В. Ф. Дубравин

ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

75

7.74

Российская академия наук Институт океанологии им. П. П. Ширшова

В.Ф. ДУБРАВИН

ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Санкт-Петербург 2021 Russian Academy of Sciences P. P. Shirshov Institute of Oceanology

V.F. DUBRAVIN

EVOLUTION OF THE HYDROCHEMICAL STRUCTURE OF THE BALTIC SEA WATERS

Saint-Petersburg 2021

УДК 551.464 (261.24) ББК 26.8 Д79

Издание осуществлено при финансовой поддержке Любови Сергеевны Дубравиной

Рецензенты:

А. С. Аверкиев, д-р геогр. наук, доцент, проф., Российский государственный гидрометеорологический университет

С. В. Александров, канд. биолог. наук, доцент, зав. лабораторией гидробиологии, Атлантический филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (АтлантНИРО)

Д79 Дубравин В. Ф

Эволюции гидрохимических структур вод Балтийского моря/Владимир Дубравин; ИО РАН. – СПб: СУПЕР Издательство, 2021. – 504 с.: ил.

ISBN 978-5-996511-70-9

На основании данных международного массива за 1950-2005 гг. (представленных в State and Evolution..., 2008), получено, что гидрохимические (кислородная, фосфатная, аммонийная и нитратная) структуры вод Балтики представлены двумя структурными зонами: поверхностной и глубинной. Использование кластерного анализа (модификация В. М. Ряховского, 1999), проведенного в двух вариантах по пяти параметрам (с учетом солености) и по четырем (без нее) - позволило в поверхностном слое Балтийского моря выделить по 6 кластеров (регионов), а в глубинном – 5 кластеров (с учетом солености) и 4 кластера (без нее). При этом кластеры 1-4 в обоих вариантах в пределах каждой из обеих структурных зон достаточно схожи. Использование статистического анализа (методика Cochrane, 1959) при построении S,O,-; S,PO,-; S,NH,-и S,NO,-диаграммы для поверхностных и глубинных зон позволило определить среднегодовые и среднемесячные ГХ-индексы для каждой водной массы (поверхностных – Западная (ПовЗБ) и Восточная (ПовВБ) и глубинных – Западная (ГлЗБ) и Восточная (ГлВБ). Получены оценки вкладов различных видов колебаний в суммарную временную изменчивость рядов гидрохимических параметров, выделены их некоторые квазицикличности: квазидвух-, 3-4-, 5-6-, 7-8-, 10-12-, 18- и 30-летние. Установлено, что временная изменчивость этих параметров обусловлена как механизмом взаимодействия океана и атмосферы, так и внешними геокосмическими силами.

К монографии прилагаются среднемесячные карты (1950–2005 гг.) гидрохимических полей и гармонических постоянных их сезонной изменчивости.

Работа предназначена для специалистов в области исследований физики, химии, экологии и географии океана, может быть полезна студентам соответствующих специальностей.

Dubravin V. F

Evolutions of hydrochemical structure of the Baltic Sea waters/Vladimir Dubravin; P. P. Shirshov Institute of oceanology RAS. – Saint-Petersburg: SUPER Izdatelstvo, 2021. - 504 p.: ill.

ISBN 978-5-996511-70-9

© Дубравин В. Ф., 2021 © ИО РАН, 2021

На первой странице обложки — Л. Дубравина «Рыбная деревня в Калининграде», фото, май 2007 г. На четвертой странице обложки — Л. Дубравина гемма «Рыбка» (агат, 3,0 X 5,3, 2013 г.)

Введение	9
1. Общие замечания. Материал и методика обработки данных	11
2. Физико-географическое описание	15
3. Гидрометеорологическая характеристика	22
3.1. Общая атмосферная циркуляция	22
3.2. Элементы водного баланса	49
3.3. Температура воздуха	81
3.4. Температура воды	87
3.5. Соленость	93
4. Структуры гидрологических и гидрохимических параметров	99
4.1. Типы вертикального распределения параметров	99
4.2. Термическая структура	101
4.3. Соленостная структура	113
4.4. Термохалинная структура	121
4.5. Кислородная структура	147
4.6. Фосфатная структура	167
4.7. Аммонийная структура	187
4.8. Нитратная структура	195
5. Районирование гидрохимических полей	214
5.1. Районирование поверхностной структурной зоны	214
5.2. Районирование глубинной структурной зоны	222
6. Термохалинные и гидрохимические индикаторы водных масс	229
6.1. Индикаторы поверхностных водных масс	229
6.2. Индикаторы глубинных водных масс	237
7. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости	949
71. Общие разменения	242
7.9. Босно силистически страни	
7.2. Геокосмические силы	249
7.3. Сопоставление долгопериодной изменчивости гидрохимических параметров Балтийского моря между собой и вынуждающими силами	262
Заключение	305
Conclusion	318
Список литературы	330
Список сокращений	351
Список рисунков	356
Figures	

Содержание

Список таблиц	390
Tables	400
Приложение А. Атлас гидрохимических полей Балтийского моря	409
Карты распределения элементов по месяцам	410
Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности (рис. 1–12)	415
Практическая соленость в ядре глубинного максимума Smax (PSU) (рис. 13–24)	421
Практическая соленость воды S (PSU) на дне (рис. 25–36)	427
Растворенный кислород на поверхности (м л ${\rm O_2}^{/}$ л) (рис. 37–48)	433
Растворенный кислород на дне (м л $\mathrm{O}_2/л)$ (рис. 49–60)	439
Фосфор фосфатов (мкмоль Р/л) на поверхности (рис. 61–72)	445
Фосфор фосфатов (мкмоль Р/л) на дне (рис. 73–84)	451
Азот аммонийный (мкмоль N/л) на поверхности (рис. 85–96)	457
Азот аммонийный (мкмоль N/л) на дне (рис. 97–108)	463
Азот нитратный (мкмоль N/л) на поверхности (рис. 109–120)	469
Азот нитратный (мкмоль N/л) на дне (рис. 121–132)	475
Приложение. Б. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости гидрохимических полей в Балтийском море	481
Карты распределения годовой гармоники (квота, амплитуда, даты наступления максимума)	482
Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности (рис. 1–3)	485
Практическая соленость в ядре глубинного максимума Smax (PSU) (рис. 4–6)	486
Практическая соленость воды Smax (PSU) на дне (рис. 7–9)	488
Растворенный кислород на поверхности (мл О ₉ /л) (рис. 10–12)	489
Растворенный кислород на дне (мл О ₂ /л) (рис. 13–15)	491
Фосфор фосфатов (мкмоль Р/л) на поверхности (рис. 16–18)	492
Фосфор фосфатов (мкмоль Р/л) на дне (рис. 19–21)	494
Азот аммонийный (мкмоль N/л) на поверхности (рис. 22–24)	495
Азот аммонийный (мкмоль N/л) на дне (рис. 25–27)	497
Азот нитратный (мкмоль N/л) на поверхности (рис. 28–30)	498
Азот нитратный (мкмоль N/л) на дне (рис. 31–33)	500
Abstract	502

Introduction	9
1. General remarks. Materials and data processing	11
2. Physical and geographical description	15
3. Hydrometeorological characteristic	22
3.1. General atmospheric circulation	22
3.2. Elements of water balance	49
3.3. Air temperature	81
3.4. Water temperature	87
3.5. Salinity	93
4. Structures of hydrological and hydrochemical parameters	99
4.1. Types of vertical distribution of parameters	99
4.2. Thermal structure1	.01
4.3. Haline structure	.13
4.4. Thermohaline structure1	21
4.5 Oxygen structure1	47
4.6. Phosphate structure1	67
4.7. Ammonium structure	87
4.8. Nitrate structure	95
5. Layout of hydrochemical fields	214
5.1. Layout of the surface structural zone	214
5.2. Layout of the deep structural zone2	22
6. Thermohaline and hydrochemical indicators of water masses2	29
6.1. Indicators of surface water masses	29
6.2. Indicators of deep water masses2	37
7. On some reasons for long-term variability of hydrochemical fields of the Baltic Sea waters	42
7.1. General remarks	42
7.2. Geocosmic forces	45
7.3. Comparison of parameters of long-term variability of hydrochemical parameters in the Baltic Sea within themselves and the driving forces	:62
Conclusion	318
References	30
Abbreviations	51
Figures	574
Tables4	00
Supplement A. The atlas of hydrochemical fields in the Baltic Sea	14
Maps of monthly distribution of elements	14
Practical surface water salinity S (PSU) (Fig. 1–12)	15
Practical salinity in the salinity maximum core Smax (PSU) (Fig. 13–24)4	21

Contents

Practical bottom water salinity S (PSU) (Fig. 25-36	
Dissolved oxygen at the surface (ml O_2/l) (Fig. 37–48)	433
Dissolved oxygen at the bottom (ml O_2/l) (Fig. 49–60)	
Phosphorus phosphate (mcmol P/l) at the surface (Fig. 61–72)	
Phosphorus phosphate (mcmol P/l) at the bottom (Fig. 73-84)	
Ammonium nitrogen (mcmol N/l) at the surface (Fig. 85–96)	
Ammonium nitrogen (mcmol N/l) at the bottom (Fig. 97–108)	463
Nitrate nitrogen (mcmol N/l) at the surface (Fig. 109–120)	469
Nitrate nitrogen (mcmol N/l) at the bottom (Fig. 121–132)	475
Supplement B. The atlas of harmonic constants of seasonal variability of hydrochemical fields in the Baltic Sea	
Maps of annual harmonics distribution (quota, amplitude, dates of maximums)	
Practical surface water salinity S (PSU) (Fig. 1-3)	
Practical salinity in the salinity maximum core Smax (PSU) (Fig. 4-6)	
Practical bottom water salinity S (PSU) (Fig. 7–9)	
Dissolved oxygen at the surface (ml O_2/l) (Fig. 10–12)	
Dissolved oxygen at the bottom (ml O_2/l) (Fig. 13–15)	
Phosphorus phosphate (mcmol P/l) at the surface (Fig. 16-18)	492
Phosphorus phosphate (mcmol P/l) at the bottom (Fig. 19–21)	494
Ammonium nitrogen (mcmol N/l) at the surface (Fig. 22–24)	495
Ammonium nitrogen (mcmol N/l) at the bottom (Fig. $25-27$)	497
Nitrate nitrogen (mcmol N/l) at the surface (Fig. 28–30)	498
Nitrate nitrogen (mcmol N/l) at the bottom (Fig. 31–33)	500
Abstract	

Светлой памяти моих коллег Рудольфа Васильевича Абрамова, Татьяны Александровны Берниковой, Виталия Александровича Бубнова, Владимира Дмитриевича Егорихина, Емельяна Михайловича Емельянова посвящается

введение

Неотъемлемым свойством физических процессов, протекающих в Мировом океане и в атмосфере над ним, является изменчивость, проявляющаяся в эволюциях (флюктуациях) гидрометеорологических элементов и приводящая к формированию неоднородностей в распределениях их свойств (параметров или характеристик)¹ (Дубравин, 2014).

Эти неоднородности охватывают широкий спектр как во времени от мелкомасштабных до многовековых периодов (Груза, Ранькова, 1980; Монин, 1969), так и в пространстве — от мелкомасштабных до глобальных (Каменкович и др., 1982; Озмидов, 1965). Однако следует иметь в виду, что пространственно-временные масштабы в атмосфере и океане различны. Поэтому в работах (Гулев и др., 1994; Woods, 1980; Мамаев, 1995) предлагаются пространственно-временные масштабы взаимодействия океана и атмосферы (от мелкомасштабного до климатического).

Детальная и достоверная информация о происхождении, распространении и трансформации водных масс (ВМ) Мирового океана (моря) очень важна для физической климатологии, физики, гидрохимии, географии и биологии океана (моря), поскольку ВМ могут рассматриваться как биотопы биогеоценозов (Беклемишев, 1969). На границах ВМ (фронтальных зонах) происходит смена составов гидробионтов, причем чем больше различаются ВМ по своим свойствам, тем заметнее меняется население вод при переходе от одной ВМ к другой². Следовательно, интерес представляют не только сами ВМ, но и их сочетание и взаимодействие в горизонтальном (структурные зоны — СЗ) (Степанов, 1974) и вертикальном (структура вод — СВ) (Добровольский, 1961) направлениях.

Балтийское море (средиземное, внутриматериковое или внутриконтинентальное (Берникова, 1980; Балтийское море, 2015)) как в гидрометеорологическом, так и гидрохимическом отношении является достаточно изученной частью Мирового океана. В этом море под действием солеформирующих факторов (атмосферной циркуляции, речного стока и водообмена с Северным морем) (Антонов, 1987) создается устойчивая плотностная стратификация, определяющая гидрологический и гидрохимический режимы. При этом в формировании гидрохимического режима кроме физических процессов, приводящих

¹ В равной степени это относится и к химическим, и биологическим процессам (Драган и др., 1987).

² См. также концепции: активных пограничных областей (Артемьев, 1993; Биогеохимия пограничных..., 1994; Лисицын, 1978); барьерных зон (Емельянов, 1998); экотонов (Одум, 1975).

введение

к образованию главного скачка плотности (пикноклина), участвуют и биохимические: продуцирование в процессе фотосинтеза, деструкция органического вещества и биологический круговорот веществ (Алекин, Ляхин, 1984; Берникова, 1980). Таким образом, как термохалинная структура, так и структуры гидрохимических параметров Балтики представлены двумя структурными зонами: поверхностной, или деятельным слоем (ДС), и глубинной. Тем не менее, пространственно-временная изменчивость гидрохимических параметров, их СЗ и СВ, гидрохимические индикаторы ВМ, районирование гидрохимических полей на однородном материале для всей Балтики изучены недостаточно.

Появление наиболее полного многолетнего гидрологического массива (State and Evolution..., 2008) позволило с учетом новых данных провести не только статистический Т,S-анализ поверхностных и глубинных вод Балтийского моря по различным методикам и исследование крупномасштабной пространственно-временной термохалинной изменчивости этих ВМ (Дубравин, 2017), но и выполнить подобное исследование для гидрохимических параметров по всему Балтийскому морю.

Настоящая работа посвящена исследованию пространственно-временной изменчивости гидрохимических параметров (растворенного в воде кислорода (O_2), фосфора фосфатов (PO_4), аммонийного (NH_4) и нитратного (NO_3) азота вод всего Балтийского моря, определению гидрохимических индикаторов ВМ и районированию этих параметров в пределах поверхностной и глубинной СЗ.

В разное время от разных ученых автор получал советы и консультации по вопросам, затрагиваемым в настоящей работе. Наиболее ценными были советы Р. В. Абрамова, А. С. Аверкиева, С. В. Александрова, В. А. Белязо, Т. А. Берниковой, В. А. Бубнова, С. К. Гулева, О. А. Гущина, В. В. Дмитриева, С. А. Добролюбова, А. И. Дуванина, В. Д. Егорихина, Е. М. Емельянова, Г. К. Ижевского, И. П. Карповой, К. В. Кондратовича, С. К. Кудерского, С. С. Лаппо, В. Н. Лукашина, Ю. И. Ляхина, О. И. Мамаева, В. М. Радикевича, Е. И. Серякова, Ж.И. Стонт, В. Р. Фукса, И. П. Чубаренко.

Автор благодарит Немецкий центр океанографических данных (BSH/DOD(M42) за предоставление для анализа данных измерений гидрометеорологических элементов и содержания растворенного кислорода на станциях Аркона Бэсин (Arkona Basin), Дарсс Силл (Darss Sill), Фемарн-Бельт (FehmarnBelt) и Киль (Kiel) сети MARNET за 2002–2016 гг. (соглашения 2518/2014–002 и 2518/2016–075).

Обработка массивов всех гидрометеорологических и гидрохимических данных на персональном компьютере выполнена А. В. Смирновым или по его программам. Расчет площадей изобат в пределах одноградусных трапеций выполнен Д. В. Дороховым. В построении карт участвовали Г. Е. Маслянкин и М. М. Сыс. В подготовке электронного макета рукописи участвовали М. А. Багаева, М. В. Капустина, А. В. Мышерин и Ж. И. Стонт. Всем им автор приносит искреннюю благодарность.

1

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Исследование выполнено на однородном материале многолетнего гидрологического массива Института исследований Балтийского моря (Das Leibniz-Institut für Ostsee forschung Warneműde – IOW) (State and Evolution..., 2008), усредненного по среднемесячным значениям температуры T_w (°C), солености S (PSU), кислорода ($O_2 - мл/л$, мкмоль O_2/kr), фосфора фосфатов ($PO_4 - мкмоль P/kr$), аммонийного и нитратного азота (NH_4 и $NO_3 - мкмоль N/kr$) (0-дно) на регулярной сетке 1×1° (рис. 1).

В литературе нет единого мнения о критериях выделения границ между характерными слоями и СЗ в Балтике. В данной работе для гидрохимических параметров, как и ранее (Гидрохимический режим, 2017; Дубравин и др., 2017б), в пределах деятельного слоя выделяется верхний квазиоднородный слой (ВКС) и нижняя часть ДС или верхняя часть главного слоя скачка, а в глубинной СЗ — нижняя часть главного слоя скачка, а в глубинной СЗ — нижняя часть главного слоя скачка и придонный слой. При этом за нижнюю границу ВКС принимаем: начало оксиклина $G^{O2} \ge 0,1$ мл $O_2/л$ ·м (4,47 мкмоль $O_2/кг$ ·м); начало фосфатоклина $G^{P04} \ge 0,01$ мкмоль Р/кг·м; начало главного слоя скачка а з границу между поверхностной и глубинной СЗ: для O_2 и NO₃ — глубину максимального вертикального градиента G^{O2}_{max} и G^{NO3}_{max} ; для PO_4 — глубину залегания изофосфаты 1,0 мкмоль Р/кг.

Горизонтальные и вертикальные границы ВМ определялись, исходя из геометрии Т,S-кривых В. Б. Штокмана (1943), по линии 50-процентного содержания процентной номограммы соответствующего месяца, сезона (года) (Дубравин, 2003; Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, Капустина, 2015; Капустина, Дубравин, 2015б; Дубравин, 2017).

Статистическая обработка поверхностных и глубинных вод Балтийского моря выполнена по методике Cochrane (1956), позволяющей получить величину площади, занятой определенным T,S-; S,O_2 -; S,PO_4 -; S,NH_4 - или S,NO_3 -классом на определенный момент времени (месяц, сезон, год), а также T,S-; S,O_2 -; S,PO_4 -; S,NH_4 - и S,NO_3 - индексы BM.

В ряде работ Броккера и Такахаши (Broecker, Takahashi, 1980, 1981; Broecker et al., 1976, 1980) в качестве трассеров ВМ предлагаются



Рис. 1. Нумерация (условная) одноградусных трапеций в Балтийском море для многолетнего гидрологического массива Института исследований Балтийского моря. (Из Дубравин, 2017)

параметры «NO» и «PO», представляющие комбинацию выраженных в грамм-молекулярной форме концентраций растворенного кислорода и биогенных элементов (азота и фосфора).

Для исключения субъективных оценок при районировании среднегодовых поверхностных и глубинных полей солености, кислорода, фосфатов, аммония и нитратов был выполнен кластерный анализ — метод агломерации многомерной информации, где исходные данные объединяются в группы (кластеры) по степени корреляционной близости исходных точек, в качестве меры расстояния между которыми выбрана евклидова норма (модификация В. М. Ряховского, 1999). Районирование выполнялось в двух вариантах: ГХ параметры с учетом солености и только ГХ параметры.

Для получения численных оценок пространственно-временной изменчивости гидрохимических параметров всего Балтийского моря и выяснения причин этой изменчивости были использованы модели временного ряда для долгопериодной изменчивости (использованной в Лаппо и др., 1990; Гулев и др., 1994) и для короткопериодной и долгопериодной (предложенной в Дубравин и др., 2010а, б).

Временные ряды содержании растворенного кислорода с часовой дискретностью (ст. Arkona Basin, Darss Sill и Kiel) позволяют исследовать их структуру с помощью авторской модели временного ряда,

использованной нами (в Дубравин и др., 2010б, в; Дубравин, Стонт, 2011, 2012; Dubravin et al., 2010; Дубравин, 2014, 2017; Дубравин и др. 2017а).

В данной модели временной исходный ряд (ИР) складывается из короткопериодной (высокочастотной) (КП) и долгопериодной (низкочастотной) (ДП) изменчивостей, которые, в свою очередь, состоят из нерегулярной внутрисуточной (ВСИ), регулярного суточного хода (СХ)³, межсуточной (синоптической) (СИ) и нерегулярной внутригодовой (ВГИ), регулярного сезонного хода (СезХ) и межгодовой (МГИ) компонент:

$$\mathbf{MP} = \mathbf{K}\mathbf{\Pi} + \mathbf{\Lambda}\mathbf{\Pi} \tag{1.2}$$

ИР = ВСИ + СХ + СИ + ВГИ + СезХ + МГИ (1.3) Технология оценки отдельных членов (1.4) близка по смыслу к использованной (в Лаппо и др., 1990; Гулев и др., 1994)⁴. После того, как исходный ряд был сглажен скользящим месячным осреднением и получен ряд:

ДП = ВГИ + СезХ + МГИ (1.4) производилась оценка членов в рамках модели (Лаппо и др., 1990). Регулярный годовой (сезонный) ход СезХ получается из многолетнего ряда ДП после осреднения значений для каждого месяца за все годы, межгодовая изменчивость МГИ – из многолетнего ряда после осреднения за каждый год, нерегулярная внутригодовая ВГИ получалась как остаточная.

Вычитание ДП из ИР даст короткопериодную изменчивость КП

 $K\Pi = ИР - Д\Pi \tag{1.5}$

или

$$K\Pi = BCH + CX + CH \tag{1.6}$$

Сглаживание КП с периодом сутки дает возможность получить реализацию — СИ, осреднение КП за каждый час — СХ, после чего составляющая ВСИ получалась как остаточная.

Временные ряды гидрохимических параметров с месячной дискретностью (одноградусные трапеции) позволяют исследовать структуру (ДП) в рамках модели (Лаппо и др., 1990) – (1.4).

Полученные ряды гидрохимических параметров обрабатывались с применением дисперсионного, корреляционного, гармонического и спектрального анализа (Брукс и Карузерс, 1963). Расчеты статистик этих рядов также проведены в соответствии с Брукс и Карузерс, 1963.

³ Следует иметь ввиду, что суточный ход гидрометэлементов, вызываемый суточным ходом солнечной радиации (согласно Груза, Ранькова, 1980; Woods, 1980; Лаппо и др., 1990; Гулев и др., 1994) относится к синоптической изменчивости, а (согласно Монин, 1969; Монин и др., 1974; Каменкович и др., 1982) как и в нашем случае, к мезомасштабной, т.е. Т = 1 сутки – для нас – граница между мезомасштабной и синоптической компонентами.

⁴ Сходные модели временного ряда были предложены Р. В. Абрамовым. Для КП рассматривается общая дисперсия, состоящая из дисперсий суточных, синоптических и «случайных» изменений (Абрамов, 1982; Абрамов и др., 1983). Для ДП рассматривается общая дисперсия, состоящая из дисперсий годового хода, многолетних изменений и «случайных» изменений (Абрамов, 1988).

Для выявления их «регулярного суточного хода» (СХ) (Дубравин и др., 2010а) и «нормального сезонного хода» (СезХ) (Лаппо и др., 1990) выполнен гармонический анализ для первых четырех гармоник⁵, позволивший определить их квоты q (вклад в общую дисперсию суточного или сезонного хода), амплитуды А, фазы Θ , даты наступления максимума T_{max} , начиная с 1 января, и отношения амплитуд суточной волны к полусуточной (годовой волны к полугодовой).

⁵ Здесь рассматриваются только первые две.

2

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Балтийское море, относящееся к бассейну Атлантического океана, является средиземным, внутриматериковым (внутриконтинентальным) морем⁶ (Шокальский, 1917, 1959; Дитрих, 1962; Добровольский и Залогин, 1965; Берникова, 1980; Балтийское море..., 2015). Связь с Атлантическим океаном осуществляется через Северное море и проливы Скагеррак, Каттегат и Датские (Малый и Большой Белт и Зунд). Из-за ограниченного водообмена с Северным морем, небольших глубин⁷ и значительного пресноводного баланса Балтика (Дубравин, Маслянкин, 2012а) - солоноватоводный водоем. Оно глубоко вдается в северо-западную часть евразийского материка. Море, по форме напоминающее гиганский «трезубец» (Добровольский и Залогин, 1965), значительно простирается как по широте, так и по долготе. Самая северная точка расположена на 65°58' с.ш., а самая южная – на 53°39' с.ш. Таким образом, меридиональная протяженность моря составляет 1369 км, что создает различия климатических условий в разных регионах моря (Добровольский и Залогин, 1965; Дубравин, 2017).

Что касается западной границы Балтийского моря, то здесь нет единой точки зрения. Одни исследователи к Балтийскому морю относят и проливы Каттегат, Датские (Шокальский, 1917; 1959; Дитрих, 1962; Фролов, 1971; Хупфер, 1982; Mikulski, 1982; Суховей, 1986; Гидрометеорологические условия..., 1992; HELCOM, 2010), другие — границу моря проводят по северным рубежам Датских проливов (Балтийское море...,

⁶ Следует иметь ввиду, что в работах (Океанография и морская..., 1974; Чеботарев, 1978; Нечипорук, 2012) моря, глубоко врезающиеся в сушу и имеющие относительно слабый водообмен с Мировым океаном, именуются внутренними. В то время как общепринято, что внутренние моря — моря, не имеющие связи с Мировым океаном (Берникова, 1980). Поэтому неудивительно, что (в Стрюк и др., 2002) Балтику называют внутренним морем, а (в Айбулатов, 2005) Черное, Азовское, Каспийское и Балтийское относят к внутренним морям России.

⁷ Отличительной чертой рельефа дна Балтийского моря (хотя и при небольших глубинах) является заметная расчлененность, обусловленная наличием впадин, подводных порогов между ними, узких желобов и проливов, песчаных и каменистых банок (Дорохов, Дорохова, 2011).

2015), третьи — к югу от Датских проливов по точкам: от М. Фальстербууде через М. Стевнс-Клинт до северо-восточной оконечности о. Мёэн по юго-восточному побережью этого о-ва, затем вдоль южных берегов о-в Лоланн и Лангеланн к М. Вайнес-Накке и от него к М. Пельс-Хук⁸ (Лоция проливов..., 1959; Добровольский, Залогин, 1965; Михайлов, Леонтьев, 1970; Тамсалу, 1979; Термины. Понятия..., 1980; Смирнова, Савчук, 1983) (рис. 2). В последнем случае крайний западный предел моря — 09°25' в.д., а крайняя восточная точка — 30°15' в.д., следовательно, в зональном направлении море вытянуто на 20°50-, что составляет около 1243 км. В этих границах (по оценкам Дорохов, Дорохова, 2011) площадь зеркала моря $S_0 = 378,5$ тыс. км², с учетом островов — 398,7 тыс. км²; протяженность береговой линии $l_0 = 16885$ км, с учетом островов — 46924 км; длина моря L = 1735 км, ширина — максимальная $B_{max} = 439$ км, средняя — $B_{cp} = 218$ км



⁸ Эту позицию разделяем и мы (Дубравин, 2017). Однако следует заметить, что это районирование корректно только с позиций морфологии. Ниже будет показано, что «с океанографической точки зрения бассейн моря начинается, собственно говоря, только от линии о. Сьелланд — о. Рюген, между которыми существует полоса малых глубин, обосабливающая часть моря, лежащую к западу от вышеупомянутой линии и образующая так называемый Арконский бассейн» (Шокальский, 1959, С. 153).

(см. рис. 2). Объем воды моря V = 20354 км³; максимальная глубина моря H_{max} = 459 м, средняя – H_{cp} = 53,8 м.

Коэффициент изрезанности береговой линии⁹ К_{изр} рассчитывался в трех вариантах: для площади зеркала S₀ и береговой линии l₀ (К_{изр-1} = 48,6); для площади островов и их береговой линий (К_{изр-2} = 374,6) и по площади моря с островами и сумме длин берегов моря и островов (К_{изр-3} = 131,7). По нашему мнению, третий вариант наиболее отвечает условиям для моря в целом (Дубравин, 2017).

Сравнение результатов расчетов морфометрических характеристик Балтийского моря по данным разных авторов (табл. 1) выявило их значительные различия. Это, по всей вероятности, связано с различными методами получения и обработки батиметрических данных и разницей в проведении границ Балтийского моря. Тем не менее, поскольку в работе (Дорохов, Дорохова, 2011) использованы новые батиметрические данные, обработанные современными автоматизированными методами, полученные ими морфометрические значения можно считать наиболее точными, и поэтому будем на них опираться в дальнейшем.

Таблица 1

Основные мор- фометрические характеристики	Термины Понятия, 1980	Хупфе	p, 1982	HEL- COM, 2010	Дорохов, Дорохова, 2011	Балтийское море, 2015
Границы моря	М. Скаген- Гетеборг	М. Скаген- Гетеборг	От Датских проливов	М. Скаген- Гетеборг	От Датских проливов	От прол. Каттегат
Площадь моря (тыс. км²)	419	415,12	372,73	415,0	378,53	386
Объем моря (тыс. км ³)	21	21,71	20,92	21,76	20,35	-
Средняя глубина (м)	50	52	56	52	53,8	-
Максимальная глубина (м)	470	459	459	459	459	459
Длина берего- вой линии (без о-ов) (км)	-	-	-	-	16 885,1	-
Длина берего- вой линии (с о-овами) км)	-	>22 000	-	-	46 924,4	-
Длина моря (км)	-	-	-	-	1 735	1360
Ширина моря (км)максималь- ная/средняя	-	-	-	-	438,5/ 218,2	650/

Морфометрические характеристики Балтийского моря по данным разных авторов. (Из Дубравин, 2017)

⁹ Коэффициент изрезанности береговой линии К_{изр} — отношение длины береговой линии l₀ к длине окружности l_{s0}, равновеликой площади зеркала S₀ (Берникова, 1980). Отсюда К = l₀/l_{s0}, где l_{s0} = 2πг, r = $\sqrt{S_0}/\pi$.

2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

В зависимости от целей и задач исследования географы в Балтийском море выделяют разное количество регионов, тем более, что районирование может проводиться по многим параметрам, достаточно подробную их сводку можно найти (в Дубравин, 2017). Рассмотрим некоторые из них. Согласно Climate Atlas of the Baltic Sea, приведенному (в State and Evolution..., 2008), в Балтийском море выделяется 11 гидрометеорологических районов (B01÷B11) (рис. 3), для которых приводятся среднемесячные значения температуры воды T_w , воздуха T_a и точки росы T_d , скорости ветра W, атмосферного давления P_0 и атмосферных осадков Pr на интервале 1951–2000 гг. Эти данные были использованы нами (в Дубравин, Маслянкин, 2012а) для расчета месячных карт T_a , T_d , W, P_0 , Pr и Ev.



Рис. 3. Гидрометеорологическое районирование Балтийского моря. По (State and Evolution ..., 2008). (Из Дубравин, Маслянкин, 2012а)

В монографии (Хупфер, 1982) приведена схема районирования Балтийского моря по характеру донного рельефа, в соответствии с которым выделено 18 районов: Боттенвик, Северное Ботническое море, Южное Ботническое море, Аландское море, Шхерное море, Финский залив, Рижский залив, северная часть Центральной котловины, впадина Фаре, Готландская впадина, Гданьская котловина, Ландсортская впадина, западная часть Готландской котловины, Борнхольмская котловина, Арконская котловина, Зунд, море Бельтов, Каттегат.

2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Таблица 2

			Площад	и по даннь	ім автор	ОВ	Вычисленные в QGIS (Капустина, Дубравин, 2015)			
№№ Регион		ECMMO, 2015	Mikulski, 1982,1986	Хупфер, 1982	Andersen, Pawlak, 2006	Leppäranta, Myrberg, 2009	Площадь бассейна, тыс км²	Изобата	Площадь котловины	
1	Боттенвик			36,8			35,83	20	21,14	
2	Ботнический залив	121,2	103,6	64,53 + 5,5 (Аланд- ское море)	115,52	115,52	68,19	60	33,28	
3	Шхерное море			9,04			9,73			
4	Финский залив	29,8	29,5	29,57	29,60	29,50	31,57	70	1,13	
5	Рижский залив	19,1	17,6	18,1	16,33	17,91	18,76	20	10,67	
6	Северо- Балтийская			29,07		28,98	29,32	140	1,6	
7	Фарё			18,24		63,48	19,16	130	1,59	
8	Готландская			44,39			44,69	130	8,46	
9	Гданьская			25,6		25.23	25,73	90	6,14	
10	Ландсортская	215,41	236,02	7,14	211,07	34,23	8,82	130	2,33	
11	Западная часть Готландской			27,08			13,30	110	2,27	
12	Эландская						12,44	100	0,51	
13	Борнхольмская			38,99		38,94	34,20	60	10,45	
14	Арконская	015 (1		18,67		19,07	18,36			
15	Кильский зал.	215,41	236,02		211,07	$20,12^{3}$	9,84	20	3,07	
	Балтийское море, без Датских пр.	387,94	385,84	372,73	372,86	392,984	379,94		102,64	

Площади регионов Балтийского моря (тыс. км²) по данным разных авторов. По (Капустина, Дубравин, 2015). (Из Дубравин, 2017)

Примечание: 1Площадь указана в сумме для открытой части Балтики.

²Площадь указана в сумме для Центральной Балтики.

⁴Площадь Балтийского моря указана без учета пр. Каттегат.

³ Площадь указана в сумме для Бельтского моря и Зунда.

2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

М. В. Капустиной (Капустина, Дубравин, 2015) на базе батиметрических данных IOW (http://www2008.io-warnemuende.de/research/ en iowtopo.html) с использованием бесплатной геоинформационной системы (ГИС) OGIS 2.6.1. в проекции WGS84 UTM Zone 34N было выполнено районирование Балтийского моря. При этом границы моря и заливов проводились (согласно Лоция проливов..., 1959 и IHO, 1953). Кроме того, при проведении границ регионов бассейнов котловин учитывалось мнение В. М. Литвина (1987) или М. В. Руденко (2002) о предпочтительном соблюдении геоморфологических границ бассейна, иными словами, граница бассейна котловины должна проходить по минимальным отметкам дна вокруг нее. Поэтому при проведении границ регионов использовались величины углов уклона дна (из Дорохов, Дорохова, 2011), а границы самих котловин проводились по первой замкнутой изобате. В результате для всей Балтики было выделено 15 районов, наименования и площадь которых указаны в таблице 2. При этом, по нашим оценкам, площадь зеркала моря S₀ = 379,9 тыс. км², а суммарная площадь котловин составила 102,6 тыс. км². Сравнение с результатами других авторов, приведенными в этой же таблице, показало, что наиболее схожи схемы географического районирования в работах (Хупфер, 1982 и Капустина, Дубравин, 2015). Что касается некоторых различий в оценках площадей регионов и зеркала Балтики, то они могут быть объяснены как различными способами выделения районов, так и разницей в методиках вычисления площадей.

Построенные батиграфическая S(H) и объемная V(H) кривые (табл. 3, рис. 4) позволяют утверждать, что около 99% площади моря (375,8 тыс. км²) и всего объема вод (20,3 тыс. км³) сосредоточено в районах, в которых глубина не превышает 180 м. Около 31% площади моря (117 тыс. км²) и около 32% объема (7,9 тыс. км³) занимает подводный береговой склон (до 25 м) (Литвин, 1987; Дорохов, Дорохова, 2011;



Рис. 4. Батиграфическая S(H) и объемная V(H) кривые Балтийского моря. (По Капустина, Дубравин, 2015). (Из Дубравин, 2017)

Жамойда, Сивков, 2012). К прибрежному мелководью (от 25 м до 35 или до 50 м) (Литвин, 1987; Жамойда, Сивков, 2012 или Литвин, 1981; Есюкова, 2009) относится около 10 или 14 % площади моря (38 или 90 тыс. км²) и около 13 или 33 % объема (2,4 или 5,5 тыс. км³). На долю котловин, суммарная площадь которых составляет 102,6 тыс. км², приходится 27 % площади зеркала и 17 % всего объема (3,4 тыс. км³), а их глубина в среднем для Балтики превышает 77 м (Дубравин, 2017).

Таблица 3

Площади (тыс. км²) и объемы воды (тыс. км³) по заданным изобатам
в Балтийском море, рассчитанные по данным
(http://www2008.io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html).
(По Капустина, Дубравин, 2015). (Из Дубравин, 2017)

Горизонт (м)	Площадь (тыс. км ²)	Объем (тыс км ³)	Горизонт (м)	Площадь (тыс. км ²)	Объем (тыс км ³)
0	379,94	20,44	180	4,14	0,13
10	328,50	16,92	190	3,20	0,09
20	283,94	13,86	200	2,32	0,06
30	241,98	11,24	210	1,78	0,04
40	208,31	9,00	220	1,26	0,03
50	172,97	7,10	230	0,75	0,02
60	144,49	5,51	240	0,33	0,01
70	119,29	4,20	250	0,25	0,01
80	94,75	3,13	260	0,21	0,01
90	70,32	2,31	280	0,15	0,003
100	52,18	1,70	300	0,10	0,002
110	38,42	1,25	320	0,07	0,001
120	28,86	0,91	340	0,05	0,00
130	21,02	0,66	360	0,03	0,00
140	15,44	0,48	380	0,009	0,00
150	11,54	0,35	400	0,00	0,00
160	8,69	0,25	459	0,00	0,00
170	5,67	0,17			

3

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Гидрометеорологический режим Балтийского моря в целом определяется следующими факторами (Соскин, 1963; Добровольский, Залогин, 1965; Антонов, 1987): 1) общая атмосферная циркуляция; 2) речной сток, непосредственно влияющий на соленость верхнего слоя моря в прибрежных районах; 3) водообмен с Северным морем, влияющий на соленость придонных слоев. При этом два последних режимообразующих фактора в значительной степени зависят от первого — общей циркуляции атмосферы, а, кроме того, — это основные составляющие водного баланса моря (Дубравин, Маслянкин, 2012а; Дубравин, 2014, 2017). Необходимо также принимать во внимание вклад местных режимообразующих факторов, определяемых географическим положением регионов Балтики, орографией и свойствами подстилающей поверхности морского побережья (Алисов и др., 1952). Совместное действие всех режимообразующих факторов обусловливает временной ход (режим) гидрометеорологических показателей (элементов) и формирует структуру вод бассейна и их циркуляцию.

3.1. Общая атмосферная циркуляция

В холодный период над европейской территорией России (ЕТР) активизируется Сибирский антициклон, а в районе Исландии развита циклоническая деятельность. Преобладают южные, юго-западные и западные ветры, порывистые, часто достигающие силы шторма (Атлас Климат морей..., 2007; State and Evolution..., 2008). Весной при вторжении воздушных масс с севера наблюдается понижение температуры воздуха, осадки выпадают значительно реже, чем зимой, штормовая деятельность ослабевает. В теплый период с развитием процессов летней трансформации заметно ослабляется активность циркуляции, над Европой образуется общирная область термической депрессии, в то же время ослабевает деятельность Исландского минимума и активизируется Азорский максимум (Дубравин, 1994; Дубравин, Стонт, 2012).

В таблице 4 представлены усредненные по десятилетиям миграции над Северной Атлантикой центров Исландского минимума (ИМ) и Азорского максимума (АМ) на интервале 1891–1995 гг. (Дубравин, 1994, 2013).

Где было показано, что эти центры действия атмосферы (ЦДА), хотя и совершают достаточно сложные траектории (рис. 5), но не удаляются от своих центральных точек¹⁰ более чем на 250 миль¹¹.

Устойчивые, противоположные по фазе колебания атмосферного давления с многомесячной цикличностью на севере и на юге северного Атлантического океана принято называть Северо-Атлантическим колебанием (САК) (North Atlantic Oscillation — NAO) (Хромов, Мамонтова, 1974). Соединив барические центры за какой-то месяц, год или десятилетие прямой, можно получить направление барического градиента за этот осредненный период, а значит, получить и направление результирующего переноса приземного слоя воздуха.

Следует иметь ввиду, что в отношении индекса САК в литературе нет однозначного мнения: как отечественными, так и зарубежными исследователями было предложено немало вариантов индекса САК (NAO)¹². В Дубравин, 1994 в качестве индекса САК на базе месячных карт приземного давления ААНИИ была предложена величина барического градиента (абсолютное значение) между центрами ИМ и АМ по ежемесячным данным, для удобства увеличенная в 1000 крат. Таблица 4 и рис. 5 показывают также, что индекс САК с конца XIX века и до середины XX возрастал, с начала 1960-х годов и до конца 1980-х менялся мало (с начала 90-х вновь резко возрастал). Таблица 5 позволяет оценить тесноту связи между среднегодовым и ежемесячными индексами САК (своего рода меру устойчивости индекса САК). Если проводить оценку на всем временном интервале, то можно говорить о наибольшей положительной связи в июле и январе (r = 0,58 и 0,52) и наименьшей – в сентябре и мае (r = 0,14 и 0,34), что связано с СезХ давления в центре Азорского максимума¹³ (Дубравин, 1994). Если же рассматривать индекс САК, усредненный за декабрь-март, то теснота связи возрастает до r = 0,82. При сравнении таких связей по десятилетиям отметим, что наибольшая теснота связи от месяца к месяцу может меняться от r = 0.48 (май) до r = 0.93 (февраль), а наименьшая — от r = 0,12 (март) до r = -0,96 (май). Для индекса среднего за декабрь-март наименьшая связь r = 0.55 (1921–1930 гг.), наибольшая r = 0,92 (1981–1990 гг.). Заметим также, что за пятилетие 1991–1995 гг. теснота связи между годовым и месячными индексами САК достигала экстремальных (положительных или отрицательных) значений для большинства из них.

¹⁰Среднее за 1891–1995 гг. положение ИМ – $\phi = 62,3^{\circ} \pm 2,18^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 27,3^{\circ} \pm 8,07^{\circ}$ з.д.; АМ – $\phi = 35,4^{\circ} \pm 2,27^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 29,0^{\circ} \pm 3,94^{\circ}$ з.д. (Дубравин, 2013).

¹¹ Устойчивость положения ЦДА нашей планеты (в Дмитриев, Белязо, 2006; Дмитриев и др., 2018) связывается с ее гравитационным полем: барические минимумы приурочены к зонам с отрицательной аномалией силы тяжести Земли, а барические максимумы — к зонам с положительной.

¹² Достаточно полные сводки об индексах САК (NAO) можно найти в работах (Радикевич, Ийамуремье, 1999; Смирнов, Смирнов, 1998).

¹³ Преобладает полугодовая периодичность с максимумами в январе и июле и минимумами в мае и октябре (Дубравин, 1994).

Таблица 4

Средние за 10 лет (среднедекадные) параметры ЦДА Северной Атлантики
(1891–1995 гг.), рассчитанные (по Дубравин, 1994, 2013), и индекс САК
в терминах различных авторов. (Из Дубравин, 2017)

	Исландский Азорский (Дубравин, (Радикевич, Ийа- минимум максимум 1994) муремье, 1999)						(Абра	мов,	Сто	нт, 200	94)				
Годы	арота ф, с.ш.	ылгота λ, з.д.	мение Р, г∏а	арота ф, с.ш.	ылгота λ, з.д.	ление Р ₀ , гПа	ь градиента дав- я (гПа/град.ф)	(ндекс САК ^{3x} гПа/град.ф)	ь градиента дав- я (гПа/100 км)	авл. град. давл. (α) (град.)	ь градиента дав- я (гПа∕град.ф)	Вирту-альн.	центр прило- жения	імут (дирекц. угол — В°)	інос (град.) ¹
	Ē	Д	Даг	Ē	Д	Дав	түдол тени	I0 (10	Модул лени	Напр	инэг лени	ф, с.ш.	λ, з.д.	чеА	Вь
1891– 1900	63, 4	25,3	1002,7	35,4	28,9	1020,6	0,63	627	0,564	7,5	0,63	49,4	27,1	187,5	277,5
1901– 1910	64,2	31,7	1002,0	33,5	28,0	1022,1	0,64	639	0,576	-6,9	0,64	48,8	29,8	173,1	263,1
1911– 1920	62,6	32,2	1001,2	34,0	32,2	1022, 6	0,74	737	0,664	-0,1	0,74	48,3	<u>32,2</u>	179,9	269,9
1921– 1930	63,7	28,3	1001,0	33,4	32,1	1023,0	0,72	722	0,650	7,2	0,72	48,6	30,2	187,2	277,2
1931– 1940	62,6	26,1	1001,1	34,9	29,5	1022, 7	0,78	779	0,702	6,9	0,78	48,8	27,8	186,9	276,9
1941– 1950	61,7	23,7	<u>1003,8</u>	<u>38,6</u>	26,8	1021, 3	0,74	744	0,670	7,6	0,74	50,2	25,3	187,6	277,6
1951– 1960	60, 4	29,1	1001,8	36,4	28,5	1021, 3	0,79	794	0,716	-1,5	0,79	48,4	28,8	178,5	268,5
1961– 1970	60,8	26, 6	1003,0	35,8	28,9	1022,7	0,78	779	0,702	5,2	0,78	48,3	27,7	185,2	275,2
1971– 1980	62,0	24,8	1002, 0	35,9	27,2	1023,0	0,80	801	0,722	5,3	0,80	48,9	26,0	185, 3	275,3
1981– 1990	61,8	24,6	1002,0	35,2	28,8	1023,4	0,79	793	0,715	<u>9,1</u>	0,79	48,5	26,7	189,1	279,1
1991– 1995	60,8	28,7	1002,4	36,8	26,6	1025,0	0,92	920	0,828	-4,9	0,92	48,9	27,6	175,1	265, 1
1891- 1995	62,3	27,3	1002,1	35,4	29,0	1022, 3	0,751	751	0,681	3,6	0,751	48.9	28,2	183,6	273,6

Примечание: ¹ Вынос — метеорологическое направление ветра, «откуда дует» (Абрамов и др., 2012). Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.



Рис. 5. Дрейф Исландской депрессии (а) и Азорского максимума (б) за 1891–1989 гг. (По Дубравин, 1994)

У западноевропейских И североамериканских исследователей (McCartney, 1996; Curry et al., 1998; Malmberg, Desert, 1999; Ekman, 2003; Omstedt et al., 2004; Yan et al., 2004; Hünicke, 2008; Andersson, 2009) пользуется популярностью индекс NAO, предложенный J. W. Hurrell (1995). Этот индекс получен как средняя за четыре зимних месяца (декабрь-март) разность давлений между пунктами Лиссабон (Португалия) и Стиккисхоульмур (Исландия) на интервале 1864–1994 гг. Здесь с учетом фиксированного расстояния определяется вектор градиента давления, но фактически это псевдовектор, так как он характеризует не градиент давления, а только изменение давления в направлении линии между Исландией и Португалией. Такой псевдоградиент давления не определяет ни интенсивность, ни направление приземной циркуляции, и попытка связать его с процессами над Европой и европейской территорией России (ЕТР) должна приводить к неустойчивым связям (Радикевич, Ийамуремье, 1999)¹⁴.

¹⁴ Подтверждение этому можно найти в работе (Hünicke, 2008), в которой показано, что теснота связи между средним за 1900–1998 гг. уровнем

У индекса NAO принято различать две фазы: положительную (положительное значение индекса NAO) и отрицательную (отрицательное значение индекса NAO). При первой исландский и азорский ЦДА хорошо развиты и смещены к северу, градиенты давления увеличены, результирующий (зональный) перенос усилен; при второй – ИМ и АМ смещены к югу, градиенты давления пониженные, зональный перенос ослаблен или даже меняется на меридиональный. Однако деление индекса NAO на положительную и отрицательную фазы только несколько уменьшает эту неопределенность.

Предложенный нами индекс САК (Дубравин, 1994), как и большинство индексов, позволяет оценивать интенсивность переноса воздушных масс в умеренных широтах Северной Атлантики не только зимой, но и в течение всего года, однако он не учитывает направления переноса. Этот недостаток был устранен В. М. Радикевичем и Э. Ийамуремье (1999), выполнившими двухпараметрическое описание САК через модуль градиента давления (гПа/100 км) и угол отклонения его от меридиана (α°). В работах Р. В. Абрамова (2004–2016; Абрамов, Стонт, 2004; Абрамов и др., 2012) учитывалось не только двухпараметрическое описание САК через интенсивность переноса (гПа/град. широты) и азимута (дирекционного угла) с ИМ на АМ (в°), но и положение виртуального центра приложения (средние значения широты и долготы между исландским и азорским ЦДА) и направление результирующего переноса – вынос (перпендикуляр к линии азимута), показывающий направление итогового перемещения масс воздуха за период усреднения (см. табл. 4), хотя сам автор эти параметры называет не индексом САК, а параметрами положения, миграций и связи ЦДА. Из таблицы 4 следует, что среднемноголетний (1891–1995 гг.) барический градиент ориентирован с юга на север ($\alpha = 4^{\circ}$), а среднегодовой результирующий перенос воздушных масс (перпендикуляр к барическому градиенту в северном полушарии, отклоненный вправо) на этом интервале не выходит за пределы ЗСЗ-ЗЮЗ. Именно это и определяет господство над Балтийским морем ветров западной четверти, обусловливающих перенос теплых и влажных масс воздуха с Атлантического океана. А стало быть, и проявление характерных черт, присущих морскому климату умеренных широт (сравнительно небольшие колебания среднемесячной температуры воздуха, большая влажность и облачность в течение всего года, значительное количество осадков) (Алисов и др., 1952).

моря в Балтике и индексом NAO меняется от r = 0,15 \div 0,40 на западе моря до r = 0,60 \div 0,72 — на востоке. Однако межгодовая изменчивость тесноты связи между уровнем в Хельсинки или Варнемюнде и индексом NAO на этом же интервале (но с 21-летним сглаживанием) варьируется от r = 0,22 \div 0,38 или от r = (-0,28) \div (-0,12) в конце двадцатых и конце пятидесятых — начале шестидесятых годов до r = 0,85 \div 0,90 или до r = 0,37 \div 0,52 — в конце семидесятых восьмидесятые годы (Дубравин, 2017).

Таблина 5

- F						М	есяц	ы					
Іоды	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	XII- III
1891-1900	0,77	0,43	0,22	0,73	0,50	0,26	0,71	0,51	0,04	-0,01	-0,24	0,08	0,85
1901-1910	0,71	0,58	0,45	0,15	0,14	-0,11	-0,12	0,36	0,15	<u>0,74</u>	0,42	0,24	0,70
1911-1920	0,39	0,07	0,66	0,70	-0,43	0,04	0,38	-0,03	-0,22	-0,35	0,51	-0,29	0,67
1921-1930	0,02	0,50	0,21	0,50	<u>0,68</u>	<u>0,48</u>	0,48	0,13	0,39	0,43	0,43	-0,01	0,55
1931-1940	<u>0,81</u>	0,50	<u>0,86</u>	0,71	0,01	0,15	0,65	0,00	-0,10	0,58	0,64	-0,14	0,91
1941-1950	0,40	0,72	0,12	<u>0,76</u>	-0,07	0,26	0,43	0,45	0,67	0,62	0,58	0,08	0,88
1951-1960	-0,17	0,72	0,64	-0,32	0,50	0,41	0,02	0,03	0,11	0,66	0,31	0,49	0,84
1961-1970	0,29	0,64	0,40	0,36	-0,01	0,37	0,44	0,21	<u>0,68</u>	0,27	0,00	0,22	0,65
1971-1980	0,71	-0,25	0,51	-0,29	0,38	0,43	-0,19	-0,09	-0,11	-0,02	0,59	0,19	0,88
1981-1990	0,55	0,65	0,84	0,46	-0,05	0,38	0,22	0,12	0,53	-0,02	0,30	0,31	0,92
1991-1995	0,74	<u>0,93</u>	0,21	-0,12	-0,96	-0,52	<u>0,82</u>	<u>0,79</u>	0,67	0,48	<u>0,78</u>	<u>0,77</u>	<u>0,94</u>
1891-1995	<u>0,52</u>	0,49	0,48	0,41	0,34	0,36	<u>0,58</u>	0,39	0,14	0,46	0,40	0,30	0,82

Средние за 10 лет (среднедекадные) коэффициенты корреляции между годовым и месячными индексами САК, рассчитаны за 1891–1995 гг. (по данным Дубравин, 1994, 2013). (Из Дубравин, 2017)

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

В таблице 6 представлены расчеты Р. В. Абрамова (2004–2016; Абрамов, Стонт, 2004; Абрамов и др., 2012) по другому источнику приземного давления — ежедневные приземные карты метеоцентра Бракнелла, публикуемые на сайте www. wetterzentrale.de, осредненные помесячно за 1991–2016 гг. Как следует из этой таблицы, средний на интервале 1991– 2016 гг. модуль барического градиента — G^{P0} = 2,44 ± 0,275 гПа/град. φ , а вынос — 286,8 ± 9,20¹⁵.

¹⁵ Средние за 1991–2016 гг. параметры ИМ ($\varphi = 60, 4^{\circ} \pm 1, 34^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 20, 1^{\circ} \pm 3, 95^{\circ}$ з.д., P₀ = 984,6 ± 1,51 гПа) и АМ ($\varphi = 42, 2^{\circ} \pm 2, 28^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 25, 6^{\circ} \pm 3, 85^{\circ}$ з.д., P₀ = 1029,2 ± 1,15 гПа), рассчитанные по данным Р. В. Абрамова (2004–2016; Абрамов, Стонт, 2004; Абрамов и др., 2012).

3. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Таблица 6

	И	сландсі миниму	сий м		Азорскі максим	ий ум	ВИ	нтр	, В	(.)	
Годы	та ф, с.ш.	а φ, с.ш. га λ, з.д.		та ф, с.ш.	лта λ, з.д.	ие Р ₀ , гПа	задиента давлен Па/град.ф)	Виртуальн. це приложени		цирекц. Угол — В (град.)	нос (град.)
	плиро	Долго	Давление	Широ	Долго	Давлен	т) Талария Т	ф, с.ш.	λ, з.д.	Азимут (Bb
1991	57,9	<u>28,7</u>	986,6	37,5	<u>34,4</u>	1028,0	2,012	47,7	<u>31,5</u>	195,4	285,4
1992	60,8	23,2	984,8	37,7	32,1	1028,3	1,855	49,2	27,7	201,1	291,1
1993	58,8	25,8	985,7	38,8	32,0	1028,4	2,110	48,8	28,9	197,2	287,2
1994	59,3	26,2	983,9	38,0	31,8	1027,7	2,035	48,6	29,0	194,5	284,5
1995	58,9	26,7	984,9	40,4	26,9	1027,3	2,299	49,6	26,8	180,7	270,7
1996	59,9	24,2	986,8	40,7	30,4	1027,8	2,116	50,3	27,3	197,9	287,9
1997	59,7	23,1	984,3	41,5	25,0	1026,6	2,325	50,6	24,0	186,1	276,1
1998	59,5	18,6	985,8	41,9	22,8	1028,4	2,407	50,7	20,7	193,7	283,7
1999	60,3	18,4	984,1	42,4	26,3	1028,9	2,444	51,4	22,3	203,6	293,6
2000	60,3	16,2	984,2	43,2	24,3	1029,4	2,575	51,8	20,3	205,5	295,5
2001	59,5	20,1	986,4	41,5	23,0	1028,8	2,354	50,5	21,5	189,1	279,1
2002	59,1	23,6	983,5	41,6	23,2	1029,5	2,634	50,3	23,4	178,7	268,7
2003	60,3	21,4	984,5	43,5	20,1	1029,2	2,664	51,9	20,7	176,3	266,3
2004	61,9	17,0	984,9	44,1	21,2	1029,9	2,506	53,0	19,1	193,4	283,4
2005	62,1	15,6	985,4	44,9	22,2	<u>1030,8</u>	2,596	53,5	18,9	200,9	290,9
2006	61,9	19,1	984,5	43,1	25,6	1029,6	2,372	52,5	22,4	199,1	289,1
2007	62,0	16,2	983,1	43,1	23,5	1030,7	2,471	52,6	19,9	201,2	291,2
2008	60,7	18,1	982,4	43,0	27,4	1030,4	2,637	51,8	22,7	207,7	297,7
2009	59,6	19,5	983,9	43,8	27,0	1029,0	2,777	51,7	23,3	205,5	295,5
2010	59,2	18,6	<u>987,9</u>	<u>46,6</u>	25,8	1028,7	<u>3,105</u>	52,9	22,2	<u>209,5</u>	<u>299,5</u>
2011	61,7	17,7	982,5	42,7	27,3	1030,1	2,425	52,2	22,5	206,8	296,8
2012	60,8	16,9	985,6	44,7	24,9	1030,0	2,686	52,7	20,9	206,4	296,4
2013	<u>63,1</u>	15,6	985,9	44,7	22,1	1030,2	2,374	<u>53,9</u>	18,8	199,4	289,4

Центры действия атмосферы (средние за год) Северной Атлантики (1991–2016 гг.). (По Абрамов, 2004–2016)

2014	61,3	17,3	981,5	42,7	25,3	1029,0	2,507	52,0	21,3	203,4	293,4
2015	62,7	14,2	982,6	42,7	20,5	1030,7	2,385	52,7	17,3	197,3	287,3
2016	59,7	20,3	984,4	43,2	22,0	1030,9	2,804	51,4	21,1	185,7	275,7
1991– 2016	60,4	20,1	984,6	42,2	25,6	1029,2	2,441	51,3	22,9	196,8	286,8

3. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

Если сравнивать результаты расчета барического градиента в таблицах 4 и 6 на интервале 1991–1995 гг., то по величине G^{P0} они разнятся более чем в два раза (0,92 и 2,05 гПа/град. φ), а по выносу на ~20° (265 и 284°) (табл. 7).

Причину различий, по всей вероятности, можно объяснить разницей в методике получения месячных положений ЦДА. В Дубравин, 1994 со среднемесячных карт распределения атмосферного давления на уровне моря, составленных в ААНИИ и любезно предоставленных нам Р. В. Абрамовым, снимались координаты центра ИМ в точке минимума и центра АМ в точке максимума атмосферного давления (т.е. центры соответствующих литер «Н» — низкое или «В» — высокое). Значения интенсивности барических центров экстраполировались на четверть шага между изобарами (изобары проведены через 5 гПа, следовательно давление в центре Исландского циклона принималось на 1,25 гПа ниже наименьшей изобары, а в центре Азорского антициклона соответственно на 1,25 гПа выше наибольшей изобары)¹⁶.

Таблица 7

Центры действия атмосферы Северной Атлантики (средние за 1991–1995 гг.), рассчитанные по картам ААНИИ (Дубравин, 2013) (верхняя строка) и метеоцентра Бракнелла (Абрамов, Стонт, 2004) (нижняя). (Из Дубравин, 2017)

	Исландский минимум			Азорский максимум			зления	центр ния		(го,	
Годы	ота φ, с.ш. ота λ, з.д.		зление)0 гПа +	ота ф, с.ш.	ота λ, з.д.	ние Р _о , гШа	градиента дан (гПа/град.ф)	Виртуальн. приложе		ут (дирекц. ут (град.)	ынос (град.)
	Ширс	люД	Даі Р,100	Ширс	Долг	Давлен	Модуль 1)	ф, с.ш.	λ, з.д.	Азим	B
1991-1995	60,8	28,7	1002,4	36,8	26,6	1025,0	0,920	48,9	27,6	175,1	265,1
1991-1995-	59,1	26,1	985,2	38,5	31,4	1027,9	2,055	48,8	28,8	194,4	284,4

¹⁶ Четверть (а не половина) шага были выбраны потому, что именно настолько отличались значения давления у А. И. Соркиной (1972) от карт ААНИИ.

В работах же Р. В. Абрамова (2004–2016; Абрамов, Стонт, 2004; Абрамов и др., 2012) помесячно усреднялись ежедневные положения центров высокого и низкого давления Северной Атлантики, снятые с карт приземного давления метеоцентра Бракнелла (www. wetterzentrale.de), при этом центром барического образования считался центр тяжести площади, оконтуренной последней изобарой (считая от периферии к центру). В случае барического максимума это будет старшая изобара, минимума – младшая.

Тем не менее, данные таблиц 4–7, подтверждают выводы, сделанные в работах (Дубравин, 1994, 2013, 2017; Абрамов, Стонт, 2004; Абрамов и др., 2012) об устойчивости от года к году среднего положения ИМ и АМ и направления результирующего переноса, на интервале 1891–2016 гг. не выходящего за пределы ЗСЗ-ЗЮЗ. Более того, в целом перенос над Северной Атлантикой неизменно направленный с запада на восток – «westerlies» Р. В. Абрамов и соавторы (2012) относят к «исключительной фундаментальности названой закономерности» (Абрамов и др., 2012, с. 15).

Перенос, который над Северной Атлантикой остается западно-восточным, при подходе к европейскому материку следует генеральному направлению простирания берега, при этом (согласно Абрамов, Стонт, 2004; Стонт, 2014) образуется три ветви: северная проходит через Шотландию на Скандинавию, центральная вдоль Балтийского моря, южная через Средиземное море. Центральная ветвь круто меняет направление вместе с изменением направления берега в Юго-Восточной Балтике (ЮВБ) на 90° с зонального западно-восточного на меридиональное с юга на север. Подтверждение этому можно видеть на рисунке 6, заимствованном из работы (Абрамов и др., 2012), где представлены среднемесячные положения барических центров над бассейном Балтийского моря, их среднемноголетнее положение и направление результирующего переноса (1996–2010 гг.). Сравнивая направление переноса над Северной Атлантикой (табл. 6) и над ЮВБ (рис. 6), видим, что в Европу перенос приходит от запада-северо-запада, а над ЮВБ отмечается направление от юго-запада.

По оценкам в Абрамов и др., 2012; Стонт, 2014, определяющие ежедневную региональную погоду барические центры, перемещаясь по направлению ведущего атмосферного потока, распределены в основном над акваторией Балтийского моря или над территорией, прилегающей к нему части Европейского континента. Средние месячные центры располагаются более компактно. Их ареалы, взаимно перекрываясь, накладываются один на другой. При этом центры циклонов (Ц) тяготеют к СЗ, центры антициклонов (АЦ) — к ЮВ по отношению к региону Юго-Восточной Балтики. Средние годовые центры группируются более кучно: циклонические — над Южной Швецией, антициклонические — над ЮВБ (см. рис. 6). По расчетам в Стонт, 2014, тренды изменения положения (φ , λ) и давления (P₀) в центре барических образований, определяющих погоду в ЮВБ за период 1994–2012 гг. (19 лет), показали, что Ц стали



Рис. 6. Среднемесячные положения барических центров, определявших региональную погоду над Юго-Восточной Балтикой в 1996–2010 гг. (циклоны – ∘, антициклоны – х), а также среднемноголетнее положение центров циклонов (1) и антициклонов (2) и направление результирующего переноса (1996–2010 гг.). (Из Абрамов и др., 2012)

менее глубокими (+0,02 гПа/год), АЦ — менее мощными (-0,10 гПа/год), сами центры сместились южнее (0,10°/год — циклоны, 0,10°/год — антициклоны). Отмечена также подвижка центров и на восток, причем скорость смещения Ц оказалась в 1,5 раза выше, чем АЦ (0,14°/год и 0,10°/год соответственно).

Выявленные особенности атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и ЮВБ (согласно Абрамов и др., 2012; Стонт, 2014) могут быть причиной некоторых климатических изменений в Балтийском регионе.

Практически все атмосферные процессы, влияющие на формирование гидрометеорологического режима морей северо-запада Евразии, могут быть описаны с помощью типизации атмосферных процессов над атлантико-европейским сектором (Гирс, Кондратович, 1978; Проблемы исследования..., 1983а; Гидрометеорологические условия..., 1992; Общие закономерности..., 2000; Дмитриев и др., 2018)¹⁷. Наиболее

¹⁷ В Дроздов, Смирнов, 2008, высказывается мнение, что типизация Вангенгейма-Гирса позволяет судить лишь о качественных характеристиках про-

распространенной является типизация Г. Я. Вангенгейма (в дальнейшем усовершенствованная совместно с А. А. Гирсом — типизация Вангенгейма-Гирса), основанная на понятии элементарного синоптического процесса, в течение которого в данном районе сохраняются основные направления воздушных течений. Все виды атмосферных процессов сгруппированы в три типа (формы) атмосферной циркуляции: западной W, восточной E и меридиональной C (рис. 7).

Таблица 8, рассчитанная по модели временного ряда С. С. Лаппо и соавторов (1990), выражение (1.4), позволяет оценить вклад каждой из составляющих долгопериодной изменчивости в общую. Из этой таблицы следует, что с изменением длины рядов индексов циркуляции, полученных на разных временных интервалах, меняется и временная структура этих рядов. Тем не менее, для всех форм циркуляции высокая доля вклада, при различных периодах усреднения составляющая 70-88%, приходится на ВГИ, связанную с «медленными» синоптическими процессами (Гулев и др., 1994) над Северной Атлантикой, а малая доля – на СезХ – 2–15 %. При этом наименьшим размахом колебаний составляющих временного ряда при различном усреднении, а значит, наибольшей устойчивостью во времени, отличается форма С, для которой размах колебаний относительной доли компонент ДП в основном минимален: Ce3X – 2,7 % (2,0÷4,7); ВГИ – 4,3 % (83,9÷88,2), за исключением МГИ -2,9% (8,6÷11,5). Наименьшей устойчивостью – форма Е, для которой размах колебаний относительной доли первых двух компонент $\Pi\Pi$ – максимален: Ce3X – 10,2% (1,9÷12,1); ВГИ – 7,7% (70,3÷78,0). Наибольший размах относительной доли МГИ – 5,6 % (12,6÷18,2) приходится на форму W, наименьший – 2,5 % (17,6÷20,1) — на форму Е.

цесса циркуляции атмосферы и дает мало инфорамации о его интенсивности, в то время как индекс Северо-Атлантического колебания (North Atlantic Oscillation) позволяет оценить интенсивность атмосферной циркуляции и темп ее изменения во времени. Однако следует иметь в виду, что предлагаемый авторами индекс NAO об получен как главная компонента разложения на естественные ортогональные функции четырех других индексов NAO (усреднение разности давлений за три или четыре зимних месяца между Азорскими островами и Исландией - NAO₁, Португалией и Исландией - NAO₉, между центрами ИМ и AM – NAO₃ и между точками 45° и 60° на 30 западном меридиане – NAO₄). При этом индекс NAO₆₆, во-первых, не учитывает истинного барического градиента (не только направления, но и модуля); во-вторых, не учитывает барическую ситуацию большую часть года; поэтому предлагаемый авторами индекс NAO об не имеет, по нашему мнению, заметных преимуществ перед типизацией Вангенгейма-Гирса в оценке изменчивости интенсивности атмосферной циркуляции над атлантико-европейским сектором. Более того, ниже будет показано, что циркуляция западного W или восточного Е типов может служить предиктором СезХ для многих гидрометеорологических элементов (параметров) Балтийского моря (Дубравин, Маслянкин, 2012; Дубравин, 2014, 2017).

3. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА



Рис. 7. Межгодовая изменчивость индексов циркуляции атмосферы: (a) – W, (б) – E и (в) – C) (сут/год) (1891–2019 гг.), рассчитанная по данным Дмитриев и др., 2018

Таблица 8

Параметр,		Дисперсия									
интервал	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ							
W	48,7	2,6	37,3	8,9							
(1891-2019)	100,0	5,3	76,5	18,2							
W	36,8	4,0	26,5	6,3							
(1956-2005)	100,0	11,0	72,0	17,0							
W	37,3	5,5	27,1	4,7							
(1977-2006)	100,0	14,8	72,6	12,6							
E	59,7	1,1	46,6	12,0							
(1891-2019)	100,0	1,9	78,0	20,1							
E	50,3	4,3	36,5	9,5							
(1956 - 2005)	100,0	8,5	72,6	18,8							
E	49,6	6,0	34,8	8,7							
(1977-2006)	100,0	12,1	70,3	17,6							
С	34,8	1,6	29,2	4,0							
(1891-2019)	100,0	4,7	83,9	11,5							
С	26,2	0,5	22,6	3,0							
(1956-2005)	100.0	2,0	86,5	11,5							
С	24,0	0,8	21,2	2,1							
(1977 - 2006)	100,0	3,2	88,2	8,6							

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) на разных временных интервалах, рассчитано по Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дмитриев и др., 2018

Таблица 9

Статистики временного хода индексов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (сут/год) за период 1891-2019 гг., рассчитанные по Дмитриев и др., 2018

Стотистики	Форма циркуляции							
Статистики	W	E	С					
Среднее арифметическое	121,41	151,16	92,67					
Мода	138,00	147,00	89,00					
Медиана	122,00	148,00	90,00					
Дисперсия	1277,28	1728,99	574,99					
Среднее квадратичное отклонение	35,74	41,58	23,98					
Коэффициент ассиметрии	0,07	0,09	0,32					
Коэффициент эксцесса	-0,49	0,38	-0,27					
Макс. значение	220	262	156					
Мин. значение	37	42	44					
Размах распределения	183	220	112					

В исследовании (Гидрометеорологические условия..., 1992) на основании незначительного отклонения медианы от математического 34

ожидания и небольших значений коэффициентов ассиметрии и эксцесса на интервале 1891–1987 гг. был сделан вывод о близости распределения значений повторяемости всех типов атмосферной циркуляции (среднегодовое усреднение) к нормальному закону. Увеличение продолжительности этих рядов на 32 года по-прежнему позволяет говорить о нормальном законе распределения повторяемости типов W, Е и С (табл. 9), при этом статистические характеристики межгодовой изменчивости повторяемости типов циркуляции атмосферы W, Е и С на интервале 1891–2019 гг. таковы: средние значения — 121±35,7; 151±41,6 и 93±24,0 сут/год; наибольшие — 220, 262 и 156 сут/год и наименьшие — 37, 42 и 44 сут/год, соответственно.

В годовом ходе максимум повторяемости (по данным ежедневных синоптических карт северного полушария за 1891–2019 гг.) формы W отмечается в октябре, минимум — в мае; формы E — максимум — в мае, минимум — в сентябре и формы C — максимум — в июне, минимум — в ноябре (табл. 10). Из этой таблицы также видно, что со временем меняется преобладание одной формы над другой. Поэтому в зависимости от периода усреднения в годовом ходе наблюдается некоторый сдвиг в наступлении экстремумов. Однако при усреднении по триместрам¹⁸: февраль-апрель; май-июль; август-октябрь и ноябрь-январь можно видеть, что максимум повторяемости западной формы циркуляции W приходится на август-октябрь, минимум — май-июль; восточной E — на февраль-апрель и август-октябрь и меридиональной C — на май-июль и ноябрь-январь, соответственно.

Таблица 10

				-	-	-		•		-		
Параметр,	Месяцы											
интервал	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
W (1891-2019)	11	9	10	8	7	9	9	11	12	<u>12</u>	11	12
W (1956-2005)	10	8	9	5	6	8	6	8	9	<u>12</u>	10	11
W (1977-2006)	12	9	9	7	6	7	7	8	10	<u>13</u>	11	<u>13</u>
E (1891-2019)	13	13	13	13	<u>14</u>	11	13	13	11	11	13	13
E (1956-2005)	13	13	16	17	17	15	<u>18</u>	16	13	12	14	12
E (1977-2006)	12	12	16	17	16	15	<u>18</u>	16	13	12	13	10
C (1891–2019)	7	6	8	9	10	<u>10</u>	9	7	7	8	6	6
C (1956–2005)	<u>8</u>	7	6	<u>8</u>	<u>8</u>	<u>8</u>	7	7	<u>8</u>	7	6	<u>8</u>
C (1977-2006)	7	7	6	6	2	8	6	7	7	6	6	8

Многолетние средние месячные значения индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (сут/мес.) на разных временных интервалах, рассчитано по Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дмитриев и др., 2018

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

¹⁸ Согласно Дубравин, 2002; Климатические сезоны..., 2007, эти триместры — гидрометеорологические сезоны в Северной Атлантике: февраль-апрель — зима, май-июль — весна, август-октябрь — лето и ноябрь-январь — осень.
По данным гармонического анализа (табл. 11) СезХ форм циркуляции W, E и C в основном определяется годовой гармоникой, хотя для формы E на интервале 1891–2019 гг. вклад годовой волны уменьшается до q₁=0,30

Таблица 11

		Гармоники									
Параметр,	I (го	одовая вс	олна)	II (полугодовая во.	лна)	A./A	A.			
интервал	Ампл. I Дата I І		Квота І	Ампл. II	Дата II	Квота П		0			
W (1891-2019)	2,1	14.10	0,819	0,3	19.02(19.08)	0,017	6,88	10,1			
W (1956-2005)	2,5	10.11	0,803	0,1	28.04(28.10)	0,001	25,81	8,4			
W (1977-2006)	3,1	13.11	0,866	0,2	23.04(23.10)	0,004	14,77	9,5			
E (1891-2019)	0,8	03.03	0,298	0,1	10.01(10.07)	0,010	5,44	12,6			
E (1956-2005)	2,4	17.05	0,697	0,2	08.02(08.08)	0,005	11,68	14,7			
E (1977-2006)	3,0	26.05	0,755	0,4	27.02(27.08)	0,016	6,80	14,1			
C (1891–2019)	1,6	16.05	0,744	0,6	12.05(12.11)	0,111	2,59	7,7			
C (1956–2005)	0,1	25.05	0,018	0,4	18.05(18.11)	0,131	0,37	7,4			
C (1977-2006)	0,4	15.03	0,086	0,6	04.06(04.12)	0,254	0,58	6,9			

Гармонические постоянные сезонного хода индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (сут/мес.) на разных временных интервалах, рассчитано по Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дмитриев и др., 2018

В Дубравин, 2014, было показано, что на интервале 1951–2000 гг. индексы форм циркуляции W и E вполне могут служить предиктором для СезХ гидрометэлементов T_w, T_a, W и элементов водного баланса Pr, R_{Σ} , Ev, B_0, Q_{Σ} в Балтийском море (табл. 12).

Таблица 12

Значения корреляционных функций между сезонным ходом индексов циркуляции атмосферы W, E, C и гидрометеорологическими параметрами (1951–2000 гг.) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014)

			Сдвиг, мес.											
		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6
	T	0,08	0,50	0,78	<u>0,85</u>	0,69	0,35	-0,09	-0,50	-0,77	-0,85	-0,70	-0,35	0,08
	S	-057	-080	-0,87	-0,61	-0,24	0,17	0,60	<u>0,84</u>	0,80	0,63	0,29	-0,24	-0,57
	T _a	0,26	0,64	<u>0,85</u>	0,83	0,59	0,18	-0,25	-0,64	-0,84	-0,82	-0,59	-0,19	0,26
	W	-0,77	-0,88	-0,71	-0,36	0,06	0,49	0,79	<u>0,86</u>	0,70	0,39	-0,09	-0,49	-0,77
W	Pr	-0,41	0,01	0,43	0,70	<u>0,87</u>	0,71	0,37	0,04	-0,46	-0,71	-0,84	-0,72	-0,41
	Ev	-0,79	-0,53	-0,11	0,32	0,67	<u>0,85</u>	0,79	0,51	0,13	-0,31	-0,69	-0,83	-0,79
	R ₂	0,62	<u>0,74</u>	0,50	0,12	-0,14	-0,49	-0,70	-0,68	-0,49	-0,22	0,19	0,54	0,62
	B ₀	<u>0,76</u>	0,75	0,43	0,01	-0,33	-0,67	-0,81	-0,69	-0,45	-0,07	0,38	0,68	<u>0,76</u>
	Q _Σ	-0,50	-0,35	0,11	0,54	0,61	<u>0,77</u>	0,63	0,25	-0,13	-0,43	-0,73	-0,76	-0,50

	T_w	-0,04	-0,44	-0,74	-0,83	-0,70	-0,34	0,08	0,45	0,69	<u>0,79</u>	0,69	0,38	-0,04
	S	0,54	0,76	<u>0,81</u>	0,60	0,29	-0,08	-0,58	-0,83	-0,75	-0,59	-0,32	0,16	0,54
	T_a	-0,21	-0,58	-0,80	-0,81	-0,60	-0,20	0,23	0,58	0,78	<u>0,78</u>	0,60	0,23	-0,21
	W	0,72	<u>0,85</u>	0,72	0,35	-0,02	-0,44	-0,74	-0,83	-0,68	-0,39	0,05	0,42	0,72
Е	Pr	0,39	-0,04	-0,29	-0,66	-0,86	-0,75	-0,29	-0,04	0,33	0,63	<u>0,86</u>	0,73	0,39
	Ev	0,77	0,51	0,15	-0,25	-0,64	-0,85	-0,73	-0,46	-0,17	0,20	0,64	<u>0,84</u>	0,77
	R_{Σ}	-0,60	-0,78	-0,54	-0,04	0,23	0,35	0,56	<u>0,64</u>	0,57	0,24	-0,17	-0,46	-0,60
	B_0	-0,74	-0,77	-0,46	0,01	0,36	0,58	<u>0,72</u>	0,63	0,49	0,13	-0,32	-0,64	-0,74
	Qr	0,45	0,35	-0,03	-0,53	-0,57	-0,63	-0,64	-0,37	0,05	0,48	<u>0,78</u>	0,65	0,45
	T_w	-0,44	-0,41	-0,30	-0,15	0,02	0,16	0,29	0,45	<u>0,48</u>	0,29	-0,06	-0,33	-0,44
	S	<u>0,46</u>	0,33	0,15	-0,02	-0,33	-0,51	-0,36	-0,24	-0,19	-0,01	0,27	0,46	<u>0,46</u>
	T_a	-0,45	-0,42	-0,29	-0,10	0,12	0,28	0,37	<u>0,43</u>	0,38	0,17	-0,13	-0,37	-0,45
	W	0,41	0,16	-0,05	-0,20	-0,36	-0,43	-0,40	-0,24	0,01	0,23	0,40	<u>0,48</u>	0,41
С	Pr	-0,14	-0,23	-0,48	-0,45	-0,16	0,06	0,07	0,27	<u>0,54</u>	0,51	0,18	-0,16	-0,14
	Ev	0,00	-0,11	-0,27	-0,44	-0,40	-0,23	-0,15	0,01	0,35	<u>0,59</u>	0,47	0,18	0,00
	R_{Σ}	-0,18	0,02	0,07	-0,08	0,15	0,54	<u>0,62</u>	0,22	-0,37	-0,48	-0,29	-0,23	-0,18
	B_0	-0,13	0,04	0,12	0,14	0,30	<u>0,46</u>	0,45	0,17	-0,32	-0,53	-0,42	-0,28	-0,13
	Q ₂	0,28	-0,18	-0,49	-0,44	-0,41	-0,21	0,15	0,40	<u>0,47</u>	0,14	0,00	0,29	0,28
_			_											

3. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом

Рассматривая временной ряд индексов циркуляции, представленный на рисунке 7, отметим, что для повторяемости формы W выделяются три периода межгодовой изменчивости: падения (1891–1976 гг.), роста (1976–2000 гг.) и вновь падения (2000–2019 гг.) (рис. 7а). Повторяемости форм циркуляции Е и С меняются в противофазе: после периода роста Е (1891–1937 гг.) или падения С (1891–1934 гг.), наступает непродолжительная смена тенденции до 1947 г. После чего вновь рост для Е (1948–1981 гг.) или падение для С (1947–1981 гг.), а затем вновь смена знака тенденций для Е и С (1981–1997 гг.) и еще раз (1997–2019 гг.)¹⁹ (рис. 76, в).

В работах Л. Н. Куимовой и Л. Н, Шерстянкина (2011) или Р. И. Нигматулина и соавторов (2013) на полутора вековом интервале для глобальных температур воздуха и подстилающей поверхности Земли выделены квазитридцатилетние стадии их изменения. Согласно первой — выделены участки потепления: с 1910 по 1940 гг. и с 1970 по 2000 гг. и похолодания: с 1880 по 1910 гг.; с 1940 по 1970 гг. и, возможно, с 2000 по 2030 гг. (прогноз). Согласно второй — выделены 2 стадии потепления (1911–1944 и 1971–1998 гг.) и три стадии «похолодания-стабилизации» (1877–1911; 1944–1971 и 1998–2012 гг.²⁰).

¹⁹ В Дмитриев, Белязо, 2006, последовательность эпох с однородной формой циркуляции на Земле увязывается с долготным положением Урана на своей орбите.
²⁰ Наблюдаемая сейчас стадия «похолодания-стабилизации» ~ 14 лет, что позволя-

ет ожидать ее продолжение еще на ~ 15 лет (Нигматулин и др., 2013).

С учетом выделенных квазитридцатилетних стадий изменения глобальных температур воздуха и подстилающей поверхности Земли вновь обратимся к рис. 7. Для формы W на интервале падения с 1891 по 1976 гг. можно выделить более короткие участки с различными отрицательными значениями линейного тренда: 1891–1911; 1911–1941; 1941–1961 и 1961–1976 гг. (рис. 7а). Для формы Е интервал роста (1891–1937 гг.) можно разделить на три коротких интервала с различными величинами линейного тренда: 1891–1899 гг. (падение), 1899–1914 гг. (слабый рост) и 1914–1937 гг. (значительный рост), а интервал роста (1948–1981 гг.) разделить на два: 1948–1965 и 1965–1981гг. с разными положительными значениями тренда (рис. 76). Для формы С интервалы падения (1891– 1934 гг.) или (1947–1981 гг.) можно разделить на три коротких интервала с различными величинами линейного тренда: 1891–1902 гг. (рост), 1902– 1920 гг. (падение) и 1920–1934 гг. (слабый рост) или 1947–1954 гг. (сильное падение), 1954–1965 гг. (рост) и 1965–1981 гг. (падение) (рис. 7в).

По данным корреляционного анализа на интервале 1891–1995 гг. для формы W наибольшая теснота связи, хотя и обратная, отмечается с E (r = -0,82) и прямая с Ilat (r = +0,47). Для формы E — (также обратная) с C (r = -0,54) и с Ilat (r = -0,29) и прямая с индексом САК (r = +0,29). Для формы C — прямая с Ipres (r = +0,48) (табл. 13). На интервале 1891–2019 гг. теснота связи между типами циркуляции изменились мало: между формами W и E — обратная (r = -0,82), между W и C — слабая обратная (r = -0,07), между E и C — обратная (r = -0,51).

Таблица 13

Параметры	Тип W	Тип Е	Тип С	Ilat	Alat	Ilong	Along	Ipres	Apres	Индекс САК
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Тип W	1,00	-0,82	-0,03	0,47	-0,08	-0,10	0,06	-0,27	-0,11	-0,19
Тип Е		1,00	-0,54	-0,29	-0,06	-0,06	0,09	-0,04	0,26	0,29
Тип С			1,00	-0,17	0,22	0,25	-0,25	0,48	-0,30	-0,23
Ilat				1,00	0,11	-0,34	-0,15	-0,38	0,20	-0,17
Alat					1,00	-0,42	-0,56	0,21	-0,03	0,38
Ilong						1,00	0,20	0,04	-0,05	-0,11
Along							1,00	-0,14	-0,09	-0,21
Ipres								1,00	-0,35	-0,47
Apres									1,00	0,64
Индекс САК										1,00

Корреляционые матрицы между индексами атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса и параметрами Исландского минимума и Азорского максимума (среднегодовые значения за 1891–1995 гг.)

Анализ временных рядов индексов циркуляции W, E, C, представленных на рисунке 7, позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,2; 2,4–2,5; 2,7–3,0 года), квазичетырехлетние (пики 3,3–3,6; 4,4–4,8 года), квазишестилетние (пик 6,1 года), квазивосьмилетние (пик 8,0–8,7 года) (рис. 8–10). При этом пики на спектрограммах индексов циркуляции атмосферы W, E, C с периодами от квазидвухлетнего до квазишестилетнего обусловлены изменением солнечной активности W (Дубравин, 2014).



Рис. 8. Межгодовая изменчивость индекса формы циркуляции атмосферы W (сут/год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – $(W_2^{27}, W_2^{30} \text{ и} W_2^{32})$, квазичетырехлетних – $(W_4^{44} \text{ и} W_4^{52})$, квазишестилетней – W_6 , квазивосьмилетней – W_8 (1891–2019 гг.), рассчитанная по данным Дмитриев и др., 2018



Рис. 9. Межгодовая изменчивость индекса формы циркуляции атмосферы Е (сут/год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – (E_2^{26}, E_2^{29} и E_2^{36}), квазичетырехлетних – (E_4^{41} и E_4^{52}), квазивосьмилетней – E_8 (1891–2019 гг.), рассчитанная по данным Дмитриев и др., 2018



Рис. 10. Межгодовая изменчивость индекса формы циркуляции атмосферы С (сут/год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – C_2^{36} , квазичетырехлетних – (C_4^{40} и C_4^{57}), квазишестилетней – C_6 , квазивосьмилетней – C_8 (1891–2019 гг.), рассчитанная по данным Дмитриев и др., 2018

Ветер. Рассмотрим, как же звено общей атмосферной циркуляции над атлантико-европейским сектором отразилось на динамике воздушных масс над Балтийским морем. Для этого обратимся к карте среднемноголетнего годового модуля скорости ветра W, приведенной в Дубравин, 2014, по данным State and Evolution..., 2008, для прибрежных и островных метеостанций за 1961–1990 гг. и для морских районов за 1951–2000 гг.



Рис. 11. Скорость ветра W (м/с) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

(рис. 11). Согласно нашим расчетам, средневзвешенное²¹ значение модуля скорости ветра – W = 6,93 м/с при изменчивости среднегодовых значений W над Балтикой в пределах от 7,8 м/с (Хане) до 2,4 м/с (Санкт-Петербург). При этом можно говорить о трех типах пространственной изменчивости²². Во-первых, зональной — когда скорость ветра убывает с запада на восток от 6,9 м/с (Кегнес) до 3,2 м/с (Калининград), или 2,4 м/с (Санкт-Петербург), или 3,4 м/с (Хапаранда). Во-вторых, меридиональной – когда, за исключением Ботнического залива, над Балтикой скорость ветра возрастает с юга на север от 3,4 м/с (Колобжег) или 3,9 м/с (Лемборк) до 6,0 м/с (Руссарё) или 7,5 м/с (Сёдерарм) и (Ландсорт). В-третьих, циркумконтинентальной – когда, за исключением юго-восточного побережья Швеции, скорость ветра убывает от открытой части моря к прибрежной зоне от 5,8-6,6-7,5-6,3 м/с, соответственно, в Рене-Хобург-Сёдерарм-Хольмёгадд до 3,4-3,9 м/с на юге (Колобжег-Лемборк), до 3,2 м/с на юго-востоке (Калининград), до 2,4 м/с на востоке (Санкт-Петербург) или до 3,4 м/с на севере (Лулео-Хапаранда).

Об устойчивости вектора среднегодового ветра за 1888–2006 гг. над акваторией Балтики позволяет судить таблица 14, из которой следует, что в среднем за год преобладают ветры от тихого до свежего (80 % случаев); на долю ветров от сильного до крепкого приходится 15 %; в то время как повторяемость очень крепких и штормовых ветров — 3 %, а сильных и жестоких штормов — 0,5 %. Что касается направления ветра, то на долю ветров от Ю, ЮЗ и З приходится около половины случаев, причем только на этих румбах отмечаются сильные шторма, наименьшей повторяемостью (около 8 %) отличаются ветры от СЗ, СВ и ЮВ.

Таблица 14

Градации	Радации Направления (румбы)								
скорости (м/с)	С	CB	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	3	C3	Сумма
0,0-5,0	7,0	3,4	4,8	3,5	5,4	5,2	5,9	3,1	38,5
6,0-10,0	4,1	3,6	4,9	3,3	6,0	7,2	8,5	3,3	41,0
11,0-15,0	1,6	1,2	1,4	1,0	2,1	3,0	3,6	1,2	15,1
16,0-20,0	0,4	0,2	0,2	0,2	0,4	0,7	0,8	0,3	3,2
21,0-25,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,4
26,0-60,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
0,0-60,0	13,1	8,4	11,4	8,1	14,1	16,3	19,0	7,9	98,2

Повторяемость скорости и направления ветра средняя за год для Балтийского моря (1888–2006 гг.). (Из Атлас... Балтийское море, 2007)

²¹ Для метеоэлементов T_a , W, P₀, Pr и Ev средневзвешенное рассчитывалось с учетом площадей морских районов (см. рис. 3) в пределах площади зеркала Балтийского моря S_0 =372,7 км² (Дубравин, Педченко, 2011).

²² В Гидрометеорологические условия..., 1992, отмечается зональная и меридиональная изменчивость для поля ветра над Балтикой, в Александров, Дубравин, 2009, выделяется циркумконтинентальная зональность в распределении гидрометеорологических и гидрохимических элементов и гидробиологических параметров в восточной части Гданьского бассейна.

Ранее (в Дубравин, 2014) было показано, что относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для скорости ветра составляет от 13 % до 18 %, при этом на долю СезХ приходится от 5 % в среднем для юго-восточной части моря до 9–10 % в Западной и Южной Балтике. С увеличением дискретности измерений до 1 месяца доля СезХ возрастает на 34–51 % (до 40–63 %). Стало быть, при увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ скорости ветра составит от 415–465 % на морских станциях (Darss Sill, Arkona Basin и Д-6) до 608–634 % на метеостанции Аркона. Таким образом, для W использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР (поскольку относительная погрешность составляет 415–634 %), а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для W меняется от 28–34 % в Балтийске до 40–41 % на метеостанции Аркона и до 63 % на морской ледостойкой стационарной платформе (МЛСП) Д-6.

На рисунке 12 представлен СезХ скорости ветра в морских районах Балтийского моря. Как видим, эти кривые отличаются подобием (теснота связи между ними достаточно высокая r = 0,783÷0,996) и правильным годовым ходом, при этом максимум в СезХ наступает в холодное время года (ноябрь-январь), а минимум в теплое (май-июль), т.е. в противофазе с термо- и влагофизическими параметрами²³.



Рис. 12. Среднемноголетний сезонный ход СезХ скорости ветра W (м/с) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. По State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

²³ Тепловая машина первого рода, порождаемая конрастом температуры полюс (холодильник) — экватор (нагреватель). Наибольший контраст температуры наблюдается зимой своего полушария — больший перепад температур вызывает больший меридиональный барический градиент, а значит и большую скорость

Подтверждением правильности годового хода W могут служить результаты гармонического анализа, представленные на рисунках 13–15. Как видим, СезХ скорости ветра определяется годовой гармоникой, квота которой достаточно высока. Несмотря на то, что на большей части моря преобладает $q_1 \ge 0.95$, тем не менее, можно отметить зональную изменчивость $q_1 = 0.85 \div 0.95$ (рост от запада до юго-востока); циркумконтинентальную $q_1 = 0.70 \div 0.95$ (от юго-востока до Кварка), с понижением величины квоты от центра моря к западным и восточным берегам и снова зональную – падение от $q_1 = 0.93$ в Bjurokl до $q_1 = 0.27$ в Oulu, где квота полугодовой гармоники достигает максимума ($q_{II} = 0.55 \div 0.56$), (см. рис. 13). Расчеты показали, что среднее значение квоты годовой волны для всего моря по данным метеостанций составило $q_1 = 0.84$, без учета Ботнического залива – $q_1 = 0.90$, для Ботнического залива $q_1 = 0.68$.



Рис.13. Квота (q₁) годовой гармоники скорости ветра в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014)

Амплитуда A_{I} зонально возрастает от 0,8 до 1,8 м/с (от запада до юго-востока), меридионально возрастает от 1,7 до 2,3 м/с (от Центральной Балтики до Аландского моря), а затем убывает до 0,2 м/с в Ботническом заливе (см. рис. 14). Максимум годовой волны T_{max} , на большей части моря, наступает в конце ноября — начале декабря (320–350 суток от начала года), а в Ботническом заливе от конца июля до начала декабря (212–340 суток от начала года) (см. рис. 15).

ветра, а летом уменьшается контраст температуры, уменьшается барический градиент, слабеет скорость ветра (Шулейкин, 1968б).



Рис. 14. Амплитуда (A₁) годовой гармоники скорости ветра (м/с) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)



Рис. 15. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники скорости ветра в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, Е и С на внутригодовую изменчивость скорости ветра²⁴. Как показал корреляционный анализ, наибольшая синхронная связь отмечается между СезХ формы W и скорости ветра W (коэффициент корреляции r = +0,79), с учетом сдвига эта связь возрастает (r = +0.86 при τ = 1 мес. и r = -0.88 при τ = -5 мес.) (см. табл. 12). Теснота связи между Е и W несколько меньше, но обратная (синхронная — r = -0.74, с учетом сдвига — r = -0.83 при τ = 1 мес. и r = +0.85 при τ = -5 мес.). Наименьшая теснота связи получена между С и W (синхронная - r = -0.40, с учетом сдвига - r = +0.48 при $\tau = 5$ мес. и r = -0,43 при τ = -1 мес.). Таким образом, максимум скорости ветра в годовом ходе наступает через 1 месяц после наступления максимума формы W или через 5 месяцев после наступления максимума индекса С или через 7 (сдвиг τ = -5 + 12 = 7 мес.) после наступления максимума типа Е. Как видим, корреляционные функции между индексами W, E и C и средней над Балтикой скоростью ветра четко указывают на существование годовой периодичности.

Атмосферное давление. Средневзвешенное значение атмосферного давления — $P_0 = 1012,85$ гПа, при изменчивости среднегодоых значений P_0 над Балтикой в пределах от 1015,3 гПа (Болтенхаген) до 1010,2–1010,5 гПа (Лулео и Хапаранда), т. е. наблюдается *меридиональная* изменчивость (рис. 16). При этом на большей части моря (от ЮВБ



Рис. 16. Атмосферное давление P_0 (гПа) в Балтийском море, среднее за 1951–2000 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

²⁴ Следует напомнить, что расчет корреляционных функций между этими параметрами проводился для их СезХ, усредненного за период 1951–2000 гг.

до Ботнического залива — районы B09-B01) атмосферное давление на восточном побережье на 0,2–0,5 гПа выше, чем на западном, при простирании изобар с ЗЮЗ на ВСВ (Гидрометеорологические условия..., 1992).

Ранее (в Дубравин, 2014) было показано, что относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для атмосферного давления составляет от 18 % до 29 %, при этом на долю СезХ приходится 2–3 %. С увеличением дискретности измерений до 1 месяца доля СезХ возрастает на 6–10 % (до 8–12 %). Стало быть, при увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ Р₀ составит от 243 % на Д-6 до 410–444 % на морских станциях Darss Sill и Arkona Basin. Таким образом, для Р₀ использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР (поскольку относительная погрешность составляет 243–444 %), а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для Р₀ меняется от 8% на Д-6 до 12% на ст. Arkona Basin.

На рисунке 17 представлен СезХ атмосферного давления в морских районах Балтийского моря. Как видим, эти кривые отличаются подобием. Однако эти кривые можно сгруппировать по районам на основании тесноты связи между ними. Так, для районов от B01 до B08 (заливы и Северная и Центральная Балтика) теснота связи между ними составляет г = 0,826÷0,995, а между ними и районами B09-B11 (Западная, Южная и Юго-Восточная Балтика) теснота связи уменьшается до r = 0,569÷0,790. В то время как между районами B09-B11 теснота связи составляет r = 0,912÷0,949. Несмотря на подобие кривых СезХ Р₀ между



Рис. 17. Среднемноголетний сезонный ход СезХ атмосферного давления Р₀ (гПа) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг., по State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

районами, сам годовой ход очень сложен: в первой половине года можно говорить о четвертьгодовой (трехмесячной) гармонике с максимумами в феврале и мае и минимумами в ноябре-декабре и марте-апреле, а во-второй половине — о полугодовой гармонике с максимумом в октябре и минимумами для большинства районов в июле и декабре. При этом для большинства районов главный максимум в СезХ приходится на май, а минимум — на декабрь. Сложность характера сезонного хода давления отмечалась нами ранее для Балтийска (Дубравин и др., 2010а) и Д-6 (Дубравин и др., 2010б).



Рис. 18. Квота (q₁) годовой гармоники атмосферного давления P₀ в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

Подтверждением сказанному могут служить результаты гармонического анализа. Гармоники СезХ Р₀ среднего для всего моря следующие: $q_I = 0,413, A_I = 1,4 r\Pi a, T_{maxI} = 23.04; q_{II} = 0,093, A_{II} = 0,6 r\Pi a, T_{maxII} = 01.03(01.07);$ $q_{III} = 0,319, A_{III} = 1,2 r\Pi a;, q_{IV} = 0,109, A_{IV} = 0,7 r\Pi a.$ На рисунках 18–20 представлены параметры годовой гармоники Р₀

Как видим, ее квота сначала убывает от $q_I = 0,35$ (Западная Балтика) до $q_I = 0,01$ (Юго-Восточная Балтика), а затем растет до $q_I = 0,71$ (см. рис. 18). Распределение амплитуды повторяет распределение квоты. Сначала A_I убывает от 0,7 до 0,2 гПа (от запада к юго-востоку), а затем растет до $A_I = 2,8$ гПа (см. рис. 19). Максимум годовой волны на большей части моря наступает в апреле (95–120 суток от начала года), а в районах В09-В11 растянут от середины апреля до октября (см. рис. 20).



Рис.19. Амплитуда (A_I) годовой гармоники атмосферного давления P_0 (гПа) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)



Рис. 20. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники атмосферного давления Р₀ в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

3.2. Элементы водного баланса

Уравнение водного баланса средиземного моря в общем виде, как известно, можно записать так:

$$B = Pr - E_V + R_{\Sigma} + Q_{\Sigma}$$
(3.1)

при этом

$$\mathbf{R}_{\Sigma} = \mathbf{R}_{\Pi 0B} + \mathbf{R}_{\Pi 0 J3} \tag{3.2}$$

 $\begin{array}{c} Q_{\Sigma} = Q_{\Pi P} - Q_{OT} \qquad (3.3) \\ \mbox{где B} - \mbox{водный баланс, Pr} - \mbox{осадки, R}_{\Sigma} - \mbox{суммарный речной: R}_{\rm пов} - \mbox{по$ $верхностный и R}_{\rm под3} - \mbox{подземный сток, Ev} - \mbox{испарение, Q}_{\Sigma} - \mbox{результиру$ $ющий водообмен (с Северным морем): Q}_{\rm пр} - \mbox{приток и Q}_{\rm or} - \mbox{отток.} \end{array}$

При этом первые три слагаемые составляют пресноводный баланс В₀ т.е.

$$B_0 = Pr - Ev + R_{\Sigma}$$
(3.4)

тогда за многолетний период

$$B = B_0 + Q_{\Sigma} = 0, \qquad (3.5)$$

Все вышеназванные составляющие (статьи) водного баланса могут быть рассчитаны или измерены. Однако водный баланс Балтики изучен пока недостаточно, поэтому данные о нем достаточно разноречивы (табл. 15).

Таблица 15

Водный баланс (км³) Балтийского моря по данным разных авторов. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а, б). (Из Дубравин, 2017)

Авторы	Pr	R_{Σ}	Q _{np}	Ev	Q _{ot}	Pr- Ev	Q _Σ	B ₀	В
Brogmus (1952)	172	472	472	172	944	0	-472	472	0
Федосов, Зайцев (1960)	210	440	465	185	930	25	-465	465	0
Соскин (1963)	172	472	1187	172	1660	0	-473	472	0
Микульский (1974)		444; 433							
Расчет атмосферных (1978)	208; 196	444; 433		206; 246		2;-50			
Хупфер (1982)	183	479	737	183	1216	0	-479	479	0
Суставов, Альтшулер (1983)			1311		1755		-419; -444		
Смирнова, Минина (1992)		478	1307		1765		-458		-137
Хокансон (1996)	223	436	950	184	475	39	-475	475	0
Есюкова (2009)		430	365		597		-232		
Omstedt (2009)	229	474	1362	175	1905	54	-543	528	-4
HELCOM (2010)	225	440	470	185	950	40	-480	480	0
Дубравин, Маслянкин (2012 а, б)	182	454	1252	300; 203	1729	-119; -21	-477	335; 433	-141 -44

Следует иметь в виду, что различия в оценках водного баланса могут быть связаны как с различием в оценке площади зеркала моря из-за выбора той или иной границы Балтийского моря от 373 до 419 тыс. км² (см. табл. 1 и 2), так и с разным выбором временного интервала исследуемых рядов. Ниже будет показано, что из-за большой межгодовой изменчивости составляющих водного баланса их усреднение на различных участках временного ряда может привести к неоднозначным результатам.

Перейдем к рассмотрению статей водного баланса.

Осадки. Атмосферные осадки Pr над акваторией Балтики пока еще относятся к трудноопределяемым метеопараметрам из-за отсутствия измерений в открытой части моря. Имеющиеся количественные оценки базируются на результатах измерений на береговых и островных метеостанциях, которые путем введения поправок распространяются и на открытую акваторию (Мировой водный..., 1974; Хупфер, 1982).

Как известно (Мировой водный..., 1974), территория бассейна Балтийского моря относится к зоне избыточного увлажнения, на которую в среднем за год выпадает более 600–800 мм осадков. На акваторию моря осадков выпадает примерно на 20% меньше, чем на окружающую сушу (Хупфер, 1982). При этом количество осадков возрастает от открытой его части к прибрежной зоне (Расчет атмосферных..., 1978; Хупфер, 1982; Гидрометеорологические условия..., 1983).

По нашим расчетам (Дубравин, Маслянкин, 2012а) средневзвешенная величина осадков – Pr = 488,2 мм (181,9 км³/год), меняясь от 927 мм



Рис. 21. Атмосферные осадки Рг (мм/год) на поверхности Балтийского моря, средние за 1951–2000 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)

(Шлезвиг) до 431 мм (Эландс-Норра-Удде, о. Эланд) и до 421 мм в центре района B07 (Северная Балтика)²⁵ (рис. 21). При этом для собственно Балтики (исключая заливы) можно говорить о *циркумконтинентальной* зональности, когда величина осадков возрастает от 421–500 мм в открытой части моря к прибрежной зоне до 600–800 мм на юге, юго-востоке и востоке и до 495–577 мм у побережья Швеции. В Ботническом заливе Pr убывают от 561–631 мм на западном побережье до 433–500 мм на восточном, а в Финском и Рижском заливах – не превышают 500–661 мм.

Из таблицы 16, в которой показана, в том числе, и доля отдельных суббассейнов в объеме Рг всей Балтики, средняя за 1951–2000 гг., видно, что наибольший вклад в суммарный объем осадков моря приходится на собственно Балтику 99,8 км³/год (55%), наименьший — на Рижский 10,7 км³/год (6%) и Финский 13,5 км³/год (7%) заливы, а вклад Ботнического залива — 57,9 км³/год (32%). Если же говорить об относительном (нормированном на относительную площадь региона) вкладе суббассейнов, то здесь картина обратная: наибольший приходится на Рижский залив (556 мм), наименьший — на собственно Балтику (473 мм).

Таблица 16

Доли отдельных суббассейнов в общем объеме осадков Pr, стока R ₂ ,
испарения Ev и пресноводного баланса В ₀ Балтики (км ³)
за 1951-2000 гг., рассчитано по данным State and Evolution, 2008.
(Из Дубравин, Педченко, 2011)

Регион	Площадь зеркала		Pr		R _Σ		Ev		B ₀	
	(км ²)	(%)	(км ³)	(%)	(км ³)	(%)	(км ³)	(%)	(км ³)	(%)
Ботнический залив	112589	30,2	57,9	31,8	<u>192,2</u>	<u>42,3</u>	84,6	28,1	<u>165,5</u>	<u>49,3</u>
Финский залив	25112	6,7	13,5	7,4	113,3	25,0	20,6	6,9	106,1	31,6
Рижский залив	19314	5,2	10,7	5,9	32,7	7,2	14,2	4,7	29,3	8,7
Собственно Балтика	215720	57,9	<u>99,8</u>	<u>54,9</u>	115,9	25,5	<u>181,1</u>	<u>60,3</u>	34,6	10,3
Балтика в целом	372735	100,0	181,9	100,0	454,0	100,0	300,4	100,0	335,5	100,0

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

Из таблицы 17, в которой проведено нормирование элементов пресноводного баланса Pr, Ev и B₀ на величину суммарного стока R₂ для регионов и моря в целом, следует, что речной сток превышает осадки для Балтики в целом в 2,5 раза (от 1,16 в собственно Балтике до 3,0–3,3 крат в Рижском и Ботническом заливах и до 8,3 крат в Финском).

²⁵ Для расчета осадков в морских районах использовалась методика В. С. Самойленко (Тихий океан, 1966), подробно рассмотренная (в Дубравин, Маслянкин, 2012а).

Таблица 17

Составляющие пресноводного баланса (км³/год) суббассейнов и Балтийского моря в целом (верхняя строка) и нормированные на объем речного стока R₂ (нижняя) за 1951–2000 гг. (Из Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Регион	Pr	R _Σ	Ev	B ₀
Ботнический залив	57,9 0,30	192,2 1,00	84,6 0,44	$165,5 \\ 0,86$
Финский залив	$13,5 \\ 0,12$	113,3 1,00	20,6 0,18	$106,1 \\ 0,94$
Рижский залив	10,7 0,33	32,7 1,00	$14,2 \\ 0,43$	29,3 0,90
Собственно Балтика	99,8 0,86	115,9 1,00	181,1 1,56	34,6 0,30
Балтика в целом	181,9 0,40	454,0 1,00	300,4 0,66	$335,5 \\ 0,74$



Рис. 22. Сезонный ход СезХ составляющих пресноводного баланса Балтийского моря (км³/мес.): (а) – атмосферных осадков Pr; (б) – суммарного речного стока R₂; (в) – испарения Ev; (г) – пресноводного баланса B₀, рассчитанный за 1951–2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)

В Дубравин, 2014 было показано, что при использовании данных наблюдений за осадками с суточной дискретностью на ст. Варнемюнде на долю СИ приходилось 94%, в то время как на долю СезХ только ~1%. При этом относительная погрешность вклада СезХ, при замене ежесуточных данных на ежемесячные, для осадков в Варнемюнде составляет 1552%. Таким образом, для Pr использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ осадков в дисперсию ДП меняется от 13% в Варнемюнде до 22–23% в Осло и Стокгольме. Как видим, на юге и востоке моря доля СезХ осадков несколько меньше, чем на Скандинавском побережье.

На рисунке 22а представлены кривые СезХ осадков для регионов и моря в целом. Как видим, в СезХ Рг преобладает годовая гармоника над всеми регионами, с растянутым минимумом (февраль-июнь) и менее растянутым максимумом (август-октябрь).

Это подтверждается и результатами гармонического анализа. Величина квоты годовой волны над большей частью акватории $q_I \ge 0.8$, и только на юго-западном побережье она уменьшается до $q_I = 0.65$ в Болтенхагене и до $q_I = 0.71 \div 0.75$ в Грейфсвальде и Колобжеге, где квота полугодовой гармоники достигает максимума ($q_{II} = 0.12 \div 0.22$) (рис. 23).

Расчеты (в Дубравин, Маслянкин, 2012а) показали, что среднее значение квоты годовой волны Pr для всего моря по данным метеостанций составило q₁ = 0,85. В то же время, расчеты Pr по данным регионов



Рис. 23. Квота (q₁) годовой гармоники осадков Рг в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)

выявили снижение квоты первой гармоники до q₁ = 0,76÷0,78 в регионах В09 (Юго-Восточная Балтика), В04 (Аландское море) и В11 (Западная Балтика) и увеличение – до q₁ = 0,96 в регионе В01 (Ботнический залив), при среднем значение квоты годовой волны для всего моря по данным регионов q₁ = 0,87.

Распределение амплитуды первой гармоники СезХ атмосферных осадков А, (рис. 24) напоминает карту годовых осадков (см. рис. 21). Как видим, величина годовой амплитуды возрастает от 9–15 мм у юго-западного побережья и в открытой части моря к прибрежной зоне до 20-29 мм на юге, юго-востоке и востоке и до 15-18 мм у побережья Швеции.



Рис. 24. Амплитуда (А,) годовой гармоники осадков Рг (мм) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012 а). (Из Дубравин, 2014)

Расчеты показали, что среднее значение амплитуды годовой волны для всего моря по данным метеостанций составило A₁ = 18,3 мм. В то же время, расчеты по данным регионов выявили наименышие величины амплитуд годовой волны: А₁ = 9÷11 мм, в регионах В09 (Юго-Восточная Балтика), В07 (Северная Балтика) и В11 (Западная Балтика), наибольшие — $A_r = 19 \div 21$ мм в регионах B03, B05 и B06 (Ботническое море, Финский и Рижский заливы), при среднем значении амплитуды годовой волны для всего моря по данным регионов – A₁ = 14,3 мм.

Наступление максимума годовой гармоники осадков Т_{тах} для большей части моря приходится на середину сентября (250-260 сут., начиная с первого января). Ранее всего максимум годовой волны наступает в Болтенхагене (T_{max1} = 14.07–195 сут.) и в Грейфсвальде (T_{max1} = 22.07–203 сут.),

позднее всего — на островных станциях Висбю (Т_{тахі} = 28.09–271 сут.) и Готска-Сандён (Т_{тахі} = 30.09–273 сут.) (рис. 25).



Рис. 25. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники осадков Pr в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)

Согласно расчетам, среднее значение даты максимума первой гармоники для всего моря по данным метеостанций составило $T_{maxl} = 246$ сут. По данным регионов, среднее значение даты максимума – $T_{maxl} = 248$ сут. При этом самое раннее наступление максимума отмечается в регионе В04 (Аландское море) – $T_{maxl} = 20.08$ (232 сут.), а самое позднее – в регионе В06 (Рижский залив) – $T_{maxl} = 22.09$ (265 сут.) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

Имеет смысл сравнить наши расчеты СезХ Pr для всей Балтики с результатами других исследователей (рис. 26). Этот рисунок позволяет говорить о подобии СезХ осадков, полученного всеми авторами, при этом среднее значение годовой суммы осадков для них составило 199,2±30,0 км³, а среднее квадратичное отклонение для большинства месячных значений не превышает $\sigma_{\rm Pr} \leq \pm 3,1$ км³/мес. (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

Как видим, наибольшим подобием отличаются кривые по данным (Brogmus,1952; Хупфер, 1982 и Дубравин, Маслянкин, 2012а) — преобладание годовой гармоники: A₁ = 4,0÷7,2 км³/мес.; q₁ = 0,92÷0,95 и T_{max1} = 31.08÷07.09. Тем не менее, среднегодовые суммы, полученные (в Meier, Doscher, 2002) по метеоданным за 1988–1993 гг. (модели RCAO и RCO), оказались на 30 и 60 км³ выше, чем у (Brogmus,1952), по наблюдениям до 2-ой Мировой войны; или у (Хупфер, 1982), по измерениям в 1951–1970 гг.; или у нас (Дубравин, Маслянкин, 2012а) за период 1951–2000 гг. Таким образом, принимаемая в данной работе величина Pr = 181,9 км³/год вполне правомерна.



Рис. 26. Сезонный ход (СезХ) осадков Рг (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, E и C на внутригодовую изменчивость осадков Pr. Как показал корреляционный анализ, наибольшая, хотя и невысокая, синхронная связь отмечается между Ce3X индекса W и Pr (коэффициент корреляции r = +0.37), с учетом сдвига теснота связи возрастает (r = -0.84 при $\tau = 4$ мес. и r = +0.87при τ = -2 мес.) (см. табл. 12). Теснота связи между Е и Рг меняется на обратную (синхронная — r = -0.29, с учетом сдвига — r = +0.86 при τ = 4 мес. и r = -0,86 при τ = -2 мес.). Наименьшая теснота связи получена между С и Pr (синхронная – r = -0.07, с учетом сдвига – r = +0.54 при τ = 2 мес. и r = -0.48при τ = -4 мес.). Таким образом, максимум осадков в годовом ходе наступает через 2 месяца после наступления максимума С, или через 4 месяца после наступления максимума E, или через 10 (сдвиг $\tau = -2 + 12 = 10$ мес.) после наступления максимума W. Как видим, корреляционные функции между индексами W, E и C и средним над Балтикой количеством осадков Рг, так же как и между этими индексами и скоростью ветра, четко указывают на существование годовой периодичности, при этом максимум наступления осадков опережает в годовом ходе максимум скорости ветра на четыре месяца (см. табл. 12).

Вместе с тем, следует иметь в виду, что:

- исследование полей температуры и осадков в период с 1950 по 1995 гг. в Северном полушарии позволило авторам (в Тренды в полях..., 2002) сделать вывод о «сдвиге» среднегодового климата полушария в сторону более теплых и влажных условий;
- исследование полей температуры и осадков в северной Евразии выявило значимый (на 20–40%) рост зимних осадков на северо-западе ЕТР в 1989–2001 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. (Шмакин, Попова, 2006);
- соотношение между средним количеством осадков за 1976–2000 гг. и 1951–1975 гг. для различных регионов Балтики не выходит за пределы 1,01÷1,20 (Beck et al., 2005);
- по оценкам (в HELCOM, 2006) среднегодовое количество осадков для всего бассейна Балтийского моря (суши и моря) за последние 30 лет составило 750 мм;
- в течение последних шести десятилетий в Европе наблюдается значительное увеличение количества средних (положительный тренд до 3,6% в десятилетие) и экстремальных осадков (Золина, 2011).

Таким образом, наши расчеты поля осадков для Балтийского моря вполне правомерны, однако с учетом вышеупомянутых оценок тренда среднегодовых сумм наши результаты для акватории Балтики на интервале 1951–2000 гг. могут оказаться несколько заниженными (~ 5–10 %)²⁶, поскольку они базировались на соотношении между повторяемостью (число дней с осадками в месяц) и величиной (месячной суммой осадков в мм) на прибрежных и островных метеостанциях и повторяемостью осадков в морских районах. Напомним, что средние для метеостанций получены на интервале 1960–1990 гг.

Суммарный речной сток. В Балтийское море впадает более 250 рек разной величины (Гидрометеорологические условия..., 1992), а по НЕLCOM, 2010 – 634. Речной сток R_{Σ} как элемент водного баланса начали изучать еще в начале прошлого столетия. По данным разных авторов суммарный среднегодовой многолетний сток оценивается в 430–474 км³ (см. табл. 15), в том числе подземный – 3–10 км³ (Гидрометеорологические условия..., 1992; Гордеева, Малинин, 1999), или не превышает 0,5% от поверхностного (Хупфер, 1982). Таким образом, как следует из таблицы 15, речной сток является главным компонентом не только пресноводного, но и водного баланса Балтийского моря. Кроме того, как отмечалось выше, R_{Σ} – один из режимообразующих факторов, непосредственно воздействующих на режим мелководий и верхнего квазиоднородного слоя, а опосредованно – на бароклинную циркуляцию и интенсивность водообмена с Северным морем (Гидрометеорологические условия..., 1992). Площадь водосборного бассейна Балтики более

 $^{^{26}}$ Если же сравнивать нашу величину осадков в Балтийском море Pr = 182 км³/год с даными (в Хокансон, 1996; Omsted, 2009; HELCOM, 2010) Pr = 223÷229 км³/год, то наши данные занижены не на 5–10 %, а более чем на 20 %.

чем в четыре раза превышает площадь зеркала самого моря (табл. 18). Согласно оценки (в Cyberski and Wroblewski, 2000), из 102 рек с интенсивностью среднегодового расхода $\geq 10 \text{ м}^3/\text{с}$; для 50 рек годовой расход не превышает 25 м³/с; 32 реки имеют расход $\geq 50 \text{ м}^3/\text{с}$, из которых только 27 — с расходом $\geq 100 \text{ м}^3/\text{с}$. К наиболее многоводным рекам Балтийского бассейна авторы относят Неву, Вислу, Даугаву, Неман, Одер, Гёта-Эльв (Швеция), Кемийоки (Финляндия), Лулеэльвен (Швеция). Как видим, большинство крупных рек впадает в море в северной его части и только несколько — впадает в море с юга.

Таблица 18

Регион	Площадь водосбора	Площадь зеркала		Сток за 1951–1960		Сто 1961-	ок за -1970	Сток за 1950–2007	
	(км ²)	(км ²)	(%)	(км ³)	(%)	(км ³)	(%)	(км ³)	(%)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ботнический залив	489870	103600	26,9	184,8	41,7	185,0	42,7	190,2	42,6
Финский залив	420990	29500	7,6	117,9	26,6	109,8	25,4	112,1	25,1
Рижский залив	130960	16700	4,3	32,4	7,3	26,7	6,2	31,8	7,1
Собственно Балтика	607730	236000	61,2	108,5	24,5	111,6	25,8	112,0	25,1
Балтика в целом	1649550	385800	100	443,6	100	433,1	100	446,1	100

Доля отдельных регионов в общем объеме речного стока R₂ (км³) Балтийского моря за 1951–1960 гг. и 1961–1970 гг. (Микульский, 1974) и за 1950–2007 гг. (Andersson, 2009). (Из Дубравин, 2017)

Характер внутригодового распределения стока рек Балтийского бассейна в первую очередь определяется атмосферными осадками и температурой воздуха, которые в свою очередь определяются физико-географическими условиями в суббассейнах. Известно (Mikulski, 1970; Cyberski and Wroblewski, 2000 и др.), что 17 крупнейших рек Балтики общей площадью водосбора 1091223 км² (63% общей площади) характеризуют 2/3 суммарного стока. Из таблиц 15 и 18, в которых показана доля отдельных регионов (суббассейнов) в R_{Σ} всей Балтики в разные годы, видно, что наибольший вклад в суммарный речной сток моря оказывают реки Ботнического залива (42–43%), наименьший – Рижского залива (6–7%), а вклад рек Финского залива и Собственно Балтики примерно одинаков (25–27%).

Расчеты СезХ речного стока Z. Mikulski (1970) по регионам Балтики (табл. 19) и наши (Дубравин, Педченко, 2011) (рис. 226) позволяют проследить развитие фаз водного режима в суббассейнах моря: половодье начинается на юге моря в апреле и постепенно смещается к северу, в мае-июне достигая Ботнического и Финского заливов, а летняя межень, наступающая в июле на юге и в центральной части моря, постепенно смещается к северу, и уже в Финском и Ботническом заливах преобладающей становится зимняя межень, наблюдающаяся в декабре-марте.

Таблица 19

A					l	Mec	яць	I					Σ	D
Авторы	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	(I-XII)	Размах
Ботнический залив	9,2	9,2	7,4	9,2	29,6	<u>29,6</u>	22,2	18,5	18,5	12,9	9,2	9,2	184,8	22,2
Финский Залив	7, 1	7, 1	7, 1	10,6	<u>14,1</u>	<u>14,1</u>	11,8	10,6	9,4	9,4	9,4	7, 1	117,9	7,0
Рижский Залив	1,6	1,6	1,9	<u>8.4</u>	5,8	1,9	1,3	I, \mathcal{Z}	1,6	2,6	1,9	2,3	32,4	7,1
Собственно Балтика	9,8	10,9	13,0	15.2	9,8	6,5	5,4	6,5	6,5	7,6	7,6	9,8	108,5	9,8
Балтика в целом	26,6	31,1	31,1	44,4	<u>62,1</u>	53,2	39,9	35,5	35,5	31,1	26,6	26,6	443,6	35,5

Средний за 1951–1960 гг. сезонный ход речного стока R_{Σ} (км³/мес.) в отдельных регионах и Балтийском море в целом, рассчитанный по данным Mikulski, 1970. (Из Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

Имеет смысл сравнить расчеты СезХ суммарного стока для всей Балтики из таблицы 19 и рисунка 226 с результатами других исследователей (рис. 27). Данные этих таблицы и рисунков позволяют говорить о



Рис. 27. Сезонный ход СезХ суммарного речного стока R₅ (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)

подобии СезХ суммарного стока, полученного всеми авторами. Тем не менее, кривые СезХ, полученные Meier and Doscher (2002) по метеоданным за 1988–1993 гг. (модели RCAO и RCO); Richter and Ebel (2006) – за 1980-2000 гг. и Hansson (2009) - за 1979-2002 гг., несколько отличаются от всех остальных. В соответствии с рисунком 27 максимум R₅ в годовом ходе для всего моря в целом наступает в мае по расчетам всех авторов, а минимум — в феврале, по расчетам большинства. Среднее из годовых значений всех авторов составляет 483,3 ± 45,1 км³/год, среднее квадратичное отклонение для месячных значений в период с декабря по июнь составляет $\sigma_{gg} = \pm 4,9 \div 7,3$ км³/мес., а с июля по ноябрь – не превышает $\sigma_{_{\rm R\Sigma}} \le \pm 4,5$ км³/мес. (Дубравин, 2014). Вывод о подобии СезХ суммарного стока, полученного всеми авторами, подтверждается и результатами гармонического анализа. Особенно близки результаты по данным (Brogmus, 1952; Хупфера, 1982; Mikulski, 1982; Cyberski, 1995 и нашим) преобладание годовой гармоники: А₁ = 12,0÷14,3 км³/мес.; q₁ = 0,54÷0,74 и T_{maxI} = 16.05÷05.06, хотя и при заметном присутствии полугодовой: A_{II} = 7,3÷10,7 км³/мес.; q_{II} = 0,20÷0,39 и T_{maxII} = 30.04 (30.10)÷05.05 (05.11). Таким образом, принимаемая (в Дубравин, Педченко, 2011; Дубравин, 2014) величина R₅ = 454,0 км³/год, характеризующая речной сток за 1951-2000 гг., вполне правомерна. Тем более, что результаты, полученные в Meier and Doscher (2002); Richter and Ebel (2006) или Hansson (2009), относятся только к восьмидесятым-девяностым годам прошлого столетия.

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, E и C на внутригодовую изменчивость речного стока R_{Σ} . Как показал корреляционный анализ, наибольшая отрицательная синхронная связь отмечается между Ce3X формы W и R_{Σ} (коэффициент корреляции r = -0,70), с учетом сдвига теснота связи возрастает (r = +0,74 при τ = -5 мес.)



Рис. 28. Межгодовая изменчивость речного стока R_∑ (км³/год) для всей Балтики (paccчитанная по Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982). (Из Дубравин, 2014)

(см. табл. 12). Теснота связи между Е и R_{Σ} меняется на прямую (синхронная — r = +0,56, с учетом сдвига — r = +0,64 при τ = 1 мес. и r = -0,78 при τ = -5 мес.). Наименьшая теснота связи получена между С и R_{Σ} (синхронная — r = +0,62, с учетом сдвига — r = -0,48 при τ = 3 мес.). Таким образом, максимум стока в годовом ходе наступает одновременно с наступления максимума формы С, или через 1 месяц после наступления максимума Е, или через 7 (сдвиг τ = -5 + 12 = 7 мес.) после наступления максимума W. Как видим, корреляционные функции между индексами W и Е и средней для Балтики величиной суммарного стока R_{Σ} так же как между индексами и средней скоростью ветра или осадков, четко указывают на существование годовой периодичности. Что подтверждается также и результатами гармонического анализа, при этом максимум наступления стока опережает в годовом ходе максимум осадков на три месяца, а максимум скорости ветра на семь.

На рисунке 28 представлена межгодовая изменчивость суммарного речного стока в Балтийское море по данным разных авторов за различный период: Cyberski and Wroblewski, 2000 (с 1901 по 1990 гг.); Mikulski, 1982 (с 1921 по 1975 гг.); Helcom, 2006 (с 1921 по 2004 гг.) и Andersson, 2009 (с 1950 по 2007 гг.). Статистические характеристики межгодовой изменчивости стока R_{Σ} для этих рядов таковы: средние значения – 447,8 ± 49,9; 443,4 ± 52,5; 447,0 ± 52,6 и 445,8 ± 51,2 км³/год; наибольшие – 576,8; 584,0; 575,5 и 553,3 км³/год и наименьшие – 326,4; 336,2; 331,1 и 339,1 км³/год, соответственно.

Анализ (в Дубравин, Маслянкин, 2012а) показал, что графики межгодовой изменчивости R_{Σ} отмеченных выше авторов отличаются подобием. Это позволяет выделить периоды с однонаправленным изменением суммарного стока для всей Балтики (табл. 20): периоды уменьшения стока — 1901–1915, 1925–1947, 1958–1976 и 1988–2003 гг.; периоды увеличения стока — 1916–1924, 1948–1957, 1977–1987 и 2004–2007 гг. При этом для первых трех рядов наибольшие среднегодовые расходы приходятся на 1924 г., а наименьшие — на 1947 г.; для ряда (Andersson, 2009) максимум приходится на 1998 г., а минимум — на 2003 г.

Таблица 20

(По Дубравин, Маслянкин, 2012а)							
Период уменьшения стока	Период увеличения стока						
1901–1915	1916–1924						
1925–1947	1948–1957						
1958–1976	1977–1987						
1988–2003	2004-2007						

Периоды однонаправленного изменения суммарного стока R₂ для всей Балтики, рассчитанные по данным разных авторов (см. рис. 28). (По Лубравин, Маслянкин, 2012а)

Таким образом, долгопериодная изменчивость суммарного стока в Балтику за более чем вековой период²⁷, представленная на рисунке 28, подтверждает вывод П. Хупфера, сделанный более тридцати лет назад: «Можно считать доказанным, что уже с начала этого столетия средний годовой сток рек, хотя он и испытывает значительные колебания, имеет тенденцию к уменьшению» (Хупфер, 1982, С. 26). Причину такой тенденции автор связывает и, в том числе, с искусственным зарегулированием рек.

Представление о межгодовой изменчивости речного стока в отдельных суббассейнах Балтики за период 1950–2007 гг. по оценкам (в Andersson, 2009) дает рисунок 29. Как видим, кривые межгодовой изменчивости R_{Σ} для отдельных регионов достаточно сходны между собой и кривой для моря в целом.



Рис. 29. Межгодовая изменчивость речного стока R_{Σ} (км³/год) в суббассейнах Балтики за период 1950–2007 гг., рассчитанная по данным Andersson, 2009. (Из Дубравин, 2014)

Расчеты показали (табл. 21), что теснота связи между характером стока в регионах и Балтики в целом определяется величиной вклада регионов в суммарный сток моря. Наибольшим сходством отличаются кривые МГИ стока в Ботнический залив и в море в целом (r = +0,80), наименьшее

 $^{^{27}}$ По оценкам (в Дубравин. Маслянкин, 2012а) линейный тренд R_{Σ} на интервале 1901–2007 гг. составил -0,106 км³/год.

сходство наблюдается между стоком в Рижский залив и в Балтику в целом (r = +0,58). Кроме того, таблица 21 позволяет оценить тесноту связи между стоком в регионах. Наибольшая связь выявлена между стоком в Финский и Рижский заливы (r = +0,58), наименьшая — между стоком в Ботнический заливы и между стоком в Ботнический залив и в собственно Балтику (r = +0,23).

Таблица 21

Корреляционые матрицы между речным стоком R₂ в регионах Балтики за период 1950–2007 гг., рассчитанные по данным Andersson, 2009. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Регион	Ботнический залив	Финский залив	Рижский залив	Собственно Балтика	Балтика в целом
Ботнический залив	1,00	0,35	0,23	0,23	0,80
Финский залив		1,00	0,58	0,28	0,70
Рижский залив			1,00	0,34	0,58
Собственно Балтика				1,00	0,64
Балтика в целом					1,00

В нашем распоряжении имеется только один ряд межгодового стока с месячной дискретностью (Mikulski, 1982), позволяющий оценить вклад каждой из составляющих долгопериодной изменчивости в общую (табл. 22). А именно: высокая доля вклада регулярного сезонного хода (67%) и заметный вклад межгодовой изменчивости (10%), составляющие в сумме 77%, оставляют на долю нерегулярной внутригодовой изменчивости, связанной с «медленными» синоптическими процессами (Гулев и др., 1994), всего 23%.

Таблица 22

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) исходного ряда (ИР), регулярного сезонного хода (СезХ), внутригодовой (ВГИ) и межгодовой (МГИ) изменчивости суммарного речного стока R₂ (км³/год) в Балтику за период 1921–1975 гг., рассчитанная по данным Mikulski, 1982. (По Дубравин, 2014)

Параметр	Дисперсия						
	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ	СезХ+МГИ		
R_{Σ}	194,54	130,74	44,70	19,11	149,84		
	100	67,2	23,0	9,8	77,0		

Межгодовая изменчивость стока рек бассейна Балтийского моря (по оценкам в Проблемы исследования..., 1983а) является стохастическим процессом, т.е. процесс изменения стока полностью или частично развивается по случайному закону. Данные рисунка 28 подтверждают близость распределения суммарного стока для всех четырех рядов (Andersson,

2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982) к нормальному закону (Дубравин, Маслянкин, 2012а). К такому же выводу пришли в Cyberski and Wroblewski, 2000. Вместе с тем (в Общие закономерности..., 2000) показано, что общие черты в колебаниях режима (в том числе речного стока) морей северо-запада России (Балтийского и Белого) определяются глобальными климатическими факторами (формами атмосферной циркуляции и показателем солнечной активности).

Анализ временных рядов речного стока, представленных на рисунке 28, позволил (в Дубравин, 2014) выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пик 2,4 года), квазичетырехлетние (пик 4,4 года), квазишестилетние (пик 6,4 года), квазиодиннадцатилетние (пик 10,5 года) и квазитридцатитрехлетние (пик 33,3 года) (рис. 30).

Ниже будет показано, что подобные квазицикличности (от квазидвухлетней до квазиодиннадцати) выделяются и для результирующего водообмена через Датские проливы.



Рис. 30. Межгодовая изменчивость речного стока R_{Σ} (км³/год) для всей Балтики и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – R_{Σ_2} , квазичетырехлетней – R_{Σ_4} , квазишестилетней – R_{Σ_6} , квазиодиннадцатилетней – $R_{\Sigma_{11}}$, квазитридцатитрехлетней – $R_{\Sigma_{33}}$ (1891–2012) (рассчитанная по Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982). (Из Дубравин, 2014)

Испарение. Прямые измерения Ev в океане (море) редки и трудновыполнимы; одним из косвенных методов является аэродинамический, в котором турбулентные потоки влаги выражаются через средние значения характеристик на стандартном уровне измерений (как правило, сравниваются высота 10 м и поверхность моря). Не останавливаясь на обосновании этого метода (сводка работ по физическим основам параметризаций приводится в Лаппо и др., 1990), перейдем к формуле для расчета испарения:

 $\mathbf{Ev} = 0.622 \times \mathbf{P}_0^{-1} \times \boldsymbol{\rho} \times \mathbf{C}_{\mathbf{E}} \times (\mathbf{E}_{0\mathbf{w}} - \mathbf{e}_{\mathbf{a}}) \times \mathbf{W}, \tag{3.6}$

где P₀ – атмосферное давление на уровне моря (гПа); р – плотность воздуха (кг/м³); е_а – упругость водяного пара (гПа); Е_{0w} – максимальная упругость водяного пара при температуре воды T_w(°C); W – скорость приводного ветра (м/с). В формулу (3.6) входит коэффициент обмена влагой (С_v), определение которого и является задачей параметризации потоков влаги на границе океан-атмосфера (Лаппо и др., 1990). Известно (Атлас теплового..., 1963; Атлас теплового..., 1970; Бортковский, 1971; Гулев, Украинский, 1989; Китайгородский, 1970; Масагутов, 1981; О расчете..., 1973; О расчете..., 1985; Радикевич, 1970; Шулейкин, 1968а; Blanc, 1985; Isemer and Hasse, 1987 и др.), что коэффициент С_к зависит от скорости ветра W, перепадов влажности и высоты z на которой выполнялись измерения. Многообразие подходов к параметризации процессов обмена привело к весьма широкому диапазону значений коэффициентов обмена, предлагаемых разными авторами. Обобщения, позволяющие сопоставлять различные методы расчета, можно найти (в Китайгородский, 1970; Blanc, 1985; Лаппо и др., 1990). Как правило, значения коэффициента $C_{F} \approx (1,0+1,7) \times 10^{-3}$. Одни авторы считают, что величина C_{F} может быть постоянной (О расчете..., 1985) С_г = 1,3×10⁻³. Другие – наоборот, что использование средних значений коэффициентов обмена без учета различий в гидрометеорологических условиях приводит к погрешностям в расчетах потоков тепла и влаги на ±27 % (Китайгородский и др., 1973); кроме того, что зависимость С_к от гидротермодинамических условий должна дополняться зависимостью от масштабов пространственно-временного усреднения $\xi_{\rm F}$, возникающей из-за нелинейности в выражении (3.6) (Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990). В Дубравин и др., 2010а; Дубравин, Маслянкин, 2012а, приводится расчет климатических среднемесячных и среднегодовых величин Е_v и С_F (рассчитанных по Климатический и гидрологический ..., 1957) для Балтийска по методикам разных авторов, и отношения этих С_г к С_г С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989). Были выполнены расчеты Е_v и С_F по трем методикам для данных срочных наблюдений (Бортковский, 1971; Масагутов, 1981; Радикевич, 1970) – наименьшие величины С_к и по шести – для месячных данных (Атлас теплового..., 1963; Атлас теплового..., 1970; Гулев, Украинский, 1989; О расчете..., 1973; О расчете..., 1985; Шулейкин, 1968а) – наибольшие. Отношения коэффициентов влагообмена С_г по методикам (Атлас теплового..., 1963; Атлас теплового..., 1970; Шулейкина, 1968а) к С_в С. К. Гулева в среднегодовом масштабе составили 0,941÷0,963 (среднее – 0,950). Следует иметь в виду, что (в Пространственно-временная..., 2006) для Северной и Центральной Атлантики, а (в Дубравин и др., 2010а) для Юго-Восточной Балтики было показано, что при расчете потоков по климатическим среднемесячным значениям предпочтение следует отдавать методике С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990), а при расчете потоков по среднегодовым данным можно использовать любую методику из: (Атлас теплового..., 1963;

Атлас теплового..., 1970; Гулев, Украинский, 1989 или Шулейкин, 1968а). На этом основании для расчетов испарения Ev с поверхности Балтики (по данным State and Evolution..., 2008) нами (Дубравин, Маслянкин, 2012а) *использовалась методика С. К. Гулева* (Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990). Однако необходимо отметить, что рассчитанная (в Дубравин, Маслянкин, 2012а) по методике С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989) величина испарения Ev = 300,4 км³/год оказалась на 30–40 % выше результатов других авторов, в то время как для Ev = 202,8 км³/год, полученной нами по методике Н. З. Ариель (О расчете..., 1973), отличия невелики. Поэтому в дальнейшем (Дубравин, 2014) при расчете потоков явного тепла Q_E и испарения Ev в Балтийском море расчет велся по обеим методикам, хотя предпочтение отдавалось методике С. К. Гулева.

По нашим расчетам (Дубравин, Маслянкин, 2012а) в среднем за период 1951–2000 гг. средневзвешенная величина испарения — Ev = 805,9 мм (300,4 км³/год), меняясь в пределах моря от 709 мм (В03 — Ботническое море) до 881 мм (В10 — Южная Балтика). При этом для собственно Балтики (исключая заливы) можно говорить о меридиональной изменчивости, когда величина испарения убывает от 833–881 мм на юге (регионы В11-В09) до 751 мм в Аландском море (В04). В то же время в какой-то мере можно говорить и циркумконтинентальной зональности, когда величина испарения возрастает от 709 мм (В03 — Ботническое море) до 815 мм на севере Ботнического залива (В01), до 821 мм в Финском заливе (В05) и до 833–881 мм на юге (регионы В11-В09) (рис. 31).



Рис. 31. Испарение Ev (мм/год) с поверхности Балтийского моря, среднее за 1951–2000 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)

Из таблиц 16 и 23, в которых показана доля отдельных суббассейнов в объеме Еv всей Балтики в разные годы, видно, что наибольший вклад в суммарный объем испарения всего моря приходится на собственно Балтику (60–61%), наименьший — на Рижский (4–5%) и Финский (7–9%) заливы, а вклад Ботнического залива — (26–28%). Если же говорить об относительном (нормированном на площадь региона) вкладе регионов, то здесь картина достаточно пестрая: в соответствие с таблицей 16 наибольшие относительные величины испарения приходятся на собственно Балтику (839 мм) и Финский залив (839 мм), наименьшие — Рижский (733 мм) и Ботнический (751 мм) заливы. Согласно таблице 23, относительные величины Еv таковы: Ботнический – (521÷811 мм), Финский – (610÷746 мм) и Рижский – (511÷796 мм) заливы, собственно Балтика – (530÷767 мм).

Возвратимся к таблице 17, в которой представлены величины элементов пресноводного баланса по регионам, в том числе и нормированные на величину объема речного стока значения. Данные этой таблицы подтверждают, что речной сток является главным компонентом пресноводного баланса не только для Балтики в целом (где R_{Σ} превышает Ev в 1,5 раза), но и для большинства ее регионов (где R_{Σ} превышает Ev в Рижском, Ботническом и Финском заливах в 2,3; 2,3 и 5,6 крат, соответственно). И только для собственно Балтики испарение является преобладающим (превышает R_{Σ} в 1,61 и Pr – в 1,81 раза).

Таблица 23

Доля отдельных суббассейнов в общем объеме испарение Ev (км³) с поверхности Балтики за 1951–1960 гг. и 1961–1970 гг. (Расчет атмосферных ..., 1978) и за 1951–2000 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012a).

Регион	Площадь зеркала (км²)	Еv за 1951–1960 гг.		Еv за 1961–1970 гг.		Еv за 1951–2000 гг.	
		(км ³)	(%)	(км ³)	(%)	(км ³)	(%)
Ботнический залив	103600	54	26,2	64	26,0	84	28,0
Финский залив	29500	18	8,7	22	8,9	21	7,0
Рижский залив	17600	9	4,4	10	4,1	14	4,7
Собственно Балтика	236000	<u>125</u>	<u>60,7</u>	<u>150</u>	<u>61,0</u>	<u>181</u>	<u>60,3</u>
Балтика в целом	385800	206	100	246	100	300	100

(Из Дубравин, 2014)

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.



Рис. 32. Квота (q₁) годовой гармоники испарения Ev в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)



Рис. 33. Амплитуда (A₁) годовой гармоники испарения Ev (мм) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)

На рисунке 22в представлены кривые СезХ испарения для регионов и моря в целом. Как видим, в СезХ Еv преобладает годовая гармоника: над большей частью акватории величина квоты $q_1 \ge 0.85$, и только в Рижском и Финском заливах она уменьшается до $q_1 = 0.55$ (в B06) и до $q_1 = 0.79$ (B05), соответственно (рис. 32). Расчеты показали, что среднее для всего моря значение квоты годовой волны Ev – $q_1 = 0.87$.

Распределение амплитуды первой гармоники СезХ испарения А, (рис. 33) достаточно мозаично: наблюдается два максимума – в Аландском море (B06, A₁ = 54,7 мм) и Юго-Восточной Балтике (B09, A₁ = 56,8 мм) и два минимума – в Кварке (В02, А, = 36,2 мм) и Рижском заливе (В06, А, = 28,7 мм). В соответствие с расчетами, среднее для всего моря значение амплитуды годовой волны Ev- A₁ = 46,4 мм. По данным регионов, среднее значение годовой гармоники Ev – Т_{тах1} = 16.10 (289 сут.). При этом для большей части Балтики можно говорить о меридиональном распространении этой волны: самое раннее наступление максимума отмечается в Западной Балтике (В11) — Т_{тах} = 15.08 (232 сут.); в Рижский залив (В06) и Аландское море (В04) максимум приходит в конце октября -T_{maxI} = 22.10 (295 сут.) и Т_{maxI} = 28.10 (301 сут.), соответственно, и в начале декабря достигает региона В01 (Ботнический залив) – Т_{тахі} = 04.12 (338 сут.). Исключение составляет Финский залив (В05), для которого максимум годовой гармоники приходится на середину сентября — $T_{\rm maxI}$ = 14.09 (257 сут.), т.е. даже на две недели раньше, чем для региона В10 (Южная Балтика) – $T_{\rm maxI}$ = 26.09 (259 сут.) (рис. 34).



Рис. 34. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники испарения Ev в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014)

Имеет смысл сравнить усредненный для Балтики в целом СезХ испарения, полученный нами (см. рис. 22в), с результатами других исследователей (рис. 35). Данные этих рисунков позволяют говорить о подобии СезХ испарения, полученного всеми авторами. Как видим, максимум Ev в годовом ходе для всего моря в целом наступает в сентябре-ноябре, а минимум – в апреле-мае²⁸.



Рис. 35. Сезонный ход испарения Ev (км³/мес.) с поверхности всей Балтики, рассчитанный по данным разных авторов. (Из Дубравин, 2014)

Тем не менее, следует иметь в виду, что рассчитанная по методике С. К. Гулева (1989) величина Ev = 300 км³/год оказалась на 30–40 % выше результатов других авторов, в то время как для Ev = 203 км³/год, полученной нами по методике Н. З. Ариель (О расчете..., 1973), отличия невелики. Однако долгое время считалось, что осадки над Балтикой значительно превышают испарение. Это мнение основывалось на том факте, что климат бассейна Балтийского моря относится к гумидному типу (Расчет атмосферных..., 1978).

Появление работ (Brogmus, 1952; Соскин, 1963; Хупфер, 1982), в которых показано, что осадки в среднем за год уравновешиваются

²⁸ Согласно оценкам (в Расчет атмосферных..., 1978) годовой максимум испарения на Балтике в период 1951–1970 гг. отмечается в декабре не только для большинства суббассейнов (для Рижского залива в январе), но и для моря в целом. Эти результаты не были включены в рисунок 31 потому, что сами помесячные значения в работе не приводятся, а снятые нами с графика годового хода испарения (рис. 4, С. 92) среднемесячные величины для суббассейнов в сумме за год значительно разнятся со среднеговыми данными приведенными (в Расчет атмосферных..., 1978) (см. табл. 23 настоящей работы).

испарением, поколебало первую точку зрения. С выходом работ (Расчет атмосферных..., 1978, Гидрометеорологические условия..., 1983) можно с уверенностью говорить, что для Балтики испарение не только равняется осадкам, но в отдельные десятилетия, даже может значительно их превышать (см. табл. 15). Однако на вопрос, какую из величин испарения следует принять Ev = 300 или Ev = 203 км³/год, можно будет ответить лишь после оценки водного баланса Балтийского моря.

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, Е и C на Ce3X испарения Ev. Как показал корреляционный анализ, наибольшая синхронная теснота связи отмечается между сезонным ходом формы W и Ev (коэффициент корреляции r = +0,79), с учетом сдвига теснота связи возрастает (r = -0,83 при τ = 5 мес. и r = +0,85 при τ = -1 мес.) (см. табл. 12). Теснота связи между формой Е и Еv меняется на обратную (синхронная — r = -0,73, с учетом сдвига — r = +0,84 при τ = 5 мес. и r = -0,85 при τ = -1 мес.). Наименьшая теснота связи получена между С и Еv (синхронная — r = -0,15, с учетом сдвига — r = +0,59 при τ = 3 мес. и r = -0.44 при τ = -3 мес.). Таким образом, максимум испарения в годовом ходе наступает через 11 (сдвиг τ = -1 + 12 = 11 мес.) месяцев после наступления максимума W, или через 3 месяца после наступления максимума С, или через 5 – после наступления максимума Е. Как видим, корреляционные функции между индексами W, E и C и средней для Балтики величиной испарения, так же как и между этими индексами и скоростью ветра или осадками или суммарным речным стоком, четко указывают на существование годовой периодичности. Что подтверждается также и результатами гармонического анализа, при этом максимум испарения опережает в годовом ходе максимум скорости ветра на три месяца и отстает от максимума осадков на один месяц и максимума речного стока на четыре.

Пресноводный баланс. По нашим расчетам (Дубравин, Педченко, 2011), среднегодовая величина пресноводного баланса — В₀ = 335,5 км³. При этом наибольший вклад в суммарный объем пресноводного баланса моря приходится на Ботнический (165,5 км³ или 49%) и Финский (106,1 км³ или 32%) заливы, наименьший — собственно Балтику (34,6 км³ или 10%) и Рижский залив (29,3 км³ или 9%) (см. табл. 16).

Данные таблицы 24, в которой показана доля отдельных суббассейнов в общем для всей Балтики объеме пресноводного баланса B_0 за разные годы, позволяют говорить об устойчивости этой доли для отдельных регионов во второй половине двадцатого столетия. Наибольший вклад приходится на Ботнический залив (42–50%), наименьший Рижский залив (7–9%). Если же говорить об относительном (нормированном на площадь региона) вкладе регионов, то здесь картина достаточно пестрая: наибольший относительный вклад в пресноводный баланс моря дает Финский залив при наибольшем разбросе данных (3559–4034 мм), наименьший – собственно Балтика при разбросе (148–453 мм), а относительный вклад Ботнического и Рижского заливов примерно одинаков (1602–1805 и 1497–1976 мм соответственно).
Таблица 24

Доля отдельных суббассейнов в общем объеме пресноводного баланса В₀ (км³) с поверхности Балтики за 1951–1960 гг. и 1961–1970 гг. (Расчет атмосферных ..., 1978) и за 1951–2000 гг. (Дубравин, Педченко, 2011). (Из Дубравин, 2014)

Регион	Площ зерка	адь іла	В ₀ за 196	1951- 0 гг.	В ₀ за 197	1961- 0 гг.	В ₀ за 1951- 2000 гг.	
	(км ²)	(%)	(км ³)	(%)	(км ³)	(%)	(км ³)	(%)
Ботнический залив	103600	26,9	<u>187</u>	41,9	<u>175</u>	45,7	<u>165</u>	49,6
Финский залив	29500	7,6	119	26,7	105	27,4	106	31,3
Рижский залив	16700	4,3	33	7,4	25	6,5	29	8,7
Собственно Балтика	236000	61,2	107	24,0	78	20,4	35	10,4
Балтика в целом	385800	100	446	100	383	100	335	100

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

Опираясь на данные таблиц 15–17 и 24, подтверждающих, что суммарный речной сток является главным компонентом пресноводного баланса, нетрудно ожидать сходства в сезонной изменчивости R_v и B_o Cpaвнение рисунков 226 и 22г, в которых показан СезХ R₅ и B₀ по суббассейнам Балтики, это сходство подтверждает. Так, максимум В, как и половодье, начинается на юге моря в апреле и, постепенно смещаясь к северу, в мае достигает Финского, а в июне – Ботнического залива. Однако наступление минимума B_0 на юге и в центральной части моря отмечается в августе-сентябре (т.е. отстает от межени на один-два месяца), в то время как в Ботническом или Финском заливах – в декабре или в феврале (т.е. совпадает с меженью в Финском заливе или опережает ее на два-три месяца в Ботническом). Кроме того, в СезХ пресноводного баланса, так же как и речного стока, годовая гармоника преобладает в большинстве регионов: в Финском заливе – q₁ = 0,69, в Ботническом заливе и море в целом – q₁=0,85÷0,88 и в собственно Балтике – q₁=0,95, за исключением Рижском залива, в СезХ которого полугодовая гармоника становится преобладающей (q₁=0,34; q₁₁=0,45) (табл. 25).

Это подтверждается и результатами корреляционного анализа (теснота связи между CesX B_0 и R_5 – наибольшая, r = +0,86, табл. 26).

Сравнение рисунков 22г и 36 позволяет говорить о подобии СезХ пресноводного баланса, полученного всеми авторами, тем не менее кривая СезХ, полученная (в Meier and Doscher, 2002, модель RCO) несколько отстоит от всех остальных.

Вывод о подобии СезХ пресноводного баланса, полученного всеми авторами, подтверждается и результатами гармонического анализа (табл. 27).

Таблица 25

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ суммарного речного стока R₂ (км³/мес.) и пресноводного баланса В₀ (км³/мес.), рассчитано за 1951– 2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

			Га	рмони	ки							
	I (год	овая во	лна)	П (п	юлугодовая вол	іна)						
Регион	Амп. I	Амп. I Дата I		Амп. II	Дата II	Kbora II	A _l /A	A_{o}				
Суммарный речной сток R_{Σ} (км ³ /мес.)												
Ботнический залив	9,56	20.06	0,698	4,01	29.05(29.11)	0,123	2,38	16,01				
Финский залив	2,90	15.06	0,749	1,49	10.05(10.11)	0,199	1,94	9,41				
Рижский залив	1,59	05.04	0,291	1,88	13.04(13.10)	0,407	0,85	2,70				
Собственно Балтика	3,53	25.02	0,731	1,67	05.04(05.10)	0,163	2,12	9,40				
Вся Балтика	12,15	23.05	0,734	5,68	01.05(01.11)	0,160	2,14	37,52				
	Пр	есновод	цный ба	ланс В ₀	(км ³ /мес.)							
Ботнический залив	14,33	15.06	0,851	3,82	26.05(26.11)	0,060	3,76	13,79				
Финский залив	3,08	03.06	0,692	1,98	10.05(10.11)	0,284	1,56	8,81				
Рижский залив	1,76	13.04	0,336	2,04	11.04(11.10)	0,449	0,86	2,41				
Собственно Балтика	11,08	27.03	0,954	2,02	19.04(19.10)	0,031	5,54	2,62				
Вся Балтика	24,27	11.05	0,883	7,96	03.05(03.11)	0,095	3,05	27,64				

Таблица 26

Корреляционые матрицы между сезонным ходом составляющих пресноводного баланса, рассчитанных с учетом регионов Балтики за период 1951–2000 гг. по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

Параметр	B ₀	Pr	Ev	(Pr-Ev)	R_{Σ}
\mathbf{B}_0	1,00	-0,130	-0,469	0,649	0,865
Pr		1,00	0,885	-0,940	0,015
Ev			1,00	-0,673	0,277
(Pr-Ev)				1,00	0,179
R_{Σ}					1,00

Таблица 27

			Гај	омон	ики			
	I (го	довая во	олна)	II (
Регион	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. II	Дата II	KBOTA II	$A_{\rm A}$	${\rm A}_0$
Brogmus, 1952	20,1	22.05	0,774	4,0	03.05 (03.11)	0,193	2,0	39,3
Meier, Doscher, 2002 (RCAO)	15,1	20.04	0,885	1,5	13.05 (13.11)	0,078	3,4	42,3
Meier, Doscher, 2002 (RCO)	9,1	18.04	0,659	1,9	13.04 (13.10)	0,058	3,4	43,6
Hansson, 2009	15,3	14.04	0,756	1,7	30.04 (30.10)	0,200	1,9	47,4
Данная работа (Гулев, 1989)	24,5	11.05	0,840	5,7	03.05 (03.11)	0,142	2,4	28,0
Данная работа (О расчете, 1973)	20,1	20.05	0,797	9,4	02.05 (02.11)	0,175	2,1	36,1

Гармонические постоянные сезонного хода пресноводного баланса В₀ (км³/мес.) всей Балтики, рассчитанный по данным разных авторов (см. рис. 35). (Из Дубравин, 2017)

Особенно близки результаты по данным Brogmus,1952, наши данные по методикам Гулева, 1989 и Ариэль и др., 1973 — преобладание годовой гармоники (А₁ = 20,1÷24,5 км³/мес., q₁ = 0,77÷0,84 и T_{max1} = 11.05÷22.05).

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, Е и С на СезХ пресноводного баланса В₀. Как показал корреляционный анализ, наибольшая отрицательная синхронная связь отмечается между СезХ формы W и B_0 (коэффициент корреляции r = -0,81), с учетом сдвига теснота связи возрастает (r = +0,76 при τ = ± 6 мес.) (см. табл. 12). Теснота связи между формой Е и B_0 меняется на прямую (синхронная — r = +0,72, с учетом сдвига — r = -0.77 при τ = -5 мес.). Наименьшая теснота связи получена между С и В₀ (синхронная - r = +0,45, с учетом сдвига - r = +0,46при τ = -1 мес. и r = -0,53 при τ = 3 мес.). Таким образом, максимум В₀ в годовом ходе наступает одновременно с наступления максимума Е, или через 6 мес. после наступления максимума W, или через 11 мес. (сдвиг $\tau = -1 + 12 = 11$ мес.) после наступления максимума С. Как видим, корреляционные функции между индексами W, E и C и средней для Балтики величиной пресноводного баланса В, так же как между индексами и средней скоростью ветра или осадками, или суммарным речным стоком, или испарением, четко указывают на существование годовой периодичности. Что подтверждается также и результатами гармонического анализа, при этом максимум наступления В, наблюдается одновременно с максимумом стока или опережает в годовом ходе максимум осадков на три, максимум испарения на четыре и максимум скорости ветра на семь месяцев.



Рис. 36. Сезонный ход СезХ пресноводного баланса В₀ (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. (Из Дубравин, 2014)

Водообмен. Среднемноголетние годовые значения входных и выходных потоков и суммарного водообмена между Балтийским и Северным морями по разным оценкам составили: отток балтийских вод (Q_) от 475 до 1905 км³, приток североморских вод (Q_m) от 365 до 1362 км³, суммарный водообмен (Q₅) от (-232) до (-543) км³ (см. табл. 15). Ранее (в Дубравин, Маслянкин, 2012в; Дубравин, 2014) было показано, что величина дисперсии составляющих ДП результирующего водообмена Q₅ через Датские проливы сильно разнится при оценке рядов водообмена разных авторов, полученных за разные периоды и на разных временных интервалах. Одной из причин разброса в оценках водообмена может являться существование мощных притоков («затоков») североморских вод с периодичностью в несколько лет (Соскин, 1963; Антонов, 1987; Гидрометеорологические условия..., 1992; Matthäus and Franck, 1992; Nehring et al., 1995; Fischer and Matthäus, 1996). Подтверждением этому могут служить результаты дисперсионного анализа (см. выражение 1.4) из восстановленного за 1951–2002 гг. ряда результирующего водообмена²⁹. Они таковы: относительный вклад СезХ в дисперсию ДП результирующего водообмена через проливы 38%, доля МГИ — 9%, а доля ВГИ — 53%.

²⁹ По величинам результирующего водообмена за каждый год из массива Omstedt (2009) (годовая дискретность — 1979–2002) и месячным долям (в процентах) регулярного сезонного хода по данным Суставова и Альтшулера (1983) (месячная дискретность — 1951–1976) восстанавливали значения за каждый месяц в массиве Omstedt (2009), а полученные таким образом данные послужили продолжением ряда Суставова и Альтшулера (1983). В результате чего получился восстановленный ряд с месячной дискретностью за 1951–2002 гг. (Дубравин, Маслянкин, 2012в).

Таким образом, преобладание нерегулярной внутригодовой изменчивости для Q_{Σ} , связанной с «медленными» синоптическими процессами (Гулев и др., 1994), объясняется в том числе и существованием «затоков» из Северного моря.

На рисунке 37 представлен СезХ результирующего водообмена Q_{Σ} по данным разных авторов. Эти кривые позволяют говорить о подобии СезХ водообмена, полученного всеми авторами. Для большинства кривых (ряды второй половины XX столетия) теснота связи высокая (r = 0,92÷0,99), а между кривыми рядов первой и второй половины прошлого века теснота связи снижается до (r = 0,70÷0,80). При этом СезХ результирующего водообмена (по абсолютной величине, поскольку у нас преобладают отрицательные значения) по данным большинства авторов характеризуются максимумами: основным в феврале-апреле и вторичным в августе, и минимумами: основным в феврале-апреле и вторичным в августе, и минимумами: основным в ольшинства авторов характеризуется годовой волной (q₁ = 0,698÷0,750; A₁ = 27÷49 км³; T_{max1} = 29.09÷27.10), а по данным Соскина (1963) — квазидвухмесячной волной (q₁ = 0,401; A₁ = 14 км³; T_{max1} = 25.09; q₁₁ = 0,098; q₁₁₁ = 0,044; q_{1V} = 0,016) (Дубравин, 2014).



Рис. 37. Сезонный ход СезХ результирующего водообмена Q_х через Датские проливы (км³/мес.), рассчитанный по данным разных авторов. (По Дубравин и др., 2011). (Из Дубравин, 2014)

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, Е и C на Ce3X результирующего водообмена Q_{Σ} . Как показал корреляционный анализ, наибольшая положительная синхронная связь отмечается между Ce3X формы W и Q_{Σ} (коэффициент корреляции r = 0,63), с учетом сдвига теснота связи возрастает (r = +0,77 при τ = -1 мес. и r = -0,76 при 76 τ = 5 мес.)) (см. табл. 12). Теснота связи между формой Е и $Q_{\!\scriptscriptstyle\Sigma}$ меняется на обратную (синхронная — r = -0.64, с учетом сдвига — r = +0.78 при $\tau = 4$ мес.). Наименьшая теснота связи получена между формой С и О₅ (синхронная r = +0,15, с учетом сдвига — r = +0,47 при $\tau = 2$ мес. и r = -0,49 при $\tau = -4$ мес.). Таким образом, максимум Q_{r} в годовом ходе наступает одновременно с наступления минимума Е, или через 11 мес. (сдвиг т = -1 + 12 = 11 мес.) после наступления максимума W, или через 2 мес. после наступления максимума С. Как видим, корреляционные функции между индексом W и величиной результирующего водообмена Q₅, так же как между индексами и средней скоростью ветра или осадками, или суммарным речным стоком, или испарением, или пресноводным балансом, четко указывают на существование годовой периодичности. Что подтверждается также и результатами гармонического анализа, при этом максимум наступления Q_x опережает в годовом ходе максимум скорости ветра на один месяц или отстает от максимума испарения на два, или от максимума осадков на три, или максимумов стока и пресноводного баланса на шесть месяцев.

На рисунке 38³⁰ представлен ряд результирующего водообмена через Датские проливы, восстановленный по данным разных авторов за различный период: Смирнова, Минина (1992) с 1893 по 1976 г.; Суставов, Альтшулер (1983) с 1951 по 1976 г. и Omsted (2009) с 1979 по 2002 г. с годовой дискретностью. Статистические характеристики МГИ Q_{Σ} для данных вышеуказанных авторов таковы: средние значения — 458,1 ± 194,3; 418,5 ± 262,0 и 542,9 ± 93,4 км³/год; наибольшие — 1079,0; 1079,0 и 763,2 км³/год и наименьшие — -86,0; -86,0 и 351,0 км³/год, соответственно.



Рис. 38. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена Q₂ (км³/год) через Датские проливы (рассчитанная по Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009). За положительное значение результирующего водообмена принято превышение оттока из Балтики над притоком. (Из Дубравин, 2014)

³⁰ Для удобства за положительное значение принято превышение оттока из Балтики Q_и над притоком в Балтику Q_и.

3. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Анализ (в Дубравин, 2014) показал, что графики МГИ по данным разных авторов достаточно схожи. Это позволяет выделить периоды с однонаправленным изменением результирующего водообмена: периоды уменьшения $Q_{\Sigma} - 1899-1912$, 1940–1967 и 1988–2002 гг.; периоды увеличения $Q_{\Sigma} - 1893-1898$, 1913–1939 и 1968–1987 гг. (табл. 28). При этом для первых двух рядов (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983) наибольшие среднегодовые величины водообмена приходятся на 1969 г., а наименьшие – на 1954 г.; для ряда (Omsted, 2009) максимум приходится на 1981 г., а минимум – на 1996 г. По нашим оценкам, линейный тренд Q_{Σ} на интервале 1893–2002 гг. – $Tr_{0S} = 0,746 \text{ км}^3/\text{год.}$

Таблица 28

Периоды однонаправленного изменения результирующего водообмена Q₂ (км³/год) через Датские проливы, рассчитанные по (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009). (Из Дубравин, 2014)

Период уменьшения результирующего водообмена	Период увеличения результирующего водообмена
1899–1912	1893–1898
1940-1967	1913–1939
1988-2002	1968–1987

Анализ временного ряда результирующего водообмена, представленного на рисунке 38, позволил (в Дубравин, 2014) выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пик 2,8 года), квазичетырехлетние



Рис. 39. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена Q_{Σ} (км³/год) через Датские проливы и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – $Q_{\Sigma 2}$, квазичетырехлетней – $Q_{\Sigma 4}$, квазишестилетней – $Q_{\Sigma 5}$, квазиодиннадцатилетней – $Q_{\Sigma 11}$ (1893–2002) (рассчитанная по Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009). (Из Дубравин, 2014)

(пик 3,5 года), квазишестилетние (пик 5,9 года) и квазиодиннадцатилетние (пик 10,5 года) (рис. 39). Подобные квазицикличности были выделены для суммарного речного стока R_r (рис. 30).

Водный баланс. По оценкам разных авторов, величина водного баланса (В) Балтийского моря меняется от 0 до (-141) км³/год (табл. 15). Представление о сезонной изменчивости В моря по данным: Соскин (1963); Гидрометеорологические условия... (1992) и нашим в двух вариантах (с учетом расчета испарения по моделям С. К. Гулева и Н. З. Ариэль) дает рисунок 40.



Рис. 40. Сезонный ход СезХ водного баланса В (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. (Из Дубравин, 2014)

Как видим, эти кривые отличаются подобием. Для кривой сезонного хода по (Соскин, 1963) теснота связи со всеми остальными составляет r = 0,60÷0,76, а между тремя оставшимися кривыми теснота связи возрастает до r = 0,90÷0,99, т. е. и для водного баланса В в характере СезХ отмечаются различия между данными за первую или вторую половину прошлого века. При этом кривые характеризуются максимумами в июне и ноябре и минимумами в феврале и в августе или октябре. Таким образом, в СезХ водного баланса преобладает полугодовая квазипериодичность (q₁=0,258÷0,538; A₁ = 14÷34 км³; q_{II} = 0,284÷0,655; T_{maxII} = 12.05÷21.05 (12.11÷21.11) (Дубравин, 2014).

Что касается предпочтения методики для расчета испарения по С. К. Гулеву (Гулев, Украинский, 1989) или по Н. З. Ариель (О расчете..., 1973), то и данные по водному балансу этот вопрос не прояснили. С одной стороны, наши расчеты величины осадков Pr = 182 км³/год занижены на 5–10% и даже на 20%, с другой, величина испарения должна превышать осадки на несколько десятков км³ в год (как в Расчет атмосферных..., 1978). Если принять осадки за Pr = 220–230 км³/год (как в Хокансон, 1996; Omsted, 2009; HELCOM, 2010), то тогда величина испарения должна составлять не менее Ev = 250–260 км³/год, что несколько ближе к расчетам по С. К. Гулеву (Ev = 300 км³/год), чем по Н. З. Ариель (Ev = 203 км³/год). В пользу такого предположения можно сослаться на расчеты испарения в Аверкиев, Дубравин, 2020. В этой работе было выполнено сравнение значений испарения, рассчитанных по данным ежечасных наблюдений и затем осредненным за сутки, месяц, год, и рассчитанных по осредненным величинам гидрометеорологических параметров на станциях Аркона и Дарсс сети MARNET за 2002–2016 гг. при C_E = 1,3*10⁻³ (методика В. В. Ефимова. О расчете..., 1985). Осреднение значений гидрометеорологических параметров за период год приводит к занижению в рассчитанных значениях испарения в среднем за год на 35 % (ст. Аркона и Дарсс).

Логика обоснования «оптимальной» для Балтийского моря величины Еv такова:

Во-первых (согласно Дубравин, Маслянкин, 2012а), при использовании методик В. В. Ефимова ($C_E = 1,3*10^{-3}$), Н. З. Ариель ($C_E = 1,31\div1,45*10^{-3}$, при среднем для моря $1,38*10^{-3}$) или С. К. Гулева ($C_E \xi_E = 1,3*(1,53\div1,58)10^{-3}$, при среднем для моря $2,02*10^{-3}$), величина испарения для всего Балтийского моря составит 187, 203 и 300 км³/год; соответственно.

Во-вторых, если занижение при годовом осреднении на 35 %, полученное (в Аверкиев, Дубравин, 2020) для ст. Аркона и Дарсил (Западная Балтика) отнести ко всему морю, то величина Еv, полученная по методике В. В. Ефимова для всей Балтики, должна быть увеличена до – Ev =187 + 0,35*187 = 187 + 65,65 ≈ 253 км³/год. Методика Н. З. Ариель не предполагает введения поправки на пространственно-временное усреднения $\xi_{\rm E}$, поэтому для коррекции результатов по этой методике следует добавить поправку в 65,65 км³/год. И тогда – Ev = 203 +65,65 ≈ 269 км³/год.

В-третьих, согласно методике С. К. Гулева при использовании метеопараметров с годовой дискретностью к С_E = $1,3*10^{-3}$ предлагается поправка на пространственно-временное усреднения в среднем для Балтики в целом — $\xi_{\rm E}$ = 1,55, т.е. исходя из предположения, что занижение испарения при годовом осреднении на 35%, полученное (в Аверкиев, Дубравин, 2018) по методике В. В. Ефимова справедливо и для Балтики в целом, то результаты Еv по С. К. Гулеву на 20% завышены относительно скорректированных результатов по В. В. Ефимову. И тогда исправленная величина испарения по методике С. К. Гулева — Ev = $300-0,2*187 = 300-37,4 = 262,6 \approx 263$ км³/год.

Таким образом, принимая завышающий коэффициент при годовом осреднении 1,35 испарения по методике В. В. Ефимова, полученный (в Аверкиев, Дубравин, 2020) для Западной Балтики и отнесенный ко всему морю, новая величина испарения для всего Балтийского моря по В. В. Ефимову, Н. З. Ариель и С. К. Гулеву составит 253, 269 и 263 км³/год; соответственно. Т.е. тогда за «оптимальную» величину

испарения можно принять среднее из скорректированных по трем методикам значений — Ev $\approx 262~{\rm km^3/rog}.$

Кроме того, если за «оптимальную» величину осадков для моря в целом принять среднее из значений, полученных в работах Хокансона (1996), Omstedt (2009) и HELCOM (2010) — Pr = (223 + 229 + 225)/3 = 225,7 \approx 226 км³/год, что на 24 % выше полученной (в Дубравин, Маслянкин, 2012а) Pr = 182 км³/год. То уравнение пресноводного баланса В₀ будет таково:

 $B_0 = Pr - Ev + R_s = 226 - 262 + 454^{31} = 418 \text{ km}^3$,

а для водного баланса В

 $\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 + \mathbf{Q}_{\Sigma} = 418 - 477^{32} = -59 \text{ km}^3.$

Таким образом, следует иметь в виду, что поскольку «оптимальные» величины осадков и испарения получены увеличением Pr на 24% и уменьшением Ev (методика С. К. Гулева) на 15% (из Дубравин, Маслянкин, 2012а) (см. табл. 15) пропорционально для всего моря, то при рассмотрении рис. 21, 22 а,в, 24, 26, 31, 33, 40 и табл. 16, 17, 23–27 нужно помнить об этой оптимизации.

3.3. Температура воздуха

Средневзвешенное значении годовой температуры воздуха — $T_a = 7,07$ °C, при изменчивости среднегодоых значений от 9,0 °C над Западной Балтикой до 1,2 °C в Хапаранде (рис. 41). При этом можно говорить о трех типах изменчивости: во-первых, о *циркумконтинентальной* — когда температура воздуха от центров морских районов убывает к побережью. Во-вторых, *зональной* — когда T_a на юге моря убывает от 9,0 до 8,3 °C от Западной Балтики до Юго-Восточной или от 6,0 до 4,5 °C от центра Финского залива до СанктПетербурга. В-третьих, *меридиональной* — когда T_a убывает от центра района В09 до Хапаранды (от 8,3 до 1,2 °C).

Ранее было показано, что относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для T_a с часовой дискретностью меняется в пределах 84–92% на Западе, Юге и Юго-Востоке Балтики, при этом на долю СезХ приходится 79–88%. При увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ T_a возрастает до 8–18%. Таким образом, для T_a использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. И так, вклад СезХ в дисперсию ДП для T_a на Западе, Юге и Юго-Востоке Балтики составляет 92–95% (Дубравин, 2014).

На рисунке 42 представлен СезХ температуры воздуха T_a в морских районах Балтийского моря (см. рис. 3). Как видим, кривые СезХ

³¹ Принимаемая (в Дубравин, Педченко, 2011) величина R_{Σ} , характеризующая речной сток за 1951–2000 гг.

 $^{^{32}}$ Принимаемая (в Дубравин, Маслянкин, 2012в) величина Q $_{\Sigma}$, характеризующая результирующий водообмен за 1951–2000 гг.



Рис. 41. Температура воздуха Т_а (°С) над Балтийским морем, средняя за 1951–2000 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

температуры T_a в морских районах отличаются подобием (теснота связи между ними очень высокая r = 0,963÷0,999) и правильным годовым ходом, при этом максимум в СезХ наступает в августе (в Финском заливе – в июле), а минимум в феврале (в Западной Балтике – в январе).



Рис. 42. Среднемноголетний сезонный ход СезХ температуры воздуха $T_a(^{\circ}C)$ над морскими районами Балтийского моря за 1951–2000 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

Подтверждением правильности годового хода T_a могут служить результаты гармонического анализа. СезХ температуры воздуха определяется годовой гармоникой, квота которой высока q₁=0,95–0,99 (рис. 43).



Рис. 43. Квота (q₁) годовой гармоники температуры воздуха Т_а над Балтийским морем, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

Амплитуда A_1 возрастает от 8–9°С в собственно Балтике до 10–11°С в Рижском и 11–12°С в Финском заливах. В Ботническом заливе, так же как и для температуры отмечаем два типа изменчивости: меридиональную – рост от 6°С в Аландском море до 13°С в вершине залива и циркумконтинентальную – рост от центра залива (6–7°С) к западному и восточному побережьям (9–10°С) (рис. 44).

Максимум годовой волны Т_{мах} на большей части моря наступает в середине июля — 192–206 суток от начала года) (рис. 45).

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, Е и C на Ce3X температуры воздуха T_a . Как показал корреляционный анализ, наибольшая положительная синхронная связь отмечается между Ce3X формы C и T_a (коэффициент корреляции r = 0,37), с учетом сдвига теснота связи возрастает (r = +0,43 при τ = 1 мес. и r = -0,45 при τ = ±6 мес.) (см. табл. 12). Наибольшая отрицательная синхронная связь отмечается между Ce3X формы W и T_a (синхронная – r = -0,25, с учетом сдвига – r = +0,85 при τ = -4 мес. и r = -0,84 при τ = 2 мес.). Теснота связи между формой E и T_a такова: (синхронная – r = +0,23, с учетом сдвига – r = +0,78 при τ = 3 мес. и r = -0,81 при τ = -3 мес.). Таким образом, максимум T_a в годовом ходе наступает через 8 мес. после наступления максимума W, или через 3 мес. после наступления максимума E, или через 1 мес. после



Рис. 44. Амплитуда (A₁) годовой гармоники температуры воздуха T_a (°C) над Балтийским морем, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)



Рис. 45. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники температуры воздуха Т_а над Балтийским морем, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

наступления максимума С. Как видим, корреляционные функции между индексами W и E и температурой воздуха, так же как между индексами и средней скоростью ветра или осадками, или суммарным речным стоком, или испарением, или пресноводным балансом, или водообменом, четко указывают на существование годовой периодичности.

Это подтверждается также и результатами гармонического анализа. При этом максимум наступления T_a происходит одновременно с максимумом в годовом ходе осадков или опережает максимум испарения на один месяц, или максимум водообмена на три, или максимум скорости ветра на четыре, или отстает на три месяца от максимумов в годовом ходе речного стока и пресноводного баланса.

На рисунках 46 и 47 представлена межгодовая изменчивость температуры воздуха в Калининграде (1848–2018 гг.) и Варнемюнде (1934–2018 гг.). При этом в Калининграде на интервале 1848–1946 гг. можно говорить о стационарном режиме ($\text{Tr}_{\text{Ta}} = 0,008$ (°С/год), а затем с 1947 по 2018 гг. о росте – ($\text{Tr}_{\text{Ta}} = 0,027$ (°С/год) (см. рис. 46). Сравнивая МГИ T_a в Калинграде и Варнемюнде, можно говорить об их подобии. Несмотря на более высокую T_a в Варнемюнде (на ~ 1,4 °С), оба ряда характеризуются сходным трендом ($\text{Tr}_{\text{Ta}} = 0,018 \div 0,020$ (°С/год), а теснота связи между ними очень высокая – r = 0,951 (см. рис. 47).



Рис. 46. Межгодовая изменчивость температуры воздуха T_a (°C) в Калининграде (1848–2018 гг.). (По Стонт, Чубаренко, 2019)

Спектральный анализ временного ряда температуры воздуха (рис. 46) позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3 и 3,0 года), квазичетырехлетние (пики 3,6 и 4,7 года), квазишестилетнюю (пик 5,7 года), квазивосьмилетнюю (пик 8,0 лет) и квазиодиннадцатилетнюю (пик 13,3 года) (рис. 48).

3. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА



Рис. 47. Межгодовая изменчивость температуры воздуха T₂ (°C) в Варнемюнде и Калининграде (1934-2018 гг.) по State and Evolution..., 2008; www.rp5.ru



Рис. 48. Межгодовая изменчивость температуры воздуха T₂ (°C) в Калининграде и его спектральных составляющих: квазидвухлетних - $({\rm T_{a2}}^{27},{\rm T_{a2}}^{36}),$ квазичеты
рехлетних — $({\rm T_{a4}}^{42},{\rm T_{a4}}^{56}),$ квазишестилетней — ${\rm T_{a6}},$ квазивосьмилетней — Т_{а8}, квазиодиннадцатилетней — Т_{а11} (1848–2018), рассчитанная по www.rp5.ru.

Примечательно, что подобные периодичности отмечались нами ранее при анализе изменчивости гидрометеорологических элементов и потоков тепла, влаги и импульса в Юго-Восточной Балтике (в Дубравин, Стонт, Гущин, 2010а), термохалинной структуры вод Балтики (в Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, 2017), составляющих водного баланса Балтийского моря (Дубравин, Маслянкин, 2012а, 2012б). Там же было высказано предположение о том, что отмеченные квазицикличности, так же как и в Атлантическом океане (Дубравин, 2002), создаются одновременным влиянием механизма взаимодействия океана и атмосферы и внешних геокосмических сил, т.е. подтверждается гипотеза Г. К. Ижевского (1964). Позднее с помощью корреляционного и спектрального методов анализа был сделан вывод: «Долгопериодная изменчивость гидрометеорологических полей обусловлена как механизмами взаимодействия океана и атмосферы, так и внешними (вынуждающими) геокосмическими силами. В качестве вынуждающих сил выбраны: солнечная активность (числа Вольфа) W; потенциал приливообразующих сил Луны и Солнца (ППОСЛиС); экваториальный стратосферный перенос (U) и угловая скорость вращения Земли (v), а в качестве параметров механизма взаимодействия океана и атмосферы — индексы циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса (западный перенос W, восточный Е и меридиональный С)» (Дубравин, 2014, С. 324).

3.4. Температура воды

По нашим оценкам, средневзвешенное³³ значение годовой поверхностной температуры моря – Т = 7,56 °С, меняясь от 9,0-9,2 на западе моря до 4,9-5,0 °C – в Ботническом заливе (рис. 49). Таким образом, можно говорить о меридиональной изменчивости. Однако следует отметить, что в собственно Балтике воды у западного побережья на 0,5-1,0 °C ниже, чем у восточного (Гидрометеорологические условия, 1992). В результате чего на большей части этой акватории наблюдается простирание изотерм с ЮЗ на СВ. А это, в свою очередь, объясняется поверхностной циркуляцией, когда теплые воды из Северного моря у южного побережья моря движутся на восток. Возле Гданьского залива они поворачивают на север, а затем разветвляются, заходя в Рижский, Финский и Ботнический заливы. Холодные же воды поверхностными потоками из Финского и Ботнического заливов основной своей частью направляются вдоль Скандинавских берегов на юго-запад, огибая с двух сторон о. Готланд. Южнее о. Готланд оба потока соединяются и движутся на юго-запад и запад вдоль шведского побережья в сторону Датских проливов (Добровольский, Залогин, 1982; Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, 2014, 2017).

Сравнение температуры воды T_w и воздуха, осредненных в пределах морских районов показало, что над большей частью районов T_w выше T_a на 0,6–0,9 °C, а самая высокая разность T_w и T_a наблюдается в районе B01 (Ботнический залив) – 2,0 °C, и только над Аландским морем (B04) воздух теплее воды на 0,2 °C. При этом в среднем для Балтики ($T_w - T_a$) = 0,76 °C (Дубравин, 2014).

³³ С учетом веса площади каждой одноградусной трапеции (см. рис. 1) в пределах площади зеркала Балтийского моря S₀ =372,5 км² (Дубравин, Педченко, 2010).

Ранее (Дубравин и др., 2018) было показано, что в Западной и Южной Балтике (2002–2016 гг.) относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для поверхностной температуры T_w с часовой дискретностью меняется в пределах 97–98%, при этом на долю СезХ приходится 94–97%. При увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ T_w возрастает до 0,7–3,5%. Таким образом, для T_w использование данных только с месячным осреднением не всегда позволяет корректно говорить о вкладе СезХ в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. И так, вклад СезХ в дисперсию ДП для T_w на Западе и Юге Балтики составляет 96–99%.



Рис. 49. Температура воды T_w (°С) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

Представление о сезонном ходе поверхностной T_w в различных регионах Балтийского моря дает рисунок 50. Как видим, кривые СезХ поверхностной температуры в морских районах отличаются подобием (теснота связи между ними очень высокая r = 0,950÷0,998) и правильным годовым ходом, при этом максимум в СезХ наступает в августе, а минимум в феврале-марте. Подтверждением правильности годового хода поверхностной T_w могут служить и данные гармонического анализа (рис. 51–53).

Итак, СезХ поверхностной температуры воды определяется годовой гармоникой, квота которой q₁ медленно убывает от 0,97–0,99 на западе и юге моря до 0,87–0,90 в Ботническом заливе и до 0,94–0,95 в Финском (см. рис. 51). Амплитуда A₁убывает от 8,0–9,0 °С на восточном побережье моря и Рижском и Финском заливах до 6,2–7,0 °С в Ботническом заливе и до 6,7–7,5 °С вдоль западного побережья (см. рис. 52). Максимум годовой 88

волны Т_{тах} наступает сначала у побережий (конец июля — 206–212 суток от начала года), а затем и в центральной части моря (06–08 августа — 218–220 суток от начала года) (см. рис. 53).



Рис. 50. Среднемноголетний сезонный ход СезХ поверхностной температуры воды T_w (°C) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)



Рис. 51. Квота (q₁) годовой гармоники температуры воды Т_w на поверхности Балтийского моря, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)



Рис. 52. Амплитуда (A₁) годовой гармоники температуры воды Т_w (°С) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)



Рис. 53. Дата наступления максимума ($T_{\rm maxl}$) годовой гармоники температуры воды $T_{\rm w}$ на поверхности Балтийского моря, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, Е и C на Ce3X поверхностной температуры воды T_w . Как показал корреляционный анализ, наибольшая положительная синхронная связь отмечается между Ce3X формы C и T_w (коэффициент корреляции r = 0,29), c учетом сдвига теснота связи возрастает (r = +0,48 при τ = 2 мес. и r = -0,44 при τ = ±6 мес.) (см. табл. 12). Наибольшая отрицательная синхронная связь отмечается между Ce3X формы W и T_w (синхронная – r = -0,09, c учетом сдвига – r = +0,85 при τ = -3 мес. и r = -0,85 при τ = 3 мес.). Теснота связи между E и T_w такова: (синхронная – r = +0,08, c учетом сдвига – r = +0,79 при τ = 3 мес. и r = -0,83 при τ = -3 мес.). Таким образом, максимум поверхностной T_w в годовом ходе наступает через 9 мес. после наступления максимума E, или через 2 мес. после наступления максимума C.

Как видим, корреляционные функции между индексами W и E и поверхностной температурой воды, так же как между индексами и температурой воздуха или средней скоростью ветра, или осадками, или суммарным речным стоком, или испарением, или пресноводным балансом, или водообменом, четко указывают на существование годовой периодичности. Это подтверждается также и результатами гармонического анализа. При этом максимум наступления поверхностной температуры в годовом ходе наступает одновременно с температурой воздуха и осадками, или опережает на 1 мес. испарение, на 3 мес. результирующий водообмен, на 4 мес. скорость ветра, или отстает на 3 мес. от максимума наступления речного стока и пресноводного баланса.

Представление о межгодовой изменчивости поверхностной T_w в Западной, Южной и Центральной Балтике дает рисунок 54. Расчеты (в Дубравин, 2014) показали, что в характерных точках Южной и



Рис. 54. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на поверхности в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Балтийске по данным Морской гидрометеорологический ежегодник...,

1960–1990; State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

Центральной Балтики (плавмаяк Гесер; кв. 11 — Борнхольская, кв. 36 — Гданьская, кв. 47 — Готландская впадины, и Балтийск) наибольшей теснотой связи в поле температуры отличаются квадраты, расположенные в Борнхольмской, Гданьской и Готландской котловинах в феврале и августе и в Гесере и Балтийске, в среднем за год. Причина — качество наблюдений: в Гесере и Балтийске практически отсутствуют пропуски наблюдений, поэтому среднегодовые значения достоверны, а в морских одноградусных трапециях, особенно в первой половине прошлого столетия, могло быть одно-два наблюдения в году, поэтому их среднегодовые значения некорректны. Именно этим можно объяснить слабую прямую тесноту связи между Балтийском и кв. 47 (r = 0,21) и слабую обратную — между Гесером и кв. 47 (r = -0,16) в поле температуры за год.

При этом для Т_w на поверхности выявлены линейные тренды в Гесере (1900–1975 гг. — Тг_{тw} =0,006 °С/год); кв. 11 (1902–2011 гг. — Тг_{тw} =-0,029 °С/год); кв. 36 (1902–2005 гг. — Тг_{тw} = 0,009 °С/год); Балтийске (1950–2000 гг. — Тг_{тw} = 0,012 °С/год); кв. 47 (1903–20005 гг. — Тг_{тw} = -0,049 °С/год) и кв. 68 (1900–2005 гг. — Тг_{тw} = 0,028 °С/год).

Различия в величине температурного тренда на западе и юго-востоке Балтики, по всей вероятности, связаны с вековой изменчивостью температуры. Анализ показал, что в Южной Балтике (кв. 11 и кв. 36) в феврале, августе и в среднем за год в поле температуры хорошо выражена вековая волна, при этом в августе и в среднем за год максимум векового хода наступает в середине шестидесятых годов, а в феврале сдвигается на сороковые годы. Кроме того, спектральный анализ временных рядов поверхностной температуры воды позволил выделить некоторые



Рис. 55. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на поверхности в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней — T_{w2}; квазичетырехлетней — T_{w4}; квазишестилетней — T_{w6}; квазиодиннадцатилетней — T_{w11} (1946–2005), рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,5 и 2,7÷2,9 года), квазичетырехлетние (пик 3,9÷4,4 года), квазишестилетние (пик 5,0÷6,9 года), квазивосьмилетние (пик 8,0 лет) и квазиодиннадцатилетние (пик 9,5÷10,5 года) (табл. 29, рис. 55).

Таблица 29

Характерные масштабы межгодовой изменчивости температуры воды T_w (°C) на поверхности в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1900–2005 гг., рассчитанные по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Пункт, Интервал	Период	энергонесуп	цей зоны	Спектральная плотность				
ттерьш	начало	пик	конец	начало	пик	конец		
Гесер (1900–1915)	2,00	2,86	6,06	0,54	0,80	0,51		
(1920-1939)	2,99	5,41	6,06	0,27	0,91	0,90		
(1045 1075)	2,94	3,85	4,44	0,22	0,33	0,31		
(1945–1975)	4,44	10,53	16,67	0,31	1,11	1,03		
	2,02	2,38	2,53	4,82	14,58	8,38		
Кв. 11	2,53	2,90	3,39	8,38	17,70	1,59		
(1902 - 2011)	3,39	3,92	4,35	1,59	5,68	2,01		
	4,35	6,45	9,52	2,01	29,23	5,40		
V. 96	2,50	2,70	3,08	1,61	1,83	1,67		
NB. 30 (1046, 9005)	3,08	4,35	4,65	1,67	3,85	3,80		
(1940-2003)	4,65	5,00	6,25	3,80	3,82	2,32		
	6,25	9,52	16,67	2,32	6,06	4,00		
IC- 47	2,12	2,33	3,45	5,96	9,30	0,89		
KB. 47 (1051-9005)	3,45	5,00	6,25	0,89	16,43	11,45		
(1951-2005)	6,25	8,00	14,29	11,45	17,37	5,68		
	2,33	2,63	3,17	2,86	2,86	2,86		
1/m 69	3,17	4,00	5,00	2,97	2,97	2,97		
KB. 00 (1000-1046	5,00	6,90	9,09	1,44	1,44	1,44		
(1900-1940)	2,22	2,50	2,86	2,97	7,73	3,96		
(1994-2004)	2,86	3,33	4,88	3,96	5,36	1,94		
	4,88	5,71	6,25	1,94	2,15	2,12		
	6,25	10,53	13,33	2,12	7,39	5,84		

3.5. Соленость

Средневзвешенное значение годовой поверхностной солености моря, рассчитанное (в Дубравин, 2014) — S = 6,38 PSU, при большой изменчивости среднегодовых значений вдоль поверхности моря от 16,0 PSU на западе до 2,3 PSU в Финском заливе (рис. 56). При этом соленость сначала резко меняется от 16,0 PSU при выходе из проливов Малого и Большого Бельта до 8,0–8,5 PSU на меридиане о. Рюген; затем постепенно — до 5,7–6,3 PSU у южной оконечности Аландского архипелага, до 4,8–6,0 PSU в Рижском, до 3,0–5,6 PSU в Ботническом и до 2,3–5,9 PSU в Финском заливах. Таким образом, можно говорить о двух типах пространственной

изменчивости. Во-первых, зональной — когда соленость убывает с запада на восток от Кильского до Гданьского заливов (от 16,0 до 7,3 PSU), или в Рижском или Финском заливах. Во-вторых, меридиональной — когда соленость убывает от Гданьского до Ботнического залива (от 7,3 до 3,0 PSU). Кроме того, в собственно Балтике поверхностная соленость, также как и температура, в восточной части моря на 0,3–0,8 PSU выше, чем в западной, что также определяется поверхностной циркуляцией, описанной выше. Там же (Дубравин, 2014) отмечалась устойчивость во времени и пространстве среднегодового распределения поверхностной солености на Балтике, поскольку еще Ю. М. Шокальский (1917) в начале прошлого века или К. Валло (1948) в тридцатые годы приводили сходные значения.



Рис. 56. Практическая соленость S (PSU) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (По Дубравин, 2017)

Нами (в Дубравин и др., 2018) было также показано, что в Западной и Южной Балтике (2002–2016 гг.) относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для поверхностной солености S с часовой дискретностью, в отличие от поверхностной температуры, меняется от 88% в Кильском заливе до 43 и 66% на ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин, соответственно. При этом на долю СезХ приходится от 13–15% на ст. Фемарн-Бельт и Дарсс Силл до 19% на ст. Аркона Бэсин и до 52% в Киле. При увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ S возрастает до 13% (Киль), до 41% (Аркона Бэсин), до 58% (Фемарн-Бельт) и до 79% (Дарсс Силл). Таким образом, для S использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для S на Западе и Юге Балтики составляет 24–60%.

На рисунке 57 представлен СезХ поверхностной солености в морских районах. Как видим, кривые СезХ поверхностной S в основном отличаются подобием (теснота связи между ними, как правило, высокая $r = 0,60\div0,95$). Исключение составляют районы B04 (Аландское море), теснота связи между СезХ в нем и в B05 (Финский залив) уменьшается до r = 0,02, а между ним и B02 (Кварк) — до r = 0,22 или между ним и B11 (Западная Балтика) — до r = 0,18 (табл. 30). При этом для большинства регионов максимум в СезХ поверхностной солености наступает в холодный период (ноябрь-февраль) (Рис. 1, 2, 11, 12 Прилож. А), а минимум в теплый (июнь-август) (Рис. 6–8 Прилож. А).



Рис. 57. Среднемноголетний сезонный ход СезХ поверхностной солености S (PSU) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг., рассчитано по State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

Таблица 30

Корреляционные матрицы между сезонным ходом поверхностной солености S (PSU) в морских районах Балтийского моря, средним за 1951– 2000 гг., рассчитано по State and Evolution ..., 2008. (Из Дубравин, 2014)

	B01-B11	B01	B02	B03	B04	B05	B06	B07	B08	B09	B10	B11
B01 - B11	1,0	0,92	0,81	0,57	0,40	0,82	0,88	0,85	0,86	0,85	0,93	0,96
B01		1,0	0,70	0,64	0,50	0,57	0,92	0,81	0,79	0,80	0,89	0,85
B02			1,0	0,41	0,22	0,81	0,64	0,63	0,73	0,67	0,62	0,75
B03				1,0	0,89	0,20	0,55	0,84	0,82	0,67	0,73	0,35
B04					1,0	0,02	0,43	0,64	0,73	0,51	0,57	0,18
B05						1,0	0,57	0,60	0,63	0,60	0,64	0,86
B06							1,0	0,78	0,72	0,78	0,88	0,81
B07								1,0	0,91	0,82	0,95	0,71
B08									1,0	0,79	0,88	0,73
B09										1,0	0,81	0,74
B10											1,0	0,85
B11												1,0

Расчеты гармонического анализа СезХ поверхностной S для первой гармоники представлены на рис. 1–3, Прилож. Б. Они подтверждают, что на большей части моря имеет место относительно небольшой, хотя и очень сложный сезонный ход поверхностной солености: правильный СезХ (преобладание годовой волны) в основном приурочен к котловинам, так, в Арконской, Борнхольмской, Готландской, Северо-Балтийской, Карсе $q_I \ge 0,90$; в Гданьской впадине и Ботническом, Финском и Рижском заливах снижается до $q_I \ge 0,8$, вблизи устьев рек и в центрах районов В08 (Центральная Балтика) и В04 (Аландское море) вклад годовой волны уменьшается до $q_r \le 0,25$ (см. рис. 1 Прилож. Б).

Восточнее меридиана о-ва Рюген амплитуда первой гармоники на большей части акватории составляет $A_1 = 0,1\div0,3$ PSU, возрастая до $A_1 = 0,4\div0,5$ PSU в Рижском и Ботническом заливах, и только на западе моря увеличивается до $A_1 = 0,5\div2,2$ PSU (см. рис. 2 Прилож. Б).

Сроки наступления максимума годовой волны сильно размыты от начала сентября в Рижском и Финском заливах до середины мая (следующего года) в Ботническом (размах в наступлении максимума на севере и северо-востоке моря составил 254 суток); на западе моря — конец ноября-декабрь, в собственно Балтике — январь-февраль (см. рис. 3 Прилож. Б).

Корреляционный анализ, выполненный (в Дубравин, 2017) между СезХ средней поверхностной солености и составляющими пресноводного баланса Балтийского моря показал, что наибольшая отрицательная теснота связи выявлена между СезХ солености S и суммарным стоком R_{Σ} или пресноводным балансом R_{Σ} (r = (-0,79) или r = (-0,74) ÷(-0,79)); между СезХ солености S и осадками Pr отрицательная теснота связи ослабевает (r = (-0,29)); а между СезХ солености S и испарением Ev — становится положительной (r = 0,35÷0,42). Таким образом, подтверждается вывод А. Е. Антонова (1987) о солеформирующих факторах в Балтике.

В п. 3.1 было показано, что индексы циркуляции W, E и C не могут служить предиктором для Ce3X средней поверхностной солености Балтики поскольку корреляционные функции между Ce3X форм W или E, или C и S не выявили правильной годовой волны (см. табл. 12).

Представление о межгодовой изменчивости поверхностной S в Западной, Южной и Центральной Балтике дает рисунок 58.

В Дубравин, 2014, показано, что в характерных точках Южной и Центральной Балтики (плавмаяк Гесер; кв. 11 — Борнхольская, кв. 36 — Гданьская, кв. 47 — Готландская впадины и Балтийск), наибольшей теснотой связи в поле солености отличаются квадраты, расположенные в Борнхолькской, Гданьской и Готландской котловинах в феврале и августе и в среднем за год. При этом, в отличие от T_w , теснота связи в этих квадратах для солености в среднем за год выше, чем в феврале и августе, а теснота связи между МГИ солености в Гесере или Балтийске и морских квадратах мала или даже отрицательная. Кроме того, для средней за год S на поверхности выявлены линейные тренды в Гесере (1900–1975 гг. — $Tr_s = 0,013$ PSU/год); кв. 11 (1902–2011 гг. — $Tr_s = 0,002$ PSU/год); кв. 36 (1902–2005 гг. — $Tr_s = 0,003$ PSU/год); 96



Рис. 58. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Балтийске (по данным Морской гидрометеорологический ежегодник..., 1960–1990; State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014)

Балтийске (1959–2000 гг. – Tr_s = -0.022 PSU/год); кв. 47 (1903–2005 гг. – Tr_s = 0,003 PSU/год) и кв. 68 (1900–2005 гг. – Tr_s = 0,004 PSU/год) (Дубравин, 2017). Различия в величине соленосного тренда на западе и юго-востоке Балтики, по всей вероятности, легко объяснить различием в периодах наблюдений: в Гесере до 1975 г., в Балтийске до 2000 г., при этом в Центральной Балтике (кв. 11, 36, 47 и 68) в 1976-1979 гг. произошла смена фазы роста на - падение. Кроме того, возможно, это связано и с вековой изменчивостью – анализ рядов поверхностной S в квадратах 11 и 36 показал, что в феврале, августе и в среднем за год в поле солености, как и в поле температуры, хорошо выражена вековая волна, при этом в феврале, августе и в среднем за год максимум приходится на начало пятидесятых годов, а минимум – на начало и конец двадцатого столетия. Нельзя забывать и про различия в географическом положении: соленость на поверхности в Гесере самая высокая (из-за близости к Датским проливам, где соленость превышает 20 и даже 30 PSU), а соленость в Балтийске самая низкая (из-за распреснения речным стоком), поэтому, чем больше сток, тем слабее связь в поле солености между станциями прибрежными и открытого моря (см. рис. 56). Анализ тесноты связи между температурой и соленостью для каждого из этих пунктов показал, что для открытой части Южной и Центральной Балтики МГИ полей температуры и солености в среднем за год характеризуется обратной связью, $r = (-0, 22) \div (-0, 44)$, в то время как в Гесере и Финском заливе эта связь прямая (r = 0,38 и r = 0,20). В Балтийске большую часть года наблюдается невысокая обратная связь (r = (-0,26) в феврале и r = (-0,23) в среднем за год), летом меняющаяся на прямую (r = 0,23). Кроме того, анализ временных рядов поверхностной S, в характерных точках моря позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,4 и 2,7÷2,9 года),

квазичетырехлетние (пик 3,6÷4,8 года), квазишестилетние (пик 5,0÷6,5 года) и квазивосьмилетние (пик 8,0 лет) (табл. 31, рис. 59).

Таблица 31

*						. ,
	Период	энергонесуп	цей зоны	Спект	ральная пло	тность
Пункт, интервал	начало	пик	конец	начало	пик	конец
Гесер	2,50	3,77	6,90	0,59	1,01	0,52
(1920–1939)	2,02	2,30	3,08	0,20	0,22	0,09
(1945 - 1975)	3,08	4,08	4,76	0,09	0,16	0,15
	2,25	2,67	3,13	0,02	0,13	0,03
1/- 11	3,13	3,70	3,77	0,03	0,07	0,06
KB. 11 (1009, 9011)	3,77	4,76	5,41	0,06	0,13	0,07
(1902-2011)	5,41	6,06	6,67	0,07	0,09	0,08
	6,67	8,00	10,53	0,08	0,14	0,06
Kr 96	2,44	2,78	3,03	0,02	0,04	0,03
NB. 30 (1046, 9005)	3,03	4,00	4,44	0,03	0,06	0,05
(1940-2005)	4,44	5,00	7,15	0,05	0,06	0,04
Кв. 47	2,02	2,38	2,90	0,03	0,06	0,02
(1951 - 2005)	2,90	3,17	4,00	0,02	0,03	0,01
	2,06	2,35	2,63	0,07	0,14	0,14
Кв. 68	2,63	2,90	3,23	0,07	0,11	0,11
(1900-1946)	3,23	3,64	4,76	0,08	0,11	0,11
	4,78	6,45	9,09	0,04	0,16	0,16
(1954 - 2004)	2,60	4,17	5,00	0,03	0,27	0,27
	5,00	6,45	11,11	0,15	0,39	0,39

Характерные масштабы межгодовой изменчивости солености (PSU) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1900–2005 гг., рассчитанные по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 59. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Борнхольмской (кв. 11) впадине и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S₂; квазичетырехлетних – (S₄⁴⁴ и S₄⁵⁷); квазишестилетней – S₆ и квазивосьмилетней – S₈ на интервале 1902–2011 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

4

СТРУКТУРЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

4.1. Типы вертикального распределения параметров

Выше отмечалось, что в Балтийском (средиземном внутриматериком) море из-за физико-географического положения под действием солеформирующих факторов (атмосферной циркуляции, речного стока и водообмена с Северным морем) (Антонов, 1987) создается устойчивая плотностная стратификация, определяющая гидрологический и гидрохимический режимы. При этом как термохалинная структура (Добровольский, 1961; Дубравин, 2003, 2017), так и структуры гидрохимических параметров Балтики (Гидрохимический режим, 2017; Дубравин, Капустина, 2019; Дубравин и др., 20176, 2020) представлены двумя структурными зонами (СЗ): поверхностной, или деятельным слоем (ДС), и глубинной. Вертикальная мощность поверхностной СЗ определяется толщиной ДС. При этом ДС – «верхний слой океана (моря), в котором в результате радиационных процессов и взаимодействия с атмосферой отмечаются колебания гидрологических элементов с годовым периодом» (Физика океана, 1978, С. 137). Обычно глубину ДС оценивают по температуре (Китайгородский, 1970). Однако следует иметь в виду, что сезонная изменчивость и глубина ее распространения для каждого гидрологического или гидрохимического параметра различна (Дубравин и др., 2009). Как правило, для средиземных солоноватых морей (в том числе и Балтийского) при отсутствии заметных приливо-отливных течений и наличии сильной соленостной стратификации - главного пикноклина (галоклина) - термохалинная конвекция не проникает до дна (Дитрих, 1962), и тогда в ДС, как правило, выделяется верхняя часть – верхний квазиоднородный слой (ВКС) и зона возрастающих градиентов гидрофизических и гидрохимических элементов. При этом для температуры и солености в Балтийском море за нижнюю границу ВКС следует принимать верхнюю границу сезонного слоя скачка или, если сезонный скачек еще не сформирован, то принимать верхнюю границу главного слоя скачка, а за нижнюю границу ДС – середину главного слоя скачка (Дубравин и др., 2009, 2010).

Из-за затрудненного водообмена между поверхностными (выше постоянного пикноклина) и глубинными слоями можно выделить три типа вертикального распределения гидрологических и гидрохимических параметров, характеризующие три типа структур: к первому (с прямой стратификацией — падение с глубиной) следует отнести кислород; ко второму (с обратной стратификацией — рост с глубиной) — соленость, фосфор и азот, и к третьему — температуру воды, которая сначала падает до ядра холодного промежуточного слоя (ХПС), а затем растет (Дубравин и др., 2009, 2017б). В качестве примера на рисунке 60 представлены среднегодовые кривые вертикального распределения T_w , S, O_2 , PO₄ и NO₃ средние за 1900–2005 гг. для Балтийского моря в целом.



Рис. 60. Среднее для Балтийского моря распределение температуры воды Т_w (°С); солености S (PSU); кислорода (мкмоль O_2/kr); фосфатов (мкмоль P/кг) и нитратов (мкмоль N/кг) за 1950–2005 гг., рассчитано по State and Evolution ..., 2008

4.2. Термическая структура

Деятельный слой. Как правило, в пределах деятельного слоя океана выделяют верхний квазиоднородный слой (ВКС) и сезонный слой скачка (Китайгородский, 1970).

Следует заметить, что общепринятого четкого критерия для определения границы ВКС не существует. Так, одни исследователи (Thompson, 1976) за границу ВКС предлагают ту глубину h, на которой разность ΔT между поверхностной температурой T_{w0} и температурой нижней границы перемешанного слоя T_{wh} не превышает 0,2 °С, или $\Delta T = 0,1$ °С (Структура температуры..., 2007); другие — критическое значение вертикального градиента температуры $G^T \le 0,01$ °С/м (Тренин, 1970), или $G^T \le 0,02$ °С/м (Кузнецов, 1982), или начало термоклина $G^T \ge 0,1$ °С/м (Иванов, 1978); третьи (Китайгородский, 1970) предлагают безразмерный универсальный профиль температуры.

С началом весеннего прогрева в поверхностной зоне умеренных и высоких широт формируется холодый промежуточный слой ХПС, над которым к лету формируется сезонный термоклин. В Балтийском море ХПС подстилается главным термоклином.

Для определения глубины затухания годового хода температуры и солености достаточно широко применяется метод использования амплитудно-фазовых характеристик их СезХ. Однако и здесь нет единого критерия для определения глубины деятельного слоя:

$A^{T}_{I,hi}/A^{T}_{I,0} \le 0,05-0,1.$	(4.1)
$A^{T}_{I,hi}/A^{T}_{I,0} \leq 0,2.$	(4.2)
$A^{T}_{Lhi} * A^{T}_{0.0} / A^{T}_{L.0} * A^{T}_{0.hi} \leq 0, 2,$	(4.3)

где *А^т*_{*а а*} – среднегодовая температура на поверхности;

 $A^{\scriptscriptstyle T}_{{}_{I,0}}-$ амплитуда годовой волны температуры на поверхности;

*А^т*_{0, hi} – среднегодовая температура на горизонте h_i;

А^т_{иы} – амплитуда годовой волны температуры на горизонте h_i.

Критерий (4.1) был предложен в работе (Физика океана, 1978) для открытого океана и, по мнению авторов, неприменим для Балтийского моря. Критерии (4.2) и (4.3) использовались в работах (Matthaus, 1977) и (Гидрометеорологические условия..., 1992) для Балтики.

С нашей точки зрения (Дубравин и др., 2009; Дубравин, Стонт, 2012а; Дубравин, 2013), для определения глубины затухания СезХ поверхностной температуры, а тем более солености, анализа только амплитуд годовой волны явно недостаточно. Важна не столько формальная величина отношения амплитуд, сколько характер их изменения по вертикали (минимум q^T₁ или q^S₁ и A^T_{1,b}/A^T_{1,0} или A^S_{1,b}/A^S_{1,0}).

Представление о термической структуре Балтийского моря дают таблица 32, на которой представлены средние для моря в целом месячные значения температуры на горизонтах от 0 до 150 м за 1900–2005 гг. и рисунок 61.

Таблица 32

Сезонный ход температуры воды Т _w (°С) в Балтийском море, средний
за 1900–2005 гг., рассчитанный по данным State and Evolution, 2008.
(Из Дубравин, 2017)

Гори-						M e c	яцы							Раз-
зонт	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	11-Л11	мах
0	2,08	1,29	1,19	2,35	5,85	10,46	15,27	<u>16,23</u>	13,70	9,67	6,63	4,39	<u>7,43</u>	15,04
10	2,22	1,40	1,24	2,07	4,71	8,25	12,29	<u>14,22</u>	13,25	9,67	6,78	4,55	6,72	12,98
20	2,44	1,65	1,40	2,03	3,68	5,59	8,07	9,98	<u>11,26</u>	9,54	6,95	4,82	5,62	9,86
30	2,73	1,93	1,54	2,12	3,11	4,02	5,34	6,45	7,99	<u>8,72</u>	6,97	5,15	4,67	7,18
40	3,05	2,24	1,78	2,08	2,74	3,45	4,15	4,76	5,69	<u>7,05</u>	6,63	5,14	4,06	5,27
50	3,31	2,65	2,16	2,28	2,49	2,85	3,53	3,89	4,71	5,68	<u>5,72</u>	5,19	3,70	3,56
60	3,70	2,97	2,50	2,34	2,57	2,71	3,33	3,50	3,89	4,71	<u>5,11</u>	4,82	3,51	2,77
70	3,86	3,55	3,29	3,27	3,03	3,08	3,37	3,49	3,79	4,18	4,58	<u>4,72</u>	3,68	1,69
80	4,26	3,96	3,64	3,51	3,38	3,44	3,70	3,69	3,84	4,11	4,46	<u>4,56</u>	3,88	1,18
90	4,30	4,23	3,86	4,25	3,54	3,66	3,82	3,78	3,82	4,10	4,39	<u>4,65</u>	4,03	1,11
100	4,38	4,28	4,02	3,95	3,72	3,58	3,73	3,92	3,93	4,12	4,31	<u>4,54</u>	4,04	0,96
110	4,45	<u>4,74</u>	4,70	4,58	3,74	3,77	3,87	3,87	4,28	4,27	4,35	4,57	4,27	1,00
120	4,35	4,31	4,26	4,29	3,67	3,70	3,78	3,79	4,16	4,20	4,25	<u>4,47</u>	4,10	0,80
130	4,50	4,65	4,43	4,60	3,75	3,68	4,31	4,09	4,30	4,26	4,43	<u>5,00</u>	4,33	1,31
140	4,61	4,64	4,87	<u>4,93</u>	3,94	3,81	4,38	4,23	4,51	4,53	4,41	4,60	4,46	1,12
150	<u>4,48</u>	4,34	4,28	4,35	4,09	4,07	4,10	4,22	4,36	4,43	4,35	4,46	4,29	0,41

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

С началом осеннего охлаждения в результате конвективного перемешивания начинает формироваться ВКС. Максимальной интенсивности (когда T_w равна температуре наибольшей плотности θ) конвекция достигает в январе-феврале и продолжается до установления минимальных поверхностных температур (март) (Дубравин и др., 2009). В результате на мелководье конвекция проникает до дна, формируя почти однородный по температуре слой (от ~2,0–2,5 °С на западе моря до ~0,0–0,5 °С в Финском и Ботническом заливах). С началом весеннего прогрева процессы перемешивания в центральной части бассейна и на мелководье идут по-разному: у берега образуется термобар³⁴, существующий до тех пор, пока на всей акватории поверхностная температура не станет выше температуры наибольшей плотности θ ° (апрель на западе, май в Ботническом и Финском заливах) и повсеместно начнет формироваться холодный промежуточный слой (на рис. 61 показаны ядро ХПС – кривая 6 и весь слой – контур 3).

³⁴ Термический фронт, по обе стороны которого формируются воды с разной стратификацией (весной на мелководье будет прямая стратификация, осенью — обратная, в глубоководной части, наоборот, весной — обратная стратификация, осенью — прямая) (Берникова, 1980).



Рис. 61. Внутригодовая изменчивость термической структуры верхнего 130-метрового слоя, среднего для всего Балтийского моря, рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008: 1 – ВКС; 2 – сезонный термоклин; 3 – ХПС; 4 – нижний слой ПовСЗ; 5 – ГлСЗ, 6 – ядро ХПС; 7 – верхняя граница главного термоклина; 8 – ядро главного термоклина. (По Дубравин, Педченко, 2010)

От верхнего однородного слоя ХПС отделяется сезонным термоклином (контур 2). Увеличение глубины залегания сезонного термоклина (горизонты 40–50 м) и возрастание в нем вертикальных градиентов температуры происходит по мере летнего прогрева до достижения на поверхности температурного максимума (август). С началом осеннего охлаждения опускание как сезонного термоклина, так и ХПС продолжается, и в октябре-ноябре термоклин достигает глубины слоя 50–60 м, а ХПС – 100 м, однако величина вертикальных градиентов температуры уменьшается. С января по март на всей акватории Балтики устанавливается обратная стратификация (ХПС размыт).

Таким образом, в среднем для Балтики глубина термической конвекции составляет около 100 м. Подтверждение этому можно видеть на рисунке 62, из которого следует, что кривые СезХ температуры в слое 90–100 м меняют свой ход: если в слое 0–80 м наблюдается достаточно правильная годовая волна с максимумом во втором полугодии, то в слое 110–150 м или появляется второй максимум или основной максимум смещается на первую половину года.

Обратимся к распределению амплитудно-фазовых характеристик сезонного хода температуры в Балтийском море по горизонтам (табл. 33). Как видим, квота годовой волны температуры достигает минимума на горизонте 90 м (q_I = 0,725), что позволяет принять за нижнюю границу термического ДС горизонт 90 м.

Однако по критерию Китайгородского ($\Delta T \le 1,0$), нижняя граница $\mathcal{A}C - 97$ м; по формуле (4.1) — 90 м; по формуле (4.2) — 55 м; по формуле (4.3) — 70 м. С учетом того, что по критериям (4.2) — 55 м и (4.3) — 70 м в слое 50–60 м и на горизонте 70 м отмечаются: квота годовой волны

 $(q_I = 0.916)$ и $(q_I = 0.886)$ и размах сезонного хода ($\Delta T_{Ceax} = 3.6 \div 2.8$ °C) и ($\Delta T_{Ceax} = 1.7$ °C), соответственно, (см. табл. 32 и рис. 62), ими в нашем случае можно пренебречь. Большинство оставшихся вариантов указывает на нижнюю границу ДС, равную 90–100 м. Таким образом, термическая структура Балтийского моря, состоящая из поверхностной (до 90–100 м) и глубинной (от 100 м и до дна) структурных зон, определяется следующими характерными уровнями (слоями): поверхностным максимумом, промежуточным минимумом, ядром главного термоклина и придонным максимумом (Дубравин, 2017).

Таблица 33

Амплитудно-фазовые характеристики сезонного хода температуры воды Т_w (°C) в Балтийском море по горизонтам, средней за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008 (см. табл. 32).

			Гармо	ники		Характеристики						
, м	I	(годова водна)	я	II (полугод волна	овая)			$T_{\rm hi}$		0,hi	
Горизонт	\mathbf{A}_{I}	T	qı	A _n	T	q _{II}	A_{l}/A_{II}	${\rm A}_{\rm 0,hi}$	Размах СезХ	$A_{\mathrm{I,hi}}/A_{\mathrm{I,0}}$	$\mathrm{A_{I,hi}}{\times}\mathrm{A_{0,0}}/_{\mathrm{AI,0}}{\times}\mathrm{A}$	
0	7,32	7,07	0,957	1,50	0,49	0,040	4,90	7,43	15,04	1,00	1,00	
10	6,36	7,32	0,970	1,07	0,86	0,027	5,95	6,72	12,98	0,87	0,96	
20	4,70	7,78	0,983	0,55	2,02	0,013	8,59	5,62	9,86	0,64	0,85	
30	3,26	8,32	0,955	0,66	3,28	0,039	4,93	4,67	7,18	0,45	0,71	
40	2,32	8,75	0,915	0,66	3,83	0,074	3,52	4,06	5,27	0,32	0,58	
50	1,71	9,20	0,916	0,47	4,01	0,069	3,65	3,70	3,56	0,23	0,47	
60	1,24	9,60	0,916	0,34	4,47	0,068	3,67	3,51	2,77	0,17	0,36	
70	0,71	10,19	0,886	0,19	4,37	0,061	3,83	3,68	1,69	0,10	0,20	
80	0,51	10,53	0,916	0,13	5,16	0,063	3,83	3,88	1,18	0,07	0,13	
90	0,39	11,31	0,725	0,08	4,73	0,033	4,66	4,03	1,11	0,05	0,10	
100	0,39	11,23	0,944	0,03	0,02	0,007	11,63	4,04	0,96	0,05	0,10	
110	0,43	0,14	0,732	0,19	2,01	0,150	2,21	4,27	1,00	0,06	0,10	
120	0,35	11,58	0,814	0,09	2,25	0,056	3,83	4,10	0,80	0,05	0,09	
130	0,38	11,56	0,583	0,09	1,16	0,035	4,07	4,33	1,31	0,05	0,09	
140	0,28	0,13	0,388	0,24	1,97	0,291	1,15	4,46	1,12	0,04	0,06	
150	0,17	11,03	0,796	0,05	2,26	0,058	3,69	4,29	0,41	0,02	0,04	

(Из Дубравин 2017)



Рис. 62. Сезонный ход температуры воды T_w (°C) в Балтийском море по горизонтам, средний за 1900–2005 гг., рассчитанный по данным State and Evolution..., 2008: a) 0–150 м; б) 70–150 м. (Из Дубравин, 2017)

Поверхностная температура (поверхностный максимум) рассмотрена выше (см. гл. 3, п. 3.4).

Холодный промежуточный слой (промежуточный минимум температуры). Если обратиться к топографии ядра ХПС (рис. 63), то можно видеть, что ядро промежуточного минимума температуры T_{min} постепенно заглубляется от 30–40 м на западе моря до 60–70 м в центральной его части и до 120–140 м в Ботническом заливе и Аландском море (рис. 63а), а температура убывает от 6–7 °С на западе до 3–4 °С в центре моря и до 1,0–2,5 °С на севере Ботнического залива (рис. 63б). Сравнивая распределение температуры на поверхности и на глубине ядра T_{min} (рис. 49 и 63б), можно говорить об их подобии, при этом на западе моря температура в ядре промежуточного минимума на 2–3 °С, на юге – на 3–4 °С и на 4–5 °С, на остальной части моря ниже поверхностной.



Рис. 63. Среднегодовые характеристики ХПС в Балтийском море, рассчитанные за 1900–2005 гг. по данным State and Evolution..., 2008: а) глубина ядра холодного промежуточного слоя, м; б) температура в ядре холодного промежуточного слоя, T_{min} (°C). (Из Дубравин, 2017)

Ядро главного термоклина (нижняя граница деятельного слоя). Как видно из рисунка 64, где представлены характеристики ядра главного термоклина, глубина ядра постепенно увеличивается от 35–55 м на западе моря до 65–85 м в центральной его части, до 160–175 м в Аландском море и до 85–105 м в Ботническом заливе (рис. 64а), а величина максимального градиента температуры G^T_{max} меняется в пределах 0,03–0,10 °C/м на западе и в центральной его части, — 0,01–0,02 °C/м в Аландском море и _ 0,02–0,03 °C/м в Ботническом и Финском заливах (рис. 646).



Рис. 64. Среднегодовые характеристики ядра главного термоклина в Балтийском море, рассчитанные за 1900–2005 гг. по данным State and Evolution..., 2008: а) глубина ядра, м; б) максимальный градиент температуры G_{max}^{T} (°С/м). (Из Дубравин, 2017)

Придонная температура (придонный максимум). Анализ придонной T_w выявил (в Дубравин, 2017) сложное ее распределение — убывание от 7,6 °С в Арконском море до 1,6 °С в Ботническом заливе (рис. 65). При этом можно говорить о трех типах пространственной изменчивости. Во-первых, зональной — когда температура убывает с запада на восток от 7,6 °С (Арконское море) до 3,9 °С (на востоке гданьского бассейна — траверз Клайпеды). Во-вторых, меридиональной — когда, температура убывает к северу от 5,9 °С (Гданьский залив) до 1,6 °С (Ботнический залив). В-третьих, циркумконтинентальной — когда температура убывает от 5,7 °С (открытая часть моря — Готландская впадина) до 3,8 °С на запад (побережье Швеции, севернее о. Эланд), до 2,5–2,7 °С на восток (Финский и Рижский заливы) и до 3,1 °С на север (Аландское море).



Рис. 65. Температура воды Т_w (°С) на дне Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Гармонический анализ подтвердил очень сложный сезонный ход придонной температуры, определяемый рельефом дна. Правильный СезХ (преобладание годовой волны), в основном, приурочен к котловинам, так, в Арконской и Борнхольмской впадинах и Ботническом заливе квота годовой гармоники q_I ≥ 0,90; в Аландском море, Финском и Рижском заливах снижается до q_I ≥ 0,80 и только в Гданьской и Готландской впадинах уменьшается до q_I ≥ 0,60, в то время как с приближением к побережьям вклад годовой волны снижается до q_I = 0,3–0,4 и даже до q_I ≤ 0,20 (рис. 66).

Амплитуда годовой волны в этих впадинах и заливах $A_1 \ge 1,5$ °C (местами $A_1 \ge 4,0$ °C), за исключением Готландской котловины, где $A_1 = 0,7$ °C, с удалением от центров котловин амплитуда уменьшается до $A_1 = 0,2-0,4$ °C и даже до $A_1 \le 0,1$ °C (рис. 67).


Рис. 66. Квота (q₁) годовой гармоники температуры воды Т_w на дне Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 67. Амплитуда (A_1) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на дне Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Максимум годовой волны придонной T_w во впадинах и заливах в основном наступает в сентябре-октябре (244–304 сут. с начала года), с приближением к побережьям максимум сдвигается на декабрь и даже на февраль-март следующего года (365 + 59÷90 = 424÷455 сут.) (рис. 68).



Рис. 68. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники температуры воды Т_w на дне Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Если рассматривать поле температуры на глубине ядра максимума солености (рис. 69), то картина заметно упрощается: имеют место зональная (температура убывает с запада на восток от 7,5 до 5,5 °C – от Арконской до Гданьской котловины) и меридиональная (температура убывает к северу от 5,6 до 2,9 °C – от Готландской впадины до Ботнического или Финского залива)



Рис. 69. Температура воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

изменчивости. Как упрощаются и распределения гармонических постоянных годовой гармоники q₁, A₁ и T_{max1} температуры на глубине S_{max} (рис. 70–72).



Рис. 70. Квота (q₁) годовой гармоники температуры воды Т_w на глубине ядра максимума солености Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 71. Амплитуда (A₁) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 72. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники температуры воды T_w на глубине ядра максимума солености Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Представление о межгодовой изменчивости Т_w на глубине максимума солености в характерных точках Южной и Центральной Балтики (плавмаяк Гесер; кв. 11 — Борнхольская, кв. 36 — Гданьская, кв. 47 — Готландская впадины и кв. 68 — Финский залив) дает рисунок 73. Расчеты (в Дубравин,



Рис. 73. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

2017) позволили выявить линейные тренды: в Гесере (1920–1975 гг. – $Tr_{Tw} = -0,008 \text{ °C/rog}$); кв. 11 (1920–2011 гг. – $Tr_{Tw} = 0,015 \text{ °C/rog}$); кв. 36 (1946–2005 гг. – $Tr_{Tw} = 0,009 \text{ °C/rog}$); кв. 47 (1951–20005 гг. – $Tr_{Tw} = -0,002 \text{ °C/rog}$) и кв. 68 (1900–2004 гг. – $Tr_{Tw} = 0,005 \text{ °C/rog}$). При этом наибольшая теснота связи наблюдается в центральных котловинах: между кв.11 и кв. 36 – r = 0,50; между кв.11 и кв. 47 – r = 0,47; кв. 36 и кв. 47 – r = 0,62. Слабая теснота связи наблюдается между Гесером и остальными кв. – r = ±0,3, причем между Гесером и кв. 11 или кв. 47 она отрицательная (r = -0,13 или r = -0,31). Кроме того, спектральный анализ временных рядов температуры воды на глубине S_{max} , представленных на рисунке 73, позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,5 и 2,9÷3,1 года), квазичетырехлетние (пик 3,6÷4,6 года), квазищестилетние (пик 5,1÷6,3 года), квазивосьмилетние (пик 7,1÷8,0 лет) и квазиодиннадцатилетние (пик 9,1÷12,5 года) (табл. 34, рис. 74).

Таблица 34

Характерные масштабы межгодовой изменчивости температуры воды T_{w}
(°C) на глубине ядра максимума солености в Гесере, Борхольской (кв. 11),
Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68),
рассчитанные по данным State and Evolution, 2008. (Из Дубравин, 2017)

Пункт,	Период	энергонесуг (год)	цей зоны	(Спектральна плотность	я
интервал	начало	пик	конец	начало	пик	конец
Гесер (1920–1939) (1945–1975)	2,94 2,81	$4,60 \\ 3,64$	$14,29 \\ 5,00$	0,62 0,55	$1,44 \\ 1,09$	0,56 0,65
Кв. 11 (1920–2011)	2,132,743,925,006,679,09	$2,27 \\ 3,03 \\ 4,35 \\ 5,71 \\ 8,00 \\ 12,50$	$2,38 \\ 3,28 \\ 5,00 \\ 6,67 \\ 9,09 \\ 15,39$	0,76 0,77 2,30 1,68 1,85 2,17	3,13 2,97 6,99 5,37 2,84 12,55	2,09 2,24 1,68 1,85 2,17 9,70
Кв. 36 (1946–2005)	2,04 2,67 4,35	2,27 3,57 6,25	2,67 4,35 9,09	$0,86 \\ 0,43 \\ 1,02$	$0,95 \\ 1,43 \\ 2,50$	$0,43 \\ 1,02 \\ 1,18$
Кв. 47 (1951–2005)	2,50 4,26	3,08 7,14	4,26 7,69	0,06 0,08	0,24 0,81	0,08 0,80
Кв. 68 (1900–1946 (1954–2004)	$\begin{array}{c} 2,04\\ 2,74\\ 3,33\\ 2,15\\ 2,70\\ 3,51\\ 4,55\\ 6,06\end{array}$	2,472,904,552,303,133,925,139,09	$2,74 \\3,33 \\6,90 \\2,70 \\3,51 \\4,55 \\6,06 \\11,77$	$\begin{array}{c} 0,33\\ 0,85\\ 0,61\\ 0,47\\ 0,34\\ 0,50\\ 0,47\\ 0,42\\ \end{array}$	$1,07 \\ 0,88 \\ 2,51 \\ 0,57 \\ 0,67 \\ 0,56 \\ 0,52 \\ 0,90$	$\begin{array}{c} 0,85\\ 0,61\\ 1,04\\ 0,34\\ 0,50\\ 0,47\\ 0,42\\ 0,79\\ \end{array}$



Рис. 74. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней — T_{w2}; квазичетырехлетней — T_{w4}; квазишестилетней — T_{w6} на интервале 1946–2005 гг. рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

4.3. Соленостная структура

Обращение к осредненной для всей Балтики соленостной структуре (в Дубравин, Педченко, 2010) показало, что осреднение солености для моря в целом в СезХ не соответствует реальной действительности (табл. 35). Из таблицы видно, что закономерное повышение солености с глубиной распространяется только до горизонта 50 м., ниже имеет место череда наведенных экстремумов: минимумы на 60–70, 120 и 150 м, максимумы на 100–110 и 140 м.

Обратимся к средним для всей Балтики Т,S-кривым, представленным на рис. 75, из которого видно, что их форма меняется в течение года: в холодный период, когда имеет место обратная стратификация температуры (февраль и частично ноябрь), ниже 50 м на Т,S-кривых наблюдается зигзаг; а в теплый период (май и август) при прямой стратификации температуры ниже 50 м на Т,S-кривых наблюдается петля. Тем не менее, как в теплом, так и в холодном периодах в слое от 60 до 120–130 м имеет место инверсия плотности.

В чем же причина структурных отличий этих элементов? — В начальных условиях. Как было показано выше, среднегодовая поверхностная температура на Балтике меняется от 9,0÷9,2 на западе до 4,9÷5,0 °С — в Ботническом заливе (см. рис. 49), при этом СезХ практически определяется годовой гармоникой (квота $q_1 = 0,87\div0,99$, при средней $q_1 = 0,95$; амплитуда $A_1 = 6,2\div9,4$ °С, при средней $A_1 = 7,3$ °С; даты наступления годового максимума температуры разнятся всего на 16 суток от 27.07 до 10.08 или (от 207 по 222 сутки от начала года) (см. рис. 51–53).

4. СТРУКТУРЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Таблица 35

				(И	з Дуб	рави	н, Пе,	цчень	co , 20	10)				
Гори-						M e c	яцы						IVII	Раз-
зонт	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	I-AII	мах
0	<u>7,21</u>	7,16	6,98	6,69	6,46	6,38	6,46	6,37	6,64	6,86	6,96	7,15	6,78	0,84
10	7,53	<u>7,57</u>	7,51	7,30	7,03	7,06	7,06	6,96	7,10	7,19	7,27	7,40	7,25	0,61
20	8,01	8,08	8,07	<u>8,10</u>	7,94	7,96	8,00	7,84	7,88	7,73	7,70	7,83	7,93	0,41
30	8,51	8,63	8,54	<u>8,97</u>	8,59	8,44	8,45	8,38	8,46	8,27	8,22	8,22	8,47	0,75
40	8,39	8,89	8,84	<u>8,98</u>	8,67	8,79	8,69	8,56	8,70	8,69	8,77	8,55	8,71	0,59
50	8,48	9,14	9,05	<u>9,66</u>	8,82	8,86	8,96	8,83	8,77	8,61	8,75	8,18	8,84	1,48
60	8,06	8,17	8,01	<u>8,45</u>	8,02	8,09	8,18	8,21	8,27	8,06	8,34	7,74	8,13	0,72
70	7,92	8,05	8,50	<u>9,20</u>	8,00	8,09	8,04	8,14	8,07	8,02	8,07	7,77	8,16	1,43
80	8,43	8,57	8,64	<u>8,75</u>	8,59	8,62	8,59	8,65	8,51	8,50	8,48	8,22	8,54	0,53
90	8,67	9,09	8,76	<u>9,95</u>	8,54	8,73	8,62	8,75	8,79	8,66	8,62	8,47	8,80	1,48
100	8,85	8,97	9,04	<u>9,14</u>	8,79	8,58	8,95	8,90	8,70	8,69	8,73	8,70	8,84	0,55
110	9,07	9,48	9,72	<u>9,86</u>	8,61	8,99	8,81	8,82	9,25	8,86	8,75	9,19	9,12	1,25
120	8,59	8,82	9,01	<u>9,55</u>	8,53	8,63	8,59	8,58	8,97	8,68	8,77	8,78	8,79	1,02
130	8,89	9,54	9,63	<u>9,73</u>	8,64	8,71	9,06	9,09	9,33	9,15	8,94	8,85	9,13	1,09
140	9,83	9,73	10,42	<u>10,53</u>	8,97	9,07	9,47	9,28	9,92	9,99	9,17	9,88	9,69	1,56
150	9,09	9,18	9,30	<u>9,73</u>	9,26	9,23	9,06	9,35	9,62	9,43	9,26	9,30	9,32	0,67

Сезонный ход солености в Балтийском море, средний за 1900–2005 гг., paccчитанный по State and Evolution ..., 2008. (Из Дубравин, Педченко, 2010)

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.



Рис. 75. Среднемесячные Т,S-кривые в Балтийском море, средние за 1900–2005 гг. для всего моря, рассчитано по State and Evolution ..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Поверхностная соленость же, наоборот, при большой изменчивости среднегодовых значений вдоль поверхности моря от 16,0 PSU на западе до 2,3 PSU в Финском заливе (см. рис. 56) имеет, как было показано выше, относительно небольшой, хотя и очень сложный сезонных ход: квота годовой волны меняется от $q_1 \ge 0,90$ в котловинах до $q_1 \le 0,25$ вблизи устьев рек; амплитуда на большей части акватории составляет $A_1 = 0,1\div0,3$ PSU, возрастая до $A_1 = 0,4\div0,5$ PSU в Рижском и Ботническом заливах, и до $A_1 = 0,5\div2,2$ PSU на западе моря (см. рис. 1, 2 Прилож. Б). Сроки наступления максимума сильно размыты: от начала сентября в Рижском и Финском заливах до середины мая (следующего года) в Ботническом, на западе моря – конец ноября-декабрь, в собственно Балтике – январь-февраль (см. рис. 3 Прилож. Б).

Все это результат того, что термический режим определяется в основном главными климатообразующими факторами: теплооборотом, влагооборотом и общей циркуляцией атмосферы, при этом местные физико-географические условия не так важны. Для соленостного режима, наоборот, на первое место выходят местные условия. А. Е. Антонов (1987) для Балтийского моря выделяет так называемые солеформирующие факторы: к общей атмосферной циркуляции им добавляется речной сток и водообмен с Северным морем. Именно речной сток, непосредственно влияющий на соленость верхнего слоя моря, особенно в прибрежных районах порождает противофазность соленостной изменчивости в открытом море и приустьевых участках. Приток североморских вод приводит к формированию сильной соленостной стратификации – наличию главного гало- (пикно-) клина – препятствующей проникновению термической конвекции до дна. При этом главный галоклин имеет сильный наклон с запада на восток от 20-40 м на западе моря до 100-150 и более в Готландской впадине и на севере собственно Балтийского моря. Таким образом, соленостная структура Балтийского моря определяется следующими характерными уровнями (слоями): поверхностным минимумом, ядром главного галоклина и глубинным максимумом.

Поверхностная соленость (поверхностный минимум) рассмотрена выше (см. гл. 3, п. 3.5).

Ядро главного галоклина (нижняя граница деятельного слоя). Из рисунка 76, где представлены характеристики ядра главного галоклина, можно видеть, что глубина ядра постепенно заглубляется от 15–55 м на западе моря до 65–95 м в Северо-Балтийской впадине (рис. 76а), а величина максимального градиента солености G^s_{max} меняется в пределах 0,2–0,6 PSU/м на западе, 0,1–0,2 PSU/м в центральной его части и 0,03–0,08 PSU/м в Финском заливе (рис. 76б)³⁵.

В Дубравин, 2003; Мониторинг..., 2010; Эволюции..., 2010 на основании Т,S-анализа было показано, что к востоку от меридиана о-ва Рюген граница между поверхностной и глубинной СЗ проходит по изогалине

³⁵ Сходные оценки топографии галоклина в Балтике приводятся в Leppäranta and Myrberg, 2009.



Рис. 76. Среднегодовые характеристики ядра главного галоклина в Балтийском море, рассчитанные за 1900–2005 гг. по данным State and Evolution..., 2008: а) глубина ядра, м; б) максимальный градиент солености G^{s}_{max} (PSU/м). (Из Дубравин,2017)

S = 9,5 PSU. В среднем за год изогалина S = 9,5 заглубляется с продвижением на восток: от 25–35 м в Арконском бассейне до 50 м в Борнхольмской, до 70–75 м в Гданьской, до 80–85 в Готландской котловине и до 100–105 м на входе в Финской залив. В Ботнический залив из-за наличия порога на глубине около 50 м в проливе Сёдра-Кваркен глубинные североморские воды не проникают (рис. 77).



Рис. 77. Топография изогалины 9,5 (PSU) в Балтийском море (м), рассчитанная за 1900–2005 гг. по данным State and Evolution..., 2008. (Из Эволюции ..., 2010)

Выше было показано, что граница между термическим, или соленостным, или термохалинным ДС и глубинной зоной в Балтике проходит соответственно по ядру главного термоклина (рис. 64), или главного галоклина (рис. 76), или по изогалине 9,5 (PSU) (рис. 77). Анализ этих рисунков (в Дубравин, 2017) показал, что различия в глубине залегания 116 ядер главных термо-, галоклина и изогалины 9,5 (PSU) в пределах одноградусных трапеций в основном не превышают ± 5 м, иногда – ± 10 м, редко – ± 15 м.

Нами (в Дубравин и др., 2009) для ЮВ Балтики отмечалась обратная связь между интенсивностью затоков североморских вод и мощностью деятельного слоя ДС: их усиление вызывает повышение придонной солености и подъем главного пикноклина в Балтийском море, ослабление затока приводит к понижению придонной солености и увеличению толщины ДС (нижней границы поверхностной ВМ). Это оказалось справедливым и для остальной части моря. Так, по классификации в Matthaeus, 2006, затоки североморских вод в 1902, 1914, 1922, 1952 и 1993 гг. характеризуются как очень сильные, а затоки в 1916, 1921, 1925-1926, 1931, 1937-1939, 1961, 1966, 1969, 1973, 1976 и 2003 гг. относятся к сильным. Анализ временной изменчивости положения границы между поверхностной и глубинной BM в различных регионах моря показал, что в период затоков мощность ДС в Борнхольмской впадине уменьшалась до 42-45 м, в Гданьской – до 60-72 м, в центре Готландской – до 65-76 м, на западе Финского залива – до 69–80 м, как и содержание собственно поверхностной ВМ в Борнхольмской впадине до 6–13%, в Гданьской и Готландской – до 9–22 %, на западе Финского залива – до 35–43 %, а содержание собственно глубинной ВМ возрастало до 100% в Борнхольмской впадине, 68-85% в Гданьской и Готландской и до 39-50% на входе в Финский залив. И, наоборот, в период между затоками мощность ДС возрастала до 50-58 м в Борнхольмской, 79-106 м в Гданьской и Готландской впадинах и до дна на входе в Финский залив, как и содержание собственно поверхностной BM до 20-31 %, до 27-33 (иногда 35-42) % и до 58-66 %, соответственно в Борнхольмской, Гданьской и Готландской впадинах и в Финском заливе, а содержание собственно глубинной ВМ уменьшалось (Мониторинг..., 2010).

Ядро глубинного максимума солености – S_{max}. Глубинный максимум солености в Арконской, Борнхольмской и Гданьской впадинах располагается вблизи дна. При дальнейшем продвижении к северу максимум располагается на глубинах 150–170 м, т.е. приподнимается над дном на 50-60 м в центрах Готландской и Аландской впадин и на 300 м — Ландсорской. Соленость в S_{max} меняется от 26,0 до 6,3 PSU, при этом соленость сначала резко меняется с запада на восток от 26,0 PSU при выходе из Датских проливов до 11,8 PSU в Гданьской впадине – зональная изменчивость. Затем медленно повышается к северу до 12,1 PSU в Готландской впадине, а потом постепенно убывает до 10,5 PSU в Северо-Балтийской впадине, после чего продолжается падение на восток до 6,8 PSU в Финском заливе и на юго-запад до 9,0 PSU во впадине Карлсэ – в этом случае можно говорить о циркумконтинентальной изменчивости (рис. 78а). В Дубравин, 2017, выполнено сравнение в распределении солености на глубине максимума солености и у дна (рис. 786). Сравнение показало, что для глубоководной зоны различия в величине солености в ядре S_{иск} и на дне невелики, с выходом на мелководье придонная соленость резко убывает до – до 5,8 PSU в Рижском и до 4,0 PSU в Ботническом и Финском заливах.

Расчеты гармонического анализа СезХ S_{тах} полученные (в Дубравин, 2017) по одноградусным трапециям показали, что годовая гармоника в основном проявляется в котловинах. В самом деле, при среднем для акватории вкладе первой гармоники $q_1 = 0.45$ и предельных $q_1 = 0.02 \div 0.89$, именно во впадинах Арконской, Борнхольмской, Гданьской, Северо-Балтийской и Ульве и Финском заливе квота максимальна – (q₁=0,65÷0,89) (рис. 4 Прилож. Б). С амплитудой средней A₁ = 0,55 PSU при размахе A, = 0,03÷3,72 PSU, в открытом море амплитуда, как правило, не превышает А₁ ≤ 1,0 PSU (в Северо-Балтийской впадине и Финском заливе - $A_r = 0,8 \div 1,0$ PSU; Центральной Балтике — $A_r = 0,1 \div 0,5$ PSU, и только в Арконской впадине – A₁ = 1,1÷3,7 PSU) (рис. 5 Прилож. Б). Сроки наступления максимума годовой волны сильно размыты: при средней T_{maxI} = 25.07 и размахе T_{maxI} = 11.01÷25.12, в Арконской впадине максимум наступает июне-ноябре (см. рис. 18–23 Прилож. А), в Северо-Балтийской впадине – июле-октябре, в Финском заливе – июне-июле и на Юго-Западе моря – апреле-мае (рис. 16–17 Прилож. А; рис. 6 Прилож. Б; табл. 36).



Рис. 78. Соленость S (PSU) Балтийского моря и проливов, средняя за 1900– 2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008: в ядре глубинного максимума – а, на дне – б. (Из Дубравин, 2017)

Таким образом, результаты гармонического анализа сезонного хода глубинного максимума солености подтверждают в районах глубоководных впадин существование квазипостоянных циркуляционных зон на схемах придонной циркуляции вод, предложенных в работах (Емельянов, 1998; Михайлов, 1992; Сивков и Свиридов, 1994; Reismann, 1999; Progress in physical..., 2014).

Таблица 36

				-				
			Гарм	юники				
	I (г	одовая во.	лна)	II (по	лугодовая	волна)		
Статистики	Амнлитуда I	Дата максимума I	Kaora I	Амплитуда II	Дага максимума II	Квота II	A _I /A _{II}	A_0
Среднее арифметическое	0,55	205	0,450	0,28	94	0,166	0,75	11,42
Мода	0,16	154	0,600	0,05	45	0,090	0,37	11,60
Медиана	0,26	214	0,446	0,18	98	0,153	0,55	10,91
Дисперсия	0,59	6210,90	0,06	0,10	2455,63	0,01	0,41	17,39
Среднее квадратичное отклонение	0,77	78,81	0,24	0,32	49,55	0,12	0,64	4,17
Коэффициент асимметрии	3,12	-0,33	0,01	3,67	-0,19	0,65	2,82	1,42
Коэффициент эксцесса	10,38	-0,17	-0,96	17,78	-1,23	-0,34	11,55	2,83
Макс. значение	3,72	358	0,888	1,99	173	0,454	3,86	25,64
Мин. значение	0,03	11	0,023	0,02	11	0,004	0,08	6,28
Размах распределения	3,70	347	0,865	1,97	162	0,449	3,78	19,37

Статистики гармонических постоянных сезонного хода солености (PSU) на глубине ядра ее максимума за период 1900–2005 гг., рассчитанные по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Представление о межгодовой изменчивости глубинного максимума солености $S_{\rm max}$ в характерных точках Южной и Центральной Балтики (плавмаяк Гесер; кв. 11 – Борнхольская, кв. 36 – Гданьская, кв. 47 – Готландская впадины и кв. 68 – Финский залив) дает рисунок 79. Расчеты, проведенные в Дубравин, 2017, позволили выявить линейные тренды: в Гесере (1920–1975 гг. – ${\rm Tr}_{\rm Smax}$ = 0,068 PSU/год); кв. 11 (1920–2011 гг. – ${\rm Tr}_{\rm Smax}$ = -0,006 PSU/год); кв. 36 (1946–2005 гг. – ${\rm Tr}_{\rm Smax}$ = -0,015 PSU/год); кв. 47 (1951–2005 гг. – ${\rm Tr}_{\rm Smax}$ = -0,025 PSU/год); и кв. 68 (1900–2004 гг. – ${\rm Tr}_{\rm Smax}$ = 0,005 PSU/год). При этом наиболышая теснота связи, как и для ${\rm T}_{\rm w}$, наблюдается в центральных котловинах: между кв.11 и кв. 36 – r = 0,71; между кв.11 и кв. 47 – r = 0,45; между кв. 36 и кв. 47 – r = 0,69. Слабая теснота связи наблюдается между Гесером и кв. 36, 47 или 68 – r = (-0,03)÷0,30. Если же сравнивать тесноту связи между рядами ${\rm S}_{\rm max}$ и ${\rm T}_{\rm w}$ на глубине ${\rm S}_{\rm max}$, то она самая высокая в кв. 36 и кв. 47 (r = 0,5), в кв. 68 она снижается до r = 0,33, в Гесер она становится отрицательной (r =-0,27), а в кв. 11 отсутствует вовсе (r = -0,02).

Кроме того, спектральный анализ временных рядов S_{max}, представленных на рисунке 79, позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,4 и 3,1÷3,2 года), квазичетырехлетние (пик 3,1÷4,9 года), квазишестилетние (пик 5,7÷6,8 года) и квазиодиннадцатилетние (пик 10,0÷10,5 года) (табл. 37, рис. 80).



Рис. 79. Межгодовая изменчивость солености в ядре глубинного максимума S_{max} (PSU) в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 80. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Гданьской (кв. 36) впадине и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетних — (S₄³⁹ и S₄⁵²); квазишестилетней — S₆; квазиодиннадцатилетней — S₁₁ на интервале 1946–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Таблица 37

Характерные масштабы межгодовой изменчивости солености (PSU) на глубине ядра ее максимума в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Пункт	Период эне	ергонесущей	зоны (гол)		Спектральна	я
Hynki,	Пернод он	срионесущен	тоспы (год)		плотность	
интервал	начало	пик	конец	начало	пик	конец
Гесер (1920–1939) (1945–1975)	2,74 2,27	4,88 3,17	$5,88 \\ 5,13$	$1,31 \\ 2,60$	$5,31 \\ 13,54$	5,26 5,21
	2,30 2,60	2,44 3,23	2,60 3,57	1,25 1,21	1,98 3,12	1,21 1,35
Кв. 11	3,57	4,00	4,65	1,35	2,52	0,75
(1920–2011)	4,65	6,45	6,90	0,75	2,95	2,85
	6,90	10,53	12,50	2,85	10,14	9,24
	12,50	14,29	22,22	9,24	9,53	6,71
Kp 36	2,67	3,23	3,57	0,20	0,94	0,79
(1946_9005)	3,57	4,35	5,00	0,79	1,38	1,17
(1340 2003)	5,00	5,71	6,45	1,17	1,25	1,17
	8,00	10,00	11,11	1,95	2,39	2,38
Кв. 47	2,50	3,08	3,64	0,01	0,08	0,05
(1951 - 2005)	3,64	4,88	6,45	0,05	0,22	0,17
Кр 68	2,50	3,13	4,76	0,50	3,88	2,05
(1000, 1046)	6,90	20,00	50,00	1,60	10,49	6,58
(1900-1940) (1054, 9004)	2,11	2,33	2,70	0,39	0,74	0,21
(1994-2004)	4,55	6,67	9,09	0,43	0,94	0,60

Стало быть, для солености в ядре S_{max} в основном выделяются те же квазицикличности, что и для T_w на глубине соленостного максимума, за исключением восьмилетней, которая проявляется только в поле температуры (сравнить табл. 32 и 35).

4.4. Термохалинная структура

Представление о системе течений любого морского региона проще всего получить, имея натурные наблюдения. В том же случае, если таких данных недостаточно, используют расчетные методы, например, термохалинный анализ (T,S-анализ). Целью последнего является выделение и изучение ВМ Мирового океана (моря), их взаимодействия и трансформации, а также происходящих в них процессов тепло- и солеобмена при помощи характеристической диаграммы состояния — T,S-диаграммы (T — температура, S — соленость морской воды) (Мамаев, 1970). Наиболее полное общепринятое определение понятия «водная масса» океана дано А. Д. Добровольским: «Водной массой следует называть некоторый, сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана — очаге, источнике этой массы, — обладающий в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс, и распространяющихся как одно единое целое» (Добровольский, 1961, С. 12).

Водные массы. Балтийское море в гидрометеорологическом отношении является достаточно изученной частью Мирового океана. Тем не менее, СВ Балтики разными исследователями подразделяется на два (поверхностный и глубинный) (Добровольский, Залогин, 1965; Дубравин, 2003, 2017; Дубравин и др., 2009; Leppäranta and Myrberg, 2009), или три слоя (поверхностный, переходный и глубинный) (Шокальский, 1959; Бончик, 1967; Гидрометеорологические условия..., 1992; Залогин, Косарев, 1999), в пределах этих зон выделяется от двух до девяти водных масс (ВМ) (типов вод) (Бончик, 1967; Карпова, 1981; Проблемы исследования..., 1983а,6; Чугаевич, 2001, 2003; Дубравин, 2003, 2017; Исследование экосистемы..., 2005; Goustoev, Eremina, 2005; Matthaeus, 2006; Влияние изменчивости..., 2008; Leppäranta and Myrberg, 2009; Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, Капустина, 2015; Капустина, Дубравин, 2015а,6).

Ранее (Дубравин, 2003) по данным атласов Балтийского моря (Дубравин и др., 1995; Janssen et al., 1999) в центральной части³⁶ Балтийского моря «методом ядра» (Wust, 1935) были выделены поверхностная (ПовБ) и глубинная (ГлБ) ВМ, определены Т,S-индексы ядер этих ВМ для холодного (март) и теплого (август) сезонов. С помощью «геометрии» Т,S-кривых (Штокман, 1943) получено, что вертикальная граница между этими ВМ проходит по изогалине S = 9,5 ‰.

При нанесении этих индексов на Т,S-плоскость видно, что в марте линии трансформации ПовБ и ГлБ лежат на одной прямой, а в августе они расходятся и, в общем, остаются параллельными (рис. 81). Это основной довод в защиту двуслойной структуры вод Балтийского моря (Дубравин, 2003). Двуслойность СВ в какой-то мере подтверждается и рисунком 75, из которого видно, что форма среднемесячных Т,S-кривых в холодный период, когда имеет место обратная стратификация температуры (февраль и ноябрь), близка к прямой, а в теплый – при прямой термической стратификации (май и август) Т,S-кривые имеют угольную форму.



Рис. 81. Обобщенная Т,S-диаграмма вод Балтийского моря: линии трансформации поверхностных — ПовБ (1 — март, 2 — август) и глубинных — ГлБ (3 — март, 4 — август) вод, рассчитано по данным Дубравин и др., 1995; Janssen et al., 1999. (Из Дубравин, 2003)

³⁶ Регион восточнее 13° в.д. и южнее 61° с.ш.

Следует подробнее остановиться на летней модификации Т.S-кривой, имеющей угольную форму и сформированную поверхностным максимумом температуры – холодным промежуточным слоем – глубинным максимумом солености. Эта форма T,S-кривой позволила некоторым авторам в теплый сезон выделять три ВМ (Бончик, 1967; Карпова, 1981; Гидрометеорологические условия..., 1992; Чугаевич, Кашкурова, 2001 и др.), относя ХПС к самостоятельной ВМ. Это результат некорректного использования Т, S-анализа. Во-первых, ХПС, существующий только в теплый сезон, не может быть водной массой по определению А. Д. Добровольского (1961), т.к. «это реликт осенне-зимней конвекции, подверженный в летний период адвективно-диффузионной эрозии (расщеплению)» (Аверкиев и др., 2004, С. 157). Во-вторых, ХПС в теплый сезон в умеренных и высоких широтах Мирового океана хотя и существует повсеместно, однако в классическом T,S-анализе относится не к самостоятельной BM, а к модификации поверхностной ВМ (например, Североатлантическая умеренных широт САУ, Арктическая А или Антарктическая Ан – летняя и зимняя модификации) (Макеров, 1956; Дубравин, 2001, 2013; Масленников, 2003). Напомним, что границу между поверхностной и нижележащей ВМ следует рассчитывать по зимней модификации (Мамаев, 1970).

Поверхностная ВМ в Балтийском море по нашим оценкам в течение всего года имеет два основные очага формирования в глубине Финского и Ботнического заливов и один дополнительный в Рижском заливе. Процесс трансформация ПовБ в холодный и теплый сезоны различается мало, при этом вблизи очагов формирования он протекает быстро, а затем замедляется. Так, от вершины Финского или Ботнического заливов и до выхода из них содержание в ядре собственно ПовБ снижается на 50– 60%, а от севера В-07 района (Северная Балтика) и до меридиана о. Рюген (B-11) – только на 35–45%. (рис. 82). Полученные карты процентного



Рис. 82. Процентное содержание поверхностной (гор. 0 м) водной массы Балтийского моря (ПовБ) и схемы поверхностной циркуляции (направления течений показаны стрелками) в марте (а) и августе (б), рассчитано по данным Дубравин и др., 1995. (По Дубравин, 2003)

содержания ПовБ с точностью до масштаба осреднения отражают схему поверхностных течений А. Д. Добровольского и Б. В. Залогина (1965), общую схему квазипостоянной циркуляции вод А. Е. Михайлова (1992) и (в Progress in physical..., 2014), рассмотренные выше при описании полей поверхностных температуры и солености (см. рис. 49 и 56).

Что касается глубинной ВМ, то ее образование связано с поступлением в море через Датские проливы глубинных североморских вод. Процессы трансформации глубинной воды, как и поверхностной, в холодный и теплый сезоны разнонаправлены, но в остальном мало разнятся между собой, как (по Дубравин и др., 1995) на горизонте 80 м (рис. 83)³⁷, так и (по Janssen et al., 1999) на придонном горизонте. На горизонте 80 м процесс трансформации ГлБ в южной части моря протекает быстро. Так, если в Борнхольмской впадине отмечается 95% собственно ГлБ, в Слупском желобе – 70%, то на западе Гданьской впадины – только 50%. В центральной части моря процесс трансформации резко замедляется. На севере Готландской впадины в ядре сохраняется 30-40% собственно ГлБ, то есть при прохождении ядром около 300 миль, их содержание снизилось только на 15-20%. В то время как на юге моря при прохождении ядром 100 миль оно уменьшается на 35-40 %. Причина различия процессов трансформации ГлБ в южном и центральном районах, на наш взгляд, связана с величиной объема этой BM, что в свою очередь определяется глубиной моря. На юге моря, где максимальные глубины $\geq 80-105$ м занимают площадь около 1200 миль², объем ГлБ, составляет ≅150–160 км³, в то время как в центральной части моря максимальные глубины ≥ 80-200 м занимают площадь около 21 тыс. миль², объем ГлБ превышает 7 тыс. км³. Поэтому вполне понятно, что в южной части моря из-за небольшого объема ГлБ соленость в ней быстро уменьшается за счет перемешивания с вышележащими слоями, а в центральной части моря, где объем ГлБ, по крайней мере, в 45 раз больше, соленость в ядре глубинной ВМ по мере продвижения к северу снижается гораздо медленнее (Дубравин, 2003).

Полученные нами карты процентного содержания ГлБ с точностью до масштаба осреднения отражают схемы придонной циркуляции течений Е. М. Емельянова (1998); А. Е. Михайлова (1992), В. В. Сивкова и Н. И. Свиридова (1994), Ј. Н. Reismann (1999) и в Progress in physical... (2014). Из этого соответствия вытекает, что глубинные воды из Арконского бассейна попадают в Борнхольмскую впадину, далее через Слупский желоб в Гданьскую и Готландские впадины. Севернее о. Готланд поток разделяется на три ветви. Первая – поворачивает на запад, во впадины Норрчепинг и Карлсе; вторая – на север, в Ботнический; третья – на восток, в Финский заливы (Дубравин, 2003) (см. рис. 83).

Появление наиболее полного многолетнего гидрологического массива (State and Evolution..., 2008), позволило с учетом новых данных не только выполнить статистический Т,S-анализ по методикам (Montgomery, 1955; Cochrane, 1956; Wortington and Wright, 1970) для

³⁷ Изобата 80 м получена от М. В. Руденко (не опубликовано).

уточнения Т,S-идексов ядер ВМ, но и провести исследование крупномасштабной пространственно-временной термохалинной изменчивости поверхностных и глубинных вод Балтийского моря (Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин и др., 2010). На рисунке 84 показана двухмерная статистическая Т,S-диаграмма поверхностных вод Балтийского моря для среднего года, полученная по методике Cochrane (1956). В Т,S-классы диаграммы с шагом 1,0 °C по температуре и 0,5 PSU по практической солености, заносились T,S-значения в каждом одноградусном квадрате с учетом его площади в тыс. км². В среднем за год сумма площадей для поверхности моря составила 372 тыс. км².



Рис. 83. Процентное содержание глубинной (гор. 80 м) водной массы Балтийского моря (ГлБ) и схемы глубинной циркуляции (направления течений показаны стрелками): в марте (а) и в августе (б), рассчитано по данным Дубравин и др., 1995. (По Дубравин, 2003)

Известно (Полосин, 1974; Дубравин, 2001), что при выделении Т,S-индексов ядер поверхностных ВМ следует использовать не экстремальные значения температуры и солености, наблюдаемые в очагах, а средние значения для довольно значительной акватории в тот сезон или месяц, когда формируется ВМ. Кроме того, на рисунке 84 проведена линия, проходящая через максимум частот и позволяющая получить начальный и конечный Т,S-индексы ПовБ: для среднего года — начальный ПовБ_н (4,5 °C; 3,00 PSU), конечный ПовБ_к (9,0 °C; 8,50 PSU) (Дубравин, Педченко, 2010). Таким же образом можно получить и месячные Т,S-индексы ПовБ.

Разбив расстояние между начальным и конечным T,S-индексами на 100 частей, получим процентную номограмму для ПовБ. Последняя позволяет рассчитать процентное содержание, собственно ПовБ в каждом квадрате.

В Дубравин, Педченко, 2010, было показано, что начальный и конечный S-индексы ядра ПовБ в течение года практически не меняются (оставаясь в пределах 3,00÷8,50 PSU), а меняются только Т-индексы ядер ПовБ (от 0,0–2,0 °C в марте (самый холодный месяц) до 14,0–17,5 °C в августе (самый теплый).



Рис. 84. Статистическая годовая Т,S-диаграмма поверхностной водной массы (ПовБ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг. по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанная по методике Cochrane (1956). (Из Эволюции..., 2010). Сумма частот ПовБ составляет 372, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км²

При этом в районе очага формирования ПовБ воды, характеризующиеся соленостью менее 3,0, в марте занимают акваторию 3,9 тыс. км², в августе — 16 тыс. км², при этом в среднем за год площадь акватории их распределения составляет около 1,0 тыс. км², что составляет 1,0, 4,3 и 0,3% от площади зеркала моря, соответственно. На западе на поверхности моря на долю вод характеризующихся S \geq 8,5 в марте и в среднем за год приходится по 12,6 тыс. км² (3,4%), а в августе — 12,3 тыс. км² (3,3%).

На рисунке 85 представлен процесс трансформации ПовБ (изменение в ядре процентного содержания собственно данной ВМ) по данным State and Evolution..., 2008, для экстремальных месяцев (марта и августа). Сравнение с предыдущими расчетами (по данным Дубравин и др., 1995 и Janssen et al., 1999) (Из Дубравин, 2003) не выявило заметных отличий, если не считать расширения акватории исследования (сравнить рис. 82 и 85).

Итак, поверхностная BM в течение всего года имеет два основные очага формирования в глубине Финского и Ботнического заливов и один дополнительный в Рижском заливе (где процентное содержание ПовБ в среднем за год составляет 67 %, в марте – 84 % и августе – 60 %). Процесс трансформации этой BM как в среднем за год, так и в холодный и теплый сезоны различается мало (хотя в холодный сезон трансформация несколько сильнее), при этом вблизи очагов формирования он протекает быстро, а затем замедляется. Так, от вершин Финского и Ботнического заливов и до выхода из них содержание в ядре собственно ПовБ снижается до 40–50 %, севернее о. Готланд (58° с.ш.) содержание понижается до 20–30 % и восточнее о. Борнхольм (15° в.д.) составляет не более 13–17 %.

Аналогичные расчеты были проведены для ядра глубинного максимума солености S_{max}, отождествляемого нами с ядром ГлБ.



Рис. 85. Процентное содержание поверхностной водной массы Балтийского моря (ПовБ) в марте и августе в одноградусных трапециях, среднее за 1900– 2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанное по методике Cochrane (1956). (Из Эволюции ..., 2010)

На рисунке 86 представлена двухмерная Т,S-диаграмма для ГлБ в среднем за год. Линия, проходящая через максимум частот, позволяет получить начальный и конечный Т,S-индексы ГлБ: для среднего года — начальный ГлБ_н (7,5 °C; 16,00 PSU), конечный ГлБ_к (2,0 °C; 5,00 PSU). Таким же образом можно получить и Т,S-индексы ГлБ для каждого месяца.



Рис. 86. Статистическая годовая Т,S-диаграмма глубинной водной массы (ГЛБ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанная по методике Cochrane (1956). (Из Эволюции..., 2010).

Сумма частот ГлБ составляет 30, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км²

4. СТРУКТУРЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Сумма частот, заключенная между 5,0 и 16,0 PSU, составила 26,2 тыс. км². Таким образом, в среднем за год в районе очага ГлБ воды, характеризующиеся соленостью более 16,0 PSU, занимают акваторию 3,0 тыс. км², в марте – 1,7 тыс. км², в августе – 2,7 тыс. км² (что составляет 10,0% от площади ядра глубинного максимума солености в среднем за год, 5,7% — в марте, 9,0% — в августе). На востоке на долю вод, характеризующихся S \leq 5,0 PSU, в среднем за год приходится 0,5 тыс. км² (1,5%) и 0,3 тыс. км² (1,2%) — в августе (Эволюции..., 2010).

В Дубравин, Педченко, 2010, было показано, что начальный и конечный S-индексы ядра ГлБ (как и ПовБ) в течение года практически не меняются (оставаясь в пределах 16,00÷5,00 PSU, соответственно), а меняются только T-индексы ядер ГлБ (от 7,0–1,5 °C в марте-мае до 8,0–2,5 °C в августе-сентябре). Поэтому для расчета процентного содержания собственно ГлБ по акватории Балтики в любой месяц года достаточно иметь только одну линию трансформации (процентную номограмму), например, для среднего года (см. рис. 86). Разбив расстояние между этими индексами на 100 частей, получим процентную номограмму для ГлБ, а по ней карту процентного содержания ГлБ (рис. 87).

Сравнение с предыдущими расчетами (по данным Дубравин и др., 1995 и Janssen et al., 1999) (Из Дубравин, 2003), как и для ПовБ, не выявило заметных отличий, если не считать расширения акватории исследования (сравнить рис. 83 и 87). Заметно, однако, что трансформация ГлБ в



Рис. 87. Процентное содержание глубинной водной массы (ГлБ) Балтийского моря в марте и августе в одноградусных трапециях, среднее за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанное по методике Cochrane (1956). (Из Эволюции..., 2010)

ядре S_{тах} в южной части моря протекает быстро. Так, если в Борнхольмской впадине отмечается до 95 % собственно ГлБ, то на западе Гданьской впадины — только 60–65 %. В центральной части моря процесс трансформации резко замедляется. На севере Готландской и впадины Форё в ядре сохраняется до 60–65 % собственно ГлБ, на востоке Финского залива — до 40–45 %, у о. Гогланд — до 20 %. К востоку от Гогланда и в Ботническом заливе содержание, собственно ГлБ в ядре глубинного максимума солености менее 15 %. При этом у ГлБ различия в процессе трансформации в теплый и холодный сезоны заметно меньше, чем у ПовБ.

Исходя из классического Т,S-анализа (Мамаев,1963), границу между поверхностной и нижележащей ВМ следует рассчитывать по зимней модификации. В соответствии с этим положением, по данным атласа (Дубравин и др., 1995) граница между ПовБ и ГлБ проходила по изогалине 9,5 ‰ (Дубравин, 2003). При этом для ЮВ Балтики различия в глубине залегания ядер главных термо- и галоклина и изогалины S=9,5 PSU (вертикальной границы между поверхностной ПовБ и глубинной ГлБ ВМ в терминах (Дубравин, 2003)) в основном не превышали \pm 5 м. Анализ данных нового массива (State and Evolution..., 2008) подтвердил правильность выбора границы между поверхностной и глубинной СЗ по изогалине 9,5 PSU (см. рис. 77). Выше было показано, что эта граница постепенно заглубляется с продвижением на восток: от 25–35 м в Арконском бассейне и до 100–105 м на входе в Финский залив. В Ботнический залив из-за наличия порога на глубине около 50 м в проливе Сёдра-Кваркен глубинные североморские воды не проникают.

В соответствии с отмеченным выше нами (в Дубравин и др., 2010) показано, что СВ Балтийского моря представлена двумя СЗ: поверхностной (с ПовБ) и глубинной (с ГлБ). Это позволило провести районирование Балтики восточнее меридиана о. Рюген по типам СВ. Выделено два подтипа: І — собственно Балтийского моря (глубоководный), состоящий из двух ВМ: ПовБ и ГлБ и II — прибрежный (мелководный), состоящий только из одной — ПовБ (рис. 88).

Таким образом, следуя методике Вюста («метод ядра» (Wust, 1935)) и используя разные гидрологические массивы (Дубравин и др., 1995; Janssen et al., 1999; State and Evolution..., 2008) восточнее о. Рюген, были получены практически одни и те же результаты: выделено по одной ВМ в каждой из СЗ — поверхностная (ПовБ) и глубинная (ГлБ), определены Т,S-индексы ядер этих ВМ для холодного (март) и теплого (август) сезонов и года (Дубравин, 2003) или для каждого месяца и года (Дубравин, Педченко, 2010).

Однако следует иметь в виду, что с позиций классического анализа (Штокман, 1943) наличие начального и конечного Т,S-индексов у ПовБ или ГлБ предполагает существование не одной, а двух ВМ (например восточной и западной ПовБ (ГлБ) или основной (главной) и вторичной (трансформированной) ПовБ (ГлБ)), горизонтальная граница между которыми проходит по Т,S-индексу среднему между начальным и конечным соответствующей ВМ для данного сезона.



Рис. 88. Типы термохалинной структуры вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., рассчитанные по данным State and Evolution ..., 2008: I – собственно Балтийского моря (глубоководный) и II – прибрежный (мелководный). (Из Дубравин и др., 2010)

Ниже будут приведены результаты классического Т,S-анализа вод всего Балтийского моря.

На рисунке 89 представлена статистическая T,S-диаграмма для среднего года поверхностных вод Балтийского моря и проливной зоны рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008, когда сумма частот составляет 423, т.е. 423 тыс. км². Сравнивая ее с подобной Т,S-диаграммой поверхностных вод, но только для Балтийского моря (см. рис. 84), можно говорить об их подобии на интервале солености от 2,0 до 16,5 PSU. Поскольку поверхностные воды с соленостью ≥ 16,5 и до 33,0 PSU наблюдаются только в Западной Балтике и проливной зоне и занимают акваторию в 51 тыс. км². Поэтому на Т.S-диаграмме поверхностных вод Балтики и проливов (рис. 89) проявляются два типа распределения T,S-классов: при первом типе зависимость между температурой и соленостью прямолинейная (как и на рис. 84), т.е. низкой температуре соответствует низкая соленость. При втором типе высокой температуре (8-10 °C) соответствует меняющаяся соленость (8-33 PSU). Это позволило (в Дубравин, Капустина, 2015) выделить три ВМ: Поверхностная Восточная Балтийского моря (ПовВБ), Поверхностная Западная Балтийского моря (ПовЗБ) и Поверхностная Северного моря (ПовС), отличающаяся высокой соленостью (самые низкие значения температуры и солености наблюдаются в ПовВБ). Там же и (в Капустина, Дубравин, 2015б) были приведены и T,S-индексы поверхностных BM для каждого месяца (табл. 38).



Рис. 89. Среднегодовая статистическая Т,S-диаграмма поверхностных (ПовВБ, ПовЗБ и ПовС) вод Балтийского моря и проливов в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанная по методике Cochrane (1956). Сумма частот поверхностных вод составляет 423, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км². (Из Капустина, Дубравин, 20156)

На рисунке 90 представлена статистическая Т,S-диаграммы для среднего года глубинных вод Балтийского моря и проливной зоны, рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008, когда сумма частот составляет 41, т.е. 41 тыс. км². Сравнивая ее с подобной Т,S-диаграммой глубинных вод, но только для Балтийского моря (см. рис. 86), можно говорить об их подобии на интервале солености от 4,0 до 26,0 PSU. Поскольку глубинные воды с соленостью ≥ 26,0 и до 35,2 PSU наблюдаются только в Западной Балтике и проливной зоне и занимают акваторию в 11 тыс. км². Поэтому на Т,S-диаграмме глубинных вод (рис. 90) проявляются два подобных (поверхностным водам) типа распределения Т,S-классов: при первом



Рис. 90. Среднегодовая статистическая Т,S-диаграмма глубинных (ГлВБ, ГлЗБ и ПовС₅₀) вод Балтики и проливов в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанная по методике Cochrane (1956). Сумма частот составляет 41, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км². (Из Капустина, Дубравин, 2015б)

типе зависимость между температурой и соленостью прямолинейная, т.е. низкой температуре соответствует низкая соленость. При втором типе высокой температуре (6–8 °C) соответствует меняющаяся соленость (16–35 PSU). Поэтому и для глубинных вод выделены три ВМ: Глубинная Восточная Балтийского моря (ГлВБ), Глубинная Западная Балтийского моря (ГлЗБ) и Поверхностная Северного моря (ПовС₅₀) на горизонте 50 м (глубина порога в проливе Каттегат), отличающаяся высокой соленостью (самые низкие значения температуры и солености наблюдаются в ГлВБ) (см. табл. 38).

Сравнивая Т,S-индексы поверхностных и глубинных ВМ, полученные по методикам Вюста (Wust, 1935) и Штокмана (1943), видно, что индексы ПовБ_и или ГлБ_к (рис. 84 и 86) соответствуют индексам ПовВБ или ГлВБ (табл. 38), а индексы ПовБ_к или ГлБ_н – ПовЗБ или ГлЗБ. Таким образом, обе методики приводят к одинаковым результатам, но вторая методика использует более корретную (классическую) терминологию.

Таблица 38

		Г	Іоверхі	ностны	ie				Глуби	нные		
Месяц	По	вЗБ	Пог	вВБ	По	овС	Гл	ЗБ	Гл	ВБ	По	вC ₅₀
	T, ℃C	S, PSU	T, ℃C	S, PSU	T, ℃C	S, PSU	T, ℃C	S, PSU	T, °C	S, PSU	T, °C	S, PSU
Ι	3,0	8,50	0,5	3,00	7,0	35,00	7,3	16,00	1,9	5,00	7,2	35,00
п	2,5	8,50	0,2	3,00	6,5	35,00	7,1	16,00	1,8	5,00	6,6	35,00
III	2,0	8,50	0,0	3,00	6,0	35,00	7,0	16,00	1,5	5,00	6,1	35,00
IV	3,5	8,50	0,3	3,00	6,5	35,00	7,0	16,00	1,7	5,00	6,2	35,00
V	8,0	8,50	2,0	3,00	8,0	35,00	7,0	16,00	1,5	5,00	6,8	35,00
VI	13,0	8,50	6,5	3,00	11,0	35,00	7,2	16,00	1,5	5,00	7,5	35,00
VII	16,0	8,50	13,0	3,00	13,0	35,00	7,8	16,00	1,9	5,00	8,3	35,00
VIII	17,5	8,50	14,0	3,00	14,0	35,00	8,0	16,00	2,5	5,00	9,0	35,00
IX	15,0	8,50	11,5	3,00	13,0	35,00	8,0	16,00	2,5	5,00	10,0	35,00
x	11,0	8,50	6,5	3,00	11,5	35,00	7,9	16,00	2,4	5,00	10,3	35,00
XI	8,5	8,50	3,5	3,00	9,5	35,00	7,8	16,00	2,4	5,00	9,5	35,00
XII	5,5	8,50	1,5	3,00	8,5	35,00	7,7	16,00	2,3	5,00	8,6	35,00
I-XII	9,0	8,50	4,5	3,00	9,5	35,00	7,5	16,00	2	5,00	8,0	35,00

Месячные Т,S-индексы ядер поверхностных (Пов) и глубинных (Гл) ВМ Балтийского и Северного морей, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (Из Капустина, Дубравин, 2015б)

Из таблицы 38 следует, что S-индексы ядер этих BM в течение года практически остаются постоянными, а T-индексы поверхностных вод изменяются от 0,0–2,0 °C в марте до 14,0–17,5 °C в августе, а глубинных – от 1,5–7,0 °C в марте до 2,5–8,0 °C в августе. Поэтому горизонтальная граница между ПовЗБ и ПовВБ проходит по изогалине 5,75 (в среднем за год на входе в Рижский, Финский и Ботнический заливы), между ПовЗБ и



Рис. 91. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря: ПовС – 1, ПовЗБ – 2, ПовВБ – 3, среднее за 1900–2005 гг. по данным State and Evolution..., 2008 в одноградусных трапециях, рассчитанное по методике Cochrane (1956). (Из Дубравин, 2017)

ПовС — по изогалине 21,75 (весь год за пределами Балтики, на юге Каттегата) (рис. 91), а между ГлЗБ и ГлВБ — по изогалине 10,50 (север Готландской котловины), между ГлЗБ и ПовС₅₀ — по изогалине 25,5 (за пределами Балтики, на юге Каттегата) (рис. 92).

Поскольку в соответствии с классическим T,S-анализом в пределах Балтийского моря для поверхностной и глубинной C3 выделено по две ВМ: ПовВБ и ПовЗБ и ГлЗБ и ГлВБ, соответственно, то и типизация структуры вод будет более подробной, чем при использовании методики Вюста (Wust, 1935) для региона восточнее меридиана о. Рюген (см. рис. 88).

Так, для всего Балтийского моря выделено 12 подтипов структуы вод, из которых 6 глубоководных, располагающихся в пределах обеих СЗ: I – Арконского бассейна; II – Центральный; III – Западный Готландский; IV – Северо-Балтийский; V – Ботнического моря; VI – Долины Финского залива и 6 прибрежных, в пределах только поверхностной СЗ: VII – Западный; VIII – Восточный; IX – Северный; X – Ботнического; XI – Финского и XII – Рижского заливов. При этом I и II подтипы сформированы ПовЗБ и ГлЗБ водными массами, однако в I подтипе ГлЗБ взаимодействует с ГлС₅₀, а во II – с ГлВБ; III и IV подтипы состоят из ПовЗБ и ГлВБ, а V и VI – из ПовВБ и ГлВБ. Подтипы Западный (VII), Восточный (VIII) и Северный (IX) представлены только ПовЗБ, а подтипы Ботнического (X), Финского(XI) и Рижского (XII) заливов – только ПовВБ. Распределение подтипов СВ Балтики показано на рисунке 93, а их характерные T,S-кривые представлены на рисунке 94.



Рис. 92. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря: ГлВБ — 1, ГлЗБ — 2, ПовС₅₀—3 в одноградусных трапециях, среднее за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанное по методике Cochrane (1956). (Из Дубравин, 2017)



Рис. 93. Типы и подтипы термохалинной структуры вод (СВ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., рассчитанные по State and Evolution..., 2008. Глубоководные: І – Западный (Арконского бассейна); II – Центральный; III – Западный Готландский; IV – Северо-Балтийский; V – Ботнического моря; VI – Долины Финского залива. Прибрежные: VII – Западный; VIII – Восточный; IX – Северный; X – Ботнического; XI – Финского; XII – Рижского заливов. (По Дубравин, 2016 с дополнением) 134



Рис. 94. Характерные Т,S-кривые подтипов СВ Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., рассчитанные по State and Evolution..., 2008. Глубоководных: I – Западного (Арконского бассейна); II – Центрального; III – Западного Готландского; IV – Северо-Балтийского; V – Ботнического моря; VI – Долины Финского залива. Прибрежных: VII – Западного; VIII – Восточного; IX – Северного; X – Ботнического; XI – Финского; XII – Рижского заливов. (см. рис. 93). (Из Дубравин, 2017)

Останомимся еще на одной методике статистического Т,S-анализа – объемном Т,S-анализе (Wortington and Wright, 1970) (рис. 95). С учетом пределов изменчивости годовых значений температуры и солености в пределах всего моря (в Дубравин, 2017) была построена Т,S-диаграмма с интервалами 1,0 °С по температуре и 0,5 PSU по солености. В соответствующие клетки Т,S-диаграммы вписываются элементарные объемы³⁸. Сумма элементарных объемов для всего Балтийского моря составила 20452 км³. При этом на долю поверхностных ВМ приходится большая часть объема моря – 16,23 тыс. км³ или 79,3 %, из которых несколько более половины занимает ПовЗБ – 10,35 тыс. км³ или 50,6 %, а ПовВБ только – 5,87 тыс. км³ или 28,7 %. Доля глубинных вод составляет 4,23 тыс. км³ или 20,7 % (ГлЗБ – 2,37 тыс. км³ или 11,6 % и ГлВБ – 1,85 тыс. км³ или 9,1%) (табл. 39).

Анализ этой Т, S-диаграммы (рис. 95) позволяет отметить следующее:

Во-первых, два Т,S-класса между температурой 2–3 °С и между соленостью 5,5–6,0 PSU или между — 3–4 °С и 7,0–7,5 PSU характеризуются максимальными объемами 1088,8 км³ (5,3%) или 1024,6 км³ (5,0%), а Т,S-классы, заключенные между температурой 1 и 10 °С и между соленостью 3,0 и 13,0 PSU занимают объем 20069,2 км³ (98,1%).

³⁸ За элементарный объем (км³) принимается произведение толщины слоя (10 м) на полусумму площадей на верхней и нижней границах слоя в пределах одноградусной трапеции (км²).

																																1					į												1					ł	1	13		
20452.0	0.0		Ċ1	4								0.0	ō .	.8 0		0.0	4			8.6	2	18.4				1	38.	0.0	1	8.8	24.5	5 59.	4	56	ŝ	°° _+	27	106	3.1	3.1	36.3	11.1	16.2	43.7	456.5	7 5	2719	2 2	1722	9,5	3178	625	184	20	025	6.8	- ω	
	<u>.</u>	ĺ.	1	30		1	20	12	152		÷Č.	25				18	20		14).A	16	a.	1	10	ja:	10	6		14	34	la.	Ç,	1. 1.		52	5		1		÷.,	14)e	23	18	14	25	10	38	-625 	5.	1	1089	0	17	ing H	14	.08	*
50.2	2		3	5	3	8	2	9	53	69	2 2	2	ŝ.	č.		2	1	2	54 10	69	0	3	3	10	25	39	2		2	S	9	ā	20	34		3		1	8	24	09 	29.	3	g.	14		/	÷.	,	0	0	~	3	37		5	34	N
2492.2	2	5	8		- 60 20	22	50	1	25	- 40 40	10	- 22	3	10	- 50. 201	20	20	0)	8	£3	63	53	0	М	e	60	- 93		•	\hat{e}	e	0	22		10	12	10	1	3	43 13	83 	63	53	•	20	8	31	35	4 55	78	5		23	\$17 1	54	ē.	Ċ.	ω
4488.9	103	 15	\overline{M}	W.	- 93 - 90	83	50		83	- 310 - 210	53) 80	33) 40	5	- 400 (1)	- 212 - 210	83	80		83 20	83	9 5	53	10	Σ^{γ}	82	<u>10</u>	85	80		23	20	 90	- 65 - 41	12	10	- 60 60	- 671* - 763	- 5). - 100	0		£0	${\mathcal D}_{i}$		13	408	505	84	_	458	419	8 59	8 7	1 61	47 -	155		93	4
4443,7	×	10 然	33	61	30 91	8	0		50	90 90	16) 90	80 **	ŝ	6	30 91	8	80	Ŧ	46 22	90	35	33	\tilde{t}	(2)	<u>(</u> 1)	(1)	ŝ	10	$\frac{1}{2}$	33	90	20 30	-55 30		ŝ,	20 22	-	0	2		061	527	692	414	2	166	243	9722	114	3212	1 53	0 4	37 2	48	261	2	30	(n
3132.0	×.	波	(e)	57	30) 377	10	25	ŝ,	66	æ	12 19	39 340		6	20 22	20 	1	с¥	98 22	æ	$\underline{0}$	8		70	1X)	30	32	9	Ŧ	8	æ	ссі (Б.	1	0	20	2	0	9 6(7210	622	1623	52			37	1	935	5415	224	111	5060	4 12	52 6	26 (93	ř.	30	ch.
2177.1	Ξ.	۰. ۳	9	17	90 72	20	0	ų,	38	e B	12 10	~	0		28. 72.	0	1	9,	R D	30		25		12	Зĭ	30	1	0	ų.	0	00	29	8 41	22	1	4	~ 00	6	1	6.5	13	i.	20	6		1	5186	4568	1631	1223	831	6 16	15 4	1	53	4	O	7
1788.8	•	se St	2	-	52. 151	81 	16	4	32		80 07	62 		9	5	585 	26	2	3¥ 	9	86	18	÷	14	3.		35	ŝ.	4	10	-		-00	22	\hat{m}	332	profit Sine	1		74 63	21	1	34		26	951	928	5859	28	5	11 33	9 1	N	18	00	21	1	8
1662.4	1		i.	80	28 10	38 	22	12	32	114	65 54	2	0	10 10		515 02	10	Ċ,	14 12	0) (30	ŝa	ji	$\overline{12}$	12	3	38	3	19	34	0	30	815 34	14	712	134		3	-	34 10	2	22	3.	a,	4	0100	754	371	88	3	0 1		-	13	4	18	38	6
172.2	2	3	ē	3	228 - 115 -	8	62	ų.	23	29	2 19		8	16	128 03	132 124	82	6	84 22	29	99	8	2	14	85	19	6	ŝ.	2	8	5	G.	22 - 22 -	3	14	0	2		ř.	24 27	19 22		8	6	11	1	35	75			2	N	Ĉ.	ίđ.	0	UN	1	6
17.2	0	8	8	17	- 60 - 20	25	50	2	25	10	10	10	2	10	- 81 - 22	12	20	5	22	ē3	63	53	5	27	e	ΕC	ŝ	-	2	23	e	- 00 - 60	10	3	13	10	- 50) - 801	20	3	- 60	63	63	53	9	23	8	÷.	ŝ		4	N		8	1	10	15	÷.	=
26.0	125	10 10		11	80 20	835 ~~~	50	$\widetilde{E}^{(i)}$	22		25) 411	- 55 +	1	- 61 33	- 65 - 70	83) 22	80		83 	\tilde{g}_{ij}	$\overline{\Omega}$	53	8	$\overline{10}$	$\hat{n}\hat{r}$	0	53	Ň	8	85	<u>8</u> 2	200 907	95) 193	ų,	20	- 00 100	60 60	50) 10	11	43 (0)	10) 	55	怒	83	20	\overline{C}	8	57. 85	55 30	- 20	10	N N		ò	100	11	80	N
1.1	10			10	2	18	мĵ	1 ¹	300) 300)	\overline{v}	16	1			20	18]	МĴ			$\mathbb{E}[$	$\overline{\mathcal{M}}_{i}$	25	1	ΥŬ	R.	œÌ	8	w.		8	16	\overline{w}		ų,	Ň	2	30 90			96 100	16	10	82	1	10	12		X		1	1	80. 191	55	9	-	8	Т.	5

Рис. 95. Среднегодовая объемная статистическая 1,5-диаграмма вод (км³) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанная по методике Wortington, Wright, 1970.

Сумма элементарных объемов вод Балтики составляет 20452 км³. (Из Дубравин, 2017)

Таблица 39

Доли ВМ в общей площади зеркала или глубинного максимума солености (тыс. км²) и в объеме Балтийского моря (тыс. км³), средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008.

ВМ	Площади на поверхности (Тыс. км ²)	Площади на глубине ядра S _{max} (Тыс. км ²)	Объемы (Тыс. км ³)
ПовЗБ	241,96	-	10,353
ПовЗБ (%)	65,0	-	50,6
ПовВБ	130,12	-	5,873
ПовВБ (%)	35,0	-	28,7
ГлЗБ	-	14,05	2,374
ГлЗБ (%)	-	48,8	11,6
ГлВБ	-	14,75	1,852
ГлВБ (%)	-	51,2	9,1
Все море	372,08	28,80	20,452

(Из Дубравин, 2017)

Во-вторых, частотное распределение вероятности значений температуры р (T) — одновершинное, с максимумом между 3 и 5 °С, на который приходится 8932,6 км³ (43,7%), но частотное распределение вероятности значений солености р (S) — двухвершинное, с максимумами между 5,5–6,0 PSU (3179,5 км³, 15,5%) и между 7,0–7,5 PSU (4416,3 км³, 21,6%).

В-третьих, средние для всего объема Балтийского моря значения таковы: температура – 5,0 °C, соленость – 8,21 PSU.

Первое замечание особенно четко подтверждается и трехмерной объемной статистической Т,S-диаграммой вод Балтики (рис. 96), из которой видно, что на воды с соленостью между 13,0–32,5 PSU приходится 296,4 км³ или 1,45% от всего объема Балтики, при этом максимальный



Рис. 96. Среднегодовая трехмерная объемная статистическая Т,S-диаграмма вод (км³) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанная по методике Wortington, Wright, 1970. Сумма элементарных объемов вод Балтики составляет 20452 км³. (Из Дубравин, 2017)

объем — 40,9 км³ (0,2 %) занимает Т,S-класс между 6–7 °С и 15,0–15,5 PSU, а минимальный объем (заметный на диаграмме в данном масштабе) — 18,4 км³ (0,09 %) занимает Т,S-класс между 7–8 °С и 20,5–21,0 PSU.

Подтверждение второму замечанию о пиках вероятностей температуры между 3 и 5 °C и солености между 5,5–6,0 PSU и между 7,0–7,5 PSU также можно видеть на этой трехмерной объемной T,S-диаграмме.

О структуре временных рядов ВМ. В Дубравин, 2017, было показано, что в Западной и Южной Балтике (2002–2016 гг.), рассчитанный по www.iowarnemuende.de, относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для ПовЗБ с часовой дискретностью меняется от 73 % в Кильском заливе до 39 и 70 % на ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин, соответственно. При этом на долю СезХ приходится от 11–16 % на ст. Дарсс Силл и ст. Аркона Бэсин и до 29 % в Киле. При увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная доля вклада СезХ ПовЗБ возрастает до 24 % (Аркона Бэсин), до 27 % (Дарсс Силл) и до 40 % (Киль). Таким образом, для ПовЗБ использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для ПовЗБ на Западе и Юге Балтики составляет 24–40 %.

Для ГлЗБ временная структура несколько иная. При часовой дискретности доля ДП возросла до 53% и 78% (Дарсс Силл и Киль, соответственно), а на ст. Аркона Бэсин, наоборот, понизилась до 60%. При этом доля сезонной изменчивости составила ≈ 4–8% на ст. Аркона Бэсин и Дарсс Силл и 24% в Киле. При увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная доля вклада СезХ ГлЗБ возрастает (хотя и меньше, чем для ПовЗБ) — до 7% (Аркона Бэсин), до 15% (Дарсс Силл) и до 31% (Киль). Таким образом, и для ГлЗБ использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ только в дисперсию ДП. И так, вклад СезХ в дисперсию ДП для ГлЗБ на Западе и Юге Балтики составляет 7–31%.

Различия во временной структуре процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ на этих станциях (в Дубравин, 2017) связаны с несколькими причинами. Во-первых, с их географическим положением: ст. Киль (54°30' с. ш., 10°16' в. д., глубина около 15 м) и ст. Дарсс Силл (54°42' с. ш.; 12°42- в. д., глубина около 20 м) находятся в зоне ПовЗБ и ГлЗБ, взаимодействующих с североморскими водами ПовС и ПовС₅₀, а ст. Аркона Бэсин (54°53' с. ш.; 13°52' в. д., глубина около 45 м) – в зоне ПовЗБ и ГлЗБ, взаимодействующих с балтийскими водами восточных регионов (ПовВБ и ГлВБ). Во-вторых, с положением по вертикали: в поверхностной структурной зоне вклад ДП на ст. Дарсс Силл и Киль ниже (39 и 73%), чем в придонной (53 и 78%), а на ст. Аркона Бэсин наоборот, в придонной ДП ниже (60%), чем в поверхностной (70%). В-третьих, с длиной временного ряда и наличием экстремальных гидрометеорологических ситуаций: в период увеличения частоты затоков североморских вод - 2014-2016 гг. - наблюдалось увеличение КП на ст. Аркона Бэсин (до 51 и 43%) в поверхностной и глубинной зонах за счет увеличения доли СИ (до 46 и 39%); на ст. Дарсс Силл, наоборот, – уменьшение КП (до 56 и 44 %) за счет снижения

доли СИ (до 52 и 40 %); а на ст. Киль уменьшение КП только в поверхностной зоне — до 21 % (за счет СИ — до 20 %)³⁹.

Сезонная изменчивость ВМ. Анализ сезонной измечивости ВМ в Балтике можно провести, по крайней мере, несколькими способами – с помощью статистического T,S-анализа, когда определяется площадь, занимаемая данной ВМ за каждый месяц⁴⁰, или гармонического анализа процентного содержания ВМ. Результаты первого были представлены нами в Капустина, Дубравин, 2015б (табл. 40).

Таблица 40

Me-	Площадь Балтики	Плон Пов	цадь ВБ	Плош Пов	адь ЗБ	Площадь ядра глубинного	Плон ГлВ	цадь Б	Плон ГлЗ	цадь 3Б
сяц	(поверхность) (Тыс. км²)	(Тыс. км ²)	(%)	(Тыс. км²)	(%)	S _{max} (Тыс. км ²)	(Тыс. км²)	(%)	(Тыс. км²)	(%)
Ι	353,17	94,97	26,9	258,20	73,1	25,03	11,02	44,0	14,01	56,0
II	339,96	96,49	28,4	243,47	71,6	24,93	10,93	43,8	14,01	56,2
III	346,16	93,65	27,1	252,51	72,9	26,49	11,94	45,1	14,56	54,9
IV	364,81	114,62	31,4	250,20	68,6	25,69	12,78	49,7	12,91	50,3
V	369,51	131,12	35,5	238,40	64,5	26,18	13,18	50,4	13,00	49,6
VI	370,33	138,14	37,3	232,19	62,7	28,71	12,96	45,1	15,76	54,9
VII	366,09	136,53	37,3	229,56	62,7	28,50	14,22	49,9	14,28	50,1
VIII	368,79	142,16	38,5	226,63	61,5	28,40	14,91	52,5	13,50	47,5
IX	367,62	135,11	36,8	232,50	63,2	28,04	12,67	45,2	15,38	54,8
Х	369,16	114,81	31,1	254,35	68,9	27,49	13,47	49,0	14,02	51,0
XI	369,94	114,61	31,0	255,33	69,0	27,38	12,57	45,9	14,80	54,1
XII	351,84	98,87	28,1	252,97	71,9	25,06	12,08	48,2	12,98	51,8
I-XII	372,08	130,12	35,0	241,96	65,0	28,80	14,75	51,2	14,05	48,8

Как видим, в среднем за год большую часть акватории Балтики занимает ПовЗБ (65%), которая на востоке, взаимодействуя с ПовВБ, распространяется до входа в Ботнический, Финский и Рижский заливы (граница между ПовЗБ и ПовВБ — линия 50-процентного содержания — совпадает с изогалиной 5,75 PSU), а на западе, взаимодействуя с ПовС, распространяется до Каттегата (граница между ПовЗБ и ПовС — линия 50-процентного

³⁹ Выводы о зависимости структуры временных рядов от местоположения, характера элемента и длинны временного ряда были подтверждены нами (в Дубравин и др., 2018) для гидрометеорологических элементов, полученных на ст. Аркона Бэсин, Дарсс Силл и Киль за тот же период (2002–2016 гг.) и (в Дубравин и др., 2019) для потоков тепла, влаги и суммарного тепла, рассчитанных по тем же данным.

⁴⁰ Такие Т,S-диаграммы для среднего года были рассмотрены выше (см. рис. 89 и 90).

содержания — совпадает с изогалиной 21,75 PSU). Наибольшего распространения ПовЗБ достигает в холодный период (декабрь-март) — 72–73 % поверхностной площади Балтийского моря, уменьшаясь к теплому сезону (июнь-сентябрь) до 62–63 %. Что касается глубинных BM, то в среднем за год несколько меньшую часть глубинной зоны Балтики занимает ГлЗБ (49%), которая на востоке, взаимодействуя с ГлВБ, распространяется от меридиана о. Рюген вдоль котловин Борнхольмской, Гданьской, Готландской, Фарё до южной части Северо-Балтийской котловины (граница между ГлЗБ и ГлВБ — линия 50-процентного содержания — совпадает с изогалиной 10,5 PSU), а на западе, взаимодействуя с ПовС₅₀, распространяется до Бельта (граница между ГлЗБ и ПовС₅₀ — линия 50-процентного содержания — совпадает с изогалиной 25,5 PSU). Для ГлЗБ наступление максимального простирания сдвигается на июнь, сентябрь, январь-март (55–56%), а минимального — на апрель-май, июль-август (48–50%).

Результаты второго варианта представлены на рис. 97–99. Гармонический анализ сезонной изменчивости процентного содержания ПовЗБ и ПовВБ выявил относительно небольшой, хотя и очень сложный сезонный ход. Годовая гармоника процентного содержания поверхностных вод в основном наблюдается в открытой части моря и заливов, где квота $q_1 \ge 0.75$. Вблизи устьев рек вклад годовой волны уменьшается до $q_1 \le 0.25$ (см. рис. 97). Амплитуда годовой волны (A_1) на большей части акватории Балтики $\le 6\%$ и только локально (Арконское море, Ботнический и Финский заливы) ее значение возрастает до $10\div11\%$ (см. рис. 98). Сроки наступления максимума годовой волны сильно размыты — от начала сентября в Рижском и Финском заливах до середины мая (следующего



Рис. 97. Квота (q₁) годовой гармоники поверхностных водных масс Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

года) в Ботническом заливе и от ноября до марта в собственно Балтике (см. рис. 99). Таким образом, размах в наступлении максимума процентного содержания ПовЗБ и ПовВБ составляет 185 и 254 суток, соответственно (Дубравин, 2017).



Рис. 98. Амплитуда (A₁) годовой гармоники поверхностных водных масс (%) Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 99. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники поверхностных водных масс Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

4. СТРУКТУРЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Сезонная изменчивость процентного содержания ГлЗБ и ГлВБ (рис. 100–102), также как и ПовЗБ и ПовВБ, характеризуется небольшим и сложным сезонным ходом.



Рис. 100. Квота (q₁) годовой гармоники глубинных водных масс Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 101. Амплитуда (A_I) годовой гармоники глубинных водных масс (%) Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 102. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники глубинных водных масс Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Годовая гармоника процентного содержания глубинных вод наблюдается локально в Арконской, Гданьской, Готландской котловинах и в Финском заливе, где квота q_I ≥ 0,6 (см. рис. 100), а амплитуда годовой волны (A_I) убывает от 9–15 % в Арконском море до 1–2 % в Гданьской, Готландской котловинах и в Ботническом заливе, а затем вновь возрастает до 7–9 % в Финском заливе (см. рис. 101).

Наступление максимума годовой волны в основном приходится на июнь-июль, хотя на севере Гданьской котловины максимум наблюдается в январе, а в Борнхольмской котловине и Ботническом заливе — в декабре (см. рис. 102). Таким образом, размах в наступлении максимума процентного содержания ГлЗБ и ГлВБ составляет 347 и 315 суток, соответственно (Дубравин, 2017).

Межгодовая изменчивость ВМ. МГИ собственно ПовЗБ в характерных точках Южной и Центральной Балтики (плавмаяк Гесер; кв. 11—Борнхольская, кв. 36—Гданьская, кв. 47—Готландская впадины и кв. 68—Финский залив) представлена на рисунке 103. Расчеты позволили выявить линейные тренды: в Гесере (1900–1975 гг. — $Tr_{ПовЗБ}$ =-0,047 %/год); кв. 11 (1902–2011 гг. — $Tr_{ПовЗБ}$ =0,036 %/год); кв. 36 (1946–2005 гг. — $Tr_{ПовЗБ}$ =0,095 %/год); кв. 47 (1951–2005 гг. — $Tr_{ПовЗБ}$ =-0,166 %/год) и кв. 68 (1900–2004 гг. — $Tr_{ПовЗБ}$ =0,063 %/год)⁴¹.

⁴¹ Поскольку проценное содержание собственно ПовВБ или ГлВБ связано зависимостью ПовВБ = $(100 - \Pi \text{ob}3\text{G})$ % или ГлВБ = $(100 - \Gamma \text{n}3\text{G})$, понятно, что если $\text{Tr}_{\Pi \text{ob}3\text{G}} = 0,063$ %/год или $\text{Tr}_{\Gamma \text{n}3\text{G}} = 0,047$ %/год, то $\text{Tr}_{\Pi \text{ob}B\text{G}} = -0,063$ %/год или $\text{Tr}_{\Gamma \text{n}3\text{G}} = -0,047$ %/год.


Рис. 103. Межгодовая изменчивость процентного содержания собственно поверхностной водной массы ПовЗБ (%) на поверхности в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 104. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – ПовЗБ₂; квазичетырехлетней – ПовЗБ₄; квазишестилетней – ПовЗБ₆ (1946–2005), рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

При этом наибольшая теснота связи наблюдается в центральных котловинах: между кв.11 и кв. 36 - r = 0,77; между кв.11 и кв. 47 - r = 0,64; кв. 36 и кв. 47 - r = 0,76; однако теснота связи между Гесером и остальными кв. становится отрицательной (наибольшая обратная теснота связи наступает между Гесером и кв. 11 или кв. 68 г = (-0,57) или r = (-0,54), а между Гесером и кв. 36 или кв. 47 -уменьшается до r = (-0,30) или до r = (-0,08), соответственно). Кроме того, спектральный анализ 144

временных рядов процентного содержания собственно поверхностной водной массы ПовЗБ (%), представленных на рисунке 103, позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики $2,3\div 2,4$ и $2,7\div 2,9$ года), квазичетырехлетние (пик $3,6\div 3,8$ года и $4,0\div 4,8$), квазишестилетние (пик $5,0\div 6,5$ года) и квазивосьмилетние (пик 8,0 лет) (табл. 41, рис. 104).

Таблица 41

Характерные масштабы межгодовой изменчивости процентного
содержания поверхностных водных масс ПовЗБ и ПовВБ (%) в Гесере
Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах
и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным
State and Evolution, 2008. (Из Дубравин, 2017)

Пункт,	Период эн	ергонесущей	зоны (год)	Спектральная плотность			
Интервал	начало	пик	конец	начало	пик	конец	
Гесер,	2,50	3,77	6,90	8,39	14,45	7,35	
(1920–1939)	2,02	2,30	3,08	2,85	3,12	1,28	
(1945 - 1975)	3,08	4,08	4,76	1,28	2,32	2,23	
	2,27	2,67	3,13	8,16	42,43	9,33	
Kn 11	3,13	3,70	3,77	9,33	21,99	21,92	
KB. 11 (1009-9011)	3,77	4,76	5,41	21,92	41,46	24,43	
(1902-2011)	5,41	6,06	6,67	24,43	29,14	25,49	
	6,67	8,00	10,53	25,49	46,47	19,58	
I/- 9C	2,44	2,78	3,03	5,37	14,48	10,63	
KB. 30 (1046, 9005)	3,03	4,00	4,44	10,63	19,25	18,02	
(1940-2005)	4,44	5,00	7,15	18,02	19,85	12,77	
Кв. 47 (1951–2005)	2,02	2,35	4,17	11,68	18,64	30,76	
	2,06	2,35	2,63	22,20	45,40	23,45	
Кв. 68	2,63	2,90	3,23	23,45	35,68	25,77	
(1900-1946	3,23	3,64	4,76	25,77	36,25	14,48	
(1954 - 2004)	4,76	6,45	9,09	14,48	51,56	33,81	
	2,60	4,17	5,00	8,77	89,54	48,68	
	4,88	6,45	11,11	48,68	127,92	43,03	

Для анализа МГИ собственно ГлЗБ в тех же характерных точках Южной и Центральной Балтики обратимся к рисунку 105. Линейные тренды этих точках таковы: в Гесере (1920–1975 гг. – Tr_{глЗБ}=0,066 %/год); кв. 11 (1920–2011 гг. – Tr_{глЗБ}=-0,032 %/год); кв. 36 (1946– 2005 гг. – Tr_{глЗБ}=-0,135 %/год); кв. 47 (1951–20005 гг. – Tr_{глЗБ}=-0,227 %/год) и кв. 68 (1900–2004 гг. – Tr_{глЗБ}=0,047 %/год).

При этом наибольшая теснота связи, как и для ПовЗБ, наблюдается в центральных котловинах: между кв. 36 и кв. 47 – r = 0,69; кв. 36 и кв. 68 – r = -0,58 и между кв. 47 и кв. 68 r = -0,67; однако теснота связи между кв. 11 и кв. 68 ослабевает до r = -0,31. Между остальными квадратами связь становится слабоотрицательной. Анализ МГИ между поверхностными и глубинными ВМ выявил значимую положительную или отрицательную связь только в кв. 47 (r = 0,50) и в Гесере (r = (-0,37)). Кроме того, спектральный анализ временных рядов процентного содержания собственно

глубинной водной массы ГлЗБ (%), представленных на рисунке 105, позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики $2,3\div2,5$ и $3,1\div3,2$ года), квазичетырехлетние (пик $4,3\div4,9$ года), квазишестилетние (пик $5,7\div6,7$ года), квазивосьмилетние (пик 7,4 года), квазиодиннадцатилетние (пик 10,0 лет), квазивосемнадцатилетние (пик 18,2года), квазидвадцатидвухлетние (пик 22,2 года) и квазитридцатитрехлетние (пик 33,3 года) (табл. 42, рис. 106).



Рис. 105. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 106. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – ГлЗБ₂; квазичетырехлетней – ГлЗБ₄; квазишестилетней – ГлЗБ₆; квазиодиннадцатилетней – ГлЗБ₁₁; квазитридцатитрехлетней – ГлЗБ₃₃ (1946–2005), рассчитанная по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Таблица 42

Характерные масштабы межгодовой изменчивости процентного содержания глубинных водных масс ГлЗБ и ГлВБ (%) в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2017)

Пункт,	Период эне	ергонесущей	зоны (год)	Спектральная плотность			
Интервал	начало	пик	конец	начало	пик	конец	
Гесер,	2,82	4,88	6,90	50,02	330,06	303,89	
(1920–1939)	2,06	3,17	4,17	92,05	292,31	187,16	
(1945 - 1975)	4,17	5,71	12,50	187,16	285,89	82,74	
	2,38	2,53	2,82	33,51	48,27	17,88	
	3,57	4,55	5,13	59,43	105,61	93,61	
Кв. 11	5,13	5,71	6,67	93,61	122,68	58,23	
(1920 - 2011)	6,67	7,41	9,52	36,91	77,40	39,80	
	11,77	18,18	22,22	48,41	132,64	131,42	
	22,22	33,33	50,00	131,42	150,13	128,76	
	2,67	3,23	3,57	16,86	78,00	65,23	
Кв. 36	3,57	4,35	5,00	65,23	113,82	96,32	
(1946 - 2005)	5,00	5,71	6,45	96,32	103,38	96,36	
	8,00	10,00	11,11	160,92	197,34	196,73	
	12,50	33,33	50.00	203,41	455,58	433,46	
Кв. 47	2,50	3,08	3,64	1,18	6,92	4,41	
(1951-2005)	3,64	4,88	6,45	4,41	18,25	14,23	
1/m 69	2,50	3,13	3,64	41,02	320,81	226,15	
KB. 00 (1000, 1046	6,90	22,22	50,00	132,31	866,68	543,59	
(1900-1940)	2,13	2,33	2,67	28,44	68,74	15,91	
(1954-2004)	4,65	6,67	9,52	33,27	81,20	40,77	

4.5. Кислородная структура

Деятельный слой. Представление о кислородной структуре Балтийского моря в какой-то степени дают таблица 43 и рис. 107, на которых представлены средние для моря в целом месячные значения кислорода (мл O_2/π) и средние для моря годовые значения кислорода (мкмоль $O_3/кг)^{42}$ на горизонтах от 0 до 150 м за 1950–2005 гг.

Как видим, в верхнем квазиоднородном слое (ВКС)⁴³ содержание кислорода медленно убывает с глубиной в среднем до 60 м. Однако в результате осеннего конвективного перемешивания с ноября к декабрю мощность ВКС резко возрастает до 127 м, а затем в январе-феврале резко уменьшается до 69–60 м, после чего она мало меняется до октября. Ниже начинается оксиклин. Положение его ядра в годовом ходе повторяет изменение верхней границы оксиклина, располагаясь на 5–10 м глубже, а в среднем за год — на глубине 65 м. Т*аким образом, кислородная структура Балтийского*

⁴² При переводе содержания O_2 (Из мл O_2/π) (в мкмоль $O_2/\kappa\Gamma$) следует помнить, что 1,0 мл O_3/π = 44,6568 мкмоль $O_3/\kappa\Gamma$ (UNESCO, 1987).

⁴³Для растворенного кислорода нет общепринятого численного критерия слоя скачка (оксиклина), в данной работе, как и ранее (в Гидрохимический режим, 2017), за нижнюю границу ВКС принимается начало оксиклина G⁰²≥0,1мл O₀/л.

моря, состоящая из поверхностной (в среднем за год до 65 м) и глубинной (от 65 м и до дна) структурных зон, определяется следующими характерными уровнями (слоями): поверхностным максимумом, ядром главного оксиклина и придонным минимумом (Гидрохимический режим, 2017).

Таблица 43

Сезонный ход растворенного кислорода (мл О ₂ /л) в Балтийском море,
средний за 1950-2005 гг., рассчитанный по State and Evolution, 2008.
(Из Гидрохимический режим, 2017)

Горизонт	Янв	Фев	Мар	Апр	Май	Июн	Июл	Авг	Сен	Окт	Ноя	Дек	Год
0	8,57	8,79	9,12	<u>9,23</u>	8,72	7,83	6,75	6,31	6,53	6,88	7,53	8,12	7,87
10	8,44	8,69	<u>9,02</u>	8,95	8,54	7,79	6,50	5,93	6,25	6,61	7,41	7,98	7,68
20	8,31	8,55	<u>8,82</u>	8,59	8,37	7,75	6,60	5,99	5,98	6,37	7,22	7,77	7,53
30	8,15	8,45	<u>8,57</u>	8,23	8,07	7,56	6,64	6,26	5,86	6,05	7,00	7,62	7,37
40	7,82	8,20	<u>8,48</u>	8,06	7,89	7,43	6,65	6,19	6,06	5,74	6,59	7,24	7,20
50	7,49	7,79	<u>8,01</u>	7,71	7,42	7,22	6,33	6,35	5,94	5,60	6,31	6,73	6,91
60	6,86	7,06	<u>7,26</u>	6,93	6,38	6,62	5,44	5,58	5,58	4,77	5,53	5,92	6,16
70	<u>5,92</u>	5,83	5,70	5,45	4,54	5,08	4,06	4,40	4,52	3,58	4,59	5,17	4,93
80	<u>4,81</u>	4,72	4,62	3,59	3,68	3,96	2,98	3,29	3,81	2,56	3,49	4,28	3,82
90	<u>4,34</u>	3,92	3,19	2,45	3,45	3,54	2,40	2,94	3,09	2,16	3,30	3,97	3,23
100	<u>4,15</u>	3,71	3,60	2,46	2,61	3,41	2,20	2,91	2,98	2,07	3,15	3,29	3,05
110	2,58	1,57	2,49	2,06	2,76	<u>3,31</u>	2,10	2,07	1,94	2,48	1,99	2,50	2,32
120	3,51	3,35	3,58	2,48	2,74	<u>3,62</u>	2,20	3,06	2,98	2,16	3,01	3,44	3,01
130	1,88	0,68	2,32	1,61	2,15	<u>3,40</u>	0,38	1,49	1,70	1,89	2,36	2,65	1,88
140	0,40	1,10	1,11	0,75	1,80	<u>2,79</u>	0,80	1,53	0,95	1,00	1,32	0,63	1,18
150	3,07	<u>3,16</u>	3,13	1,73	2,00	2,97	1,58	2,31	2,26	1,47	2,02	2,60	2,36

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.



Рис. 107. Внутригодовая изменчивость кислородной структуры верхнего 150-метрового слоя, среднего для всего Балтийского моря за 1950–2005 гг., рассчитано по State and Evolution..., 2008: 1 — верхний квазиоднородный слой (ВКС); 2 — нижняя часть деятельного слоя (ДС); 3 — глубинная кислородная структурная зона; 4 — верхняя граница оксиклина; 5 — ядро оксиклина. (Из Гидрохимический режим, 2017)

Кислород на поверхности (поверхностный максимум). По нашим оценкам, средневзвешенное значение годового поверхностного максимума кислорода моря – $O_2 = 8,05$ мл/л, при изменчивости среднегодовых значений вдоль поверхности моря от 7,2 мл $O_2/л$ на выходе из Датских проливов и в Финском заливе до 8,7 мл $O_2/л$ у побережья Польши (между Усткой и Лебой) и до 8,8 мл $O_2/л$ в Ботническом (рис. 108). При этом можно видеть два варианта изменчивости. Во-первых, зональную – кислород возрастает от 7,2 мл $O_2/л$ при выходе из проливов Малого и Большого Бельта до 8,4–8,7 мл $O_2/л$ при выходе из проливов Малого и Большого Бельта до 8,4–8,7 мл $O_2/л$ на меридиане г. Леба. Во-вторых, циркумконтинентальную: в Центральной Балтике с минимумами (7,8 мл $O_2/л$) у восточного побережья о. Готланд и (7,2 мл $O_2/л$) в центре Финского залива.



Рис. 108. Растворенный кислород на поверхности (мл О₂/л) Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

Ранее (в Дубравин и др., 2017а) было показано, что в Западной и Южной Балтике (2003–2016 гг.) относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для относительного содержания кислорода (%) на поверхности с часовой дискретностью меняется в пределах от 55,9% (Дарсс Силл) до 94,3% (Фемарн-Бельт), при этом на долю СезХ приходится от 18% (Киль) до 45% (Аркона Бэсин) (табл. 44). При увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная доля вклада СезХ О₂ (%) возрастает на 1,4% (Фемарн-Бельт) \div 16,9% (Дарсс Силл), а относительная погрешность в определении доли вклада СезХ составила от 6–12% (Фемарн-Бельт и Аркона Бэсин) до 34–79% (Киль и Дарсс Силл). Таким образом, для О₂ (%) использование данных с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ только в дисперсию ДП. И так, вклад СезХ в дисперсию ДП для О₂ (%) на западе и юге Балтики составляет от 24% до 50%.

Таблица 44

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) короткопериодной и долгопериодной составляющих временной изменчивости относительного содержания кислорода (%) в Западной Балтике за 2003–2016 гг., рассчитано по (BSH/DOD(M42). (Из Дубравин и др., 2017а)

-	Дисперсия (б ²)							
Горизонт	общая	кор	откоперио,	дная	до	лгопериоди	ая	
(141)	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ	
	Аркона							
7	52,73	0,076	1,12	4,46	23,67	16,99	6,41	
(2003-16)	100,0	0,14	2,12	8,45	44,90	32,23	12,16	
7	120,61	0,102	0,73	23,93	56,20	36,34	3,30	
(2014 - 16)	100,0	0,08	0,61	19,84	46,60	30,13	2,74	
40	325,43	0,003	19,41	52,24	176,50	40,06	37,21	
(2003-16)	100,0	0,001	5,96	16,05	54,24	12,31	11,44	
40	302,20	0,017	19,31	40,08	212,17	30,20	0,42	
(2014 - 16)	100,0	0,01	6,39	13,26	70,21	9,99	0,14	
				Дарсс				
7	69,94	0,065	3,46	27,31	14,97	18,54	5,60	
(2003-16)	100,0	0,09	4,94	39,04	21,40	26,50	8,01	
7	76,56	0,107	2,90	14,23	37,99	10,52	10,81	
(2014 - 16)	100,0	0,14	3,79	18,59	49,62	13,74	14,12	
19	411,79	0,004	21,97	147,44	135,37	80,23	26,78	
(2003-16)	100,0	0,00	5,33	35,80	32,87	19,48	6,50	
19	301,07	0,018	17,94	133,39	82,73	62,02	4,97	
(2014 - 16)	100,0	0,01	5,96	44,31	27,48	20,60	1,65	
				Киль				
8	178,56	0,255	10,46	35,02	31,24	62,97	38,62	
(2011 - 16)	100	0,14	5,86	19,61	17,5	35,26	21,63	
8	228,95	0,325	13,74	43,02	32,90	87,97	50,99	
(2014 - 16)	100	0,14	6,00	18,79	14,37	38,42	22,27	
13	367,45	0,425	25,98	84,88	196,33	33,98	25,86	
(2011 - 16)	100,0	0,12	7,07	23,10	53,43	9,25	7,04	
13	388,33	0,417	29,99	132,24	185,44	13,85	26,40	
(2014 - 16)	100,0	0,11	7,72	34,05	47,75	3,57	6,80	
			4	Ремарн-Бел	ьт			
6	192,09	0,101	4,57	6,34	43,80	111,68	25,59	
(2007-12)	100,0	0,05	2,38	3,30	22,80	58,14	13,32	
23	609,95	0,017	17,47	21,84	392,28	97,80	80,55	
(2002–12)	100,0	0,003	2,86	3,58	64,31	16,03	13,21	
23	541,85	0,018	17,22	66,29	327,33	84,92	46,07	
(2007 - 12)	100,0	0,003	3,18	12,23	60,41	15,67	8,50	

Дисперсионный анализ долгопериодной изменчивости растворенного кислорода на поверхности в характерных точках моря показал, что вклад СезХ в дисперсию ДП колеблется между 73% и 85% (табл. 45).

Известно (Гидрохимический режим..., 1965; ГХУ, 1994; Дубравин, Нагорная, 2007), что во всей Балтике сезонный ход кислорода в поверхностном слое имеет максимум весной, а минимум летом.

Таблица 45

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости растворенного кислорода (мкмоль О₂/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг., рассчитанные по данным

	Дисперсия (б²)					
Регион, длина ряда	общая	долгопериодная				
, the second sec	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ		
Арконская впадина	2055,3	1754,9	199,1	101,2		
(1952–2017)	100	85,4	9,7	4,9		
Борнхольмская впадина	2090,8	1701,9	295,9	93,0		
(1949–2018)	100	81,4	14,2	4,4		
Гданьская впадина	2725,0	1980,1	512,4	232,5		
(1954–2018)	100	72,7	18.8	8.5		
Готландская впадина	1866,6	1582,0	202,9	81,7		
(1958–2018)	100	84,8	10,9	4,4		
Финский залив	2916,4	2219,8	416,4	280,2		
(1958–2018)	100	76,1	14,3	9,6		

www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

На рисунке 109 представлен СезХ растворенного кислорода на поверхности в характерных точках моря, средний за 1958–2017 гг. Как видим, кривые СезХ O_2 на поверхности отличаются подобием — теснота связи между ними очень высокая r = 0,934÷0,995 (наименьшая теснота связи — r = 0,934 между кв. 5 и кв. 68, наибольшая — r = 0,995 между кв. 11 и кв. 36). Максимум в СезХ кислорода для большинства квадратов наступает в апреле (в кв. 5 — в марте), а минимум во всех квадратах приходится на август.

Это подтверждается и данными из State and Evolution..., 2008, осредненными за 1950–2005 гг., согласно нашим расчетам, максимум кислорода приходится на март-апрель (рис. 39, 40 Прилож. А), минимум — на август (рис. 44 Прилож. А). Годовой максимум связан с весенней вспышкой фитопланктона и фитобентоса (на мелководье). Летний минимум обусловлен как снижением фотосинтетической деятельности фитопланктона,



Рис. 109. Сезонный ход растворенного кислорода (мкмоль O₂/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1958–2017 гг., рассчитанный по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

связанным с истощением запасов биогенных элементов, так и уменьшением растворимости кислорода в воде из-за прогрева поверхностного слоя и увеличения интенсивности окислительных процессов при повышении температуры. С началом холодного сезона содержание кислорода начинает увеличиваться на поверхности за счет абсорбции из атмосферы, а по мере усиления конвекции — и на нижележащих горизонтах (Дубравин, 2012). Уже в ноябре-декабре формируется квазиоднородный кислородный слой (мощностью до 50–60 м), существующий до марта-апреля. С началом весеннего прогрева содержание кислорода на поверхности быстро уменьшается; в подповерхностных более холодных слоях этот процесс замедлен, подповерхностный максимум кислорода появляется в июне и существует до октября.

Расчеты (в Гидрохимический режим, 2017) показали, что в среднем за 1950–2005 гг. мощность ВКС увеличивается от 5–13 м в Западной Балтике до 30–40 м в Борнхольмской котловине и до 50–57 м в Центральной Балтике, а затем уменьшается до 30–50 м в Рижском и Финском заливах (рис. 110). Кроме того, этот рисунок позволяет утверждать, что двухслойная структура распределения кислорода наблюдается во всей Балтике за исключением Ботнического залива и Аландского моря.

Возвращаясь к таблице 43, видим, что в сезонном ходе, среднем для Балтийского моря, поверхностный максимум наблюдается в апреле (9,2 мл O_2/π), минимум — в августе (6,3 мл O_2/π). По данным гармонического анализа, СезХ кислорода на поверхности определяется годовой гармоникой: при средней для моря в целом величине квоты $q_1 = 0,87$, меняясь вдоль побережий от $q_1 = 0,96\div0,98$ на западе до $q_1 = 0,71\div0,75$ у берегов 152



Рис. 110. Верхняя граница оксиклина (м) Балтийского моря, средняя за 1950–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

Литвы и Латвии и убывая к открытому морю, с минимумом — q₁=0,57 над Готландским порогом (рис. 10 Прилож. Б).

Амплитуда возрастает от $A_{I} = 1,0 \div 1,3$ мл O_{2}/π у западного побережья до $A_{I} \ge 1,5$ мл O_{2}/π у восточного, с максимумами $A_{I} \ge 1,8$ и $A_{I} \ge 2,1$ мл O_{2}/π в Рижском, Ботническом и Финском заливах, соответственно (рис. 11 Прилож. Б).

Наступление максимума годовой волны кислорода T_{maxl} начинается на западе моря в начале февраля — (39–45 суток от начала года); на большей части моря T_{maxl} наступает в начале марта — (60 суток от начала года) и заканчивается в конце марта — (85 суток от начала года) над Готландским порогом (рис. 12 Прилож. Б).

Сравнение внутригодовой и межгодовой изменчивостей содержания растворенного кислорода в деятельном слое Балтийского моря подтверждает вывод (в Fonselius, Valderrama, 2003) о значительно большем размахе сезонной изменчивости, чем межгодовой. По оценкам в Дубравин, Нагорнова, 2007, на поверхности Гданьского бассейна размах МГИ растворенного кислорода значительно меньше размаха его СезХ. Возвращаясь к данным долгопериодной изменчивости O_2 в характерных точках на поверхности моря (см. табл. 45), отметим, что соотношение размаха СезХ и МГИ меняется от 1,3÷1,4 в Гданьской впадине и Финском заливе до 2,2÷2,3 в Арконской и Борнхольмской впадинах и до 3,3 в Готландской.

Представление о межгодовой изменчивости содержания растворенного кислорода (мкмоль О₉/кг) на поверхности в характерных точках моря за 1949-2018 дают рис. 111-115. Расчеты позволили выявить линейные тренды поверхностного кислорода в этих точках: в кв. 5 (1952–2017 гг. – Тг_{о2} = -0,160 мкмоль О₂/кг*год); кв. 11 (1949–2018 гг. – $Tr_{O2} = 0,127$ мкмоль $O_9/кг^*$ год); кв. 36 (1954–2018 гг. – $Tr_{O2} = 0,157$ мкмоль О₂/кг*год); кв. 47 (1958–2018 гг. – Тг_{О2} = -0,196 мкмоль О₂/кг*год); кв. 68 (1958–2018 гг. – Тг_{о2} = -0,437 мкмоль О₉/кг*год). Таким образом, в кв. 5, 47 и 68 на своем интервале наблюдений наблюдается снижение содержания кислорода на 0,16÷0,44 мкмоль O₀/кг*год, а в кв. 11 и 36 – рост на 0,13÷0,16 мкмоль О₉/кг*год. Поэтому вполне понятны достаточно высокие значения тесноты связи в поле поверхностного кислорода между кв. 5 и кв. 47 (r = 0,72), кв. 5 и кв. 68 (r = 0,53) или между кв. 47 и кв. 68 (r = 0,66) (табл. 59). Однако теснота связи между кв. 5 и кв. 11 (r = 0,61) требует пояснений. В самом деле, тренды рассчитывались на всем интервале наблюдения для каждого ряда (см. табл. 58, рис. 111–115), а теснота связи считалась на общем интервале для всех рядов – (1958–2017 гг.). Поэтому пересчет тренда в кв. 11 на общем интервале показал смену тенденции с положительной за 1949–2018 гг. – Тг_{ор} = 0,127 мкмоль О₉/кг*год на отрицательную за 1958–2017гг. – Tr_{O2} = -0,019 мкмоль О₂/кг*год. Иными словами, на интервале – (1958–2017 гг.) отрицательная тенденция в содержании поверхностного кислорода наблюдается не только в кв. 5, 47 и 68, но и в кв.11.

Пересчет тренда в кв. 36 на общем интервале не выявил смены тенденции, более того, величина тренда увеличилась с $\text{Tr}_{O2} = 0,157$ мкмоль O_{2}/kr^{*} год (за 1954–2018 гг.) до $\text{Tr}_{O2} = 0,203$ мкмоль O_{2}/kr^{*} год (за 1958– 2017 гг.). Этим и можно объяснить слабую тесноту связи между кв. 36 и всеми остальными (r = 0,04÷0,28) (см. табл. 46).

Таблица 46

Корреляционные матрицы между межгодовым ходом растворенного
кислорода (мкмоль О ₉ /кг) на поверхности в Арконской (кв. 5),
Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47)
впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1958–2017 гг., рассчитанные
по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Кв.	5	11	36	47	68
5 11 36 47 68	1,0	0,612 1,0	$0,276 \\ 0,196 \\ 1,0$	$0,716 \\ 0,358 \\ 0,150 \\ 1,0$	0,527 0,239 0,041 0,658 1,0

Кроме того, анализ временных рядов поверхностного О₂ в характерных точках моря позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,4 и 2,7÷3,0 года), квазичетырехлетние (пик 3,2÷4,7 года), квазишестилетние (пик 5,0÷6,5 года) и квазивосьмилетние (пик 8,0÷9,1 лет), квазиодиннадцатилетние (пик 13,3 года) (табл. 47, рис. 111–115).

Таблица 47

Характерные масштабы межгодовой изменчивости растворенного кислорода (мкмоль O₂/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Параметр	Период эне	нергонесущей зоны (год)		Спектральная плотность			
Длина ряда	начало	пик	конец	начало	пик	конец	
	2,22	2,41	2,74	188,4	220,0	103,2	
О, -Кв. 5	2,74	2,90	3,51	103,2	116,2	40,3	
1952-2017	3,51	4,44	4,76	40,3	137,9	133,7	
	4,76	8,33	14,29	133,7	348,9	106,1	
	2,11	2,44	2,78	123,4	232,7	57,6	
	2,78	2,99	3,33	57,6	72,4	52,1	
О, -Кв.11	3,33	3,92	4,65	52,1	71,2	37,0	
1949-2018	4,65	8,33	8,70	37,0	304,7	304,3	
	8,70	13,33	18,18	304,3	367,0	341,3	
	2,27	2,44	2,56	174,6	232,1	193,6	
О, -Кв. 36	2,56	2,82	3,23	193,6	319,5	113,6	
1954-2018	3,23	3,77	4,08	113,6	192,7	185,5	
	4,08	8,00	11,77	185,5	736,3	463,9	
О, -Кв. 47	2,50	3,17	4,26	34,9	118,3	24,5	
1958-2018	4,26	8,33	14,29	24,5	314,9	106,5	
	2,44	2,67	2,90	158,3	206,8	179,4	
О, -Кв.68	2,90	3,57	3,77	179,4	406,3	382,6	
1958-2018	3,77	4,65	6,45	382,6	813,1	414,1	
	6,45	9,09	10,00	414,1	568,8	541,3	



Рис. 111. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль O_2/kr) в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних — $(O_{2-2}^{29}, O_{2-2}^{35})$, квазичетырехлетней — O_{2-4} , квазивосьмилетней — O_{2-8} (1952–2017), рассчитанная по www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 112. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль $O_2/\kappa r$) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – $(O_{2-2}^{-29}, O_{2-2}^{-36})$, квазичетырехлетней – O_{2-4} ,

квазивосьмилетней — O_{2-8} , квазиодиннадцатилетней — O_{2-11} (1949—2018), рассчитанная по www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 113. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль О₉/кг) в Гданьской впадине (кв. 36)

и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – $(O_{2^{-2^9}}, O_{2^{-2^{34}}})$, квазичетырехлетней – $O_{2^{-4}}$, квазивосьмилетней – $O_{2^{-8}}$ (1954–2018), рассчитанная по www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html





Рис. 114. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль $O_2/\kappa r$) в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазичетырехлетней — O_{2-4} , квазивосьмилетней — O_{2-8} (1958–2018), рассчитанная по www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 115. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль $\mathrm{O_2}/\mathrm{kr}$) в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней — $\mathrm{O_{2-2}},$ квазичетырехлетних — ($\mathrm{O_{2-4}}^{43},\mathrm{O_{2-4}}^{56}$), квазивосьмилетней — $\mathrm{O_{2-8}}$ (1952–2017), рассчитанная по www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Ядро главного оксиклина (нижняя граница деятельного слоя). Из рисунка 116а следует, что глубина ядра увеличивается от 10–25 м в Западной Балтике до 55–65 м в Борнхольмской котловине и до 65–70 м в Центральной Балтике, уменьшаясь до 35–60 м в Рижском и Финском заливах. В Аландском море и Ботническом заливе главный оксиклин не обнаружен, поскольку ни в одной одноградусной трапеции этих регионов не соблюдается условие «за начало оксиклина принимается $G^{O2} \ge 0,1$ мл O_g/π^* м». Для остальной акватории распределение величины максимального вертикального градиента кислорода таково: величина максимального градиента температуры G^{O2}_{max} меняется в пределах от (-0,08)÷(-0,15) мл O_g/π^* м (на западе моря и в восточных частях Финского и Рижского заливов) до (-0,23)÷(-0,28) мл O_g/π^* м (в Центральной Балтике), изредка превышая $G^{O2}_{max} \ge (-0,30)$ мл O_g/π^* м (у входа в Рижский залив) (рис. 1166).



Рис. 116. Среднегодовые характеристики ядра главного оксиклина в Балтийском море (м), рассчитанные за 1950–2005 гг. по данным State and Evolution..., 2008: а) глубина ядра, м; б) максимальный градиент кислорода G^{O2}_{max} (мл O₂/л*м)

Придонный минимум кислорода. В изолированную от прямого обмена с атмосферой глубинную зону из-за затрудненности вертикального переноса через галоклин кислород поступает главным образом в результате *адвекции североморских вод*, а потребляется в нем в результате биохимических процессов. Затрудненная аэрация глубинного слоя обусловливает постоянный дефицит кислорода. Приток североморских вод как источник кислорода функционирует постоянно, но не равномерно во времени (Matthaus, 1995) (см. п. 4.3). Мощность поступлений и степень аэрации ими различных зон глубинного слоя также неравномерны. Именно этим объясняются различия в кислородном режиме поверхностной и глубинной зон: в деятельном слое наблюдается значительное преобладание сезонной изменчивости над межгодовой, а глубинной, наоборот, – межгодовой над внутригодовой.

Предложено различать три типа распространения затоков североморских вод (ГХУ, 1994). Наиболее часто входные потоки, преодолев 158 Датские проливы, заполняют Арконскую впадину, однако плотности этих вод недостаточно для их дальнейшего продвижения в виде придонного течения, поэтому далее воды входного потока продвигаются на глубинах 60–80 м по галоклину — тип І. В случае большей мощности входного течения (необходимой для преодоления 46-метрового порога в проливе Борнхольмсгат) механизм вытеснения старых вод происходит не только в Арконской, но и Борнхольмской впадинах, а иногда и Слупском желобе — тип II.

Крайне редко происходят наиболее мощные затоки, обеспечивающие транзит североморских вод в виде придонного течения в Центральный бассейн — тип III.

Преимущественное распространение североморских вод на глубинах до 130 м позволяет исследователям в вертикальной структуре вод выделить так называемый активный глубинный слой, ограниченный снизу вторичным галоклином или простирающийся до дна. В отличие от инертного придонного слоя глубоководных впадин, обновляющегося лишь при сильных вторжениях североморских вод (тип III), в активный глубинный слой притоки различной интенсивности поступают практически ежегодно. Вследствие этого в придонном слое южных впадин моря в количестве кислорода наблюдаются значительные колебания, поскольку из-за близости к Датским проливам даже слабые затоки североморских вод могут (тип I) увеличивать придонное содержание кислорода в период стагнации; другое дело, что такое увеличение бывает кратковременным, содержание кислорода вскоре падает до близких к нулю величин (Гидрохимический режим..., 1965). Тем не менее, в ГХУ, 1994, указывается на значимость любых затоков, в том числе и слабых, замедляющих темпы ухудшения кислородных условий в Балтийском море. Напротив, некоторые авторы (Пака, Голенко, 2004) полагают, что слабые затоки обеспечивают аэрацию недостаточно (например, в Готландской впадине, когда туда поступают «старые» воды, вытесненные из Борнхольмской котловины «новыми»), и увеличение содержания кислорода при слабом затоке не связывают с аэрацией глубинного слоя моря в целом (Дубравин, Нагорнова, 2007).

По нашим оценкам, средневзвешенное значение годового придонного минимума кислорода моря — $O_2 = 3,68$ мл/л, при изменчивости среднегодовых значений вдоль дна от 0,26 мл $O_2/л$ в Северо-Балтийской котловине до 8,3 мл $O_2/л$ в Ботническом заливе (рис. 117). Этот рисунок позволяет говорить о сложном распределении придонного содержания O_2 : на западе моря, где глубины не превышают 50 м, содержание $O_2 = 4,1\div5,8$ мл $O_2/л$. Восточнее 14° в.д. происходит резкое разделение на мелководную и глубоководную зоны. В Борнхольмской, Гданьской, Готландской, Северо-Балтийской, Ландсорской и впадинах Норрчепинг и Карлсе выявлено убывание от $0,7\div1,8$ мл $O_2/л$ в южных котловинах до $0,3\div0,6$ мл $O_2/л$ в северных и западных, т.е. наблюдается *циркумконтинентальная изменчивость*. На мелководье (где ДС простирается до дна) на юге и юго-востоке моря — придонные значения $O_2 = 4,6\div5,6$ мл/л, на северо-востоке Центральной Балтики — 6,6÷7,3 мл O_2/π , в Финском заливе — 3,5÷4,7 мл O_2/π , и только в Ботническом заливе придонное содержание возрастает до $O_2 = 5,8$ ÷8,3 мл/л.



Рис. 117. Растворенный кислород (м
л $\mathrm{O_2}/\pi)$ на дне Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008

Ранее (в Дубравин и др., 2017а) было показано, что в Западной и Южной Балтике (2003–2016 гг.) удельный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для относительного содержания кислорода (%) у дна с часовой дискретностью меняется в пределах от 59% (Дарсс Силл) до 94% (Фемарн-Бельт), при этом на долю СезХ приходится от 33% (Дарсс Силл) до 64% (Фемарн-Бельт) (см. табл. 44). При увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца удельная доля вклада СезХ О₂ (%) возрастает на 4% (Фемарн-Бельт) ÷ 15% (Аркона Бэсин) и на 23% (Дарсс Силл и Киль), а относительная погрешность в определении удельной доли вклада СезХ составила от 7–28% (Фемарн-Бельт и Аркона Бэсин) до 43–70% (Киль и Дарсс Силл). Таким образом, для О₂ (%) у дна использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ только в дисперсию ДП. И так, вклад СезХ в дисперсию ДП для О₂ (%) вблизи дна на Западе и Юге Балтики составляет от 56% до 77%.

Дисперсионный анализ долгопериодной изменчивости растворенного кислорода вблизи дна в характерных точках моря показал, что вклад СезХ в дисперсию ДП меняется от 2% в Готландской впадине до 11÷22% в Гданьской и Борнхольмской впадинах и Финском заливе и до 77% в Арконской (табл. 48).

Таблица 48

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости растворенного кислорода (мкмоль О₉/кг) на дне в Арконской (кв. 5),

Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1952–2018 гг., рассчитанные по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Регион,	Дисперсия (σ²)					
горизонт,	общая	общая долгопериодная				
длина ряда	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ		
Арконская впадина (40 м)	6237,3	4781,3	1122,7	333,3		
(1952–2017)	100	76,7	18,0	5,3		
Борнхольмская впадина (90 м)	3685,9	589,1	1499,5	1597,2		
(1954–2017)	100	16,0	40,7	43,3		
Гданьская впадина (100 м)	2294,5	254,2	1025,0	1015,3		
(1952–2018)	100	11,1	44,7	44.2		
Готландская впадина (240 м)	499,9	9,4	189,7	300,8		
(1963–2017)	100	1,9	38,0	60,1		
Финский залив (80 м)	8434,2	1860,9	2668,6	3904,7		
(1969 - 2018)	100	22,1	31,6	46,3		

Что касается СезХ кислорода, то он проявляется и в глубинных водах Балтики — с максимумом зимой-весной и минимумом летом-осенью. Холодные, обогащенные кислородом «зимние» воды поступают в глубины Балтийского моря в феврале-мае, а теплые «летние» воды с пониженным содержанием кислорода — в августе-январе (Гидрохимический режим..., 1965; ГХУ, 1994; Дубравин, Нагорная, 2007; Дубравин, 2012).

На рисунке 118 представлен СезХ растворенного кислорода вблизи дна в характерных точках моря, средний за 1969-2017 гг. Как видим, о подобии кривых СезХ О, у дна можно говорить про квадраты 5, 11 и 36 - теснота связи между ними высокая r = 0.91 (между кв. 11 и кв. 36) $\div 0.96$ (между кв. 5 и кв. 11). Максимум в СезХ кислорода для этих квадратов наступает в феврале-марте, а минимум – приходится на август-сентябрь. Меньшим подобием с этими кривыми отличается кв. 68 – теснота связи между ним и квадратами 5, 11 и 36 снижается до r = 0,60÷0,76, с максимумом в годовом ходе в феврале и минимумом – в июле. Наименьшей теснотой прямой связи – r = 0,33÷0,51 характеризуется кв. 47 с квадратами 5, 11 и 36 и слабой обратной, с кв. 68 - r = (-0.24). Тем не менее, все кривые СезХ О₂ характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от $q_1 = 0,68$ (кв. 47) до $q_1 = 0.95 \div 0.97$ (кв. 5, 11); амплитудой от $A_1 = 3$ мкмоль O_9 /кг (кв. 47) до $A_1 = 22 \div 53$ мкмоль O_9 /кг (квадраты 36, 11, 68) и до $A_1 = 94$ мкмоль O_9 /кг (кв. 5); с наступлением максимума от $T_{\rm maxI}$ = 05.01 (кв. 68) до $T_{\rm maxI}$ = 14÷25.02 (квадраты 5, 11 и 36) и до Т_{тах} = 20.04 (кв. 47).

Сравнивая СезХ кислорода в характерных точках на поверхности (см. рис. 109) и вблизи дна (рис. 118), отметим определенное сходство: наступление максимумов в феврале-апреле и минимумов – в июле-сентябре. Расчеты выявили высокую тесноту синхронной связи между содержанием кислорода на поверхности и у дна в квадратах 11, 36 и 5 (r = 0,94÷0,98). В кв. 68 и кв. 47 теснота связи и ослабевает до (r = 0,51÷0,55).



Рис. 118. Сезонный ход растворенного кислорода (мкмоль O₉/кг) у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969-2017 гг., рассчитанный по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Этоподтверждается и данными издругого массива (State and Evolution..., 2008), осредненными за 1950–2005 гг., согласно нашим расчетам максимум кислорода приходится на февраль-апрель (рис. 50–52 Прилож. А), минимум – на август-октябрь (рис. 56–58 Прилож. А). Расчеты гармонического анализа СезХО₂, по этому массиву показали, что как и для придонных температуры и солености, годовая гармоника в основном проявляется в котловинах. Поскольку при среднем для акватории вкладе первой гармоники $q_1 = 0,50$ и предельных $q_1 = 0,01 \div 0,99$ во впадинах квота убывает от $q_1 = 0,99$ (в Арконской), до q₁=0,66 (в Борнхольмской и Гданьской), до q₁=0,60 (в Финском заливе) и до q₁=0,53 (в Готландской) (рис. 13 Прилож. Б). С амплитудой средней $A_1 = 1,20$ мл $O_9/л$ при размахе $A_1 = 0,02 \div 3,00$ мл $O_2/л$, при этом амплитуда уменьшается от A_r = 2,9÷3,0 мл O₉/л (в Финском заливе и Арконском море) до $A_r = 1,4$ мл O_o/π (в Борнхольмской) и до $A_r = 0,2 \div 0,4$ мл O_o/π (в Готландской и Гданьской впадинах) (рис. 14 Прилож. Б). Сроки наступления максимума годовой волны сильно размыты: при средней $\mathrm{T_{maxI}}$ = 08.04 и размахе T_{maxI} = 02.01÷28.12. Раньше всего максимум наступает в Готландской впалине – T_{maxI} = 20.07 (на 201 сутки с начала года). Затем в Финском заливе — Т $_{\rm maxI}$ = 24.01 следующего года (на 389 сутки) и в Арконском море — T_{maxI} = 06.02 (на 402 сутки), смещаясь на восток на март (в Борнхольмской — ${\rm T_{maxI}}$ = 11.03 (на 435 сутки) и Гданьской — ${\rm T_{maxI}}$ = 29.03 (на 453 сутки) впадинах). В Рижском заливе максимум приходится на T_{maxl} = 23.02 (419 сутки), а Ботническом заливе (В01) на Т_{тах} = 22.02 (418 сутки) и Ботническом море (B03) на Т_{тах} = 03.06 (519 сутки с начала года) (рис. 15 Прилож. Б).

Выше при сравнении внутригодовой и межгодовой изменчивостей содержания растворенного кислорода в верхнем слое моря был подтвержден вывод (в Fonselius, Valderrama, 2003; Дубравин, Нагорнова, 2007; Дубравин, 2012) о значительно большем размахе сезонной изменчивости, чем межгодовой. Для нижнего слоя, по мнению тех же авторов, соотношение между размахом СезХ и МГИ содержания O_2 должно быть обратным (с преобладанием МГИ). Возвращаясь к данным долгопериодной изменчивости O_2 в характерных точках на дне моря (см. табл. 48), отметим, что соотношение размаха СезХ и МГИ сначала убывает от 2,1 в Арконской впадине до 0,4; 0,3 и 0,1 соответственно в Борнхольмской, Гданьской и Готландской впадинах, а затем растет до 0,5 в Финском заливе.

При анализе межгодовой изменчивости содержания кислорода глубинного слоя следует иметь ввиду, что из-за апериодического характера (разная частота и эффективность) затоков североморских вод в котловины Балтики важна длительность анализируемых гидрохимических рядов, так как при анализе различных участков временного ряда исследователи могут приходить к разным выводам, вплоть до противоположных (Дубравин, Нагорнова, 2007). Так, анализируя интервал 1902–2000 гг. (в Fonselius, Valderrama, 2003) отмечались большие отрицательные тренды в количестве кислорода в придонном слое Южной и Центральной Балтики.

Представление о межгодовой изменчивости содержания растворенного кислорода (мкмоль O_2/kr) вблизи дна в характерных точках моря за 1949–2018 дают рис. 119–123. Расчеты позволили выявить линейные тренды поверхностного кислорода в этих точках: в кв. 5 (1952–2017 гг. – $Tr_{O2} = -0.475$ мкмоль O_2/kr^* год); кв. 11 (1954–2017 гг. – $Tr_{O2} = -0.255$ мкмоль O_2/kr^* год); кв. 36 (1952–2018 гг. – $Tr_{O2} = -0.664$ мкмоль O_2/kr^* год); кв. 47 (1963–2017 гг. – $Tr_{O2} = -0.251$ мкмоль O_2/kr^* год); кв. 68 (1969–2018 гг. – $Tr_{O2} = -0.458$ мкмоль O_2/kr^* год). Таким образом, в кв. 47 и 11 на своем интервале наблюдений отмечается снижение содержания кислорода на $0.25\div0.26$ мкмоль O_2/kr^* год, в кв. 68 и 5 – скорость падения увеличивается до $0.46\div0.47$ мкмоль O_2/kr^* года, а в кв. 36 – до 0.66 мкмоль O_3/kr^* года.

Пересчет тренда в этих характерных точках на общем интервале (1969–2017 гг.) не выявил смены тенденции, однако величины тренда заметно изменились, возрастая от (-0,07) мкмоль O_{2} /кг*год в кв. 47 до (-0,22)÷(-0,38) в кв. 5 и 68 и до (-0,42)÷(-0,49) мкмоль O_{2} /кг*год в кв. 11 и 36. При этом наибольшим подобием отличаются кривые межгодовой изменчивости содержания O_{2} в кв. 11 и 36, несколько меньшим подобием характеризуется кривая в кв. 47. Что касается кривых в кв. 5 и 68, то для первой характерно достаточно монотонное понижение содержания кислорода на всем интервале, а для второй — сначала (1969–1992 гг.) резкий рост — на 9,02 мкмоль O_{2} /кг*год, а затем (1992–2018 гг.) резкое снижение — на 5,44 мкмоль O_{2} /кг*год⁴⁴. Это подтверждают и результаты

⁴⁴ Следует заметить, что МГИ содержания O_2 на дне в Финском заливе наглядно подтверждает вывод (в Дубравин, Нагорнова, 2007) о важности длительности анализируемых гидрохимических рядов, так как при анализе различных участков временного ряда исследователи могут приходить к разным выводам, вплоть до противоположных, поскольку на интервале 1969–2018 гг. получаем снижение содержания кислорода на 0,46 мкмоль O_2 /кг*год, на интервале 1969–1992 гг. – рост на 9,02 мкмоль O_3 /кг*год, а на интервале 1992–2018 гг. – падение на 5,44 мкмоль O_3 /кг*год.

корреляционного анализа: наибольшее значение тесноты связи в поле придонного кислорода между кв. 11 и кв. 36 (г =0,61), снижение до (г =0,32÷0,39) между кв. 36 и кв. 47 или между кв. 11 и кв. 47 и слабоположительными или слабоотрицательными значениями г между кв. 68 и всеми остальными (табл. 49).

Таблица 49

Корреляционные матрицы между межгодовым ходом растворенного кислорода (мкмоль O₂/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Кв.	5	11	36	47	68
$5 \\ 11 \\ 36 \\ 47 \\ 68$	1,0	$0,163 \\ 1,0$	$0,169 \\ 0,613 \\ 1,0$	$0,171 \\ 0,389 \\ 0,316 \\ 1,0$	$\begin{array}{c} -0,263 \\ -0,073 \\ 0,087 \\ 0,031 \\ 1,0 \end{array}$

Кроме того, анализ временных рядов придонного содержания $\rm O_2$ в характерных точках моря позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,4 и 2,6÷3,0 года), квазичетырехлетние (пики 3,3÷3,7 и 4,2÷4,6 года), квазишестилетние (пик 4,9÷6,1 года) и квазивосьмилетние (пик 8,0÷9,1 лет), квазиодиннадцатилетние (пик 9,5÷13,3 года) (табл. 50, рис. 119–123).



Рис. 119. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль O_2/kr) в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – O_{2-2}^{32} , квазичетырехлетних – (O_{2-4}^{44} и O_{2-4}^{56}) и квазиодиннадцатилетней – O_{2-11} (1952–2017), рассчитанная из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис.120. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль O_2/kr) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – O_{2-2} , квазичетырехлетней – O_{2-4} , квазишестилетней – O_{2-6} , квазиодиннадцатилетней – O_{2-11} (1954–2017), рассчитанная из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис.121. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль O_2/kr) в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – $(O_{2-2}^{27}, O_{2-2}^{-31})$, квазичетырехлетних – $(O_{2-4}^{40} и O_{2-4}^{50})$, квазишестилетней – O_{2-6} , квазиодиннадцатилетней – O_{2-11} (1952–2018), рассчитанная из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 122. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль $O_2/\kappa r$) в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних — $(O_{2^{-2^9}} u O_{2^{-2^{36}}})$, квазичетырехлетней — $O_{2^{-4}}$, квазиодиннадцатилетней — $O_{2^{-11}}$ (1963–2017), рассчитанная из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 123. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль O_2/kr) в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – O_{2-2} , квазичетырехлетней – O_{2-4} , квазишестилетней – O_{2-6} (1969–2018), рассчитанная из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Таблица 50

Характерные масштабы межгодовой изменчивости растворенного кислорода (мкмоль O₂/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Параметр,	Период	энергонесуш	цей зоны	Спектральная			
горизонт,		год		плотность			
длина ряда	начало	пик	конец	начало	пик	конец	
	2,38	2,63	3,33	316,0	737,8	159,3	
$O_2 = RB.5$	3,33	3,70	4,26	159,3	240,7	175,8	
(40 M) 1059 9017	4,26	4,65	5,41	175,8	192,2	153,0	
1952-2017	5,41	9,52	14,29	153,0	1147,0	923,9	
O Vn 11	2,30	2,35	2,63	2740,2	2778,8	1718,9	
$O_2 = KB.11$	2,63	3,39	4,65	1718,9	4539,5	2043,6	
(90 M) 1054 9017	4,65	5,56	6,67	2043,6	3680,1	2106,3	
1994-2017	6,67	10,53	16,67	2106,3	5956,2	4495,5	
	2,11	2,25	2,35	1059,0	1319,4	1179,0	
O V 26	2,35	2,56	2,82	1179,0	1470,8	751,3	
$O_2 = KB.50$	2,82	3,33	3,92	751,3	3516,9	1512,7	
(100 M) 1059-9018	3,92	4,17	4,76	1512,7	1588,7	1223,9	
1952-2018	4,76	6,06	8,33	1223,9	2932,7	1034,3	
	8,33	13,33	15,39	1034,3	2591,8	2559,7	
O Vn 47	2,02	2,44	2,67	125,1	433,2	317,6	
$O_2 = KB. 47$	2,67	2,99	3,57	317,6	541,1	248,3	
(240 M) 1062 9017	3,57	4,35	5,13	248,3	939,2	626,5	
1903-2017	5,13	9,52	16,67	626,5	1188,1	810,7	
О ₉ – Кв.68	2,02	2,30	2,86	408,3	2569,6	1417,2	
(80 м)	2,86	3,39	4,35	1417,2	6099,3	1592,2	
1969-2018	4,35	4,88	6,06	1592,2	1966,3	918,6	

4.6. Фосфатная структура

Деятельный слой. Как известно (Алекин, Ляхин, 1984; ГХУ.., 1994), фосфор в морской воде представлен в формах минеральных (неорганических) и органических соединений. Органические формы (P_{opr}) содержатся главным образом в белках тканей живых организмов, продуктах их жизнедеятельности и распада, коллоидах и растворенных молекулах, а минеральные (P_{mhh}) представлены в основном ионами ортофосфорной кислоты ($H_{q}PO_{4}$) – фосфатами.

Сезонный ход фосфатов в поверхностном слое Балтийского моря имеет максимум зимой и минимум летом. Зимний максимум содержания биогенов над галоклином определяется двумя причинами. С одной стороны, в конце зимы происходит наиболее интенсивное вертикальное перемешивание верхнего слоя, его осолонение и обогащение биогенами из нижележащих слоев. С другой стороны, поглощение питательных солей в процессе новообразования органического вещества ослаблено в это время из-за недостатка солнечной энергии. В зимний сезон трофогенный слой моря постепенно обогащается фосфором. Весной содержание фосфатов резко снижается по обратным причинам — ослабление или даже прекращение конвективного перемешивания (а значит и поступления фосфатов из нижележащих слоев) и весенняя вспышка фотосинтеза. К лету процесс фотосинтеза ослабевает из-за лимитации его содержанием биогенов, а величина фосфатов достигает минимума (Алекин, Ляхин, 1984; Дубравин, 2012).

Соотношение между минеральной и органической составляющими фосфора также меняется в течение года. В поверхностном слое четко выраженный сезонный ход общего фосфора (P_{ofm}), также как и минерального, имеет годовой максимум зимой и минимум летом. Концентрация органического фосфора имеет два максимума, обусловленных «цветением» фитопланктона. Первый приходится на весну, второй — на позднее лето — раннюю осень. Эти максимумы разделяет период летних минимальных значений, связанный как с процессами интенсивной седиментации органического вещества в глубинном слое, так и с минерализацией. Доля органического фосфора от общего на поверхности Южной и Центральной Балтики меняется в пределах от 24–29% в начале зимы до 83–86% в конце лета, при некотором преобладании над минеральным фосфором в среднем за год (52–57%) (ГХХ..., 1994).

Что касается нижней границы деятельного слоя (ядра главного фосфатоклина), то по оценкам в Гидрохимический режим..., 1965, для



Рис. 124. Внутригодовая изменчивость фосфатной структуры верхнего 150-метрового слоя, среднего для всего Балтийского моря за 1950–2005 гг., рассчитано по State and Evolution..., 2008: 1 — верхний квазиоднородный слой (ВКС); 2 — нижняя часть деятельного слоя (ДС); 3 — глубинная фосфатная структурная зона; 4 — верхняя граница фосфатоклина; 5 — G^{P}_{max} (мкг-ат Р/л·м); 6 — ядро фосфатоклина (изофосфата 1,00 мкг-ат/л). (Из Гидрохимический режим, 2017)

всего моря она располагается на 50-70 м и приблизительно оконтуривается изолинией 10 мкг Р/л (0,32 мкг-ат Р/л). Однако в российском секторе Юго-Восточной Балтики граница ВКС меняется внутри года от 50 м зимой до 30 м летом, а содержание фосфатов на ней в среднем за 2003-2008 гг. меняется от 11 до 31 мкг Р/л (от 0,36 до 1.00 мкг-ат Р/л) в июле и марте, соответственно (Гидрохимические показатели..., 2012). Поэтому за границу ДС фосфатов (ядро главного фосфатоклина) предлагается принимать величину Р_{мин.} = 1,0 мкг-ат Р/л. В таблице 51 и на рис. 124 показаны средние для моря в целом месяч-

ные значения фосфатов на горизонтах от 0 до 150 м за 1950-2005 гг.

Таблица 51

Горизонт	Янв	Фев	Мар	Апр	Май	Июн	Июл	Авг	Сен	Окт	Ноя	Дек	Год
0	0,49	<u>0,54</u>	0,41	0,33	0,12	0,08	0,08	0,08	0,14	0,22	0,31	0,41	0,26
10	0,51	<u>0,56</u>	0,43	0,36	0,16	0,12	0,14	0,12	0,17	0,26	0,32	0,41	0,29
20	0,52	<u>0,60</u>	0,48	0,52	0,29	0,23	0,28	0,25	0,25	0,29	0,33	0,45	0,37
30	0,53	<u>0,61</u>	0,52	0,62	0,42	0,36	0,45	0,41	0,46	0,40	0,38	0,44	0,47
40	0,59	<u>0,65</u>	0,55	0,62	0,53	0,49	0,59	0,65	0,59	0,62	0,53	0,54	0,58
50	0,62	0,73	0,60	<u>0,75</u>	0,69	0,42	0,69	0,74	0,68	0,66	0,63	0,59	0,66
60	0,79	0,88	0,79	0,97	0,97	0,64	<u>1,29</u>	1,27	1,00	1,08	0,92	0,80	0,96
70	1,06	1,21	1,06	1,35	1,41	1,22	<u>1,88</u>	1,44	1,35	1,51	1,30	1,10	1,35
80	1,44	1,64	1,52	1,95	1,90	1,88	<u>2,14</u>	1,99	1,74	2,02	1,65	1,44	1,81
90	1,61	2,02	2,01	2,27	2,08	1,89	2,36	2,09	2,15	<u>2,61</u>	1,88	1,75	2,09
100	1,61	1,75	1,73	2,15	2,16	1,82	2,50	2,26	2,14	<u>2,59</u>	1,76	1,87	2,04
110	2,24	2,20	2,07	2,23	2,17	2,71	<u>2,97</u>	2,28	2,38	2,46	2,59	2,01	2,39
120	1,93	2,03	1,78	2,12	2,43	1,93	<u>2,65</u>	2,11	2,26	2,23	2,18	1,99	2,15
130	2,61	3,58	2,38	2,61	3,35	2,50	<u>4,15</u>	3,10	2,98	3,25	2,31	3,11	2,98
140	3,82	3,50	3,60	3,72	3,44	2,72	<u>4,09</u>	3,77	3,45	3,90	3,51	3,13	3,59
150	2,75	2,30	2,17	2,62	2,73	2,33	<u>3,04</u>	2,41	2,62	2,38	2,96	2,70	2,57

Сезонный ход фосфатов (мкг-ат Р/л) в Балтийском море, средний за 1950– 2005 гг., рассчитанный по State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, 2012)

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

В верхнем слое содержание фосфатов сначала медленно возрастает с глубиной, так что в среднем для моря за год ВКС⁴⁵ простирается до 30 м, меняясь в течение года от 48-51 м в январе-марте до 10-14 м в апреле-августе, а затем опускаясь до 35 м к декабрю. ВКС подстилается фосфатоклином, ядро, которого, если за него брать максимум вертикального градиента фосфатов G^P_{max} (линия 5 рис. 124), в основном располагается на 75 м, опускаясь до 85 м в марте, сентябре и октябре и поднимаясь до 65 м в ноябре или до 55 м в июле и августе. Если же за границу ДС фосфатов брать другой критерий – изофосфату 1,0 мкг-ат Р/л (линия 6 рис. 124) и сравнить его с первым, то разница между линиями 5 и 6 в среднем для моря в целом невелика ($\simeq \pm 5$ м). Однако, если рассматривать СезХ

⁴⁵Для содержания фосфатов нет общепринятого численного критерия слоя скачка (фосфатоклина), в данной работе, как и ранее (в Дубравин и др., 20176), за нижнюю границу ВКС принимается начало фосфатоклина G^P≥0,01 мкг-ат Р/лм.

фосфатов в характерных точках Центральной Балтики, то оказалось, что G^{P}_{max} в Борнхольмской, Гданьской котловинах и Финском заливе располагается в 20-метровом придонном слое (на горизонтах от 60–80 м до 80–100 м), а в Готландской — на 20–40 м над дном (180–220 м).

Если же обратиться к гармоническому анализу, то для поля фосфатов, среднего для моря, вклад годовой волны на горизонте $30 \text{ м} - q_1 = 0,54$, а на горизонте 40 м – q = 0,01. Для большинства характерных точек Центральной Балтики (кв. 11, 47 и 68) на горизонте 40 м – q₁ = 0,14÷0,43, при среднегодовых значениях P = 0,42÷0,68 мкг-ат/л, и только в Гданьской котловине (кв. 36) на горизонте 50 м – q₁ = 0,42 (P = 0,44 мкг-ат/л). Таким образом, в качестве критерия нижней границы ДС фосфатов (ядра фосфатоклина) глубина залегания максимума вертикального градиента фосфатов G^P_{max}, в отличие от полей температуры, солености или кислорода, не годится – (завышение), как не годится и метод амплитудно-фазовых характеристик – (занижение). Отсюда можно сделать вывод, что глубина ДС фосфатов определяется не физическими (конвективное и ветровое перемешивание), а биохимическими процессами продуцирования (в процессе фотосинтеза), деструкцией органического вещества и биологическим круговоротом веществ. В самом деле, в таблице 52 представлена глубина ДС температуры воды, солености, кислорода и фосфатов, полученная по максимуму вертикального градиента. Как видим, в кв. (-3), 11, 36 и 47 глубина ДС для Т, S и O, одна и та же, и только в кв. 68 она разная для этих элементов, меняясь от 55 до 75 м. Сравнивая эти границы ДС с ДС для фосфатов, можно отметить совпадение только на мелководье – кв. (-3) и частично в кв. 68. Стало быть, можно говорить, что глубина залегания G^P_{max} в Балтике в качестве критерия нижней границы ДС фосфатов неприемлема. Кроме того, в 6 столбце этой таблицы приведена среднегодовая глубина залегания изофосфаты 1,0 мкг-ат/л в характерных точках моря. Отсюда, по нашему мнению, следует, что данные таблицы 65 подтверждают правомерность использования изофосфаты 1,0 мкг-ат/л в качестве границы ДС в Южной и Центральной Балтике (Дубравин и др., 20176).

Таблица 52

			, , , ,			,	
Регион (Кв.)	G ^т _{max} (°С/м)	G ^s _{max} (PSU/м)	G ^{O2} _{max} (мл/л∙м)	G ^{р04} _{тах} (мкг-ат/л∙м)	Р = 1,0- мкг-ат/л	G ^{NH3} (мкг-ат/л-м)	G ^{№3} (мкг-ат/л•м)
Кв. (-3)	15	15	15	15	20	15	15
Кв. (11)	55	55	55	65	54	75	55
Кв. (36)	75	75	75	95	70	85	75
Кв. (47)	65	65	65	215	63	135	65
Кв. (68)	75	55	65	65	50	75	45
Вся Балтика	105	75	65	75	61	135	55

Глубина залегания (м) максимумов вертикального градиента гидрологических и гидрохимических элементов в Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах, Кильском (кв. -3), Финском (кв. 68) заливах и Балтике в целом, рассчитано по State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин и др., 2017б)

Таким образом, фосфатная структура Балтийского моря определяется следующими характерными уровнями (слоями): поверхностным минимумом, ядром главного фосфатоклина и придонным максимумом (Гидрохимический режим, 2017).

Фосфаты на поверхности (поверхностный минимум). По нашим оценкам (в Гидрохимический режим, 2017) средневзвешенное значение годового поверхностного минимума фосфатов моря — P = 0,29 мкг-ат/л, при изменчивости среднегодовых значений вдоль поверхности моря от 0,04 мкг-ат Р/л в Ботническом заливе до 0,54 мкг-ат Р/л в Финском (рис. 125). При этом наблюдается три варианта изменчивости. Во-первых, зональная — фосфаты возрастают от 0,28÷0,32 мкг-ат Р/л на входе в Финский залив до 0,45÷0,54 мкг-ат Р/л в его вершине. Во-вторых, меридиональная — фосфаты убывают от 0,12÷0,23 мкг-ат Р/л в Аландском море до 0,04÷0,05 мкг-ат Р/л в вершине Ботнического залива. В-третьих, квазициркумконтинентальная — рост PO_4 от 0,20÷0,25 мкг-ат Р/л вдоль продольной оси Центральной Балтики до 0,25÷0,35 мкг-ат Р/л у восточного и западного побережья Центральной Балтики.

Дисперсионный анализ долгопериодной изменчивости фосфатов на поверхности в характерных точках моря показал, что вклад СезХ в дисперсию ДП для большинства квадратов является доминирующим, возрастая от 42÷52% в Арконской и Борнхольмской впадинах до 67÷75% в Готландской впадине и Финском заливе. Исключение составила Гданьская котловина, в которой относительная доля СезХ минимальна ~2%⁴⁶,



Рис. 125. Фосфор фосфатный (мкг-ат Р/л) на поверхности Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

⁴⁶ Ниже будет показано, что аномальный СезХ фосфатов в этом регионе связан с поступления фосфора с речными и лагунными водами (Nausch, Nehring, 1996).

при этом доли ВГИ и МГИ в этом квадрате, наоборот, максимальны (61 и 37%, соответственно) (табл. 53). Минимальный вклад в ДП для ВГИ и МГИ отмечается в Финском заливе (13 и 12%, соответственно).

Таблица 53

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости фосфатов (мкмоль Р/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1955–2018 гг., рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

	Дисперсия (σ ²)						
Регион,	общая	долгопериодная					
длина ряда	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ			
Арконская впадина	0,046	0,019	0,016	0,011			
(1955–2017)	100	41,8	34,8	23,4			
Борнхольмская впадина	0,050	0,026	0,011	0,013			
(1955–2018)	100	51,5	22,4	26,1			
Гданьская впадина	0,480	0,010	0,291	0,179			
(1954–2018)	100	2,1	60,7	37,2			
Готландская впадина	0,045	0,030	0,008	0,006			
(1963 - 2018)	100	66,9	19,0	14,1			
Финский залив	0,095	0,071	0,012	0,011			
(1964–2018)	100	75,2	13,1	11,7			

Как известно (Гидрохимический режим..., 1965; ГХУ, 1994), во всей Балтике сезонный ход фосфатов в поверхностном слое имеет однотипный характер с максимумом зимой и минимумом летом. Годовой максимум связан с максимумом конвективного перемешивания, вызывающим поступление фосфатов из нижележащих слоев, и минимумом фотосинтеза из-за минимума солнечной радиации. Летний минимум обусловлен истощением запасов биогенных элементов в результате весенне-летней фотосинтетической деятельности фитопланктона. С началом осеннего охлаждения содержание фосфатов начинает увеличиваться на поверхности за счет снижения их потребления при уменьшении фотосинтеза из-за ослабления светового потока, а по мере усиления конвекции – притока из нижележащих горизонтов. Возвращаясь к таблице 51, видим, что в сезонном ходе, среднем для Балтийского моря, поверхностный максимум наблюдается в феврале, минимум – в июне-августе.

На рисунке 126 представлен СезХ фосфатов на поверхности в характерных точках моря, средний за 1964–2017 гг. Как видим, кривые СезХ РО₄ на поверхности в основном отличаются подобием — теснота связи между ними очень высокая г = 0,93÷0,99. Исключение составляет кв. 36⁴⁷,

⁴⁷ В Гданьском бассейне (согласно Nausch, Nehring, 1996) в СезХ хорошо прослеживается влияние поступления фосфора с речными и лагунными водами в от-

для которого теснота связи между ним и остальными квадратами снижается до — г =0,61÷0,67. Максимум в СезХ фосфатов для большинства квадратов наступает в феврале (в кв. 47 — в марте), а минимум для большинства квадратов приходится на август (в кв. 68 — в июле). Тем не менее, все кривые СезХ РО₄ характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от q_I = 0,40 (кв. 36) до q_I = 0,92÷0,96 (кв. 5, 11, 47 и 68); амплитудой от A_I = 0,10 мкмоль Р/кг (кв. 36) до A_I = 0, 22÷0,24 мкмоль Р/кг (кв. 5, 11, 47) и до A_I = 0,37 мкмоль Р/кг (кв. 5); с наступлением максимума от T_{maxI} = 10.01 (Кв. 5) до T_{maxI} = 28.01 (кв. 36 и 47).

Выше (см. п. 4.5) было показано, что в характерных точках Балтики в СезХ кислорода на поверхности максимум приходится на февраль-апрель, а минимум — на июль-сентябрь (см. рис. 109). Сравнивая рисунки 109 и 126, можно говорить о некотором подобии между кривыми СезХ кислорода и фосфатов на поверхности в характерных точках моря. Расчеты выявили значительную тесноту синхронной связи между кривыми внутригодового распределения кислорода и фосфатов на поверхности в кв. 5, 47 и 11 (r = 0,66÷0,70), однако в кв. 68 и 36 теснота связи ослабевает до r = 0,56 и r = 0,40.



Рис. 126. Сезонный ход фосфатов (мкмоль Р/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1964–2017 гг., рассчитанный по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Представленный на рисунке 126 СезХ поверхностных фосфатов подтверждается и данными из State and Evolution..., 2008, осредненными за 1950–2005 гг. Расчеты показали, что максимум фосфатов на поверхности моря по этим данным приходится на январь-март (рис. 61–63 Прилож. А), минимум — на июнь-август (рис. 66–68 Прилож. А).

крытую Балтику, благодаря которому в мае-июле зачастую не только маскируется весенняя убыль фосфора при седиментации детрита, но обнаруживается пик концентрации, равный зимнему или даже превосходящий его.

По данным гармонического анализа СезХ фосфатов на поверхности определяется годовой гармоникой: при средней для моря величине квоты $q_I = 0.84$, убывая от $q_I = 0.85 \div 0.96$ в открытом море до $q_I = 0.50 \div 0.54$ вблизи Поморской бухты и в Гданьском заливе и до $q_I = 0.44$ в Ботническом заливе (B01) (рис. 16 Прилож. Б).

Амплитуда при средней для моря величине $A_I = 0,27$ мкмоль Р/кг, возрастает от $A_I = 0,02$ мкмоль Р/кг в Ботническом заливе до $A_I = 0,20\div0,25$ мкмоль Р/кг на большей части моря и до $A_I = 0,54\div0,59$ мкмоль Р/кг в Финском и Рижском заливах (рис. 17 Прилож. Б).

Наступление максимума годовой волны фосфатов начинается на юге моря (от T_{maxl} = 17.11 вблизи Поморской бухты, до T_{maxl} = 08÷18.12 в Кильской бухте и Гданьском заливе — 321, 342÷352 суток от начала года) и в Ботническом заливе — T_{maxl} = 17÷29.12 (351÷362 суток от начала года). На большей части моря максимум наступает во второй половине января следующего года T_{maxl} = 15÷31.01 (380÷396 суток от начала года) и заканчивается в феврале — (406÷408 суток от начала года) в Борнхольмской и Готландской впасдинами (рис. 18 Прилож. Б).

Межгодовая изменчивость поверхностного содержания фосфатов в Западной, Южной и Центральной Балтике показана на рисунках 127– 131. Расчеты показали, что в характерных точках Южной и Центральной Балтики на общем интервале 1964–2017 гг. наибольшей теснотой связи в поле фосфатов отличаются квадраты 5, 11 и 47 (r = 0,74÷0,88); теснота связи между кв. 36 и первыми тремя уменьшается до (r = 0,15÷0,23);



Рис. 127. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ – мкмоль P/кг) на поверхности в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – (PO₄₋₂³⁰ и PO₄₋₂³⁸), квазичетырехлетней – PO₄₋₄ и квазишестилетней – PO₄₋₆ (1955–2017), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 128. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ – мкмоль P/кг) на поверхности в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – (PO₄₋₂³¹ и PO₄₋₂³⁹), квазичетырехлетней – PO₄₋₄ и квазиодиннадцатилетней – PO₄₋₁₁ (1955–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 129. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (РО₄ – мкмоль Р/кг) на поверхности в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – РО₄₋₂ и квазичетырехлетней – РО₄₋₄ (1955–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 130. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ – мкмоль P/кг) на поверхности в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – PO₄₋₂, квазичетырехлетней – PO₄₋₄ и квазишестилетней – PO₄₋₆ (1963–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 131. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ – мкмоль P/кг) на поверхности в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – (PO₄₋₂²⁷ и PO₄₋₂³⁸), квазичетырехлетней – PO₄₋₄ и квазивосьмилетней – PO₄₋₈ (1964–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

а между кв. 68 и всеми остальными теснота связи меняется от г = 0,04÷0,12 (между кв. 68 и кв. 5 или кв. 11) до г = 0,25÷0,38 (между кв. 68 и кв. 36 или кв. 47) (табл. 54). При этом для среднегодовых значений фосфатов на поверхности на общем интервале 1964–2017 гг. выявлены линейные тренды, меняющиеся от $Tr_p = 0,002$ мкмоль Р/кг*год (кв. 47 и кв. 68) до $Tr_p = 0,003$ мкмоль Р/кг*год (кв. 5 и кв. 11) и до $Tr_p = 0,009$ мкмоль Р/кг*год (кв. 36). При пересчете на общем интервале 1964–2012 гг. величина линейного тренда поверхностных фосфатов в квадратах 5, 11 и 47 практически (с точностью до 10^{-3} мкмоль Р/кг*год) не изменилась, а в кв. 68 и кв. 36 снизилась до $Tr_p = 0,001\div0,002$ мкмоль Р/кг*год. При этом теснота связи между кв. 36 и первыми тремя возросла до (r = 0,78÷0,88); теснота связи между кв. 68 и кв. 47 или кв. 36, наоборот, уменьшилась до r = 0,08÷0,09, а между кв. 68 и кв. 11 или кв. 5 даже стала отрицательной – (r = (-0,04)÷ (-0,09)).

Таблица 54

Корреляционные матрицы между межгодовым ходом фосфатов (мкмоль Р/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1964–2017 гг., рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Кв.	5	11	36	47	68
$5 \\ 11 \\ 36 \\ 47 \\ 68$	1,0	0,876 1,0	$0,154 \\ 0,180 \\ 1,0$	$0,735 \\ 0,781 \\ 0,230 \\ 1,0$	$\begin{array}{c} 0,041 \\ 0,123 \\ 0,254 \\ 0,379 \\ 1,0 \end{array}$

В ГХУ..., 1994 было показано, что на поверхности Юго-Восточной части Балтийского моря межгодовые изменения содержания фосфатов превышают сезонные. Расчет соотношений между СезХ и МГИ в характерных точках моря показал, что в основном оно меняется от 0,8÷0,9 в Арконской и Борнхольмской впадинах до 1,0÷1,4 в Готландской впадине и Финском заливе. И только в Гданьской впадине сотношение размаха СезХ к МГИ снизилось до 0,1. Таким образом, можно говорить не только о подтверждении вывода о превышении размаха МГИ над СезХ в Гданьском бассейне, сделанном в начале 90-х годов (в ГХУ..., 1994), но и об устойчивости во времени превышения межгодовой изменчивости над сезонной.

Кроме того, анализ временных рядов поверхностных фосфатов в характерных точках моря позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,6 и 3,0÷3,3 года), квазичетырехлетние (пик 4,1÷4,9 года), квазишестилетние (пик 6,8÷6,9 года), квазивосьмилетние (пик 7,1 лет) и квазиодиннадцатилетние (пик 12,5 года) (табл. 55, рис. 127–131).

Таблица 55

Характерные масштабы межгодовой изменчивости фосфатов (мкмоль Р/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Параметр,	Период эн	ергонесущей	зоны (год)	Спектральная плотность			
длина ряда	начало	пик	конец	начало	пик	конец	
РО ₄ — Кв. 5 1955–2017	2,17 2,86 3,42 4,88	2,47 3,20 4,21 6,78	2,86 3,42 4,88 9,76	0,006 0,006 0,006 0,009	0,019 0,008 0,010 0,013	0,006 0,006 0,009 0,010	
РО ₄ — Кв.11 1955–2018	$2,17 \\ 2,96 \\ 3,70 \\ 5,00$	2,56 3,28 4,08 12,50	2,96 3,70 5,00 13,33	$\begin{array}{c} 0,005\\ 0,008\\ 0,009\\ 0,005\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,022\\ 0,012\\ 0,010\\ 0,030\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,008\\ 0,009\\ 0,005\\ 0,030\end{array}$	
$PO_4 - Kb. 36$ 1955–2018	2,38 3,39	2,99 4,35	$3,39 \\ 5,67$	$0,254 \\ 0,316$	$0,342 \\ 0,421$	$0,316 \\ 0,254$	
РО ₄ — Кв. 47 1963–2018	2,40 3,88 5,33	$3,10 \\ 4,71 \\ 6,90$	3,88 5,33 8,54	$0,002 \\ 0,003 \\ 0,007$	$0,005 \\ 0,008 \\ 0,012$	0,003 0,007 0,010	
РО ₄ — Кв. 68 1964–2018	2,06 2,63 3,67 5,71	$ 2,27 \\ 3,20 \\ 4,88 \\ 7,14 $	2,63 3,67 5,71 8,70	0,003 0,002 0,007 0,021	0,009 0,014 0,031 0,030	0,002 0,007 0,021 0,027	

Ядро главного фосфатоклина (нижняя граница деятельного слоя). В глубинном слое моря, в отличие от поверхностного, преобладающей формой является минеральная (доля органического фосфора уменьшается до 15% в активном глубинном слое и до 1% вблизи дна) (ГХУ...,1994). По мнению Е. Н. Черновской и соавторов (Гидрохимический режим..., 1965), из-за отсутствия конвекции ниже пикноклина режим биогенных элементов в глубинных водах не подвержен сезонной изменчивости. Однако, согласно State and Evolution..., 2008, на интервале 1948–2005 гг. максимум в сезонном ходе фосфатов в глубинном слое Гданьской и на юго-востоке Готландской впадины в основном приходится на сентябрь-ноябрь, минимум – на январь-март (Дубравин, 2012).

Из рисунка 132, где представлена топография ядра главного фосфатоклина, можно видеть, что глубина ядра увеличивается от 15–25 м в Западной Балтике до 55–60 м в Борнхольмской котловине и до 75 м в Гданьской — зональная изменчивость. В Центральной Балтике несколько снижается до 50–65 м, а затем уменьшается до 25–50 м в Рижском и Финском заливах, но возрастает до 87 м в Аландском море.

В Ботническом заливе главный фосфатоклин не обнаружен, поскольку ни в одной одноградусной трапеции этого региона не соблюдается условие «за ядро фосфатоклина принимается изофосфата 1,0 мкг-ат/л». Сравнение топографии ядер окси- и фосфатоклина (рис. 116 и 132) выявило их подобие, при этом различия в одноградусных трапециях в основном не превышают ± 10 м.



Рис. 132. Глубина залегания ядра главного фосфатоклина (Р = 1,0 мкг-ат/л) в Балтийском море, рассчитанная за 1950–2005 гг. для среднего года по данным State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

Придонный максимум фосфатов. Выше отмечалось, что фосфаты с глубиной в Балтике увеличиваются, ко дну достигая максимума. А поскольку в Датских проливах содержание фосфатов по всей вертикали ниже, чем в Балтике, то затоки североморских вод кроме увеличения солености и кислорода должны приводить и к снижению фосфатов.

По нашим оценкам, средневзвешенное значение годового придонного максимума фосфатов моря – Р = 2,22 мкг-ат/л, при изменчивости среднегодовых значений вдоль дна от 0.07 мкг-ат Р/л в вершине Ботнического залива до 5,03 мкг-ат Р/л в Готладской впадине (рис. 133). Этот рисунок, как и для кислорода, позволяет говорить о сложном распределении придонного содержания РО,: на западе моря, где глубины не превышают 50 м, содержание P=0,6÷1,0 мкг-ат/л. Восточнее 14° в.д. происходит резкое разделение на мелководную и глубоководную зоны. В Борнхольмской, Гданьской, Готландской, Северо-Балтийской, Ландсорской и впадинах Норрчепинг и Карлсе выявлено убывание от 2,0÷5,0 мкг-ат Р/л в южных и центральных котловинах до 1,0÷3,8 мкг-ат Р/л в северных (с минимум-1,0 мкг-ат Р/л в Аландской впадине. Таким образом, для Центральной Балтики отмечается циркумконтинентальная изменчивость. На большей части мелководья (где деятельный слой простирается до дна) - придонные значения P = 0,6÷1,0 мкг-ат/л и только в вершине Ботнического залива придонное содержание убывает до Р = 0,07 мкг-ат/л.


Рис. 133. Фосфаты (мкг-ат Р/л) на дне Балтийского моря, средние за 1950–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

Дисперсионный анализ долгопериодной изменчивости фосфатов на дне в характерных точках моря показал, что вклад МГИ в дисперсию ДП для большинства квадратов является доминирующим, возрастая от $37\div45\%$ в Финском заливе и Гданьской котловине до $57\div70\%$ в Борнхольмской и Готландской впадинах. Исключение составила Арконская впадина, в которой относительная доля МГИ составила 33%, занимая промежуточную долю между СезХ = 24% и ВГИ = 43%(табл. 56). Что касается доли СезХ в дисперсию ДП, то она минимальна для всех регионов, при этом ее доля возрастает от 2% в Готландской впадине до 7–10% в Борнхольмской и Гданьской впадинах и до 24–27%в Арконской впадине и Финском заливе.

Что касается СезХ фосфатов в Балтике вблизи дна, то мнения исследователей о сезонной изменчивости противоречивы. Так, согласно Е. Н. Черновской и соавторов (Гидрохимический режим..., 1965), из-за отсутствия конвекции ниже пикноклина режим биогенных элементов в глубинных водах не подвержен сезонной изменчивости. Однако сотрудники БалтНИИРХа показали наличие в активном глубинном слое Центральной Балтики летнего минимума концентрации фосфатов (Гидрохимические условия..., 1994). Наши расчеты по данным фосфатов из State and Evolution..., 2008 в Гданьской котловине на интервале 1938–2005 гг. показали, что в глубинном слое (ниже 75 м) максимум в СезХ фосфатов, в основном, приходится на сентябрь-ноябрь, минимум — на январь-март (Дубравин, 2012).

Таблица 56

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости фосфатов (мкмоль Р/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1955–2018 гг., рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Регион		Дисперсия (σ²)					
Горизонт,	общая	д	долгопериодная				
длина ряда	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ			
Арконская впадина (40 м)	0,124	0,029	0,054	0,041			
(1955–2017)	100	23,6	43,5	32,9			
Борнхольмская впадина (90 м)	4,330	0,314	1,544	2,472			
(1955–2017)	100	7,2	35,7	57,1			
Гданьская впадина (100 м)	2,963	0,289	1,332	1,343			
(1954–2018)	100	9,8	44,9	45,3			
Готландская впадина (240 м)	2,919	0,058	0,823	2,037			
(1963–2018)	100	2,0	28,2	69,8			
Финский залив (80 м)	1,055	0,280	0,379	0,395			
(1964–2018)	100	26,6	36,0	37,4			

На рисунке 134 представлен СезХ фосфатов вблизи дна в характерных точках моря, средний за 1969–2017 гг. Как видим, о подобии фосфатных кривых СезХ у дна можно говорить про кв. 11, 36 и 47 – теснота связи между ними высокая г = 0,85 (между кв. 11 и кв. 47), г = 0,92 (между кв. 36 и кв. 47) и г = 0,94 (между кв. 11 и кв. 36) (табл. 57). Максимум в СезХ фосфатов для этих квадратов наступает в сентябре и ноябре (кв. 11), а минимум – приходится на апрель-май. Меньшим подобием с этими кривыми отличается кв. 5 – теснота связи между ним и кв. 11, 36 и 47 снижается до г = 0,71÷0,82, с максимумом в годовом ходе в сентябре и минимумом – в мае. Наименьшей теснотой прямой связи – r = 0,31÷0,55 характеризуется кв. 68 с кв. 11, 36 и 47 и слабой обратной, с кв. 5 – г = (-0,03). Тем не менее, все кривые СезХ фосфатов характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от q_I = 0,86÷0,87 (кв. 47, 5, 68) до q_I = 0,93÷0,94 (кв. 36, 11); амплитудой от A_I = 0,2÷0,3 мкмоль Р/кг (кв. 5 и 47) до A_I = 0,70÷0,84 мкмоль Р/кг (кв. 68, 36, 11); с наступлением максимума от T_{maxI} = 14.07 (Кв. 68) до T_{maxI} = 03÷20.09 (кв. 47, 36 и 11) и до T_{maxI} = 17.10 (Кв. 5).

Сравнивая кривые СезХ фосфатов в характерных точках на поверхности (см. рис. 126) и вблизи дна (рис. 134), можно говорить об их противофазности. Расчеты показали, что наибольшая отрицательная синхронная связь между СезХ фосфатов на поверхности и у дна отмечается в кв. 68 (r = (-0,90)), снижаясь до r = (-0,66) в кв. 47, до r = (-0,47)÷(-0,52) в кв. 36 и 11. Что касается кв. 5, то в Арконской впадине синхронная связь между СезХ фосфатов на поверхности и у дна становится слабоположительной (r = 0,16).



Рис. 134. Сезонный ход фосфатов (мкмоль Р/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1964–2017 гг., рассчитанный по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Таблица 57

Корреляционные матрицы между сезонным ходом фосфатов (мкмоль Р/кг) у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Кв.	5	11	36	47	68
5 11 36 47	1,0	0,820 1,0	$0,710 \\ 0,945 \\ 1,0$	0,716 0,854 0,925 1,0	-0,027 0,309 0,489 0,545
68					1,0

Представленный на рисунке 134 СезХ фосфатов вблизи дна подтверждается и данными из другого массива (State and Evolution..., 2008), осредненными за 1950–2005 гг., из анализа которого следует, что 182 максимум фосфатов приходится на июль-октябрь (рис. 79-82 Прилож. А), минимум – на январь-март (рис. 73–75 Прилож. А). Расчеты гармонического анализа СезХ РО, по этому массиву показали, что, как и для придонных температуры, солености и кислорода, годовая гармоника в основном проявляется в котловинах. Поскольку, при среднем для акватории вкладе первой гармоники $q_1 = 0,39$ и предельных $q_1 = 0,01 \div 0,86$, во впадинах квота убывает от $q_1 = 0.86$ (в Арконской), до $q_2 = 0.76 \div 0.82$ (в Борнхольмской и Гданьской), до q₁ = 0,65÷0,78 (в Финском заливе) и до q₁ = 0,34 (в Готладской) (рис. 19 Прилож. Б). С амплитудой средней A₁ = 0,45 мкг-ат Р/л при размахе A₁ = 0,01÷1,75 мкг-ат Р/л, при этом амплитуда уменьшается от A₁ = 1,62÷1,75 мкг-ат Р/л (в Борнхольмской и Гданьской впадинах) до A₁ = 0,77÷1,04 (в Финском заливе) и до A₁ = 0,29÷0,37 мкг-ат Р/л (в Арконской и Готландской впадинах) (рис. 20 Прилож. Б). Сроки наступления максимума годовой волны сильно размыты: при средней $T_{maxI} = 12.07$ и размахе $T_{maxI} = 01.01 \div 15.12$. Раньше всего максимум наступает в Борнхольмской впадине и в Финском заливе на 238÷239 сутки с начала года (Т_{тах} = 26.÷27.08), затем в Гданьской впадине – на 252 сутки (T_{max1} = 09.09) и в Арконской и Готландской впадинах – на 283÷297 сутки – Т_{тахі} = 10.÷ 24.10. В Ботнический залив максимум приходит в марте следующего год – на 437÷452 сутки с начала года (рис. 21 Прилож. Б).

Представление о межгодовой изменчивости содержания фосфатов (мкмоль Р/кг) вблизи дна в характерных точках моря (см. табл. 58) за 1955–2018 дают рис. 135–139. Расчеты позволили выявить линейные тренды придонных фосфатов в этих точках на своем интервале: в кв. 5 и 47 – $Tr_{PO4} = 0,005$ мкмоль Р/кг*год; в кв. 68 – $Tr_{PO4} = 0,011$ мкмоль Р/кг*год); в кв. 11 и 36 – $Tr_{PO4} = 0,020 \div 0,027$ мкмоль Р/кг*год.

Пересчет тренда в этих характерных точках на общем интервале (1969–2017 гг.) не выявил смены тенденции только в кв. 68 ($Tr_{PO4} = 0,011$ мкмоль Р/кг*год); в кв. 5 и 11 тренд отсутствует ($Tr_{PO4} = 0,000$ мкмоль Р/кг*год), а в кв. 36 и 47 стал отрицательным ($Tr_{PO4} = (-0,002) \div (-0,004)$ мкмоль Р/кг*год). При этом наибольшим подобием отличаются кривые межгодовой изменчивости содержания PO₄ в кв. 11 и 36 (r = 0,57), несколько меньшим подобием характеризуется кривые в кв. 5 и 47 (r = 0,42). Однако следует отметить, что между 1990 и 1994 гг. в характерных точках в межгодовой изменчивости фосфатов происходит смена тенденции в основном с положительной на отрицательную (кв. 11, 36 и 47), а в кв. 68, наоборот, с отрицательной на положительную. Так, на общих интервалах 1969–1991 и 1991–2017 гг. имеем:

- в кв. 11 рост на 0,10 мкмоль Р/кг*год, меняется на падение на 0,06 мкмоль Р/кг*год;
- в кв. 36 рост на 0,02 мкмоль Р/кг*год, меняется на падение на 0,05 мкмоль Р/кг*год;
- в кв. 47 рост на 0,14 мкмоль Р/кг*год, меняется на слабое падение на 0,002 мкмоль Р/кг*год;
- в кв. 68 падение на 0,06 мкмоль Р/кг*год, сменяется ростом на 0,06 мкмоль Р/кг*год.

Таким образом, и для фосфатов подтверждается вывод, сделанный для кислорода (в Дубравин, Нагорнова, 2007), «о важности длительности анализируемых гидрохимических рядов, так как при анализе различных участков временного ряда исследователи могут приходить к разным выводам, вплоть до противоположных».

Выше при сравнении внутригодовой и межгодовой изменчивостей содержания фосфатов в верхнем слое моря был подтвержден вывод (в Fonselius, Valderrama, 2003; Дубравин, 2012) о значительно большем размахе сезонной изменчивости, чем межгодовой. Для нижнего слоя, по мнению тех же авторов, соотношение между размахом СезХ и МГИ содержания PO_4 должно быть обратным (с преобладанием МГИ). Возвращаясь к данным долгопериодной изменчивости фосфатов в характерных точках на дне моря (см. табл. 58), отметим, что соотношение размаха СезХ и МГИ фосфатов вблизи дна на общем интервале 1969–2017 гг. убывает от 0,7÷0,8 в Финском заливе и Арконской впадине до 0,3 в Борнхольмской и Гданьской впадинах и до 0,1 в Готландской впадине.

Кроме того, анализ временных рядов придонных фосфатов в характерных точках моря позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,6 и 2,7÷2,8 года), квазичетырехлетние (пик 3,2÷4,2 года), квазишестилетние (пик 5,0÷6,3 года) и квазиодиннадцатилетние (пик 10,0÷11,1 года) (табл. 58, рис. 135–139).

Таблица 58

110	no dannam na www.nouc.noaa.gov/ about/ occanennate.ntmi							
Параметр, горизонт,	Период	энергонесуш год	ей зоны	Спектральная плотность				
длина ряда	начало	пик	конец	начало	пик	конец		
РО ₄ — Кв. 5 (40 м) 1955–2017	2,22 2,99 4,08	2,56 3,23 5,00	$2,99 \\ 4,08 \\ 6,25$	$0,01 \\ 0,02 \\ 0,02$	$0,06 \\ 0,03 \\ 0,04$	$0,02 \\ 0,02 \\ 0,02 \\ 0,02$		
РО ₄ – Кв.11 (90 м) 1955–2017	2,02 2,50 2,99	2,30 2,82 3,33	2,50 2,99 4,35	$0,97 \\ 1,57 \\ 4,42$	2,84 4,91 7,24	1,57 4,42 1,84		
РО ₄ — Кв. 36 (100 м) 1955–2018	2,082,503,174,348,33	$2,30 \\ 2,80 \\ 4,08 \\ 6,25 \\ 11,11$	$2,50 \\ 3,17 \\ 4,34 \\ 8,33 \\ 12,50$	0,61 0,60 0,72 2,18 1,95	$1,35 \\ 1,51 \\ 2,26 \\ 3,51 \\ 2,33$	0,60 0,72 2,18 1,95 2,28		
РО ₄ — Кв. 47 (240 м) 1963–2017	2,27 3,64 6,56	$2,60 \\ 4,17 \\ 10,00$	$2,90 \\ 4,65 \\ 16,67$	0,41 2,70 7,19	1,01 3,40 10,38	0,85 3,21 8,67		
РО ₄ — Кв.68 (80 м) 1969–2018	2,37 2,99 4,60	2,67 3,33 5,88	2,99 4,00 7,41	$0,36 \\ 0,46 \\ 0,29$	$0,62 \\ 0,54 \\ 0,63$	$0,46 \\ 0,19 \\ 0,48$		

Характерные масштабы межгодовой изменчивости фосфатов (мкмоль Р/кг) у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html





Рис. 135. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ – мкмоль P/кг) на дне в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – PO₄₋₂, квазичетырехлетней – PO₄₋₄ и квазишестилетней – PO₄₋₆ (1955–2017), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 136. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄– мкмоль P/кг) на дне в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – (PO₄₋₂²⁸ и PO₄₋₂³⁴) и квазичетырехлетней – PO₄₋₄ (1955–2017), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 137. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов ($PO_4 - мкмоль P/кr$) на дне в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – (PO_{4-2}^{28} и PO_{4-2}^{-34}); квазичетырехлетней – PO_{4-4} ; квазишестилетней – PO_{4-6} и квазиодиннадцатилетней – PO_{4-11} (1955–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 138. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ – мкмоль P/кг) на дне в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – PO₄₋₂, квазичетырехлетней – PO₄₋₄ и квазиодиннадцатилетней – PO₄₋₁₁ (1963–2017), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 139. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ – мкмоль P/кг) на дне в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – PO₄₋₂, квазичетырехлетней – PO₄₋₄ и квазишестилетней – PO₄₋₆ (1969–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

4.7. Аммонийная структура

Формы азота. Соединения азота (N_{тот}) в водоемах представлены рядом органических (N_{орг}) и неорганических соединений (N_{мин}). Органические формы содержатся главным образом в белках тканей живых организмов, продуктах их жизнедеятельности и распада, коллоидах и растворенных молекулах. К важнейшим неорганическим соединениям относятся ионы аммония NH_4^+ , нитритов NO_9^- и нитратов NO_{3^-} , а также растворенные газы – молекулярный азот N₉ и закись азота N₉O. Круговорот азота может быть выражен следующей схемой: органические остатки азот альбуминоидный (органический) - азот аммонийный (низшая фаза минерализации) – азот нитритов – азот нитратов (высшая фаза минерализации) (Алекин, Ляхин, 1984; ГХУ..., 1994). Поскольку нитриты являются промежуточным звеном нитрификации и малостойки, то вполне понятно, что их концентрация в естественных условиях крайне мала (примерно на порядок ниже, чем аммония) (Берникова, 1980; Проблемы исследования..., 1983). Тем не менее, сезонная динамика содержания нитритов вблизи поверхности моря, в отличие от аммония, выражена значительно ярче и определяется весенне-летней утилизацией и осенне-зимней регенерацией. Годовой максимум содержания нитритов в фотическом слое наступает в ноябре-декабре. Годовой минимум отмечается в июне-августе, но имеется еще и зимний минимум (февраль в южной части моря и март в центральной и северной). С последним связана вторая стадия нитрификации. Следует помнить, что

появление нитритов в значительных количествах и в несоответствующий период свидетельствует о загрязнении водоема (Берникова, 1980).

Регенерация азота происходит медленно и осуществляется специфическими бактериями-нитрификаторами только при отсутствии дефицита кислорода. В случае анаэробных условий идет процесс денитрификации, осуществляемый бактериями денитрификаторами, в ходе которой нитраты восстанавливаются через нитриты до молекулярного азота, закиси азота и аммония; денитрификация рассматривается как один из важнейших «стоков», выводящих азот из биогеохимического круговорота (Берникова, 1980).

Атмосфера также является важным источником азотных соединений. По оценкам в Форсберг, 1996, на поверхность Балтийского моря из атмосферы поступает 322 тыс. т в год (27% от всех поступлений азота в море), а по данным в HELCOM, 2010, на интервале 2001–2006 гг. поступления из атмосферы составляли от 196 до 224 тыс. т в год.

Максимальное содержание N_{opr} в Балтике вне зон непосредственного влияния речного стока может достигать 20 ммоль/м³ (280 мкг N/л). Согласно Проблемы исследования..., 1983, концентрация *органического азота* в Балтике снижается с глубиной в соответствии с убылью органического вещества и изменением качественного состава. Методические сложности определения N_{opr} и вытекающие из этого ошибки приводят к сильному разбросу результатов разных авторов. При этом следует иметь в виду, что доля лабильной, легко окисляемой фракции составляет 15–20 % общего содержания азота, тогда как 80–85 % азота находится в составе трудно окисляемых соединений и принимает незначительное участие в современном биогеохимическом круговороте азота (ГХУ..., 1994)⁴⁸.

Максимум минерального азота, поступающего в море с речным стоком, приходится на весну, поступающего из атмосферы — на лето.

По сравнению с фосфором динамика *азота* в условиях Балтийского моря имеет более сложный характер, что связано с особенностями биогеохимического круговорота азота, заметную роль в котором играют процессы азотфиксации и денитрификации.

Ниже будет рассмотрена динамика только минеральной составляющей — аммония и нитратов.

Деятельный слой. Представление о структуре аммония в определенной степени дает таблица 59, где показаны средние для моря в целом месячные значения аммонийного азота на горизонтах от 0 до 150 м за 1950–2005 гг. Как видим, в верхнем слое содержание аммония сначала медленно возрастает с глубиной, так что в среднем для моря ВКС⁴⁹ для

 $^{^{48}}$ Согласно наших оценок данных (в State and Evolution..., 2008), средневзвешенное (годовое) содержание $\rm N_{_{MHH}}$ на горизонте 20 м таково: 3,76 мкг-ат N/л, а $\rm N_{_{TOT}}-19,68$ мкг-ат N/л. От сюда: соотношение $\rm N_{_{MHH}}$ к $\rm N_{_{TOT}}$ составит 19,1% (Гидрохимический режим, 2017).

⁴⁹ Для содержания аммонийного азота нет общепринятого численного критерия слоя его скачка, в данной работе, как и ранее (Дубравин и др., 20176; Гидрохими-188

среднего года простирается до 35 м, меняясь в течение года от 63–70 м в ноябре-апреле до 3–6 м в мае-сентябре, а затем опускаясь до 32 м к октябрю и до 63 м к ноябрю.

Таблица 59

Сезонный ход аммония (мкг-ат N/л) в Балтийском море, средний за 1950– 2005 гг., рассчитанный по State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

Горизонт	Янв	Фев	Мар	Апр	Май	Июн	Июл	Авг	Сен	Окт	Ноя	Дек	Год
0	0,47	0,43	0,31	0,36	0,33	0,21	0,31	0,35	0,31	0,51	<u>0,75</u>	0,49	0,40
10	0,39	0,35	0,31	0,41	0,49	0,31	0,42	0,51	0,39	0,56	<u>0,67</u>	0,43	0,44
20	0,32	0,35	0,33	0,41	0,51	0,49	0,61	<u>0,92</u>	0,62	0,64	0,67	0,41	0,52
30	0,27	0,28	0,31	0,40	0,45	0,47	0,76	<u>0,92</u>	0,77	0,58	0,68	0,34	0,52
40	0,28	0,26	0,32	0,45	0,57	0,61	0,95	<u>1,22</u>	0,96	0,75	0,64	0,39	0,62
50	0,26	0,21	0,24	0,45	0,52	0,59	<u>1,02</u>	0,98	0,76	0,45	0,42	0,30	0,52
60	0,32	0,22	0,27	0,33	0,49	0,51	1,27	<u>1,28</u>	0,66	0,30	0,37	0,35	0,53
70	0,33	0,29	0,28	0,40	0,56	0,63	<u>1,83</u>	1,33	0,81	0,50	0,50	0,41	0,66
80	0,58	0,68	0,42	0,53	0,70	0,94	<u>1,95</u>	1,14	1,02	0,81	0,55	0,67	0,83
90	0,70	0,72	0,51	0,73	0,81	1,03	1,22	<u>1,48</u>	1,32	1,30	0,73	0,85	0,95
100	0,69	0,66	0,55	0,71	1,12	1,19	1,35	1,37	1,47	<u>1,80</u>	0,81	0,86	1,05
110	0,31	0,30	0,47	0,45	0,37	<u>4,45</u>	2,39	1,16	1,24	0,96	0,89	0,51	1,13
120	1,19	0,74	0,86	0,80	0,91	0,94	<u>1,44</u>	1,14	1,38	1,44	0,86	1,20	1,07
130	1,35	2,31	1,00	1,15	1,35	1,00	<u>3,85</u>	1,12	3,48	1,72	1,97	0,85	1,76
140	<u>5,61</u>	3,06	2,52	2,24	3,07	0,61	4,00	3,66	0,74	4,26	4,18	2,79	3,06
150	4,25	1,68	1,76	1,56	<u>4,28</u>	1,58	2,49	2,08	2,19	2,23	3,25	2,04	2,45

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

ВКС подстилается слоем аммонийного скачка, ядро которого, если за него брать максимум вертикального градиента аммония G^{NH3}_{max} , в основном располагается на 135 м, поднимаясь до 125 м в феврале, июле и сентябре или до 105 м в июне. Однако, если рассматривать СезХ аммония в характерных точках Центральной Балтики, то оказалось, что G^{NH3}_{max} в Борнхольмской, Гданьской котловинах и Финском заливе располагается в 15–25-метровом придонном слое (на горизонтах 75–85 м), а в Готландской – на 55–115 м над дном (125–185 м) (см. табл. 52)

Сравнивая СезХ по вертикали фосфатов и аммония, средний для моря (см. табл. 51 и 59), на первый взгляд, с учетом схожести их вертикального распределения, можно говорить о подобии структуры фосфатов и аммония. Тем более, что максимумы вертикального градиента фосфатов и аммония в основном располагаются вблизи дна. Однако, если обратиться к гармоническому анализу средних для моря полей фосфатов и аммония, то, как было показано выше, для PO₄, вклад годовой волны максимален на поверхности q₁ = 0,84 и с глубиной убывает: горизонте 30 м – q₁ = 0,54, а на горизонте 40 м – q₁ = 0,01. Для большинства

ческий режим, 2017) за нижнюю границу ВКС принимается начало главного слоя скачка аммония $G^{NH3} \ge 0.01$ мкг-ат N/лм.

характерных точек Центральной Балтики (кв. 11, 47 и 68) на горизонте $40 \text{ м} - \text{q}_{r} = 0.14 \div 0.43$, при среднегодовых значениях P = $0.42 \div 0.68 \text{ мкг-ат/л}$, и только в Гданьской котловине (кв. 36) на горизонте 50 м $-q_r = 0.42$ (P = 0,44 мкг-ат/л). Для NH₂ картина иная: в среднем для моря на поверхности вклад годовой волны q₁ = 0,65, с глубиной ее вклад в ДС не падает (как это характерно для большинства элементов), а растет, достигая максимума на горизонте 40 м – q₁ = 0,91. Для Борнхольмской (кв. 11) и Готландской (кв. 47) котловин этот перепад еще резче: от $q_i = 0.04 \div 0.09$ на поверхности до q₁ = 0,70÷0,76 на глубине 40 или 60 м. В Финском заливе (кв. 68) — на поверхности $q_1 = 0,29$, а на горизонте 30 м — $q_1 = 0,79$, а в Гданьской котловине (кв. 36) – q₁ = 0,46 и q₁ = 0,69 (h = 50 м).

Второй момент, в таблице 52 было показано, что максимум G^P_{max} в характерных точках моря на 20-150 м глубже ядра галоклина, при этом на глубине ядра галоклина содержание фосфатов близко к P = 1,0 мкг-ат/л. Из этой таблицы также следует, что максимум G^{NH3} _{max} на 20-70 м глубже ядра галоклина, однако на глубине ядра галоклина содержание аммония меняется от NH₂ = 0,41 мкг-ат N/л в кв. 47 до NH₂ = 0,96 мкг-ат N/л в кв. 36. Отсюда следует, что глубина залегания G^{NH3} в Балтике в качестве критерия нижней границы ДС аммония неприемлема. Поэтому, поскольку у нас нет подходящего критерия для определения ядра главного слоя скачка в аммонийной структуре Балтийского моря, рассмотрим только два характерных уровня: поверхностный минимум и придонный максимум.

Аммоний на поверхности (поверхностный минимум). По нашим оценкам (в Гидрохимический режим, 2017) средневзвешенное значении годового поверхностного минимума аммония моря – NH₂ = 0,45 мкг-ат N/л, при изменчивости среднегодовых значений вдоль поверхности моря от 0,13 мкг-ат N/л в Ботническом заливе до 1,45 мкг-ат N/л вблизи Поморской бухты и в Рижском заливе (рис. 140). При этом можно видеть два варианта изменчивости. Во-первых, зональную – аммоний возрастает от 0,15÷0,28 мкг-ат N/л у западного побережья Центральной Балтики до 0,35÷1,07 мкг-ат N/л у восточного. Во-вторых, меридиональную – аммоний убывает от 0,63÷1,07 в Гданьском бассейне до 0,13÷0,16 мкг-ат N/л в Аландском море.

Известно, что внутригодовая динамика является доминирующим масштабом изменчивости содержания азота в верхнем слое моря (от поверхности моря до галоклина) (ГХУ..., 1994). При этом СезХ во всей Балтике как для фосфатов, так и для N_{мин}, в поверхностном слое имеет однотипный характер с максимумом зимой и минимумом летом (Гидрохимический режим..., 1965).

Возвращаясь к таблице 59, видим, что в СезХ аммония, среднем для Балтийского моря, поверхностный максимум наблюдается в ноябре (0,75 мкг-ат N/л), минимум – в июне (0,08 мкг-ат N/л). Гармонический анализ показал, что в среднем для моря на поверхности Ce3X NH₂ характеризуется достаточно правильным годовым ходом (вклад первой гармоники $q_1 = 0.65$, амплитуда $A_1 = 0.15$ мкг-ат N/л и дата наступления



Рис. 140. Аммоний (мкг-ат N/л) на поверхности Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

максимума T_{max1} = 19.11). Если же рассматривать осредненный за 1950–2005 гг. СезХ для каждого квадрата, то, согласно нашим расчетам, максимум аммония приходится на ноябрь-январь (рис. 85, 95, 96 Прилож. А), минимум — на август (рис. 90 Прилож. А).

При этом результаты гармонического анализа не подтвердили правильности СезХ аммония на поверхности, более того, средняя для моря величина квоты $q_I = 0,38$, меняясь от $q_I = 0,70 \div 0,82$ на западе моря и в Ландсорской впадине или от $q_I = 0,55 \div 0,65$ в вершинах Ботнического и Рижского заливов до $q_I = 0,20 \div 0,40$ на большей части Балтики и до $q_I = 0,01$ в Ботническом море (В03) (рис. 22 Прилож. Б).

При средней для Балтики амплитуде годовой волны $A_1 = 0,23$ мкг-ат N/л она возрастает от $A_1 = 0,01\div0,05$ мкг-ат N/л в Ботническом море до $A_1 = 0,15\div0,25$ мкг-ат N/л на большей части собственно Балтики и до $\ge 0,5\div1,3$ мкг-ат N/л мл $O_2/л$ у южного и восточного побережья, вблизи устьев рек Одер, Неман, Даугава (рис. 23 Прилож. Б).

Наступление максимума годовой волны аммония T_{max1} начинается на западе Кварка (B02) и в Финском заливе в начале июля — (184–186 суток от начала года); на большей частиморя T_{max1} наступает в начале октября — (275 суток от начала года) и заканчивается в мае следующего года — (496 суток от начала года) в Ботническом море (рис. 24 Прилож. Б).

Межгодовая изменчивость поверхностного содержания аммония в Западной, Южной и Центральной Балтике показана на рисунке 141. Расчеты показали, что в характерных точках (кв. -3 — Кильский залив, кв. 11 — Борнхольская, кв. 36 — Гданьская, кв. 47 — Готландская впадины и кв. 68 — Финский залив) наибольшей теснотой связи в поле аммония отличаются квадраты 11 и 36 (г = 0,62) или 47 (г = 0,78), а также квадраты 47 и 68 (г = 0,63). Теснота связи между кв. 11 и кв. 68 уменьшается до (г = 0,39), между кв. 36 и кв. 47 — до (г = 0,37) или кв. 68 (г = 0,31), между остальными парами квадратов связь становится незначимой (слабоположительной или слабоотрицательной). При этом для среднегодовых значений NH₃ на поверхности выявлены линейные тренды в кв. -3 (1974–2005 гг. — Tr_{NH3} = -0,024 мкг-ат N/лгод); кв. 11 (1969–2005 гг. — Tr_{NH3} = -0,013 мкг-ат N/лгод); кв. 36 (1969–2005 гг. — Tr_{NH3} = -0,014 мкг-ат N/лгод) и кв. 68 (1969–2004 гг. — Tr_{NH3} = -0,010 мкг-ат N/лгод).



Рис. 141. Межгодовая изменчивость аммония (мкг-ат N/л) на поверхности Балтийского моря в Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Кильском (кв. -3), Финском заливах (кв. 68), по данным State and Evolution..., 2008.

Таким образом, содержание аммония во второй половине XX века во всех характерных точках Южной и Центральной Балтики заметно снижается. Причина этого пока неясна. Корреляционный анализ между поверхностными рядами в характерных точках моря аммония и фосфатов или температуры, или кислорода показал следующее: значимая положительная связь между аммонием и фосфатами в кв. -3 (r = 0,62) и кв. 68 (r = 0,31); значимая положительная связь между аммонием и температурой воды в кв. 68 (r = 0,38) или отрицательная – в кв. 11 (r = -0,46) и кв. 47 (r = -0,31); значимая положительная связь между аммонием и кислородом в кв. 11 (r = 0,54) или отрицательная – в кв. 68 (r = -0,45).

Кроме того, характер временных рядов аммонийного азота на поверхности (см. рис. 141) также позволяет говорить о квазицикличностях от квазидвухлетних до одиннадцатилетних, характерных, как показано в Дубравин, 2014 и выше (гл. 3 и 4) для большинства гидрометеорологических элементов, кислорода и фосфатов.

Придонный максимум аммония. Расчеты показали, что средневзвешенное значение годового придонного максимума аммония -NH₂ = 2,37 мкг-ат N/л, при изменчивости среднегодовых значений вдоль дна от 0,24 мкг-ат N/л (B01) до 11,00 мкг-ат N/л (Готландская впадина) (рис. 142). Этот рисунок позволяет говорить, как и для О, или Р, о сложном распределении придонного содержания NH₃: на Западе моря, где глубины не превышают 50 м, содержание NH₂ = 0,9-2,2 мкг-ат N/л. Восточнее 14° в.д. происходит резкое разделение на мелководную и глубоководную зоны. В Борнхольмской, Гданьской, Готландской, Северо-Балтийской, Ландсорской и впадинах Норркепинг и Карлсе выявлено убывание от 2,7÷11,0 мкг-ат N/л в южных и центральных котловинах до 3,2÷7,5 мкг-ат N/л в северных и минимумы – 1,5÷1,7 мкг-ат N/л в Ландсорской впадине и Финском заливе. Таким образом, для Центральной Балтики отмечается ииркумконтинентальная изменчивость. На мелководье (где ДС простирается до дна) на большей части моря – придонные значения NH₂ = 0,2÷0,6 мкг-ат N/л и только в Рижском заливе придонное содержание возрастает до $NH_{g} = 0.8 \div 1.3$ мкг-ат N/л.

Сложное распределение придонного содержания NH₃ подтверждается и его сезонной изменчивостью. Если рассматривать СезХ для каждо-



Рис. 142. Аммоний (мкг-ат N/л) на дне Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

го квадрата, осредненный за 1950–2005 гг., то, согласно нашим расчетам, максимум придонного аммония приходится на июнь-июль (рис. 102, 103 Прилож. А), минимум — на март-апрель (рис. 99, 100 Прилож. А). Как показали результаты гармонического анализа, СезХ аммония на дне

средняя для моря величина квоты q_I=0,38, при этом вклад годовой гармоники сначала возрастает от q_I=0,14 в Арконе до q_I=0,87 в Борнхольмской котловине, а затем уменьшается до q_I=0,57 в Гданьской или до q_I=0,49 Готландской впадине и до q_I=0,50 в Финском заливе (рис. 25 Прилож. Б).

При средней для Балтики амплитуде годовой волны $A_I = 1,12$ мкг-ат N/л в котловинах она сначала растет от $A_I = 0,2$ в Арконе до $A_I = 3,7$ мкг-ат N/л в Борнхольмской впадине, а затем убывает до $A_I = 1,8 \div 2,6$ в Готландской и Гданьской котловинах и до $A_I = 0,7$ мкг-ат N/л в Финском заливе (рис. 26 Прилож. Б).

На большей части моря максимум годовой волны аммония T_{maxl} наступает во второй декаде августа (223 суток от начала года), начинаясь T_{maxl} =17.04 (107 суток от начала года) в Ботническом заливе и заканчиваясь в Кильском заливе T_{maxl} = 15.11 (319 суток от начала года). В котловинах дата наступления максимума смещается от T_{maxl} = 16.10 (289 суток от начала года) в Арконе к T_{maxl} = 24.08 (236 Суток) в Борнхольмской котловине, затем возвращается к T_{maxl} = 02.09 (245 суток) в Гданьской, вновь опускается до T_{maxl} = 11.08 (223 суток) в Готландской впадине и вновь возвращается к T_{maxl} = 29.07 (210 суток от начала года) в Финском заливе (рис. 27 Прилож. Б).

Расчеты показали, что межгодовая изменчивость придонного содержания NH₃ в характерных точках Южной и Центральной Балтики (кв. 11 — Борнхольская, кв. 36 — Гданьская, кв. 47 — Готландская впадины и кв. -3 — Кильский, кв. 68 — Финский заливы) не отличается большим подобием. Так, наибольшая теснота связи в поле придонного аммония выявлена для квадратов 11 и 36 (r = 0,65), для квадратов 11 и 47, а также -3 и 36 или 47 теснота связи снижается до (r = 0,34÷0,38); между остальными парами квадратов связь становится незначимой — слабоположительной или слабоотрицательной (r ≤ ±0,2). При



Рис. 143. Межгодовая изменчивость аммония (мкг-ат N/л) на дне Балтийского моря в Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Кильском (кв. -3), Финском заливах (кв. 68), по данным State and Evolution..., 2008

этом для среднегодовых придонных значений NH_3 выявлены линейные тренды в кв. -3 (1975–2005 гг. — $Tr_{_{NH3}} = -0,038$ мкг-ат/лгод); кв. 11 (1969–2005 гг. — $Tr_{_{NH3}} = 0,141$ мкг-ат/лгод); кв. 36 (1969–2005 гг. — $Tr_{_{NH3}} = 0,207$ мкг-ат/лгод); кв. 47 (1969–2005 гг. — $Tr_{_{NH3}} = 0,420$ мкг-ат/лгод) и кв. 68 (1970–2004 гг. — $Tr_{_{NH3}} = 0,019$ мкг-ат/лгод).

Оценка тесноты связи МГИ содержания поверхностного и придонного аммония в Готландской и Борнхольмской котловинах выявила слабую отрицательную значимую связь — r = (-0,34)÷(-0,37), для остальных регионов связь незначима (r $\leq \pm 0,2$). Напротив, оценка тесноты связи МГИ придонных аммония и фосфатов выявила значимую связь для всех характерных точек (от r = 0,44 в Арконе до r = 0,72 в Гданьской котловине). Между придонными аммонием и кислородом получена значимая обратная связь, но только в Южной Балтике (от r = (-0,32) в кв. -3 до r = (-0,56) в кв. 36). Между придонными аммонием и температурой — значимая связь от r = 0,27 в кв. 36 до r = 0,35÷0,37 в квадратах 11 и 68.

Таким образом, содержание придонного аммония во второй половине XX века во всех характерных точках Южной и Центральной Балтики растет, в отличие от поверхности моря, где оно заметно снижается. Тем не менее, характер временных рядов придонного аммонийного азота, как и поверхностного (см. рис. 141 и 143), также позволяет говорить о квазицикличностях от квазидвухлетних до одиннадцатилетних, присущих, как показано в п. 1 и 2 и выше, большинству гидрометеорологических элементов, кислороду и фосфатам.

4.8. Нитратная структура

Представление о структуре нитратов можно получить из таблицы 60 и рисунка 144, где показаны средние для моря в целом месячные значения нитратного азота на глубинах от 0 до 150 м за 1950–2005 гг. Как видим, в верхнем слое содержание нитратов сначала медленно возрастает с глубиной так, что в среднем за год для моря в целом ВКС⁵⁰ простирается до 9 м, меняется в течение года от 41–50 м в январе-феврале до 7–8 м в марте-апреле и до 1–3 м в мае-октябре, а затем растет до 20 м к ноябрю и до 45 м к декабрю. Ниже начинается нитратоклин. Его ядро⁵¹ в годовом ходе повторяет изменение нижней границы ВКС нитратов, опускаясь от 65 м в январе до 85 м в феврале-марте, располагаясь на 65–75 м в апреле-июне и на 55 м, как и в среднем за год, – в августе-декабре. Ниже ядра продолжается рост нитратов с глубиной до максимума $NO_3 = 6,43$ мкг-ат N/л (h = 90 м), а далее – череда наведенных экстремумов. *Таким образом*,

 $^{^{50}}$ Для содержания нитратного азота нет общепринятого численного критерия слоя его скачка, в данной работе, как и ранее (Дубравин, 20176; Гидрохимический режим, 2017), за нижнюю границу ВКС принимается начало главного нитратоклина ${\rm G}^{\rm NO3}\!\geq\!0,01$ мкг-ат N/лм.

⁵¹ За ядро нитратоклина предлагается принимать, как и для большинства элементов, глубину максимального вертикального градиента G^{NO3} _{max}.

нитратная структура Балтийского моря определяется следующими характерными уровнями (слоями): поверхностным минимумом, ядром главного нитратоклина и придонным максимумом (Гидрохимический режим, 2017).

Таблица 60

Сезонный ход нитратов (мкг-ат N/л) в Балтийском море, средний
за 1950–2005 гг., рассчитанный по данным State and Evolution, 2008.
(Из Гидрохимический режим, 2017)

Горизонт	Янв	Фев	Мар	Апр	Май	Июн	Июл	Авг	Сен	Окт	Ноя	Дек	Год
0	5,91	<u>7,00</u>	5,25	3,48	1,09	0,74	0,27	0,24	0,49	0,92	2,60	5,30	2,54
10	5,64	<u>6,27</u>	5,08	3,22	1,37	1,14	0,44	0,49	0,65	1,13	2,61	4,53	2,55
20	5,61	<u>6,28</u>	5,44	4,25	2,03	1,94	1,14	0,91	1,16	1,33	2,48	4,68	2,96
30	5,58	<u>6,36</u>	5,71	4,81	2,62	2,84	1,84	1,65	2,27	1,99	2,79	4,44	3,50
40	5,60	<u>6,43</u>	5,84	4,68	3,42	3,12	2,64	2,52	2,90	3,09	3,52	4,49	3,98
50	5,76	<u>6,29</u>	5,71	5,28	3,75	2,84	2,93	3,20	3,08	3,31	4,23	4,59	4,22
60	6,02	<u>6,43</u>	6,08	5,75	4,54	3,58	4,33	4,25	4,67	4,96	5,30	5,33	5,08
70	6,31	<u>6,49</u>	6,32	6,27	5,70	5,05	4,98	5,22	5,60	5,81	5,63	6,05	5,76
80	6,55	6,55	6,41	<u>7,17</u>	6,24	5,69	6,16	5,77	6,03	5,95	6,38	6,59	6,26
90	6,42	6,98	7,23	<u>7,41</u>	5,99	6,18	6,72	5,58	6,40	5,87	6,00	6,45	6,43
100	6,39	6,20	6,47	<u>7,35</u>	5,29	6,15	6,28	5,88	6,44	5,81	5,88	5,71	6,19
110	<u>6,99</u>	6,82	6,50	6,29	6,00	5,95	4,55	5,65	6,33	5,19	6,19	5,41	6,04
120	6,20	6,35	5,88	<u>6,69</u>	5,39	6,26	5,48	5,74	5,37	5,49	5,20	5,16	5,82
130	4,89	4,60	3,98	4,60	3,98	<u>6,97</u>	3,19	3,76	5,02	3,24	4,53	1,86	4,43
140	3,19	4,13	3,40	2,82	3,76	4,38	2,72	2,52	<u>5,72</u>	0,92	2,64	3,12	3,29
150	4,73	5,46	5,68	<u>6,10</u>	5,05	5,49	4,56	5,24	5,22	5,88	4,64	4,73	5,28

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.



Рис. 144. Внутригодовая изменчивость нитратной структуры верхнего
150-метрового слоя, среднего для всего Балтийского моря за 1950–2005 гг.,
рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008): 1 – верхний
квазиоднородный слой (ВКС); 2 – нижняя часть деятельного слоя (ДС);
3 – глубинная нитратная структурная зона; 4 – верхняя граница нитратоклина;
5 – ядро нитратоклина. (Из Гидрохимический режим, 2017)

Нитраты на поверхности (поверхностный минимум). Средневзвешенное годовое значение – NO₃ = 3,03 мкг-ат N/л, при изменчивости среднегодовых значений вдоль поверхности моря от 1,20 мкг-ат N/л у южного побережья Швеции до 15,15 мкг-ат N/л в вершине Рижского залива (рис. 145). При этом в какой-то степени можно говорить о *циркумконтинентальной* изменчивости: возрастание содержания нитратов от 1,3÷1,5 мкг-ат N/л в центре моря до 1,7÷10,0 мкг-ат N/л вдоль южного побережья, до 1,6÷2,6 мкг-ат N/л вдоль восточного побережья Центральной Балтики, до 2,3÷4,9 мкг-ат N/л в Финском, до 1,6÷5,7 мкг-ат N/л в Ботническом заливе и до 1,3÷1,5 мкг-ат N/л во впадинах Ландсорской и Карлсэ.



Рис. 145. Нитраты (мкг-ат N/л) на поверхности Балтийского моря, средние за 1950–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

Дисперсионный анализ долгопериодной изменчивости нитратов на поверхности в характерных точках моря, как и для фосфатов, показал, что вклад СезХ в дисперсию ДП для большинства квадратов является доминирующим, возрастая от 54÷63% в Борнхольмской и Арконской впадинах до 74÷77% в Готландской впадине и Финском заливе. Исключение, как и для поверхностных фосфатов, составила Гданьская котловина, в которой относительная доля СезХ минимальна ≈16%, при этом доли ВГИ и МГИ в этом квадрате, наоборот, максимальны (59 и 26%, соответственно) (табл. 61). Минимальный вклад в ДП для ВГИ и МГИ отмечается в Финском заливе (17 и 5%, соответственно).

Выше (п. 4.6) отмечалось, что во всей Балтике сезонный ход не только фосфатов, но и всех биогенов в поверхностном слое имеет однотипный характер с максимумом зимой и минимумом летом (Гидрохимический

режим..., 1965; ГХУ, 1994; Гидрохимический режим, 2017). Возвращаясь к таблице 60, видим, что в сезонном ходе, среднем для Балтийского моря, поверхностный максимум наблюдается в феврале (7,00 мкг-ат N/л), минимум — в августе (0,24 мкг-ат N/л).

Таблица 61

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости нитратов (мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1962–2018 гг., рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

D		Диспер	осия (σ²)			
Регион,	общая	долгопериодная				
длина ряда	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ		
Арконская впадина	2,314	1,464	0,660	0,190		
(1964–2017)	100	63,3	28,5	8,2		
Борнхольмская впадина	1,932	1,042	0,633	0,258		
(1962 - 2018)	100	53,9	32,8	13,3		
Гданьская впадина	51,406	8,005	30,101	13,300		
(1969–2018)	100	15,6	58,6	25,9		
Готландская впадина	2,236	1,658	0,432	0,145		
(1965–2018)	100	74,2	19,3	6,5		
Финский залив	10,471	8,114	1,828	0,528		
(1966–2018)	100	77,5	17,5	5,0		

На рисунке 146 представлен СезХ нитратов на поверхности в характерных точках моря, средний за 1969–2017 гг. Как видим, кривые СезХ NO₃ на поверхности отличаются подобием — теснота связи между ними высокая r = 0,75 \div 0,88 (между кв. 36 и 5 или 11 или 68) и очень высокая для



Рис. 146. Сезонный ход нитратов (мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанный по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

всех остальных (от г = 0,91 между кв. 5 и 47 до г = 0,98 между кв. 5 и 11) (табл. 62). Максимум в СезХ нитратов для большинства квадратов наступает в феврале (в кв. 36 и 47 — в марте), а минимум для большинства квадратов приходится на август (в кв. 68 — на июль). Все поверхностные кривые СезХ NO₃ характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от $q_1 = 0,79 \div 0,81$ (кв. 5, 11, 36) до $q_1 = 0,86 \div 0,87$ (кв. 47 и 68); амплитудой от $A_1 = 1,41 \div 1,75$ мкмоль N/кг (кв. 11, 5 и 47) до $A_1 = 3,34 \div 3,74$ мкмоль N/кг (кв. 36 и 68); с наступлением максимума от $T_{max1} = 16.\div 22.01$ (Кв. 68, 5 и 11) до $T_{max1} = 29.01 \div 05.02$ (кв. 47 и 36).

Таблица 62

Корреляционные матрицы между сезонным ходом нитратов (мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах

и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Кв.	5	11	36	47	68
$5 \\ 11 \\ 36 \\ 47 \\ 68$	1,0	0,976 1,0	$0,748 \\ 0,847 \\ 1,0$	$0,911 \\ 0,964 \\ 0,931 \\ 1,0$	$\begin{array}{c} 0,934 \\ 0,965 \\ 0,877 \\ 0,959 \\ 1,0 \end{array}$

Выше (см. п. 4.6) отмечалось определенное подобие между кривыми СезХ кислорода и фосфатов на поверхности в характерных точках моря. Расчеты выявили значительную тесноту синхронной связи между кривыми внутригодового распределения кислорода и фосфатов на поверхности в кв. 5, 47 и 11 (r = 0,66÷0,70), однако в кв. 68 и 36 теснота связи ослабевает до r = 0,56 и r = 0,40. Учитывая подобие сезонного хода поверхностных биогенов, можно ожидать подобия между кривыми СезХ кислорода и нитратов. Сравнение рис. 109, 126 и 146 это подтверждает. По данным корреляционного анализа между СезХ нитратов и фосфатов в характерных точках на поверхности моря отмечается высокая теснота связи для большинства квадратов (от r = 0,95 (кв. 5) до r = 0,99 (кв. 47)), и только в кв. 36 теснота связи заметно ослабевает (до r = 0,55). Между сезонным ходом нитратов и кислорода в этих точках теснота синхронной связи заметно ниже, меняясь от r = 0,44 (кв. 68) до r = 0,56÷0, 64 (кв. 11, 47 и 5) и до r = 0,72 (кв. 36).

Представленный на рисунке 146 СезХ поверхностных нитратов подтверждается и данными из другого массива (State and Evolution..., 2008), осредненными за 1950–2005 гг. Расчеты показали, что максимум нитратов на поверхности моря по этим данным приходится на февраль-март (рис. 110–111 Прилож. А), минимум — на июнь-август (рис. 115–116 Прилож. А).

По данным гармонического анализа, СезХ нитратов на поверхности определяется годовой гармоникой: при средней для моря величине квоты $q_I = 0,82$ и убывающей от $q_I = 0,85 \div 0,95$ в открытом море до $q_I = 0,48$ (побережье Польши западнее Гданьского залива) (рис. 28 Прилож. Б).

Самплитудой средней $A_I = 3,85$ мкг-ат N/л при размахе $A_I = 1,60\div22,72$ мкг-ат N/л, при этом амплитуда увеличивается от $A_I = 1,6\div1,8$ мкг-ат N/л (в Борнхольмской впадине и вдоль южного побережья Швеции) до $A_I = 2,0\div3,0$ мкг-ат N/л (на большей части моря), до $A_I = 6,1\div6,7$ мкг-ат N/л (Финский залив и Поморская бухта), до $A_I = 13,3$ мкг-ат N/л (запад Гданьского залива) и до $A_I = 22,7$ мкг-ат N/л (Рижский залив) (рис. 29 Прилож. Б).

Раньше всего максимум наступает на западе Гданьского залива и у юго-западного побережья Швеции на 358÷365 сутки с начала года (T_{max1} = 22.÷31.12), на большей части моря максимум приходит в январе следующего год 20.÷25.01 (на 385÷390 сутки) и заканчивается в феврале — (404÷410 суток от начала года) в Поморской бухте, Рижском и Ботническом заливах (рис. 30 Прилож. Б).

Межгодовая изменчивость поверхностного содержания нитратов в Западной, Южной и Центральной Балтике показана на рисунках 147–151. Расчеты показали, что в характерных точках Южной и Центральной Балтики на общем интервале 1969–2017 гг. наибольшей теснотой связи в поле нитратов отличаются квадраты 5, 11 и 47 ($r = 0.58 \div 0.74$); теснота связи между кв. 68 и первыми тремя уменьшается до ($r = 0.23 \div 0.47$); а между кв. 36 и всеми остальными теснота связи — незначима — меняется от слабоположительной r = 0.003 (между кв. 36 и кв. 47) до слабоотрицательной $r = (-0.016) \div (-0.020)$ (между кв. 36 и кв. 5 или кв. 68 или кв. 11) (табл. 63).

Таблица 63

корреляционные матрицы между межгодовым ходом
нитратов (мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5),
Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах
и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным
из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Кв.	5	11	36	47	68
$5 \\ 11 \\ 36 \\ 47 \\ 68$	1,0	0,668 1,0	-0,016 -0,020 1,0	$0,584 \\ 0,744 \\ 0,003 \\ 1,0$	$\begin{array}{c} 0,231 \\ 0,355 \\ -0,016 \\ 0,473 \\ 1,0 \end{array}$

При этомдля среднегодовых значений нитратов на поверхности на общем интервале 1969–2017 гг. выявлены линейные тренды, меняющиеся от $Tr_p = (-0,011)$ мкмоль N/кг*год (кв. 5 и кв. 11) до $Tr_p = (-0,001)$ мкмоль N/кг*год (кв. 47), до $Tr_p = 0,014$ мкмоль N/кг*год (кв. 68) и до $Tr_p = 0,106$ мкмоль N/кг*год (кв. 36). При пересчете на общий интервал 1969–2016 гг. величина линейного тренда поверхностных нитратов в квадратах 5, 11 и 47 практически (с точностью до 10^{-3} мкмоль N/кг*год, а в кв. 68, наоборот, возросла до $Tr_p = 0,017$ мкмоль N/кг*год. При этом теснота связи между квадратами 5, 11 и 47 изменилась мало (г = $0,59\div0,74$), как и между кв. 68 и первыми тремя (г = $0,24\div0,47$); и только между кв. 36 и остальными 200

теснота связи заметно изменилась: уменьшилась — между кв. 36 и 11 до г = 0,005; увеличилась между кв. 36 и 5 до г = (-0,114) или кв. 47 до г = 0,105 или кв. 68 до г = 0,290. При пересчете на общий интервал 1980–2016 гг. величина отрицательного линейного тренда поверхностных нитратов в квадратах 5, 11 и 47 возросла до $Tr_p = (-0,024) \div (-0,041)$ мкмоль N/кг*год, в кв. 36 снизилась до $Tr_p = 0,046$ мкмоль N/кг*год, а в кв. 68 положительная тенденция сменилась отрицательной ($Tr_p = (-0,016)$) мкмоль N/кг*год). При этом теснота связи между квадратами 5, 11 и 47 изменилась мало (r = 0,68 \div 0,74), как и между кв. 68 и первыми тремя (r = 0,24 \div 0,47); и только между кв. 36 и остальными теснота связи заметно изменилась: между кв. 36 и 5 – г = (-0,307) или кв. 11 – г = (-0,188), или кв. 47 – г = (-0,256), или кв. 68 – г = (-0,020).

Рассмотрим соотношение между сезонной и межгодовой изменчивостью содержания нитратов на поверхности в характерных точках моря. Расчеты показали, что на общем интервале 1969–2017 гг. оно меняется от 0,3 в Гданьской впадине до 1,0÷1,8 в Борнхольмской и Арконской впадинах и до 2,1÷2,3 в Финском заливе и Готландской впадине. Таким образом, можно говорить не только о подтверждении вывода о превышении размаха МГИ над СезХ для биогенов в Гданьском бассейне, сделанном в начале 90-х годов (в ГХУ..., 1994), но и об устойчивости во времени превышения межгодовой изменчивости над сезонной.

Учитывая подобие сезонного хода поверхностных биогенов и кислорода, следует проверить, насколько это подобие справедливо и для их межгодовой изменчивости. По данным корреляционного анализа, между МГИ нитратов и фосфатов в характерных точках на поверхности моря на общем интервале 1969-2017 гг. отмечается невысокая значимая теснота связи для квадратов 11 (r = 0,30) и 47 (r = 0,40). Для остальных квадратов теснота связи незначима (от r = 0,08÷0,09 – кв. 68 и 36 до r = 0,13 – кв. 5). Теснота связи между МГИ нитратов и кислорода на том же интервале такова: невысокая значимая теснота связи только для кв. 5 (r = 0,42), а для остальных квадратов теснота синхронной связи незначима — слабоположительная (r = 0.19 в кв. 47) или слабоотрицательная (от г = (-0,06) в кв. 36 до г = (-0,09) в кв. 11 и до г = (-0,18) в кв. 68). Таким образом, подобие МГИ нитратов, фосфатов и кислорода в характерных точках моря скорее исключение, чем правило. Иными словами, кроме общих процессов, управляющих долгопериодной изменчивостью гидрохимических параметров (в основном сезонной составляющей), для межгодовой составляющей ДП этих параметров важны также и локальные процессы, которые в отдельных регионах являются преобладающими (например, речной сток). Подробнее об этом речь пойдет ниже (см. гл. 5-7).

Кроме того, анализ временных рядов поверхностных нитратов в характерных точках моря позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пик 2,5÷3,1 года), квазичетырехлетние (пик 3,5÷4,4 года), квазишестилетние (пик 4,9÷6,5 года), квазивосьмилетние (пик 7,4÷8,7 года) и квазиодиннадцатилетние (пик 13,3 года) (табл. 64, рис. 147–151).

Таблица 64

Характерные масштабы межгодовой изменчивости нитратов (мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Параметр,	Период эн	ергонесущей	зоны (год)	Спектральная плотность			
длина ряда	начало	пик	конец	начало	пик	конец	
NO ₃ — Кв. 5	2,41 3,17	2,74 4 44	3,17 5,13	0,03	0,11	0,03	
1964-2017	5,13	8,70	11,11	0,05	0,20	0,13	
NO ₃ — Кв.11 1962–2018	2,30 2,94 4,26	$2,56 \\ 3,45 \\ 6,45$	2,94 4,26 8,33	$0,12 \\ 0,15 \\ 0,13$	0,18 0,21 0,220	$0,15 \\ 0,13 \\ 0,15$	
NO ₃ — Кв. 36 1969–2018	2,20 3,45 4,35 5,71	2,50 3,85 5,26 13,33	2,78 3,45 5,71 20,00	8,66 19,26 19,69 21,48	$19,01 \\ 20,98 \\ 21,75 \\ 50,55$	$12,18 \\ 19,69 \\ 21,48 \\ 48,88$	
NO ₃ — Кв. 47 1965–2018	2,50 3,13 4,26 5,71	2,78 3,57 4,88 7,41	3,13 4,26 5,71 10,53	$\begin{array}{c} 0,05\\ 0,08\\ 0,10\\ 0,10\end{array}$	$0,15 \\ 0,14 \\ 0,11 \\ 0,12$	$\begin{array}{c} 0,08 \\ 0,10 \\ 0,10 \\ 0,06 \end{array}$	
NO ₃ — Кв. 68 1966–2018	2,63 3,57 5,13	$3,08 \\ 4,08 \\ 8,70$	3,57 5,13 12,50	$0,38 \\ 0,48 \\ 0,33$	0,94 0,57 1,84	$0,48 \\ 0,33 \\ 1,39$	



Рис. 147. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ – мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂, квазичетырехлетней – NO₃₋₄ и квазивосьмилетней – NO₃₋₈ (1964–2017), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html





Рис. 148. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ – мкмоль N/кг) на поверхности в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂, квазичетырехлетней – NO₃₋₄ и квазишестилетней – NO₃₋₆ (1962–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html



Рис. 149. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ – мкмоль N/кг) на поверхности в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂; квазичетырехлетней – NO₃₋₄; квазишестилетней – NO₃₋₆ и квазиодиннадцатилетней – NO₃₋₁₁ (1969–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 150. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ – мкмоль N/кг) на поверхности в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂; квазичетырехлетней – NO₃₋₄; квазишестилетней – NO₃₋₆ и квазивосьмилетней – NO₃₋₈ (1965–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 151. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ – мкмоль N/кг) на поверхности в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂; квазичетырехлетней – NO₃₋₄; и квазиодиннадцатилетней – NO₃₋₁₁ (1966–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Таким образом, за последние 40 лет содержание нитратов в большинстве характерных точек снижается со скоростью от 0,016÷0,024 мкмоль N/кг*год (кв. 68 и 47) до 0,030÷0,041 мкмоль N/кг*год (кв. 5 и 11) и только в Гданьской котловине (кв. 36) наблюдается значительный рост — 0,046 мкмоль N/кг*год. Причина этого пока неясна.

Ядро главного нитратоклина (нижняя граница деятельного слоя). Из рисунка 152, где представлена глубина ядра главного слоя скачка нитратов, можно видеть, что она увеличивается от 15 м в Западной Балтике до 55 м в Борнхольмской котловине и до 65-85 м в Юговосточной и Центральной Балтике, а затем уменьшается до 25-45 м в Рижском и Финском заливах. В центральной части Ботнического залива (Ботническом море) ядро нитратоклина залегает на 35-75 м (рис. 152 а). При этом распределение величины максимального вертикального градиента нитратов G^{NO3} таково: в глубоководной части моря величина максимального градиента G^{NO3} меняется в пределах от 0,15÷0,28 мкг-ат N/л*м (Западная Балтика) до 0,20÷0,30 мкг-ат N/л*м (Южная Балтика), до 0,19÷0,28 мкг-ат N/л*м (Гданьская и Готландская впадины), до 0,15÷0,20 мкг-ат N/лм (Северо-Балтийская, Ландсорская и впадины Норрчепинг и Карлсе) и до 0,11÷0,16 мкг-ат N/л*м (Ботническое море); на мелководье западнее о. Рюген, восточнее о. Эланд и в Аландском море $-0.04\div0.10$ мкг-ат N/л*м, а в восточных частях Финского и Рижского заливов — до $0,20\div0,35$ мкг-ат N/лм (рис.1526).



Рис. 152. Среднегодовые характеристики ядра главного нитратоклина в Балтийском море, рассчитанные за 1950–2005 гг. по данным State and Evolution..., 2008: а) глубина ядра, м; б) максимальный градиент нитратов G^{NO3} (мкг-ат N/л*м). (По Гидрохимический режим, 2017)

Придонный максимум нитратов. Выше отмечалось, что регенерация азота может осуществляться специфическими бактериями-нитрификаторами только при наличии кислорода. В случае анаэробных условий идет обратный процесс — денитрификации, выводящий азот из биогеохимического круговорота (Берникова, 1980; ГХУ..., 1994). Из этого следует, что затоки североморских вод приводят к повышению содержания нитратов, но не напрямую, а опосредованно. То есть важна не адвекция нитратов сама по себе, а адвекция именно кислорода, стимулирующая деятельность бактерий-нитрификаторов, в результате которой и будет возрастать содержание нитратов у дна.

Средневзвешенное значение годового придонного максимума нитратов — NO_3 составляет 5,96 мкг-ат N/л, при изменчивости среднегодовых значений вдоль дна от 1,75 мкг-ат N/л (южная часть Готландской котловины) до 10,55 мкг-ат N/л в вершине Финского залива (рис. 153). Этот рисунок позволяет говорить о сложном распределении придонного содержания нитратов: на западе моря, где глубины не превышают 50 м, $NO_3 = 3,3 \div 6,8$ мкг-ат N/л. Восточнее 14° в.д. происходит резкое разделение на мелководную и глубоководную зоны. В Борнхольмской, Гданьской, Готландской, Северо-Балтийской, Ландсорской и впадинах Норрчепинг и Карлсе выявлено убывание от 5,5 \div 7,3 мкг-ат N/л в южных котловинах до 1,7 \div 5,8 мкг-ат N/л в северных, т.е. наблюдается *циркумконтинентальная изменчивость*. На мелководье (где деятельный слой простирается до дна) на юго-западе и юге моря — придонные значения $NO_3 = 3,3 \div 4,5$ мкг-ат N/л, на северо-востоке Центральной Балтики — 4,1 \div 7,7 мкг-ат N/л, в Рижском и Финском заливах — 9,7 \div 10,6 мкг-ат N/л.



Рис. 153. Нитраты (мкг-ат N/л) на дне Балтийского моря, средние за 1950–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (Из Гидрохимический режим, 2017)

Дисперсионный анализ долгопериодной изменчивости нитратов на дне в характерных точках моря показал, что вклад МГИ в дисперсию ДП для квадратов 11, 47 и 68, как и для фосфатов, является доминирующим, возрастая от 50÷54 % в Борнхольмской котловине и Финском 206 заливе до 62 % в Готландской впадине. Исключение составили Гданьская, в которой относительная доля МГИ составила 46 %, занимая промежуточную долю между Ce3X = 3 % и ВГИ = 51 % и Арконская впалины, в которой удельный вклад МГИ — минимален (17 %) (табл. 65). Что касается доли Ce3X в дисперсию ДП, то она минимальна для большинства регионов, при этом ее доля возрастает от 1÷3 % в Готландской и Гданьской впадинах до 5÷7 % в Борнхольмской впадине и Финском заливе. Однако, в Арконской впадине вклад Ce3X преобладает (максимален — 44 %).

Таблица 65

puee infunitie no quintier no v	· · · ································	ung01/ us01		muternenni			
Регион,	Дисперсия (σ²)						
Горизонт,	общая	д	долгопериодная				
длина ряда	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ			
Арконская впадина (40 м)	6,451	2,807	2,545	1,099			
(1964–2017)	100	43,5	39,5	17,0			
Борнхольмская впадина (90 м)	14,586	0,658	6,604	7,323			
(1964–2018)	100	4,5	45,3	50,2			
Гданьская впадина (100 м)	11,867	0,321	6,035	5,512			
(1967–2018)	100	2,7	50,9	46,4			
Готландская впадина (240 м)	9,276	0,114	3,433	5,730			
(1965–2017)	100	1,2	37,0	61,8			
Финский залив (80 м)	6,578	0,385	2,636	3,557			
(1969–2018)	100	5,9	40,0	54,1			

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости нитратов (мкмоль N/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1955–2018 гг., рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

На рисунке 154 представлен СезХ нитратов вблизи дна в характерных точках моря, средний за 1969-2017 гг. Как видим, о подобии нитратных кривых СезХ у дна, с одной стороны, можно говорить про кв. 11, 36 и 47 – теснота связи между 11 и кв. 36 – r = 0,60, а между кв. 11 и кв. 47 – r = 0.88, хотя теснота связи между кв. 36 и кв. 47 снижается до r = 0.29; а, с другой, – про кв. 5 и 68, для которых теснота связи – r = 0,68 (табл. 66). Тем не менее большинство кривых СезХ нитратов характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от q₁ = 0,60÷0,63 (кв. 47, 36) до $q_1 = 0,72$ (кв. 5) и до $q_1 = 0,91$ (кв. 11). Однако в кв. 68 вклад годовой волны уменьшается до q₁ = 0,34. При этом амплитуда годовой гармоники убывает от $A_1 = 2,1$ до 1,1, до 0,7 и до 0,4 мкмоль N/кг (соответственно в Арконской, Борнхольмской, Гданьской и в Готландской впадинах), а затем слегка растет до A₁ = 0,5 мкмоль N/кг в Финском заливе. Максимум годовой волны раньше всего наступает в Финском заливе и Арконской впадине (
Т $_{\rm maxI}$ = 17.÷20.12), смещаясь на февраль-март следующего года (T_{max1} = 02.02 в Гданьской и Т_{max1} = 10.÷25.03 в Готландской и Борнхольмской впадинах).



Рис. 154. Сезонный ход нитратов (мкмоль N/кг) у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html)

Таблица 66

```
Корреляционные матрицы между сезонным ходом нитратов (мкмоль N/кг)
у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11),
Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе
(кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным
из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html
```

Кв.	5	11	36	47	68
$5 \\ 11 \\ 36 \\ 47 \\ 68$	1,0	0,277 1,0	$0,418 \\ 0,600 \\ 1,0$	$0,226 \\ 0,880 \\ 0,290 \\ 1,0$	$\begin{array}{c} 0,678\\ 0,162\\ 0,173\\ 0,239\\ 1,0 \end{array}$

Сравнивая кривые СезХ нитратов в характерных точках на поверхности (см. рис. 146) и вблизи дна (рис. 154), можно говорить о некотором их подобии. Расчеты показали, что наибольшая синхронная связь между СезХ нитратов на поверхности и у дна отмечается в кв. 5 (r = 0,80), снижаясь до r = 0,72 в кв. 36, до r = 0,66 в кв. 11 и до r = 0,55 \div 0,59 в кв. 68 и 47.

Выше отмечалась опосредованная связь между содержанием кислорода и нитратами в придонном слое. Эта связь скорее относится к межгодовой изменчивости, чем к сезонной. Тем не менее, следует сравнить кривые СезХ кислорода, фосфатов и нитратов в характерных точках у дна (рис. 118, 134 и 154). Расчеты показали, что наибольшая теснота синхронной связи между СезХ придонных кислорода и нитратов приходится на кв. 11 (г = 0,96), в кв. 36 и 68 теснота связи уменьшается до г = 0,56 \div 0,61, а в кв. 5 и 47 — до г = 0,38 \div 0,46. Что касается связи между придонными кривыми СезХ фосфатов и нитратов, то для большинства характерных точек, как и между кислородом и фосфатами, они меняются в противофазе. При этом максимальная отрицательная теснота синхронной связи отмечается для кв. 11 — г = (-0,92), в кв. 68 и 36 теснота связи снижается до г = (-0,62) \div (-0,64), а в кв. 47 — до г = (-0,49). Однако в кв. 5 теснота связи между кривыми придонных фосфатов и нитратов меняется с обратной на прямую — г = 0,51.

Сложное распределение придонного содержания NO₃ подтверждается и его сезонной изменчивостью по данным из другого массива (State and Evolution..., 2008), осредненным за 1950-2005 гг. Расчеты показали, что максимум нитратов на дне моря по этим данным приходится на февраль-март (рис. 122–123 Прилож. А), минимум — на май-июнь (рис. 125– 126 Прилож. А). Гармонический анализ СезХ нитратов в котловинах Центральной Балтики показал следующее: вклад годовой гармоники невелик – q₁=0,05÷0,07 (Готландская впадина), q₁=0,25÷0,27 (Гданьская котловина, Финский залив и Аркона) и q₁ = 0,27÷0,50 (Борнхольмская впадина) (рис. 31 Прилож. Б). Амплитуда сначала уменьшается от A₁ = 2,0÷2,8 мкг-ат N/л в Западной Балтике до A₁ = 0,3 мкг-ат N/л в Готландской котловине, а затем возрастает до A₁ = 1,8÷2,1 мкг-ат N/л в Рижском и Финском заливах (рис. 32 Прилож. Б). Максимум годовой волны раньше всего наступает в Ботническом (T_{max1} = 11.08÷30.09-223÷273 суток с начала года) и Финском (T_{maxl} = 22.10÷11.11–295÷315 суток с начала года) заливах. В Арконской и Борнхольмской впадинах наступление максимума сдвигается на Т_{maxI} = 02.01÷19.02 следующего года (367÷415 суток с начала года) или на $T_{\rm max1}$ = 11.06 (527 суток с начала года) во впадине Фарё (рис. 33 Прилож. Б).

Представление о межгодовой изменчивости содержания нитратов (мкмоль N/кг) вблизи дна в характерных точках моря (см. табл. 67) за 1964–2018 дают рис. 155–159. Расчеты позволили выявить линейные тренды придонных нитратов в этих точках на своем интервале: в кв. 68 и 5 отмечается очень слабый или слабый рост — $Tr_{NO3} = 0,0002\div0,008$ мкмоль N/кг*год. Однако в кв. 47 и 36 наблюдается падение — $Tr_{NO3} = (-0,017)\div(-0,026)$ мкмоль N/кг*год) или слабое падение — $Tr_{NO3} = (-0,002)$ мкмоль N/кг*год (кв. 11).

Пересчет тренда в этих характерных точках на общем интервале (1969–2017 гг.) выявил смену тенденции только в кв. 5 ($Tr_{NO3} = (-0,004)$ мкмоль N/кг*год), для остальных характерных точек тенденция не изменилась — (падение в кв. 11, 36. 47 или рост в кв. 68). При этом наибольшим подобием отличаются кривые межгодовой изменчивости содержания NO₃ в кв. 5 и 68 (г = 0,66), меньшим подобием характеризуется кривые в кв. 11 и 36 (г = 0,53), а тем более в кв. 11 и 47 (г = 0,33). Однако следует отметить, что между 1987 и 1994 гг. в характерных точках в межгодовой изменчивости нитратов, как и кислорода (см. рис. 119–123) или фосфатов (см. рис. 135–139), происходит смена

тенденции, в основном с положительной на отрицательную (кв. 5, 11, 36 и 68), а в кв. 47 слабое паденин сменилось более сильным. Так:

- в кв. 5 на интервалах 1964–1990 и 1990–2018 гг. рост на 0,15 мкмоль N/кг*год, меняется на падение на 0,06 мкмоль N/кг*год;
- в кв. 11 на интервалах 1964–1993 и 1993–2018 гг. рост на 0,09 мкмоль N/кг*год, меняется на падение на 0,04 мкмоль N/кг*год;
- в кв. 36 на интервалах 1967–1991 и 1991–2018 гг. рост на 0,03 мкмоль N/кг*год, меняется на падение на 0,05 мкмоль N/кг*год;
- в кв. 68 на интервалах 1969–1987 и 1987–2018 гг. рост на 0,30 мкмоль N/кг*год, сменяется падением на 0,15 мкмоль N/кг*год.
- в кв. 47 на интервалах 1965–1994 и 1994–2017 гг. падение усиливается от 0,04 мкмоль N/кг*год до 0,14 мкмоль N/кг*год.

Таблица 67

Характерные масштабы межгодовой изменчивости нитратов (мкмоль N/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

Параметр, горизонт, длина ряда	Период энергонесущей зоны год			Спектральная плотность		
	начало	пик	конец	начало	пик	конец
NO ₃ — Кв. 5 (40 м) 1964–2017	2,20 2,94 3,92 5,00	2,50 3,51 4,17 6,06	2,94 3,92 5,00 11,77	0,17 0,33 1,07 0,86	$0,61 \\ 1,30 \\ 1,09 \\ 1,15$	$0,33 \\ 1,07 \\ 0,86 \\ 0,74$
NO ₃ — Кв.11 (90 м) 1964–2018	2,06 2,53 4,17 10,53	2,27 3,33 4,44 16,67	2,53 4,17 5,26 25,00	4,37 4,37 9,70 20,83	$11,11 \\ 33,63 \\ 10,63 \\ 28,37$	$4,37 \\ 9,70 \\ 6,84 \\ 23,18$
NO ₃ – Кв. 36 (100 м) 1967–2018	2,06 2,78 4,26 10,00	2,56 3,23 8,70 11,77	2,78 4,26 10,00 15,39	3,24 6,62 3,88 21,33	$7,42 \\ 21,52 \\ 21,62 \\ 22,07$	6,62 3,88 21,33 18,33
NO ₃ — Кв. 47 (240 м) 1965–2017	$2,17 \\ 2,67 \\ 3,28 \\ 4,76 \\ 6,45$	$2,50 \\ 2,90 \\ 4,17 \\ 5,41 \\ 9,52$	2,67 3,28 4,76 6,45 14,29	$1,36 \\ 5,03 \\ 3,78 \\ 13,80 \\ 13,70$	5,89 6,80 16,32 16,90 25,39	5,03 3,78 13,80 13,70 18,08
NO ₃ — Кв.68 (80 м) 1969–2018	$2,04 \\ 2,30 \\ 3,03 \\ 4,00 \\ 5,88$	$2,15 \\ 2,63 \\ 3,39 \\ 4,76 \\ 11,11$	$2,30 \\ 3,03 \\ 4,00 \\ 5,88 \\ 14,29$	$1,82 \\ 1,55 \\ 2,75 \\ 1,29 \\ 0,89$	2,934,383,572,5412,24	1,55 2,75 1,29 0,89 9,46

Таким образом, и для нитратов подтверждается вывод, сделанный для кислорода (в Дубравин, Нагорнова, 2007), «о важности длительности анализируемых гидрохимических рядов, так как при анализе различных участков временного ряда исследователи могут приходить к разным выводам, вплоть до противоположных». Кроме того, с конца восьмидесятых — начала девяностых гг. в придонном слое котловин собственно Балтики наблюдается уменьшение содержания нитратов.

Выше (п. 4.6) для придонного слоя фосфатов было показано преобладание размаха межгодовой изменчивости над сезонной. Возвращаясь к данным долгопериодной изменчивости нитратов в характерных точках на дне моря (см. табл. 67), отметим, что соотношение размаха СезХ и МГИ нитратов вблизи дна на общем интервале 1969–2017 гг. убывает от 1,4 в Арконской впадине до 0,2÷0,3 в Гданьской и Борнхольмской впадинах и Финском заливе и до 0,1 в Готландской впадине. Таким образом, можно заключить, что для нитратов вблизи дна преобладание размаха межгодовой изменчивости над сезонной наблюдается в регионах, в которых глубина залегания ядра Н_{GNO8max} ≥ 50 м (см. рис. 152).

Кроме того, анализ временных рядов нитратов вблизи дна в характерных точках моря позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,2÷2,6 и 2,7÷2,9 года), квазичетырехлетние (пики 3,2÷4,1 и 4,2÷4,8 года), квазишестилетние (пик 5,4÷6,1 года), квазивосьмилетние (пик 8,7 года), квазиодиннадцатилетние (пик 9,5÷11,8 года) и квазивосемнадцатилетние (пик 16,7 года) (табл. 67, рис. 155–159).



Рис. 155. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ – мкмоль N/кг) на дне в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂, квазичетырехлетних – (NO₃₋₄⁴² и NO₃₋₄⁵⁰) и квазишестилетней – NO₃₋₆ (1964–2017), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html





Рис. 156. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ – мкмоль N/кг) на дне в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂, квазичетырехлетних – (NO₃₋₄⁴⁰ и NO₃₋₄⁵³) и квазивосемнадцатилетней – NO₃₋₁₈ (1964–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 157. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ – мкмоль N/кг) на дне в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂, квазичетырехлетней – NO₃₋₄; квазивосьмилетней – NO₃₋₈ и квазиодиннадцатилетней – NO₃₋₁₁ (1967–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 158. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ – мкмоль N/кг) на дне в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – (NO₃₋₂³⁰ и NO₃₋₂³⁵); квазичетырехлетней – NO₃₋₄; квазишестилетней – NO₃₋₆ и квазиодиннадцатилетней – NO₃₋₁₁ (1965–2017), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html



Рис. 159. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ — мкмоль N/кг) на дне в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних — (NO₃₋₂²⁶ и NO₃₋₂³²); квазичетырехлетних — (NO₃₋₄⁴¹ и NO₃₋₄⁵⁷); квазиодиннадцатилетней — NO₃₋₁ (1969–2018), рассчитанная по данным из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html

5

РАЙОНИРОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

5.1. Районирование поверхностной структурной зоны

Выше было показано (гл. 4), что термохалинная и гидрохимические структуры Балтики представлены двумя структурными зонами: поверхностной, или ДС, и глубинной. Там же было показано, что в среднем для Балтики нижняя годовая граница ДС (если за нее принимать максимум вертикального градиента ГХ параметра – G_{max}) возрастает от 55–65 м для NO_3 и O_3 до 75 м, для PO_4 . Если же рассматривать глубины залегания (м) максимумов вертикального градиента гидрологических (Т_w и S) и ГХ (О₂ и NO₃) параметров в характерных точках: Арконской, Борхольской, Гданьской, Готландской впадинах и Финском заливе, то в Южной и Центральной Балтике глубина G_{\max} в среднем за год для S, T_{w} , O_{9} и NO $_{3}$ сначала возрастает от 15 м в Арконском бассейне до 55–75 м в Борнхольмской и Гданьской котловинах, а затем несколько уменьшается до 65 м в Готландской. На входе в Финский залив, где уже заметно влияние речных вод, глубина G_{max} для этих параметров располагается между 45 и 75 м. Что касается РО₄, то если за границу ДС принимать глубину залегания изофосфаты 1,0 мкг-ат Р/л (1,0 мкмоль Р/кг), ее глубина в характерных точках моря мало отличается от $\rm G_{max}$ для S, $\rm T_w, O_2$ и $\rm NO_3$ (различия не превышают ± 5 м).

Кроме того, было показано подобие⁵² сезонного хода поверхностных биогенов и кислорода в характерных точках моря и его отсутствие для межгодовой изменчивости ГХ параметров между этими точками. Это позволило предположить, что кроме общих процессов, управляющих долгопериодной изменчивостью гидрохимических параметров (в основном сезонной составляющей), для межгодовой составляющей ДП этих параметров важны также и локальные процессы, которые в отдельных регионах являются преобладающими (например, речной

 $^{^{52}}$ Отмечена высокая значимая теснота связи между Сез
Х на поверхности $\rm O_2$ и PO_4, или NO_3для большинства характерных то
чек моря.

сток). Поэтому (в Дубравин и др., 2020) было выполнено районирование поверхностной структуры ГХ параметров Балтийского моря с помощью кластерного анализа.

Для исключения субъективных оценок при районировании среднегодовых поверхностных и глубинных полей солености, кислорода, фосфатов, аммония и нитратов, как и ранее (в Дубравин, 2001), был выполнен кластерный анализ — метод агломерации многомерной информации, где исходные данные объединяются в группы (кластеры) по степени корреляционной близости исходных точек, в качестве меры расстояния между которыми выбрана евклидова норма (модификация В. М. Ряховского, 1999). Районирование выполнялось в двух вариантах: ГХ параметры с учетом солености и только ГХ параметры.

Исследование выполнено на однородном материале многолетнего гидрологического массива Института исследований Балтийского моря (Варнемюнде) (State and Evolution..., 2008), усредненного за 1950–2005 гг. для среднегодовых значений S (PSU), O_2 , PO_4 , NH_3 и NO_3 (мкмоль/кг) на регулярной сетке 1×1° (рис. 160).



Рис. 160. Нумерация (условная) одноградусных трапеций в Балтийском море, использованных для кластерного анализа поверхностного слоя, по State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин и др., 2020)

Проведенная обработка материалов позволила последовательно выделить в выборке следующее количество кластеров, по первому варианту (с учетом солености): 1-й шаг — 16, 2-й — 7 и 3-й — 6 (рис. 161а, табл. 68); по второму (только O_2 , PO₄, NH₃ и NO₃): 1-й шаг — 17 и 2-й — 6 (рис. 1616, табл. 68). Из рис. 161 следует, что в обоих вариантах выделяется по 6
5. РАЙОНИРОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

кластеров, при этом кластеры 1–4 в обоих вариантах достаточно схожи; 5-й кластер – основной – по 1-му варианту, по второму варианту делится на два: 5 и 6 – Центральный и Южный, соответственно; а 6-й по первому варианту – Западный, по второму варианту распадается, примыкая ко 2-у – Финского залива (кв. 1 и 4) и 6-у – Южному (кв. 2) (см. рис. 160).



Рис. 161. Районирование поверхностных гидрохимических полей Балтийского моря по данным кластерного анализа — 1-ый вариант (а): 1- Ботнического залива, 2 — Финского залива, 3 — Приустьевой I (влияние рек Вислы, Даугавы и Невы), 4 — Приустьевой II (влияние рек Одер, Неман и Пярну), 5 — Основной, 6 — Западный; 2-ый вариант (б): 1- Ботнического залива,

2 — Финского залива, 3 — Приустьевой I (влияние рек Вислы, Даугавы и Невы), 4 — Приустьевой II (влияние рек Одер и Пярну),
 5 — Центральный, 6 — Южный. (Из Дубравин и др., 2020)

Представление о признаках, по которым выделяются кластеры дает табл. 68. Регион 1 – Ботнического залива – характеризуется пониженными значениями фосфатов; регион 2 – Финского залива – пониженными значениями кислорода; регион 3 – воды рек Висла, Даугава и Нева – повышенными значениями кислорода, фосфатов и нитратов; регион 4 – воды рек Одер, Неман и Пярну – повышенными значениями аммония⁵³; регион 6 (по 1-у варианту) – Западный – повышенной соленостью; регион 5 (по 1-у варианту) – Основной, как и регион 5 (по 2-у варианту) – Центральный – выделяется по остаточному признаку (не имеет ярко выраженных экстремумов), а регион 6 (по 2-у варианту) – Южный – значениями аммония в пределах 0,37÷1,07 мкмоль N/кг.

⁵³ Повышенные значения содержания биогенов, выносимых реками Одер, Висла, Неман, Даугава, Пярну и Нева, отмечались не только во второй половине прошлого столетия (State and Evolution..., 2008), но и в нынешнем (2010–2014 гг.) (Sonesten et al., 2018).

5. РАЙОНИРОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Таблица 68

N кластера	Название кластера (региона)	Количество точек в кластере	S, PSU	О ₂ , мкмоль/ кг	РО ₄ , мкмоль/ кг	NH ₃ , мкмоль/ кг	NO ₃ , мкмоль/ кг
		1-1	ый варі	иант			
1	Ботнического зал.	12	4,75	372,88	0,10	0,20	3,37
2	Финского зал.	7	5,1	322,42	0,42	0,40	3,16
3	Приустьевой I	5	4,84	373,33	0,51	0,59	9,57
4	Приустьевой II	4	6,29	340,73	0,31	1,22	4,48
5	Основной	34	7,14	361,27	0,29	0,34	1,83
6	Западный	3	13,73	333,59	0,32	0,51	1,87
		2-	ой вари	лант			
1	Ботнического зал.	11	-	374,67	0,10	0,18	3,36
2	Финского зал.	9	-	323,76	0,39	0,42	2,84
3	Приустьевой I 5		-	373,33	0,51	0,59	9,57
4	Приустьевой II	3	-	332,69	0,33	1,28	5,49
5	Центральный	25	-	359,93	0,27	0,27	1,99
6	Южный	12	-	361,72	0,30	0,57	1,63

Гидрохимические характеристики и соленость верхнего слоя Балтийского моря по данным кластерного анализа. (Из Дубравин и др., 2020)

Для того, чтобы говорить о схожести районирования поверхностных гидрохимических полей Балтики по обоим вариантам не только качественно, обратимся к количественным оценкам.

На рис. 162 представлены соотношения между средними для каждого кластера величинами гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) и соленостью на поверхности Балтийского моря или между биогенами и кислородом. Как видно из диаграммы (рис. 162а), здесь наблюдается два типа распределения соотношений S-O₂, S-PO₄, S-NH₃, при первом типе зависимость прямая (с увеличением солености растет величина ГХ параметров), соответствующем кластерам 2,4,5; 1,4,5 и 1–5, и теснотой связи г равной 0,50; 0,71 и 0,09, соответственно (табл. 69⁵⁴). При втором типе зависимость обратная (с увеличением солености падает величина ГХ параметров), соответствующем кластерам 1,3,5,6; 2–6 и 4–6, и теснотой связи г равной (-0,69); (-0,37) и 0,05, соответственно. Что касается соотношения S-NO₃, то здесь только один тип распределения — обратный, соответствующий кластерам как 1,2,4–6, так и 3,4,6. При этом отрицательная теснота связи для первой группы несколько ниже, чем для второй (r = (-0,51) против r = (-0,64)).

Обратимся к соотношениям O_2 -PO₄, O_2 -NO₃ и O_2 -NH₃ по первому варианту (рис. 1626), здесь, как и с соленостью, имеем два типа распределения:

⁵⁴ В табл. 69 уравнения регрессии рассчитывались только с учетом кластеров (см. табл. 68 и рис. 162 и 163), а коэффициенты корреляции — с учетом всех среднегодовых значений одноградусных трапеций в пределах кластеров.

прямой, соответствующий кластерам 3,5; и 3,5; и теснотой связи г равной 0,28 и 0,41 для первых двух соотношений и обратной, соответствующей кластерам 1,2,4-6; и 1,2,4-6; и теснотой связи — (-0,57) и 0,03. Для соотношения O_2 -NH₃ прямая зависимость отмечается как для кластеров 2,4,6; так и для — 1,3,5; с теснотой связи — 0,39 и 0,05. Исходя из величины тесноты связи, предпочтение надо отдать кластерам 2,4,6, с коэффициентом корреляции г = 0,39. Обратная зависимость для этого соотношения — для кластеров 1-3,5,6 при г = (-0,11).



Рис. 162. Соотношение между средним для каждого кластера содержанием гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) и соленостью на поверхности Балтийского моря — (а) и между биогенами и кислородом — (б). Цифры – номера кластеров по варианту 1. (Из Дубравин и др., 2020)

Что касается соотношений PO_4 -N H_3 и PO_4 -N O_3 или N H_3 -N O_3 , то и для них имеют место два типа распределения: прямая зависимость для кластеров *1–3,5,6*; и *2,3*; или *1,2,4–6*; с теснотой связи 0,54 и 0,51 или 0,30, соответственно и обратная — для кластеров *3,4*; и *1,2,4–6*; или *3,4*; с теснотой связи (-0,63) и (-0,16) или (-0,34) (см. табл. 69).

Таблица 69

v		Количество	16 1 1	Уравнение регрессии				
Характе-	N кластеров	точек	коэфф.	коэффициент	свободный			
ристики	_	в кластерах	корреляции г	регрессии, т	член, b			
1-ый вариант								
	1,3,5,6	54	-0,69	-4,41	393,85			
$O_2(S)$	2,4,5	45	0,50	18,81	225,29			
	1-6	65	-0,22	-2,56	368,59			
PO ₄ (S)	2-6	53	-0,37	-0,013	0,47			
	1,4,5	50	0,71	0,09	-0,29			
	1-6	65	0,09	-0,002	0,34			

Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии между гидрохимическими характеристиками и соленостью на поверхности Балтийского моря. (Из Дубравин и др., 2020)

5. РАЙОНИРОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{r} -0,07\\ 1,14\\ 0,52\\ 4,30\\ 11,09\\ 6,88\\ 2,06\\ -6,30\\ 0,88\\ 0,85\\ -13,15\\ -1,68\\ 2,19\\ 4,05\\ \end{array}$
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{c} 1,14\\ 0,52\\ 4,30\\ 11,09\\ 6,88\\ 2,06\\ -6,30\\ 0,88\\ 0,85\\ -13,15\\ -1,68\\ 2,19\\ 4,05\\ \end{array}$
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{c} 0,52\\ 4,30\\ 11,09\\ 6,88\\ 2,06\\ -6,30\\ 0,88\\ 0,85\\ -13,15\\ -1,68\\ 2,19\\ 4,05\\ \end{array}$
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{r} 4,30\\ 11,09\\ 6,88\\ 2,06\\ -6,30\\ 0,88\\ 0,85\\ -13,15\\ -1,68\\ 2,19\\ 4,05\\ \end{array}$
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{r} 11,09\\6,88\\2,06\\-6,30\\0,88\\0,85\\-13,15\\-1,68\\2,19\\4,05\end{array} $
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{r} 6,88\\ 2,06\\ -6,30\\ 0,88\\ 0,85\\ -13,15\\ -1,68\\ 2,19\\ 4,05\\ \end{array}$
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{r} 2,06\\ -6,30\\ 0,88\\ 0,85\\ -13,15\\ -1,68\\ 2,19\\ 4,05\\ \end{array}$
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	-6,30 0,88 0,85 -13,15 -1,68 2,19 4,05
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0,88 0,85 -13,15 -1,68 2,19 4,05
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0,85 -13,15 -1,68 2,19 4,05
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c } & 2,4,6 & 14 & 0,39 & 0,04 \\ \hline & & & & & \\ \hline & & & & & \\ \hline & & & &$	-13,15 -1,68 2,19 4,05
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	-1,68 2,19 4,05
$\begin{tabular}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	2,19 4,05
$\begin{tabular}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	4,05
NO ₃ (O ₂) 3,5 39 0,41 0,64	
	-230,08
1-6 65 0,20 0,06	-17,92
1-3,5,6 61 0,54 0,86	0,13
NH ₃ (PO ₄) 3,4 9 -0,63 -3,15	2,20
1-6 65 0,38 0,73	0,31
1,2,4-6 60 -0,16 -1,00	3,23
NO ₃ (PO ₄) 2,3 12 0,51 71,22	-26,75
1-6 65 0,33 12,29	0,05
1,2,4-6 60 0,30 1,76	2,00
NO ₃ (NH ₃) 3,4 9 -0,34 -8,08	14,34
1-6 65 0,37 2,24	2,83
2-ой вариант	
1,2,4-6 60 -0,57 -0,004	1,82
$PO_4(O_2)$ 3,5,6 42 0,28 0,02	6,20
1-6 65 -0,33 -0,002	0,89
1-3,5,6 62 -0,08 -0,001	0,63
NH ₃ (O ₂) 2,4 12 0,32 0,10	-30,76
1-6 65 -0,23 -0,009	3,68
1,2,4-6 60 0,03 -0,03	13,84
NO ₃ (O ₂) 3,5,6 42 0,39 0,61	-217,56
1-6 65 0,20 0,03	-6,38
1-3,5,6 62 0,46 0,97	0,10
NH ₃ (PO ₄) 3,4 8 -0,62 -3,83	2,55
1-6 65 0,38 1,09	0,21
2-6 54 0,62 29,98	-6,49
NO (PO) 1,5,6 48 -0,56 -8,45	4,21
<u>1-6 65 0,33 13,90</u>	-0,26
1,2,4-6 60 0,30 2,56	1,67
NO ₃ (NH ₃) 3,4 8 -0,28 -5,91	13,06
1-6 65 0,37 2,88	2,56

5. РАЙОНИРОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Перейдем ко второму варианту. На рис. 163 представлены соотношения между средними для каждого кластера величинами биогенных элементов и растворенного в воде кислорода (мкмоль/кг) на поверхности Балтийского моря или между фосфатами и формами азота. Как видно из диаграммы (рис. 163а), для соотношений O_2 -PO₄, O_2 -NH₃, и O_2 -NO₃ также наблюдается два типа распределения: прямая зависимость, соответствующая кластерам *3,5,6*; *2,4*; и *3,5,6*; и теснотой связи г равной 0,28; 0,32 и 0,39, соответственно (см. табл. 69) и обратная, соответствующая кластерам *1,2,4–6*; *1–3,5,6*; и *1,2,4–6*; с теснотой связи г – (-0,57); (-0,08) и 0,03, соответственно.

И для соотношений PO_4 -NH₃, PO_4 -NO₃ или NH₃-NO₃ по второму варианту (рис. 1636) характерны два типа распределения: прямой, соответствующий кластерам *1–3,5,6*; *2–6*; или *1,2,4–6*; и теснотой связи г – 0,46; 0,62 или 0,30, соответственно, и обратный – для кластеров *3,4*; *1,5,6*; или *3,4*; с теснотой связи г – (-0,62), (-0,56) или (-0,28) (см. табл. 69).



Рис. 163. Соотношение между средним для каждого кластера содержанием гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) на поверхности Балтийского моря: между биогенами и кислородом (а) и азотом и фосфором (б). *Цифры – номера кластеров по варианту 2.* (Из Дубравин и др., 2020)

Таким образом, подтверждение схожести районирования по обоим вариантам получено и количественно. Так, для обоих вариантов (рис. 161а, б) для кластеров 1,2,4-6; прямая зависимость отмечается только для соотношения NH_3 - NO_3 , с невысокой значимой связью r = 0,30; а обратная для соотношений O_2 - PO_4 , с отрицательной значимой связью r = (-0,57) и O_2 - NO_3 , со слабой теснотой связи r = 0,03. Для кластеров 3,4- только обратная зависимость для соотношений PO_4 - NH_3 (с высокой значимой отрицательной связью r – (-0,63) и (-0,62)) или NH_3 - NO_3 (с невысокой значимой отрицательной связью r – (-0,34) и (-0,28)). В то же время только для первого варианта (рис. 161а) для кластеров 1,2,4-6; для соотношения S-NO₃ отмечается отрицательная значимая связь г = (-0,51) и PO₄-NO₃ – слабоположительная г = 0,03. Для кластеров 3,5; — только прямая зависимость для соотношений O₂-NO₃ и O₂-PO₄, со значимой связью г — 0,41 и 0,28. А только для второго варианта, для кластеров 1-3,5,6; для соотношения PO₄-NH₃ отмечается положительная связью г = (-0,08)). Для кластеров 3,5,6; для соотношений O₂-NO₃ и O₂-PO₄ – с невысокой значимой положительной связью г — 0,39 и 0,28.

Отсюда следует вывод об общности процессов – атмосферная циркуляция, речной сток и водообмен с Северным морем – управляющих распределением в поверхностной структурной зоне не только солености, но и кислорода, фосфора и азота, т.е. подтверждается вывод, сделанный ранее (в работах Добровольский, Залогин, 1965; Берникова, 1980; Антонов, 1987), но уже с помощью количественных оценок (Дубравин и др., 2020).

Кроме того, в гл. 4 было высказано предположение о том, что «кроме общих процессов, управляющих долгопериодной изменчивостью гидрохимических параметров (в основном сезонной составляющей), для межгодовой составляющей ДП этих параметров важны также и локальные процессы, которые в отдельных регионах являются преобладающими (например, речной сток)». Тем не менее, локальные процессы, в том числе и характер речного стока, сказываются и на сезонной составляющей ДП.

Вернемся к СезХ кислорода, фосфора и азота в поверхностном слое для характерных точек Балтики (рис. 109, 126 и 146). Для среднего для кластеров содержания кислорода на поверхности размах между ними невелик ($\approx 15\%$). Поэтому и теснота связи между кривыми СезХ в характерных точках Балтики (рис. 109) очень высока г = 0,934÷0,995, тем не менее, наименьшая теснота связи — г = 0,93÷0,98 отмечается между кв. 68 (Финский залив — кластер 2 с пониженным содержанием кислорода) и другими квадратами (см. п. 4.5).

Для среднего для кластеров содержания фосфатов на поверхности в Центральной Балтике размах между ними возрастает до ≈ 40 %. Поэтому и теснота связи между кривыми СезХ в характерных точках Балтики (рис. 126) меняется от r = 0,61÷0,67 между кв. 36 (Прибрежный I — кластер 3 с повышенным содержанием фосфатов) и остальными квадратами. В то время как теснота связи только между кв. 5, 11, 47 и 68 очень высокая r = 0,93÷0,99 (см. п. 4.6).

Для среднего для кластеров содержания азота (аммония и нитратов) на поверхности в Балтийском море размах между ними превышает 80%. Тем не менее, кривые СезХ NO₃ на поверхности в характерных точках Балтики (рис. 146) отличаются подобием — теснота связи между ними высокая r = 0,75÷0,88 между кв. 36 (Прибрежный I — кластер 3 с повышенным содержанием нитратов) и кв. 5 или 11, или 68 и очень высокая для всех остальных (от r = 0,91 между кв. 5 и 47 до r = 0,98 между кв. 5 и 11) (см. п. 4.8).

Таким образом, можно говорить о двойственном характере речного стока: суммарный объем стока рек в Балтийское море относится к общим процессам, управляющим распределением в поверхностной структурной зоне не только солености, но и кислорода, фосфора и азота, а характер химического стока рек — к локальным.

5.2. Районирование глубинной структурной зоны

Для исключения субъективных оценок при районировании среднегодовых глубинных⁵⁵, как и поверхностных (в Дубравин и др., 2020), полей солености, кислорода, фосфатов, аммония и нитратов, был выполнен кластерный анализ — метод агломерации многомерной информации, где исходные данные объединяются в группы (кластеры) по степени корреляционной близости исходных точек, в качестве меры расстояния между которыми, выбрана евклидова норма (модификация В. М. Ряховского, 1999). Районирование выполнялось в двух вариантах: ГХ параметры с учетом солености и только ГХ параметры.

Исследование выполнено на однородном материале многолетнего гидрологического массива Института исследований Балтийского моря (Варнемюнде) (State and Evolution..., 2008), усредненного за 1950–2005 гг. для среднегодовых значений S (PSU), O_2 , PO_4 , NH_3 и NO_3 (мкмоль/кг) на регулярной сетке 1×1° (рис. 164).



Рис. 164. Нумерация (условная) одноградусных трапеций, использованных для кластерного анализа на глубине ядра максимума солености в Балтийском море, по State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, Капустина, 2020)

⁵⁵ Расчеты велись для параметров на глубине ядра максимума солености.

Проведенная обработка материалов позволила последовательно выделить в выборке следующее количество кластеров, по первому варианту (с учетом солености): 1-й шаг — 13, и 2-й — 5 (рис. 165а, табл. 70); по второму (только O_2 , PO_4 , NH_3 и NO_3): 1-й шаг — 13 и 2-й — 4 (рис. 1656, табл. 70). Из рис. 165 следует, что по первому варианту выделяется 5 кластеров, по второму — 4, при этом, кластеры 1–4 в обоих вариантах практически схожи; 5-й кластер — Западный — по 1-у варианту, по второму варианту переходит к 3-му — основному (кв. 2) (см. рис. 164).

Признаки, по которым выделяются кластеры глубинных гидрохимических полей Балтийского моря, таковы: по обоим вариантам регион 1 – Аландский – характеризуется повышенными значениями фосфатов и аммония; регион 2 – Окраинный – пониженными значениями фосфатов и регион 4 – Готландско-Финский – пониженными значениями нитратов; регион 5 (по 1-у варианту) – Западный – повышенной соленостью, регион 3 – Основной – выделяется по остаточному признаку (не имеет ярко выраженных экстремумов) (табл. 70).

Таблица 70

Гидрохимические характеристики и соленость на глубине ядра максимума
солености Балтийского моря по данным кластерного анализа. (Из Дубравин,
Капустина, 2020)

N кластера	Название Количество кластера точек в РSU ВУ СО2, Р-1 МКМОЛЬ/ МКМОЛЬ/ КГ		Р-РО ₄ , мкмоль/ кг	N-NH ₃ , мкмоль/ кг	N-NO ₃ , мкмоль/ кг		
1	Аландский	1	9,99	226,86	8,51	24,85	0,18
2	Окраинный	10	9,99	276,57	0,81	0,75	4,88
3	Основной	15	10,88	57,39	3,40	1,82	5,96
4	Готландско- Финский	8	11,37	29,45	4,28	7,10	2,03
5	Западный	1	32,26	188,18	0,97	0,98	8,48
			2-ой вари	ант			
1	Аландский	1	-	226,86	8,51	24,85	0,18
2	Окраинный	10	-	276,57	0,81	0,75	4,88
3	Основной 16		-	65,56	3,25	1,77	6,12
4	Готландско- Финский	8	-	29,45	4,28	7,10	2,03

Для того, чтобы говорить о схожести районирования глубинных гидрохимических полей Балтики по обоим вариантам не только качественно, обратимся к количественным оценкам.



Рис. 165. Районирование на глубине ядра максимума солености гидрохимических полей Балтийского моря по данным кластерного анализа — 1-ый вариант (а): 1- Аландский, 2 — Окраинный, 3 — Основной, 4 — Готландско-Финский, 5 — Западный; 2-ый вариант (б): 1- Аландский, 2 — Окраинный, 3 — Основной, 4 — Готландско-Финский. (Из Дубравин, Капустина, 2020)

На рис. 166 представлены соотношения между средними для каждого кластера величинами гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) и соленостью на глубине ядра S_{max} Балтийского моря или между биогенами и кислородом. Как видно из диаграммы (рис. 166а), здесь наблюдается два



Рис. 166. Соотношение между средним для каждого кластера содержанием гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) и соленостью на глубине ядра максимума солености Балтийского моря — (а) и между биогенами и кислородом — (б). Цифры – номера кластеров по варианту 1. (Из Дубравин, Капустина, 2020)

типа распределения соотношений S-O₂, S-PO₄, S-NH₃ и S-NO₃ — при первом типе зависимость прямая (с увеличением солености растет величина ГХ параметров), соответствующем кластерам *3,4,5*; *2,3,4*; *2,3,4*; и *1–5*; и теснотой связи г равной 0,64; 0,28; 0,20 и 1,0, соответственно (табл. 71⁵⁶). При втором типе зависимость обратная (с увеличением солености падает величина ГХ параметров), соответствующем кластерам *1,2,5*; *1,5*; *1,5*; и *2,3,4*; и теснотой связи г равной (-0,64); (-1,0); (-1,0) и (-0,13), соответственно.

Обратимся к соотношениям O_2 -PO₄, O_2 -NH₃ и O_2 -NO₃ по первому варианту (рис. 1666), здесь, как и с соленостью, имеем два типа распределения: прямой, соответствующий кластерам *1,4*; *1,4*; и *3,5*; и теснотой связи г равной 0,94; 0,79 и 0,62 и обратной, соответствующей кластерам *2,3,4,5*; *2,3,4,5*; и *1,2,3,4*; и теснотой связи – (-0,84); (-0,46) и 0,10. Для соотношения O_2 -NH₃ обратная зависимость отмечается как для кластеров *2,3,4,5*; так и для – *2,3,5*; с теснотой связи – (-0,46) и (-0,43). Исходя из величины тесноты связи, предпочтение надо отдать кластерам *2,3,4,5*; с коэффициентом корреляции г = (-0,46).

Что касается соотношений PO_4 -NH₃ и PO_4 -NO₃ или NH₃-NO₃, то для PO_4 -NH₃ имеет место два типа распределения с прямой зависимостью для кластеров 2,3,5; и 1,3,4; с теснотой связи 0,61 и 0,73, а для PO_4 -NO₃ или NH₃-NO₃ – два типа распределения с обратной зависимостью для кластеров 2,3,4,5; и 1,4; или 2,3,4,5; и 1,4; с теснотой связи (-0,27) и (-0,67) или (-0,60) и (-0,65) соответственно (см. табл. 71).

Таблица 71

Характе-	N	Количество	Козфф	Уравнение регрессии					
ристики	кластеров	точек в кластерах	корреляции г	коэффициент регрессии, m	свободный член, b				
1-ый вариант									
	1,2,5	12	-0,64	-2,853	280,20				
$O_2(S)$	3,4,5	24	0,64	6,826	-32,35				
	1-5	35	-0,04	1,219	137,54				
	2,3,4	33	0,28	2,554	-24,62				
PO ₄ (S)	1,5	2	-1,0	-0,339	11,90				
	1-5	35	-0,03	-0,153	5,87				
	2,3,4	33	0,20	4,175	-41,65				
NH ₃ (S)	1,5	2	-1,0	-1,072	35,56				
	1-5	35	-0,02	-0,373	12,66				

Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии между гидрохимическими характеристиками и соленостью на глубине ядра максимума солености Балтийского моря. (Из Лубравин, Капустина, 2020)

⁵⁶ В табл. 71 уравнения регрессии рассчитывались только с учетом кластеров (см. табл. 70 и рис. 166 и 167), а коэффициенты корреляции — с учетом всех среднегодовых значений одноградусных трапеций в пределах кластеров.

	2,3,4	33	-0,13	-1,660	22,14
NO ₃ (S)	1, 5	2	1,0	0,373	-3,54
	1-5	35	0,20	0,242	0,71
	2,3,4,5	34	-0,84	-0,014	4,36
	1,4	9	0,94	0,021	3,65
$10_4(0_2)$	1-5	35	-0,63	-0,003	4,07
	2,3,4,5	34	-0,46	-0,019	5,30
PO4(O2) NH3(O2) NO3(O2) NH3(PO4) NO3(PO4) PO4(O2) NH3(O2) NO3(O2)	1,4	9	0,79	0,090	4,45
	1–5	35	-0,18	0,018	4,36
	1,2,3,4	34	0,10	-0,003	3,70
$NO_3(O_2)$	3,5	16	0,62	0,019	4,85
	1–5	35	0,13	0,001	4,19
	1,3,4	24	0,73	4,406	-12,53
NH ₃ (PO ₄)	2, <i>3</i> ,5	26	0,61	0,387	0,51
	1–5	35	0,71	3,103	-4,06
	2,3,4,5	34	-0,27	-1,029	7,77
$NO_3(PO_4)$	1,4	9	-0,67	-0,436	3,90
	1–5	35	-0,40	-0,883	7,48
NO ₃ (NH ₃)	2,3,4,5	34	-0,60	-0,729	7,28
	1,4	9	-0,65	-0,104	2,77
	1-5	35	-0,63	-0,264	6,18
		-	2-ой вариант		
	1,3,4	25	0,08	0,025	2,68
$PO_4(O_2)$	1,2	11	-0,55	-0,155	43,67
	1-4	35	-0,63	-0,001	4,31
	1,3,4	25	0,33	0,106	-0,15
$NH_3(O_2)$	1,2	11	-0,50	-0,485	134,85
	1-4	35	-0,18	0,023	5,14
	1,2,4	19	0,65	0,006	1,37
$NO_3(O_2)$	2,3	26	-0,24	-0,006	6,50
	1-4	35	0,13	-0,003	3,73
	1,3,4	25	0,72	4,329	-11,92
NH ₃ (PO ₄)	2,3	26	0,61	0,421	0,40
	1-4	35	0,71	3,32	-5,40
	1,2,4	19	-0,83	-0,603	5,10
NO (PO)	2,3	26	0,21	0,508	4,47
10 ₃ (10 ₄)	1-4	35	-0,40	-0,696	6,24
	1,2,4	19	-0,73	-0,175	4,27
NO ₃ (NH ₃)	2,3	26	-0,05	1,208	3,98
	1-4	35	-0,63	-0,215	5,15

5. РАЙОНИРОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Перейдем ко второму варианту. На рис. 167 представлены соотношения между средними для каждого кластера величинами биогенных элементов и растворенного в воде кислорода (мкмоль/кг) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря или между фосфатами и формами азота. Как видно из диаграммы (рис. 167а), для соотношений О₂-РО₄, 226

 O_2 -NH₃ и O_2 -NO₃, также наблюдается два типа распределения: прямая зависимость, соответствующая кластерам *1,3,4*; *1,3,4*; и *1,2,4*; и теснотой связи г равной 0,08; 0,33 и 0,65, соответственно (см. табл. 71) и обратная, соответствующая кластерам *1,2*; *1,2*; и *2,3*; с теснотой связи г – (-0,55); (-0,50) и (-0,24), соответственно. Для соотношения O_2 -NO₃ прямая зависимость отмечается как для кластеров *1,2,4*; так и для – *2,3,4*; с теснотой связи – (0,65) и (0,20). Исходя из величины тесноты связи, предпочтение надо отдать кластерам *1,2,4*; с коэффициентом корреляции г = 0,65.



Рис. 167. Соотношение между средним для каждого кластера содержанием гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря: между биогенами и кислородом (а) и азотом и фосфором (б). Цифры – номера кластеров по варианту 2. (Из Дубравин, Капустина, 2020)

Что касается соотношений PO_4 -NH₃ и PO_4 -NO₃ или NH₃-NO₃, то для PO_4 -NH₃ имеет место два типа распределения с прямой зависимостью для кластеров *1,3,4*; и *2,3*; с теснотой связи 0,72 и 0,61, а для PO_4 -NO₃ или NH₃-NO₃ – два типа распределения: с прямой зависимостью, соответствующей кластерам *2,3*; и *2,3*; и теснотой связи г равной 0,21; и (-0,05), соответственно, и обратной, соответствующей кластерам *1,2,4*; и *1,2,4*; и с теснотой связи г – (-0,83); и (-0,73), соответственно (см. табл. 71).

Таким образом, подтверждение схожести районирования по обоим вариантам получено и количественно. Так, для обоих вариантов (рис. 165а, б) для кластеров 1,3,4; прямая зависимость отмечается только для соотношения PO₄-NH₃, с высокой значимой связью г = 0,72÷0,73. В то же время только для первого варианта (рис. 165 а) для кластеров 2,3,4; для соотношений S-NH₃ и S-PO₄ отмечается невысокая положительная связь г = 0,20÷0,28 и S-NO₃ – слабоотрицательна г = (-0,13). Для кластеров 1,4; – прямая зависимость для соотношений O₂-NH₃ и O₂-PO₄, с высокой положительной связью г – 0,79 и 0,94 и обратная – для соотношений NH_3 -NO₃ и PO₄-NO₃ с отрицательной значимой связью r = (-0,65)÷(-0,67). Для кластеров 2,3,4,5; для соотношений NH_3 -NO₃ и O₂-PO₄ с высокой отрицательной связью r = (-0,60)÷(-0,84) и для PO₄-NO₃ и O₂-NH₃ с невысокой отрицательной значимой связью r = (-0,27)÷(-0,46).

А только для второго варианта, для кластеров *1,2,4*; для соотношения O_2 -NO₃ отмечается положительная, значимая связь (r = 0,65) и – NH₃-NO₃ и PO₄-NO₃ (с высокой отрицательной связью r = (-0,68)÷(-0,83)). Кроме того, для кластеров *1,3,4*; кроме соотношения PO₄-NH₃, которое наблюдается для обоих вариантов, для второго варианта имеют место соотношения O₂-PO₄ и O₂-NH₃ (с невысокой положительной связью r = 0,08÷0,33).

Вернемся к СезХ и МГИ кислорода, фосфора и азота в придонном слое для характерных точек Балтики (рис. 118, 134, 154 и 119–123, 135–139, 147–151).

Наибольшая теснота положительной связи между кривыми сезонной изменчивости для кислорода наблюдается в кв. 5, 11 и 36 — теснота связи между ними высокая r = 0,91 (между кв. 11 и кв. 36)÷0,96 (между кв. 5 и кв. 11); наименьшая положительная — между кв. 47 и кв. 5, 11 и 36 (r = 0,33÷0,51 или кв. 68 (r = (-0,24)). Для PO₄ между кв. 5, 11, 36 и 47 отмечается высокая положительная связь (r = 0,71÷0,94), между кв. 68 и кв. 11, 36 и 47 положительная теснота связи уменьшается до (r = 0,31÷0,56), а между кв. 68 и кв. 5 — становится слабоотрицательной (r = (-0,03). Для NO₃ наибольшая теснота положительной связи получена между кв. 11 и кв. 36 или 47 (r = 0,60÷0,88) и между кв. 5 и кв. 68 (r = 0,68), между кв. 5 и кв. 36 снижается до (r = 0,42), между остальными кривыми СезХ теснота связи слабоположительная, незначимая.

Наибольшая теснота связи между кривыми межгодовой изменчивости для этих ГХ параметров наблюдается в кв. 11 и 36, меняясь от г = 0,53 для NO₃ до г = 0,57 для PO₄ и до г = 0,61 для O₂. Между кв. 11 и 47 теснота связи уменьшается до г = 0,39 для O₂, до г = 0,33 для NO₃ и до г = 0,12 для PO₄ а между кв. 36 и 47 невысокая значимая отмечается только кислорода (r = 0,32), для NO₃ и PO₄ теснота связи не значима – r = 0,05 и г =(-0,11), соответственно. При этом характерные точки (кв. 11, 36 и 68) располагаются в пределах Основного (3-го) кластера, кв. 5 – в пределах Окраинного (2-го) кластера, а кв. 47 – в пределах Готландско-Финского (4-го) кластера (см. рис. 165а, б).

Отсюда следует, что в глубинной C3 распределением не только солености, но и кислорода, фосфора и азота управляют одни и те же общие процессы. Кроме того, долгопериодная изменчивость, как межгодовая, так и сезонная этих параметров находится также и под воздействием локальных процессов, причем сезонная изменчивость в меньшей степени.

Таким образом, проведенные расчеты подтверждают вывод, сделанный ранее в работах (Добровольский, Залогин, 1965; Берникова, 1980; Антонов, 1987), об общности процессов — атмосферная циркуляция, речной сток и водообмен с Северным морем — управляющих распределением в толще вод Балтийского моря не только солености, но и кислорода, фосфора и азота, однако уже с помощью количественных оценок. 6

ТЕРМОХАЛИННЫЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ВОДНЫХ МАСС

6.1. Индикаторы поверхностных водных масс

Выше (гл. 4) было показано, что из-за своего географического положения (глубоко вдается в северо-западную часть Евразии) в Балтийском море (средиземном, внутриконтинентальном) под действием солеформирующих факторов (атмосферной циркуляции, речного стока и водообмена с Северным морем) создается устойчивая плотностная стратификация, определяющая гидрологический и гидрохимический режимы (Добровольский, Залогин, 1965; Берникова, 1980; Антонов, 1987; Дубравин, 2017). В результате чего как Т,S-структура, так и структуры гидрохимических параметров Балтики представлены двумя структурными зонами: поверхностной, или деятельным слоем, и глубинной (Дубравин и др., 2017).

Исходя из наиболее полного общепринятого определения понятия «водная масса» океана, данного А. Д. Добровольским (1960) (см. п. 4.4), следует, что не только термохалинные, но и ГХ параметры могут быть индикаторами ВМ.

Исследование (в Дубравин, Капустина, 2019) выполнено на однородном материале многолетнего гидрологического массива Института исследований Балтийского моря (Варнемюнде) (State and Evolution..., 2008), усредненного за 1950–2005 гг. для среднегодовых значений Т, S, O₃, PO₄, NO₄ и NH₃ на регулярной сетке 1×1°.

В литературе нет единого мнения о критериях выделения границ между характерными слоями и СЗ ГХ параметров в Балтике. Выше (гл. 4) было показано, что, как и ранее (Дубравин и др., 2017), за границу между СЗ: для O_2 и NO_3 – глубину максимального вертикального градиента $G^{O_2}_{max}$ и G^{NO3}_{max} ; для PO_4 – глубину залегания изофосфаты 1,0 (мкмоль/кг). По этим критериям в характерных точках: Арконской, Борхольской, Гданьской, Готландской впадинах и Финском заливе, т. е. в Южной и Центральной Балтике глубина G_{max} в среднем за год для S, T_w , O_2 и NO_3 сначала возрастает от 15 м в Арконском бассейне до 55–75 м в Борнхольмской и

Гданьской котловинах, а затем несколько уменьшается до 65 м в Готландской. На входе в Финский залив, где уже заметно влияние речных вод, глубина G_{max} для этих параметров располагается между 45 и 75 м. Что касается PO₄, то, глубина залегания изофосфаты 1,0 мкмоль P/кг в характерных точках моря мало отличается от G_{max} для S, T_w, O₂ и NO₃ (различия не превышают ± 5 м) (см. табл. 52).

Для определения индексов ГХ параметров, как ранее для Т,S-индексов (см. п. 4.4), был использован статистический Т,S-анализ (Cochrane, 1956). В Т,S-классы диаграммы с шагом 1,0 °С по температуре и 0,5 PSU по практической солености, заносились Т,S-значения в каждом одноградусном квадрате с учетом его площади в тыс. км². В среднем за год сумма площадей для поверхности моря составила 372 тыс. км².

Подобным образом поступали и в Дубравин, Капустина, 2019. При этом в S,O₂-; S,PO₄-; S,NH₃- и S,NO₃-классах диаграмм шаг по солености был одинаков – 0,5 PSU, а для ГХ параметров разный: для O₂ – 0,25 мл/л (11,164 мкмоль O₂/кг) для поверхностных и глубинных вод; для PO₄ – 0,05 и 0,5 мкмоль Р/кг, соответственно; для NH₃ – 0,1 и 0,5 мкмоль N/кг, соответственно и NO₄ – 0,5 мкмоль N/кг для обеих C3.

В ряде работ Броккера и Такахаши (Broecker, Takahashi, 1980, 1981; Broecker et al., 1976, 1980) в качестве трассеров ВМ предлагаются параметры «NO» и «PO», представляющие комбинацию выраженных в грамм-молекулярной форме концентраций растворенного кислорода и биогенных элементов (азота и фосфора), при этом авторы считают, что если

$$O_2/NO_3 = -9;$$
 (6.1)
 $O_2/PO_4 = -135^{57};$

то

$${}^{\text{(NO)}} = 9 NO_3 + O_2;$$

$${}^{\text{(CO)}} = 135 PO_4 + O_9.$$

$$(6.2)$$

Параметры «NO» и «PO» в настоящей работе были рассчитаны для среднего года в каждой одноградусной трапеции для поверхностных и глубинных вод.

Таким образом, цель исследования (в Дубравин, Капустина, 2019) — получить количественные оценки ГХ параметров O_2 , PO_4 , NH_4 и NO_3 как индикаторов ВМ Балтийского моря с помощью статистического T,S-анализа (Cochrane, 1956) и корреляционного — (Брукс, Карузерс, 1963) на базе массива данных наблюдений за гидрологическими и гидрохимическими параметрами в одноградусных трапециях из атласа (State and Evolution..., 2008).

Награфике среднегодовой статистической Т,S-диаграммы поверхностных вод, полученной нами (в Капустина, Дубравин, 2015б) для Балтийского моря и проливов (см. рис. 89), проявляются два типа распределения

 $^{^{57}}$ А также ${\rm O_2/SiO_2}$ = -1,8; ${\rm NO_3/PO_4}$ = 15, причем знак минус указывает на обратную связь между содержанием растворенного кислорода и биогенами (Broecker, Takahashi, 1980; Broecker et al., 1980).



Рис. 168. Среднегодовые статистические S,O₂ – (a); S,PO₄ – (б); S,NH₃ – (в) и S,NO₃ – (г) диаграммы поверхностных (ПовВБ и ПовЗБ) вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанные по методике Cochrane, 1956. Сумма частот поверхностных вод составляет 364, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км². (Из Дубравин, Капустина, 2019)

Т,S-классов: при первом типе зависимость между температурой и соленостью прямолинейная, т.е. низкой температуре соответствует низкая соленость. При втором типе высокой температуре (8–10 °C) соответствует меняющаяся соленость (8–33 PSU). Это позволило выделить три BM:

Поверхностную Восточную Балтийского моря (ПовВБ), Поверхностную Западную Балтийского моря (ПовЗБ) и Поверхностную Северного моря (ПовС), отличающуюся высокой соленостью. Самые низкие значения температуры и солености наблюдаются в ПовВБ.

Аналогичным образом были построены S,O_2 -; S,PO_4 -; S,NH_3 - uS,NO_3 -диаграммы для поверхностных (рис.168) и глубинных зон (рис. 169), а их T,S- и ГХ-индексы приведены в таблице 72.

Таблица 72

Т,S- и ГХ-индексы (O₂, PO₄, NH₃ и NO₃) ядер поверхностных и глубинных ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, Капустина, 2019)

T	S	O_2	O_2	PO ₄ NH ₃		NO_3				
(°C)	(PSU)	(мл О ₂ /л)	(мкмоль $O_{2}/\kappa \Gamma$)	(мкмоль Р/кг)	(мкмоль N/кг)	(мкмоль N/кг)				
	ПовЗБ									
9,00	8,50	7,92	353,5	0,31	0,41	1,67				
	ПовВБ									
4,50	3,00	8,44	377,0	0,17	0,28	4,84				
				ГлЗБ						
7,50	16,00	1,01	45,2	3,95	5,06	3,91				
				ГлВБ						
2,00	5,00	5,23	233,3	1,67	1,82	5,67				

Таблица 73

Термохалинные и гидрохимические характеристики водных масс Балтийского моря на уровне ядра (средняя величина — первая, пределы изменения – вторая и значение в очаге — третья строки), рассчитаны по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, Капустина, 2019)

Параметры	ПовЗБ	ПовВБ	ГлЗБ	ГлВБ
	8,1	7,4	5,7	3,9
T (°C)	5,1÷11,3	5,1÷12,2	4,6÷7,4	2,7÷4,8
	9,0	4,5	7,5	2,0
	6,96	4,59	12,71	8,30
S (PSU)	$5,75 \div 8,10$	2,65÷5,75	9,98÷16,63	6,39÷10,58
	8,50	3,00	16,00	5,00
	8,08	8,14	1,97	2,89
O ₂ (мл O ₂ /л)	7,33÷9,26	6,39÷9,88	$0,15 \div 7,27$	0,59÷7,02
	7,92	8,44	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	5,23
0	360,81	363,33	87,87	128,98
O_2	327,53÷413,52	285,48÷441,21	6,70÷324,58	26,24÷313,64
(µMOJIB O ₂ /KI)	353,5	377,0	45,2	233,3
	0,29	0,23	3,36	2,69
$PO_4(\mu$ моль $P/кг)$	$0,11 \div 0,58$	0,02÷0,69	$0,76 \div 6,62$	0,53÷8,51
Т (°С) S (PSU) O ₂ (мл O ₂ /л) О ₂ (µмоль O ₂ /кг) РО ₄ (µмоль Р/кг) NH ₃ (µмоль N/кг)	0,31	0,17	3,95	1,67
	0,37	0,38	0,37	0,38
$NH_{3}(\mu$ моль N/кг)	0,10÷1,45	0,10÷1,20	0,10÷1,45	0,10÷1,20
	0,41	0,28	5,06	1,82

	3,21	2,18	4,70	4,67
NO ₃ (µмоль N/кг)	0,04÷15,15	$0,43 \div 10,05$	$0,00 \div 8,62$	2,03÷8,18
	1,67	4,84	3,91	5,67
н	400,01	394,62	451,89	470,09
Параметр	360,21÷455,46	330,84÷469,36	$6,70 \div 973,81$	26,24÷1376,38
«1 <i>0</i> ″	395,0	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	360,0	
H	380,4	405,5	112,3	191,8
Параметр	$341,7{\div}466,4$	307,4÷511,4	$6,7 \div 328,0$	26,2÷369,8
«UVU»	370,0	410,0	300,0	330,0

6. ТЕРМОХАЛИННЫЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ВОДНЫХ МАСС

Как следует из рис. 168 для S,PO_4 - и S,NH_3 -классов, зависимость между соленостью и ГХ параметрами — прямолинейная, т.е. низким значениям фосфатов и аммония соответствует низкая соленость, а для S,O_2 - и S,NO_3 -классов зависимость обратная, т.е. с ростом солености содержание растворенного кислорода и нитратов уменьшается. Следует заметить, что для поверхностной зоны из 373 тыс. км², приходящихся на всю площадь зеркала вод Балтики (согласно Хупфер, 1982), 364 тыс. км² учтены в $S,\Gamma X$ -диаграммах, т.е. только для 2,4% площади моря отсутствуют данные гидрохимических наблюдений. Несмотря на различный характер распределения $S,\Gamma X$ -классов, на всех четырех диаграммах максимумы частот распределения отмечаются вблизи значений солености 7,0–8,5 и 3,0–4,0 PSU.

Это, на наш взгляд, позволяет рассчитывать ГХ-индексы по S-индексам 8,5 и 3,0 PSU, полученным нами ранее для поверхностных водных масс ПовЗБ и ПовВБ по данным различных массивов гидрологических наблюдений с помощью традиционного метода исследований — T,S-анализа (см. рис. 81 и 89). Результаты расчетов T,S- и ГХ-характеристик поверхностных и глубинных ВМ приведены в таблице 73, а результаты корреляционного анализа между полями солености и ГХ параметров — в таблице 74.

Таблица 74

BM	0 ₂	PO_4	NH ₃	NO ₃	«PO»	«NO»				
Поверхностная СЗ										
Вся зона	-0,283	0,294	0,108	-0,464	-0,067	-0,452				
ПовЗБ	-0,069	0,391	0,363	-0,167	0,184	-0,146				
ПовВБ	-0,331	0,307	-0,144	-0,415	-0,123	-0,450				
			Глубинная СЭ	3						
Вся зона	-0,096	-0,022	-0,002	0,174	-0,177	-0,092				
ГлЗБ	0,199	-0,548	0,029	0,175	-0,492	0,071				
ГлВБ	-0,977	0,810	0,560	-0,618	0,316	-0,892				

Корреляция между соленостью и гидрохимическими параметрами в пределах всего Балтийского моря и отдельных ВМ, рассчитана по данным State and Evolution..., 2008. (Из Дубравин, Капустина, 2019)



Рис.169. Среднегодовые статистические S,O₂ – (a); S,PO₄ – (б); S,NH₃⁻ (в) и S,NO₃ – (г) диаграммы глубинных (ГлВБ и ГлЗБ) вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., по данным State and Evolution..., 2008, рассчитанные по методике Cochrane, 1956. (Из Дубравин, Капустина, 2019)

Анализ табл. 73 и 74 позволяет отметить, что в пределах поверхностной C3 характер связи между соленостью и ГХ параметрами сохраняется не для всех элементов: прямая только с фосфатами (не высокая значимая теснота связи, $r = 0,29 \div 0,39$); обратная – с кислородом ($r = (-0,07) \div (-0,33)$), нитратами ($r = (-0,17) \div (-0,46)$) и параметром «NO» ($r = (-0,15) \div (-0,45)$). При этом теснота связи между S и PO₄ выше для ПовЗБ, чем для ПовВБ (r = 0,39 и r = 0,29), а между S и O₂, NO₃ или параметром «NO», наоборот, выше для ПовВБ (r = (-0,07) и r = (-0,33); r = (-0,17) и r = (-0,41) или r = (-0,15) и r = (-0,45), соответственно). Кроме того, для большинства ГХ параметров их средние для BM значения мало меняются между ПовЗБ и ПовВБ, за исключением нитратов, для которых среднее для ПовЗБ примерно в 1,5 выше, чем для ПовЗБ (3,21 и 2,18 мкмоль N/кг, соответственно).

Аналогичным образом с графиков среднемесячных статистических S,ГХ-диаграмм поверхностных и глубинных вод снимались месячные индексы гидрохимических параметров (табл. 75 и 78).

Расчеты показали, что для большинства ГХ параметров их индексы для обеих поверхностных ВМ достигают максимума во внутригодовом ходе в феврале-апреле, а минимум в основном наступает в августе (для NO₃-индекса ПовЗБ в июне), за исключением NH₃-индекса для ПовЗБ, где максимум отмечается в ноябре, минимум – в июне, а для ПовВБ – в ноябре и январе, соответственно.

Таблица 75

	ПовЗБ ПовВБ											
Месяц	O_2	PO_4	NH ₃	NO ₃	«NO»	«PO»	O_2	PO_4	NH ₃	NO ₃	«NO»	«PO»
Ι	382,7	0,53	0,64	4,73	425,3	454,9	397,9	0,30	0,03	6,28	454,4	438,1
п	391,9	<u>0,59</u>	0,54	<u>6,81</u>	<u>453,2</u>	<u>471,7</u>	409,6	0,40	0,06	7,16	474,1	463,4
III	409,8	0,45	0,34	3,88	444,8	470,8	418,9	0,41	0,23	<u>8,75</u>	497,7	474,9
IV	<u>419,0</u>	0,35	0,34	1,71	434,4	466,3	<u>442,6</u>	<u>0,45</u>	0,42	7,31	<u>508,4</u>	<u>503,7</u>
V	415,2	0,13	0,29	0,27	417,7	432,3	405,9	0,11	0,31	2,70	430,2	420,9
VI	350,8	0,12	0,19	0,03	351,0	367,1	378,0	0,03	0,25	2,60	401,4	382,7
VII	304,9	0,10	0,26	0,13	306,1	318,7	321,6	0,06	0,35	1,02	330,8	329,5
VIII	291,5	0,10	0,41	0,16	293,0	304,8	280,7	0,03	0,32	0,77	287,7	285,2
IX	303,6	0,16	0,29	0,21	305,6	325,8	296,3	0,08	0,34	1,26	307,6	307,4
x	316,7	0,24	0,51	0,53	321,5	348,9	315,9	0,08	0,51	1,51	329,5	326,8
XI	335,1	0,20	<u>0,83</u>	1,33	347,1	361,6	359,6	0,19	<u>0,58</u>	4,28	398,1	385,0
XII	356,0	0,46	0,55	4,07	392,6	418,2	383,7	0,19	0,31	5,49	433,1	409,8
I-XII	353,5	0,31	0,41	1,67	370,0	395,0	377,0	0,17	0,28	4,84	410,0	470,0

Месячные ГХ-индексы (мкмоль/кг) ядер поверхностных (ПовЗБ) и (ПовВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

Результаты гармонического анализа сезонного хода ГХ-индексов поверхностных ВМ таковы:

Для всех ГХ-индексов ПовЗБ сезонная изменчивость определяется годовой волной, квота которых возрастает от $q_I = 0,75$ (NH₃-индекс) до $q_I = 0,98$ («NO»-индекс). Максимум годовой волны T_{maxI} для большинства индексов наступает в январе-феврале ($T_{maxI} = 17.01 \div 28.02$), и только для NH₃-индекса – $T_{maxI} = 28.11$.

Для большинства ГХ-индексов ПовВБ сезонная изменчивость определяется годовой волной, квота которых возрастает от $q_I = 0.80$ (PO₄-индекс) до $q_I = 0.95$ («NO»-индекс), с датой наступления максимума в феврале ($T_{maxI} = 06.02 \div 24.02$). Сезонная изменчивость для NH₃-индекса характеризуется полугодовой гармоникой ($q_{II} = 0.50$), с датами наступления максимума – $T_{maxII} = 15.04(15.10)$ (табл. 76).

Таблица 76

Гармонические постоянные сезонного хода ГХ-индексов (мкмоль/кг)
ядер поверхностных (ПовЗБ) и (ПовВБ) ВМ Балтийского моря, средние
за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution, 2008

			Ι	армоник	и				
ГХ-	I (го	одовая во	лна)	II	(полугодовая вол	на)			
индекс	Амил. I Дата I Квота I Дата II Квота II					A_I / A_{II}	A_0		
	ПовЗБ								
O_2	60,1	28.02	0,908	16,6	16.04(16.10)	0,069	3,6	353,5	
PO_4	0,2	17.01	0,878	0,1	31.01(31.07)	0,076	3,4	0,31	
NH ₃	0,2	28.11	0,752	0,0	19.05(19.11)	0,028	5,2	0,41	
NO ₃	2,8	17.01	0,821	1,2	22.01(22.07)	0,143	2,4	1,67	
«NO»	80,5	17.02	0,979	6,4	08.04(08.10)	0,006	12,5	370,0	
«PO»	85,3	15.02	0,971	9,4	03.04(03.10)	0,012	9,1	395,0	
				П	овВБ				
O_2	67,8	24.02	0,910	19,7	02.05(02.11)	0,077	3,4	377,0	
PO_4	0,2	08.02	0,797	0,1	03.03(03.09)	0,112	2,7	0,17	
NH ₃	0,1	25.08	0,309	0,2	15.04(15.10)	0,502	0,8	0,28	
NO ₃	3,6	06.02	0,911	0,5	0,5 05.03(05.09)		6,8	4,84	
«NO»	99,2	18.02	0,946	18,2 25.04(25.10)		0,032	5,4	410	
«PO»	92,5	20.02	0,940	17,4	17,4 18.04(18.10)		5,3	470	

236

В таблице 77 представлены результаты корреляционного анализа между сезонной изменчивостью ГХ-индексов поверхностных ВМ. Для ПовЗБ расчеты выявили наименьшую тесноту связи между СезХ NH₃-индекса и всех остальных (r = (-0,02) \div 0,46), а наибольшую между СезХ индексов PO₄- и NO₃- (r = 0,97), между — O₂- и «PO»- или «NO»- (r = 0,95) или r = 0,96) и между — «NO»- и «PO»- (r = 0,996). Что касается ПовВБ, то для нее, теснота связи между СезХ ГХ индексов увеличилась, как отрицательная (значимая): между NH₃-индексом и всеми остальными (r = (-0,35) \div (-0,41)), так и положительная: между PO₄- и «NO»- или «PO»-(r = 0,87 или r = 0,89); между — O₂- и PO₄- (r = 0,79) или NO₃- (r = 0,86), или «PO»- (r = 0,98), или «NO»- (r = 0,98); между NO₃- и «NO»- (r = 0,93) или «PO» (r = 0,92).

Таблица 77

	O_2	PO ₄	NH ₃	NO3	«NO»	«PO»								
	ПовЗБ													
O_2	1,0	0,575	-0,021	0,523	0,956	0,949								
PO_4		1,0	0,431	0,966	0,778	0,803								
NH ₃			1,0	0,459	0,141	0,150								
NO ₃				1,0	0,750	0,752								
«NO»					1,0	0,996								
«PO»						1,0								
			ПовВБ											
O_2	1,0	0,793	-0,363	0,856	0,985	0,983								
PO_4		1,0	-0,350	0,951	0,873	0,891								
NH ₃			1,0	-0,414	-0,392	-0,375								
NO ₃				1,0	0,933	0,923								
«NO»					1,0	0,996								
«PO»						1,0								

Корреляционные матрицы между СезХ ГХ-индексов (мкмоль/кг) ядер поверхностных (ПовЗБ) и (ПовВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008

Таким образом, наименьшим подобием между кривыми СезХ ГХ-индексов отличается NH₃-индекс, как для ПовЗБ, так и особенно для ПовВБ. Перейдем к глубинной СЗ.

6.2. Индикаторы глубинных водных масс

Из рис. 169 следует, что как и для поверхностной СЗ, в глубинной – прямолинейная зависимость между соленостью и ГХ параметрами

отмечается для S,PO₄- и S,NH₃-классов, а обратная зависимость — для S,O₂и S,NO₃-классов. Однако, в отличие от поверхностной C3, для глубинной C3 нет ни одного параметра, для которого характер связи между соленостью и параметром сохранялся бы в пределах зоны (см. табл. 74). При этом для ГлВБ теснота связи, как положительная, так и отрицательная, между соленостью и параметром значительно выше, чем для ГлЗБ (положительная с NH₃ и PO₄ — r = 0,56 и r = 0,81; отрицательная с NO₃, параметром «NO» и O₂ — r = (-0,62), r = (-0,89) и r = (-0,98), соответственно). За исключением параметра «PO», для которого теснота связи с соленостью, хотя и отрицательная, в ГлЗБ выше (r = (-0,49)), чем в ГлВБ (r = 0,32) (Дубравин, Капустина, 2019).

Одной из причин невысокой связи между соленостью и ГХ параметрами для ГлЗБ, по сравнению с ГлВБ, может быть не совсем корректный выбор ГХ-индексов для ГлЗБ. В самом деле, как следует из рис. 169, максимумы частот на S,ГХ-диаграммах для всех четырех параметров наблюдаются на уровнях солености около 12,0; 10,5⁵⁸ и 6,0 PSU. Таким образом, если ГХ-индексы для ГлВБ, хотя и с некоторыми оговорками, можно принять для всех параметров, то для ГлЗБ только – S,O₂- и S,NO₃-индексы. Поскольку только для этих параметров частоты распределения S,ГХ-классов для S ≈ 16,0 PSU (хотя и не максимальные) лежат вблизи линий регрессии (см. рис. 169а,г), а для фосфатов и аммония частоты распределения perpeccuu (см. рис. 1696,в).

Возвращаясь к таблице 73, следует заметить, что в отличие от поверхностной СЗ, в глубинной не большая разница в средних для ГлЗБ и ГлВБ значениях сохранилась для аммония (0,37 и 0,38 мкмоль N/кг), нитратов (4,70 и 4,67 мкмоль N/кг) и параметра «PO» (452 и 470). Что касается остальных ГХ параметров, то средние значения кислорода и параметра «NO» в 1,5 и более раза выше в ГлЗБ, а фосфатов на 25% ниже, чем в ГлВБ.

В таблице 78 показано внутригодовое изменение ГХ-индексов ядер глубинных ВМ. Как видим, в отличие от поверхностной СЗ, где имело место подобие кривых СезХ ГХ-индексов для большинства параметров в ПовЗБ и ПовВБ, для глубинной СЗ подобие СезХ индексов скорее исключение, чем правило, например, O_2 - и «NO»-индекс для ГлВБ. В ГлЗБ наступление максимума отмечается в январе (NH₃- и «PO»-индекс), в апреле (O_2 -, NO₃- и «NO»-индекс) и в июне (PO₄-индекс), а минимума – в апреле (PO₄- и NH₃-индекс), июне (O_2 -индекс), августе (NO₃- и «NO»-индекс) и сентябре (PO₄-индекс). В ГлВБ – максимум в феврале (O_2 - и «NO»-индекс), апреле (NO₃-и «NO»-индекс) и июле (PO₄-, NH₃-и «PO»-индекс) и минимум в марте (PO₄-, NH₃- и «PO»-индекс), июле (O₂- и «NO»-индекс) и сентябре (NO₄-, NH₃- и «PO»-индекс), исле (NO₄-, NH₃- и «PO»-индекс) и сентябре (PO₄-, NH₃- и «PO»-индекс), июле (O₂- и «NO»-индекс) и сентябре (PO₄-, NH₃- и «PO»-индекс), июле (O₂- и «NO»-индекс) и сентябре (PO₄-, NH₃- и «PO»-индекс), июле (O₂- и «NO»-индекс) и сентябре (PO₄-, NH₃- и «PO»-индекс), июле (O₂- и «NO»-индекс) и сентябре (PO₄-, NH₃- и «PO»-индекс), июле (O₂- и «NO»-индекс) и сентябре (PO₄-, NH₃- и «PO»-индекс).

⁵⁸ Следует напомнить, что S-индекс 10,5 PSU – граница между ГлЗБ и ГлВБ, определенная с помощью Т,S-анализа (в Капустина, Дубравин, 2015).

Таблица 78

Me-			Гл	ЗБ		ГлВБ						
сяц	O_2	PO_4	NH ₃	NO ₃	«NO»	«PO»	O_2	PO_4	NH_3	NO ₃	«NO»	«PO»
Ι	90,8	3,58	<u>5,20</u>	5,43	139,7	<u>574,6</u>	233,7	1,78	2,12	5,79	285,9	474,2
II	91,7	2,98	3,11	5,40	140,3	494,2	<u>244,3</u>	1,59	0,88	6,70	<u>304,6</u>	458,3
Ш	97,0	2,89	2,60	5,42	145,8	487,3	199,7	1,38	0,55	6,20	255,5	386,2
IV	<u>148,2</u>	2,71	1,75	<u>5,54</u>	<u>198,1</u>	513,7	153,3	2,24	1,02	<u>7,18</u>	217,9	455,9
v	85,0	3,40	4,31	4,34	124,1	544,6	187,3	1,83	1,82	4,87	231,2	434,7
VI	38,9	<u>3,67</u>	2,83	4,54	79,8	533,9	220,1	1,39	1,26	5,58	270,3	407,2
VII	66,1	2,76	3,33	3,74	99,7	438,9	115,8	<u>2,92</u>	<u>2,92</u>	5,45	164,8	<u>510,1</u>
VIII	41,4	3,15	2,87	3,38	71,8	467,1	166,2	2,22	2,07	5,37	214,5	466,2
IX	48,4	2,84	3,18	3,75	82,2	431,4	172,0	2,39	1,84	4,63	213,6	494,1
Х	64,8	3,06	3,53	3,72	98,3	477,3	118,5	2,64	2,69	5,09	164,3	475,1
XI	46,9	3,52	5,14	4,12	84,0	522,4	202,3	1,58	1,25	5,43	251,2	416,0
XII	95,7	3,07	3,07	3,51	127,2	509,8	115,8	2,92	2,92	5,45	164,8	510,1
I-XII	45,2	3,95	5,06	3,91	300,0	360,0	233,3	1,67	1,82	5,67	330,0	360,0

Месячные ГХ-индексы (мкмоль/кг) ядер глубинных (ГлЗБ) и (ГлВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

Сложность и разрозненность СезХ ГХ-индексов подтверждается результатами гармонического анализа (табл. 79). В ГлЗБ только для трех ГХ-индексов СезХ определяется годовой волной (O_2 -, «NO»- и NO₃-индекс), квота которой возрастает от $q_1 = 0.59$ до $q_1 = 0.77$, с датой наступления максимума $T_{maxI} = 21.\div26.02$. Для «PO»-индекса наибольший вклад приходится на первые две гармоники ($q_1 = 0.34$ и $q_{II} = 0.35$) с датами наступления максимумов – $T_{maxI} = 10.02$ и $T_{maxII} = 21.05(21.11)$; для PO₄-индекса наибольший вклад приходится на вторую и третью гармоники ($q_{II} = 0.40$ и $q_{III} = 0.14$) с датами наступления максимумов – $T_{maxII} = 18.01(18.05; 18.09)$; для NH₃-индекса, хотя наибольший вклад, как и для «PO»-индекса, приходится на первые две гармоники, но вклад их мал ($q_1 = 0.22$ и $q_{II} = 0.18$) с датами наступления максимумов – $T_{maxII} = 30.05(30.11)$.

Таблица 79

Гармонические постоянные сезонного хода ГХ-индексов (мкмоль/кг) ядер глубинных (ГлЗБ) и (ГлВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008

			Г	армоники					
FV	I (1	одовая вол	іна)	II ((полугодовая вол	на)			
индекс	Ампл. I Дата I		Квота I	Ампл. П	Дата II	Квота II	A_{I}/A_{II}	A_0	
		-							
O_2	33,0	21.02	0,594	10,3	27.03(27.09)	0,058	3,2	45,2	
PO_4	0,1	22.11	0,013	0,3	28.05(28.11)	0,399	0,2	4,0	
NH_3	0,6	09.11	0,218	0,6	30.05(30.11)	0,179	1,1	5,1	
NO ₃	1,0	26.02	0,773	0,2	25.03(25.09)	0,039	4,5	3,9	
«NO»	41,9	22.02	0,703	11,5	22.03(22.09)	0,053	3,6	300,0	
«PO»	33,7	10.02	0,345	33,7	21.05(21.11)	0,346	1,0	360,0	
				ГлВ	Б				
O_2	39,4	20.01	0,437	24,1	19.06(19.11)	0,163	1,6	233,3	
PO_4	0,4	04.08	0,397	0,2	24.02(24.08)	0,075	2,3	1,7	
NH_3	0,7	16.08	0,456	0,2	28.06(28.11)	0,046	3,2	1,8	
NO ₃	0,7	23.02	0,558	0,2	14.02(14.08)	0,042	3,7	5,7	
«NO»	44,9	25.01	0,519	23,4	21.06(21.11)	0,141	1,9	330,0	
«PO»	23,3	31.08	0,227	19,3	25.01(25.07)	0,155	1,2	360,0	

В ГлВБ отмечается только два ГХ-индекса — («NO»- и NO₃-индекс), СезХ которых определяется годовой волной (q₁ = 0,52 и q₁ = 0,56), с датой наступления максимума T_{maxl} = 25.01 и T_{maxl} = 23.02. Для трех индексов (O₂-, PO₄-и NH₃-индекс) наибольший вклад приходится на первую и четвертую гармоники (q₁ = 0,44 и q_{IV} = 0,30; q₁ = 0,40 и q_{IV} = 0,41 и q₁ = 0,46 и q_{IV} = 0,35, соответственно) с датами наступления максимумов — T_{maxl} = 20.01 и T_{maxIV} = 16.02(16.05; 16.08; 16.11); T_{maxI} = 04.08 и T_{maxIV} = 03.01(03.04; 03.07; 03.10) и T_{maxI} = 16.08 и T_{maxIV} = 05.01(05.04; 05.07; 05.10). Для «PO»-индекса наибольший вклад также приходится на первую и четвертую гармоники, но со значительно меньшим вкладом первой (q₁ = 0,23 и q_{IV} = 0,31), с датами наступления максимумов – T_{maxIV} = 04.01(04.04; 04.07; 04.10).

Таблица 80

	0 ₂	PO ₄	NH ₃	NO ₃	«NO»	«PO»							
	ГлЗБ												
0 ₂	1,0	-0,429	-0,333	0,644	0,988	0,293							
PO_4		1,0	0,665	0,020	-0,363	0,738							
NH ₃			1,0	-0,086	-0,303	0,455							
NO ₃				1,0	0,756	0,502							
«NO»					1,0	0,353							
«PO»						1,0							
	• •		ГлВБ	·		<u>`</u>							
O_2	1,0	-0,889	-0,659	0,247	0,990	-0,485							
PO_4		1,0	0,810	-0,277	-0,889	0,831							
NH ₃			1,0	-0,582	-0,713	0,749							
NO ₃				1,0	0,379	-0,230							
«NO»					1,0	-0,496							
«PO»						1,0							

Корреляционные матрицы между Ce3X ГХ-индексов (мкмоль/кг) ядер глубинных (ГлЗБ) и (ГлВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным State and Evolution..., 2008

В таблице 80 представлены результаты корреляционного анализа между сезонной изменчивостью ГХ-индексов глубинных ВМ. Для ГлВБ расчеты выявили высокую положительную тесноту связи между СезХ индексов PO₄- и NH₃- или «PO»- (r = 0,75÷0,83) и отрицательную между СезХ этих индексов и всех остальных (r = (-0,23)÷(-0,89)). Следует заметить, что результаты гармонического и корреляционного анализа взаимно подтверждают друг друга (см. табл. 79 и 80). Так, дата наступления максимума годовой гармоники в СезХ индексов PO₄-, NH₃- и «PO»-, имеющих высокую положительную связь между собой, приходится на август (T_{max1} = 04.÷31.08), а дата максимума в СезХ индексов O₂-, NO₃- и «NO»-, имеющих отрицательную тесноту связи с тремя первыми, приходится на январь-февраль (T_{max1} = 20.01÷23.02). Т. е. кривые СезХ индексов первых (PO₄-, NH₃- и «PO»-), меняются в противофазе относительно вторых (O₂-, NO₃- и «NO»-), отсюда и теснота обратной связи.

Для ГлЗБ сохраняются теже взаимоотношения, но с меньшей теснотой связи. Так, между СезХ индексов PO_4 - и NH_3 - или «PO»- положительная теснота связи понизилась до (r = 0,46÷0,74), как и отрицательная с индексами O_3 -, NO_3 - и «NO»- до (r = 0,02÷(-0,43)).

7

О НЕКОТОРЫХ ПРИЧИНАХ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

7.1. Общие замечания

Неотъемлемым свойством физических процессов, протекающих в Мировом океане и в атмосфере над ним, является изменчивость, проявляющаяся в эволюциях (флюктуациях) гидрометеорологических элементов в различных пространственно-временных масштабах⁵⁹.

Известно, что в атмосфере и гидросфере Земли существует солнечная годовая волна, проявляющаяся в форме 12-месячных сезонных колебаний всех гидрометеоэлементов. Принято считать (Янес, 1972), что первопричиной ее возникновения являются сезоные изменения притока солнечной радиации на Землю, влекущие за собой изменения циркуляции атмосферы и океана. В гидрометеорологической литературе, начиная с пятидесятых годов XX столетия, отмечается проявление полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах (Абрамов, 1966б, 1971, 1972, 1988; Баранов, Калинко, 1990; Бышев, 2003; Григоркина и др., 1973; Дийкстра, 2007; Дубравин, 1994; Дубравин и др., 1999; Дубравин, Навроцкая, 2000; Карклин, 1967; Максимов, 1970; Оль, 1969б; Романов, 1975; Серяков, Гулов, 1970; Степанов, 1983; Суховей, 1977; Федоров, 1959; Янес, 1972), однако причина ее появления до сих пор не ясна. Гипотезы о природе полугодовых колебаний противоречивы и носят дискуссионный характер. Обзор этих гипотез можно найти в Дубравин, 2014, 2017. Следует согласиться с выводом А. В. Янеса (1972) о том, что земные явления, имеющие хорошо выраженную шестимесячную периодичность, обязаны своим происхождением одной первопричине движению Земли вокруг Солнца, хотя силы, порождающие эти явления, вероятно, различны. В океане полугодовая периодичность, скорее всего, создается полугодовой компонентой приливообразующей силы Солнца.

⁵⁹ В равной степени это относится и к химическим и биологическим процессам (Драган и др., 1987).

В атмосфере Земли полугодовая периодичность связана, по-видимому, с годовым изменением высоты Солнца. В магнитосфере и ионосфере Земли полугодовая периодичность обусловлена, по всей вероятности, каким-то другим фактором, непосредственно связанным с положением Земли относительно Солнца. Что же касается полугодовой гармоники в интенсивности переноса вод через Фареро-Шетландский пролив, то, по мнению А. В. Янеса (1972), наиболее вероятная причина ее возникновения чисто космическая, непосредственно возбуждающая сила: приливообразующее воздействие Солнца.

В последние десятилетия в бассейне Северной Атлантики и в атмосфере над ним выявлены 14-, 16-, 18-месячная, квазидвухлетняя, 3-4, 5-6, 7-8, 10-14, 18-22, 30-35-летняя, полувековая (45-50 лет) и вековая (80-90 лет) периодичности (Абрамов 1966а, 1967, 1971, 1988; Байдал, Ханжина 1986; Баранов, Колинко, 1990; Борисенков, Семенов, 1970; Бышев, 2003; Воскресенская, 1993; Гасюков, Смирнов, 1967; Гирс, Кондратович, 1978; Гордиенко, Слепцов-Шевлевич, 1979; Дийкстра, 2007; Долгопериодная изменчивость..., 1996; Доронин, 1981; Драган и др., 1987; Дружинин, 1970; Дубравин, 1994; Дубравин и др., 1999; Дубравин, Навроцкая, 2000; Дуванин, 1949, 1968, 1983; Дугинов, 1976; Ижевский, 1964; Кац, 1974; Корт, 1970, 1976; Логинов, 1969, 1971, 1974; Максимов, 1970; Михайлова, 1979; Монин и др., 1974; Оль 1964, 1969а, 1969б, 1969в; Покровская, 1976; Рева, 1997; Ривин, 1989; Рубашев, 1964; Серяков, 1979; Серяков, Гулов, 1970; Сидоренков 1991, 1998, 2002; Слепцов-Шевлевич, 1991; Смирнов, 1967; Смирнов, Смирнов, 1998; Смирнов и др., 1998; Соскин, 1972; Суставов, 1991; Суховей, 1977; Цветков, Логинов, 1990; Цыганов, 1993; Шулейкин, 1964; Янес, 1989; Buch, 1985; Eltahir, 1996; Hagen and Feistel, 2005; Kushnir, 1994; Lazier, 1988; Plaut et al., 1995; Polonsky, Voskresenskaya, 1992; van Aken, 2006). Подобные цикличности характерны и для других районов Мирового океана, в частности, для Арктики (Бойцов, 2006; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Общие закономерности..., 2000) или Тихого океана (Дийкстра, 2007; Корт, 1970; Сонечкин, Серых, 2015: Статистический анализ..., 1986; Сывороткин, 2012; Characteristics of temperature..., 1994; Long-Term and ..., 1994). Большинство этих периодичностей связано с астрономическими причинами (в основном, с положением Луны и Солнца на их орбитах). Поэтому неудивительно, что большинство исследователей выделенные периодичности объясняют действием только внешних сил: только гелиофизических (Гасюков, Смирнов, 1967; Дружинин, 1970; Логинов, 1971, 1974) или только астрономических (ритмы планет) (Белязо, 1991, 1999; Белязо, Дмитриев, 2012; Дмитриев и др., 2011, 2018; Куимова, Шерстянкин, 2011; Михайлова, 1979; Нигматулин и др. 2013); только геофизических (геомагнитной возмущенностью – (Вклад цикличности..., 1969; Логинов, 1969; Оль, 1969а, 1969б, 1969в; Покровская, 1976), скоростью вращения Земли – (Беренбейм, Кудерский, 1987; Вялов, 1993; Доманевский, 1998; Кудерский, 1993; Сидоренков, 1980, 1998, 2002, 2009), нутационной – (Байдал, 1983; Смирнов, Саруханян, 1965)); либо действием

7. О НЕКОТОРЫХ ПРИЧИНАХ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

нескольких внешних сил (Дубравин, 1994, 2014, 2017; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Максимов, 1970; Смирнов, 1967).

Однако есть и альтернативная точка зрения, согласно которой, кроме 14-месячной цикличности (полюсный прилив), периодичности 2, 3–4 года и 5–9 лет связываются с автоколебательными процессами в системе «океан-атмосфера» (Воскресенская, 1993; Доронин, 1981; Дуванин, 1949, 1968, 1983; Корт, 1970, 1976; Монин и др., 1974; Угрюмов, 1973; Шулейкин, 1964; Eltahir, 1996; Polonsky, Voskresenskaya, 1992), причем большинство авторов (Дуванин, 1968, 1983; Корт, 1976; Монахов, 1973; Угрюмов, 1973; Шулейкин, 1964) связывает Северную Атлантику с атмосферой над ней, но некоторые считают, что изменчивость гидрометеорологических характеристик тропической и субтропической Атлантики (Воскресенская, 1993; Polonsky, Voskresenskaya, 1992), стока р. Нил (Eltahir, 1996) обусловлена аномалией Эль-Ниньо-Южное колебание.

Выделяется особое мнение Г.К.Ижевского (1964), который считал, что в гидросфере, атмосфере и биосфере существует система взаимодействия процессов, меняющихся с различной периодичностью. Ввиду сложного взаимодействия множества процессов строгая периодичность, равная ее первоисточнику (силе, обусловливающей эти явления), нарушается, и изменчивость становится квазипериодической. При этом разработанный Г. К. Ижевским метод долгосрочного прогнозирования гидрофизических и гидробиологических процессов опирается на выделенные им квазипериодичности: 4-6, 8-10 и 18-20 лет. Этот вывод был частично подтвержден в работах (Абрамов, 1966в; Долгопериодная изменчивость..., 1996; Серяков, Гулов, 1970), авторы которых, не отрицая воздействия внешних сил (низкочастотная часть полученного спектра с периодом 5-6 и более лет), считали, что периодичности около 2-х и 3-4-х лет характеризуют собственные колебания системы «океан-атмосфера». Однако дальнейшие наши исследования долгопериодной изменчивости гидрометеоэлементов в Атлантическом океане (Дубравин, 2002, 2005; Дубравин, Навроцкая, 2000, 2001, 2003; Дубравин и др., 1999) и на Балтике (Дубравин, 2014; 2017; Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, Маслянкин, 2012а, 20126; Дубравин и др., 2010а) позволили уточнить этот вывод. Теперь он звучит так: квазицикличные колебания, по крайней мере, в диапазоне от полугода до 30 лет (а может быть, и в более низкочастотной части спектра), создаются одновременным влиянием как механизма взаимодействия «океана и атмосферы», так и внешних геокосмических сил, т.е. вновь подтверждается гипотеза Г. К. Ижевского (1964). При этом при анализе причин долгопериодной изменчивости гидрометеорологических полей следует иметь в виду, что переход наибольшей тесноты связи между внешними силами и гидрометеоэлементами на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость атмосферы и океана, поскольку внешние силы действуют одновременно, а каждая из них ответственна за свой диапазон частот (Дубравин, 2002).

Поэтому правы последователи этой гипотезы (Байдал, Неушкин, 1994; Гирс, Кондратович, 1978; Кондратович, 1991), показавшие, что оценка реальной действительности только с одних позиций (например, влияния на климат внешних сил — школа И. В. Максимова, равно как и динамики взаимодействия в системе «океан-атмосфера» — сторонники А. И. Дуванина или В. Г. Корта) не сулит принципиальных открытий. Решение этих проблем может быть достигнуто лишь строгим описанием не только механизма взаимодействия «океана и атмосферы» (в котором многие процессы обладают как прямыми, так и обратными связями), но и учетом внешних геокосмических сил. Сходную точку зрения можно найти и у Х. Дийкстра (2007), Е. А. Леонова (2010) или в Глобальные атмосферные... (2014).

7.2. Геокосмические силы

Для выяснения причин долгопериодной изменчивости гидрохимических полей Балтийского моря, рассматриваемых в гл. 4, были использованы внешние факторы (вынуждающие силы): а) геокосмические силы: солнечная активность (числа Вольфа W) (1850–2019) (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT___NUMBERS); потенциал приливообразующих сил Луны и Солнца (ППОСЛиС) (см²/с²) (1850-2019) (Воробьев, 1967); расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца (D_{би}) (км) (1900–2019) (Дмитриев и др., 2011); угловая скорость вращения Земли (УСВЗ) v⁶⁰ (1956-2010) (Сидоренков, 2002) и результирующий перенос массы воздуха в экваториальной стратосфере (экваториальный перенос – Eqwind) U (кг*м/с) (1954-2010) (Сидоренков, 2002, 2009) (рис. 170-174) и б) параметры механизма взаимодействия океана и атмосферы: частота встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (1891-2019) (Гирс, 1971; Дмитриев и др., 2018) (анализ временных рядов этих индексов рассмотрен выше, см. гл. 3, рис. 7-10).

В таблице 81 представлена временная структура долгопериодной изменчивости вынуждающих (геокосмических) сил на разных временных интервалах.

Из таблицы 81 (как и из таблицы 8) следует, что с изменением длины рядов вынуждающих сил, полученных на разных временных интервалах, в некоторой степени меняется и временная структура этих рядов. При этом из гелиокосмических сил наибольшей устойчивостью временной структуры отличаются расстояние от барицентра масс ($D_{6,n}$) и ППОСЛиС, для которых размах колебаний относительной доли СезХ в дисперсию ДП составляет 0,005 % (0,0001÷0,0052) и 0,6 % (51,4÷52,0), а относительной доли МГИ в дисперсию ДП – 0,1 % (98,5÷98,6) и 0,8 %

⁶⁰ Безразмерная величина, равная отношению отклонения действительной длительности земных суток Т от эталонной Р = 86400 с к длительности эталонных суток Р (v= -(T-P)/P), увеличенная в 10¹⁰ крат (Сидоренков, 1991).

7. О НЕКОТОРЫХ ПРИЧИНАХ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

(43,9÷44,7). Для солнечной активности W размах колебаний относительной доли составляющих ДП — 0,1% (0,03÷0,12) для СезХ, и 3,2% (86,6÷89,8) для МГИ.

Из индексов циркуляции атмосферы наименьшим размахом колебаний относительной доли СезХ отличается форма С -2,7 (2,0÷4,7), наибольшим — форма Е -10,2% (1,9÷12,1), а для относительной доли МГИ — наименьшим размахом — форма Е -2,5% (17,6÷20,1), наибольшим — форма W -5,6% (12,6÷18,2) (см. табл. 8).

Таблица 81

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/c²); расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{б.ц.} (км); угловая скорость вращения Земли УСВЗ (v); экваториальный перенос — Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; Дмитриев и др., 2011; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS

Параметр,		Дисп	ерсия	
интервал	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ
Числа W	3669,05	3,53	486,93	3178,59
(1850-2019)	100	0,1	13,3	86,6
Числа W (1891–2019)	3598,61 100	4,43 0,1	475,16 13,2	3119,02 86,7
Числа W	3705,95	3,42	480,68	3221,85
(1900-2019)	100	0,1	13,0	86,9
Числа W	4324,85	2,62	437,87	3884,36
(1954-2010)	100	0,1	10,1	89,8
Числа W (1954–2019)	$4053,85 \\ 100$	$\begin{array}{c} 1,14\\ 0,03 \end{array}$	417,16 10,3	$3635,54 \\ 89,7$
ППОСЛиС (1850-2019)	12395,81 100	6377,16 51,5	$488,96 \\ 3,9$	$5529,68 \\ 44,6$
ППОСЛиС (1891-2019)	12439,09 100	6389,88 51,4	484,44 3,9	$5564,77 \\ 44,7$
ППОСЛиС (1900-2019)	12417,14 100	$6394,31 \\ 51,5$	496,39 4,0	$5526,43 \\ 44,5$
ППОСЛиС (1954–2010)	12308,57 100	6403,07 52,0	477,04 3,9	$5428,46 \\ 44,1$
ППОСЛиС (1954–2019)	$12316,40 \\ 100$	6401,03 52,0	$501,19 \\ 4,1$	5414,18 43,9
D _{6.ц.} (1900–2019)	102795845030,4 100	294917,1 0,0003	$1353915095,2 \\ 1,3$	101441635018,1 98,7
D _{6.ц.} (1954–2010)	110371734446,2 100	134220,0 0,0001	1564099032,4 1,4	108807501193,9 98,6
D _{6.ц.} (1954–2019)	110156322110,4 100	$5690396,1 \\ 0,0052$	1550184683,3 1,4	108600447031,0 98,6
U (1954–2010)	28013525,6 100	238514,1 0,9	13249753,2 47,3	14525258,3 51,9
УСВЗ (1956-2010)	10375,6 100	1610,5 15,5	292,1 2,8	8473,0 81,7

В таблицах 82 и 10 представлен сезонный ход вынуждающих сил на разных временных интервалах, а в таблицах 83 и 11 гармоники СезХ. Как следует из этих таблиц, из всех вынуждающих сил только одна – ППО-СЛиС характеризуется устойчивым СезХ, при котором не происходит смещения экстремумов в годовом ходе и значительного изменения его размаха.

Анализ осредненного СезХ внешних факторов (в Дубравин и др., 1999; Дубравин Навроцкая, 2000, 2003; Дубравин, 2002, 2005) показал, что только ход ППОСЛиС и УСВЗ характеризуется двумя максимумами и двумя минимумами. Причем ППОСЛиС совершает две почти правильные полуволны, с максимумами в апреле и октябре и минимумами в январе и июле (q_и = 0,97, табл. 83), а УСВЗ – две неправильные: с января по апрель вращение Земли замедляется, с апреля по август ускоряется, с августа по ноябрь — вновь замедляется и с ноября по январь – снова ускоряется (q_{II} = 0,42). При этом максимум наступления Т годовой волны: Т_{ППОСЛИСІ} = 17.12 и Т_{усвзі} = 04.08, т. е. наблюдается вблизи даты зимнего солнцестояния для ППОСЛиС и вблизи даты афелия – для УСВЗ. Максимум наступления Т полугодовой волны: Т_{ппослиси} = 28.03(.09) и Т_{усвзи} = 19.01(.07), наблюдается вблизи дат равноденствий – для ППОСЛиС и вблизи дат афелия и перигелия – для УСВЗ (табл. 83). Именно поэтому ППОСЛиС и УСВЗ были использованы нами в качестве предикторов СезХ: для температуры поверхности Атлантического океана (Дубравин и др., 1999); водообмена через Фареро-Шетландский пролив (Дубравин, Навроцкая, 2000); геострофической циркуляции поверхности Атлантического океана (Дубравин, Навроцкая, 2003) и метеорологических полей Восточной Тропической Атлантики (Дубравин, 2005). Что касается U, то в первом приближении можно считать, что его СезХ характеризуется годовой волной с максимумом в сентябре (максимальный западный экваториальный перенос) и минимумом в апреле (минимальный западный экваториальный перенос) ($q_r = 0.96$) (см. табл. 83). Однако, если обратиться к временному ряду экваториального стратосферного переноса (Сидоренко, 2002), то можно видеть отсутствие регулярной сезонной изменчивости U. Так, в 1954 г. годовой максимум (-7538 кгмс⁻¹) наблюдался в июне; в 1955 г. – (6316 кгмс⁻¹) – в июле; в 1956 г. – (-10249 кгмс⁻¹) – в сентябре; в 1957 г. – (6113 кгмс⁻¹) – в августе; в 1958 г. – (-10110 кгмс⁻¹) – в октябре; в 1959 г. – (6363 кгмс⁻¹) – в сентябре; в 1960 г. – (-6581 кгмс⁻¹) – в октябре и т.д., т. е. хотя годовой максимум год от года и колеблется около среднего положения - в сентябре, но, учитывая, что направление переноса через год чередуется (восток – запад – восток – ...), «нормального сезонного хода» (Лаппо и др., 1990) экваториального стратосферного переноса U получить нельзя. Именно поэтому (в Дубравин, Навроцкая, 2003) был сделан вывод о том, что к экваториальному стратосферному переносу в качестве предиктора сезонной изменчивости гидрометеоэлементов в Атлантическом океане и его бассейне нужно относиться с определенной осторожностью.

Таблица 82

Многолетние средние месячные значения гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/с²); расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{б.ц.} (км); угловая скорость вращения Земли УСВЗ (v); экваториальный перенос — Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Дмитриев и др., 2011; Сидоренков,2002;

Параметр,						M e c	яцы					
интервал	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII
Числа W (1850–2019)	73,0	78,3	76,4	75,7	77,2	78,3	78,5	79,3	77,8	76,4	74,2	74,6
Числа W (1891–2019)	72,7	75,8	73,8	74,1	75,9	76,9	79,1	79,4	78,2	76,1	73,9	75,6
Числа W (1900–2019)	72,3	82,0	80,0	78,8	80,3	82,8	78,4	78,6	77,5	75,7	74,2	75,3
Числа W (1954–2010)	80,8	78,4	76,9	76,6	78,1	78,5	82,9	83,8	82,8	81,3	79,3	83,5
Числа W (1954–2019)	77,9	78,4	76,9	76,6	78,1	78,5	78,9	<u>80,0</u>	79,6	78,2	76,8	79,6
ППОСЛиС (1850–2019)	-94,4	-24,5	77,8	106.9	27,9	-82,2	-120,4	-54,6	59,5	120.2	60,8	-53,8
ППОСЛиС (1891-2019)	-96,5	-27,3	76,8	105.5	26,9	-82,5	-122,5	-56,3	57,9	118.4	60,7	-53,3
ППОСЛиС (1900-2019)	-91,9	-22,8	81,6	111,1	32,4	-77,2	-117,3	-51,2	63, 2	123,3	65,7	47,7
ППОСЛиС (1954–2010)	-97,5	-30,7	73,0	105.9	23,0	-86,4	-121,2	-60,7	53,9	119.4	58,4	-54,3
ППОСЛиС (1954–2019)	-88,8	-22,0	80,6	113.6	33,1	-77,6	-113,7	-50,9	63, 1	127,8	67,5	-46,3
D _{б.ц.} (1900–2019)	824784,7	824779,1	824775,3	824769,9	824841,1	825007,1	825242,9	825496,9	825728,4	825943,2	826098,9	826234.2
D _{б.ц.} (1954–2010)	877769.2	877753,1	877657,3	877567,8	877528,9	877578,6	877608,8	877570,8	877449,7	877222,2	876890,9	876479,6
D _{б.ц.} (1954–2019)	846525,6	847151,2	847736,1	848363,0	849057,4	849843,8	850633,3	851401,9	852103,1	852740,6	853311,0	<u>853837.5</u>
U (1954–2010)	-1868,0	-1633,8	-1503,1	-1649,8	-1793,7	-2376,8	-2805,0	-2889,6	-2823,7	-2594,6	-2371,3	-2022,6
УСВЗ (1956-2010)	-210,5	-213,7	-232,6	-244,6	-239,1	-194,2	-130,0	-123,5	-159,4	-210,5	-234,6	-227,0

		· •	· · ·		· •		-	
ft / /	fter and		/CTD /CC	NT A D T	DATA /	CTINCD	OT	NITIMPEDC
IID: / /	itp.ngac	.noaa.go	V/SIP/SC	JLAK I	JAIA/	SUNSP	UI -	NUMBERS
	1 8	9	.,	_	/		_	

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

По данным гармонического анализа (табл. 11) СезХ форм циркуляции W, E и C в основном определяется годовой гармоникой, хотя для формы E на интервале 1891–2019 гг. вклад годовой волны уменьшается до q_I = 0,30.

Таблица 83

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/с²); расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{6.п.} (км); угловая скорость вращения Земли УСВЗ v; экваториальный перенос — Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Дмитриев и др., 2011; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS

			Гар	моники				
Параметр	I (го,	довая во	лна)	II (r	юлугодовая вол	лна)		
интервал	Ампли- туда I	Дата I Квота I Ампли- туда II Дата II		Квота II	A_I/A_{II}	A_0		
Числа W (1850–2019)	a W 2,0 20.06 0,567 1,1 07.02(07.08)		07.02(07.08)	0,186	1,75	76,7		
Числа W (1891–2019)	2,5	15.07	0,706	0,9	18.01(18.07)	0,101	2,64	76,1
Числа W (1900–2019)	2,2	19.07	0,721	0,8	22.01(22.07)	0,084	2,93	75,7
Числа W (1954–2010)	1,2	18.08	0,277	1,5	08.01(08.07)	0,408	0,82	81,5
Числа W (1954–2019)	0,9	21.08	0,342	0,8	10.01(10.07)	0,286	1,09	78,3
ППОСЛиС (1850-2019)	17,5	17.12	0,024	111,4	27.03(27.09)	0,974	0,16	1,9
ППОСЛиС (1891-2019)	17,7	17.12	0,024	111,5	28.03(28.09)	0,974	0,16	0,7
ППОСЛиС (1900-2019)	17,4	17.12	0,024	111,6	28.03(28.09)	0,974	0,16	5,8
ППОСЛиС (1954–2010)	18,1	16.12	0,026	111,5	28.03(28.09)	0,971	0,16	-1,4
ППОСЛиС (1954–2019)	17,9	15.12	0,025	111,6	28.03(28.09)	0,972	0,16	7,2
D _{6.ц.} (1900–2019)	677,1	02.10	0,777	229,4	01.05(01.11)	0,089	2,95	825308,5
D _{6.ц.} (1954–2010)	319,4	27.04	0,380	294,7	07.02(07.09)	0,323	1,08	877423,1
D _{6.ц.} (1954–2019)	2759,5	15.09	0,669	1284,9	30.04(30.10)	0,145	2,15	850225,4
U (1954–2010)	677,9	18.02	0,963	115,0	11.04(11.10)	0,028	5,89	-2194,3
УСВЗ (1956–2010)	42,8	04.08	0,569	36,9	19.01(19.07)	0,422	1,16	-201,6

7. О НЕКОТОРЫХ ПРИЧИНАХ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Для выяснения тесноты связи СезХ геокосмических сил и типов атмосферной циркуляции обратимся к результатам корреляционного анализа (из Дубравин, Маслянкин, 2012а), табл. 84. Как видим, теснота связи сезонной изменчивости между ППОСЛиС и формой W мала (максимальные положительная и отрицательная теснота связи наступают: r = 0,12 при τ = (-1) мес. и r = (-0,15) при τ = 5 мес.), хотя и указывает на существование годовой периодичности. Для формы Е теснота несколько возрастает (максимальные положительные и отрицательные связи наступают: r = 0,27 при τ = 4 мес.; r = 0,01 при τ = (-2) мес. и r = (-0,17) при τ = 0 мес. r = (-0,09) при τ = (-5) мес.), а корфункция выявила две неправильных полугодовых волны. И только для формы С теснота связи значима (максимальные положительные и отрицательные связи наступают: r = 0,36 при τ = 1 мес.; r = 0,54 при τ = (-5) мес. и r = (-0,48) при τ = 4 мес. r = (-0,44) при τ = (-2) мес.) и указывает на существование полугодовой периодичности.

Таблица 84

Значения корреляционных функций между сезонным ходом
геокосмических сил: ППОСЛиС (см ² с ²), УСВЗ (v) и U (кг*мс ⁻¹)
и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (1951-2000), рассчитано по
Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; Гирс, 1971; Дмитриев,
Белязо, 2006). (Из Дубравин, Маслянкин, 2012а)

_	-6 Сдвиг, мес.													
0		-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	
П П	W	-0,11	-0,05	0,04	0,08	0,10	<u>0,13</u>	0,11	0,06	0,00	-0,07	-0,15	-0,15	-0,11
О С Л	E	0,02	-0,09	-0,08	0,004	<u>0,01</u>	-0,09	-0,17	-0,15	-0,06	0,13	<u>0,27</u>	0,20	0,02
и С	С	0,23	<u>0,54</u>	0,35	-0,12	-0,44	-0,35	0,04	<u>0,36</u>	0,30	-0,13	-0,48	-0,30	0,23
	W	0,06	-0,31	-0,53	-0,66	-0,59	-0,36	-0,07	0,27	0,54	<u>0,68</u>	0,59	0,39	0,06
ν	Е	0,03	0,37	0,52	<u>0,53</u>	0,48	0,36	0,14	-0,24	-0,60	-0,71	-0,57	-0,33	0,03
	С	-0,54	-0,48	-0,02	0,49	<u>0,58</u>	0,27	-0,00	-0,05	<u>0,07</u>	0,07	-0,09	-0,31	-0,54
	W	0,23	0,64	<u>0,83</u>	0,82	0,58	0,19	-0,25	-0,63	-0,81	-0,84	-0,58	-0,17	0,23
U	E	-0,25	-0,59	-0,82	-0,79	-0,50	-0,13	0,25	0,56	0,82	<u>0,85</u>	0,51	0,09	-0,25
	С	0,26	0,07	-0,08	-0,35	-0,56	-0,43	-0,16	0,02	0,07	0,23	<u>0,47</u>	0,47	0,26

Примечание: Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные – курсивом.

Теснота связи сезонной изменчивости между v и формами W или E вполне значима (максимальные положительная и отрицательная теснота связи наступают: r = 0,68 при τ = 3 мес. и r = (-0,66) при τ = (-3) мес. или r = +0,53 при τ = (-3) мес. и r = (-0,71) при τ = 3 мес.). В обоих случаях выявлена годовая волна, меняющаяся в противофазе. Для формы C теснота связи с v заметно ниже (максимальные положительные и отрицательные

связи наступают: r = 0,58 при τ = (-2) мес.; r = 0,07 при τ = 2 мес.; r = (-0,05) при τ = 1 мес. и r = (-0,54) при τ = ± 6 мес.), а корфункция выявила две неправильных волны.

Теснота связи сезонной изменчивости между U и формами W или E наибольшая — максимальные положительная и отрицательная теснота связи наступают: r = 0,83 при $\tau = (-4)$ мес. и r = (-0,84) при $\tau = 3$ мес. или r = 0,85 при $\tau = 3$ мес. и r = (-0,82) при $\tau = (-4)$ мес.). В обоих случаях выявлена неправильная годовая волна, меняющаяся в противофазе. Для формы C теснота заметно ниже, хотя и значима (максимальные положительная и отрицательная связи наступают: r = 0,47 при $\tau = 4$ мес. и r = (-0,56) при $\tau = (-2)$ мес.) и указывает на существование годовой периодичности.

Анализ распределения корреляционных функций между СезХ геокосмических сил и гидрометеорологических параметров T_w ; S; T_a ; W; P₀; Pr; Ev; R_{Σ} ; B₀; $Q_{\Sigma} = (Q_{np} - Q_{or})$ и В, проведенный в Дубравин, 2014, позволил отметить следующее:

- ППОСЛиС не может служить предиктором метеопараметров T_w; S; T_a; W; Pr; Ev; R₂; B₀; Q₂ = (Q_{пp} Q_{or}) и В на Балтике. Во-первых, изза невысокой тесноты связи между потенциалом и параметрами, во-вторых, из-за выявленной полугодовой периодичности (в то время как их СезХ в основном определяется годовой волной).
- При анализе корреляционных функций между V и метеопараметрами для среднего СезХ по Балтике, хотя и отмечаются их высокие максимальные положительные значения связи (r = 0,55÷0,92), однако для СезХ между V и большинством параметров корфункция выявила две неправильных полуволны, и только между V и T_w; S; T_a; и W — правильную годовую.
- При анализе корреляционных функций между U и метеопараметрами или элементами пресноводного баланса в Балтийском море обращает на себя внимание высокая теснота связи между U и T_w; S; T_a; W; Pr; Ev; R₂; B₀; Q₂ = (Q_{пр} Q_{от}) и B (r = $\geq \pm 0.76$), однако такие высокие значения коэф. корреляции могли оказаться случайностью.

Выше (гл. 3, табл. 12) было показано, что на интервале 1951–2000 гг. индексы форм циркуляции W и E вполне могут служить предиктором для Ce3X гидрометэлементов T_w, T_a, W и элементов водного баланса Pr, R_x, Ev, B₀ Q_x в Балтийском море.

Для сравнения в таблице 85 приведена теснота синхронной связи между СезХ внешних сил и индексов циркуляции, средним на интервале 1954–2010 гг. Итак, значимая теснота связи отмечается между СезХ:

- барицентра D_{6.п.} и индекса Е прямая (r = 0,50) или индекса W обратная (r = (-0,57));
- ППОСЛиС и солнечной активности W обратная (r = (-0,63)) или УСВЗ — обратная (r = (-0,52));
- солнечной активности W и УСВЗ прямая (r = 0,74) или U обратная (r = (-0,59));
- U и УСВЗ обратная (r = (-0,81));
- индекса W и индекса E обратная (r = (-0,86)).
Таблица 85

Корреляционные матрицы между СезХ гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/с²); расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{б.ц.} (км); угловая скорость вращения Земли УСВЗ v; экваториальный перенос —

Eqwind U (кг*м/с) и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (1954–2010), рассчитано по Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Дмитриев и др., 2011, 2018; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR DATA/SUNSPOT NUMBERS

	$D_{_{\delta. \mathfrak{q}}}$	ППОСЛиС	Числа W	U	YCB3	W	E	С
D _{б.ц}	1,0	-0,160	-0,115	0,155	0,260	-0,566	0,496	0,015
ППОСЛиС		1,0	-0,632	0,211	-0,515	0,180	-0,176	-0,113
Числа W			1,0	-0,591	0,736	0,120	-0,126	0,090
U				1,0	-0,810	-0,173	0,038	0,138
УСВЗ					1,0	-0,130	0,274	-0,238
W						1,0	-0,863	-0,166
E							1,0	-0,177
С								1,0

Таким образом, увеличение интервала осреднения до (1954–2010 гг.) мало сказалось на тесноте синхронной связи между СезХ внешних сил ППОСЛиС или U, или УСВЗ и индексов циркуляции W или E, или C.

Перейдем к анализу причин МГИ. Временные ряды геокосмических сил, представленные на рисунках 170–174, позволяют говорить о



Рис. 170. Межгодовая изменчивость солнечной активности W и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – W_2^{34} ; квазичетырехлетних – $(W_4^{39} u W_4^{57})$; квазишестилетней – W_6 ; квазивосьмилетней – W_8 ; квазиодиннадцатилетней – W_{11} и квазивосемнадцатилетней – W_{18} на интервале 1850–2019 гг., рассчитанная по данным ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS

некоторых цикличностях. Результаты спектрального анализа вынуждающих сил представлены в таблице 86. Итак, на спектрограмме солнечной активности W (интервал 1850–2019 гг.) выделяются восемь пиков спектральной плотности на периодах 2,11; 2,82; 3,23; 4,76; 5,71; 8,00; 11,11 и 18,18 года (см. рис. 170); сходные пики (один или несколько) можно найти на спектрограммах вынуждающих сил и индексов циркуляции атмосферы (W, E и C).

Таблица 86

Характерные масштабы межгодовой изменчивости вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС (см²/с²); расстояния от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{б.ц.} (км); угловой скорости вращения Земли ∨ и экваториального переноса U (кг*м/с), рассчитано по данным Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков,2002; Дмитриев и др., 2011; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS

Параметр,	Период э	нергонесу	щей зоны	Спектральная плотность					
длина ряда	начало	пик	конец	начало	пик	конец			
	2,00	2,11	2,15	165	456	268			
	2,70	2,82	2,99	138	366	233			
	2,99	3,23	3,33	233	720	147			
W	4,44	4,76	5,00	160	1473	671			
1850-2019	5,00	5,71	6,25	671	5926	725			
	7,14	8,00	8,70	1495	9782	8333			
	8,70	11,11	15,39	8333	156320	3470			
	15,39	18,18	20,00	3470	4128	3547			
ППОС-	3,51	3,77	4,17	59	231	82			
ЛиС	4,17	4,76	5.00	82	139	99			
1850-2019	12,5	18,18	33,33	3131	347170	3833			
	5,26	5,56	6,06	3590400000	11225000000	6346800000			
D	6,06	6,67	6,90	6346800000	21729000000	14590000000			
D 1000_9010	6,90	7,69	8,70	14590000000	84591000000	13749000000			
1500-2015	8,70	13,33	15,39	13749000000	1513400000000	412500000000			
	15,39	20,00	33,33	412500000000	4661800000000	268090000000			
УСВЗ	2,00	2,35	2,90	448,8	948,9	495,8			
1956-2010	2,90	5,88	6,90	495,8	2434,3	2285,4			
T	2,00	2,35	3,77	56539000	162760000	1706500			
U 1054_9010	3,77	4,88	8,70	1706500	8311100	886890			
1554-2010	8,70	18,18	33,33	886890	2541800	2096800			

Для ППОСЛиС (интервал 1850–2019 гг.) наблюдается три пика — 3,77; 4,76 и 18,18 года (см. рис. 171).

Для положения барицентра масс солнечной системы относительно центра Солнца (D_{6,ц}) (интервал 1900–2019 гг.) отмечаются пять пиков — 5,56; 6,67; 7,69; 13,33 и 20,00 лет (см. рис. 172).

Для угловой скорости вращения Земли v (интервал 1956–2010 гг.) выявляются два пика – 2,35 и 5,38 года (см. рис. 173).

Для экваториального переноса U (интервал 1954–2010 гг.) обнаруживается три пика – 2,35; 4,88 и 18,18 года (см. рис. 174).



Рис. 171. Межгодовая изменчивость ППОСЛиС (м²/c²) и его спектральных составляющих: квазичетырехлетних — (PPOS₄⁴⁵ и PPOS₄⁵⁷); квазивосемнадцатилетней — PPOS₁₈ на интервале 1850–2019 гг., рассчитанная по данным Воробьев,1967



Рис. 172. Межгодовая изменчивость расстояния от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца ${\rm D}_{_{6.1.}}$ (км) и ее спектральных составляющих: квазишетилетних — $({\rm D}_6^{~67}$ и ${\rm D}_6^{~80});$ квазивосьмилетней — ${\rm D}_8;$ квазиодиннадцатилетней — ${\rm D}_{_{11}}$ и квазивосемнадцатилетней — ${\rm D}_{_{18}}$ на интервале (1900–2019), рассчитанная по данным Дмитриев и др., 2011



Рис. 173. Межгодовая изменчивость угловой скорости вращения Земли v и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней — v₂; квазишестилетней — v₆ на интервале (1956–2010), рассчитанная по данным Сидоренков, 2002. (Из Дубравин, 2017)



Рис. 174. Межгодовая изменчивость экваториального переноса U (кг*мс¹) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – U₂; квазичетырехлетней – U₄; квазивосемнадцатилетней – U₁₈ на интервале (1954–2010), рассчитанная по данным Сидоренков, 2002. (Из Дубравин, 2017)

Существование квазицикличностей (двух-, четырех-, шести-, восьмии одиннадцатилетних) на спектрограммах солнечной активности (или предположение о некоторых из них) было известно еще в начале прошлого столетия (Рубашев, 1964) и подтверждалось спектрограммами в работах (Павельев, Павельева, 1965; Слепцов-Шевлевич, 1979; Ривин, 1989; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Сидоренков, 1998) (Дубравин, 2014). Однако в работе (Угрюмов, 1971) показано, что периодичности 26-29 месяцев, известные как «квазидвухлетняя цикличность», определяются квазидвухлетним циклом циркуляции экваториальной атмосферы, в процессе которого происходит чередование восточных и западных ветров в экваториальной стратосфере. При восточной фазе цикла субтропические барические максимумы начинают смещаться в сторону экватора, что приводит к увеличению меридиональной составляющей барического градиента и усилению пассатных ветров обоих полушарий. Это, в свою очередь, приводит к увеличению переноса поверхностных вод Северным и Южным Пассатными течениями (Максимов, 1964), а затем Северо- и Южно- Атлантическими и Тихоокеанскими течениями. Тем не менее (Дубравин, Навроцкая, 2000; Дубравин, 2002), использование спектрального и корреляционного методов анализа позволило нам утверждать, что квазидвухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере обязана своим происхождением солнечной активности. Подтверждение этому авторы видели в работе Н. С. Сидоренкова (1998), исследовавшего с помощью CBAH-диаграммы временной ряд ветра U в экваториальной атмосфере на интервале 1954–1996 гг. и выявившего наличие мощного 28-месячного колебания экваториального ветра.

Совпадение пиков с периодами 28–29 месяцев на спектрограммах экваториального стратосферного переноса воздуха (Сидоренкова, 1998) и солнечной активности (Дубравин, 1994), по нашему мнению, случайным быть не может. Кроме того, (в Ривин, 1989) отмечается согласованность кривых квазидвух-, квазичетырех-, квазишести- и квазиодиннадцатилетней составляющих солнечной активности: когда практически в течение каждого 11-летнего цикла W проходят серии квазидвух-, квазичетырехи квазишестилетних пульсаций, затухающих к моментам минимумов W. На такую же согласованность между результирующим переносом массы воздуха в экваториальной стратосфере U и 11-летними циклами W (см. рис. 20 в Дубравин, Навроцкая, 2000) обратил внимание С. К. Кудерский в личной беседе.

Увеличение продолжительности ряда экваториального переноса U на 11 лет (до 2010 г.) позволило (в Дубравин, 2014) проверить наше утверждение о происхождении квазидвухлетней цикличности в экваториальной стратосфере Земли. В его пользу, на наш взгляд, может служить следующее:

Во-первых, возвращаясь к таблице 86, отметим, что на спектрограмме экваториального переноса (интервал 1954–2010) выделяются три пика спектральной плотности на периодах 2,35, 4,88 и 18,18 года, при этом мощность первого пика в 20 раз выше второго и 64 раза выше третьего. Во-вторых, обращаясь к таблице 87, в которой представлены результаты расчета кросс-спектра между вынуждающими силами, отметим, что изменчивость экваториального переноса U с периодом 2,4 года обусловлена изменением солнечной активности W (когерентность C составила 0,81; сдвиг фаз f = $148,7^{\circ}$ или 0,99 года).

Таблица 87

Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов вынуждающих сил (среднегодовые значения): солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС (см²/с²); расстояния от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{б.ц.} (км); угловой скорости вращения Земли ∨ и экваториального переноса U (кг*м/с) и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C), рассчитано по Воробьев, 1967; Сидоренков,2002; Гирс, 1971; Дмитриев и др., 2011, 2018;

-	- · · ·			· ·		
ftp://ftp.ngdc.no	aa.gov	/STP	/SOLAR_	DATA	/SUNSPOT_	NUMBERS

Период	Параметры спектра	D _{б.ц.}	Числа W	ППОС- ЛиС	U	ν	W	E	С		
Расстояния от барицентра, D _{6.1.}											
	Т	-	-	-	28,57	-	-	-	-		
Квази-	s	-	-	-	911840000	-	-	-	-		
тридцати- летние	f	-	-	-	96,5	-	-	-	-		
	С	-	-	-	0,585	-	-	-	-		
	Т	-	20,0	20,0	-	22,22	20,0	20,0	-		
Квазивосемь-	S	-	73926000	509700000	-	234460000	30680000	46698000	-		
надцати- летние	f	-	20,9	-176,3	-	-115,7	-69,5	93,9	-		
	С	-	0,774	0,809	-	0,652	0,612	0,594	-		
	Т	-	-	-	-	-	-	-	12,5		
Квазиодин-	s	-	-	-	-	-	-	-	17930000		
надцати- летние	f	-	-	-	-	-	-	-	63,0		
	С	-	-	-	-	-	-	-	0,488		
	Т		-	-	-	-	-	-	8		
Квазивосьми-	S		-	-	-	-	-	-	4239500		
летние	f		-	-	-	-	-	-	-104,8		
	С		-	-	-	-	-	-	0,462		
	Т	-	5,56	-	5,88	-	6,45	5,06	6,25		
Квазишести-	S	-	2754200	-	153230000	-	2047900	1645400	2603800		
летние	f	-	151,5	-	92,6	-	-123,2	-0,4	146,8		
	С	-	0,544	-	0,484	-	0,440	0,528	0,574		

7. О НЕКОТОРЫХ ПРИЧИНАХ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ	
ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ	

Крази	Т	-	-	-	-	-	4,35	4,35	4,65
четырех-	S	-	-	-	-	-	1637500	1595000	874770
летние	f	-	-	-	-	-	124,8	-104,3	-167,9
(49-59 Mec.)	С	-	-	-	-	-	0,534	0,508	0,396
Крази	Т	-	-	3,45	-	-	3,85	-	3,39
четырех-	S	-	-	128970	-	-	1122500	-	716920
летние	f	-	-	6,7	-	-	-63,9	-	-60,9
(38–48 mec.)	С	-	-	0,537	-	-	0,654	-	0,430
	Т	-	3,08	3,45	2,82	-	2,78	-	-
Квази-	S	-	427930	128970	92000000	-	415030	-	-
двухлетние (31–37м ес.)	f	-	-22,0	6,7	60,2	-	-68,7	-	-
``´´´	С	-	0,441	0,537	0,525	-	0,400	-	-
	Т	-	2,27	2,5	2,82	-	2,5	2,13	2,15
Квази-	S	-	357940	105260	92000000	-	667030	772440	626320
двухлетние (25–31 мес.)	f	-	145,3	-175,2	60,2	-	-27,9	-1,9	41,8
	С	-	0,494	0,679	0,525	-	0,602	0,564	0,548
			·	Числ	іа Вольфа W	V			-
	Т	-	-	-	11,8	-	-	10,5	10,5
Квазиодин-	S	-	-	-	150680	-	-	4418,8	2808,2
надтилетние	f	-	-	-	15,0	-	-	-141,0	158,9
	С	-	-	-	0,430	-	-	0,51	0,40
	Т	-	-	6,5	-	-	5,6	-	5,6
Квазишести-	S	-	-	132,2	-	-	568,3	-	612,0
летние	f	-	-	57,7	-	-	149,9	-	-135,6
	С	-	-	0,51	-	-	0,41	-	0,48
	Т	-	-	3,8	-	3,1	4,8	3,7	3,9
Квази-	S	-	-	76,3	-	289,5	467,1	151,9	138,5
четырех- летние	f	-	-	-86,11	-	119,8	-141,0	120,7	-161,8
	С	-	-	0,58	-	0,532	0,53	0,43	0,63
	Т	-	-	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3
Квази-	S	-	-	17,0	205480	370,9	234,5	398,5	334,1
двухлетние	f	-	-	-87,6	148,7	-137,9	168,3	8,4	-70,9
	С	-	-	0,48	0,805	0,551	0,54	0,70	0,77
				П	ПОСЛиС		·		-
	Т	-	-	-	20,0	-	20,0	18,2	18,2
Квазивосем-	S	-	-	-	281470	-	7085,5	13056	7007,8
надцатилет- ние	f	-	-	-	87,5	-	-100,1	124,9	-140,0
	С	-	-	-	0,59	-	0,51	0,59	0,36

Т . 5,75,6 6,7 . --S 20450 404.2 132.0 -. . Квазишестилетние f --153.4 153.6 --112.2 -С 0.38 0.49 0.38 -----Т 3,6 4,8 3,3 4,0 ----Квази-S 87,3 76,2 161,5 120,8 ---четырехf -95.7 138,4 -154,8 -35.5--летние С 0,67 0,38 0,57 0,61 . ---Т 2,2 2,3 2,7 2,52,7-. . S --46867 110.5 62.6 46.732.4 -Квазидвухлетние f -57.1176.4-145.682.3 -13.0--С -0,45 0,65 0.610.49 0,51 --Экваториальный перенос U Т 33.33 -------S 38190 Квазитридца-------тилетние f 130,0 . -. -. -. С 0,56 -------Т ---11,1 _ _ -S 61552 -------Квазиодиннадтилетние f 4,3 -_ _ _ _ С -0,39 ------Т 5.16,1 -----S -57781 27240 ----Квазишести-летние f 21,4 48,6 ------С 0,490,46 -----Т -3,0 4,8 4,8 ----Квази-S 4872, 9 48446 57921 ----четырехf -----16.3_ -155.6158.5летние С 0,72----0,60 _ 0,46 Т 2,42,4 2,42,4 ----S 363240 283960 449760 211850 ----Квазидвухлетние f -18.0-162.9141,7 -112,6----С --0,86 0,68 0,70 0,58 --Угловая скорость вращения Земли v Т 5,3 6,7 ------S 1019,2 --915,0 _ ---Квазишестилетние f 98,6 -114,6 ------С --0,58 _ 0,62 ---

Квази- четырех- летние	Т	-	-	-	-	-	3,6	3,6	4,9
	S	-	-	-	-	-	453,3	634,5	784,9
	f	-	-	-	-	-	140,3	-142,3	141,7
	С	-	-	-	-	-	0,61	0,72	0,64
	Т	-	-	-	-	-	2,4	2,4	2,4
Квази- двухлетние	S	-	-	-	-	-	588,5	944,7	450,3
	f	-	-	-	-	-	144,5	-125,0	89,7
	С	-	-	-	-	-	0,55	0,55	0,45

Примечание: Фаза (сдвиг фаз) приводится относительно силы указанной в широкой ячейке

В-третьих, по данным корреляционного анализа, теснота связи между рядами экваториального переноса и его квазидвухлетней составляющей высока (r = 0,97), между рядами экваториального переноса и квазидвухлетней составляющей солнечной активности или между рядами квазидвухлетних составляющих экваториального переноса и солнечной активности теснота заметно ниже и обратна (r = (-0,60) или r = (-0,62)). Снижение тесноты связи между рядами экваториального переноса и солнечной активности, по всей вероятности, связано со сдвигом фаз между пиками спектров на 0,9 года. При пересчете тесноты связи между рядами экваториального переноса и квазидвухлетней составляющих экваториального переноса и солнечной активности или между рядами экваториального переноса и солнечной активности, по всей вероятности, связано со сдвигом фаз между пиками спектров на 0,9 года. При пересчете тесноты связи между рядами экваториального переноса и квазидвухлетней составляющих экваториального переноса и квазидвухлетней составляющих экваториального переноса и квазидвухлетнох составляющих экваториального переноса и квазидвухлетней составляющих экваториального переноса и квазидвухлетней составляющих экваториального переноса и квазидвухлетних составляющих экваториального переноса и квазидвухлетних составляющих экваториального переноса и солнечной активности или между рядами квазидвухлетних составляющих экваториального переноса и солнечной активности или между рядами квазидвухлетних составляющих экваториального переноса и солнечной активности о сдвигом $\tau = +1$ год она несколько возрастает и становится прямой (r = 0,70 или r = 0,73).

В-четвертых, и это самое важное, отмечается согласованность не только между кривыми квазидвух-, квазичетырех-, квазишестилетней составляющих солнечной активности и исходным рядом W, но и между исходным рядом экваториального переноса U, а также его квазичетырех-, квазидвухлетней спектральными составляющими и исходным рядом W, когда проходящие серии пульсаций составляющих солнечной активности и экваториального переноса затухают к моментам минимума в одиннадцатилетних циклах W (сравнить рис. 170 и 174).

На спектрограмме угловой скорости вращения Земли (в Ривин, 1989) показаны пики на периодах 2,4; 3,5; 4,8; 6,1 и 12,2 года, при этом они связываются с 11-летним циклом солнечной активности. Из таблицы 86 видно, что нами получены пики спектральной плотности v - 2,4 и 5,9 года, при этом изменчивость угловой скорости Земли с периодами 2,4 и 3,1 года обусловлена изменением солнечной активности W (когерентность C = 0,55 и 0,53; сдвиг фаз f = (-137,9°) или (-0,88) года и 119,8° или 1,03 года), а изменчивость v с периодом 5,6 года обусловлена изменением ППОСЛиС (C = 0,49; f = 153,6° или 2,39 года) (см. табл. 87). Пики на спектрограммах индексов циркуляции атмосферы с периодами от квазидвухлетнего до квазишестилетнего также обусловлены изменением солнечной активности W.

В работе Е. А. Леонова (2010) приводится ссылка (на Labizke, 1987), где отмечалось, «что отклик атмосферных процессов на изменения 260

солнечной активности становится хорошо выраженным, если рассматриваются отдельно годы различных фаз квазидвухлетних вариаций (КВД)» (Леонов, 2010, С. 74). Это еще один довод в пользу доказательства солнечного происхождения квазидвухлетних циклов метеопараметров на Земле (Дубравин, 2014).

В последние десятилетия появилось много работ (Информационные связи..., 1974; Михайлова, 1979; Байдал, 1987; Landscheidt, 1988; Shirley, 1988; Леонов, 1989, 2010; Завалишин, Виноградова, 1990; Коваленко, 1990; Белязо, 1991, 1999; Пудовкин, Распопов, 1992; Владимирский и др., 1994; Монин, 2000; Яани, Белязо, 2004; Завалишин 2005, 2011; Дмитриев, Белязо, 2006, 2011; Сидоренков, 2009; Виноградова, Завалишин, 2011; Дмитриев и др., 2011; Куимова, Шерстянкин, 2011; Белязо, Дмитриев, 2012; Нигматулин и др., 2013), в которых долгопериодная изменчивость гидрометеороологических элементов связывалась не просто с солнечной активностью, а с обращением Солнца и внутренних и внешних планет вокруг, так называемого, центра масс (барицентра) Солнечной системы $(диссимметрия - Ds)^{61}$. Чаще всего рассматриваются Юпитер, Сатурн и Уран, и их влияние на солнечно-земные связи, реже влияние внутренних планет (Дубравин, 2014). Так, со ссылкой на Леонова (2010) отметим, что «Л. А. Акимов, И. Л. Белкина (2006), обсуждая электромагнитный механизм взаимодействия внутренних планет с активной областью на Солнце, показали, что максимальное число солнечных вспышек наблюдается вблизи дней прохождения Меркурием афелия и при переходе Венеры из Южного полушария Солнца в Северное» (Леонов, 2010, С. 89). В работах В. Д. Коваленко (Исследование причин..., 1987, Коваленко, 1990) показано, что диссимметрия носит волнообразный характер с размахом в пространстве от десятков тыс. км до ~ 1,5 млн. км и во времени с циклами близкими к периодам 90, 30, 22 и 16-18 лет, т.е. схожи с периодами обращения планет и с периодами их парных соединений (табл. 86-88).

Согласно Н. Н. Завалишину (2005), влияние диссимметрии на атмосферу и гидросферу может осуществляться как через волновой механизм (изменение интегрального потока солнечной иррадиации из-за диссимметрии), так и корпускулярный или их совместное воздействие. При этом корпускулярный механизм может реализоваться через изменение прозрачности атмосферы, вызванное изменчивостью корпускулярных потоков (Пудовкин, Распопов, 1992), которые, в свою очередь, модулируются диссимметрией Солнечной системы (Landscheidt, 1988).

⁶¹ Суть диссимметрии состоит в том, что движение планет приводит к смещению центра тяжести Солнца относительно некоего центра масс Солнечной системы. Расстояние между этими центрами может меняться от 0,01 до 2,10 солнечного радиуса, при этом, общий угловой момент всей Солнечной системы хотя и не меняется, однако угловые моменты планет и Солнца испытывают некоторые изменения. В результате на поверхности Солнца возникают возмущающие силы, пропорциональные изменениям углового момента за единицу времени и способствующие росту численности солнечных пятен (Дмитриев и др., 2011).

Таблица 88

Планста	Среднее расстояние от Солнца, а. е.	Звездный Период обращения, годы	Синодический период обращения, сутки	Период вращения вокруг оси	Наклоне-ние орбиты к орбите Земли	Радиус в радиусах Земли	Масса в массах Земли	Средняя плотность _{кг/м³}	Сжатие	Число известных спутников
Меркурий	0,4	0,24	116	59 сут	7°	0,38	0,055	5400	0,0	0
Венера	0,7	0,62	584	243 сут	3° 24'	0,95	0,816	5200	0,0	0
Земля	1,0	1,00	-	23 ч 56 мин	-	1,00	1,000	5500	0,0034	1
Марс	1,5	1,88	780	24 ч 37 мин	1° 51'	0,53	0,107	3900	0,0052	2
Юпитер	5,2	11,86	399	9ч 50 мин	1° 18'	11,2	318	1300	0,062	15
Сатурн	9,5	29,46	378	10ч 14 мин	2° 29'	9,5	94,3	700	0,103	17
Уран	19,2	84,07	370	15 ч 36 мин	0° 46'	3,9	14,6	1600	0,06	14
Нептун	30,1	164,82	367	18 ч 29 мин	1° 46'	4,0	17,2	1700	0,02	2
Плутон	39,5	248,6	367	6,4 сут	17° 08'	0,45	0,002	700 (?)	(?)	1

Некоторые физические характеристики больших планет. По Старков, 2010. (Из Дубравин, 2014)

Отсюда следует, что отмеченные в таблицах 86 и 87 и представленные на рисунках 8–10 и 170–174 квазицикличности внешних факторов (параметры механизма взаимодействия океана и атмосферы: индексы атмосферной циркуляции: W, E, C и вынуждающие силы: W, ППОСЛиС, D_{6.1}, U, V), хотя и получены в результате анализа солнечно-земных связей, но своим происхождением обязаны ритмике планет Солнечной системы. А если это так, то приходится только поражаться прозорливости Г. К. Ижевского (1964): Георгий Константинович утверждал, что долгопериодная изменчивость гидрометеорологических параметров создается одновременным влиянием как механизма взаимодействия «океана и атмосферы», так и внешних геокосмических сил (Дубравин, 2014). Поскольку внешние к гидрометеопроцессам факторы сами создаются внешними (для этих факторов) процессами, обусловленными электромагнитным взаимодействием Космоса с Солнцем и Землей (Леонов, 2010).

7.3. Сопоставление долгопериодной изменчивости гидрохимических параметров Балтийского моря между собой и вынуждающими силами

В Дубравин, 2014, 2017, был сделан вывод о том, что хотя внешние факторы, показанные на рисунках 8–10 и 170–174, сами результат ритмики Солнечной системы, тем не менее, они могут служить предикторами 262 для долгопериодной изменчивости гидрометеорологих характеристик. С учетом общности процессов, управляющих распределением гидрохимических и соленостных полей, показанной в гл. 4–6, можно добавить: внешние факторы могут служить предикторами для долгопериодной изменчивости не только гидрометеорологических, но и гидрохимических параметров. Итак:

Выше (гл. 4) отмечалось, что для длинных рядов ГХ параметров поверхностной и глубинной СЗ (O_2 , PO_4 и NO_3) на отдельных станциях, представленных на рисунках 111–115, 119–123, 127–131, 135–139, 147–151 и 155–159, с помощью спектрального анализа были выделены квазицикличности с периодами от квазидвухлетней до квазивосемнадцатилетней. Здесь будут рассмотрены возможные причины формирования МГИ этих параметров.

На спектрограммах ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₂) на поверхности и у дна с годовой дискретностью, в зависимости от длинны ряда, выделяется несколько пиков спектральной плотности, общих для всех параметров на периодах: 2,2÷2,6; 2,7÷3,3; 3,5÷4,9; 5,0÷6,9; 7,1÷9,1; 9,5÷13,3 и 16,7 лет (табл. 47, 50, 55, 58, 64 и 67), характерных и для солнечной активности (табл. 86). Однако максимум мощности для разных параметров в различных квадратах отмечается на разных частотах. Так, для О, на поверхности в кв. 68 максимум 813,1 (мкмоль O₀/кг)²/(цикл/год) (22% относительной доли дисперсии МГИ) отмечается на периоде 4,7 лет; в кв. 36 – 736,3 (мкмоль О₂/кг)²/(цикл/год) (30% относительной доли дисперсии МГИ) на периоде 8,0 лет; в кв. 5 и 47 – 348,9 и 314,9 (мкмоль O₀/кг)²/(цикл/год) (26 и 28% относительной доли дисперсии МГИ) на периоде 8,3 лет и в кв. 11 – 367,0 (мкмоль O_g/кг)²/(цикл/год) (14 % относительной доли МГИ) на периоде 13,3 года (табл. 47). Для О, вблизи дна с годовой дискретностью спектрограммы несколько иные. Так, в кв. 5 и 47 максимум 1147,0 и 1188,1 (мкмоль O_o/кг)²/(цикл/год) (22 и 34 % относительной доли дисперсии МГИ) отмечается на периоде 9,5 лет; в кв. 11 – 5956,2 (мкмоль О₀/кг)²/(цикл/год) (23% относительной доли дисперсии МГИ) отмечается на периоде 10,5 лет; в кв. 36 – 2932,7 (мкмоль O₂/кг)²/(цикл/год) (17% относительной доли МГИ) — на периоде 6,1 лет и в кв. 68 - 6099,3(мкмоль $O_{0}/\kappa\Gamma)^{2}/(цикл/год)$ (10 % относительной доли МГИ) — на периоде 3,4 лет (табл. 50).

Для NO₃у днав кв. 5 и 11 максимум 1,3 и 33,6 (мкмоль N/кг)²/(цикл/год) (5 и 37 % относительной доли дисперсии МГИ) отмечается на периоде 3,5 и 3,35 лет; в кв. 36 и 68 максимум 22,1 и 12,2 (мкмоль N/кг)²/(цикл/год) (10 и 13 % относительной доли дисперсии МГИ) отмечается на периоде 11,8 и 11,1 лет и в кв. 47 максимум 25,4 (мкмоль N/кг)²/(цикл/год) (28 % относительной доли дисперсии МГИ) отмечается на периоде 9,5 лет (табл. 67).

Ранее И. П. Карповой и соавторами для температуры воды на Кольском разрезе в слое 0–200 м (Карпова и др., 1991), а затем и нами для поверхностной температуры в кв. Смеда (Дубравин и др., 1999), для переноса вод (водообмена) через Фареро-Шетландский пролив (Дубравин,

Навроцкая, 2000), а также для гидрометеорологических параметров (в том числе и термохалинных) в Балтийском море (Дубравин, 2014, 2017) отмечалось, что одним из важнейших свойств временного хода спектральных составляющих гидрометеорологических характеристик, является наличие пульсаций, т.е. чередование периодов наибольших изменений амплитуды и почти полного их затухания. При этом моменты наибольших колебаний и затухания в разных циклах не совпадают, как в пределах одной квазицикличности, так и отдельного метеопараметра. Этот вывод подтверждается и для спектральных составляющих ГХ параметров на поверхности и у дна в Балтийском море (рис. 111–115, 119–124, 127–131, 135–139, 147–151 и 155–159).

Выше отмечалось, что на спектрограммах ГХ параметров на поверхности и у дна с годовой дискретностью выделяется несколько пиков спектральной плотности общих для всех параметров на квазидвух-, квазичетырех-, квазишести-, квазиодиннадцатилетних цикличностях, характерных и для солнечной активности (табл. 86). Однако результаты дисперсионного анализа подтвердили схожесть спектральных структур солнечной активности и некоторых ГХ параметров только для цикличностей квазишестилетней — в придонном слое для кислорода (кв. 68), фосфатов (кв. 5), нитратов (кв. 36) и квазивосьмилетней — для нитратов на поверхности в кв. 47 (табл. 89).

Таблица 89

Дисперсия и амплитуда разномасштабных составляющих межгодовой изменчивости для рядов ГХ параметров на поверхности и у дна (O₂, PO₄ и NO₃) (1958–2018) в Готландской впадине (кв. 47) и солнечной активности (W), рассчитанные по www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS

Масштабы и параметры изменчивости О ₂		П	оверхно	сть		Числа		
		PO_4	NO_3	O_2	PO_4	NO ₃		W
Межгодовая	Дисперсия ($6^2_{_{\rm MFH}}$)	83,09	0,0065	0,1480	306,38	2,0745	5,84	3528,66
изменчивость	Амплитуда (А _{мги})	17,84	0,22	0,74	37,64	2,98	4,42	106,95
	Дисперсия (6^{2}_{2})	-	0,0006	0,0082	35,71	0,0716	0,31	8,47
Квази-	Амплитуда (A ₂)	-	0,05	0,19	11,99	0,73	1,14	6,17
цикл	$66^{2}_{2}/66^{2}_{M\Gamma H}$	-	0,08	0,06	0,12	0,03	0,05	0,002
	$A_2/A_{M\Gamma H}$	-	0,22	0,25	0,32	0,24	0,26	0,06
	Дисперсия (6^{2}_{4})	9,36	0,0003	0,0069	47,10	0,1632	0,84	22,94
Квазичетырех- летний цикл	Амплитуда (A ₄)	6,86	0,04	0,17	14,66	0,75	1,84	7,94
	$6_{4}^{2}/6_{\mathrm{MFH}}^{2}$	0,11	0,04	0,05	0,15	0,08	0,14	0,006
	$A_4/A_{M\Gamma H}$	0,38	0,18	0,23	0,39	0,25	0,42	0,07

10	Дисперсия (б ² ₆)	-	0,0004	-	-	-	3,81	93,10
летний	Амплитуда (A ₆)	-	0,04	-	-	-	1,31	16,79
цикл	$6^{2}_{6}/6^{2}_{M\Gamma H}$	-	0,07	-	-	-	0,11	0,03
	$A_6/A_{M\Gamma H}$	-	0,21	-	-	-	0,30	0,16
L'acou	Дисперсия (б ² ₈)	23,31	-	0,0062	-	-	-	134,33
квази- восьмилетний	Амплитуда (A ₈)	10,77	-	0,15	-	-	-	8,32
цикл	$6^{2}_{8}/6^{2}_{M\Gamma M}$	0,28	-	0,04	-	-	-	0,04
	$A_8\!/\!A_{_{\rm M\Gamma II}}$	0,60	-	0,20	-	-	-	0,17
L'acou	Дисперсия (б ² _{мги})	-	-	-	102,92	0,6527	1,62	2735,37
Квази- одиннадцати- летний цикл	Амплитуда (А _{мги})	-	-	-	23,27	1,81	3,10	89,57
	$6_{11}^2/6_{M\Gamma M}^2$	-	-	-	0,34	0,31	0,28	0,78
	$A_{11}/A_{M\Gamma H}$	-	-	-	0,62	0,61	0,70	0,84

В таблицах 90–94 или 95–97 приводятся результаты расчета кросс-спектра рядов временного хода с годовой дискретностью спектральных составляющих ГХ параметров на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) и вынуждающих сил или индексов циркуляции атмосферы. Данные этих таблиц также позволяют утверждать, что статистически достоверные связи между рядами временного хода спектральных составляющих ГХ параметров и внешних сил или индексов W, E, C проявляются не для всех элементов и не на всех диапазонах.

Так, например, изменчивость ГХ параметров с периодом около 30 лет, обусловленная изменением расстояния от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца $D_{6.n.}$ для O_2 отмечается на поверхности и у дна только в кв. 47, а для PO_4 или NO_3 только на поверхности в кв. 36 или в кв. 68, соответственно. Максимальная величина когерентности отмечается для кислорода у дна (C = 0,66) (см. табл. 92). Изменчивость ГХ параметров с периодом около 30 лет может быть обусловлена и экваториальным переносом U (для нитратов на поверхности (C = 0,83) в кв. 5; (C = 0,78) в кв. 11 и (C = 0,86) в кв. 47 и у дна (C = 0,58) в кв. 47) (см. табл. 94) или индексами атмосферной циркуляции Е (для NO_3 у дна в кв. 47 (C = 0,46)) (см. табл. 96) или формы С (для O_2 на поверхности (C = 0,47) в кв. 36 и у дна в кв. 47 (C = 0,88) и в кв. 68 (C = 0,80); для PO_4 на поверхности (C = 0,76) и у дна (C = 0,75) в кв. 47; а также для NO_3 только у дна (C = 0,89) в кв. 47) (см. табл. 97).

Изменчивость ГХ параметров с периодом около 18 лет, обусловленная изменением ППОСЛиС, отмечается во всех квадратах. Так, для $\rm O_2$ и PO_4 на поверхности в кв. 36 и кв. 68, а у дна во всех квадратах, а для NO_3 на поверхности только в кв. 5 и кв. 36 и у дна только в кв. 11 и кв. 47. Максимальная величина когерентности отмечается для придонного кислорода (C = 0,74) в кв. 11 и для придонных фосфатов (C = 0,73) в кв. 47

(см. табл. 91). Изменчивость ГХ параметров с периодом около 18 лет может быть обусловлена и другими внешними силами: положением барицентра $D_{6.n.}$ (для поверхностного O_2 (C = 0,53) в кв. 36 и придонного (C = 0,78) в кв. 5; для придонных фосфатов в кв. 5 (C = 0,66) и кв. 47 (C = 0,83) и нитратов в кв. 11 (C = 0,92) и в кв. 47 (C = 0,76)); или угловой скоростью вращения Земли v (для придонного O_2 (C = 0,54) в кв. 5; для поверхностных PO_4 в кв. 11 (C = 0,49) и в кв. 68 (C = 0,63) и придонных в кв. 5 (C = 0,47), кв. 47 (C = 0,50); для придонных NO_3 в кв. 11 (C = 0,69), кв. 36 (C = 0,43) и кв. 47 (C = 0,62)); или экваториальным переносом U (для придонных фосфатов в кв. 5 (C = 0,43) и кв. 5 (C = 0,50), кв. 11 (C = 0,52) и кв. 36 (C = 0,46); или солнечной активностью W (для придонных нитратов в кв. 11 (C = 0,42). А также только типом атмосферной циркуляции C (для придонных O_2 и NO_3 в кв. 11 (C = 0,47) и (C = 0,51), соответственно.

Изменчивость ГХ параметров с периодом около 11 лет, обусловленная изменением солнечной активности, отмечается во всех квадратах и для большинства параметров (за исключением придонного О, в кв. 68 и поверхностных NO₉ в кв. 36 и кв. 47) (см. табл. 90). Максимальная величина когерентности отмечается: для О, поверхностного – в кв. 68 (C = 0,54) и придонного – в кв. 11 (C = 0,81); для PO₄ поверхностных – в кв. 5 (C = 0,85) и придонных – в кв. 36 (C = 0,75) и для NO_{3} поверхностных – в кв. 11 (C = 0,55) и придонных – в кв. 68 (C = 0,90). Изменчивость ГХ параметров с периодом около 11 лет может быть обусловлена и экваториальным переносом U (для O₂ на поверхности – в квадратах 11, 47 (C = 0,74) и 68 и у дна – во всех квадратах, с максимумом (C = 0,78) в кв. 47; для PO₄ на поверхности – в кв. 11 и кв. 36 (С = 0,47) и у дна – в кв. 47 и кв. 68 (C = 0,75); для NO₂ на поверхности – в кв. 11 (C = 0,52) и у дна – во всех квадратах, с максимумом (С = 0,78) в кв. 36) (см. табл. 94); или расстоянием от барицентра D_{6.п.} (для O₂ на поверхности – в квадратах 11, 47 и 68 (C = 0.65) и у дна — во всех квадратах кроме кв. 5, с максимумом (C = 0,82) в кв. 36; для PO₄ у дна – в кв. 11 (C = 0,73), кв. 36 и кв. 68; для NO₈ на поверхности – в кв. 68 (C = 0,48) и у дна – в кв. 36 и кв. 68 (C = 0,71) (см. табл. 92); или угловой скоростью вращения Земли V (для РО, на поверхности – в кв. 36 (C = 0,44) и у дна – в кв. 68 (C = 0,41); для NO₂ у дна – в кв. 68 (С = 0,64) (см. табл. 93). А также типами атмосферной циркуляции: формой W (для О₉ на поверхности – в кв. 11 (С = 0,45) и кв. 68 и у дна – в квадратах 5, 11 и 47 (C = 0,63); для PO₄ у дна – в кв. 5 (C = 0,57), кв. 11 и кв. 36; для NO₂ у дна – во всех квадратах, с максимумом (C = 0,75) в кв. 68)) (см. табл. 95); или формой Е (для О, на поверхности – во всех квадратах, с максимумом (C = 0,61) в кв. 5 и у дна – в квадратах 5 и 11 (C = 0,63); для РО₄ на поверхности – в кв. 11 и кв. 36 (С = 0,50) и у дна – в кв. 47 (С = 0,56); для NO₂ на поверхности – в квадратах 11, 36 (С = 0,77), 47 и 68 и у дна – в кв. 5 (С = 0,62)) (см. табл. 96); или формой С (для О₉ на поверхности – в кв. 36 и кв. 47 (C = 0,50) и у дна – в кв. 5 (C = 0,62); для PO₄ на поверхности – в кв. 36 (C = 0,56) и кв. 68 и у дна – в кв. 47 (C = 0,82); для NO₂ на поверхности – в кв. 5 (C = 0,67) и кв. 36 и у дна – в кв. 36 и кв. 68 (C = 0,76)) (см. табл. 97).

Изменчивость ГХ параметров с периодом около 8 лет, обусловленная положением барицентра $D_{6.0.}$ отмечается (для поверхностного O_9 в кв. 11 и кв. 36 (C = 0,65) и придонного (C = 0,67) в кв. 5 и кв. 68; для поверхностных PO₄ в квадратах 5, 11 (С = 0,52), 47 и 68 и придонных – в кв. 5 (C = 0,61) и кв. 47 и для поверхностных NO₃ в кв. 5 (C = 0,60) и в кв. 47 и придонных – в кв. 5 (C = 0,60); или угловой скоростью вращения Земли v – (для O₉ в кв. 36 на поверхности (С = 0,53) и у дна (С = 0,61); для поверхностных PO₄ в кв. 11 (С = 0,50) и придонных в кв. 36 (С = 0,49)); или экваториальным переносом U – (для поверхностных фосфатов – в кв. 68 (C = 0,68) и нитратов – в квадратах 5 (C = 0,67), 47 и 68); или изменением ППОСЛиС – (отмечается только для поверхостных O₉ – в кв. 5 (C = 0,45) и NO₂ – в кв. 47 (C = 0,43). Что касается индексов циркуляции, то изменчивость ГХ параметров с периодом около 8 лет, обусловленная изменениями этих индексов, отмечается в большинстве квадратов. Так, изменчивость параметров, обусловленная формой W, отмечается для О, у дна – в кв. 68 (С = 0,40); для РО, или NO, на поверхности – в квадратах 5, 36 (C = 0,50) и 47 или в кв. 36 и кв. 68 (C = 0,75). Изменчивость параметров, обусловленная формой E, отмечается для придонных O₉или NO₃в кв. 36 (C = 0,75) или в квадратах 11, 36, 47 и 68 (C = 0,65). Изменчивость, обусловленная формой С отмечается только для О, на поверхности – в кв. 5 и кв. 68 (C = 0,46) и у дна – в кв. 11 (C = 0,60).

Несмотря на то, что первопричиной квазишестилетней цикличности внешних сил и индексов атмосферной циркуляции, как следует из таблицы 87, является гравитационная, поскольку для большинства из них изменчивость с этим квазипериодом обусловлена изменением положения барицентра D₆, однако для большинства ГХ параметров изменчивость с периодом около 6 лет обусловлена изменением экваториального переноса U или угловой скорости вращения Земли v. Так, изменчивость ГХ параметров с периодом около 6 лет, обусловленная экваториальным переносом U, отмечается в основном во всех квадратах для всех элементов, за исключением придонного O₉ – в кв. 11 и NO₃ на поверхности – в кв. 5 и кв. 36 и у дна – в кв. 5 и кв. 68. При этом максимальная величина когерентности отмечается: для O₉ в кв. 36 на поверхности (C = 0,70) и у дна (C = 0.87); для PO₄ поверхностных – в кв. 5 (C = 0.70) и придонных – в кв. 68 (C = 0,86) и для NO₃ поверхностных – в кв. 11 (C = 0,61) и придонных – в кв. 36 (С = 0,73) (см. табл. 94). Изменчивость ГХ параметров с периодом около 6 лет, обусловленная угловой скоростью вращения Земли v – (для поверхностного O₉ в квадратах 5, 11, 47 (С = 0,59) и 68 и придонного в кв. 5 (С = 0,69), кв. 47 и кв. 68; для поверхностных PO_4 в кв. 5 (C = 0,77) и кв. 68 и придонных – в квадратах 5 (C = 0,76), 11, 47 и 68; для поверхностных NO₂ в квадратах 5, 11, 47 (С = 0,65) и 68 и придонных – в квадратах 5 (С = 0,78), 11, 36 и 47); или солнечной активностью – (для поверхностного O_9 в кв. 5 (С = 0,55) и придонного в кв. 68 (С = 0,50); для поверхностных PO_4 в кв. 5 и кв. 11 (С = 0,61) и придонных — в кв. 36 (C = 0,65) и кв. 68 и для поверхностных NO₂ в квадратах 5, 11 (C = 0,80) и 68 и придонных — в квадратах 5 (C = 0,68), 36 и 47); или изменением

ППОСЛиС – (для O_2 на поверхности в кв. 68 (С = 0,43) и у дна в кв. 5 (C = 0,59), кв. 11 и кв. 47; для поверхностных PO₄ в кв. 5 (C = 0,59) и кв. 47 и NO₃ в кв. 47 (С = 0,43) и придонных NO₃ в квадратах 5, 47 (С = 0,56) и 68); или положением барицентра $\mathrm{D}_{_{\!\!6,\mathrm{I\!\!I}}}-$ (для $\mathrm{O}_{_2}\mathrm{y}$ дна в квадратах 11, 36 (C = 0,59), 47 и 68; для поверхностных PO₄ в кв. 68 (C = 0,66) и придонных в квадратах 36, 47 и 68 (C = 0,55) (см. табл. 92). А также типами атмосферной циркуляции: формой W – (для O₉ на поверхности – в кв. 11 и кв. 68 (C = 0,58) и у дна – в кв. 11 и 36 (C = 0,66); для PO₄ у дна – в кв. 5 (C = 0,58), кв. 11 и кв. 68; для NO₃ на поверхности в кв. 11 (С = 0,55) и кв. 68 и у дна – в квадратах 5 (С = 0,60), 11 и 36) (см. табл. 95); или формой Е (для О_она поверхности — в кв. 5 (C = 0,53) и кв. 47 и у дна — в кв. 47 (C = 0,48); для PO_4 на поверхности – в кв. 5 (C = 0,58) и у дна – в кв. 36 (C = 0,59); для NO₂ на поверхности – в квадратах 5, 11 (C = 0,63) и 68) (см. табл. 96); или формой C (для O₀ на поверхности – в кв. 5 (C = 0,56), в кв. 47 и кв. 68 и у дна – во всех квадратах, с максимумом (С = 0,56) в кв. 11; для РО, на поверхности – в кв. 5 (C = 0,71), кв. 11 и кв. 47 и у дна – в кв. 11, кв. 36 (C = 0,83) и кв. 68; для NO, на поверхности – в кв. 5 и кв. 11 (С = 0,79) и у дна – в кв. 5 (С = 0,89) кв. 11 и кв. 36) (см. табл. 97).

Таблица 90

Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов ГХ параметров (O_2 , PO_4 и NO_3) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг. и солнечной активности (числа Вольфа, W, рассчитано по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html; Витинский, 1963;

Период	Параметры спектра	Кв. 5	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Кв. 68				
числа Вольфа, W $-$ O $_2$ (поверхность)										
	Т	11,77	10,53	11,11	11,77	10,53				
Квазиодиннадцати-	S	1651,7	1864,5	2857,2	1604,1	2751,3				
летние	f	162,8	45,1	84,4	80,5	62,5				
	С	0,508	0,411	0,474	0,431	0,543				
	Т	5,56	-	-	-	-				
10	S	492,9	-	-	-	-				
квазишестилетние	f	-109,8	-	-	-	-				
	С	0,552	-	-	-	-				
	Т	-	3,33	3,77	4,08	3,33				
L' population appartage	S	-	119,0	210,4	252,0	155,3				
квазичетырехлетние	f	-	179,9	-129,1	85,4	157,2				
	С	-	0,523	0,514	0,662	0,714				
	Т	2,82	-	2,82	2,86	-				
Квазидвухлетние	S	73,8	-	205,2	134,3	-				
(31-37мес.)	f	64,6	-	122,5	34,9	-				
	С	0,456	-	0,519	0,563	-				

ftp:/	//ftp.ng	dc.noaa.gov	/STP	/SOLAR	DATA	SUNSPOT	NUMBERS
	/ / /		/ - / /		_ /		

	Т	2,41	2,35	2,11	2,53	2,50			
Квазидвухлетние	S	213,0	178,6	208,1	149,0	215,7			
(25-31мес.)	f	26,9	-162,2	-174,9	41,3	50,2			
	С	0,688	0,583	0,872	0,485	0,596			
числа Вольфа, W – O ₉ (дно)									
	Т	9,53	10,53	10,53	10,00	-			
Квазиодиннадцати-	S	4288,8	17316,0	5781,8	5579,9	-			
летние	f	149,3	-128,4	-123,3	-52,6	-			
	С	0,492	0,811	0,456	0,646	-			
	Т	-	-	-	-	5,41			
TC	S	-	-	-	-	892,6			
Квазишестилетние	f	-	-	-	-	62,3			
	С	-	-	-	-	0,502			
	Т	-	-	-	4,26	4,17			
Квазичетырехлетние	S	-	-	-	323,0	574,7			
(49-59 мес.)	f	-	-	-	-84,0	-79,7			
	С	-	-	-	0,422	0,541			
	Т	3,17	3,17	3,28	3,33	3,28			
Квазичетырехлетние	S	169,5	935,4	646,0	271,3	1203,4			
(38-48 мес.)	f	118,3	-104,8	-34,7	159,0	5,4			
	С	0,436	0,488	0,423	0,561	0,573			
	Т	2,74	-	-	2,86	-			
Квазидвухлетние (31–37м ес.)	S	280,6	-	-	131,2	-			
	f	165,4	-	-	-160,8	-			
	С	0,670	-	-	0,433	-			
	Т	2,41	2,41	-	2,44	2,5			
Квазидвухлетние	S	181,9	647,1	-	209,0	537,8			
(25-31 мес.)	f	76,0	70,5	-	-159,3	-88,8			
	С	0,490	0,555	-	0,466	0,499			
	числа Вол	њфа, W — Р	О ₄ (поверх	ность)					
	Т	11,11	11,11	10,53	11,11	11,77			
Квазиодиннадцати-	S	24,0	35,1	64,9	20,63	20,07			
летние	f	-52,3	-47,8	-118,14	-57,2	16,1			
	С	0,846	0,744	0,410	0,637	0,427			
	Т	5,13	5,56	-	-	-			
TC	S	2,6	3,0	-	-	-			
Квазишестилетние	f	-164,2	142,9	-	-	-			
	С	0,449	0,608	-	-	-			
	Т	3,7	-	2,86	-	3,17			
Квазичетырехлетние	S	1,7	-	9,3	-	2,01			
	f	-47,1	-	81,183	-	-176,4			
	С	0,701	-	0,638	-	0,674			
	Т	2,38	2,53	2,13	2,53	2,33			
Квазидвухлетние	S	1,6	1,6	3,9	0,75	1,44			
(25-31мес.)	f	-29,0	-69,1	-135,24	-35,9	72,1			
	С	0,553	0,484	0,478	0,622	0,644			

	числа	а Вольфа, V	$V - PO_4$ (дн	o)		
	Т	11,77	10,53	11,11	10,53	9,09
Квазиодиннадцати-	S	54,6	439,1	312,8	571,5	80,2
летние	f	-9,9	125,7	163,2	34,3	24,9
	С	0,661	0,580	0,745	0,690	0,457
	Т	-	-	5,26	-	5,88
10	S	-	-	70,6	-	20,5
Квазишестилетние	f	-	-	104,6	-	-56,0
	С	-	-	0,654	-	0,593
	Т	3,23	-	3,28	-	-
Квазичетырехлетние	S	4,9	-	14,7	-	-
1	f	-91,3	-	-158,1	-	-
	С	0,863	-	0,527	-	-
	Т	2,74	2,70	2,78	-	3,08
Квазидвухлетние	S	2,3	22,3	17,9	-	9,6
(31-37мес.)	f	-176,2	165,7	161,7	-	158,0
	С	0,561	0,547	0,586	-	0,509
	Т	2,41	2,33	2,56	2,44	2,27
Квазидвухлетние	S	2,8	25,5	17,8	10,0	5,7
(25-31мес.)	f	-22,7	-94,5	-172,3	40,3	-40,1
	С	0,627	0,617	0,665	0,529	0,522
	числа Вол	њфа, W – N	Ю ₃ (поверх	ность)		
	Т	10,0	11,11	-	-	11,77
Квазиодиннадцати-	S	71,0	70,3	-	-	157,1
летние	f	53,2	-151,3	-	-	8,8
	С	0,448	0,554	-	-	0,541
	Т	-	6,67	-	-	-
Квазишестилетние	S	-	14,4	-	-	-
(73-84 мес.)	f	-	-123,4	-	-	-
	С	-	0,515	-	-	-
	Т	5,88	5,26	-	-	5,13
Квазишестилетние	S	20,0	15,4	-	-	17,8
(60-72 мес.)	f	-165,3	-51,0	-	-	148,7
	С	0,682	0,799	-	-	0,633
	Т	4,35	-	4,65	4,17	-
Квазичетырехлетние	S	8,5	-	101,9	5,34	-
(49–59 мес.)	f	-174,2	-	-16,6	-164,7	-
	С	0,672	-	0,544	0,683	-
	Т	-	-	-	3,51	3,17
Квазичетырехлетние	S	-	-	-	4,32	14,2
(38–48 мес.)	f	-	-	-	49,9	44,2
	С	-	-	-	0,520	0,654

	Т	-	3,08	2,94	2,82	-
Квазидвухлетние	S	-	6,3	55,8	6,22	-
(31-37мес.)	f	-	125,3	-130,4	-140,2	-
	С	-	0,697	0,587	0,656	-
	Т	2,13	2,15	2,53	2,13	-
Квазидвухлетние	S	4,2	5,0	53,4	4,51	-
(25-31мес.)	f	173,9	-128,0	-93,6	-165,9	-
	С	0,571	0,671	0,531	0,646	-
	числа	а Вольфа, W	V — NO ₃ (дн	o)		
	Т		22,22			
Квазивосемнадцати-	S		179,8			
летние	f		97,4			
	С		0,420			
	Т	10	10,53	10	10,53	11,11
Квазиодиннадцати-	S	70,99	671,1	715,1	818,1	807,0
летние	f	53,2	-108,8	-54,0	-58,3	130,2
	С	0,448	0,570	0,617	0,647	0,899
	Т	5,88	-	5,56	5,88	-
	S	20,00	-	79,7	126,8	-
Квазишестилетние	f	-165,3	-	-74,6	178,4	-
	С	0,682	-	0,473	0,564	-
	Т	-	-	-	-	4,88
Квазичетырехлетние	S	-	-	-	-	39,7
(49-59мес.)	f	-	-	-	-	-15,5
	С	-	-	-	-	0,545
	Т	-	3,28	3,17	-	3,33
Квазичетырехлетние	S	-	60,6	76,7	-	20,2
(38-48мес.)	f	-	-36,5	153,8	-	105,7
	С	-	0,425	0,713	-	0,414
	Т	-	-	-	2,86	2,78
Квазидвухлетние	S	-	-	-	30,8	24,0
(31-37мес.)	f	-	-	-	-81,5	-92,1
	С	-	-	-	0,600	0,558
	Т	2,33	-	2,44	-	-
Квазидвухлетние	S	3,88	-	48,4	-	-
(25-31мес.)	f	157,7	-	-72,3	-	-
	С	0,775	-	0,807	-	-

Изменчивость ГХ параметров с периодом около 4 лет, обусловленная изменением внешних сил, отмечается во всех квадратах для всех параметров, за исключением экваториального переноса U, для которого связь с поверхностным кислородом на этой частоте отсутствует. Так, изменчивость ГХ параметров с периодом около 4 лет, обусловленная солнечной активностью — (для поверхностного O_2 в квадратах 11, 36, 47 и 68 (C = 0,71) и придонного во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (C = 0,57) в кв. 68; для поверхностных PO_4 в кв. 5

(C = 0,70), кв. 36 и кв. 68 и придонных – в кв. 5 (C = 0,86) и кв. 36; для поверхностных NO₂ в квадратах 5, 36, 47 (С = 0,68) и 68 и придонных в кв. 11, кв. 36 (C = 0,71) и кв. 68) (см. табл. 90); или изменением ППО-СЛиС – (для поверхностного О₉ во всех квадратах с максимальной величиной когерентности (С = 0,68) кв. 11 и придонного в кв. 5, кв. 36 и кв. 68 (C = 0,53); для поверхностных PO₄ в квадратах 11, 36 (C = 0,68), кв. 47 и кв. 68 и придонных – в квадратах кв. 5 (C = 0,72), 11, 36 и 47; для поверхностных NO₃ в кв. 11 и кв. 47 (С = 0,60) и придонных в кв.11, кв. 36 (C = 0,85) и кв. 47) (см. табл. 91); или положением барицентра D_{бл} – (для О₂ на поверхности в квадратах 5, 11 (С = 0,70), 36 и 47 и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (С = 0,85) в кв. 68; для РО, на поверхности в квадратах 5, 11, 36 и 47 (С = 0,68) и у дна в квадратах 5 (C = 0,54), 11, 36 и 68; для NO₂ во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности на поверхности (C = 0.75) в кв. 36 и у дна (С = 0,66) в кв. 68) (см. табл. 92); или угловой скоростью вращения Земли $v - (для поверхностного O_{0}$ во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (С = 0,66) вкв. 11 и придонного вкв. 11, кв. 47 и кв. 68 (С = 0,71); для РО, во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности на поверхности (C = 0,82) в кв. 47 и у дна (C = 0,79) в кв. 5; для поверхностных NO₃ во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (C = 0,86) в кв. 47 и придонных в квадратах 11, 36 (C = 0,67), 47 и 68) (см. табл. 93); или экваториальным переносом U - (для поверхностных PO_4 в квадратах 36, 47 (C = 0,77) и 68; для поверхностных NO_3 во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (С = 0,86) в кв. 5; для всех придонных параметров во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности для O_{q} (C = 0,85) в кв. 68, для PO_{4} (C = 0,74) в кв. 47 и для NO₃ (C = 0,79) в кв. 5) (см. табл. 94). Кроме того и типами атмосферной циркуляции: формой W – (для О₉ на поверхности – в квадратах 5, 36 (С = 0,64), 47 и 68 и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (C = 0.85) в кв. 68; для PO₄ и NO₃ на поверхности и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности для фосфатов (C = 0,89) вкв. 68 и (C = 0,88) вкв. 36 и нитратов (C = 0,73) в кв. 68 и (C = 0,82) в кв. 36, соответственно) (см. табл. 95); или формой $E - (для O_{o} на поверхности в квадратах 5, 36 (C = 0,67), 47 и 68 и у дна во$ всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (С = 0,71) в кв. 68; для PO₄ на поверхности в квадратах 5, 11 (С = 0,69), 36 и 47 и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (C = 0,85) в кв. 36; для NO₃ на поверхности в квадратах 11, 36, 47 (С = 0,80) и 68 и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (С = 0,76) в кв. 5) (см. табл. 96); или формой С – (для О₉ на поверхности в квадратах 11, 47 (С = 0,58) и 68 и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (С = 0,86) в кв. 68; для РО, на поверхности в квадратах 11, 36, 47 (С = 0,84) и 68 и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (C = 0,87) в кв. 68; для NO₂ во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности на поверхности (С = 0,73) в кв. 5 и у дна (С = 0,78) в кв. 36) (см. табл. 97).

Таблица 91

Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность С для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг. и ППОСЛиС, рассчитано по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Воробьев, 1967

Π	Пара-	16- F	1/- 11	16- 96	IC- 47	1/- CO		
период	спектра	КВ. Э	KB. 11	KB. 30	КВ. 47	KB. 08		
ППОСЛиС – О. (поверхность)								
	Т	-	-	20,00	-	16,67		
Квазивосемналиати-	S	-	-	6132,9	-	2747,9		
летние	f	-	-	-93,8	-	22,1		
	С	-	-	0,489	-	0,446		
	Т	8,00	-	-	-	-		
10	S	364,4	-	-	-	-		
Квазивосьмилетние	f	-18,0	-	-	-	-		
	С	0,447	-	-	-	-		
	Т	-	-	-	-	6,67		
10	S	-	-	-	-	192,1		
Квазишестилетние	f	-	-	-	-	-98,5		
	С	-	-	-	-	0,433		
Квазичетырехлетние	Т	3,23	3,39	4,88	3,17	4,00		
	S	57,9	98,3	206,8	36,8	79,1		
	f	110,5	-136,4	72,3	38	-76,4		
	С	0,488	0,675	0,632	0,556	0,602		
	Т	2,74	2,67	-	-	-		
Квазидвухлетние	S	68,5	74	-	-	-		
(31-37мес.)	f	76,6	34,6	-	-	-		
	С	0,464	0,502	-	-	-		
	Т	2,15	2,25	2,44	2,44	2,53		
Квазидвухлетние	S	116,3	100,8	65,3	51,6	57,1		
(25–31мес.)	f	-78,4	-60	29	-141,6	-93,2		
	C	0,614	0,646	0,43	0,511	0,462		
	П	ПОСЛиС –	– O_2 (дно)					
	Т	20,00	18,18	18,18	16,67	16,67		
Квазивосемнадцати-	S	5198,2	15761,0	7414,0	3892,1	19417,0		
летние	f	46,8	61,1	126,3	8,9	145,7		
	С	0,469	0,735	0,431	0,428	0,457		
	Т	5,26	5,13	-	6,67	-		
Кразниностичести	S	181,3	548,0	-	509,3	-		
квазишестилетние	f	59,0	-8,0	-	4,1	-		
	С	0,592	0,458	-	0,513	-		

	Т	3,51	-	4,00	-	3,92
10	S	126,3	-	381,4	-	558,8
Квазичетырехлетние	f	-147,4	-	-58,5	-	85,9
	С	0,478	-	0,510	-	0,534
	Т	-	-	-	2,90	-
Квазидвухлетние	S	-	-	-	166,5	-
(31-37мес.)	f	-	-	-	-65,6	-
	С	-	-	-	0,512	-
	Т	-	-	2,20	2,53	2,22
Квазидвухлетние	S	-	-	209,3	135,3	341,1
(25-31мес.)	f	-	-	-27,8	-24,5	-179,2
	С	-	-	0,488	0,546	0,568
	ппос	ЛиС – РО4	(поверхно	сть)	1	
	Т	-	-	20,00	-	16,67
Квазивосемнадцати-	S	-	-	115,6	-	44,9
летние	f	-	-	65,4	-	-141,4
	С	-	-	0,456	-	0,638
	Т	5,41	-	-	6,45	-
Квазишестилетние	s	1.21	-	-	1,6	-
	f	-131,1	-	-	-144,6	-
	С	0,586	-	-	0,469	-
	Т	-	4,08	4,55	4,35	4,88
	S	-	0,90	7,3	0,7	1,9
Квазичетырехлетние	f	-	37,6	-148,7	50,7	-167,08
	С	-	0,550	0,675	0,459	0,539
	Т	-	2,70	-	3,08	3,08
Квазидвухлетние	S	-	0,71	-	0,6	0,6
(31-37мес.)	f	-	-175,0	-	-166,6	48,093
	С	-	0,591	-	0,718	0,514
	Т	2,53	-	2,63	2,22	2,35
Квазидвухлетние	S	1,08	-	3,0	0,5	0,4
(25-31мес.)	f	-130,3	-	-115,0	-160,3	-133,6
	С	0,731	-	0,609	0,781	0,459
	ПІ	ПОСЛиС –	РО ₄ (дно)			
	Т	20,0	18,18	15,39	18,18	14,29
Квазивосемнадцати-	S	109,84	575,1	206,4	704,9	123,4
летние	f	-13,8	-79,1	-98,4	-1,5	-115,5
	С	0,653	0,609	0,413	0,730	0,398
	Т	4,65	4,08	4,44	-	-
Квазичетырехлетние	S	1,56	11,6	12,5	-	-
(49-59мес.)	f	-144,4	-114,1	-161,2	-	-
	С	0,492	0,456	0,504	-	-
	Т	3,85	-	-	3,92	-
Квазичетырехлетние	S	1,79	-	-	23,4	-
(38-48мес.)	f	8,6	-	-	-147,4	-
	С	0,715	-	-	0,607	-

	Т	2,56	-	2,67	2,86	2,94			
Квазидвухлетние	S	1,18	-	5,1	9,1	4,6			
(31–37мес.)	f	-98,8	-	-179,3	35,1	-105,5			
	С	0,445	-	0,514	0,687	0,484			
	Т	-	-	-	2,15	2,56			
Квазидвухлетние	S	-	-	-	3,6	5,9			
(25-31мес.)	f	-	-	-	28,3	-13,0			
	C	-	-	-	0,547	0,587			
ППОСЛиС — NO_3 (поверхность)									
	Т	20,00	-	18,18	-	-			
Квазивосемнадцати-	S	157,0	-	1216,9	-	-			
летние	f	-170,3	-	-152,7	-	-			
	С	0,462	-	0,518	-	-			
	Т	-	-	-	8,33	-			
	S	-	-	-	5,26	-			
Квазивосьмилетние	f	-	-	-	-53,0	-			
	С	-	-	-	0,430	-			
	Т	-	-	-	5,41	-			
	S	-	-	-	2,68	-			
Квазишестилетние	f	-	-	-	37,5	-			
	С	-	-	-	0,434	-			
	Т	-	3,92	-	4,17	-			
74	S	-	3,57	-	3,22	-			
Квазичетырехлетние	f	-	95,6	-	-14,4	-			
	С	-	0,483	-	0,595	-			
	Т	-	2,99	2,60	-	-			
Квазидвухлетние	S	-	2,25	29,0	-	-			
(31-37мес.)	f	-	-40,5	76,6	-	-			
	С	-	0,448	0,539	-	-			
	Т	2,13	2,44	-	2,50	-			
Квазидвухлетние	S	1,9	2,13	-	1,14	-			
(25-31мес.)	f	-87,9	109,3	-	-87,2	-			
	С	0,414	0,428	-	0,572	-			
	ПІ	ІОСЛиС —	NO ₃ (дно)						
	Т	-	18,18	-	20,00	-			
Квазивосемналиати-	s	-	1296.4	-	815.6	-			
летние	f	-	63.0		51.0	-			
	C	-	0.748	_	0.518	-			
	Т	6.06			6.25	5.41			
	C I	5.0			50.0	16.49			
Квазишестилетние	- C	171.1	-	-	41.0	Q1 4			
	1	1/1,1	-	-	41,9	01,4			
		0,405	-	-	0,564	0,515			
K Baanner Internee		-	4,65	4,17	-	-			
(49–59 мес.)	S	-	28,5	30,65	-	-			
(f	-	83,0	81,2	-	-			
	C	-	0,442	0,847	-	-			

	Т	-	3,45	3,23	3,70	-
Квазичетырехлетние	S	-	36,3	23,20	25,8	-
(30-40 Met.)	f	-	177,5	-0,3	-4,2	-
	С	-	0,521	0,528	0,488	-
Квазидвухлетние	Т	-	2,60	2,78	-	2,63
	S	-	12,0	13,27	-	20,74
(31-37 мес.)	f	-	9,2	-162,2	-	42,0
	С	-	0,562	0,541	-	0,749
Квазидвухлетние (25–31 мес.)	Т	2,13	2,20	2,50	2,35	-
	S	1,9	16,5	14,93	11,2	-
	f	-87,9	151,1	93,3	-135,2	-
	С	0,414	0,547	0,620	0,491	-

Изменчивость ГХ параметров с квазидвухлетним периодом, обусловленная изменением геокосмических сил, отмечается в большинстве квадратов. При этом изменчивость всех параметров, обусловленная экваториальным переносом U, отмечается во всех квадратах, а изменчивость фосфатов на поверхности и у дна, обусловленная всеми внешними силами отмечается во всех квадратах, за ислючением кв. 11 у дна, для которого изменчивость фосфатов, обусловленная ППОСЛиС, на этой частоте отсутствует. Итак, изменчивость ГХ параметров с периодом около 2 лет, обусловленная солнечной активностью, отмечается (для поверхностного О₂ во всех квадратах с максимальной величиной когерентности (С = 0,87) в кв. 36 и придонного в квадратах 5 (С = 0,67), 11, 47 и 68; для РО, во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности на поверхности (С = 0,64) вкв. 68 и у дна (С = 0,67) в кв. 36; для поверхностных NO₃ в квадратах 5, 11 (С = 0,70), 36 и 47 и придонных в квадратах 5, 36 (С = 0,81), 47 и 68) (см. табл. 90); или изменением ППОСЛиС -(для поверхностного О, во всех квадратах с максимальной величиной когерентности (С = 0,65) в кв. 11 и придонного в квадратах 36, 47 и 68 (С = 0,57); для поверхностных РО, во всех квадратах с максимальной величиной когерентности (C = 0,78) в кв. 47 и придонных в квадратах 5, 36, 36, 47 (C = 0,69) и 68); для поверхностных NO₃ в квадратах 5, 11, 36 и 47 (С = 0,57) и придонных во всех квадратах с максимальной величиной когерентности (С = 0,75) в кв. 68 (см. табл. 91); или положением барицентра D_{5,1} – (для поверхностного O₉ во всех квадратах с максимальной величиной когерентности (С = 0,75) в кв. 36 и придонного в квадратах 5, 11, 36, и 47 (С = 0,78); для РО, во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности на поверхности (C = 0,80) и у дна (C = 0,71) в кв. 47; для NO₃ на поверхности в квадратах 5, 11, 36 (С = 0,74) и 47 и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности на поверхности (С = 0,70) в кв. 47) (см. табл. 92); или угловой скоростью вращения Земли v – (для поверхностного О, в квадратах 5, 11, 36 и 68 (С = 0,82) и придонного в квадратах 5, 11, 47 (C = 0,72) и 68; для PO_4 во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности на поверхности (С = 0,79) в кв. 11 и у дна (C = 0,67) в кв. 5; для NO₃ во всех квадратах, с максимальной величиной 276

когерентности на поверхности (C = 0,83) вкв. 11 и у дна (C = 0,73) в кв. 47) (см. табл. 93); или экваториальным переносом U — (для всех параметров во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности для O_2 на поверхности (C = 0,83) в кв. 36 и у дна (C = 0,78) в кв. 47, для PO_4 на поверхности (C = 0,86) в кв. 68 и у дна (C = 0,66) в кв. 47, для NO_3 на поверхности (C = 0,81) в кв. 47 и у дна (C = 0,81) в кв. 36) (см. табл. 94).

Таблица 92

Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов ГХ параметров (O_2 , PO_4 и NO_3) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг. и расстояния от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, $D_{6,u}$, рассчитано по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Дмитриев и др., 2011

Период	Пара- метры спектра	Кв. 5	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Кв. 68				
$\mathbf{D}_{_{\mathrm{б.п.}}} - \mathbf{O}_{_{2}}$ (поверхность)										
	Т	-	-	-	33,33	-				
I/	S	-	-	-	7198600	-				
квазитридцатилетние	f	-	-	-	115,28	-				
	С	-	-	-	0,534	-				
	Т	-	-	22,22	-	-				
Квазивосемнадцати-	S	-	-	25379000	-	-				
летние	f	-	-	-153,2	-	-				
	С	-	-	0,531	-	-				
	Т	-	13,33	-	13,33	14,29				
Квазиодиннадцати-	S	-	10497000	-	7488200	15064000				
летние	f	-	-158,85	-	-159,55	-169,73				
	С	-	0,556	-	0,450	0,645				
	Т	-	7,41	8,00	-	-				
I no na	S	-	2895000	5563700	-	-				
квазивосьмилетние	f	-	-150,25	-145,03	-	-				
	С	-	0,632	0,654	-	-				
	Т	4,26	3,57	3,64	3,64	-				
I no ou n	S	692440	515540	414040	325080	-				
квазичетырехлетние	f	120,68	-151,65	-6,6245	31,958	-				
	С	0,580	0,702	0,614	0,511	-				
	Т	2,86	-	-	3,08	3,03				
Квазидвухлетние	S	432220	-	-	344700	159850				
(31-37мес.)	f	82,535	-	-	59,665	89,244				
	С	0,590	-	-	0,633	0,497				

	Т	2,15	2,35	2,47	2,47	2,11			
Квазидвухлетние	S	602540	562630	344960	443660	265220			
(25-31мес.)	f	-80,09	-105,82	20,247	-146,17	35,504			
	С	0,712	0,669	0,748	0,590	0,667			
D _{6.0} – О ₉ (дно)									
	Т	-	-	-	33,33	-			
L'accommentation and a second second	S	-	-	-	34932	-			
квазитридцатилетние	f	-	-	-	112,96	-			
	С	-	-	-	0,664	-			
	Т	16,67	-	-	-	-			
Квазивосемнадцати-	S	29649000	-	-	-	-			
летние	f	61,67	-	-	-	-			
	С	0,782	-	-	-	-			
	Т	-	13,33	14,29	12,50	12,50			
Квазиодиннадцати-	S	-	52880	48329000	31319	43855			
летние	f	-	-82,51	142,59	-24,76	-61,5			
	С	-	0,497	0,820	0,782	0,421			
	Т	7,41	-	-	-	8,33			
10	S	5371300	-	-	-	36814			
квазивосьмилетние	f	17,27	-	-	-	110,7			
	С	0,671	-	-	-	0,604			
	Т	-	5,05	6,25	5,88	5,88			
Кразничести тетние	S	-	76784	6681100	24559	34676			
квазишестилетние	f	-	45,227	134,42	-20,551	171,26			
	С	-	0,513	0,593	0,479	0,488			
	Т	-	-	4,26	4,44	4,55			
Квазичетырехлетние	S	-	-	2471900	46217	94234			
(49-59 мес.)	f	-	-	-45,944	0,82573	-153,36			
	С	-	-	0,590	0,495	0,695			
	Т	3,64	3,33	-	-	3,33			
Квазичетырехлетние	S	628610	95076	-	-	195390			
(38-48 мес.)	f	27,65	-114,02	-	-	62,557			
	С	0,489	0,587	-	-	0,845			
	Т	-	2,78	-	2,.90	-			
Квазидвухлетние	S	-	176820	-	64788	-			
(31–37мес.)	f	-	-172,53	-	-103,82	-			
	С	-	0,731	-	0,748	-			
	Т	2,25	2,44	2,22	2,38	-			
Квазидвухлетние	S	564210	295710	1291800	215960	-			
(25-31мес.)	f	-87,68	-54,684	-37,162	171,76	-			
	С	0,446	0,483	0,561	0,783	-			

D _{6.1.} – РО ₄ (поверхность)								
	Т	-	-	28,57	-	-		
I/	S	-	-	479500	-	-		
квазитридцатилетние	f	-	-	129,1	-	-		
	С	-	-	0,498	-	-		
	Т	7,7	8,00	-	9,09	8,00		
16	S	15226,0	19941,0	-	24744,0	26280		
квазивосьмилетние	f	117,4	104,8	-	41,2	15,39		
	С	0,509	0,515	-	0,475	0,454		
	Т	-	-	-	-	5,13		
14	S	-	-	-	-	12154		
Квазишестилетние	f	-	-	-	-	-170,58		
	С	-	-	-	-	0,660		
	Т	3,57	3,28	4,08	3,23	-		
I/	S	1615,3	2952,9	17854	2357,4	-		
квазичетырехлетние	f	149,2	-120,5	42,3	-165,5	-		
	С	0,494	0,638	0,488	0,680	-		
Квазидвухлетние	Т	3,03	2,67	2,90	-	-		
	S	1872,2	2284,7	13413	-	-		
(31-37мес.)	f	-47,8	4,8	-52,6	-	-		
	С	0,738	0,506	0,624	-	-		
	Т	-	-		2,20	2,25		
Квазидвухлетние	S	-	-		1722,2	2079		
(25-31мес.)	f	-	-		-158,5	29,40		
	С	-	-		0,804	0,645		
		D _{б.ц.} – PC) ₄ (дно)					
	Т	18,18	-	-	16,67	-		
Квазивосемнадцати-	S	385100,0	-	-	2921000	-		
летние	f	-47,1	-	-	-51,2	-		
	С	0,655	-	-	0,828	-		
	Т	-	14,29	12,50	-	14,29		
Квазиодиннадцати-	S	-	2378700	669300	-	675130		
летние	f	-	-115,8	-118,5	-	-111,4		
	С	-	0,733	0,428	-	0,499		
	Т	7,41	-	-	7,69	-		
It no norm o no service momente-	S	28705,0	-	-	415920	-		
квазивосьмилетние	f	148,6	-	-	132,1	-		
	С	0,614	-	-	0,487	-		
	Т	-	-	6,25	5,05	6,06		
Vnoormoormoormoor	S	-	-	161270	108180	79062		
квазишестилетние	f	-	-	-112,1	47,9	77,2		
	С	-	-	0,510	0,549	0,552		

	Т	4,88	3,33	3,7	-	3,28
1/	S	8963,3	43912	35011	-	18971
квазичетырехлетние	f	-136,2	-159,0	-14,2	-	174,5
	С	0,537	0,484	0,509	-	0,503
	Т	-	2,82	2,63	2,90	2,63
Квазидвухлетние	S	-	35473	13572	14869	16800
(31–37мес.)	f	-	153,8	22,3	52,3	176,4
	С	-	0,632	0,426	0,527	0,524
	Т	2,44	-	2,27	2,13	-
Квазидвухлетние	S	1812,4	-	15175	7997	-
(25-31мес.)	f	158,5	-	15,1	7,7	-
	С	0,417	-	0,458	0,709	-
	D ₆	.ц. – NO ₃ (по	оверхность)		
	Т	-	-	-	-	28,57
K DODARDA HADRAND	S	-	-	-	-	1015900
квазитридцатилетние	f	-	-	-	-	-127,2
	С	-	-	-	-	0,506
Квазиодиннадца-	Т	-	-	-	-	10,00
	S	-	-	-	-	418770
тилетние	f	-	-	-	-	-7,0
	С	-	-	-	-	0,479
	Т	8,00	-	-	8,00	-
L'accesso o es e ser e comerce o	S	128170,0	-	-	66145,0	-
квазивосьмилетние	f	7,2	-	-	51,34	-
	С	0,599	-	-	0,568	-
	Т	4,88	4,88	-	4,88	-
Квазичетырехлетние	S	17386,0	27942,0	-	24505,0	-
(49–59 мес.)	f	-49,6	94,5	-	105,44	-
	С	0,454	0,648	-	0,707	-
	Т	3,85	-	3,64	3,70	3,77
Квазичетырехлетние	S	8338,4	-	188070	14930,0	23083
(38-48 мес.)	f	21,6	-	57,7	40,42	176,7
	С	0,485	-	0,745	0,647	0,458
	Т	2,86	2,99	-	-	-
Квазидвухлетние	S	5478,4	10703,0	-	-	-
(31-37мес.)	f	40,1	-38,0	-	-	-
	С	0,621	0,546	-	-	-
	Т	-	2,41	2,44	2,27	-
Квазидвухлетние	S	-	9687,8	119950	9026,8	-
(25-31мес.)	f	-	114,6	119,3	-160,16	-
	С	-	0,585	0,741	0,560	-

D _{6.д.} – NO ₃ (дно)								
	Т	-	15,39	-	15,39	-		
Квазивосемнадцати-	S	-	5859500	-	3937800	-		
летние	f	-	101,2	-	86,2	-		
	С	-	0,923	-	0,757	-		
	Т	-	-	12,5	-	10,53		
Квазиодиннадцати-	S	-	-	3400100	-	2580,5		
летние	f	-	-	96,9	-	82,8		
	С	-	-	0,677	-	0,706		
	Т	8,00	-	-	-	-		
L'accesso o es sus compasso	S	128170,0	-	-	-	-		
Квазивосьмилетние	f	7,2	-	-	-	-		
	С	0,599	-	-	-	-		
	Т	4,88	-	-	4,76	4,76		
Квазичетырехлетние	S	17386,0	-	-	212600	3007,5		
(49–59 мес.)	f	-49,6	-	-	-40,6	-94,5		
	С	0,454	-	-	0,579	0,658		
	Т	3,85	4,00	3,28	-	3,39		
Квазичетырехлетние	S	8338,4	129230	177000	-	2789,1		
(38-48 мес.)	f	21,6	173,2	172,2	-	115,2		
	С	0,485	0,649	0,654	-	0,641		
	Т	2,86	2,90	2,82	2,82	2,70		
Квазидвухлетние	S	5478,4	105680	76378	62199	5758,6		
(31-37мес.)	f	40,1	-167,1	-156,2	-87,2	-80,5		
	С	0,621	0,592	0,570	0,697	0,602		
	Т	-	2,27	2,50	2,53	2,41		
Квазидвухлетние	S	-	59970	65247	52937	14574,0		
(25-31мес.)	f	-	120,1	110,6	-29,1	21,5		
	С	-	0,526	0,528	0,689	0,638		

А также и типами атмосферной циркуляции: формой W – (для всех параметров во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности для $\mathrm{O_2}$ на поверхности (С = 0,84) в кв. 47 и у дна (С = 0,84) в кв. 5, для РО₄ на поверхности (С = 0,77) в кв. 36 и у дна (С = 0,79) в кв. 5, для NO₈ на поверхности (С = 0,85) вкв. 5 и у дна (С = 0,80) в кв. 36) (см. табл. 95); или формой Е – (для всех параметров во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности для О₂ на поверхности (С = 0,80) в кв. 47 и у дна (C = 0,73) в кв. 5, для PO₄ на поверхности (C = 0,73) в кв. 47 и у дна (C = 0,81) в кв. 5, для NO₃ на поверхности (C = 0,86) в кв. 5 и у дна (C = 0,76) в кв. 36) (см. табл. 96); или формой С – (для О₉ всех квадратах, с максимальной величиной когерентности в кв. 68 на поверхности (С = 0,63) и у дна (C = 0,86); для PO₄ на поверхности в квадратах 5 (C = 0,53), 11, 47 и 68 и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (C = 0,87) в кв. 11; для NO₂ на поверхности в квадратах 5, 11, 47 (C = 0,74) и 68 и у дна во всех квадратах, с максимальной величиной когерентности (С = 0,78) вкв. 5) (см. табл. 97).

Таблица 93

Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность С для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1956–2010 гг. и угловой скорости вращения Земли V, рассчитано по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Сидоренков, 2002

	Параме-								
Период	тры	Кв. 5	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Кв. 68			
спектра									
$УCB3 - O_2$ (поверхность)									
	Т	-	-	8,00	-	-			
Кразивосьмилетние	S	-	-	312,8	-	-			
Квазивосвмилстнис	f	-	-	-157,1	-	-			
	С	-	-	0,529	-	-			
	Т	5,71	6,25	-	5,71	5,71			
T/	S	272,4	262,6	-	309,6	304,6			
квазишестилетние	f	16,5	-165,7	-	-147,9	-148,7			
	С	0,459	0,583	-	0,587	0,519			
	Т	4,08	4,44	3,57	3,23	4,00			
	S	116,7	144,2	118,1	100,9	82,0			
Квазичетырехлетние	f	168,9	135,6	-95,2	11,5	-28,4			
	С	0,452	0,657	0,552	0,575	0,468			
	Т	3,08	-	-	-	-			
Квазилвухлетние	S	113,7	-	-	-	-			
(31-37мес.)	f	107,8	-	-	-	-			
	С	0,539	-	-	-	-			
	Т	2,38	2,41	2,38	-	2,38			
Квазилвухлетние	S	408,7	77,9	355,6	-	338,3			
(25-31мес.)	f	41,3	40,7	42,4	-	5,1			
	С	0,791	0,557	0,740	-	0,824			
	,	УСВЗ-	О ₂ (дно)	1					
	Т	16,67	-	-	-	-			
Квазивосемналиати-	S	3182,2	-	-	-	-			
летние	f	131,2	-	-	-	-			
	С	0,537	-	-	-	-			
	Т	-	-	7,14	-	-			
Квазивосьмилетние	S	-	-	241,7	-	-			
	f	-	-	-135.5	-	-			
	С	-	-	0,605	-	-			
	Т	5,26	-	-	6,06	6,67			
	S	436,8	-	-	758,0	873,5			
Квазишестилетние	f	-131,9	-	-	-90,8	-31,6			
	С	0,685	-	-	0,586	0,443			

Т 4.76 4,08 4,76 _ s 840.4 409.5 1383.6 -_ Квазичетырехлетние (49-59мес.) f 120,3 -43.235.1_ _ С 0,421 0,520 0,706 -_ Т 3,513,28 3,17 -_ S -1042.4 -279.91059.1Квазичетырехлетние (38-48мес.) f 152.219.0 -42.9-_ С -0,484 _ 0,5410,499 Т --2.672.70S 383,3 -_ 286,9 -Квазидвухлетние (31-37мес.) f -40.871,5 --_ С 0.518 -0.658 -_ Т 2.35-2.13_ 2.3S 795,0 473,6 1237,6 -_ Квазидвухлетние (25-31мес.) f -76.8-178.481.2 --С 0,592 0,722 0.594 -_ УСВЗ – РО₄ (поверхность) Т 15,39_ _ 20,00 S 20,220,8---Квазивосемнадцатилетние f -137.626.9_ _ _ С 0,487 _ 0,626 --Т 13.33 _ -_ _ S _ _ 8,5 _ _ Квазиодиннадцатилетние f -72,9_ _ --С -0,439 -_ _ Т _ -8,33 _ _ s 2.5-_ _ _ Квазивосьмилетние f 136,3 ----С 0,500 ----Т 6,67 5,13 -_ -3.7S 3,6 _ _ _ Квазишестилетние f 152,0 94,4 ---С 0,768 -0,703 _ _ Т -4,65 _ 4,65 s 1,71,7---Квазичетырехлетние (49-59 мес.) f _ -159.1_ 58.0_ С 0,582 -0,695 --Т 3,51 3,45 3,57 3,23 -S 1,7-2,3 1,50.9Квазичетырехлетние (38-48мес.) f 160.6-26.575.2-40.7_ С 0,796 -0,714 0,817 0,425

Квазидвухлетние (31–37мес.)	Т	-	-	2,60	2,70	2,63
	S	-	-	1,3	0,6	0,6
	f	-	-	44,0	-50,6	-162,3
	С	-	-	0,539	0,545	0,607
	Т	2,35	2,33	2,33	2,30	2,33
Квазидвухлетние	S	2,2	2,6	2,7	0,7	2,1
(25-31мес.)	f	171,4	119,3	155,9	76,3	131,2
	С	0,608	0,794	0,712	0,468	0,783
		УСВЗ — 1	РО ₄ (дно)			
	Т	16,67	-	-	18,18	-
Квазивосемнадцати-	S	50,4	-	-	403,7	-
летние	f	-111,8	-	-	-120,4	-
	С	0,465	-	-	0,501	-
	Т	-	-	-	-	9,09
Квазиодиннадцати-	S	-	-	-	-	24,0
летние	f	-	-	-	-	-38,6
	С	-	-	-	-	0,413
	Т	-	-	7,14	-	-
74	S	-	-	38,3	-	-
Квазивосьмилетние	f	-	-	79,7	-	-
	С	-	-	0,490	-	-
	Т	5,71	5,71	-	6,06	5,88
	S	5,2	59,7	-	86,6	26,6
Квазишестилетние	f	129,5	-77,1	-	52,4	36,9
	С	0,757	0,567	-	0,669	0,606
	Т	4,88	-	4,76	4,65	-
Квазичетырехлетние	S	5,7	-	29,7	34,7	-
(49–59 мес.)	f	173,5	-	90,3	-99,5	-
	С	0,791	-	0,502	0,459	-
	Т	3,57	3,45	3,23	3,51	3,13
Квазичетырехлетние	S	2,7	33,9	14,0	32,5	10,0
(38-48 мес.)	f	-13,9	-97,7	-20,2	-41,3	18,5
	С	0,654	0,405	0,633	0,637	0,513
	Т	-	2,7	-	2,63	-
Квазидвухлетние	S	-	21,4	-	13,6	-
(31–37 мес.)	f	-	71,2	-	-163,3	-
	С	-	0,432	-	0,579	-
	Т	2,41	2,33	2,35	-	2,35
Квазидвухлетние	S	4,9	31,4	23,7	-	14,6
(25-31 мес.)	f	-7,7	-163,0	56,4	-	-102,5
	С	0,668	0,529	0,569	-	0,615

$ m YCB3-NO_{_3}$ (поверхность)								
Квазишестилетние	Т	6,9	6,25	-	5,26	6,90		
	S	12,2	12,3	-	8,3	20,7		
	f	42,1	-164,4	-	-91,7	-142,0		
	С	0,451	0,457	-	0,646	0,393		
	Т	-	-	4,17	-	-		
Квазичетырехлетние	S	-	-	19,7	-	-		
(49–59мес.)	f	-	-	-38,2	-	-		
	С	-	-	0,490	-	-		
	Т	3,51	3,57	-	3,51	3,23		
Квазичетырехлетние	S	3,1	5,8	-	10,8	9,9		
(38-48мес.)	f	81,4	-169,2	-	43,3	-49,4		
	С	0,513	0,600	-	0,855	0,397		
	Т	-	2,86	2,70	2,78	2,53		
Квазидвухлетние	S	-	3,9	38,3	4,5	7,7		
(31–37мес.)	f	-	-25,8	-148,1	-13,8	-62,2		
	С	-	0,501	0,765	0,543	0,424		
	Т	2,35	2,35	2,35	2,13	-		
Квазидвухлетние	S	3,7	8,5	41,1	4,7	-		
(25-31мес.)	f	-1,3	117,5	83,0	-11,4	-		
	С	0,565	0,831	0,730	0,657	-		
		УСВЗ — 1	NO ₃ (дно)					
	Т	-	20,0	16,67	20,0	-		
Квазивосемнадцати-	S	-	1035,7	422,3	892,5	-		
летние	f	-	-4,5	-79,2	174,9	-		
	С	-	0,691	0,429	0,618	-		
	Т	-	-	-	-	11,11		
Квазиодиннадцати-	S	-	-	-	-	255,4		
летние	f	-	-	-	-	46,8		
	С	-	-	-	-	0,642		
	Т	5,71	5,88	5,88	5,88	-		
Квазишестилетние	S	42,8	100,2	81,9	89,4	-		
	f	92,9	84,4	69,9	-59,6	-		
	С	0,782	0,727	0,495	0,514	-		
	Т	-	-	4,65	4,76	4,55		
Квазичетырехлетние	S	-	-	47,5	72,0	35,9		
(49–59 мес.)	f	-	-	-33,3	84,0	-137,7		
	С	-	-	0,663	0,441	0,571		

Квазичетырехлетние (38–48мес.)	Т	-	3,51	3,28	4,00	3,57
	S	-	91,4	51,9	49,4	23,0
	f	-	142,8	24,3	-20,8	79,1
	С	-	0,582	0,668	0,556	0,498
Квазидвухлетние (31–37мес.)	Т	2,74	2,78	-	2,63	2,86
	S	7,3	30,1	-	41,2	20,2
	f	-97,3	-51,0	-	-23,0	157,1
	С	0,567	0,406	-	0,725	0,496
Квазидвухлетние (25–31мес.)	Т	2,44	2,25	2,35	-	2,38
	S	12,0	34,1	43,5	-	25,3
	f	-10,3	-39,7	-66,2	-	-24,7
	С	0,581	0,441	0,661	-	0,431

Таблица 94

Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1954–2010 гг.

и экваториального переноса U, рассчитано по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Сидоренков, 2002

Период	Параме- тры спектра	Кв. 5	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Кв. 68
$U-O_2$ (поверхность)						
	Т	-	13,33	-	12,50	13,33
Квазиодиннадцати-	S	-	10276	-	9763,0	10276,0
летние	f	-	91,7	-	95,8	91,7
	С	-	0,682	-	0,742	0,682
	Т	6,06	5,71	5,.13	5,71	5,71
1/	S	14061	18338	26403,0	19268,0	18338,0
квазишестилетние	f	-147,8	-110,1	-105,3	-109,9	-110,1
	С	0,525	0,690	0,702	0,674	0,690
	Т	3,08	3,03	2,78	3,03	3,03
Квазидвухлетние	S	15617	16971	37852,0	16199,0	16971,0
(31-37мес.)	f	-113,57	-107,1	132,0	-122,7	-107,1
	С	0,464	0,524	0,517	0,546	0,524
	Т	2,35	2,35	2,38	2,38	2,35
Квазидвухлетние	S	171640	128140	154260,0	105430,0	128140,0
(25-31мес.)	f	-23,753	168,0	-36,9	175,3	168,0
	С	0,811	0,743	0,831	0,723	0,743

		$U - O_2$	(дно)			
Квазиодиннадцати- летние	Т	11,11	13,33	12,50	12,50	12,50
	S	26034	52880	30350	31319	43855
	f	134,8	-82,5	-78,2	-24,756	-61,5
	С	0,629	0,497	0,414	0,782	0,421
	Т	6,67	-	5,56	5,88	5,88
16	S	16367	-	117870	24559	34676
квазишестилетние	f	-143,0	-	53,4	-20,551	171,3
	С	0,426	-	0,869	0,479	0,488
	Т	4,44	4,88	-	4,44	4,55
Квазичетырехлетние	S	18066	75788	-	46217	94234
(49-59мес.)	f	-50,6	52,8	-	0,82573	-153,4
	С	0,504	0,521	-	0,495	0,695
	Т	-	3,33	3,33	-	3,33
Квазичетырехлетние	S	-	95076	97126	-	195390
(38-48мес.)	f	-	-114,0	-100,8	-	62,6
	С	-	0,587	0,682	-	0,845
	Т	2,74	2,78	2,74	2,90	-
Квазидвухлетние	S	104630	176820	83422	64788	-
(31–37мес.)	f	74,2	-172,5	23,6	-103,82	-
	С	0,725	0,731	0,471	0,748	-
	Т	-	2,41	-	2,38	2,30
Квазидвухлетние	S	-	314030	-	215960	325000
(25-31мес.)	f	-	-57,2	-	171,76	-69,8
	С	-	0,470	-	0,783	0,418
	U	$- PO_4$ (пов	ерхность)			
	Т	-	11,11	11,77	-	-
Квазиодиннадцати-	S	-	66,4	67,4	-	-
летние	f	-	-25,9	-45,4	-	-
	С	-	0,401	0,470	-	-
	Т	-	-	-	-	8,33
L'accuración de la comunicación de la comun	S	-	-	-	-	59,7
Квазивосьмилетние	f	-	-	-	-	53,2
	С	-	-	-	-	0,677
	Т	5,71	5,0	6,67	6,67	6,06
Квазишестилетние	S	148,7	102,1	129,9	51,2	96,4
	f	131,7	-114,4	76,5	75,4	13,2
	С	0,695	0,483	0,590	0,533	0,534
	Т	-	-	4,88	4,65	-
Квазичетырехлетние	S	-	-	232,8	144,2	-
(49-59 мес.)	f	-	-	-137,1	3,0	-
	С	-	-	0,586	0,773	-
	Т	-	-	-	-	3,39
--------------------	---	------------	---------	---------	--------	--------
Квазичетырехлетние	S	-	-	-	-	96,0
(38-48мес.)	f	-	-	-	-	73,3
	С	-	-	-	-	0,494
	Т	3,03	3,08	2,70	2,74	-
Квазидвухлетние	S	164,7	210,7	273,7	140,3	-
(31–37мес.)	f	100,5	80,8	-2,7	-48,5	-
	С	0,458	0,650	0,599	0,550	-
	Т	2,41	2,33	2,35	2,22	2,30
Квазидвухлетние	S	783,5	835,7	1121,9	415,6	950,3
(25-31мес.)	f	-169,1	-95,8	-135,0	-40,5	-107,9
	С	0,574	0,671	0,771	0,731	0,858
		$U - PO_4$	(дно)			
	Т	18,18	14,29	18,18	-	-
Квазивосемнадцати-	S	475,0	2442,9	1691,2	-	-
летние	f	125,4	58,78	71,1	-	-
	С	0,498	0,518	0,458	-	-
	Т	-	-	-	12,5	9,09
Квазиодиннадцати-	S	-	-	-	2486,5	630,8
летние	f	-	-	-	4,3	-125,0
	С	-	-	-	0,673	0,753
	Т	6,25	5,88	5,56	5,88	5,88
	S	222,6	3270,1	2531,3	2472,5	1752,2
Квазишестилетние	f	90,9	-22,20	-50,6	-170,9	4,2
	С	0,738	0,658	0,529	0,483	0,855
	Т	4,88	-	-	4,55	4,44
Квазичетырехлетние	S	326,5	-	-	3502,4	1010,8
(49-59 мес.)	f	-4,5	-	-	-39,9	-23,6
	С	0,584	-	-	0,606	0,688
	Т	3,28	3,23	3,17	3,26	3,17
Квазичетырехлетние	S	201,9	4772,1	1844,7	3005,2	1307,9
(38-48 мес.)	f	-157,7	85,84	57,7	37,9	-70,3
	С	0,426	0,579	0,593	0,737	0,637
	Т	2,70	2,78	2,74	2,74	-
Квазидвухлетние	S	519,1	6803,5	1832,1	3074,5	-
(31-37 мес.)	f	-113,1	93,71	111,7	80,8	-
	С	0,478	0,615	0,500	0,659	-
	Т	2,41	2,35	2,33	2,17	2,35
Квазидвухлетние	S	1610,3	13965,0	11158,0	2798,0	5651,2
(25-31 мес.)	f	11,1	132,48	-33,7	-127,7	105,4
	С	0,617	0,615	0,654	0,473	0,625

$U - NO_3$ (поверхность)								
	Т	33,33	33,33	-	33,33	-		
I/	S	1947,4	2899,1	-	2128,6	-		
квазитридцатилетние	f	-96,3	-98,3	-	-74,0	-		
	С	0,834	0,776	-	0,858	-		
	Т	-	9,52	-	-	-		
Квазиодиннадцати-	S	-	232,0	-	-	-		
летние	f	-	-144,6	-	-	-		
	С	-	0,521	-	-	-		
	Т	8,7	-	-	8,0	7,14		
I/ non-month of the month of th	S	438,4	-	-	131,9	1110,9		
квазивосьмилетние	f	31,7	-	-	61,3	-28,9		
	С	0,670	-	-	0,405	0,602		
	Т	-	6,45	-	6,06	5,41		
L'hoomer a commence	S	-	494,5	-	261,3	990,1		
квазишестилетние	f	-	-50,6	-	-42,8	-81,4		
	С	-	0,613	-	0,452	0,605		
	Т	4,65	4,88	4,17	4,55	4,44		
Квазичетырехлетние	S	1242,9	790,9	19,7	645,9	1078,4		
(49-59мес.)	f	57,4	-138,5	-38,2	-146,8	167,0		
	С	0,856	0,694	0,490	0,676	0,476		
	Т	3,23	3,39	-	-	3,39		
Квазичетырехлетние	S	294,2	374,8	-	-	1034,5		
(38–48мес.)	f	-122,7	143,6	-	-	72,0		
	С	0,598	0,454	-	-	0,517		
	Т	2,70	2,67	2,70	2,78	2,99		
Квазидвухлетние	S	1436,0	1234,7	38,3	1548,5	1489,3		
(31–37мес.)	f	60,5	-58,5	-148,1	-75,6	-135,5		
	С	0,805	0,615	0,765	0,814	0,443		
	Т	2,38	2,35	2,35	2,17	2,2		
Квазидвухлетние	S	1835,5	3386,1	41,1	2351,9	3678,1		
(25–31мес.)	f	-170,7	-105,0	83,0	-95,6	-114,3		
	С	0,692	0,788	0,730	0,559	0,566		
		$U - NO_3$	(дно)					
	Т	-	-	-	33,33	-		
10	S	-	-	-	4872,7	-		
квазитридцатилетние	f	-	-	-	97,6	-		
	С	-	-	-	0,582	-		
	Т	10,00	12,5	13,33	11,77	10,53		
Квазиодиннадцати-	S	433,0	4190,6	3787,4	3435,5	2580,5		
летние	f	37,8	-35,1	-42,5	-2,2	82,8		
	С	0.516	0.669	0.782	0.610	0.706		

	Т	-	5,88	5,88	5,88	-
10	S	-	4148,5	6130,9	3912,6	-
Квазишестилетние	f	-	13,3	15,6	-19,8	-
	С	-	0,712	0,734	0,535	-
	Т	4,44	4,55	-	4,55	4,76
Квазичетырехлетние	S	2609,9	5092,8	-	7457,4	3007,5
(49-59 мес.)	f	13,3	101,6	-	26,6	-94,5
	С	0,794	0,709	-	0,575	0,658
	Т	3,33	3,23	3,28	-	3,39
Квазичетырехлетние	S	1674,2	11683,0	7458,7	-	2789,1
(38-48мес.)	f	-49,8	-104,0	-35,8	-	115,2
	С	0,538	0,733	0,773	-	0,641
	Т	-	-	-	2,9	2,7
Квазидвухлетние	S	-	-	-	7123,7	5758,6
(31-37мес.)	f	-	-	-	-34,1	-80,5
	С	-	-	-	0,763	0,602
	Т	2,41	2,50	2,38	2,33	2,41
Квазидвухлетние	S	5391,5	7811,3	22377,0	16468,0	14574,0
(25-31мес.)	f	10,4	-56,8	57,5	-16,7	21,5
	С	0,617	0,401	0,807	0,624	0,638

Таблица 95

Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг.

и индекса циркуляции W, рассчитано по данным	
www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Дмитриев и др., 5	2018

Период	Параме- тры спектра	Кв. 5	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Кв. 68		
$W-O_2$ (поверхность)								
	Т	-	9,52	-	-	11,11		
L'acarra arrange arrange	S	-	199,5	-	-	169,2		
квазиодиннадцатилетние	f	-	-26,7	-	-	-13,9		
	С	-	0,446	-	-	0,415		
	Т	-	6,67	-	-	6,9		
L'accentra come a comercia	S	-	217,9	-	-	256,0		
квазишестилетние	f	-	-146,1	-	-	-172,8		
	С	-	0,537	-	-	0,581		
	Т	4,26	-	4,66	4,26	4,26		
Квазичетырехлетние (49–59 мес.)	S	270,8	-	331,7	209,1	179,4		
	f	-130,5	-	65,4	-174,6	-180,0		
	С	0,583	-	0,640	0,598	0,627		

	Т	3,39	-	3,64	-	-
Квазичетырехлетние	S	80,0	-	198,2	-	-
(38-48 мес.)	f	-6,8	-	-135,8	-	-
	С	0,481	-	0,579	-	-
	Т	2,86	2,94	2,82	2,90	2,94
Квазидвухлетние	S	181,2	167,2	244,6	226,8	193,9
(31-37 мес.)	f	64,7	90,0	167,0	86,5	88,9
	С	0,599	0,680	0,490	0,843	0,803
	Т	2,41	2,44	2,44	2,47	2,5
Квазидвухлетние	S	324,5	231,1	404,9	365,9	192,2
(25-31 мес.)	f	-14,7	171,5	-46,3	179,9	173,6
	С	0,667	0,461	0,729	0,828	0,408
		$W - O_2 (\mu$	(но)			
	Т	9,53	9,52	-	10,00	-
16	S	590,7	853,9	-	386,7	-
квазиодиннадцатилетние	f	-79,6	143,0	-	-23,9	-
	С	0,616	0,409	-	0,629	-
	Т	-	-	-	-	8,7
I/ non-un o ou o	S	-	-	-	-	496,0
квазивосьмилетние	f	-	-	-	-	-59,7
	С	-	-	-	-	0,396
	Т	-	5,56	6,25	-	-
V populace and remained	S	-	861,2	902,8	-	-
квазишестилетние	f	-	128,4	128,9	-	-
	С	-	0,524	0,658	-	-
	Т	-	4,17	4,26	4,26	4,76
Квазичетырехлетние	S	-	1662,7	1187,8	864,2	997,3
(49-59 мес.)	f	-	133,3	104,5	71,7	-95,2
	С	-	0,726	0,744	0,725	0,612
	Т	3,7	-	3,28	-	3,45
Квазичетырехлетние	S	222,2	-	986,9	-	1987,1
(38–48 мес.)	f	-61,3	-	-32,1	-	-176,9
	С	0,486	-	0,665	-	0,851
	Т	2,82	2,78	-	2,86	2,53
Квазидвухлетние	S	583,8	617,3	-	385,0	1203,2
(31-37мес.)	f	149,3	37,3	-	-170,5	24,6
	С	0,840	0,522	-	0,711	0,734
	Т	2,22	2,41	2,22	2,30	-
Квазидвухлетние	S	301,7	1101,4	649,3	346,3	-
(25-31 мес.)	f	131,2	-44,7	144,9	147,0	-
	С	0,475	0,618	0,603	0,625	-

	W-	– РО, (пове	рхность)			
	Т	7,41	-	7,7	6,9	-
	S	1,4	-	6,7	0,9	-
Квазивосьмилетние	f	103,4	-	91,5	153,4	-
	С	0,462	-	0,498	0,415	-
	Т	4,35	4,35	4,26	4,44	4,35
Квазичетырехлетние	S	2,7	3,0	19,3	1,9	3,0
(49-59мес.)	f	-57,2	-67,1	-70,8	-114,5	-105,4
	С	0,632	0,732	0,689	0,538	0,519
	Т	3,51	3,45	-	-	3,17
Квазичетырехлетние	S	1,7	1,6	-	-	2,5
(38-48мес.)	f	-134,1	-155,7	-	-	36,5
	С	0,834	0,632	-	-	0,891
	Т	-	2,94	2,9	-	-
Квазидвухлетние	S	-	1,8	7,3	-	-
(25-31мес.)	f	-	-47,1	124,6	-	-
	С	-	0,690	0,437	-	-
	Т	2,5	2,5	2,2	2,2	2,22
Квазидвухлетние	S	3,4	2,6	12,0	1,5	2,2
(25-31мес.)	f	8,5	7,9	-122,6	-18,4	-99,5
	С	0,763	0,550	0,770	0,689	0,730
		$W - PO_4$ (дно)			
	Т	11,11	10	9,52	-	-
I/ nonvo	S	3,7	32,0	17,1	-	-
квазиодиннадцатилетние	f	18,2	36,2	33,0	-	-
	С	0,573	0,458	0,446	-	-
	Т	6,9	6,25	-	-	5,88
L'accourse commune	S	2,5	22,0	-	-	7,8
квазишестилетние	f	131,5	-93,4	-	-	102,2
	С	0,584	0,411	-	-	0,406
	Т	-	4,26	4,26	4,17	4,44
Квазичетырехлетние	S	-	41,6	56,5	55,7	11,0
(49-59мес.)	f	-	-78,3	-110,2	-46,0	-173,5
	С	-	0,732	0,881	0,783	0,556
	Т	3,7	3,33	-	-	3,33
Квазичетырехлетние	S	2,4	29,8	-	-	13,1
(38-48мес.)	f	-149,8	13,3	-	-	176,3
	С	0,595	0,434	-	-	0,722
	Т	-	2,82	2,82	-	2,86
Квазидвухлетние	S	-	44,5	20,6	-	10,2
(31-37мес.)	f	-	162,5	176,2	-	-82,2
	С	-	0,731	0,599	-	0,531

	Т	2,5	-	2,22	2,53	2,47
Квазидвухлетние	S	6,1	-	14,9	18,8	16,8
(25-31мес.)	f	-169,9	-	-99,0	147,1	149,3
	С	0,794	-	0,430	0,597	0,680
	W -	- NO ₃ (пове	рхность)			
	Т	-	-	8,0	-	7,69
Квазивосьмилетние	S	-	-	65,7	-	24,1
	f	-	-	-113,7	-	-48,7
	С	-	-	0,506	-	0,751
	Т	-	6,67	-	-	5,26
Квазишестилетние	S	-	4,9	-	-	7,1
	f	-	-79,1	-	-	73,2
	С	-	0,553	-	-	0,475
	Т	4	5,0	-	4,65	4,26
Квазичетырехлетние	S	24,9	6,6	-	7,6	19,3
(49-59 мес.)	f	3,1	137,1	-	140,0	-47,1
	С	0,671	0,586	-	0,644	0,619
	Т	-	-	3,92	3,7	3,64
Квазичетырехлетние	S	-	-	93,5	5,6	14,8
(38-48 мес.)	f	-	-	-57,6	-30,4	-155,9
	С	-	-	0,531	0,482	0,730
	Т	-	3,03	3,03	2,82	2,99
Квазидвухлетние	S	-	8,0	61,7	6,9	18,1
(31–37мес.)	f	-	-2,1	28,9	-147,2	72,5
	С	-	0,806	0,541	0,733	0,736
	Т	2,5	2,41	2,15	2,22	2,47
Квазидвухлетние	S	20,4	5,9	81,5	9,4	14,8
(25-31мес.)	f	14,7	-140,3	-173,4	-80,8	20,2
	С	0,854	0,467	0,824	0,649	0,681
		$W - NO_3$ (дно)			
	Т	9,52	10,53	9,52	10,0	11,11
K paano muuna muamu memune	S	7,5	46,5	53,5	57,1	46,3
пвазиодиннадцатилетние	f	108,3	-41,1	-48,3	176,5	55,4
	С	0,536	0,530	0,559	0,528	0,748
	Т	6,45	6,67	6,06	-	-
16	S	6,2	32,2	37,3	-	-
подазищестилетние	f	-127,0	26,5	97,2	-	-
	С	0,603	0,478	0,455	-	-
	Т	4,17	4,35	4,55	4,17	4,76
Квазичетырехлетние	S	9,4	93,8	47,4	115,5	35,2
(49-59мес.)	f	-40,6	36,0	50,0	57,7	132,0
	С	0,588	0,734	0,557	0,758	0,632

	Т	-	-	3,28	-	3,51
Квазичетырехлетние	S	-	-	91,5	-	25,9
(38-48мес.)	f	-	-	-11,8	-	-168,1
	С	-	-	0,817	-	0,501
Квазидвухлетние	Т	2,9	2,86	-	2,86	-
	S	4,3	52,2	-	47,2	-
(31-37мес.)	f	46,5	1,0	-	-114,9	-
	С	0,609	0,540	-	0,757	-
Квазидвухлетние (25–31мес.)	Т	-	2,22	2,47	2,53	2,44
	S	-	54,1	75,1	43,4	47,1
	f	-	46,7	31,6	-152,4	4,4
	С	-	0,505	0,799	0,558	0,767

Таблица 96

Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность С для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг.

и индекса циркуляции E, рассчитано по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Дмитриев и др., 2018

Период	Параме- тры спектра	Кв. 5	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Кв. 68			
$E - O_2$ (поверхность)									
	Т	8,7	10,53	9,52	10	11,77			
Квазиодиннадцати-	S	352,2	234,1	383,9	214,8	193,1			
летние	f	-136,9	19,2	43,5	-173,5	19,6			
	С	0,611	0,578	0,514	0,532	0,485			
	Т	6,25	-	-	6,45	-			
10	S	186,2	-	-	139,4	-			
Квазишестилетние	f	91,2	-	-	82,3	-			
	С	0,528	-	-	0,484	-			
	Т	4,26	-	4,76	4,08	4,17			
T/	S	272,7	-	373,9	128,9	115,1			
квазичетырехлетние	f	120,9	-	-60,3	-16,2	-1,9			
	С	0,618	-	0,670	0,411	0,416			
	Т	2,94	2,99	-	2,94	-			
Квазидвухлетние	S	277,6	236,1	-	317,0	-			
(31-37 мес.)	f	-59,2	-111,2	-	-100,7	-			
	С	0,621	0,648	-	0,802	-			
	Т	2,44	2,47	2,44	2,47	2,5			
Квазидвухлетние (25–31 мес.)	S	533,8	392,8	585,1	544,8	366,8			
	f	12,3	2,5	36,9	3,0	6,1			
	С	0,698	0,508	0,684	0,793	0,536			

Е — О ₂ (дно)								
	Т	10,53	9,09	-	-	-		
Квазиодиннадцати-	S	401,5	1357,7	-	-	-		
летние	f	120,1	-153,2	-	-	-		
	С	0,481	0,627	-	-	-		
	Т	-	-	8,33	-	-		
I/no or a construction	S	-	-	506,4	-	-		
квазивосьмилетние	f	-	-	-134,7	-	-		
	С	-	-	0,491	-	-		
	Т	-	-	-	5,26	-		
I/ no outra o musica martino	S	-	-	-	369,5	-		
квазишестилетние	f	-	-	-	115,0	-		
	С	-	-	-	0,476	-		
	Т	-	4,26	4,26	4,26	4,88		
Квазичетырехлетние	S	-	1169,5	1054,7	856,7	926,3		
(49–59 мес.)	f	-	-136,9	-106,4	-78,0	43,2		
	С	-	0,555	0,696	0,671	0,518		
	Т	3,77	-	-	-	3,77		
Квазичетырехлетние	S	275,4	-	-	-	1465,1		
(38–48 мес.)	f	91,0	-	-	-	-20,1		
	С	0,580	-	-	-	0,710		
	Т	2,90	-	3,03	2,99	-		
Квазидвухлетние	S	661,5	-	742,3	483,4	-		
(31-37мес.)	f	-174,1	-	-155,1	-42,8	-		
	С	0,734	-	0,438	0,611	-		
	Т	2,38	2,38	2,38	2,41	2,5		
Квазидвухлетние	S	492,3	1920,9	975,0	628,5	1540,9		
(25–31 мес.)	f	36,7	33,4	57,3	-131,9	-39,2		
	С	0,546	0,701	0,555	0,557	0,613		
	E -	– PO ₄ (пове	ерхность)					
	Т	-	10,0	9,09	-	-		
Квазиодиннадцати-	S	-	2,0	8,3	-	-		
летние	f	-	-13,8	-78,9	-	-		
	С	-	0,461	0,503	-	-		
	Т	6,45	-	-	-	-		
	S	1,8	-	-	-	-		
Квазишестилетние	f	45,5	-	-	-	-		
	С	0,578	-	-	-	-		
	Т	4,35	4,35	4,26	-	-		
Квазичетырехлетние	S	2,4	2,7	15,0	-	-		
(49-59 мес.)	f	36,4	53,2	71,2	-	-		
	С	0,602	0,686	0,574	-	-		

	Т	-	-	-	3,64	-
Квазичетырехлетние	S	-	-	-	1,2	-
(38-48 мес.)	f	-	-	-	8,4	-
	С	-	-	-	0,599	-
	Т	3,03	2,99	-	3,03	2,99
Квазидвухлетние	S	2,3	2,1	-	1,3	2,0
(31-37мес.)	f	73,5	51,3	-	-164,8	-64,0
	С	0,630	0,552	-	0,534	0,620
	Т	2,5	2,25	2,2	2,17	2,2
Квазидвухлетние	S	4,3	2,0	12,1	1,8	2,2
(25-31 мес.)	f	-14,0	46,6	120,1	26,3	99,5
	С	0,630	0,609	0,648	0,729	0,611
		$E - PO_4$	(дно)			
	Т	-	-	-	9,52	-
Квазиодиннадцати-	S	-	-	-	41,4	-
летние	f	-	-	-	35,1	-
	С	-	-	-	0,557	-
	Т	-	-	6,67	-	-
	S	-	-	31,6	-	-
Квазишестилетние	f	-	-	-161,8	-	-
	С	-	-	0,586	-	-
	Т	5,0	5,0	4,44	5,0	4,55
Квазичетырехлетние	S	4,0	26,1	51,2	42,4	17,2
(49-59 мес.)	f	172,6	-131,0	102,7	-78,7	171
	С	0,598	0,508	0,845	0,568	0,788
	Т	3,7	-	-	-	-
Квазичетырехлетние	S	2,6	-	-	-	-
(38-48 мес.)	f	174,0	-	-	-	-
	С	0,595	-	-	-	-
	Т	-	2,82	-	3,03	2,90
Квазидвухлетние	S	-	35,8	-	18,4	10,0
(31-37мес.)	f	-	10,7	-	32,8	126
	С	-	0,433	-	0,554	0,494
	Т	2,47	2,38	2,38	2,47	2,47
Квазидвухлетние	S	9,6	48,9	22,1	38,3	20,6
(25-31мес.)	f	177,7	-39,9	-131,5	-176,2	-149
	С	0,810	0,602	0,405	0,747	0,553
	E -	– NO ₃ (пов	ерхность)			
	Т	-	9,52	8,7	8,7	9,52
Квазиодиннадцати-	S	-	5,7	110,9	3,1	12,9
летние	f	-	-132,9	107,1	25,0	23,5
	С	-	0,516	0,772	0,470	0,462

Квазишестилетние	т	6.45	6.0			6.67
	I S	11.5	6.1	-	-	9.5
	f	-178.5	-197.8			-114.9
		-170,5	-127,0			-114,4
	C	0,563	0,629	-	-	0,554
	Т	-	4,76	-	4,65	4,26
Квазичетырехлетние	S	-	10,3	-	11,2	18,2
(49–59 мес.)	f	-	-105,9	-	-125,1	58,4
	С	-	0,664	-	0,800	0,585
	Т	-	-	3,92	3,64	3,64
Квазичетырехлетние	S	-	-	75,8	7,3	11,8
(38-48 мес.)	f	-	-	77,5	22,5	-0,9
	С	-	-	0,423	0,621	0,554
	Т	-	2,99	-	2,99	2,99
Квазилвухлетние	S	-	8,5	-	5,7	25,9
(31-37мес.)	f	-	4,8	-	-59,1	-84,7
	С	-	0,621	-	0,511	0,848
	Т	2,47	2,38	2,15	2,22	2,47
Кразилрухлетние	S	33,3	8,5	71,4	14,3	23,2
(25–31мес.)	f	-19.5	96.0	171.9	112.9	-28.2
	C	0.856	0.450	0.585	0 797	0.662
	-	E - NO.	(лно)			
	Т	-	-	-	28.57	-
K BOOMTON JUOTH-	S	-	-	-	247.5	-
летние	f	-	-	-	128.5	-
	C	-	-	-	0.456	-
	Т	8.33	-	-	-	-
Квазиолинналиати-	S	9,6	-	-	-	-
летние	f	-142,2	-	-	-	-
	С	0,616	-	-	-	-
	Т	-	8,0	8,0	8,7	8,0
	S	-	43,2	59,2	48,7	30,6
Квазивосьмилетние	f	-	59,0	70,7	-126,0	-8,7
	С	-	0,444	0,637	0,468	0,652
	Т	4,44	4,76	4,76	4,17	4,76
Квазичетырехлетние	S	15,4	67,8	59,7	91,2	44,2
(49-59мес.)	f	30.6	173,8	-40,8	-68,1	-99,2
	1	00,0				
	C	0,762	0,503	0,662	0,564	0,706
	C T	0,762	0,503	0,662 3,51	0,564	0,706
Квазичетырехлетние	C T S	0,762	0,503 - -	0,662 3,51 43,1	0,564 - -	0,706 - -
Квазичетырехлетние (38–48мес.)	C T S f	0,762 - -	0,503 - -	0,662 3,51 43,1 35,5	0,564 - -	0,706 - -

Квазидвухлетние (31–37мес.)	Т	2,99	2,9	-	2,94	3,08
	S	3,8	65,3	-	57,9	25,3
	f	-27,4	-30,2	-	175,1	-158,2
	С	0,458	0,474	-	0,644	0,507
Квазидвухлетние (25–31мес.)	Т	2,35	2,44	2,44	2,53	2,44
	S	4,6	75,8	117,6	78,9	70,1
	f	106,2	34,0	-27,9	-7,8	-6,3
	С	0,490	0,563	0,763	0,606	0,745

Таблица 97

Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг.

и индекса циркуляции С, рассчитано по данным www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Дмитриев и др., 2018

Период	Параме- тры спектра	Кв. 5	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Кв. 68		
$C - O_9$ (поверхность)								
	Т	-	-	28,57	-	-		
Квазитридцати-	S	-	-	895,6	-	-		
летние	f	-	-	-7,1	-	-		
	С	-	-	0,472	-	-		
	Т	-	-	9,09	9,09	-		
Квазиодиннадцати-	S	-	-	250,9	129,1	-		
летние	f	-	-	177,3	135,4	-		
	С	-	-	0,405	0,496	-		
	Т	8,7	-	-	-	8,33		
K nooring of the second	S	172,5	-	-	-	191,8		
Квазивосьмилетние	f	156,5	-	-	-	85,7		
	С	0,416	-	-	-	0,460		
	Т	6,25	-	-	6,45	6,25		
Кразничести тетлине	S	276,0	-	-	190,7	211,4		
Квазишестилетние	f	-104,2	-	-	-40,5	-18,1		
	С	0,563	-	-	0,439	0,475		
	Т	-	4,08	-	4,44	4,26		
Квазичетырехлетние	S	-	82,3	-	117,8	71,6		
(49–59 мес.)	f	-	161,5	-	157,7	176,8		
	С	-	0,513	-	0,581	0,522		

Квазидвухлетние (31–37 мес.)	Т	2,99	3,03	2,78	2,99	3,03
	S	111,8	98,8	195,5	121,0	117,6
	f	67,6	137,6	-144,3	123,4	121,8
	С	0,419	0,445	0,492	0,496	0,517
	Т	2,47	2,5	2,41	2,5	2,53
Квазидвухлетние	S	223,0	188,7	200,2	187,6	185,2
(25-31 мес.)	f	-15,7	-25,7	-10,8	-18,3	-23,7
	С	0,611	0,588	0,451	0,574	0,625
		$\mathbf{C}-\mathbf{O}_2$	(дно)			
	Т	-	-	-	33,33	33,33
Квазитридцати-	S	-	-	-	1266,7	6126,6
летние	f	-	-	-	-165,6	85,7
	С	-	-	-	0,882	0,796
	Т	-	22,22	-	-	-
Квазивосемнадцати-	S	-	1109,4	-	-	-
летние	f	-	10,6	-	-	-
	С	-	0,467	-	-	-
	Т	10,00	-	-	-	-
Квазиолинналцати-	S	412,2	-	-	-	-
летние	f	30,1	-	-	-	-
	С	0,618	-	-	-	-
	Т	-	7,69	-	-	-
	S	-	931,2	-	-	-
Квазивосьмилетние	f	-	-24,0	-	-	-
	С	-	0,596	-	-	-
	Т	5,88	5,41	6,45	6,45	6,90
	S	224,1	921,4	768,6	306,4	434,3
Квазишестилетние	f	-36,9	-108,2	-123,4	22,4	-111,0
	С	0,487	0,557	0,436	0,407	0,393
	Т	4,44	-	-	5,0	4,76
Квазичетырехлетние	S	162,9	-	-	295,4	849,6
(49–59 мес.)	f	27,3	-	-	-40,3	149,1
	С	0,516	-	-	0,444	0,763
	Т	3,77	3,85	3,64	-	3,33
Квазичетырехлетние	S	131,5	779,1	497,7	-	1246,4
(38–48 мес.)	f	-145,0	-118,8	-156,0	-	176,3
	С	0,520	0,807	0,676	-	0,858
	Т	-	2,99	3,03	3,03	-
Квазилвухлетние	S	-	591,1	456,2	381,2	-
(31–37мес.)	f	-	139,1	121,7	72,7	-
	С	-	0,461	0,418	0,771	-

Квазидвухлетние (25–31 мес.)	Т	2,27	2,38	2,27	2,47	2,27
	S	439,1	835,6	743,1	440,4	1566,4
	f	-59,9	-27,1	-75,4	118,1	129,4
	С	0,772	0,559	0,746	0,719	0,862
	($C - PO_4$ (пон	верхность)			
	Т	-	-	-	28,57	-
Квазитридцати-	S	-	-	-	8,7	-
летние	f	-	-	-	136,8	-
	С	-	-	-	0,761	-
	Т	-	-	10,53	-	9,09
Квазиодиннадцати-	S	-	-	6,6	-	1,3
летние	f	-	-	78,0	-	-59,9
	С	-	-	0,562	-	0,432
	Т	6,9	6,06	-	6,67	-
I/ no new no new no new no	S	2,5	1,3	-	1,5	-
Квазишестилетние	f	-68,0	-24,1	-	-135,0	-
	С	0,708	0,496	-	0,481	-
	Т	-	4,88	-	4,55	-
Квазичетырехлетние	S	-	1,1	-	1,4	-
(49-59 мес.)	f	-	138,7	-	168,3	-
	С	-	0,549	-	0,596	-
	Т		3,33	3,13	3,13	3,28
Квазичетырехлетние	S		1,3	7,1	1,2	1,5
(38–48 мес.)	f		148,6	-164,8	155,8	-33,3
	С		0,628	0,515	0,837	0,539
	Т	2,6	-	-	-	-
Квазидвухлетние	S	1,2	-	-	-	-
(31–37мес.)	f	63,4	-	-	-	-
	С	0,473	-	-	-	-
	Т	2,3	2,25	-	2,5	2,35
Квазидвухлетние	S	1,5	0,9	-	0,7	1,1
(25–31 мес.)	f	-110,7	-91,0	-	28,9	167,5
	С	0,533	0,444	-	0,485	0,408
		$C - PO_4$	(дно)			
	Т	-	-	-	33,33	-
Квазитридцати-	S	-	-	-	102,5	-
летние	f	-	-	-	117,7	-
	С	-	-	-	0,752	-
	Т	-	-	-	11,11	-
Квазиодиннадцати-	S	-	-	-	53,9	-
летние	f	-	-	-	178,1	-
	С	-	-	-	0,824	-

	·		1	1		1
Квазишестилетние	Т	-	6,67	6,45	-	6,06
	S	-	42,6	49,8	-	13,0
	f	-	86,6	163,2	-	-124,3
	С	-	0,606	0,826	-	0,674
	Т	5	4,76	-	4,88	-
Квазичетырехлетние	S	3,6	28,9	-	37,2	-
(49-59 мес.)	f	-164,2	86,1	-	33,6	-
	С	0,676	0,742	-	0,730	-
	Т	3,28	3,64	3,85	-	3,23
Квазичетырехлетние	S	1,6	22,3	18,0	-	11,1
(38-48 мес.)	f	106,3	96,9	98,3	-	20,8
	С	0,459	0,663	0,806	-	0,868
	Т	-	3,03	-	2,94	-
Квазидвухлетние	S	-	25,7	-	16,1	-
(31–37мес.)	f	-	-80,0	-	-61,6	-
	С	-	0,473	-	0,826	-
	Т	2,5	2,33	2,33	2,47	2,25
Квазидвухлетние	S	3,6	42,6	25,5	22,0	11,7
(25-31 мес.)	f	14,1	34,7	97,3	-11,1	-121,2
	С	0,631	0,870	0,768	0,800	0,661
	C	— NO ₃ (по	верхность)		•	
	Т	9,52	-	10,0	-	-
Квазиодиннадцати-	S	12,1	-	70,1	-	-
летние	f	107,1	-	-118,5	-	-
	С	0,671	-	0,573	-	-
	Т	-	-	-	8,0	7,14
Квазишестилетние	S	-	-	-	2,7	23,3
(73-84 мес.)	f	-	-	-	-67,5	61,6
	С	-	-	-	0,414	0,764
	Т	6,25	6,67	-	-	-
Квазишестилетние	S	12,7	10,0	-	-	-
(60-72 мес.)	f	-16,5	104,1	-	-	-
	С	0,490	0,788	-	-	-
	Т	4,44	4,65	-	4,88	4,76
Квазичетырехлетние	S	18,7	5,8	-	4,9	7,6
(49-59 мес.)	f	-13,4	84,2	-	84,8	-133,4
	С	0,733	0,585	-	0,633	0,478
	Т	-	3,51	3,23	-	3,77
Квазичетырехлетние	S	-	4,3	53,2	-	6,7
(38-48 мес.)	f	-	106,3	-74,2	-	89,5
	С	-	0,504	0,682	-	0,568

	Т	-	-	-	2,90	3,03
Квазидвухлетние (31–37мес.)	S	-	-	-	6,7	9,2
	f	-	-	-	103,4	112,2
	С	-	-	-	0,737	0,478
	Т	2,41	2,25	-	2,25	2,27
Квазидвухлетние	S	13,6	7,1	-	8,2	10,3
(25-31мес.)	f	32,6	-51,2	-	-153,4	47,2
	С	0,674	0,686	-	0,668	0,572
		C – NO,	(дно)	•		
	Т	-	-	-	28,57	-
Квазитрилнати-	S	-	-	-	177,4	-
летние	f	-	-	-	-164,7	-
	С	-	-	-	0,886	-
	Т	-	18,18	-	-	-
Квазивосемналиати-	S	-	89,5	-	-	-
летние	f	-	33,4	-	-	-
	С	-	0,509	-	-	-
	Т	-	-	11,76	-	11,11
Квазиодиннадцати-	S	-	-	47,3	-	46,9
летние	f	-	-	25,7	-	-58,5
	С	-	-	0,517	-	0,759
	Т	6,67	6,9	6,45	-	-
	S	13,0	52,0	75,0	-	-
Квазишестилетние	f	149,5	-58,7	-110,5	-	-
	С	0,889	0,584	0,738	-	-
	Т	4,55	4,65	-	4,88	4,76
Квазичетырехлетние	S	8,5	52,0	-	61,7	24,0
(49-59мес.)	f	-13,5	-88,1	-	-20,7	46,1
	С	0,727	0,612	-	0,681	0,639
	Т	-	-	3,17	3,7	3,33
Квазичетырехлетние	S	-	-	66,4	36,8	22,5
(38-48мес.)	f	-	-	24,3	-58,9	-2,3
	С	-	-	0,780	0,642	0,709
	Т	2,74	3,08	-	2,94	-
Квазидвухлетние	S	3,5	78,8	-	47,7	-
(31-37мес.)	f	-62,0	72,2	-	42,7	-
	С	0,540	0,615	-	0,718	-
	Т	2,33	2,3	2,38	2,53	2,44
Квазидвухлетние	S	4,8	72,5	47,1	50,4	23,0
(25-31мес.)	f	-90,7	-37,4	3,5	38,0	9,9
	С	0,779	0,704	0,573	0,736	0,530

Таким образом, результаты крос-спектрального анализа (см. табл. 90– 97) позволяют отметить следующее:

- Характер долгопериодной изменчивости ГХ параметров определяется их положением: в поверхностной СЗ преобладает более высокочастотная часть спектра ДП, чем в глубинной.
- Изменчивость ГХ параметров, как и термохалинных (Дубравин, 2017), в Балтийском море в низкочастотной части спектра ДП в основном определяется внешними силами. Так, на периоде около 30 лет изменчивость параметров обусловлена положением барицентра солнечной системы относительно центра Солнца $D_{6,\mu}$ и экваториальным переносом U, а также индексом циркуляции С⁶². Изменчивость ГХ параметров с периодом около 18 лет обусловлена положением $D_{6,\mu}$ и изменениями солнечной активности, ППОСЛиС, v и U, а также индексом циркуляции С⁶³. Изменчивость ГХ параметров с периодом около 11 лет, обусловлена положением $D_{6,\mu}$ и изменениями солнечной активность ГХ параметров с периодом около 11 лет, обусловлена положением $D_{6,\mu}$ и изменениями солнечной активности, v и U, а также индексами циркуляции W, E и С⁶⁴. Изменчивость ГХ параметров в высокочастотной части спектра ДП, с периодами около 8, 6, 4 лет и квазидвухлетним обусловлена как изменчивостью внешних сил ($D_{6,\mu}$, W, ППОСЛиС, v и U), так и индексов циркуляции атмосферы (W, E и C).
- Данные таблиц 87, 90–97 позволяют понять причину ошибочности вывода полученного в работах (Абрамов, 1966в; Долгопериодная изменчивость..., 1996; Серяков, Гулов, 1970), авторы которых, не отрицая воздействия внешних сил (низкочастотная часть полученного спектра с периодом 5–6 и более лет), считали, что периодичности около 2-х и 3–4-х лет характеризуют собственные колебания системы «океан-атмосфера». В середине второй половины прошлого века еще не существовало достачно длинных временных рядов угловой скорости вращения Земли ν и экваториального стратосферного переноса U, а о барицентре солнечной системы еще не имели понятия⁶⁵, поэтому вполне понятно, что изменчивость гидрометеорологических элементов в высокочастотной части ДП связывалась с

⁶² Следует иметь в виду, что изменчивость U с периодом около 30 лет обусловлена изменением D_{6.п.}, а изменчивость формы C, в свою очередь, обусловлена изменчивостью U, см табл. 87.

⁶³ При этом изменчивость W, ППОСЛиС и v, с периодом около 18 лет обусловлена изменением D_{б.ц.}, а изменчивость форм W, E и C, в свою очередь, обусловлена изменчивостью ППОСЛиС, см табл. 87.

 $^{^{64}}$ Согласно табл. 87, изменчивость формы С с периодом около 11 лет обусловлена положением барицентра $\mathbf{D}_{6.n.},$ изменчивость экваториального переноса U и форм циркуляции Е и С с этим периодом обусловлена солнечной активностью, а изменчивость угловой скорости вращения Земли v, в свою очередь, обусловлена экваториальным переносом U.

⁶⁵ Со ссылкой на Е. А. Леонова отметим, что «выдающийся гелиофизик Т. Ландштайт (Landschedt, 1976, 1983) открыл тесную связь между солнечной активностью и ускорением в движении барицентра Солнечной системы. Он уста-

собственными колебания системы «океан-атмосфера», например, с типами атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E и C).

Вывод, сделанный нами ранее (Дубравин, 2002) при анализе причин долгопериодной изменчивости гидрометеорологических полей «neреход наибольшей тесноты связи между внешними силами и гидрометеоэлементами на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость атмосферы и океана, поскольку внешние силы действуют одновременно, а каждая из них ответственна за свой диапазон частот», может быть дополнен. И тогда имеем: при анализе причин долгопериодной изменчивости гидрометеорологических и гидрохимических полей переход наибольшей тесноты связи между внешними силами и гидрохимическими параметрами, как и гидрометеоэлементами, на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость атмосферы и океана, поскольку внешние силы действуют одновременно, а каждая из них ответственна за свой диапазон частот.

новил, что максимум ускорения движения Барицентра является спусковым механизмом солнечной активности» (Леонов, 2010, С. 128).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Акватория Балтийского моря в целом представлена двумя слоями или структурными зонами (СЗ) (в терминах В. Н. Степанова, 1974): поверхностной (или деятельным слоем) и глубинной. При этом термическая, соленостная, кислородная, фосфатная и нитратная структуры несколько различаются.

В пределах термической структуры выделены: деятельный слой, состоящий из верхнего квазиоднородного, холодного промежуточного и верхней части главного термоклина (до глубины максимального вертикального градиента G^{T}_{max} ~ середина главного термоклина), и глубинная зона, состоящая из нижней части главного термоклина и придонного слоя. Для соленостной, кислородной, фосфатной и нитратной структур получены: деятельный слой, состоящий из верхнего квазиоднородного слоя и верхней части главного гало-, окси-, фосфато- или нитратоклина (до глубины ядра главного слоя скачка — максимального вертикального градиента G^{S}_{max} , G^{O2}_{max} и G^{NO3}_{max} или изофосфаты 1,00 мкмоль Р/кг), и глубинная зона, состоящая из нижней части главного слоя скачка и придонного слоя (Гидрохимический режим, 2017).

Использование немецкого массива данных (из State and Evolution..., 2008) показало:

2. В Южной и Центральной Балтике глубина ядра главного слоя скачка в среднем за год для S, T_w , O_2 , PO_4 и NO_3 возрастает от 15–20 м в Арконском море до 55–75 м в Борнхольмской и Гданьской котловинах, а затем несколько уменьшается до 65 м в Готландской. На входе в Финский залив, где уже заметно влияние речных вод, глубина ядра для этих параметров располагается между 45 и 75 м. Для NH_3 его G^{NH3}_{max} в качестве нижней границы ДС использовать нельзя (Дубравин и др., 2017б).

3. Проведенная с помощью кластерного анализа (модификация Ряховского, 1999) обработка усредненных за 1950–2005 гг. среднегодовых поверхностных или на глубине ядра максимума солености S_{max} значений S, O_2 , PO_4 , NH_3 и NO_3 на регулярной сетке 1×1° в двух вариантах – по пяти параметрам (с учетом солености) и по четырем (без нее):

Позволила для поверхностного слоя Балтийского моря выделить по 6 кластеров (регионов). Кластеры 1–4 в обоих вариантах достаточно схожи: 1 — Ботнического залива, 2 — Финского залива, 3 — Приустьевой I (влияние рек Вислы, Даугавы и Невы), 4 — Приустьевой II (влияние рек Одер, Неман и Пярну), далее по первому варианту 5 — Основной и 6 — Западный, при этом 5-й кластер — Основной — по 1-му варианту, по второму

варианту делится на два: 5 и 6 – Центральный и Южный, соответственно; а 6-й по первому варианту – Западный, по второму варианту распадается, примыкая ко 2-му – Финского залива (кв. 1 и кв. 4) и 6-му – Южному (кв. 2) (Дубравин и др., 2020). Для глубинного слоя по первому варианту выделяется 5 кластеров, по второму – 4, при этом, кластеры 1–4 в обоих вариантах практически схожи: 1– Аландский, 2– Окраинный, 3– Основной, 4 – Готландско-Финский; 5-й кластер – Западный – по 1-му варианту, по второму варианту переходит к 3-му – Основному (кв. 2).

Признаки, по которым выделяются кластеры на поверхности, таковы: регион Ботнического залива - характеризуется пониженными значениями фосфатов; Финского залива – пониженными значения кислорода; Приустьевой I – воды рек Висла, Даугава и Нева – повышенными значениями кислорода, фосфатов и нитратов; Приустьевой II – воды рек Одер, Неман и Пярну – повышенными значения аммония; Западный (по 1-у варианту) – повышенной соленостью; Основной (по 1-у варианту), как и Центральный (по 2-у варианту) — выделяются по остаточному признаку (не имеют ярко выраженных экстремумов), а Южный (по 2-у варианту) — значениями аммония в пределах 0,37÷1,07 мкмоль N/кг. Признаки выделения кластеров на глубине ядра S_{тах} по обоим вариантам таковы: Аландский — характеризуется повышенными значениями фосфатов и аммония; Окраинный – пониженными значениями фосфатов и Готландско-Финский – пониженными значениями нитратов; Западный (по 1-у варианту) – повышенной соленостью, Основной – выделяется по остаточному признаку (не имеет ярко выраженных экстремумов).

Подтверждение схожести районирования по обоим вариантам получено и количественно для обеих СЗ. Так, для поверхностной – для обоих вариантов для кластеров 1,2,4-6 прямая зависимость отмечается только для соотношения NH₃-NO₃, с невысокой значимой связью r = 0,30; а обратная для соотношений О₉-PO₄ с высокой отрицательной значимой связью r = (-0,57). Для кластеров 3,4 – только обратная зависимость для соотношений PO,-NH_a (с высокой значимой отрицательной связью – r = (-0,63)÷(-0,62) или NH₂-NO₂ (с невысокой значимой отрицательной связью – r = (-0,34)÷(-0,28)). Для глубинной – для обоих вариантов для кластеров 1,3,4 прямая зависимость отмечается только для соотношения PO_4 -NH₈, с высокой значимой связью r = 0,72÷0,73.

4. На основании статистического анализа I. Cochrane (1956) рассчитаны среднегодовые и среднемесячные статистические S,O₀-; S,PO₄-; S,NH₄и S,NO₀-диаграммы для поверхностной и глубинной СЗ вод Балтийского моря. Используя эти S,ГХ-диаграммы, для каждого из параметров получены среднегодовые и среднемесячные ГХ-индексы для ядер поверхностных – Западная (ПовЗБ) и Восточная (ПовВБ) и глубинных – Западная (ГлЗБ) и Восточная (ГлВБ) водных масс. Выполнена статистическая оценка (среднее, максимум, минимум) термохалинных и гидрохимических характеристик СЗ и ВМ Балтийского моря на уровне ядра, средних за период 1950-2005 гг. Показано, что в пределах поверхностной СЗ характер связи между соленостью и ГХ параметрами сохраняется не для всех элементов: прямая только с фосфатами; обратная — с кислородом и нитратами. При этом теснота связи между S и PO_4 выше для ПовЗБ, чем для ПовВБ, а между S и O_2 или NO_3 , наоборот, выше для ПовВБ. Для глубинной C3 нет ни одного параметра, для которого характер связи между соленостью и параметром сохранялся бы в пределах всей зоны. При этом для ГлВБ теснота связи, как положительная, так и отрицательная, между соленостью и параметром значительно выше, чем для ГлЗБ (положительная с NH_4 и PO_4 ; отрицательная с NO_3 и O_2) (Дубравин, Капустина, 2019).

5. Исследование пространственно-временной структуры гидрохимических полей в Балтийском море с помощью модели временного ряда (уравнение (1.3) из Дубравин, 2014), исходный ряд (ИР) которого состоит из короткопериодной (КП) (нерегулярной внутрисуточной (ВСИ), регулярного суточного хода (СХ) и синоптической (СИ)) и долгопериодной (ДП) (нерегулярной внутригодовой (ВГИ), регулярного сезонного хода (СезХ) и межгодовой (МГИ)) возможно только при наличии рядов наблюдений с дискретностью от 1 ч. до 1 сут. Такими данными мы располагаем только по Западной Балтике (Аркона Бэсин, Дарсс Силл, Киль и Фемарн-Бельт) для относительного содержания кислорода (%) (BSH/DOD(M42) за 2003–2016 гг. (соглашение 2518/2016–075). Расчеты показали следующее:

Удельный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для относительного содержания кислорода (%) на поверхности с часовой дискретностью меняется в пределах от 56 % (Дарсс Силл) до 94 % (Фемарн-Бельт), при этом на долю СезХ приходится от 18 % (Киль) до 45 % (Аркона Бэсин). При увеличении дискретности от 1 ч. до 1 мес. относительная доля вклада СезХ О₂ (%) возросла на 1 % (Фемарн-Бельт) \div 17 % (Дарсс Силл), а относительная погрешность в определении доли вклада СезХ составила от 6–12 % (Фемарн-Бельт и Аркона Бэсин) до 34–79 % (Киль и Дарсс Силл). Таким образом, для поверхностного О₂ (%) использование данных с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для О₂ (%) на западе и юге Балтики составляет от 24 % (Фемарн-Бельт и Киль) до 50 % (Аркона Бэсин).

Удельный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для относительного содержания кислорода (%) у дна с часовой дискретностью меняется в пределах от 59% (Дарсс Силл) до 94% (Фемарн-Бельт), при этом на долю СезХ приходится от 33% (Дарсс Силл) до 64% (Фемарн-Бельт). При увеличении дискретности от 1 ч. до 1 мес. удельная доля вклада СезХ О₂ (%) возросла на 4% (Фемарн-Бельт) \div 15% (Аркона Бэсин) и на 23% (Дарсс Силл и Киль), а относительная погрешность в определении удельной доли вклада СезХ составила от 7–28% (Фемарн-Бельт и Аркона Бэсин) до 43–70% (Киль и Дарсс Силл). Поэтому, для O₂ (%) у дна использование данных с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для O₂ (%) вблизи дна на Западе и Юге Балтики составляет от 56% (Дарсс Силл) до 77% (Киль).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, исследование пространственно-временной структуры относительного содержания кислорода (O_2 %) в Западной Балтике с помощью модели временного ряда (уравнение 1.3) показало, что удельный вклад компонент кислорода (%) в общую дисперсию зависит от местных условий (удаленности от Датских проливов, положения по вертикали и рельефа дна) и длины ИР (при наличии или отсутствии экстремальных гидрометеорологических ситуаций) (Дубравин и др., 2017а).

6. Исследование пространственно-временной структуры гидрохимических полей в Балтийском море с помощью модели временного ряда (уравнение (1.4) из Лаппо и др., 1990), исходный ряд (ИР) которого состоит только из ДП, включающей ВГИ, СезХ и МГИ по данным (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html) для O₂ (мкмоль O₃/кг), PO₄ (мкмоль Р/кг) и NO₃ (мкмоль N/кг) на поверхности и у дна за 1949–2018 гг. в характерных точках Балтики — в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) показало следующее.

Для растворенного кислорода на поверхности вклад СезХ в дисперсию ДП преобладает (колеблется между 73% (кв. 36) и 85% (кв. 5 и кв. 47), наименьший вклад приходится на МГИ – (меняясь от 4% (кв. 11 и кв. 47) до 10% (кв. 68)). Для придонного O_2 преобладающей составляющей для всей СЗ выделить нельзя, при этом вклад СезХ в дисперсию ДП меняется от 2% (кв. 47) до 11÷22% (в квадратах 36, 11 и 68) и до 77% в кв. 5; на вклад ВГИ приходится от 18% (кв. 5) до 32–38% (кв. 68 и кв. 47) и до 41–45% (кв. 11 и кв. 36); а доля МГИ – от 5% (кв. 5) до 43–46% (в квадратах 11, 36 и 68) и до 60% (кв. 47).

Для фосфатов на поверхности вклад СезХ в дисперсию ДП для большинства квадратов является доминирующим, возрастая от 42÷52% (кв. 5 и кв. 11) до 67÷75% (кв. 47 и кв. 68), за исключением кв. 36, в котором относительная доля СезХ минимальна (≈ 2%); при этом доли ВГИ и МГИ в этом квадрате, наоборот, максимальны (61 и 37%, соответственно), а минимальный вклад в ДП для ВГИ и МГИ отмечается в кв. 68 (13 и 12%, соответственно). Для придонных РО₄ вклад МГИ в дисперсию ДП для большинства квадратов является доминирующим, возрастая от 37÷45% в кв. 68 и кв. 36 до 57÷70% в кв. 11 и кв. 47, за исключением кв. 5, в котором относительная доля МГИ составила 33%, занимая промежуточную долю между СезХ = 24% и ВГИ = 43%; при этом доля СезХ в дисперсию ДП минимальна для всех регионов (возрастая от 2% в кв. 47 до 7–10% в кв. 11 и кв. 36 и до 24–27% в кв. 5 и кв. 68.

Для поверхностных нитратов вклад СезХ в дисперсию ДП, как и для PO₄, для большинства квадратов является доминирующим, возрастая от 54÷63% (кв. 11 и кв. 5) до 74÷77% (кв. 47 и кв. 68), за исключением, как и для PO₄, кв. 36, в котором относительная доля СезХ минимальна ($\approx 16\%$); при этом доли ВГИ и МГИ в этом квадрате, наоборот, максимальны (59 и 26%, соответственно); минимальный вклад в ДП для ВГИ и МГИ отмечается в кв. 68 – 17 и 5%, соответственно. Для NO₃ на дне вклад МГИ в дисперсию ДП для квадратов 11, 47 и 68, как и для PO₄, 308

является доминирующим, возрастая от $50\div54\%$ в кв. 11 и кв. 68 до 62% в кв. 47, за исключением кв. 36, в котором доля МГИ составила 46%, занимая промежуточную долю между СезХ = 3% и ВГИ = 51% и кв. 5, в котором удельный вклад МГИ — минимален (17%); при этом доля СезХ минимальна для большинства регионов, возрастая от $1\div3\%$ (кв. 47 и кв. 36) до $5\div7\%$ (кв. 11 и кв. 68), однако, в кв. 5, наоборот, вклад СезХ преобладает — 44%.

Анализ ДП (сезонной и межгодовой) изменчивости ГХ (O_2 , PO_4 и NO_3) параметров в Балтике, выполненный для характерных точек (квадраты 5, 11, 36, 47 и 68) в среднем за 1949–2018 гг. по www.nodc.noaa.gov/about/ oceanclimate.html, показал следующее:

7. Как известно (Берникова, 1980; ГХУ, 1994), сезонный ход кислорода на Балтике в поверхностном слое характеризуется весенним максимумом и летним минимумом. Кривые СезХ кислорода на поверхности в характерных точках не стали исключением: максимум в СезХ O_2 для большинства регионов наступает в апреле (в кв. 5 – в марте), а минимум во всех квадратах приходится на август. При этом эти кривые отличаются подобием – теснота связи между ними очень высокая r = 0,934÷0,995. Таким образом, поверхностные кривые СезХ O_2 во всех регионах характеризуются годовой волной: с квотой, возрастающей от $q_I = 0.85$ (кв. 68) до $q_I = 0.97$ (кв. 5); амплитудой – от $A_I = 53,6$ мкмоль $O_2/$ кг (кв. 47) до $A_I = 61,7$ мкмоль $O_2/$ кг (кв. 68) и датой наступления максимума от $T_{maxI} = 22.02$ (Кв. 5) до $T_{maxI} = 06.03$ (кв. 36).

Кривые СезХ растворенного кислорода вблизи дна в характерных точках моря, по сравнению с поверхностными, отличаются меньшей схожестью – подобие кривых характерно для квадратов 5, 11 и 36 (с теснотой r = 0,91÷0,96). Максимум в СезХ О₉ для этих квадратов наступает в феврале-марте, а минимум – приходится на август-сентябрь. Меньшим подобием с этими кривыми отличается кв. 68 (с максимумом в годовом ходе в феврале и минимумом – в июле и теснотой связи между ним и квадратами 5, 11 и $36 - r = 0.60 \div 0.76$). Наименьшей теснотой прямой связи – r = 0,33÷0,51 характеризуется кв. 47 с квадратами 5, 11 и 36 и слабой обратной, с кв. 68 - r = (-0, 24). Тем не менее, все кривые СезХ О₂ характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от q₁ = 0,68 (кв. 47) до q₁ = 0,95÷0,97 (кв. 5, 11); амплитудой от A₁ = 3 мкмоль O₉/кг (кв. 47) до $A_1 = 22 \div 53$ мкмоль $O_2/\kappa\Gamma$ (квадраты 36, 11, 68) и до $A_1 = 94$ мкмоль $O_2/\kappa\Gamma$ (кв. 5); с наступлением максимума от $T_{maxI} = 05.01$ (кв. 68) до $T_{maxI} = 14 \div 25.02$ (квадраты 5, 11 и 36) и до Т_{тах} = 20.04 (кв. 47). Сравнение кривых СезХ кислорода в характерных точках на поверхности и вблизи дна показало определенное сходство: наступление максимумов в феврале-апреле и минимумов – в июле-сентябре. Расчеты выявили высокую тесноту синхронной связи между поверхностными и придонными кривыми СезХ О₂ в кв. 11, 36 и 5 (г = 0,94÷0,98). В кв. 68 и кв. 47 теснота связи ослабевает до (r = $0,51 \div 0,55$).

Как известно (ГХУ, 1994; Гидрохимический режим, 2017), сезонный ход биогенов в поверхностном слое Балтики имеет однотипный характер с максимумом зимой и минимумом летом. Кривые СезХ фосфатов на поверхности в характерных точках также не стали исключением: максимум в СезХ РО₄ для большинства регионов наступает в феврале (в кв. 47 — в марте), а минимум в большинстве квадратов приходится на август (в кв. 68 — на июль). Эти кривые СезХ в основном отличаются подобием — теснота связи между ними очень высокая r = 0,93÷0,99. Исключение составляет кв. 36, для которого теснота связи между ним и остальными квадратами снижается до — r =0,61÷0,67, в этом регионе (согласно Nausch, Nehring, 1996) в СезХ хорошо прослеживается влияние поступления фосфора с речным стоком. Тем не менее, все кривые СезХ РО₄ характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от $q_I = 0,40$ (кв. 36) до $q_I = 0,92\div0,96$ (квадраты 47, 5, 11 и 68); амплитудой от $A_I = 0,10$ мкмоль Р/кг (кв. 36) до $A_I = 0,22\div0,24$ мкмоль Р/кг (квадраты 5, 47, 11) и до $A_I = 0,37$ мкмоль Р/кг (кв. 68); с наступлением максимума от $T_{maxI} = 10.01$ (Кв. 5) до $T_{maxI} = 28.01$ (кв. 36 и 47).

Сравнивая кривые СезХ ${\rm O_2}$ и PO₄ на поверхности в характерных точках моря, можно говорить о некотором их подобии. Так, между ними в кв. 5, 47 и 11 выявлена значительная теснота синхронной связи (r = 0,66÷0,70), однако в кв. 68 и 36 теснота связи ослабевает до r = 0,56 и r = 0,40.

Кривые СезХ фосфатов вблизи дна в характерных точках моря, как и для придонного О₆, по сравнению с поверхностными, отличаются меньшим подобием - (только кривые в квадратах 11, 36 и 47, с высокой теснота связи – r = 0,85÷0,94). Максимум в СезХ РО₄ для этих квадратов наступает в сентябре и ноябре (кв. 11), а минимум – приходится на апрель-май. Меньшим подобием с этими кривыми отличается кв. 5 – теснота связи между ним и квадратами 11, 36 и 47 снижается до r = 0,71÷0,82, с максимумом в годовом ходе в сентябре и минимумом в мае. Наименьшей теснотой прямой связи – r = 0,31÷0,55 характеризуется кв. 68 с квадратами 11, 36 и 47 и слабой обратной, с кв. 5 – r = (-0,03). Тем не менее, все кривые СезХ придонных РО, характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от q₁ = 0,86÷0,87 (квадраты 47, 5, 68) до q₁ = 0,93÷0,94 (кв. 36 и кв. 11); амплитудой от A₁ = 0,2÷0,3 мкмоль Р/кг (кв. 5 и кв. 47) до $A_1 = 0,70 \div 0,84$ мкмоль Р/кг (квадраты 68, 36, 11); с наступлением максимума от T_{maxI} = 14.07 (Кв. 68) до T_{maxI} = 03÷20.09 (квадраты 47, 36 и 11) и до Т_{тах} = 17.10 (Кв. 5).

Сравнивая кривые СезХ РО₄ на поверхности и вблизи дна, можно говорить об их противофазности. Наибольшая отрицательная синхронная связь между поверхностными и придонными кривыми отмечается в кв. 68 (r = (-0,90)), снижаясь до r = (-0,66) в кв. 47 и до r = (-0,47)÷(-0,52) в кв. 36 и кв. 11. Что касается кв. 5, то в нем синхронная связь между этими кривыми становится слабоположительной (r = 0,16).

Кривые СезХ NO₃ в характерных точках на поверхности, как и кривые СезХ O₂ и PO₄, отличаются подобием — теснота связи между ними высокая r = $0,75\div0,98$. Максимум в СезХ нитратов для большинства квадратов наступает в феврале (в кв. 36 и кв. 47 — в марте), а минимум для большинства квадратов приходится на август (в кв. 68 — на июль).

Все поверхностные кривые СезХ NO₃ характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от $q_I = 0,79\div0,81$ (квадраты 5, 11, 36) до $q_I = 0,86\div0,87$ (кв. 47 и кв. 68); амплитудой от $A_I = 1,41\div1,75$ мкмоль N/кг (квадраты 11, 5 и 47) до $A_I = 3,34\div3,74$ мкмоль N/кг (кв. 36 и кв. 68); с наступлением максимума от $T_{maxI} = 16.\div22.01$ (квадраты 68, 5 и 11) до $T_{maxI} = 29.01\div05.02$ (кв. 47 и кв. 36).

Сравнение поверхностных кривых Ce3X NO₃, PO₄ и O₂, выявило высокую теснота связи между NO₃ и PO₄ для большинства регионов (от r = 0,95 (кв. 5) до r = 0,99 (кв. 47)) и только в кв. 36 теснота связи заметно ослабевает (до r = 0,55). Между Ce3X NO₃ и O₂ — теснота связи меняется от r = 0,44 (кв. 68) до r = 0,56÷0,64 (квадраты 11, 47 и 5) и до r = 0,72 (кв. 36).

Кривые СезХ NO₃ в этих точках моря у дна можно разделить на две группы: с одной стороны, это квадраты 11, 36 и 47 – теснота связи между 11 и кв. 36 – r = 0,60, а между кв. 11 и кв. 47 – r = 0,88, хотя теснота связи между кв. 36 и кв. 47 снижается до r = 0,29, для которых максимум в СезХ отмечается в январе-марте, а минимум – в сентябре-ноябре. С другой, — кв. 5 и кв. 68, для которых теснота связи — r = 0.68, с внутригодовым максимумом в феврале и минимумом в мае и июле, соответственно. Тем не менее, большинство кривых СезХ придонных NO₃ характеризуются годовой волной с квотой первой гармоники от q₁ = 0,60÷0,63 (кв. 47, кв. 36) до q₁ = 0,72 (кв. 5) и до q₁ = 0,91 (кв. 11). Однако в кв. 68 вклад годовой волны уменьшается до q₁ = 0,34. При этом амплитуда годовой гармоники убывает от А, = 2,1 до 1,1, до 0,7 и до 0,4 мкмоль N/кг (соответственно в квадратах 5, 11, 36 и 47), а затем слегка растет до A_r = 0,5 мкмоль N/кг в кв. 68. Максимум годовой волны раньше всего наступает в кв. 68 и кв. 5 (Т_{тахI} = 17.-20.12), смещаясь на февраль-март следующего года (T_{maxI} = 02.02 в кв. 36 и T_{maxI} = 10.÷25.03 в кв.47 и кв. 11).

Сравнение поверхностных и придонных кривых Ce3X NO₃ выявило некоторое их подобие: наибольшая синхронная связь между этими кривыми приходится на кв. 5 (r = 0,80), снижаясь до r = 0,72 в кв. 36, до r = 0,66 в кв. 11 и до r = 0,55 \div 0,59 в кв. 68 и кв. 47.

Сравнение придонных кривые Ce3X NO₃, O₂ и PO₄ в исследуемых точках показало, что наибольшая теснота синхронной связи между кривыми O₂ и NO₃ приходится на кв. 11 (r = 0,96), в кв. 36 и 68 теснота связи уменьшается до r = 0,56÷0,61, а в кв. 5 и 47 – до r = 0,38÷0,46, а между придонными кривыми PO₄ и NO₃ как и между кривыми O₂ и PO₄, теснота связи отрицательная. При этом максимальная обратная теснота синхронной связи отмечается для кв. 11 – r = (-0,92), в кв. 68 и кв. 36 теснота связи снижается до r = (-0,62)÷(-0,64), а в кв. 47 – до r = (-0,49). Однако в кв. 5 теснота связи между кривыми придонных фосфатов и нитратов меняется с отрицательной на положительную – r = 0,51.

8. Анализ кривых МГИ содержания растворенного кислорода (мкмоль O_2/kr) на поверхности в характерных точках моря на общем интервале (1958–2017 гг.) позволил выявить их линейные тренды: в кв. 5 – $Tr_{O2} = (-0,233)$ мкмоль O_2/kr *год; кв. 11 – $Tr_{O2} = (-0,019)$ мкмоль O_2/kr *год;

кв. 36 — Tr_{O2} = 0,203 мкмоль O_2/kr^* год; кв. 47 — Tr_{O2} = (-0,197) мкмоль $\text{O}_2/$ кг * год; кв. 68 — Tr_{O2} = (-0,423) мкмоль O_2/kr^* год. Поэтому вполне понятны достаточно высокие значения тесноты связи в поле поверхностного кислорода между кв. 5 и кв. 11 (r = 0,61) или кв. 47 (r = 0,72) или кв. 68 (r = 0,53), а также между кв. 47 и кв. 68 (r = 0,66). Пересчет тренда на собственном интервале в кв. 36 (1954–2018 гг.) подтвердил рост содержания кислорода (Tr_{O2} = 0,157 мкмоль O_2/kr^* год), а в кв. 11 выявил смену тенденции — очень слабое падение за 1958–2017 гг. сменилось за (1949–2018 гг.) ростом (Tr_{O2} = 0,127 мкмоль O_2/kr^* год).

Анализ кривых МГИ О, вблизи дна показал: в кв. 5 (1952–2017 гг. – Tr₀₂ = (-0,475) мкмоль O₂/кг^{*}год); кв. 11 (1954–2017 гг. – Tr₀₂ = (-0,255) мкмоль О₉/кг*год); кв. 36 (1952–2018 гг. – Тг₀₂ = (-0,664) мкмоль О₉/кг*год); кв. 47 (1963–2017 гг. – Тг_{ор} = (-0,25) мкмоль О₉/кг*год); кв. 68 (1969– 2018 гг. – Tr₀₂ = (-0,458) мкмоль O₂/кг*год). Пересчет тренда в этих точках на общем интервале (1969-2017 гг.) не выявил смены тенденции, однако величины тренда заметно изменились, возрастая от (-0,07) мкмоль O_{9} /кг*год в кв. 47 до (-0,22)÷(-0,38) в кв. 5 и кв. 68 и до (-0,42)÷(-0,49) мкмоль О_у/кг*год в кв. 11 и кв. 36. При этом наибольшим подобием отличаются кривые МГИ придонного содержания O_{0} в кв. 11 и 36 (r = 0,61), несколько меньшим подобием характеризуется кривая в кв. 47 (снижение до (r = 0,32÷0,39) между кв. 36 и кв. 47 или между кв. 11 и кв. 47). Что касается кривых в кв. 5 и кв. 68, то для первой характерно достаточно монотонное понижение содержания кислорода на всем интервале, а для второй – сначала (1969–1992 гг.) резкий рост – на 9,02 мкмоль O₉/кг*год, а затем (1992–2018 гг.) резкое снижение – на 5,44 мкмоль О₉/кг*год (слабоположительные или слабоотрицательные значениями г между кв. 68 и всеми остальными регионами).

Расчеты МГИ РО₄ на поверхности на общем интервале 1964–2017 гг. показали, что наибольшей теснотой связи отличаются квадраты 5, 11 и 47 (r = 0,74÷0,88); теснота связи между кв. 36 и первыми тремя уменьшается до (r = 0,15÷0,23); а между кв. 68 и всеми остальными теснота связи меняется от r = 0,04÷0,12 (между кв. 68 и кв.5 или кв.11) до r = 0,25÷0,38 (между кв. 68 и кв.36 или кв.47). При этом выявлены линейные тренды, меняющиеся от Tr_p = 0,002 мкмоль Р/кг*год (кв. 47 и кв. 68) до Tr_p = 0,003 мкмоль Р/кг*год (кв. 5 и кв. 11) и до Tr_p = 0,009 мкмоль Р/кг*год (кв. 36).

Анализ кривых МГИ РО₄ вблизи дна на своем интервале определил их линейные тренды: в кв. 5 (1955–2017 гг.) и кв. 47 (1963–2017 гг.) – $Tr_{PO4} = 0,005$ мкмоль Р/кг*год; в кв. 68 (1969–2018 гг.) – $Tr_{PO4} = 0,011$ мкмоль Р/кг*год; в кв. 11 (1955–2017 гг.) и кв. 36 (1955–2018 гг.) – $Tr_{PO4} = 0,020\div0,027$ мкмоль Р/кг*год. Однако следует отметить, что между 1990 и 1994 гг. в характерных точках в межгодовой изменчивости фосфатов происходит смена тенденции, в основном с положительной на отрицательную (кв. 11, 36 и 47), а в кв. 68, наоборот, с отрицательной на положительную.

Расчеты МГИ поверхностного NO₃ на общем интервале 1969–2017 гг. показали, что наибольшей теснотой связи в поле нитратов отличаются

квадраты 5, 11 и 47 (г = 0,58÷0,74); теснота связи между кв. 68 и первыми тремя уменьшается до (г = 0,23÷0,47); а между кв. 36 и всеми остальными теснота связи — незначима — меняется от слабоположительной г = 0,003 (между кв. 36 и кв. 47) до слабоотрицательной г = (-0,016)÷(-0,020) (между кв. 36 и кв. 5 или кв. 68 или кв. 11). При этом выявлены линейные тренды, меняющиеся от Tr_p = (-0,011) мкмоль N/кг*год (кв. 5 и кв. 11) до Tr_p = (-0,001) мкмоль N/кг*год (кв. 5 и кв. 11) до Tr_p = (-0,001) мкмоль N/кг*год (кв. 47), до Tr_p = 0,014 мкмоль N/кг*год (кв. 68) и до Tr_p = 0,106 мкмоль N/кг*год (кв. 36). При пересчете на общий интервал 1980–2016 гг., величина отрицательного линейного тренда поверхностных нитратов в квадратах 5, 11 и 47 возросла до Tr_p = (-0,024)÷ (-0,041) мкмоль N/кг*год, в кв. 36 снизилась до Tr_p = 0,046 мкмоль N/кг*год, а в кв. 68 положительная тенденция сменилась отрицательной (Tr_p = (-0,016) мкмоль N/кг*год).

Анализ кривых МГИ NO₃ вблизи дна в характерных точках моря на своем интервале за 1964–2018 гг. выявил линейные тренды: в кв. 68 и кв. 5 отмечается очень слабый или слабый рост – $Tr_{NO3} = 0,0002\div0,008$ мкмоль N/кг*год. Однако в кв. 47 и 36 наблюдается падение – $Tr_{NO3} = (-0,017)\div(-0,026)$ мкмоль N/кг*год) или слабое падение – $Tr_{NO3} = (-0,002)$ мкмоль N/кг*год (кв. 11). Однако следует отметить, что между 1987 и 1994 гг. в характерных точках в межгодовой изменчивости NO₃, как и O₂ или PO₄, происходит смена тенденции, в основном с положительной на отрицательную (квадратах 5, 11, 36 и 68), а в кв. 47 слабое падение сменилось более сильным.

9. Учитывая подобие СезХ поверхностных биогенов и кислорода, была сделана проверка справедливости такого подобия и для их межгодовой изменчивости. По данным корреляционного анализа, между МГИ NO₃ и PO₄ на поверхности на общем интервале 1969–2017 гг. отмечается невысокая значимая теснота связи для квадратов 11 (r = 0,30) и 47 (r = 0,40). Для остальных квадратов теснота связи незначима (от r = 0,08÷0,09 – кв. 68 и кв. 36 до r = 0,13 – кв. 5). Теснота связи между МГИ NO₂ и O₂, на том же интервале такова: невысокая значимая теснота связи только для кв. 5 (r = 0,42), а для остальных квадратов теснота синхронной связи не значима — слабоположительная (r = 0,19 в кв. 47) или слабоотрицательная (от r = (-0,06) в кв. 36 до r = (-0,09) в кв. 11 и до r = (-0,18) в кв. 68). Таким образом, подобие МГИ NO₃, PO₄ и О, в характерных точках на поверхности Балтики скорее исключение, чем правило. Иными словами, кроме общих процессов, управляющих долгопериодной изменчивостью гидрохимических параметров (в основном сезонной составляющей), для межгодовой составляющей ДП этих параметров важны также и локальные процессы, которые в отдельных регионах являются преобладающими (например, речной сток).

10. Межгодовая изменчивость O₂, PO₄ и NO₃ в характерных точках на поверхности и у дна подтверждает вывод, сделанный для кислорода (в Дубравин, Нагорнова, 2007), «о важности длительности анализируемых гидрохимических рядов, так как при анализе различных участков

временного ряда исследователи могут приходить к разным выводам, вплоть до противоположных».

11. Известно (Fonselius, Valderrama, 2003), что для содержания O_2 в деятельном слое Балтийского моря размах сезонной изменчивости выше межгодовой. По оценкам (в Дубравин, Нагорнова, 2007) на поверхности Гданьского бассейна размах МГИ O_2 значительно меньше размаха его СезХ. Возвращаясь к данным долгопериодной изменчивости ГХ в характерных точках моря, отметим, что соотношение размаха СезХ и МГИ:

- для кислорода на поверхности меняется от 1,3÷1,4 в кв. 36 и кв. 68 до 2,2÷2,3 в кв. 5 и кв. 11 и до 3,3 в кв. 47;
- для кислорода на дне сначала убывает от 2,1 в кв. 5 до 0,4; 0,3 и 0,1 соответственно в квадратах 11, 36 и 47, а затем растет до 0,5 в кв. 68;
- для фосфатов на поверхности, в основном, меняется от 0,8÷0,9 в кв. 5 и кв. 11 до 1,0÷1,4 в кв. 47 и кв. 68, и только в кв. 36 соотношение снизилось до 0,1;
- для фосфатов на дне убывает от 0,7÷0,8 в кв. 68 и кв. 5 до 0,3 в кв. 11 и кв. 36 и до 0,1 в кв. 47;
- для нитратов на поверхности меняется от 0,3 в кв. 36 до 1,0÷1,8 в кв. 11 и кв. 5 и до 2,1÷2,3 в кв. 68 и кв. 47;
- для нитратов на дне убывает от 1,4 в кв. 5 до 0,2÷0,3 в квадратах 36, 11 и 68 и до 0,1 в кв. 47.

Таким образом, можно говорить не только о подтверждении вывода о превышении размаха МГИ над СезХ для биогенов в Гданьском бассейне, сделанном в начале 90-х годов (в ГХУ..., 1994), но и об устойчивости во времени превышения межгодовой изменчивости над сезонной.

12. Спектральный анализ временных рядов O₃, PO₄ и NO₃ на поверхности и у дна в характерных точках моря позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,2÷2,6 и 2,7÷3,1 года), квазичетырехлетние (пики 3,2÷4,1 и 4,2÷4,9 года), квазишестилетние (пик 5,0÷6,9 года) (за исключением поверхностного кислорода), квазивосьмилетние (пик 7,1÷9,1 лет) (за исключением придонных кислорода и фосфатов) и квазиодиннадцатилетние (пик 9,5÷13,3 года). Кроме того, только для придонных нитратов выделяется квазивосемнадцатилетняя цикличность с пиком 16,7 года в кв. 11. Одним из важнейших свойств временного хода спектральных составляющих ГХ (O₉, PO₄ и NO₉) параметров на поверхности и вблизи дна является наличие пульсаций, т.е. чередование периодов наибольших изменений амплитуды и почти полного их затухания. При этом моменты наибольших колебаний и затухания в разных циклах не совпадают, как в пределах одной квазицикличности, так и отдельного параметра. Подобное отмечалось и для Т, на Кольском разрезе в слое 0-200 м (Карпова и др., 1991) или в кв. Смеда (Дубравин и др., 1999), для переноса вод (водообмена) через Фареро-Шетландский пролив (Дубравин, Навроцкая, 2000), а также для гидрометеорологических и термохалинных параметров в Балтийском море (Дубравин, 2014, 2017).

13. Долгопериодная изменчивость ГХ параметров обусловлена как механизмами взаимодействия океана и атмосферы, так и внешними

(вынуждающими) геокосмическими силами. В качестве вынуждающих сил выбраны: расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца D_{6.1}, солнечная активность (числа Вольфа) W, потенциал приливообразующих сил Луны и Солнца ППОСЛиС, экваториальный стратосферный перенос U и угловая скорость суточного вращения Земли v, а в качестве параметров механизма взаимодействия океана и атмосферы — индексы циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса (западный перенос W, восточный E и меридиональный C).

Показано (дисперсионный анализ), что с изменением длины рядов вынуждающих сил, полученных на разных временных интервалах, меняется и временная структура этих рядов. Из гелио- и геокосмических сил наибольшей устойчивостью временной структуры отличаются $D_{6.n.}$ и ППОСЛиС, для которых размах колебаний относительной доли СезХ в дисперсию ДП составляет 0,005% (0,0001÷0,0052) и 0,6% (51,4÷52,0), а относительной доли МГИ в дисперсию ДП – 0,1% (98,5÷98,6) и 0,8% (43,9÷44,7). Для W размах колебаний относительной доли составляющих ДП – 0,1% (0,03÷0,12) для СезХ, и 3,2% (86,6÷89,8) для МГИ. Из индексов циркуляции атмосферы наименьшим размахом колебаний относительной доли СезХ отличается форма С – 2,7 (2,0÷4,7), наибольшим – форма E – 10,2% (1,9÷12,1), а для относительной доли МГИ – наименьшим размахом – форма E – 2,5% (17,6÷20,1), наибольшим – форма W – 5,6% (12,6÷18,2).

По данным спектрального анализа, на спектрограмме положения барицентра (интервал 1900–2019 гг.) отмечаются пять пиков – 5,6; 6,7; 7,8; 13,3 и 20,0 лет; спектрограмме солнечной активности W (интервал 1850–2019 гг.) выделяются восемь пиков спектральной плотности на периодах 2,1; 2,8; 3,2; 4,8; 5,7; 8,0; 11,1 и 18,2 года; сходные пики (один или несколько) можно найти на спектрограммах вынуждающих сил и индексов циркуляции атмосферы (W, E и C). Для ППОСЛиС (интервал 1850–2019 гг.) наблюдается три пика – 3,8; 4,8 и 18,3 года; для v (интервал 1956–2010 гг.) выявляются два пика – 2,4 и 5,4 года; для U (интервал 1954–2010 гг.) обнаруживается три пика – 2,4; 4,9 и 18,2 года.

С помощью кросс-спектрального анализа внешних сил показано, что изменчивость экваториального переноса U с периодами 2,4 и 11,8 года, а также угловой скорости вращения Земли с периодами 2,4 и 3,1 обусловлена изменением солнечной активности W (подтверждено мнение высказанное в работах (Ривин, 1989; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Сидоренков, 1998; Дубравин, Навроцкая, 2000; Леонов, 2010)). Пики на спектрограммах индексов циркуляции атмосферы с периодами от квазидвухлетнего до квазиодиннадцатилетнего также обусловлены изменением солнечной активности W. Однако изменчивость v и U с периодом 5,6÷5,7 года обусловлена изменением ППОСЛиС.

Следует иметь в виду, что квазицикличности внешних факторов (вынуждающие силы: W, ППОСЛиС, U, v и индексы W, E, C), хотя и получены в результате анализа солнечно-земных связей, но своим происхождением обязаны ритмике планет Солнечной системы. Поскольку

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

пики на спектрограммах большинства внешних сил и индексов циркуляции атмосферы от квазидвухлетних до квазишестилетних и квазивосемнадцатилетние обусловлены изменением положения барицентра Солнечной системы. А если это так, то приходится только поражаться прозорливости Г. К. Ижевского (1964), утверждавшего, что долгопериодная изменчивость гидрометеорологических параметров создается одновременным влиянием как механизма взаимодействия «океана и атмосферы», так и внешних геокосмических сил. Именно внешние к гидрометеопроцессам факторы сами создаются внешними (для этих факторов) процессами, обусловленными электромагнитным взаимодействием Космоса с Солнцем и Землей (Леонов, 2010; Дмитриев и др., 2011). Поэтому, несмотря на то, что внешние факторы, показанные на рисунках 8-10 и 170-174, - сами результат ритмики Солнечной системы, тем не менее они могут служить предикторами для долгопериодной изменчивости ГХ параметров в поверхностной и глубинной СЗ (как и для гидрометеорологих и термохалинных характеристик Балтийского моря (Дубравин, 2014, 2017)).

Результаты кросс-спектрального анализа между внешними силами или индексами циркуляции атмосферы и ГХ параметрами в обеих СЗ в Балтийском море позволяют отметить следующее:

- Характер долгопериодной изменчивости ГХ параметров определяется их положением: в поверхностной СЗ преобладает более высокочастотная часть спектра ДП, чем в глубинной.
- Изменчивость ГХ параметров, как и термохалинных (Дубравин, 2017), в Балтийском море в низкочастотной части спектра ДП в основном определяется внешними силами. Так, на периоде около 30 лет изменчивость параметров обусловлена положением барицентра солнечной системы относительно центра Солнца D_{6,ц} и экваториальным переносом U, а также индексом циркуляции C. Изменчивость ГХ параметров с периодом около 18 лет обусловлена положением D_{6,ц} и изменениями солнечной активности, ППОСЛиС, v и U, а также индексом циркуляции С. Изменчивость ГХ параметров с периодом около 18 лет обусловлена положением D_{6,ц} и изменениями солнечной активности, ППОСЛиС, v и U, а также индексом циркуляции C. Изменчивость ГХ параметров с периодом около 11 лет, обусловлена положением D_{6,ц} и изменениями солнечной активности, v и U, а также индексами циркуляции W, E и C. Изменчивость ГХ параметров в высокочастотной части спектра ДП с периодами около 8, 6, 4 лет и квазидвухлетним обусловлена как изменчивостью внешних сил (D_{6,ц}, W, ППОСЛиС, v и U), так и индексов циркуляции атмосферы (W, E и C).

При анализе причин ДП ГХ параметров следует иметь в виду, что переход наибольшей тесноты связи между вынуждающими силами и ГХ характеристиками на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость в атмосфере или океане, поскольку внешние силы действуют одновременно, а каждая из них ответственна за свой диапазон частот. 14. Таким образом, проведенные расчеты подтверждают вывод, сделанный ранее в работах (Добровольский, Залогин, 1965; Берникова, 1980; Антонов, 1987) об общности процессов — атмосферная циркуляция, речной сток и водообмен с Северным морем — управляющих распределением в толще вод Балтийского моря не только солености, но и кислорода, фосфора и азота, однако уже с помощью количественных оценок, полученных с использованием дисперсионного, кластерного, корреляционного и спектрального анализа.

Полученные результаты весьма актуальны в прикладном аспекте, поскольку исследования закономерностей, взаимосвязи между внешними режимоформирующими факторами и гидрометеорологическими процессами, определяющими термическую, соленостную и гидрохимические структуры вод Балтийского моря, с последующей оценкой тенденций их развития позволяют выявлять реакцию экосистемы на изменения условий среды и моделировать ее будущее состояние.

CONCLUSION

1. The Baltic Sea in general is represented by two layers, or structural zones (SZ) (in terms of V. Stepanov, 1974): the surface (or active layer) and the deep ones. The thermal, haline, oxygen, phosphate and nitrate structures are somewhat different.

Within the thermal structure, the following zones are distinguished: the active layer consisting of the upper quasihomogeneous layer, the cold intermediate layer and the upper part of the main thermocline (up to the depth of the maximum vertical gradient G^{T}_{max} ~ the middle of the main thermocline); and the deep zone consisting of the lower part of the main thermocline and the bottom layer. As far as the salinity, oxygen, phosphate and nitrate structures are concerned, these are the obtained zones: the active layer consisting of the upper quasihomogeneous layer and the upper part of the main halo-, oxy-, phophate-, and nitrate-cline (up to the depth of the main transient layer – the maximum vertical gradient G^{S}_{max} , G^{O2}_{max} and G^{NO3}_{max} or the isophophate 1,00 mcmol P/kg), and the deep zone consisting of the lower part of the main halocline and the bottom layer (Hydrodynamical regime, 2017).

The use of the German data set from (State and Evolution..., 2008) demonstrated that:

2. In the South and Central Baltic Sea, the averaged depth of the main transient layer for S, T_w , O_2 , PO_4 and NO_3 increases within a year from by 15–20 m in the Arcona Basin to 55–75 m in the Bornholm and the Gdansk Basins. It then gradually decreases down to 65 m in the Gotland Basin. At the entrance to the Gulf of Finland, there the riverine input is already significant, the main layer depth for these parameters is between 45 and 75 m. For HN_3 , its G^{NH3}_{max} cannot be used a lower boundary for AL (Dubravin et al, 2017b).

3. Applying the cluster analysis (modification from Ryakhovskiy, 1999), the averaged mean annual data for 1950–2005 were used. The analysed surface and main salinity depth S_{max} values for S, O_2 , PO₄, NH₃ and NO₃ on a regular 1 x 1° grid were processed in two variants: over five parameters (including salinity) and over four parameters (excluding salinity). The results were the following:

It allowed to distinguish 6 clusters (regions) for the surface layer of the Baltic Sea. Clusters 1–4 in both variants were quite similar: 1 – the Gulf of Bothnia, 2 – the Gulf of Finland, 3 – Near-the-mouth I (influenced by the Vistula, the Duagava, and the Neva), 4 – Near-the-mouth II (influenced by the Oder, the Neman, and the Pärnu). Then, in the first variant, 5 – Main and

6 – Western, and the 5th – Main – cluster in the first variant is divided into two in the second variant: Central and Southern, respectively. And the 6th in the first variant – Western – in the second variant is divided, bordering on the 2nd – the Gulf of Finland (quad. 1 and quad. 4) and the 6th – Southern (quad. 2) (Dubravin et al, 2020). For the deepwater layer, in the first variant 5 clusters are singled out, and 4 – in the second variant. Clusters 1–4 in both variants are quite similar: 1 – Aland, 2 – Marginal, 3 – Main, 4 – Gotland-Finland. In the first variant, cluster 5 is Western, but in the second variant it transits to the cluster 3 – Main (quad. 2).

Here are the parameters used to single out the clusters on the surface: the Gulf of Bothnia is characterised by lower levels of phosphates; the Gulf of Finland – lower levels of oxygen; Near-the-mouth I – waters of the Vistula, the Duagava, and the Neva – higher levels of oxygen, phosphates and nitrates; Near-the-mouth II – waters of the Oder, the Neman, and the Pärnu – higher levels of ammonium; Western (in the 1st variant) – higher salinity; Main (in the 1st variant), as well as Central (in the 2nd variant) are singled out on the basis of a residual principle (have no obvious maximum values), and Southern (in the 2nd variant) – ammonium within the values of 0,37–1,07 mcmol N/kg. The parameters for the determination of clusters in the core depth S_{max} in both variants are as follows: Aland I characterised by higher levels of phosphates and ammonium; Marginal – lower levels of phosphates; Gotland-Finland – lower levels of nitrates; Western (in the 1st variant) – higher salinity; Main is singled out on the basis of a residual principle (has no obvious maximum values).

The similarity of regions in both variants is also confirmed qualitatively for both SZs. Thus, for the surface one, in both variants for clusters 1,2,4-6there is direct correlation only for the connection NH_3-NO_3 , with low meaningful relation r = 0.30, the opposite one for connection O_2-PO_4 , with high negative meaningful relation r = (-0.57). For clusters 3,4 - only the inverse correlation for connections PO_4-NH_3 (with high meaningful negative relation $r = (-0.63) \div (-0.62)$ or NH_3-NO_3 (with low meaningful negative relation $r = (-0.34) \div (-0.28)$). For the deep one – for both variant for clusters 1,3,4. Direct correlation is marked only for the connection PO_4-NH_3 , with high meaningful relation $r = 0.72 \div 0.73$.

4. On the basis of an I. Cochrane statistical analysis (1956), the statistical mean annual and mean monthly diagrams were calculated for $S,O_2^{-};S,PO_4^{-};S,NH_4^{-}$ and S,NO_3^{-} for the surface and deepwater SZs of the Baltic Sea waters. Using these S,HCh-diagrams, for each of the parameters we obtained mean annual and mean monthly HCh-indices for the core of surface – Western (SWB) and Eastern (SEB) and deep – Westerm (DWB) and Eastern (DEB) – water masses. We evaluated statistically (average, maximum, minimum) thermohaline and hydrochemical parameters of structural zones and water masses of the Baltic Sea at the core level, mean for the period of 1950–2005. It was shown that within the surface SZ the character of correlation between salinity and HCh parameters is not the same for all elements: it is direct only with phosphates and inverse – with oxygen and nitrates. At the same time, the

relation between S and PO_4 is closer for SWB than for SEB, while between S and O_2 or NO_3 , vice versa, it is higher for SEB. For deep SZ there is not a single parameter for which the nature of its relation with salinity would be the same within the entire zone. The relation between DEB, both positive and negative, is much closer between salinity and a parameter than for DWB (positive with NH_4 and PO_4 ; negative with NO_3 and O_3) (Dubravin, Kapustina, 2019).

5. It is possible to study the spatial-temporal structure of hydrochemical fields in the Baltic Sea using the time series model (equation (1.3) from Dubravin, 2014), whose data source row (SR) consists of short-period (SP) (irregular intra-diurnal (IID), regular diurnal course (RD) and synoptic (S)) and long-period (LP) (irregular intra-annual (IIA), regular seasonal course (RS) and interannual (IA)) variations only when series of observations are available with the time step from 1 h to 1 day. Such data are available only for Western Baltic (the Arcona Basin, the Darss Sill, Kiel Bay, and the Fehmarn Belt) for relative oxygen content (%) (BSH/DOD(M42)) for 2003–2016 (agreement 2518/2016–075). The analysis showed the following:

The normalized contribution of LP dispersion into SR dispersion for relative oxygen contents (5) on the surface with a time step of 1 h changes from 56 % (the Darss Sill) to 94 % (the Fehmarn Belt), and the contribution of RS make from 18 % (Kiel Bay) to 45 % (the Arcona Basin). When the time step is increased up to 1 month, the relative RS contribution O_2 grows by 1% (the Fehmarn Belt) to 17% (the Darss Sill), and relative error in determining the RS contribution made from 6–12% (the Fehmarn Belt and the Arcona Basin) to 34–79% (Kiel Bay and the Darss Sill). Thus, for surface O_2 (%) the use of averaged monthly data allows us to define correctly the contribution of RS only in LP dispersion. So the RS contribution in the LP dispersion for O_2 (%) in the west and south of the Baltic Sea makes from 24% (the Fehmarn Belt and Kiel Bay) to 50% (the Arcona Basin).

The normalized contribution of LP dispersion into SR dispersion for relative $O_2(\%)$ at the bottom with a 1-h time step changes from 59% (the Darss Sill) to 94% (the Fehmarn Belt), and the RS contribution makes from 33% (the Darss Sills) to 64% (the Fehmarn Belt). When the time step is increased up to 1 month, the relative RS contribution $O_2(\%)$ grows by 4% (the Fehmarn Belt) to 15% (the Arcone Basin), and by 23% (the Darss Sill and Kiel Bay). The relative error in determining the RS normalized contribution made from 7–28% (the Fehmarn Belt and the Arcona Basin) to 43–70% (Kiel Bay and the Darss Sill). Thus, for bottom $O_2(\%)$ the use of averaged monthly data allows us to define correctly the contribution of RS only in LP dispersion. So the RS contribution in the LP dispersion for $O_2(\%)$ near the bottom in the west and south of the Baltic Sea makes from 56% (the Darss Sill) to 77% (Kiel Bay).

Thus, the study of spatial-temporal structure of relative oxygen content $(O_2\%)$ in the Western Baltic Sea using the time series model (equation (1.3)) showed that the normalized contribution of oxygen (%) in the general dispersion depends on local conditions (distance from the Danish Straits, vertical position, bottom relief) and the SR length (with and without extreme hydrometeorological situations) (Dubravin et al., 2017a).

6. We conducted the study of spatial-temporal structure of hydrochemical fields in the Baltic Sea using the time series model (equation (1.4) from Lappo et al., 1990). The basic series (B) there consists only of LP, including IIA, RS and IA, according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html) for O_2 (mcmol O_2 /kg), PO_4 (mcmol P/kg) and NO_3 (mcmol N/kg). The data were available both on the surface and at the bottom, for 1949–2018 in pecular points of the Baltic Sea: in the Acrona (sq. 5), Bornholm (sq.11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68). The study revealed the following:

For dissolved oxygen on the surface the RS contribution in the LP dispersion prevails (between 73% (sq. 36) and 85% (sq. 5 and sq. 47), the least contribution falls on IA, changing from 4% (sq. 11 and sq. 47) to 10% (sq. 68). For near-bottom O_2 it is not possible to single out the prevailing element for the entire SZ, and the RS contribution to the LP dispersion changes from 2% (sq. 47) to $11\div22\%$ (sq. 36, 11, 68) to 77% (sq. 5). The IIA contribution makes from 18% (sq. 5) to 32-38% (sq. 68 and 47) to 41-45% (sq. 11 and 36). And the IA contribution – from 5% (sq. 5) to 43-46% (sq. 11, 36, 68) to 60% (sq. 47).

For phosphates on the surface the contribution of RS in the LP dispersion for most squares is dominant, rising from $42\div52\%$ (sq. 5 and sq. 11) up to $67\div75\%$ (sq. 47 and sq. 68), with the exception of sq. 36, where the relative contribution of RS is minimal $\simeq 2\%$. Meanwhile, the contribution of IIA and IA in this square is, on the contrary, maximal (61 and 37\%, respectively) and the minimal contribution into LP for IIA and IA is registered in sq. 68 (13 and 12\%, respectively). For near-bottom PO₄ the IA contribution in the LP dispersion for most squares is dominant, rising from $37\div45\%$ in sq. 68 and sq. 36 to $50\div70\%$ in sq. 11 and sq. 47, with the exception of sq. 5, where the relative contribution of IA made 33\%, taking the intermediate position between the RS = 24\% and IIA = 43\%. And the RS contribution into the LP dispersion is minimal for all regions (growing from 2% in sq. 47 to 7–10\% in sq. 11 and sq. 36 to 24-27% in sq. 5 and sq. 68).

For surface nitrates the RS contribution into the LP dispersion, same as for PO₄, for most squares is dominant, rising from $54\div63\%$ (sq. 11 and sq. 5) up to $74\div77\%$ (sq. 47 and sq. 68), with the exception, same as for PO₄, sq. 36, where the relative RS contribution is minimal $\approx 16\%$. Meanwhile, the contribution of IIA and IA in this square is, on the contrary, maximal (59 and 26%, respectively) and the minimal contribution into LP for IIA and IA is registered in sq. 68 – 17 and 5%, respectively. For near-bottom NO₃ the IA contribution in the LP dispersion in squares 11, 47, and 68, same as for PO₄, is dominant, rising from $50\div54\%$ in sq. 11 and sq. 68 and to 62% in sq. 47, with the exception of sq. 36, where the relative contribution of IA made 46%, taking the intermediate position between the RS = 3% and IIA= 51%, and sq. 5, where the normalised IA contribution is minimal (17%). And the RS contribution is minimal for most regions, growing from $1\div3\%$ (sq. 47 and sq. 36) to $5\div7\%$ (sq. 11 and sq. 68), however in sq. 5, on the contrary, the CS contribution is prevailing – 44%. The analysis of LP (seasonal and interannual) variability of HCh (O_2 , PO_4 and NO_3) parameters in the Baltic Sea conducted for characteristic points (squares 5, 11, 36, 47, and 68) averaged for 1949–2018 on the basis of (www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html), demonstrated the following:

7. It is commonly known (Bernikova, 1980; GHU, 1994) that the seasonal cycle of oxygen in the surface layer of the Baltic Sea is characterised by a spring maximum and a summer minimum. The graphs for oxygen RS on the surface in characteristic points are not an exception: the O_2 RS maximum for most regions falls for April (in sq. 5 – May), and minimum in all squares falls for August. Moreover, these graph are similar – the relation between them is very close, $r = 0.934 \div 0.995$. Thus, the graphs for surface O_2 RS in all regions is characterised by an annual wave: with a quota rising from $q_1 = 0.85$ (sq. 68) up to $q_1 = 0.97$ (sq. 5); amplitude from $A_1 = 53.6$ mcmol O_2 /kg (sq. 47) to $A_1 = 61.7$ mcmol O_2 /kg (sq. 68) and the date of maximum from $T_{maxl} = 22.02$ (sq. 5) to $T_{maxl} = 06.03$ (sq. 36).

The RS graphs for the near-bottom dissolved oxygen in the characteristic points, compared to surface ones, are less alike – the graphs are similar in squares 5, 11, and 36 (with the relation $r = 0.91 \div 0.96$). The O_o RS maximum for these squares falls for February-March, and minimum – for August-September. Square 68 is less similar to those graphs, with maximum in the year cycle in February and minimum - in July, the relation between it and squares 5, 11, and 36 being r = $0.60 \div 0.76$. The least close direct relation $- r = 0.33 \div 0.51 - is$ typical between sq. 47 and squares 5, 11, and 36, and weak reverse one - with sq. 68, r = (-0.24). Nevertheless, all O₉ RS graphs are characterised by an annual wave qith the first harmonica quota from $q_1 = 0.68$ (sq. 47) to $q_1 = 0.95 \div 0.97$ (sq. 5, 11); amplitude from $A_r = 3 \mod O_0/kg$ (sq. 47) to $A_r = 22 \div 53 \mod O_0/kg$ O_{g} /kg (squares 36, 11, 68) to A_{r} = 94 mcmol O_{g} /kg (sq. 5); with the maximum date from $T_{maxI} = 05.01$ (sq. 68) to $T_{maxI} = 14.\div 25.02$ (squares 5, 11 μ 36) to $T_{maxl} = 20.04$ (sq. 47). The comparison of oxygen RS graphs in characteristic points on the surface and near the bottom showed some similarities: the arrival of maximums in February-March and minimums – in July-September. The calculations revealed a highly close synchronised relation between surface and near-bottom O_9 RS in sq. 11, 36, and 5 (r = $0.94 \div 0.98$). In sq. 68 and sq. 47 the relation is getting weaker, down to $r = 0.51 \div 0.55$.

It is known (GHU, 1994; Hydrochemical regime, 2017), the seasonal course of biogenic nutrients in the Baltic Sea surface layer has a typical character with a maximum in winter and a minimum in summer. The RS graphs for phosphates on the surface in characteristic points are not an exception either: for most regions, the PO₄ RS maximum falls in February (in sq. 47 – in March), and the minimum in most squares falls in August (in sq. 68 – in July). These RS graphs are mostly similar – the relation is highly close between them, $r = 0.93 \div 0.99$. Sq. 36 is an exception, where the relation between it and other squares decreases to $r = 0.61 \div 0.67$, in this region (according to Nausch, Nehring, 1996), RS clearly demonstrates the influence of incoming phosphates with the riverine discharge. Nevertheless, all RS graphs are characterised by a yearly wave with a first harmonic quota from 322

 $q_{I} = 0.40$ (sq. 36) to $q_{I} = 0.92 \div 0.96$ (squares 47, 5, 11, and 68); amplitude from $A_{I} = 0.10 \text{ mcmol P/kg}$ (sq. 36) to $A_{I} = 0.22 \div 0.24 \text{ mcmol P/kg}$ (squares 5, 47, 11) to $A_{I} = 0.37 \text{ mcmol P/kg}$ (sq. 68); with the maximum from $T_{maxI} = 10.01$ (sq. 5) to $T_{maxI} = 28.01$ (sq. 36 and 47).

Comparing the RS graphs for O_2 and PO_4 on the surface in the characteristic points in the sea, we can talk about some kind of similarity. For example, squares 5, 47, and 11 demonstrate a high rate of close relation (r = $0.66 \div 0.70$), but in squares 68 and 36 the relation weakens to r = 0.56 and r = 0.40.

The phosphate RS graphs near the bottom in characteristic sea points, same as for near-the-bottom O_2 , are less similar compared to surface ones: only the graphs in squares 11, 36, and 47 have a rather close relation, $r = 0.85 \div 0.94$. The RS maximum for PO₄ for these squares falls for September and November (sq. 11), and minimum – for April-May. Sq. 5 is less similar to those graphs, the relation between it and squares 11, 36, and 47 decreases to $r = 0.71 \div 0.82$, with the RS maximum in September and minimum – in May. The lowest level of direct relation $r = 0.31 \div 0.55$ is typical of sq. 68 with squares 11, 36, and 47, and the weak inverse relation – with sq. 5, r = (-0.03). Nevertheless, all RS graphs for near-the-bottom PO₄ are characterised by a yearly wave with the first harmonic quota from $q_1 = 0.86 \div 0.87$ (squares 47, 5, 68) to $q_1 = 0.93 \div 0.94$ (sq. 36 and sq. 11); amplitude from $A_1 = 0.2 \div 0.3$ mcmol P/kg (sq. 5 and sq. 47) to $A_1 = 0.70 \div 0.84$ mcmol P/kg (squares 68, 36, 11); with the maximum from $T_{max1} = 14.07$ (sq. 68) to $T_{max1} = 0.3 \div 20.09$ (squares 47, 36, and 11) to $T_{max1} = 17.10$ (sq. 5).

Comparing the PO₄ RS graphs on the surface and near the bottom, one can talk about their antiphase. The highest negative synchronic relation between surface and near-the-bottom graphs in registered in sq. 68 (r = (-0.90)), going down to r = (-0.66) in q. 47 and to r = (-0.47)÷(-0.52) in sq. 36 and sq. 11. As for sq. 5, the synchronic relation between these graphs becomes weakly positive there (r = 0.16).

The graphs for RS NO₃ in characteristic points on the surface, same as graphs for O₂ and PO₄ RS, are similar – the relation is rather close between them, $r = 0.75 \div 0.98$. The nitrate RS maximum for most squares falls in February (sq. 36 and sq. 47 – in March), and minimum for most squares falls in August (in sq. 68 – in July). All surface NO₃ RS graphs are characterised by a yearly wave with the first harmonic quota $q_I = 0.79 \div 0.81$ (squares 5, 11, 36) to $q_I = 0.86 \div 0.87$ (sq. 47 and sq. 68); amplitude from $A_I = 1.41 \div 1.75$ mcmol N/kg (squares 11, 5, 47) to $A_I = 3.34 \div 3.74$ mcmol N/kg (sq. 36 and sq. 68); with the maximum from $T_{maxI} = 16.\div 22.01$ (squares 68, 5 and 11) to $T_{maxI} = 29.01 \div 05.02$ (sq. 47 and 36).

The comparison of graphs for NO₃, PO₄ and O₂ RS revealed a high level of close relation between NO₃ and PO₄ for most regions (from r = 0.95 (sq. 5) to r = 0.99 (sq. 47)) and only in sq. 36 the relation becames much weaker (down to r = 0.55). Between the RS for NO₃ and O₂ the relation level changes from r = 0.44 (sq. 68) to $r = 0.56 \div 0.64$ (squares 11, 47, 5) and to r = 0.72 (sq. 36).

The graphs for RS NO₃ in these points near the bottom can be divided into two groups: on the one hand, these are squares 11, 36 and 47. The close relation between sq. 11 and sq. 36 is r = 0.60, and between sq. 11 and sq. 47
r = 0.88, but the relation is getting less close between squares 36 and 47, down to r = 0.29. The RS maximum for these squares is registered in January-March, and minimum — in September-November. On the other hand, there are sq. 5 and sq. 68, with the relation level of r = 0.68 and the intra-annual maximum in February and minimum in May and July, respectively. Nevertheless, most RS for near-the-bottom NO₃ are characterised by a yearly wave with the first harmonic quota from q₁ = 0.60÷0.63 (sq. 47, sq. 36) to q₁ = 0.72 (sq. 5) and to q₁ = 0.91 (sq. 11). However, in sq. 68 the contribution of a yearly harmonic decreases to q₁ = 0.34. At the same time, the amplitude of a yearly harmonic decreases from A₁ = 2.1 to 1.1, to 0.7 and to 0.4 mcmol N/kg (in squares 5, 11, 36 and 47, respectively), and then increases slightly to A₁ = 0.5 mcmol N/kg in sq. 68. The yearly wave maximum happens the earliest in sq. 68 and sq. 5 (T_{max1} = 17.÷20.12), shifting to February-March of the following year (T_{max1} = 02.02 in sq. 36 and T_{max1} = 10.÷25.03 in sq. 47 and sq. 11).

The comparison of surface and near-the-bottom graphs for NO₃ RS revealed their similarity to some extent: the highest level of synchronicity between these graphs is located in sq. 5 (r = 0.80), decreasing to r = 0.72 in sq. 36, to 0.66 in sq. 11, and to $r = 0.55 \div 0.59$ in sq. 68 and sq. 47.

The comparison of near-the-bottom graphs for NO₃, O₂ and PO₄ RS in the studied points showed that the highest level of synchronised relation between the O₂ and NO₃ graphs occurs in sq. 11 (r = 0.96), while in sq. 36 and sq. 68 the level of relation is going down to r = 0.56÷0.61, and in sq. 5 and 47 – down to r = 0.38÷0.46. Between the near-the-bottom PO₄ and NO₃, same as between the O₂ and PO₄, the relation is negative. The maximum reverse synchronised relation is registered for sq. 11, r = (-0.92), while sq. 68 and sq. 38 the synchronicity of relation goes down to r = (-0.62)÷(-0.64), and in sq. 47 – to r = (-0.49). However, in sq. 5 the level of relation between the near-the-bottom phosphates and nitrates changes from negative to positive, r = 0.51.

8. The analysis the IA graphs for the dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) on the sea surface in the characteristic points across the entire interval (1958–2017) permitted to single out their linear trends: in sq. 5 – $Tr_{O2} = (-0.233)$ mcmol O_2/kg^* year; sq. 11 – $Tr_{O2} = (-0.019)$ mcmol O_2/kg^* year; sq. 36 – $Tr_{O2} = 0.203$ mcmol O_2/kg^* year; sq. 47 – $Tr_{O2} = (-0.197)$ mcmol O_2/kg^* year; sq. 68 – $Tr_{O2} = (-0.423)$ mcmol O_2/kg^* year. That is why the rather high values of close relation are quite understandable in the field of surface oxygen between sq. 5 and sq. 11 (r = 0.61) or sq. 47 (r = 0.72) or sq. 68 (r = 0.53), a well as between sq. 47 and sq. 68 (r = 0.66). The recalculation of the trend on eigeninterval in sq. 36 (1954–2018) confirmed the increase in oxygen content ($Tr_{O2} = 0.157$ mcmol O_2/kg^* year), and in sq. 11 it revealed a shift in tendency – very weak decrease across 1958–2017 changed to growth (1949–2018), $Tr_{O2} = 0.127$ mcmol O_2/kg^* year.

The analysis the O₂ IA graphs near the bottom showed: in sq. 5 (1952–2017 – Tr₀₂ = (-0.475) mcmol O₂/kg*year); sq. 11 (1954–2017 – Tr₀₂ = (-0.255) mcmol O₂/kg*year); sq. 36 (1952–2018 – Tr₀₂ = (-0.664) mcmol O₂/kg*year); sq. 47 (1963–2017 – Tr₀₂ = (-0.25) mcmol O₂/kg*year); sq. 68 (1969–2018 – Tr₀₂ = (-0.458) mcmol O₂/kg*year). The recalculation of the trend in these 324

points across the entire interval (1969–2017) did not reveal a shift in tendency, but the values of the trend changes significantly, growing from (-0.07) mcmol O_2/kg^* year in sq. 47 to (-0.22)÷(-0.38) in sq. 5 and sq. 68 and to (-0.42)÷(-0.49) mcmol O_2/kg^* year in sq. 11 and sq. 36. At the same time, the highest level of relation is marked in the IA graphs for the near-the-bottom O_2 in sq. 11 and sq. 36 (r = 0.61), the graph in sq. 47 has a lesser level of relation (down to (r = 0.32÷0.39) between sq. 36 and sq. 47 or between sq. 11 and sq. 47). As for the graphs in sq. 5 and sq. 68, the first one is characterised by a rather monotonous decrease in oxygen content across the entire interval, and the second one – first (1969–1992) by a rapid growth, by 9.02 mcmol O_2/kg^* year, and then (1992–2018) by a rapid decrease, by 5.44 mcmol O_2/kg^* year (weakly positive or weakly negative values of r between sq. 68 and other regions).

The calculation of PO₄ IA on the surface across the entire interval of 1964–2017 showed that the highest level of relation is typical of sq. 5, 11 and 47 (r = 0.74÷0.88). The relation is getting weaker between sq. 36 and the first three squares, down to (r = 0.15÷0.23). And between sq. 68 and all other region the relation changes from r = 0.04÷0.12 (between sq. 68 and sq. 5 or sq. 11) to r = 0.25÷0.38 (between sq. 68 and sq. 36 or sq. 47). Moreover, there are some linear trends, changing from Tr_p = 0.002 mcmol P/kg*year (sq. 47 and sq. 68) to Tr_p = 0.003 mcmol P/kg*year (sq. 5 and sq. 11) and to Tr_p = 0.009 mcmol P/kg*year (sq. 36).

The analysis of PO₄ IA near the bottom across their interval defined their linear trends: in sq. 5 (1955–2017) and sq. 47 (1963–2017) – $Tr_{PO4} = 0.005$ mcmol P/kg*year; in sq. 68 (1969–2018) – $Tr_{PO4} = 0.011$ mcmol P/kg*year; in sq. 11 (1955–2017) and sq. 36 (1955–2018) – $Tr_{PO4} = 0.020 \div 0.027$ mcmol P/kg*year.

The calculation of NO₃ IA on the surface across the entire interval of 1964–2017 showed that the highest level of relation in the field of nitrates is typical of sq. 5, 11 and 47 (r = $0.58 \div 0.74$). The relation is getting weaker between sq. 68 and the first three squares, down to (r = $0.23 \div 0.47$). And between sq. 36 and all other region the relation changes slightly from weakly positive r = 0.003 (between sq. 36 and sq. 47) to weakly negative r = $(-0.016) \div (-0.020)$ (between sq. 36 and sq. 5 or sq. 68 and sq. 11). Moreover, there are some linear trends, changing from Tr_p = (-0.011) mcmol N/kg*year (sq. 5 and sq. 11) to Tr_p = (-0.001) mcmol N/kg*year (sq. 47) and to Tr_p = 0.014 mcmol N/kg*year (sq. 68) and to Tr_p = 0.106 mcmol N/kg*year (sq. 36). The recalculation of the trend across the entire interval of 1980–2016 showed that the value of negative linear trend of surface nitrates in squares 5, 11 and 47 increased to Tr_p = $(-0.024) \div (-0.041)$ mcmol N/kg*year, in sq. 36 went down to Tr_p = 0.046 mcmol N/kg*year, and in sq. 68 positive tendency changed to negative (Tr_p = (-0.016) mcmol N/kg*year).

The analysis of NO₃ IA near the bottom in characteristic points in the sea across their interval of 1964–2018 defined their linear trends: in sq. 68 and sq. 5 the increase I very weak or weak – $\text{Tr}_{\text{NO3}} = 0.0002 \div 0.008 \text{ mcmol N/kg*year}$. However in sq. 47 and 36 a decrease is observed – $\text{Tr}_{\text{NO3}} = (-0.017) \div (-0.026)$ mcmol N/kg*year) or weak decrease – $\text{Tr}_{\text{NO3}} = (-0.002)$ mcmol N/kg*year (sq. 11). Still, it is worth noting that between 1987 and 1994 in characteristic points in NO₃ IA, as well as for O₂ or PO₄, there is a shift in tendency, mostly from positive to negative (in sq. 5, 11, 36 and 68), and in sq. 47 weak decreased became stronger.

9. Taking into account the RS similarity for surface biogenic nutrient and oxygen, we tested if the same similarity is true for their IA. According to the correlation analysis data, between the IA for NO₂ and PO₄ on the surface over the entire interval of 1969–2017 there is a slightly significant close relation for squares 11 (r = 0.30) and 47 (r = 0.40). For other squares the relation is insignificant (from $r = 0.08 \div 0.09 - sq. 68$ and sq. 36 to $r = 0.13 - 0.08 \div 0.09 - sq. 68$ and sq. 36 to $r = 0.13 - 0.08 \div 0.09 - sq. 68$ and sq. 36 to $r = 0.13 - 0.08 \div 0.09 - sq. 68$ and sq. 36 to $r = 0.13 - 0.08 \div 0.09 - sq. 68$ and sq. 36 to $r = 0.13 - 0.08 \div 0.09 - sq. 68$ and sq. 36 to $r = 0.13 - 0.08 \div 0.09 - sq. 68$ and sq. 36 + 0.09 - sq. 68 + 0.09 + 0.08 + 0.09sq. 5). The close relation between the NO₂ and O₂ IA over the same interval is as follows: slightly significant close relation only for sq. 5 (r = 0.42), while for other squares the close relation is insignificant – weakly positive (r = 0.19for sq. 47) or weakly negative (from r = (-0.06) in sq. 36 to r = (-0.09) in sq. 11 and to r = (-0.18) in sq. 68). Thus, the similarity of IA for NO₃, PO₄ and O₂ in characteristic on the surface of the Baltic Sea is more of an exception rather than a rule. In other words, apart from the processes regulating the long-period variability of hydrochemical parameters (mainly seasonal compound), for the interannual compound of LP of these parameters local processes are equally important, which are predominant in certain regions (for example, riverine discharge).

10. The interaanual variability of O_2 , PO_4 and NO_3 in characteristic points on the surface and near the bottom confirms the conclusion made for oxygen in (Dubravin, Nagornova, 2007), «on the importance of the length of the analysed hydrochemical series, since during the analysis of different segments of a time series researchers may come to different conclusions, even to opposite ones».

11. It is known (Fonselius, Valderrama, 2003) that for the O_2 content in the active layer of the Baltic Sea the range of seasonal variability is higher than of interannual. According to the estimations (Dubravin, Nagornova, 2007), on the surface of the Gdansk Basin the range O_2 IA is much smaller than its RS range. Going back to long-period HCh variability in characteristic points of the sea, we should note the the correlation of the range of RS and IA:

- for surface oxygen changes from 1.3÷1.4 in sq. 36 and sq. 68 to 2.2÷2.3 in sq. 5 and sq. 11 and to 3.3 in sq. 47;
- for bottom oxygen first it decreases from 2.1 in sq. 5 to 0.4, 0.3, and 0.1 in squares 11, 36 and 47, respectively, and then increases up to 0.5 in sq. 68;
- for surface phosphates, mostly, changes from 0.8÷0.9 in sq. 5 and sq. 11 to 1.0÷1.4 in sq. 47 and sq. 68, and only in sq. 36 the correlation went down to 0,1;
- for bottom phosphates decreases from 0.7÷0.8 in sq. 68 and sq. 5 to 0.3 in sq. 11 and sq. 36 and to 0.1 in sq. 47;
- for surface nitrates changes from 0.3 in sq. 36 to 1.0÷1.8 in sq. 11 and sq. 5 and to 2.1÷2.3 in sq. 68 and sq. 47;
- for bottom nitrates decreases from 1.4 in sq. 5 to 0.2÷0.3 in squares 36, 11 and 68 and to 0.1 in sq. 47.

Thus we can talk not only the confirmation of the conclusion about the bigger IA range a compared to the RS range for biogenic nutrients in the Gdansk Basin (the conclusion was made in early 1990s in (GHU..., 1994), but also about the temporal sustainability of higher interannual variability over seasonal one.

12. The spectral analysis of temporal sets O_{2} , PO_{4} and NO_{3} on the surface and near the bottom in characteristic points of the sea permitted to single out some quasi-cycles: quasi two-year (peaks at $2.2 \div 2.6$ and $2.7 \div 3.1$ years), quasi four-year (peaks at $3.2 \div 4.1$ and $4.2 \div 4.9$ years), quasi six-year (peak at $5.0 \div 6.9$ years) (excluding on the surface oxygen), quasi eight-year (peak at 7.1÷9.1 years) (excluding near-the-bottom oxygen and phosphates), quasi eleven-year (peak at 9.5÷13.3 years). Moreover, for near-the bottom nitrates there is also a quasieighteen-year (peak at 16.7 years) in sq. 11. One of the most important properties of the spectral components temporal variation of the surface and near-the-bottom HCh (O₂, PO₄ and NO₂) parameters is the presence of pulsations, i.e. alternation of the periods of the significant changes in the amplitude and its almost complete damping. In this case, the moments of maximum oscillations and damping in different cycles do not coincide, either within a single quasicyclicity or an individual parameter. The same was noted for the T_w at the Kol'skiy section in the 0–200 m layer (Karpova et al., 1991) or in sq. Smeda (Dubravin et al, 1999), for the transfer of water (water exchange) through the Fareroe-Shetland strait (Dubravin, Navrotskaya, 2000), as well as for hydrometeorological and thermohaline parameters in the Baltic Sea (Dubravin, 2014, 2017).

13. Long-term variability of HCh parameters is caused both by the mechanisms of interaction between the ocean and the atmosphere and by external (compelling) geocosmic forces. The chosen external forces are the distance from the barycenter of the Solar System masses to the center of the Sun D_{bc} , solar activity (Wolf number) W, potential of the Sun and the Moon tidal forces (PSandMTF), equatorial stratospheric transfer U and angular velocity of the Earth's daily rotation v. As the parameters of the mechanism of interaction between the ocean and the atmosphere, we chose the indices of the Wangenheim-Girs atmospheric circulation (westerlies W, easterlies E, and meridional transfer C).

It is shown (variance analysis) that with the change in the length of the series of compulsory forces obtained at different time intervals, the time structure of these series also changes. Of the helio- and geocosmic forces, the D_{bc} and the PSandMTF have the greatest stability of the time structure, for which the range of oscillations of the specific contribution of RS to the LP dispersion is 0.005 % (0.0001 \div 0.0052) and 0.6 % (51.4 \div 52.0), and the relative share of IA variability in the LP dispersion is 0.1 % (98.5 \div 98.6) and 0.8 % (43.9 \div 44.7). For W the range of oscillation of the relative share of LP components is 0.1 % (0.03 \div 0.12) for RS and 3.2 % (86.6 \div 89.8) for IA. Of atmospheric circulation indices, the meridional form C – 2.7 % (2.0 \div 4.7) differs by the smallest swing of the RS relative share, the largest is the eastern form E – 10.2 % (1.9 \div 12.1), and for the specific contribution of IA – the smallest scale – the form E – 2.5 % (17.6 \div 20.1), the largest – the western form W – 5.6 % (12.6 \div 18.2).

According to the spectral analysis, on the barycenter position spectrogram (interval 1900–2011) five peaks are observed: 5.6; 6.7; 7.8; 13.3 and 20.0 years. The spectrogram of solar activity W (interval 1850–2019) shows eight peaks of spectral activity in the periods 2.1; 2.8; 3.2; 4.8; 5.7; 8.0; 11.1 and 18.2 years; similar peaks (one or several) were obtained for U, v and the indices W, E and C. Three potential peaks are observed for the potential of the Sun and the Moon tidal forces (interval 1850–2019) – 3.8; 4.8; and 18.3 years; for v (interval 1956–2010) there are two peaks – 2.4 and 5.4 years; for U (interval 1954–2010) there are three peaks – 2.4; 4.9; and 18.2 years.

Using the cross-spectral analysis of external forces, it was shown that the variability of the equatorial transfer U with periods of 2.4 and 11.8 years, as well as the angular velocity of the Earth's rotation with periods of 2.4 and 3.1, is due to the change in the solar activity W (which confirmed the works (Rivin, 1989; Latukhov, Sleptsov-Shevlevich, 1995; Sidorenkov, 1998; Dubravin, Navrotskaya, 2000; Leonov, 2010)). The change in the solar activity W also causes peaks on the spectrograms of atmospheric circulation indices with periods from quasi two-year to quasi eleven-years. However, the variability of v and U with a period of $5.6 \div 5.7$ years is due to the change in the PSandMTF.

It must be kept in mind that quasicyclicities of external factors (driving forces: W. PSandMTF, U, v and indices W, E, C), although obtained as a result of the solar-terrestrial relationship analysis, have their origin in the rhythm of the planets of the Solar System, since the peaks on the spectrograms of the majority of external forces and indices of circulation, from quasi two-year to quasi six-year and quasi eighteen-year, are conditioned by the change in Solar System barycenter position. And if this is so, then one can only be amazed at the insight of G.K. Izhevskiy (1964), who claimed that the long-term variability of hydrometeorological parameters is created by the simultaneous influence of both the mechanism of interaction between the ocean and the atmosphere and external geocosmic forces. These are the external factors to hydrometeoprocesses themselves which are created by external processes (for these factors) caused by the electromagnetic interaction of the Cosmos with the Sun and the Earth (Leonov, 2010; Dmitriev et al., 2011). Thus, despite the fact that the external factors shown in Figures 8-10 and 170-174 are the result of the Solar System rhythm themselves, nevertheless, they can be predictors for the long-period variability of the HCh parameters of the surface and deepwater SZ (as well as for the hydrometeorological and thermohaline characteristics of the Baltic Sea (Dubravin, 2014, 2017)).

The results of the cross-spectral analysis between the external forces and the indices of atmospheric circulation and the HCh parameters in both SZ in the Baltic Sea reveal the following:

- The character of the LP variability of the HCh parameters is defined by their location: in the surface SZ, a higher frequency part of the spectrum prevail, as compared to the deepwater one.
- The variability of the HCh parameters, as well as the thermohaline ones (Dubravin, 2017), in the Baltic Sea in the low frequency part of the LP spectrum is mostly defined by external forces. For example, in the

30-year period, the variability of these parameters is conditioned by the position of the Solar System barycenter relative to the center of the Sun D_{bc} and the equatorial transfer U, as well as the circulation index C. The HCh parameters variability with the period about 18 years is conditioned by the D_{bc} position and the changes in the solar activity, PSandMTF, v and U, as well as the circulation index C. The HCh parameters variability with the period about 11 years is conditioned by the D_{bc} position and the changes in the solar activity, PSandMTF, v and U, as well as the circulation index C. The HCh parameters variability with the period about 11 years is conditioned by the D_{bc} position and the changes in the solar activity, v and U, as well as the circulation indices W, E, and C. The HCh parameters variability in the high frequency part of the LP spectrum, with the periods about 8, 6, 4 years and a quasi two-year, is conditioned by both the variability of the external forces (D_{bc} , W, PSandMTF, v and U), and the atmospheric circulation indices (W, E, and C).

When analyzing the reasons of the LP of the HCh parameters, it should be noted that the transition of the closest relation between the driving forces and the HCh characteristics at different frequencies from one force to another does not allow us to single out the priority external force that is responsible for the interannual variability in the atmosphere or the ocean, since external forces act simultaneously and each of them is responsible for its own frequency range.

14. Thus, the conducted calculations confirm the conclusion made earlier in the works by (Dobrovolskiy, Zalogin, 1965; Bernikova, 1980; Antonov, 1987) about the common nature of processes – atmospheric circulation, riverine discharge, water exchange with the North See – regulating the distribution in the Baltic Sea water column not only salinity, but also oxygen, phosphates and nitrates, but already with the help of qualitative estimations obtained with the use of a dispersion, cluster, correlation, and spectral analysis.

The obtained results are quite relevant in the applied aspect, since the studies of regularities and relationships between external regime-forming factors and hydrometeorological processes that determine the thermal, haline, and hydrochemical structures of the Baltic Sea waters, with subsequent evaluation of their development tendencies, make it possible to identify the ecosystem response to the changes in environmental conditions and to model its future state.

Список литературы

- Абрамов Р. В. Многолетние и сезонные изменения географического положения Исландского минимума атмосферного давления (по данным за 1891–1962 год)//Изв. Всесоюз. Геогр. об-ва. – 1966а. – Т. 98. – № 4. – С. 317–325.
- Абрамов Р. В. Сезонные миграции Исландской (Северо-Атлантической) депрессии // Изв. АН СССР. ФАО. 1966б. Т. 2. № 5. С. 553–555.
- Абрамов Р. В. О возможных климатических частотах колебательной системы океан-атмосфера//Изв. АН СССР. ФАО. 1966в. Т. 2. № 5. С. 664–667.
- Абрамов Р. В. Пространственно-временная структура поля атмосферного давления в тропической зоне Атлантического океана//Тр. Атлант-НИРО. – Калининград, 1971. – Вып. 34. – С. 108–127.
- Абрамов Р. В. Полусуточная волна давления над тропическим океаном//Докл. АН СССР. 1972. Т. 207. № 3. С. 583–585.
- Абрамов Р. В. Изменчивость метеорологических полей в экваториальной Атлантике//Изменчивость океана и атмосферы в экваториальной Атлантике (исследования по программе ПГЭП). – М.: Наука, 1982. – С. 211–241.
- Абрамов Р. В. Об эволюциях Исландского минимума. 52 с. Деп. в ВИ-НИТИ № 7294 — В88, 1988.
- Абрамов Р. В. Атлантические центры действия атмосферы//Витязь'2003–2016: Календарные гидрометеорологические наблюдения и синоптические данные. Препринт/Атлантическое отделение Института океанологии им. П. П. Ширшова Российской Академии наук. Зоологический институт РАН (Биостанция). Музей Мирового океана. Калининград, 2004–2016.
- Абрамов Р. В., Стонт Ж. И. «Витязь» и «Балтийская коса». Погода и экологическая обстановка 1997–2002 гг. Данные лаборатории морской метеорологии АОИОРАН. – Калининград: Изд-во КГУ, 2004. – 307 с.
- Абрамов Р. В., Гущин О. А, Стонт Ж. И. Виртуальный атмосферный перенос над Северной Атлантикой и Юго-Восточной Балтикой в терминах Тейсерана Бора на примере последних лет (2008–2010)// Известия КГТУ № 24 — Калининград: Изд-во КГТУ, 2012.– С. 11–18.
- Абрамов Р. В., Дымова Р. Ф., Кооль Л. В. Исследование разномасштабных атмосферных процессов в экспедиции ПОЛИМОДЕ// Океанологические исследования. — 1983. — № 35. — С. 5–22.

- Аверкиев А. С., Дубравин В. Ф. Точность расчета испарения при разных периодах осреднения по данным наблюдений в Южной Балтике.//Гидрометеорология и экология. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. – СПб: РГГМУ, 2020. – № 58. – С. 68–82. doi: 10.33933/2074–2762-2020–58-68–82.
- Аверкиев А. С., Некрасов А. В., Исаев А. В. Термохалиннная структура вод Балтийского моря // Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна: Проект подпрограммы ФЦП «Мировой океан». Вып. 1. Апатиты: Изд.. Кольского научного центра РАН, 2004. С. 153–160.
- Айбулатов Н. А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии. — М.: Наука, 2005. — 364 с.
- Алекин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 343 с.
- Александров С. В., Дубравин В. Ф. Биологическая продуктивность восточной части Гданьского бассейна//Сб. материалов Х Международного экологического форума «День Балтийского моря» СПб.: ООО «Издательство «Диалог», 2009. С. 145.
- Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии: ч. I и II. Л.: ГИМИЗ, 1952. 487 с.
- Антонов А. Е. Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологического режима Балтийского моря и ее влиянии на промысел. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — 248 с.
- *Артемьев В. Е.* Геохимия органического вещества в системе река-море. М.: Наука, 1993. 204 с.
- Атлас «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана» [Электрон. ресурс]/Балтийское море. – Обнинск, 2007. – Режим доступа: http://data.oceaninfo.info/atlas/Balt/5_1.html, дата обращения 14.02.2008 г.
- Атлас теплового баланса земного шара/ред. М. И. Будыко. М., 1963. 69 Л.
- Атлас теплового баланса океанов/ред. А. Г. Колесников. Севастополь: МГИ АН УССР, 1970. 130 с.
- Байдал М. Х. О центрах действия атмосферы в связи с полюсом вращения Земли//Тр. ВНИИГМИ-МЦД. 1983. Вып. 98. С. 53–68.
- Байдал М. Х. О временной сопряженности некоторых климатических характеристик с внешними факторами// Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1987. Вып. 141. С. 23–28.
- Байдал М. Х., Неушкин А. И. Термодинамический режим и сопряженность между Северной Атлантикой, атмосферной циркуляцией и погодой. Обнинск, 1994. 284 с.
- Байдал М. Х., Ханжина Л. Г. Многолетняя изменчивость макроциркуляционных факторов климата. — М.: Гидрометеоиздат, 1986. — 104 с.
- Балтийское море. Энциклопедия/И. С. Зонн, А. Г. Костяной, А. В. Семенов, С. С. Жильцов. М.: Международные отношения, 2015. 576 с.

- Баранов Е. И., Колинко А. В. Сезонная и межгодовая изменчивость поверхностной температуры Гольфстрима//Тр. ГОИН. 1990. Вып. 190. С. 3–12.
- *Беклемишев К. Б.* Экология и биогеография пелагиали. М.: Наука, 1969. 292 с.
- Белязо В. А. Приливообразующие силы планет солнечной системы и изменения атмосферной циркуляции//Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. С. 90–94.
- *Белязо В. А.* Планетные циклы в колебаниях атмосферной циркуляции и их проявление в некоторых процессах Арктики//Тр. ААНИИ, 1999. Т. 441. С. 46–51.
- Белязо В. А., Дмитриев А. А. Циклические колебания ледовитости Южного океана и факторы их определяющие // Ученые записки Российского государственного гидрометеологического университета. 2012. Вып. 24. С. 75–82.
- Беренбейм Д. Я., Кудерский С. К. Глобальное явление Эль-Ниньо, рыболовство и скорость вращения Земли//Экологические исследования в Атлантическом океане и Юго-Восточной части Тихого океана. – Калининград: АтлантНИРО, 1987. – С. 46–54.
- *Берникова Т. А.* Гидрология и промысловая океанология: учебник/ Т. А. Берникова. – М.: Пищевая пром-сть, 1980. – 240 с.
- *Биогеохимия* пограничных зон Атлантического океана/Под ред. Б. А. Романкевича. М.: Наука, 1994. 400 с.
- *Бойцов В. Д.* Изменчивость температуры воды Баренцева моря и ее прогнозирование. — Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2006. — 292 с.
- *Бончик И.* Водные массы Южной Балтики и их основные свойства// Океанология. 1967. Т. VII. Вып. 2. С. 210–224.
- Борисенков Е. П., Семенов В. Г. О цикличности колебаний температуры воды Северной Атлантики//Изв. АН СССР. ФАО. 1970. Т. 6. № 9. С. 965–969.
- Бортковский Р. С. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем по данным судовых измерений// Метеорология и гидрология. 1971. № 3. С. 93–98.
- Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. – Л.: Гидромеоиздат, 1963. – 416 с.
- *Бышев В. И.* Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. М.: Наука, 2003. 343 с.
- Виноградова Г. М., Завалишин Н. Н. Антициклогенез приземного барического поля в зимний сезон, блокирование и нестабильность угловой скорости вращения Земли//Метеорология и гидрология. – 2011. – № 11. – С. 42–49.
- Витинский Ю. И. Прогнозы солнечной активности. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 151 с.
- Вклад цикличности в колебания рядов по количеству осадков, циркуляционных характеристик и магнитной активности и надежность

ее определения/О. А. Дроздов, А. С. Григорьева, И. В. Малкова, К. В. Еременко//Тр. ГГО. – 1969. – Вып. 245. – С. 121–132.

- Владимирский Б. М., Нарманский В. Я., Темурьянц Н. А. Космические ритмы. – Симферополь, 1994. – 176 с.
- Влияние изменчивости абиотических факторов на экологическое состояние Балтийского моря/А.С. Аверкиев, Д.В. Густоев, Т.Р. Ерёмина, А.В. Исаев//Сб. тез. IX Международного экологического форума «День Балтийского моря». СПб: ООО «Изд.»Диалог», 2008. С. 205–206.
- Воробыев В. Н. Долгопериодные приливы в морях Советской Арктики. (Приложение к диссертации). – Л.: Фонды ЛВИМУ, 1967.
- Воскресенская Е. Н. Низкочастотная изменчивость характеристик системы океан-атмосфера тропической и субтропической Атлантики: Автореф. дис. – канд. геогр. наук. – Одесса, 1993. – 44 с.
- *Гасюков П. С., Смирнов Н. П.* Колебания барического поля северного полушария в одиннадцатилетнем цикле солнечной активности // ДАН СССР. – 1967. – Т. 173. – № 3. – С. 567–569.
- *Гидрометеорологические* условия. Проект «Моря СССР» Т. III. Балтийское море. Вып. 1. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 450 с.
- *Гидрохимический* режим Балтийского моря/Е. Н. Черновская, Н. М. Пастухова, А. Г. Буйневич, М. Э. Кудрявцева, Э. А. Ауниныш. – Л.: Гидрометеоиздат, 1965. – 168 с.
- *Гидрохимический* режим/В. Ф. Дубравин, М. В. Капустина, В. А. Кречик, В. Н. Лукашин//Система Балтийского моря. М.: Научный мир, 2017. С. 80–109.
- Гидрохимические условия и основы формирования биологической продуктивности. — Проект «Моря СССР» Т.Ш. Балтийское море. Вып. 2. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. — 435 с.
- *Гирс А. А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 280 с.
- *Гирс А. А., Кондратович К. В.* Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 343 с.
- Глобальные атмосферные осцилляции в динамике современного климата/В. И. Бышев, В. Г. Нейман, Ю. А. Романов, И. В. Серых//Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014. – Т. 11. – № 1. – С. 62–71.
- Гордеева С. М., Малинин В. Н. О межгодовой изменчивости компонентов водного баланса Балтийского моря//Тр. РГГМУ. 1999. Вып. 122. С. 64–80.
- Гордиенко А. И., Слепцов-Шевлевич Б. А. Межгодовая изменчивость индексов атмосферной циркуляции// Тр. ГГО. — 1979. — Вып. 428. — С. 55–66.
- Григоркина Р. Г., Губер П. К., Фукс В. Р. Прикладные методы корреляционного и спектрального анализа крупномасштабных океанологических процессов. – Л.: Изд.-во ЛГУ, 1973. – 172 с.

- Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 72 с.
- *Гулев С. К., Украинский В. В.* Роль различных временных масштабов в процессах энергообмена океана и атмосферы//Изв. АН СССР. ФАО. 1989. Т. 25. № 7. С. 675–687.
- Гулев С. К., Колинко А. В., Лаппо С. С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. — 320 с.
- Дийкстра Х. Нелинейная физическая океанография. М. Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Ин-т компьютерных исследований, 2007. — 680 с.
- *Дитрих Г.* Общая океанография. М.: Ин. Лит., 1962. 465 с.
- Дмитриев А. А., Белязо В. А. Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. — СПб.: Гидрометеоиздат, 2006. — 358 с.
- Дмитриев А. А., Белязо В. А., Гудошников Ю. П. Ритмические колебания земных природных процессов и их гравитационная обусловленность. – СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2011. – 232 с.
- Дмитриев А. А., Дубравин В. Ф., Белязо В. А. Атмосферные процессы северного полушария (1891–2018 гг.), их классификация и использование. – СПб.: СУПЕР Издательство, 2018. – 306 с.
- Добровольский А. Д. Об определении водных масс// Океанология. 1961. Т. 1. — Вып. 1. — С. 12–24.
- Добровольский А. Д., Залогин Б. В. Моря СССР. М. «Мысль», 1965. 351 с.
- Долгопериодная изменчивость температуры поверхности океана (ТПО) умеренной зоны Северной Атлантики/В. Ф. Дубравин, В. Д. Егорихин, А. Б. Зубин, С. Е. Навроцкая. — Калининград, 1996. — 102 с. — Деп. в ВИНИТИ 04.03.96, № 675.
- *Доронин Ю. П.* Взаимодействие атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 288 с.
- Дорохов Д. В., Дорохова Е. В. Морфометрические характеристики Балтийского моря//География и геоэкология Калининградского региона. — Калининград, 2011. — С. 49–53.
- Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 319 с.
- Дроздов В. В., Смирнов Н. П. Колебания климата и донные рыбы Балтийского моря. СПб.: изд. РГГМУ, 2008. – 250 с.
- Дружинин И. П. Переломы многолетнего хода природных процессов на Земле и резкие изменения солнечной активности//Вопросы географии. – 1970. – № 79. – С. 15–50.
- Дубравин В. Ф. 1994. Об эволюциях Северо-Атлантического колебания. Калининград: АО ИОРАН, 1994. – 56 с. – Деп. в ВИНИТИ 24.01.94 N 183. – В94.

- Дубравин В. Ф. Поверхностные водные массы и формирование зон биологической продуктивности Атлантического океана. — СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. — 125 с.
- Дубравин В. Ф. Крупномасштабный термохалинный режим вод и формирование зон биологической продуктивности Атлантического океана. Автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. СПб., 2002. – 44 с.
- Дубравин В. Ф. Генеральная схема циркуляции вод Балтийского моря с позиций Т,S-анализа//Витязь'2002: Гидрометеорологические наблюдения Препринт/Атлантическое отделение Института океанологии им. П. П. Ширшова Российской Академии наук. Музей Мирового океана. Калининград, 2003. – С. 147–153.
- Дубравин В. Ф. Долгопериодная изменчивость циркуляции вод, метеорологических полей Восточной Тропической Атлантики и промысел//Сб. «Вопросы промысловой океанологии». Вып. 2. М.: ВНИРО, 2005. С. 253–267.
- Дубравин В. Ф. Гидрохимический режим//Нефть и окружающая среда Калининградской области. — Т. П. Море/Под ред. В. В. Сивкова (отв. редактор), Ю. С. Каджояна, О. Е. Пичужкиной, В. Н. Фельдмана. — Калининград: Терра Балтика, 2012. — С. 106–120.
- *Дубравин В. Ф.* Атлас термохалинной и биогеографической структур вод Атлантического океана. – Калининград: Капрос, 2013. – 471 с.
- Дубравин В. Ф. Эволюции гидрометеорологических полей в Балтийском море. Калининград: Капрос, 2014. 438 с.
- Дубравин В. Ф. Пространственно-временная изменчивость термохалинных полей Балтийского моря//Труды IV научной конференции «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов». — Калининград: Изд-во КГТУ, 2016. — С. 176–179.
- Дубравин В. Ф. Эволюции термохалинной структуры вод Балтийского моря. Москва: Издательство «Перо», 2017. 438 с.: ил.
- Дубравин В. Ф., Капустина М. В. Эволюции термохалинной структуры вод Балтийского моря// Труды III научной конференции «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов». — Калининград: Издво КГТУ, 2015. — С. 156–159.
- Дубравин В. Ф., Капустина М. В. О термохалинных и гидрохимических индикаторах водных масс Балтийского моря» // БАЛТИЙСКИЙ МОРСКОЙ ФОРУМ: материалы VII Международного Балтийского морского форума 7–12 сентября 2019 года. Т. 3. «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов», VII Международная научная конференция. — Калининград: Изд-во БГАРФ, 2019. — С. 321–329.
- Дубравин В. Ф., Капустина М. В. Районирование гидрохимических полей глубинной структурной зоны Балтийского моря // Известия КГТУ. № 59. Калининград: Изд-во КГТУ, 2020. С. 49–60.
- Дубравин В. Ф., Маслянкин Г. Е. Атлас пресноводного баланса Балтийского моря. – Изд-во LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG, Saarbrücken, Germany. – 2012a. – 172 с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дубравин В. Ф., Маслянкин Г. Е. Эволюции сезонного хода составляющих водного баланса Балтийского моря// Труды Х международной научной конференции «Инновации в науке, образовании и бизнесе — 2012». Часть 1. Калининград: КГТУ, 2012б. — С.122–125.
- Дубравин В. Ф., Маслянкин Г. Е. Долгопериодная изменчивость составляющих водного баланса Балтийского моря//Труды Х международной научной конференции «Инновации в науке, образовании и бизнесе — 2012». Часть 1. Калининград: КГТУ, 2012в. — С. 119–122.
- Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Водообмен через Фареро-Шетландский пролив и его долгопериодная изменчивость. Калининград: АО ИОРАН. Деп. в ВИНИТИ 31.07.00, N 2126 В2000. 113 с.
- Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости гидрометеорологических элементов Северной и Центральной Атлантики. — Калининград, 2001. — 213 с. — Деп. в ВИНИТИ 17.07.01, № 1701. — В2001.
- Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Климатическая геострофическая циркуляция поверхности Атлантического океана и ее сезонная изменчивость. – Деп. в ВИНИТИ 30.09.03, № 1750 – В2003. – 128 с.
- Дубравин В. Ф., Нагорнова Н. Н. Кислородный режим Южной Балтики//Известия КГТУ. – № 12. Калининград: КГТУ, 2007. – С. 27–35.
- Дубравин В. Ф., Педченко А. П. Долгопериодная изменчивость термохалинной структуры вод Балтийского моря и ее влияние на динамику запасов и промысел пелагических рыб//Вопросы промысловой океанологии. – М.: ВНИРО, 2010. – Вып.7. – № 2. – С. 57–79.
- Дубравин В. Ф., Педченко А. П. Пресноводный баланс Балтийского моря и его влияние на распределение, промысел и запасы пелагических рыб//Материалы XV Конф. по пром. Океанологии, посвященной 150-летию со дня рождения акад. Н. М. Книповича. Калининград: Изд. АтлантНИРО, 2011. – С. 111–114.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И. Эволюции гидрометеорологических полей и потенциальной продуктивности вод Юго-Восточной Балтики// Материалы XV Конф. по пром. Океанологии, посвященной 150-летию со дня рождения акад. Н. М. Книповича. Калининград: Изд. Атлант-НИРО, 2011. — С. 114–116.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И. Гидрометеорологический режим, структура и циркуляция вод//Нефть и окружающая среда Калининградской области. Т. П. Море/Под ред. В. В. Сивкова (отв. редактор), Ю. С. Каджояна, О. Е. Пичужкиной, В. Н. Фельдмана. Калининград: Терра Балтика, 2012а. С. 69–106.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И. Изменчивость гидрометеорологических полей над Юго-Восточной Балтикой в 2004–2011 гг.//Изв. РГО. 20126. Т.144. Вып. 5. С. 37–48.
- Дубравин В. Ф., Егорихин В. Д., Навроцкая С. Е. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Атлантического океана. — Калининград, 1999. — 93 с. – Деп. ВИНИТИ. — 16.04.99, № 1195.

- Дубравин В. Ф., Егорихин В. Д., Чиквиладзе Е. В. Атлас гидрологических характеристик Балтийского моря. Калининград: Фонды АОИО-РАН им. П. П. Ширшова, 1995. — 165 с.
- Дубравин В. Ф., Капустина М. В., Ерошенко Д. В. Районирование гидрохимических полей поверхностного слоя Балтийского моря//Известия КГТУ. – № 56. – Калининград: Изд-во КГТУ, 2020. – С. 22–33.
- Дубравин В. Ф., Капустина М. В., Кречик В. А. Пространственно-временная изменчивость содержания растворенного кислорода в западной части Балтийского моря// Балтийский морской форум. Всероссийская научная конференци. Тр. V науч. конф. «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов». — Калининград: Изд-во КГТУ, 2017а. — С. 170–176.
- Дубравин В. Ф., Капустина М. В., Кречик В. А. Эволюции гидрохимических структур вод Балтийского моря//Известия КГТУ. № 46. Калининград: Изд-во КГТУ, 20176. – С. 24–33.
- Дубравин В. Ф., Капустина М. В., Стонт Ж. И. Эволюции (сезонная и межгодовая изменчивость) суточного хода гидрометеорологических полей Южной Балтики// Вестник БФУ им. И. Канта. Сер. ест. науки. – № 3. – Калининград: Изд-во БФУ им. И. Канта, 2018. – С. 35–54.
- Дубравин В. Ф., Капустина М. В., Стонт Ж. И. Оценки потоков тепла на границе вода-воздух в юго-западной части Балтики (2003– 2016 гг.)//Изв. РГО. 2019. – Т. 151. – Вып. 4. – С. 15–26.
- Дубравин В. Ф., Маслянкин Г. Е., Дорохова Е. В. Долгопериодная изменчивость термохалинной структуры вод Балтийского моря // Труды VIII юбилейной международной научной конференции «Инновации в науке и образовании — 2010», посвященной 80-летию образования университета. Часть 1. Калининград: КГТУ, 2010. — С. 135–138.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И., Гущин О. А. Мониторинг деятельного слоя в пределах российского сектора Юго-Восточной Балтики//Сб. материалов X Международного экологического форума «День Балтийского моря» — СПб.: ООО «Макси-Принт», 2009. — С. 205–206.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И., Гущин О. А. Долгопериодная изменчивость потоков тепла, влаги и импульса российского сектора Юго-Восточной Балтики// Наука и образование в России: история и современное состояние. – СПб.: ВВМ, 2010а. – С. 794–801.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И., Гущин О. А. Эволюции суточного хода гидрометеорологических элементов над Юго-Восточной Балтикой//Известия КГТУ. – № 17. – Калининград: Изд-во КГТУ, 2010б. – С. 20–24.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И., Гущин О. А. Пространственно временная изменчивость гидрометеорологических полей Юго-Восточной Балтики// Известия КГТУ. № 19. Калининград: Изд-во КГТУ, 2010в. С. 234–241.
- Дуванин А. И. Изменчивость течений в связи с колебаниями интенсивности циркуляции атмосферы северной части Атлантического океана// Метеорология и гидрология. — 1949. — Вып. 2. — С. 131–137.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дуванин А. И. Приливы в море. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 390 с.

- Дуванин А. И. О модели взаимодействия между макропроцессами в океане и атмосфере // Океанология. 1968. Т. 8. Вып. 4. С. 571–580.
- Дуванин А. И. Взаимодействие между макропроцессами в океане и атмосфере//Взаимодействие океана с окружающей средой. — М.: Изд-во МГУ, 1983. — С. 155–167.
- Дугинов В. И. Использование характеристик солнечной активности в гидрометеорологических исследованиях//Тр. ГГО. – 1976. – Вып. 378. – С. 80–89.
- Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО) [Электронный ресурс], URL: http://esimo. oceanography.ru/, дата обращения 15.02.2015 г.
- *Емельянов Е. М.* Барьерные зоны в океане: Осадко- и рудообразование, геоэкология. — Калининград: Янтар. Сказ, 1998. — 416 с.
- *Есюкова Е. Е.* Пространственная структура и внутригодовая изменчивость горизонтального водообмена в Балтийском море: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Калининград, 2009. 25 с.
- *Жамойда В. А., Сивков В. В.* Донный рельеф и поверхностные осадки// Нефть и окружающая среда Калининградской области. — Т. II. Море. — Калининград: Терра Балтика, 2012. — С. 59–69.
- Завалишин Н. Н. О геофизических эффектах диссимметрии солнечной системы//Солнечно-земная физика. 2005. Вып. 8. С. 185–186.
- Завалишин Н. Н. Перспективная оценка температуры нижней тропосферы моделью «альбедо-температура»//Оптика атмосферы и океана. – 2011. – Т.24. – № 1. – С. 47–51.
- Завалишин Н. Н., Виноградова Г. М. О связи аномалий месячных температур воздуха с циклом Хейла и динамикой расстояния Солнце–Земля// Тр. СибНИГМИ. – 1990. – Вып. 93. – С. 25–32.
- Залогин Б. С., Косарев А. Н. Моря. М.: Мысль, 1999. 400 с.
- Золина О. Г. Изменение длительности синоптических дождевых периодов в Европе с 1950 по 2008 годы и их связь с экстремальными осадками//Докл. РАН. – 2011. – Т. 436. – №5. – С. 690–695.
- Иванов А. Введение в океанографию. М.: Мир, 1978. 574 с.
- Ижевский Г. К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб. – М., 1964. – 165 с.
- Информационные связи биогелиогеофизических явлений и элементы их прогноза/К. С. Войчишин, Я. П. Драган, В. И. Куксенко, В. Н. Михайловский. – Киев: Наукова думка, 1974. – 208 с.
- Исследование причин изменчивости климата/В. Д. Коваленко, Л. Д. Кизим, А. М. Пашестюк, В. Г. Николаев//Агроклиматические ресурсы Сибири. Тр. ВАСХНИЛ (СО). 1987. С. 103–113.
- Исследование экосистемы Балтийского моря/Под ред. Ю. А. Израэля и А. В. Цыбань. СПб.: Гидрометеоиздат, 2005. 324 с.
- Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 264 с.

- Капустина М. В., Дубравин В. Ф. О районировании Балтийского моря// Тр. III научн. Конф. «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов». Калининград: Изд-во КГТУ, 2015а. С. 166–169.
- Капустина М. В., Дубравин В. Ф. Сезонная изменчивость водных масс Балтийского моря//Сб. тезисов «Морские исследования и образование: MARESEDU-2015б» (Москва, МГУ 19–24 октября 2015 г.). – М: Феория, 2015б. – С. 268–271.
- Карклин В. П. Полугодовые колебания среднего уровня в Атлантическом океане и их причины// Океанология. 1967. Т. VII. Вып. 6. С. 987–996.
- Карпова И. П. Водные массы Балтийского моря//Тр. 12-й конф. балт. океанографов и 7-го совещания по водному балансу Балтийского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. С. 158–161.
- Карпова И. П., Суставов Ю. В., Николаев Д. Л. Использование приемов экстраполяции временных рядов в методах сверхдолгосрочного прогнозирования//Тр. ЛГМИ. – 1991. – Вып. 112. – С. 38–50.
- Кац С. А. Пространственные и пространственно-временные связи аномалий температуры поверхности воды Северной Атлантики по данным кораблей погоды//Тр. ГОИН. – 1974. – Вып. 120. – С. 100–113.
- *Китайгородский С. А.* Физика взаимодействия атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 284 с.
- Китайгородский С. А., Кузнецов О. А., Панин Г. Н. О коэффициентах сопротивления, теплообмена и испарения над морской поверхностью в атмосфере//Изв. АН СССР. ФАО. – 1973. – Т. IX. – № 11. – С. 1135–1141.
- Климатические сезоны Южной Балтики/Т. А. Берникова, В. Ф. Дубравин, Н. Н. Нагорнова, Ж. И. Стонт//Тр. V межд. научн. конф. 23– 25.10.2007. Ч 1. Калининград: КГТУ, 2007. – С. 53–55.
- *Климатический* и гидрологический атлас Балтийского моря. М.: Гидрометеоиздат, 1957. — 106 с.
- *Коваленко В. Д.* Гелиоэнергетическая теория изменчивости климата и космическое будущее планеты Земля. Тр. ЗСРНИГМИ. Вып. 93. М.: Гидрометеоиздат., 1990. С. 33–58.
- Кондратович К. В. О прогнозе климата в Атлантико-Европейском секторе//Тр. ЛГМИ. 1991. Вып. 112. С. 16–26.
- Корт В. Г. О крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы (на примере северной части Тихого океана) // Океанология. 1970. Т. 10. Вып. 2. С. 222–239.
- *Корт В. Г.* Крупномасштабное взаимодействие вод Северной Атлантики с атмосферой// Океанология. 1976. Т. 16. Вып. 4. С. 565–570.
- Кузнецов А. А. Верхний квазиоднородный слой Северной Атлантики. Обнинск: ВНИИИГМИ-МЦД, 1982. 81 с.
- Куимова Л. Н., Шерстянкин П. П. О вкладе двойного цикла Сатурна в изменения среднегодовых температур воздуха на Байкале и их прогноз до 2030 г. Межд. науч.-технич. семинар «Системы контроля окружающей среды — 2011», 12–16 сентября 2011 г., МГИ НАНУ,

г. Севастополь.//Системы контроля окружающей среды: Сб. науч. тр., вып. 16/НАН Украины, МГИ: – Севастополь, 2011. – С. 70–78.

- Лаппо С. С., Гулев С. К., Рождественский А. Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1990. — 336 с.
- Латухов С. В., Слепцов-Шевлевич Б. А. Ледовые условия судоходства в западном регионе Арктики. — СПб.: Элмор, 1995. — 148 с.
- Леонов Е. А. О нестационарности стока и возможных путях его изучения//Расчеты и прогнозы гидрологических характеристик. — Л.: ЛГМИ, 1989. — С. 52–60.
- *Леонов Е. А.* Космос и сверхдолгосрочный гидрологический прогноз. СПб.: «Алетейя», Нука, 2010. 352 с.
- *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- *Литвин В. М.* Геоморфология и физико-географические условия Балтийского моря// Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. С. 5–21.
- *Литвин В. М.* Рельеф дна Гданьскогого бассейна//Процессы осадконакопления в Гданьском бассейне (Балтийское море). – М. ИОАН СССР, 1987. – С. 14–25.
- Логинов В. Ф. О природе полувекового цикла в тропосфере//Тр. ГГО. 1969. Вып. 245. С. 25–30.
- *Логинов В.* Ф. О причинах современных изменений климата//Тр. ГГО. 1971. Вып. 274. С. 49–56.
- *Логинов В.* Ф. Тропосферные индексы солнечной активности // Тр. ГГО. 1974. Вып. 316. С. 43–56.
- Лоция проливов Каттегат, Бельты и Зунд. Вып. 1. М.: УНГС, ВМФ, 1959. 532 с.
- *Макеров Ю. В.* Основные черты гидрологического режима Антарктических вод/В кн.: Антарктика. Ч. 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 119 с.
- Максимов И. В. Свободные колебания оси вращения Земли и Исландский минимум атмосферного давления // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. Вып. 16. С. 13–26.
- *Максимов И. В.* Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 447 с.
- *Мамаев О. И.* Т,S-анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 364 с.
- *Мамаев О. И.* О простраственно-временных масштабах океанских и атмосферных процессов// Океанология. 1995. Т. 35. № 6. С. 805–808.
- *Масагутов Т. Ф.* Расчет вертикальных турбулентних потоков в приводном слое атмосферы над океаном в тропических широтах// Метеорология и гидрология. 1981. № 12. С. 61–68.
- *Масленников В. В.* Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. — М.: Изд-во ВНИРО, 2003. — 295 с.
- *Микульский 3.* Водный баланс Балтийского моря//Водные ресурсы. 1974. № 5. С. 3–14.

- *Мировой* водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 638 с.
- *Михайлов А. Е.* Течения// Проект «Моря СССР» Т. III. Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. — С. 333–346.
- Михайлов Ю. Д., Леонтьев О. К. Балтийское море. Физико-географический очерк//Большая Советская Энциклопедия. Т.2. Ангола-Барзас. М.: Советская Энциклопедия, 1970. С. 585–686.
- *Михайлова Н. И.* Циклические колебания температуры воздуха и ритмы планет// Тр. ГГО. 1979. Вып. 428. С. 47–54.
- Монахов А. В. Некоторые соотношения между многолетними колебаниями гидромеорологических характеристик в северной части Атлантического океана//Тр. ВНИИГМИ-МЦД. – 1973. – Вып. 3. – С. 48–54.
- Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. М.: Наука, 1969. 184 с.
- *Монин А. С.* Влияние планет на климат Земли//Глобальные изменения природной среды. М.: Научный мир. МГУ, 2000. С. 122–128.
- Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 262 с.
- Мониторинг термохалинного деятельного слоя Балтийского моря/ В. Ф. Дубравин, Г. Е. Маслянкин, А. П. Педченко, Ж. И. Стонт//Сб. материалов XI Международного экологического форума «День Балтийского моря». – СПб.: ООО «Макси-Принт», 2010. – С. 157–158.
- *Нечипорук Д.* Государственные и естественные границы Балтийского моря: формирование общего пространства//Перекрестки. Журнал исследований восточно-европейского Пограничья. — 2012. – № 3-4. – С. 214–237.
- Нигматулин Р. И., Вакуленко Н. В., Сонечкин Д. М. Глобальное потепление в реальности и в климатических моделях. Межд. конф., посвященная памяти академика А. М. Обухова «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» 13–16 мая 2013. http://www.ocean.ru/index2.php.
- Общие закономерности изменчивости гидрометеорологического режима Балтийского и Белого морей/А.И.Смирнова, Ф.С.Терзиев, М.О.Арсенчук, Н.П.Яковлева//Метеорология и гидрология. 2000. № 11. С. 62–72.
- *Одум Е*. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
- Озмидов Р. В. О некоторых особенностях энергетического спектра океанической турбулентности//ДАН СССР. 1965. Т. 2161. № 4. С. 828–832.
- Океанография и морская метеорология. М.: Воениздат, 1974. 463 с.
- *Оль А. И.* Об 11-летнем цикличном изменении магнитной возмущенности//Проблемы Арктики и Антарктики. – 1964. – Вып. 16. – С. 55–62.
- *Оль А. И.* Возмущенность магнитного поля Земли и ее изменения в 11-летнем цикле//Тр. ГГО. 1969а. Вып. 245. С. 35–48.
- *Оль А. И.* Индексы возмущенности магнитного поля Земли и их гелиогеофизическое значение // Тр. ААНИИ. – 19696. – Т. 289. – С. 5–23.

- *Оль А. И.* Проявление 22-летнего цикла солнечной активности в климате Земли// Тр. ААНИИ. 1969в. Т. 289. С. 116–132.
- *О расчете* коэффициентов тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой/В. В. Ефимов, Н. А. Тимофеев, Е. Н. Сычев, И. В. Куржеевский//Изв. АН СССР. ФАО. – 1985. – Т. 21. – № 7. – С. 664–667.
- *О расчете* среднемесячных значений потоков тепла и влаги над океанаом/Н. З. Ариель, Р. С. Бортковский, Э. К. Бютнер, Н. В. Кучеров, Л. А. Строкина// Метеорология и гидрология. — 1973. — № 5. — С. 3–11.
- Павельев С. В., Павельева З. С. Цикличность солнечной активности//Тр. ГГО. 1965. Вып. 181. С. 92–109.
- Пака В. Т., Голенко Н. Н. Результаты экспериментальных исследований «большого Балтийского затока» в 2003 году//Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна: Проект подпрограммы ФЦП «Мировой океан». – Вып. 1. – Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2004. – С. 367–387.
- Покровская Т. В. О солнечной природе 7–8-летних циклов//Тр. ГГО. 1976. Вып. 378. С. 46–52.
- *Полосин А. С.* Циркуляция водных масс экваториальной Атлантики. М.: ЦНИИТЭИРХ, 1974. 69 с.
- Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Вып. 1. Экосистема и ее компоненты. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983а. – 255 с.
- Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Вып. 2. Изменчивость компонентов экосистем и динамика вод. — Л.: Гидрометеоиздат, 19836. — 207 с.
- Пространственно-временная изменчивость испарения Северной и Центральной Атлантики/В. Ф. Дубравин, Л. И. Казачкина, С. Е. Навроцкая, А. В. Смирнов//VI Всероссийский гидрологический съезд. Т. 5. Доклады. Ч 1. Метеоагентство Росгидромета. М., 2006. – С. 201–206.
- Пудовкин М. И., Распопов О. М. Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры: Обзор// Геомагнетизм и аэрономия. – 1992. – Т. 32. – № 5. – С. 1–22.
- Радикевич В. М. О расчете потоков тепла, влаги и количества движения// Океанология. – 1970. – Т. Х. – Вып. 5. – С. 878–882.
- Радикевич В. М., Ийамуремье Э. Типизация барического поля для Северной Атлантики и описание Северо-атлантического колебания (САК)//Тр. РГГМУ. 1999. Вып. 122. С. 43–56.
- Расчет атмосферных осадков и испарения на акватории Балтийского моря за 1951–1970 гг./И. Я. Арсеньева, А. В. Завилович, Ю. Д. Михайлов, Л. А. Строкина, Г. И. Щевелева//Тр. ГОИН. 1978 Вып. 147. С. 82–102.
- *Рева Ю. А.* Межгодовые колебания Черного моря // Океанология. 1997. Т. 37. № 2. С. 211–219.

Ривин Ю. Р. Циклы Земли и Солнца. – М.: «Наука», 1989. – 165 с.

- *Романов Ю. А.* Некоторые выводы из гармонического анализа полей результирующего ветра и давления над Индийским океаном// Океанологические исследования. — 1975. — Вып. 24. — С. 109–138.
- *Рубашев Б. М.* Проблемы солнечной активности. М.-Л.: «Наука», 1964. 362 с.
- Руденко М. В. Рельеф дна Гданьского бассейна// Геология Гданьского бассейна/Под ред. Е. М. Емельянова. — Калининград: ФГУИПП «Янтарный Сказ», 2002. — С. 26–31.
- *Ряховский В. М.* Закономерности развития базальтового магматизма в океанах. Дисс. докт. геол.-минерал. наук. (науч. докл). М., 1999. 68 с.
- Серяков Е. И. Расчет составляющих теплового баланса поверхности Северной Атлантики за короткие промежутки времени по материалам массовых наблюдений//Тр. ЛГМИ. 1967. Вып. 24. С. 42–53.
- Серяков Е. И., Гулов О. А. Многолетние колебания температуры воды на поверхности в Северной Атлантике//Тр. ЛГМИ, 1970. — Вып. 41. — С. 34-44.
- Сивков В. В., Свиридов Н. И. О связи эрозионно-аккумулятивных форм донного рельефа и придонных течений в Борнхольмской впадине Балтийского моря// Океанология. 1994. Т. 34. № 2. С. 294–298.
- Сидоренков Н. С. Неправильности вращения Земли как возможные показатели глобального водообмена// Метеорология и гидрология. — 1980. — № 5. — С. 52–59.
- Сидоренков Н. С. Физика среднегодовой зональной циркуляции атмосферы//Тр. ГМЦ СССР. – 1991. – Вып. 316. – С. 3–18.
- Сидоренков Н. С. Планетарные атмосферные процессы//Атлас временных природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 2. Циклическая динамика в природе и обществе. М.: Научный мир, 1998. — С. 274–277.
- Сидоренков Н. С. Физика нестабильностей вращения Земли. М.: Физматлит, 2002. – С. 384.
- Сидоренков Н. С. Нестабильность вращения Земли 13–01-2009. http://okoplanet.su/science/scienceclassic.
- Слепцов-Шевлевич Б. А. Геофизические основы морских гидрофизических прогнозов. М.: Мортехинформреклама, 1991. 103 с.
- Смирнов Н. П. Солнечная деятельность и Гольфстрим («Одиннадцатилетний» цикл солнечной активности и Гольфстрим)// Мат. рыбохоз. исследований Северного бассейна. — Вып. 10. — Мурманск, 1967. — С. 70–82.
- Смирнов Н. П., Саруханян Э. И. К изучению нутационной вариации деятельности системы Гольфстрим//Океанология. — 1965. — Т. 5. — Вып. 6. — С. 959–968.
- Смирнов А. Н., Смирнов Н. П. Колебания климата и биота Северной Атлантики. – СПб.: Изд.-во РГГМУ, 1998. – 150 с.
- Смирнов Н. П., Воробьев В. Н., Качанов С. Ю. Северо-Атлантическое колебание и климат. СПб.: Изд.-во РГГМУ, 1998. 122 с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Смирнова А. И., Минина Н. И. Водообмен между Балтийским и Северным морями//Гидрометеорологические условия. Проект «Моря СССР» Т. III. Балтийское море. Вып. 1. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 214–230 с.
- Смирнова А. И., Савчук О. П. Физико-географическая характеристика моря//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Вып. 1. Экосистема и ее компоненты. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. С. 6–11 с.
- Сонечкин Д. М., Серых И. В. О проявлении квазипериодических внешних сил в ритмичности Эль-Ниньо Южного колебания//Сб. тезисов «Морские исследования и образование: MARESEDU-20156» (Москва, МГУ 19–24 октября 2015 г.). М: Феория, 2015. С. 247–250.
- Соркина А. И. Многолетние колебания средних месячных величин интенсивности и средних месячных географических положений центров действия атмосферы в Северном полушарии. (Таблицы)//Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Приложение N 2. – М.: ГМЦ СССР – МЦД, 1972. – 35 с.
- Соскин И. М. Многолетние изменения гидрологических характеристик Балтийского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 160 с.
- Соскин И. М. Взаимосвязь между изменчивостью теплового состояния поверхностных вод Северной Атлантики и некоторыми показателями атмосферной циркуляции//Тр. ГОИН. – 1972. – Вып. 114. – С. 3–43.
- *Старков В. Н.* Экология ближнего космоса (терминология). Справочное пособие. СПб.: Изд.-во СОЛО, 2010. 120 с.
- Статистический анализ многолетних рядов температуры воды на поверхности в северных частях Атлантического и Тихого океанов/Лаппо С. С. Беляев К. П. Музыченко А. Г. Селеменов К. М// Гидрометеорологические закономерности формирования среднеширотных энергоактивных областей Мирового океана. Ч. 2. – М.: Гидрометеоиздат, 1986. – С. 10–22.
- Степанов В. Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 256 с.
- *Степанов В. Н.* Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
- Стонт Ж. И. Современные тенденции изменчивости гидрометеорологических параметров юго-восточной части Балтийского моря и их отражение в прибрежных процессах. – Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. – Калининград, 2014. – 22 с.
- Стонт Ж. И., Чубаренко Б. В. Изменение характеристик температуры воздуха в Калининградской области// БАЛТИЙСКИЙ МОРСКОЙ ФОРУМ: материалы VII Международного Балтийского морского форума 7–12 сентября 2019 года. Т. 3. «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов», VII Международная научная конференция. — Калининград: Изд-во БГАРФ, 2019. — С. 390–398.
- Структура температуры в прибрежной зоне Балтийского моря/ Е.Г. Морозов, С. А. Щука, Н. Н. Голенко, В. С. Запотылько, Ж. И. Стонт//ДАН. – 2007. – Т. 416. – № 1. – С. 115–118.»
- *Стрюк В., Романова Е., Максимова О.* Море у нашего дома. Калининград: Калининградский печатный двор, 2002. 22 с.

- Суставов Ю. В. Структура изменчивости тепловых процессов в Атлантическом океане и ее пространственное районирование по спектральным составляющим// Тр. ЛГМИ. – 1991. – Вып. 112. – С. 6–16.
- Суставов Ю. В., Альшулер В. М. Водообмен Балтийского моря с Северным и его основные компоненты//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Экосистемаи ее компоненты. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – Вып. 1. – С. 45–61.
- *Суховей В. Ф.* Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана. Киев: Наукова думка, 1977. 215 с.

Суховей В. Ф. Моря Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 288 с.

- Сывороткин В. Л. О геологической позиции Эль-Ниньо//Пространство и время. 2012. № 2 (8). С. 169–173.
- *Тамсалу Р. Э.* Моделирование динамики и структуры вод Балтийского моря. Рига: Звайгзне, 1979. 152 с.
- *Термины.* Понятия. Справочные таблицы: Прил. к Атласу океанов. М.: МО СССР, ВМФ, 1980. 156 с.
- *Тихий* океан. Т. 1. Метеорологические условия над Тихим океаном/Отв. ред. В. С. Самойленко. М.: Наука, 1966. 396 с.
- *Тренды* в полях годовых экстремумов осадков и приземной температуры во второй половине XX века/Д. Б. Киктеев, Д. М. Секстон, Л. В. Александер, К. К. Фолланд// Метеорология и гидрология. 2002. № 11. С. 13–24.
- *Тренин В. П.* Верхний изотермический слой воды в Северной Атлантике// Тр. ГОИН. – 1970. – Вып. 100. – С. 47–57.
- Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы// Тр. ГМЦ СССР. 1971. Вып. 77. 82 с.
- Угрюмов А. И. О крупномасштабных колебаниях температуры поверхности воды в Северной Атлантике//Метеорология и гидрология. – 1973. – № 5. – С. 12–22.
- Федоров К. Н. О причинах полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах//Изв. АН СССР, сер. Геогр. – 1959. – № 4. – С. 17–26.
- Федосов В. М., Зайцев Г. Н. Водный баланс и химический режим Балтийского моря и его заливов// Тр. ВНИРО. – 1960. – Т. 42. – С. 7–14.
- Физика океана/В. В. Богородский, А. В. Гусев, Ю. П. Доронин, Л. Н. Кузнецова, К. С. Шифрин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 294 с.
- Фролов Ю. С. Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана// Вестн. ЛГУ, сер. Геология и география. — 1971. — № 6. — Вып. 1. — С. 85–90.
- *Хокансон Л.* Физическая география Балтики. Урок. 1. Балтийское море и окружающая среда. Л.: Гидрометеоиздат, 1996. 35 с.
- *Хромов С. П., Мамонтова Л. И.* Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 568 с.
- *Хупфер П.* Балтика маленькое море. Большие проблемы. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 136 с.

- *Цветков А. В., Логинов В. Ф.* Долгопериодные колебания температуры воды поверхности Мирового океана//Тр. ГГО. 1990. Вып. 531. С. 31–37.
- Цыганов В. Ф. Анализ потеплений тропиков восточной части Тихого океана в зависимости от приливных сил//Сырьевые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом и южной части Тихого океана. – Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1993. – С. 33–55.
- *Чеботарев А. И.* Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 308 с.
- Чугаевич В. Я. Распределение водных масс Балтийского моря зимой 1999–2000 г.//Ученые записки Русского Географического общества (Калининградское отделение). Т. 2. Калининград, 2003. С. 6J-1–6J-11.
- Чугаевич В. Я., Кашкурова О. С. Термохалинный анализ индексов водных масс открытой части Балтийского моря//Комплексное изучение бассейна Атлантического океана: Тез. докл. 10-й региональной конференции. Калининград: Изд-во КГУ, 2001. С. 22–23.
- Шмакин А. Б., Попова В. В. Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX века // Изв. РАН. ФАО. 2006. Т. 42. № 2. С. 157–166.
- Шокальский Ю. М. Океанография. Петроград, 1917 (2-е издание Л.: Гидрометеоиздат, 1959. – 537 с.).
- Штокман В. Б. Основы теории Т,S-кривых как метода изучения перемешивания и трансформации водных масс моря//Проблемы Арктики. – 1943. – № 2. – С. 32–71.
- Шулейкин В. В. Перенос тепла течениями в замкнутом цикле Северной Атлантики// Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. — 1964. — № 2. — С. 264–278.
- Шулейкин В. В. Связь между климатом Европы и переносом тепла в Атлантике//Изв. АН СССР. ФАО. – 1968а. – Т. IV – № 3. – С. 243–261.
- Шулейкин В. В. Физика моря. М.: АН СССР, 19686. 1084 с.
- Эволюции сезонного хода водных масс Балтийского моря/В. Ф. Дубравин, Г. Е. Маслянкин, Д. В. Дорохов, Е. В. Дорохова//Труды VIII юбилейной международной научной конференции «Инновации в науке и образовании — 2010», посвященной 80-летию образования университета. Часть 1. Калининград: КГТУ, 2010. — С. 132–135.
- Яани А., Белязо В. А. О многолетних колебаниях водности крупных озер и их планетарно-космических причинах (на примере Чудско-Псковского озера). Тез. докл. VI Всероссийского гидрологического съезда. Секция 5. Гидрофизические явления и процессы. Формирование и изменчивость речного стока. Гидрологические и водохозяйственные расчеты. – СПб.: Гидрометеоиздат. – С. 54–55.
- Янес А. В. Об изменении интенсивности Атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива//Тр. ААНИИ. 1972. Т. 306. С. 61–77.
- Янес А. В. Межгодовая изменчивость термохалинного состояния вод Фареро-Шетландского пролива и водообмена через него//Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов

и полей в Норвежской энергоактивной зоне. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – С. 100–107.

- Andersson P. Total and regional Runoff to the Baltic Sean. HELCOM Indicator Fact Sheets 2009 [Электрон. ресурс]. – Режим доступа: http://www. helcom.fi/environment2/ifs/enGB/cover/.
- Andersen, J.H., and Pawlak J. T. Nutrients and eutrophication in the Baltic Sea – Effects, causes, solutions. Baltic Sea Parliamentary Conference. Copenhagen, 2006. – 32 pp.
- *Beck C., Grieser J. and Rudolf B. A.* New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000/published in Climate Status Report 2004. German Weather Service, Offenbach, 2005. P. 181–190.
- *Blanc T. V.* Variation of Bulk-Derived Surface Flux, Stability, and Roughness Results Due to the of Different Transfer Coeffcient Schemes//J. Phys. Oceanogr. – 1985. – Vol. 15. – No 6. – P. 650–669.
- Broecker W. S., Takahashi T., Li Y.-H. Hydrography of the central Atlantic II. Water beneath the Two-Degree Discontinuity//Deep Sea Res. – 1976. – Vol. 23. – No. 12A. – P. 1083–1104.
- Broecker W. S., Takahashi T., Stuiver M. Hydrography of the central Atlantic – I. The two-degree discontinuity//Deep Sea Res. – 1980. – Vol. 27. – No. 6A. – P. 397–419.
- Broecker W. S., Takahashi T. Hydrography of the central Atlantic III. The North Atlantic deep-water complex//Deep Sea Res. – 1980. – Vol. 27. – No. 8A. – P. 591–613.
- Broecker W. S., Takahashi T. Hydrography of the central Atlantic IV. Intermediate waters of Antarctic origin//Deep Sea Res. – 1981. – Vol. 28. – No. 3A. – P. 177–193.
- Brogmus W. Eine Rewision des Wasserhaushaltes der Ostsee//Kieler Meeresforschungen. – 1952. – Bd. 9. – H 1. – S. 15–42.
- Buch E. Seasonal and year to year variations of the West Greenland waters in recent years//Rit Fiskideildar J. of the Marine Reserch institute. – Vol. IX. – Raykjavik, 1985. – P. 141–151.
- *Characteristics* of temperature in the East China Sea / I. Kaneko, Y. Takatsuki, T. Tashiro, X. Sun // The Oceanogr. Mag. JMA. 1994. Vol. 44. No. 1–2, March. P. 45–57.
- *Cochrane I. D.* The frequency distribution of surface-water characteristics in the Pacific Ocean// Deep Sea Res. 1956. Vol. 4. No. 1. P. 45–53.
- Curry R. G., McCartney M. S., Joyce T. M. Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters//Nature. – 1998. – Vol. 391. – No. 6667. – P. 575–577.
- *Cyberski J.* Recently observed and prognostic changes in water balance and their impact on the salinity in the Baltic sea. Gdansk, 1995. 210 p.
- Cyberski J. and Wroblewski A. Riverine water inflow and the Baltic Sea water volume 1901–1990// Hydrology and Earth System Sciences. 2000. v. 4. n. 1. P. 1–11.
- Dubravin V. F., Stont J. I., Goushchin O. A. The spatiel-temporal variability of the hydrometeorology fields of southeast Baltic//2nd Baltic Green

Belt Forum. Toward sustainable development of the Baltic Sea coast. Conference proceedings. 13–16.04.2010 Palanga. – Klaipeda, 2010. – P. 242–246.

- *Ekman M.* The world longest sea level series and a winter oscillation index for Northern Europe 1774–2000 // Small Publ. Hist. Geophys. 2003. No. 12. pp. 1–31.
- *Eltahir E. A. B.* El Nino end the natural variability in the flow of the Nile River//Water Resour. Res. 1996. Vol. 32. No 1. P. 131–137.
- *Fischer H., Matthäus W.* The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows // J Mar. Syst. 1996. Vol. 9. P. 137–157.
- Fonselius S., Valderrama J. One hundred years of hydrographic measurements in the Baltic Sea // Journal of Sea Research – 2003. – V. 49. – № 4. – P. 229–241.

ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS

- Goustoev D. V, Eremina T. R. The water masses of a deep-water part of Baltic sea during the Atlantic waters inflow of 2003 and after that (2004–2005). BFU research bulletin: № 8. St.-Petersburg, RSHU, 2005 pp. 22–28.
- Hagen, E. and Feistel, R. Climatic turning points and regime shifts in the Baltic Sea region: the Baltic winter index (WIBIX) 1659–2002//Boreal Env. Res. – 2005. – Vol. 10. – n. 3. – P. 211–224.
- Hansson D. Ocean Climate Variability over Recent Centuries Explored by Modelling the Baltic Sea. – Göteborg, 2009. – 57 P. Internet-id http://hdl.handle.net/2077/20827.
- *HELCOM.* Climate change in the Baltic Sea area/HELCOM Stakeholder Conference on the Baltic Sea Action Plan. Helsinki, Finland, 7 March, 2006. – 48 P.
- HELCOM. Atlas of the Baltic Sea. Helsinki, 2010. 189 p.
- http://www2008.io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html
- https://www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html
- Hünicke B. Atmospheric forcing of decadal Baltic Sea level variability in the last
 200 years: A statistical analysis. GKSS-Forschungszentrum Geesthacht
 GmbH Geesthacht Hamburg, 2008. den 1. April. 132 pp.
- *Hurrell J. W.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation//Science. 1995. Vol. 269. P. 676–679.
- IHO. Limits of Oceans and Seas, 3rd edition. Special Publication, 1953. № 23. – 23 s.
- *Isemer H.-J. and Hasse L.* The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2. – Springer Verlag, Heidelberg, New York, Tokyo, 1987. – 252 p.
- Janssen F., Schrum C., Backhaus J. O A. Climatological Data Set of Temperature and Salinity for the Baltic Sea and the North Sea//Dt. hydrogr. Z. Erganzungsheft. – 1999. – Supplement 9. – 245 P.
- Kushnir Y. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric condition// J. Climate. - 1994. - Vol. 7. - No. 1. - P. 141-157.

- *Landscheidt T.* Solar rotation, impulses of the torque in the Sun's motion, and climatic variation//Climatic Change. 1988. Vol. 12. P. 265–295.
- Lazier J. R. N. Measurements from Instruments Moored in the Labrador Current 1978–1986//IOC Technical Series 33. – Vol. 4. – UNESCO, 1988. – P. 7–10.
- Leppäranta M. and Myrberg K. Physical oceanography of the Baltic Sea. Springer: Heidelberg, 2009. – 378 pp.
- Long-Term and Seasonal Variation of the Sea Surface Temperature in the East China Sea/Shiraishi S., Hinata T., Tomiyama Y. e. a.//Umi to Sora (J. Mar. Met. Soc. Japan). – 1994. – Vol. 69. – No. 4. – P. 245–256.
- Malmberg S. A., Desert J. Hydrographic conditions in North Icelandic waters and annual air temperature in Iceland. – ICES Council Meeting Papers, 1999. – 21 p.
- Matthaus W. Zur mittleren jahreszeitlichen Veranderlichkeit von Temperatur in der offenen Ostsee//Beitr. Meereskunde. – 1977. – H. 40. – S. 117–155.
- Matthaus W. Natural Variability and Human Impacts Reflected pn Long-Term Changes in the Baltic Deep Water Conditions – A Brief Review//Dt. hydrogr. Z. – 1995. – V. 47. – № 1. – P. 47–65.
- Matthaeus, W. The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea – from the early beginning to recent results. Meereswiss. Ber. Warnemuende, –2006. – V. 65. – P. 1–73. – http://www.io-warnemuende. de/documents/mebe65_2006.pdf
- McCartney M. North Atlantic oscillation//Oceanus. 1996. Vol. 39. No. 2. P. 2–16.
- Meier H. E. M. and Doscher R. Simulated water and heat cycles of the Baltic Sea using a 3D coupled atmosphere-ice-ocean model//Boreal. Env. Res., 2002. – Vol. 7. – P. 327–334.
- *Mikulski Z.* Inflow if river water to the Baltic sea in the period 1951–1960//Nordic Hydrology. – 1970. – v. 4. – P. 216–227.
- *Mikulski, Z.* River inflow to the Baltic Sea 1921–1975. Polish Acad. Sci./Polish National Committee IHP UNESCO, Warsaw, 1982.
- *Mikulski Z.* Inflow from drainage basin//Water balance of the Baltic Sea Baltic Sea Environment Proceedings, Vol. 16. Baltic Marine Environment Protection Commission, 53. Helsinki, Finland, 1986. pp. 24–34.
- *Montgomery R. B.* Characteristics of surface water at Weather Ship J//Deep-Sea Res. 1955. Suppl. to V. 3. P. 331–333.
- Nausch G., Nehring D. Hydrochemistry. In «Third Periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic Sea, 1989–93»; Background document. HELCOM, 1996, P. 80–89.
- *Omstedt A.* Baltic Sea marine system: In introduction//University of Gothenburg. Göteborg, 2009. 37 p.
- *Omstedt, A., Pettersen, C., Rohde, J. and Winsor, P.* Baltic Sea climate: 200 yr. of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation//Clim. Res. 2004. V. 25. P. 205–216.

- Plaut G., Ghil M., Vautard R. Interannual and interdecadal variability in 335 years of Central England Temperature//Sciens. – 1995. – Vol 268. – No. 5 (5211). – P. 710–713.
- Polonsky A. B., Voskresenskaya E. N. The NAO and ENSO Teleconnection//TOGA notes. 1992. No. 6. P. 10–11.
- Progress in physical oceanography of the Baltic Sea during the 2003– 2014 period/A. Omstedt, J. Elken, A. Lehmann, M. Leppäranta, H.E. M. Meier, K. Myrberg, A. Rutgersson//Progress in Oceanography. – 2014. – V. 128. – P. 139–171.
- Reissmann J. H. Bathymetry of four deep Baltic basins//Dt. hydrogr. Z. 1999. V. 51. № 4. P. 489–497.
- *Richter K.-G. and Ebel M.* Analysis of runoff for the Baltic basin with an integrated Atmospheric-Ocean-Hydrology Model//Advances in Geosciences, 2006. n. 9. P. 31–37.
- *Shirley J. H.* When the Sun goes backward: solar motion, volcanic activity, and climate//Cycles. 1988. V. 39. N 4. P. 113–119.
- Sonesten, L. Sources and pathways of nutrients to the Baltic Sea/L. Sonesten, L. M. Svendsen, H. Tornbjerg, B. G. Gustafsson, D. Frank-Kamenetsky, J. Haapaniemi//Хельсинки: Helsinki Commission, 2018. – 48 р.
- State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment/Editors: R. Feistel, G. Nausch, N. Wasmund. 2008. http://www.io-warnemuende.de/projects/baltic/index. html.
- *Thompson R.* Climatological Numerical Models of the Surface Mixed Layers of the Ocean// J. Phys. Oceanogr. 1976. Vol. 6. No. 4. P. 496–503.
- *UNESCO*, 1987. International oceanographic tables. Vol. 4. Properties derived from the International Equation of State of Sea Water, 1980//Tech. Pap. mar. Sci. 40. 195 p.
- *Van Aken H. M.* The Oceanic Thermohaline Circulation: An Introduction. Springer, 2006. – 328 p.
- Woods J. D. Do waves limit turbulent diffusion in the ocean?//Nature. 1980. Vol. 288. No. 5788. P. 219–224.
- *Wortington L. V. and Wright W. R.* North Atlantic Ocean atlas. Woods Hole Oceanografic Institute Atlas Serie, 1970. Vol. 2. 23 p. 58 pl.
- Wust G. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozean. Die Stratosphare//Deusche Atl. Exped. «Meteor» 1925–27. – Berlin-Leipzig, 1935. – B. YI, I, Teil. Lief 2. – S. 110–288.
- www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html.

www.rp5.ru.

- www.wetterzentrale.de.
- Yan, Z., Tsimplis, M. and Woolf, D. Analysis of the relationship between the north atlantic oscillation and sea level changes in the northwest Europe//Int. J. Climatol. – 2004. – Vol. 24. – No. 6. – P. 743–758.

Список сокращений

ААНИИ	Арктический и антаркти-	ETP	европейская террито-
	ческий научно-исследова-		рия России
	тельский институт	3	запад
AM	Азорский барический	3C3	запад-северо-запад
	максимум	ЗЮЗ	запад-юго-запад
AЦ	антициклон	ИМ	Исландский бариче-
ВГИ	нерегулярная внутригодо-		ский минимум
	вая изменчивость (компо-	ИР	исходный временной
	нента временного ряда)		ряд
ВКС	верхний квазиоднород-	КП	короткопериодная (вы-
	ный слой		сокочастотная) времен-
BM	водная масса		ная изменчивость
ВСИ	нерегулярная внутри-	МГИ	межгодовая измен-
	суточная изменчивость		чивость (компонента
	(компонента временного		временного ряда)
	ряда)	МЛСП (Д-6)	морская ледостойкая
ГИС	геоинформационная си-		стационарная плат-
	стема		форма (Д-б)
ГлБ	глубинная водная масса	ППОСЛиС	потенциал приливо-
	Балтийского моря		образующих сил Луны
ГлВБ	глубинная Восточная во-		и Солнца
	дная масса Балтийского	ПовБ	поверхностная водная
	моря		масса Балтийского моря
ГлЗБ	глубинная Западная во-	ПовВБ	поверхностная Вос-
	дная масса Балтийского		точная водная масса
	моря		Балтийского моря
ΓХ	гидрохимические (пара-	ПовЗБ	поверхностная Запад-
	метры)		ная водная масса Бал-
ДП	долгопериодная (низко-		тийского моря
	частотная) временная из-	ПовС	поверхностная водная
	менчивость		масса Северного моря
ДС	деятельный слой	ΠOBC_{50}	поверхностная водная
ЕСИМО	Единая государственная	00	масса Северного моря
	система информации об		на горизонте 50 м –
	обстановке в Мировом		глубина порога в про-
	океане		ливе Каттегат

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

С	север	\mathbf{B}_{0}	величина пресноводного
САК	Северо-Атлантическое ко-	0	баланса моря
	лебание	B01	Ботнический залив (рай-
CB	северо-восток		онирование Балтий-
CB	структура вод		ского моря по State and
СезХ	регулярный сезонный ход		Evolution, 2008)
	(компонента временного	B02	море Кварк (районирова-
	ряда)		ние Балтийского моря по
C3	северо-запад		State and Evolution, 2008)
C3	структурная зона	B03	Ботническое море (райони-
СИ	межсуточная (синоптиче-		рование Балтийского моря
	ская) изменчивость (компо-		по State and Evolution,
	нента временного ряда)		2008)
CX	регулярный суточный ход	B04	Аландское море (райониро-
	(компонента временного		вание Балтийского моря по
	ряда)		State and Evolution 2008)
УСВЗ	угловая скорость суточного	B05	Финский залив (райониро-
	врашения Земли		вание Балтийского моря
ХПС	холодный промежуточный		по State and Evolution
	слой		2008)
П	шиклон	B06	Рижский залив (райониро-
ПЛА	центры лействия атмосферы		вание Балтийского моря
Ю	юг		по State and Evolution
ЮВ	ЮГО-ВОСТОК		2008)
ЮВБ	Юго-Восточная Балтика	B07	Северная Балтика (райони-
ЮЗ	юго-запал		рование Балтийского моря
А	амплитуда волны (гармони-		по State and Evolution,
	ки)		2008)
$A^{T}_{a a}$	среднегодовая температура	B08	Центральная Балтика
0,0	на поверхности;		(районирование Балтий-
A^{T}_{I0}	амплитуда годовой волны		ского моря по State and
1,0	температуры на поверхно-		Evolution, 2008)
	сти;	B09	Юго-Восточная Балтика
A ^T ₀ hi	среднегодовая температура		(районирование Балтий-
0,111	на горизонте h.;		ского моря по State and
A ^T _{Lbi}	амплитуда годовой волны		Evolution, 2008)
1,111	температуры на горизонте	B10	Южная Балтика (райониро-
	h _i .		вание Балтийского моря по
Alat	широта центра Азорского		State and Evolution, 2008)
	барического максимума	B11	Западная Балтика (райони-
Along	долгота центра Азорского		рование Балтийского моря
0	барического максимума		по State and Evolution,
Apres	давление в центре Азорско-		2008)
•	го барического максимума	B	ширина моря средняя (км)
В	величина водного баланса	B	ширина моря максимальная
	моря	max	(км)

BSH/DC	DD(M42)	G ^{NO3}	глубина и величина мак-
,	Немецкий Центр Океано-	max	симального вертикаль-
	графических Данных		ного градиента нитра-
С	когерентность (параметр		тов
	кросс-спектра)	G^{O2}_{max}	глубина и величина мак-
С	индекс циркуляции атмос-	max	симального вертикаль-
	феры (меридиональный		ного градиента кисло-
	перенос)		рода
C _n	коэффициент обмена вла-	GPO4	глубина и величина мак-
E	гой	max	симального вертикаль-
D.	расстояние от барицен-		ного градиента фосфа-
6.ц.	тра масс солнечной систе-		тов
	мы до центра Солнца (км)	\mathbf{G}^{T}	глубина и величина
E	инлекс ширкулянии атмос-	max	максимального верти-
_	феры (восточный пере-		кального гралиента тем-
	нос)		пературы ~ серелина
Eawind	результирующий пере-		главного термоклина
Lq. ma	нос массы возлуха в эква-	G ^s	глубина и величина мак-
	ториальной стратосфере	max	симального вертикаль-
	(экваториальный пере-		ного гралиента солено-
	(окваторнальный пере		сти ~ середина главного
e			сти середина главного
с _а F	максимальная маругость	н	галоклина
L _{0w}	максимальная упругоств	гт _{ср}	(м)
	водяного пара при темпе-	н	
Ext	ратуре воды т	11 _{max}	максимальная плубина
EV F	фара (нарамотр крос снок	HELCOM	
L	фаза (параметр крос-спек-	IIEECOM	Асльсинкская комис-
C P0	ripa)		сия по защите морской
G	модуль барического гра-		среды Валтинского
CNH3 > 0.0	\mathcal{A}	шо	моря The International Hudro
G₀≥0,t	Л МКМОЛЬ N / КГ·М	IHO	The International Hydro-
	начало главного слоя	T I (graphic Organization
CNO3 > 0.0	Скачка аммония	nat	широта центра Исланд-
G ^{nos} ≥0,t	\mathcal{I} МКМОЛЬ $\mathbb{N} / \mathbb{K} \cap \mathbb{M}$		ского барического ми-
	начало главного нитрато-	TI	нимума
$C^{0} > 0.1$	клина;	llong	долгота центра Исланд-
$G^{02} \ge 0,1$	мл О ₂ / л·м		ского оарического ми-
(4,47 мкм	аоль О ₂ / кг·м)	TOTAL	нимума
	начало главного окси-	IOW	Das Leibniz-Institut für
	клина		Ostsee forschung War-
$G^{104} \ge 0,0$	1 мкмоль Р/кг·м	T	nemude
	начало главного фосфато-	Ipres	давление в центре Ис-
CNH2	клина		ландского барического
G ^{max} max	глуоина и величина мак-	**	минимума
	симального вертикально-	К _{изр}	коэффициент изрезан-
	го градиента аммония		ности береговой ли-
			252

	нии – отношение дли-	r	коэффициент корреляции
	ны береговой линии l _o	R _s	суммарный речной сток
	к длине окружности l _{so} ,	R	поверхностный речной
	равновеликой площади	пов	сток
	зеркала S ₀	R	подземный речной сток
L	длина моря (км)	S	соленость морской воды
1	протяженность берего-	S	спектр мощности (пара-
0	вой линии (км)		метр кросс-спектра)
NAO	North Atlantic Oscillation	S ₀	площадь зеркала моря
NH。	аммонийный азот, мкг-ат	0	(тыс. км ²)
5	N/л, мкмоль N/кг	S(H)	батиграфическая кривая
NO ₃	нитратный азот, мкг-ат	SiO	силикаты
5	N/л, мкмоль N/кг	S	глубина ядра максимума со-
$\ll NO \gg = 9N$	$[O_{2}+O_{2}]$	max	лености
	параметр Броккера	S,NH,	(S – соленость морской
MARNET	The Marine Applied Re-	4	воды, NH, –аммоний) – па-
	search and New Technol-		раметры (классы, кривые,
	ogies		индексы)
Р	длительность эталон-	S,NO ₂	(S – соленость морской
	ных суток 86400 с	5	воды, NO ₂ – нитраты) – па-
P	атмосферное давление		раметры (классы, кривые,
0	на уровне моря		индексы)
«PO» = 135	$\delta PO_{4} + O_{9}$	S,O ₉	(S – соленость морской
	параметр Броккера	4	воды, О ₂ – кислород) – па-
Pr	атмосферные осадки		раметры (классы, кривые,
PSU	The Practical Salinity		индексы)
	Scale – практическая	S,PO ₄	(S – соленость морской
	шкала солености	Т	воды, РО ₄ – фосфаты) – па-
q	квота волны (вклад дан-		раметры (классы, кривые,
	ной гармоники в общую		индексы)
	дисперсию суточного	Т	период (параметр
	или сезонного хода)		крос-спектра)
	(гармоники)	Т	масштаб временной
O_2	кислород, мл О ₂ /л, мк-	Т	действительная длитель-
-	моль О ₉ / кг		ность земных суток
PO_4	фосфор фосфатов, мкг-	T _a	температура воздуха
	ат Р/л, мкмоль Р/кг	T _d	температура точки росы
Q _{ot}	отток вод из Балтики че-	T _{max}	дата наступления максиму-
	рез Датские проливы		ма волны (гармоники)
Q _{mp}	приток вод в Балтику че-	T_{min}	глубина ядра холодного
r	рез Датские проливы		промежуточного слоя
Q_{Σ}	результирующий водо-	Tr	линейный тренд элемента
	обмен (разность между	T,S	(Т – температура, S – соле-
	притоком и оттоком		ность морской воды) – па-
	вод через Датские про-		раметры (классы, кривые,
	ливы)		индексы)

Tr	линейный тренд
T _w	температура воды
Ŭ	результирующий перенос
	массы воздуха в экватори-
	альной стратосфере (эква-
	ториальный перенос)
V	объем воды моря (км ³)
V(H)	объемная кривая
W	индекс циркуляции атмос-
	феры (западный перенос)
W	солнечная активность, чис-
	ла Вольфа
W	скорость ветра
Z	высота, на которой выпол-
	няется измерение (м)
$\Delta\sigma^2$	дисперсия временного ряда
	с нарастанием
ν	безразмерная величина,
	равная отношению откло-
	нения действительной дли-
	тельности земных суток Т
	от эталонной Р = 86400 с к
	длительности эталонных су-
	ток Р
ρ	плотность воздуха
$\xi_{\rm E}$	поправка на пространствен-
	но-временное усреднение
	гидрометеорологих пара-
	метров при расчете испаре-
0	ния и потоков тепла
Θ	температура наиоольшеи
0	плотности
O _w	фаза волны
0	среднее квадратичное от-
σ^2	
υ τ	дисперсия временного ряда
L	функции (мес год)
(I)	теографическая широта
Ψ λ	географическая широта

λ географическая долгота

Список рисунков

- Рис. 1. Нумерация (условная) одноградусных трапеций в Балтийском море для многолетнего гидрологического массива Института исследований Балтийского моря. (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 2. Морфометрические характеристики (длина L и максимальная ширина В_{мах}) Балтийского моря, по (Дорохов, Дорохова, 2011). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 3. Гидрометеорологическое районирование Балтийского моря. По (State and Evolution ..., 2008). (Из Дубравин, Маслянкин, 2012).
- Рис. 4. Батиграфическая S(H) и объемная V(H) кривые Балтийского моря. По (Капустина, Дубравин, 2015). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 5. Дрейф Исландской депрессии (а) и Азорского максимума (б) за 1891–1989 гг. По (Дубравин, 1994).
- Рис. 6. Среднемесячные положения барических центров, определявших региональную погоду над Юго-Восточной Балтикой в 1996–2010 гг. (циклоны ○, антициклоны х), а также среднемноголетнее положение центров циклонов (1) и антициклонов (2) и направление результирующего переноса (1996–2010 гг.). (Из Абрамов и др., 2012).
- Рис. 7. Межгодовая изменчивость индексов циркуляции атмосферы: (a) – W, (б) – Е и (в) – С (сут./год) (1891–2019 гг.), рассчитанная по данным (Дмитриев и др., 2018).
- Рис. 8. Межгодовая изменчивость индекса формы циркуляции атмосферы W (сут./год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних $(W_2^{27}, W_2^{30} \text{ и } W_2^{32})$, квазичетырехлетних $(W_4^{44} \text{ и } W_4^{52})$, квазишестилетней W_6 , квазивосьмилетней W_8 (1891–2019 гг.), рассчитанная по данным (Дмитриев и др., 2018).
- Рис. 9. Межгодовая изменчивость индекса формы циркуляции атмосферы E (сут./год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних $(E_2^{26}, E_2^{29} \, \mu \, E_2^{36})$, квазичетырехлетних $(E_4^{41} \, \mu \, E_4^{52})$, квазивосьмилетней E_8 (1891–2019 гг.), рассчитанная по данным (Дмитриев и др., 2018).
- Рис. 10. Межгодовая изменчивость индекса формы циркуляции атмосферы С (сут./год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней C_{2}^{36} , квазичетырехлетних (C_{4}^{40} и C_{4}^{57}), квазишестилетней C_{6} , квазивосьмилетней C_{8} (1891–2019 гг.), рассчитанная по данным (Дмитриев и др., 2018).
- Рис. 11. Скорость ветра W (м/с) в Балтийском море, средняя за 1951– 2000 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). Из Дубравин, 2014.

- Рис. 12. Среднемноголетний сезонный ход СезХ скорости ветра W (м/с) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. По (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 13. Квота (q₁) годовой гармоники скорости ветра в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 14. Амплитуда (A₁) годовой гармоники скорости ветра (м/с) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 15. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники скорости ветра в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 16. Атмосферное давление Р₀ (гПа) в Балтийском море, среднее за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 17. Среднемноголетний сезонный ход СезХ атмосферного давления Р₀ (гПа) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг., по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 18. Квота (q₁) годовой гармоники атмосферного давления P₀ в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 19. Амплитуда (A_I) годовой гармоники атмосфернонго давления P₀ (гПа) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 20. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники атмосферного давления Р₀ в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 21. Атмосферные осадки Рг (мм/год) на поверхности Балтийского моря, средние за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 22. Сезонный ход СезХ составляющих пресноводного баланса Балтийского моря (км³/мес): (а) атмосферных осадков Pr; (б) суммарного речного стока R_{Σ} ; (в) испарения Ev; (г) пресноводного баланса B_0 , рассчитанный за 1951–2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 23. Квота (q₁) годовой гармоники осадков Рг в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 24. Амплитуда (A_I) годовой гармоники осадков Pr (мм) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).

- Рис. 25. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники осадков Рг в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 26. Сезонный ход СезХ осадков Pr (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис.27. Сезонный ход СезХ суммарного речного стока R_Σ (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 28. Межгодовая изменчивость речного стока R_{Σ} (км³/год) для всей Балтики, рассчитанная по (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 29. Межгодовая изменчивость речного стока R_∑ (км³/год) в суббассейнах Балтики за период 1950–2007 гг., рассчитанная по данным (Andersson, 2009). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 30. Межгодовая изменчивость речного стока R_{Σ} (км³/год) для всей Балтики и его спектральных составляющих: квазидвухлетней — $R_{\Sigma 2}$, квазичетырехлетней — $R_{\Sigma 4}$, квазишестилетней — $R_{\Sigma 6}$, квазиодиннадцатилетней — $R_{\Sigma 11}$, квазитридцатитрехлетней — $R_{\Sigma 33}$ (1891–2012), рассчитанная по (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 31. Испарение Ev (мм/год) с поверхности Балтийского моря, среднее за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 32. Квота (q₁) годовой гармоники испарения Ev в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 33. Амплитуда (A_I) годовой гармоники испарения Ev (мм) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 34. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники испарения Еv в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 35. Сезонный ход испарения Ev (км³/мес.) с поверхности всей Балтики, рассчитанный по данным разных авторов. (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 36. Сезонный ход СезХ пресноводного баланса В₀ (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 37. Сезонный ход СезХ результирующего водообмена Q_∑ через Датские проливы (км³/мес.), рассчитанный по данным разных авторов. По (Дубравин и др., 2011). (Из Дубравин, 2014).

- Рис. 38. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена Q_∑ (км³/год) через Датские проливы, рассчитанная по (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009). За положительное значение результирующего водообмена принято превышение оттока из Балтики над притоком. (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 39. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена Q_{Σ} (км³/год) через Датские проливы и его спектральных составляющих: квазидвухлетней $Q_{\Sigma 2}$, квазичетырехлетней $Q_{\Sigma 4}$, квазишестилетней $Q_{\Sigma 6}$, квазиодиннадцатилетней $Q_{\Sigma 11}$ (1893–2002), рассчитанная по (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 40. Сезонный ход СезХ водного баланса В (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 41. Температура воздуха T_a (°C) над Балтийским морем, средняя за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 42. Среднемноголетний сезонный ход СезХ температуры воздуха T_а (°C) над морскими районами Балтийского моря за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 43. Квота (q₁) годовой гармоники температуры воздуха Т_а над Балтийским морем, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 44. Амплитуда (A_I) годовой гармоники температуры воздуха T_a (°C) над Балтийским морем, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 45. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники температуры воздуха Т_а над Балтийским морем, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 46. Межгодовая изменчивость температуры воздуха T_a (°C) в Калининграде (1848–2018 гг.) по (Стонт, Чубаренко, 2019; State and Evolution..., 2008; www.rp5.ru).
- Рис. 47. Межгодовая изменчивость температуры воздуха T_a (°C) в Варнемюнде и Калининграде (1947–2012 гг.) по данным (State and Evolution..., 2008; www.rp5.ru). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 48. Межгодовая изменчивость температуры воздуха T_a (°C) в Калининграде и его спектральных составляющих: квазидвухлетних $(T_{a2}^{27}, T_{a2}^{36})$, квазичетырехлетних $(T_{a4}^{42}, T_{a4}^{56})$, квазишестилетней T_{a6} , квазивосьмилетней T_{a8} квазиодиннадцатилетней T_{a11} (1848–2018), рассчитанная по (Стонт, Чубаренко, 2019; State and Evolution..., 2008; www.rp5.ru).
- Рис. 49. Температура воды T_w (°C) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 50. Среднемноголетний сезонный ход СезХ поверхностной температуры воды Т_w (°С) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 51. Квота (q₁) годовой гармоники температуры воды Т_w на поверхности Балтийского моря, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 52. Амплитуда (A₁) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1951–2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 53. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники температуры воды Т_w на поверхности Балтийского моря, средняя за 1951– 2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 54. Межгодовая изменчивость температуры воды Т_w (°C) на поверхности в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Балтийске по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник..., 1960–1990; State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 55. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на поверхности в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней — T_{w2}; квазичетырехлетней — T_{w4}; квазишестилетней — T_{w6}; квазиодиннадцатилетней — T_{w11} (1946– 2005), рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 56. Практическая соленость S (PSU) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, 2014).
- Рис. 57. Среднемноголетний сезонный ход СезХ поверхностной солености S (PSU) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг., рассчитано по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 58. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Балтийске по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник..., 1960–1990; State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Рис. 59. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Борнхольмской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней S₂; квазичетырехлетних (S₄⁴⁴ и S₄⁵⁷); квазишестилетней S₆; квазивосьмилетней S₈ (1902–2011 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 60. Среднее для Балтийского моря распределение температуры воды Т_w (°С); солености S (PSU); кислорода (мкмоль О₂/кг); фосфатов (мкмоль Р/кг) и нитратов (мкмоль N/кг) за 1950–2005 гг., рассчитано по (State and Evolution ..., 2008).

- Рис. 61. Внутригодовая изменчивость термической структуры верхнего 130-метрового слоя, среднего для всего Балтийского моря, рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008): 1 – ВКС; 2 – сезонный термоклин; 3 – ХПС; 4 – нижний слой ПовСЗ; 5 – ГлСЗ, 6 – ядро ХПС; 7 – верхняя граница главного термоклина; 8 – ядро главного термоклина. По (Дубравин, Педченко, 2010).
- Рис. 62. Сезонный ход температуры воды T_w (°C) в Балтийском море по горизонтам, средний за 1900–2005 гг., рассчитанный по данным (State and Evolution..., 2008): а) 0–150 м; б) 70–150 м. (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 63. Среднегодовые характеристики ХПС в Балтийском море, рассчитанные за 1900–2005 гг. по данным (State and Evolution..., 2008): а) глубина ядра промежуточного слоя, м; б) температура в ядре промежуточного слоя, Т_{тіп} (°С). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 64. Среднегодовые характеристики главного термоклина в Балтийском море, рассчитанные за 1900–2005 гг. по данным (State and Evolution..., 2008): а) глубина ядра главного термоклина м; б) максимальный градиент температуры G^T_{max} (°С/м). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 65. Температура воды T_w (°C) на дне Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 66. Квота (q₁) годовой гармоники температуры воды T_w на дне Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 67. Амплитуда (A₁) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на дне Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 68. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники температуры воды Т_w на дне Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 69. Температура воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 70. Квота (q₁) годовой гармоники температуры воды Т_w на глубине ядра максимума солености Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 71. Амплитуда (A₁) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 72. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники температуры воды Т_w на глубине ядра максимума солености Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).

- Рис. 73. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 74. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней T_{w2}; квазичетырехлетней T_{w4}; квазишестилетней T_{w6} на интервале 1946–2005 гг. рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 75. Среднемесячные Т,S-кривые в Балтийском море, средние за 1900–2005 гг. для всего моря, рассчитано по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 76. Среднегодовые характеристики ядра главного галоклина в Балтийском море, рассчитанные за 1900–2005 гг. по данным (State and Evolution..., 2008): а) глубина ядра, м; б) максимальный градиент солености G^s_{max} (PSU/м). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 77. Топография изогалины 9,5 (PSU) в Балтийском море (м), рассчитанная за 1900–2005 гг. по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Эволюции ..., 2010).
- Рис. 78. Соленость S (PSU) Балтийского моря и проливов, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008): в ядре глубинного максимума – а, на дне – б. (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 79. Межгодовая изменчивость солености в ядре глубинного максимума S_{max} (PSU) в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 80. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Гданьской (кв. 36) впадине и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетних — $(S_4^{39} u S_4^{52})$; квазишестилетней — S_6 ; квазиодиннадцатилетней — S_{11} на интервале 1946–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 81. Обобщенная Т, S-диаграмма вод Балтийского моря: линии трансформации поверхностных – ПовБ (1 – март, 2 – август) и глубинных – ГлБ (3 – март, 4 – август) вод, рассчитано по данным (Дубравин и др., 1995; Janssen et al., 1999). (Из Дубравин, 2003).
- Рис. 82. Процентное содержание поверхностной (гор. 0 м) водной массы Балтийского моря (ПовБ) и схемы поверхностной циркуляции (направления течений показаны стрелками) в марте (а) и августе (б), рассчитано по данным (Дубравин и др., 1995). По (Дубравин, 2003).
- Рис. 83. Процентное содержание глубинной (гор. 80 м) водной массы Балтийского моря (ГлБ) и схемы глубинной циркуляции (направления

течений показаны стрелками): в марте (а) и в августе (б), рассчитано по данным (Дубравин и др., 1995). По (Дубравин, 2003).

- Рис. 84. Статистическая годовая Т,S-диаграмма поверхностной водной массы (ПовБ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг. по данным (State and Evolution ..., 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956). Сумма частот ПовБ со-ставляет 372, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км². (Из Эволюции..., 2010).
- Рис. 85. Процентное содержание поверхностной водной массы Балтийского моря (ПовБ) в марте и августе в одноградусных трапециях, среднее за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанное по методике Cochrane (1956). (Из Эволюции..., 2010).
- Рис. 86. Статистическая годовая Т,S-диаграмма глубинной водной массы (ГлБ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956). Сумма частот ГлБ составляет 30, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км². (Из Эволюции..., 2010).
- Рис. 87. Процентное содержание глубинной водной массы (ГлБ) Балтийского моря в марте и августе в одноградусных трапециях, среднее за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанное по методике Cochrane (1956). (Из Эволюции..., 2010).
- Рис. 88. Типы термохалинной структуры вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution...,2008): І — собственно Балтийского моря (глубоководный) и ІІ — прибрежный (мелководный). (Из Дубравин и др., 2010).
- Рис. 89. Среднегодовая статистическая Т,S-диаграмма поверхностных (ПовВБ, ПовЗБ и ПовС) вод Балтийского моря и проливов в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956). Сумма частот поверхностных вод составляет 423, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км². (Из Капустина, Дубравин, 2015б).
- Рис. 90. Среднегодовая статистическая Т,S-диаграмма глубинных (ГлВБ, ГлЗБ и ПовС₅₀) вод Балтики и проливов в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956). Сумма частот составляет 41, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км². (Из Капустина, Дубравин, 2015б).
- Рис. 91. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря: ПовС – 1, ПовЗБ – 2, ПовВБ – 3, среднее за 1900– 2005 гг. по данным (State and Evolution..., 2008) в одноградусных трапециях, рассчитанное по методике Cochrane (1956). (Из Дубравин, 2017).

- Рис. 92. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря: ГлВБ 1, ГлЗБ 2, ПовС₅₀ 3 в одноградусных трапециях, среднее за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанное по методике Cochrane (1956). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 93. Типы и подтипы термохалинной структуры вод (СВ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., рассчитанные по (State and Evolution..., 2008). Глубоководные: І – Западный (Арконского бассейна); ІІ – Центральный; ІІІ – Западный Готландский; ІV – Северо-Балтийский; V – Ботнического моря; VI – Долины Финского залива. Прибрежные: VII – Западный; VIII – Восточный; IX – Северный; X – Ботнического; XI – Финского; XII – Рижского заливов. По (Дубравин, 2016 с дополнением).
- Рис. 94. Характерные Т,S-кривые подтипов СВ Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., рассчитанные по (State and Evolution..., 2008). Глубоководных: І – Западного (Арконского бассейна); ІІ – Центрального; ІІІ – Западного Готландского; ІV – Северо-Балтийского; V – Ботнического моря; VI – Долины Финского залива. Прибрежных: VII – Западного; VIII – Восточного; ІХ – Северного; Х – Ботнического; ХІ – Финского; ХІІ – Рижского заливов. (см. Рис. 106). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 95. Среднегодовая объемная статистическая Т,S-диаграмма вод (км³) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900– 2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанная по методике (Wortington, Wright, 1970). Сумма элементарных объемов вод Балтики составляет 20452 км³. (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 96. Среднегодовая трехмерная объемная статистическая Т,S-диаграмма вод (км³) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанная по методике (Wortington, Wright, 1970). Сумма элементарных объемов вод Балтики составляет 20452 км³. (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 97. Квота (q₁) годовой гармоники поверхностных водных масс Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 98. Амплитуда (A_I) годовой гармоники поверхностных водных масс (%) Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 99. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники поверхностных водных масс Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 100. Квота (q₁) годовой гармоники глубинных водных масс Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).

- Рис. 101. Амплитуда (A_I) годовой гармоники глубинных водных масс (%) Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 102. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники глубинных водных масс Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 103. Межгодовая изменчивость процентного содержания собственно поверхностной водной массы ПовЗБ (%) на поверхности в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 104. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней ПовЗБ₂; квазичетырехлетней ПовЗБ₄; квазишестилетней ПовЗБ₆ (1946–2005), рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 105. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 106. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней — ГлЗБ₂; квазичетырехлетней — ГлЗБ₄; квазишестилетней — ГлЗБ₆; квазиодиннадцатилетней — ГлЗБ₁₁; квазитридцатитрехлетней — ГлЗБ₃₃ (1946–2005), рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Рис. 107. Внутригодовая изменчивость кислородной структуры верхнего 150-метрового слоя, среднего для всего Балтийского моря за 1950– 2005 гг., рассчитано по (State and Evolution ..., 2008): 1 – верхний квазиоднородный слой (BKC); 2 – нижняя часть деятельного слоя (ДС); 3 – глубинная кислородная структурная зона; 4 – верхняя граница оксиклина; 5 – ядро оксиклина. (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 108. Растворенный кислород на поверхности (мл О₂/л) Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 109. Сезонный ход растворенного кислорода (мкмоль О₂/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1958–2017 гг., рассчитанный по данным (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 110. Верхняя граница оксиклина (м) Балтийского моря, средняя за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).

- Рис. 111. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль O_2/kr) в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних $(O_{2-2}^{29}, O_{2-2}^{35})$, квазичетырехлетней O_{2-4} , квазивосьмилетней O_{2-8} (1952–2017), рассчитанная по (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html).
- Рис. 112. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль O_2/kr) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних $(O_{2-2}^{29}, O_{2-2}^{36})$, квазичетырехлетней O_{2-4} , квазивосьмилетней O_{2-8} , квазиодиннадцатилетней O_{2-11} (1949–2018), рассчитанная по (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 113. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль O_2/kr) в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних $(O_{2-2}^{29}, O_{2-2}^{34})$, квазичетырехлетней O_{2-4} , квазивосьмилетней O_{2-8} (1954–2018), рассчитанная по (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html).
- Рис. 114. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль O₂/кг) в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазичетырехлетней — O₂₋₄, квазивосьмилетней — O₂₋₈ (1958–2018), рассчитанная по (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 115. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на поверхности (мкмоль O₂/кг) в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней O₂₋₂, квазичетырехлетних (O₂₋₄⁴³, O₂₋₄⁵⁶), квазивосьмилетней O₂₋₈ (1952–2017), рассчитанная по (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 116. Среднегодовые характеристики ядра главного оксиклина в Балтийском море (м), рассчитанные за 1950–2005 гг. по данным (State and Evolution..., 2008): а) глубина ядра, м; б) максимальный градиент кислорода G^{O2}_{max} (мл O_2/π^* м).
- Рис. 117. Растворенный кислород (мл О₂/л) на дне Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008).
- Рис. 118. Сезонный ход растворенного кислорода (мкмоль O₂/кг) у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанный по данным (Из www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 119. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль O_2/kr) в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней $O_{2^{-2^3^2}}$, квазичетырехлетних $(O_{2^{-4^4}} u \ O_{2^{-4}}^{56})$ и квазиодиннадцатилетней $O_{2^{-11}}$ (1952–2017), рассчитанная (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 120. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль O₂/кг) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных

составляющих: квазидвухлетней — O_{2-2} , квазичетырехлетней — O_{2-4} , квазишестилетней — O_{2-6} , квазиодиннадцатилетней — O_{2-11} (1954—2017), рассчитанная (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).

- Рис. 121. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль $O_2/k\Gamma$) в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних $(O_{2-2}^{27}, O_{2-2}^{31})$, квазичетырехлетних $(O_{2-4}^{40} \text{ и } O_{2-4}^{50})$, квазишестилетней O_{2-6} , квазиодиннадцатилетней O_{2-11} (1952–2018), рассчитанная (Из www.nodc.noaa. gov/about/ocean-climate.html).
- Рис. 122. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль $O_2/k\Gamma$) в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних $(O_{2^{-2^9}} \mu O_{2^{-2}})^{36}$, квазичетырехлетней $O_{2^{-4}}$, квазиодиннадцатилетней $O_{2^{-11}}$ (1963–2017), рассчитанная (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 123. Межгодовая изменчивость растворенного кислорода на дне (мкмоль O₂/кг) в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней O₂₋₂, квазичетырехлетней O₂₋₄, квазишестилетней O₂₋₆ (1969–2018), рассчитанная (Из www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 124. Внутригодовая изменчивость фосфатной структуры верхнего 150-метрового слоя, среднего для всего Балтийского моря за 1950– 2005 гг., рассчитано по (State and Evolution ..., 2008): 1 – верхний квазиоднородный слой (BKC); 2 – нижняя часть деятельного слоя (ДС); 3 – глубинная фосфатная структурная зона; 4 – верхняя граница фосфатоклина; 5 – ядро фосфатоклина (изофосфата 1,00 мкг-ат/л); 6 – G^P_{max} (мкг-ат Р/л·м). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 125. Фосфор фосфатный (мкг-ат Р/л) на поверхности Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 126. Сезонный ход фосфатов (мкмоль Р/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1964– 2017 гг., рассчитанный по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/ oceanclimate.html).
- Рис. 127. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль P/ кг) на поверхности в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних (PO₄₋₂³⁰ и PO₄₋₂³⁸), квазичеты- рехлетней PO₄₋₄ и квазишестилетней PO₄₋₆ (1955–2017), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html).
- Рис. 128. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль Р/кг) на поверхности в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних – (PO₄₋₂³¹ и PO₄₋₂³⁹), квазичетырехлетней – PO₄₋₄ и квазиодиннадцатилетней – PO₄₋₁₁ 367

(1955–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/ about/ocean-climate.html).

- Рис. 129. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль Р/кг) на поверхности в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней PO₄₋₂ и квазичетырехлетней PO₄₋₄ (1955–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 130. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль Р/кг) на поверхности в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней PO₄₋₂, квазичетырехлетней PO₄₋₄ и квазишестилетней PO₄₋₆ (1963–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 131. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль Р/кг) на поверхности в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних (PO₄₋₂²⁷ и PO₄₋₂³⁸), квазичеты-рехлетней PO₄₋₄ и квазивосьмилетней PO₄₋₈ (1964–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html).
- Рис. 132. Глубина залегания ядра главного фосфатоклина (Р = 1,0 мкгат/л) в Балтийском море, рассчитанная за 1950–2005 гг. для среднего года по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 133. Фосфаты (мкг-ат Р/л) на дне Балтийского моря, средние за 1950–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 134. Сезонный ход фосфатов (мкмоль Р/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1964–2017 гг., рассчитанный по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html).
- Рис. 135. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль Р/кг) на дне в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – PO₄₋₂, квазичетырехлетней – PO₄₋₄ и квазишестилетней – PO₄₋₆ (1955–2017), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 136. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль P/кг) на дне в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних (PO₄₋₂²⁸ и PO₄₋₂³⁴) и квазичеты-рехлетней PO₄₋₄ (1955–2017), рассчитанная по данным (Из www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 137. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль Р/кг) на дне в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних (PO₄₋₂²⁸ и PO₄₋₂³⁴); квазичетырехлетней PO₄₋₄; квазишестилетней PO₄₋₆ и квазиодиннадцатилетней PO₄₋₁₁ (1955–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).

- Рис. 138. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль Р/кг) на дне в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней PO₄₋₂, квазичетырехлетней PO₄₋₄ и квазиодиннадцатилетней PO₄₋₁₁ (1963–2017), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 139. Межгодовая изменчивость фосфора фосфатов (PO₄ мкмоль Р/кг) на дне в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней PO₄₋₂, квазичетырехлетней PO₄₋₄ и квазишестилетней PO₄₋₆ (1969–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 140. Аммоний (мкг-ат N/л) на поверхности Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 141. Межгодовая изменчивость аммония (мкг-ат N/л) на поверхности Балтийского моря в Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Кильском (кв. -3), Финском заливах (кв. 68), по данным (State and Evolution..., 2008).
- Рис. 142. Аммоний (мкг-ат N/л) на дне Балтийского моря, средний за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 143. Межгодовая изменчивость аммония (мкг-ат N/л) на дне Балтийского моря в Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Кильском (кв. -3), Финском заливах (кв. 68), по данным (State and Evolution..., 2008).
- Рис. 144. Внутригодовая изменчивость нитратной структуры верхнего 150-метрового слоя, среднего для всего Балтийского моря за 1950– 2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution..., 2008): 1 — верхний квазиоднородный слой (ВКС); 2 — нижняя часть деятельного слоя (ДС); 3 — глубинная нитратная структурная зона; 4 — верхняя граница нитратоклина; 5 — ядро нитратоклина. (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 145. Нитраты (мкг-ат N/л) на поверхности Балтийского моря, средние за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 146. Сезонный ход нитратов (мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969– 2017 гг., рассчитанный по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/ oceanclimate.html).
- Рис. 147. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней NO₃₋₂, квазичетырехлетней—NO₃₋₄ иквазивосьмилетней—NO₃₋₈ (1964–2017), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 148. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ мкмоль N/кг) на поверхности в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его

спектральных составляющих: квазидвухлетней — NO₃₋₂, квазичетырехлетней — NO₃₋₄ и квазишестилетней — NO₃₋₆ (1962–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html.

- Рис. 149. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ мкмоль N/ кг) на поверхности в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂; квазичетырехлетней – NO₃₋₄; квазишестилетней – NO₃₋₆ и квазиодиннадцатилетней – NO₃₋₁₁ (1969–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 150. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ мкмоль N/кг) на поверхности в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂; квазичетырехлетней – NO₃₋₄; квазишестилетней – NO₃₋₆ и квазивосьмилетней – NO₃₋₈ (1965–2018), рассчитанная по данным (Из www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 151. Межгодовая изменчивость нитратного азота (NO₃ мкмоль N/кг) на поверхности в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂; квазичетырехлетней – NO₃₋₄ и квазиодиннадцатилетней – NO₃₋₁₁ (1966– 2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/ oceanclimate.html).
- Рис. 152. Среднегодовые характеристики ядра главного нитратоклина в Балтийском море, рассчитанные за 1950–2005 гг. по данным (State and Evolution..., 2008): а) глубина ядра, м; б) максимальный градиент нитратов G^{NO3}_{max} (мкг-ат N/л*м). По (Гидрохимический режим, 2017).
- Рис. 153. Нитраты (мкг-ат N/л) на дне Балтийского моря, средние за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008).
- Рис. 154. Сезонный ход нитратов (мкмоль N/кг) у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 155. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ мкмоль N/кг) на дне в Арконской впадине (кв. 5) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂, квазичетырехлетних – (NO₃₋₄⁴² и NO₃₋₄⁵⁰) и квазишестилетней – NO₃₋₆ (1964–2017), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 156. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ мкмоль N/кг) на дне в Борнхольмской впадине (кв. 11) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – NO₃₋₂, квазичетырехлетних – (NO₃₋₄⁴⁰ и NO₃₋₄⁵³) и квазивосемнадцатилетней – NO₃₋₁₈ (1964–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa.gov/ about/oceanclimate.html).
- Рис. 157. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ мкмоль N/кг) на дне в Гданьской впадине (кв. 36) и его спектральных

составляющих: квазидвухлетней — NO₃₋₂, квазичетырехлетней — NO₃₋₄; квазивосьмилетней — NO₃₋₈ и квазиодиннадцатилетней — NO₃₋₁₁ (1967–2018), рассчитанная по данным (Из www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).

- Рис. 158. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ мкмоль N/кг) на дне в Готландской впадине (кв. 47) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних (NO₃₋₂³⁰ и NO₃₋₂³⁵); квазичетырехлетней — NO₃₋₄; квазишестилетней — NO₃₋₆ и квазиодиннадцатилетней — NO₃₋₁₁ (1965–2017), рассчитанная по данным (Из www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 159. Межгодовая изменчивость азота нитратов (NO₃ мкмоль N/кг) на дне в Финском заливе (кв. 68) и его спектральных составляющих: квазидвухлетних (NO₃₋₂²⁶ и NO₃₋₂³²); квазичеты-рехлетних (NO₃₋₄⁴¹ и NO₃₋₄⁵⁷); квазиодиннадцатилетней NO₃₋₁₁ (1969–2018), рассчитанная по данным (Изwww.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Рис. 160. Нумерация (условная) одноградусных трапеций в Балтийском море, использованных для кластерного анализа поверхностного слоя, по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин и др., 2020).
- Рис. 161. Районирование поверхностных гидрохимических полей Балтийского моря по данным кластерного анализа — 1-ый вариант (а): 1 — Ботнического залива, 2 — Финского залива, 3 — Приустьевой I (влияние рек Вислы, Даугавы и Невы), 4 — Приустьевой II (влияние рек Одер, Неман и Пярну), 5 — Основной, 6 — Западный; 2-ый вариант (б): 1 — Ботнического залива, 2 — Финского залива, 3 — Приустьевой I (влияние рек Вислы, Даугавы и Невы), 4 — Приустьевой II (влияние рек Одер и Пярну), 5 — Центральный, 6 — Южный. (Из Дубравин и др., 2020).
- Рис. 162. Соотношение между средним для каждого кластера содержанием гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) и соленостью на поверхности Балтийского моря — (а) и между биогенами и кислородом — (б). Цифры – номера кластеров по варианту 1. (Из Дубравин и др., 2020).
- Рис. 163. Соотношение между средним для каждого кластера содержанием гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) на поверхности Балтийского моря: между биогенами и кислородом (а) и азотом и фосфором (б). *Цифры – номера кластеров по варианту 2*. (Из Дубравин и др., 2020).
- Рис. 164. Нумерация (условная) одноградусных трапеций, использованных для кластерного анализа на глубине ядра максимума солености в Балтийском море, по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, Капустина, 2020).
- Рис. 165. Районирование на глубине ядра максимума солености гидрохимических полей Балтийского моря по данным кластерного анализа — 1-ый вариант (а): 1 — Аландский, 2 — Окраинный, 3 — Основной, 4 — Готландско-Финский, 5 — Западный; 2-ый вариант

(б): 1- Аландский, 2 — Окраинный, 3 — Основной, 4 — Готландско-Финский. (Из Дубравин, Капустина, 2020).

- Рис. 166. Соотношение между средним для каждого кластера содержанием гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) и соленостью на глубине ядра максимума солености Балтийского моря — (а) и между биогенами и кислородом — (б). Цифры – номера кластеров по варианту 1. (Из Дубравин, Капустина, 2020).
- Рис. 167. Соотношение между средним для каждого кластера содержанием гидрохимических характеристик (мкмоль/кг) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря: между биогенами и кислородом (а) и азотом и фосфором (б). Цифры – номера кластеров по варианту 2. (Из Дубравин, Капустина, 2020).
- Рис. 168. Среднегодовые статистические S,O₂ (a); S,PO₄ (б); S,NH₃ (в) и S,NO₃ (г) диаграммы поверхностных (ПовВБ и ПовЗБ) вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанные по методике (Cochrane, 1956). Сумма частот поверхностных вод составляет 364, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км². (Из Дубравин, Капустина, 2019).
- Рис. 169. Среднегодовые статистические S,O₂ (a); S,PO₄ (б); S,NH₃ (в) и S,NO₃ – (г) диаграммы глубинных (ГлВБ и ГлЗБ) вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008), рассчитанные по методике (Cochrane, 1956). (Из Дубравин, Капустина, 2019).
- Рис. 170. Межгодовая изменчивость солнечной активности W и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней W_2^{34} ; квазичетырехлетних $(W_4^{39}$ и $W_4^{57})$; квазишестилетней W_6 ; квазивосьмилетней W_8 ; квазиодиннадцатилетней W_{11} и квазивосемнадцатилетней W_{18} на интервале 1850–2019 гг., рассчитанная по данным (ftp: // ftp.ngdc. noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Рис. 171. Межгодовая изменчивость потенциала приливообразующих сил Луны и Солнца ППОСЛиС (м²/с²) и его спектральных составляющих: квазичетырехлетних (PPOS₄⁴⁵ и PPOS₄⁵⁷); квазивосемнадцатилетней PPOS₁₈ на интервале 1850–2019 гг., рассчитанная по данным (Воробьев, 1967).
- Рис. 172. Межгодовая изменчивость расстояния от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца $D_{_{6,u,}}$ (км) и ее спектральных составляющих: квазишетилетних $(D_6^{\,67} и D_6^{\,80})$; квазивосьмилетней $D_{_8}$; квазиодиннадцатилетней $D_{_{11}}$ и квазивосемнадцатилетней $D_{_{18}}$ на интервале (1900–2019), рассчитанная по данным (Дмитриев и др., 2011).
- Рис. 173. Межгодовая изменчивость угловой скорости вращения Земли v и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней — v₂; квазишестилетней — v₆ на интервале (1956–2010), рассчитанная по данным (Сидоренков, 2002). Из Дубравин, 2017.

Рис. 174. Межгодовая изменчивость экваториального переноса U (кг*мс¹) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней — U₂; квазичетырехлетней — U₄; квазивосемнадцатилетней — U₁₈ на интервале (1954–2010), рассчитанная по данным (Сидоренков, 2002). Из Дубравин, 2017.

Figures

- Fig. 1. Numbering (conditional) of one-degree trapezoids in the Baltic Sea for the multi-year hydrological database of the Leibniz Institute for Baltic Sea Research. From (Dubravin, 2017).
- Fig. 2. Morphometric characteristics (length L and maximum width B_{max}) of the Baltic Sea, according to (Dorokhov, Dorokhova, 2011). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 3. Hydrometeorological regionalization of the Baltic Sea. According to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, Maslyankin, 2012).
- Fig. 4. Bathymetric S (H) and volumetric V (H) curves of the Baltic Sea. According to (Kapustina, Dubravin, 2015a). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 5. Drift of the Icelandic Low (a) and the Azores High (b) during 1891– 1989. According to (Dubravin, 1994).
- Fig. 6. Average monthly positions of the pressure centers determining the regional weather over the South-Eastern Baltic in 1996–2010 (cyclones ○, anticyclones x), and the mean annual positions of cyclone (1) and anticyclones (2) centers and the direction of the resulting transfer (1996–2010). From (Abramov et al., 2012).
- Fig. 7. Interannual variability of atmospheric circulation indices: (a) W,
 (b) E, and (c) (day/year) (1891–2019), calculated according to the data from (Dmitriev et al., 2018).
- Fig. 8. Interannual variability of the index of the atmospheric circulation form W (day/year) and its spectral components: quasi two-year (W_2^{27}, W_2^{30}) and W_2^{32}), quasi four-year $(W_4^{44} \text{ and } W_4^{52})$, quasi six-year W_6 , quasi eight-year W_8 (1891–2019), calculated according to the data from (Dmitriev et al., 2018).
- Fig. 9. Interannual variability of the index of the atmospheric circulation form E (day/year) and its spectral components: quasi two-year (E_2^{26}, E_2^{29}) and E_2^{36} , quasi four-year $(E_4^{41} \text{ and } E_4^{52})$, quasi eight-year E_8 (1891–2019), calculated according to the data from (Dmitriev et al., 2018).
- Fig. 10. Interannual variability of the index of the atmospheric circulation form C (day/year) and its spectral components: quasi two-year $-C_2^{36}$, quasi four-year $-(C_4^{40} \text{ and } C_4^{57})$, quasi six-year $-C_6$, quasi eight-year $-C_8$ (1891–2019), calculated according to the data from (Dmitriev et al., 2018).
- Fig. 11. Wind speed W (m/s) in the Baltic Sea, averaged for 1951–2000, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).

- Fig. 12. The average annual seasonal course RS of the wind speed W (m/s) in the Baltic Sea marine areas in 1951–2000, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 13. Quota (q_I) of the annual wind speed harmonic in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 14. Amplitude (A_I) of the annual wind speed harmonic (m/s) in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 15. Date of the maximum (T_{maxI}) of the wind speed annual harmonic in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 16. Atmospheric pressure P_0 (hPa) in the Baltic Sea, averaged for 1951–2000, according to State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 17. The average annual seasonal course RS of the atmospheric pressure P_0 (hPa) in the marine areas of the Baltic Sea in 1951–2000, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 18. Quota (q_I) of the annual harmonic of atmospheric pressure P_0 in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 19. Amplitude (A_1) of the annual harmonic of atmospheric pressure P_0 (hPa) in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 20. Date of the maximum (T_{maxl}) of the annual atmospheric pressure harmonic P_0 in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 21. Atmospheric precipitation Pr (mm/year) on the surface of the Baltic Sea, average for 1951–2000, calculated according to (State and Evolution..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 22. Seasonal course RS of the freshwater balance components of the Baltic Sea (km³/month): (a) – atmospheric precipitation Pr; (b) – total river inflow R_{z} ; (c) – evaporation Ev; (d) – freshwater balance B_0 , calculated for 1951–2000 for sub-basins and the Baltic Sea in general (State and Evolution..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 23. Quota (q₁) of the annual precipitation harmonic Pr in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 24. Amplitude (A_I) of the annual precipitation harmonic Pr (mm) in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 25. The date of the maximum (T_{max}) of the annual precipitation harmonic Pr in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from

(State and Evolution..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).

- Fig. 26. Seasonal course RS of the precipitation Pr (km³/month) of the Baltic Sea, based on the data of different authors. According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 27. Seasonal course RS of the total river inflow R_{Σ} (km³/month) of the Baltic Sea, based on the data of different authors. According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 28. Interannual variability of the river inflow R_{Σ} (km³/year) for the Baltic Sea in general, based on the data from (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 29. Interannual variability of the river inflow R_{Σ} (km³/year) in the Baltic sub-basins for the period of 1950–2007, based on the data from (Andersson, 2009). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 30. Interannual variability of the river inflow R_{Σ} (km³/year) for the Baltic Sea in general and its spectral components: quasi two-year $-R_{\Sigma 2}$, quasi four-year $-R_{\Sigma 4}$, quasi six-year $-R_{\Sigma 6}$, quasi eleven-year $-R_{\Sigma 11}$, quasi 33-year $-R_{\Sigma 33}$ (1891–2012), calculated according to (Andersson, 2009, Cyberski, Wroblewski, 2000, HELCOM, 2006, Mikulski, 1982). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 31. Evaporation Ev (mm/year) from the surface of the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 32. Quota (q_I) of the annual evaporation harmonic Ev in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 33. Amplitude (A_I) of the annual evaporation harmonic Ev (mm/year) in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 34. The date of the maximum (T_{maxl}) of the annual evaporation harmonic Ev in the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 35. Seasonal course RS of the evaporation Ev (km³/month) from the Baltic Sea surface, based on the data of different authors. From (Dubravin, 2014).
- Fig. 36. Seasonal course RS of the freshwater balance B_0 (km³/month) of the Baltic Sea, based on the data of different authors. From (Dubravin, 2014).
- Fig. 37. Seasonal course RS of the resulting water exchange Q_{Σ} (km³/month) through the Danish straits, based on the data of different authors. According to (Dubravin et, al., 2011). From (Dubravin, 2014).

- Fig. 38. Interannual variability of the resulting water exchange Q_{Σ} (km³/year) through the Danish straits, calculated by (Smirnova, Minina, 1992; Sustavov, Altshuler, 1983 and Omsted, 2009). The positive value of the resulting water exchange is the excess of the outflow from the Baltic Sea over the inflow into the Baltic Sea. From (Dubravin, 2014).
- Fig. 39. Interannual variability of the resulting water exchange Q_{Σ} (km³/year) through the Danish straits and its spectral components: quasi two-year Q_{Σ_2} , quasi four-year Q_{Σ_4} , quasi six-year Q_{Σ_6} , quasi 11-year $Q_{\Sigma_{11}}$ (1893–2002), calculated according to (Smirnova, Minina, 1992; Sustavov, Altshuler, 1983 and Omsted, 2009). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 40. The seasonal course RS of the Baltic Sea water balance B (km³/month), calculated according to the data of different authors. From (Dubravin, 2014).
- Fig. 41. Air temperature T_a (°C) over the Baltic Sea, average for 1951–2000, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 42. The average annual seasonal course RS of the air temperature T_a (°C) over the marine areas of the Baltic Sea in 1951–2000, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 43. Quota (q₁) of the annual air temperature T_a harmonic over the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 44. Amplitude (A₁) of the annual air temperature T_a (°C) harmonic over the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 45. The date of the maximum (T_{maxI}) of the annual air temperature T_a harmonic over the Baltic Sea, average for 1951–2000, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 46. Interannual air temperature variability T_a (°C) in Kaliningrad (1848–2018), according to (Stont, Chubarenko, 2019; State and Evolution..., 2008; www.rp5.ru).
- Fig. 47. Interannual air temperature variability T_a (°C) in Warnemunde and Kaliningrad (1947–2012), according to (State and Evolution..., 2008; www.rp5.ru). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 48. Interannual air temperature variability T_a (°C) in Kaliningrad and its spectral compounds: quasi two-year $-(T_{a2}^{27}, T_{a2}^{36})$, quasi four-year $-(T_{a4}^{42}, T_{a4}^{56})$, quasi six-year $-T_{a6}$, quasi eight-year $-T_{a8}$, quasi eleven-year $-T_{a11}$ (1848–2018), calculated based no (Stont, Chubarenko, 2019; State and Evolution..., 2008; www.rp5.ru).
- Fig. 49. Water temperature T_w (°C) of the Baltic Sea surface layer, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 50. The average seasonal course RS of the surface water temperature T_w (°C) in the marine areas of the Baltic Sea in 1951–2000, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).

- Fig. 51. Quota (q₁) of an annual harmonic of water temperature T_w on the Baltic Sea surface, average for 1951–2000, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 52. Amplitude (A₁) of an annual harmonic of water temperature T_w (°C) on the Baltic Sea surface, average for 1951–2000, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 53. The date of maximum (T_{maxI}) of an annual harmonic of water temperature T_w on the Baltic Sea surface, average for 1951–2000, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 54. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) on the surface in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and Baltiysk according to (Morskoy gidrometeorologicheskiy ejegodnik [Marine Hydrometeorological Yearbook (in russian)]..., 1960–1990; State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 55. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) on the surface in the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral components: quasi two-year $(T_{w2}^{29} \text{ and } T_{w2}^{35})$; quasi four-year T_{w4} ; quasi six-year T_{w6} ; quasi eleven-year T_{w11} (1946–2005), based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 56. Practical salinity S (PSU) on the surface of the Baltic Sea, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 57. The average seasonal course RS of the surface salinity S (PSU) in the marine areas of the Baltic Sea in 1951–2000, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 58. Interannual variability of the salinity S (PSU) on the surface in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and Baltiysk according to (Morskoy gidrometeorologicheskiy ejegodnik [Marine Hydrometeorological Yearbook (in russian)]..., 1960–1990; State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 59. Interannual variability of the salinity S (PSU) on the surface in the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral components: quasi two-year – S₂; quasi four-year – (S₄⁴⁴ and S₄⁵⁷); quasi six-year – S₆; quasi eightyear – S₈ (1902–2011), based on (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Fig. 60. Average distribution of water temperature T_w (°C); salinity S (PSU); oxygen (mcmol O_g/kg); phosphates (mcmol P/kg), and nitrates (mcmol N/kg) in the Baltic Sea for 1950–2005, according to (State and Evolution..., 2008).
- Fig. 61. Intra-annual variability of the thermal structure of the upper 130-meter layer, average for the Baltic Sea in general, based on the data from (State and Evolution..., 2008): 1 UML; 2 seasonal thermocline; 3 CIL; 4 the bottom layer of SB; 5 DB, 6 the core of the CIL; 7 upper boundary of the main thermocline; 8 the core of the main thermocline. From (Dubravin, Pedchenko, 2010).

- Fig. 62. The seasonal course of the water temperature T_w (°C) in the Baltic Sea at the following horizons: a) 0–150 m; b) 70–150 m. Average for 1900–2005, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 63. The average annual characteristics of the CIL of the Baltic Sea, calculated for 1900–2005 according to (State and Evolution..., 2008): a) the depth of the core of the intermediate layer, m; b) temperature in the core of the intermediate layer, T_{min} (°C). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 64. The average annual characteristics of the main thermocline of the Baltic Sea, calculated for 1900–2005 according to (State and Evolution..., 2008): a) the depth of the core of the main thermocline, m; b) the maximum temperature gradient G^T_{max} (°C/m). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 65. Water temperature T_w (°C) at the bottom of the Baltic Sea and straits, average for 1900–2005, based on data (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 66. Quota (q₁) of an annual harmonic of water temperature T_w on the Baltic Sea bottom, average for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 67. Amplitude (A₁) of an annual harmonic of water temperature T_w (°C) on the Baltic Sea bottom, average for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 68. The date of maximum (T_{maxl}) of an annual harmonic of water temperature T_w on the Baltic Sea bottom, average for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 69. Water temperature T_w (°C) at the depth of the core of the maximum salinity of the Baltic Sea and straits, average for 1900–2005, based on the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 70. Quota (q_I) of an annual harmonic of water temperature T_w at the depth of the core of the maximum salinity in the Baltic Sea and straits, average for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 71. Amplitude (A_I) of an annual harmonic of water temperature T_w (°C) at the depth of the core of the maximum salinity in the Baltic Sea and straits, average for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 72. The date of maximum (T_{maxl}) of an annual harmonic of water temperature T_w at the depth of the core of the maximum salinity in the Baltic Sea and straits, average for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 73. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) at the depth of the maximum salinity core in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), according to the data from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 74. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) at the depth of the core of the maximum salinity in the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral components: quasi two-year $-T_{w2}^{27}$; quasi four-year $-T_{w4}^{27}$; quasi

six-year $- T_{w6}$ (1946–2005), calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).

- Fig. 75. Average monthly T,S-curves in the Baltic Sea, average for 1900–2005 for the entire sea, based on (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 76. The average annual characteristics of the main halocline core in the Baltic Sea, calculated for 1900–2005 according to (State and Evolution..., 2008): a) core of the depth, m; b) the maximum salinity gradient G^s_{max} (PSU/m). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 77. Topography of isohaline 9.5 (PSU) in the Baltic Sea (m), calculated for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008). From (Evolutions..., 2010).
- Fig. 78. Salinity S (PSU) of the Baltic Sea and straits, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008): in the core of the deep maximum a; at the bottom b. From (Dubravin, 2017).
- Fig. 79. Interannual variability of the salinity in the core of its deep maximum S_{max} (PSU) in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basin and Gulf of Finland (sq. 68), according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 80. Interannual variability of the salinity in the core of its deep maximum S_{max} (PSU) in the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral components: quasi four-year $(S_4^{39} \mu S_4^{52})$; quasi six-year S_6 ; quasi 11-year S_{11} (1946–2005), based on (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 81. Generalized T,S-diagram of the Baltic Sea waters: the lines of transformation of surface waters – SB (1 – March, 2 – August) and deep waters – DB (3 – March, 4 – August), calculated according to (Dubravin et al. 1995; Janssen et al., 1999). From (Dubravin, 2003).
- Fig. 82. The percentage of the surface (0 m) water mass of the Baltic Sea (SB) and the surface circulation scheme (currents directions are shown by arrows) in March (a) and August (b), calculated from (Dubravin et al., 1995). From (Dubravin, 2003).
- Fig. 83. The percentage of the deep (80 m) water mass of the Baltic Sea (DB) and the deep circulation scheme (currents directions are shown by arrows): in March (a) and August (b), calculated from (Dubravin et al., 1995). From (Dubravin, 2003).
- Fig. 84. Statistical annual T,S-diagram of the surface water mass (SB) of the Baltic Sea in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, according to the data from (State and Evolution..., 2008), calculated by the Cochrane method (1956). *The sum of the SB frequencies is 372, for the transition to the area, the frequency value must be multiplied by 1000 km*². From (Evolutions..., 2010).
- Fig. 85. Percentage of Baltic Sea surface water mass (SB) in March and August in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008), calculated by the Cochrane method (1956). From (Evolutions..., 2010).

- Fig. 86. Statistical annual T,S-diagram of the Baltic Sea deep water mass (DB) in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008), calculated by the method of Cochrane (1956). The sum of the DB frequencies is 30, and for the transition to the area, the frequency value must be multiplied by 1000 km². From (Evolutions..., 2010).
- Fig. 87. The percentage of the Baltic Sea deep water mass (DB) in March and August in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008), calculated by the Cochrane method (1956). From (Evolutions..., 2010).
- Fig. 88. Types of the thermohaline structure of the Baltic Sea waters in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, calculated from the data from (State and Evolution..., 2008): I – the Baltic Sea proper (deep-water) and II – coastal (shallow-water). From (Dubravin et al., 2010).
- Fig. 89. The average annual statistical T,S-diagram of the Baltic Sea and straits surface waters (SEB, SWB, SN) in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008) calculated according to the Cochrane method (1956). The sum of the frequencies of surface waters is 423, for the transition to the area the frequency value must be multiplied by 1000 km². From (Kapustina, Dubravin, 2015b).
- Fig. 90. The average annual statistical T,S-diagram of the Baltic Sea and straits deep waters in the one-degree trapezoids (DWB, DEB, SN_{50}), average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008), calculated according to the Cochrane method (1956). The sum of the frequencies is 41, for the transition to the area, multiply the frequency by 1000 km². From (Kapustina, Dubravin, 2015b).
- Fig. 91. Percentage of the Baltic Sea surface water masses: SN 1, SWB 2, SEB – 3 in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008), calculated according to the Cochrane method (1956). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 92. Percentage of the Baltic Sea deep water masses: DEB 1, DWB 2, SN50–3 in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008), calculated according to the Cochrane method (1956). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 93. Types and subtypes of the thermohaline water structure (WS) of the Baltic Sea in the one-degree trapezoids, averaged over 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). Deepwater: I West (Arkona basin); II Central; III West Gotland; IV North-Baltic; V the Bothnian Sea; VI the Gulf of Finland. Coastal: VII West; VIII East; IX North; X the Bothnian Sea; XI the Gulf of Finland; XII the Gulf of Riga. According to (Dubravin, 2016 with the supplement).
- Fig. 94. Typical T,S-curves of subtypes of the Baltic Sea WS in the one-degree trapezoids, averaged over 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). Deepwater: I West (Arkona basin); II Central; III West Gotland; IV North-Baltic; V the Bothnian Sea; VI the

Gulf of Finland. Coastal: VII – West; VIII – East; IX – North; X – the Bothnian Sea; XI – the Gulf of Finland; XII – the Gulf of Riga (see Fig. 93). From (Dubravin, 2017).

- Fig. 95. The average annual volumetric statistical T,S-diagram of waters (km³) of the Baltic Sea in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008), calculated by the method (Wortington, Wright, 1970). *The sum of the elementary volumes of the Baltic waters is 20,452 km³*. From (Dubravin, 2017).
- Fig. 96. The average annual three-dimensional volume statistical T,S-diagram of waters (km³) of the Baltic Sea in the one-degree trapezoids, average for 1900–2005, according to (State and Evolution..., 2008), calculated by the method (Wortington, Wright, 1970). *The sum of the elementary volumes of the Baltic waters is 20,452 km³*. From (Dubravin, 2017).
- Fig. 97. Quota (q₁) of an annual harmonic of the Baltic Sea surface waters, averaged over 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 98. Amplitude (A_I) of an annual harmonic of the Baltic Sea surface waters (%), averaged over 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 99. The date of maximum (T_{maxl}) of an annual harmonic of the Baltic Sea surface waters, averaged over 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 100. Quota (q₁) of an annual harmonic of the Baltic Sea deep waters, averaged over 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 101. Amplitude (A₁) of an annual harmonic of the Baltic Sea deep waters (%), averaged over 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 102. The date of maximum (T_{maxl}) of an annual harmonic of the Baltic Sea deep waters, averaged over 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 103. Interannual variability of the surface water mass SWB content percentage (%) on the surface in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 104. Interannual variability of the SWB content percentage (%) in the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral components: quasi two-year SWB_2 ; quasi four-year SWB_4 ; quasi six-year SWB_6 (1946–2005), based on (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 105. Interannual variability of the DWB content percentage (%) on the surface in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 106. Interannual variability of the DWB content percentage (%) in the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral components: quasi

two-year – DWB₂; quasi four-year – DWB₄; quasi six-year – DWB₆; quasi 11-year – DWB₁₁; quasi 33-year – DWB₃₃ (1946–2005), based on (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).

- Fig. 107. Interannual variability of the oxygen structure of the upper 150-m layer, avaeraged across the entire Baltic Sea over 1950–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008); 1 – the upper quasi homogeneous layer (UQL); 2 – the lower part of the active layer (AL); 3 – the deepwater oxygen structure zone; 4 – the upper boundary of the oxycline; 5 – the core of the oxycline. From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 108. The dissolved oxygen (ml O_2/l) on the Baltic Sea surface, averaged over 1950–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 109. The regular seasonal course of the dissolved oxygen (mcmol O₂/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1958–2017, calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 110. The upper boundary of the oxycline (m) in the Baltic Sea, averaged over 1950–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 111. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_{2}/kg) on the surface of the Arcona basin (sq. 5) and its spectral compounds: quasi two-year $-(O_{2-2}^{29}, O_{2-2}^{35})$, quasi four-year $-O_{2-4}$, quasi eightyear $-O_{2-8}$ (1952–2017), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 112. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_{2} /kg) on the surface of the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral compounds: quasi two-year $-(O_{2-2}^{29}, O_{2-2}^{-36})$, quasi four-year $-O_{2-4}$, quasi eight-year $-O_{2-8}$, quasi eleven-year $-O_{2-11}$ (1949–2018), calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 113. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_{2}/kg) on the surface of the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral compounds: quasi two-year $-(O_{2-2}^{29}, O_{2-2}^{34})$, quasi four-year $-O_{2-4}$, quasi eightyear $-O_{2-8}$ (1954–2018), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 114. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) on the surface of the Gotland basin (sq. 47) and its spectral compounds: quasi four-year $-O_{2-4}$, quasi eight-year $-O_{2-8}$ (1958–2018), calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 115. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_{2}/kg) on the surface of the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral compounds: quasi two-year $-O_{2-2}$, quasi four-year $-(O_{2-4}^{43}, O_{2-4}^{56})$, quasi eight-year $-O_{2-8}$ (1952–2017), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 116. Mean annual characteristics of the main oxycline core in the Baltic Sea (m) calculated for 1950–2005 according to the data from (State and

Evolution..., 2008): a) the depth of the core, m; b) the maximum oxygen gradient $G_{max}^{O_2}$ (ml O_q/l^*m).

- Fig. 117. The dissolved oxygen (ml O_2/l) at the bottom of the Baltic Sea, averaged over 1950–2005, according to the data from (State and Evolution..., 2008).
- Fig. 118. The seasonal course of the dissolved oxygen (mcmol O₂/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1969–2017, calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 119. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) at the bottom of the Arcona basin (sq. 5) and its spectral compounds: quasi two-year $-O_{2-2}^{32}$, quasi four-year $-(O_{2-4}^{44}, O_{2-4}^{56})$, quasi eleven-year $-O_{2-11}$ (1952–2017), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 120. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) at the bottom of the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral compounds: quasi two-year $-O_{2-2}$, quasi four-year $-O_{2-4}$, quasi six-year $-O_{2-6}$, quasi eleven-year $-O_{2-11}$ (1954–2017), calculated according to (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 121. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) at the bottom of the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral compounds: quasi two-year $(O_{2-2}^{27}, O_{2-2}^{31})$, quasi four-year $(O_{2-4}^{40}, O_{2-4}^{50})$, quasi six-year O_{2-6} , quasi eleven-year O_{2-11} (1952–2018), calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 122. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) at the bottom of the Gotland basin (sq. 47) and its spectral compounds: quasi two-year $-(O_{2-2}^{29}, O_{2-2}^{-36})$, quasi four-year $-O_{2-4}$, quasi eleven-year $-O_{2-11}$ (1963–2017), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 123. Interannual variability of the dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) at the bottom of the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral compounds: quasi two-year $-O_{2-2}$, quasi four-year $-O_{2-4}$, quasi six-year $-O_{2-6}$ (1969–2018), calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html).
- Fig. 124. Interannual variability of the phosphate structure of the upper 150m layer, avaeraged across the entire Baltic Sea over 1950–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008); 1 – the upper quasi homogeneous layer (UQL); 2 – the lower part of the active layer (AL); 3 – the deepwater phosphate structure zone; 4 – the upper boundary of the phosphatocline; 5 – the core of the phosphaticline (isophosphate 1,00 mcg-at/l); 6 – G^{P}_{max} (mcg-at P/l*m). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 125. The phosphate phosphorus (mcg-at P/l) on the Baltic Sea surface, averaged over 1950–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).

- Fig. 126. The regular seasonal course of phosphates (mcmol P/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1964–2017, calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 127. Interannual variability of the phosphate phosphorus ($PO_4 mcmol P/kg$) on the surface of the Arcona basin (sq. 5) and its spectral compounds: quasi two-year $-(PO_{4-2}^{30}, PO_{4-2}^{38})$, quasi four-year $-PO_{4-4}$, quasi six-year $-PO_{4-6}$ (1955–2017), calculated according to (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 128. Interannual variability of the phosphate phosphorus (PO_4 mcmol P/kg) on the surface of the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral compounds: quasi two-year (PO_{4-2}^{31} , PO_{4-2}^{39}), quasi four-year PO_{4-4} , quasi eleven-year PO_{4-11} (1955–2018), calculated according to (www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 129. Interannual variability of the phosphate phosphorus $(PO_4 mcmol P/kg)$ on the surface of the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral compounds: quasi two-year $-(PO_{4-2})$, quasi four-year $-PO_{4-4}$ (1955–2018), calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html).
- Fig. 130. Interannual variability of the phosphate phosphorus (PO₄ mc-mol P/kg) on the surface of the Gotland basin (sq. 47) and its spectral compounds: quasi two-year PO₄₋₂, quasi four-year PO₄₋₄, quasi six-year PO₄₋₆ (1963–2018), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 131. Interannual variability of the phosphate phosphorus (PO_4 mcmol P/kg) on the surface of the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral compounds: quasi two-year (PO_{4-2}^{27} , PO_{4-2}^{38}), quasi four-year PO_{4-4} , quasi eight-year PO_{4-8} (1964–2018), calculated according to (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 132. The location depth of the main phosphatocline (P = 1.0 mcg-at/l) in the Baltic Sea (m) calculated for 1950–2005 according to the data from (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 133. Phosphates (mcg-at P/l) at the bottom of the Baltic Sea, averaged over 1950–2005, according to the data from (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 134. The seasonal course of phosphates (mcmol P/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1964–2017, calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 135. Interannual variability of the phosphate phosphorus (PO₄ mcmol P/kg) at the bottom of the Arcona basin (sq. 5) and its spectral compounds: quasi two-year – PO₄₋₂, quasi four-year – PO₄₋₄, quasi sixyear – PO₄₋₆ (1955–2017), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 136. Interannual variability of the phosphate phosphorus ($PO_4 mcmol P/kg$) at the bottom of the Bornholm basin (sq. 11) and its

spectral compounds: quasi two-year – $(PO_{4-2}^{28} \text{ and } PO_{4-2}^{34})$, quasi fouryear – PO_{4-4} (1955–2017), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).

- Fig. 137. Interannual variability of the phosphate phosphorus $(PO_4 mcmol P/kg)$ at the bottom of the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral compounds: quasi two-year $-(PO_{4-2}^{28} \text{ and } PO_{4-2}^{34})$, quasi four-year $-PO_{4-4}$, quasi six-year $-PO_{4-6}$, quasi eleven-year $-PO_{4-11}$ (1955–2018), calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 138. Interannual variability of the phosphate phosphorus (PO₄ mcmol P/kg) at the bottom of the Gotland basin (sq. 47) and its spectral compounds: quasi two-year – PO₄₋₂, quasi four-year – PO₄₋₄, quasi eleven-year – PO₄₋₁₁ (1963–2017), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 139. Interannual variability of the phosphate phosphorus (PO_4 mcmol P/kg) at the bottom of the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral compounds: quasi two-year PO_{4-2} , quasi four-year PO_{4-4} , quasi six-year PO_{4-6} (1969–2018), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 140. Ammonium (mcg-at N/l) on the Baltic Sea surface, averaged over 1950–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 141. The interannual variability of ammonium (mcg-at N/l) on the surface of the Baltic Sea in the Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins, the Bay of Kiel (sq. -3) and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution..., 2008).
- Fig. 142. Ammonium (mcg-at N/l) at the bottom of the Baltic Sea, averaged over 1950–2005, according to the data from (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 143. The interannual variability of ammonium (mcg-at N/l) at the bottom in the Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins, the Kiel Bay (sq. -3) and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution..., 2008).
- Fig. 144. Interannual variability of the nitrate structure of the upper 150-m layer, averaged across the entire Baltic Sea over 1950–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008); 1 – the upper quasi homogeneous layer (UQL); 2 – the lower part of the active layer (AL); 3 – the deepwater nitrate structure zone; 4 – the upper boundary of the nitratocline; 5 – the core of the nitratocline. From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 145. Nitrates (mcg-at N/l) on the Baltic Sea surface, averaged over 1950– 2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Fig. 146. The seasonal course of nitrates (mcmol N/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1969–2017, calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).

- Fig. 147. Interannual variability of nitrate nitrogen (NO₃ mcmol N/kg) on the surface of the Arcona basin (sq. 5) and its spectral compounds: quasi two-year NO₃₋₂, quasi four-year NO₃₋₄, quasi eight-year NO₃₋₈ (1964–2017), calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/ocean-climate.html).
- Fig. 148. Interannual variability of nitrate nitrogen (NO₃ mcmol N/kg) on the surface of the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral compounds: quasi two-year NO₃₋₂, quasi four-year NO₃₋₄, quasi six-year NO₃₋₆ (1962–2018), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 149. Interannual variability of nitrate nitrogen (NO₃ mcmol N/kg) on the surface of the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral compounds: quasi two-year – NO₃₋₂, quasi four-year – NO₃₋₄, quasi six-year – NO₃₋₆, and quasi eleven-year – NO₃₋₁₁ (1969–2018), calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 150. Interannual variability of nitrate nitrogen (NO₃ mcmol N/kg) on the surface of the Gotland basin (sq. 47) and its spectral compounds: quasi two-year – NO₃₋₂, quasi four-year – NO₃₋₄, quasi six-year – NO₃₋₆, quasi eight-year – NO₃₋₈ (1965–2018), calculated according to (www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 151. Interannual variability of nitrate nitrogen (NO₃ mcmol N/kg) on the surface of the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral compounds: quasi two-year NO₃₋₂, quasi four-year NO₃₋₄, quasi eleven-year NO₃₋₁₁ (1966–2018), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 152 Mean annual characteristics of the main nitratocline core in the Baltic Sea, calculated for 1950–2005 according to the data from (State and Evolution..., 2008): a) the depth of the core, m; b) the maximum nitrate gradient G^{NO3}_{max} (mcg-at N/l*m). From (Hydrophysical regime, 2017).
- Fig. 153. Nitrates (mcg-at N/l) at the bottom of the Baltic Sea, averaged over 1950–2005, according to the data from (State and Evolution..., 2008).
- Fig. 154. The seasonal course of nitrates (mcmol N/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1969–2017, calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 155. Interannual variability of nitrate nitrogen (mcmol N/kg) at the bottom of the Arcona basin (sq. 5) and its spectral compounds: quasi two-year NO_{3-2} , quasi four-year $(\text{NO}_{3-4}^{42}, \text{NO}_{3-4}^{50})$, quasi six-year NO_{3-6} (1964–2017), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 156. Interannual variability of nitrate nitrogen (mcmol N/kg) at the bottom of the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral compounds: quasi two-year NO_{3-2} , quasi four-year $(NO_{3-4}^{40} \text{ and } NO_{3-4}^{53})$, quasi 18-year NO_{3-18} (1964–2018), calculated according to (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).

- Fig. 157. Interannual variability of nitrate nitrogen (mcmol N/kg) at the bottom of the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral compounds: quasi twoyear – NO₃₋₂, quasi four-year – NO₃₋₄, quasi eight-year – NO₃₋₈, quasi eleven-year – NO₃₋₁₁ (1967–2018), calculated according to (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 158. Interannual variability of nitrate nitrogen (mcmol N/kg) at the bottom of the Gotland basin (sq. 47) and its spectral compounds: quasi two-year $(NO_{3-2}^{30} \text{ and } NO_{3-2}^{35})$, quasi four-year NO_{3-4} , quasi six-year NO_{3-6} , quasi eleven-year NO_{3-11} (1965–2017), calculated according to (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 159. Interannual variability of nitrate nitrogen (mcmol N/kg) at the bottom of the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral compounds: quasi two-year $(NO_{3-2}^{26} \text{ and } NO_{3-2}^{32})$, quasi four-year $(NO_{3-4}^{41} \text{ and } NO_{3-4}^{57})$, quasi eleven-year NO_{3-11} (1969–2018), calculated according to (www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Fig. 160. Numeration (conditional) of one-degree trapezoids in the Baltic Sea used for cluster analysis of the surface layer, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin et al., 2020).
- Fig. 161. Zoning of surface hydrochemical fields of the Baltic Sea according to the cluster analysis data 1st variant (a): 1 the Gulf of Botnia, 2 the Gulf of Finland, 3 Near-the-mouth I (influenced by the Vistula, the Duagava, and the Neva), 4 Near-the-mouth II (influenced by the Oder, the Neman, and the Pärnu), 5 Main and 6 Western; 2nd variant (b): 1 the Gulf of Botnia, 2 the Gulf of Finland, 3 Near-the-mouth I (influenced by the Vistula, the Duagava, and the Pärnu), 5 Central and 6 Southern. From (Dubravin et al., 2020).
- Fig. 162. The relation between the mean for every cluster content of hydrochemical characteristics (mcmol/kg) and salinity on the Baltic Sea surface – (a) and between biogenic nutrients and oxygen – (b). *Digits are numbers of clusters in variant 1.* From (Dubravin et al., 2020).
- Fig. 163. The relation between the mean for every cluster content of hydrochemical characteristics (mcmol/kg) on the Baltic Sea surface: between biogenic nutrients and oxygen – (a) and nitrogen and phosphorus – (b). *Digits are numbers of clusters in variant 2*. From (Dubravin et al., 2020).
- Fig. 164. Numeration (conditional) of one-degree trapezoids used for cluster analysis at the depth of the maximum salinity core in the Baltic Sea, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, Kapustina, 2020).
- Fig. 165. Zoning at the depth of the maximum salinity core of hydrochemical fields of the Baltic Sea according to the cluster analysis data – 1st variant – (a): 1 – Aland, 2 – Marginal, 3 – Main, 4 – Gotland-Finland, 5 – Western; 2nd variant – (b): 1 – Aland, 2 – Marginal, 3 – Main, 4 – Gotland-Finland. From (Dubravin, Kapustina, 2020).
- Fig. 166. The relation between the mean for every cluster content of hydrochemical characteristics (mcmol/kg) and salinity at the depth of the

maximum salinity core in the Baltic Sea - (a) and between biogenic nutrients and oxygen - (b). *Digits are numbers of clusters in variant 1*. From (Dubravin, Kapustina, 2020).

- Fig. 167. The relation between the mean for every cluster content of hydrochemical characteristics (mcmol/kg) at the depth of the maximum salinity core in the Baltic Sea: between biogenic nutrients and oxygen –
 (a) and nitrogen and phosphorus – (b). *Digits are numbers of clusters in* variant 2. From (Dubravin, Kapustina, 2020).
- Fig. 168. Mean annual S,O₂ (a); S,PO₄ (b); S,NH₃ (c), and S,NO₃ (d) diagrams of surface (SEB and SWB) waters of the Baltic Sea in one-degree trapeziods, averaged over 1900–2005, according to the data from (State and Evolution..., 2008), calculated by the Cochrane method (1956). *The sum of surface water frequencies is 364, to transit to area multiply the frequency value by 1000 km*². From (Dubravin, Kaputina, 2019).
- Fig. 169. Mean annual $S_{,O_2}$ (a); $S_{,PO_4}$ (b); $S_{,NH_3}$ (c), and $S_{,NO_3}$ (d) diagrams of deep (DEB and DWB) waters of the Baltic Sea in one-degree trapeziods, averaged over 1900–2005, according to the data from (State and Evolution..., 2008), calculated by the Cochrane method (1956). From (Dubravin, Kaputina, 2019).
- Fig. 170. Interannual variability of solar activity W and its spectral components: quasi two-year $-W_2^{34}$; quasi four-year $-(W_4^{39} \text{ and } W_4^{57})$; quasi six-year $-W_6$; quasi eight-year $-W_8$; quasi eleven-year $-W_{11}$ and quasi 18-year $-W_{18}$ over the interval of 1850–2019, calculated from the data of (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Fig. 171. Interannual variability of PSandMTF (m^2/s^2) and its spectral components: quai four-year (PPOS₄⁴⁵ and PPOS₄⁵⁷); quasi 18-year PPOS₁₈ over the interval of 1850–2019, calculated from the data by (Vorobjev, 1967).
- Fig. 172. Interannual variability of the distance from the barycenter of the Solar System masses to the center of the Sun D_{bc} (km) and its spectral components: quasi six-year $(D_6^{67} \text{ and } D_6^{80})$; quasi eight-year D_8 ; quasi eleven-year D_{11} and quasi 18-year D_{18} over 1900–2019, calculated on the data by (Dmitriev et al., 2011).
- Fig. 173. Interannual variability of the angular velocity of the Earth's daily rotation v and its spectral components: quasi two-year $-v_2$; quasi six-year $-v_6$ over the interval (1956–2010), based on (Sidorenkov, 2002). From (Dubravin, 2017).
- Fig. 174. Interannual variability of equatorial stratospheric transport U (kg^*ms^{-1}) and its spectral components: quasi two-year $-U_2$; quasi four-year $-U_4$; quasi 18-year $-U_{18}$ over the interval (1954–2010), based on (Sidorenkov, 2002). From (Dubravin, 2017).

Список таблиц

- Табл. 1. Морфометрические характеристики Балтийского моря по данным разных авторов. (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 2. Площади регионов Балтийского моря (тыс. км²) по данным разных авторов. По (Капустина, Дубравин, 2015). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 3. Площади (тыс. км²) и объемы воды (тыс. км³) по заданным изобатам в Балтийском море, рассчитанные по данным (http://www. io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html). По (Капустина, Дубравин, 2015). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 4. Средние за 10 лет (среднедекадные) параметры ЦДА Северной Атлантики (1891–1995 гг.), рассчитанные по (Дубравин, 1994, 2013), и индекс САК в терминах различных авторов. (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 5. Средние за 10 лет (среднедекадные) коэффициенты корреляции между годовым и месячными индексами САК, рассчитаны за 1891– 1995 гг. по данным (Дубравин, 1994, 2013). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 6. Центры действия атмосферы (средние за год) Северной Атлантики (1991–2016 гг.). По (Абрамов 2004–2016).
- Табл. 7. Центры действия атмосферы Северной Атлантики (средние за 1991–1995 гг.), рассчитанные по картам ААНИИ (Дубравин, 2013) (верхняя строка) и метеоцентра Бракнелла (Абрамов, Стонт, 2004) (нижняя). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 8. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) на разных временных интервалах, рассчитано по (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дмитриев и др., 2018).
- Табл. 9. Статистики временного хода индексов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (сут./год) за период 1891–2019 гг., рассчитанные по (Дмитриев и др., 2018).
- Табл. 10. Многолетние средние месячные значения индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (сут./мес.) на разных временных интервалах, рассчитано по (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дмитриев и др., 2018).
- Табл. 11. Гармонические постоянные сезонного хода индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (сут./мес.) на разных временных интервалах, рассчитано по (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дмитриев и др., 2018).
- Табл. 12. Значения корреляционных функций между сезонным ходом индексов циркуляции атмосферы W, E, C и гидрометеорологическими

параметрами (1951–2000 гг.) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012; State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).

- Табл. 13. Корреляционные матрицы между индексами атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса и параметрами Исландского минимума и Азорского максимума (среднегодовые значения за 1891–1995 гг.). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 14. Повторяемость скорости и направления ветра средняя за год для Балтийского моря (1888–2006 гг.). (Из Атлас...Балтийское море, 2007).
- Табл. 15. Водный баланс (км³) Балтийского моря по данным разных авторов. По (Дубравин, Маслянкин, 2012а, б). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 16. Доли отдельных суббассейнов в общем объеме осадков Pr, стока R₅, испарения Ev и пресноводного баланса B₀ Балтики (км³) за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, Педченко, 2011).
- Табл. 17. Составляющие пресноводного баланса (км³/год) суббассейнов и Балтийского моря в целом (верхняя строка) и нормированные на объем речного стока R_Σ (нижняя) за 1951–2000 гг. (Из Дубравин, Маслянкин, 2012г).
- Табл. 18. Доля отдельных регионов в общем объеме речного стока R₂ (км³) Балтийского моря за 1951–1960 гг. и 1961–1970 гг. (Микульский, 1974) и за 1950–2007 гг. (Andersson, 2009). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 19. Средний за 1951–1960 гг. сезонный ход речного стока R₂ (км³/мес.) в отдельных регионах и Балтийском море в целом, рассчитанный по данным (Mikulski, 1970). (Из Дубравин, Маслянкин, 2012г).
- Табл. 20. Периоды однонаправленного изменения суммарного стока R_Σ для всей Балтики, рассчитанные по данным разных авторов (см. рис. 28). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Табл. 21. Корреляционные матрицы между речным стоком R_∑ в регионах Балтики за период 1950–2007 гг., рассчитанные по данным Andersson, 2009. По (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Табл. 22. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) исходного ряда (ИР), регулярного сезонного хода (СезХ), внутригодовой (ВГИ) и межгодовой (МГИ) изменчивости суммарного речного стока R₂ (км³/год) в Балтику за период 1921–1975 гг., рассчитанная по данным (Mikulski, 1982). По (Дубравин, 2014).
- Табл. 23. Доля отдельных суббассейнов в общем объеме испарение Ev (км³) с поверхности Балтики за 1951–1960 гг. и 1961–1970 гг. (Расчет атмосферных..., 1978) и за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). (Из Дубравин, 2014).
- Табл. 24. Доля отдельных суббассейнов в общем объеме пресноводного баланса В₀ (км³) с поверхности Балтики за 1951–1960 гг. и 1961–1970 гг. (Расчет атмосферных..., 1978) и за 1951–2000 гг. (Дубравин, Педченко, 2011). (Из Дубравин, 2014).

- Табл. 25. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ суммарного речного стока R_{Σ} (км³/мес.) и пресноводного баланса B_0 (км³/мес.), рассчитано за 1951–2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Табл. 26. Корреляционные матрицы между сезонным ходом составляющих пресноводного баланса, рассчитанных с учетом регионов Балтики за период 1951–2000 гг. по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Табл. 27. Гармонические постоянные сезонного хода пресноводного баланса В₀ (км³/мес.) всей Балтики, рассчитанные по данным разных авторов (см. рис. 35). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 28. Периоды однонаправленного изменения результирующего водообмена Q₂ (км³/год) через Датские проливы, рассчитанные по (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009). (Из Дубравин, 2014).
- Табл. 29. Характерные масштабы межгодовой изменчивости температуры воды Т_w (°С) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1900–2005 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 30. Корреляционные матрицы между сезонным ходом поверхностной солености S (PSU) в морских районах Балтийского моря, средним за 1951–2000 гг., рассчитано по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2014).
- Табл. 31. Характерные масштабы межгодовой изменчивости солености (PSU) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1900–2005 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 32. Сезонный ход температуры воды Тw (°C) в Балтийском море, средний за 1900–2005 гг., рассчитанный по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 33. Амплитудно-фазовые характеристики сезонного хода температуры воды Т_w (°С) в Балтийском море по горизонтам, средней за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008) (см. табл. 32). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 34. Характерные масштабы межгодовой изменчивости температуры воды Т_w (°С) на глубине ядра максимума солености в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 35. Сезонный ход солености в Балтийском море, средний за 1900– 2005 гг., рассчитанный по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, Педченко, 2010).
- Табл. 36 Статистики гармонических постоянных сезонного хода солености (PSU) на глубине ядра ее максимума за период 1900–2005 гг.,

рассчитанные по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).

- Табл. 37. Характерные масштабы межгодовой изменчивости солености (PSU) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 38. Месячные Т,S-индексы ядер поверхностных и глубинных ВМ Балтийского и Северного морей, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Капустина, Дубравин, 2015б).
- Табл. 39. Доли ВМ в общей площади зеркала или глубинного максимума солености (тыс. км²) и в объеме Балтийского моря (тыс. км³), средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 40. Внутригодовая изменчивость доли ВМ в общей площади зеркала Балтийского моря и глубинного максимума солености, средняя за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Капустина, Дубравин, 2015б).
- Табл. 41. Характерные масштабы межгодовой изменчивости процентного содержания поверхностных водных масс ПовЗБ и ПовВБ (%) в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 42. Характерные масштабы межгодовой изменчивости процентного содержания глубинных водных масс ГлЗБ и ГлВБ (%) в Гесере, Борхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2017).
- Табл. 43. Сезонный ход растворенного кислорода (мл О₂/л) в Балтийском море, средний за 1950–2005 гг., рассчитанный по (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Табл. 44. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) короткопериодной и долгопериодной составляющих временной изменчивости относительного содержания кислорода (%) в Западной Балтике за 2003–2016 гг., рассчитано по (BSH/DOD(M41). (Из Дубравин и др., 2017а).
- Табл. 45. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости растворенного кислорода (мкмоль О₂/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг., рассчитанные по данным (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 46. Корреляционные матрицы между межгодовым ходом растворенного кислорода (мкмоль О₂/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской

(кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1958–2017 гг., рассчитанные по данным (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).

- Табл. 47. Характерные масштабы межгодовой изменчивости растворенного кислорода (мкмоль О₂/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 48. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости растворенного кислорода (мкмоль О₂/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1952–2018 гг., рассчитанные по данным (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 49. Корреляционные матрицы между межгодовым ходом растворенного кислорода (мкмоль О₂/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 50. Характерные масштабы межгодовой изменчивости растворенного кислорода (мкмоль О₂/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 51. Сезонный ход фосфатов (мкг-ат Р/л) в Балтийском море, средний за 1950–2005 гг., рассчитанный по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, 2012).
- Табл. 52. Глубина залегания (м) максимумов вертикального градиента гидрологических и гидрохимических элементов в Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах, Кильском (кв. -3), Финском (кв. 68) заливах и Балтике в целом, рассчитано по (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин и др., 20176).
- Табл. 53. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости фосфатов (мкмоль Р/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1955–2018 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 54. Корреляционные матрицы между межгодовым ходом фосфатов (мкмоль Р/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1964–2017 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 55. Характерные масштабы межгодовой изменчивости фосфатов (мкмоль Р/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах

и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (Из www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).

- Табл. 56. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости фосфатов (мкмоль Р/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1955–2018 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 57. Корреляционные матрицы между сезонным ходом фосфатов (мкмоль Р/кг) у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 58. Характерные масштабы межгодовой изменчивости фосфатов (мкмоль Р/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (Из www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 59. Сезонный ход аммония (мкг-ат N/л) в Балтийском море, средний за 1950–2005 гг., рассчитанный по (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Табл. 60. Сезонный ход нитратов (мкг-ат N/л) в Балтийском море, средний за 1950–2005 гг., рассчитанный по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Гидрохимический режим, 2017).
- Табл. 61. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости нитратов (мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1962–2018 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 62. Корреляционные матрицы между сезонным ходом нитратов (мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 63. Корреляционные матрицы между межгодовым ходом нитратов (мкмоль N/кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 64. Характерные масштабы межгодовой изменчивости нитратов (мкмоль N//кг) на поверхности в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
СПИСОК ТАБЛИЦ

- Табл. 65. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости нитратов (мкмоль N/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1955–2018 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 66. Корреляционные матрицы между сезонным ходом нитратов (мкмоль N/кг) у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1969–2017 гг., рассчитанные по данным (Из www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 67. Характерные масштабы межгодовой изменчивости нитратов (мкмоль N/кг) на дне в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (Из www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html).
- Табл. 68. Гидрохимические характеристики и соленость верхнего слоя Балтийского моря по данным кластерного анализа. (Из Дубравин и др., 2020).
- Табл. 69. Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии между гидрохимическими характеристиками и соленостью на поверхности Балтийского моря. (Из Дубравин и др., 2020).
- Табл. 70. Гидрохимические характеристики и соленость на глубине ядра максимума солености Балтийского моря по данным кластерного анализа. (Из Дубравин, Капустина, 2020).
- Табл. 71. Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии между гидрохимическими характеристиками и соленостью на глубине ядра максимума солености Балтийского моря. (Из Дубравин, Капустина, 2020).
- Табл. 72. Т,S- и ГХ-индексы (O_2 , PO_4 , NH_3 и NO_3) ядер поверхностных и глубинных ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, Капустина, 2019).
- Табл. 73. Термохалинные и гидрохимические характеристики водных масс Балтийского моря на уровне ядра (средняя величина первая, пределы изменения вторая и значение в очаге третья строки), рассчитаны по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, Капустина, 2019).
- Табл. 74. Корреляция между соленостью и гидрохимическими параметрами в пределах всего Балтийского моря и отдельных ВМ, рассчитана по данным (State and Evolution..., 2008). (Из Дубравин, Капустина, 2019).
- Табл. 75. Месячные ГХ-индексы (мкмоль/кг) ядер поверхностных (ПовЗБ) и (ПовВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008).

- Табл. 76. Гармонические постоянные сезонного хода ГХ-индексов (мкмоль/кг) ядер поверхностных (ПовЗБ) и (ПовВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008).
- Табл. 77. Корреляционные матрицы между СезХГХ-индексов (мкмоль/кг) ядер поверхностных (ПовЗБ) и (ПовВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008).
- Табл. 78. Месячные ГХ-индексы (мкмоль/кг) ядер глубинных (ГлЗБ) и (ГлВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008).
- Табл. 79. Гармонические постоянные сезонного хода ГХ-индексов (мкмоль/кг) ядер глубинных (ГлЗБ) и (ГлВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008).
- Табл. 80. Корреляционные матрицы между СезХ ГХ-индексов (мкмоль/кг) ядер глубинных (ГлЗБ) и (ГлВБ) ВМ Балтийского моря, средние за 1900–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution..., 2008).
- Табл. 81. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/с²); расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{6.ц.} (км); угловая скорость вращения Земли УСВЗ (v); экваториальный перенос — Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; Дмитриев и др., 2011; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Табл. 82. Многолетние средние месячные значения гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/с²); расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{6.ц.} (км); угловая скорость вращения Земли УСВЗ (v); экваториальный перенос — Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Дмитриев и др., 2011; Сидоренков,2002; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Табл. 83. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ гелиои геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/с²); расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{6.ц.} (км); угловая скорость вращения Земли УСВЗ v; экваториальный перенос — Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Дмитриев и др., 2011; Сидоренков,2002; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Табл. 84. Значения корреляционных функций между сезонным ходом геокосмических сил: ППОСЛиС (см²с²), УСВЗ (v) и U (кг*мс⁻¹)

и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (1951–2000), рассчитано по (Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006). (Из Дубравин, Маслянкин, 2012а).

- Табл. 85. Корреляционные матрицы между СезХ гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/с²); расстояние от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{6.п.} (км); угловая скорость вращения Земли УСВЗ v; экваториальный перенос — Eqwind U (кг*м/с) и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (1954–2010), рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Дмитриев и др., 2011, 2018; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Табл. 86. Характерные масштабы межгодовой изменчивости вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС (см²/с²); расстояния от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{б.ц.} (км); угловой скорости вращения Земли v и экваториального переноса U (кг*м/с), рассчитано поданным (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков,2002; Дмитриев и др., 2011; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Табл. 87. Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность С для рядов вынуждающих сил (среднегодовые значения): солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС (см²/с²); расстояния от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{6,ц} (км); угловой скорости вращения Земли v и экваториального переноса U (кг*м/с) и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C), рассчитано по (Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; Гирс, 1971; Дмитриев и др., 2011, 2018; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Табл. 88. Некоторые физические характеристики больших планет. По (Старков, 2010). (Из Дубравин, 2014).
- Табл. 89. Дисперсия и амплитуда разномасштабных составляющих межгодовой изменчивости для рядов ГХ параметров на поверхности и у дна (O_2 , PO_4 и NO_3) (1958–2018) в Готландской впадине (кв. 47) и солнечной активности (W), рассчитанные по (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Табл. 90. Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность С для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг. и солнечной активности (числа Вольфа, W), рассчитано по данным (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Табл. 91. Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов ГХ параметров (O_2 , PO_4 и NO_3) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68)

за 1949–2018 гг. и ППОСЛиС, рассчитано по данным (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html; Воробьев, 1967).

- Табл. 92. Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность С для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг. и расстояния от барицентра масс солнечной системы до центра Солнца, D_{6.ц}, рассчитано по данным (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html; Дмитриев и др., 2011).
- Табл. 93. Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1956–2010 гг. и угловой скорости вращения Земли v, рассчитано по данным (www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Сидоренков, 2002).
- Табл. 94. Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность С для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1954–2010 гг. и экваториального переноса U, рассчитано по данным (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html; Сидоренков, 2002).
- Табл. 95. Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов ГХ параметров (O_2 , PO_4 и NO_3) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг. и индекса циркуляции W, рассчитано по данным (www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Дмитриев и др., 2018).
- Табл. 96. Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность С для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг. и индекса циркуляции E, рассчитано по данным (www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Дмитриев и др., 2018).
- Табл. 97. Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность С для рядов ГХ параметров (O₂, PO₄ и NO₃) на поверхности и у дна в Арконской (кв. 5), Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68) за 1949–2018 гг. и индекса циркуляции С, рассчитано по данным (www. nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Дмитриев и др., 2018).

Tables

- Table 1. Morphometric characteristics of the Baltic Sea according to the data of different authors. From (Dubravin, 2017).
- Table 2. The areas of the Baltic Sea regions (thousand km²) according to the data of different authors. According to (Kapustina, Dubravin, 2015a). From (Dubravin, 2017).
- Table 3. Areas (th. km²) and volumes of water (th. km³) with an increase to the predetermined isobaths in the Baltic Sea, calculated according to (http://www.io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html). According to (Kapustina, Dubravin, 2015a). From (Dubravin, 2017).
- Table 4. The decadal mean of the Northern Atlantic center of action parameters (1891–1995), calculated according to (Dubravin, 1994, 2013), and the NAO index in terms of different authors. From (Dubravin, 2017).
- Table 5. The decadal mean correlation coefficients between the annual and monthly indices of the NAO, calculated for 1891–1995 according to the data (Dubravin, 1994, 2013). From (Dubravin, 2017).
- Table 6. North Atlantic atmospheric action centers (average for the year) for1991–2014 according to (Abramov 2004–2016).
- Table 7. North Atlantic atmospheric action centers (averaged for 1991–1995), calculated on the basis of the AARI maps (Dubravin, 2013) (upper line) and Bracknell Meteorological Office (Abramov, Stont, 2004) (lower line). From (Dubravin, 2017).
- Table 8. Dispersion (upper line) and relative share (lower line) of atmospheric circulation indices: (W, E, C) across different time intervals, calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; Dmitriev et al., 2018).
- Table 9. Statistics of time course in Wangenheim-Girs atmospheric circulation indices (day/year) during 1891–2019, calculated according to (Dmitriev et al., 2018).
- Table 10. Multi-year mean monthly values of atmospheric circulation indices (W, E, C) (day/year) at different time intervals, calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; Dmitriev et al., 2018).
- Table 11. Harmonic constant of seasonal course of atmospheric circulation indices (W, E, C) (day/year) at different time intervals, calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; Dmitriev et al., 2018).
- Table 12. Values of correlation functions between the seasonal course of the atmospheric circulation indices W, E, C and hydrometeorological parameters (1951–2000) (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; Dubravin, Maslyankin, 2012a; State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).

- Table 13. Correlation matrices between the indices of the Wangenheim-Girs atmospheric circulation and the parameters of the Iceland minimum and the Azores maximum (average annual values for 1891–1995). From (Dubravin, 2017).
- Table 14. Periodicity of the wind speed and direction for the Baltic Sea annual average (1888–2006). From (Atlas...The Baltic Sea, 2007).
- Table 15. Water balance (km³) of the Baltic Sea according to different authors. According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a, b). From (Dubravin, 2017).
- Table 16. Proportions of individual sub-basins in total precipitation Pr, runoff R_{Σ} , evaporation Ev, and freshwater balance B_0 of the Baltic Sea (km³) for 1951–2000, calculated from the data (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, Pedchenko, 2011).
- Table 17. Components of the freshwater balance (km³/year) of the sub-basins and the Baltic Sea as a whole (upper line) and normalized for the river inflow volume R_{Σ} (lower line) for 1951–2000. From (Dubravin, Maslyankin, 2012).
- Table 18. The proportions of individual regions in the total river inflow R_{Σ} (km³) of the Baltic Sea for the periods of 1951–1960 and 1961–1970 (Mikulsky, 1974) and for 1950–2007. (Andersson, 2009). From (Dubravin, 2017).
- Table 19. Averaged for 1951–1960 seasonal course of river inflow R_{Σ} (km³/month) in individual regions and the Baltic Sea as a whole, calculated according to (Mikulski, 1970). From (Dubravin, Maslyankin, 2012d).
- Table 20. The periods of unidirectional change in the total river inflow R_{Σ} for the entire Baltic Sea, calculated from the data of different authors (see Fig. 28). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a).
- Table 21. Correlation matrices between river inflow R_{Σ} in the Baltic regions for the period of 1950–2007, calculated according to Andersson, 2009. According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a).
- Table 22. Dispersion (upper line) and the relative proportion (bottom line) of the source row (SR), the regular seasonal course (RS), the irregular intra-annual (IIA) and interannual (IA) variability of the total river inflow R_{Σ} (km³/year) to the Baltic Sea for the period of 1921–1975, calculated from the data (Mikulski, 1982). According to (Dubravin, 2014).
- Table 23. The proportion of individual sub-basins in the total evaporation Ev (km³) from the surface of the Baltic Sea for 1951–1960 and 1961– 1970 (Calculation of atmospheric..., 1978) and for 1951–2000, calculated according to the data (State and Evolution..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a). From (Dubravin, 2014).
- Table 24. The proportion of the individual sub-basins in the total freshwater balance B₀ (km³) from the surface of the Baltic Sea for 1951–1960 and 1961–1970 (Calculation of the atmospheric..., 1978) and for 1951–2000 (Dubravin, Pedchenko, 2011). From (Dubravin, 2014).
- Table 25. Harmonic constants of the seasonal course RS of the total river inflow R_{Σ} (km³/month) and freshwater balance B_0 (km³/month), calculated for 1951–2000 for sub-basins and the Baltic Sea in general (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).

- Table 26. Correlation matrices between the seasonal course of the freshwater balance components, calculated taking into account the Baltic regions over the period of 1951–2000, according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2014).
- Table 27. Harmonic constants of the freshwater balance B_0 (km³/month) seasonal course of the entire Baltic basin, calculated according to the data of different authors (see Fig. 35). From (Dubravin, 2017).
- Table 28. Periods of unidirectional change in the resulting water exchange Q_{Σ} (km³/year) through the Danish straits, calculated according to (Smirnova, Minina, 1992; Sustavov, Altshuler, 1983 and Omsted, 2009). From (Dubravin, 2014).
- Table 29. Typical scales of interannual variability of water temperature T_w (°C) on the surface in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Table 30. The correlation matrices between the seasonal courses of surface salinity S (PSU) in the marine areas of the Baltic Sea, averaged for 1951–2000, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Table 31. The typical scales of the interannual variability of the surface salinity (PSU) in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Table 32. Seasonal course of the water temperature T_w (°C) in the Baltic Sea, averaged for 1900–2005, calculated according to the data (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Table 33. The amplitude-phase characteristics of the Baltic Sea water temperature T_w (°C) seasonal course in the horizons, averaged for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008) (see Table 32). From (Dubravin, 2017).
- Table 34. Typical scales of interannual variability of water temperature T_w (°C) at the depth of the core of the maximum salinity in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Table 35. Salinity seasonal course in the Baltic Sea, averaged for the period of 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, Pedchenko, 2010).
- Table 36. Statistics of the salinity seasonal course (PSU) harmonics at the depth of the core of its maximum for the period of 1900–2005, based on (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Table 37. The typical scales of the interannual variability of salinity (PSU) at the depth of its maximum in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).

- Table 38. The monthly T,S-indices of the surface and deep sea WM cores of the Baltic and North Seas, averaged over 1900–2005, based on the data (State and Evolution..., 2008). From (Kapustina, Dubravin, 2015b).
- Table 39. The proportions of the WM in the total area of the surface or deep maximum of salinity (th. km²) and in the volume of the Baltic Sea (th. km³), averaged for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Table 40. The intra-annual variability of the WM proportion in the total area of the Baltic Sea surface and the deep salinity maximum, averaged for 1900–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Kapustina, Dubravin, 2015b).
- Table 41. Typical scales of the interannual variability of the SWB and SEB surface water masses percentage (%) in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Table 42. Typical scales of the interannual variability of DWB and DEB deep water masses percentage (%) in the Geser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), based on (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2017).
- Table 43. The seasonal course of dissolved oxygen (ml O_2 /ml) in the Baltic Sea, averaged for 1950–2005, calculated according to (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Table 44. Dispersion (upper line) and relative share (lower line) of short-period and long-period component of temporal variability of relative oxygen content (%) in the Western Baltic Sea for 2003–2016, calculated according to (BSH/DOD(M41). From (Dubravin et al., 2017a).
- Table 45. Dispersion (upper line) and relative share (lower line) of long-period component of dissolved oxygen (ml O_2 /ml) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1949–2018, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 46. Correlation matrices between the interannual course of dissolved oxygen (mcmol O_2 /kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1958–2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/ oceanclimate.html).
- Table 47. Typical scales of the interannual variability of dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1958–2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/ocean-climate.html).
- Table 48. Dispersion (upper line) and relative share (lower line) of long-period components of dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1952–2018, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).

- Table 49. Correlation matrices between the interannual course of dissolved oxygen (mcmol O_2/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1969–2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/ oceanclimate.html).
- Table 50. Typical scales of the interannual variability of dissolved oxygen (mcmol O_{2} /kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1958–2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 51. The seasonal course of phosphates (mcg-at P/l) in the Baltic Sea, averaged for 1950–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, 2012).
- Table 52. The location depth (m) of the vertical gradient maximums of hydrological and hydrochemical elements in the Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins, the Kiel Bay (sq. -3) and the Gulf of Finland (sq. 68) and the entire Baltic Sea, calculated from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin et al., 2017b).
- Table 53. Dispersion (upper line) and relative share (lower line) of long-period components of phosphates (mcmol P/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1955–2018, calculated from (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 54. Correlation matrices between the interannual course of phosphates (mcmol P/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1964– 2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 55. Typical scales of the interannual variability of phosphates (mcmol P/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 56. Dispersion (upper line) and relative share (lower line) of long-period components of phosphates (mcmol P/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1955–2018, calculated from (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 57. Correlation matrices between the interannual course of phosphates (mcmol P/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1969– 2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 58. Typical scales of the interannual variability of phosphates (mcmol P/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1958–2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 59. The seasonal course of ammonium (mcg-at N/l) in the Baltic Sea, averaged for 1950–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).

- Table 60. The seasonal course of nitrates (mcg-at N/l) in the Baltic Sea, averaged for 1950–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008). From (Hydrochemical regime, 2017).
- Table 61. Dispersion (upper line) and relative share (lower line) of long-period components of nitrates (mcmol N/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1962–2018, calculated from (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 62. Correlation matrices between the seasonal course of nitrates (mcmol N/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1969– 2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 63. Correlation matrices between the interannual course of nitrates (mcmol N/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1969–2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/ocean-climate.html).
- Table 64. Typical scales of the interannual variability of nitrates (mcmol N/kg) on the surface in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 65. Dispersion (upper line) and relative share (lower line) of long-period components of nitrates (mcmol N/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1955–2018, calculated from (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 66. Correlation matrices between the interannual course of nitrates (mcmol N/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1969–2017, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/ocean-climate.html).
- Table 67. Typical scales of the interannual variability of nitrates (mcmol N/kg) at the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html).
- Table 68. Hydrochemical characteristics and salinity of the upper layer of the Baltic Sea according to the cluster analysis. From (Dubravin et al., 2020).
- Table 69. Correlation coefficients and regression equation between the hydrochemical characteristics and salinity on the surface of the Baltic Sea. From (Dubravin, Kapustina, 2020).
- Table 70. Hydrochemical characteristics and salinity at the depth of the salinity core maximum in the Baltic Sea according to the cluster analysis. From (Dubravin, Kapustina, 2020).
- Table 71. Correlation coefficients and regression equation between the hydrochemical characteristics and salinity at the depth of the salinity core maximum in the Baltic Sea. From (Dubravin, Kapustina, 2020).

- Table 72. T,S- and HCh-indices (O₂, PO₄, NH₃ and NO₃) of surface and deepwater WM cores of the Baltic Sea, averaged for 1900–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, Kapustina, 2019).
- Table 73. Thermohaline and hydrochemical characteristic of the Baltic Sea water masse at the core level (everage value the first line, limits of variation the second, and value at the core the third), calculated from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, Kapustina, 2019).
- Table 74. Correlation between salinity and hydrochemical parameters within the entire Baltic Sea and separate WM, calculated from (State and Evolution..., 2008). From (Dubravin, Kapustina, 2019).
- Table 75. Monthly HCh-indices (mcmol/kg) of surface (SEB) and (SWB) WM cores of the Baltic Sea, averaged for 1900–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008).
- Table 76. Harmonic constants of seasonal course of HCh-indices (mcmol/kg) of surface (SEB) and (SWB) WM cores of the Baltic Sea, averaged for 1900–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008).
- Table 77. Correlation matrices between the RS of HCh-indices (mcmol/kg) of surface (SEB) and (SWB) WM cores of the Baltic Sea, averaged for 1900–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008).
- Table 78. Monthly HCh-indices (mcmol/kg) of deepwater (DEB) and (DWB) WM cores of the Baltic Sea, averaged for 1900–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008).
- Table 79. Harmonic constants of seasonal course of HCh-indices (mcmol/kg) of deepwater (DEB) and (DWB) WM cores of the Baltic Sea, averaged for 1900–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008).
- Table 80. Correlation matrices between the RS of HCh-indices (mcmol/kg) of deepwater (DEB) and (DWB) WM cores of the Baltic Sea, averaged for 1900–2005, calculated from (State and Evolution..., 2008).
- Table 81. Dispersion (upper line) and relative share (lower line) of components of long-period variability of helio- and geocosmic powers: the Wolf number, W; PSandMTF (m²/s²); the distance from the barycenter of the Solar System masses to the center of the Sun D_{bc} (km); the angular velocity of the Earth's daily rotation AVEDR (v); the equatorial stratospheric transfer Eqwind U (kg*m/s) at various time intervals, calculated according to (Vytinskiy, 1963; Vorobiev, 1967; Sidorenkov, 2002; Dmitriev et al., 2011; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Table 82. Multi-annual mean monthly values of helio- and geocosmic powers: the Wolf number, W; PSandMTF (m²/s²); the distance from the barycenter of the Solar System masses to the center of the Sun D_{bc} (km); the angular velocity of the Earth's daily rotation AVEDR (v); the equatorial stratospheric transfer Eqwind U (kg*m/s) at various time intervals, calculated according to (Vytinskiy, 1963; Vorobiev, 1967; Dmitriev et al., 2011; Sidorenkov, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/ SUNSPOT_NUMBERS).
- Table 83. Harmonic constants of seasonal course RS of helio- and geocosmic powers: the Wolf number, W; PSandMTF (m²/s²); the distance from

the barycenter of the Solar System masses to the center of the Sun D_{bc} (km); the angular velocity of the Earth's daily rotation AVEDR (v); the equatorial stratospheric transfer Eqwind U (kg*m/s) at various time intervals, calculated according to (Vytinskiy, 1963; Vorobiev, 1967; Dmitriev et al., 2011; Sidorenkov, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

- Table 84. The values of correlation function between the seasonal course of geocosmic powers: PSandMTF (m²/s²), AVEDR (v), and U (kg*m/s) and atmospheric circulation indices: (W, E, and C) (1951–2000), calculated according to (Vorobiev, 1967; Sidorenkov, 2002; Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006). From (Dubravin, Maslyankin, 2012a).
- Table 85. Correlation matrices between the RS of helio- and geocosmic powers: the Wolf number, W; PSandMTF (m²/s²); the distance from the barycenter of the Solar System masses to the center of the Sun D_{bc} (km); the angular velocity of the Earth's daily rotation AVEDR (v); the equatorial stratospheric transfer Eqwind U (kg*m/s) and the atmospheric circulation indices: (W, E, and C) (1954– 2010), calculated according to (Vytinskiy, 1963; Vorobiev, 1967; Dmitriev et al., 2011, 2018; Sidorenkov, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Table 86. Typical scales of interannual variability of compelling forces: the solar activity (Wolf number, W); PSandMTF (m²/s²); the distance from the barycenter of the Solar System masses to the center of the Sun D_{bc} (km); the angular velocity of the Earth's daily rotation (v); the equatorial stratospheric transfer Eqwind U (kg*m/s), calculated according to (Vytinskiy, 1963; Vorobiev, 1967; Sidorenkov, 2002; Dmitriev et al., 2011; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Table 87. Period T, power spectrum S, phase f, coherence C for series of compelling forces (mean annual values): the solar activity (Wolf number, W); PSandMTF (m²/s²); the distance from the barycenter of the Solar System masses to the center of the Sun D_{bc} (km); the angular velocity of the Earth's daily rotation (v); the equatorial stratospheric transfer Eqwind U (kg*m/s) and the atmospheric circulation indices: (W, E, and C), calculated according to (Vorobiev, 1967; Sidorenkov, 2002; Girs, 1971; Dmitriev et al., 2011, 2018; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
- Table 88. Some physical characteristics of large planets. According to (Starkov,2010). From (Dubravin, 2014).
- Table 89. Dispersion and amplitude of various-scale components of interannual variability of HCh parameter sets on the surface and near the bottom (O_2 , PO_4 and NO_3) (1958–2018) in the Gotland Basin (sq. 47) and solar activity (W), calculated from (www.nodc.noaa.gov/ about/oceanclimate.html; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/ SUNSPOT_NUMBERS).
- Table 90. Period T, power spectrum S, phase f, coherence C for HCh parameter sets $(O_9, PO_4 \text{ and } NO_3)$ on the surface and near the bottom

in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1949–2018 and solar activity (Wolf number, W), calculated from (www.nodc.noaa. gov/about/oceanclimate.html; Vytinskiy, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

- Table 91. Period T, power spectrum S, phase f, coherence C for HCh parameter sets (O₂, PO₄ and NO₃) on the surface and near the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1949–2018 and PSandMTF, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Vorobiev, 1967).
- Table 92. Period T, power spectrum S, phase f, coherence C for HCh parameter sets $(O_2, PO_4 and NO_3)$ on the surface and near the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1949–2018 and the distance from the barycenter of the Solar System masses to the center of the Sun D_{bc}, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate.html; Dmitriev et al., 2011).
- Table 93. Period T, power spectrum S, phase f, coherence C for HCh parameter sets (O_2 , PO_4 and NO_3) on the surface and near the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1956–2010 and the angular velocity of the Earth's daily rotation (v), calculated from (www.nodc. noaa.gov/about/oceanclimate.html; Sidorenkov, 2002).
- Table 94. Period T, power spectrum S, phase f, coherence C for HCh parameter sets (O_2 , PO_4 and NO_3) on the surface and near the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1956–2010 and the equatorial transfer U, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html; Sidorenkov, 2002).
- Table 95. Period T, power spectrum S, phase f, coherence C for HCh parameter sets (O_2 , PO_4 and NO_3) on the surface and near the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1949–2018 and the circulation index W, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html; Dmitriev et al., 2018).
- Table 96. Period T, power spectrum S, phase f, coherence C for HCh parameter sets (O_2 , PO_4 and NO_3) on the surface and near the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1949–2018 and the circulation index E, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html; Dmitriev et al., 2018).
- Table 97. Period T, power spectrum S, phase f, coherence C for HCh parameter sets (O_2 , PO_4 and NO_3) on the surface and near the bottom in the Arcona (sq. 5), Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) for 1949–2018 and the circulation index C, calculated from (www.nodc.noaa.gov/about/oceanclimate. html; Dmitriev et al., 2018).

Приложение А

АТЛАС ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Карты распределения элементов по месяцам (средние за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008))

Рис. 1. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, январь. Рис. 2. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, февраль. Рис. 3. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, март. Рис. 4. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, апрель. Рис. 5. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, май. Рис. 6. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, июнь. Рис. 7. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, июль. Рис. 8. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, август. Рис. 9. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, сентябрь. Рис. 10. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, октябрь. Рис. 11. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, ноябрь. Рис. 12. Практическая соленость воды S (PSU) на поверхности, декабрь. Рис. 13. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{____} (PSU), январь. Рис. 14. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), февраль. Рис. 15. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), март. Рис. 16. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), апрель. Рис. 17. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), май. Рис. 18. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), июнь. Рис. 19. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), июль. Рис. 20. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), август. Рис. 21. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), сентябрь. Рис. 22. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), октябрь. Рис. 23. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), ноябрь.

- Рис. 24. Практическая соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), декабрь.
- 410

- Рис. 25. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, январь.
- Рис. 26. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, февраль.
- Рис. 27. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, март.
- Рис. 28. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, апрель.
- Рис. 29. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, май.
- Рис. 30. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, июнь.
- Рис. 31. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, июль.
- Рис. 32. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, август.
- Рис. 33. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, сентябрь.
- Рис. 34. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, октябрь.
- Рис. 35. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, ноябрь.
- Рис. 36. Практическая соленость воды S (PSU) на дне Балтийского моря, декабрь.
- Рис. 37. Растворенный кислород на поверхности (мл О_у/л), январь.
- Рис. 38. Растворенный кислород на поверхности (мл О₃/л), февраль.
- Рис. 39. Растворенный кислород на поверхности (мл О₉/л), март.
- Рис. 40. Растворенный кислород на поверхности (мл О_у/л), апрель.
- Рис. 41. Растворенный кислород на поверхности (мл О₃/л), май.
- Рис. 42. Растворенный кислород на поверхности (мл О₉/л), июнь.
- Рис. 43. Растворенный кислород на поверхности (мл О₉/л), июль.
- Рис. 44. Растворенный кислород на поверхности (мл О₀/л), август.
- Рис. 45. Растворенный кислород на поверхности (мл О,/л), сентябрь.
- Рис. 46. Растворенный кислород на поверхности (мл О₉/л), октябрь.
- Рис. 47. Растворенный кислород на поверхности (мл О₉/л), ноябрь.
- Рис. 48. Растворенный кислород на поверхности (мл О₂/л), декабрь.
- Рис. 49. Растворенный кислород на дне (мл О₀/л), январь.
- Рис. 50. Растворенный кислород на дне (мл О₉/л), февраль.
- Рис. 51. Растворенный кислород на дне (мл О₉/л), март.
- Рис. 52. Растворенный кислород на дне (мл О₉/л), апрель.
- Рис. 53. Растворенный кислород на дне (мл О₉/л), май.
- Рис. 54. Растворенный кислород на дне (мл О₉/л), июнь.
- Рис. 55. Растворенный кислород на дне (мл O₉/л), июль.
- Рис. 56. Растворенный кислород на дне (мл О₀/л), август.
- Рис. 57. Растворенный кислород на дне (м
л ${\rm O}_{\rm 2}/{\rm л}),$ сентябрь.
- Рис. 58. Растворенный кислород на дне (м
л $\mathrm{O}_{2}/л),$ октябрь.

Рис. 59. Растворенный кислород на дне (мл О/л), ноябрь. Рис. 60. Растворенный кислород на дне (мл О₀/л), декабрь. Рис. 61. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, январь. Рис. 62. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, февраль. Рис. 63. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, март. Рис. 64. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, апрель. Рис. 65. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, май. Рис. 66. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, июнь. Рис. 67. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, июль. Рис. 68. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, август. Рис. 69. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, сентябрь. Рис. 70. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, октябрь. Рис. 71. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, ноябрь. Рис. 72. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности, декабрь. Рис. 73. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, январь. Рис. 74. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, февраль. Рис. 75. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, март. Рис. 76. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, апрель. Рис. 77. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, май. Рис. 78. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, июнь. Рис. 79. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, июль. Рис. 80. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, август. Рис. 81. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, сентябрь. Рис. 82. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, октябрь. Рис. 83. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, ноябрь. Рис. 84. Фосфор фосфатов (мкмоль P/kg) на дне, декабрь. Рис. 85. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, январь. Рис. 86. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, февраль. Рис. 87. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, март. Рис. 88. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, апрель. Рис. 89. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, май. Рис. 90. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, июнь. Рис. 91. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, июль. Рис. 92. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, август. Рис. 93. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, сентябрь. Рис. 94. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, октябрь. Рис. 95. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, ноябрь. Рис. 96. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на поверхности, декабрь. Рис. 97. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, январь. Рис. 98. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, февраль. Рис. 99. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, март. Рис. 100. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, апрель. Рис. 101. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, май. Рис. 102. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, июнь. Рис. 103. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, июль. Рис. 104. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, август. 412

Рис. 105. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, сентябрь. Рис. 106. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, октябрь. Рис. 107. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, ноябрь. Рис. 108. Азот аммонийный (мкмоль N/kg) на дне, декабрь. Рис. 109. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, январь. Рис. 110. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, февраль. Рис. 111. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, март. Рис. 112. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, апрель. Рис. 113. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, май. Рис. 114. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, июнь. Рис. 115. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, июль. Рис. 116. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, август. Рис. 117. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, сентябрь. Рис. 118. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, октябрь. Рис. 119. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, ноябрь. Рис. 120. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на поверхности, декабрь. Рис. 121. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, январь. Рис. 122. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, февраль. Рис. 123. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, март. Рис. 124. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, апрель. Рис. 125. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, май. Рис. 126. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, июнь. Рис. 127. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, июль. Рис. 128. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, август. Рис. 129. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, сентябрь. Рис. 130. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, октябрь. Рис. 131. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, ноябрь. Рис. 132. Азот нитратный (мкмоль N/kg) на дне, декабрь.

Supplement A

THE ATLAS OF HYDROCHEMICAL FIELDS IN THE BALTIC SEA

Maps of monthly distribution of elements

(Averaged for the years 1900–2005, according to the data (State and Evolution..., 2008))

Practical surface water salinity S (PSU) (Fig. 1–12) Practical salinity in the salinity maximum core S_{max} (PSU) (Fig. 13–24) Practical bottom water salinity S (PSU) (Fig. 25–36) Dissolved oxygen at the surface (ml O₂/l) (Fig. 37–48) Dissolved oxygen at the bottom (ml O₂/l) (Fig. 49–60) Phosphorus phosphate (mcmol P/kg) at the surface (Fig. 61–72) Phosphorus phosphate (mcmol P/kg) at the bottom (Fig. 73–84) Ammonium nitrogen (mcmol N/kg) at the surface (Fig. 85–96) Ammonium nitrogen (mcmol N/kg) at the bottom (Fig. 97–108) Nitrate nitrogen (mcmol N/kg) at the surface (Fig. 109–120) Nitrate nitrogen (mcmol N/kg) at the bottom (Fig. 121–132)





































































































































Приложение Б

АТЛАС ГАРМОНИЧЕСКИХ ПОСТОЯННЫХ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Карты распределения годовых гармоник (квота, амплитуда, даты наступления максимума) элементов

(средние за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution..., 2008))

- Рис. 1. Квота (q₁) годовой гармоники солености S (PSU) на поверхности.
- Рис. 2. Амплитуда (A₁) годовой гармоники солености S (PSU) на поверхности.
- Рис. 3. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники солености S (PSU) на поверхности.
- Рис. 4. Квота (q₁) годовой гармоники в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU).
- Рис. 5. Амплитуда (A₁) годовой гармоники в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU).
- Рис. 6. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU).
- Рис. 7. Квота (q₁) годовой гармоники солености S (PSU) на дне.
- Рис. 8. Амплитуда (A_r) годовой гармоники солености S (PSU) на дне.
- Рис. 9. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники солености S (PSU) на дне.
- Рис. 10. Квота (q_I) годовой гармоники растворенного кислорода (мл О₉/л) на поверхности.
- Рис. 11. Амплитуда (A₁) годовой гармоники растворенного кислорода (мл O₉/л) на поверхности.
- Рис. 12. Дата наступления максимума (T_{max1}) годовой гармоники растворенного кислорода (мл О₉/л) на поверхности.
- Рис. 13. Квота (q₁) годовой гармоники растворенного кислорода (мл О₉/л) на дне.
- Рис. 14. Амплитуда (A_I) годовой гармоники растворенного кислорода (мл ${\rm O_o}/{\rm n})$ на дне.
- Рис. 15. Дата наступления максимума (T_{max}) годовой гармоники растворенного кислорода (мл О₉/л) на дне.
- Рис. 16. Квота (q_I) годовой гармоники фосфора фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности.
- Рис. 17. Амплитуда (A₁) годовой гармоники фосфора фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности.

- Рис. 18. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники фосфора фосфатов (мкмоль P/kg) на поверхности.
- Рис. 19. Квота (q_I) годовой гармоники фосфора фосфатов (мкмоль P/kg) на дне.
- Рис. 20. Амплитуда (A₁) годовой гармоники фосфора фосфатов (мкмоль P/kg) на дне.
- Рис. 21. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники фосфора фосфатов (мкмоль P/kg) на дне.
- Рис. 22. Квота (q₁) годовой гармоники азота аммонийного (мкмоль N/kg) на поверхности.
- Рис. 23. Амплитуда (A₁) годовой гармоники азота аммонийного (мкмоль N/kg) на поверхности.
- Рис. 24. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники азота аммонийного (мкмоль N/kg) на поверхности.
- Рис. 25. Квота (q₁) годовой гармоники азота аммонийного (мкмоль N/kg) на дне.
- Рис. 26. Амплитуда (A₁) годовой гармоники азота аммонийного (мкмоль N/kg) на дне.
- Рис. 27. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники азота аммонийного (мкмоль N/kg) на дне.
- Рис. 28. Квота (q_I) годовой гармоники азота нитратного (мкмоль N/kg) на поверхности.
- Рис. 29. Амплитуда (A₁) годовой гармоники азота нитратного (мкмоль N/kg) на поверхности.
- Рис. 30. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники азота нитратного (мкмоль N/kg) на поверхности.
- Рис. 31. Квота (q₁) годовой гармоники азота нитратного (мкмоль N/kg) на дне.
- Рис. 32. Амплитуда (A₁) годовой гармоники азота нитратного (мкмоль N/kg) на дне.
- Рис. 33. Дата наступления максимума (T_{maxl}) годовой гармоники азота нитратного (мкмоль N/kg) на дне.

Supplement B

THE ATLAS OF HARMONIC CONSTANTS OF SEASONAL VARIABILITY OF HYDROCHEMICAL FIELDS IN THE BALTIC SEA

Maps of annual harmonics distribution (quota, amplitude, dates of maximums)

(Averaged for the years 1900–2005, according to the data (State and Evolution..., 2008))

Practical surface water salinity S (PSU) (Fig. 1–3) Practical salinity in the salinity maximum core S_{max} (PSU) (Fig. 4–6) Practical bottom water salinity S (PSU) (Fig. 7–9) Dissolved oxygen at the surface (ml O₂/l) (Fig. 10–12) Dissolved oxygen at the bottom (ml O₂/l) (Fig. 13–15) Phosphorus phosphate (mcmol P/kg) at the surface (Fig. 16–18) Phosphorus phosphate (mcmol P/kg) at the bottom (Fig. 19–21) Ammonium nitrogen (mcmol N/kg) at the surface (Fig. 22–24) Ammonium nitrogen (mcmol N/kg) at the bottom (Fig. 25–27) Nitrate nitrogen (mcmol N/kg) at the surface (Fig. 31–33)



































Abstract

Based on the international data set for 1950–2005 given in (State and Evolution..., 2008), it was obtained that the hydrochemical (oxygen, phosphate, ammonium, and nitrate) sturcture of the Baltic Sea water is represented with two structural zones: surface and deep ones. A cluster analysis (a modification of V. M. Rakhovskiy, 1999) was applied in two variants: with five parameters (including salinity) and with four parameters (excluding salinity). This allowed us to single out 6 clusters (regions) in the surface layer of the Baltic Sea, and 5 clusters (including salinity) and 4 clusters (excluding salinity) in the deep layer of the Baltic Sea. Noteworthy, cluster 1-4 in both variants for both structural zones are rather similar. The use of a statistical analysis (the Cochrane method, 1959) to plot S,O₃-; S,PO₄-; S,NH₄- and S,NO₃diagrams for surface a deep water zones permitted to define mean annual and mean monthly hydrochemical indices for each water mass (surface – Eastern (SEB) and Western (SWB) Baltic and deep Eastern (DEB) and Western (DWB) Baltic). We received the evaluations of contribution of different types of oscillations into the overall temporal variability of hydrochemical parameters. Some of their quasicyclicities were established: quasi 2-, 3-4-, 5-6-, 7-8-, 10-12-, 18-, and 30- year cycles.

The impact of variability of Wangenheim-Girs atmospheric circulation indices and cosmogeophisical factors on the temporal variations of hydrochemical parameters was analyzed. We defined that the discovered scales of interannual variability of these parameters are conditioned by both the interaction mechanism between the ocean and the atmosphere and the external geocosmic forces (supporting the I. K. Izhevsky's hypothesis). Meanwhile it is worth remembering that the rhythms of the external forces (solar activity, angular velocity of the Earth daily rotation, equatorial stratospheric transfer) are themselves created by external (for these factors) processes: the rhythms of gravitational (the position barycentre of the Solar System masses relative to the center of the Sun) and electromagnetic fields of the Solar System.

The monthly average maps of hydrochemical fields and harmonic constants of their seasonal variability are attached to this work.

The study is intended for the specialist in the physics, ecology or geography of the ocean and can be of use to the students in corresponding fields.


Научное издание

Дубравин Владимир Филиппович

ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

ISBN 978-5-996511-70-9

Издательство «СУПЕР» 199178, Санкт-Петербург, 7-я линия ВО, д. 80/2 лит. Д, пом. 5/3в Подписано в печать 16.06.2021. Формат 70×100/16. Бумага офсетная. Усл. печ. л. 36,19. Тираж 300 экз. Заказ 1029 Отпечатано в ООО «Издательство «Супер»

Владимир Филиппович ДУБРАВИН

доктор географических наук, доцент, ведущий научный сотрудник Атлантического отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук. Выпускник кафедры океанологии географического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (1964). Автор более 190 научнометодических и научных работ. Специалист в области гидрологической и гидрохимической структур, динамики вод и биологической продуктивности; пресноводного баланса, взаимодействия атмосферы и океана (потоки тепла, влаги и импульса); пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических и гидрохимических полей Атлантического океана и Балтийского моря. Участник многочисленных экспедиций на судах военной гидрографии, рыбной промышленности и Академии наук в Балтику и Атлантику.

ISBN 978-5-996511-70-9



