В. Ф. Дубравин

ЭВОЛЮЦИИ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

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

В.Ф. ДУБРАВИН

ЭВОЛЮЦИИ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Москва
2017

Russian Academy of Sciences
P.P. Shirshov Institute of Oceanology

V.F. DUBRAVIN

EVOLUTION OF THE THERMOHALINE STRUCTURE OF THE BALTIC SEA WATERS

Moscow
2017

УДК 551.465.4(261.24)
ББК 26.221+28.082
Д79

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Любови Сергеевны Дубравиной

Рецензенты:
С.С. Аверкиев, д-р геогр. наук, доцент, декан океанологического ф-та Российского государственного гидрометеорологического университета
Т.А. Берникова, проф., канд. геогр. наук, засл. раб. рыбного хоз-ва РФ, Калининградский государственный технический университет

Дубравин В. Ф.
Д79 Эволюции термохалинной структуры вод Балтийского моря / Владимир Дубравин; ИО РАН. — Москва: Издательство «Перо», 2017. — 438 с.: ил.

ISBN 978-5-907016-56-9

На основании данных международного массива за 1900-2005 гг., представленных в (State and Evolution…, 2008), получено, что структура вод Балтики представлена двумя структурными зонами с двумя ВМ в каждой: поверхностные Западная (ПовЗБ) и Восточная (ПовВБ) и глубинные Западная (ГлЗБ) и Восточная (ГлВБ). Для каждой ВМ определены среднемесячные и среднегодовые T,S-индексы, рассчитаны их процентное содержание, а также площади и объемы, приходящиеся на каждую из них. Проведено районирование: выделено 12 подтипов структуры, из которых 6 глубоководных, располагающихся в пределах поверхностной и глубинной зон и 6 прибрежных, в пределах только поверхностной зоны. Получены оценки вкладов различных видов колебаний в суммарную временную изменчивость рядов термохалинных параметров, выделены их некоторые квазицикличности: квазидвух-, 3-4-, 5-6, 7-8, 10-12-, 18-, 22- и 33-летние. Установлено, что временная изменчивость этих параметров обусловлена как механизмом взаимодействия океана и атмосферы, так и внешними геокосмическими силами. К монографии прилагаются среднемесячные карты термохалинных полей и гармонических постоянных их сезонной изменчивости.

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

Dubravin V. F.
Evolutions of thermohaline structure fields in the Baltic Sea waters / Vladimir Dubravin; P. P. Shirshov Institute of oceanology RAS. — Moscow: Publishing house «Pero», 2017. — 438 p.: ill.
ISBN 978-5-907016-56-9

УДК 551.465.4(261.24)
ББК 26.221+28.082
© Дубравин В. Ф., 2017
© ИО РАН, 2017
ISBN 978-5-907016-56-9

На первой странице обложки — Л. Дубравина, «Зима в Зеленоградске», пастель, 1968 г. На четвертой странице обложки — Л. Дубравина, гемма «Морской конек» (янтарь, 3,4 Х 2,7, 2016 г.)

Светлой памяти моих Учителей
Алексея Дмитриевича Добровольского,
Александра Ивановича Дуванина,
Георгия Константиновича Ижевского,
Олега Ивановича Мамаева
посвящается

Содержание

Введение **10**
1. Общие замечания. Материал и методика обработки данных **12**
2. Физико-географическое описание **17**
2.1. Морфометрические характеристики 17
2.2. Районирование Балтийского моря 20
3. Гидрометеорологическая характеристика **26**
3.1. Общая атмосферная циркуляция 26
3.2. Элементы водного баланса 55
3.3. Температура воздуха 92
4. Термохалинная структура вод **100**
4.1. Термическая структура 100
4.2. Соленостная структура 125
4.3. Термохалинная структура 146
5. Временная изменчивость поверхностных и глубинных вод **173**
5.1. Структура временных рядов процентного содержания поверхностных и глубинных вод 173
5.2. Сезонная изменчивость водных масс 186
5.3. Межгодовая изменчивость водных масс 193
6. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости термохалинной структуры вод Балтийского моря **204**
6.1. Общие замечания 204
6.2. Геокосмические силы 207
6.3. Сопоставление параметров долгопериодной изменчивости поверхностных и глубинных водных масс Балтийского моря между собой и вынуждающими силами 215
Заключение 267
Conclusion 278
Список литературы 288
Список сокращений 311
Список рисунков 316
Figures 331

Список таблиц 345
Tables 355
Приложение А. Атлас термохалинных полей в Балтийском море 365
Карты распределения элементов по месяцам 367
Температура воды на поверхности (рис. 1-12) 372
Температура воды на глубине ядра максимума солености (рис. 13-24) 378
Температура воды на дне (рис. 25-36) 384
Соленость воды S (PSU) на поверхности (рис. 37-48) 390
Соленость в ядре глубинного максимума солености (рис. 49-60) 396
Соленость воды на дне (рис. 61-72) 402
Процентное содержание поверхностных водных масс (рис. 73-84) 408
Процентное содержание глубинных водных масс (рис. 85-96) ... 414
Приложение. Б. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости термохалинных полей в Балтийском море 421
Карты распределения годовой гармоники (квота, амплитуда, даты наступления максимума) 423
Температура воды на поверхности (рис. 1-3) 426
Температура воды на дне (рис. 4-6) 427
Температура воды на глубине ядра максимума солености (рис. 7-9) 429
Соленость воды S (PSU) на поверхности (рис. 10-12) 430
Соленость в ядре глубинного максимума солености (рис. 13-15) 432
Процентное содержание поверхностных водных масс (рис. 16-18) 433
Процентное содержание глубинных водных масс (рис. 19-21) ... 435
Abstract 437

Contents

1. General remarks. Materials and data processing 12
2. Physical and geographical description 17
2.1. Morphometric characteristics 17
2.2. Regional division of the Baltic Sea 20
3. Hydrometeorological characteristic 26
3.1. General atmospheric circulation 26
3.2. Elements of water balance 55
3.3. Water temperature 92
4. Thermohaline water structure 100
4.1. Thermal structure 100
4.2. Haline structure 125
4.3. Thermohaline structure 146
5. Temporal variability of surface and deep waters 173
5.1. Structure of time series of the percentage of surface and deep waters 173
5.2. Seasonal variability of water masses 186
5.3. Interannual variability of water masses 193
6. On some reasons for long-term variability of the thermohaline structure of the Baltic Sea waters 204
6.1. General remarks 204
6.2. Geocosmic forces 207
6.3. Comparison of parameters of long-term variability of surface and deep water masses in the Baltic Sea within themselves and the driving forces 215
Conclusion 278
References 288
Abbreviations 311
Figures 331
Tables 355

Supplement A. The atlas of thermohaline fields in the Baltic Sea 365
Maps of monthly distribution of elements 367
Surface water temperature (Fig. 1-12).....372
Water temperature at the depth of the salinity maximum core (Fig. 13-24) 378
Bottom water temperature (Fig. 25-36).....384
Surface water salinity S (PSU) (Fig. 37- 48).....390
Salinity at the depth of the salinity maximum core (Fig. 49-60).....396
Bottom water salinity (Fig. 61-72).....402
Percentage of surface water masses (Fig. 73-84) 408
Percentage of deep water masses (Fig. 85-96).....414
Supplement B. The atlas of harmonic constants of seasonal variability of thermohaline fields in the Baltic Sea 421
Maps of annual harmonics distribution (quota, amplitude, dates of maximums) 423
Surface water temperature (Fig. 1-3).....426
Bottom water temperature (Fig. 4-6).....427
Water temperature at the depth of the salinity maximum core (Fig. 7-9) 429
Surface water salinity S (PSU) (Fig. 10-12).....430
Salinity at the depth of the salinity maximum core (Fig. 13-15).....432
Percentage of surface water masses (Fig. 16-18) 433
Percentage of deep water masses (Fig. 19-21).....435

Abstract.....437

Введение

Детальная и достоверная информация о происхождении, распространении и трансформации водных масс (ВМ) Мирового океана (моря) очень важна для физической климатологии, физики, 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 другой[1]. 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 в гидрометеорологическом отношении является достаточно изученной частью Мирового океана. Тем не менее, хотя и общепринято подразделять СВ Балтики на две СЗ: поверхностную и глубинную, в пределах этих зон разными исследователями выделяется от двух до девяти и более ВМ (типов вод) (Бончик, 1967; Карпова, 1981; Чугаевич, 2001, 2003; Дубравин, 2003; Goustoev, Eremina, 2005; Matthaeus, 2006; Влияние изменчивости…, 2008; Leppäranta and Myrberg, 2009; Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, Капустина, 2015; Капустина, Дубравин, 2015б).

Ранее (Дубравин, 2003) по данным атласов (Дубравин и др., 1995; Janssen et al., 1999) в Балтийском море «методом ядра» (Wust, 1935) были выделены поверхностная (ПовБ) и глубинная (ГлБ) ВМ, определены T,S-индексы ядер этих ВМ для холодного (март) и теплого (август) сезонов.

Появление позднее наиболее полного многолетнего гидрологического массива (State and Evolution …, 2008), позволило с учетом новых

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

данных провести не только статистический T,S-анализ по методикам (Montgomery, 1955, Cochrane, 1956, Wortington and Wright, 1970), но и исследование крупномасштабной пространственно-временной термохалинной изменчивости поверхностных и глубинных вод Балтийского моря к востоку от меридиана о-ва Рюген (Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин и др., 2010).

Настоящая работа посвящена пространственно-временной термохалинной изменчивости вод всего Балтийского моря (включая регион к западу от меридиана о-ва Рюген – Арконское море) с учетом модели временного ряда, предложенной в (Дубравин, 2014), а также причинам этой изменчивости.

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, В.А. Белязо, Т.А. Берниковой, С.К. Гулева, О.А. Гущина, В.В. Дмитриева, С.А. Добролюбова, А.И. Дуванина, И.П. Карповой, К.В. Кондратовича, С.К. Кудерского, 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 температуры и солености на станциях Аркона Бэсин (Arkona Basin), Дарсс Силл (Darss Sill) и Киль (Kiel) сети MARNET за 2002-2016 гг. (соглашения 2518/2014-002 и 2518/2016-075) и сотрудников ААНИИ А.А. Дмитриева и В.А. Белязо – данных по индексам циркуляции Вангенгейма-Гирса за 2006–2014 гг. из неопубликованного каталога «Календарный каталог атмосферных процессов по циркумполярной зоне Северного полушария и их количественные характеристики за период с 1949 по 2014 г.».

Обработка массивов всех гидрометеорологических 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, Е.В. Дорохова, М.В. Капустина, А.В. Мышерин, Н.Н. Нагорнова 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 fűr Ostsee forschung Warneműde – IOW) (State and Evolution …, 2008), усредненного по среднемесячным значениям температуры T и солености S[2] (0-дно) на регулярной сетке 1×1° (рис. 1). Статистическая обработка поверхностных и глубинных вод Балтийского моря выполнена по двум методикам. Первая – методика Montgomery (1955) – позволяет на T,S-плоскости получить распределение двумерной плотности вероятности функции f(S,T) для какой-либо акватории или ее части за год с учетом внутригодовой изменчивости; вторая – методика Cochrane (1956) – позволяет получить величину площади, занятой определенным T,S-классом на определенный момент времени (месяц, сезон, год). Кроме того, была использована методика Wortington and Wright (1970), позволяющая получить величину объема воды, занятого определенным T,S-классом на определенный момент времени (месяц, сезон, год) и объемную T,S-диаграмму для всего Балтийского моря.

[2] Соленость в массивах (Janssen et al., 1999; State and Evolution …, 2008) приводится в PSU (практическая шкала солености), а в массиве (Дубравин и др., 1995) – в промилле (‰). Напомним, что практическая шкала солености (ПШС-78) и шкала Кнудсена в диапазоне от 2 до 25 ‰ разнятся не более чем на (-0,001)÷0,038 ‰ (Мамаев, 1986; Обработка данных…, 1993). Хотя это различие и несколько превышает точность определения солености по шкале Кнудсена аргентометрическим методом, тем не менее, в дальнейшем при использовании более ранних гидрологических массивов (Дубравин и др., 1995) будем считать индекс солености по практической шкале.

T,S-индексы ВМ определялись с помощью методики Cochrane (1956).

Горизонтальные и вертикальные границы ВМ определялись, исходя из геометрии T,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).

Для получения численных оценок пространственно-временной термохалинной изменчивости вод всего Балтийского моря и выяснения причин этой изменчивости необходимо получить временные ряды процентного содержания поверхностных и глубинных ВМ в каждой одноградусной трапеции.

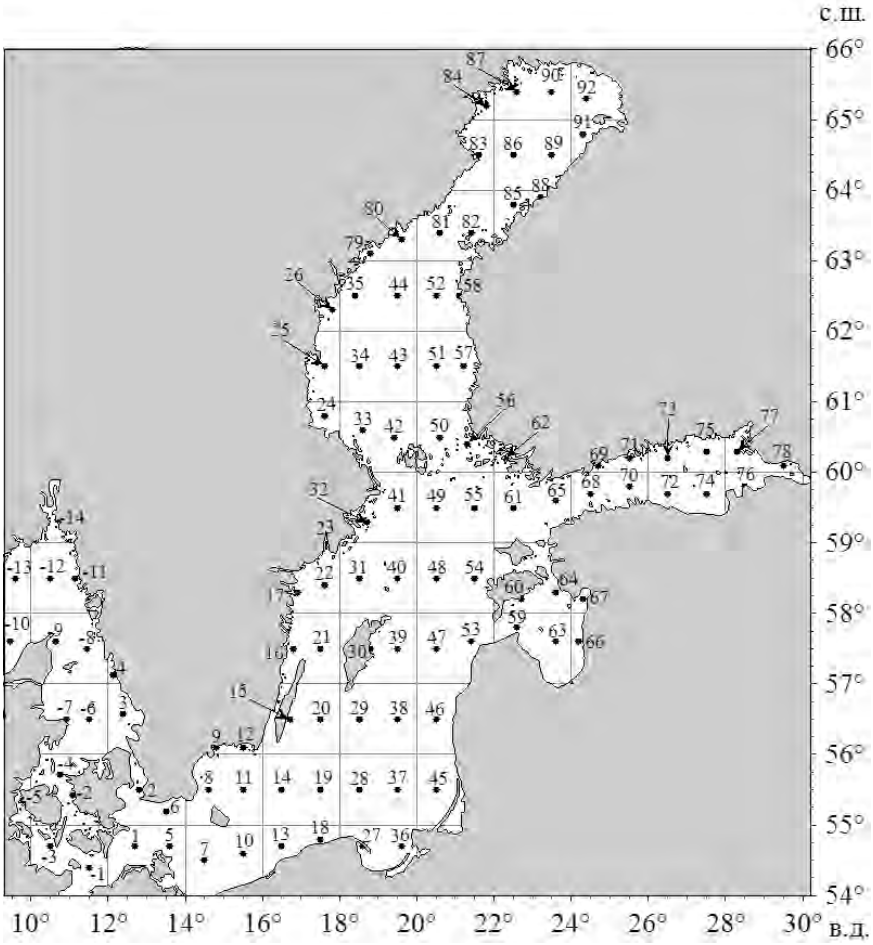


Рис. 1. Нумерация (условная) одноградусных трапеций в Балтийском море для многолетнего гидрологического массива Института исследований Балтийского моря

Для этого было выполнено следующее:

1. Исходные ряды температуры и солености в каждой одноградусной трапеции на каждом горизонте осреднялись за весь период наблюдений (1900-2005 гг.) для получения климатических средних за каждый месяц и год.

2. По климатическим средним значениям T и S за каждый месяц и год «методом ядра» (Wust, 1935) и статистической обработкой по методике Cochrane (1956) были выделены поверхностные и глубинные ВМ и определены их T,S-индексы.

3. По этим T,S-индексам построены процентные номограммы поверхносных (на горизонте 0 м) или глубинных (на глубине максимума солености S_{max}) ВМ.

4. По процентным номограммам рассчитывалось процентное содержание ВМ в каждой одноградусной трапеции на поверхности и глубине S_{max} за весь период наблюдений.

Аналогичные расчеты были выполнены для станций Arkona Basin, Darss Sill и Kiel сети MARNET за 2002-2016 гг. (с дискретностью 1 ч.) и Gedser за 1897-1975 гг. (с дискретностью 1 сут.)

Временные ряды процентного содержания ВМ с часовой дискретностью (ст. Arkona Basin, Darss Sill и Kiel) позволяют исследовать их структуру с помощью модели временного ряда, предложенной в (Дубравин, 2014). В данной моделе временной исходный ряд (ИР) X(t) складывается из короткопериодной (высокочастотной) (КП) – x(t) и долгопериодной (низкочастотной) (ДП) – x*(t) изменчивостей, которые, в свою очередь, состоят из нерегулярной внутрисуточной (ВСИ) – c(t), регулярного суточного хода (СХ)[3] – d(t), межсуточной (синоптической) (СИ) – e(t) и нерегулярной внутригодовой (ВГИ) – ε(t), регулярного сезонного хода (СезХ) – S(t) и межгодовой (МГИ) – F(t) компонент:

$$X(t) = x(t) + x^*(t) \qquad (1.1)$$

или

$$X(t) = КП + ДП \qquad (1.1a)$$

$$X(t) = c(t) + d(t) + e(t) + \varepsilon(t) + S(t) + F(t) \qquad (1.2)$$

или

$$X(t) = ВСИ + СХ + СИ + ВГИ + СезХ + МГИ \qquad (1.2a)$$

Технология оценки отдельных членов (1.2, 1.2a) близка по смыслу

[3] Следует иметь ввиду, что суточный ход d(t) 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 (Монинин, 1969; Монин и др., 1974, Каменкович и др., 1982), как и в нашем случае, к мезомасштабной, т.е. T = 1 сутки – для нас – граница между мезомасштабной и синоптической компонентами.

к использованной в (Лаппо и др., 1990; Гулев и др., 1994)[4]. После того как, исходных ряд был сглажен скользящим месячным осреднением и получен ряд:

$$x^*(t) = S(t) + \varepsilon(t) + F(t) \qquad (1.3)$$

производилась оценка членов в рамках модели (Лаппо и др., 1990). Регулярный годовой (сезонный) ход S(t) получается из многолетнего ряда x*(t) после осреднения значений для каждого месяца за все годы, межгодовая изменчивость F(t) – из многолетнего ряда после осреднения за каждый год, нерегулярная внутригодовая ε(t) получалась как остаточная.

Вычитание x*(t) из X(t) даст короткопериодную изменчивость x(t)

$$x(t) = X(t) - x^*(t) \qquad (1.4)$$

или

$$КП = ВСИ + СХ + СИ \qquad (1.4а)$$

Сглаживание x(t) с периодом сутки дает возможность получить реализацию e(t) – СИ, осреднение x(t) за каждый час – d(t) – СХ, после чего составляющая c(t) – ВСИ получалась как остаточная.

Временные ряды процентного содержания ВМ с месячной дискретностью (одноградусные трапеции) позволяют исследовать структуру x*(t) (ДП) в рамках модели (Лаппо и др., 1990) – (1.3).

Следует отметить, что кроме данных гидрометеонаблюдений с дискретностью 1 ч, в нашем распоряжении имеются данные наблюдений с суточной дискретностью.

В этом случае расчеты вместо выражений (1.2) и (1.2а) выполнялись по новой модели:

$$X(t) = e(t) + \varepsilon(t) + S(t) + F(t) \qquad (1.5)$$

или

$$X(t) = \boldsymbol{СИ + ВГИ + СезХ + МГИ} \qquad (1.5а);$$

в которой короткопериодная изменчивость x(t) определяется только синоптической составляющей:

$$x(t) = X(t) - x^*(t) \qquad (1.6)$$

или

$$\boldsymbol{КП = СИ} \qquad (1.6а).$$

Полученные ряды процентного содержания ВМ обрабатывались с применением дисперсионного, корреляционного, гармонического и спектрального анализа (Брукс и Карузерс, 1963; Громов, 1989). Расчеты

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

статистик этих рядов так же проведены в соответствии с (Брукс и Карузерс, 1963). Для выявления их «регулярного суточного хода» (СХ) (Дубравин и др., 2010б) и «нормального сезонного хода» (СезХ) (Лаппо и др., 1990), выполнен гармонический анализ для первых четырех гармоник[5], позволивший определить их квоты q (вклад в общую дисперсию суточного или сезонного хода), амплитуды A, фазы Θ, даты наступления максимума Tmax, начиная с 1 января, и отношения амплитуд суточной волны к полусуточной (годовой волны к полугодовой).

Обработка исходных данных и построение карт выполнялось с использованием геоинформационной системы (ГИС) ArcGIS 9.2 (номер лицензии EFL286151005). Основой для изучения является растровый батиметрический ГИС-слой, построенный по исходным точечным значениям глубин. Для расчета площадей и объемов все ГИС-слои выполнены в проекции Cylindrical Equal Area, которая сохраняет площади объектов. Расчеты длин объектов (береговой линии, изобат и др.) выполнены в проекции Equidistant Cylindrical. Во всех проекциях используется географическая система координат WGS84 (Дорохов, Дорохова, 2011).

В качестве картографической основы для расчета морфометрических показателей построена цифровая модель рельефа дна (DEM) в виде сетки (GRID) с размером ячейки 500x500 метров. Исходные данные для построения DEM взяты из батиметрической базы данных IOW – Digital Topography of the Baltic Sea (http://www.io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html), которая содержит 495000 значений глубин и высот. Построение DEM в виде регулярной сетки проводилось с использованием интерполяции методом Естественной окрестности. Этот метод применяется только при хорошем покрытии моделируемой поверхности исходными данными. Основным преимуществом метода является то, что не происходит сильных искажений входных значений отличительных глубин, которые являются основными маркерами морфологических структур рельефа (Дорохов, Дорохова, 2011).

[5] Здесь рассматриваются только первые две.

2

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

2.1. Морфометрические характеристики

Балтийское море, относящееся к бассейну Атлантического океана, является средиземным, внутриматериковым (внутриконтинентальным) морем[6] (Шокальский, 1917, 1959; Дитрих,1962; Добровольский и Залогин, 1965; Хупперт, 1978; 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) (Валло, 1948). Из-за ограниченного водообъема с Северным морем, небольших глубин[7] и значительного пресноводного баланса Балтика (Дубравин, Маслянкин, 2012) – 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

[6] В последнее время появились работы (Океанография и морская …, 1974; Чеботарев, 1978; Нечипорук, 2012) в которых моря, глубоко врезающиеся в сушу и имеющие относительно слабый водообмен с Мировым океаном, именуют внутренними. В то время как, общепринято, что внутренние моря не имеют связи с океаном. Поэтому не удивительно, 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] Несмотря на небольшие глубины, отличительной чертой рельефа дна Балтийского моря является заметная расчлененность, обусловленная наличием впадин, подводных порогов между ними, узких желобов и проливов, песчаных и каменистых банок (Дорохов, Дорохова, 2011).

составляет 1369 км, что создает различия климатических условий в разных регионах моря.

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; Термины. Понятия ..., 1980; Хупфер, 1982; Mikulski, 1982; Суховей, 1986; Гидрометеорологические условия ..., 1992; HELCOM, 2010), другие – границу моря проводят по северным рубежам Датских проливов (Балтийское море…, 2015), третьи – к югу от Датских проливов по точкам: от м. Фальстербуудде 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-Хук[8] (Лоция проливов…., 1959; Добровольский, Залогин, 1965; Михайлов, Леонтьев, 1970; Тамсалу, 1979; Смирнова, Савчук, 1983) (рис. 2). В последнем случае крайний западный предел моря – 09°25’ в.д., а крайняя восточная точка – 30°15’ з.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. км^2, с учетом островов – 398,7 тыс. км^2; протяженность береговой линии l_0 = 16885 км, с учетом островов – 46924 км; длина моря L = 1735 км, ширина – максимальная B_{max} = 439 км, средняя – $B_{ср}$ = 218 км (см. рис. 2). Объем воды моря V = 20354 км^3; максимальная глубина моря H_{max}= 459 м, средняя – $H_{ср}$ = 53,8 м (табл. 1). Коэффициент изрезанности береговой линии[9] $К_{изр}$ рассчитывался в трех вариантах: для площади зеркала S_0 и береговой линии l_0 ($К_{изр-1}$ = 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. Сравнение результатов

[8] Эту позицию разделяем и мы. Однако, следует иметь ввиду, что это районирование корректно только с морфологической точки зрения. Ниже будет показано, что «С океанографиической 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).

[9] Коэффициент изрезанности береговой линии $К_{изр}$ – отношение длины береговой линии l_0 к длине окружности l_{S0}, равновеликой площади зеркала S_0 (Берникова, 1980). Отсюда $К = l_0 / l_{S0}$, где $l_{S0} = 2\varpi r$, $r = \sqrt{S_0/\varpi}$.

расчетов морфометрических характеристик Балтийского моря по данным разных авторов 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.

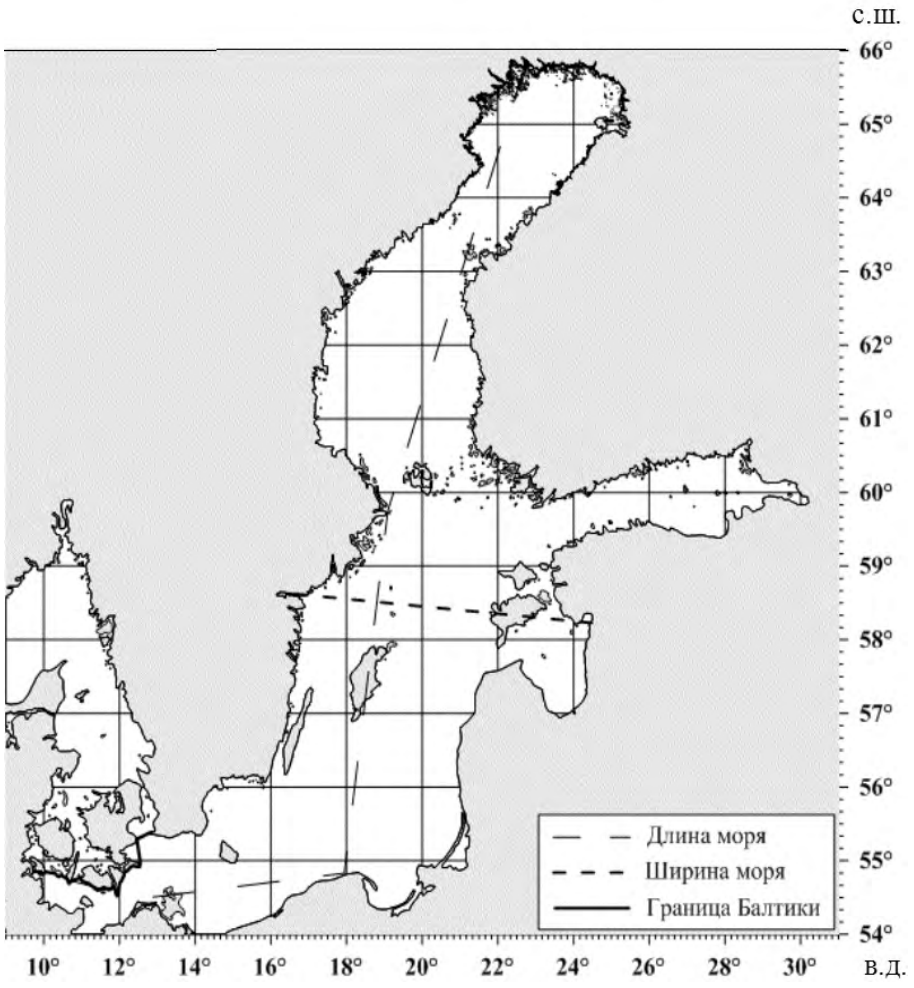


Рис. 2. Морфометрические характеристики (длина – L и максимальная ширина – B_{max}) Балтийского моря, по (Дорохов, Дорохова, 2011)

Таблица 1

Морфометрические характеристики Балтийского моря по данным разных авторов

Основные морфометрические характеристики	Термины. Понятия..., 1980	Хупфер, 1982		HELCOM, 2010	Дорохов, Дорохова, 2011	Балтийское море..., 2015
Границы моря	М. Скаген-Гетеборг	М. Скаген-Гетеборг	От Датских проливов	От Датских проливов	М. Скаген-Гетеборг	От прол. Каттегат
Площадь моря (тыс. км^2)	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 береговой линии (без о-ов) (км)	-	-	-	-	16 885,1	-
Длина береговой линии (с о-овами) км)	-	>22 000	-	-	46 924,4	-
Длина моря (км)	-	-	-	-	1 735	1360
Ширина моря (км) максимальная/ средняя	-	-	-	-	438,5/ 218,2	650/ -

2.2. Районирование Балтийского моря

В зависимости от целей и задач исследования географы в Балтийском море выделяют разное количество регионов, тем более, что районирование может проводиться по многим параметрам: гидрометеорологические условия (State and Evolution …, 2008) (рис. 3); промысел (промысловые районы – ICES, 2010; HELCOM, 2010); водосборный бассейн (Mikulski, 1982, 1986; Гидрометеорологические условия..., 1992; Cyberski J. and Wroblewski, 2000; Andersson, 2009); ландшафты (Лымарев, 1983); рельеф дна (Гуделис, Литвин, 1976; Геоморфология, 1991; Руденко, Ражева, 2004; ЕСИМО, 2015); экология (Rönnberg, Bonsdorff, 2004; Andersen, Pawlak, 2006; HELCOM, 2010).

Несколько подробнее остановимся на некоторых из них. Так, со ссылкой на (Лымарев, 1983) отметим, что С. Экманом (Ekman, 1931) состав-

лена схема естественных районов Балтики. Им обособлено 12 районов: Эрезунд, Датский Бельт, Немецкий Бельт, Арконская впадина, Борнхольмская впадина, восточная часть Центральной впадины, западная часть Центральной впадины, Рижский залив, Шхерное море (между Аландскими островами и Финляндией), Аландское море (между Аландскими островами и Швецией), Ботнический залив и Финский залив.

Со сылкой на (Геология Балтийского моря, 1976, рис. 1), следует отметить, что В.К. Гуделис (1974) предложил схему географического районирования акватории Балтийского моря по морфотектоническому принципу, выделив три широтные зоны-части: северная, средняя и южная. Северная часть моря целиком охватывает Ботнический залив. Средняя часть на севере ограничивается линией, идущей от п-ва Родмансё (Швеция), до п-ва Ханко (Финляндия), а на юге оконтуривается линией, проведенной от м. Торхампсудде (Швеция) до г. Клайпеды (Литва). В средней части автором выделено 4 сектора — СЗ, СВ, ЮЗ, ЮВ и Финский и Рижский заливы. Южная часть охватывает акваторию от линии м. Торхампсудде – г. Клайпеда до входа в Датские проливы, при этом выделяются Гданьский залив и бухта Хане (Швеция).

В работе (Гуделис, Литвин, 1976) было проведено геоморфологическое районирование дна Балтийского моря с выделением следующих районов: 1) Юго-Западный (западнее острова Борнхольм до Аландских о-вов). 2) Центральный (открытая часть моря от Борнхольма до Аландских о-вов), 3) Рижский залив, 4) Финский залив, 5) Ботнический залив.

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.

В.И. Лымарев (1983) выполнил ландшафтное районирование Балтийского моря, основываясь на ландшафтно-зональном принципе. При этом автором получены следующие районы различных рангов: Балтийская морская страна, объединяющая Северо-Балтийскую, Центрально-Балтийскую и Южно-Балтийскую морские провинции, различающиеся характером рельефа, свойствами вод и донных осадков, а также историей развития. Провинции подразделены на морские области по различиям, обусловленным особенностями взаимодействия зональных и азональных

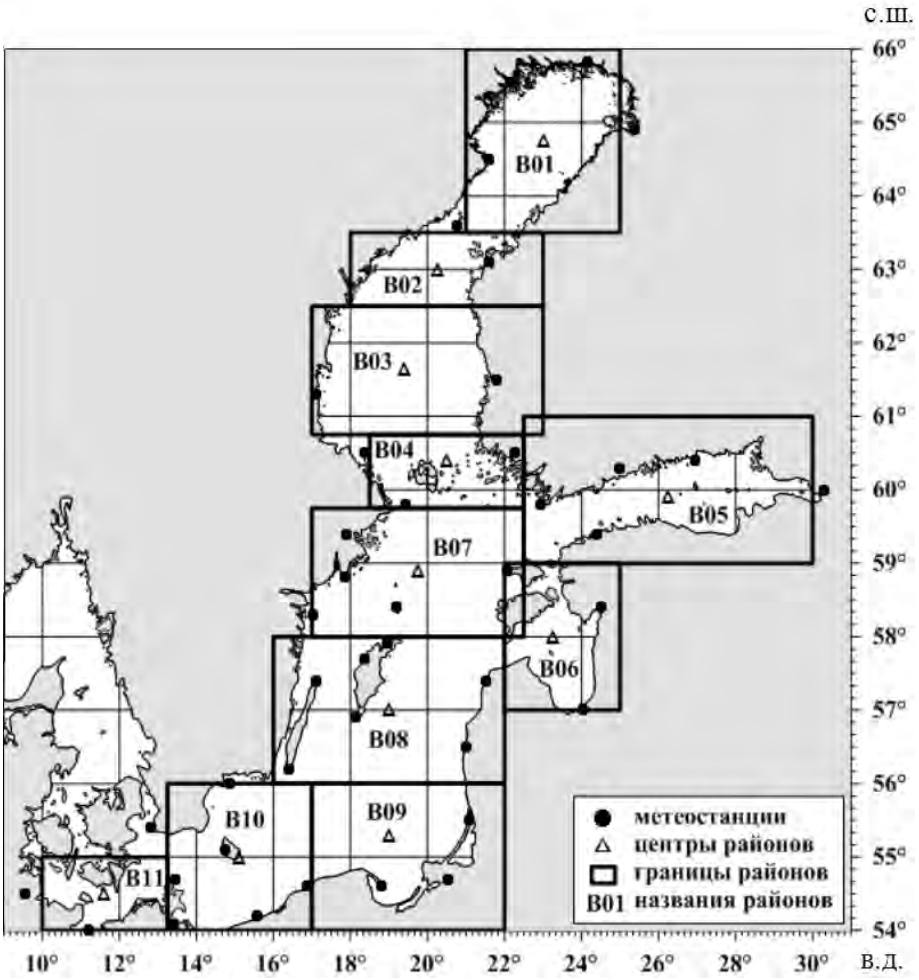


Рис. 3. Гидрометеорологическое районирование Балтийского моря. По (State and Evolution …, 2008)

факторов. В областях обособляются морские районы. Для последних характерны местные различия в проявлении интегрирующих ландшафтообразующих факторов – рельефа, климата и речного стока. В каждом из обособленных регионов в работе учитывается глубинная поясность.

В статье (Руденко, Ражева, 2004) приведена морфоструктурная карта дна Балтийского моря с выделением отдельных районов: Арконская впадина, Борнхольсмская впадина, Слупский желоб, Гданьская впадина, Эландская впадина, Готландская впадина, Северо-Западная впадина, Ландсортская впадина, впадина Форё, Северо-Балтийская впадина, впадина Рижского залива, долина Финского залива.

М.В. Капустиной (Капустина, Дубравин, 2015а) на базе батиметрических данных IOW (http://www.io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html) с использованием бесплатной геоинформационной системы (ГИС) QGIS 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 S_0 = 379,9 тыс. км^2, а суммарная площадь котловин составила 102,6 тыс. км^2. Сравнение с результатами других авторов, приведенными в этой же таблице, показало, что наиболее схожи схемы географического районирования в работах (Хупфер, 1982 и Капустина, Дубравин, 2015а). 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. км^2) и всего объема вод (20,3 тыс. км^3) сосредоточено в районах, в которых глубина не превышает 180 м. Около 31 % площади моря (117 тыс. км^2) и около 32 % объема (7,9 тыс. км^3) занимает подводный береговой склон (до 25 м) (Литвин, 1987; Дорохов, Дорохова, 2011; 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 24 % площади моря (38 или 90 тыс. км^2) и около 13 или 33 % объема (2,4 или 5,5 тыс. км^3). На долю котловин, суммарная площадь которых составляет 102,6 тыс. км^2, приходиться 27 % площади зеркала и 17 % всего объема (3,4 тыс. км^3), а их глубина в среднем для Балтики превышает 77 м.

Таблица 2.

Площади регионов Балтийского моря (тыс. км^2) по данным разных авторов. Из (Капустина, Дубравин, 2015а)

№№	Регион	Площади по данным авторов					Вычисленные в QGIS (Капустина, Дубравин, 2015а)		
		ЕСИМО, 2015	Mikulski, 1982, 1986	Хупфер, 1982	Andersen, Pawlak, 2006	Leppäranta, Myrberg, 2009	Площадь бассейна, тыс км^2	Изобата	Площадь котловины
1	Боттенвик	121,2	103,6	36,8	115,52	115,52	35,83	20	21,14
2	Ботнический залив			64,53 + 5,5 (Аландское море)			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	215,4[1]	236,0[2]	29,07	211,07[1]	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			7,14		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			18,67		19,07	18,36		
15	Кильский зал.					20,12[3]	9,84	20	3,07
	Балтийское море, без Датских пр.	387,9[4]	385,8[4]	372,73	372,86	392,98[4]	379,94		102,64

Примечание: [1] Площадь указана в сумме для открытой части Балтики.
[2] Площадь указана в сумме для Центральной Балтики.
[3] Площадь указана в сумме для Бельтского моря и Зунда.
[4] Площадь Балтийского моря указана без учета пр. Каттегат.

Таблица 3.

Площади (тыс. км^2) и объемы воды (тыс. км^3) с наростанием до заданной изобаты в Балтийском море, рассчитанные по данным (http://www.io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html). Из (Капустина, Дубравин, 2015а)

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			

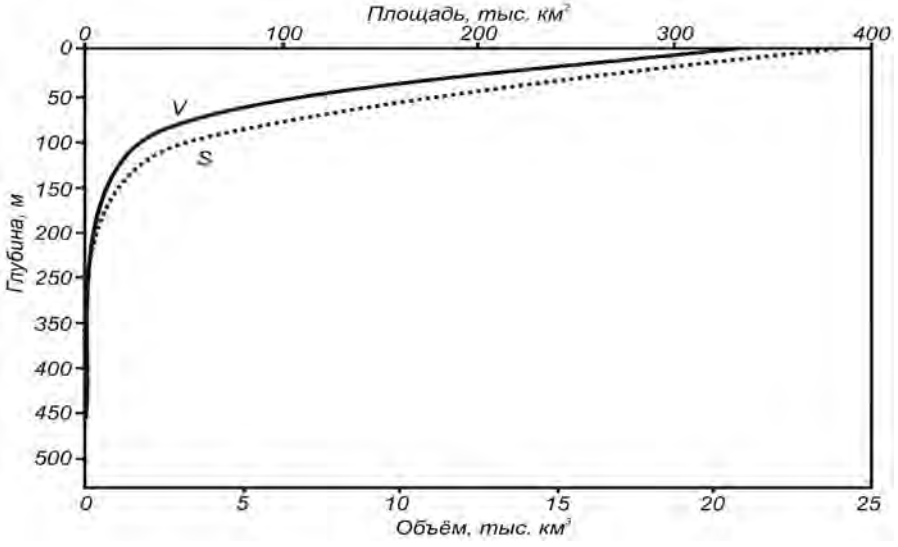


Рис. 4. Батиграфическая S(H) и объемная V(H) кривые Балтийского моря. По (Капустина, Дубравин, 2015а)

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, 2012; Дубравин, 2014). 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 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 обширная 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, но не удаляются от своих центральных точек[10] более чем на 250 миль[11].

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 предложенно не мало 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 раз. Таблица 4 показывает 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 максимума[13] (Дубравин, 1994). Если же рассматривать

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

[11] Устойчивость положения ЦДА нашей планеты в (Дмитриев, Белязо, 2006) связывается с ее гравитационным полем: барические минимумы приурочены к зонам с отрицательной аномалией сылы 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).

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.

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].

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.

[14] Подтверждение этому можно найти в (Hünicke, 2008), в которой показано, что теснота связи между средним за 1900-1998 гг. уровнем моря в Балтике и индексом NAO меняется от r = 0,15÷0,40 на западе моря до r = 0,60÷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) варьирует от r = 0,22÷0,38 или от r =(-0,28)÷(-0,12) в конце двадцатых и конце пятидесятых - начале шестидесятых годов до r = 0,85÷0,90 или до r = 0,37÷0,52 – в конце семидесятых - восьмидесятые годы.

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, 2014)

Годы	Исландский минимум			Азорский максимум			(Дубравин, 1994)		(Радикевич, Ийамуремье, 1999)		(Абрамов, Стонт, 2004)				
	Широта φ, с.ш.	Долгота λ, з.д.	Давление P_0, гПа	Широта φ, с.ш.	Долгота λ, з.д.	Давление P_0, гПа	Модуль градиента давления (гПа/град.φ)	Индекс САК (10^{-3}гПа/град.φ)	Модуль градиента давления (гПа/100 км)	Направл. град. давл. (α) (град.)	Модуль градиента давления (гПа/град.φ)	Виртуальн. центр приложения		Азимут (дирекц. угол – β°) (град.)	Вынос (град.)[1]
												φ, с.ш.	λ, з.д.		
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	32,2	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	1003,8	38,6	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	*9,1*	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.

Таблица 5

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

Годы	М е с я ц ы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	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	*0,74*	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	*0,68*	*0,48*	0,48	0,13	0,39	0,43	0,43	-0,01	*0,55*
1931-1940	*0,81*	0,50	*0,86*	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*	*0,76*	-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	*0,68*	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	*0,93*	0,21	-0,12	*-0,96*	*-0,52*	*0,82*	*0,79*	0,67	0,48	*0,78*	*0,77*	*0,94*
1891-1995	*0,52*	0,49	0,48	0,41	*0,34*	0,36	*0,58*	0,39	*0,14*	0,46	0,40	0,30	0,82

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

Более правильным является расчет градиента давления между центрами ИМ и АМ и учет его отклонения от меридиана (Радикевич, Ийамуремье, 1999).

Предложенный в работе (Дубравин, 1994) индекс САК, 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°). Р.В. Абрамов (2004-2015; Абрамов, Стонт, 2004, Абрамов

и др., 2012) также учитывал не только величину барического градиента – *интенсивность переноса* (гПа/град. широты) и *азимута* (дирекционного угла) с Исландского минимума на Азорский максимум (ß°), 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 (α = 4°), 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 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).

В таблице 6 представлены расчеты Р.В. Абрамова (2004-2015; Абрамов, Стонт, 2004, Абрамов и др., 2012) по другому источнику приземного давления – ежедневные приземные карты метеоцентра Брекнелла, публикуемые на сайте (www.wetterzentrale.de), осредненные помесячно за 1991-2014 гг. Как следует из этой таблицы, средний на интервале 1991-2014 гг. модуль барического градиента – G_{P0} = 2,41 ± 0,276 гПа/град. φ, а вынос – 287,4 ± 9,29°[15]. 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 Исландской депрессии в точке минимума и центра Азорского антициклона в точке максимума атмосферного давления (т.е. центры соответствующих литер «Н» - низкое или «В»- высокое). Значения интенсивно-

[15] Средние за 1991-2014 гг. параметры ИМ (φ = 60,3° ± 1,30° с.ш., λ = 20,3° ± 3,92° з.д., P_0 = 984,7 ± 1,52 гПа) и АМ (φ = 42,2° ± 2,37° с.ш., λ = 26,0° ± 3,77° з.д., P_0 = 1029,0 ± 1,09 гПа), рассчитанные по данным Р.В. Абрамова (2004-2015; Абрамов, Стонт, 2004, Абрамов и др., 2012).

сти 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].

В работах же Р.В. Абрамова (2004-2015; Абрамов, Стонт, 2004, Абрамов и др., 2012) помесячно осреднялись 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; Абрамов, Стонт, 2004, Абрамов и др., 2012) об устойчивости от года к году среднего положения ИМ и АМ и направления результирующего переноса, на интервале 1891-2014 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 на 90° с зонального западно-восточного на меридиональное с юга на север. Подтверждение этому можно видеть на рисунке 5, 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 Юго-Восточной Балтикой (рис. 5), видим, что в Европу перенос приходит от запада-северо-запада, а над Юго-Восточной Балтикой ЮВБ отмечается направление от юго-запада.

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

Таблица 6

Центры действия атмосферы (средние за год) Северной Атлантики (1991-2014 гг.) по (Абрамов 2004-2015; Абрамов, Стонт, 2004, Абрамов и др., 2012).

Годы	Исландский минимум			Азорский максимум			Модуль градиента давления (гПа/град.φ)	Виртуальн. центр приложения		Азимут (дирекц. Угол – β°) (град.)	Вынос (град.)
	Широта φ, с.ш.	Долгота λ, з.д.	Давление P_0, гПа	Широта φ, с.ш.	Долгота λ, з.д.	Давление P_0, гПа		φ, с.ш.	λ, з.д.		
1991	*57,9*	*28,7*	986,6	*37,5*	*34,4*	1028,0	2,012	*47,7*	*31,5*	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	*1030,8*	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	*987,9*	*46,6*	25,8	1028,7	*3,105*	52,9	22,2	*209,5*	*299,5*
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	*63,1*	*15,6*	985,9	44,7	22,1	1030,2	2,374	*53,9*	*18,8*	199,4	289,4
2014	61,3	17,3	*981,5*	42,7	25,3	1029,0	2,507	52,0	21,3	203,4	293,4
1991-2014	60,3	20,3	984,7	42,2	26,0	1029,0	2,410	51,3	23,2	197,4	287,4

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

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)

Годы	Исландский минимум			Азорский максимум			Модуль градиента давления (гПа/град.φ)	Виртуальн. центр приложения		Азимут (дирекц. угол) (град.)	Вынос (град.)
	Широта φ, с.ш.	Долгота λ, з.д.	Давление P_0, гПа	Широта φ, с.ш.	Долгота λ, з.д.	Давление P_0, гПа		φ, с.ш.	λ, з.д.		
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

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 тяготеют к СЗ, центры антициклонов – к ЮВ по отношению к региону Юго-Восточной Балтики. Средние годовые центры группируются более кучно: циклонические – над Южной Швецией, антициклонические – над Юго-Восточной Балтикой (см. рис. 5). По расчетам в (Стонт, 2014) тренды изменения положения (φ, λ) и давления в центре барических образований, определяющих погоду в Юго-Восточной Балтике за период 1994-2012 гг. (19 лет), показали, что циклоны стали менее глубокими (+0,02 гПа/год), антициклоны – 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 циклонов оказалась в 1,5 раза больше, чем антициклонов (0,14°/год и 0,10°/год соответственно).

Выявленные особенности атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и Юго-Восточной Балтикой 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 ..., 1983; Гидрометеорологические условия ..., 1992; Общие закономерности ..., 2000)[17].

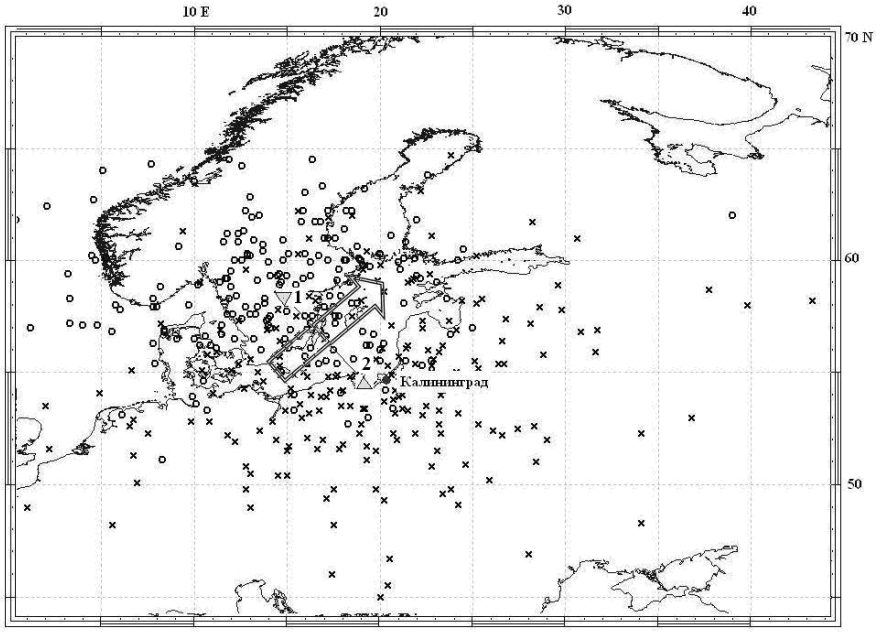


Рис. 5. Среднемесячные положения барических центров, определявших региональную погоду над Юго-Восточной Балтикой в 1996-2010 гг. (циклоны – ○, антициклоны – x), а также среднемноголетнее положение центров циклонов (1) и антициклонов (2) и направление результирующего переноса (1996-2010 гг.). Из (Абрамов и др., 2012)

[17] В (Дроздов, Смирнов, 2008) высказывается мнение, что типизация Вангенгейма-Гирса позволяет судить лишь о качественных характеристиках процесса 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 ввиду, 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 – NAO_1, Португалией и Исландией – NAO_2, между центрами ИМ и АМ – NAO_3 и между точками 45° и 60° на 30 западном меридиане – NAO_4). При этом, индекс $NAO_{об}$, 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 E типов может служить предиктором сезонного хода для многих гидрометеорологических элементов (параметров) Балтийского моря (Дубравин, 2014).

Наиболее 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 Е и меридиональной С (рис. 6).

Таблица 8, рассчитанная по модели временного ряда С.С. Лаппо и соавторов (1990), выражение (1.3), позволяет оценить вклад каждой из составляющих долгопериодной изменчивости в общую. Во-первых, из этой таблицы следует, что с изменением длины рядов индексов циркуляции полученных на разных временных интервалах, меняется и временная структура этих рядов. Во-вторых, высокая доля вклада ВГИ для всех форм циркуляции, связанная с «медленными» синоптическими процессами (Гулев и др., 1994) над Северной Атлантикой, при различных периодах усреднения составляющая 70-88 % и малая доля регулярного СезХ – 2-15 %. Наименьшим размахом колебаний составляющих временного ряда при различном усреднении, а значит, наибольшей устойчивостью во времени отличается форма С, для которой размах колебаний относительной доли всех компонент долгопериодной изменчивости – минимален: СезХ – 2,4 % (2,0÷4,4); ВГИ – 4,2 % (84,0÷88,2) и МГИ – 3,0 % (8,6÷11,6). Наименьшей устойчивостью – форма Е, для которой размах колебаний относитульной доли первых дух компонент ДП – максинимален: СезХ – 10,1 % (2,0÷12,1); ВГИ – 13,4 % (70,3÷83,7). Наибольший размах относительной доли МГИ – 5,7 % (12,6÷18,3) приходится на форму W.

В (Гидрометеорологические условия …, 1992), на основании незначительного отклонения медианы от математического 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 27 лет, по-прежнему позволяет говорить о нормальном законе распределения повторяемости типов W, Е и С (табл. 9).

Статистические характеристики межгодовой изменчивости повторяемости типов циркуляции атмосферы W, Е и С на интервале 1891-2014 гг. таковы: средние значения – 122±36,0; 151±42,1 и 92±24,3 сут/год; наибольшие – 220, 262 и 156 сут/год и наименьшие – 37, 42 и 44 сут/год, соответственно.

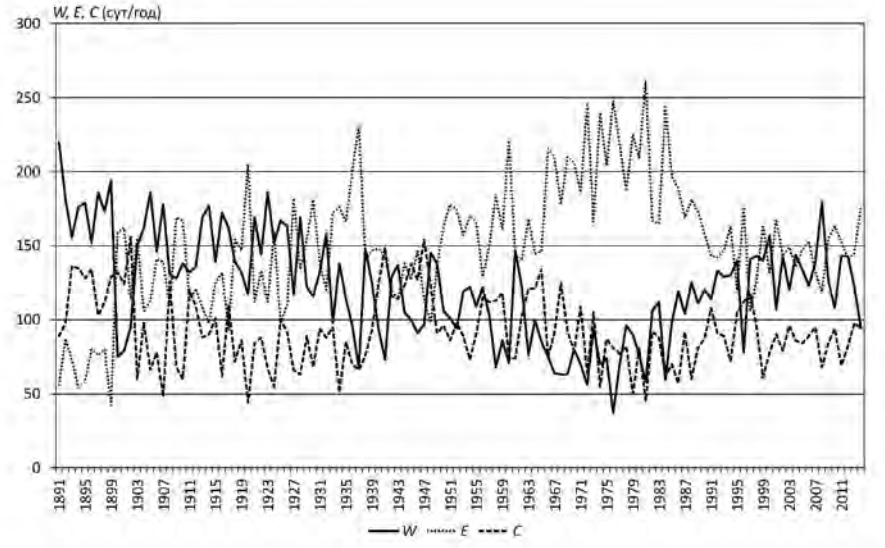


Рис. 6. Межгодовая изменчивость индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (сут/год) (1891-2014 гг.), рассчитанная по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

Таблица 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)

Параметр, интервал	Дисперсия			
	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ
W	49,2	2,7	37,5	9,0
(1891-2014)	100,0	5,5	76,2	18,3
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 (1891-2014)	60,6 100,0	1,2 2,0	50,7 83,7	8,6 14,3
E (1956-2005)	50,3 100,0	4,3 8,5	36,5 72,6	9,5 18,8
E (1977-2006)	49,6 100,0	6,0 12,1	34,8 70,3	8,7 17,6
C (1891-2014)	35,4 100,0	1,6 4,4	29,7 84,0	4,1 11,6
C (1956-2005)	26,2 100.0	0,5 2,0	22,6 86,5	3,0 11,5
C (1977-2006)	24,0 100,0	0,8 3,2	21,2 88,2	2,1 8,6

Таблица 9

Статистики временного хода индексов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (сут/год) за период 1891-2014 гг., рассчитанные по (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

Статистики	Форма циркуляции		
	W	E	C
Среднее арифметическое	121,78	151,11	92,35
Мода	122,00	147,00	89,00
Медиана	122,00	148,50	90,00
Дисперсия	1298,53	1771,97	589,05
Среднее квадратичное отклонение	36,04	42,09	24,27
Коэффициент ассиметрии	0,06	0,08	0,34
Коэффициент эксцесса	-0,50	0,33	-0,30
Макс. значение	220	262	156
Мин. значение	37	42	44
Размах распределения	183	220	112

В годовом ходе максимум повторяемости (по данным ежедневных синоптических карт северного полушария за 1891-2014 гг.) формы W отмечается в октябре, минимум – в мае; формы E – максимум – в мае, минимум – в июне и сентябре-октябре и формы C – максимум – в мае-июне, минимум – в ноябре-декабре (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 этстремумов. Однако, при усреднении по триместрам[18]: февраль-апрель; май-июль; август-октябрь и ноябрь-январь, можно видеть, что максимум повторяемости западной формы циркуляции W приходится на август-октябрь, минимум – февраль-апрель; восточной E – на ноябрь-апрель и август-октябрь, соответственно; меридиональной C – на май-июль и ноябрь-январь.

[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.

Таблица 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)

Параметр, интервал	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
W (1891-2014)	11	8	10	8	*7*	9	9	11	12	*13*	11	12
W (1956-2005)	10	8	9	*5*	6	8	6	8	9	*12*	10	11
W (1977-2006)	12	9	9	7	*6*	7	7	8	10	*13*	11	*13*
E (1891-2014)	13	13	13	13	*14*	*11*	13	13	*11*	*11*	13	13
E (1956-2005)	13	13	16	17	17	15	*18*	16	13	*12*	14	*12*
E (1977-2006)	12	12	16	17	16	15	*18*	16	13	12	13	*10*
C (1891-2014)	7	7	8	9	*10*	*10*	9	7	7	7	*6*	*6*
C (1956-2005)	*8*	7	6	*8*	*8*	*8*	7	7	*8*	7	*6*	*8*
C (1977-2006)	7	7	*6*	*6*	*9*	8	*6*	7	7	*6*	*6*	8

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.

Таблица 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)

Параметр, интервал	Гармоники						A_I/A_{II}	A_0
	I (годовая волна)			II (годовая волна)				
	Ампл. I	Дата I	Квота I	Ампл. II	Дата II	Квота II		
W (1891-2014)	2,3	14.10	0,784	0,3	01.03(01.09)	0,017	6,77	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 (1891-2014)	0,7	27.02	0,274	0,3	16.06(16.12)	0,046	2,44	12,6
E (1956-2005)	2,4	17.05	0,697	0,2	08.02(08.08)	0,005	11,80	11,8
E (1977-2006)	3,0	26.05	0,755	0,4	27.02(27.08)	0,016	6,80	11,6
C (1891-2014)	1,8	11.05	0,883	0,6	10.05(10.11)	0,052	4,10	7,8
C (1956-2005)	0,1	25.05	0,017	0,4	19.05(19.11)	0,131	0,36	7,4
C (1977-2006)	0,4	15.03	0,086	0,6	04.06(04.12)	0,254	0,58	6,9

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, 2012а; State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

		Сдвиг, мес.												
		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6
W	T_w	0,08	0,50	0,78	*0,85*	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	*0,84*	*0,80*	0,63	0,29	-0,24	-0,57
	T_a	0,26	0,64	*0,85*	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	*0,86*	0,70	0,39	-0,09	-0,49	-0,77
	Pr	-0,41	0,01	0,43	0,70	*0,87*	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	*0,85*	0,79	0,51	0,13	-0,31	-0,69	*-0,83*	-0,79
	R_Σ	0,62	*0,74*	0,50	0,12	-0,14	-0,49	*-0,70*	-0,68	-0,49	-0,22	0,19	0,54	0,62
	B_0	*0,76*	0,75	0,43	0,01	-0,33	-0,67	*-0,81*	-0,69	-0,45	-0,07	0,38	0,68	*0,76*
	Q_Σ	-0,50	-0,35	0,11	0,54	0,61	*0,77*	0,63	0,25	-0,13	-0,43	-0,73	*-0,76*	-0,50
E	T_w	-0,04	-0,44	-0,74	*-0,83*	-0,70	-0,34	0,08	0,45	0,69	*0,79*	0,69	0,38	-0,04
	S	0,54	0,76	*0,81*	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	*0,78*	0,60	0,23	-0,21
	W	0,72	*0,85*	0,72	0,35	-0,02	-0,44	-0,74	*-0,83*	-0,68	-0,39	0,05	0,42	0,72
	Pr	0,39	-0,04	-0,29	-0,66	*-0,86*	-0,75	-0,29	-0,04	0,33	0,63	*0,86*	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	*0,84*	0,77
	R_Σ	-0,60	*-0,78*	-0,54	-0,04	0,23	0,35	0,56	*0,64*	0,57	0,24	-0,17	-0,46	-0,60
	B_0	-0,74	*-0,77*	-0,46	0,01	0,36	0,58	*0,72*	0,63	0,49	0,13	-0,32	-0,64	-0,74
	Q_Σ	0,45	0,35	-0,03	-0,53	-0,57	-0,63	*-0,64*	-0,37	0,05	0,48	*0,78*	0,65	0,45
C	T_w	*-0,44*	-0,41	-0,30	-0,15	0,02	0,16	0,29	0,45	*0,48*	0,29	-0,06	-0,33	*-0,44*
	S	*0,46*	0,33	0,15	-0,02	-0,33	-0,51	-0,36	-0,24	-0,19	-0,01	0,27	0,46	*0,46*
	T_a	*-0,45*	-0,42	-0,29	-0,10	0,12	0,28	0,37	*0,43*	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	*0,48*	0,41
	Pr	-0,14	-0,23	*-0,48*	-0,45	-0,16	0,06	0,07	0,27	*0,54*	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	*0,59*	0,47	0,18	0,00
	R_Σ	-0,18	0,02	0,07	-0,08	0,15	0,54	*0,62*	0,22	-0,37	*-0,48*	-0,29	-0,23	-0,18
	B_0	-0,13	0,04	0,12	0,14	0,30	*0,46*	0,45	0,17	-0,32	*-0,53*	-0,42	-0,28	-0,13
	Q_Σ	0,28	-0,18	*-0,49*	-0,44	-0,41	-0,21	0,15	0,40	*0,47*	0,14	0,00	0,29	0,28

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

Рассматривая временной ряд индексов циркуляции, представленный на рисунке 6, отметим, что для повторяемости формы W выделяются два периода межгодовой изменчивости: падения (1891-1976 гг.) и роста (1977-2008 гг.). Повторяемости форм циркуляции E и C меняются в противофазе: после периода роста E (1891-1937 гг.) или падения C (1891-1934 гг.), наступает непродолжительная смена тенденции до 1946 г. После чего, вновь, рост для E (1948-1981 гг.) или падение для **C** (1947-1981 гг.), а затем, вновь, смена знака тенденций для E и C (1982-2008 гг.)[19]. 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).

Таблица 13

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

Параметры	Тип W	Тип E	Тип C	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 E		1,00	-0,54	-0,29	-0,06	-0,06	0,09	-0,04	0,26	0,29
Тип C			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

Анализ временных рядов индексов циркуляции W, E, C, представленных на рисунке 6, позволил в (Дубравин, 2014) с помощью анализа спектральной плотности и полосового фильтра Баттерворта (Громов, 1989) выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пик 2,7; 3,0 и 3,0 года), квазичетырехлетние (пик 4,3; 4,4 и 4,8 года), квазивосьмилетние (пик 8,3; 8,3 и 8,0 года) соответственно, а для индекса C еще и квазишестилетние (пик 6,1 года) (рис. 7-9). При этом, пики на спектрограммах индексов циркуляции атмосферы W, E, C с периодами

[19] В (Дмитриев, Белязо, 2006) последовательность эпох с однородной формой циркуляции на Земле увязывается с долготным положением Урана на своей орбите.

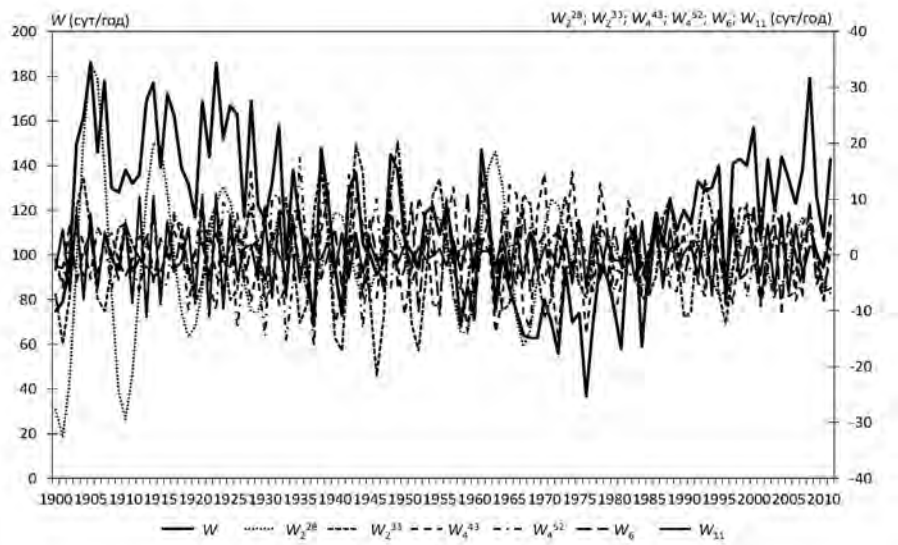


Рис. 7. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы W (сут/год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – W_2^{28} и W_2^{33}, квазичетырехлетних – W_4^{43} и W_4^{52}, квазишестилетней – W_6, квазиодиннадцатилетней – W_{11} (1900-2011 гг.), рассчитанная по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

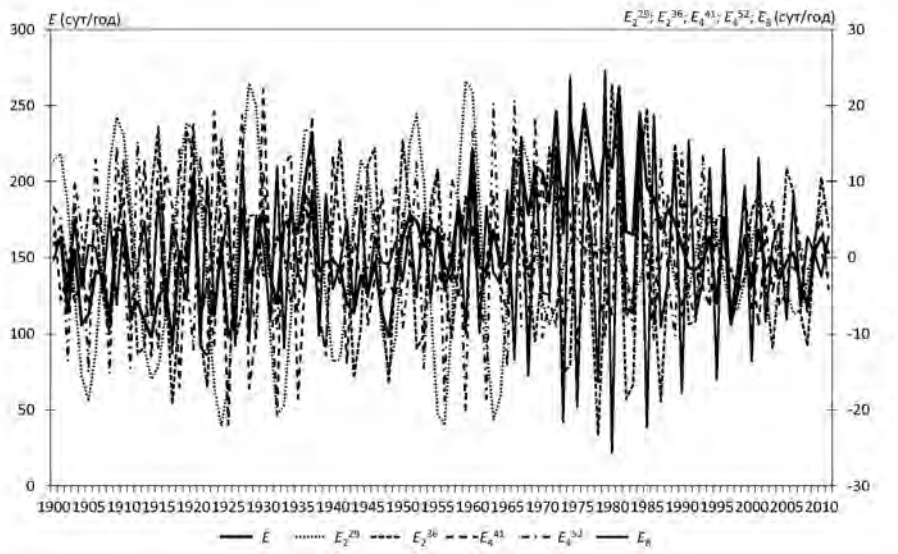


Рис. 8. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы **E** (сут/год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – E_2^{29} и E_2^{36}, квазичетырехлетних – E_4^{41} и E_4^{52}, квазивосьмилетней – E_8 (1900-2011 гг.), рассчитанная по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

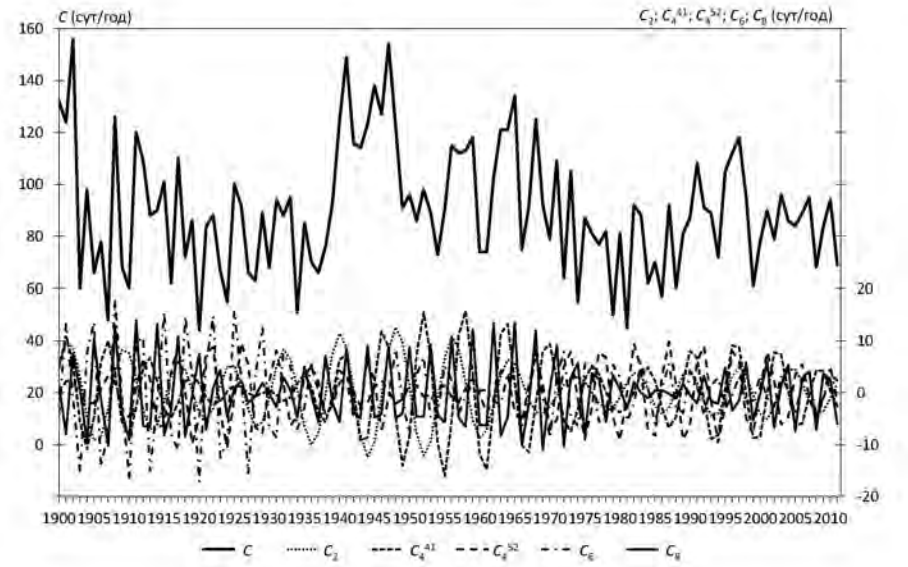


Рис. 9. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы С (сут/год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – C_2, квазичетырехлетних – C_4^{41} и C_4^{59}, квазишестилетней – C_6, квазивосьмилетней – C_8 (1900-2011 гг.), рассчитанная по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

от квазидвухлетнего до квазишестилетнего обусловлены изменением солнечной активности W**.**

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 морких районов за 1951-2000 гг. (рис. 10). Согласно нашим расчетам средневзвешенное[20] 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 изменчивости[21]. Во-первых, *зональной* – когда ско-

[20] Для метеоэлементов T_a, W, P_0, Pr и Ev средневзвешенное рассчитывалось с учетом площадей морских районов (см. рис. 3) в пределах площади зеркала Балтийского моря S_0 =372,7 тыс. км^2 (Дубравин, Педченко, 2011).

[21] 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.

рость 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

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

Градации скорости (м/с)	Направления (румбы)								Сумма
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
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

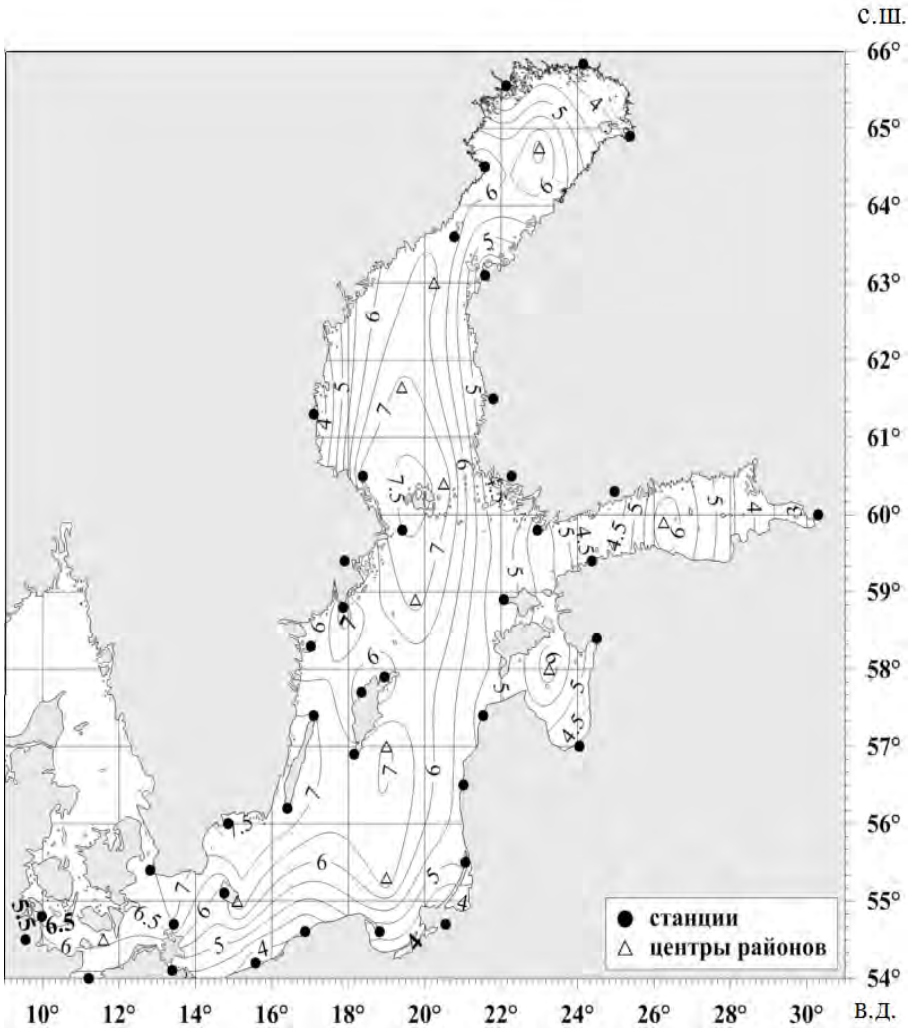


Рис. 10. Скорость ветра W (м/с) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из Дубравин, 2014

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. И так, 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 11 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 параметрами[22].

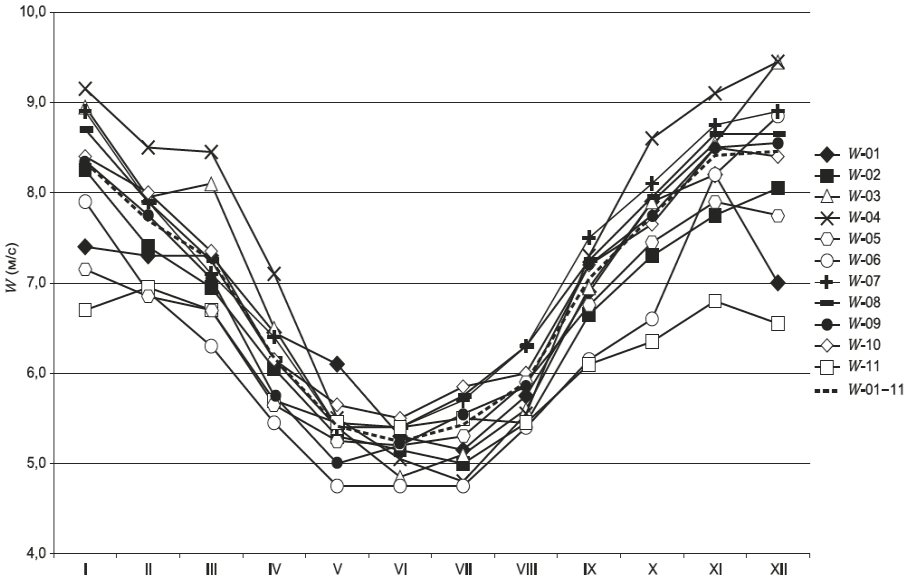


Рис. 11. Среднемноголетний сезонный ход СезХ скорости ветра W (м/с) в морских районах Балтийского моря за 1951-2000 гг., по (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

[22] Тепловая машина первого рода, порождаемая конрастом температуры полюс (холодильник) – экватор (нагреватель). Наибольший конраст температуры наблюдается зимой своего полушария – больший перепад температур вызывает больший меридиональный барический градиент, а значит и большую скорость ветра, а летом уменьшается контраст температуры, уменьшается барический градиент, слабеет скорость ветра (Шулейкин, 1968б).

Подтверждением правильности годового хода W могут служить результаты гармонического анализа, представленные на рисунках 12-14. Как видим, СезХ скорости ветра определяется годовой гармоникой, квота которой достаточно высока. Несмотря на то, что на большей части моря преобладает $q_I \geq 0,95$, тем не менее, можно отметить зональную изменчивость $q_I = 0,85 \div 0,95$ (рост от запада до юго-востока); циркумконтинентальную $q_I = 0,70 \div 0,95$ (от юго-востока до Кварка), с понижением величины квоты от центра моря к западным и восточным берегам и снова зональную – падение от $q_I = 0,93$ в Bjurokl до $q_I = 0,27$

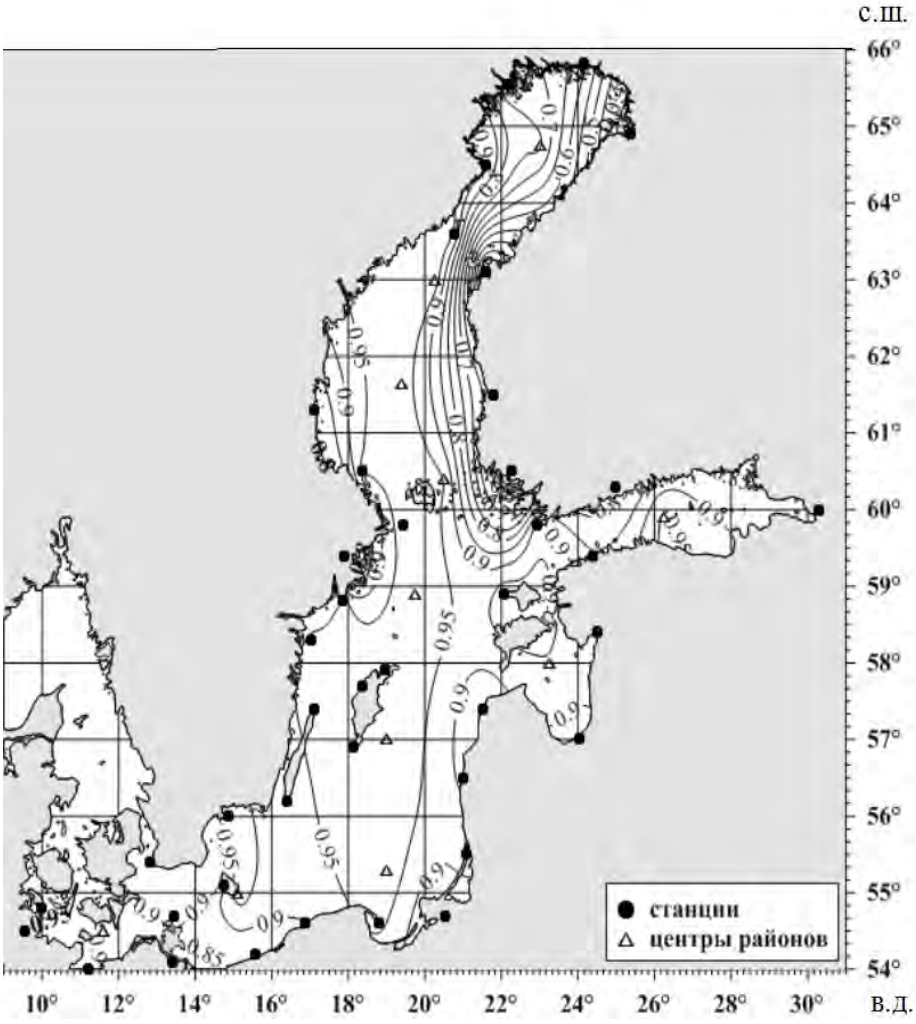


Рис. 12. Квота (q_I) годовой гармоники скорости ветра в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

в Oulu, где квота полугодовой гармоники достигает максимума (q_{II} = 0,55÷0,56), (см. рис. 12). Расчеты показали, что среднее значение квоты годовой волны для всего моря по данным метеостанций составило q_I = 0,84, без учета Ботнического залива – q_I = 0,90, для Ботнического залива q_I = 0,68.

Амплитуда A_1 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 Централь-

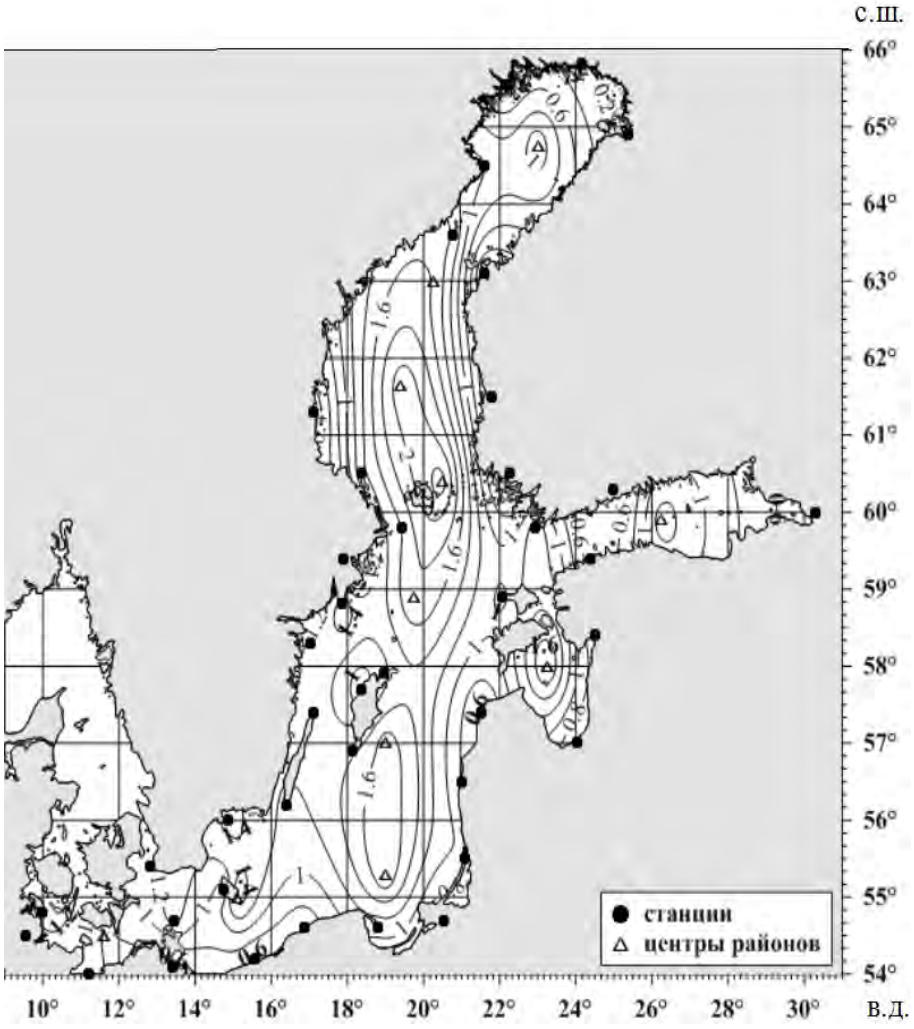


Рис. 13. Амплитуда (A_1) годовой гармоники скорости ветра (м/с) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).
Из (Дубравин, 2014)

ной Балтики до Аландского моря), а затем убывает до 0,2 м/с в Ботническом заливе (см. рис. 13). 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. 14).

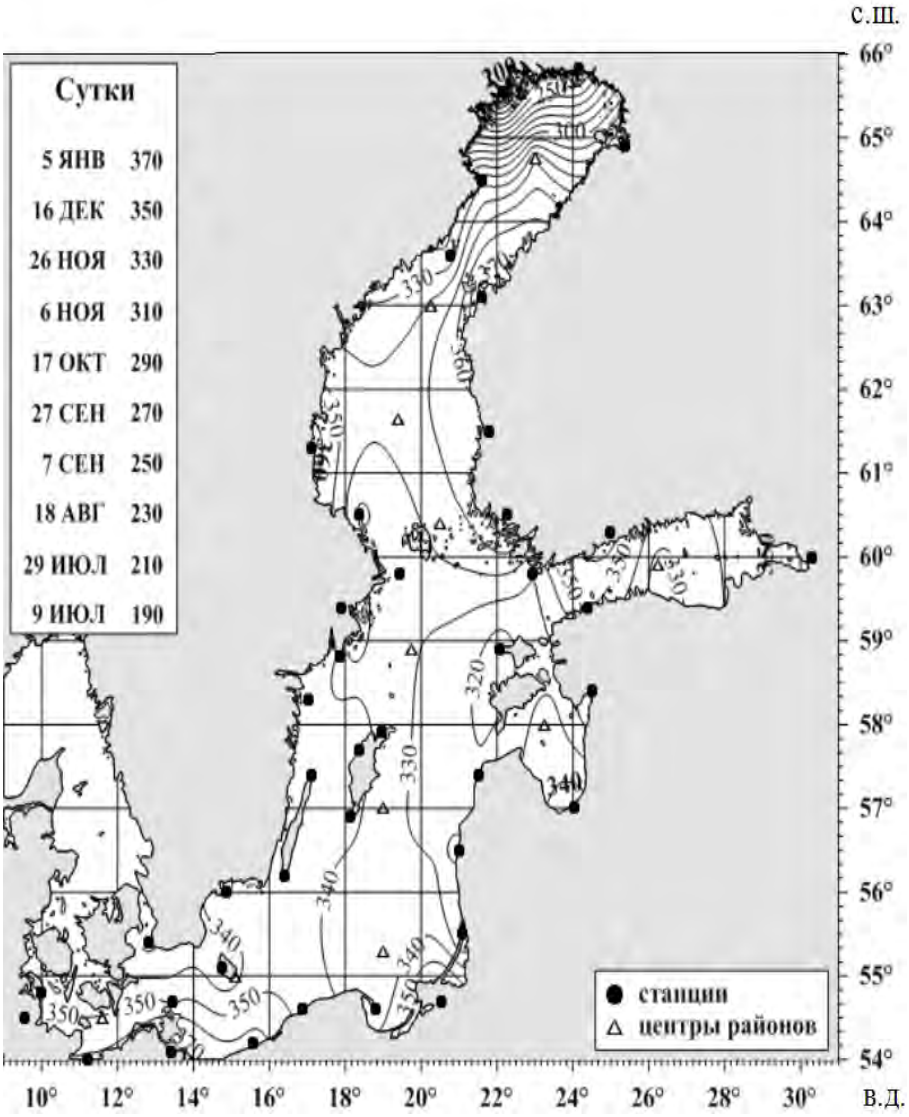


Рис. 14. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники скорости ветра в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, E и C на внутригодовую изменчивость скорости ветра[23]. 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 E и W несколь 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 C и W (синхронная – r = -0,40, с учетом сдвига – r = +0,48 при τ = 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 W или через 5 месяцев после наступления максимума **C** или через 7 (сдвиг τ = -5 + 12 = 7 мес.) после наступления максимума E. 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 $\mathbf{P_0}$ над Балтикой в пределах от 1015,3 гПа (Болтенхаген) до 1010,2-1010,5 гПа (Лулео и Хапаранда), т. е. наблюдается *меридиональная* изменчивость (рис. 15). При этом, на большей части моря (от Юго-Восточной Балтики 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 8-10 % (до 8-12 %). Стало быть, при увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ P_0 составит от 243 % на Д-6 до 410-444 % на морских станциях Darss Sill и Arkona Basin. Таким образом, для P_0 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. И так, вклад СезХ в дисперсию ДП для P_0 меняется от 8 % на ст. Darss Sill до 12 % на ст. Arkona Basin.

[23] Следует напомнить, что расчет корреляционных фукций между этими параметрами проводился для их СезХ, усредненного за период 1951-2000 гг.

На рисунке 16 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 В01 до В08 (заливы и Северная и Центральная Балтика) теснота связи между ними составляет r = 0,826÷0,995, а между ними и районами В09-В11 (Западная, Южная и Юго-Восточная Балтика) теснота связи уменьшается до r = 0,569÷0,790. В то время как, между районами

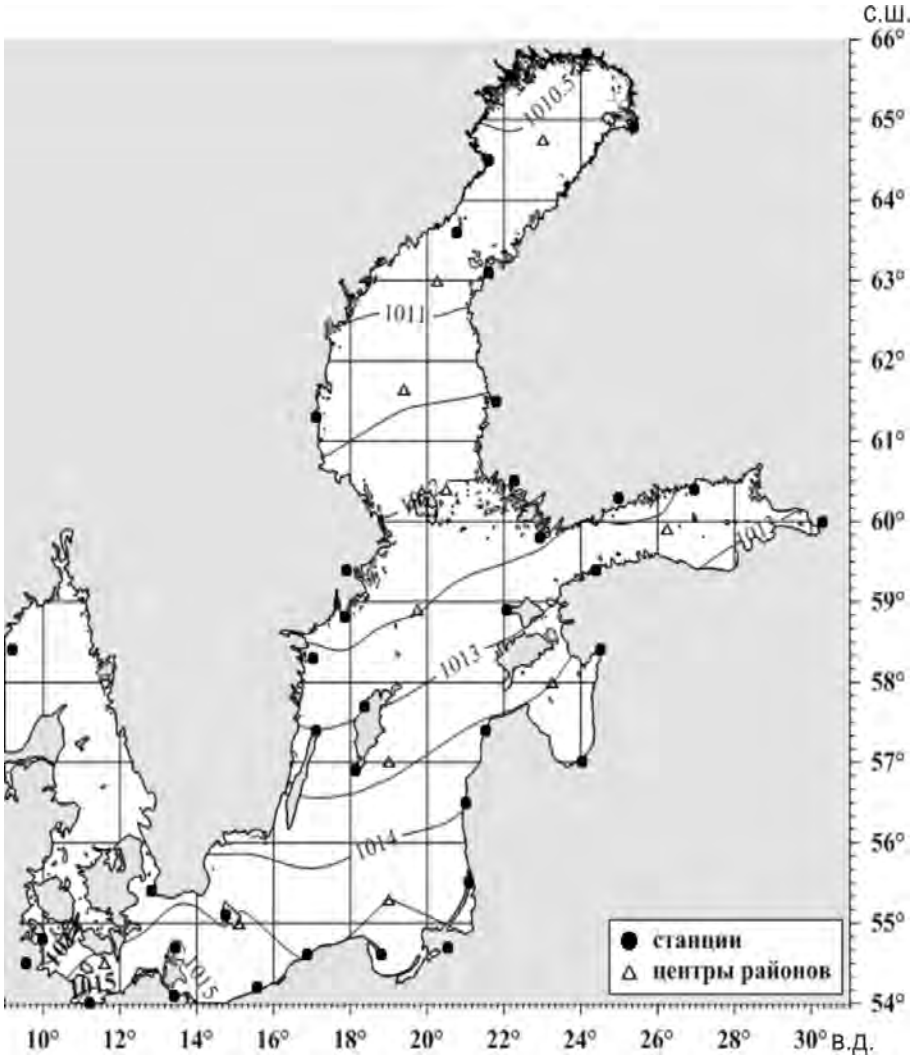


Рис.15. Атмосферное давление P_0 (гПа) в Балтийском море, среднее за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

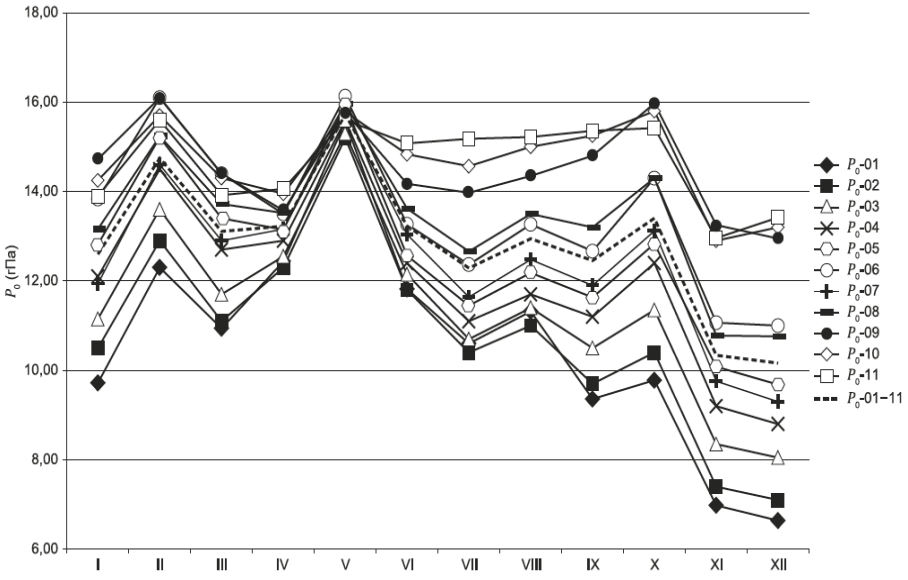


Рис. 16. Среднемноголетний сезонный ход СезХ атмосферного давления P_0 (гПа) в морских районах Балтийского моря за 1951-2000 гг., по (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

B09-B11 теснота связи составляет r = 0,912÷0,949. Несмотря на подобие кривых СезХ P_0 между 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).

Подтверждением сказанному могут служить результаты гармонического анализа. Гармоники СезХ P_0 среднего для всего моря следующие: $q_I = 0{,}413$, $A_I = 1{,}4$ гПа, $T_{maxI} = 23.04$; $q_{II} = 0{,}093$, $A_{II} = 0{,}6$ гПа, $T_{maxII} = 01.03(01.09)$; $q_{III} = 0{,}319$, $A_{III} = 1{,}2$ гПа;, $q_{IV} = 0{,}109$, $A_{IV} = 0{,}7$ гПа. На рисунках 17-19 представлены параметры годовой гармоники $P_{0.}$ 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. 17). Распределение амплитуды повторяет распределение квоты. Сначала A_1 убывает от 0,7 до 0,2 гПа (от запада к юго-востоку), а затем растет до A_1 = 2,8 гПа (см рис. 18). Максимум годовой волны на большей части моря наступает в апреле (95-120 суток от начала года), а в районах B09-B11 растянут от середины апреля до октября (см рис. 19).

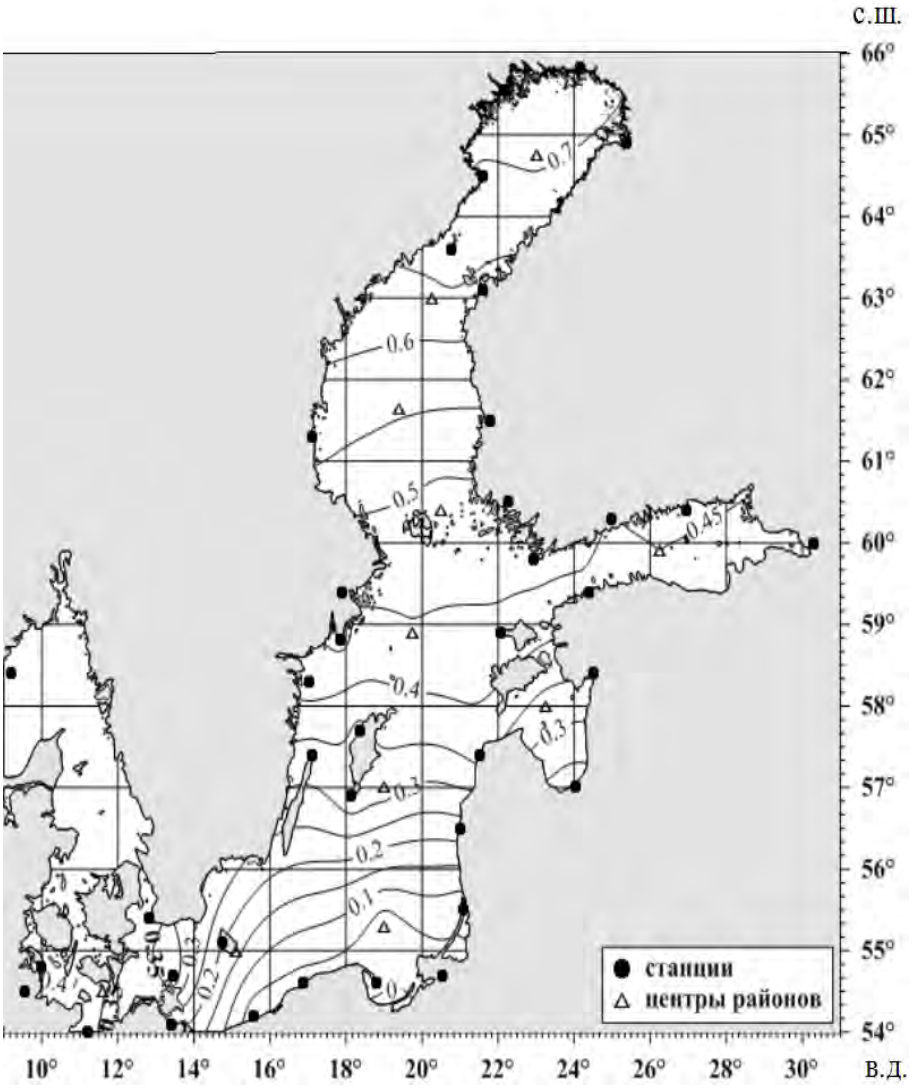


Рис. 17. Квота (q_1) годовой гармоники атмосферного давления P_0 (гПа) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

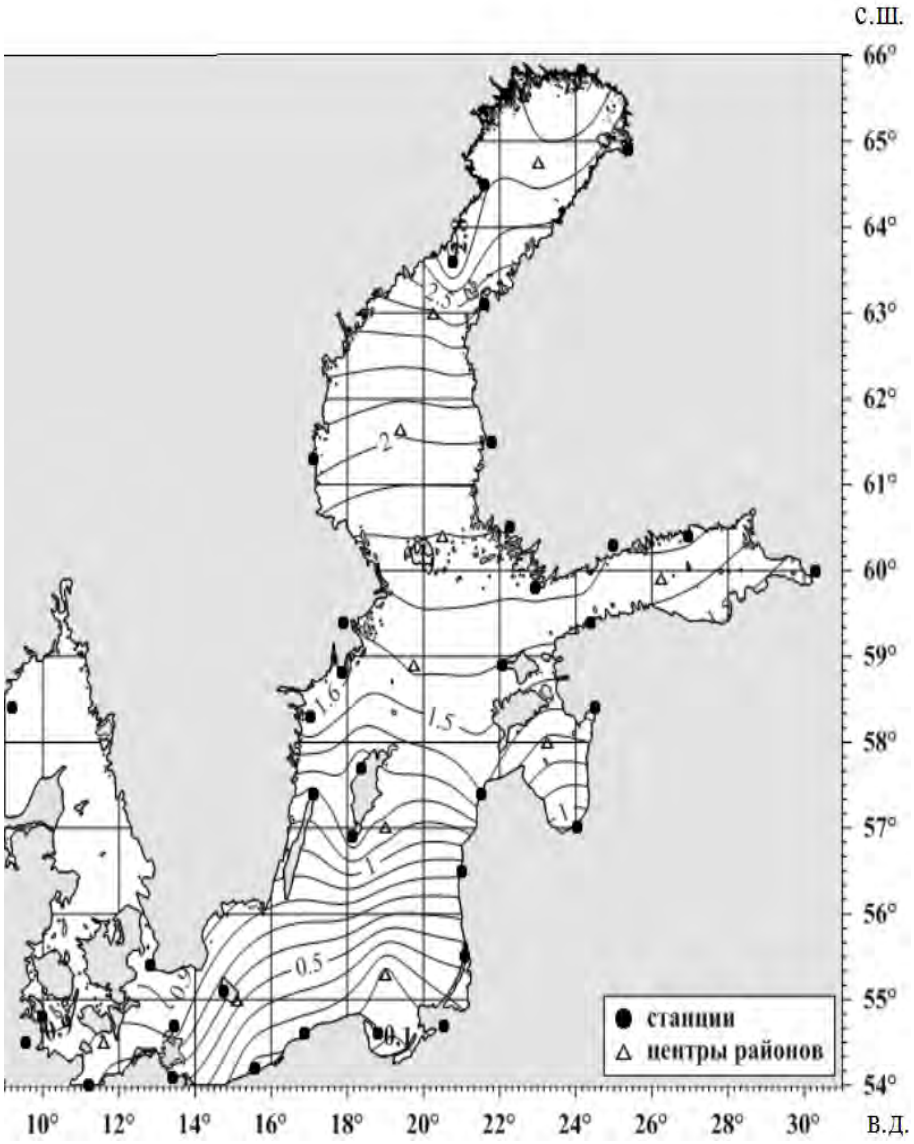


Рис. 18. Амплитуда (A_1) годовой гармоники атмосферноно давления P_0 (гПа) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

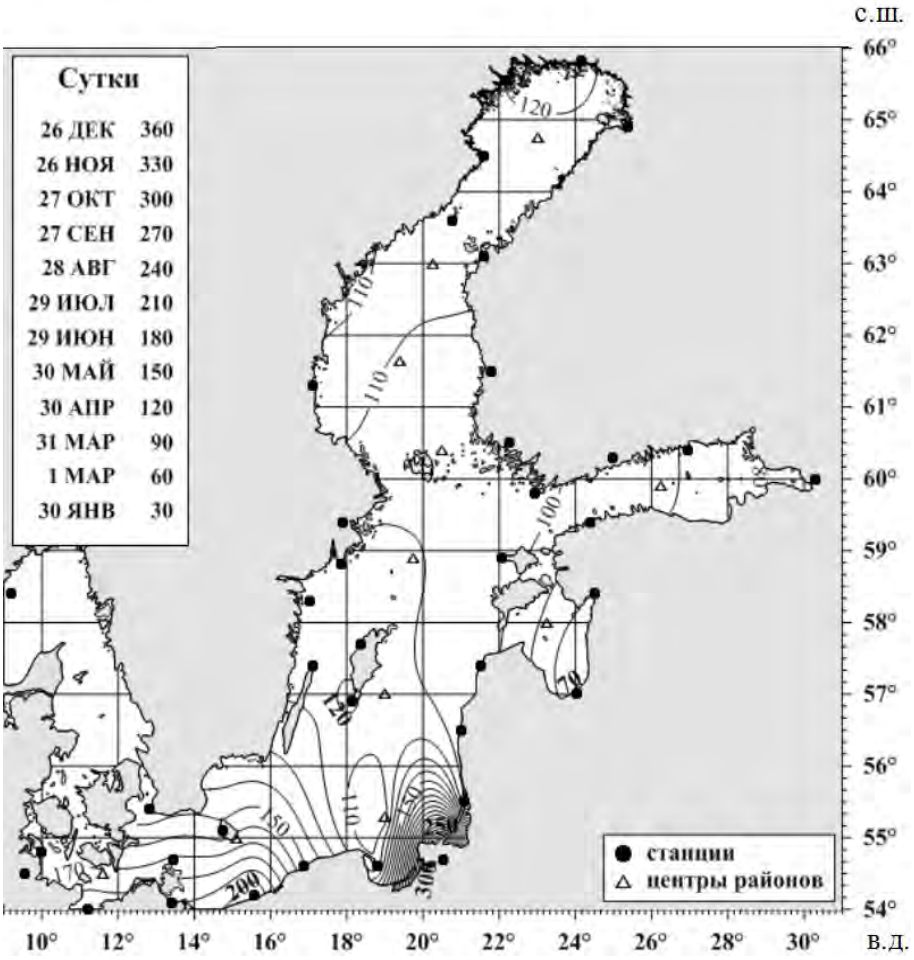


Рис. 19. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники атмосферного давления P_0 в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

3.2. Элементы водного баланса

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

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

при этом

$$R_{\Sigma} = R_{пов} + R_{подз} \quad (3.2)$$

$$Q_{\Sigma} = Q_{ПР} - Q_{ОТ} \quad (3.3)$$

где B – водный баланс, Pr – осадки, R_{Σ} – суммарный речной: $R_{пов}$ – по-

верхностный и $R_{подз}$ – подземный сток, Ev – испарение, Q_{Σ} – результирующий водообмен (с Северным морем): $Q_{пр}$ – приток и $Q_{от}$ – отток.

При этом, первые три слагаемые составляют пресноводный баланс $\boldsymbol{B_0}$, т.е.

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

тогда, за многолетний период

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

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).

Следует иметь ввиду, 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. км^2 (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.

Таблица 15

Водный баланс (км^3) Балтийского моря по данным разных авторов. По (Дубравин, Маслянкин, 2012а, б)

Авторы	**Pr**	**R_{Σ}**	**$Q_{пр}$**	**Ev**	**$Q_{от}$**	**Pr-Ev**	**Q_{Σ}**	**B_0**	**B**
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
Хоканссон (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

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 км^3/год), меняясь от 927 мм (Шлезвиг) до 431 мм (Эландс-Норра-Удде, о. Эланд) и до 421 мм в центре района B07 (Северная Балтика)[24] (рис. 20). 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 Pr всей Балтики, средняя за 1951-2000 гг., видно, что наибольший вклад в суммарный объем осадков моря приходится на собственно Балтику 99,8 км^3/год (55 %), наименьший – на Рижский 10,7 км^3/год (6 %) и Финский 13,5 км^3/год (7 %) заливы, а вклад Ботнического залива – 57,9 км^3/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). Из таблицы 17, в которой проведено нормирование элементов пресноводного баланса Pr, Ev и B_0 на величину суммарного стока R_Σ 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).

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

В (Дубравин, 2014) было показано, что при использовании данных 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. И так, 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.

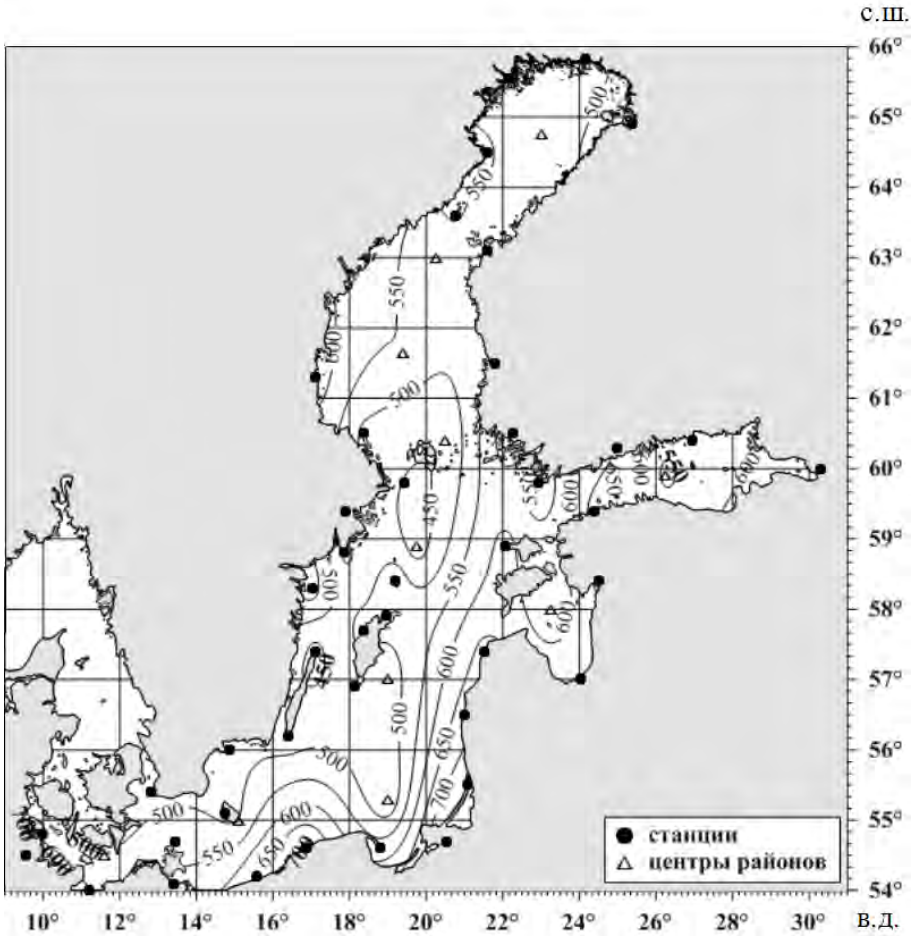


Рис. 20. Атмосферные осадки Pr (мм/год) на поверхности Балтийского моря, средние за 1951-2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Таблица 16.

Доли отдельных суббассейнов в общем объеме осадков Pr, стока R_{Σ}, испарения Ev и пресноводного баланса B_0 Балтики (км³) за 1951-2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, Педченко, 2011)

Регион	Площадь зеркала		Pr		R_{Σ}		Ev		B_0	
	(км²)	(%)	(км³)	(%)	(км³)	(%)	(км³)	(%)	(км³)	(%)
Ботнический залив	112589	30,2	57,9	31,8	*192,2*	*42,3*	84,6	28,1	*165,5*	*49,3*
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	*99,8*	54,9	115,9	25,5	*181,1*	*60,3*	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.

На рисунке 21 а представлены кривые СезХ осадков для регионов и моря в целом. Как видим, в СезХ Pr преобладает годовая гармоника над всеми регионами, с растянутым минимумом (февраль-июнь) и менее растянутым максимумом (август-октябрь).

Таблица 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.

Регион	**Pr**	**R_{Σ}**	**Ev**	**B_0**
Ботнический залив	57,9	192,2	84,6	165,5
	0,30	1,00	0,44	0,86
Финский залив	13,5	113,3	20,6	106,1
	0,12	1,00	0,18	0,94
Рижский залив	10,7	32,7	14,2	29,3
	0,33	1,00	0,43	0,90
Собственно Балтика	99,8	115,9	181,1	34,6
	0,86	1,00	1,56	0,30
Балтика в целом	181,9	454,0	300,4	335,5
	0,40	1,00	0,66	0,74

Это подтверждается и результатами гармонического анализа. Величина квоты годовой волны над большей частью акватории $q_I \geq 0,8$, 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÷0,22) (рис. 22).

Расчеты в (Дубравин, Маслянкин, 2012а) показали, что среднее значение квоты годовой волны Pr для всего моря по данным метеостанций составило q_I = 0,85. В то же время, расчеты Pr по данным регионов выявили снижение квоты первой гармоники до q_I = 0,76÷0,78 в регионах B09 (Юго-Восточная Балтика), B04 (Аландское море) и B11 (Западная Балтика) и увеличение – до q_I = 0,96 в регионе B01 (Ботнический залив), при среднем значение квоты годовой волны для всего моря по данным регионов q_I = 0,87.

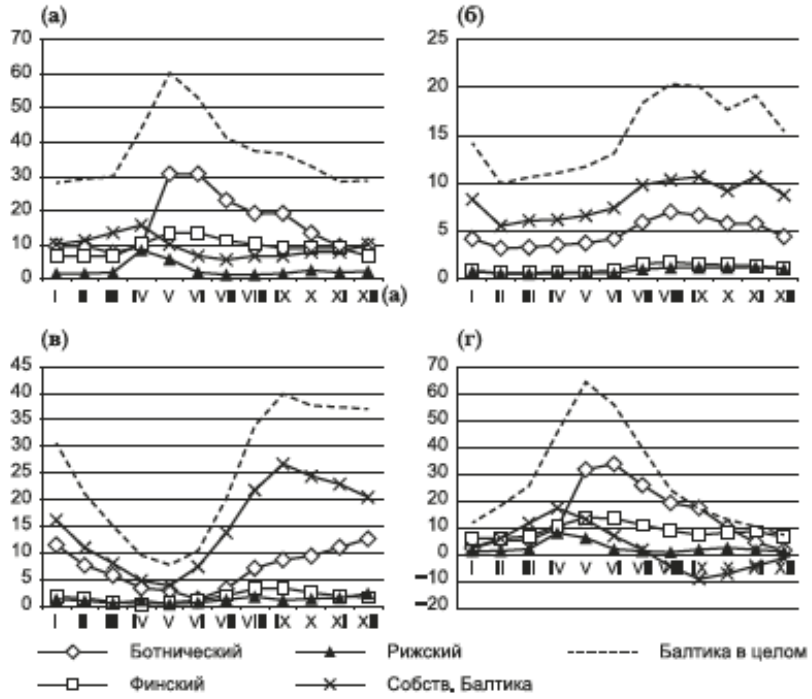


Рис. 21. Сезонный ход СезХ составляющих пресноводного баланса Балтийского моря (км^3/мес.): (а) – атмосферных осадков Pr; (б) – суммарного речного стока R_Σ; (в) – испарения Ev; (г) – пресноводного баланса B_0, рассчитанный за 1951-2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). Из (Дубравин, 2014)

Распределение амплитуды первой гармоники СезХ атмосферных осадков A_I (рис. 23) напоминает карту годовых осадков (см. рис. 20). 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. Расчеты показали, что среднее значение амплитуды годовой волны для

всего моря по данным метеостанций составило A_I = 18,3 мм. В то же время, расчеты по данным регионов выявили наименьшие величины амплитуд годовой волны: A_I = 9÷11 мм, в регионах B09 (Юго-Восточная Балтика), B07 (Северная Балтика) и B11 (Западная Балтика), наибольшие – A_I = 19÷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 – A_I = 14,3 мм.

Наступление максимума годовой гармоники осадков T_{maxI} для большей части моря приходится на середину сентября (250-260 сут., начиная с первого января). Ранее всего максимум годовой волны наступает в Болтенхагене (T_{maxI} = 14.07 – 195 сут.) и в Грейфсвальде (T_{maxI} = 22.07 – 203 сут.), позднее всего – на островных станциях Висбю (T_{maxI} = 28.09 – 271 сут.) и Готска-Сандён (T_{maxI} = 30.09 – 273 сут.) (рис. 24).

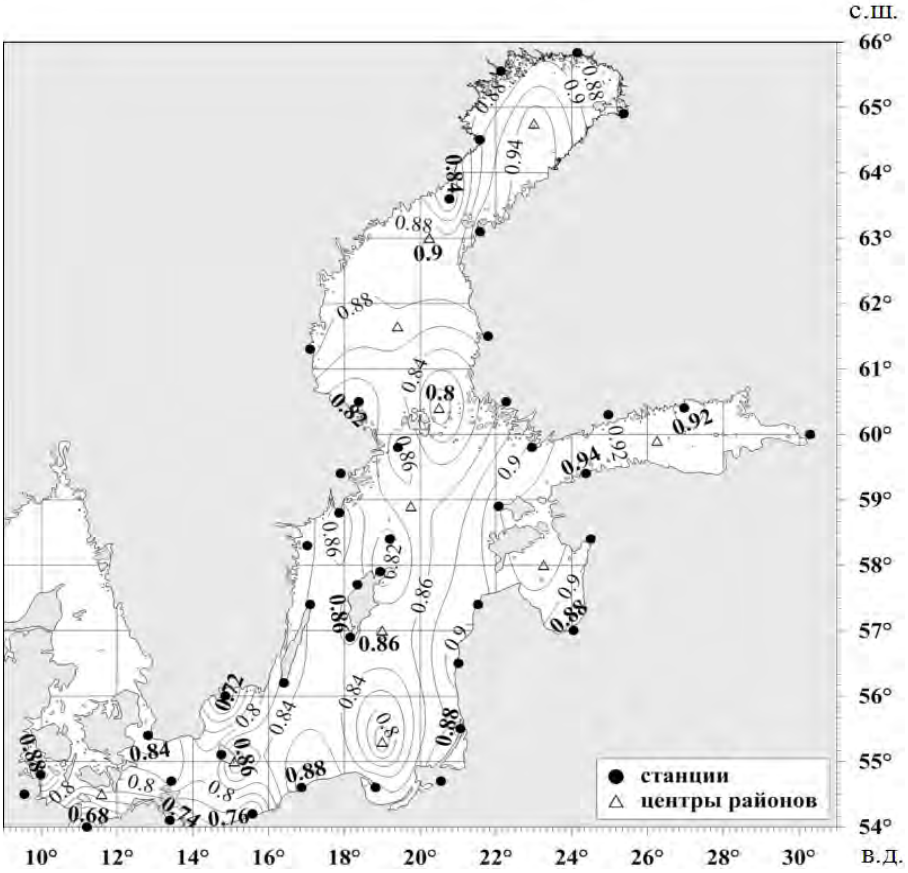
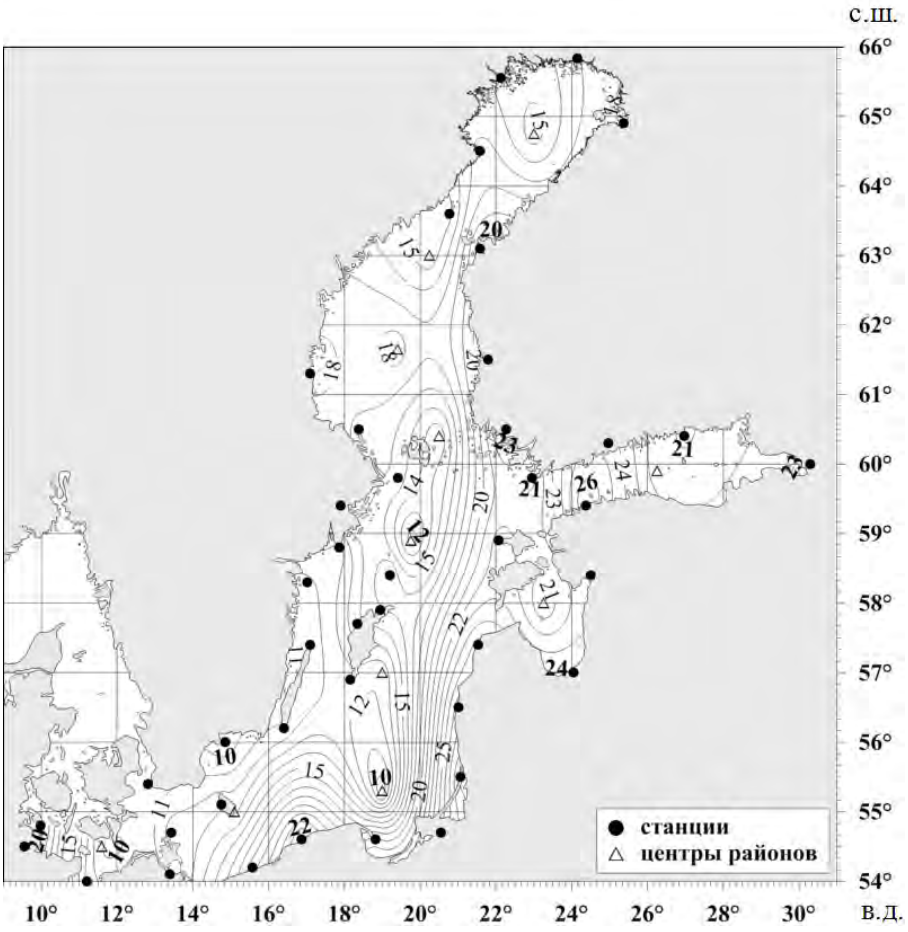


Рис. 22. Квота (q_I) годовой гармоники осадков Pr в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Согласно расчетам среднее значение даты максимума первой гармоники для всего моря по данным метеостанций составило T_{maxI} = 246 сут. По данным регионов среднее значение даты максимума – T_{maxI} = 248 сут. При этом, самое раннее наступление максимума отмечается в регионе B04 (Аландское море) – T_{maxI} = 20.08 (232 сут.), а самое позднее – в регионе B06 (Рижский залив) – T_{maxI} = 22.09 (265 сут.) (Дубраин, Маслянкин, 2012а).



Рису. 23. Амплитуда (A_1) годовой гармоники осадков Pr (мм) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012 а)

Имеет смысл сравнить наши расчеты СезХ Pr для всей Балтики с результатами других исследователей (рис. 25). 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

км^3, а среднее квадратичное отклонение для большинства месячных значений не превышает $\sigma_{Pr} \leq \pm 3{,}1$ км^3/мес. (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

Как видим, наибольшим подобием отличаются кривые по данным (Brogmus,1952; Хупфер, 1982 и Дубравин, Маслянкин, 2012а) – преобладание годовой гармоники: $A_I = 4{,}0 \div 7{,}2$ км^3/мес.; $q_I = 0{,}92 \div 0{,}95$ и $T_{maxI} =$ 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 км^3 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 км^3/год вполне, правомерна.

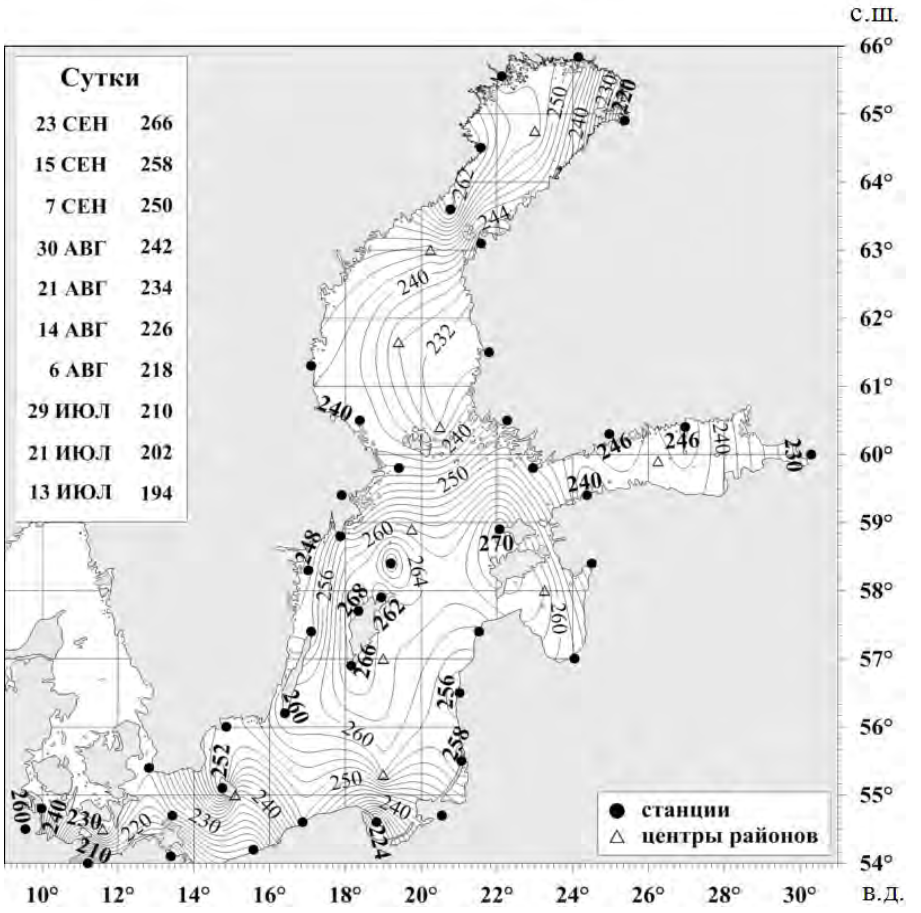


Рис. 24. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники осадков Pr в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

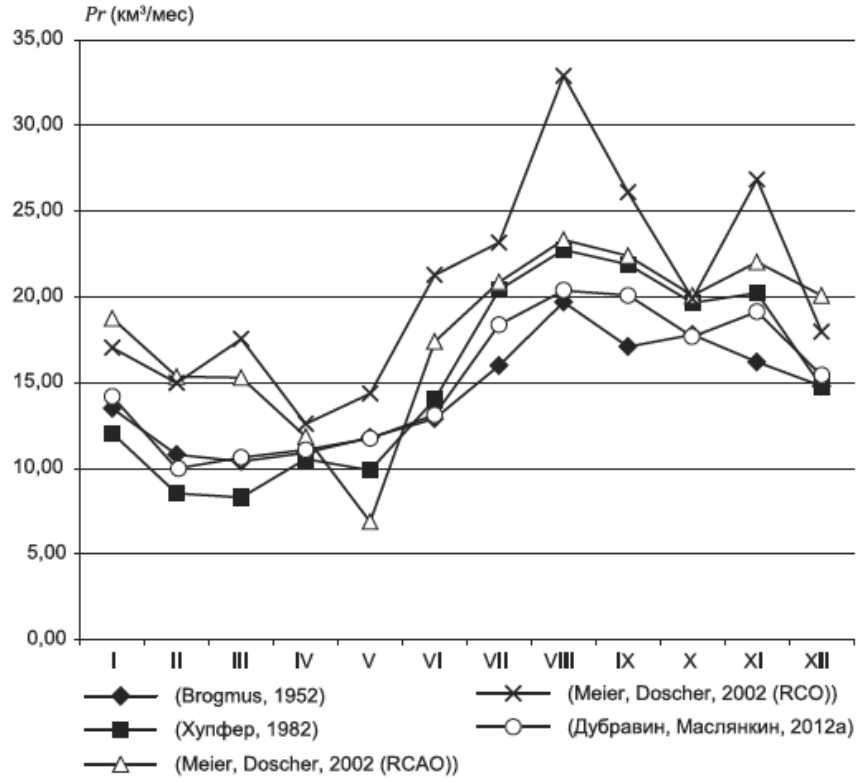


Рис.25. Сезонный ход (СезХ) осадков Pr (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). Из (Дубравин, 2014)

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 СезХ индекса W и Pr (коэффициент корреляции r = +0,37), с учетом сдвига теснота связи возрастает (r = -0,84 при τ = 4 мес. и r = +0,87 при τ = -2 мес.) (см. табл. 12). Теснота связи между E и Pr 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 C и Pr (синхронная – r = -0,07, с учетом сдвига – r = +0,54 при τ = 2 мес. и r = -0,48 при τ = -4 мес.). Таким образом, максимум осадков в годовом ходе наступает через 2 месяца после наступления максимума C, или через 4 месяца после наступления максимума E, или через 10 (сдвиг τ = -2 + 12 = 10 мес.) после наступления максимума W. Как

видим, корреляционные функции между индексами W, E и C и средним над Балтикой количеством осадков Pr, 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 Европейской территории России 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 %)[25], 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 (HELCOM, 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 км^3 (см. табл. 15), в том числе подземный – 3-10

[25] Если же сравнивать нашу величину осадков в Балтийском море Pr = 182 км^3/год с даными в (Хоканссон, 1996; Omsted, 2009; HELCOM, 2010) Pr = 223÷229 км^3/год, то наши данные занижены не на 5-10 %, а более чем на 20 %.

км^3 (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 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 ≥ 10 м^3/с; для 50 рек годовой расход не превышает 25 м^3/с; 32 реки имеют расход ≥ 50 м^3/с, из которых только 27 – с расходом ≥ 100 м^3/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.

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 км^2 (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. 21б) 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 18

Доля отдельных регионов в общем объеме речного стока R_{Σ} (км^3) Балтийского моря за 1951- 1960 гг. и 1961-1970 гг. (Микульский, 1974) и за 1950-2007 гг. (Andersson, 2009)

Регион	Площадь водосбора (км^2)	Площадь зеркала		Сток за 1951-1960		Сток за 1961-1970		Сток за 1950-2007	
		(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

Таблица 19

Средний за 1951-1960 гг. сезонный ход речного стока R_{Σ} (км^3/мес.) в отдельных регионах и Балтийском море в целом, рассчитанный по данным (Mikulski, 1970)

Регион	Месяцы												Σ (I-XII)	Размах
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Ботнический залив	9,2	9,2	*7,4*	9,2	*29,6*	*29,6*	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	*14,1*	*14,1*	11,8	10,6	9,4	9,4	9,4	*7,1*	117,9	7,0
Рижский Залив	1,6	1,6	1,9	8,4	5,8	1,9	*1,3*	*1,3*	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	*62,1*	53,2	39,9	35,5	35,5	31,1	*26,6*	*26,6*	443,6	35,5

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 21б с результатами других исследователей (рис. 26). Данные этих таблицы и рисунков позволяют говорить о 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 26 максимум R_{Σ} 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 км^3/год, среднее квадратичное отклонение для месячных значений в период с декабря по июнь составляет $\sigma_{R\Sigma}$ = ± 4,9÷7,3 км^3/мес., а с июля по ноябрь – не превышает $\sigma_{R\Sigma} \leq \pm 4,5$ км^3/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: A_I = 12,0÷14,3 км^3/мес.; q_I = 0,54÷0,74 и T_{maxI} = 16.05÷05.06, хотя и при заметном присутствии полугодовой: A_{II} = 7,3÷10,7 км^3/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 R_{Σ} = 454,0 км^3/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 СезХ формы W и R_{Σ} (коэффициент корреляции r = -0,70), с учетом сдвига теснота связи возрастает (r = +0,74 при τ = -5 мес.) (см. табл. 12). Теснота связи между E 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 C 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 C, или через 1 месяц после наступления максимума E, или через 7 (сдвиг τ = -5 + 12 = 7 мес.) после наступления максимума W. Как видим, корреляционные функции между индексами W и E и средней для Балтики величиной суммарного стока $R_{\Sigma,}$ так же как между индексами и средней скоростью ветра или осадков, четко указывают на существование годовой периодичности. Что подтвержда-

ется 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.

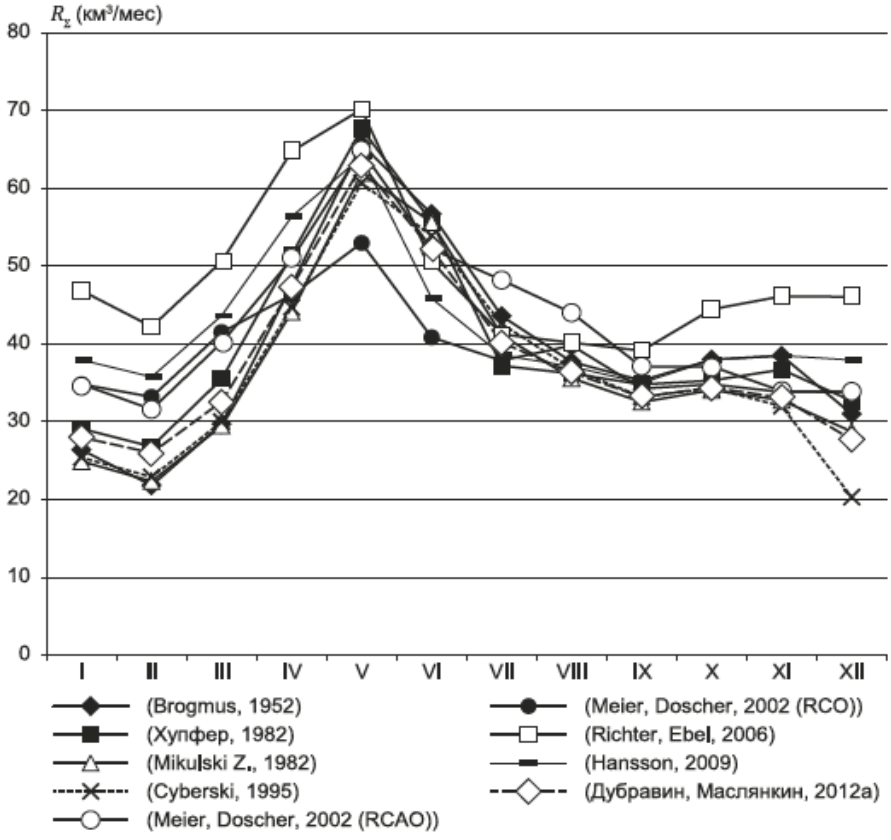


Рис. 26. Сезонный ход **СезХ** суммарного речного стока $\mathbf{R}_\Sigma$ (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов.
По (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
Из (Дубравин, 2014)

На рисунке 27 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; и 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.

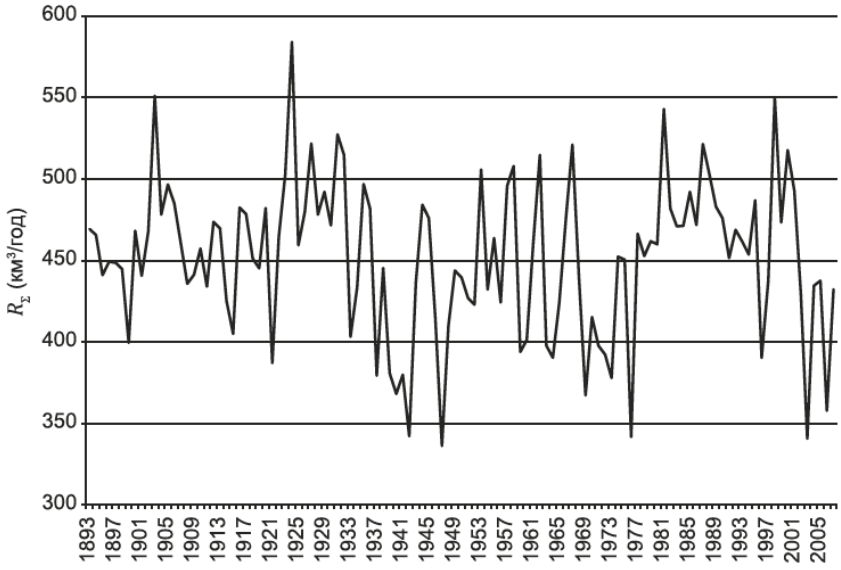


Рис. 27. Межгодовая изменчивость речного стока R_Σ (км³/год) для всей Балтики, рассчитанная по (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982). Из (Дубравин, 2014)

Таблица 20

Периоды однонаправленного изменения суммарного стока R_Σ для всей Балтики, рассчитанные по данным разных авторов (см. рис. 27). По (Дубравин, Маслянкин, 2012г)

Период уменьшения стока	Период увеличения стока
1901-1915	1916-1924
1925-1947	1948-1957
1958-1976	1977-1987
1988-2003	2004-2007

Таким образом, долгопериодная изменчивость суммарного стока в Балтику за более чем вековой период[26], представленная на рисунке 27, 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 28. Как видим, кривые межгодовой изменчивости R_{Σ} для отдельных регионов достаточно сходны между собой и кривой для моря в целом.

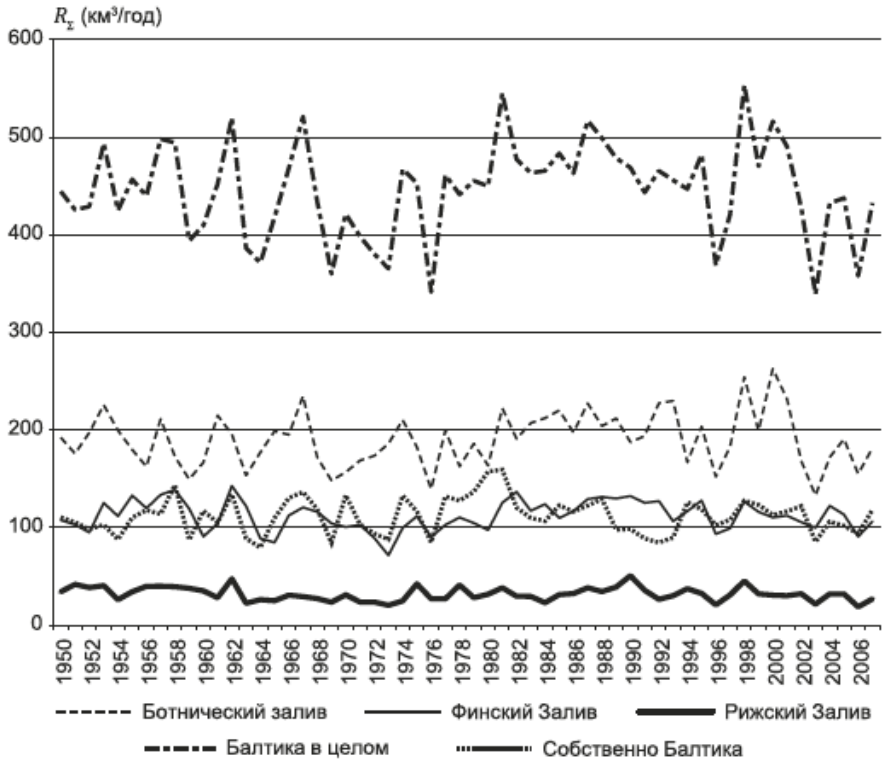


Рис. 28. Межгодовая изменчивость речного стока R_{Σ} (км³/год) в суббассейнах Балтики за период 1950-2007 гг., рассчитанная по данным (Andersson, 2009). Из (Дубравин, 2014)

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

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 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 и Рижский заливы и между стоком в Ботнический залив и в собственно Балтику (r = +0,23).

Таблица 21

Корреляционые матрицы между речным стоком R_{Σ} в регионах Балтики за период 1950-2007 гг., рассчитанные по данным Andersson, 2009. Из (Дубравин, 2014)

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 R_{Σ} (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 …, 1983) является стохастическим

процессом, т.е. процесс изменения стока полностью или частично развивается по случайному закону. Данные рисунка 27 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 27, 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. 29).

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

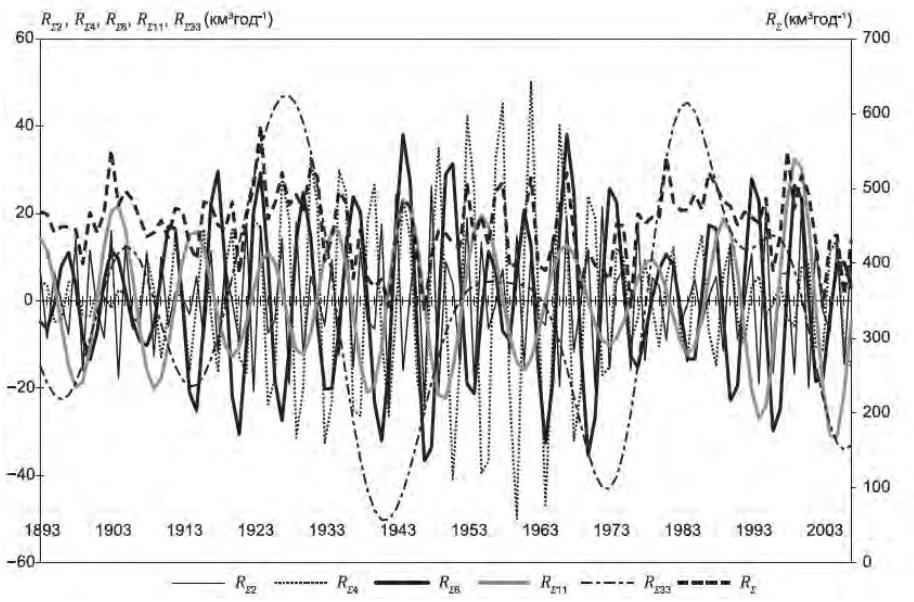


Рис. 29. Межгодовая изменчивость речного стока R_{Σ} (км³/год) для всей Балтики и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – ($R_{\Sigma 2}$), квазичетырехлетней – ($R_{\Sigma 4}$), квазишестилетней – ($R_{\Sigma 6}$), квазиодиннадцатилетней – ($R_{\Sigma 11}$), квазитридцатитрехлетней – ($R_{\Sigma 33}$) (1891-2012), рассчитанная по (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982). Из (Дубравин, 2014)

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:

$$Ev = 0{,}622 \times P_0^{-1} \times \rho \times C_E \times (E_{0w} - e_a) \times W, \qquad (3.6)$$

где P_0 – атмосферное давление на уровне моря (гПа); ρ – плотность воздуха (кг/м^3); e_a – упругость водяного пара (гПа); E_{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 (C_E), 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 C_E 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 $C_E \approx (1{,}0 \div 1{,}7) \times 10^{-3}$. Одни авторы считают, что величина C_E может быть постоянной в (О расчете …, 1985) $C_E = 1{,}3 \times 10^{-3}$. 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 C_E от гидротермодинамических условий должна дополняться зависимостью от масштабов пространственно-временного усреднения ξ_E, возникающей из-за нелинейности в выражении (3.6) (Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990). В (Дубравин и др., 2010; Дубравин, Маслянкин, 2012а) приводится расчет климатических среднемесячных и среднегодовых величин Ev и C_E, рассчитанных по (Климатический и гидрологический …, 1957) для Балтийска по методикам разных авторов, и отношения этих C_E к $\mathbf{C_E}$ С.К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989). Были выполнены расчеты Ev и C_E, по трем методикам для данных срочных наблюдений (Бортковский, 1971; Масагутов, 1981; Радикевич, 1970) – наименьшие величины $\mathbf{C_E}$ 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 $\mathbf{C_E}$ по методикам (Атлас теплового…, 1963; Атлас теплового…, 1970; Шулейкина, 1968а) к $\mathbf{C_E}$ С.К. Гулева в среднегодовом масштабе составили 0,941÷0,963 (среднее – 0,950). Следует иметь ввиду, 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 км^3/год оказалась на 30-40 % выше результатов других авторов, в то время как, для Ev = 202,8 км^3/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 км^3/год), меняясь в пределах моря от 709 мм (B03 – Ботническое море) до 881 мм (B10 – 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 B11-B09) до 751 мм в Аландском море (B04). В тоже время, в какой-то мере, можно говорить и *циркумконтинентальной* зональности, когда величина испарения возрастает от 709 мм (B03 – Ботническое море) до 815 мм на севере Ботнического залива (B01), до 821 мм в Финском заливе (B05) и до 833-881 мм на юге (регионы B11-B09) (рис. 30).

Из таблиц 16 и 23, в которых показана доля отдельных суббассейнов в объеме Ev 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 Бот-

нический (751 мм) заливы. Согласно таблицы 23 относительные величины Ev 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).

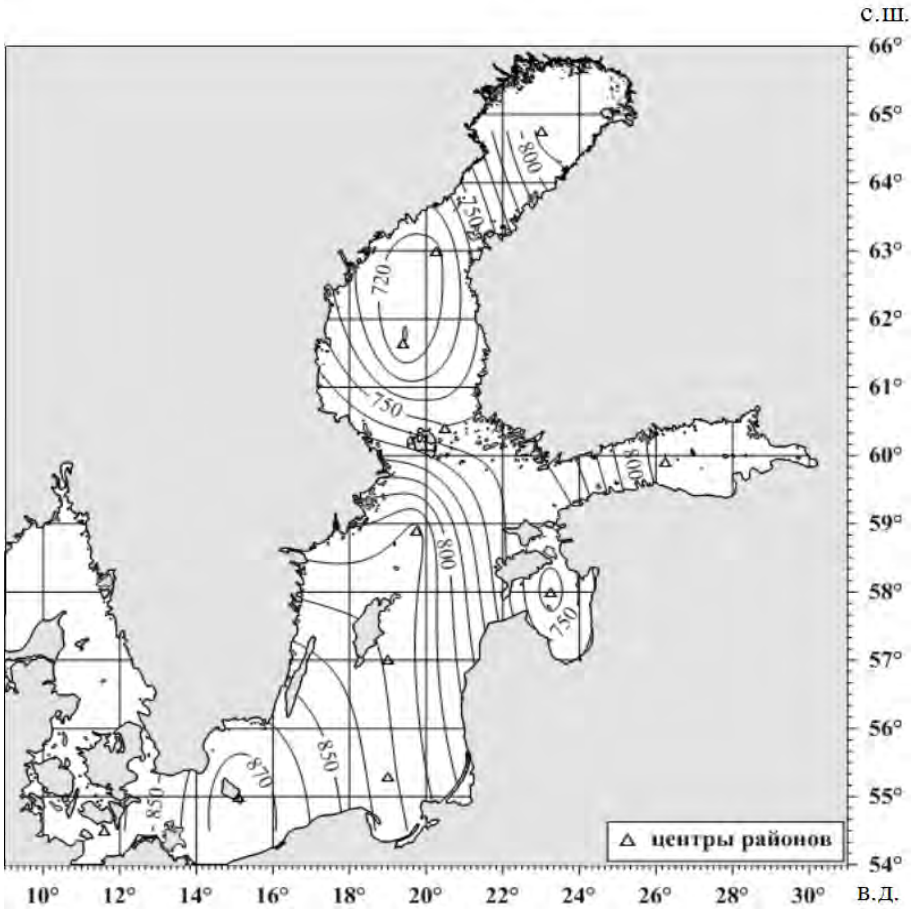


Рис. 30. Испарение Ev (мм/год) с поверхности Балтийского моря, среднее за 1951-2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Таблица 23

Доля отдельных суббассейнов в общем объеме испарение Ev (км^3) 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)

Регион	Площадь зеркала (км^2)	**Ev** за 1951-1960 гг.		**Ev** за 1961-1970 гг.		**Ev** 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	*125*	*60,7*	*150*	*61,0*	*181*	*60,3*
Балтика в целом	385800	206	100	246	100	300	100

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

На рисунке 21в представлены кривые СезХ испарения для регионов и моря в целом. Как видим, в СезХ Ev преобладает годовая гармоника: над большей частью акватории величина квоты $q_I \geq 0,85$, и только в Рижском и Финском заливах она уменьшается до $q_I = 0,55$ в (В06) и до $q_I = 0,79$ (В05), соответственно (рис. 31). Расчеты показали, что среднее для всего моря значение квоты годовой волны Ev – $q_I = 0,87$. Распределение амплитуды первой гармоники СезХ испарения A_I (рис. 32) достаточно мазаично: наблюдается два максимума – в Аландском море (В06, $A_I = 54,7$ мм) и Юго-Восточной Балтике (В09, $A_I = 56,8$ мм) и два минимума – в Кварке (В02, $A_I = 36,2$ мм) и Рижском заливе (В06, $A_I = 28,7$ мм). В соответствие с расчетами, среднее для всего моря значение амплитуды годовой волны Ev– $A_I = 46,4$ мм. По данным регионов среднее значение годовой гармоники Ev – $T_{maxI} = 16.10$ (289 сут.). При этом, для большей части Балтики можно говорить о меридиональном распространении этой волны: самое раннее наступление максимума отмечается в Западной Балтике (В11) – $T_{maxI} = 15.08$ (232 сут.); в Рижский залив (В06) и Аландское море (В04) максимум приходит в конце октября – $T_{maxI} = 22.10$ (295 сут.) и $T_{maxI} = 28.10$ (301 сут.), соответственно, и в начале декабря достигает региона В01 (Ботнический залив) – $T_{maxI} = 04.12$ (338 сут.). Исключение составляет Финский залив (В05), для которого максимум годовой гармоники приходится на середину сентября – $T_{maxI} = 14.09$ (257 сут.), т.е. даже на две недели раньше, чем для региона В10 (Южная Балтика) – $T_{maxI} = 26.09$ (259 сут.) (рис. 33).

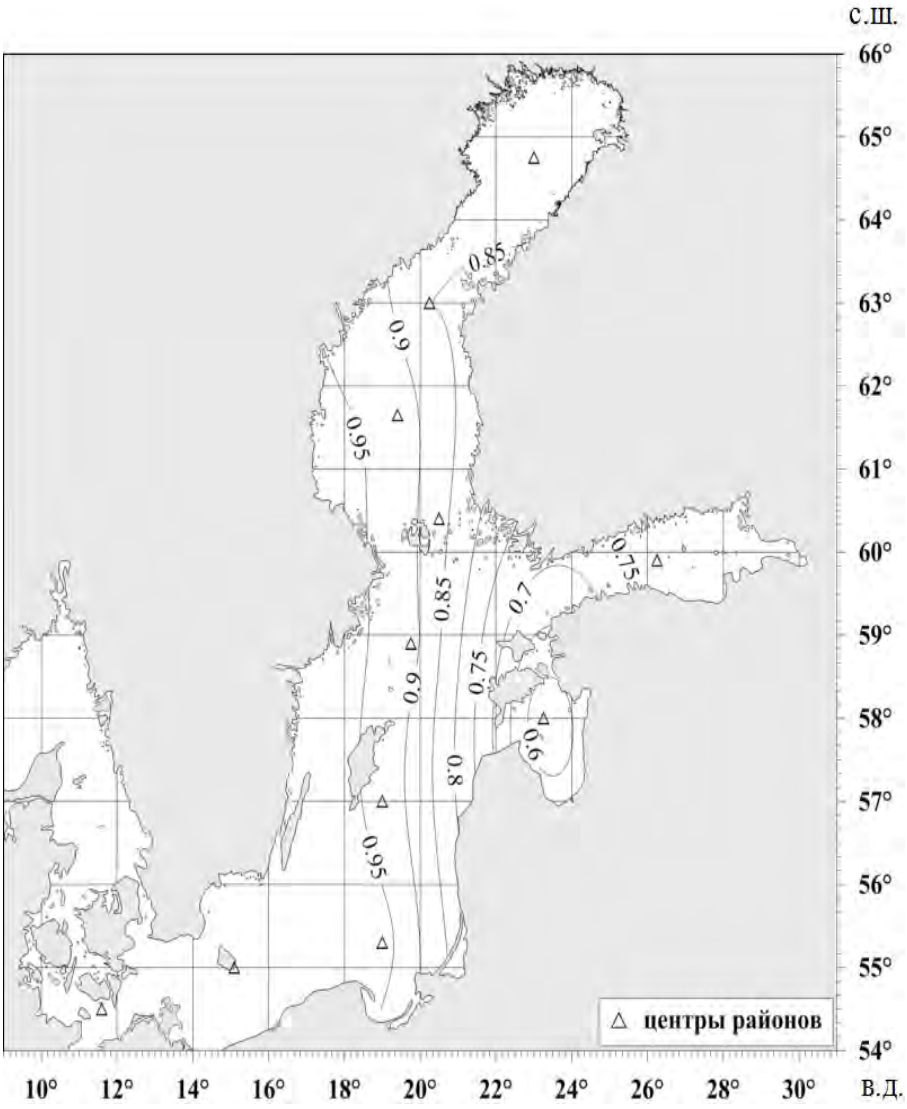


Рис. 31. Квота (q_l) годовой гармоники испарения Ev в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). Из (Дубравин, 2014)

Имеет смысл сравнить усредненный для Балтики в целом СезХ испарения, полученный нами (см. рис. 21в), с результатами других исследователей (рис. 34). 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 сентя-

бре-ноябре, а минимум – в апреле-мае[27].

Тем не менее, следует иметь в виду, что рассчитанная по методике С.К. Гулева (1989) величина Ev = 300 км^3/год оказалась на 30-40 % выше результатов других авторов, в то время как, для Ev = 203 км^3/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 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 км^3/год, можно будет ответить лишь после оценки водного баланса Балтийского моря.

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, E и C на СезХ 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 E и Ev 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 **C** и Ev (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 C или через 5 – после наступления максимума E. Как видим, корреляционные функции между индексами W, E и C и средней для Балтики величиной испарения, так же как и между этими индексами

[27] 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).

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.

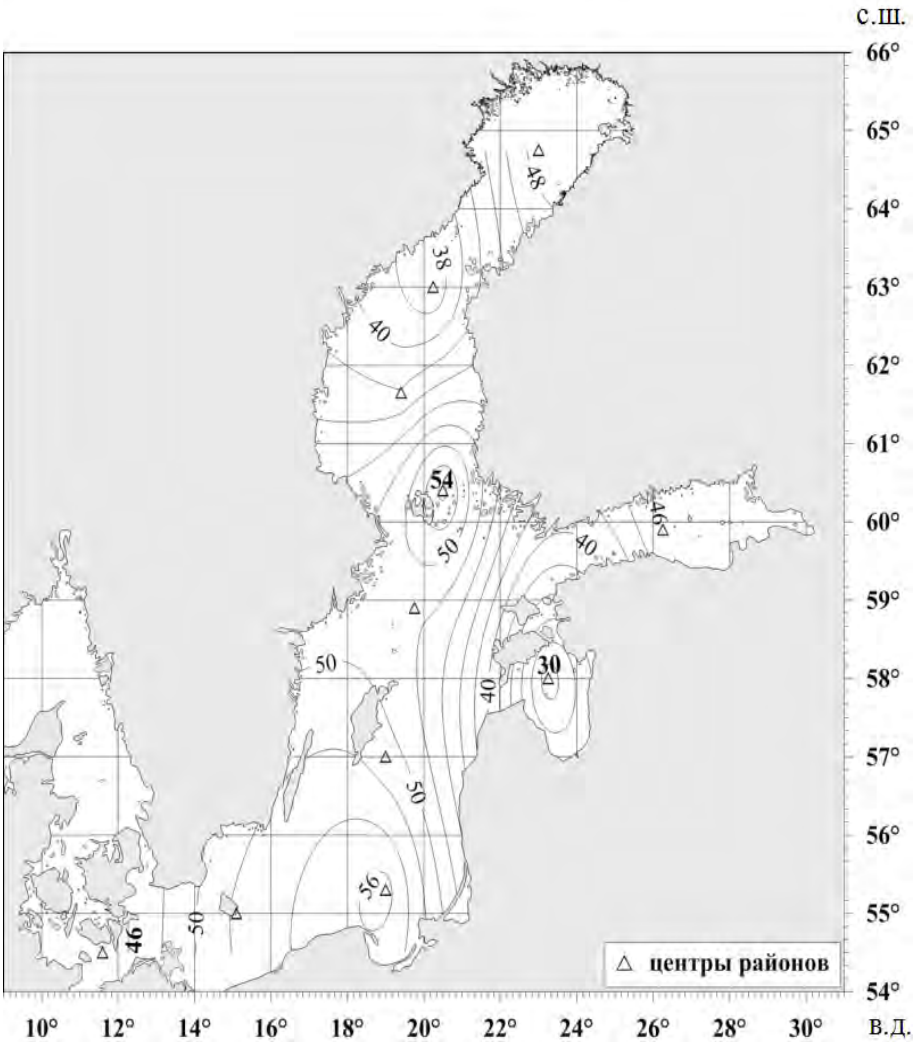


Рис. 32. Амплитуда (A_1) годовой гармоники испарения Ev (мм/год) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).
По (Дубравин, Маслянкин, 2012 а). Из (Дубравин, 2014)

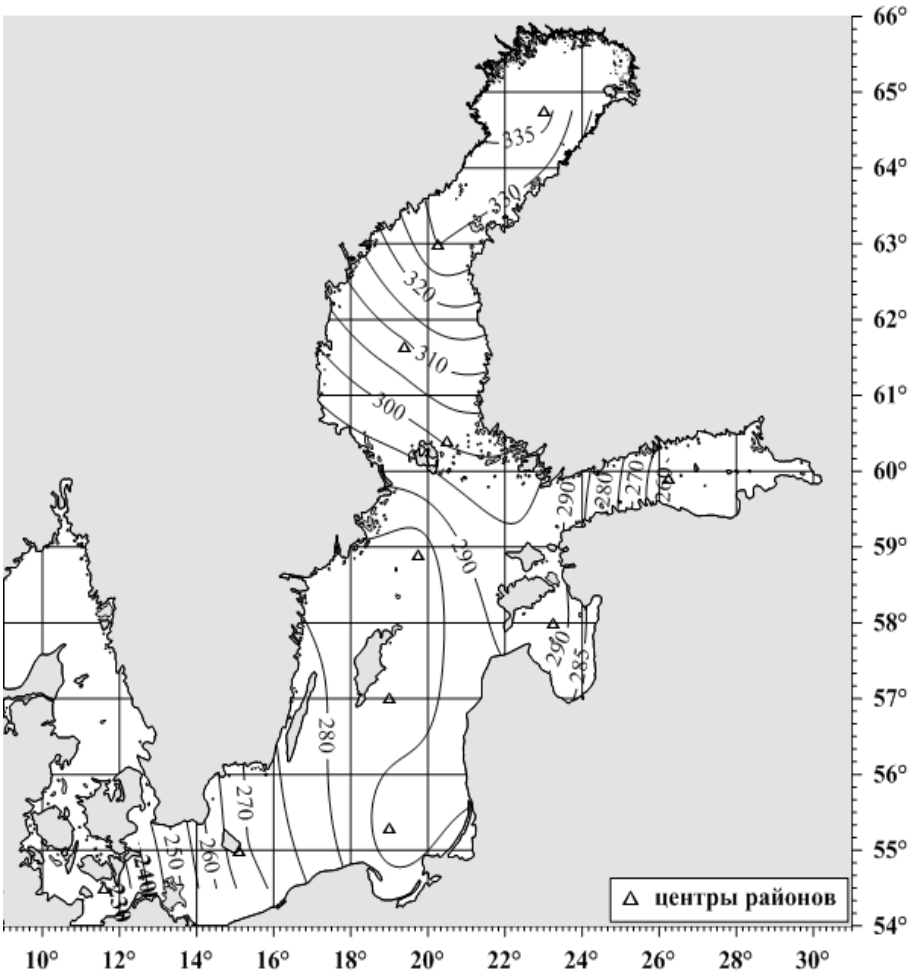


Рис. 33. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники испарения Ev в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а). Из (Дубравин, 2014)

Пресноводный баланс. По нашим расчетам (Дубравин, Педченко, 2011) среднегодовая величина пресноводного баланса – B_0 = 335,5 км^3. При этом наибольший вклад в суммарный объем пресноводного баланса моря приходится на Ботнический (165,5 км^3 или 49 %) и Финский (106,1 км^3 или 32 %) заливы, наименьший – Собственно Балтику (34,6 км^3 или 10 %) и Рижский залив (29,3 км^3 или 9 %) (см. табл. 16).

Данные таблицы 24, в которой показана доля отдельных суб-

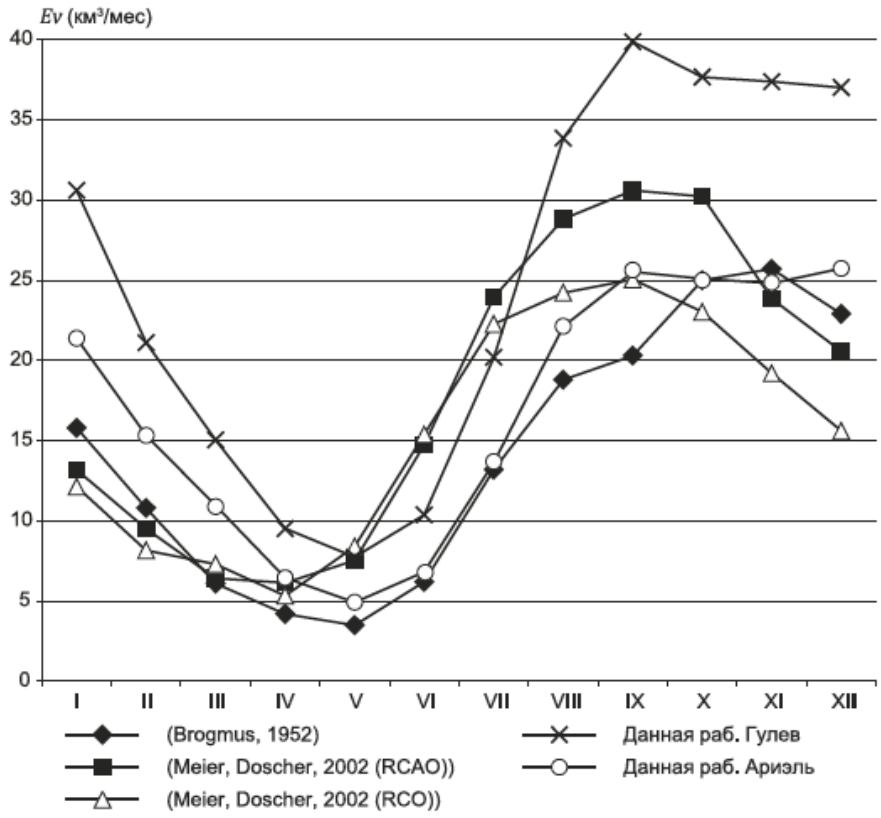


Рис. 34. Сезонный ход испарения Ev (км³/мес.) с поверхности всей Балтики, рассчитанный по данным разных авторов. Из (Дубравин, 2014)

бассейнов в общем для всей Балтики объеме пресноводного баланса $\mathbf{B_0}$ 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 (1593-1805 и 1497-1976 мм соответственно).

Таблица 24

Доля отдельных суббассейнов в общем объеме пресноводного баланса B_0 ($км^3$) 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	Площадь зеркала		B_0 за 1951-1960 гг.		B_0 за 1961-1970 гг.		B_0 за 1951-2000 гг.	
	($км^2$)	(%)	($км^3$)	(%)	($км^3$)	(%)	($км^3$)	(%)
Ботнический залив	103600	26,9	*187*	41,9	*175*	45,7	*165*	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_Σ и B_0. Сравнение рисунков 21б и 21г, в которых показан СезХ R_Σ и B_0 по суббассейнам Балтики, это сходство подтверждают. Так, максимум B_0, 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 – $q_I = 0,69$, в Ботническом заливе и море в целом – $q_I = 0,85 \div 0,88$ и в Собственно Балтике – $q_I = 0,95$, за исключением Рижском залива, в СезХ которого полугодовая гармоника становится преобладающей ($q_I = 0,34$; $q_{II} = 0,45$) (табл. 25).

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

Сравнение рисунков 21г и 35 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 R_{Σ} (км^3/мес.) и пресноводного баланса B_0 (км^3/мес.), рассчитано за 1951-2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

Регион	Гармоники						A_I/A_{II}	A_0
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)				
	Амп. I	Дата I	Квота I	Амп. II	Дата II	Квота II		
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
Пресноводный баланс B_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}**
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

Гармонические постоянные сезонного хода пресноводного баланса B_0 (км³/мес.) всей Балтики, рассчитанный по данным разных авторов (см. рис. 35)

Регион	Гармоники						A_I/A_{II}	A_0
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)				
	Амп. I	Дата I	Кво-та I	Амп. II	Дата II	Квота II		
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

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

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, E и C на СезХ пресноводного баланса B_0. 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 $\tau = \pm$ 6 мес.) (см. табл. 12). Теснота связи между формой E 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 C и B_0 (синхронная – r = +0,45, с учетом сдвига – r = +0,46 при τ = -1 мес. и r = -0,53 при τ = 3 мес.). Таким образом, максимум B_0 в годовом ходе наступает одновременно с наступления максимума E, или через 6 мес. после наступления максимума **W,** или через 11 мес. (сдвиг τ = -1 + 12 = 11 мес.) после наступления максимума **C.** Как видим, корреляционные функции между индексами W, E и C и средней для Балтики величиной пресноводного баланса B_0, 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 $\mathbf{B_0}$ 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.

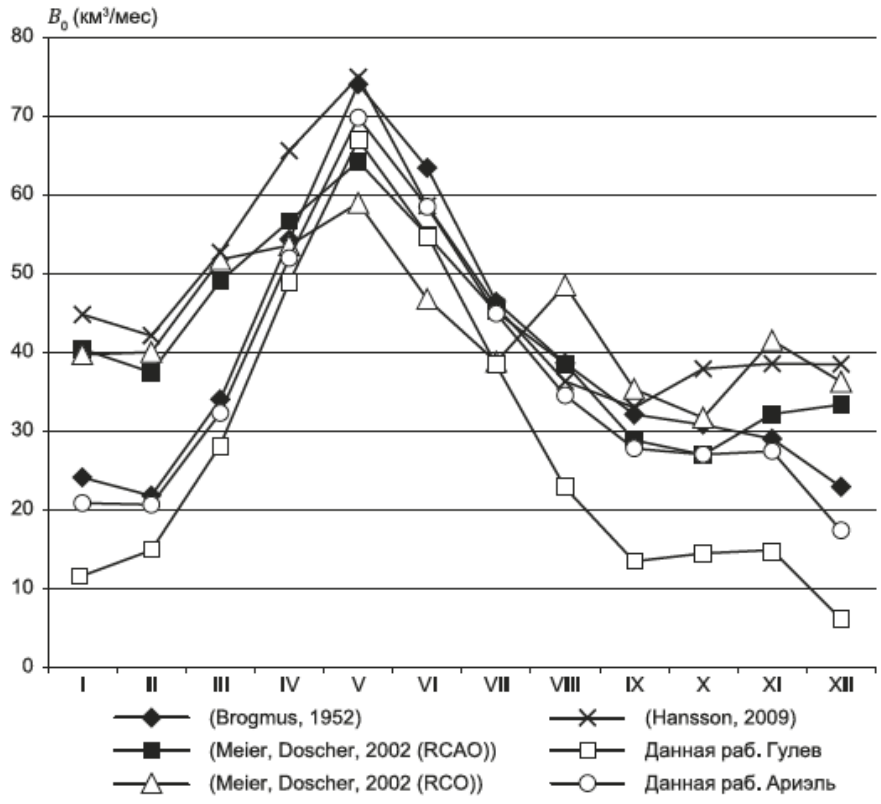


Рис. 35. Сезонный ход **СезХ** пресноводного баланса B_0 (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. Из (Дубравин, 2014)

Водообмен. Среднемноголетние годовые значения входных и выходных потоков и суммарного водообмена между Балтийским и Северным морями по разным оценкам составили: отток балтийских вод ($Q_{от}$) от 475 до 1905 км³, приток североморских вод ($Q_{пр}$) от 365 до 1362 км³, суммарный водообмен (Q_{Σ}) от (-232) до (-543) км³ (см. табл. 15).

Ранее в (Дубравин, Маслянкин, 2012в, Дубравин, 2014) было показано, что величина дисперсии составляющих ДП результирующего водообмена Q_{Σ} через Датские проливы сильно разница 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 (1.3)) из восстановленного за 1951-2002 гг. ряда результирующего водообмена[28]. Они таковы: относительный вклад СезХ в дисперсию ДП результирующего водообмена через проливы 38 %, доля МГИ – 9 %, а доля ВГИ – 53 %. Таким образом, преобладание нерегулярной внутригодовой изменчивости для $\mathbf{Q}_{\Sigma}$, связанной с «медленными» синоптическими процессами (Гулев и др., 1994), объясняется, в том числе, и существованием «затоков» из Северного моря.

На рисунке 36 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 ($r = 0,92 \div 0,99$), а между кривыми рядов первой и второй половины прошлого века теснота связи снижается до ($r = 0,70 \div 0,80$). 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 ноябре и вторичным в июне-июле. Таким образом, СезХ водообмена по данным большинства авторов характеризуется годовой волной ($q_I = 0,698 \div 0,750$; $A_I = 27 \div 49$ км^3; $T_{maxI} = 29.09 \div 27.10$), а по данным Соскина (1963) – квазидвухмесячной волной ($q_I = 0,401$; $A_I = 14$ км^3; $T_{maxI} = 25.09$; $q_{II} = 0,098$; $q_{III} = 0,044$; $q_{IV} = 0,016$) (Дубравин, 2014).

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, E и C на СезХ результирующего водообмена $\mathbf{Q}_{\Sigma}$. Как показал корреляционный анализ, наибольшая положительная синхронная связь отмечается между СезХ формы W и Q_{Σ} (коэффициент корреляции $r = 0,63$), с учетом сдвига теснота связи возрастает ($r = +0,77$ при $\tau = -1$ мес. и $r = -0,76$ при $\tau = 5$ мес.)) (см. табл. 12). Теснота связи между формой E и Q_{Σ} меняется на обратную (синхронная – $r = -0,64$, с учетом сдвига – $r = +0,78$ при $\tau = 4$ мес.). Наименьшая теснота связи получена между формой C и Q_{Σ} (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_{Σ} в годовом ходе

[28] 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).

наступает одновременно с наступления минимума E, или через 11 (сдвиг $\tau = -1 + 12 = 11$ мес.) после наступления максимума W**,** или через 2 мес. после наступления максимума C**.** Как видим, корреляционные функции между индексом W и величиной результирующего водообмена Q_{Σ}, 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 $\mathbf{Q_{\Sigma}}$ 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.

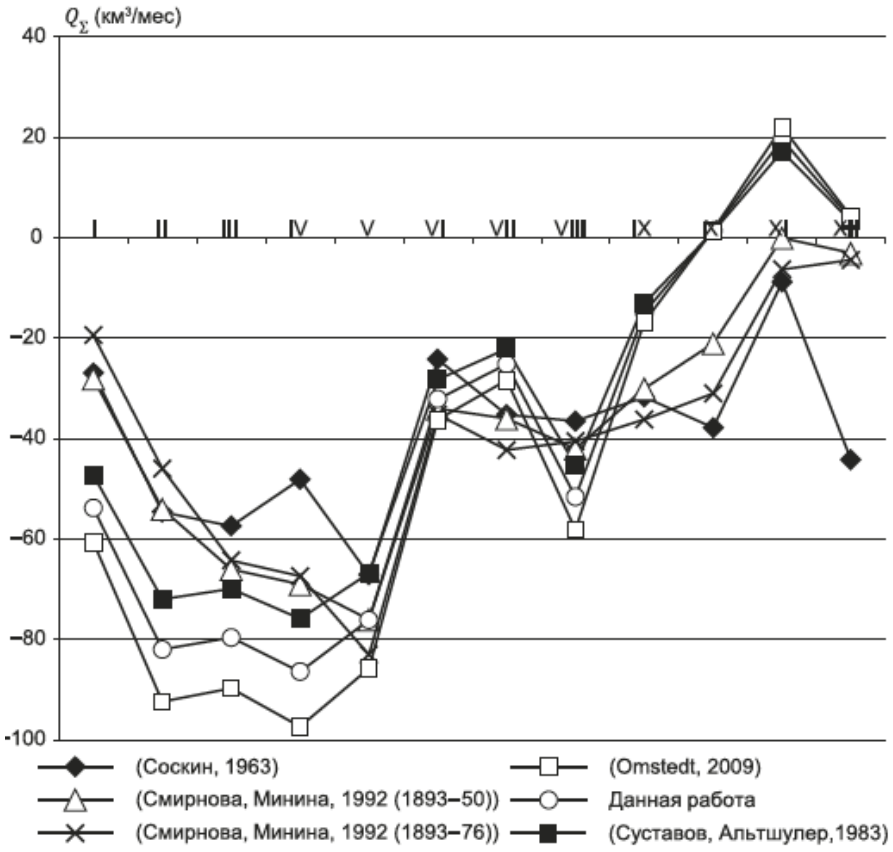


Рис. 36. Сезонный ход **СезХ** результирующего водообмена $\mathbf{Q_{\Sigma}}$ через Датские проливы (км³/мес.), рассчитанный по данным разных авторов.
По (Дубравин и др., 2011)

На рисунке 37[29] 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 км^3/год; наибольшие – 1079,0; 1079,0 и 763,2 км^3/год и наименьшие – -86,0; -86,0 и 351,0 км^3/год, соответственно. 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 $\mathbf{Q_{\Sigma}}$ – 1899-1912, 1940-1967 и 1988-2002 гг.; периоды увеличения $\mathbf{Q_{\Sigma}}$ – 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 $\mathbf{Q_{\Sigma}}$ на интервале 1893-2002 гг. – $Tr_{Q\Sigma}$ = 0,746 км^3/год.

Таблица 28

Периоды однонаправленного изменения результирующего водообмена Q_{Σ} (км^3/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 37, позволил в (Дубравин, 2014) выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пик 2,8 года), квазичетырехлетние (пик 3,5 года), квазишестилетние (пик 5,9 года) и квазиодиннадцатилетние (пик 10,5 года) (рис. 38). Подобные квазицикличности были выделены для суммарного речного стока R_{Σ} (рис. 29).

[29] Для удобства за положительное значение принято превышение оттока из Балтики $Q_{от}$ над притоком в Балтику $Q_{пр}$.

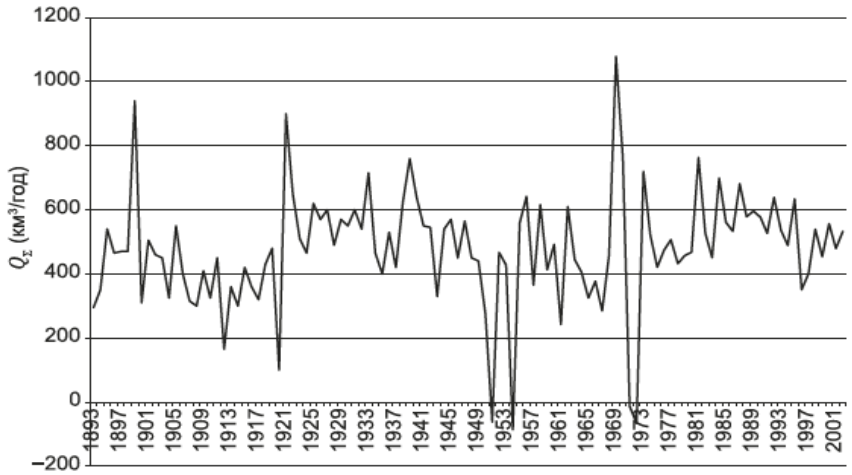


Рис. 37. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена $\mathbf{Q_\Sigma}$ (км³/год) через Датские проливы, рассчитанная по (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009).
За положительное значение результирующего водообмена принято превышения оттока из Балтики над притоком. Из (Дубравин, 2014)

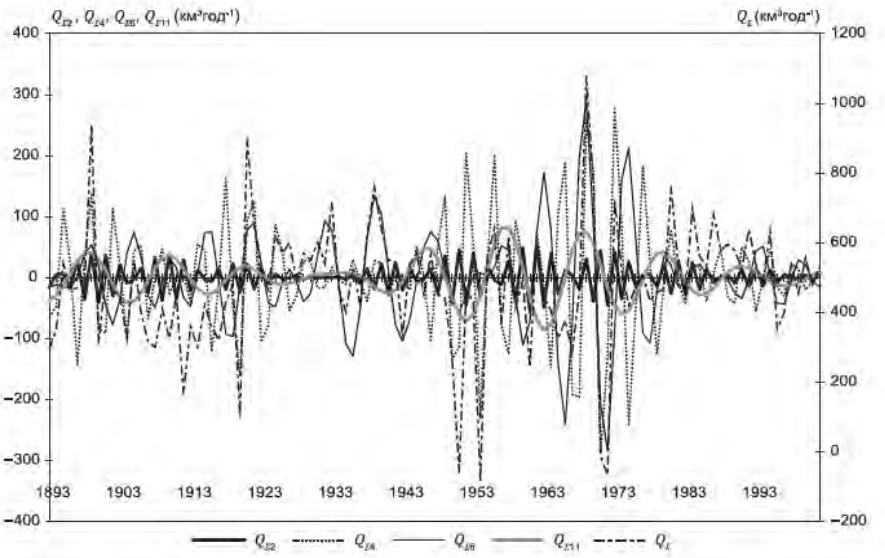


Рис. 38. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена Q_Σ (км³/год) через Датские проливы и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – ($Q_{\Sigma 2}$), квазичетырехлетней – ($Q_{\Sigma 4}$), квазишестилетней – ($Q_{\Sigma 6}$), квазиодиннадцатилетней – ($Q_{\Sigma 11}$) (1893-2002), рассчитанная по (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009). Из (Дубравин, 2014)

Водный баланс. По оценкам разных авторов величина водного баланса (B) Балтийского моря меняется от 0 до (-141) км³/год (табл. 15). Представление о сезонной изменчивости B 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 39.

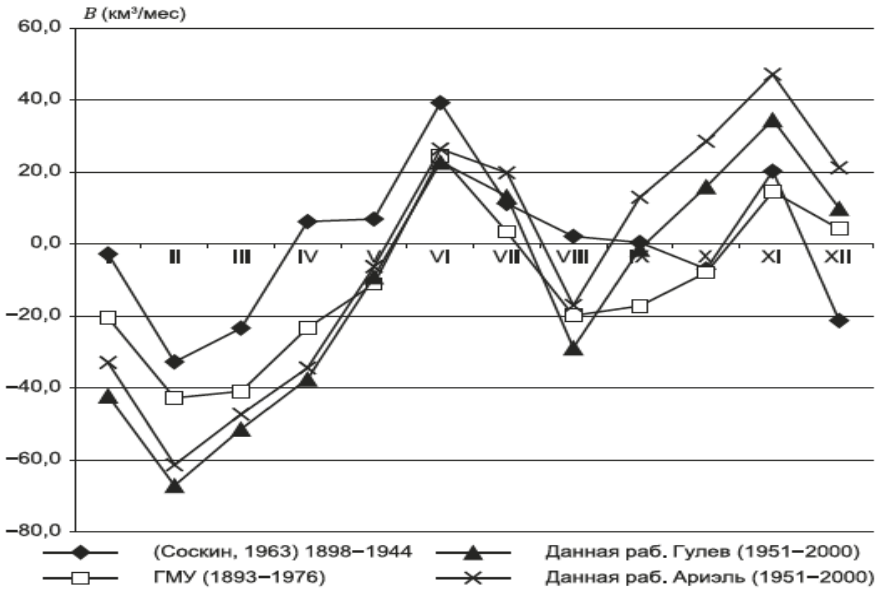


Рис. 39. Сезонный ход СезХ водного баланса B (км³/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. Из (Дубравин, 2014)

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 B 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 (q_I = 0,258÷0,538; A_I = 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 км^3 в год (как в (Расчет атмосферных …, 1978)). Если принять осадки за Pr = 220-230 км^3/год (как в (Хокансон , 1996; Omsted, 2009; HELCOM, 2010)), то тогда величина испарения должна составлять не менее Ev = 260-270 км^3/год, что ближе к расчетам по С.К. Гулеву (Ev = 300 км^3/год), чем по Н.З. Ариель (Ev = 203 км^3/год).

3.3. Температура воздуха

Средневзвешенное значении годовой температуры воздуха – T_a = 7,07 °С, при изменчивости среднегодоых значений от 9,0 °С над Западной Балтикой до 1,2 °С в Хапаранде (рис. 40). 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 °С от Западной Балтики до Юго-Восточной или от 6,0 до 4,5 °С от центра Финского залива до СанктПетербурга. В-третьих, *меридиональной* – когда T_a убывает от центра района B09 до Хапаранды (от 8,3 до 1,2 °С).

Сравнение температуры воды T_w[30] и воздуха, осредненных в пределах морских районов показало, что над большей частью районов T_w выше T_a на 0,6-0,9 °С, а самая высокая разность T_w и T_a наблюдается в районе B01 (Ботнический залив) – 2,0 °С, и только над Аландским морем (B04) воздух теплее воды на 0,2 °С. При этом в среднем для Балтики (T_w - T_a) = 0,76 °С (Дубравин, 2014).

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

[30] Анализ долгопериодной изменчивости температуры воды T_w приводится ниже (см. Гл. 4).

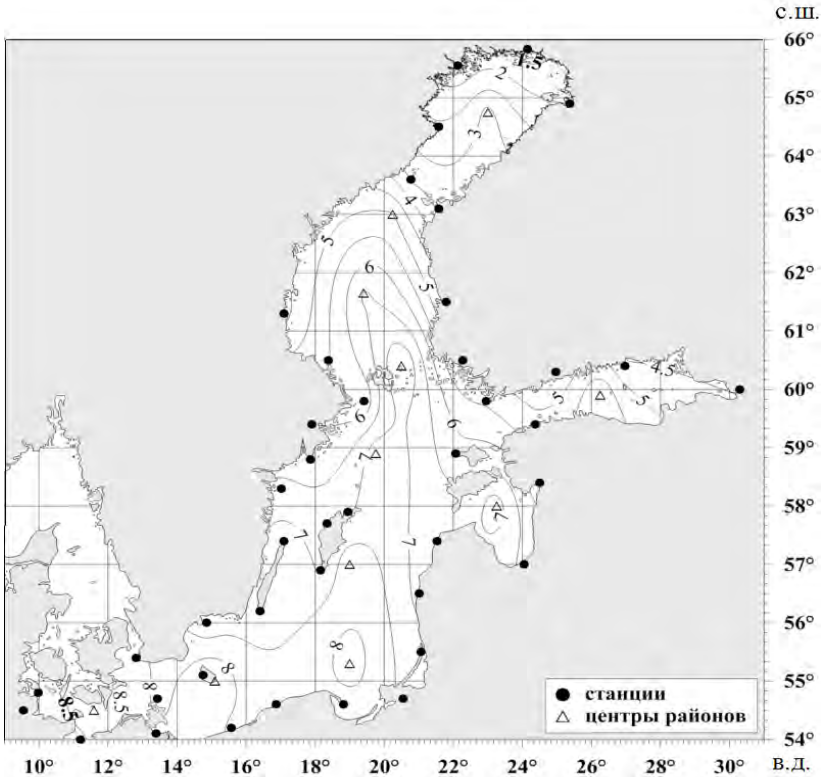


Рис. 40. Температура воздуха $\mathbf{T_a}$ (°C) над Балтийским морем, средняя за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

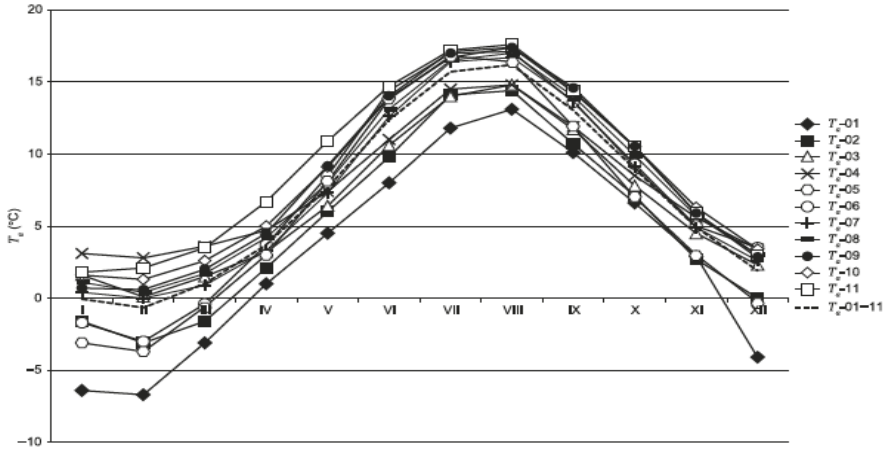


Рис. 41. Среднемноголетний сезонный ход **СезХ** температуры воздуха $\mathbf{T_a}$ (°C) над морскими районами Балтийского моря за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

Подтверждением правильности годового хода T_a могут служить результаты гармонического анализа. **СезХ** температуры воздуха определяется годовой гармоникой, квота которой высока $q_1 = 0{,}95\text{-}0{,}99$ (рис. 42).

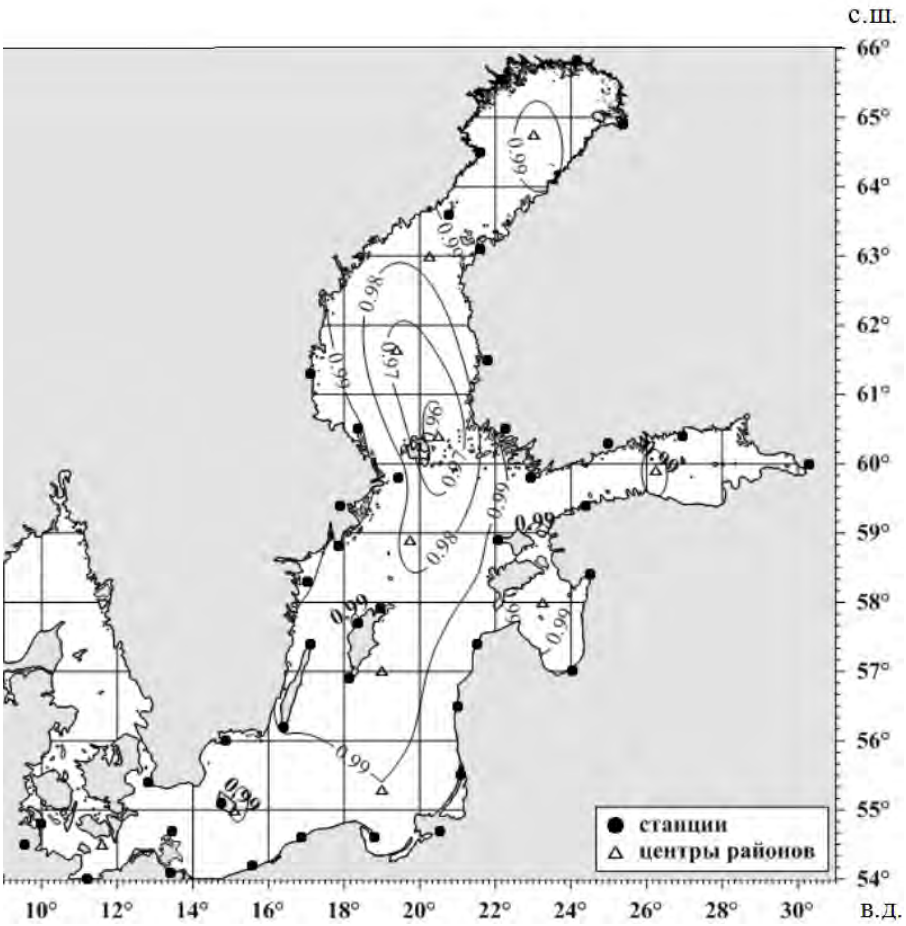


Рис. 42. Квота (q_1) годовой гармоники температуры воздуха $\mathbf{T_a}$ (°C) над Балтийским морем, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

Амплитуда A_1 возрастает от 8-9 °C в Собственно Балтике до 10-11 °C в Рижском и 11-12 °C в Финском заливах. В Ботническом заливе, так же как и для температуры можно отметить два типа изменчивости: меридиональную – рост от 6 °C в Аландском море до 13 °C в вершине залива и циркумконтинентальную – рост от центра залива (6-7 °C) к западному и восточному побережьям (9-10 °C) (рис. 43).

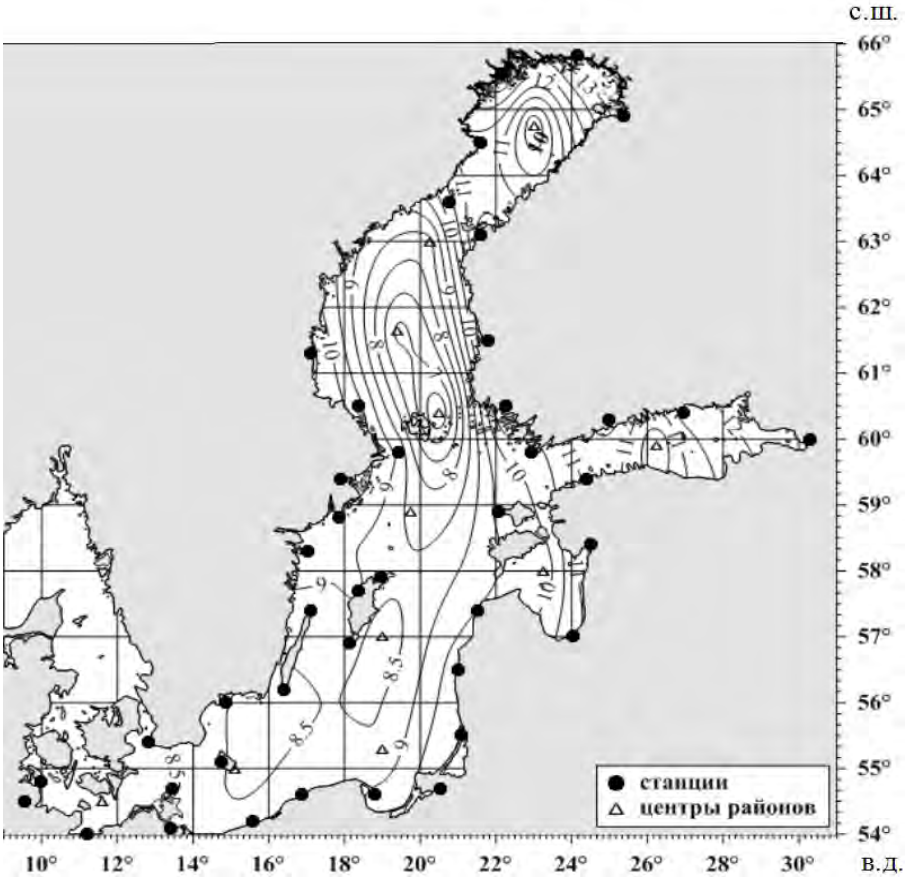


Рис.43. Амплитуда (A_1) годовой гармоники температуры воздуха T_a (°C) над Балтийским морем, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

Максимум годовой волны T_{max} на большей части моря наступает в середине июля – 192-206 суток от начала года) (рис. 44).

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, E и C на СезХ температуры воздуха T_a. Как показал корреляционный анализ, наибольшая положительная синхронная связь отмечается между СезХ 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 СезХ 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 наступления максимума C. 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 от-

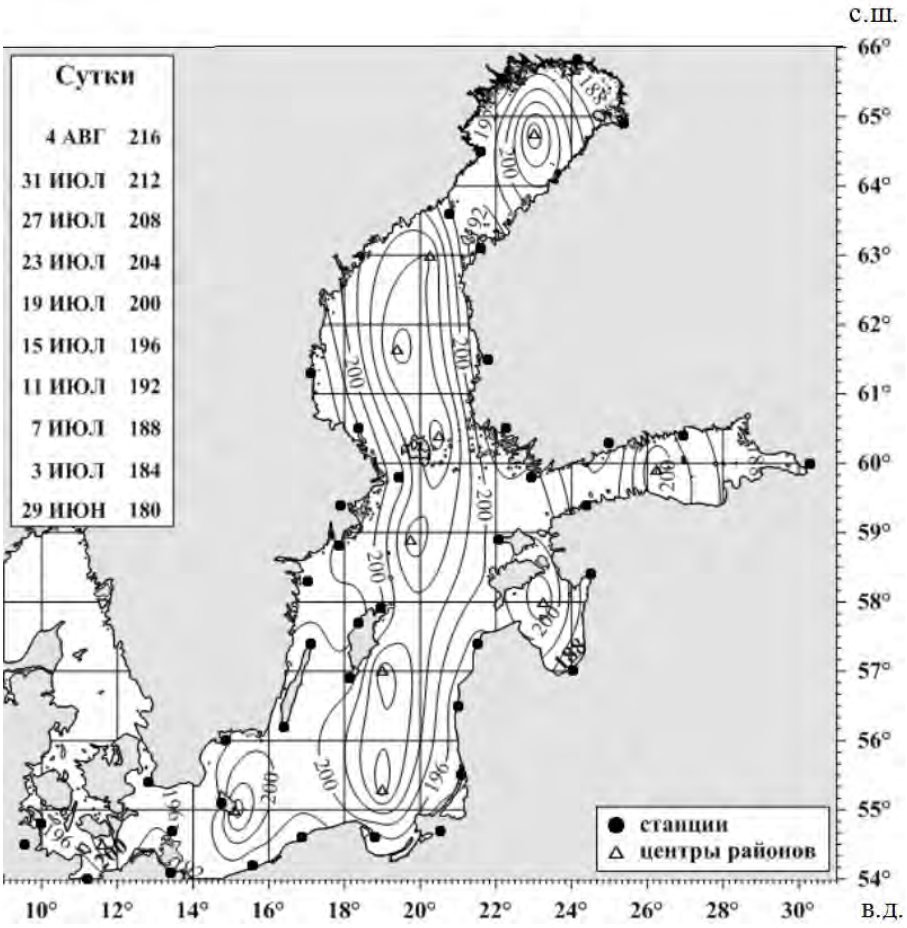


Рис. 44. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники температуры воздуха $\mathbf{T_a}$ (°C) над Балтийским морем, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

стает на три месяца от максимумов в годовом ходе речного стока и пресноводного баланса.

На рисунках 45 и 46 представлена межгодовая изменчивость температуры воздуха в Калининграде (1848-2012 гг.) и Варнемюнде (1947-2006 гг.). Анализ временного ряда температуры воздуха, представленного на рисунке 45, позволил в (Дубравин, 2014) выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пик 2,3 года), квазичетырехлетние (пик 4,6 года), квазишестилетние (пик 5,6 года) и квазиодиннадцатилетние (пик 13,3 года) (рис. 47).

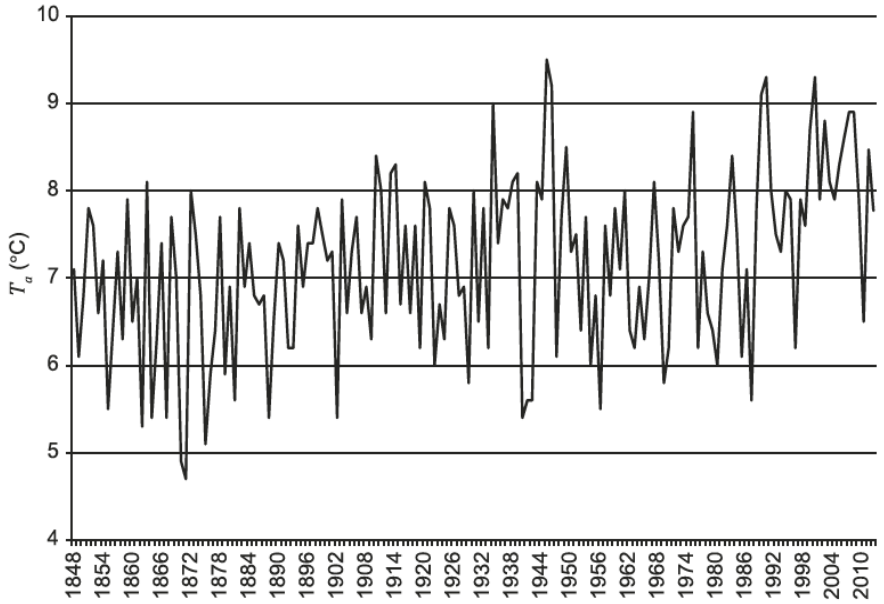


Рис. 45. Межгодовая изменчивость температуры воздуха $\mathbf{T_a}$ (°C) в Калининграде (1848-2012 гг.) по (State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru).
Из (Дубравин, 2014)

Подобные квазицикличности были выделены для суммарного речного стока R_Σ (рис. 29) и результирующего водообмена Q_Σ (рис. 38). При этом, на интервале 1848-1946 гг. можно говорить о стационарном режиме (Tr_{Ta} = 0,009 (°C /год), а затем с 1947 по 2012 гг. о росте (Tr_{Ta} = 0,022 (°C /год) (см. рис. 45). Сравнивая МГИ T_a в Калининграде и Варнемюнде, можно говорить об их подобии. Несмотря на более высокую T_a в Варнемюнде (на ~ 1,4 °C), оба ряда характеризуются одинаковым трендом (Tr_{Ta} = 0,022 (°C /год), а теснота связи между ними очень высокая – r = 0,936 (см. рис. 46).

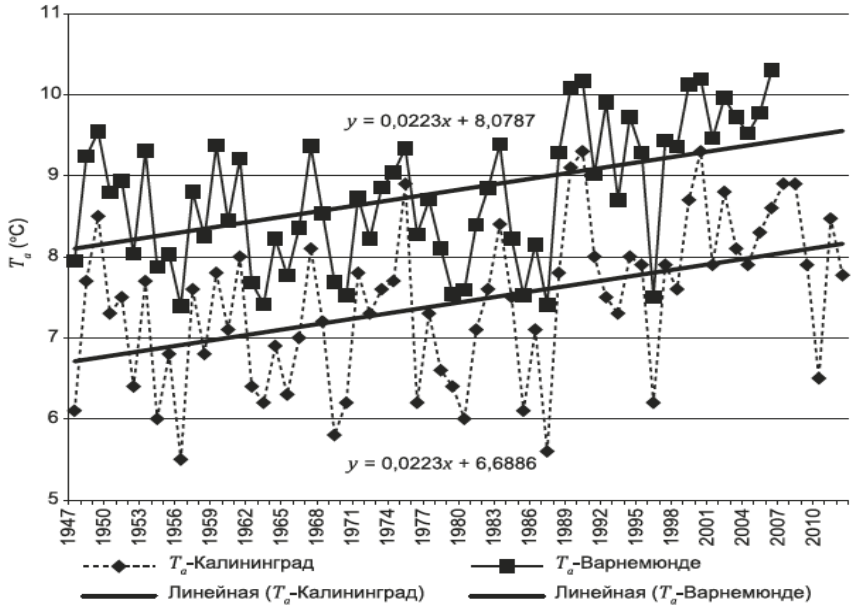


Рис. 46. Межгодовая изменчивость температуры воздуха $\mathbf{T_a}$ (°C) в Варнемюнде и Калининграде (1947-2012 гг.) по (State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru). Из (Дубравин, 2014)

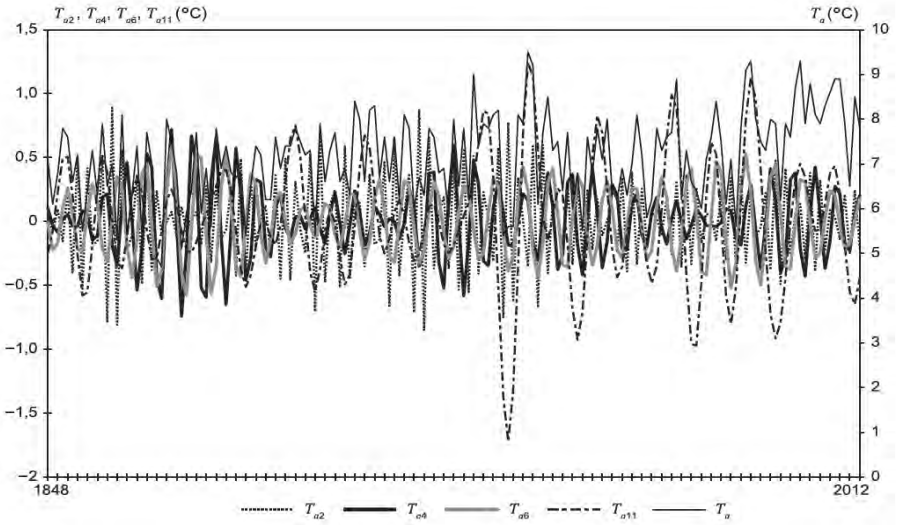


Рис.47. Межгодовая изменчивость температуры воздуха T_a (°C) в Калининграде и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – (T_{a2}), квазичетырехлетней – (T_{a4}), квазишестилетней – (T_{a6}), квазиодиннадцатилетней – (T_{a11}) (1848-2012), рассчитанная по (State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru). Из (Дубравин, 2014)

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), 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 в (Дубравин, 2014) это было подтверждено 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 ν, а в качестве параметров механизма взаимодействия океана и атмосферы – индексы циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса (западный перенос W, восточный E и мериональный C)» (Дубравин, 2014, с. 324).

4

ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

4.1. Термическая структура

Известно (Дитрих, 1962; Matthaus, 1977; Гидрометеорологические условия …, 1992; Дубравин, Стонт, 2012а), что термическая структура Балтики двуслойная: поверхностная СЗ или деятельный слой и глубинная.

Деятельный слой. Под деятельным слоем (ДС), принято понимать верхний слой океана (моря), в котором в результате радиационных процессов и взаимодействия с атмосферой отмечаются колебания гидрологических элементов с годовым периодом (Физика океана, 1978; Хромов, Мамонтова, 1974; Чеботарев, 1978). Обычно глубину ДС оценивают по температуре, размах СезХ которой на таких глубинах не может превышать 0,5-1,0 °С (Китайгородский, 1970). Однако следует иметь в виду, что сезонная изменчивость и глубина ее распространения для каждого параметра различны.

Как правило, в пределах деятельного слоя океана выделяют верхний квазиоднородный слой (ВКС) и сезонный слой скачка (Китайгородский, 1970). Известно также, что глубина ДС зависит от структуры и динамики вод (Жуков, 1976; Иванов, 1978). Например, в открытом океане в районах циклонических циркуляций и дивергенций потоков воды нижняя граница ДС поднимается, а в областях антициклональных круговоротов и конвергенций опускается (Дубравин, 2013). В морях термическая структура ДС отличается большим разнообразием. Так, в работе Г. Дитриха (1962) приводится термическая структура ДС для трех типов морей умеренной зоны Северной Атлантики. При наличии

сильных приливо-отливных течений (Ирландской море) сезонный слой скачка отсутствует – однородный слой до дна. При наличии заметных приливо-отливных течений (центральная часть Северного моря) – имеет место сезонный слой скачка, ниже которого стратификация отсутствует – придонный однородный слой. И, наконец, при отсутствии заметных приливо-отливных течений и наличии сильной соленостной стратификации (средиземные солоноватые моря, такие как, Балтийское[31]) – главного пикноклина – термическая конвекция не проникает до дна. Поэтому для Балтийского моря 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 (Дубравин и др., 2009; Дубравин, Педченко, 2010).

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 ΔT = 0,1 °С (Структура температуры …, 2007); другие – критическое значение вертикального градиента температуры $G^T \leq 0{,}01$ °С/м (Тренин, 1970), или $G^T \leq 0{,}02$ °С/м (Кузнецов, 1982), или начало термоклина $G^T \geq 0{,}1$ °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.

Что касается нижней границы ДС, то за его нижнюю границу в (Гидрометеорологические условия …, 1992) принимается верхняя граница главного термоклина. Однако, по нашему мнению (Дубравин и др., 2009; Дубравин, Педченко, 2010) за нижнюю границу ДС следует принимать не верхнюю границу главного термоклина, а его ядро (глубина максимального вертикального градиента G^T_{max} ~ середина главного термоклина). Этот вывод опирался на общепринятое

[31] В (Дубравин, 2014) было показано, что в Западной Балтике и Каттегате среднемноголетний суточный ход уровня имеет приливной полусуточный характер, с величиной прилива менее 5 см, которая за счет тропического полумесячного (фазового) неравенства (Дуванин, 1960) дважды в месяц в сизигию возрастает до 2,7 крат и дважды – в квадратуру убывает до 0,7 крат.

подразделение СВ Балтики на две СЗ: поверхностную и глубинную (Бончик, 1967; Карпова, 1981; Дубравин, 2003; Matthaeus, 2006; Leppäranta and Myrberg, 2009). В (Дубравин, 2003; Дубравин, Педченко, 2010) к востоку от о-ва Рюген были выделены поверхностная (ПовБ) и глубинная (ГлБ) ВМ, граница между которыми на основании классического T,S-анализа (Штокман, 1943) проводится по изогалине 9,5 PSU, примерно совпадающей с положением ядер главных термо- и галоклина. При этом верхние части (от ядра и выше) главных термо- и галоклина относятся к поверностному слою, а нижние – (от ядра и ниже) – к глубинному.

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:

$$A^T_{I,hi} / A^T_{I,0} \le 0{,}05\text{-}0{,}1. \quad (4.1),$$

$$A^T_{I,hi} / A^T_{I,0} \le 0{,}2. \quad (4.2),$$

$$A^T_{I,hi} * A^T_{0,0} / A^T_{I,0} * A^T_{0,hi} \le 0{,}2, \quad (4.3),$$

где $A^T_{0,0}$ – среднегодовая температура на поверхности;

$A^T_{I,0}$ – амплитуда годовой волны температуры на поверхности;

$A^T_{0,hi}$ – среднегодовая температура на горизонте hi;

$A^T_{I,hi}$ – амплитуда годовой волны температуры на горизонте hi.

Критерий (4.1) был предложен в работе (Физика океана, 1978) для открытого океана и, по мнению авторов, не применим 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^T_I или q^S_I и $A^T_{I,hi} / A^T_{I,0}$ или $A^S_{I,hi} / A^S_{I,0}$).

Представление о термической структуре Балтийского моря дают таблица 29 и рисунок 48, на которой представлены средние для моря в целом месячные значения температуры на горизонтах от 0 до 150 м за 1900-2005 гг.

Таблица 29

Сезонный ход температуры воды T_w (°C) в Балтийском море, средний за 1900-2005 гг., рассчитанный по данным (State and Evolution…, 2008)

Горизонт	Месяцы												II-XII	Раз-мах
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
0	2,08	1,29	*1,19*	2,35	5,85	10,46	15,27	*16,23*	13,70	9,67	6,63	4,39	*7,43*	15,04
10	2,22	1,40	*1,24*	2,07	4,71	8,25	12,29	*14,22*	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	*11,26*	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	*8,72*	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	*7,05*	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	*5,72*	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	*5,11*	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	*4,72*	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	*4,56*	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	*4,65*	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	*4,54*	4,04	0,96
110	4,45	*4,74*	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	*4,47*	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	*5,00*	4,33	1,31
140	4,61	4,64	4,87	*4,93*	3,94	*3,81*	4,38	4,23	4,51	4,53	4,41	4,60	4,46	1,12
150	*4,48*	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 верхний квазиоднородный слой (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 термобар[32], 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. 48 показаны ядро ХПС – кривая 6 и весь слой – контур 3).

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 49, 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.

[32] 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).

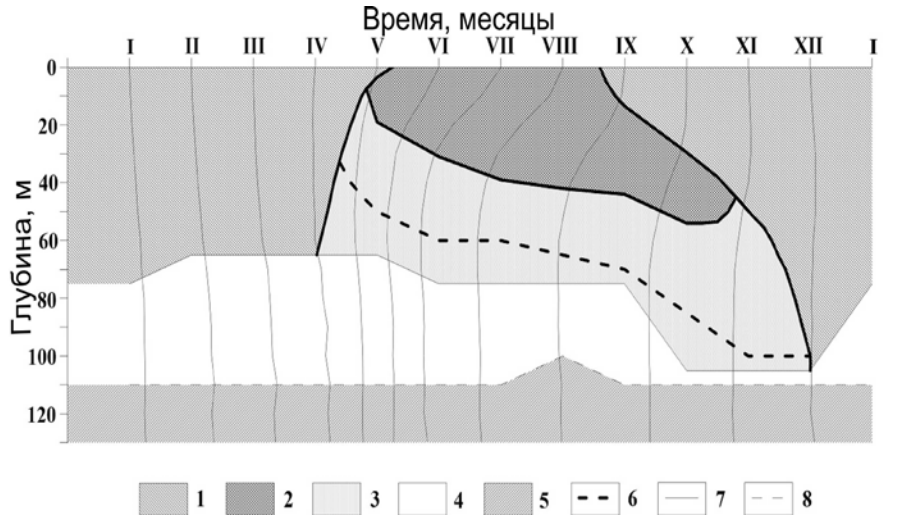


Рис. 48. Внутригодовая изменчивость термической структуры верхнего 130-метрового слоя, среднего для всего Балтийского моря, рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008):
1 – ВКС; 2 – сезонный термоклин; 3 – ХПС; 4 – нижний слой ПовБ; 5 – ГлБ, 6 – ядро ХПС; 7 – верхняя граница главного термоклина; 8 – ядро главного термоклина

Обратимся к распределению амплитудно-фазовых характеристик сезонного хода температуры в Балтийском море по горизонтам (табл. 30). Как видим, квота годовой волны температуры достигает минимума на горизогте 90 м (q_I = 0,725), что позволяет принять за нижнюю границу термического **ДС** горизонт 90 м. Однако по критерию Китайгородского ($\Delta T \leq 1,0$) нижняя граница **ДС** – 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 ($\Delta T_{СезХ}$ = 3,6÷2,8 °С) и ($\Delta T_{СезХ}$ = 1,7 °С), соответственно, (см. табл. 30 и рис. 49), 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.

Таблица 30

Амплитудно-фазовые характеристики сезонного хода температуры воды T_w (°C) в Балтийском море по горизонтам, средней за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). (см. табл. 29)

Горизонт, м	Гармоники						Характеристики				
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)							
	A_I	T_{maxI}	q_I	A_{II}	T_{maxII}	q_{II}	A_I/A_{II}	$A_{0,bi}$	Размах СезХ T_{bi}	$A_{1,bi}/A_{1,0}$	$A_{1,bi}\times A_{0,0}/A_{1,0}\times A_{0,bi}$
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

*Поверхностная температура (поверхностный максимум)***.** По нашим оценкам средневзвешенное значение годовой поверхностной температуры моря – T_w = 7,56 °C, меняясь от 9,0-9,2 на западе моря до 4,9-5,0 °C – в Ботническом заливе (рис. 50). Как видим, этот рисунок позволяет говорить о преобладании *меридиональной изменчивости* поверхностной температуры. Однако, следует отметить, что в Собственно Балтике воды у западного побережья на 0,5-1,0 °C холоднее, чем у восточного (Гидрометеорологические условия, 1992). В результате чего на большей части этой акватории наблюдается простирание изотерм с ЮЗ на СВ.

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, 1965; Михайлов, 1992; Дубравин, 2003) (рис. 51).

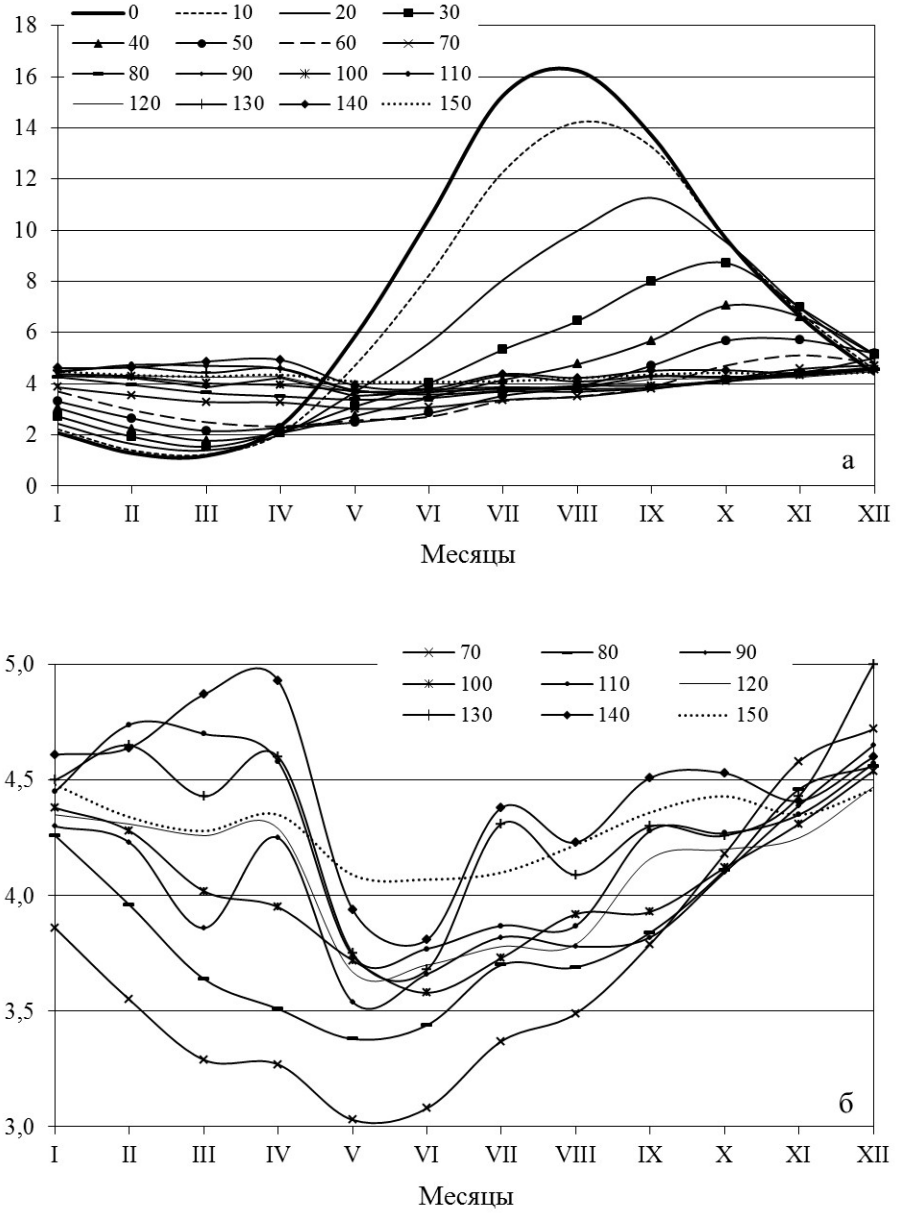


Рис. 49. Сезонный ход температуры воды в Балтийском море по горизонтам, средний за 1900-2005 гг., рассчитанный по данным (State and Evolution…, 2008): а) 0-150 м; б) 70-150 м

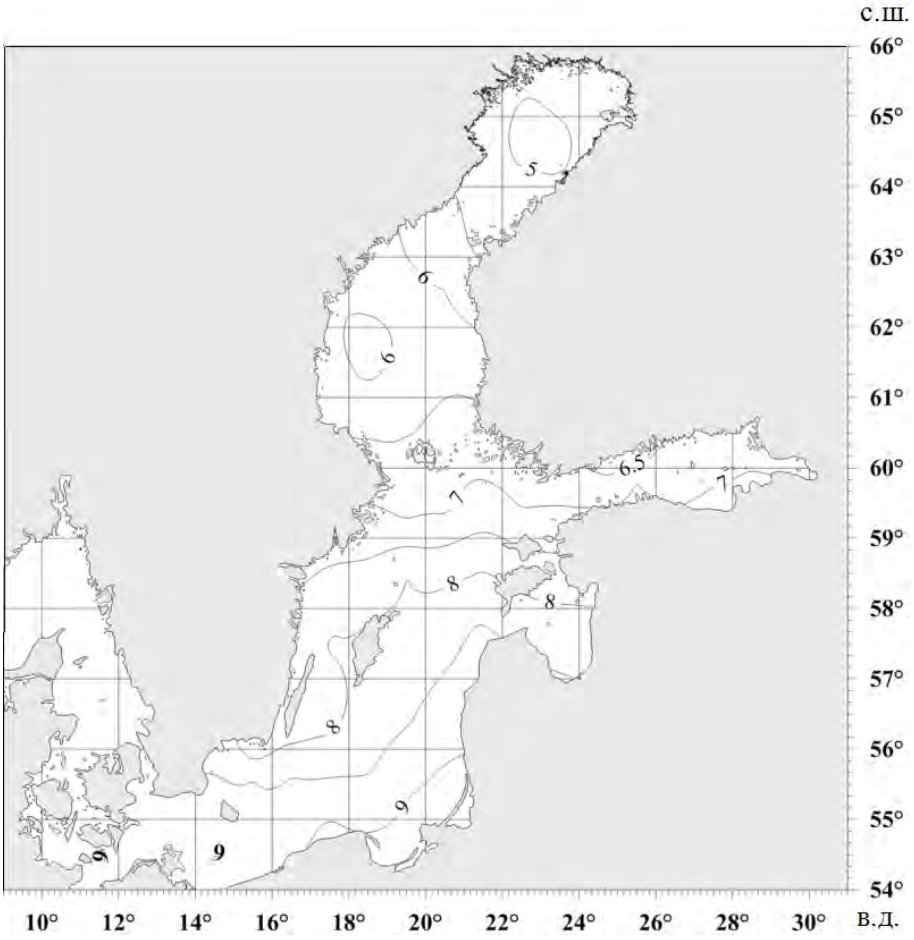
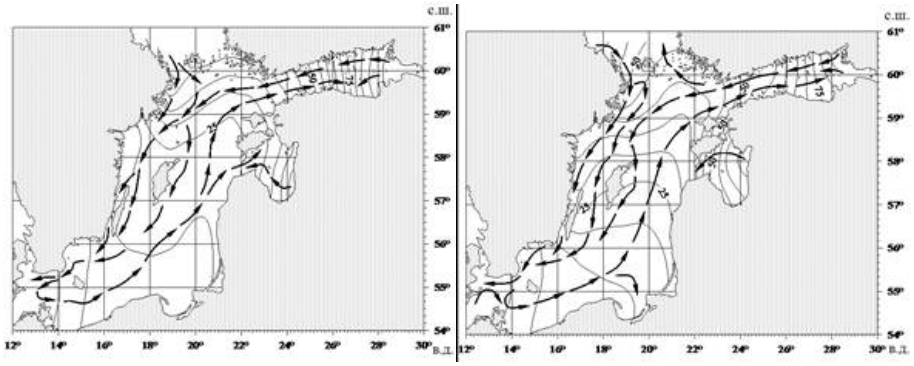


Рис. 50. Температура воды $\mathbf{T_w}$ (°C) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

В (Дубравин, 2014) было показано, что относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для поверхностной T_w с часовой дискретностью меняется в пределах 94-99 % на Западе и Юге Балтики, при этом на долю СезХ приходится 91-97 %. При увеличении дискретности от 1 часа до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ T_w возрастает до 2-7 %. Таким образом, для T_w в поверхностном слое использование данных только с месячным осреднением не приведет к значительным ошибкам в оценках вклада СезХ и составит 91-97 % для Западной, Южной и Юго-Восточной Балтики (морские районы В11-В09).



а *б*

Рис. 51. Процентное содержание поверхностной (гор 0-10 м) водной массы Балтийского моря (ПовБ) и схемы поверхностной циркуляции (направления течений показаны стрелками): в марте (а) и августе (б), рассчитано по данным (Janssen et al.,1999). По (Дубравин, 2003)

Представление о сезонном ходе поверхностной T_w в различных регионах Балтийского моря дает рисунок 52. Как видим, кривые **СезХ** поверхностной температуры в морских районах и моря в целом (см. рис. 49 и 52) 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[33], а минимум в феврале-марте[34]. Подтверждением правильности годового хода поверхностной T_w могут служить и данные гармонического анализа (рис. 52-54).

Как видим, СезХ поверхностной температуры воды определяется годовой гармоникой, квота которой q_I 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. 1 Прилож. Б). Амплитуда A_I убывает 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. 2 Прилож. Б). Максимум годовой волны T_{max} 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. 3 Прилож. Б).

[33] На карте августовской поверхностной T_w (рис. 8 Прилож. А) видно, что вдоль восточного побережья моря температура достигла 17-19 °С, вдоль побережья Швеции – 16-17 °С и до 14-15 °С в Ботническом заливе.

[34] На карте февральской поверхностной T_w (рис. 2 Прилож. А) видно, что температура опустилась до 0-2,5 °С. При этом отчетливо проявляется циркумконтинентальная зональность, с максимумами 2,6 и 2,0 °С в открытой части Собственно Балтики и Ботнического залива и понижением температуры к побережьям до 1-2 °С в Собственно Балтике и до 0-0,5 °С в Ботническом, Финском и Рижском заливах.

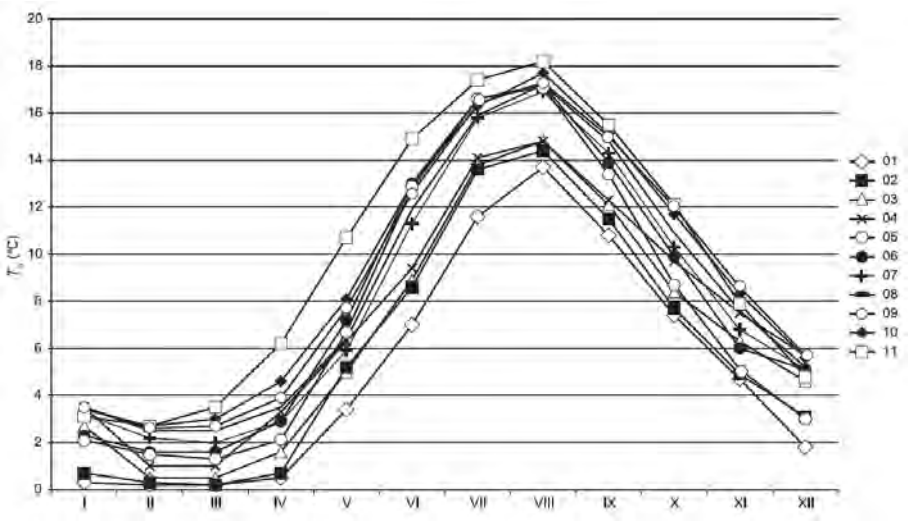


Рис. 52. Среднемноголетний сезонный ход **СезХ** поверхностной температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°C) в морских районах Балтийского моря за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

Рассмотрим, каково воздействие форм атмосферной циркуляции W, E и C на СезХ поверхностной температуры воды T_w. Как показал корреляционный анализ, наибольшая положительная синхронная связь отмечается между СезХ формы C и T_w (коэффициент корреляции r = 0,29), с 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 СезХ формы W и T_w (синхронная – r = -0,09, с 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, с 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 W, или через 3 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 мак-

симума наступления речного стока и пресноводного баланса.

Представление о межгодовой изменчивости поверхностной $\mathbf{T}_w$ в Западной, Южной и Центральной Балтике дает рисунок 53. Расчеты в (Дубравин, 2014) показали, 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 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, по этому, их среднегодовые значения не корректны. 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 $\mathbf{T}_w$ на поверхности выявлены линейные тренды в Гесере (1900-1975 гг. – Tr_{Tw} = 0,006 °С/год); кв. 11 (1902-2011 гг. – Tr_{Tw} = -0,029 °С/год); кв. 36 (1902-2005 гг. – Tr_{Tw} = 0,009 °С/год); Балтийске (1950-2000 гг. – Tr_{Tw} = 0,012 °С/год); кв. 47 (1903-2005 гг. – Tr_{Tw} = -0,049 °С/год) и кв. 68 (1900-2005 гг. – Tr_{Tw} = 0,028 °С/год).

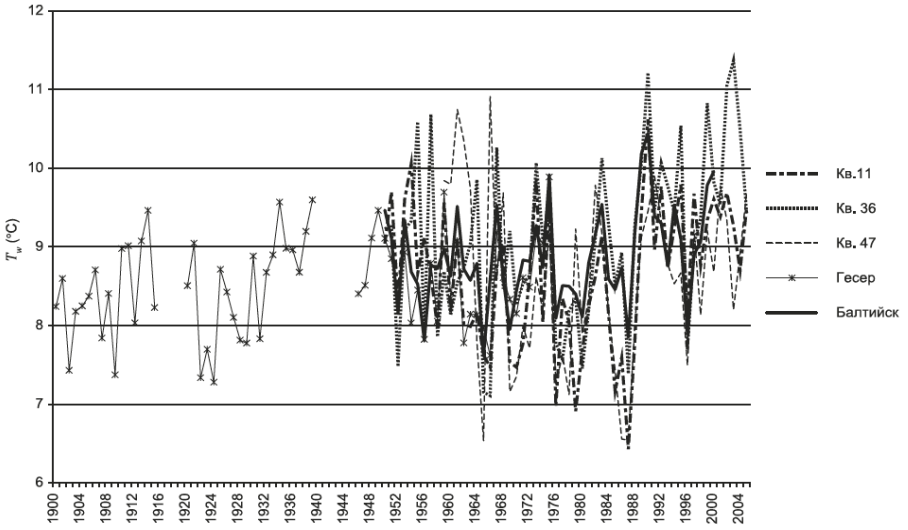


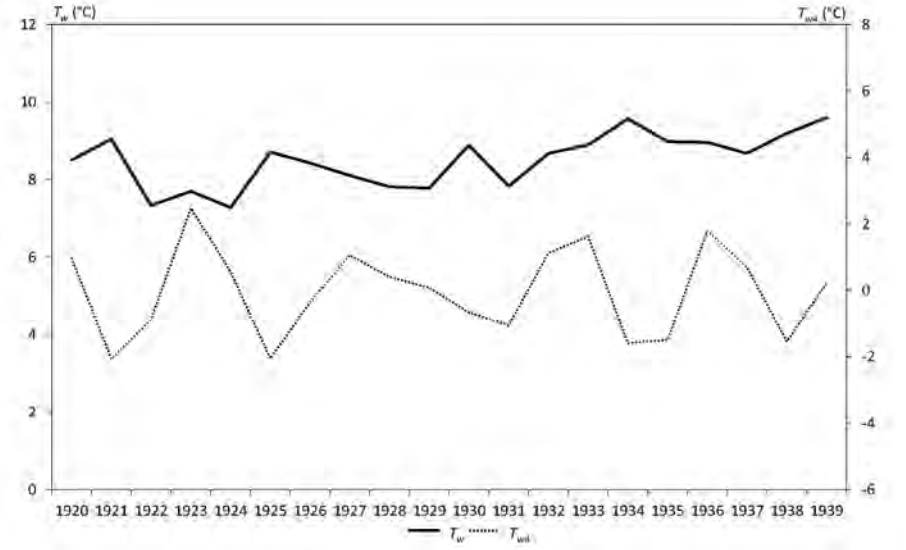
Рис. 53. Межгодовая изменчивость температуры воды $\mathbf{T}_w$ (°С) на поверхности в Гесере, Борнхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Балтийске по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник …, 1960-1990; State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

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, представленных на рисунке 53, позволил выделить некоторые 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. 31, рис. 56-60).

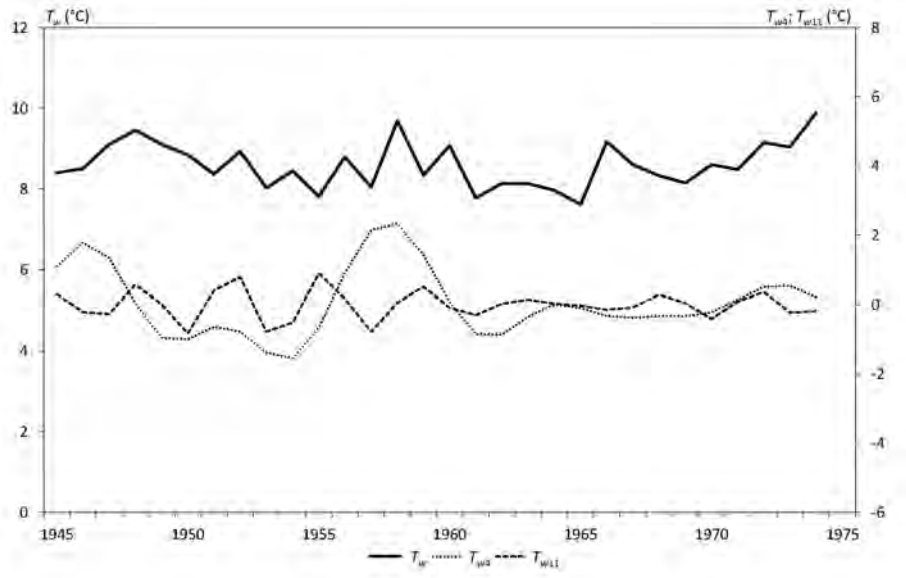
Таблица 31

Характерные масштабы межгодовой изменчивости температуры воды T_w (°C) на поверхности в Гесере, Борнхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008)

Пункт, Интервал	Период энергонесущей зоны			Спектральная плотность		
	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	5,41	0,27	0,91	0,90
(1945-1975)	2,94 4,44	3,85 10,53	4,44 16,67	0,22 0,31	0,33 1,11	0,31 1,03
Кв. 11 (1902-2011)	2,02 2,53 3,39 4,35	2,38 2,90 3,92 6,45	2,53 3,39 4,35 9,52	4,82 8,38 1,59 2,01	14,58 17,70 5,68 29,23	8,38 1,59 2,01 5,40
Кв. 36 (1946-2005)	2,50 3,08 4,65 6,25	2,70 4,35 5,00 9,52	3,08 4,65 6,25 16,67	1,61 1,67 3,80 2,32	1,83 3,85 3,82 6,06	1,67 3,80 2,32 4,00
Кв. 47 (1951-2005)	2,12 3,45 6,25	2,33 5,00 8,00	3,45 6,25 14,29	5,96 0,89 11,45	9,30 16,43 17,37	0,89 11,45 5,68
Кв. 68 (1900-1946	2,33 3,17 5,00	2,63 4,00 6,90	3,17 5,00 9,09	2,86 2,97 1,44	2,86 2,97 1,44	2,86 2,97 1,44
(1954-2004)	2,22 2,86 4,88 6,25	2,50 3,33 5,71 10,53	2,86 4,88 6,25 13,33	2,97 3,96 1,94 2,12	7,73 5,36 2,15 7,39	3,96 1,94 2,12 5,84



а



б

Рис. 54. Межгодовая изменчивость температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°C) на поверхности в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – $\mathbf{T_{w4}}$ на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазичетырехлетней – $\mathbf{T_{w4}}$; квазиодиннадцатилетней – $\mathbf{T_{w11}}$ на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

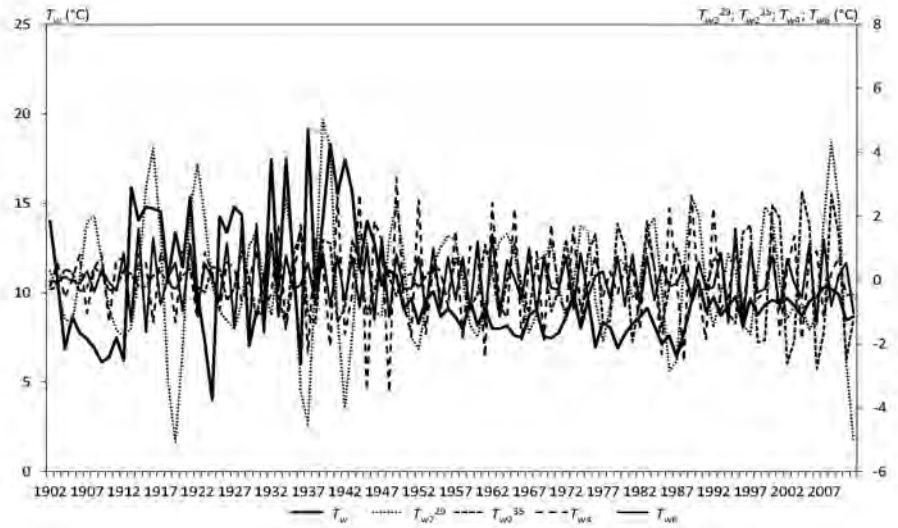


Рис. 55. Межгодовая изменчивость температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°C) на поверхности в Борнхольской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – $\mathbf{T_{w2}^{29}}$ и $\mathbf{T_{w2}^{35}}$; квазичетырехлетней – $\mathbf{T_{w4}}$; квазишестилетней – $\mathbf{T_{w6}}$ (1902-2011), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

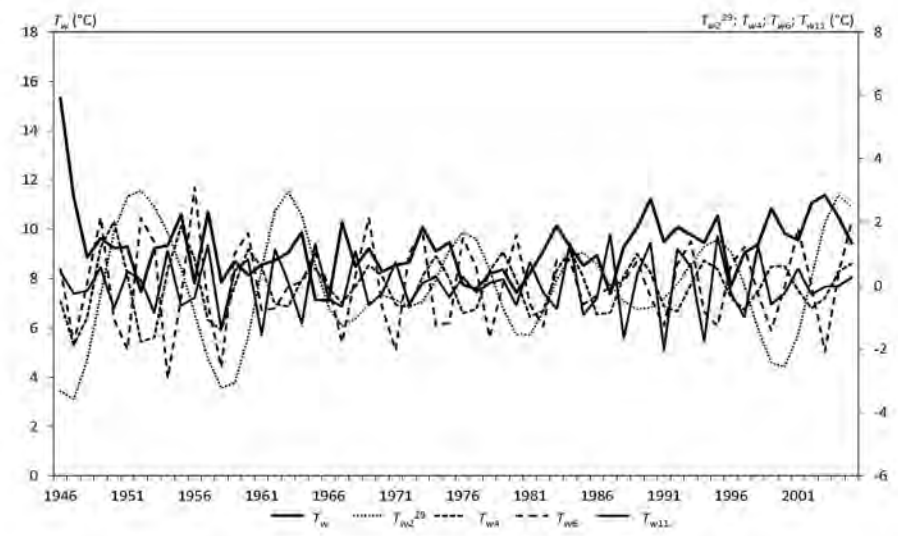


Рис. 56. Межгодовая изменчивость температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°C) на поверхности в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – $\mathbf{T_{w2}^{29}}$ и $\mathbf{T_{w2}^{35}}$; квазичетырехлетней – $\mathbf{T_{w4}}$; квазишестилетней – $\mathbf{T_{w6}}$; квазиодиннадцатилетней – $\mathbf{T_{w11}}$ (1946-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

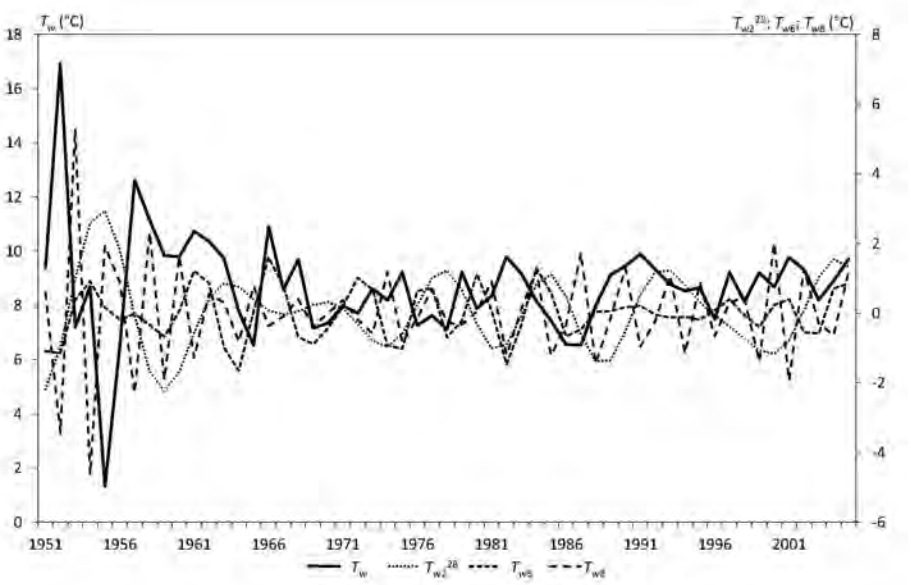


Рис. 57. Межгодовая изменчивость температуры воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $\mathbf{T}_{w2}^{28}$; квазишестилетней – $\mathbf{T}_{w6}$; квазивосьмилетней – $\mathbf{T}_{w8}$ (1951-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

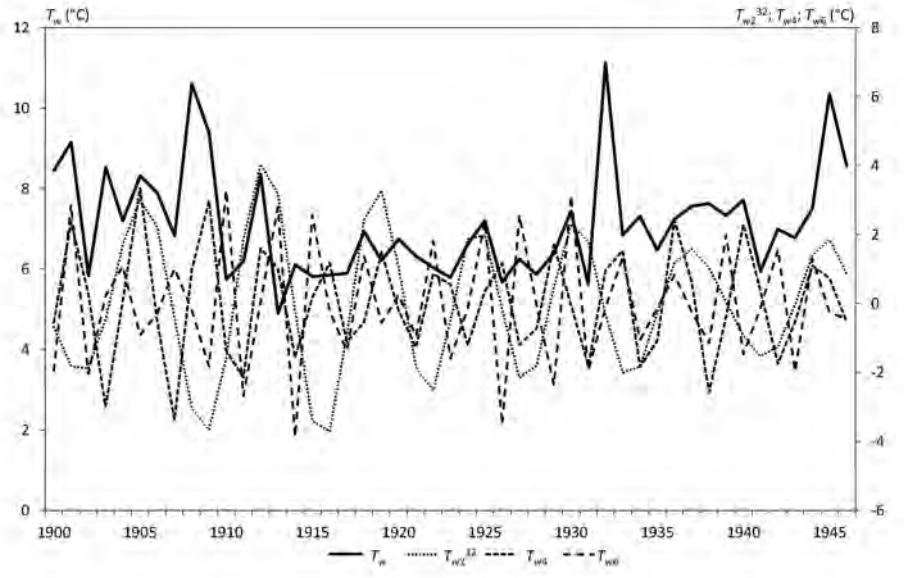
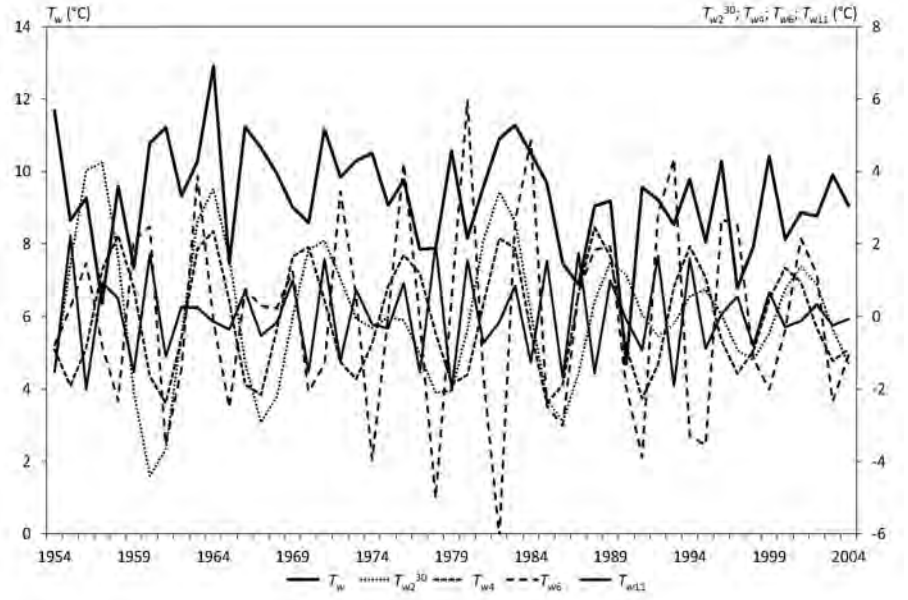


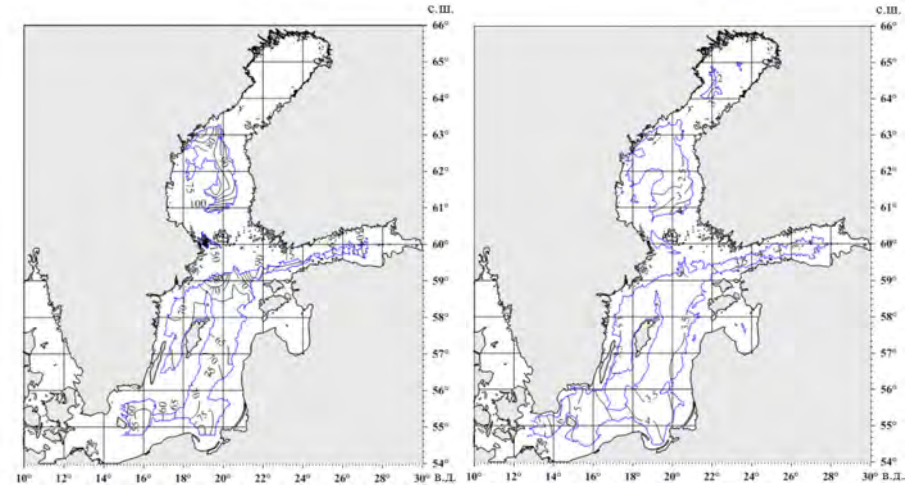
Рис. 58*а*



б

Рис. 58. Межгодовая изменчивость температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°C) на поверхности в Финском заливе (кв. 68) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $\mathbf{T_{w2}^{32}}$; квазичетырехлетней – $\mathbf{T_{w4}}$; квазишестилетней – $\mathbf{T_{w6}}$ на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазидвухлетней – $\mathbf{T_{w2}^{30}}$; квазичетырехлетней – $\mathbf{T_{w4}}$; квазишестилетней – $\mathbf{T_{w6}}$; квазиодиннадцатилетней – $\mathbf{T_{w11}}$ на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

Холодный промежуточный слой (промежуточный минимум температуры). Если обратиться к топографии ядра ХПС (рис. 59), 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. 59а), 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. 59б). Сравнивая распределение температуры на поверхности и на глубине ядра T_{min} (рис. 50 и 59б), 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.

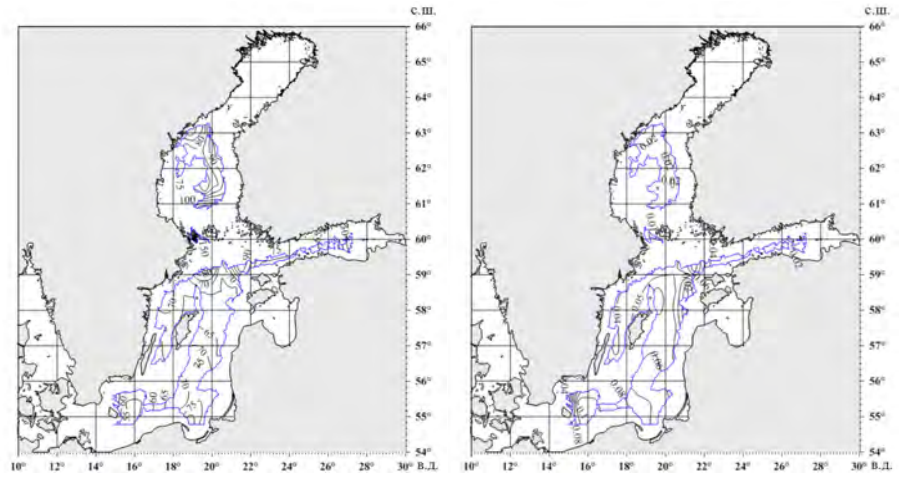


а *б*

Рис. 59. 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} (°С)

Ядро главного термоклина (нижняя граница деятельного слоя). Из рисунка 60, где представлены характеристики ядра главного термоклина, можно видеть, что 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. 60а), а величина максимального градиента температуры G^{T}_{max} меняется в пределах 0,03-0,10 °С/м на западе и в центральной его части, – 0,01-0,02 °С/м в Аландском море и – 0,02-0,03 °С/м в Ботническом и Финском заливах (рис. 60б).

Придонная температура (придонный максимум). Анализ придонной T_w выявил сложное ее распределение – убывание от 7,6 °С в Арконском море до 1,6 °С в Ботническом заливе (рис. 61). 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 – траверс 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).



а *б*

Рис. 60. 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^{T}_{max} (°С/м)

Если рассматривать поле температуры на глубине ядра максимума солености (рис. 62), то картина заметно упрощается: имеют место *зональная* (температура убывает с запада на восток от 7,5 до 5,5 °С – от Арконской до Гданьской котловины) и *меридиональная* (температура убывает к северу от 5,6 до 2,9 °С – (от Готландской впадины до Ботнического или Финского залива) изменчивости.

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 $q_I \geq 0{,}90$; в Аландском море, Финском и Рижском заливах снижается до $q_I \geq 0{,}80$ и только в Гданьской и Готландской впадинах уменьшается до $q_I \geq 0{,}60$, в то время как с приближением к побережьям вклад годовой волны снижается до $q_I = 0{,}3\text{-}0{,}4$ и даже до $q_I \leq 0{,}20$ (рис. 4 и 7 Прилож. Б). Амплитуда годовой волны в этих впадинах и заливах $A_I \geq 1{,}5$ °С (местами $A_I \geq 4{,}0$ °С), за исключением Готландской котловины, где $A_I = 0{,}7$ °С, с удалением от центров котловин амплитуда уменьшается до $A_I = 0{,}2\text{-}0{,}4$ °С и даже до $A_I \leq 0{,}1$ °С (рис. 5 и 8 Прилож. Б). Максимум годовой волны придонной T_w во впадинах и заливах, в основном, наступает в сентябре-октябре (244-304 сут. с начала года) (рис. 21-22 и 33-34 Прилож. А), с приближение к побережьям максимум сдвигается на декабрь и даже на февраль-март следующего года (365 + 59÷90 = 424÷455 сут.) (рис. 14-15, 24 Прилож. А; 6 и 9 Прилож. Б).

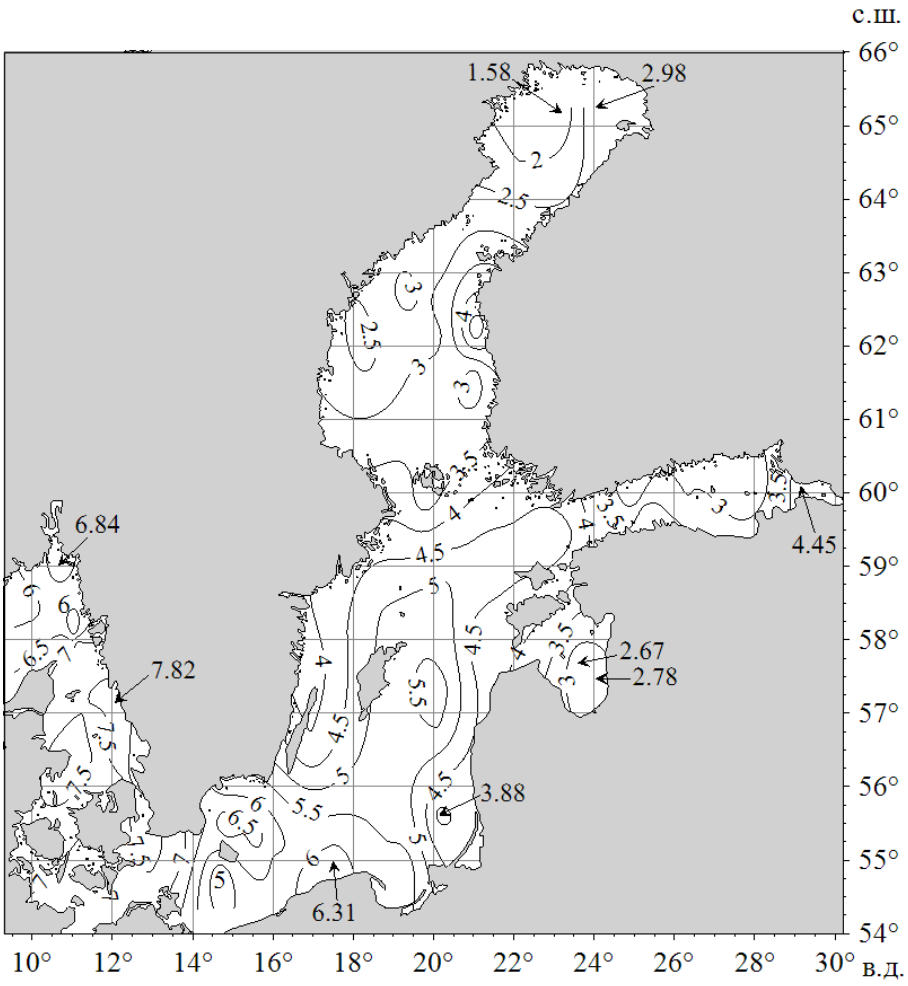


Рис. 61. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне Балтийского моря и проливов, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008)

Представление о межгодовой изменчивости $\mathbf{T}_w$ 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 63. Расчеты позволили выявить линейные тренды: в Гесере (1920-1975 гг. – Tr_{Tw} = -0,008 °C/год); кв. 11 (1920-2011 гг. – Tr_{Tw} = 0,015 °C/год); кв. 36 (1946-2005 гг. – Tr_{Tw} = 0,009 °C/год); кв. 47 (1951-2005 гг. – Tr_{Tw} = -0,002 °C/год) и кв. 68 (1900-2004 гг. – Tr_{Tw} = 0,005 °C/год).

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 63, позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,5 и 2,9÷3,1 года), квазичетырехлетние (пик 3,6÷4,6 года), квазишестилетние (пик 5,1÷6,3 года), квазивосмилетние (пик 7,1÷8,0 лет) и квазиодиннадцатилетние (пик 9,1÷12,5 года) (табл. 32, рис. 64-68).

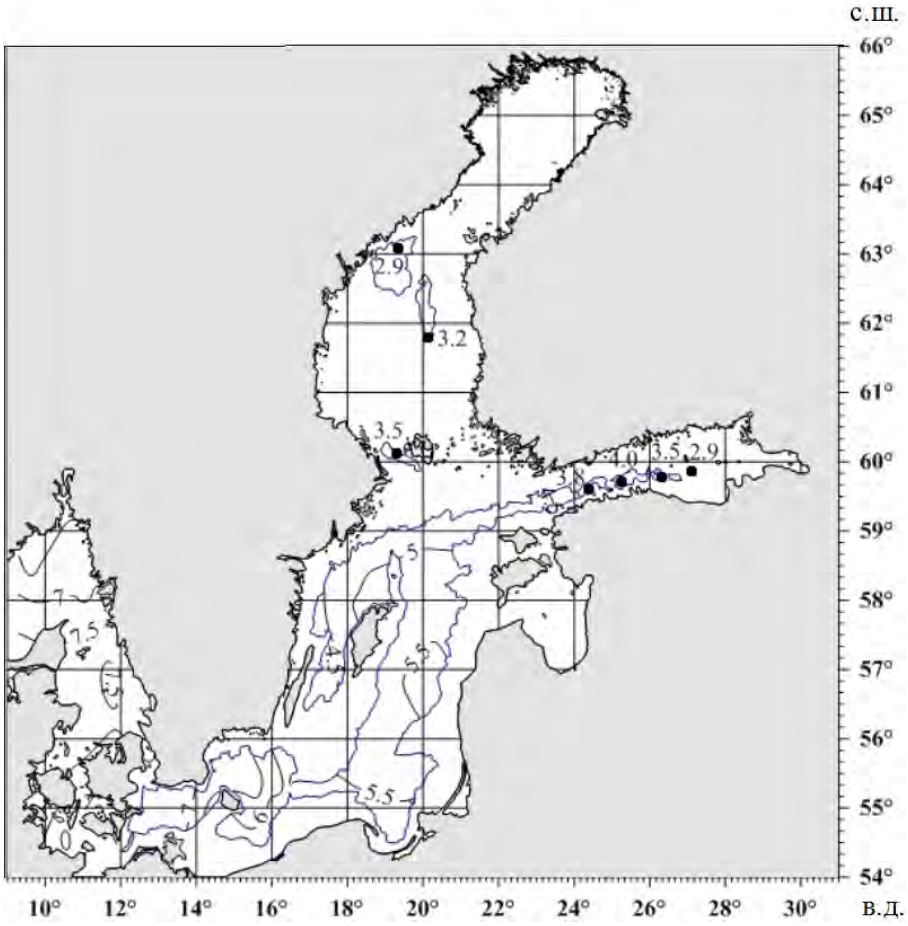


Рис. 62. Температура воды $\mathbf{T_w}$ (°C) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря и проливов, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008)

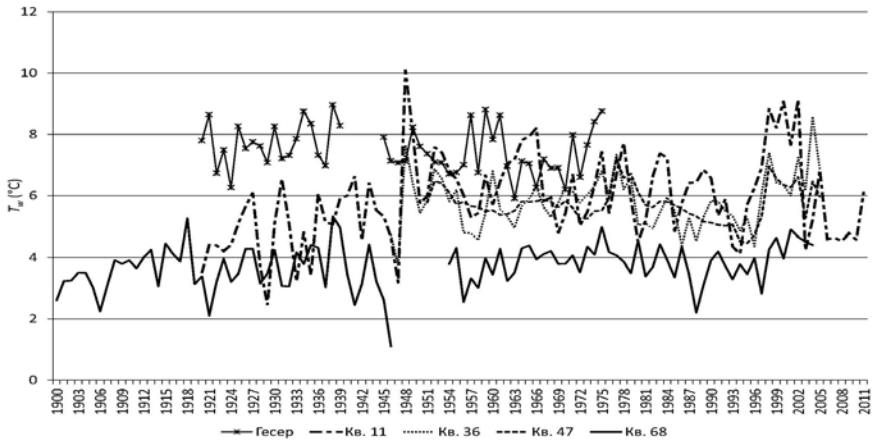
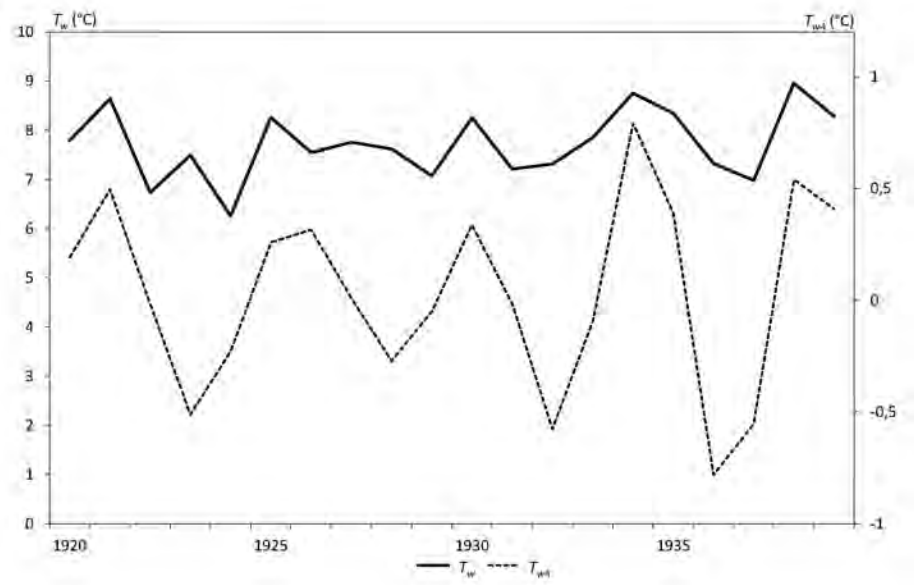


Рис. 63. Межгодовая изменчивость температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°C) на глубине ядра максимума солености в Гесере, Борнхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным (State and Evolution…, 2008)

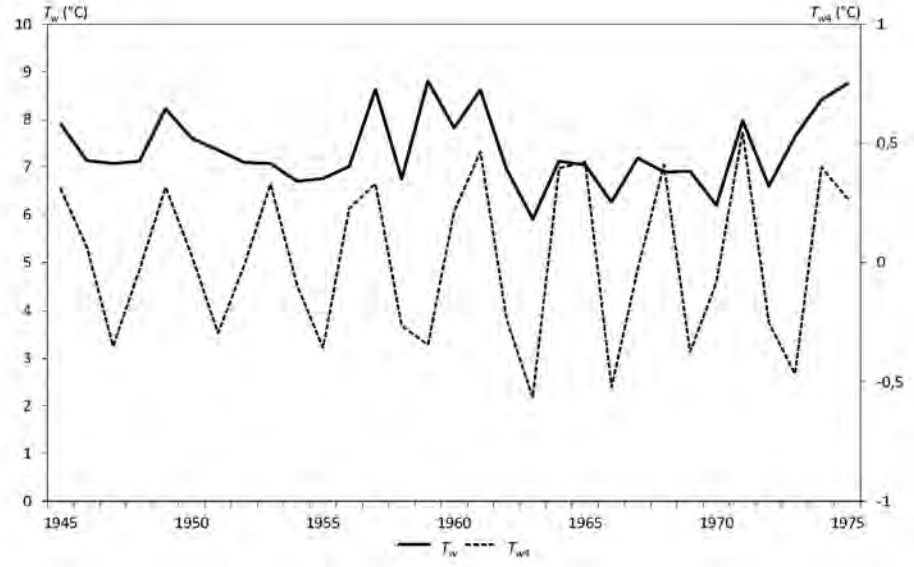
Таблица 32

Характерные масштабы межгодовой изменчивости температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°C) на глубине ядра максимума солености в Гесере, Борнхольской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008)

Пункт, Интервал	Период энергонесущей зоны			Спектральная плотность		
	начало	пик	конец	начало	пик	конец
Гесер (1920-1939)	2,94	4,60	14,29	0,62	1,44	0,56
(1945-1975)	2,81	3,64	5,00	0,55	1,09	0,65
Кв. 11 (1920-2011)	2,13	2,27	2,38	0,76	3,13	2,09
	2,74	3,03	3,28	0,77	2,97	2,24
	3,92	4,35	5,00	2,30	6,99	1,68
	5,00	5,71	6,67	1,68	5,37	1,85
	6,67	8,00	9,09	1,85	2,84	2,17
	9,09	12,50	15,39	2,17	12,55	9,70
Кв. 36 (1946-2005)	2,04	2,27	2,67	0,86	0,95	0,43
	2,67	3,57	4,35	0,43	1,43	1,02
	4,35	6,25	9,09	1,02	2,50	1,18
Кв. 47 (1951-2005)	2,50	3,08	4,26	0,06	0,24	0,08
	4,26	7,14	7,69	0,08	0,81	0,80
Кв. 68 (1900-1946	2,04	2,47	2,74	0,33	1,07	0,85
	2,74	2,90	3,33	0,85	0,88	0,61
	3,33	4,55	6,90	0,61	2,51	1,04
(1954-2004)	2,15	2,30	2,70	0,47	0,57	0,34
	2,70	3,13	3,51	0,34	0,67	0,50
	3,51	3,92	4,55	0,50	0,56	0,47
	4,55	5,13	6,06	0,47	0,52	0,42
	6,06	9,09	11,77	0,42	0,90	0,79



а



б

Рис. 64. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – T_{w4} на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазичетырехлетней – T_{w4} на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

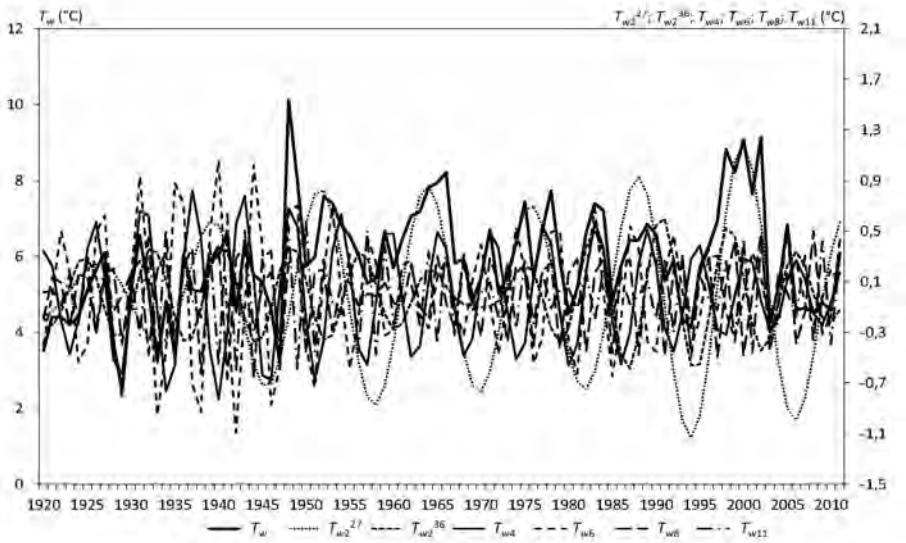


Рис. 65. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Борнхольской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – T_{w2}^{27} и T_{w2}^{36}; квазичетырехлетней – T_{w4}; квазишестилетней – T_{w6}; квазивосьмилетней – T_{w8}; квазиодиннадцатилетней – T_{w11} на интервале 1920-2011 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

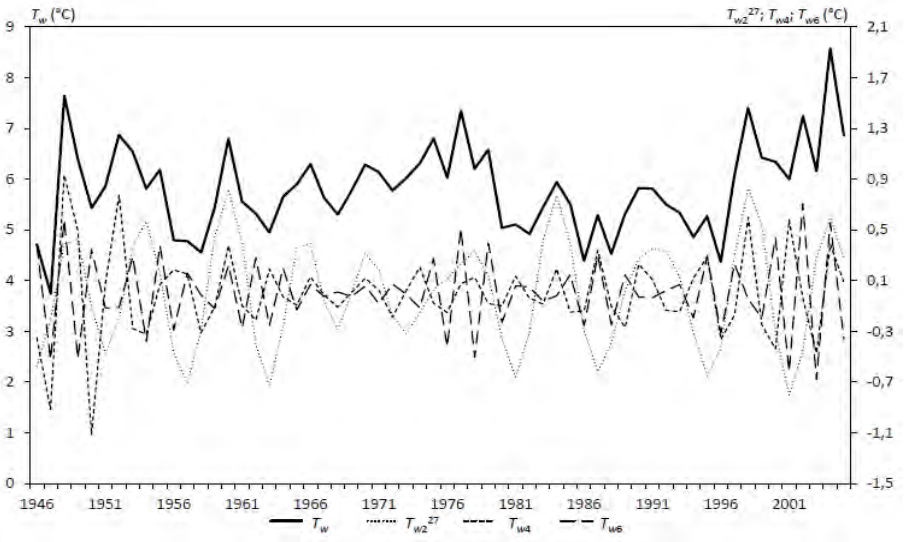


Рис. 66. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – T_{w2}^{27}; квазичетырехлетней – T_{w4}; квазишестилетней – T_{w6} на интервале 1946-2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

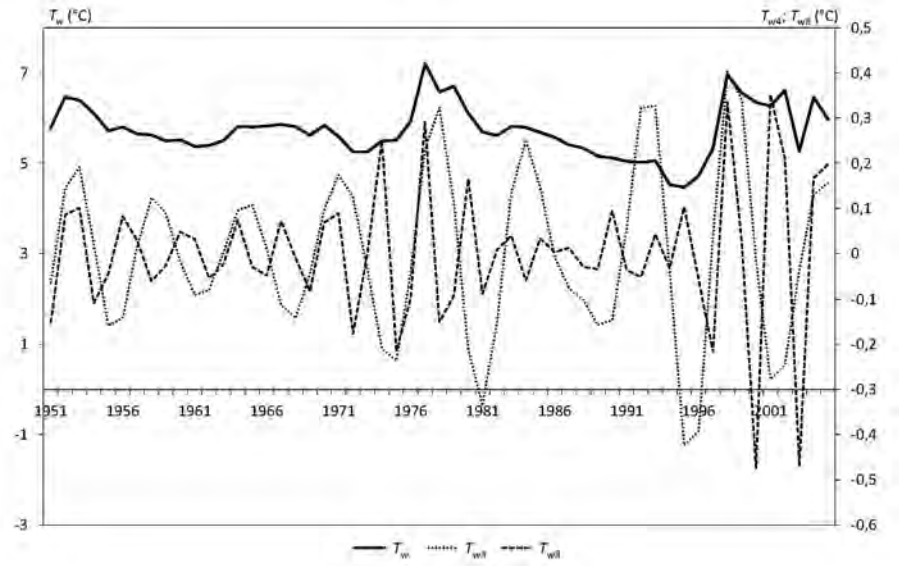


Рис. 67. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – T_{w4}; квазивосьмилетней – T_{w8} (1951-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

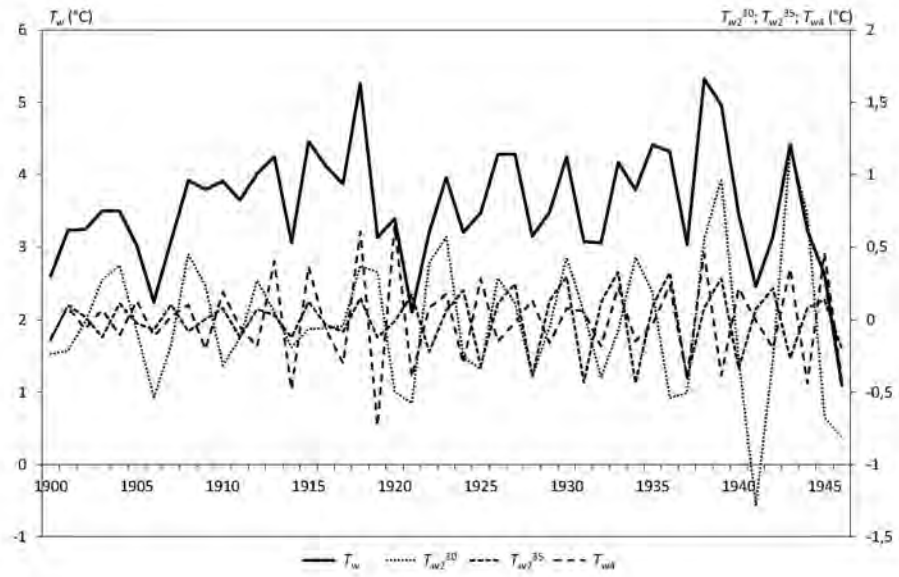
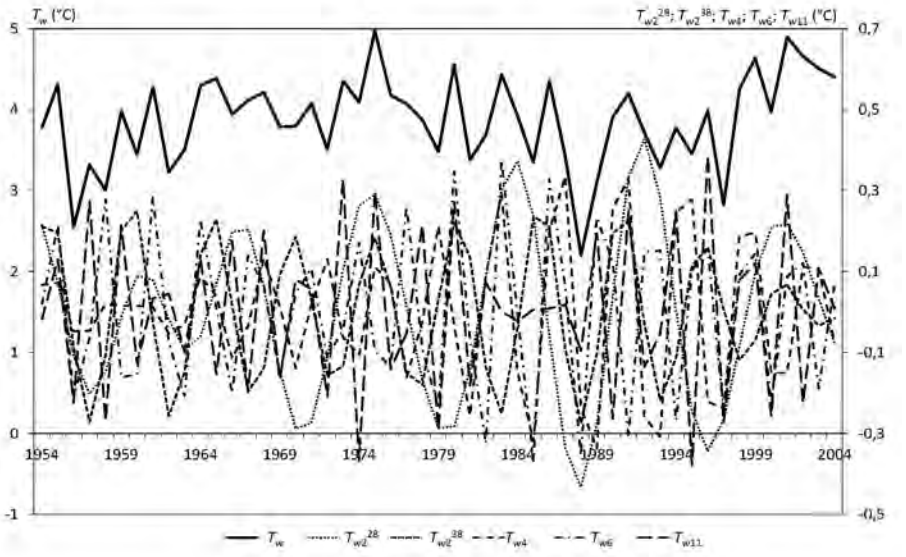


Рис. 68*а*



б

Рис. 68. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Финском заливе (кв. 68) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – T_{w2}^{30} и T_{w2}^{35}; квазичетырехлетней – T_{w4} на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазидвухлетних – T_{w2}^{28} и T_{w2}^{38}; квазичетырехлетней – T_{w4}; квазишестилетней – T_{w6}; квазиодиннадцатилетней – T_{w11} на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

4.2. Соленостная структура

Представление о соленостной структуре Балтийского моря в какой-то степени дает таблица 33, где приводятся средние для моря в целом месячные значения солености на горизонтах от 0 до 150 м за 1900-2005 гг. Из этой таблицы следует, что *осреднение солености для моря в целом не соответствует реальной действительности*. В самом деле, 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 T,S-кривым (рис. 69), 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 T,S-кривых наблюдается зигзаг; а в теплый период (май и август) при прямой стратификации

температуры ниже 50 м на T,S-кривых наблюдается петля. Тем не менее, как в теплом, так и в холодном периодах в слое от 60 до 120-130 м как бы имеет место наведенная 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. 50), при этом СезХ практически определяется годовой гармоникой (квота q_1= 0,87÷0,99, при средней q_1 = 0,95; амплитуда A_1 = 6,2÷9,4 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. 1-3 Прилож. Б).

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 имеет, как будет показано ниже, относительно небольшой, хотя и очень сложный сезонных ход (Дубравин, Педченко, 2010).

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- (пикноклина), препятствующих 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[35]. Таким образом, соленостная структура Балтийского моря, определяется следующими характерными уровнями (слоями): поверхностным минимумом, ядром главного галоклина и глубинным максимумом.

[35] Сходные оценки топографии галоклина в Балтике приводятся в (Leppäranta and Myrberg, 2009).

Таблица 33

Сезонный ход солености в Балтийском море, средний за 1900-2005 гг., рассчитанный по (State and Evolution …, 2008)

Горизонт	Месяцы												I-XII	Размах
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
0	*7,21*	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	*7,57*	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	*8,10*	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	*8,97*	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	*8,98*	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	*9,66*	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	*8,45*	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	*9,20*	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	*8,75*	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	*9,95*	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	*9,14*	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	*9,86*	*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	*9,55*	*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	*9,73*	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	*10,53*	*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	*9,73*	9,26	9,23	*9,06*	9,35	9,62	9,43	9,26	9,30	9,32	0,67

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

*Поверхностная соленость (поверхностный минимум)***.** По нашим оценкам средневзвешенное значении годовой поверхностной солености моря – 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. 70). 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.

Следует отметить, что среднегодовое распределение поверхностной солености на Балтике довольно устойчиво во времени и пространстве, поскольку еще Ю.М. Шокальский (1917) в начале прошлого века или К. Валло (1948) в тридцатые годы приводили сходные значения.

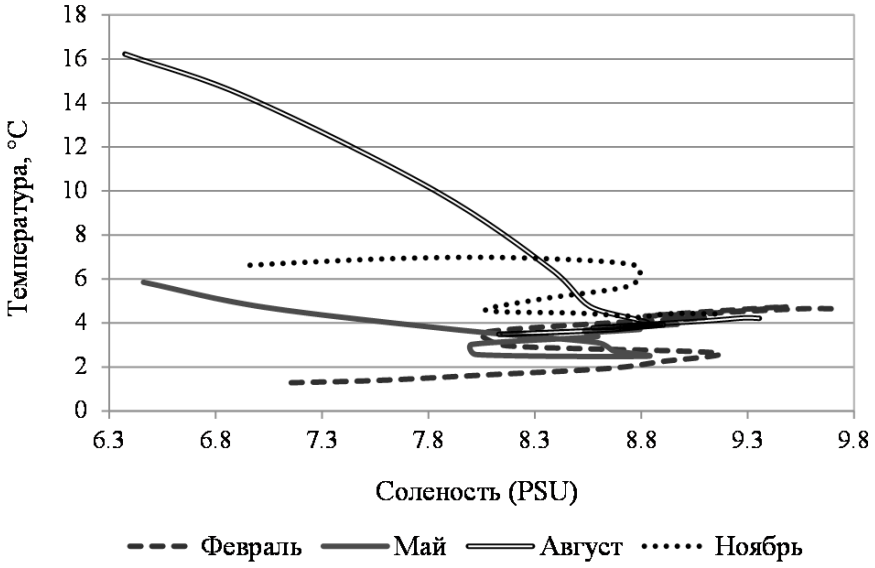


Рис. 69. Среднемесячные T,S-кривые в Балтийском море, средние за 1900-2005 гг. для всего моря, рассчитано по (State and Evolution …, 2008)

Ранее (Дубравин, 2014) было показано, что в поверхностном слое Западной Балтики при часовой дискретности удельный вклад СезХ для S составляет от 10 до 25 %. С глубиной его вклад уменьшается до минимма в слое галоклина (2-10 %), а затем несколько возрастает ко дну (до 5-12 %). С увеличением дискретности от часа до месяца доля СезХ возрастет на 8-18 % в верхнем слое, на 2-10 % – в галоклине и на 5-12 % – у дна. Относительная погрешность СезХ в этом случае составит от 39 до 181 % в поверхностном слое, от 72 до 222 % – в галоклине и 80-94 % – в придонном. Поэтому и для S использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно получить оценку вклада СезХ лишь в дисперсию ДП.

На рисунке 71 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÷0,95). Исключение составляют районы В04 (Аландское море), теснота связи между СезХ в нем и в В05 (Финский залив) уменьшается до r = 0,02, а между ним и В02 (Кварк) – до r = 0,22 или между ним и В11 (Западная Балтика) – до r = 0,18 (табл. 34)

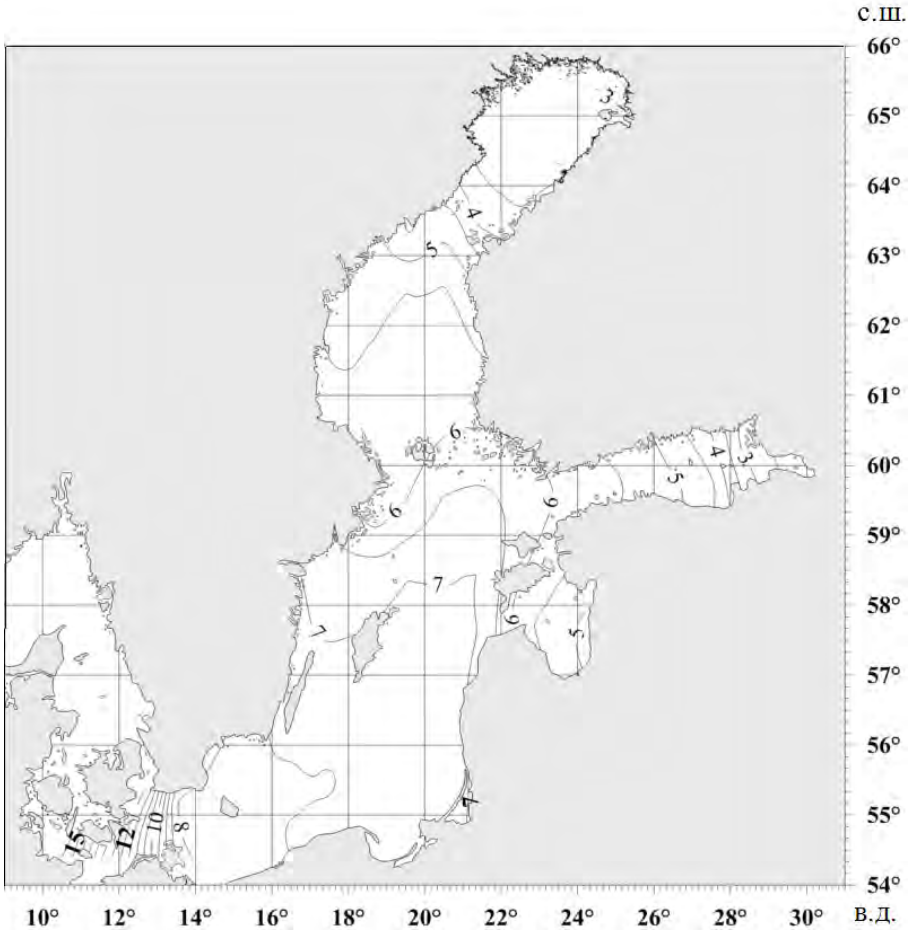


Рис. 70. Практическая соленость **S** (PSU) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008)
Из (Дубравин, 2014)

Для большинства регионов максимум в СезХ поверхностной солености наступает в холодный период (ноябрь-февраль) (рис. 37-38 и 47-48 Прилож. А), а минимум в теплый (июнь-август) (рис. 42-44 Прилож. А).

Расчеты гармонического анализа СезХ поверхностной S для первой гармоники представлениы на (рис. 10-12 Прилож. Б). Они подтверждают, что на большей части моря имеет место относительно небольшой, хотя и очень сложный сезонных ход поверхностной солености: правильный СезХ (преобладание годовой волны), в основном, приурочен к котловинам, так в Арконской, Борнхольмской, Готландской, Северо-Балтийской, Карсе $q_1 \geq 0{,}90$; в Гданьской впадине и Ботническом,

Финском и Рижском заливах снижается до $q_1 \geq 0,8$, вблизи устьев рек и в центрах районов B08 (Центральная Балтика) и B04 (Аландское море) вклад годовой волны уменьшается до $q_1 \leq 0,25$ (см. рис. 10 Прилож. Б).

Восточнее меридиана о-ва Рюген амплитуда первой гармоники на большей части акватории составляет $A_1 = 0,1 \div 0,3$ PSU, возрастая до $A_1 = 0,4 \div 0,5$ PSU в Рижском и Ботническом заливах, и только на западе моря увеличивается до $A_1 = 0,5 \div 2,2$ PSU (см. рис. 11 Прилож. Б).

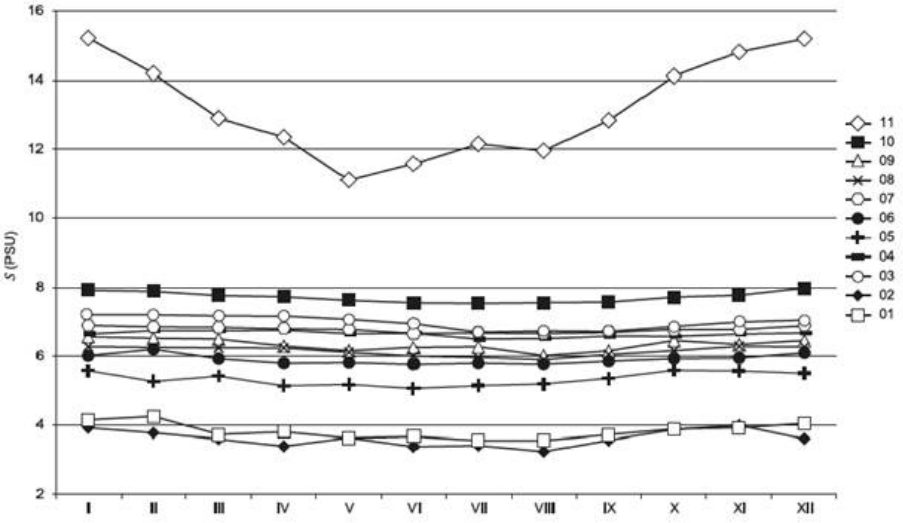


Рис. 71. Среднемноголетний сезонный ход **СезХ** поверхностной солености **S** (PSU) в морских районах Балтийского моря за 1951-2000 гг., рассчитано по (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

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. 12 Прилож. Б).

Корреляционный анализ 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 $\mathbf{R}_\Sigma$ или пресноводным балансом $\mathbf{B}_0$ (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. Антонов (1987) о солеформирующих факторах в Балтике.

Таблица 34

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)

	01 - 11	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11
01 - 11	1	0,92	0,81	0,57	0,40	0,82	0,88	0,85	0,86	0,85	0,93	0,96
01		1	0,70	0,64	0,50	0,57	0,92	0,81	0,79	0,80	0,89	0,85
02			1	0,41	0,22	0,81	0,64	0,63	0,73	0,67	0,62	0,75
03				1	0,89	0,20	0,55	0,84	0,82	0,67	0,73	0,35
04					1	0,02	0,43	0,64	0,73	0,51	0,57	0,18
05						1	0,57	0,60	0,63	0,60	0,64	0,86
06							1	0,78	0,72	0,78	0,88	0,81
07								1	0,91	0,82	0,95	0,71
08									1	0,79	0,88	0,73
09										1	0,81	0,74
10											1	0,85
11												1

В гл. 3 было показано, что индексы циркуляции W, E и C не могут служить предиктором для СезХ средней поверхностной солености Балтики поскольку корреляционные функции между СезХ 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 72. Расчеты в (Дубравин, 2014) показали, 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 Борнхольмской, Гданьской и Готландской котловинах в феврале и августе и в среднем за год. При этом, в отличии 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); 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). Различия в величине соленостного 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. 70). Анализ тесноты связи между температурой и соленостью для каждого из этих пунктов показал, что для отрытой части Южной и Центральной Балтики МГИ полей температуры и солености в среднем за год, характеризуется обратной

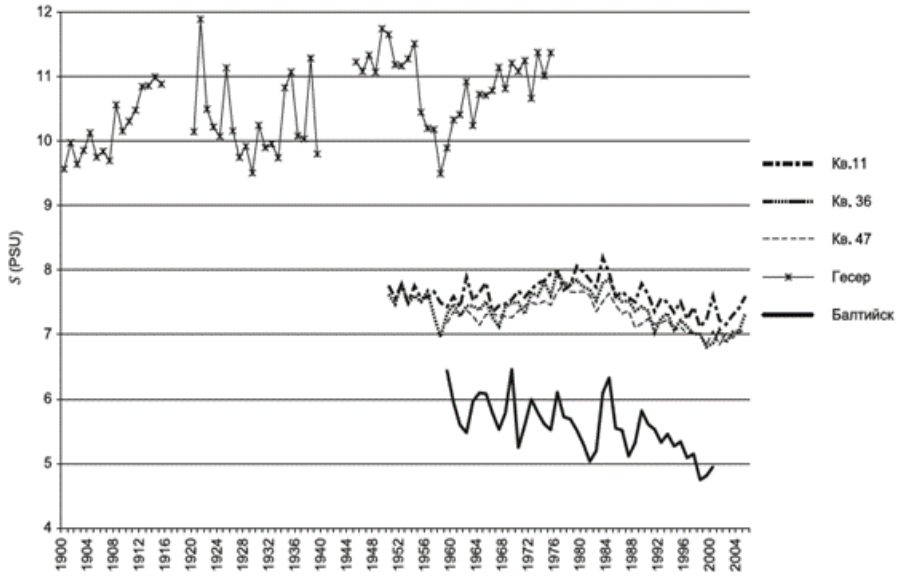


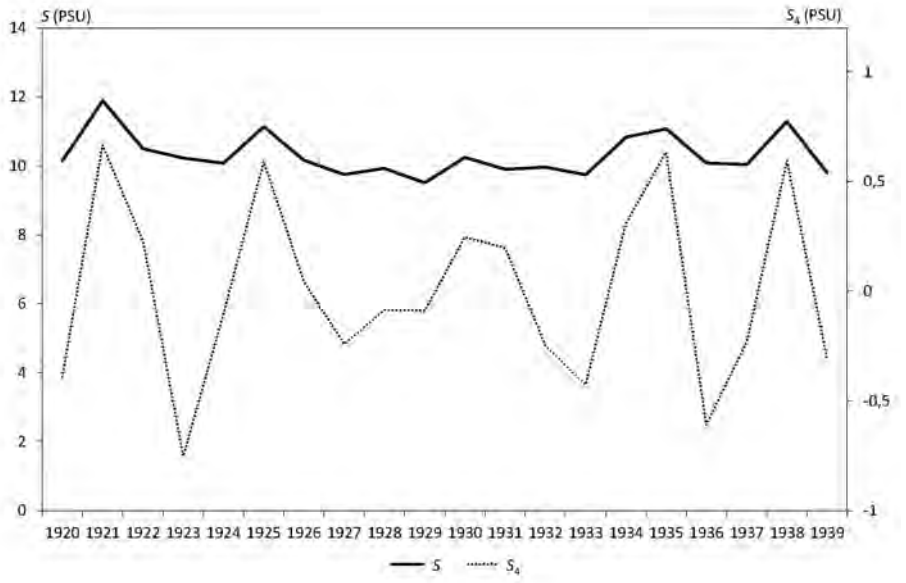
Рис. 72. Межгодовая изменчивость солености **S** (PSU) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Балтийске по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник …, 1960-1990; State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014)

Таблица 35

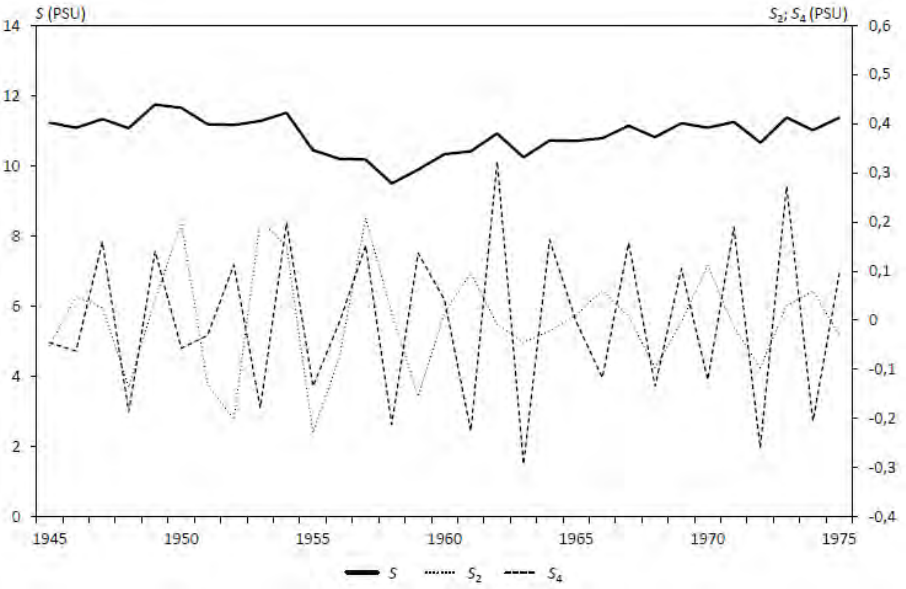
Характерные масштабы межгодовой изменчивости солености (PSU) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008)

Пункт, интервал	Период энергонесущей зоны			Спектральная плотность		
	начало	пик	конец	начало	пик	конец
Гесер (1920-1939)	2,50	3,77	6,90	0,59	1,01	0,52
	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
Кв. 11 (1902-2011)	2,25	2,67	3,13	0,02	0,13	0,03
	3,13	3,70	3,77	0,03	0,07	0,06
	3,77	4,76	5,41	0,06	0,13	0,07
	5,41	6,06	6,67	0,07	0,09	0,08
	6,67	8,00	10,53	0,08	0,14	0,06
Кв. 36 (1946-2005)	2,44	2,78	3,03	0,02	0,04	0,03
	3,03	4,00	4,44	0,03	0,06	0,05
	4,44	5,00	7,15	0,05	0,06	0,04
Кв. 47 (1951-2005)	2,02	2,38	2,90	0,03	0,06	0,02
	2,90	3,17	4,00	0,02	0,03	0,01
Кв. 68 (1900-1946)	2,06	2,35	2,63	0,07	0,14	0,14
	2,63	2,90	3,23	0,07	0,11	0,11
	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

связью, r = (-0,22)÷(-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, представленных на рисунке 72, 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 квазивосмилетние (пик 8,0 лет) (табл. 35, рис. 73-77).



а



б

Рисунок 73 – Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – S_4 на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазидвухлетней – S_2 и квазичетырехлетней – S_4 на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

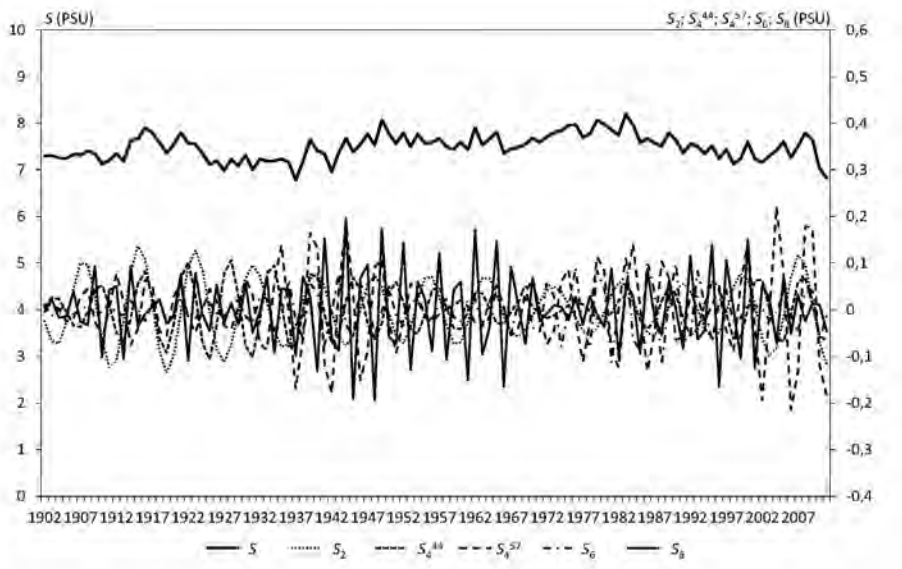


Рис. 74. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Борнхольмской (кв. 11) впадине и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2; квазичетырехлетних – S_4^{44} и S_4^{57}; квазишестилетней – S_6 и квазивосьмилетней – S_8 на интервале 1902-2011 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

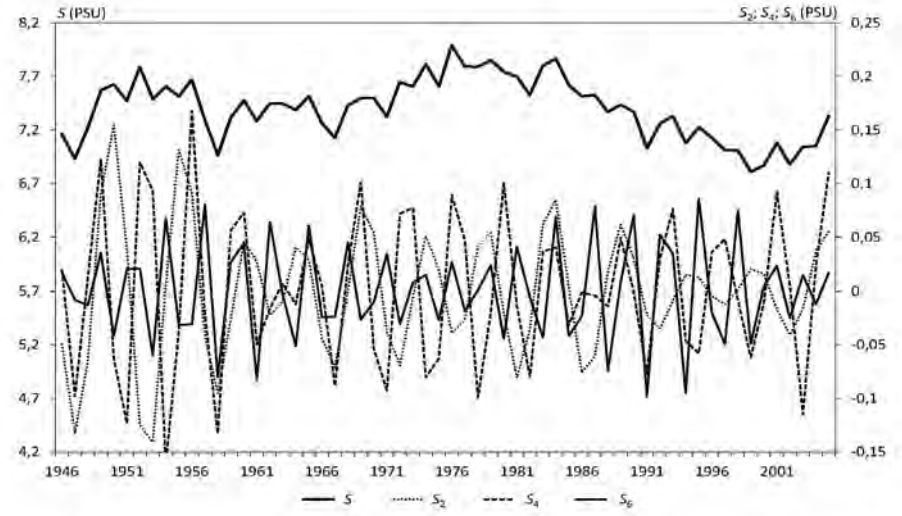


Рис. 75. Межгодовая изменчивость солености **S** (PSU) на поверхности в Гданьской (кв. 36) впадине и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $\mathbf{S_2}$; квазичетырехлетней – $\mathbf{S_4}$ и квазишестилетней – $\mathbf{S_6}$ на интервале 1946-2005 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008)

Рис. 76. Межгодовая изменчивость солености **S** (PSU) на поверхности в Готландской (кв. 47) впадине и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $\mathbf{S_2}$ и квазичетырехлетней – $\mathbf{S_4}$ на интервале 1951-2005 гг., рассчитанная по данным (State nd Evolution…, 2008)

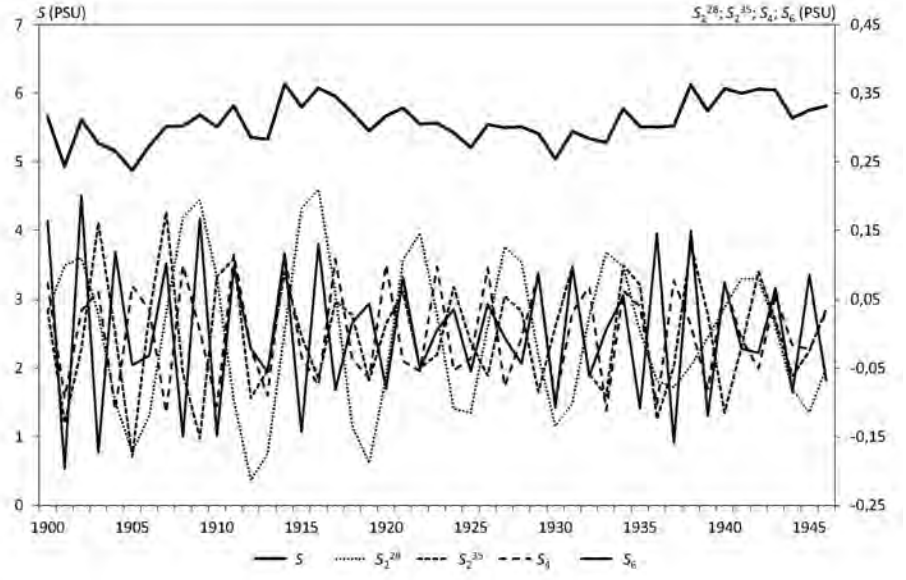
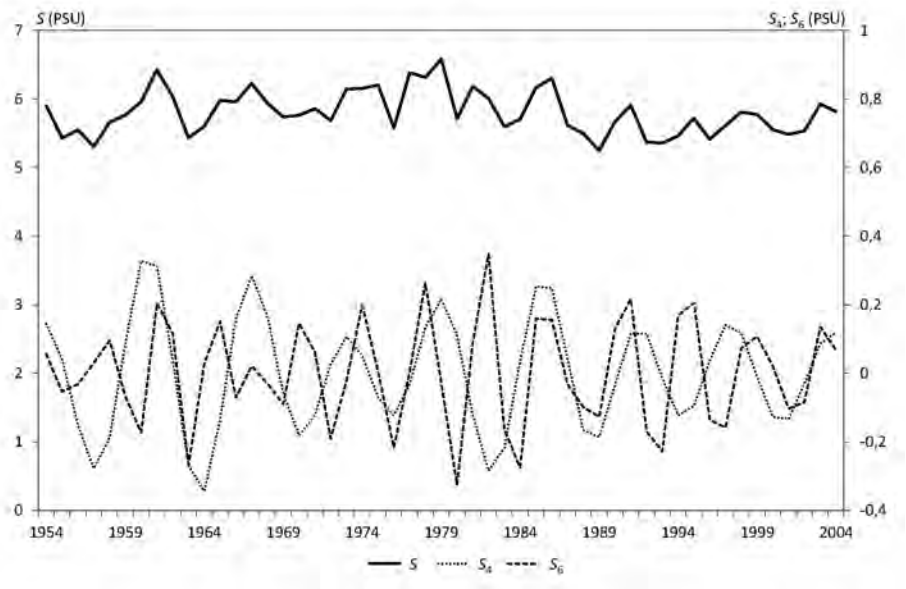


Рис. 77*а*

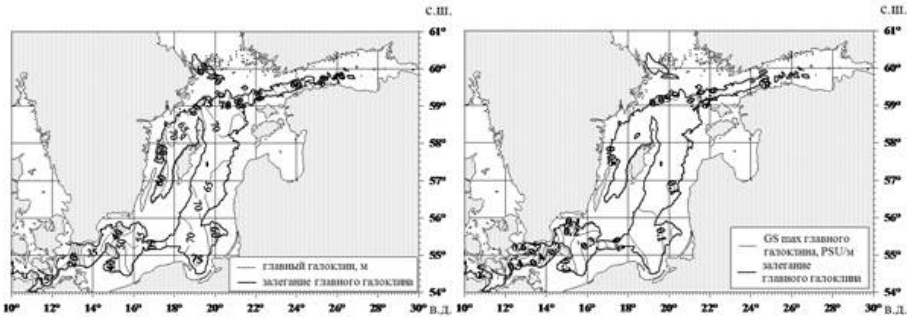


б

Рис. 77. Межгодовая изменчивость солености **S** (PSU) на поверхности в Финском (кв. 68) заливе и ее спектральных составляющи: квазидвухлетних – $\mathbf{S}_2^{28}$ и $\mathbf{S}_2^{35}$; квазичетырехлетней – $\mathbf{S}_4$ и квазишестилетней – $\mathbf{S}_6$ на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазичетырехлетней – $\mathbf{S}_4$ и квазишестилетней – $\mathbf{S}_6$ на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

Ядро главного галоклина (нижняя граница деятельного слоя). Из рисунка 78, 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. 78а), а величина максимального градиента солености $G^{\mathbf{S}}_{max}$ 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. 78б).

В (Дубравин, 2003; Мониторинг …, 2010) на основании T,S-анализа было показано, что к востоку от меридиана о-ва Рюген граница между поверхностной и глубинной водными массами (**ВМ**) проходит по изогалине 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. 79).



а *б*

Рис. 78. 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)

Выше отмечалось, что граница между ДС и глубинной зоной в Балтике проходит по ядру главного термоклина или главного галоклина или по изогалине 9,5 (PSU). Анализ рисунков 62, 78 и 79 показал, что различия в глубине залегания этих критериев в пределах одноградусных трапеций в основном не превышает ± 5 м, иногда – ± 10 м, редко – ± 15 м.

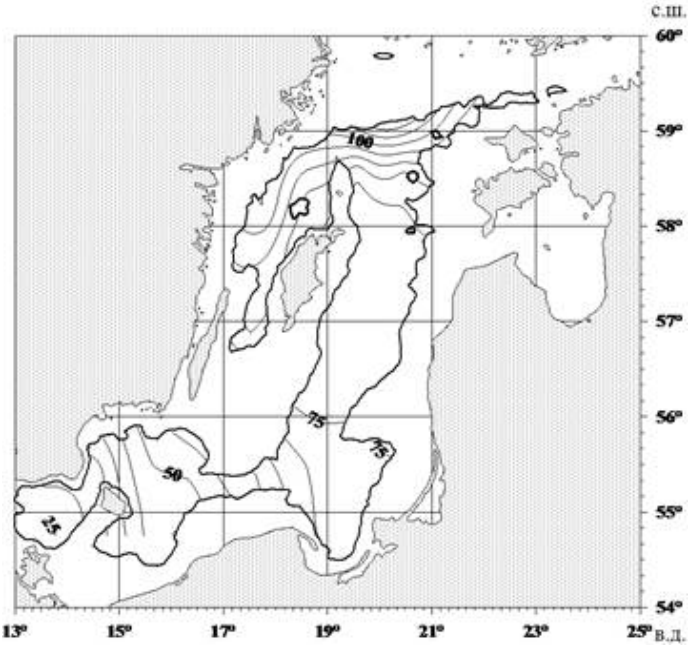
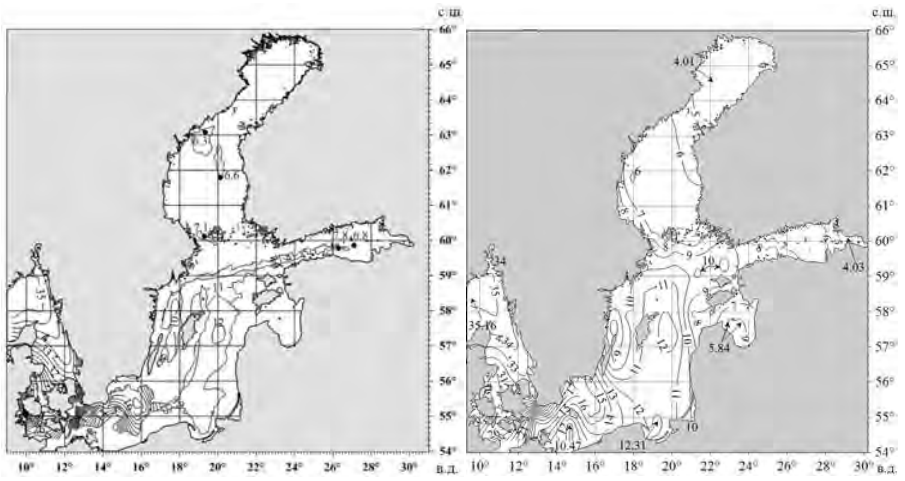


Рис. 79. Топография изогалины 9,5 (PSU) в Балтийском море (м), рассчитанная за 1900-2005 гг. по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Эволюции …, 2010)

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 ПовБ). 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 ПовБ и ГлБ в различных регионах моря показал, что в период затоков мощность ПовБ 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 ПовБ в Борнхольмской впадине до 6-13 %, в Гданьской и Готландской – до 9-22 %, на западе Финского залива – до 35-43 %, а содержание собственно ГлБ 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 ПовБ 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 ПовБ 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 ГлБ 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. 80а). Для сравнения на рисунке 80б приведена соленость на дне. Для глубоководной зоны различия в величине солености в ядре S_{max} и на дне не велики, с выходом на мелководье придонная соленость резко убывает – до 5,8 PSU в Рижском и до 4,0 PSU в Ботническом и Финском заливах.



а *б*

Рис. 80. 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

Расчеты гармонического анализа СезХ $S_{max,}$ полученные по одноградусным трапециям показали, что годовая гармоника в основном проявляется в котловинах, Поскольку, при среднем для акватории вкладе первой гармоники q_I = 0,45 и предельных q_I = 0,02÷0,89, во впадинах Арконской, Борнхольмской, Гданьской, Северо-Балтийской и Ульве и Финском заливе q_I = 0,65÷0,89 (рис. 13 Прилож. Б). С амплитудой средней A_I = 0,55 PSU при размахе A_I = 0,03÷3,72 PSU, при этом в Арконской впадине амплитуда уменьшается от A_I = 3,7 PSU до A_I = 1,1 PSU, в Северо-Балтийской впадине и Финском заливе – A_I = 0,8÷1,0 PSU и Центральной Балтике – A_I = 0,1÷0,5 PSU (рис. 14 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. 54-59 Прилож. А), в Северо-Балтийской впадине – июле-октябре, в Финском заливе – июне-июле и на Юго-Западе моря – апреле-мае (рис. 52-53 Прилож. А; 15 Прилож. Б; табл. 36). Таким образом, результаты гармонического анализа сезонного хода глубинного максимума солености подтверждают в районах глубоководных впадин существоваение 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

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

Статистики	Гармоники						A_I/A_{II}	A_0
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)				
	Амплитуда I	Дата максимума I	Квота I	Амплитуда II	Дата максимума II	Квота II		
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

Представление о межгодовой изменчивости глубинного максимума солености S_{max} в характерных точках Южной и Центральной Балтики (плавмаяк Гесер; кв. 11 – Борнхольмская, кв. 36 – Гданьская, кв. 47 – Готландская впадины и кв. 68 – Финский залив) дает рисунок 81. Расчеты позволили выявить линейные тренды: в Гесере (1920-1975 гг. – Tr_{Smax} = 0,068 PSU/год); кв. 11 (1920-2011 гг. – Tr_{Smax} = -0,006 PSU/год); кв. 36 (1946-2005 гг. – Tr_{Smax} = -0,015 PSU/год); кв. 47 (1951-2005 гг. – Tr_{Smax} = -0,025 PSU/год); и кв. 68 (1900-2004 гг. – Tr_{Smax} = 0,005 PSU/год).

При этом наибольшая теснота связи, как и для T_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 S_{max} и T_w на глубине S_{max}, то она самая высокая в кв. 36 и кв. 47 (r = 0,5), в кв. 68 она снижается до r = 0,33, в Гесере она становится отрицательной (r = -0,27), а в кв. 11 отсутствует вовсе (r = -0,02).

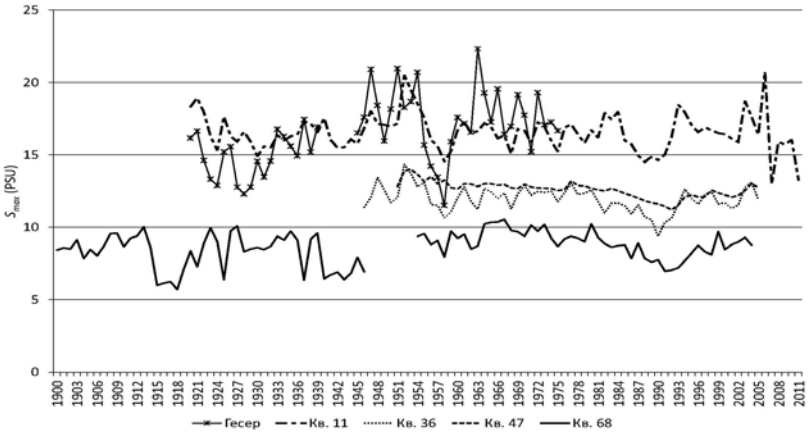


Рис. 81. Межгодовая изменчивость солености в ядре глубинного максимума $\mathbf{S_{max}}$ (PSU) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным (State and Evolution…, 2008)

Таблица 37

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

Пункт, интервал	Период энергонесущей зоны			Спектральная плотность		
	начало	пик	конец	начало	пик	конец
Гесер (1920-1939)	2,74	4,88	5,88	1,31	5,31	5,26
(1945-1975)	2,27	3,17	5,13	2,60	13,54	5,21
Кв. 11 (1920-2011)	2,30	2,44	2,60	1,25	1,98	1,21
	2,60	3,23	3,57	1,21	3,12	1,35
	3,57	4,00	4,65	1,35	2,52	0,75
	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
Кв. 36 (1946-2005)	2,67	3,23	3,57	0,20	0,94	0,79
	3,57	4,35	5,00	0,79	1,38	1,17
	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 (1951-2005)	2,50	3,08	3,64	0,01	0,08	0,05
	3,64	4,88	6,45	0,05	0,22	0,17
Кв. 68 (1900-1946)	2,50	3,13	4,76	0,50	3,88	2,05
	6,90	20,00	50,00	1,60	10,49	6,58
(1954-2004)	2,11	2,33	2,70	0,39	0,74	0,21
	4,55	6,67	9,09	0,43	0,94	0,60

Кроме того, спектральный анализ временных рядов S_{max}, представленных на рисунке 81, 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). 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 (табл. 37, рис. 82-86).

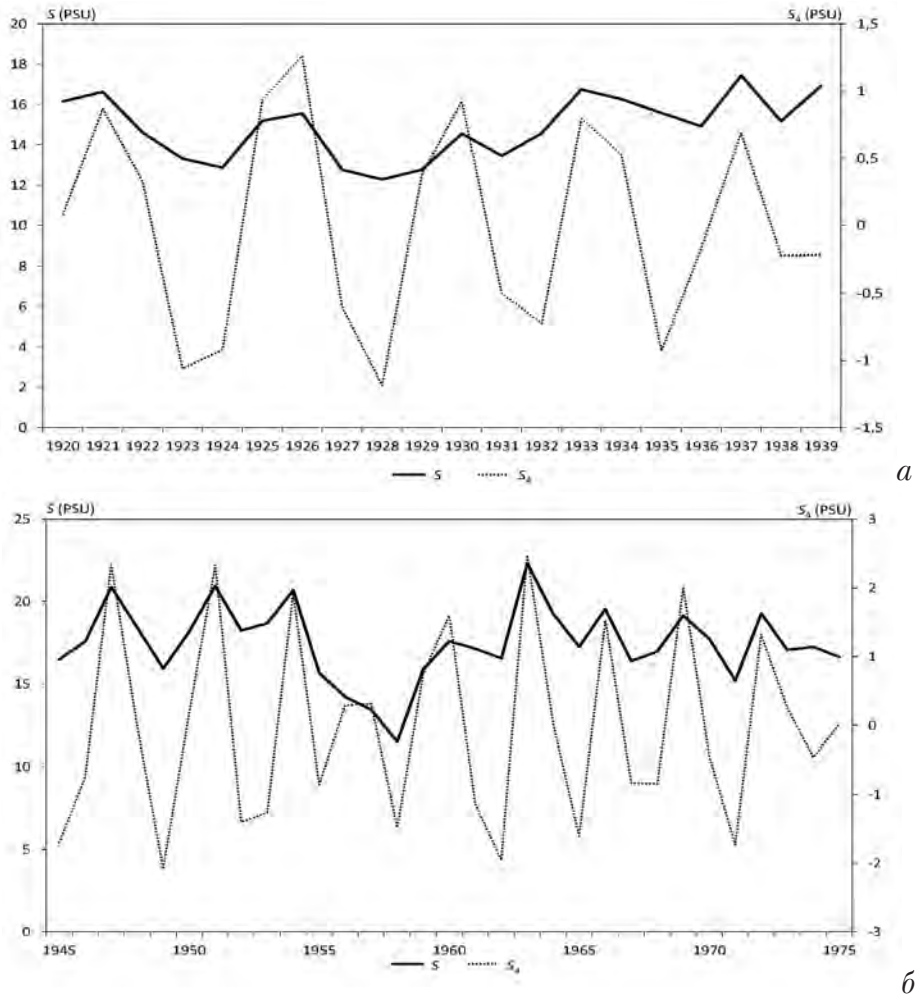


Рис. 82. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – S_4 на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазичетырехлетней – S_4 на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

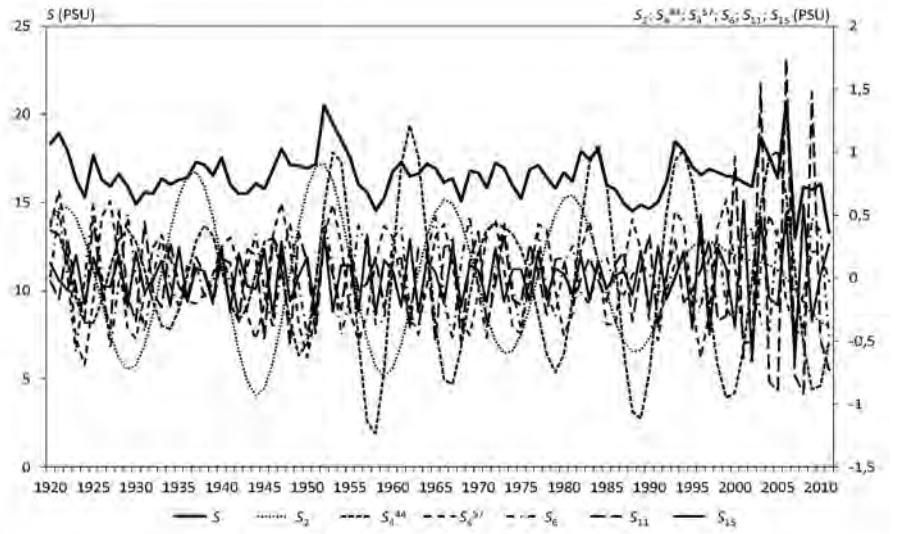


Рис. 83. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Борнхольмской (кв. 11) впадине и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2; квазичетырехлетних – S_4^{39} и S_4^{48}; квазишестилетней – S_6; квазиодиннадцатилетней – S_{11}; квазипятнадцатилетней – S_{15} на интервале 1920-2011 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

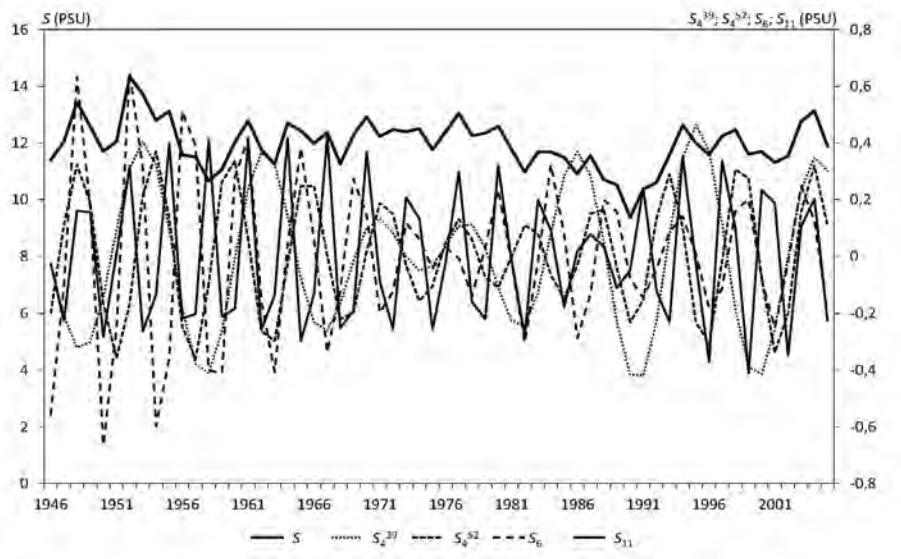


Рис. 84. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Гданьской (кв. 36) впадине и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетних – S_4^{39} и S_4^{52}; квазишестилетней – S_6; квазиодиннадцатилетней – S_{11} на интервале 1946-2005 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

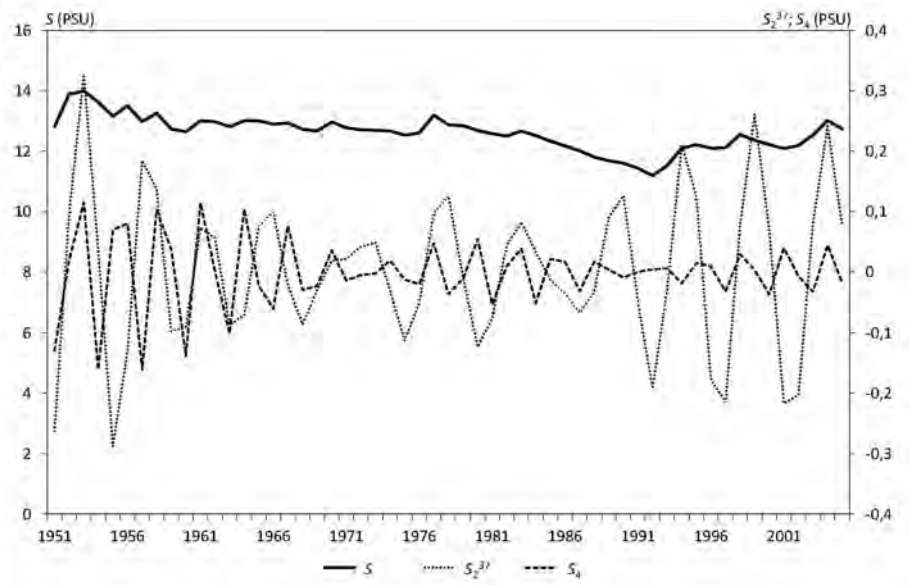


Рис. 85. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Готландской (кв. 47) впадине и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2^{37}; квазичетырехлетней – S_4 на интервале 1951-2005 гг., рассчитанная по данным (State nd Evolution…, 2008)

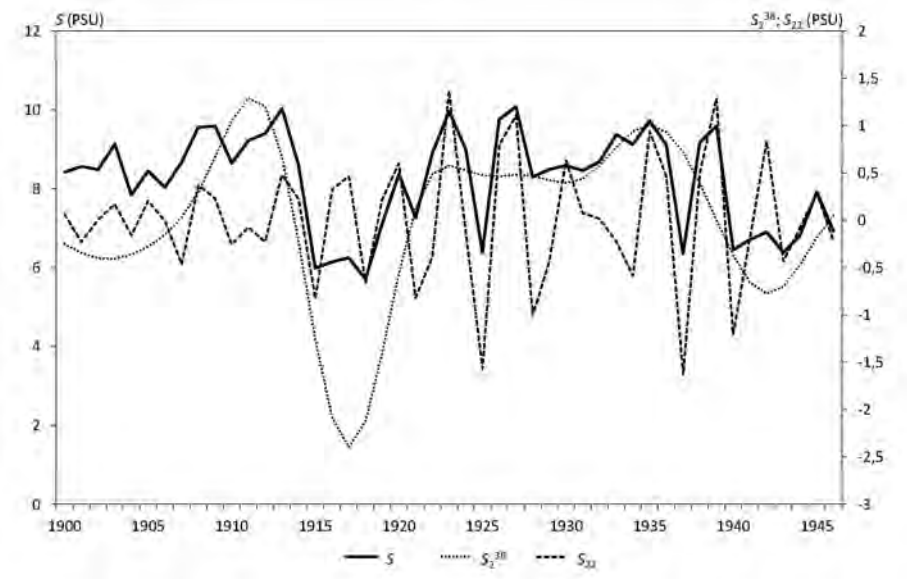
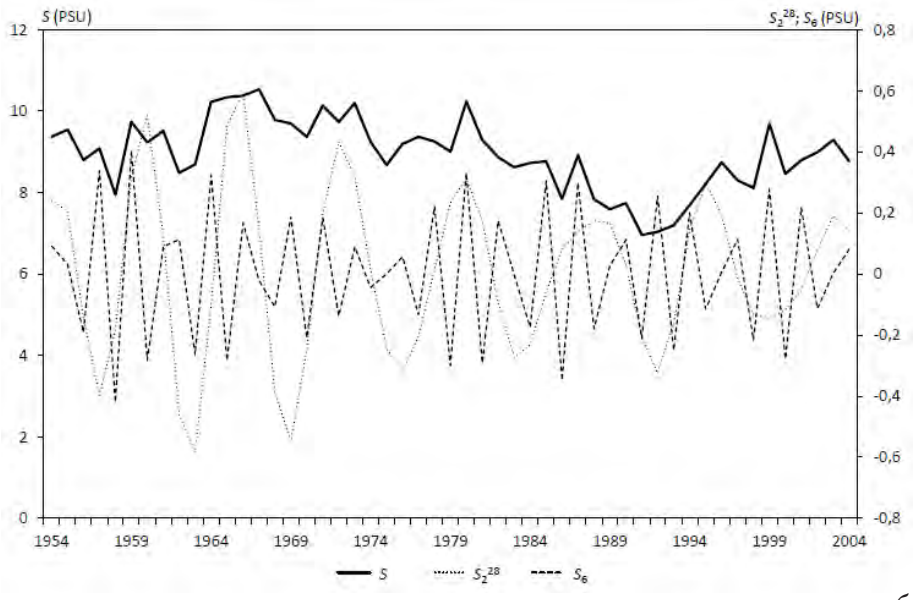


Рис. 86а



б

Рис. 86. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Финском (кв. 68) заливе и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2^{38}; квазидвадцатидвухлетней – S_{22} на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазидвухлетней – S_2^{28}; квазишестилетней – S_6 на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

4.3. 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; 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, 1983б; Чугаевич, 2001, 2003; Дубравин, 2003; Исследование экосистемы …, 2005; Goustoev, Eremina, 2005; Matthaeus, 2006; Влияние изменчивости…, 2008; Leppäranta and Myrberg, 2009; Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, Капустина, 2015; Капустина, Дубравин, 2015).

Ранее (Дубравин, 2003) по данным атласов (Дубравин и др., 1995; Janssen et al., 1999) в центральной части[36] Балтийского моря «методом ядра» (Wust, 1935) была подтверждена двуслойная СВ: выделены поверхностная (ПовБ) и глубинная (ГлБ) ВМ, определены T,S-индексы ядер этих ВМ для холодного (март) и теплого (август) сезонов (табл. 38). С помощью «геометрии» T,S-кривых (Штокман, 1943) получено, что вертикальная граница между этими ВМ проходит по изогалине S = 9,5 ‰.

При нанесении этих индексов на T,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. 87). Это основной довод в защиту двуслойной структуры вод Балтийского моря (Дубравин, 2003). Двуслойность СВ, в какой-то мере, подтверждается и рисунком 69, из которого видно, что форма среднемесячных T,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) T,S-кривые имеют угольную форму.

Следует подробнее остановиться на летней модификации T,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 T,S-анализа. Во-первых, холодный проме-

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

жуточный слой, существующий только в теплый сезон не может быть водной массой по определению А.Д. Добровольского (1961), т.к. «это реликт осеннее-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, который существует повсеместно и в классическом T,S-анализе относится не к самостоятельной ВМ, 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).

Таблица 38

T,S-индексы ядер поверхностной (ПовБ) и глубинной (ГлБ) водных масс Балтийского моря (зимняя и летняя модификации), рассчитано по данным (Дубравин и др., 1995; Janssen et al., 1999). Из (Дубравин, 2003)

Месяцы	Водные массы							
	Поверхностная (ПовБ), T,S-индексы				Глубинная (ГлБ), T,S-индексы			
	начальный		конечный		начальный		конечный	
	T, °C	S, ‰	T, °C	S, ‰	T, °C	S, ‰	T, °C	S, ‰
III	-0,1	3,00	2,5	8,50	5,0	16,00	1,0	5,00
VIII	18,2	3,50	18,2	8,00	5,5	16,00	6,0	5,00

Полученные с помощью «метода ядра» линии трансформации ядер ВМ, являющиеся, по сути, процентными номограммами, позволяют в каждой трапеции рассчитать процентное содержание соответствующей ВМ. Такие расчеты для ПовБ и ГлБ в зимний и летний сезоны представлены на рис. 51, 88-90.

Поверхностная ВМ (рис. 51, 88) 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, в близи 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 (В-11)

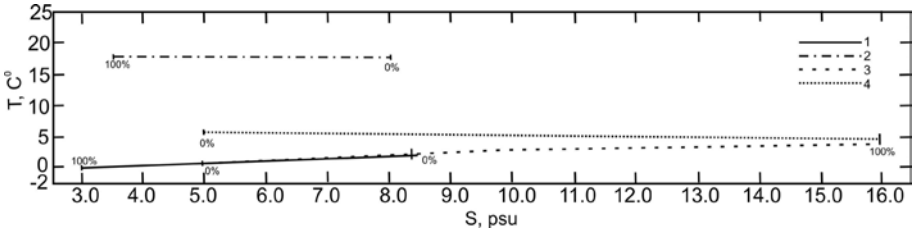
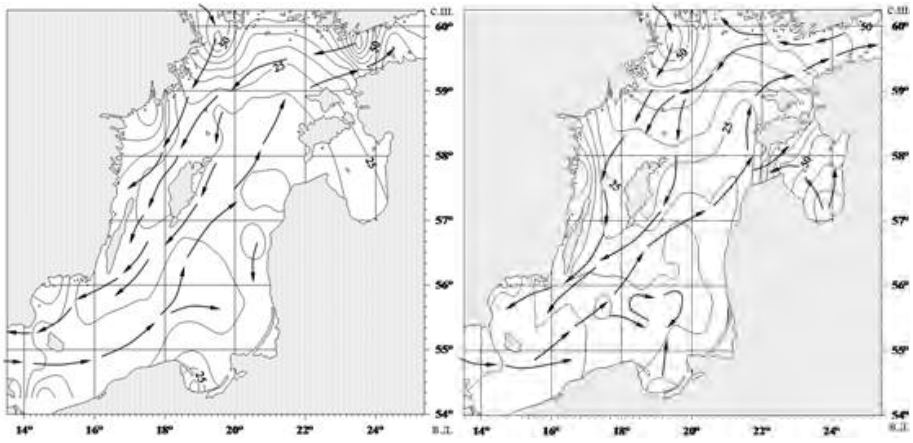


Рис. 87. Обобщенная T,S-диаграмма вод Балтийского моря: линии трансформации поверхностных – ПовБ (1 – март, 2 – август) и глубинных – ГлБ (3 – март, 4 – август) вод, рассчитано по данным (Дубравин и др., 1995; Janssen et al., 1999). Из (Дубравин, 2003)



а *б*

Рис. 88. 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)

– только на 35-45 %. Полученные карты процентного 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. 50 и 70).

Что касается глубинной ВМ, то ее образование связано с поступлением в море через Датские проливы североморских вод. Процессы трансформации глубинной воды, как и поверхностной, в холодный и теплый сезоны разнонаправлены, но в остальном мало

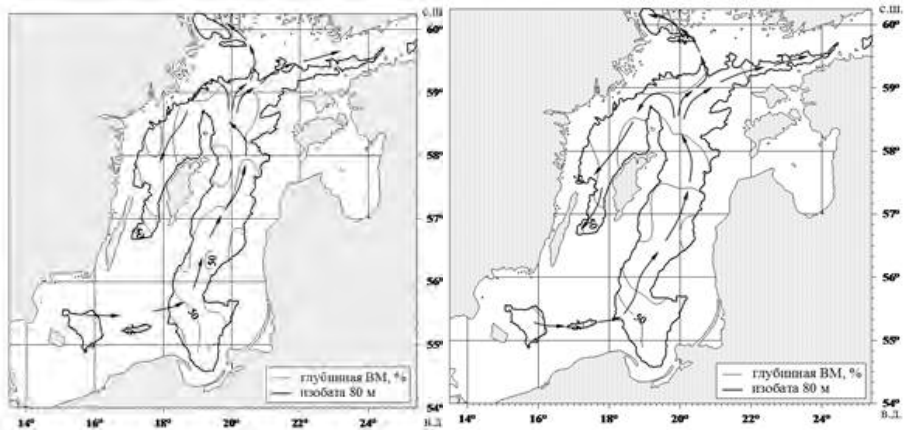
разнятся между собой, как по (Дубравин и др., 1995) на горизонте 80 м (рис. 89)[37], так и по (Janssen et al., 1999) на придонном горизонте (рис. 90). Заметно, однако, что трансформация глубинной воды в первом случае, выражена четче. Причина этого кроется, как показано в (Дубравин, 2003), в различном характере осреднения: в (Дубравин и др., 1995) T,S-характеристики глубинных вод осреднялись в пределах только глубоководной части 30-мильной трапеции (с глубинами ≥ 80 м), а данные из (Janssen et al.,1999) – осреднялись для придонного слоя трапеции в целом. 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 ВМ, что в свою очередь определяется глубиной моря. На юге моря, где максимальные глубины ≥ 80-105 м занимают площадь около 1200 миль^2, объем ГлБ, составляет ≅ 150-160 км^3, в то время как в центральной части моря максимальные глубины ≥ 80-200 м занимают площадь около 21 тыс. миль^2, объем ГлБ превышает 7 тыс. км^3. 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[38] 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), J.H. 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

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

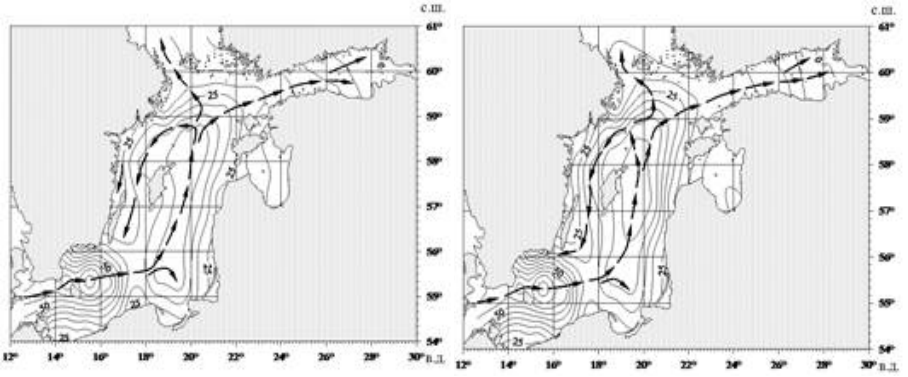
[38] Однако, с учетом новых данных о рельефе дна (http://www.io-warnemuende.de/ research/en_iowtopo.html) и о T и S (State and Evolution…, 2008), по нашим расчетам ГлБ на глубине S_{max} на юге моря к востоку от о. Рюген охватывает площадь 3,7 тыс. км^2 и занимает объем 0,21тыс. км^3, а в центральной части моря – 8,2 тыс. км^2 и 1,16 тыс. км^3, т. е. превышение объема ГлБ в центральной части моря над южной около 6 крат.

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. 89 и 90).



а *б*

Рис. 89. 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)



а *б*

Рис. 90. Процентное содержание глубинной (дно) водной массы Балтийского моря (ГлБ) и схемы глубинной циркуляции (направления течений показаны стрелками): в марте (а) и в августе (б), рассчитано по данным (Janssen et al.,1999). По (Дубравин, 2003)

Появление наиболее полного многолетнего гидрологического массива (State and Evolution …, 2008), позволило с учетом новых данных, не только выполнить статистический T,S-анализ по методикам (Montgomery, 1955, Cochrane, 1956, Wortington and Wright, 1970) для уточнения T,S-идексов ядер ВМ, но и провести исследование крупномасштабной пространственно-временной термохалинной изменчивости поверхностных и глубинных вод Балтийского моря к востоку от меридиана о-ва Рюген (Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин и др., 2010).

На рисунке 91 представлена статистическая годовая T,S-диаграмма для поверхности Балтийского моря, рассчитанная по методике Montgomery (1955) и данным (State and Evolution …, 2008). Поясним ее. Все наблюдения над температурой и соленостью за каждый месяц разбиты на интервалы 1,0 °C по температуре и 0,5 PSU по солености. В соответствующие клетки T,S-диаграммы вписана повторяемость наблюдений, выраженная в промилле (число случаев на тысячу). Так, например, повторяемость в течение года значений температуры между температурой 2-3 °C при одновременных значениях солености между 7,0 и 7,5 PSU составляет 45 ‰. Заливкой нанесена изолиния повторяемости T,S-точек 20 промилле; эта повторяемость охватывает 24 % (240,2 ‰) всех случаев. Повторяемость 10 промилле (густая штрифовка) охватывает 49 % (494,1 ‰); повторяемость 2 промилле (редкая штриховка) охватывает 91 % (905,6 ‰) всех случаев. Таким образом, более 90 % площади зеркала Балтики характеризуется температурой заключенной между 0 и 19 °C и соленостью между 2,5 и 8,5 PSU.

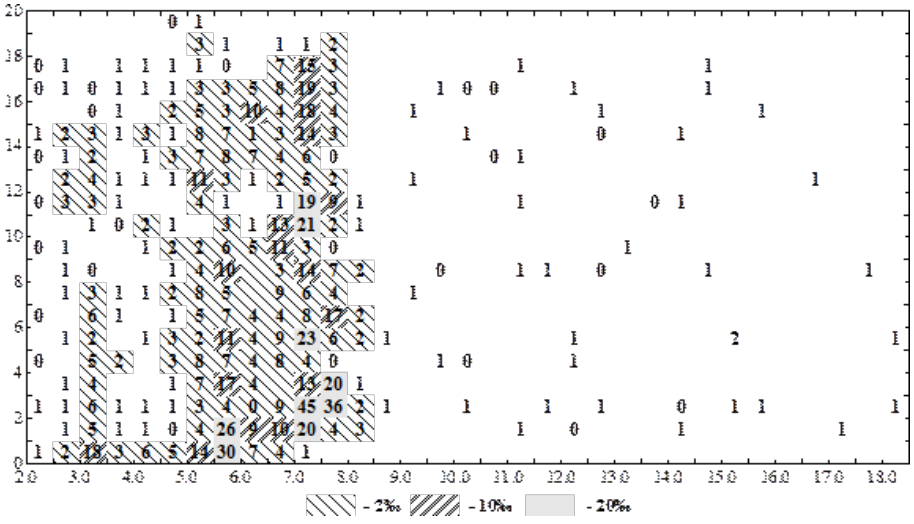


Рис. 91. Статистическая годовая T,S-диаграмма поверхностных вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг. по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике Montgomery (1955)

На рисунке 92 представлен другой вариант статистического вероятностного T,S-анализа (Montgomery, 1955). Если значения частот Nij соответствующим образом нормированы, то, обозначая N буквой p и принимая $\sum_{ij} = 1{,}0$, можно получить распределение двумерной плотности вероятности функции f (S,T), усредненной по классам $\Delta S \times \Delta T$ (Мамаев, 1970). Эта методика дает представление о двумерной плотности вероятности функции f (S,T): показывает уравнения регрессии T = f (S) и S = f(T) – а; частотное распределение вероятности значений солености p (S) – б и частотное распределении вероятности значений температуры p (T) – в.

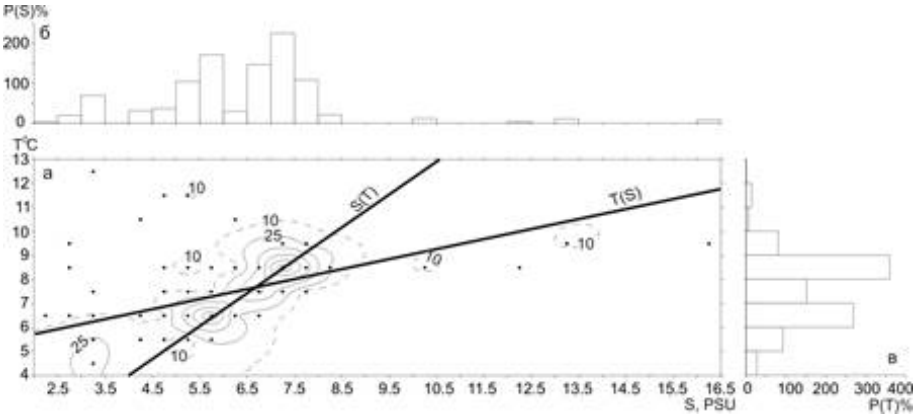


Рис. 92. Статистическая годовая T,S-диаграмма поверхностных вод Балтийского моря двумерной плотности вероятности функции f (S,T) – а; частотного распределение вероятности значений солености p (S) – б; частотного распределение вероятности значений температуры p (T) – в; в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг. по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанная по методике Montgomery (1955)

Расчеты по данным (State and Evolution …, 2008) в одноградусных трапециях для среднего года на поверхности Балтийского моря позволили получить численные оценки связи между температурой и соленостью – коэффициент корреляции и линейные регрессии «прямые» S(T) и «обратные» T (S):

$$r = 0{,}37,$$
$$S(T) = 0{,}779T + 0{,}485, \qquad (4.4)$$
$$T(S) = 0{,}416S + 4{,}912$$

На рисунках 93 и 94 показана еще одна методика статистической обработки – трех- и двухмерная статистические T,S-диаграммы поверхностных вод Балтийского моря для среднего года, полученные по методике Cochrane (1956). В T,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. км^2. В среднем за год сумма площадей для поверхности моря составила 372 тыс. км^2.

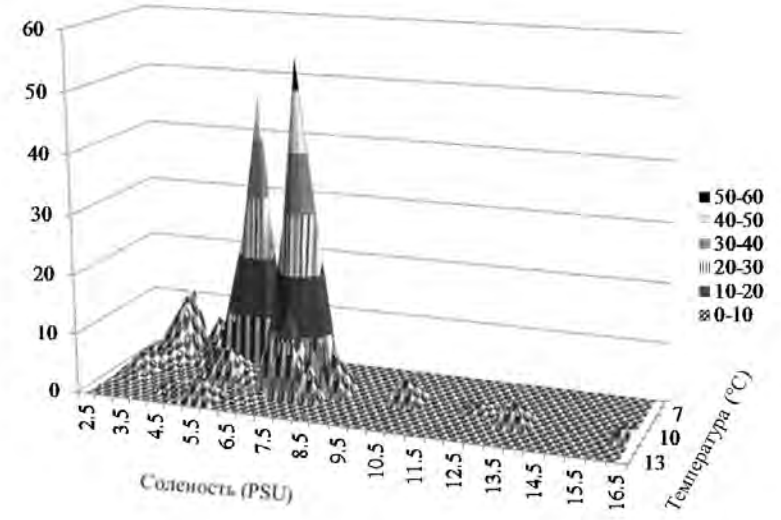


Рис. 93. Трехмерная годовая статистическая T,S-диаграмма поверхностных вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956)

Известно (Полосин, 1974; Дубравин, 2001), что при выделении T,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. Таким образом, в среднем за год в районе очага ПовБ воды характеризующиеся соленостью менее 3,0 PSU занимают акваторию 8,4 тыс. км^2 (что составляет 2,3 % от площади зеркала моря), в марте занимают акваторию 3,9 тыс. км^2, в августе – 16 тыс. км^2. На западе на поверхности моря на долю вод характеризующихся S ≥ 8,5 PSU в среднем за год, так же как в марте и августе, приходится 12,6 тыс. км^2 (3,4 %). Кроме того, на рисунке 94 проведена линия, проходящая через максимум частот и позволяющая получить начальный и конечный T,S-индексы ПовБ: для среднего года – начальный ПовБн (4,5 ºС; 3,00 PSU), конечный ПовБн (9,0 ºС; 8,50 PSU) (Дубравин, Педченко, 2010). Таким же образом можно получить и T,S-индексы ПовБ для каждого месяца (табл. 39).

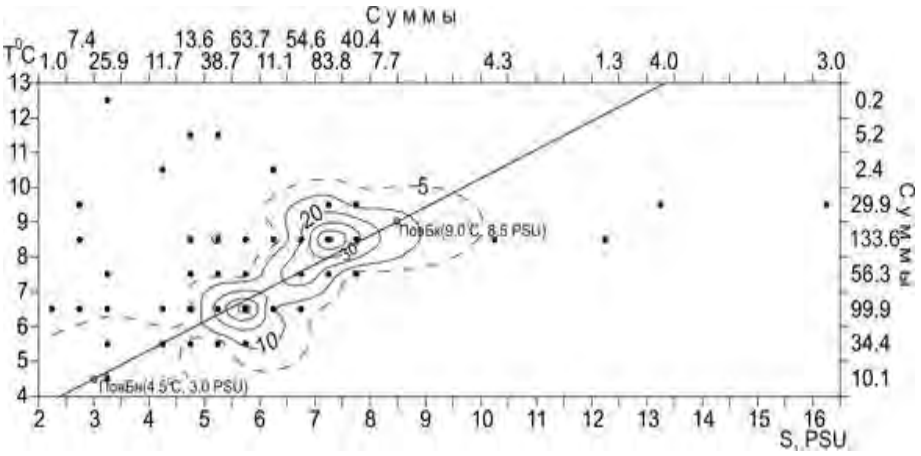


Рис. 94. Статистическая годовая T,S-диаграмма поверхностной водной массы (ПовБ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг. по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956). Из (Эволюции ..., 2010).

Сумма частот ПовБ составляет 372, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км²

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. Из таблицы 39 следует, 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 T-индексы ядер ПовБ (от 0,0-2,0 ºС в марте (самый холодный месяц) до 14,0-17,5 ºС в августе (самый теплый). Поэтому для расчета процентного содержания собственно ПовБ по акватории Балтики в любой месяц года достаточно иметь только одну линию трансформации (процентную номограмму), например, для среднего года (см. рис. 94, табл. 39).

На рисунке 95 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 (см. рис. 51 и 88).

Таблица 39

Месячные T,S-индексы ядер поверхностной (ПовБ) и глубинной (ГлБ) водных масс Балтийского моря по данным (State and Evolution …, 2008) в одноградусных трапециях, рассчитанные по методике Cochrane (1956). Из (Дубравин, Педченко, 2010)

Месяцы	T,S-индексы водных масс Балтийского моря							
	Поверхностная (ПовБ)				Глубинная (ГлБ)			
	начальный		конечный		начальный		Конечный	
	T, °C	S	T, °C	S	T, °C	S	T, °C	S
I	0,5	3,00	3,0	8,50	7,3	16,00	1,9	5,00
II	0,2	3,00	2,5	8,50	7,1	16,00	1,8	5,00
III	0,0	3,00	2,0	8,50	7,0	16,00	1,5	5,00
IV	0,3	3,00	3,5	8,50	7,0	16,00	1,7	5,00
V	2,0	3,00	8,0	8,50	7,0	16,00	1,5	5,00
VI	6,5	3,00	13,0	8,50	7,2	16,00	1,5	5,00
VII	13,0	3,00	16,0	8,50	7,8	16,00	1,9	5,00
VIII	14,0	3,00	17,5	8,50	8,0	16,00	2,5	5,00
IX	11,5	3,00	15,0	8,50	8,0	16,00	2,5	5,00
X	6,5	3,00	11,0	8,50	7,9	16,00	2,4	5,00
XI	3,5	3,00	8,5	8,50	7,8	16,00	2,4	5,00
XII	1,5	3,00	5,5	8,50	7,7	16,00	2,3	5,00
I-XII	4,5	3,00	9,0	8,50	7,5	16,00	2,0	5,00

И так, поверхностная ВМ 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 ВМ 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.

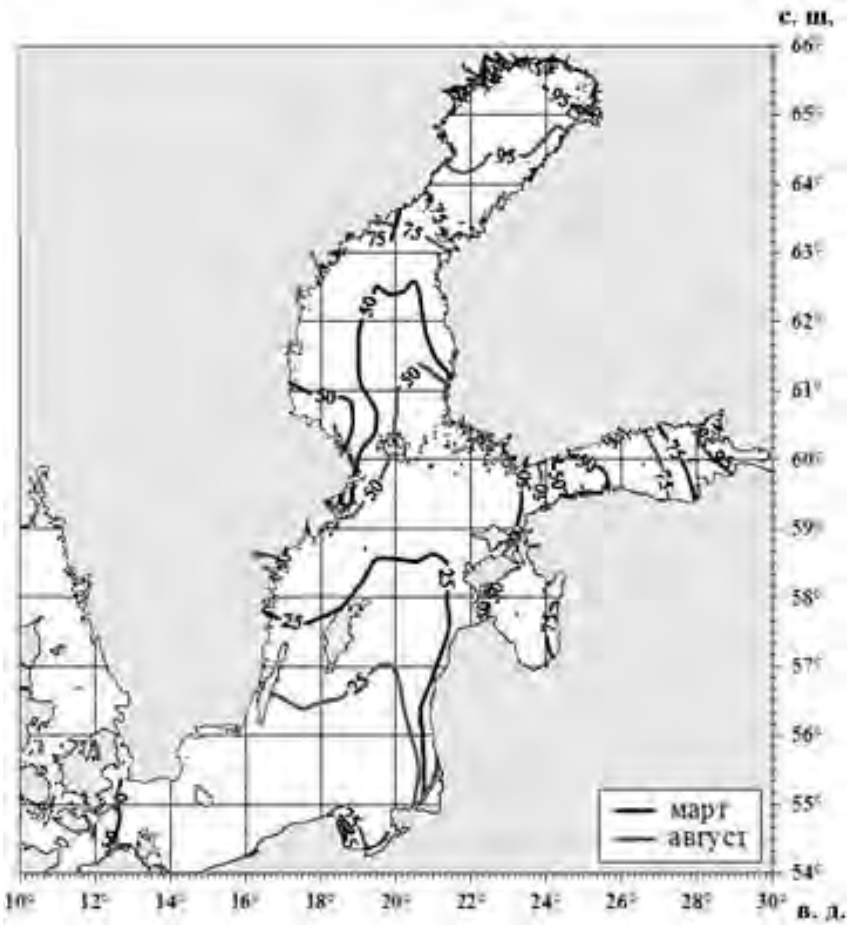


Рис. 95. Процентное содержание поверхностной водной массы Балтийского моря (ПовБ) в марте и августе в одноградусных трапециях, среднее за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанное по методике Cochrane (1956).
Из (Эволюции …, 2010)

На рисунках 96 и 97 представлены варианты статистических T,S-диаграмм для глубинного максимума солености Балтийского моря, рассчитанных по методикам (Montgomery, 1955) по данным (State and Evolution …, 2008). Первый – для всех месячных данных в одноградусных трапециях – заливкой нанесена изолиния повторяемости T,S-точек 20 промилле; эта повторяемость охватывает 52 % (517,6 ‰) всех случаев. Повторяемость 10 промилле (густая штриховка) охватывает 62 % (618,0 ‰); повторяемость 2 промилле (редкая штриховка) охватывает

95 % (945,5 ‰) всех случаев. Таким образом, более 98 % площади глубинного максимума солености Балтики характеризуется температурой заключенной между 0 и 14 °С и соленостью между 4,5 и 19,0 PSU.

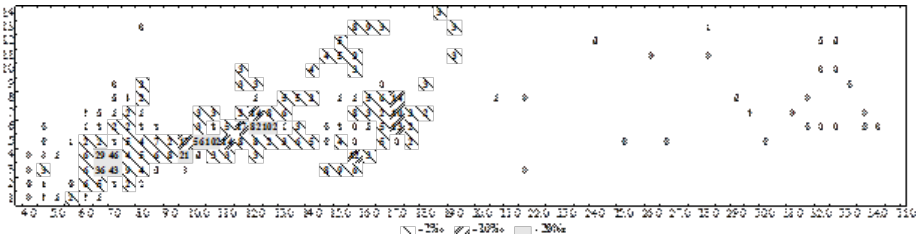


Рис. 96. Статистическая годовая T,S-диаграмма глубинных вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанная по методике Montgomery (1955)

Второй – для среднего года в одноградусных трапециях – дает представление о двумерной плотности вероятности функции f (S,T) (показаны уравнения регрессии T = f (S) и S = f(T) – а; частотном распределении вероятности значений солености p (S) – б и частотном распределении вероятности значений температуры p (T) – в.

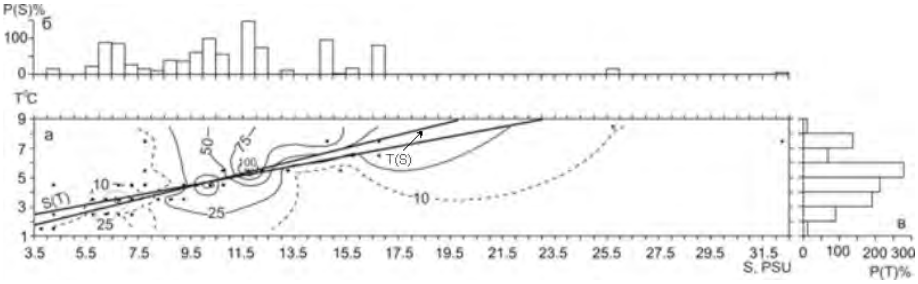


Рис. 97. Статистическая годовая T,S-диаграмма глубинных вод Балтийского моря двумерной плотности вероятности функции f (S,T) – а; частотного распределение вероятности значений солености p (S) – б; частотного распределение вероятности значений температуры p (T) – в; в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанная по методике Montgomery (1955)

При этом численные оценки связи для среднего года на глубине S_{max} Балтийского моря между температурой и соленостью – коэффициент корреляции и линейные регрессии «прямые» S(T) и «обратные» T (S) таковы:

$$r = 0{,}830,$$
$$S(T) = 2{,}239T - 0{,}141, \qquad (4.5)$$
$$T(S) = 0{,}333S + 1{,}310.$$

Сравнивая уравнения 4.4 и 4.5, можно заметить, что теснота связи между температурой и соленостью в ядре ГлБ значительно выше, чем для ПовБ, это следует также и из рисунков 92 и 97, где угол между линиями регрессии «прямыми» S(T) и «обратными» T (S) для ПовБ около 25°, а для ГлБ менее 5°.

На рисунке 98 показана трехмерная статистическая T,S-диаграмма глубинных вод Балтийского моря для среднего года. В среднем за год сумма площадей занятых глубинным максимумом солености составила 29,6 тыс. км^2. На рисунке 99 представлена та же T,S-диаграмма для ГлБ в среднем за год, но только на T,S-плоскости. Кроме того, там проведена линия, проходящая через максимум частот и позволяющая получить начальный и конечный T,S-индексы ГлБ: для среднего года – начальный ГлБ$_н$ (7,5 ºС; 16,00 PSU), конечный ГлБ$_к$ (2,0 ºС; 5,00 PSU). Таким же образом можно получить и T,S-индексы ГлБ для каждого месяца (см. табл. 39).

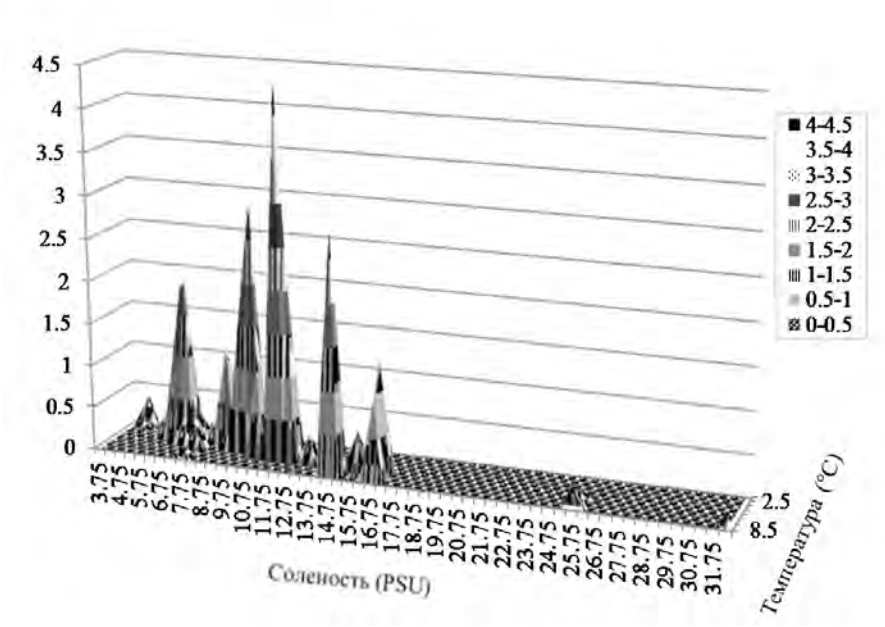


Рис. 98. Среднегодовая трехмерная статистическая T,S-диаграмма глубинных вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956)

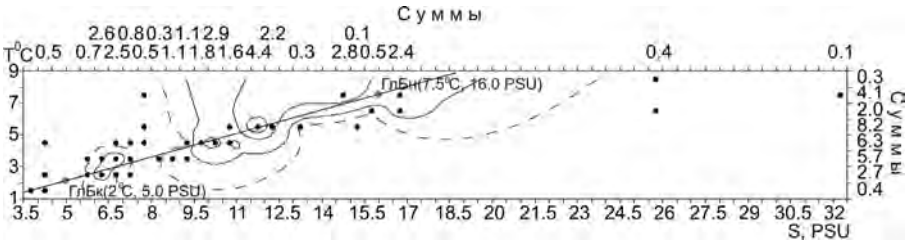


Рис. 99. Статистическая годовая T,S-диаграмма глубинной водной массы (ГлБ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956). Из (Эволюции ..., 2010).

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

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 ≤ 5,0 PSU в среднем за год приходится 0,5 тыс. км² (1,5 %) и 0,3 тыс. км² (1,2 %) – в августе.

Возвращаясь к таблице 39 видим, что начальный и конечный S-индексы ядра (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 ºС в марте-мае до 8,0-2,5 ºС 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. 99). Разбив расстояние между этими индексами на 100 частей, получим процентную номограмму для ГлБ, а по ней карту процентного содержания ГлБ (рис. 100).

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 (см. рис. 89 и 90). Заметно, однако, что трансформация ГлБ в ядре S_{max} 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

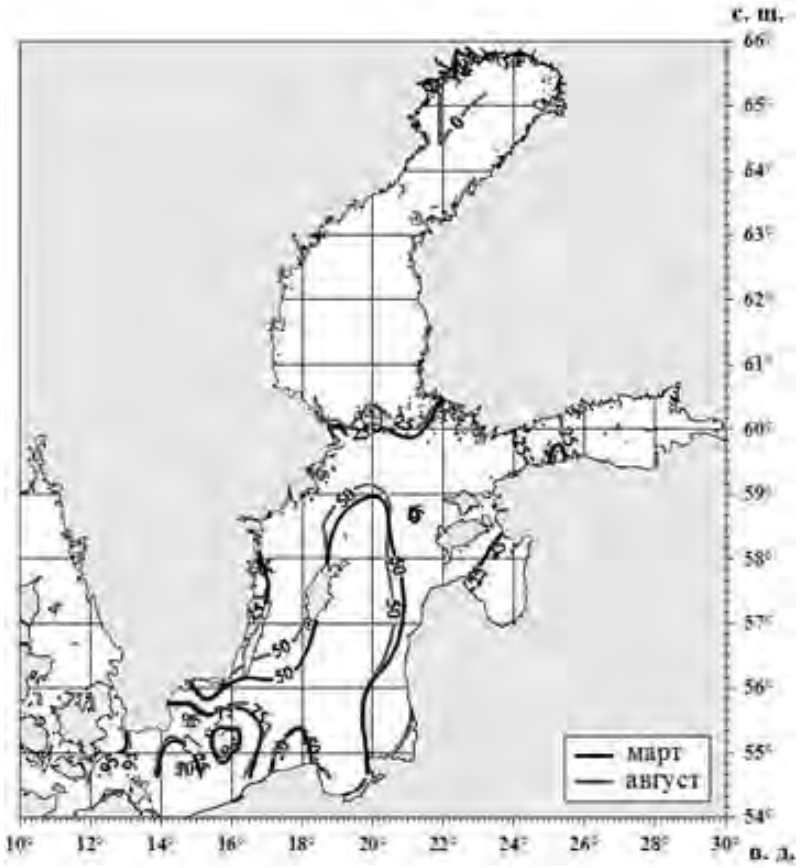


Рис. 100. Процентное содержание глубинной водной массы (ГлБ) Балтийского моря в марте и августе в одноградусных трапециях, среднее за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанное по методике Cochrane (1956). Из (Эволюции …, 2010)

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 T,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 ± 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. 79). 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 Финской 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: I – собственно Балтийского моря (глубоководный), состоящий из двух ВМ: ПовБ и ГлБ и II – прибрежный (мелководный), состоящий только из одной – ПовБ (рис. 101).

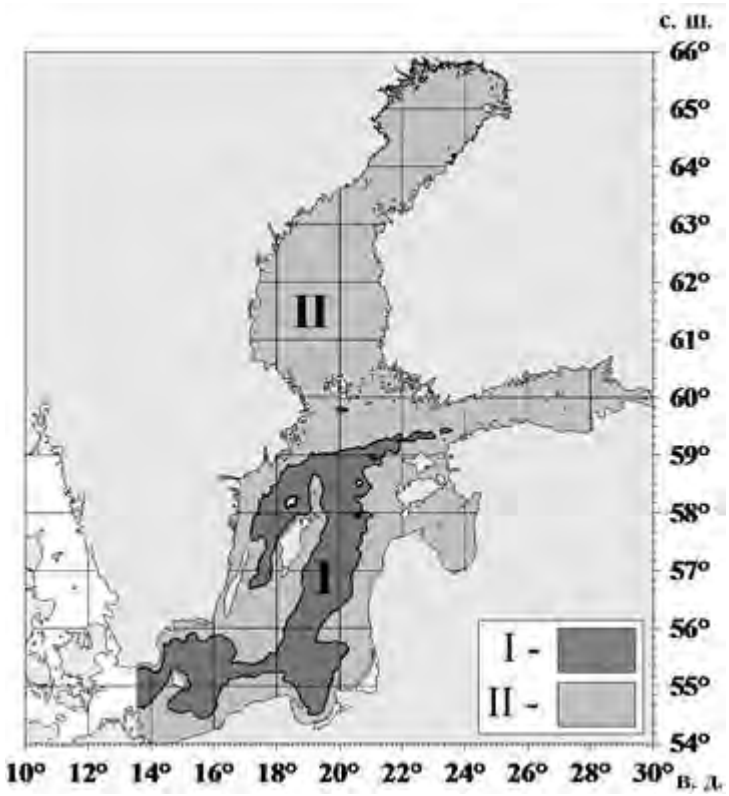


Рис. 101. Типы термохалинной структуры вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900-2005 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution …, 2008): I – собственно Балтийского моря (глубоководный) и II – прибрежный (мелководный). Из (Дубравин и др., 2010)

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 T,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 ввиду, что с позиций классического анализа (Штокман, 1943) наличие начального и конечного T,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 T,S-индексу среднему между начальным и конечным соответствующей ВМ для данного сезона.

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

На рисунке 102 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. км^2. Сравнивая ее с подобной T,S-диаграммой поверхностных вод, но только для Балтийского моря (см. рис. 94), можно говорить об их подобии на интервале солености от 2,0 до 16,5 PSU. По скольку 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. км^2. Поэтому на T,S-диаграмме поверхностных вод Балтики и проливов (рис. 102) проявляются два типа распределения T,S-классов: при первом типе зависимость между температурой и соленостью прямолинейная (как и на рис. 94), 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 ВМ для каждого месяца (табл. 40).

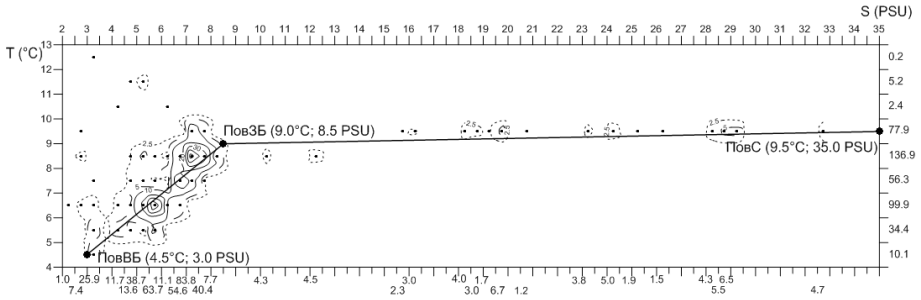


Рис. 102. Среднегодовая статистическая T,S-диаграмма поверхностных (ПовВБ, ПовЗБ и ПовС) вод Балтийского моря и проливов в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956). Из (Капустина, Дубравин, 2015б). *Сумма частот поверхностных вод составляет 423, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км²*

На рисунке 103 представлена статистическая T,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 T,S-диаграммой глубинных вод, но только для Балтийского моря (см. рис. 99), можно говорить об их подобии на интервале солености от 4,0 до 26,0 PSU. По скольку 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 T,S-диаграмме глубинных вод (рис. 103) проявляются два (подобных поверхностным водам) типа распределения T,S-классов: при первом 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 (ПовС$_{50}$) на горизонте 50 м (глубина порога в проливе Каттегат), отличающаяся высокой соленостью (самые низкие значения температуры и солености наблюдаются в ГлВБ) (см. табл. 40).

Сравнивая таблицы 39 и 40, где приводятся T,S-индексы поверхностных и глубинных ВМ полученные по методикам Вюста (Wust, 1935) и Штокмана (1943), видно, что индексы ПовБ$_н$ или ГлБ$_к$ (табл. 39) соответствуют индексам ПовВБ или ГлВБ (табл, 40), 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.

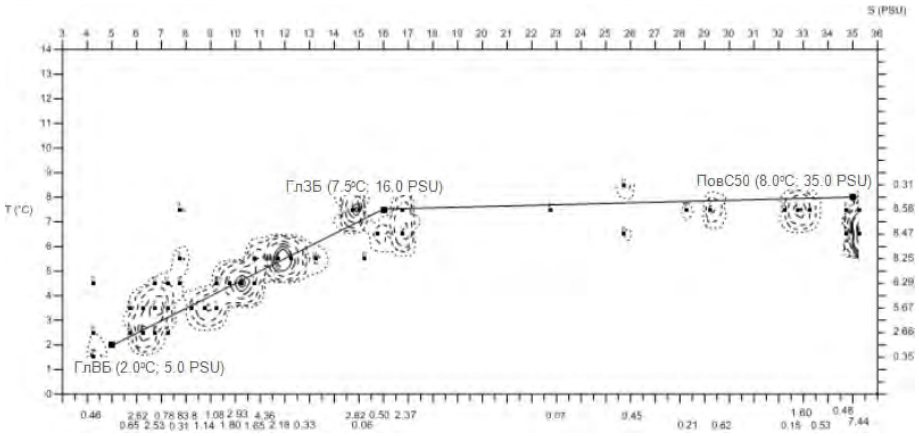


Рис. 103. Среднегодовая статистическая T,S-диаграмма глубинных (ГлВБ, ГлЗБ и ПовС$_{50}$) вод Балтики и проливов в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956). Из (Капустина, Дубравин, 2015б).

Сумма частот составляет 41, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км^2

Таблица 40

Месячные T,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)

Месяц	Поверхностные						Глубинные					
	ПовЗБ		ПовВБ		ПовС		ГлЗБ		ГлВБ		ПовС$_{50}$	
	T, °C	S, PSU	T, °C	S, PSU	T, °C	S, PSU	T, °C	S, PSU	T, °C	S, PSU	T, °C	S, PSU
I	3,0	8,50	0,5	3,00	7,0	35,00	7,3	16,00	1,9	5,00	7,2	35,00
II	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

Из таблицы 40, так же как и из таблицы 39, следует, что S-индексы ядер этих ВМ в течение года практически остаются постоянными, а Т-индексы поверхностных вод изменяются от 0,0-2,0 ºС в марте до 14,0-17,5 ºС в августе, а глубинных – от 1,5-7,0 ºС в марте до 2,5-8,0 ºС 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 ПовС – по изогалине 21,75 (весь год за пределами Балтики, на юге Каттегата) (рис. 104), а между ГлЗБ и ГлВБ – по изогалине 10,50 (север Готландской котловины), между ГлЗБ и ПовС$_{50}$ – по изогалине 25,5 (за пределами Балтики, на юге Каттегата) (рис. 105).

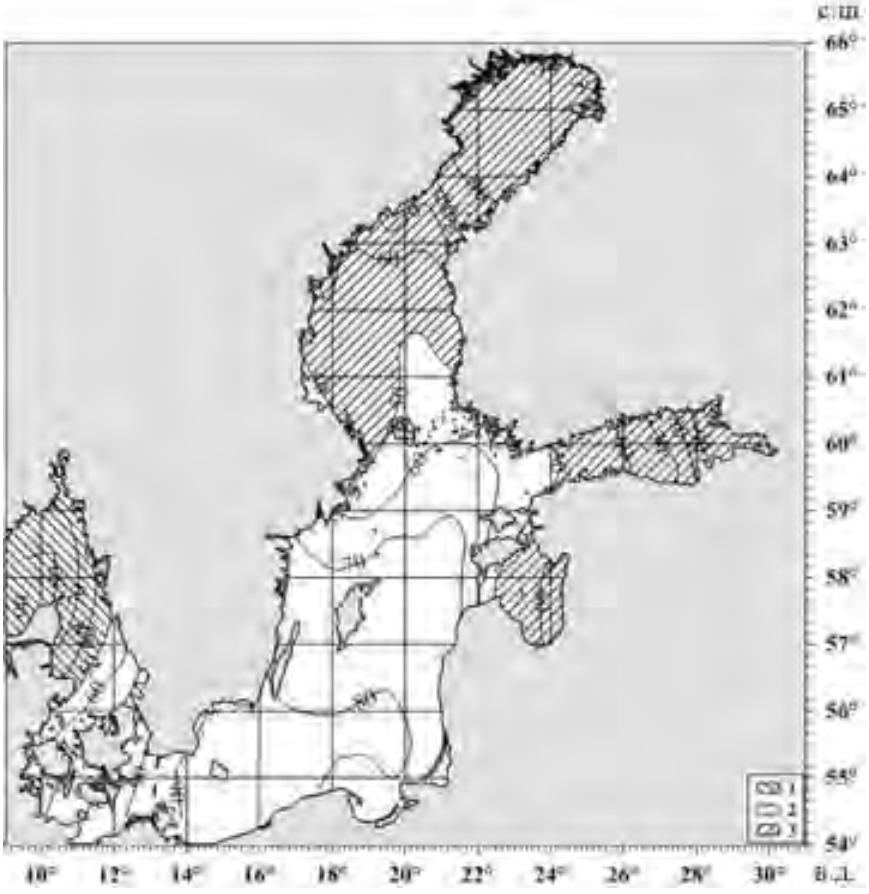


Рис. 104. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря: ПовС – 1, ПовЗБ – 2, ПовВБ – 3, среднее за 1900-2005 гг. по данным (State and Evolution …, 2008) в одноградусных трапециях, рассчитанное по методике Cochrane (1956)

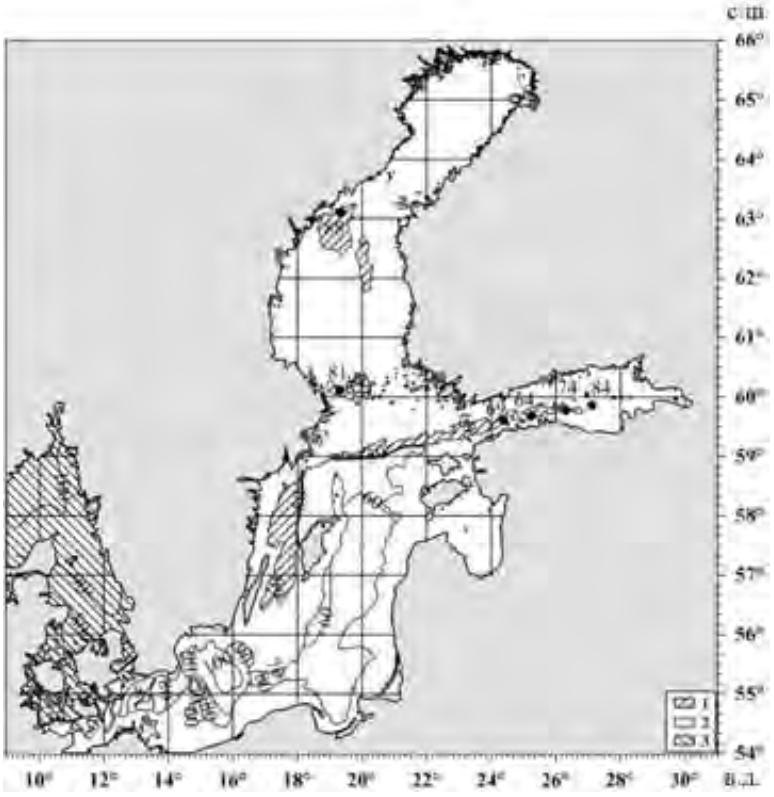


Рис. 105. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря: ГлВБ – 1, ГлЗБ – 2, ПовС$_{50}$ – 3 в одноградусных трапециях, среднее за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанное по методике Cochrane (1956)

Поскольку, в соответствии с классическим T,S-анализом в пределах Балтийского моря для поверхностной и глубинной структурнных зон 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.101). 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 под-

типе ГлЗБ взаимодействует с $ГлС_{50,}$ 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 106, а их характерные T,S-кривые представлены на рисунке 107.

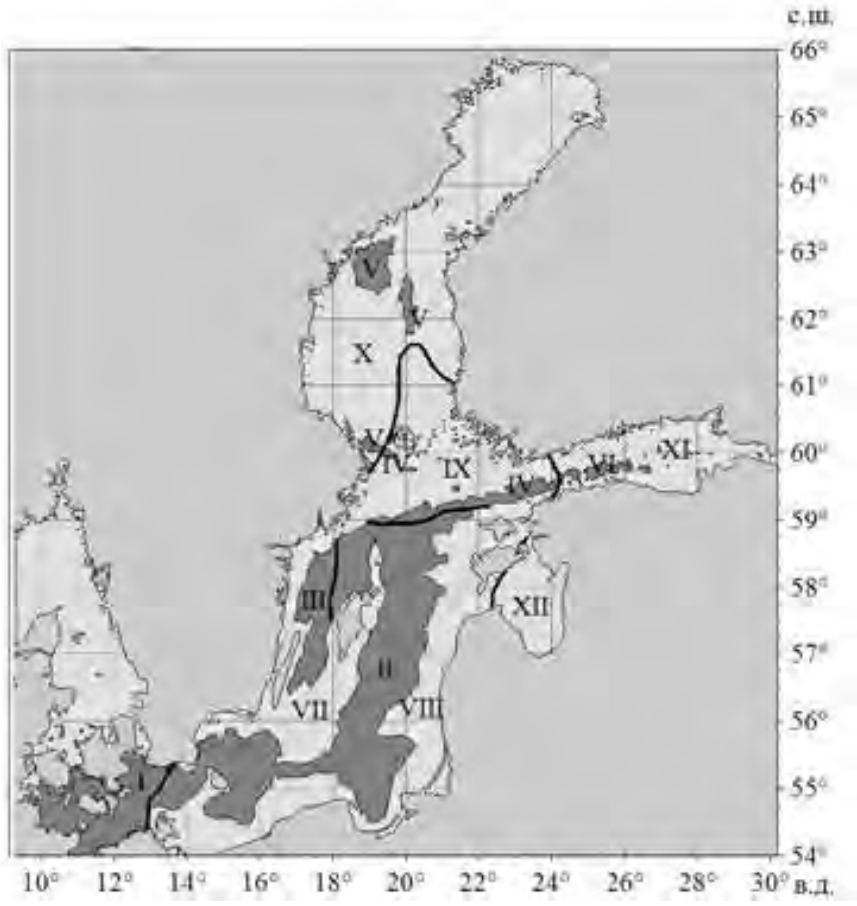


Рисунок 106 – Типы и подтипы термохалинной структуры вод (СВ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900-2005 гг., рассчитанные по (State and Evolution …, 2008).

Глубоководные: I – 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)

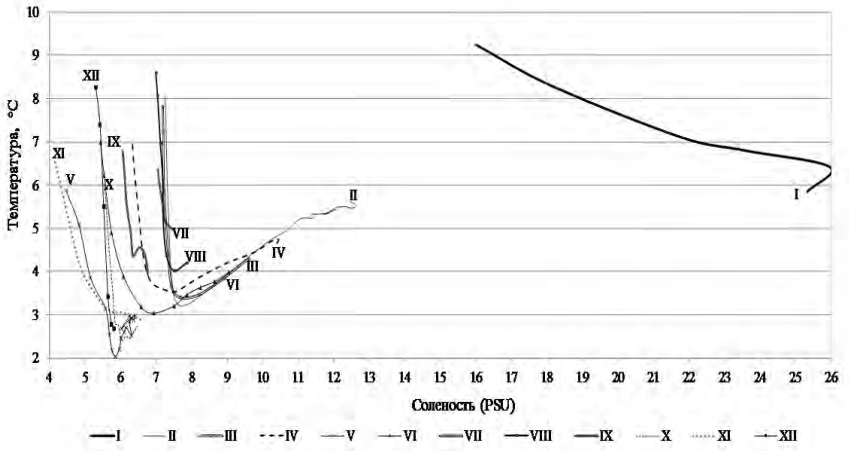


Рисунок 107 – Характерные T,S-кривые подтипов СВ Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900-2005 гг., рассчитанные по (State and Evolution …, 2008).
Глубоководных: I – Арконского бассейна; II – Центрального; III – Западного Готландского; IV – Северо-Балтийского; V – Ботнического моря; VI – Долины Финского залива. Прибрежных: VII – Западного; VIII – Восточного; IX – Северного; X – Ботнического; XI – Финского; XII – Рижского заливов. (см. рис. 106)

Остановимся еще на одной методике статистического T,S-анализа – объемном T,S-анализе (Wortington and Wright, 1970) (рис. 108). С учетом диапазона изменчивости годовых значений температуры и солености в пределах всего моря строится T,S-диаграмма с интервалами 1,0 °С по температуре и 0,5 PSU по солености. В соответсткующие клетки T,S-диаграммы вписываются элементарные объемы[39]. Сумма элементарных объемов для всего Балтийского моря составила 20452 км^3. При этом, на долю поверхностных ВМ приходится большая часть объема моря – 16,23 тыс. км^3 или 79,3 %, из которых несколько более половины занимает ПовЗБ – 10,35 тыс. км^3 или 50,6 %, а ПовВБ только – 5,87 тыс. км^3 или 28,7 %. Доля глубинных вод составляет 4,23 тыс. км^3 или 20,7 % (ГлЗБ – 2,37 тыс. км^3 или 11,6 % и ГлВБ – 1,85 тыс. км^3 или 9,1%) (табл. 41).

[39] За элементарный объем (км^3) принимается произведение толщины слоя (10 м) на полусумму площадей на верхней и нижней границах слоя в пределах одноградусной трапеции (км^2).

Таблица 41

Доли ВМ в общей площади зеркала или глубинного максимума солености (тыс. км^2) и в объеме Балтийского моря (тыс. км^3), 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**

Анализ этой T,S-диаграммы (рис. 108) позволяет отметить следующее:

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

Во-вторых, частотное распределение вероятности значений температуры p (T) – одновершинное, с максимумом между 3 и 5 °C, на который приходится 8932,6 км^3 (43,7 %), но частотное распределение вероятности значений солености p (S) – двухвершинное, с максимумами между 5,5-6,0 PSU (3179,5 км^3, 15,5 %) и между 7,0-7,5 PSU (4416,3 км^3, 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 T,S-диаграммой вод Балтики (рис. 109), из которой видно, что на воды с соленостью между 13,0-32,5 PSU приходится 296,4 км^3 или 1,45 % от всего объма Балтики, при этом максимальный объем – 40,9 км^3 (0,2 %) занимает T,S-класс между 6-7 °C и 15,0-15,5 PSU, а минимальный объем (заметный на диаграмме в данном масштабе) – 18,4 км^3 (0,09 %) занимает T,S-класс между 7-8 °C и 20,5-21,0 PSU.

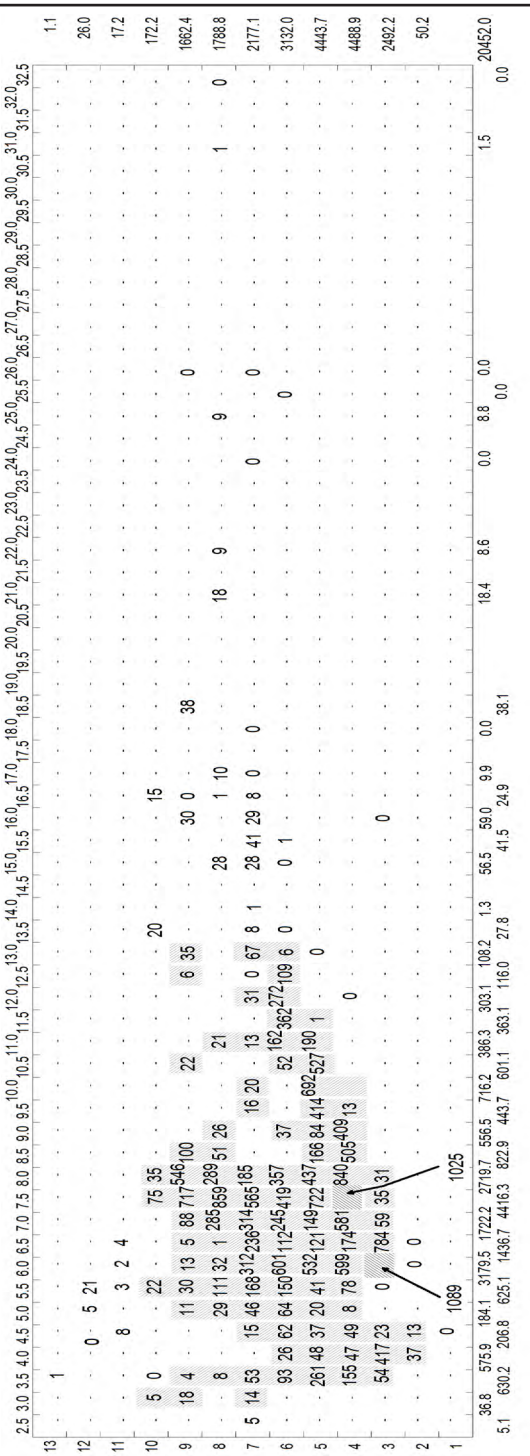


Рис. 108 – Среднегодовая объемная статистическая T,S-диаграмма вод (км^3) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике (Wortington, Wright, 1970).

Сумма элементарных объемов вод Балтики составляет 20452 км^3

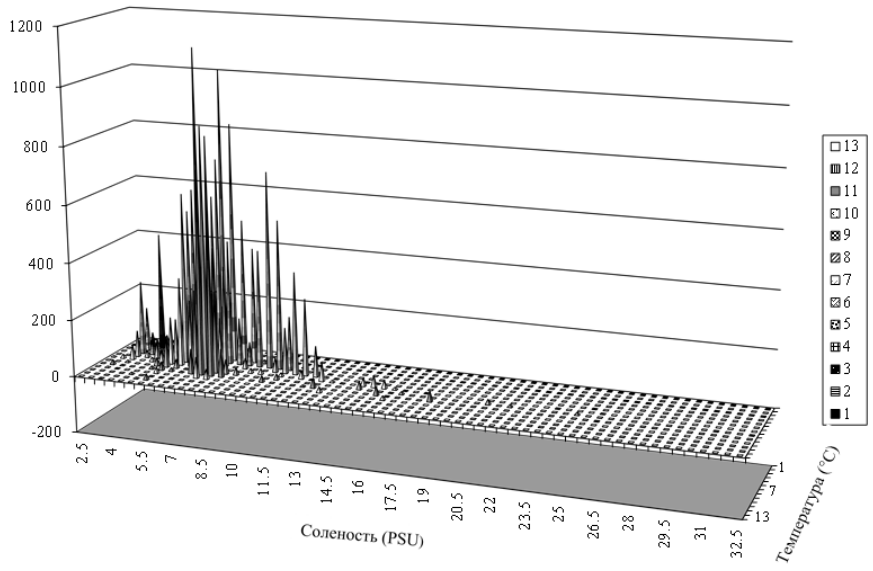


Рис. 109 – Среднегодовая трехмерная объемная статистическая T,S-диаграмма вод (км^3) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике (Wortington, Wright, 1970).

Сумма элементарных объемов вод Балтики составляет 20452 км^3

Подтвержение 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.

5

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ГЛУБИННЫХ ВОД

5.1. Структура временных рядов процентного содержания поверхностных и глубинных вод

Появление климатического атласа (State and Evolution …, 2008) не только подтвердило наличие двухслойной СВ Балтики, но и позволило проследить ее низкочастотную временную изменчивость на интервале 1900-2005 гг. в пределах каждой одноградусной трапеции по модели временного ряда в (Лаппо и др., 1990) (см. гл. 1 (1.3)). Кроме того, в нашем распоряжении имеются данные измерений температуры и солености (с дискретностью 1 ч.) на станциях Аркона Бэсин (Arkona Basin), Дарсс Силл (Darss Sill) и Киль (Kiel) сети MARNET за 2002-2016 гг., любезно предоставленные Немецким Центром Океанографических Данных (BSH/DOD (M41)) (соглашения 2518/2014-002 и 2518/2016-075) (www.io-warnemuende.de), а также на ст. Гесер (Gedser) за 1897-1975 гг. (с дискретностью 1 сут.) (State and Evolution …, 2008).

На основании предложенной нами модели временного ряда (1.2) рассмотрим их структуру для процентного содержания поверхностных и глубинных ВМ с дискретностью один час на ст. Киль, Дарсс Силл и Аркона Бэсин (табл. 42). Расчеты показали, что для процентного содержания ПовЗБ с дискретностью 1 ч. на ст. Дарсс Силл преобладает короткопериодная изменчивость и

составляет 61 %, на ст. Аркона Бэсин и Киль КП уменьшается до 30 и 27 %, соответственно. При этом удельный вклад СХ в ИР на трех станциях минимален (≤ 0,02 %). Наибольший вклад в дисперсию исходного ряда на ст. Дарсс Силл вносит СИ – 55 %, на ст. Аркона Бэсин – МГИ (32 %) и СИ (27 %), а на ст. Киль – СезХ (29 %), ВГИ (28 %) и СИ (24 %).

Для ГлЗБ временная структура несколько изменилась: на ст. Дарсс Силл КП уменьшилась до 47 %, в основном за счет СИ (до 42 %); при этом, доля ВГИ возросла до 29 %, а вклады СезХ и МГИ несколько понизились (до 8 и 16 %, соответственно). На ст. Аркона Бэсин вклад ДП уменьшился до 60 %, за счет СезХ и МГИ (до 4 и 20 %), при этом, возросли вклады СИ и ВГИ до 37 и 36 %, соответсвенно). На ст. Киль вклад КП уменьшился до 22 %, за счет ВСИ и СИ (до 2 и 20 %), при этом, возросли вклады ВГИ и МГИ до 29 и 25 %, соответсвенно, однако доля СезХ, наоборот, уменьшилась до 24 %.

Различия во временной структуре процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ на этих станциях, по всей вероятности связаны:

- С их географическим положением: ст. Киль (54°30’ с.ш., 10°16’ в.д.), с глубиной места около 15 м, и ст. Дарсс Силл (54º42’ с. ш.; 12º42’ в. д.), с глубиной около 20 м, находятся в зоне ПовЗБ и ГлЗБ, взаимодействующих с североморскими водами ПовС и $ПовС_{50}$, а ст. Аркона Бэсин (54º53’ с. ш.; 13º52’ в. д.) с глубиной около 45 м – в зоне ПовЗБ и ГлЗБ, взаимодействующих с балтийскими водами восточных регионов ПовВБ и ГлВБ. Именно этим можно объяснить преобладание КП (61 %) для ПовЗБ на ст. Дарсс Силл.

- С положением по вертикали: в поверхностной структурной зоне вклад КП на ст. Дарсс Силл и Киль выше (61 и 27 %), чем в придонной (47 и 22 %), а на ст. Аркона Бэсин наоборот, в придонной выше (40 %), чем в поверхностной (30 %).

- С длиной временного ряда и наличии экстремальных гидрометеорологических ситуаций: в период увеличения частоты затоков североморских вод – 2014-2016 гг. – наблюдалось увеличение короткопериодной составляющей 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 (до 56 и 44 %) за счет снижения доли СИ (до 52 и 40 %); а на ст. Киль уменьшение КП (до 21 %), как и СИ, (до 20 %) только в поверхностной зоне.

Таблица 42

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя) составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ на ст. Киль, Дарсс Силл и Аркона Бэсин, за 2002-2016 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de)**.**

Элемент	Дисперсия (σ^2)						
	общая	короткопериодная			долгопериодная		
	ИР	**СХ**	**ВСИ**	**СИ**	**СезХ**	**ВГИ**	**МГИ**
Ст. Киль (54°30' с.ш., 10°16' в.д. – 2002-2016 гг.)							
ПовЗБ (8 м)	**94,35**	**0,017**	**3,05**	**22,63**	**27,68**	**26,83**	**14,14**
	100	0,02	3,23	23,99	29,34	28,44	14,99
ПовЗБ (8 м)	**91,29**			**22,63**	**27,68**	**26,83**	**14,14**
	100			24,79	30,33	29,39	15,49
ПовЗБ (8 м)	**68,66**				**27,68**	**26,83**	**14,14**
	100				40,32	39,08	20,60
ГлЗБ (13 м)	**159,70**	**0,001**	**3,09**	**32,19**	**38,35**	**46,64**	**39,43**
	100	0,00	1,94	20,15	24,01	29,21	24,69
ГлЗБ (13 м)	**156,61**			**32,19**	**38,35**	**46,64**	**39,43**
	100			20,55	24,49	29,78	25,18
ГлЗБ (13 м)	**124,42**				**38,35**	**46,64**	**39,43**
	100				30,82	37,49	31,69
Ст. Киль (54°30' с.ш., 10°16' в.д. – 2014-2016 гг.)							
ПовЗБ (8 м)	**89,49**	**0,001**	**0,78**	**17,96**	**43,07**	**17,23**	**10,45**
	100,00	0,00	0,87	20,07	48,13	19,26	11,67
ГлЗБ (13 м)	**123,78**	**0,002**	**2,56**	**24,64**	**48,81**	**30,31**	**17,46**
	100	0,00	2,07	19,90	39,43	24,49	14,11
Ст. Дарсс Силл (54,42' с. ш.; 12,42' в. д. – 2003-2016 гг.)							
ПовЗБ (7 м)	**48,30**	**0,000**	**2,80**	**26,53**	**5,19**	**11,59**	**2,18**
	100	0,00	5,79	54,92	10,75	24,01	4,52
ПовЗБ (7 м)	**45,50**			**26,53**	**5,19**	**11,59**	**2,18**
	100			58,30	11,41	25,48	4,80
ПовЗБ (7 м)	**18,97**				**5,19**	**11,59**	**2,18**
	100				27,37	61,11	11,51
ГлЗБ (19 м)	**335,40**	**0,008**	**15,24**	**140,79**	**26,12**	**98,71**	**54,52**
	100	0,00	4,54	41,98	7,79	29,43	16,26
ГлЗБ (19 м)	**320,15**			**140,79**	**26,12**	**98,71**	**54,52**
	100			43,98	8,16	30,83	17,03

Окончание табл. 42

Элемент	Дисперсия (σ^2)						
	общая	короткопериодная			долгопериодная		
	ИР	**СХ**	**ВСИ**	**СИ**	**СезХ**	**ВГИ**	**МГИ**
ГлЗБ (19 м)	**179,36**				**26,12**	**98,71**	**54,52**
	100				14,57	55,04	30,40
Ст. Дарсс Силл (54,42' с. ш.; 12,42' в. д. – 2014-2016 гг.)							
ПовЗБ (7 м)	**70,95**	**0,004**	**2,90**	**37,14**	**18,57**	**11,88**	**0,46**
	100	0,01	4,08	52,35	26,17	16,74	0,65
ГлЗБ (19 м)	**386,37**	**0,011**	**14,92**	**153,25**	**49,35**	**127,17**	**41,68**
	100	0,00	3,86	39,66	12,77	32,91	10,79
Ст. Аркона Бэсин (54,53' с. ш.; 13,52' в. д. – 2003-2016 гг.)							
ПовЗБ (7 м)	**3,47**	**0,000**	**0,12**	**0,94**	**0,57**	**0,72**	**1,13**
	100	0,00	3,44	26,99	16,40	20,68	32,49
ПовЗБ (7 м)	**3,35**			**0,94**	**0,57**	**0,72**	**1,13**
	100			27,95	16,98	21,42	33,65
ПовЗБ (7 м)	**2,41**				**0,57**	**0,72**	**1,13**
	100				23,57	29,73	46,70
ГлЗБ (40 м)	**215,92**	**0,003**	**7,97**	**79,40**	**9,26**	**76,66**	**42,53**
	100	0,00	3,69	36,77	4,29	35,50	19,74
ГлЗБ (40 м)	**207,95**			**79,40**	**9,26**	**76,66**	**42,53**
	100			38,18	4,45	36,86	20,50
ГлЗБ (40 м)	**128,55**				**9,26**	**76,66**	**42,53**
	100				7,21	59,63	33,16
Ст. Аркона Бэсин (54,53' с. ш.; 13,52' в. д. – 2014-2016 гг.)							
ПовЗБ (7 м)	**3,35**	**0,000**	**0,17**	**1,54**	**1,00**	**0,35**	**0,28**
	100	0,00	5,22	45,83	29,93	10,55	8,48
ГлЗБ (40 м)	**241,28**	**0,009**	**10,60**	**93,10**	**43,37**	**82,37**	**11,83**
	100	0,00	4,39	38,59	17,97	34,14	4,90

Ранее (Дубравин, Стонт, 2011, 2012б), отмечалось, что в районе морской ледостойкой стационарной платформмы (Д-6) на интервале 2004-2011 гг. с увеличением длины исследуемого ряда для метеоэлементов, как правило, возрастает вклад основной для данного параметра состав-

ляющей. Расчеты за 2004-2013 гг. показали стабилизацию основной составляющей для всех элементов, кроме атмосферного давления. Однако, позднее (Дубравин, 2014) анализ более длинных рядов для других элементов и в других регионах Балтики показал, что возрастание доли основной составляющей с увеличением длины ряда справедливо только для первых 6-10 лет. Дальнейшее увеличение длины ряда приводит к затуханию колебаний относительно среднего значения не только для основной составляющей, но и для всех остальных компонент соответствующего гидрометеорологического элемента.

В самом деле, из рис. 110-112, где представлены относительные доли дисперсии (с нарастанием) компонент временной изменчивости процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ на ст. Аркона Бэсин, или относительного вклада КП и ДП этих ВМ, видно, что с увеличением длинны временного ряда разброс общей дисперсии или ее компонент все больше уменьшается относительно среднего.

Более наглядно это видно из рис. 113-114, на которых представлены пошаговые разности общей дисперсии (с нарастанием) изменчивости процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ и КП и ДП на ст. Аркона Бэсин, нормированные на общую дисперсию и рассчитанные по формуле:

$$\Delta\sigma^2_{ИРni+1}(\%) = 100*(\sigma^2_{ИР\ ni+1} - \sigma^2_{ИР\ ni})/\sigma^2_{ИР\ ni+1} \qquad (5.1)$$

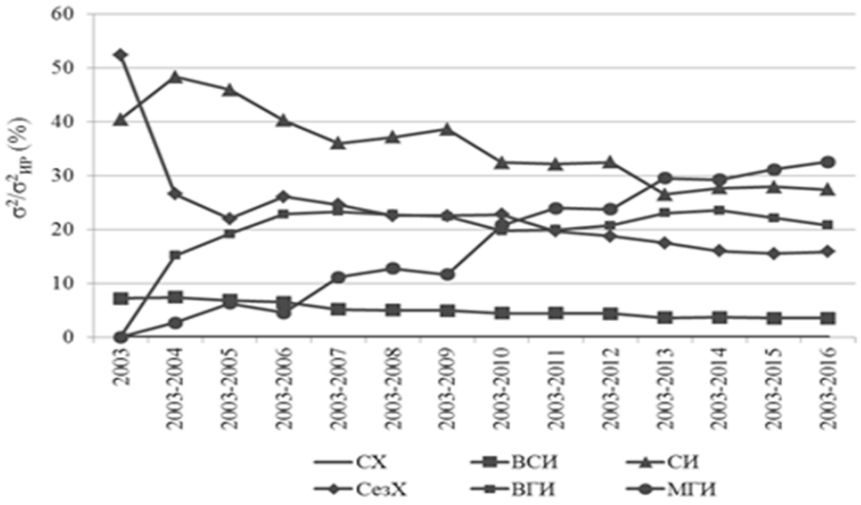


Рис. 110. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗБ (%) ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.)
(ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de)

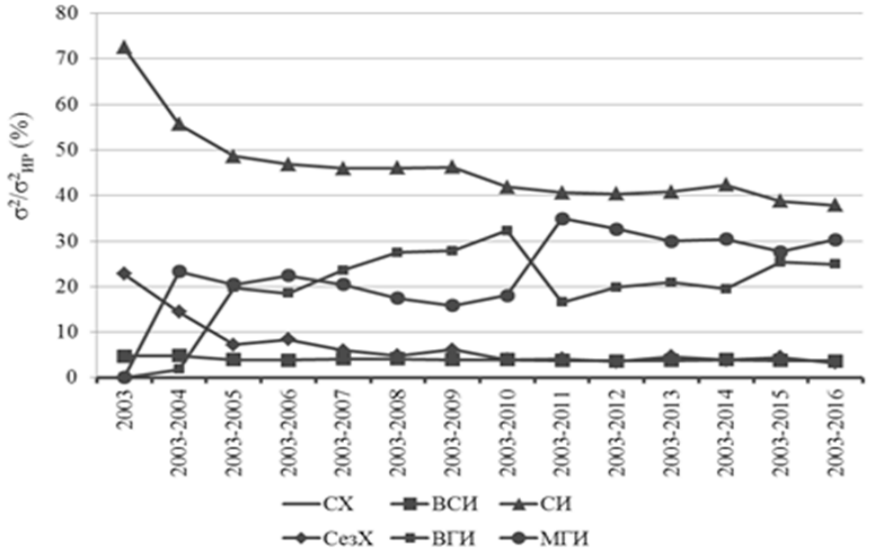


Рис. 111. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) составляющих временной изменчивости процентного содержания ГлЗБ (%) на ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.)
(ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de)

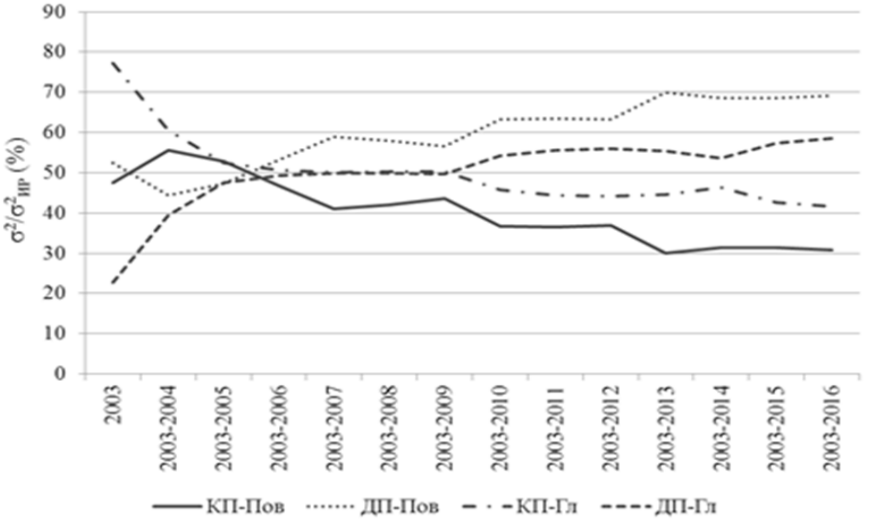


Рис. 112. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) коротко- и долгопериодной составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ (%) на ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.)
(ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de)

Анализ этих рисунков показал, что на ст. Аркона Бэсин, пошаговые разности дисперсии для ГлЗБ ниже, чем для ПовЗБ, и ассимптотическое приближение к среднему наступает быстрее. По всей вероятности, это связано с меньшей долей ДП для ГлЗБ по сравнению с ПовЗБ. А это в свою очередь может определяться большим виянием затоков североморских вод на процентное содержание ГлЗБ, чем на ПовЗБ. Анализ солености на этой станции показал, в поверхностной зоне соленость возрастает через 1-2 года после затока. По данным корреляционного анализа теснота синхронной связи между соленостью на глубине 40 и 7 м не велика – r = 0,35, с учетом сдвига τ = 1 год теснота связи возрастает до r = 0,65, а затем, с учетом сдвига τ = 2 года, теснота связи уменьшается до r = 0,35.

Выше было показано, что относительный вклад суточного хода в ИР процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ всех станциях минимален – ≤ 0,02 %. Исходя из этого, можно предположить, что для ПовЗБ и ГлЗБ использование данных с суточной дискретностью не приведет к большой погрешности в расчетах вклада СИ. Тем не менее, для подтверждения этого возвратимся к таблице 42. Как видно из этой таблицы, различия в относительной доле СИ между расчетами по ежечасным и ежесуточным наблюдениям для ПовЗБ составили 0,8; 1,0 и 3,4 % (при относительной погрешности – 3,3; 3,6 и 6,2 %) на ст. Киль, Аркона Бэсин и Дарсс Силл, соответственно,

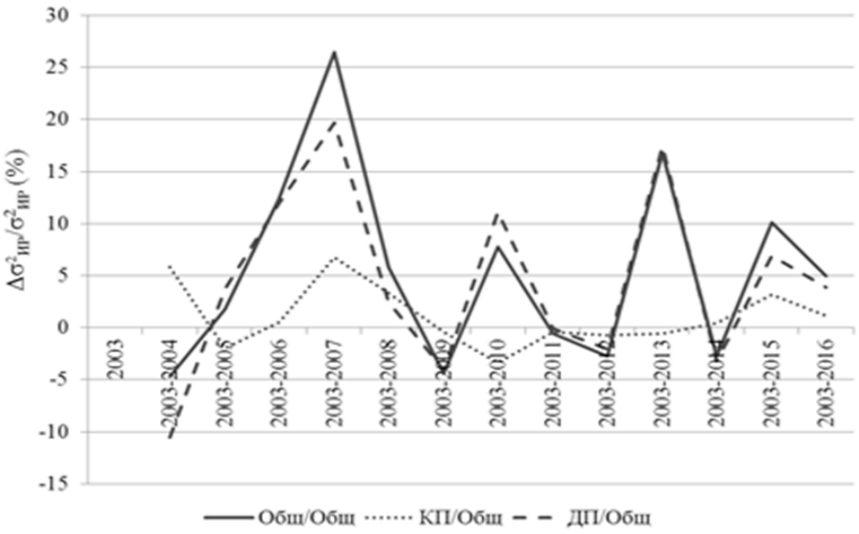


Рис. 113. Пошаговые разности относительной доли общей дисперсии (с нарастанием) и ее коротко- и долгопериодной составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗБ (%) на ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.)
(ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de)

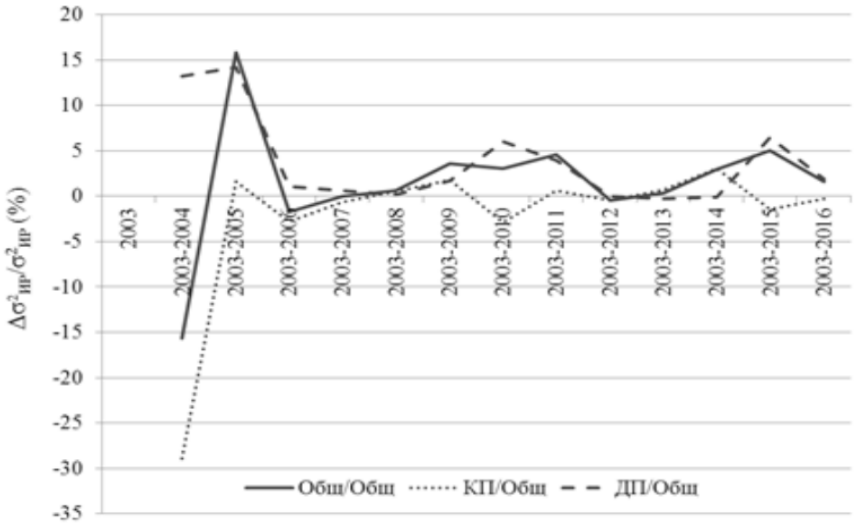


Рис. 114. Пошаговые разности относительной доли общей дисперсии (с нарастанием) и ее коротко- и долгопериодной составляющих временной изменчивости процентного содержания ГлЗБ (%) на ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.)
(ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de)

а для ГлЗБ – соответственно уменьшились до 0,4; 1,4 и 2,0 % (при относительной погрешности – 2,0; 3,8 и 4,8 %). Таким образом, для ПовЗБ и ГлЗБ правомерно использовать и данные с суточной дискретностью в моделе временного ряда (1.2) при выделении вклада СИ.

Рассмотрим структуру временных рядов процентного содержания ПовЗб и ГлЗБ на ст. Гесер с суточной дискретностью (табл. 43). Как видим, для ПовЗБ на этой ст. на интервалах 1897–1915, 1920–1939 и 1945–1975 гг. отмечается рост вклада СИ от 63,7 % на первом интервале до 71,7 % – на втором и до 78,6 % – на третьем. В то время как доля основной компоненты ДП – ВГИ убывала от 22,2 до 20,7 и до 13,6 %, соответственно; заметная компонента ДП – СезХ с начала убывала от 10,8 до 5,4 %, а потом несколько возросла до 6,8 %; малозначимая компонента ДП – МГИ, так же как и ВГИ убывала на всех интервалах, от 3,3 до 2,2 и до 0,9 %. Сравнение со структурами временных рядов ПовЗБ в начале нынешнего столетия (представленных в табл. 42) показало наибольшее подобие со ст. Дарсс Силл, где при суточной дискретности доли компонент в ИР таковы: СИ = 58,3 %, ВГИ = 25,5 %, СезХ = 11,4 % и МГИ = 4,8 %.

Таблица 43

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя) составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ на ст. Гесер, за 1897-1975 гг., (суточная дискретность), рассчитано по (State and Evolution…, 2008)

Элемент	Дисперсия (σ^2)				
	Общая	Коротко-периодная	Долгопериодная		
	ИР	**СИ**	**СезХ**	**ВГИ**	**МГИ**
1897-1915 гг.					
ПовЗБ (0 м)	**83,73**	**53,31**	**9,08**	**18,60**	**2,75**
	100	63,66	10,84	22,21	3,29
ПовЗБ (0 м)	**30,43**	**-**	**9,08**	**18,60**	**2,75**
	100	-	29,83	61,12	9,05
1920-1939 гг.					
ПовЗБ (0 м)	**115,68**	**82,93**	**6,26**	**23,89**	**2,60**
	100	71,68	5,41	20,66	2,25
ПовЗБ (0 м)	**32,76**	**-**	**6,26**	**23,89**	**2,60**
	100	-	19,11	72,95	7,94
ГлЗБ (20 м)	**409,43**	**269,82**	**14,73**	**91,32**	**33,56**
	100	65,90	3,60	22,30	8,20
ГлЗБ (20 м)	**139,62**	**-**	**14,73**	**91,32**	**33,56**
	100	-	10,55	65,41	24,04
1945-1975 гг.					
ПовЗБ (0 м)	**211,74**	**166,52**	**14,40**	**28,81**	**2,01**
	100	78,65	6,80	13,61	0,95
ПовЗБ (0 м)	**45,22**	**-**	**14,40**	**28,81**	**2,01**
	100	-	31,84	63,72	4,44
ГлЗБ (20 м)	**257,30**	**124,37**	**17,18**	**71,51**	**44,25**
	100	48,34	6,68	27,79	17,20
ГлЗБ (20 м)	**132,93**	**-**	**17,18**	**71,51**	**44,25**
	100	-	12,92	53,79	33,29

Для ГлЗБ имеются только два интервала наблюдений: 1920-1939 и 1945-1975 гг. Основной вклад в ИР, как и для ПовЗБ, приходится на СИ, однако для ГлЗБ отмечается уменьшение доли СИ от 65,9 % на втором интервале, до 48,3 % – на третьем. Вклады всех составляющих

ДП растут: ВГИ – от 22,3 до 27,8 %; МГИ – от 8,2 до 17,2 % и СезХ – от 3,6 до 6,7 %. Для ГлЗБ, также как и для ПовЗБ, наибольшее сходство получено со ст. Дарсс Силл – СИ = 44,0 %, ВГИ = 30,8 %, МГИ = 17,0 % и СезХ = 8,2 %. Подобие структур временных рядов ПовЗБ или ГлЗБ на ст. Гесер и Дарсс Силл, по всей вероятности, можно объясних сходством физгеографических условий на них (близость к основным путям затоков и одинаковая глубина места – около 20 м).

Оценим погрешность компонент ДП при переходе от часовой или суточной дискретности к месячной. Как видно из таблицы 42, различия в относительной доле СезХ между расчетами по ежечасным и ежемесячным наблюдениям для ПовЗБ составили 11,0; 16,6 и 7,2 % (при относительной погрешности – 137; 255 и 144 %) на ст. Киль, Аркона Бэсин и Дарсс Силл, соответственно, а для ГлЗБ – соответственно увеличились на 6,8; 6,8 и 2,9 % (при относительной погрешности – 128, 187 и 168 %). Различия в относительной доле СезХ между ежесуточными и ежемесячными наблюдениям для ПовЗБ таковы: 10,0; 16,0 и 6,6 % (при относительной погрешности – 133; 240 и 139 %) на ст. Киль, Аркона Бэсин и Дарсс Силл, соответственно, а для ГлЗБ – соответственно увеличились на 6,3; 6,4 и 2,8 % (при относительной погрешности – 126, 179 и 162 %).

Различия в относительной доле ВГИ между расчетами по ежечасным и ежемесячным наблюдениям для ПовЗБ – 10,6; 37,1 и 9,1 % (при относительной погрешности – 137; 255 и 144 %), а для ГлЗБ – соответственно увеличились на 7,7; 25,6 и 24,1 % (при относительной погрешности – 128, 187 и 168 %). Различия в относительной доле ВГИ между ежесуточными и ежемесячными наблюдениям для ПовЗБ таковы: 9,7; 35,6 и 8,3 % (при относительной погрешности – 133; 240 и 139 %), а для ГлЗБ – соответственно увеличились на 7,7; 24,2 и 22,8 % (при относительной погрешности – 126, 179 и 162 %).

Различия в относительной доле МГИ между расчетами по ежечасным и ежемесячным наблюдениям для ПовЗБ – 5,6; 7,0 и 14,2 % (относительная погрешность – 137; 255 и 144 %), а для ГлЗБ – соответственно увеличились на 7,0; 14,1 и 13,4 % (при относительной погрешности – 128, 187 и 168 %). Различия в относительной доле МГИ между ежесуточными и ежемесячными наблюдениям для ПовЗБ – 5,1; 6,7 и 13,0 % (при относительной погрешности – 133; 242 и 139 %), а для ГлЗБ – соответственно увеличились на 6,5; 13,4 и 12,7 % (при относительной погрешности – 126, 179 и 162 %).

Оценка погрешности компонент ДП при переходе от суточной дискретности к месячной на ст. Гесер показала (табл. 43), что различия в относительной доле СезХ, ВГИ и МГИ между расчетами по ежесуточным и ежемесячным наблюдениям для ПовЗБ на интервале 1897-1915 гг. составили 19,0; 38,9 и 5,8 % (при относительной погрешности – 275 % для всех составляющих КП). На интервале 1920-1939 гг. различия для компонент ДП ПовЗБ таковы: 13,7; 52,3 и 5,7 % (относительная погрешность – 353 % для всех составляющих КП), а для ГлЗБ – соответственно увеличились на 7,0; 43,1 и 15,8 % (относительная погрешность – 293 % для всех составляющих КП). На интервале 1945-1975 гг. различия для этих компонент ПовЗБ – 25,0; 50,1 и 3,5 % (относительная погрешность – 468 % для всех составляющих КП), а для ГлЗБ – увеличились на 6,2; 26,0 и 16,1 % (относительная погрешность – 194 % для всех составляющих КП).

Сравнение со структурами временных рядов ПовЗБ и ГлЗБ в начале нынешнего столетия (представленных в табл. 42) показало наибольшее подобие со ст. Дарсс Силл, где при месячной дискретности доли компонент ДП ПовЗБ таковы: ВГИ = 61,1 %, СезХ = 27,4 % и МГИ = 11,5 %, а доли компонент ДП ГлЗБ – ВГИ = 55,0 %, МГИ = 30,4 % и СезХ = 14,6 %. Таким образом, независимо от величины дискретности (суточной или месячной) отмечается подобие структур временных рядов ПовЗБ или ГлЗБ на ст. Гесер и Дарсс Силл, что, по всей вероятности, определяется сходством физгеографических условий на них (близость к основным путям затоков и одинаковая глубина места – около 20 м).

Следует иметь в виду, что поскольку для рядов процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ с часовой дискретностью относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР изменчив – 39-73 и 53-78 % (см. табл. 42), как и с суточной дискретностью – 21-36 и 34-52 % (см. табл. 43); а кроме того, относительная погрешность всех компонент ДП, при замене ежечасных данных на ежемесячные велика: для ПовЗБ –137-255 % и ГлЗБ –133-240 %, как и при замене ежесуточных данных на ежемесячные: для ПовЗБ – 275-468 % и для ГлЗБ –194-293 %. То, использование данных с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладах СезХ, ВГИ и МГИ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП.

Рассмотрим компоненты низкочастотной изменчивости процентного содержания ВМ в подтипах СВ Балтики (табл. 44-45).

Для ПовЗБ наибольший вклад в дисперсию ДП вносит МГИ (49 % – в среднем для зоны, 69 % – максимум (подтип IX) и 11 % – минимум (подтип I)). Доля СезХ составляет: 26 % – в среднем для зоны, 42 % – максимум (подтип VII), 13% – минимум (подтипы IV и IX), а вклад ВГИ – (25 % – в среднем для зоны; 60 % – максимум (подтип I); 15 % – минимум (подтип VIII)). Для ПовВБ наибольший вклад в дисперсию ДП, как и для ПовЗБ, вносит МГИ (44 % – в среднем для зоны, 59 % – максимум (подтип XI) и 23 % – минимум (подтип XII)). Доля СезХ составляет: 30 % – в среднем для зоны, 44 % – максимум (подтип XII), 15% – минимум (подтип XI), а вклад ВГИ – (26 % – в среднем для зоны; 33 % – максимум (подтип XII); 13 % – минимум (подтип V)).

Для ГлЗБ наибольший вклад в дисперсию ДП вносит МГИ (53 % – в среднем для зоны, 79 % – максимум (подтип II) и 26 % – минимум (подтип I)). Доля СезХ составляет: 15 % – в среднем для зоны, 28 % – максимум (подтип I), 3% – минимум (подтип II); а вклад ВГИ – (32 % – в среднем для зоны; 46 % – максимум (подтип I); 18 % – минимум (подтип II)). Для ГлВБ, как и для ГлЗБ, наибольший вклад в дисперсию ДП вносит МГИ (по 53 % – в среднем для зон, 73 % – максимум (подтип V) и 30 % – минимум (подтип VI) – для ГлВБ и 79 % – максимум (подтип II) и 26 % – минимум (подтип I) – для ГлЗБ). Доля СезХ для ГлВБ или ГлЗБ составляет: 19 или 15 % – в среднем для зоны, 25 или 28 % – максимумы (подтипы IV или I), 13 или 3 % – минимумы (подтипы V или II), а вклад ВГИ – (28 или 32 % – в среднем для зоны; 49 % или 46 % – максимумы (подтипы VI или I); 13 или 18 % – минимумы (подтипы III или II) соответственно для ГлВБ или ГлЗБ).

Аномально высокий вклад ВГИ в дисперсию ДП или аномально низкий – МГИ для ПовЗБ, как и для ГлЗБ, в подтипе I, по всей вероятности можно объяснить близостью этого региона к Датским проливам (влияние североморских вод). В пользу такого вывода говорят данные таблицы 42. Вклад ВГИ в дисперсию ДП для ПовЗБ на ст. Дарсил и Аркона составили 61 и 35 % соответственно, а одноградусный квадрат, для которого рассчитывалась временная структура в подтипе I, располагается на 2 градуса к западу от ст. Дарсил (см. табл. 44 и 42 – 10,5° и 12,7° в. д., соответственно). Аномально высокий вклад СезХ в дисперсию ДП для подтипа VII (42 %) вероятно связан с малой длиной временного ряда в этом квадрате 20 лет, против ~50 для большинства.

Таблица 44

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя) составлящих долгопериодной изменчивости ПовЗБ, ПовВБ, ГлЗБ и ГлВБ (глубоководные и прибрежные подтипы СВ Балтийского моря), рассчитано по (State and Evolution…, 2008).
Из (Дубравин, 2016)

Подтип СВ, Координаты квадратов	Элемент	Дисперсия			
		ИР	СезХ	ВГИ	МГИ
	Глубоководные подтипы				
I 54,7° с.ш. 10,5° в.д.	ПовЗБ (1950-2005)	**124,51**	**35,57**	**74,64**	**14, 30**
		100	28,57	59,94	11,49
	ГлЗБ (30 м) (1950-2004)	**233,05**	**64,92**	**106,86**	**61,27**
		100	27,86	45,86	26,29
II 57,5° с.ш. 19,5° в.д.	ПовЗБ (1953-2005)	**30,39**	**9,24**	**5,34**	**15,81**
		100	30,39	17,58	52,03
	ГлЗБ (150 м) (1957-2005)	**26,33**	**0,77**	**4,74**	**20,82**
		100	2,92	18,0	79,07
III 56,5° с.ш. 17,5° в.д.	ПовЗБ (1954-2004)	**34,84**	**5,45**	**9,16**	**20,24**
		100	15,63	26,28	58,09
	ГлВБ (70 м) (1954-2004	**49,66**	**8,45**	**6,48**	**34,74**
		100	17,01	13,05	69,95
IV 59,5° с.ш. 22,5° в.д.	ПовЗБ (1954-2004)	**66,08**	**8,35**	**16,15**	**41,57**
		100	12,64	24,45	62,91
	ГлВБ (80 м) (1954-2004)	**93,36**	**23,06**	**33,91**	**36,40**
		100	24,70	36,32	38,99
V 63,3° с.ш. 19,6° в.д.	ПовВБ (1957-2003)	**243,04**	**88,28**	**32,29**	**122,47**
		100	36,32	13,29	50,39
	ГлВБ (120 м) (1957-1991)	**4,96**	**0,62**	**0,73**	**3,61**
		100	12,49	14,72	72,78
VI 59,8° с.ш. 25,5° в.д.	ПовВБ (1954-2004)	**95,22**	**21,96**	**31,53**	**41,74**
		100	23,06	33,11	43,83
	ГлВБ (70 м) (1958-2004)	**71,70**	**15,31**	**21,17**	**35,22**
		100	21.35	49,13	29,52
	Прибрежные подтипы				
VII 56,4 с.ш. 16,6 в.д.	ПовЗБ (1962-1982)	**31,29**	**13,22**	**5,19**	**12,88**
		100	42,24	16,59	41,17
VIII 57,6 с.ш. 21,4 в.д.	ПовЗБ (1954-2004)	**38,87**	**14,41**	**5,76**	**18,69**
		100	37,08	14,83	48,10
IX 60,4 с.ш. 21,4 в.д.	ПовЗБ (1920-1958)	**23,12**	**2,96**	**4,16**	**16,00**
		100	12,80	17,99	69,21
X 62,5 с.ш. 20,5 в.д.	ПовВБ (1954-2004)	**35,88**	**11.74**	**6,56**	**17,57**
		100	32,72	18,30	48,98
XI 60,3 с.ш. 27,5 в.д.	ПовВБ (1954-2004)	**58,11**	**8,94**	**15,15**	**34,01**
		100	15,39	26,07	58,53
XII 57,5 с.ш. 23,5 в.д.	ПовВБ (1993-2003)	**30,68**	**13,48**	**10,15**	**7,06**
		100	43,93	33,07	23,00

Таблица 45

Среднее значение дисперсии (курсив) и относительная доля (удельный вклад) (средние и предельные значения) составляющих долгопериодной изменчивости ПовЗБ, ПовВБ, ГлЗБ и ГлВБ (глубоководные и прибрежные подтипы СВ Балтийского моря), рассчитано по (State and Evolution…, 2008)

Элемент	общая	долгопериодная		
	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ
ПовЗБ	***49,87***	***12,74***	***17,20***	***19,93***
	100	25,62	25,38	49,00
		42,24	59,94	69,21
		12,64	14,83	11,49
ПовВБ	***106,76***	***33,17***	***22,28***	***51,32***
	100	29,68	26,38	43,94
		43,93	33,11	58,53
		15,39	13,29	23,00
ГлЗБ	***129,69***	***32,85***	***55,80***	***41,05***
	100	15,39	31,93	52,68
		27,86	45,86	79,07
		2,92	18,00	26,29
ГлВБ	***54,92***	***11,86***	***15,57***	***27,49***
	100	18,89	28,31	52,81
		24,70	49,13	72,78
		12,49	13,05	29,52

5.2. Сезонная изменчивость водных масс

Анализ сезонной измечивости ВМ в Балтике можно провести, по крайней мере, несколькими способами – с помощью статистического T,S-анализа или гармонического анализа процентного содержания ВМ. Результаты первого были представлены нами в (Капустина, Дубравин, 2015б) (табл. 46). Эта таблица была получена следующим образом: с помощью статистических T,S-диаграмм для поверхности и для ядра глубинного максимума солености, рассчитанных по методике Cochrane (1956) за каждый месяц[40] рассчитывалась сумма площадей T,S-классов относящихся к определенной ВМ.

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

[40] Такие T,S-диаграммы для среднего года представлены выше (рис. 94 и 99).

– совпадает с изогалиной 5,75 PSU), а на западе, взаимодействуя с ПовС, распространяется до Каттегата (граница между ПовЗБ и ПовС – линия 50-процентного 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 ВМ, 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 $ПовС_{50}$, распространяется до Бельта (граница между ГлЗБ и $ПовС_{50}$ – 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 %).

Таблица 46

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)

Месяц	Площадь Балтики на поверхности (Тыс. км^2)	Площадь ПовВБ		Площадь ПовЗБ		Площадь ядра глубинного S_{max} (Тыс. км^2)	Площадь ГлВБ		Площадь ГлЗБ	
		(Тыс. км^2)	(%)	(Тыс. км^2)	(%)		(Тыс. км^2)	(%)	(Тыс. км^2)	(%)
I	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
X	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

Еще один вариант анализа СезХ ВМ на базе статистического анализа представлен в таблице 47. С помощью процентных номограмм поверхносных и глубинных ВМ (см. рис. 102 и 103), для каждой одноградусной трапеции на поверхности и на глубине ядра S_{max} за каждый месяц расчитывалось процентное содержание соответствующей ВМ. При этом ПовЗБ и ГлЗБ делились на два подтипа: ПовЗБ (ГлЗБ) взаимодействующая с ПовС ($ПовС_{50}$) и ПовЗБ (ГлЗБ) взаимодействующая с ПовВБ (ГлВБ). После чего одноградусные трапеции группировались по подтипам ВМ, в пределах которых осреднялись месячные значения T_w, S и процентного содержания. Так, сезонная изменчивость процентного содержания поверхностных ВМ определяется годовой волной: с максимумом в мае (80,8 %) и минимумом в декабре (64,2 %) для подтипа ПовС-ПовЗБ; с максимумом в январе (74,2 %) и минимумом в июле-августе (68,1 %) для подтипа ПовЗБ-ПовВБ и с максимумом в июле (74,8 %) и минимумом в январе (66,7 %) для ПовВБ. При этом сезонная изменчивость процентного содержания подтипа ПовЗБ-ПовВБ синхронна с СезХ солености, а для подтипа ПовС-ПовЗБ и ПовВБ она с соленостностью в противофазе.

Таблица 47

Многолетние средние месячные значения параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) (1900-2005), рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008)

Параметр,		Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ПовС-ПовЗБ	T_w	2,63	2,02	2,38	5,05	9,18	13,81	16,51	*17,15*	15,05	11,65	8,21	5,38
	S	17,93	17,11	15,46	14,65	*13,60*	14,27	15,00	14,75	15,81	16,88	17,53	*17,98*
	%	64,4	67,5	73,7	76,8	*80,8*	78,2	75,5	76,4	72,4	68,4	65,9	*64,2*
ПовЗБ-ПовВБ	T_w	2,77	1,80	*1,55*	2,44	6,01	10,72	15,55	*16,58*	14,12	10,30	7,61	5,22
	S	*7,06*	7,04	7,01	7,00	6,93	6,84	*6,74*	6,75	6,80	6,92	6,97	7,05
	%	*74,2*	73,5	72,9	72,8	71,4	69,7	*68,1*	*68,1*	69,1	71,2	72,2	73,7
ПовВБ	T_w	0,89	0,24	*0,22*	1,13	4,45	8,99	14,45	*15,72*	13,09	8,61	5,30	2,87
	S	*4,83*	4,70	4,68	4,53	4,51	4,42	*4,39*	4,43	4,57	4,73	4,77	4,69
	%	*66,7*	69,1	69,5	72,2	72,5	74,2	*74,8*	74,0	71,5	68,5	67,9	69,2
$ПовС_{50}$-ГлЗБ	T_w	3,90	*3,21*	3,51	4,49	5,59	7,35	9,09	10,52	*11,39*	10,96	9,04	6,60
	S	19,08	19,01	19,42	19,80	20,33	*22,62*	22,38	21,88	21,41	19,82	19,48	*18,47*
	%	85,4	*86,4*	82,5	84,8	82,2	68,7	*68,3*	72,3	75,5	83,0	83,3	81,8
ГлЗБ-ГлВБ	T_w	5,63	5,36	5,14	*5,05*	5,17	5,52	5,99	6,02	6,47	*6,54*	6,48	6,48
	S	12,65	12,37	12,53	12,40	12,38	*12,24*	12,64	12,44	12,61	*12,74*	12,66	12,58
	%	69,6	67,0	68,4	67,3	67,1	*65,8*	69,5	67,6	69,2	*70,4*	69,7	68,9
ГлВБ	T_w	4,03	3,76	3,56	3,53	*3,35*	3,41	3,57	3,57	3,81	3,80	3,96	*4,31*
	S	7,90	7,81	*7,75*	8,02	8,05	8,29	*8,31*	8,24	8,29	8,04	8,00	7,87
	%	73,6	74,5	*75,0*	72,6	72,3	70,1	*69,9*	70,5	70,1	72,4	72,7	73,9

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

Что касается сезонной изменчивости процентного содержания глубинных ВМ, то она также определяется годовой волной: с максимумом в феврале (86,4 %) и минимумом в июле (68,3 %) для подтипа $ПовС_{50}$-ГлЗБ; с максимумом в октябре (70,4 %) и минимумом в июне (65,8 %) для подтипа ГлЗБ-ГлВБ и с максимумом в марте (75,0 %) и минимумом в июле (69,9 %) для ГлВБ. При этом сезонная изменчивость процентного содержания подтипа ГлЗБ-ГлВБ квазисинхронна с СезХ солености, а для подтипа $ПовС_{50}$-ГлЗБ и ГлВБ она с соленостью в противофазе. Кроме того, в первом приближении, можно говорить о противофазности СезХ процентного содержания поверхностных и глубинных ВМ Балтийского моря.

Результаты третьего варианта представлены в таблицах 48-53. Гармонический анализ сезонной изменчивости процентного содержания ПовЗБ (табл. 48-49) и ПовВБ (табл. 50) 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 $q_I \geq 0{,}75$. Вблизи устьев рек вклад годовой волны уменьшается до $q_I \leq 0{,}25$ (см. рис. 16, Прилож. Б). Амплитуда годовой волны (A_I) на большей части акватории Балтики ≤ 6 % и только локально (Арконское море, Ботнический и Финский заливы) ее значение возрастает до 10÷11 % (см. рис. 17, Прилож. Б). Сроки наступления максимума годовой волны сильно размыты – от начала сентября в Рижском и Финском заливах до середины мая (следующего года) в Ботническом заливе и от ноября до марта в Собственно Балтике (см. рис. 18, Прилож. Б). Таким образом, размах в наступлении максимума процентного содержания ПовЗБ и ПовВБ составляет 185 и 254 суток, соответственно (см. табл. 47-49).

Сезонная изменчивость процентного содержания ГлЗБ (табл. 51-52) и ГлВБ (табл. 53) также характеризуется небольшим и сложным сезонным ходом. Годовая гармоника процентного содержания глубинных вод наблюдается локально в Арконской, Гданьской, Готландской котловинах и в Финском заливе, где квота $q_I \geq 0{,}6$ (см. рис. 19, Прилож. Б), 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. 20, Прилож. Б). 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. 21, Прилож. Б). Таким образом, размах в наступлении максимума процентного содержания ГлЗБ и ГлВБ составляет 347 и 315 суток, соответственно (см. табл. 51-53).

Таблица 48

Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ПовЗБ в Балтийском море и проливах за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Капустина, Дубравин, 2015б)

Статистики	$Ампл_{I}$	$Дата_{I}$	$Квота_{I}$	$Ампл_{II}$	$Дата_{II}$	$Квота_{II}$	A_{I}/A_{II}
Ср. арифм.	4,2	163	0,738	1,2	115	0,106	5,1
Мода	5,4	315	0,890	0,7	107	0,010	8,4
Медиана	3,7	63	0,827	1,0	114	0,051	4,0
Дисперсия	5,92	21284,75	0,06	0,71	2317,80	0,01	17,06
Ср. кв. откл.	2,43	145,89	0,24	0,84	48,14	0,12	4,13
Коэф. ассим.	0,74	0,42	-1,47	1,05	-0,81	1,39	1,76
Коэф. эксцес.	0,04	-1,82	1,57	0,64	0,10	1,20	4,71
Макс. знач.	10,9	83 (448)	0,994	3,6	83 (264)	0,485	22,7
Мин. знач.	0,1	263	0,001	0,2	91	0,002	0,1
Размах распр.	10,7	185	0,993	3,5	173	0,483	22,6

Таблица 49

Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ПовЗБ только в Балтийском море за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008)

Статистики	$Ампл_{I}$	$Дата_{I}$	$Квота_{I}$	$Ампл_{II}$	$Дата_{II}$	$Квота_{II}$	A_{I}/A_{II}
Ср. арифм.	3,8	163	0,726	2,0	121,3	0,111	4,98
Мода	5,4	315	0,890	0,9	107,0	0,010	1,51
Медиана	3,6	63	0,827	1,6	116,0	0,053	4,00
Дисперсия	4,8	21284,75	0,063	2,4	1456,7	0,015	17,96
Ср. кв. откл.	2,2	145,89	0,252	1,5	38,17	0,122	4,24
Коэф. ассим.	1,0	0,42	-1,357	1,9	-0,57	1,333	1,86
Коэф. эксцес.	1,1	-1,82	1,117	3,8	0,20	0,955	4,96
Макс. знач.	10,9	83 (448)	0,994	7,1	179,0	0,485	22,66
Мин. знач.	0,1	263	0,001	0,2	10,00	0,002	0,06
Размах распр.	10,7	185	0,993	6,9	169,00	0,483	22,61

Таблица 50

Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ПовВБ в Балтийском море за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Капустина, Дубравин, 2015б)

Статистики	$Ампл_{I}$	$Дата_{I}$	$Квота_{I}$	$Ампл_{II}$	$Дата_{II}$	$Квота_{II}$	A_{I}/A_{II}
Ср. арифм.	4,5	206	0,622	2,0	77	0,176	3,58
Мода	6,6	29	0,700	0,9	80	0,200	1,51
Медиана	4,2	288	0,692	1,6	81	0,144	2,30
Дисперсия	6,71	21373,02	0,06	2,36	2670,81	0,03	18,18
Ср. кв. откл.	2,59	146,20	0,25	1,54	51,68	0,17	4,26
Коэф. ассим.	0,75	-0,33	-0,75	1,88	-0,25	1,92	3,49
Коэф. эксцес.	0,33	-1,85	-0,44	3,84	-0,93	5,02	14,85
Макс. знач.	11,3	133 (498)	0,936	7,1	90 (271)	0,810	23,42
Мин. знач.	0,7	244	0,052	0,2	95	0,002	0,25
Размах распр.	10,6	254	0,884	6,9	176	0,808	23,17

Таблица 51

Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ГлЗБ в Балтийском море и проливах за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Капустина, Дубравин, 2015б)

Статистики	$Ампл_{I}$	$Дата_{I}$	$Квота_{I}$	$Ампл_{II}$	$Дата_{II}$	$Квота_{II}$	A_{I}/A_{II}
Ср. арифм.	5,3	194	0,462	2,3	97	0,155	3,29
Мода	1,3	200	0,660	0,6	16	0,030	1,20
Медиана	3,1	199	0,448	1,7	101	0,102	1,77
Дисперсия	35,61	7227,56	0,054	3,83	2291	0,014	18,44
Ср. кв. откл.	5,97	85,02	0,233	1,96	47,87	0,120	4,29
Коэф. ассим.	2,41	-0,06	-0,076	1,23	-0,25	0,643	3,04
Коэф. эксцес.	7,14	-0,11	-0,970	0,75	-0,98	-0,335	9,74
Макс. знач.	27,8	358	0,893	7,5	174	0,454	20,1
Мин. знач.	0,4	11	0,055	0,2	13	0,002	0,47
Размах распр.	27,4	347	0,837	7,4	161	0,452	19,64

Таблица 52

Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ГлЗБ только в Балтийском море за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008)

Статистики	$Ампл_{I}$	$Дата_{I}$	$Квота_{I}$	$Ампл_{II}$	$Дата_{II}$	$Квота_{II}$	A_{I}/A_{II}
Ср. арифм.	5,3	194	0,462	2,2	94,2	0,147	3,37
Мода	1,3	2	0,660	0,6	16,0	0,030	1,90
Медиана	3,0	200	0,448	1,6	99,5	0,099	1,96
Дисперсия	37,1	7529	0,054	3,6	2132,2	0,014	19,02
Ср. кв. откл.	6,1	87	0,233	1,9	46,2	0,117	4,36
Коэф. ассим.	2,39	-0,06	-0,076	1,44	-0,27	0,772	2,97
Коэф. эксцес.	6,88	-0,23	-0,970	1,55	-0,99	0,113	9,28
Макс. знач.	27,8	358	0,893	7,5	173,0	0,454	20,1
Мин. знач.	0,4	11	0,055	0,2	13,0	0,002	0,47
Размах распр.	27,4	347	0,837	7,4	160,0	0,452	19,64

Таблица 53

Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ГлВБ в Балтийском море за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Капустина, Дубравин, 2015б)

Статистики	$Ампл_{I}$	$Дата_{I}$	$Квота_{I}$	$Ампл_{II}$	$Дата_{II}$	$Квота_{II}$	A_{I}/A_{II}
Ср. арифм.	3,3	216	0,457	1,9	100	0,178	2,13
Мода	1,2	242	0,530	3,0	150	0,040	1,90
Медиана	2,0	218	0,503	1,6	106	0,153	1,89
Дисперсия	7,14	4262,85	0,06	1,67	2610,43	0,01	2,51
Ср. кв. откл.	2,67	65,29	0,24	1,29	51,09	0,12	1,59
Коэф. ассим.	1,05	-0,54	-0,06	0,60	-0,32	0,64	1,71
Коэф. эксцес.	-0,47	1,85	-0,73	-1,00	-1,37	-0,47	3,41
Макс. знач.	8,8	353	0,868	4,5	168	0,450	7,05
Мин. знач.	0,2	38	0,023	0,3	14	0,017	0,26
Размах распр.	8,6	315	0,846	4,3	154	0,432	6,79

5.3. Межгодовая изменчивость водных масс

МГИ собственно ПовЗБ в характерных точках Южной и Центральной Балтики (плавмаяк Гесер; кв. 11 – Борнхольмская, кв. 36 – Гданьская, кв. 47 – Готландская впадины и кв. 68 – Финский залив) представлена на рисунке 115. Расчеты позволили выявить линейные тренды: в Гесере (1900-1975 гг. – $Tr_{\text{ПовЗБ}}$ = -0,047 %/год); кв. 11 (1902-2011 гг. – $Tr_{\text{ПовЗБ}}$ = 0,036 %/год); кв. 36 (1946-2005 гг. – $Tr_{\text{ПовЗБ}}$ = 0,095 %/год); кв. 47 (1951-2005 гг. – $Tr_{\text{ПовЗБ}}$ = -0,166 %/год) и кв. 68 (1900-2004 гг. – $Tr_{\text{ПовЗБ}}$ = 0,063 %/год)[41].

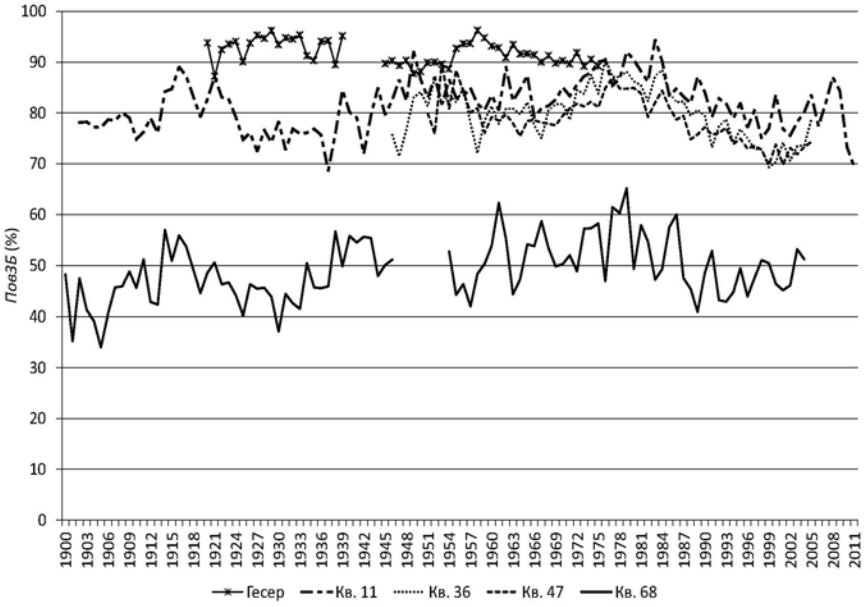


Рис. 115. Межгодовая изменчивость процентного содержания собственно поверхностной водной массы ПовЗБ (%) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008)

При этом наибольшая теснота связи наблюдается в центральных котловинах: между кв.11 и кв. 36 – r = 0,77; между кв.11 и кв. 47

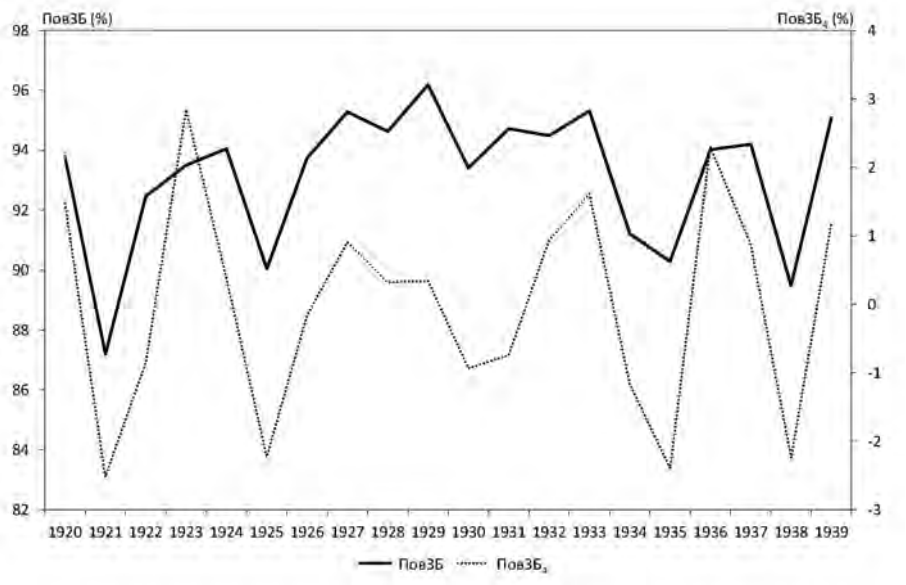
[41] Поскольку проценное содержание собственно ПовВБ или ГлВБ связано зависимостью ПовВБ = (100 - ПовЗБ) % или ГлВБ = (100 – ГлЗБ), понятно, что если $Tr_{\text{ПовЗБ}}$ = 0,063 %/год или $Tr_{\text{ГлЗБ}}$ = 0,047 %/год, то $Tr_{\text{ПовВБ}}$ = -0,063 %/год или $Tr_{\text{ГлВБ}}$ = -0,047 %/год.

– 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 (r = -0,57 или r = -0,54), а между Гесером и кв. 11 или кв. 47 – уменьшается до r = -0,30 или до r = -0,08, соответственно). Кроме того, спектральный анализ временных рядов процентного содержания собственно поверхностной водной массы ПовЗБ (%) на поверхности представленных на рисунке 115, позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,4 и 2,7÷2,9 года), квазичетырехлетние (пик 3,6÷3,8 года и 4,0÷4,8), квазишестилетние (пик 5,0÷6,5 года) и квазивосьмилетние (пик 8,0 лет) (табл. 54, рис. 116-120).

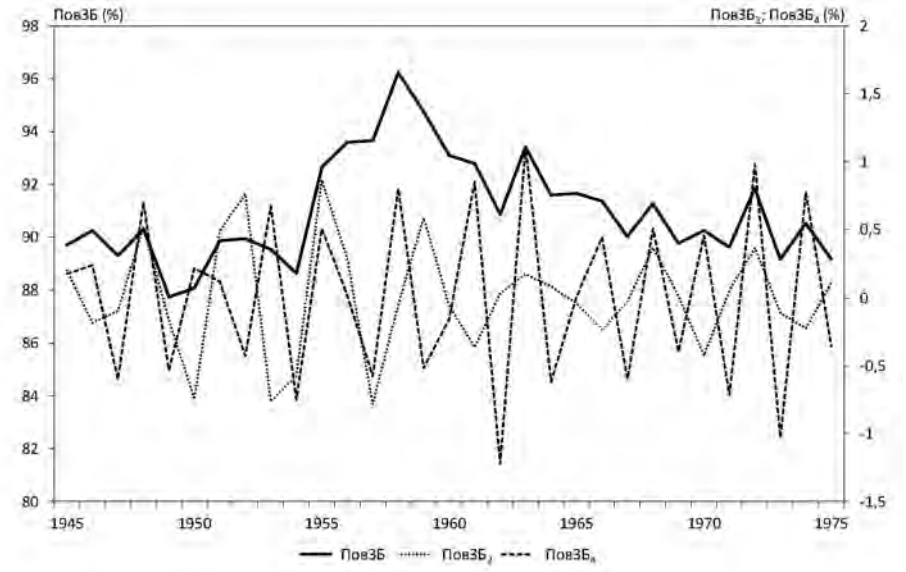
Таблица 54

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

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



а



б

Рис. 116. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – $ПовЗБ_4$ на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазидвухлетней – $ПовЗБ_2$; квазичетырехлетней – $ПовЗБ_4$ на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

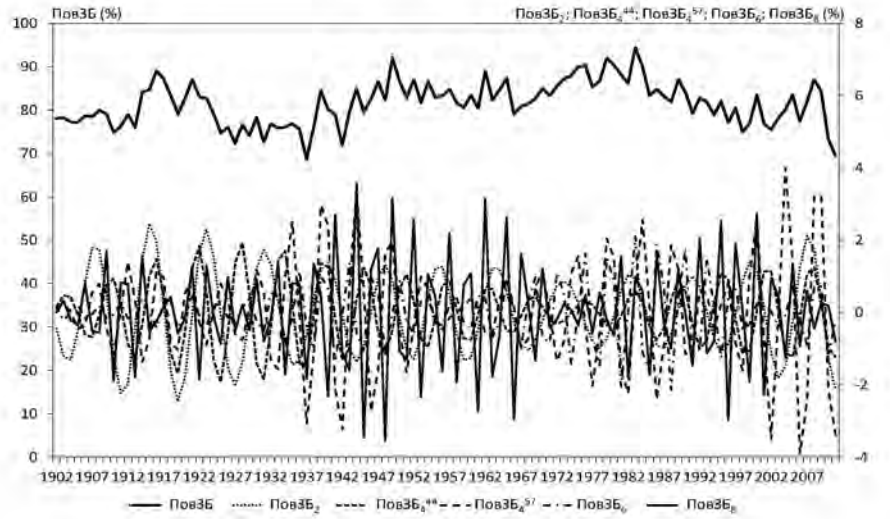


Рис. 117. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $ПовЗБ_2$; квазичетырехлетних – $ПовЗБ_4^{44}$ и $ПовЗБ_4^{57}$; квазишестилетней – $ПовЗБ_6$; квазивосьмилетней – $ПовЗБ_8$ (1902-2011), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

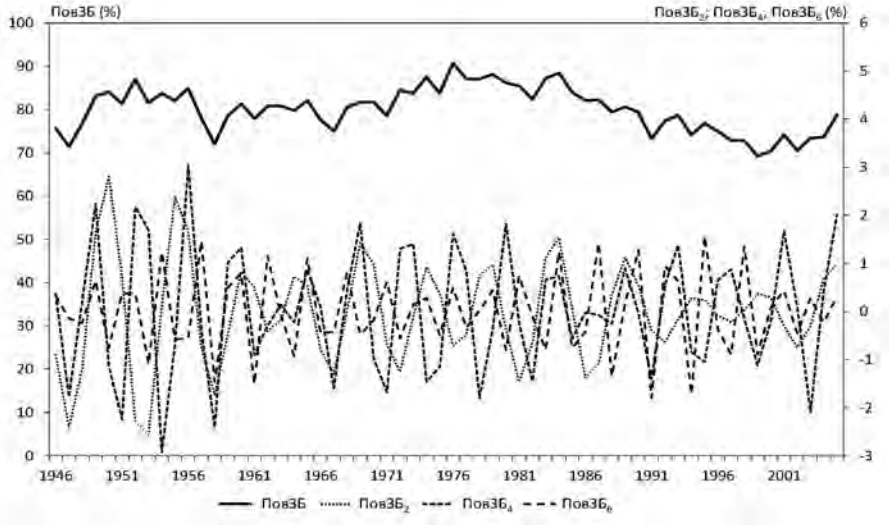


Рис. 118. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $ПовЗБ_2$; квазичетырехлетней – $ПовЗБ_4$; квазишестилетней – $ПовЗБ_6$ (1946-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

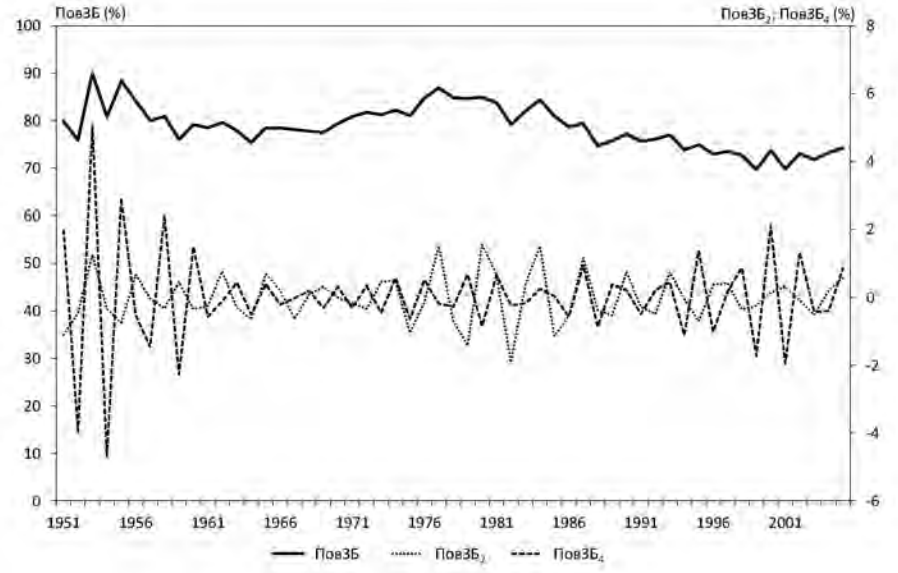


Рис. 119. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – ПовЗБ$_2$, квазичетырехлетней – ПовЗБ$_4$ (1951-2005), рассчитанная по данным (State nd Evolution…, 2008)

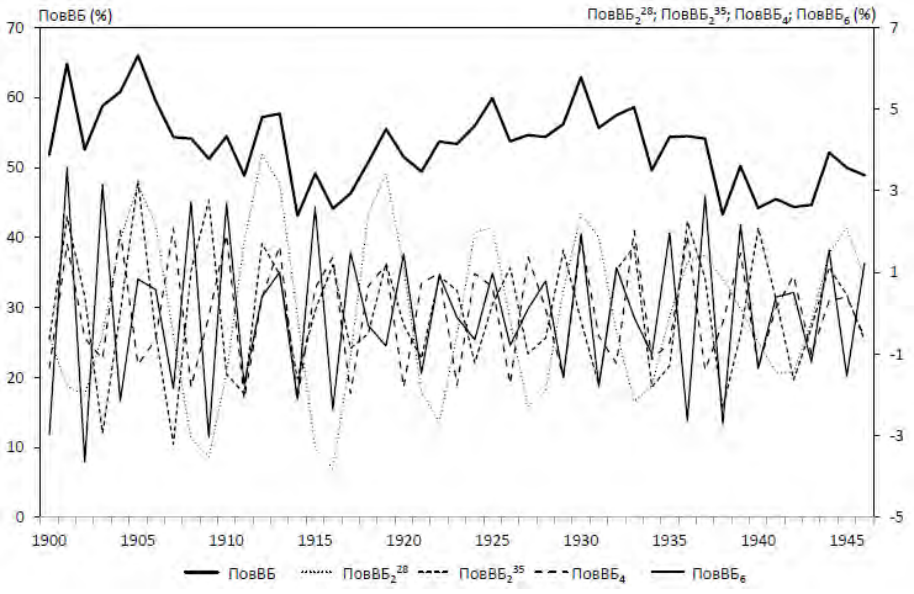
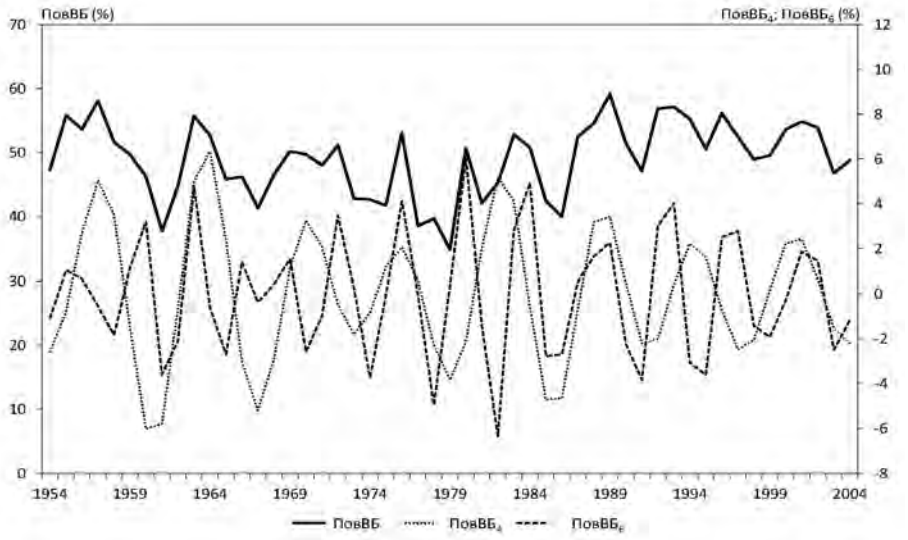


Рис. 120*а*



б

Рис. 120. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовВБ (%) в Финском заливе (кв. 68) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – $ПовВБ_2$[28] и $ПовВБ_2$[35]; квазичетырехлетней – $ПовВБ_4$; квазишестилетней – $ПовВБ_6$ на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазичетырехлетней – $ПовВБ_4$; квазишестилетней – $ПовВБ_6$ на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

Для анализа МГИ собственно ГлЗБ в тех же характерных точках Южной и Центральной Балтики обратимся к рисунку 121. Линейные тренды в этих точках таковы: в Гесере (1920–1975 гг. – $Тг_{ГлЗБ}$ = 0,066 %/год); кв. 11 (1920–2011 гг. – $Тг_{ГлЗБ}$ = -0,032 %/год); кв. 36 (1946–2005 гг. – $Тг_{ГлЗБ}$ = -0,135 %/год); кв. 47 (1951–2005 гг. – $Тг_{ГлЗБ}$ = -0,227 %/год) и кв. 68 (1900–2004 гг. – $Тг_{ГлЗБ}$ = 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; а между Гесером и кв. 11 до r = 0,24. Между остальными квадратами связь становится отрицательной: между Гесером и кв. 47 – r = -0,26; между кв. 11 и кв. 36 или кв. 47 – r = -0,17. 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 121, позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,5 и 3,1÷3,2 года), квазичетырехлетние (пик 4,3÷4,9 года), квазишестилетние (пик 5,7÷6,7 года), квазивосьмилетние

(пик 7,4 года), квазиодиннадцатилетние (пик 10,0 лет), квазивосемнадцатилетние (пик 18,2 года), квазидвадцатидвухлетние (пик 22,2 года) и квазитридцатитрехлетние (пик 33,3 года) (табл. 55, рис. 122-126).

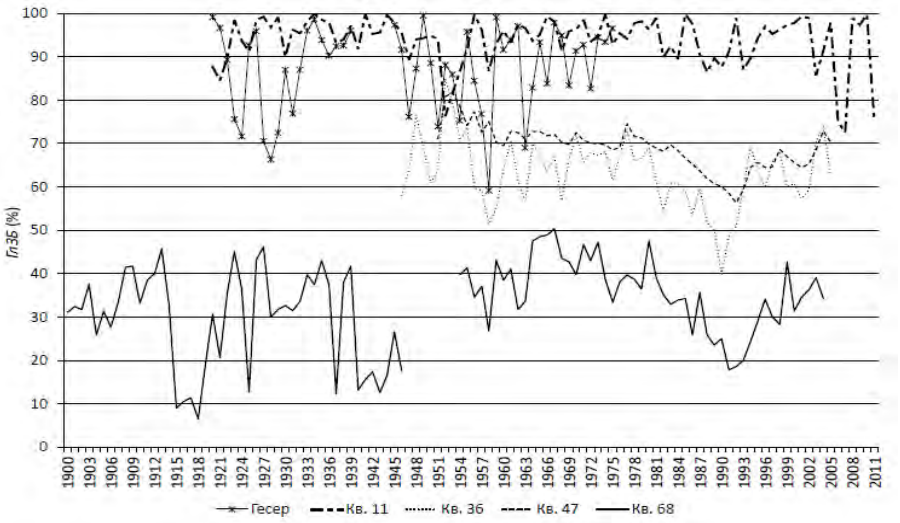


Рис. 121. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным (State and Evolution…, 2008).

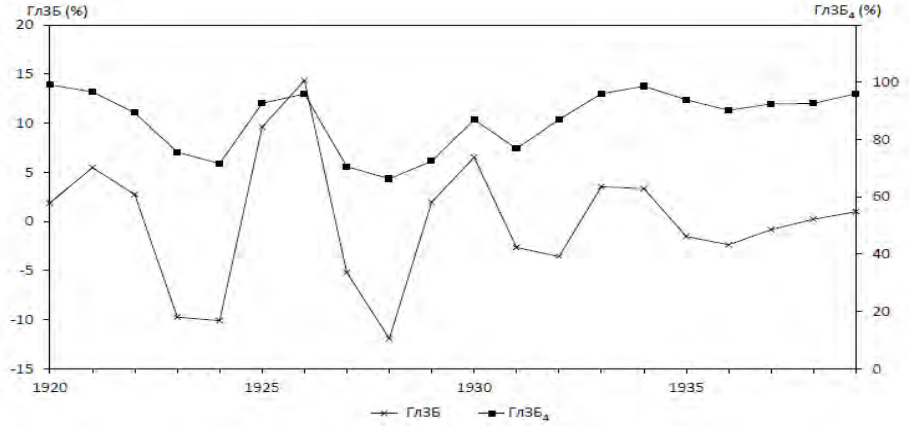
Таблица 55

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

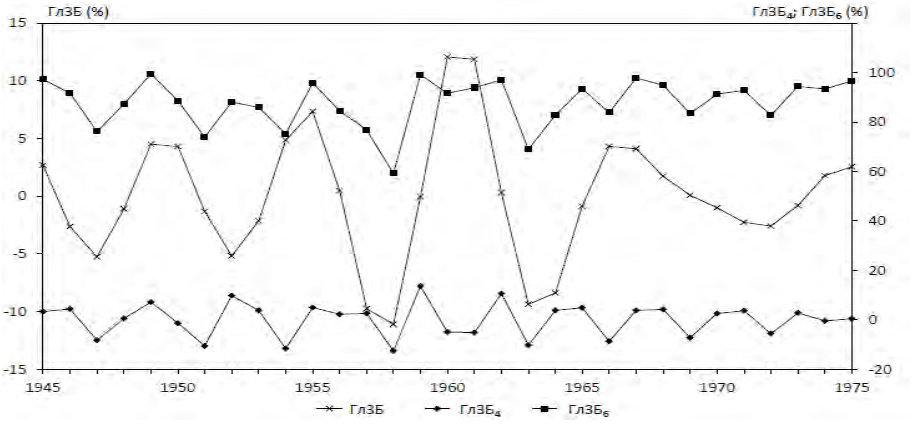
Пункт, Интервал	Период энергонесущей зоны			Спектральная плотность		
	начало	пик	конец	начало	пик	конец
Гесер, (1920-1939)	2,82	4,88	6,90	50,02	330,06	303,89
	2,06	3,17	4,17	92,05	292,31	187,16
(1945-1975)	4,17	5,71	12,50	187,16	285,89	82,74
Кв. 11 (1920-2011)	2,38	2,53	2,82	33,51	48,27	17,88
	3,57	4,55	5,13	59,43	105,61	93,61
	5,13	5,71	6,67	93,61	122,68	58,23
	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
Кв. 36 (1946-2005)	2,67	3,23	3,57	16,86	78,00	65,23
	3,57	4,35	5,00	65,23	113,82	96,32
	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

Окончание табл. 55

Пункт, Интервал	Период энергонесущей зоны			Спектральная плотность		
	начало	пик	конец	начало	пик	конец
Кв. 47 (1951-2005)	2,50 3,64	3,08 4,88	3,64 6,45	1,18 4,41	6,92 18,25	4,41 14,23
Кв. 68 (1900-1946	2,50 6,90	3,13 22,22	3,64 50,00	41,02 132,31	320,81 866,68	226,15 543,59
(1954-2004)	2,13 4,65	2,33 6,67	2,67 9,52	28,44 33,27	68,74 81,20	15,91 40,77



а



б

Рис. 122. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – ГлЗБ$_4$ на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазичетырехлетней – ГлЗБ$_4$; квазишестилетней – ГлЗБ$_6$ на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

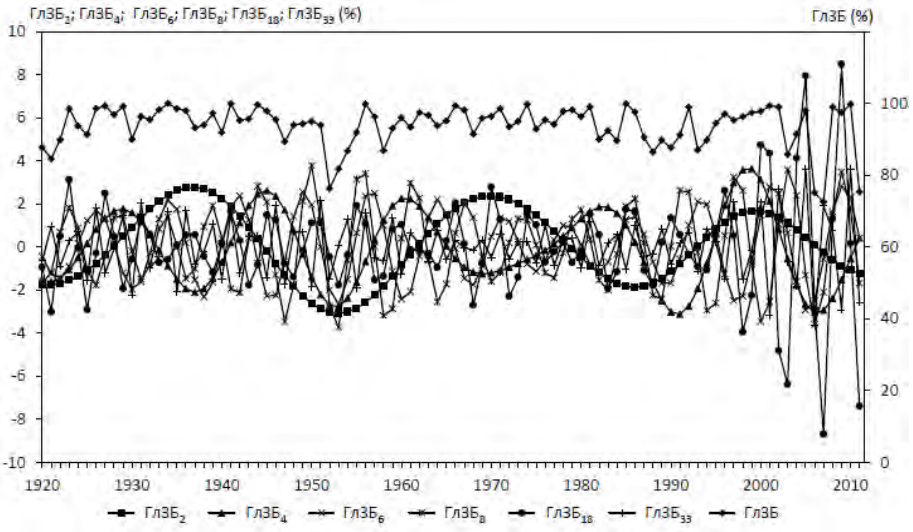


Рис. 123. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $ГлЗБ_2$; квазичетырехлетней – $ГлЗБ_4$; квазишестилетней – $ГлЗБ_6$; квазивосьмилетней – $ГлЗБ_8$; квазивосемнадцатилетней – $ГлЗБ_{18}$; квазитридцатитрехлетней – $ГлЗБ_{33}$ (1920-2011), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

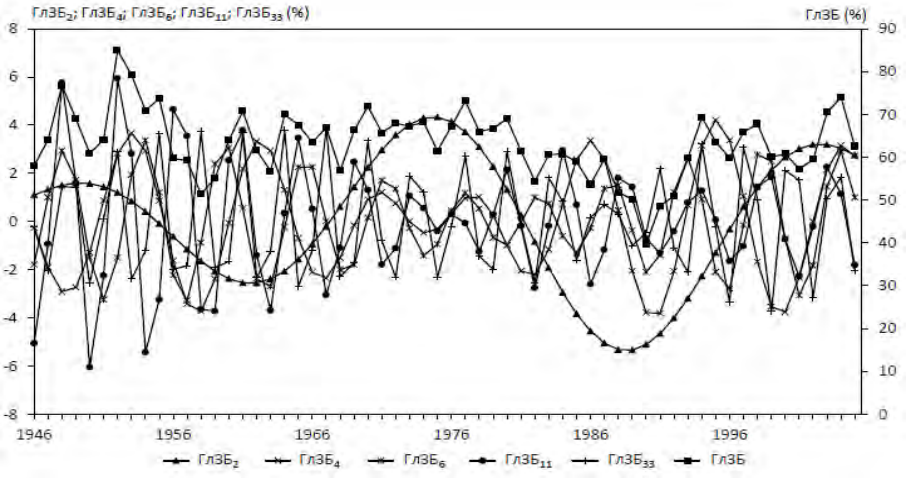


Рис. 124. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $ГлЗБ_2$; квазичетырехлетней – $ГлЗБ_4$; квазишестилетней – $ГлЗБ_6$; квазиодиннадцатилетней – $ГлЗБ_{11}$; квазитридцатитрехлетней – $ГлЗБ_{33}$ (1946-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

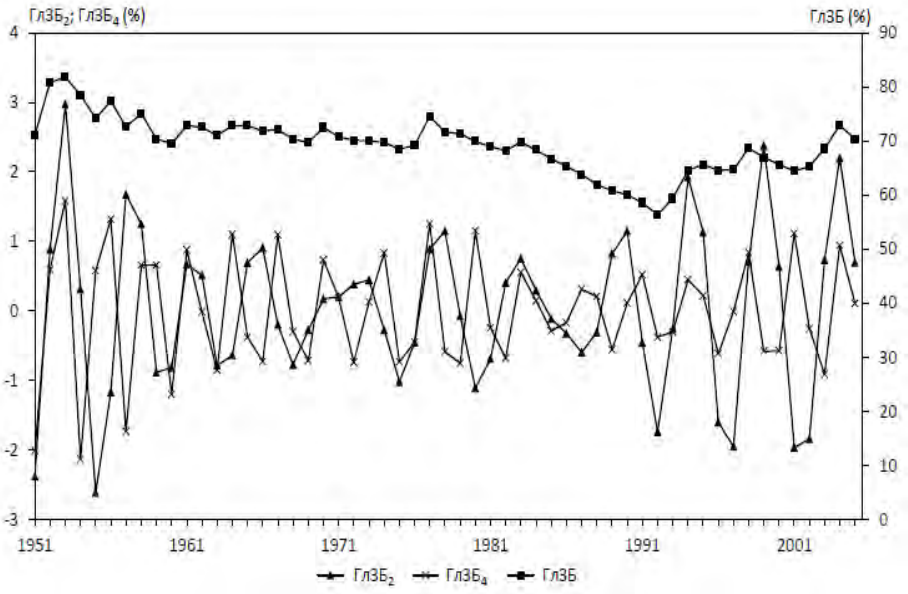


Рис. 125. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $ГлЗБ_2$; квазичетырехлетней – $ГлЗБ_4$ (1951-2005), рассчитанная по данным (State nd Evolution…, 2008)

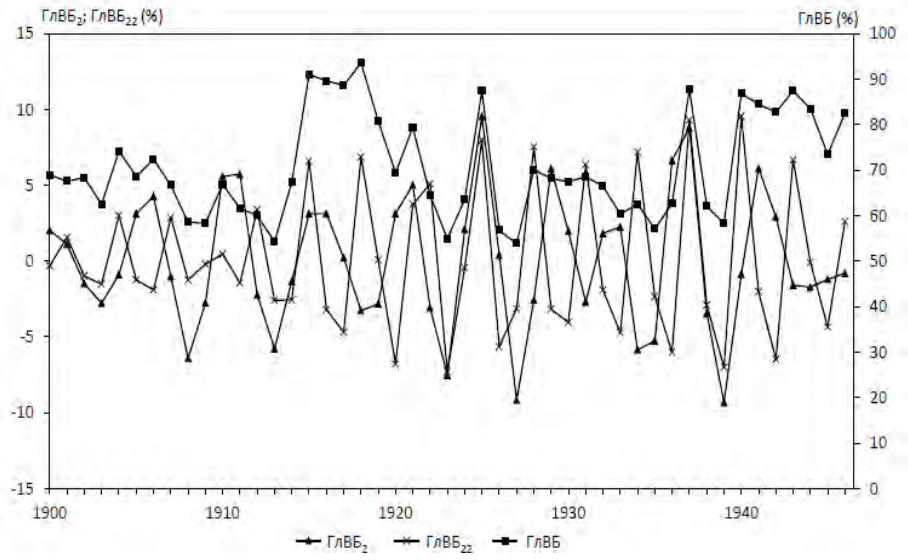
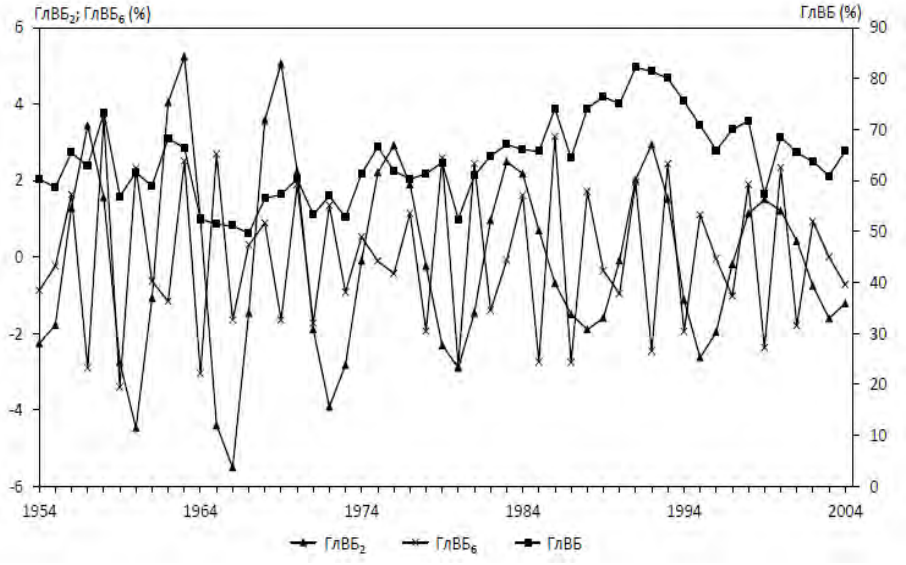


Рис. 126*а*



б

Рис. 126. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлВБ (%) в Финском заливе (кв. 68) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – ГлВБ$_2$; квазидвадцатидвухлетней – ГлВБ$_{22}$ на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазидвухлетней – ГлВБ$_2$; квазишестилетней – ГлВБ$_6$ на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008)

6

О НЕКОТОРЫХ ПРИЧИНАХ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

6.1. 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 масштабах[42].

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

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

в (Дубравин, 2014). 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. 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; Михайлова, 1979); 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), нутационной – (Байдал, 1983; Смирнов, Саруханян, 1965)); либо действием нескольких внешних сил (Дубравин, 1994; 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; Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, Маслянкин, 2012а, 2012б; 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).***

По этому, 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).

6.2. Геокосмические силы

Для выяснения причин долгопериодной термохалинной изменчивости вод Балтийского моря, рассматриваемых в гл. 4 и 5, были использованы внешние факторы (вынуждающие силы): а) геокосмические силы: солнечная активность (числа Вольфа W) (1900-2011) (Витинский,1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_ NUMBERS); потенциал приливообразующих сил Луны и Солнца (ППОСЛиС) ($см^2/с^2$) (1900-2011) (Воробьев, 1967); угловая скорость вращения Земли (УСВЗ) ν[43] (1956-2010) (Сидоренков, 2002) и результирующий перенос массы воздуха в экваториальной стратосфере (экваториальный перенос – Eqwind) U (кг*м/с) (1954-2010) (Сидоренков, 2002) (рис. 127-130) и б) параметры

[43] Безразмерная величина, равная отношению отклонения действительной длительности земных суток T от эталонной P = 86400 с к длительности эталонных суток P (ν = -(T-P)/P), увеличенная в 10^{10} крат (Сидоренков, 1991).

механизма взаимодействия океана и атмосферы: частота встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (1891-2014) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006) (анализ временных рядов этих индексов рассмотрен выше, см. гл. 3, рис. 6-9).

В таблице 56 представлена временная структура долгопериодной изменчивости вынуждающих (геокосмических) сил на разных временных интервалах.

Таблица 56

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС ($см^2/с^2$); 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; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/ SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS)

Параметр, интервал	Дисперсия			
	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ
Числа W	2079,9	1,4	251,8	1826,7
(1818-2012)	100,0	0,1	12,1	87,8
Числа W	2526,5	3,0	286,1	2237,4
(1900-2005)	100,0	0,1	11,3	88,6
Числа W	2515,9	2,8	276,4	2236,6
(1900-2011)	100,0	0,1	11,0	88,9
Числа W	3207,5	4,8	361,0	2841,7
(1955-1999)	100,0	0,2	11,3	88,6
Числа W	2805,5	4,8	357,5	2443,2
(1977-2006)	100,0	0,2	12,70	87,1
ППОСЛиС	12307,6	6375,7	478,6	5453,4
(1850-2012)	100,0	51,8	3,9	44,3
ППОСЛиС	12245,4	6394,8	492,8	5357,7
(1900-2005)	100,0	52,2	4,0	43,8
ППОСЛиС	12335,7	6395,0	479,6	5461,1
(1900-2011)	100,0	51,8	3,0	44,3
ППОСЛиС	12399,9	6395,2	498,7	5506,0
(1979-2002)	100,0	51,6	4,0	44,4
U	28013525,6	238514,1	13249753,2	14525258,3
(1954-2010)	100,0	0,9	47,3	51,9
U	28973664,2	294996,9	14127836,8	14550830,4
(1954-2000)	100,0	1,0	48,8	50,2
U	29140896,3	806539,1	11769227,7	16565129,5
(1977-2006)	100,0	2,8	40,4	56,8
УСВЗ	10375,6	1610,5	292,1	8473,0
(1956-2010)	100,0	15,5	2,8	81,7
УСВЗ	7520,3	1636,9	294,2	5589,2
(1956-2000)	100,0	21,8	3,9	74,3
УСВЗ	9620,9	1738,6	289,7	7592,6
(1977-2006)	100,0	18,1	3,0	78,9

Из таблицы 56 (как и из таблицы 8) следует, 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 солнечная активность W и ППОСЛиС, для которых размах колебаний относительной доли СезХ в дисперсию ДП составляет 0,1 % (0,1÷0,2) и 0,6 % (51,6÷52,2), а относительной доли МГИ в дисперсию ДП – 1,8 % (87,1÷88,9) и 0,6 % (43,8÷44,4). В то время как, для экваториального переноса U и угловой скорости вращения Земли размах относительной доли СезХ – 1,9 % (0,9÷2,8) и 6,3 % (15,5÷ 21,8), а относительной доли МГИ – 6,6 % (50,2÷56,8) и 7,4 % (74,3÷81,7) (табл. 55). Из индексов циркуляции атмосферы наименьшим размахом колебаний относительной доли СезХ отличается форма С – 2,4 (2,0÷4,4), наибольшим – форма Е – 10,1 % (2,0÷12,1), а для относительной доли МГИ – наименьшим размахом – форма С – 3,0 % (8,6÷11,6), наибольшим – форма W – 5,7 % (12,6÷18,3) (см. табл. 8).

В таблицах 57 и 10 представлен сезонный ход вынуждающих сил на разных временных интервалах, а в таблицах 58 и 11 гармоники СезХ. Как следует из этих таблиц из всех вынуждающих сил только одна – ППОСЛиС характеризуется устойчивым СезХ, при котором не происходит смещения экстремумов в годовом ходе и значительного изменения его размаха.

Таблица 57

Таблица 57 – Многолетние средние месячные значения гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (см²/с²); 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; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/ SOLAR_DATA/ SUNSPOT_ NUMBERS)

Параметр, интервал	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Числа W (1818-2012)	*51,3*	53,2	53,3	53,6	54,1	54,5	54,6	*55,9*	54,5	55,0	52,1	53,7
Числа W (1900-2005)	*58,8*	60,5	59,6	60,3	61,7	62,7	63,7	*64,5*	63,1	62,4	59,5	61,6
Числа W (1900-2011)	*56,2*	57,8	57,2	58,0	59,2	60,1	61,0	*61,9*	60,8	60,3	57,6	59,4

Окончание табл. 57

Параметр, интервал	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Числа W (1955-1999)	76,3	75,6	73,8	*73,6*	75,5	76,4	76,6	79,0	79,6	79,5	74,6	*80,0*
Числа W (1977-2006)	73,0	75,2	73,4	73,9	*72,7*	76,9	77,7	77,6	76,3	*79,8*	74,6	78,0
ППОСЛиС (1850-2012)	*-98,6*	-28,5	74,2	102,9	23,1	-86,3	*-124,1*	-59,2	55,2	116,3	56,7	-57,8
ППОСЛиС (1900-2005)	*-93,0*	-24,0	81,6	*110,3*	29,9	-78,4	*-117,9*	-53,6	61,3	*121,9*	64,2	-48,8
ППОСЛиС (1900-2011)	*-97,9*	-28,6	76,7	*105,7*	25,6	-83,0	*-122,3*	-57,5	57,1	*117,5*	59,9	-53,1
ППОСЛиС (1977-2006)	*-80,5*	-16,5	85,1	*119,1*	37,5	-76,5	*-111,3*	-48,4	*64,5*	*129,9*	67,7	-47,1
U (1956-2010)	-1868,0	-1633,8	*-1503,1*	-1649,8	-1793,7	-2376,8	-2805,0	*-2889,6*	-2823,7	-2594,6	-2371,3	-2022,6
U (1956-2000)	-1614,8	-1580,4	-1544,2	*-1521,3*	-1699,6	-2254,8	-2796,5	-2867,3	*-2899,1*	-2741,2	-2492,3	-2112,0
U (1977-2006)	-1529,3	-1244,7	*-1089,2*	-1343,8	-1918,0	-2770,6	*-3643,1*	-3598,9	-3386,2	-1918,0	-2770,6	*-3643,1*
ν (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
ν (1956-2000)	-239,2	-242,0	-260,5	*-273,9*	-267,9	-223,9	-158,0	*-151,9*	-188,3	-240,6	-265,4	-256,5
ν (1977-2006)	-201,0	-201,9	-224,4	*-233,5*	-225,7	-176,7	-112,3	*-105,8*	-143,2	-193,0	-215,2	-206,1

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

Таблица 58

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (см²/с²); угловая скорость вращения Земли УСВЗ *ν*; экваториальный перенос – Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/ SOLAR_DATA/

Параметр, интервал	Гармоники						A_I/A_{II}	A_0
	I (годовая волна)			II (годовая волна)				
	Амплитуда I	Дата I	Квота I	Амплитуда II	Дата II	Квота II		
Числа W (1818-2012 гг.)	1,4	20.07	0,632	0,4	26.02(26.08)	0,054	3,41	53,8
Числа W (1900-2005 гг.)	2,2	22.07	0,785	0,5	19.01(19.07)	0,041	4,35	61,5
Числа W (1900-2011 гг.)	2,1	28.07	0,815	0,3	24.01(24.07)	0,014	7,69	59,1
Числа W (1955-1999 гг.)	2,3	16.09	0,566	0,6	10.01(10.07)	0,040	3,77	76,7
Числа W (1977-2006 гг.)	2,2	03.09	0,517	0,4	05.01(05.07)	0,017	5,46	75,8
ППОСЛиС (1850-2012 гг.)	17,7	17.12	0,025	111,4	27.03(27.09)	0,973	0,16	-2,2
ППОСЛиС (1900-2005 гг.)	17,7	18.12	0,024	111,6	28.03(28.09)	0,973	0,16	4,5
ППОСЛиС (1900-2011 гг.)	17,6	17.12	0,024	111,6	28.03(28.09)	0,973	0,16	0,0
ППОСЛиС (1977-2006 гг.)	18,5	22.12	0,027	111,4	28.03(28.09)	0,970	0,17	10,3
U (1954-2010 гг.)	677,9	18.02	0,963	115,0	11.04(11.10)	0,028	5,89	-2194,3
U (1956-2000 гг.)	757,0	22.02	0,971	62,3	26.04(26.10)	0,007	12,15	-2177,0
U (1977-2006 гг.)	1245,8	09.02	0,962	213,5	05.04(05.10)	0,028	5,84	-2309,5
ν (1956-2010)	42,8	01.08	0,569	36,9	21.01(21.07)	0,422	1,16	-201,6
ν (1956-2000	42,7	31.07	0,556	37,7	22.01(22.07)	0,435	1,13	-230,7
ν (1977-2006	46,4	04.08	0,620	35,8	19.01(19.07)	0,368	1,30	-186,6

Именно поэтому, в (Дубравин, Маслянкин, 2012а) данные вынуждающих сил были приведены к одному временному интервалу[44] – 1951-2000 гг. (табл. 59). Анализ осредненного СезХ

[44] Данные индексов циркуляции (W, E и C) и ППОСЛиС, осреднены за период 1951-2000 гг., U – за 1954-2000 гг. и *ν* – за 1956-2000 гг.

первых двух внешних факторов показал, что их ход 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_{II} = 0,97, табл. 60), а *v* – 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). 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_{I} = 0,96).

Таблица 59

Многолетние средние месячные значения геокосмических сил: ППОСЛиС ($см^2с^{-2}$), *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)

Параметр	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ППОСЛиС	*-95*	-28	77	*110*	27	-81	*-116*	-57	59	*124*	63	-48
v	-239	-242	-260	*-274*	-268	-224	-158	*-149*	-185	-237	*-262*	-253
U	-1646	-1593	-1543	*-1490*	-1634	-2195	-2691	-2761	*-2790*	-2624	-2373	-202
W	10,2	6,9	8,7	5,5	*5,4*	6,5	6,7	7,6	8,7	*11,7*	9,0	11,4
E	13,4	14,7	16,2	*16,9*	*16,9*	15,3	*16,9*	16,8	13,0	*11,4*	14,4	12,2
C	7,3	6,6	*6,1*	7,5	*8,7*	8,2	7,4	*6,6*	*8,3*	8,0	*6,6*	*7,4*

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

Таблица 60

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ геокосмических сил: ППОСЛиС ($см^2с^{-2}$), *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)

Регион	Гармоники						A_I/A_{II}	A_0
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)				
	Амп. I	Дата I	Квота I	Амп. II	Дата II	Квота II		
ППОСЛиС	17,78	14.12	0,025	111,80	09.03(09.09)	0,972	0,16	3,0
v	43,72	03.08	0,574	37,25	22.01(22.07)	0,416	1,17	-229,3
U	692,71	23.02	0,964	87,34	25.04(25.10)	0,015	7,93	-2113,5
W	2,50	07.11	0,758	0,05	18.05(18.11)	0,0003	48,00	8,2
E	2,23	05.05	0,690	0,36	27.01(27.07)	0,018	6,28	14,8
C	0,49	04.07	0,201	0,52	04.05(04.11)	0,225	0,95	7,4

Для выяснения тесноты связи СезХ геокосмических сил и типов атмосферной циркуляции обратимся к результатам корреляционного анализа из (Дубравин, Маслянкин, 2012а), табл. 61. 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 E 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 C 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 61

Значения корреляционных функций между сезонным ходом геокосмических сил: ППОСЛиС ($см^2с^{-2}$), *ν* 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)

		Сдвиг, мес.												
		-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6
ППОСЛиС	W	-0,11	-0,05	0,04	0,08	0,10	*0,13*	0,11	0,06	0,00	-0,07	-0,15	*-0,15*	-0,11
	E	0,02	*-0,09*	-0,08	0,004	*0,01*	-0,09	*-0,17*	-0,15	-0,06	0,13	*0,27*	0,20	0,02
	C	0,23	*0,54*	0,35	-0,12	*-0,44*	-0,35	0,04	*0,36*	0,30	-0,13	*-0,48*	-0,30	0,23
ν	W	0,06	-0,31	-0,53	*-0,66*	-0,59	-0,36	-0,07	0,27	0,54	*0,68*	0,59	0,39	0,06
	E	0,03	0,37	0,52	*0,53*	0,48	0,36	0,14	-0,24	-0,60	*-0,71*	-0,57	-0,33	0,03
	C	*-0,54*	-0,48	-0,02	0,49	*0,58*	0,27	-0,00	*-0,05*	*0,07*	0,07	-0,09	-0,31	-0,54
U	W	0,23	0,64	*0,83*	0,82	0,58	0,19	-0,25	-0,63	-0,81	*-0,84*	-0,58	-0,17	0,23
	E	-0,25	-0,59	*-0,82*	-0,79	-0,50	-0,13	0,25	0,56	0,82	*0,85*	0,51	0,09	-0,25
	C	0,26	0,07	-0,08	-0,35	*-0,56*	-0,43	-0,16	0,02	0,07	0,23	*0,47*	0,47	0,26

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

Теснота связи сезонной изменчивости между *ν* 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 *ν* 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 τ = (-4) мес. и r = (-0,84) при τ = 3 мес. или r = 0,85 при τ = 3 мес. и r = (-0,82) при τ = (-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 τ = 4 мес. и r = (-0,56) при τ = (-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; P_0; Pr; Ev; R_Σ; B_0; $Q_\Sigma = (Q_{пр} - Q_{от})$ и B, проведенный в (Дубравин, 2014) позволил отметить следующее:

- ППОСЛиС не может служить предиктором метеопараметров T_w; S; T_a; W; Pr; Ev; R_Σ; B_0; $Q_\Sigma = (Q_{пр} - Q_{от})$ и B на Балтике. Во-первых, из-за 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 элементами пресноводного баланса в Балтийском море, обращает на себя внимание высокая теснота связи между U и T_w; S; T_a; W; Pr; Ev; R_Σ; B_0; $Q_\Sigma = (Q_{пр} - Q_{от})$ и B (r = ≥ ±0,76), однако такие высокие значения коэф. корреляции могли оказаться случайностью. В самом деле, 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.

Выше (гл. 3, табл. 12) 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.

6.3. Сопоставление параметров долгопериодной изменчивости поверхностных и глубинных водных масс Балтийского моря между собой и вынуждающими силами

В таблицах 62-65 представлены результаты корреляционного анализа между сезонным ходом вынуждающих сил (ППОСЛиС, W, E и C) и параметров повехностных и глубинных ВМ (T_w, S и процентное содержание).

Теснота связи сезонной изменчивости между ППОСЛиС и параметрами ВМ невысока (даже со сдвигом не превышает r = ±0,37), за исключением пары ППОСЛиС-процентное содержание подтипа ПовС$_{50}$-ГлЗБ (r = 0,51 при τ = 0 мес. и r = (-0,45) при τ = 3 мес.) и характеризуется полугодовой (для солености и процентного содержания подтипов ПовС-ПовЗБ и ПовЗБ-ПовВБ и процентного содержания подтипа ПовС$_{50}$-ГлЗБ) или неправильной полугодовой волной (для остальных параметров) (табл. 62).

Таблица 62

Значения корреляционных функций между сезонным ходом ППОСЛиС (см²с⁻²) и параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1900-2005), рассчитанные по данным (Воробьев, 1967; State and Evolution…, 2008)

			Сдвиг, мес.												
			-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6
ППОСЛиС	ПовС-ПовЗБ	T_w	0,03	*0,02*	*0,03*	-0,01	-0,11	*-0,21*	*-0,21*	-0,09	0,08	*0,19*	0,18	0,10	0,03
		S	*-0,33*	-0,24	-0,02	*0,13*	0,11	0,00	-0,03	0,07	0,21	*0,23*	0,06	-0,19	*-0,33*
		%	*0,33*	0,24	0,02	*-0,13*	-0,11	0,00	*0,03*	-0,07	-0,21	*-0,23*	-0,06	0,19	*0,33*
	ПовЗБ-ПовВБ	T_w	*-0,07*	0,05	*0,13*	0,05	-0,16	*-0,32*	-0,27	-0,02	0,22	*0,28*	0,14	-0,03	*-0,07*
		S	-0,01	-0,18	*-0,22*	-0,04	0,24	*0,37*	0,24	-0,03	*-0,22*	-0,19	-0,03	*0,07*	-0,01
		%	-0,04	-0,19	*-0,21*	-0,01	0,25	*0,35*	0,22	-0,03	*-0,19*	-0,16	-0,02	*0,05*	-0,04
	ПовВБ	T_w	-0,04	0,11	*0,18*	0,04	-0,21	*-0,36*	-0,26	0,02	0,25	*0,26*	0,08	*-0,07*	-0,04
		S	*0,00*	-0,10	*-0,19*	-0,15	0,02	0,22	*0,30*	0,19	-0,02	*-0,15*	-0,11	-0,01	*0,00*
		%	*0,00*	0,10	*0,19*	0,15	-0,02	-0,22	-0,30	-0,19	0,02	*0,15*	0,11	0,01	*0,00*
	ПовС$_{50}$-ГлЗБ	T_w	0,20	0,04	-0,17	*-0,28*	-0,21	-0,04	*0,08*	0,07	0,01	*0,01*	0,10	*0,20*	0,20
		S	*-0,07*	0,07	*0,22*	0,17	-0,08	-0,33	*-0,35*	-0,13	0,14	*0,24*	0,14	-0,03	*-0,07*
		%	*0,28*	0,08	-0,26	*-0,34*	-0,05	0,36	*0,51*	0,25	-0,20	*-0,45*	-0,28	0,10	*0,28*
	ГлЗБ-ГлВБ	T_w	-0,03	-0,17	*-0,21*	-0,15	-0,05	0,01	0,02	0,03	0,07	0,16	*0,20*	0,12	-0,03
		S	*0,03*	-0,01	-0,13	*-0,20*	-0,15	0,03	0,18	*0,19*	0,09	0,00	*-0,04*	0,00	*0,03*
		%	*0,03*	-0,01	-0,13	*-0,20*	-0,15	0,03	0,18	*0,19*	0,09	0,00	*-0,04*	0,00	*0,03*
	ГлВБ	T_w	*-0,34*	-0,32	-0,10	0,14	*0,20*	0,06	*-0,09*	-0,05	0,15	*0,29*	0,18	-0,11	*-0,34*
		S	-0,01	*-0,04*	0,02	*0,07*	-0,01	-0,18	*-0,28*	-0,19	0,04	0,22	*0,24*	0,12	-0,01
		%	0,01	*0,04*	-0,02	-0,07	0,01	0,18	*0,28*	0,19	-0,04	-0,22	*-0,24*	-0,12	0,01

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

Анализ распределения корреляционных функций между СезХ индексов циркуляции атмосферы и параметрами ВМ показал:

- высокую (значимую) синхронную (или с учетом сдвига) положительную (r = 0,70÷0,89) или отрицательную тесноту связи (r = (-0,71)÷(-0,89)) между формой циркуляции W и параметрами ВМ, характеризующуюся, в основном, правильной годовой волной (между W и параметрами поверхностных ВМ, за исключением температуры подтипа ПовЗБ-ПовВБ и типа ПовВБ, с неправильной годовой волной) или, в основном, неправильной годовой волной (между W и параметрами глубинных ВМ, за исключением температуры и солености подтипа ПовС$_{50}$-ГлЗБ, с правильной годовой волной) (табл. 63);

- невысокую (значимую, с учетом сдвига) положительную (r = 0,46÷0,65) или отрицательную тесноту связи (r = (-0,48)÷(-0,67)) между формой циркуляции Е и параметрами поверхностных и глубинных ВМ, характеризующуюся, в основном, правильной годовой волной, за исключением солености и процентного содержания подтипов ПовС-ПовЗБ и ПовС$_{50}$-ГлЗБ, с неправильной годовой волной) (табл. 64);

- высокую (значимую) синхронную (или с учетом сдвига) положительную (r = 0,68÷0,92) или отрицательную тесноту связи (r = (-0,74)÷(-0,93)) между формой циркуляции С и параметрами ВМ, характеризующуюся правильной годовой (между С и температурой, соленостью и процентным содержанием подтипов ПовС-ПовЗБ и ПовС$_{50}$-ГлЗБ или температурой ПовВБ и ГлВБ) или, в основном, неправильной годовой волной (между С и параметрами поверхностных ВМ и между W или С и параметрами глубинных ВМ) и неправильной годовой волной (для остальных параметров) (табл. 65).

Таким образом, в качестве предиктора СезХ параметров поверхностных ВМ могут служить индексы W и Е, за исключением T_w подтипа ПовЗБ-ПовВБ и типа ПовВБ (для индекса W) и S и процентного содержания подтипа ПовС-ПовЗБ (для индекса Е). При этом, через 3 месяца после наступления максимума формы W наступает максимум T_w подтипа ПовС-ПовЗБ, через 4 – процентного содержания типа ПовВБ, через 5 – процентного содержания подтипа ПовС-ПовЗБ, через 9 – S и процентного содержания подтипа ПовЗБ-ПовВБ, через 10 – S типа ПовВБ и 11 – S подтипа ПовС-ПовЗБ (см. табл. 63). Или через 2 месяца после наступления максимума формы Е наступает максимум S подтипа ПовЗБ-ПовВБ и типа ПовВБ и процентного содержания подтипа ПовЗБ-ПовВБ, через 7 – T_w подтипов ПовС-ПовЗБ, ПовЗБ-ПовВБ и типа ПовВБ и через 8 – процентного содержания типа ПовВБ (см. табл. 64).

Что касается параметров глубинных ВМ, то в качестве предиктора СезХ большинства этих параметров может служить только индекс

С, за исключением S подтипа ГлЗБ-ГлВБ и процентного содержания подтипов $ПовС_{50}$-ГлЗБ и ГлЗБ-ГлВБ. При этом, через 4 месяца после наступления максимума формы С наступает максимум процентного содержания типа ГлВБ, через 6 – T_w типа ГлВБ, через 8 – T_w подтипа ГлЗБ-ГлВБ, через 9 – T_w подтипа $ПовС_{50}$-ГлЗБ, через 10 – S типа ГлВБ и через 11 – S подтипа $ПовС_{50}$-ГлЗБ (см. табл. 65).

Таблица 63

Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы W и параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1900-2005), рассчитанные по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

			Сдвиг, мес.												
			-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6
W	ПовС-ПовЗБ	T_w	-0,14	-0,54	-0,81	*-0,86*	-0,68	-0,32	0,14	0,57	0,83	*0,87*	0,67	0,29	-0,14
		S	-0,62	-0,31	0,19	0,57	0,73	*0,87*	0,64	0,28	-0,11	-0,52	-0,83	*-0,89*	-0,62
		%	0,62	0,31	-0,19	-0,57	-0,73	*-0,87*	-0,64	-0,28	0,11	0,52	0,83	*0,89*	0,62
	ПовЗБ-ПовВБ	T_w	-0,25	-0,61	-0,83	*-0,83*	-0,59	-0,20	0,26	0,68	*0,86*	0,81	0,55	0,16	-0,25
		S	-0,02	0,38	0,75	*0,88*	0,76	0,43	-0,01	-0,46	-0,76	*-0,83*	-0,72	-0,40	-0,02
		%	-0,03	0,38	0,75	*0,89*	0,75	0,43	0,00	-0,47	-0,75	*-0,83*	-0,73	-0,40	-0,03
	ПовВБ	T_w	-0,21	-0,59	-0,81	*-0,85*	-0,62	-0,23	0,23	0,66	*0,85*	0,81	0,56	0,20	-0,21
		S	-0,52	-0,03	0,37	0,68	*0,84*	0,76	0,52	-0,05	-0,36	-0,69	*-0,84*	-0,68	-0,52
		%	0,52	0,03	-0,37	-0,68	*-0,84*	-0,76	-0,52	0,05	0,36	0,69	*0,84*	0,68	0,52
	$ПовС_{50}$-ГлЗБ	T_w	-0,51	-0,82	*-0,89*	-0,70	-0,32	0,13	0,53	0,79	*0,84*	0,70	0,35	-0,10	-0,51
		S	0,22	-0,14	-0,64	-0,74	*-0,88*	-0,60	-0,16	0,19	0,65	0,78	*0,81*	0,50	0,22
		%	-0,17	0,22	0,66	0,66	*0,73*	0,56	0,05	-0,31	-0,62	*-0,82*	-0,66	-0,31	-0,17
	ГлЗБ-ГлВБ	T_w	-0,77	*-0,89*	-0,67	-0,29	0,14	0,56	0,78	*0,87*	0,65	0,35	-0,14	-0,60	-0,77
		S	-0,57	*-0,71*	-0,16	0,02	0,35	0,66	*0,70*	0,43	0,30	0,04	-0,58	-0,48	-0,57
		%	0,01	-0,44	-0,73	-0,72	*-0,84*	-0,36	0,00	0,41	*0,79*	*0,79*	0,77	0,33	0,01
	ГлВБ	T_w	-0,61	-0,46	0,06	0,53	0,67	*0,76*	0,67	0,43	-0,05	-0,38	-0,74	*-0,89*	-0,61
		S	-0,57	*-0,71*	-0,16	0,02	0,35	0,66	*0,70*	0,43	0,30	0,04	-0,58	-0,48	-0,57
		%	-0,01	0,44	0,73	0,72	*0,84*	0,36	0,00	-0,41	*-0,79*	*-0,79*	-0,77	-0,33	-0,01

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

Таблица 64

Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы Е и параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1900-2005), рассчитанные по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

			Сдвиг, мес.												
			-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6
Е	ПовС-ПовЗБ	T_w	0,43	*0,50*	0,46	0,27	0,01	-0,24	-0,43	*-0,52*	-0,45	-0,27	-0,02	0,25	0, 43
		S	0,01	-0,27	-0,46	*-0,48*	-0,34	-0,34	-0,07	0,35	0,40	0,44	*0,46*	0,30	0,01
		%	-0,01	0,27	0,46	*0,48*	0,34	0,34	0,07	-0,35	-0,40	-0,44	*-0,46*	-0,30	-0,01
	ПовЗБ-ПовВБ	T_w	0,42	*0,47*	0,44	0,22	-0,09	-0,32	-0,43	*-0,50*	-0,43	-0,20	0,09	0,32	0,42
		S	-0,36	-0,42	*-0,51*	-0,38	-0,07	0,20	0,37	0,46	*0,47*	0,35	0,09	-0,20	-0,36
		%	-0,35	-0,40	*-0,53*	-0,40	-0,06	0,21	0,35	0,46	*0,48*	0,37	0,10	-0,23	-0,35
	ПовВБ	T_w	0,41	*0,48*	0,45	0,23	-0,07	-0,30	-0,42	*-0,50*	-0,44	-0,21	0,07	0,29	0,41
		S	0,02	-0,32	*-0,65*	-0,42	-0,23	-0,16	0,02	0,38	*0,58*	0,42	0,28	0,07	0,02
		%	-0,02	0,32	*0,65*	0,42	0,23	0,16	-0,02	-0,38	*-0,58*	-0,42	-0,28	-0,07	-0,02
	ПовС$_{50}$-ГлЗБ	T_w	*0,49*	0,45	0,31	0,04	-0,24	-0,43	*-0,50*	-0,43	-0,29	-0,06	0,22	0,45	*0,49*
		S	0,32	0,34	*0,49*	0,43	0,26	-0,03	-0,42	-0,34	-0,41	*-0,50*	-0,23	0,09	0,32
		%	-0,14	-0,28	*-0,59*	-0,34	-0,10	0,07	0,38	0,31	0,38	*0,53*	0,06	-0,29	-0,14
	ГлЗБ-ГлВБ	T_w	0,40	0,22	0,05	-0,24	-0,40	*-0,56*	-0,45	-0,20	-0,03	0,17	0,43	*0,60*	0,40
		S	0,05	0,20	-0,24	-0,30	-0,24	*-0,62*	-0,14	0,18	-0,01	0,16	*0,65*	0,32	0,05
		%	0,05	0,20	-0,24	-0,30	-0,24	*-0,62*	-0,14	0,18	-0,01	0,16	*0,65*	0,32	0,05
	ГлВБ	T_w	-0,12	-0,05	-0,22	*-0,67*	-0,45	-0,18	-0,05	0,12	0,28	0,52	*0,56*	0,27	-0,12
		S	0,42	*0,52*	0,46	0,19	0,18	-0,08	*-0,49*	-0,45	-0,49	-0,24	-0,08	0,06	0,42
		%	-0,42	*-0,52*	-0,46	-0,19	-0,18	0,08	*0,49*	0,45	*0,49*	0,24	0,08	-0,06	-0,42

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

Таблица 65

Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы С и параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1900-2005), рассчитанные по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

			Сдвиг, мес.												
			-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6
С	ПовС-ПовЗБ	T_w	-0,38	0,04	0,45	0,77	*0,89*	0,75	0,38	-0,07	-0,51	-0,78	*-0,84*	-0,69	-0,38
		S	*0,88*	0,65	0,32	-0,09	-0,46	-0,68	*-0,80*	-0,77	-0,44	0,10	0,49	0,80	*0,88*
		%	*-0,88*	-0,65	-0,32	0,09	0,46	0,68	*0,80*	0,77	0,44	-0,10	-0,49	-0,80	*-0,88*
	ПовЗБ-ПовВБ	T_w	--0,26	00,13	00,52	00,81	*00,91*	00,67	00,23	--0,24	--0,61	*--0,80*	--0,78	--0,58	--0,26
		S	00,52	00,14	--0,33	--0,70	*--0,93*	--0,80	--0,44	00,00	00,36	00,65	00,77	*00,77*	00,52
		%	00,53	00,12	--0,32	--0,69	*--0,93*	--0,80	--0,44	--0,02	00,35	00,64	00,78	*00,78*	00,53
	ПовВБ	T_w	--0,31	00,08	00,50	00,82	*00,92*	00,68	00,25	--0,21	--0,56	*--0,77*	*--0,78*	--0,61	--0,31
		S	*00,75*	00,53	00,23	--0,30	--0,73	*--0,84*	--0,71	--0,54	--0,08	00,28	00,66	00,74	*00,75*
		%	*--0,75*	--0,53	--0,23	00,30	00,73	*00,84*	00,71	00,54	00,08	--0,28	--0,66	--0,74	*--0,75*
	$ПовС_{50}$-ГлЗБ	T_w	0,02	0,49	0,78	*0,87*	0,71	0,37	-0,04	-0,42	-0,72	*-0,84*	-0,77	-0,46	0,02
		S	-0,61	-0,33	0,09	0,52	0,81	*0,88*	0,64	0,22	-0,24	-0,49	-0,67	*-0,82*	-0,61
		%	0,41	0,19	-0,01	-0,51	*-0,86*	-0,80	-0,54	-0,08	0,38	0,51	0,63	*0,70*	0,41
	ГлЗБ-ГлВБ	T_w	0,52	0,80	*0,84*	0,67	0,38	-0,06	-0,44	-0,77	*-0,87*	-0,70	-0,41	0,03	0,52
		S	*0,68*	0,55	0,63	0,35	-0,01	-0,39	-0,46	*-0,84*	-0,40	-0,26	-0,10	0,26	*0,68*
		%	*0,68*	0,55	0,63	0,35	-0,01	-0,39	-0,46	*-0,84*	-0,40	-0,26	-0,10	0,26	*0,68*
	ГлВБ	T_w	*0,91*	0,65	0,31	0,06	-0,30	-0,68	*-0,74*	-0,69	-0,54	-0,08	0,33	0,76	*0,91*
		S	-0,40	-0,15	0,34	0,68	*0,80*	0,78	0,51	0,08	-0,44	-0,69	*-0,80*	-0,70	-0,40
		%	0,40	0,15	-0,34	-0,68	*-0,80*	-0,78	-0,51	-0,08	0,44	0,69	*0,80*	0,70	0,40

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

Перейдем к анализу причин МГИ. Временные ряды геокосмических сил, представленные на рисунках 127-130, позволяют говорить о некоторых цикличностях. Результаты спектрального анализа вынуждающих сил представлены в таблице 66. И так, на спектрограмме солнечной активности (интервал 1900-2011 гг.) выделяются четыре пика спектральной плотности на периодах 2,30; 3,23; 5,26 и 10,53 года (см. рис. 127); сходные пики можно найти на спектрограммах угловой скорости вращения Земли *v* (см. рис. 129), экваториального переноса U (см. рис. 130) и индексов циркуляции атмосферы (W, E и C), для последних выделяется еще и восьмилетний пик (см. рис. 7-9).

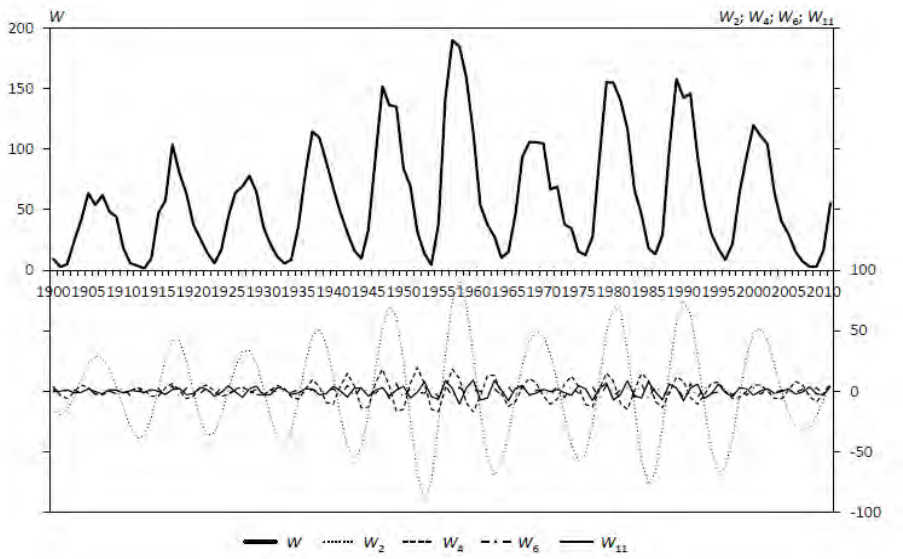


Рис. 127. Межгодовая изменчивость солнечной активности W и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – W_2; квазичетырехлетней – W_4; квазишестилетней – W_6; квазиодиннадцатилетней – W_{11} на интервале 1900-2011 гг., рассчитанная по данным (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_ DATA/SUNSPOT_NUMBERS)

Для ППОСЛиС наблюдается три пика – 3,85; 6,67 и 18,18 года (см. рис. 128).

Существование четырех квазицикличностей 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; Гордиенко, Слепцов-Шевлевич, 1979; Ривин, 1989; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Сидоренков, 1998).

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.

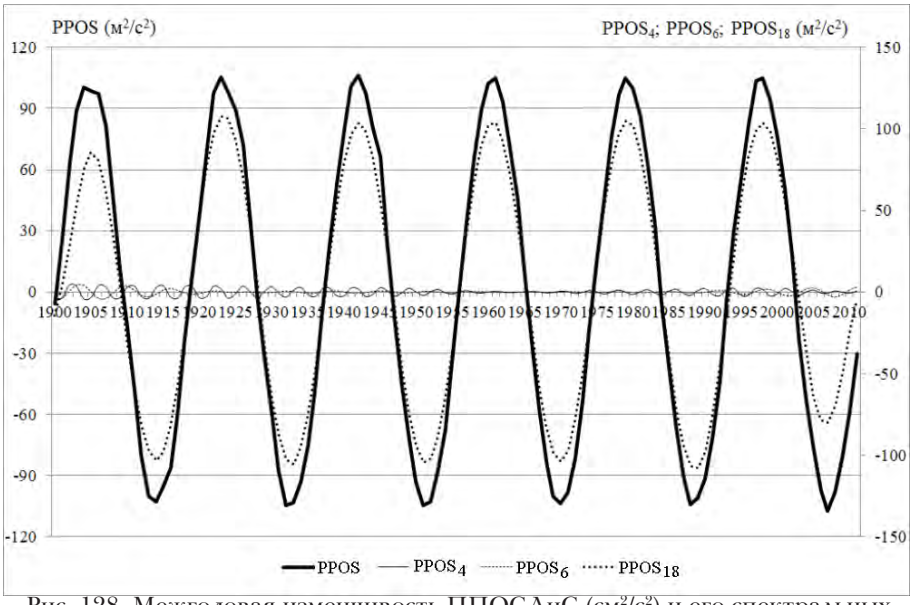


Рис. 128. Межгодовая изменчивость ППОСЛиС (см²/с²) и его спектральных составляющих: квазичетырехлетней – $PPOS_4$; квазишестилетней – $PPOS_6$; квазивосемьнадцатилетней – $PPOS_{18}$ на интервале 1900-2011 гг., рассчитанная по данным (Воробьев,1967)

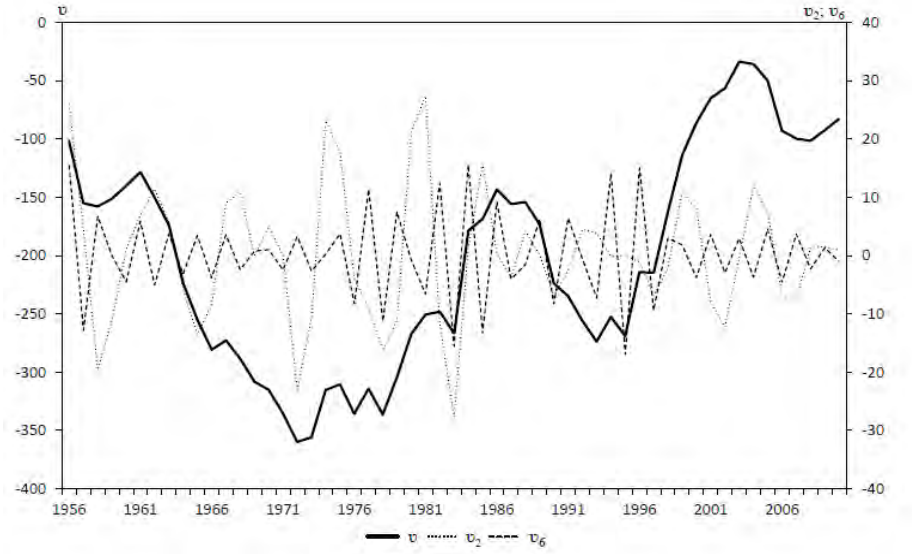


Рис.129. Межгодовая изменчивость угловой скорости вращения Земли v и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – v_2; квазишестилетней – v_6 на интервале (1956-2010), рассчитанная по данным (Сидоренков, 2002)

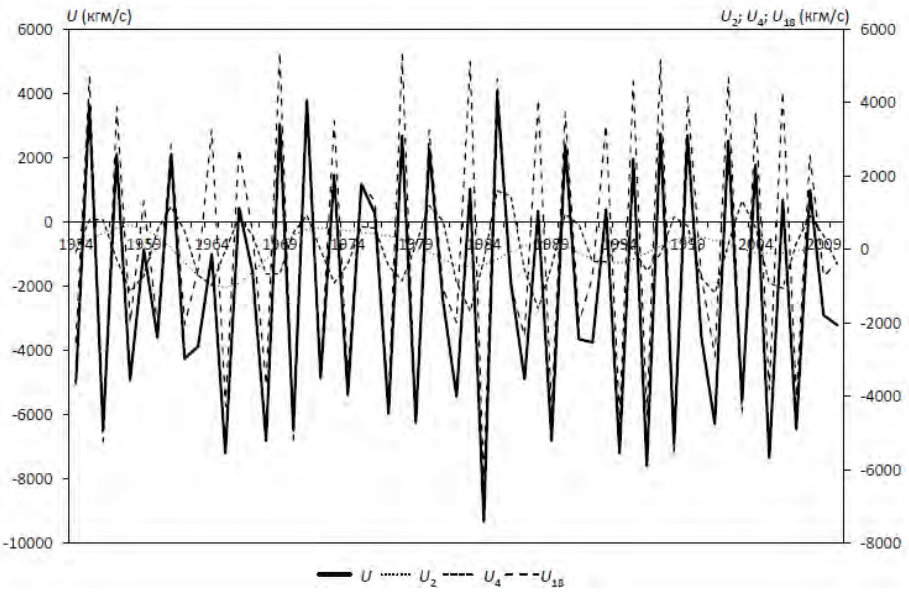


Рис. 130. Межгодовая изменчивость экваториального переноса U (кг*мс$^{-1}$) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – U_2; квазичетырехлетней – U_4; квазивосемьнадцатилетней – U_{18} на интервале (1954-2010), рассчитанная по данным (Сидоренков, 2002)

Однако, в (Дубравин, Навроцкая, 2000; Дубравин, 2002) использование спектрального и корреляционного методов анализа, позволило 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 СВАН-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 квазидвухлетней и 11-летней составляющих солнечной активности: когда практически в течение каждого 11-летнего цикла W проходит серия квазидвухлетних пульсаций, затухающая к моментам минимумов W. На такую же согласованность между результирующим переносом массы воздуха в экваториальной стратосфере U и 11-летними циклами W (см. рис. 20в Дубравин, Навроцкая, 2000) обратил внимание С.К. Кудерский в личной беседе.

Таблица 66

Характерные масштабы межгодовой изменчивости вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловой скорости вращения Земли *v* и экваториального переноса U (кг*м/с), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/ SOLAR_DATA/ SUNSPOT_NUMBERS;)

Параметр / Длина ряда	Период энергонесущей зоны, год			Спектральная плотность		
	начало	пик	конец	начало	пик	конец
W	2,18	2,30	2,53	102,5	244,0	105,1
1900-2011	2,90	3,23	4,08	48,5	346,4	96,0
	4,08	5,26	6,25	96,0	1894,9	522,0
	6,25	10,53	18,18	522,0	54531,0	2360,3
ППОСЛиС	3,33	3,85	4,44	9,2	129,8	37,4
1900-2011	5,55	6,67	7,14	44,4	135,4	129,7
	7,14	18,18	33,33	129,7	182420,0	24281,0
У С В З	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
U	2,00	2,35	3,77	56539000	162760000	1706500
1954-2010	3,77	4,88	8,70	1706500	8311100	886890
	8,70	18,18	33,33	886890	2541800	2096800

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 66, 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 67, 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 С составила 0,83; сдвиг фаз f = 137,5° или 0,92 года).

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 составляющей солнечной активности или между рядами квазидвухлетних составляющих экваториального переноса и солнечной активности со 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. 127 и 130).

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 66 видно, что нами получены пики спектральной плотности ν 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 С = 0,59 и 0,53; сдвиг фаз f = (-131,6°) или (-0,88) года и 120,0° или 1,03 года), а изменчивость ν с периодом 5,6 года обусловлена изменением ППОСЛиС (С = 0,49; f = 153,6° или 2,39 года) (см. табл. 67). Пики на спектрограммах индексов циркуляции атмосферы с периодами от квазидвухлетнего до квазишестилетнего также обусловлены изменением солнечной активности **W**.

Таблица 67

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов вынуждающих сил (среднегодовые значения), рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев,1967; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Период	Параметры спектра	**ППОСЛиС**	**U**	**ν**	**W**	**E**	**C**
Числа Вольфа **W**							
Квазиодиннадтилетние	T	-	11,8	-	-	10,5	10,5
	S	-	107880	-	-	4418,8	2808,2
	f	-	13,4	-	-	-141,0	158,9
	C	-	0,44	-	-	0,51	0,40
Квазишестилетние	T	6,5	-	-	5,6	-	5,6
	S	132,2	-	-	568,3	-	612,0
	f	57,7	-	-	149,9	-	-135,6
	C	0,51	-	-	0,41	-	0,48
Квазичетырехлетние	T	3,8	-	3,1	4,8	3,7	3,9
	S	76,3	-	205,0	467,1	151,9	138,5
	f	-86,11	-	120	-141,0	120,7	-161,8
	C	0,58	-	0,53	0,53	0,43	0,63
Квазидвухлетние	T	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3
	S	17,0	162010	276,2	234,5	398,5	334,1
	f	-87,6	137,5	-131,6	168,3	8,4	-70,9
	C	0,48	0,83	0,59	0,54	0,70	0,77
ППОСЛиС							
Квазивосемнадцатилетние	T	-	-	-	20,0	18,2	18,2
	S	-	-	-	7085,5	13056	7007,8
	f	-	-	-	-100,1	124,9	-140,0
	C	-	-	-	0,51	0,59	0,36
Квазишестилетние	T	-	5,7	5,6	-	-	6,7
	S	-	20450	404,2	-	-	132,0
	f	-	153,4	153,6	-	-	112,2
	C	-	0,38	0,49	-	-	0,38
Квазичетырехлетние	T	-	-	3,6	4,8	3,3	4,0
	S	-	-	161,5	87,3	76,2	120,8
	f	-	-	154,8	-95,7	-35,5	138,4
	C	-	-	0,67	0,38	0,57	0,61

Окончание табл. 67

Период	Параметры спектра	**ППОСЛиС**	**U**	**ν**	**W**	**E**	**C**
Квазидвухлетние	T	-	2,2	2,3	2,7	2,5	2,7
	S	-	46867	110,5	62,6	46,7	32,4
	f	-	56,5	176,4	-145,6	82,3	-13,0
	C	-	0,45	0,65	0,61	0,49	0,51
Экваториальный перенос **U**							
Квазиодиннадтилетние	T	-	-	11,1	-	-	-
	S	-	-	61552	-	-	-
	f	-	-	4,3	-	-	-
	C	-	-	0,39	-	-	-
Квазишестилетние	T	-	-	5,1	6,1	-	-
	S	-	-	57781	27240	-	-
	f	-	-	21,4	48,6	-	-
	C	-	-	0,49	0,46	-	-
Квазичетырехлетние	T	-	-	3,0	-	4,8	4,8
	S	-	-	4872, 9	-	48446	57921
	f	-	-	-16,3	-	-155,6	158,5
	C	-	-	0,60	-	0,46	0,72
Квазидвухлетние	T	-	-	2,4	2,4	2,4	2,4
	S	-	-	363240	283960	449760	211850
	f	-	-	-18,0	-162,9	141,7	-112,6
	C	-	-	0,86	0,68	0,70	0,58
Угловая скорость вращения Земли ν							
Квазишестилетние	T	-	-	-	5,3	-	6,7
	S	-	-	-	915,0	-	1019,2
	f	-	-	-	-114,6	-	98,6
	C	-	-	-	0,58	-	0,62
Квазичетырехлетние	T	-	-	-	3,6	3,6	4,9
	S	-	-	-	453,3	634,5	784,9
	f	-	-	-	140,3	-142,3	141,7
	C	-	-	-	0,61	0,72	0,64
Квазидвухлетние	T	-	-	-	2,4	2,4	2,4
	S	-	-	-	588,5	944,7	450,3
	f	-	-	-	144,5	-125,0	89,7
	C	-	-	-	0,55	0,55	0,45

Примечание: Фаза (сдвиг фаз) приводится относительно силы указанной в широкой ячейке

В работе Е.А. Леонова (2010) приводится ссылка на (Labizke, 1987), где отмечалось, «что отклик атмосферных процессов на изменения 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.

В последние десятилетия появилось много работ (Информационные связи …, 1974; Михайлова, 1979; Байдал, 1987; Landscheidt, 1988; Shirley, 1988; Леонов, 1989, 2010; Завалишин Н.Н., 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 Солнечной системы (диссимметрия – Ds)[45]. 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.

[45] 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).

схожи с периодами обращения планет и с периодами их парных соединений (табл. 68). 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).

Отсюда следует, что отмеченные в таблицах 66 и 67 и представленные на рисунках 7-9 и 127-130 квазицикличности внешних факторов (параметры механизма взаимодействия океана и атмосферы: индексы атмосферной циркуляции: W, E, C и вынуждающие силы: W, ППОСЛиС, 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).

Таким образом, несмотря на то, что внешние факторы, показанные на рисунках 7-9 и 127-130, сами результат ритмики Солнечной системы, тем не менее, они могут служить предикторами для долгопериодной изменчивости гидрометеорологих характеристик (Дубравин, 2014).

Выше (гл. 4 и 5) отмечалось, что для длинных рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) на отдельных станциях, представленных на рисунках 53, 63, 72, 81, 115 и 121, с помощью спектрального анализа были выделены квазицикличности с периодами от квазидвухлетней до квазидвадцатидвухлетней (рис. 54-58, 64-68, 73-77, 82-86, 116-120 и 122-126). Здесь будут рассмотрены возможные причины формирования **МГИ** этих параметров.

Таблица 68

Некоторые физические характеристики больших планет.
Из (Старков, 2010)

Планета	Среднее расстояние от Солнца, а. е.	Звездный Период обращения, годы	Синодический период обращения, сутки	Период вращения вокруг оси	Наклонение орбиты к орбите Земли	Радиус в радиусах Земли	Масса в массах Земли	Средняя плотность кг/м^3	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	–	23ч56мин	–	1,00	1,000	5500	0,0034	1
Марс	1,5	1,88	780	24ч37мин	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	10ч14мин	2° 29’	9,5	94,3	700	0,103	17
Уран	19,2	84,07	370	15ч36мин	0° 46’	3,9	14,6	1600	0,06	14
Нептун	30,1	164,82	367	18ч29мин	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

На спектрограммах всех параметров поверхностных и глубинных ВМ с годовой дискретностью, в зависимости от длинны ряда, выделяется несколько пиков спектральной плотности, общих для всех параметров на периодах: 2,3÷2,6; 2,7÷3,2; 3,6÷4,9; 5,0÷7,1; 8,0 и 9,1÷12,5 лет (табл. 31, 32, 35, 37, 54 и 55), характерных и для солнечной активности (табл. 66), за исключением восьмилетнего, присущего индексам циркуляции атмосферы **E** и **C** (см. рис. 8-9). Кроме того, для процентного содержания глубинных ВМ отмечаются пики на периодах 18,2÷22,2 года в квадратах 11 и 68, присущих ППОСЛиС, и 33,3 года в квадратах 11 и 36, по всей вероятности связанных с индексом циркуляции E. Однако максимум мощности для разных параметров в различных квадратах отмечается на разных частотах. Так, для T_w на поверхности в кв. 11 максимум 29,2 $(°C)^2$/(цикл/год) (42 % относительной доли дисперсии **МГИ**) отмечается на периоде 6,5 лет; в кв. 36 – 6,1 $(°C)^2$/(цикл/год) на периоде 9,5 лет; в кв. 47 – 17,4 $(°C)^2$/(цикл/год) (31 % относительной доли МГИ) на периоде 8,0 лет и в кв. 68 – 7,7 $(°C)^2$/(цикл/год) (58 % относительной доли МГИ) на периоде 2,5 года (табл. 31). Поскольку, процентное содержание балтийских ВМ определяется соленостью, то вполне понятно, что пики их спектральной плотности сходны и отмечаются в первом приближении на тех же периодах, что и для T_w, и так же с максимумами на разных частотах (см. табл. 35 и 54). Так, для % ПовЗБ в кв. 11 на квазидвух- (42,4 $(\%)^2$/(цикл/год), пик 2,7 года) и квазивосьмилетнюю (46,5 $(\%)^2$/(цикл/год), пик 8,0 лет) периодичности приходится 9 и 4 % доли МГИ; в кв. 36 на квазичетырех- (19,3 $(\%)^2$/(цикл/год), пик 4,0 года) и квазишестилетнюю (19,9 $(\%)^2$/(цикл/год), пик 5,0 лет) приходится 6 и 4 % доли МГИ. В кв. 47 максимум спектральной мощности 18,6 $(\%)^2$/(цикл/год) (10 % относительной доли дисперсии МГИ) на периоде 2,4 лет, а в кв. 68 – 127, 9 $(\%)^2$/(цикл/год) (27 % относительной доли дисперсии МГИ) на периоде 6,5 лет (табл. 54).

Для параметров глубинных ВМ с годовой дискретностью спектрограммы несколько иные. Так, для T_w на глубине ядра S_{max} в кв. 11 максимум 12,6 $(°C)^2$/(цикл/год) (16 % относительной доли дисперсии **МГИ**) отмечается на периоде 12,5 лет; в кв. 36 – 2,5 $(°C)^2$/(цикл/год) (23 % относительной доли дисперсии **МГИ**) отмечается на периоде 6,3 лет; в кв. 47 – 0,8 $(°C)^2$/(цикл/год) (11 % относительной доли МГИ) – на периоде 7,1 лет и в кв. 68 – 0,9 $(°C)^2$/

(цикл/год) (14 % относительной доли МГИ) – на периоде 9,1 лет (табл. 32). Для % ГлЗБ в кв. 11 на квазишести- (122,7 $(\%)^2$/(цикл/год), пик 5,7 лет), квазивосемьнадцати- (132,6 $(\%)^2$/(цикл/год), пик 18,2 лет) и квазитридцатитрехлетнюю (155,6 $(\%)^2$/(цикл/год), пик 33,3 года) периодичности приходится 11, 9 и 8 % доли МГИ; в кв. 36 на квазиодиннадцати- (197,3 $(\%)^2$/(цикл/год), пик 10,0 лет) и квазитридцатитрехлетнюю (455,6 $(\%)^2$/(цикл/год), пик 33,3 года) периодичности приходится 8 и 12 % доли МГИ. В кв. 47 или 68 (при пятипроцентной относительной доле дисперсии МГИ) максимум спектральной мощности 18,3 или 81,2 $(\%)^2$/(цикл/год) наступает на периоде 4,9 или 6,7 лет (табл. 55).

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 Балтийском море (Дубравин, 2014) 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 параметров поверхностных и глубинных ВМ Балтийского моря (рис. 54-58, 64-68, 73-77, 82-86, 116-120 и 122-126).

Выше отмечалось, что на спектрограммах параметров поверхностных и глубинных ВМ с годовой дискретностью выделяется несколько пиков спектральной плотности общих для всех параметров на квазидвух-, квазичетырех-, квазишести-, квазиодиннадцатилетних цикличностях, характерных и для солнечной активности (табл. 66). Однако результаты дисперсионного анализа подтвердили схожесть спектральных структур солнечной активности и некоторых параметров ВМ только для квазишестилетней цикличности – для солености и процентного содержания ПовЗБ в кв. 11 (табл. 69) и процентного содержания ГлЗБ в кв.36.

Таблица 69

Дисперсия и амплитуда разномасштабных составляющих межгодовой изменчивости для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1920-2011) в Борнхольской впадине (кв. 11) и солнечной активности (W), рассчитанные по (Витинский, 1963; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru**;** ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/**SUNSPOT_NUMBERS)**

Масштабы и параметры изменчивости		ПовЗБ			ГлЗБ			Числа W
		T_w	S	%	T_w	S	%	
Межгодовая изменчивость	Дисперсия ($б^2_{МГИ}$)	8,31	0,08	27,13	2,04	1,63	33,44	2439,64
	Амплитуда ($A_{МГИ}$)	7,55	0,22	12,90	3,83	3,88	13,70	93,49
Квази-двухлетний цикл	Дисперсия ($б^2_2$)	0,83	0,01	2,52	0,10	0,06	1,99	10,71
	Амплитуда (A_2)	1,78	0,20	3,57	0,63	0,64	3,63	6,26
	$б^2_2 / б^2_{МГИ}$	0,10	0,09	0,09	0,05	0,04	0,06	0,004
	$A_2 / A_{МГИ}$	0,24	0,28	0,28	0,16	0,16	0,26	0,07
Квази-четырехлетний цикл	Дисперсия ($б^2_4$)	1,45	0,01	2,68	0,22	0,09	6,11	19,21
	Амплитуда (A_4)	2,77	0,22	3,95	1,07	0,59	8,59	10,01
	$б^2_4 / б^2_{МГИ}$	0,17	0,10	0,10	0,11	0,06	0,18	0,008
	$A_4 / A_{МГИ}$	0,37	0,31	0,31	0,28	0,15	0,63	0,11
Квази-шестилетний цикл	Дисперсия ($б^2_6$)	3,46	0,002	0,77	0,17	0,13	3,81	80,27
	Амплитуда (A_6)	5,05	0,11	1,93	0,83	0,69	3,76	18,30
	$б^2_6 / б^2_{МГИ}$	0,42	0,03	0,03	0,08	0,08	0,11	0.03
	$A_6 / A_{МГИ}$	0,67	0,15	0,15	0,22	0,18	0,27	0,20
Квази-восьмилетний цикл	Дисперсия ($б^2_8$)	-	0,003	1,12	0,08	-	2,43	-
	Амплитуда (A_8)	-	0,12	2,22	0,59	-	2,88	-
	$б^2_8 / б^2_{МГИ}$	-	0,04	0,04	0,04	-	0,07	-
	$A_8 / A_{МГИ}$	-	0,17	0,17	0,15	-	0,21	-
Квази-одиннадцатилетний цикл	Дисперсия ($б^2_{11}$)	-	-	-	0,32	0,35	-	1924,4
	Амплитуда (A_{11})	-	-	-	1,15	1,22	-	89,73
	$б^2_{11} / б^2_{МГИ}$	-	-	-	0,16	0,22	-	0,79
	$A_{11} / A_{МГИ}$	-	-	-	0,30	0,32	-	0,96

В таблицах 70, 72, 74, 76 и 78 или 71, 73, 75, 77 и 79 приводятся результаты расчета кросс-спектра рядов временного хода с годовой дискретностью спектральных составляющих параметров поверхностных и

глубинных ВМ в Гесере, Борнхольмской (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 параметров ВМ и внешних сил или индексов W, E, C проявляются не для всех элементов и не на всех диапазонах.

Так, например, изменчивость параметров ВМ с периодом около 18 лет обусловленная изменением ППОСЛиС отмечается во всех квадратах. При этом, для T_w на поверхности связь с ППОСЛиС отсутствует в Гесере, для поверхностных S и процентного содержания связь отсутствует в кв. 11 и 36, для T_w на глубине S_{max} связь отсутствует в кв. 36, а для Smax или проценного содержания ГлЗБ, наоборот, связь с ППОСЛиС отмечается в Гесере и кв. 68 или в Гесере и кв. 11 и 36. Максимальная величина когерентности отмечается для процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ (C = 0,78) и поверхностной и глубинной солености (C = 0,86) в Гесере и кв. 11. Изменчивость параметров ВМ с периодом около 18 лет может быть обусловлена и другими внешними силами: экваториальным переносом U (для поверхностных T_w (C = 0,70) и S (C = 0,58) в кв. 47) или угловой скоростью вращения Земли *v* (для поверхностной T_w в Гесере, для глубинных T_w и S в Гесере (максимальная **C =** 0,57), кв. 11 и 47 и для проценного содержания ГлЗБ в кв. 47. А также типами атмосферной циркуляции: формой W (для поверхностной (**C =** 0,67) и глубинной (**C =** 0,54) T_w в Гесере); формой E (для поверхностной (**C =** 0,42) и глубинной (**C =** 0,49) T_w в Гесере, для поверхностной и глубинной (**C =** 0,49) S и процентного содержания ГлЗБ в кв. 11) и формой C (для поверхностных S и проценного содержания в Гесере; для всех параметров (максимальная когерентность (**C =** 0,60) для поверхностной T_w и (**C =** 0,63) для глубинной S), кроме глубинной T_w в кв. 11; для процентного содержания ПовЗБ в кв. 36).

Изменчивость параметров ВМ с периодом около 11 лет, обусловленная изменением солнечной активности, отмечается во всех квадратах и для большинства параметров (за исключением поверхностной и глубинной T_w в кв. 11, глубинной T_w в кв. 36 и поверхностных S и проценного содержания и глубинной T_w в кв. 68). Максимальная величина когерентности отмечается: для поверхностной T_w в кв. 68 (**C =** 0,88); поверхностных S и проценного содержания в кв. 11 (**C =** 0,82); глубинной T_w в кв. 47 (**C =** 0,75); глубинных S и проценного содержания в кв. 36 (**C =** 0,80). Изменчивость параметров ВМ с периодом около 11 лет может быть обусловлена и экваториальным переносом U (для глубин-

ной S в кв. 11 (**С** = 0,59); для всех параметров в кв. 36; поверхностной (**С** = 0,54) и глубинной (**С** = 0,61) T_w в кв. 68). А также типами атмосферной циркуляции: формой W (для глубинной S в Гесере; поверхностной (**С** = 0,69) и глубинной T_w в кв. 11; поверхностных S и проценного содержания и глубинной T_w (**С** = 0,78) в кв. 36; поверхностных S (**С** = 0,53) и проценного содержания в кв. 47; поверхностной и глубинной (**С** = 0,58) T_w в кв. 68); формой E (для поверхностной T_w (**С** = 0,67) в кв.11) и формой C (для глубинной T_w в кв. 11; поверхностных T_w (**С** = 0,67), S (**С** = 0,53), проценного содержания и глубинной T_w (**С** = 0,69) в кв. 36; поверхностных S (**С** = 0,66) и проценного содержания (**С** = 0,51) в кв. 47).

Изменчивость параметров ВМ с периодом около 8 лет, обусловленная изменением солнечной активности, отмечается только в кв. 11 (для поверхостных T_w (**С** = 0,48) и S и глубинной T_w) и кв. 68 (для глубинной T_w (**С** = 0,56)); обусловленная изменением ППОСЛиС отмечается только в кв. 11 (для поверхостных S и проценного содержания (**С** = 0,57) и глубинных T_w (**С** = 0,58) и проценного содержания (**С** = 0,47)) и обусловленная изменением угловой скоростью вращения Земли отмечается в кв. 36 (для глубинных T_w, S и проценного содержания); в кв. 47 (для глубинных S и проценного содержания (**С** = 0,46)) и в кв. 68 (для глубинной T_w (**С** = 0,56)). Что касается индексов циркуляции, то изменчивость параметров ВМ с периодом около 8 лет обусловленная изменениями этих индексов отмечается в большинстве квадратов. Так, изменчивость параметров обусловленная формой W отмечается: в Гесере (для поверхностных S и проценного содержания (**С** = 0,68); в кв. 11 (для поверхостных S и проценного содержания; для глубинных T_w (**С** = 0,60), S и проценного содержания (**С** = 0,86)); в кв. 36 (для поверхностной T_w) и в кв. 47 (для поверхностных T_w (**С** = 0,70), S и проценного содержания; глубинных T_w (**С** = 0,70), S и проценного содержания). Изменчивость параметров, обусловленная формой E отмечается: в Гесере (для поверхостной T_w и глубинных T_w (**С** = 0,63), S и проценного содержания (**С** = 0,58)); в кв. 11 (для поверхостных T_w (**С** = 0,76), S и проценного содержания (**С** = 0,73) и глубинных T_w (**С** = 0,73), S (**С** = 0,83) и проценного содержания (**С** = 0,74)); в кв. 36 (для поверхостной T_w и глубинных T_w, S и проценного содержания); в кв. 47 (для поверхостных T_w, S и проценного содержания и глубинных S и проценного содержания) и в кв. 68 (для поверхостных S и проценного содержания и глубинной T_w). Изменчивость, обусловленная формой C отмечается: в Гесере (для поверхостных T_w (**С** = 0,63), S и проценного содержания (**С** = 0,64) и глубинной T_w); в кв. 11 (для поверхостных T_w (**С** = 0,76), S и проценного содержания и глубинных T_w (**С** = 0,81), S (**С** = 0,75) и проценного содержания); в кв. 36 (для глубинных S и проценного содержания); в

кв. 47 (для поверхостной T_w) и в кв. 68 (для глубинной T_w).

Изменчивость параметров ВМ с периодом около 6 лет, обусловленная изменением солнечной активности, отмечается во всех квадратах, за исключением кв. 47, но не для всех параметров. Так, в Гесере (только для процентного содержания ГлЗБ); в кв. 11 (для поверхностной T_w и процентного содержания ГлЗБ); в кв. 36 (для поверхностной T_w (**C** = 0,47) и глубинной T_w) и в кв. 36 (для поверхностной T_w и глубинных T_w, S и проценного содержания). Изменчивость параметров с этим периодом, обусловленная изменением ППОСЛиС отмечается только трех квадратах: в кв. 11 (для глубинной S); в кв. 36 (для всех параметров, кроме поверхностной T_w) и в кв. 47 (только для глубинной T_w). Изменчивость исследуемых параметров, обусловленная экваториальным переносом, отмечается в большинстве квадратов, хотя и не для всех параметров. В Гесере (для поверхностных S и процентного содержания, глубинных T_w и проценного содержания); в кв. 11 (для поверхностных T_w, S и процентного содержания и процентного содержания ГлЗБ); в кв. 36 (для поверхностных T_w, S и процентного содержания) и в кв. 68 (для поверхностных S и процентного содержания (**C** = 0,74) и глубинных T_w (**C** = 0,71), S и процентного содержания (**C** = 0,51)). Изменчивость анализируемых параметров, обусловленная угловой скоростью вращения Земли, отмечается: в Гесере (для поверхностной S и процентного содержания ГлЗБ); в кв. 11 (для поверхностной и глубинной T_w (**C** = 0,79) и процентного содержания ГлЗБ (**C** = 0,71)) и в кв. 68 (для поверхностных T_w, S и процентного содержания и глубинных S и процентного содержания). Изменчивость параметров ВМ с периодом около 6 лет, обусловленная изменениями индексов циркуляции, отмечается в большинстве квадратов. Так, изменчивость параметров, обусловленная формой W отмечается: в Гесере (для проценного содержания ГлЗБ); в кв. 11 (для поверхостной T_w и глубинных T_w, S и проценного содержания); в кв. 36 (для поверхностных S и процентного содержания и глубинных T_w, S и процентного содержания (**C** = 0,86)) и в кв. 68 (для всех параметров). Изменчивость параметров, обусловленная формой E отмечается: в Гесере и кв. 36 (для поверхностных S и процентного содержания); в кв. 11 и 47 (для всех параметров) и в кв. 68 (для поверхностной T_w и глубинных T_w, S и процентного содержания), а обусловленная формой C отмечается: в Гесере (для поверхностных S и процентного содержания и глубинных T_w, S и процентного содержания); в кв. 11, 36, 47 и 68 (для всех параметров). При этом максимальная величина когерентности отмечается для поверхностных T_w (**C** = 0,70), солености и процентного содержания (**C** = 0,75) в кв. 68 и глубинной T_w (**C** = 0,89) в кв. 36.

Таблица 70

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1945-1975) в Гесере и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС (см²/с²); угловой скорости вращения Земли *v* и экваториального переноса U (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/ SUNSPOT_NUMBERS)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Солнечная активность							
Квази-одиннадцатилетние	T	10,5	11,8	11,8	11,1	11,1	10,5
	S	103,1	88,1	332,3	139,7	635,2	118,9
	f	-122,7	-13,0	13,0	-132,6	-18,5	-158,9
	C	0,61	0,49	0,49	0,60	0,82	0,47
Квази-шестилетние	T	-	-	-	-	-	5,6
	S	-	-	-	-	-	578,8
	f	-	-	-	-	-	167,1
	C	-	-	-	-	-	0,58
Квази-четырехлетние	T	-	-	-	4,9	3,4	3,2
	S	-	-	-	19,0	46,8	179,4
	f	-	-	-	-2,0	-167,7	115,0
	C	-	-	-	0,54	0,52	0,43
Квази-двухлетние	T	2,1	2,9	2,9	2,1	2,2	2,2
	S	9,1	3,5	13,1	11,9	20,7	118,2
	f	153,3	-159,6	159,6	133,6	-133,4	164,9
	C	0,35	0,51	0,51	0,48	0,62	0,53
ППОСЛиС							
Квази-восемнадцатилетние	T	-	22,2	22,2	16,7	18,2	22,2
	S	-	278,4	1050,4	201,5	813,4	1155,7
	f	-	-21,5	21,5	45,5	-62,0	-65,4
	C	-	0,86	0,86	0,65	0,78	0,51
Квази-четырехлетние	T	-	4,4	4,4	4,1	3,8	3,9
	S	-	4,7	17,7	12,9	39,6	200,9
	f	-	21,6	-21,6	20,5	-17,0	44,6
	C	-	0,45	0,45	0,53	0,58	0,59

Окончание табл. 70

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Экваториальный перенос U							
Квази-восемнадцатилетние	T	-	22,2	18,2	18,2	22,2	-
	S	-	1359,6	2848	1835,3	3568,8	-
	f	-	72,4	-70,3	-145,3	177,2	-
	C	-	0,58	0,37	0,72	0,52	-
Квази-шестилетние	T	-	5,4	5,1	5,1	-	5,6
	S	-	606,2	1746	789,0	-	22113
	f	-	44,3	-47,2	55,5	-	27,6
	C	-	0,54	0,45	0,38	-	0,69
Квази-двухлетние	T	-	2,2	-	-	2,8	2,9
	S	-	2880	-	-	9598,2	48358
	f	-	6,4	-	-	67,3	-39,6
	C	-	0,54	-	-	0,53	0,60
Угловая скорость вращения Земли ν							
Квази-восемнадцатилетние	T	18,2	-	-	16,7	22,2	-
	S	119,0	-	-	200,5	662,7	-
	f	123,5	-	-	58,5	-39,8	-
	C	0,52	-	-	0,57	0,57	-
Квази-шестилетние	T	-	6,1	-	-	-	5,7
	S	-	22,5	-	-	-	649,7
	f	-	80,8	-	-	-	100,7
	C	-	0,68	-	-	-	0,59
Квази-четырехлетние	T	-	-	-	-	4,4	-
	S	-	-	-	-	49,6	-
	f	-	-	-	-	112,0	-
	C	-	-	-	-	0,43	-
Квази-двухлетние	T	-	2,2	2,2	2,9	2,4	2,9
	S	-	13,6	42,3	19,9	30,3	241,7
	f	-	157,7	-170,5	-101,0	-68,0	-160,3
	C	-	0,69	0,60	0,54	0,41	0,42

Таблица 71

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1945-1975) в Гесере и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Форма W							
Квази-восемнадцатилетние	T	20,0	-	-	18,2	-	-
	S	36,5	-	-	39,0	-	-
	f	75,3	-	-	67,5	-	-
	C	0,67	-	-	0,54	-	-
Квази-одиннадцатилетние	T	-	-	-	-	10,5	-
	S	-	-	-	-	81,5	-
	f	-	-	-	-	0,8	-
	C	-	-	-	-	0,45	-
Квази-восьмилетние	T	-	7,1	7,1	-	-	-
	S	-	14,3	53,9	-	-	-
	f	-	34,3	-34,3	-	-	-
	C	-	0,68	0,68	-	-	-
Квази-шестилетние	T	-	-	-	-	-	6,3
	S	-	-	-	-	-	348,1
	f	-	-	-	-	-	39,4
	C	-	-	-	-	-	0,57
Квази-четырехлетние	T	-	4,3	4,3	4,3	4,3	-
	S	-	8,3	31,4	12,6	61,1	-
	f	-	-130,4	130,4	14,9	140,4	-
	C	-	0,68	0,68	0,45	0,79	-
Квази-двухлетние	T	2,7	2,5	2,5	2,5	2,3	2,9
	S	9,3	7,9	29,8	18,3	15,1	309,7
	f	16,3	-113,7	113,7	-131,7	57,5	-131,6
	C	0,70	0,69	0,69	0,80	0,47	0,71
Форма E							
Квази-восемнадцатилетние	T	22,2	-	-	20,0	-	-
	S	32,2	-	-	52,8	-	-
	f	-91,3	-	-	-79,3	-	-
	C	0,42	-	-	0,49	-	-

Окончание табл. 71

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Квази-восьмилетние	T	7,7	-	-	7,4	7,4	7,1
	S	26,7	-	-	37,3	87,7	431,3
	f	20,3	-	-	11,1	-78,8	-128,3
	C	0,49	-	-	0,63	0,49	0,58
Квази-шестилетние	T	-	6,9	6,9	-	-	-
	S	-	14,3	53,8	-	-	-
	f	-	-94,0	94,0	-	-	-
	C	-	0,56	0,56	-	-	-
Квази-четырехлетние	T	-	4,1	4,1	-	3,1	-
	S	-	7,2	27,0	-	98,4	-
	f	-	75,9	-75,9	-	11,0	-
	C	-	0,63	0,63	-	0,60	-
Квази-двухлетние	T	2,8	-	-	-	-	2,9
	S	16,2	-	-	-	-	526,3
	f	-52,2	-	-	-	-	169,9
	C	0,73	-	-	-	-	0,68
Форма С							
Квази-восемнадцатилетние	T	-	16,7	18,2	-	-	-
	S	-	28,0	106,6	-	-	-
	f	-	-77,5	80,4	-	-	-
	C	-	0,45	0,45	-	-	-
Квази-восьмилетние	T	8,7	7,1	7,1	7,7	-	-
	S	26,0	14,2	53,6	24,7	-	-
	f	52,3	154,3	-154,3	-36,2	-	-
	C	0,63	0,64	0,64	0,50	-	-
Квази-шестилетние	T	-	-	-	-	-	5,9
	S	-	-	-	-	-	554,1
	f	-	-	-	-	-	174,2
	C	-	-	-	-	-	0,88
Квази-четырехлетние	T	-	-	-	3,1	4,9	-
	S	-	-	-	8,6	40,0	-
	f	-	-	-	15,8	-137,7	-
	C	-	-	-	0,37	0,55	-
Квази-двухлетние	T	2,8	2,6	2,6	-	2,9	2,9
	S	10,0	4,6	17,5	-	72,6	344,5
	f	82,5	52,1	-52,1	-	-41,6	25,4
	C	0,70	0,38	0,38	-	0,70	0,70

Таблица 72

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных (1902-2011) и глубинных (1920-2011) водных масс (T_w, S и процентного содержания) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловой скорости вращения Земли *v* и экваториального переноса U (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев,1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Солнечная активность							
Квази-одиннадцатилетние	T	-	11,1	11,1	-	10,5	10,5
	S	-	39,6	720,0	-	644,0	1280
	f	-	-64,3	-64,3	-	-125,0	50,9
	C	-	0,70	0,70	-	0,82	0,78
Квази-восьмилетние	T	8,0	8,3	-	8,3	-	-
	S	96,7	13,0	-	79.8	-	-
	f	-135,0	20,2	-	-162,2	-	-
	C	0,48	0,39	-	0,51	-	-
Квази-шестилетние	T	6,5	-	-	-	-	5,3
	S	57,0	-	-	-	-	295,1
	f	-29,5	-	-	-	-	168,5
	C	0,51	-	-	-	-	0,63
Квази-четырехлетние	T	3,9	3,6	-	3,8	3,3	3,2
	S	21,8	1,4	-	9,8	18,6	120,8
	f	-99,6	-63,3	-	1,5	-71,4	-138,5
	C	0,67	0,40	-	0,53	0,54	0,93
Квази-двухлетние	T	2,3	2,6	2,6	2,7	2,2	2,3
	S	24,0	2,6	47,7	5,5	11,7	53,9
	f	129,4	-149,9	-149,9	2,1	92,8	151,2
	C	0,48	0,75	0,75	0,72	0,67	0,53
ППОСЛиС							
Квази-восемнадцатилетние	T	20,0	-	-	18,2	-	18,2
	S	1238,1	-	-	710,4	-	3823
	f	103,9	-	-	-121,7	-	-152,3
	C	0,49	-	-	0,59	-	0,78
Квази-восьмилетние	T	-	8,0	8,0	7,7	-	7,4
	S	-	3,8	68,8	14,9	-	58,6
	f	-	-42,6	42.6	-76,8	-	154,8
	C	-	0,57	0,57	0,58	-	0,47
Квази-шестилетние	T	-	-	-	-	6,3	-
	S	-	-	-	-	8,0	-
	f	-	-	-	-	50,8	-
	C	-	-	-	-	0,44	-

Окончание табл. 72

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Квази-четырехлетние	T	3,9	-	3,1	3,7	4,0	3,8
	S	26,2	-	6,6	8,2	7,6	41,5
	f	68,2	-	6,7	7,8	57,8	-169,3
	C	0,83	-	0,47	0,62	0,56	0,57
Квази-двухлетние	T	2,7	2,7	2,7	2,5	2,7	2,6
	S	12,4	0,8	14,8	2,3	2,1	12,9
	f	-144,4	-18,5	-18,5	-63,0	111,5	-84,8
	C	0,74	0,52	0,52	0,55	0,56	0,67
Экваториальный перенос U							
Квази-одиннадцатилетние	T	-	-	-	-	11,8	-
	S	-	-	-	-	2141,9	-
	f	-	-	-	-	-7,2	-
	C	-	-	-	-	0,59	-
Квази-шестилетние	T	5,9	5,0	5,0	-	-	5,3
	S	1505,2	331,8	6033,3	-	-	16677
	f	108,8	82,3	82,4	-	-	-146,5
	C	0,52	0, 48	0,48	-	-	0,69
Квази-четырехлетние	T	3,5	-	-	4,8	4,4	3,2
	S	412,3	-	-	2635	1264,9	14562
	f	28.8	-	-	153,8	121,4	82,7
	C	0,42	-	-	0,67	0,44	0,51
Квази-двухлетние	T	2,4	2,3	23	-	2,2	2,4
	S	9512,3	1773,2	32241	-	8430,5	22290
	f	55,3	-108,1	-108,1	-	8,3	-146,1
	C	0,62	0,75	0,75	-	0,57	0,39
Угловая скорость вращения Земли ν							
Квази-восемнадцатилетние	T	-	-	-	18,2	20,0	-
	S	-	-	-	386,8	237,0	-
	f	-	-	-	64,0	95,7	-
	C	-	-	-	0,43	0,41	-
Квази-шестилетние	T	5,9	-	-	6,1	-	5,6
	S	33,2	-	-	63,6	-	304,5
	f	113,6	-	-	-16,8	-	17,8
	C	0,50	-	-	0,79	-	0,71
Квази-четырехлетние	T	-	4,7	4,7	-	4,0	-
	S	-	7,6	138,6	-	12,7	-
	f	-	63,5	63,5	-	-146,3	-
	C	-	0,70	0,70	-	0,39	-
Квази-двухлетние	T	2,4	2,3	2,3	2,7	2,8	2,8
	S	18,6	5,5	99,2	10,4	24,7	102,5
	f	-61,8	133,9	133,9	-113,0	162,7	-100,7
	C	0,51	0,83	0,83	0,47	0,64	0,77

Таблица 73

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных (1902-2011) и глубинных (1920-2011) водных масс (T_w, S и процентного содержания) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Форма W							
Квазиодиннадцатилетние	T	10,0	-	-	11,8	-	-
	S	70,9	-	-	40,6	-	-
	f	-172,8	-	-	-112,5	-	-
	C	0,69	-	-	0,47	-	-
Квазивосьмилетние	T	-	8,3	8,3	8,7	7,7	7,7
	S	-	9,9	180,5	28,4	48,0	227,8
	f	-	-159,4	-159,4	-125,3	81,4	-115,4
	C	-	0,67	0,67	0,60	0,87	0,86
Квазишестилетние	T	5,4	-	-	5,7	5,4	5,6
	S	57,6	-	-	60,6	31,4	222,2
	f	50,8	-	-	61,9	39,3	-128,1
	C	0,53	-	-	0,71	0,56	0,55
Квазичетырехлетние	T	3,6	4,3	4,3	4,3	4,2	4,3
	S	34,8	10,8	197,1	88,3	32,1	209,1
	f	48,7	-126,1	-126,1	-118,5	95,4	-71,1
	C	0,58	0,74	0,74	0,77	0,54	0,49
Квазидвухлетние	T	2,7	2,7	2,7	2,2	2,4	2,2
	S	81,8	5,6	100,9	36,4	23,2	122,6
	f	-158,7	-69,9	-69,9	-151,9	158,8	153,1
	C	0,71	0,56	0,56	0,74	0,53	0,69
Форма E							
Квазивосемнадцатилетние	T	-	15,4	-	-	16,7	16,7
	S	-	6,4	-	-	83,3	238,9
	f	-	68,6	-	-	0,9	145,5
	C	-	0,40	-	-	0,49	0,36
Квазиодиннадцатилетние	T	13,3	-	-	-	-	-
	S	129,1	-	-	-	-	-
	f	-3,2	-	-	-	-	-
	C	0,67	-	-	-	-	-

Окончание табл. 73

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Квази-восьмилетние	T	8,3	8,3	8,3	8,0	8,0	7,7
	S	104,0	13,8	251,5	65,2	84,1	336,6
	f	103,7	174,8	174,8	146,6	-105,1	116,4
	C	0,76	0,73	0.73	0,73	0,83	0,74
Квази-шестилетние	T	5,1	5,0	5,0	5,8	5,1	4,9
	S	53,6	8,2	148,4	16,8	20,2	228,6
	f	-35,2	80,4	80,4	-107,8	173,4	5,1
	C	0,61	0,67	0,67	0,52	0,45	0,66
Квази-четырехлетние	T	3,5	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3
	S	36,5	10,5	191,3	108,8	29,5	196,0
	f	-106,1	153,6	153,6	120,9	-66,9	83,1
	C	0,57	0,67	0,67	0,91	0,49	0,45
Квази-двухлетние	T	2,8	2,7	2,7	2,2	2,4	2,4
	S	76,3	4,3	78,2	40,0	39,4	202,6
	f	-158,6	90,0	90,0	-0,3	-159,5	61,4
	C	0,64	0,50	0,50	0,66	0,53	0,68
Форма С							
Квази-восемнадцатилетние	T	14,3	15,4	15,4	-	16,7	18,2
	S	122,2	8,1	146,8	-	78,9	278,7
	f	-171,7	-77,3	-77,3	-	-20,4	-168,6
	C	0,60	0,57	0,57	-	0,63	0,53
Квази-одиннадцатилетние	T	-	-	-	12,5	-	-
	S	-	-	-	60,9	-	-
	f	-	-	-	148,2	-	-
	C	-	-	-	0,59	-	-
Квази-восьмилетние	T	8,0	8,0	8,0	8,0	8,3	7,7
	S	68,4	5,2	94,3	44,2	47,5	109,2
	f	-114,6	36,5	36,5	-153,2	122,0	-118,6
	C	0,76	0,45	0,45	0,81	0,75	0,39
Квази-шестилетние	T	-	5,9	5,9	5,7	6,3	5,1
	S	-	5,0	90,8	48,6	31,2	182,0
	f	-	71,2	71,2	-49,5	-108,5	149,2
	C	-	0,54	0,54	0,65	0,57	0,66
Квази-четырехлетние	T	4,9	3,6	3,6	4,7	3,8	3,4
	S	48.9	2,9	51,9	30,7	18,2	73,4
	f	-164,5	33,8	33,8	-166,2	10,8	-8,7
	C	0,69	0,41	0,41	0,53	0,54	0,43
Квази-двухлетние	T	2,9	2,3	2,3	2,9	2,9	2,9
	S	72,4	3,1	57,1	30,3	35,6	153,4
	f	102,6	170,3	170,3	-44,5	88,5	-109,6
	C	0,50	0,63	0,63	0,66	0,71	0,88

Таблица 74

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1946-2005) в Гданьской впадине (кв. 36) и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОЛиС (см²/с²); угловой скорости вращения Земли *v* и экваториального переноса U (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Солнечная активность							
Квази-одиннадцатилетние	T	11,8	10,5	10,5	-	10,5	10,5
	S	165,1	21,8	1132	-	244,9	2226,6
	f	-157,8	-7,9	77,9	-	-5,7	-5,7
	C	0,39	0,81	0,81	-	0,80	0,80
Квази-шестилетние	T	5,4	-	-	5,9	-	-
	S	44,6	-	-	43,1	-	-
	f	34,6	-	-	-2,6	-	-
	C	0,59	-	-	0,70	-	-
Квази-четырехлетние	T	3,4	-	-	4,3	4,3	4,3
	S	14,8	-	-	11,0	13,5	122,5
	f	-136,5	-	-	-145,3	-163,9	-163,9
	C	0,50	-	-	0,48	0,48	0,48
Квази-двухлетние	T	2,2	2,8	2,8	2,5	2,5	2,5
	S	25,3	1,0	18,5	3,6	2,9	25,9
	f	119,2	-88,6	-88,6	-3,7	-134,8	-134,8
	C	0,84	0,50	0,50	0,47	0,37	0,37
ППОСЛиС							
Квази-восемнадцатилетние	T	20,0	-	-	-	-	-
	S	233,4	-	-	-	-	-
	f	-22,7	-	-	-	-	-
	C	0,36	-	-	-	-	-
Квази-шестилетние	T	-	5,1	5,1	5,7	5,1	5,1
	S	-	1,9	34,3	20,2	13,0	118,4
	f	-	91,8	91,8	-26,2	-59,6	-59,6
	C	-	0,41	0,41	0,63	0,62	0,62

Окончание табл. 74

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Квазичетырехлетние	T	4,0	4,0	4,0	3,6	-	-
	S	16,8	1,8	31,9	9,1	-	-
	f	-159,9	115,4	115,4	153,4	-	-
	C	0,61	0,51	0,51	0,67	-	0,59
Квазидвухлетние	T	2,2	2,2	2,2	2,2	2,9	2,9
	S	8,3	0,7	13,6	7,1	3,7	34,1
	f	-173,0	120,4	120,4	-159,3	11,2	11,2
	C	0,48	0,46	0,46	0,76	0,45	0,45
Экваториальный перенос U							
Квазиодиннадцатилетние	T	9,5	11,1	11,1	13,3	11,8	11,8
	S	1093	192,6	3501,4	1030,2	912,1	8291,7
	f	-61,6	167,7	167,7	-104,9	158,2	158,2
	C	0,51	0,45	0,45	0,46	0,47	0,47
Квазичетырехлетние	T	4,1	4,8	4,8	4,9	4,8	4,8
	S	1469,8	545,5	9918,3	1788,6	1777,4	16158
	f	-179,1	105,3	105,3	53,5	45,3	45,3
	C	0,58	0,75	0,75	0,52	0,53	0,53
Квазидвухлетние	T	2,3	2,8	2,8	2,3	2,9	2,9
	S	15417	992,7	18048	4311,4	1508,5	13713
	f	-162,3	153,2	153,2	-134,3	-119,4	-119,4
	C	0,75	0,83	0,83	0,42	0,46	0,46
Угловая скорость вращения Земли ν							
Квазивосьмилетние	T	-	-	-	13,3	8,0	8,0
	S	-	-	-	129,8	28,1	255,4
	f	-	-	-	156,7	-165,3	-165,3
	C	-	-	-	0,43	0,39	0,39
Квазичетырехлетние	T	3,4	4,9	4,9	4,9	4,9	4,9
	S	20,9	3,9	71,8	35,7	35,3	321,2
	f	-90,8	96,6	96,6	68,7	61,0	61,0
	C	0,55	0,38	0,38	0,69	0,71	0,71
Квазидвухлетние	T	2,3	2,7	2,7	2,2	2,6	2,6
	S	37,2	1,8	33,0	21,7	6,0	55,0
	f	173,9	-41,2	-41,2	126,5	-127,8	-127,8
	C	0,73	0,35	0,35	0,76	0,42	0,42

Таблица 75

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1946-2005) в Гданьской впадине (кв. 36) и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Форма W							
Квази-одиннадцатилетние	T	-	11,8	11,8	13,3	-	-
	S	-	4,5	81,0	29,4	-	-
	f	-	-88,8	-88,8	-151,6	-	-
	C	-	0,43	0,43	0,78	-	-
Квази-восьмилетние	T	7,1	-	-	-	-	-
	S	25,8	-	-	-	-	-
	f	70,6	-	-	-	-	-
	C	0,41	-	-	-	-	-
Квази-шестилетние	T	-	5,9	5,9	6,1	6,1	6,1
	S	-	5,3	96,9	44,3	33,6	305
	f	-	-111,9	-111,9	58,1	55,2	55,2
	C	-	0,66	0,66	0,76	0,84	0,84
Квази-четырехлетние	T	-	4,1	4,1	4,3	4,3	4,3
	S	-	3,6	64,6	27,6	25,7	233,7
	f	-	100,3	100,3	10,2	33,1	33,1
	C	-	0,41	0,41	0,68	0,60	0,60
Квази-двухлетние	T	2,6	2,8	2,8	2,5	2,4	2,4
	S	27,9	4,8	87,0	16,2	8,5	77,5
	f	-133,6	-64,9	-64,9	68,1	-9,6	-9,6
	C	0,67	0,85	0,85	0,56	0,42	0,42
Форма E							
Квази-восьмилетние	T	8,3	-	-	8,7	8,0	8,0
	S	71,6	-	-	23,8	34,2	310,7
	f	-32,0	-	-	1,2	-87,0	-87,0
	C	0,64	-	-	0,47	0,53	0,53

Окончание табл. 75

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Квази-шести-летние	T	-	5,1	5,1	-	-	-
	S	-	4,6	83,3	-	-	-
	f	-	49,8	49,8	-	-	-
	C	-	0,57	0,57	-	-	-
Квази-четырех-летние	T	-	-	-	4,9	4,8	4,8
	S	-	-	-	28,0	17,5	158,8
	f	-	-	-	85.2	127,6	127,6
	C	-	-	-	0,64	0,41	0,41
Квази-двухлетние	T	2,9	2,9	2,9	2,5	2,5	2,5
	S	27,1	6,1	111,4	25,6	13,9	126,1
	f	-115,2	86,2	86,2	-82,8	-160,9	-160,9
	C	0,48	0,76	0,76	0,61	0,47	0,47
Форма С							
Квази-восемнад-цатилетние	T	-	-	18,2	-	-	-
	S	-	-	106,6	-	-	-
	f	-	-	80,4	-	-	-
	C	-	-	0,45	-	-	-
Квази-одиннадца-тилетние	T	9,1	10,0	10,5	10,5	-	-
	S	58,3	6,5	107,5	27,3	-	-
	f	42,7	162,4	166,5	-8,2	-	-
	C	0,71	0,53	0,48	0,69	-	-
Квази-восьми-летние	T	-	-	-	-	8,7	8,7
	S	-	-	-	-	24,0	218,4
	f	-	-	-	-	123,0	123,0
	C	-	-	-	-	0,50	0,50
Квази-шести-летние	T	5,8	5,6	5,6	5,7	5,6	5,6
	S	33,9	4,8	87,5	50,1	32,9	298,9
	f	54,4	157,8	157,8	-66,3	-67,6	-67,6
	C	0,57	0,57	0,57	0,89	0,83	0,83
Квази-четырех-летние	T	4,1	4,3	4,3	-	-	-
	S	31,1	3,7	68,0	-	-	-
	f	85,6	-89,6	-89,6	-	-	-
	C	0,75	0,64	0,64	-	-	-
Квази-двухлетние	T	2,9	2,3	2,3	2,5	2,5	2,5
	S	25,4	2,8	50,4	11,0	7,5	67,8
	f	121,1	-34,0	-34,0	107,0	-132,8	-132,8
	C	0,73	0,61	0,61	0,47	0,55	0,55

Таблица 76

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1951-2005) в Готландской впадине (кв. 47) и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС (см²/с²); угловой скорости вращения Земли *v* и экваториального переноса U (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Солнечная активность							
Квази-одиннадцатилетние	T	9,5	10,0	10,0	11,1	10,5	10,5
	S	522,6	29,1	468,5	198,4	105,3	956,8
	f	-120,5	139,1	137,3	72,5	-147,7	147,7
	C	0,75	0,58	0,53	0,75	0,70	0,70
Квази-четырехлетние	T	-	4,4	3,2	3,6	3,2	3,2
	S	-	0,8	24,7	3,8	2,6	24,0
	f	-	-143,5	-144,2	91,4	163,4	163,4
	C	-	0,41	0,48	0,53	0,51	0,51
Квази-двухлетние	T	2,4	2,3	2,3	2,2	2,3	2,3
	S	18,9	2,0	30,3	3,6	1,7	15,7
	f	-57,8	45,5	42,3	-161,7	-148,9	-148,9
	C	0,46	0,56	0,49	0,67	0,72	0,72
ППОСЛиС							
Квази-восемнадцатилетние	T	18,2	18,2	16,7	18,2	-	-
	S	277,3	79,9	1215,8	280,4	-	-
	f	-165,3	85,2	87,5	-126,2	-	-
	C	0,45	0,42	0,41	0,52	-	-
Квази-шестилетние	T	-	-	-	6,3	-	-
	S	-	-	-	13,0	-	-
	f	-	-	-	139.3	-	-
	C	-	-	-	0,50	-	-
Квази-четырехлетние	T	-	4,3	4,3	4,0	-	-
	S	-	1,2	19,8	4,4	-	-
	f	-	35,0	33,9	79,9	-	-
	C	-	0,55	0,48	0,74	-	-
Квази-двухлетние	T	2,3	2,4	2,4	-	2,9	2,9
	S	25,3	2,8	46,9	-	2,2	19,9
	f	45,5	-66,7	-67,6	-	179,5	179,5
	C	0,65	0,80	0,76	-	0,55	0,55

Окончание табл. 76

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Экваториальный перенос U							
Квази-восемнадцатилетние	T	15,4	22,2	-	-	-	-
	S	3192	1359,6	-	-	-	-
	f	-80,3	72,4	-	-	-	-
	C	0,70	0,58	-	-	-	-
Квази-одиннадцатилетние	T	-	10,5	9,5	9,1	11,1	11,1
	S	-	143,4	1340,8	610,4	504,1	4582,5
	f	-	117,0	147,8	32,5	114,1	114,1
	C	-	0,45	0,39	0,52	0,54	0,54
Квази-шестилетние	T	5,1	5,3	5,0	-	-	-
	S	3953,8	262,9	4417,3	-	-	-
	f	-46,9	11,2	115,6	-	-	-
	C	0,46	0,50	0,56	-	-	-
Квази-четырехлетние	T	-	-	-	4,4	4,4	4,4
	S	-	-	-	450,2	454,5	4131,4
	f	-	-	-	115,3	-150,6	-150,6
	C	-	-	-	0,55	0,48	0,48
Квази-двухлетние	T	2,3	2,3	2,3	2,7	2,3	2,3
	S	13172	1178,7	18457	1146,6	1767,5	16069
	f	78,8	-91,9	-25,6	70,0	171,9	171,9
	C	0,57	0,72	0,60	0,54	0,53	0,53
Угловая скорость вращения Земли ν							
Квази-восемнадцатилетние	T	-	-	-	18,2	15,4	15,4
	S	-	-	-	228,0	88,5	804,6
	f	-	-	-	42,7	50,5	50,5
	C	-	-	-	0,51	0,40	0,40
Квази-восмилетние	T	-	-	-	-	7,4	7,4
	S	-	-	-	-	14,8	14,8
	f	-	-	-	-	-118,1	-118,1
	C	-	-	-	-	0,46	0,46
Квази-четырехлетние	T	4,7	4,5	3,5	4,8	4,9	4,9
	S	37,0	2,1	41,8	6,6	11,8	107,2
	f	-92,8	-142,7	87,2	102,8	9,3	9,3
	C	0,44	0,37	0,55	0,41	0,60	0,60
Квази-двухлетние	T	2,3	2,3	2,3	2,2	2,3	2,3
	S	26,2	3,5	64,1	9,8	5,8	52,6
	f	-42.4	87,0	77,0	104,9	21,4	21,4
	C	0,41	0,71	0,71	0,73	0,72	0,72

Таблица 77

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1951-2005) в Готландской впадине (кв. 47) и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Форма W							
Квази-одиннадцатилетние	T	-	11,8	11,1	-	-	-
	S	-	4,0	57,1	-	-	-
	f	-	-65,3	-78,7	-	-	-
	C	-	0,53	0,40	-	-	-
Квази-восьмилетние	T	7,7	7,7	7,4	8,0	8,0	8,0
	S	83,6	4,6	74,4	12,8	7,2	65,9
	f	152,1	4,7	8,7	75,9	39,7	39,7
	C	0,70	0,69	0,63	0,47	0,42	0,42
Квази-четырехлетние	T	4,9	4,4	4,4	4,1	4,3	4,3
	S	59,9	2,0	31,1	5,5	8,2	74,2
	f	-97,0	-37,5	-33,0	45,8	-178,6	-178,6
	C	0,49	0,55	0,48	0,51	0,57	0,57
Квази-двухлетние	T	2,3	-	-	2,2	2,9	2,9
	S	45,0	-	-	5,7	3,8	34,9
	f	18,2	-	-	-173,6	8,8	8,8
	C	0,48	-	-	0,55	0,53	0,53
Форма E							
Квази-восьмилетние	T	7,7	8,3	8,7	-	8,7	8,7
	S	80,7	3,4	55,3	-	8,5	76,9
	f	18,3	-20,5	-5,1	-	-42,4	-42,4
	C	0,59	0,44	0,41	-	0,41	0,41
Квази-шестилетние	T	5,4	5,4	5,4	6,5	5,6	5,6
	S	40,9	2,4	40,0	14,8	6,2	56,2
	f	143,1	-127,4	-131,8	107,6	107,4	107,4
	C	0,37	0,61	0,53	0,59	0,49	0,49

Окончание табл. 77

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Квази-четырехлетние	T	-	4,3	4,3	3,1	4,1	4,1
	S	-	2,8	45,1	9,5	5,5	50,4
	f	-	22,2	23,0	138,1	-9,3	-9,3
	C	-	0,68	0,64	0,46	0,43	0,43
Квази-двухлетние	T	2,3	-	-	-	2,3	2,3
	S	64,5	-	-	-	4,8	43,7
	f	-36,0	-	-	-	-113.5	-113.5
	C	0,47	-	-	-	0,57	0,57
Форма С							
Квази-одиннадцатилетние	T	-	11,8	11,1	-	-	-
	S	-	3,3	48,9	-	-	-
	f	-	22,8	36,1	-	-	-
	C	-	0,66	0,51	-	-	-
Квази-восьмилетние	T	7,6	-	-	-	-	-
	S	64,5	-	-	-	-	-
	f	-87,8	-	-	-	-	-
	C	0,54	-	-	-	-	-
Квази-шестилетние	T	5,4	6,3	6,5	6,5	6,3	6,3
	S	56,3	3,0	50,9	23,9	7,7	70,3
	f	31,2	-11,5	-4,0	-89,7	-101,7	-101,7
	C	0,47	0,44	0,40	0,78	0,51	0,51
Квази-четырехлетние	T	-	3,8	3,8	3,5	4,5	4,5
	S	-	1,5	24,7	3,1	4,6	41,9
	f	-	-70,1	-69,3	-64,1	-150,6	-150,6
	C	-	0,83	0,73	0,46	0,40	0,40
Квази-двухлетние	T	2,2	-	-	2,3	2,3	2,3
	S	28,4	-	-	7,4	2,8	25,9
	f	87,4	-	-	116,6	115,6	115,6
	C	0,40	-	-	0,65	0,56	0,56

Таблица 78

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1954-2004) в Финском заливе (кв. 68) и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловой скорости вращения Земли *v* и экваториального переноса U (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Солнечная активность							
Квази-одиннадцатилетние	T	10,5	-	-	-	11,1	11,1
	S	447,7	-	-	-	93,6	850,5
	f	-56,9	-	-	-	100,1	-100,1
	C	0,88	-	-	-	0,51	0,51
Квази-восмилетние	T	-	-	-	8,7	-	-
	S	-	-	-	85,4	-	-
	f	-	-	-	-72,8	-	-
	C	-	-	-	0,56	-	-
Квази-шестилетние	T	5,6	-	-	5,6	5,4	5,4
	S	39,1	-	-	27,9	26,3	238,9
	f	134,2	-	-	-58,3	174,8	-174,8
	C	0,49	-	-	0,74	0,60	0,60
Квази-четырехлетние	T	3,4	-	-	3,2	3,2	3,2
	S	37,5	-	-	12,5	8,1	73,8
	f	-124,1	-	-	-23,7	-46,3	46,3
	C	0,60	-	-	0,62	0,47	0,47
Квази-двухлетние	T	2,2	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4
	S	15,7	1,9	34,9	6,7	11,3	103,0
	f	-78,0	-177,5	-177,5	-54,1	-8,5	8,5
	C	0,71	0,45	0,45	0,54	0,78	0,78
ППОСЛиС							
Квази-восемнадцатилетние	T	18,2	18,2	18,2	16,7	18,2	18,2
	S	383,9	85,8	1560,6	120,5	328,4	2985,8
	f	-107,9	-145,0	145,0	-115,7	-104,0	104,0
	C	0,64	0,52	0,52	0,40	0,55	0,55
Квази-четырехлетние	T	4,2	4,0	3,9	4,7	4,9	4,9
	S	16,7	4,0	70,3	6,7	9,0	81,8
	f	179,8	-94,1	95,6	173,5	152,1	-152,1
	C	0,45	0,39	0,40	0,46	0,60	0,60

Окончание табл. 78

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Квази-двухлетние	-	-	-	-	-	2,5	2,5
	-	-	-	-	-	4,2	38,3
	-	-	-	-	-	166,3	-166,3
	-	-	-	-	-	0,50	0,50
Экваториальный перенос U							
Квази-одиннадцатилетние	T	13,3	-	-	9,5	-	-
	S	2007,8	-	-	665,3	-	-
	f	-5,7	-	-	165,5	-	-
	C	0,54	-	-	0,61	-	-
Квази-шестилетние	T	-	6,1	6,1	5,4	5,3	5,3
	S	-	962,1	17493	1308,9	1065,4	9685,3
	f	-	17,1	-17,1	43,6	39,5	-39,5
	C	-	0,74	0,74	0,71	0,51	0,51
Квази-четырехлетние	T	4,9	3,5	3,5	3,3	-	-
	S	2123,4	282,3	5132,6	665,9	-	-
	f	138,9	75,0	-75,0	-110,7	-	-
	C	0,53	0,49	0,49	0,38	-	-
Квази-двухлетние	T	2,3	2,4	2,4	2,3	2,4	2,4
	S	10434	1825,9	33198	5798,4	8673,3	78848
	f	171,3	-34,8	34,8	92,3	50,9	-50,9
	C	0,40	0,55	0,55	0,60	0,77	0,77
Угловая скорость вращения Земли ν							
Квази-восмилетние	T	-	-	-	7,4	-	-
	S	-	-	-	22,0	-	-
	f	-	-	-	100,1	-	-
	C	-	-	-	0,44	-	-
Квази-шестилетние	T	6,3	6,1	6,1	-	6,1	6,1
	S	30,9	21,0	381,1	-	29,5	268,0
	f	115,4	85,9	-85,9	-	133,8	-133,8
	C	0,43	0,58	0,58	-	0,58	0,58
Квази-четырехлетние	T	3,8	-	-	3,6	3,8	3,8
	S	47,5	-	-	16,3	18,4	167,6
	f	26,7	-	-	169,5	48,2	-48,2
	C	0,55	-	-	0,54	0,62	0,62
Квази-двухлетние	T	2,5	2,4	2,4	2,3	2,4	2,4
	S	71,0	5,0	91,8	11,7	19,5	177,5
	f	32,6	63,7	-63,7	-88,4	-76,4	76,4
	C	0,69	0,56	0,56	0,52	0,64	0,64

Таблица 79

Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1954-2004) в Финском заливе (кв. 68) и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Форма W							
Квази-одиннадцатилетние	T	9,5	-	-	12,5	-	-
	S	32,6	-	-	14,3	-	-
	f	-155,4	-	-	-142,3	-	-
	C	0,41	-	-	0,58	-	-
Квази-шестилетние	T	5,6	6,5	6,5	5,6	5,7	5,7
	S	26,6	12,5	227,1	13,5	14,3	129,6
	f	15,4	64,8	-64,8	134,0	80,1	-80,1
	C	0,57	0,69	0,69	0,61	0,52	0,52
Квази-четырехлетние	T	4,2	4,2	4,2	3,8	4,3	4,3
	S	42,7	15,7	285,6	12,3	12,8	116,4
	f	-48,1	7,0	-7,0	-128,8	117,8	-117,8
	C	0,65	0,82	0,82	0,54	0,51	0,51
Квази-двухлетние	T	2,5	2,2	2,2	2,2	2,4	2,4
	S	46,1	3,8	68,5	5,8	11,7	106,8
	f	154,2	45,3	-45,3	-112,0	23,0	-23,0
	C	0,48	0,41	0,41	0,38	0,42	0,42
Форма E							
Квази-восьмилетние	T	-	7,7	7,7	7,1	-	-
	S	-	12,1	220,0	11,4	-	-
	f	-	-162,5	162,5	-177,1	-	-
	C	-	0,67	0,67	0,42	-	-
Квази-шестилетние	T	6,7	-	-	5,3	6,3	6,3
	S	30,5	-	-	13,7	18,1	164,3
	f	-130,2	-	-	-161,2	-176,2	176,2
	C	0,60	-	-	0,59	0,59	0,59
Квази-четырехлетние	T	4,3	4,2	4,2	3,8	3,6	3,6
	S	38,9	13,7	249,2	16,1	11,0	100,3
	f	63,2	-23,2	23,2	144,3	9,3	-9,3
	C	0,59	0,70	0,70	0,69	0,59	0,59
Квази-двухлетние	T	2,5	2,2	2,2	2,2	2,4	2,4
	S	78,5	9,2	166,9	13,2	21,2	192,9
	f	10,6	-95,3	95,3	172,1	162,5	-162,5
	C	0,56	0,66	0,66	0,40	0,46	0,46

Окончание табл. 79

Период	Параметры спектра	ПовЗБ			ГлЗБ		
		T_w	S	%	T_w	S	%
Форма С							
Квази-шести-летние	T	6,3	6,7	6,7	6,9	6,1	6,1
	S	37,1	16,7	303,6	13,2	21,8	197,9
	f	173,3	-33,9	33,9	50,3	-27,6	27,6
	C	0,70	0,75	0,75	0,51	0,65	0,65
Квази-четырех-летние	T	3,1	4,5	4,5	3,8	3,8	3,8
	S	38,6	5,1	92,1	6,1	5,0	45,0
	f	132,4	119,3	-119,3	11,2	-107,5	107,5
	C	0,75	0,42	0,42	0,49	0,42	0,42
Квази-двухлет-ние	T	2,5	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3
	S	51,7	7,6	138,7	14,3	16,6	150,7
	f	-42,0	121,0	-121,0	8,4	-139,2	139,2
	C	0,72	0,81	0,81	0,62	0,64	0,64

Таким образом, результаты крос-спектрального анализа показали, что изменчивость параметров поверхностых и глубинных ВМ в Балтийском море в низкочастотной части спектра ДП определяется внешними силами. На периоде около 18 лет изменчивость параметров ВМ обусловлена ППОСЛиС, поскольку с ним связана максимальная величина когерентности (С = 0,72÷0,86). На периоде около 11 лет изменчивость параметров, в основном, обусловлена солнечной активностью – максимальная величина когерентности (С = 0,75÷0,82), однако для глубинной T_w максимальная величина когеренности (С = 0,78), связанная с индексом W, выше, чем с солнечной актиностью (С = 0,75). Изменчивость параметров поверхностых и глубинных ВМ в Балтийском море в высокочастотной части спектра ДП определяется, в основном, индексами циркуляции атмосферы. На периодах около 8 или 6 лет максимальная величина когерентности (С = 0,73÷0,87), связанная с формами W, E и C или (С = 0,70÷0,89), связанная с формами С и W. На периоде около 4 лет максимальная величина когерентности (С = 0,79÷0,91), отмечается между поверхными соленостью и процентным содержанием или глубинными T_w и S и формами W, E и C, а между поверхностной T_w и ППОСЛиС (С = 0,83) или между процентным содержанием ГлЗБ и солнечной активностью (С = 0,93). Для квазидвухлетнего периода максимальная величина когерентности (С = 0,80÷0,88) отмечается между поверхностными соленостью и процентным содержанием или глубинными T_w и процентным содержанием и формами W и C, а между поверхностной T_w (С = 0,83) или глубинной S (С = 0,78) и солнечной активностью.

Результаты крос-спектрального анализа, представленые в таблицах 70-79, 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 *v* и экваториального стратосферного переноса U, поэтому вполне понятно, что изменчивость гидрометеорологических элементов в высокочастотной части ДП связывалась с собственными колебания системы «океан-атмосфера», например, с типами атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C).

Перейдем к результатам корреляционного анализа. В таблицах 80 и 81 представлены экстремальные значения корреляционных функций между вынуждающими силами (числа W, ППОСЛиС, *v* и U) или индексами циркуляции атмосферы (W, E, C) и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные на разных временных интервалах.

Из таблицы 80 следует, что теснота связи между вынуждающими силами и параметрами ВМ зависит:

Во-первых, от интервала расчета корреляционных функций – чем меньше интервал, тем теснее связь.

Во-вторых, от вынуждающей силы – наибольшая теснота связи для *v*, наименьшая – для U.

В-третьих, от параметра ВМ – наибольшая теснота связи отмечается для глубинных S и процентного содержания, наименьшая – для поверхностной Tw, при этом наибольшая теснота связи между силами: *v* или числами W, или ППОСЛиС и параметрами ВМ отмечается в Готландской впадине (кв. 47) (рис. 131-133); между U и параметрами ВМ – в Финском заливе (кв. 68).

Для индексов циркуляции можно отметить следующее:

- Наименьшая теснота связи между формой циркуляции C и параметрами ВМ, наибольшая между формой E и параметрами ВМ.

- Наибольшая теснота связи отмечается для поверхностных S и процентного содержания, наименьшая – для поверхностной Tw, при этом наибольшая теснота связи между всеми формами циркуляции и параметрами ВМ отмечается в Гданьской впадине (кв. 36) (табл. 81, рис. 135-137).

Таблица 80

Экстремальные значения корреляционных функций (r), рассчитанных между вынуждающими силами (солнечная активностью (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловая скорость вращения Земли *v* и экваториальный перенос U (кг*м/с)) и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитано по данным (Витинский, 1963;

Интервал	Параметры		Числа W		ППОСЛиС		v		U	
			сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r
Гесер										
1945-1975	ПовС-ПовЗБ	T_w	9 14	0,67 -0,63	-14 -6	0,67 -0,33	- -	- -	- -	- -
		S	7 0	0,40 -0,38	11 2	0,86 -0,76	- -	- -	- -	- -
		%	0 7	0,38 -0,40	2 11	0,76 -0,86	- -	- -	- -	- -
	$ПовС_{50}$-ГлЗБ	T_w	-1 4	0,38 -0,42	-15 -7	0,69 -0,55	- -	- -	- -	- -
		S	-4 1	0,49 -0,55	12 4	0,58 -0,51	- -	- -	- -	- -
		%	-3 -7	0,17 -0,25	-14 -5	0,33 -0,24	- -	- -	- -	- -
Кв. 11										
1902-2011	ПовЗБ	T_w	16 -0,19	0,12 -0,26	5 14	0,20 -0,18	- -	- -	- -	- -
		S	8 20	0,29 -0,06	6 15	0,12 -0,07	- -	- -	- -	- -
		%	8 20	0,29 -0,06	6 15	0,12 -0,07	- -	- -	- -	- -
1920-2011 1956-2010*	ПовЗБ	T_w	16 -19	0,17 -0,28	-18 -8	0,25 -0,12	7 -14	0,44 0,06	- -	- -
		S	7 -20	0,31 -0,17	19 -14	0,07 -0,17	-15 -7	0,02 -0,51	- -	- -
		%	7 -20	0,31 -0,17	19 -14	0,07 -0,17	-15 -7	0,02 -0,51	- -	- -
	ГлЗБ	T_w	-8 12	0,23 -0,12	-20 -12	0,24 -0,34	-14 -7	0,27 -0,30	- -	- -
		S	-14 -19	0,40 -0,40	20 -13	0,08 -0,13	4 13	0,27 -0,16	- -	- -
		%	13 -5	0,24 -0,19	-19 -10	0,38 -0,30	-11 -2	0,29 -0,35	- -	- -
1954-2010	ПовЗБ	T_w	-15 4	0,13 -0,31	5 15	0,22 -0,44	- -	- -	5 6	0,20 -0,28
		S	6 -10	0,40 -0,23	15 -8	0,20 -0,13	- -	- -	-12 -11	0,17 -0,20
		%	0,40 -0,23	0,40 -0,23	15 -8	0,20 -0,13	- -	- -	-12 -11	0,17 -0,20
	ГлЗБ	T_w	15 9	0,47 -0,48	2 11	0,52 -0,50	- -	- -	-12 -13	0,12 -0,12
		S	-14 12	0,50 -0,43	2 10	0,27 -0,29	- -	- -	-13 -10	0,21 -0,23
		%	-10 -15	0,22 -0,22	0 8	0,30 -0,33	- -	- -	14 15	0,24 -0,26

Окончание табл. 80

Интервал	Параметры		Числа W		ППОСЛиС		ν		U	
			сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r
Кв. 36										
1946-2005 1956-2005* 1954-2005**	ПовЗБ	T_w	11 -18	0,25 -0,31	-18 -8	0,19 -0,19	-1 -10	0,39 -0,02	-12 15	0,30 -0,36
		S	6 -10	0,39 -0,30	20 15	0,18 -0,19	15 -1	0,19 -0,58	1 -8	0,15 -0,12
		%	6 -10	0,39 -0,30	20 15	0,18 -0,19	15 -1	0,19 -0,58	1 -8	0,15 -0,12
	ГлЗБ	T_w	-19 0	0,24 -0,19	-20 -12	0,17 -0,27	-15 8	0,60 -0,13	-5 -11	0,15 -0,14
		S	5 0	0,37 -0,40	-19 18	0,28 -0,31	-14 13	0,60 -0,46	6 -15	0,19 -0,13
		%	5 0	0,37 -0,40	-19 18	0,28 -0,31	-14 13	0,60 -0,46	6 -15	0,19 -0,13
Кв. 47										
1951-2005 1956-2005* 1954-2005**	ПовЗБ	T_w	-1 3	0,40 -0,46	-2 -6	0,25 -0,21	-5 15	0,43 -0,44	12 -1	0,21 -0,18
		S	4 20	0,30 -0,34	20 12	0,27 -0,35	-15 -3	0,08 -0,63	12 -5	0,16 -0,11
		%	4 20	0,30 -0,34	20 12	0,27 -0,35	-15 12	0,08 -0,63	12 -5	0,16 -0,11
	ГлЗБ	T_w	-20 18	0,65 -0,42	-20 -12	0,56 -0,53	-15 -7	0,43 -0,40	11 -15	0,12 -0,13
		S	4 20	0,37 -0,23	-20 -12	0,38 -0,38	-15 13	0,63 -0,84	13 -15	0,18 -0,12
		%	4 20	0,37 -0,23	-20 -12	0,38 -0,38	-15 13	0,63 -0,84	13 -15	0,18 -0,12
Кв. 68										
1954-2004 1956-2004*	ПовВБ	T_w	18 1	0,50 -0,37	-20 18	0,24 -0,31	-15 11	0,26 -0,36	-13 -12	0,28 -0,24
		S	-18 -13	0,21 -0,26	4 20	0,23 -0,30	-15 -7	0,27 -0,39	-8 -9	0,21 -0,20
		%	-13 -18	0,26 -0,21	4 20	0,30 -0,23	-7 -15	0,39 -0,27	-9 -8	0,20 -0,21
	ГлВБ	T_w	-20 1	0,36 -0,28	-20 18	0,28 -0,26	-15 7	0,54 -0,24	-4 -12	0,25 -0,31
		S	-20 -2	0,29 -0,18	4 20	0,65 -0,45	-15 10	0,68 -0,68	5 -15	0,18 -0,29
		%	-2 -20	0,18 -0,29	4 20	0,45 -0,65	10 -15	0,68 -0,68	-15 5	0,29 -0,18

Примечание: * Интервал для угловой скорости вращения Земли *ν;* ** интервал для экваториального стратосферного переноса U.

Таблица 81

Экстремальные значения корреляционных функций (r), рассчитанных между индексами циркуляции атмосферы (W, E, C) и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Период	Параметры		W		E		C	
			сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r
Гесер								
1945-1975	ПовС-ПовЗБ	T_w	12 -15	0,47 -0,60	-15 14	0,56 -0,54	14 1	0,50 -0,31
		S	12 -10	0,59 -0,48	-15 11	0,65 -0,59	14 -13	0,50 -0,59
		%	10 12	0,48 -0,59	11 -15	0,59 -0,65	-13 14	0,59 -0,50
	$ПовС_{50}$-ГлЗБ	T_w	5 -15	0,43 -0,59	-7 -12	0,41 -0,58	-7 -12	0,51 -0,40
		S	-15 -9	0,55 -0,28	-10 14	0,46 -0,49	-10 14	0,47 -0,59
		%	12 -15	0,25 -0,69	-10 9	0,45 -0,25	-10 9	0,46 -0,45
Кв. 11								
1902-2011	ПовЗБ	T_w	-11 20	0,50 -0,24	18 -11	0,05 -0,34	15 -18	0,26 -0,27
		S	18 -3	-0,04 -0,51	1 -18	0,41 0,04	-17 4	0,29 -0,24
		%	18 -3	-0,04 -0,51	1 -18	0,41 0,04	-17 4	0,29 -0,24
1920-2011	ПовЗБ	T_w	-19 20	0,54 -0,21	18 5	-0,01 -0,36	20 -20	0,33 -0,37
		S	18 -3	0,10 -0,61	-3 -18	0,45 -0,18	-17 16	0,39 -0,32
		%	18 -3	0,10 -0,61	-3 -18	0,45 -0,18	-17 16	0,39 -0,32
	ГлЗБ	T_w	8 -8	0,02 -0,30	18 -10	0,37 -0,06	-8 18	0,30 -0,37
		S	2 19	0,15 -0,37	20 -6	0,24 -0,21	-7 -18	0,35 -0,21
		%	16 1	0,19 -0,27	10 -18	0,26 -0,18	2 -11	0,17 -0,25

Окончание табл. 81

Период	Параметры		W		E		C	
			сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r
1954-2010	ПовЗБ	T_w	0 13	0,58 -0,07	13	0,10 -0,56	14 -14	0,33 -0,33
		S	15 -4	0,24 -0,62	-4 15	0,63 -0,29	-15 5	0,41 -0,34
		%	15 -4	0,24 -0,62	-4 15	0,63 -0,29	-15 5	0,41 -0,34
	ГлЗБ	T_w	8 13	0,15 -0,31	13 8	0,28 -0,15	-7 -0,12	0,25 -0,26
		S	-11 12	0,31 -0,15	12 -11	0,15 -0,26	13 6	0,28 -0,30
		%	-10 1	0,10 -0,35	10 -13	0,41 -0,10	-8 7	0,21 -0,34
Кв. 36								
1946-2005	ПовЗБ	T_w	-2 17	0,39 -0,27	-18 2	0,46 -0,43	18 -18	0,42 -0,47
		S	18 -5	0,48 -0,64	0 19	0,60 -0,51	-16 1	0,50 -0,34
		%	18 -5	0,48 -0,64	0 19	0,60 -0,51	-16 1	0,50 -0,34
	ГлЗБ	T_w	-12 6	0,46 -0,23	6 -12	0,28 -0,39	-7 1	0,39 -0,35
		S	-16 15	0,57 -0,38	5 -16	0,39 -0,47	-7 5	0,49 -0,24
		%	-16 15	0,57 -0,38	5 -16	0,39 -0,47	-7 5	0,49 -0,24
Кв. 47								
1951-2005	ПовЗБ	T_w	-7 6	0,32 -0,32	18 -4	0,37 -0,26	-5 15	0,38 -0,36
		S	-20 -8	0,41 -0,64	-3 -20	0,58 -0,63	-15 0	0,62 -0,20
		%	-20 -8	0,41 -0,64	-3 -20	0,58 -0,63	-15 0	0,62 -0,20
	ГлЗБ	T_w	-16 7	0,45 -0,24	7 -15	0,28 -0,47	-15 -7	0,38 -0,34
		S	-16 19	0,62 -0,66	14 -16	0,51 -0,64	-15 13	0,51 -0,12
		%	-16 19	0,62 -0,66	14 -16	0,51 -0,64	-15 13	0,51 -0,12
Кв. 68								
1954-2004	ПовВБ	T_w	19 5	0,31 -0,46	5 -18	0,44 -0,36	-16 6	0,41 -0,35
		S	-20 -2	0,44 -0,59	-1 -17	0,56 -0,50	-15 8	0,47 -0,36
		%	2 -20	0,59 -0,44	-17 -1	0,50 -0,56	8 -15	0,36 -0,47
	ГлВБ	T_w	-13 5	0,56 -0,33	5 -12	0,33 -0,49	-9 8	0,39 -0,43
		S	-17 4	0,60 -0,66	7 -16	0,60 -0,63	-9 15	0,57 -0,37
		%	4 -17	0,66 -0,60	-16 -7	0,63 -0,60	15 -9	0,37 -0,57

Анализ рисунков 131-137, на которых представлены значения корфункций **МГИ** между вынуждающим силами или индексами циркуляции атмосферы и параметрами поверхностных и глубинных ВМ позволяет отметить следующее:

Во-первых, на всех рисунках 131-137 вместо шести кривых корфункций оказалось только четыре. Это получилось из-за идентичности корфункций между силами (Числа W, ППОСЛиС, v и **U**) или формами (**W, E, C**) и поверхностными или глубинными соленостью и процентным содержанием в кв 36 и 47. Подобное отмечается также и в кв. 11, но только для поверхностных солености и процентного содержания[46].

Во-вторых, кривые корфункций между вынуждающим элементом и параметрами ВМ не всегда отличаются подобием, даже для одного параметра в пределах моря. Так, для всех вынуждающих сил или индексов циркуляции атмосферы кривые корфункций поверхностной T_w в кв. 11 и кв. 36 отличаются подобием (рис. 131-137), в кв. 68 кривая корфункции T_w – в противофазе, а в кв. 47 – кривая корфункции T_w занимает промежуточное положение[47]. Для поверхностной и глубинной S подобие кривых корфункций между угловой скоростью вращения Земли или формами (**W, E, C**) отмечается во всех квадратах, а для поверностного и глубинного процентного содержания – только в кв. 11, 36 и 47 (в кв. 68 – противофаза).

В-третьих, выявить некоторые квазицикличности. А именно, корреляционные функции между:

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и числами **W** – периодичности 10-12-летние;

- поверхностными и глубинными T_w в кв. 11, 36, 47, 68 или поверхностными и глубинными S и процентное содержание и **ППОСЛиС** – периодичности 16-20-летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и *v* – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-летние; глубинными T_w в кв. 36 и 68 – периодичности 7-8-летние; глубинными

[46] Выше отмечалось, что процентное содержание ВМ Балтийского моря определяется соленостью, при этом для подтипов ПовЗБ-ПовВБ и ГлЗБ-ГлВБ связь между соленостью и процентным содержанием прямая, для подтипов ПовС-ПовЗБ и ПовС$_{50}$-ГлЗБ или типов ПовВБ и ГлВБ связь обратная. Поэтому в кв. 11 на графике пять кривых корфункций (глубинные S и процентное содержание – в противофазе), а в кв. 68 – шесть кривых (поверхностные и глубинные S и процентное содержание – в противофазе).

[47] Теснота связи между поверхностной T_w в кв. 11 и 36 высокая (r = 0,70), между кв. 11 и 47 слабая (r = 0,19), между кв. 11 и 68 обратная (r = -0,13).

T_w в кв. 11 и 47– периодичности 17-18-летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и **U** – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-, 10-12-летние; поверхностными T_w, S и процентное содержание в кв. 47 – периодичности 16-19-летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и формой **W** – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-, 10-12- летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и формой **E** – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-, 10-12-летние и поверхностными и глубинными S и процентное содержание в кв. 11 – периодичности 17-19-летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и формой C – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-, 7-8-, 10-13-летние и поверхностными и глубинными T_w, S и процентное содержание в кв. 11 – периодичности 17-20-летние.

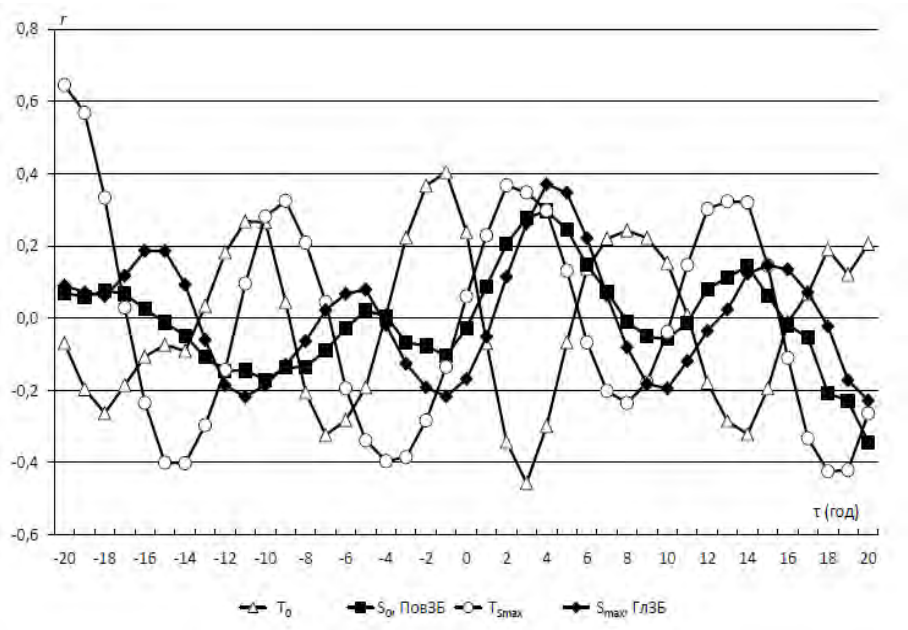


Рис. 131. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между солнечной активностью **W** и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Готландской впадине (кв. 47) (1951-2005), рассчитано по данным (Витинский, 1963; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS)

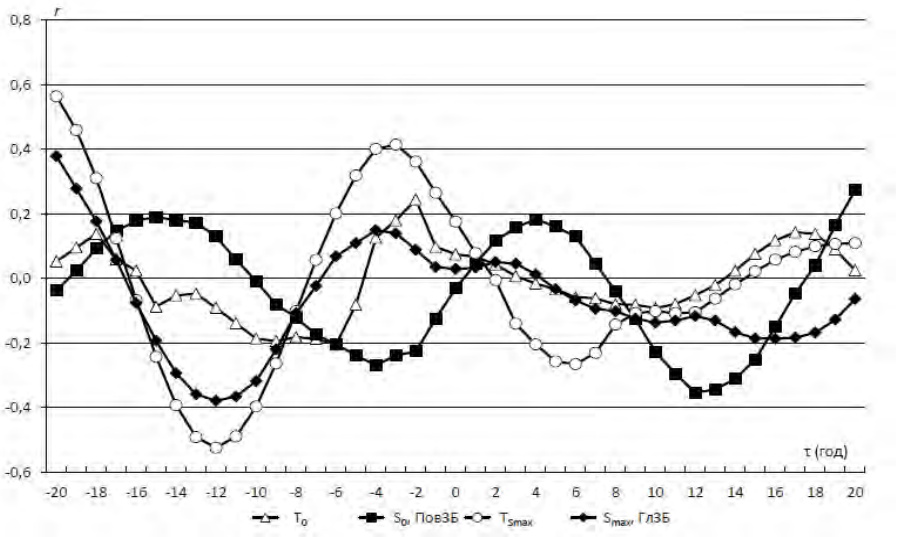


Рис. 132. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между ППОСЛиС ($см^2/с^2$) и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Готландской впадине (кв. 47) (1951-2005), рассчитано по данным (Воробьев, 1967; State and Evolution…, 2008)

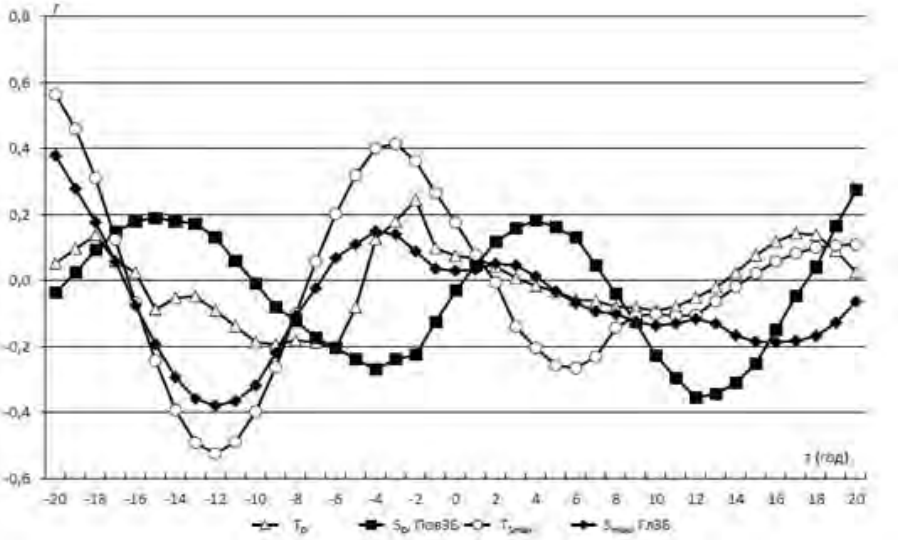


Рис. 133. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между угловой скоростью вращения Земли *v* и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Готландской впадине (кв. 47) (1956-2005), рассчитано по данным (Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008)

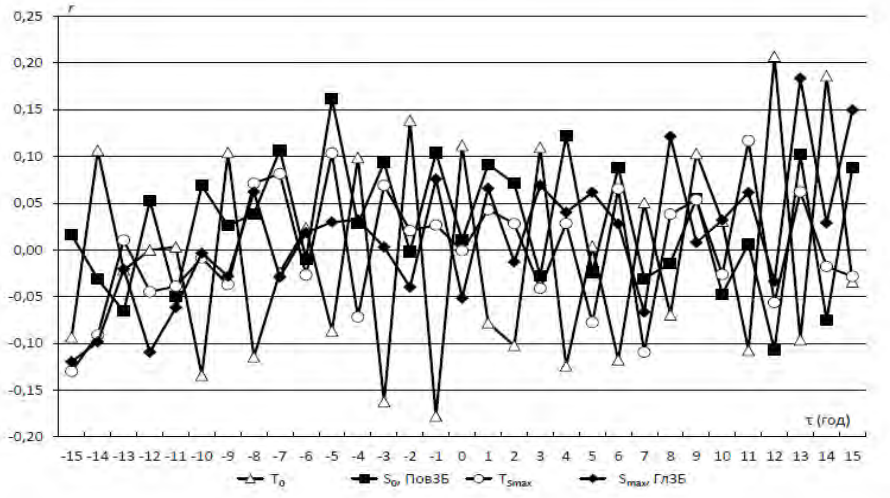


Рис. 134. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между экваториальным стратосферным переносом U (кг*мс$^{-1}$) и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Готландской впадине (кв. 47) (1954-2005), рассчитано по данным (Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008)

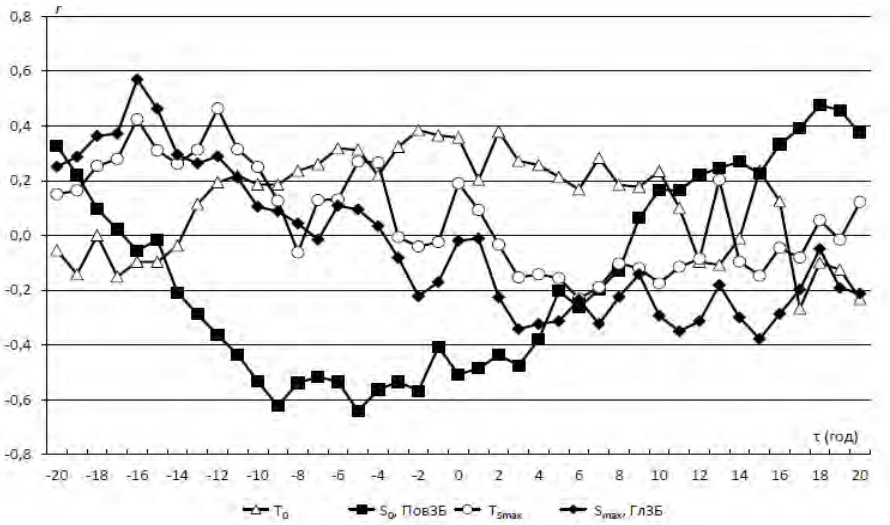


Рис. 135. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между индексом циркуляции **W** и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гданьской впадине (кв. 36) (1946-2005), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

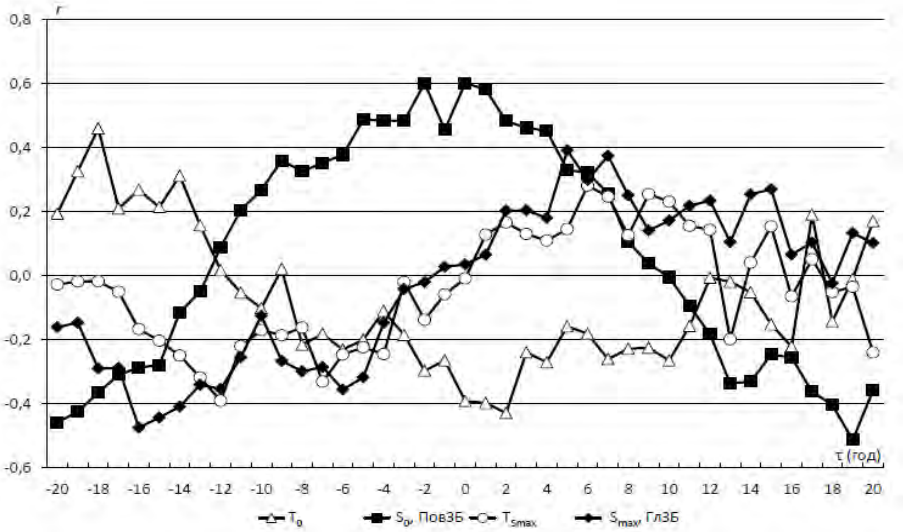


Рис. 136. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между индексом циркуляции E и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гданьской впадине (кв. 36) (1946-2005), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

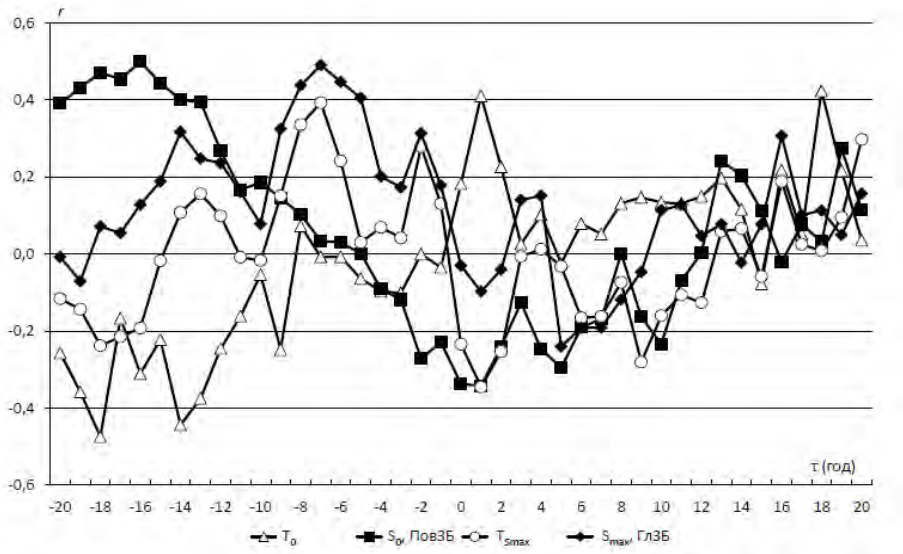


Рис. 137. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между индексом циркуляции C и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гданьской впадине (кв. 36) (1946-2005), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008)

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 и соленостная 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 структуры получены: деятельный слой, состоящий из верхнего квазиоднородного слоя и верхней части главного галоклина (до глубины максимального вертикального градиента G^{S}_{max} ~ середина главного галоклина), и глубинная зона, состоящая из нижней части главного галоклина и придонного слоя.

Использование международного массива данных из (State and Evolution …, 2008) с применением классического T,S-анализа подтвердило двухслойную структуру вод Балтийского моря, состоящую из поверхностной и глубинной СЗ, полученную ранее в (Дубравин, 2003) и позволило в каждой из СЗ выделить по две водные массы (ВМ). В поверхностной СЗ существуют поверхностные Западная Балтийская (ПовЗБ) и Восточная Балтийская (ПовВБ); в глубинной СЗ – глубинные Западная (ГлЗБ) и Восточная (ГлВБ). ПовЗБ и (или) ГлЗБ на востоке взаимодействуют с распресненными водами ПовВБ и (или) ГлВБ, а на западе с соленой ВМ Северного моря (ПовС). Для каждой ВМ рассчитаны среднемесячные и среднегодовые T,S-индексы, при этом, S-индексы ядер этих ВМ в течение года практически остаются постоянными: соленость ПовВБ равна 3,00 PSU, ПовЗБ – 8,50 PSU; ПовС –35,00 PSU; ГлВБ –5,00 PSU, ГлЗБ – 16,00 PSU, $ПовС_{50}$ – 35,00 PSU). T-индексы

поверхностных вод изменяются от 0,0-2,0 ºС в марте до 14,0-17,5 ºС в августе, глубинных – от 1,5-7,0 ºС в марте до 2,5-8,0 ºС в августе. Следовательно, горизонтальная граница между ПовЗБ и ПовВБ проходит по изогалине 5,75 PSU (в среднем за год на входе в Рижский, Финский и Ботнический заливы), между ПовЗБ и ПовС – по изогалине 21,75 PSU (весь год за пределами Балтики, на юге Каттегата), а между ГлЗБ и ГлВБ – по изогалине 10,50 PSU (север Готландской котловины), между ГлЗБ и $ПовС_{50}$ – по изогалине 25,5 PSU (за пределами Балтийского моря, в Датских проливах).

Анализ нового массива данных (State and Evolution …, 2008) подтвердил правильность сделанного ранее (Дубравин, 2003) по данным атласа (Дубравин и др., 1995) выбора границы между поверхностной и глубинной СЗ по изогалине 9,5 PSU. При этом для Балтики различия в глубине залегания ядер главных термо- и галоклина и изогалины S=9,5 PSU, в основном, не превышали ± 5 м (Эволюции сезонного …, 2010). Эта граница постепенно заглубляется с продвижением на восток: от 25-35 м в Арконском бассейне 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.

2. Структура вод (СВ) Балтийского моря представлена двумя ВМ (Дубравин и др., 2010): ПовБ и ГлБ (в терминах (Дубравин, 2003)). Это позволило провести районирование Балтики восточнее меридиана о. Рюген по типам СВ. Выделено два подтипа: I – собственно Балтийского моря (глубоководный), состоящий из двух ВМ: ПовБ и ГлБ, и II – прибрежный (мелководный), состоящий только из одной – ПовБ.

Поскольку, в соответствии с классическим T,S-анализом в пределах Балтийского моря для поверхностной и глубинной СЗ выделено по две ВМ: ПовВБ и ПовЗБ и ГлЗБ и ГлВБ, соответственно, то и типизация СВ будет более подробной, чем при использовании методики Вюста (Wust, 1935). Выделено 12 подтипов СВ: 6 глубоководных и 6 прибрежных. ВМ открытого моря (глубоководные) располагаются в пределах обеих СЗ: I – Арконского бассейна; II – Центральный; III – Западный Готландский; IV – Северо-Балтийский; V – Ботнического моря; VI – Долины Финского залива. Прибрежные (мелководные) представлены 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, однако в I подтипе ГлЗБ взаимодействует с $ГлС_{50,}$ 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.

3. Объемный статистический T,S-анализ, выполненный по методике (Wortington and Wright, 1970), показал, что сумма элементарных объемов для всего Балтийского моря составила 20452 км^3. При этом на долю поверхностных ВМ приходится большая часть объема моря – 16,23 тыс. км^3, или 79,3 %, из которых несколько более половины занимает ПовЗБ – 10,35 тыс. км^3, или 50,6 %, а ПовВБ только 5,87 тыс. км^3, или 28,7 %. Доля глубинных вод составляет 4,23 тыс. км^3, или 20,7 % (ГлЗБ – 2,37 тыс. км^3, или 11,6 % и ГлВБ – 1,85 тыс. км^3, или 9,1 %).

4. Исследование пространственно-временной структуры термохалинных полей в Балтийском море с помощью модели временного ряда, 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**)) изменчивости показало следующее.

Для процентного содержания ПовЗБ с дискретностью 1 ч. в Западной Балтике доля короткопериодной изменчивости возрастает от 27 и 30 % (ст. Киль и Аркона Бэсин) до 61 % (ст. Дарсс Силл). Наибольший вклад в дисперсию исходного ряда на ст. Дарсс Силл вносит СИ – 55 %, на ст. Аркона Бэсин – МГИ (32 %) и СИ (27 %), а на ст. Киль – СезХ (29 %), ВГИ (28 %) и СИ (24 %). При этом удельный вклад СХ в ИР на трех станциях минимален (≤ 0,02 %).

Для ГлЗБ временная структура несколько иная. На ст. Киль уменьшилась доля КП до 22 % (за счет ВСИ и СИ до 2 и 20 % соответственно) и сезонной (СезХ) изменчивости до 24 %, но возросли вклады ВГИ и МГИ (до 29 и 25 % соответственно). На ст. Дарсс Силл снизилась доля КП до 47 % (в основном за счет СИ – до 42 %), СезХ и МГИ – до 8 и 16 % (соответственно), а вклад ВГИ возрос до 29 %. На ст. Аркона Бэсин вклад КП, наоборот, возрос до 40 %, (за счет СИ до 37 %), возросла также и доля ВГИ (до 36 %), при снижении долей СезХ и МГИ (до 4 и 20 %).

Различия во временной структуре процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ на этих станциях, по всей вероятности, 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 (54º42’ с. ш.; 12º42’ в. д., глубина около 20 м) находятся в зоне ПовЗБ и ГлЗБ, взаимодействующих с североморскими водами ПовС и ПовС$_{50}$, а ст. Аркона Бэсин (54º53’ с. ш.; 13º52’ в. д., глубина около 45 м) – в зоне ПовЗБ и ГлЗБ, взаимодействующих с балтийскими водами восточных регионов (ПовВБ и ГлВБ). Именно этим можно объяснить преобладание КП (61 %) для ПовЗБ на ст. Дарсс Силл. Во-вторых, с положением по вертикали: в поверхностной структурной зоне вклад КП на ст. Дарсс Силл

и Киль выше (61 и 27 %), чем в придонной (47 и 22 %), а на ст. Аркона Бэсин наоборот, в придонной КП выше (40 %), чем в поверхностной (30 %). 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 %).

Возрастание доли основной составляющей с увеличением длины временного ряда процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ справедливо только для первых 6-10 лет, дальнейшее увеличение длины ряда приводит к затуханию колебаний относительно среднего значения, не только для основной составляющей, но и для всех остальных компонент проценного содержания ВМ (т. е. подтверждается вывод, сделанный в (Дубравин, 2014) для различных гидрометеорологических элементов в Балтийском море).

Поскольку относительный вклад суточного хода в ИР процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ на всех станциях минимален – ≤ 0,02 %, можно ожидать, что для ПовЗБ и ГлЗБ использование данных с суточной дискретностью не приведет к большой погрешности в оценке вклада СИ. Анализ показал, что различия в относительной доле СИ между расчетами по ежечасным и ежесуточным наблюдениям для ПовЗБ составили 0,8; 1,0 и 3,4 % (при относительной погрешности – 3,3; 3,6 и 6,2 %) на ст. Киль, Аркона Бэсин и Дарсс Силл соответственно, а для ГлЗБ – соответственно уменьшились до 0,4; 1,4 и 2,0 % (при относительной погрешности – 2,0; 3,8 и 4,8 %). Таким образом, для ПовЗБ и ГлЗБ правомерно использовать и данные с суточной дискретностью в модели временного ряда (см. формулу 1.2) при выделении вклада СИ.

Оценка погрешности компонент долгопериодной изменчивости (ДП) при переходе от часовой дискретности к месячной показала, что различия в относительной доле СезХ, ВГИ и МГИ между расчетами по ежечасным и ежемесячным наблюдениям для ПовЗБ составили 7-17; 9-37 и 6-14 % соответственно (при относительной погрешности – 137-255 %), а для ГлЗБ – 3-7; 8-26 и 7-14 % соответственно (относительная погрешность – 128-187 %). Оценка погрешности компонент ДП при переходе от суточной дискретности к месячной показала, что различия в относительной доле СезХ, ВГИ и МГИ для ПовЗБ составили 7-16; 8-36 и 5-13 % (при относительной погрешности 133-242 %), а для ГлЗБ – 3-6; 8-24 и 7-13 % (относительная погрешность – 126-179 %). Таким

образом, для ПовЗБ и ГлЗБ использование данных с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладах СезХ, ВГИ и МГИ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП.

Анализ низкочастотной изменчивости процентного содержания ВМ в подтипах СВ Балтики показал, что наибольший вклад в дисперсию ДП вносит МГИ (44 и 49 % в среднем для ПовВБ и ПовЗБ и 53 % в среднем для ГлВБ и ГлЗБ). Наименьший – ВГИ (25 и 26 % в среднем для ПовВБ и ПовЗБ), или СезХ (19 и 15 % в среднем для ГлВБ и ГлЗБ). Однако, доля СезХ для ПовВБ и ПовЗБ составляет 26 и 30 %. Аномально высокий вклад ВГИ в дисперсию ДП или аномально низкий – МГИ для ПовЗБ, как и для ГлЗБ, в подтипе I, по всей вероятности можно объяснить сильным влиянием североморских вод (из-за близости этого региона к Датским проливам), а высокий вклад СезХ в дисперсию ДП для подтипа VII (42 %) вероятно связан с малой длиной временного ряда в этом квадрате 20 лет, против ~50 для большинства.

5. Анализ сезонной измечивости ВМ в Балтике выполнен несколькими способами – с помощью статистического T,S- или гармонического анализа процентного содержания ВМ.

В первом варианте в (Капустина, Дубравин, 2015б) по методике Cochrane (1956) рассчитывалась сумма площадей T,S-классов за каждый месяц, относящихся к определенной ВМ. Анализ показал, что, 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, а на западе, взаимодействуя с ПовС, распространяется до Каттегата. 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 ВМ, 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, а на западе, взаимодействуя с ПовС$_{50}$, распространяется до Бельта. Для ГлЗБ наступление максимального простирания сдвигается на июнь, сентябрь, январь-март (55-56 %), а минимального – на апрель-май, июль-август (48-50 %).

Еще один вариант исследования СезХ ВМ на базе статистического анализа – использование процентных номограмм поверхностных и глубинных ВМ. Для каждой одноградусной трапеции на поверхности и на глубине ядра S_{max} за каждый месяц рассчитывалось процентное содержание соответствующей ВМ. При этом ПовЗБ и ГлЗБ делились

на два подтипа: ПовЗБ (ГлЗБ) взаимодействующая с ПовС ($ПовС_{50}$) и ПовЗБ (ГлЗБ) взаимодействующая с ПовВБ (ГлВБ). После этого одноградусные трапеции группировались по подтипам ВМ, в пределах которых осреднялись месячные значения T_w, S и процентного содержания. Так, сезонная изменчивость процентного содержания поверхностных ВМ определяется годовой волной: с максимумом в мае (81 %) и минимумом в декабре (64 %) для подтипа ПовС-ПовЗБ; с максимумом в январе (74 %) и минимумом в июле-августе (68 %) для подтипа ПовЗБ-ПовВБ и с максимумом в июле (75 %) и минимумом в январе (67 %) для ПовВБ. Что касается сезонной изменчивости процентного содержания глубинных ВМ, то она также определяется годовой (неправильной годовой) волной: с максимумом в феврале (86 %) и минимумом в июле (68 %) для подтипа $ПовС_{50}$-ГлЗБ; с максимумом в октябре (70 %) и минимумом в июне (66 %) для подтипа ГлЗБ-ГлВБ и с максимумом в марте (75 %) и минимумом в июле (70 %) для ГлВБ.

Результаты третьего варианта СезХ ВМ получены с помощью гармонического анализа, выявившего относительно небольшой, хотя и очень сложный сезонный ход процентного содержания для обеих СЗ. Так, годовая гармоника процентного содержания поверхностных вод в основном наблюдается в открытой части моря и заливов, где квота $q_I \geq 0{,}75$. Вблизи устьев рек вклад годовой волны уменьшается до $q_I \leq 0{,}25$. Амплитуда годовой волны (A_I) на большей части акватории Балтики ≤ 6 % и только локально (Арконское море, Ботнический и Финский заливы) ее значение возрастает до 10÷11 %. Сроки наступления максимума годовой волны сильно размыты – от начала сентября в Рижском и Финском заливах до середины мая (следующего года) в Ботническом заливе и от ноября до марта в Собственно Балтике. Годовая гармоника процентного содержания глубинных вод наблюдается локально в Арконской, Гданьской, Готландской котловинах и в Финском заливе, где квота $q_I \geq 0{,}6$, 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. 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.

6. Анализ МГИ процентного содержания собственно поверхностных и глубинных ВМ выполнен в характерных точках Южной и Центральной Балтики (плавмаяк Гесер; кв. 11 – Борнхольская, кв. 36 – Гданьская, кв. 47 – Готландская впадины и кв. 68 – Финский залив). При этом выявлены линейные тренды ВМ в этих точках. Так, для поверхностной

СЗ: 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. – $Tr_{ПовВБ}$ = -0,063 %/год). 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 квадратами становится отрицательной (наибольшая обратная теснота связи наступает между Гесером и кв. 11 или кв. 68 (r = -0,57 или r = -0,54)).

Для глубинной СЗ линейные тренды 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 (1951-2005 гг. – $Tr_{ГлЗБ}$ = -0,227 %/год) и кв. 68 (1900-2004 гг. – $Tr_{ГлВБ}$ = -0,047 %/год). 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. Анализ МГИ между процентным содержанием собственно ПовЗБ и ГлЗБ выявил значимую связь только в кв. 47 (r = 0,50) и в Гесере (r = -0,37).

Кроме того, спектральный анализ временных рядов процентного содержания поверхностных и глубинных ВМ позволил выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние (пики 2,3÷2,5 и 2,7÷3,2 года), квазичетырехлетние (пики 3,6÷3,8 и 4,0÷4,9 года), квазишестилетние (пик 5,0÷6,7 года) и квазивосьмилетние (пик 7,4÷8,0 лет), квазиодиннадцатилетние (пик 10,0 лет). Для глубинных ВМ выделены еще и квазивосемнадцатилетние (пик 18,2 года), квазидвадцатидвухлетние (пик 22,2 года) и квазитридцатитрехлетние (пик 33,3 года).

Одним из важнейших свойств временного хода спектральных составляющих параметров поверхностных и глубинных ВМ (T_w, S и процентного содержания), 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. Подобное отмечалось и для температуры воды 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 параметров в Балтийском море (Дубравин, 2014).

7. Долгопериодная изменчивость термохалинных параметров 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 суточного вращения Земли *v*, а в качестве параметров механизма взаимодействия океана и атмосферы – индексы циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса (западный перенос W, восточный E и мериональный 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 солнечная активность W и ППОСЛиС, для которых размах колебаний удельного вклада СезХ в дисперсию ДП составляет 0,1 % (0,1÷0,2) и 0,6 % (51,6÷52,2), а относительной доли МГИ в дисперсию ДП – 1,8 % (87,1÷88,9) и 0,6 % (43,8÷44,4). В то время как, для экваториального стратосферного переноса U и угловой скорости вращения Земли *v* размах относительной доли СезХ – 1,9 % (0,9÷2,8) и 6,3 % (15,5÷21,8), а доли МГИ – 6,6 % (50,2÷56,8) и 7,4 % (74,3÷81,7). Из индексов циркуляции атмосферы наименьшим размахом колебаний относительной доли СезХ отличается меридиональная форма C – 2,4 (2,0÷4,4), наибольшим – восточная форма E – 10,1 % (2,0÷12,1), а для удельного вклада МГИ – наименьшим размахом – форма E – 1,2 % (17,6÷18,8), наибольшим – западная форма W – 5,7 % (12,6÷18,3).

По данным спектрального анализа для чисел Вольфа W (интервал 1900-2011) выделяются пики спектральной плотности на периодах: 2,3; 3,2; 5,3 и 10,5 года, сходные пики получены для U, *v* и индексов W, E и C, для последних выделяется еще и восьмилетний пик. Для ППОСЛиС наблюдается три пика – 3,9; 6,7 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 ввиду, что квазицикличности внешних факторов (вынуждающие силы: W, ППОСЛиС, U, υ и индексы W, E, C), 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), утверждавшего, что долгопериодная изменчивость гидрометеорологических параметров создается одновременным влиянием как механизма взаимодействия «океана и атмосферы», так и внешних геокосмических сил. Поскольку 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). Таким образом, несмотря на то, что внешние факторы, показанные на рисунках 7-9 и 127-130, – сами результат ритмики Солнечной системы, тем не менее, они могут служить предикторами для долгопериодной изменчивости параметров поверхностных и глубинных ВМ (как и для гидрометеорологих характеристик Балтийского моря (Дубравин, 2014)).

Результаты крос-спектрального анализа показали, что изменчивость параметров поверхностых и глубинных ВМ в Балтийском море в низкочастотной части спектра ДП определяется внешними силами. На периоде около 18 лет изменчивость параметров ВМ обусловлена ППОСЛиС, поскольку с ним связана максимальная величина когерентности (С = 0,72÷0,86). На периоде около 11 лет изменчивость параметров, в основном, обусловлена солнечной активностью – максимальная величина когерентности (С = 0,75÷0,82), однако для глубинной T_w максимальная величина когеренности (С = 0,78), связанная с индексом W, выше, чем с солнечной активностью (С = 0,75). Изменчивость параметров поверхностых и глубинных ВМ в Балтийском море в высокочастотной части спектра ДП определяется, в основном, индексами циркуляции атмосферы. На периодах около 8 или 6 лет максимальная величина когерентности (С = 0,73÷0,87), связанная с формами W, E и C или (С = 0,70÷0,89), связанная с формами C и W. На периоде около 4 лет максимальная величина когерентности (С = 0,79÷0,91), отмечается между поверхностными соленостью и процентным содержанием или глубинными T_w и S и формами W, E и C, а между поверхностной T_w и ППОСЛиС (С = 0,83) или между процентным содержанием ГлЗБ и солнечной активностью (С = 0,93). Для квазидвухлетнего периода максимальная величина когерентности (С = 0,80÷0,88) отмечается между поверхностными соленостью и процентным содержанием или глубинными T_w и процентным содержанием и формами W и C, однако, для поверхностной T_w или глубинной S максимальная величина когерентности (С = 0,83 или С = 0,78) отмечается с солнечной активностью.

Этот вывод подтверждается и результатами корреляционного

анализа, позволившего выявить некоторые квазицикличности, а именно, корреляционные функции между:

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и числами W – периодичности 10-12-летние;

- поверхностными и глубинными T_w в кв. 11, 36, 47, 68 или поверхностными и глубинными S и процентное содержание и ППОСЛиС – периодичности 16-20-летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и ν – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-летние; глубинными T_w в кв. 36 и 68 – периодичности 7-8-летние; глубинными T_w в кв. 11 и 47– периодичности 17-18-летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и **U** – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-, 10-12-летние; поверхностными T_w, S и процентное содержание в кв. 47 – периодичности 16-19-летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и формой **W** – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-, 10-12- летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и формой **E** – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-, 10-12-летние и поверхностными и глубинными S и процентное содержание в кв. 11 – периодичности 17-19-летние;

- поверхностными и глубинными (T_w, S и процентное содержание) в кв. 11, 36, 47, 68 и формой C – периодичности квазидвух-, 3-4-, 5-6-, 7-8-, 10-13-летние и поверхностными и глубинными T_w, S и процентное содержание в кв. 11 – периодичности 17-20-летние.

При анализе причин ДП параметров ВМ следует иметь в виду, что *переход наибольшей тесноты связи между вынуждающими силами и характеристиками ВМ на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость в атмосфере или океане (море), поскольку, внешние силы действуют одновременно, а каждая из них ответственна за свой диапазон частот.*

Таким образом, проведенный анализ структуры временных рядов параметров поверхностных и глубинных ВМ (T_w, S и процентного содержания) Балтийского моря показал, что выводы о распределении высоко- и низкочастотной составляющих временной изменчивости метеополей, полученные для Атлантического океана (Бышев, 2003; Бышев, Иванов, 1969), для гидрометеорологических полей Северной Атлантики (Гулев и др., 1994), для термических полей воды и воздуха в северо-восточной части Черного (Титов, 1999) и динамических

(Динамика вод …, 2007) или гидрометеорологических полей (Дубравин, 2014) для Балтийского моря справедливы, как для отдельных регионов моря, так и для Балтики в целом.

Полученные результаты весьма актуальны в прикладном аспекте, поскольку исследования закономерностей, взаимосвязи между внешними режимоформирующими факторами и гидрометеорологическими процессами, определяющими термохалинную структуру 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 and saline structures are somewhat different.

Within the thermal structure, the following zones are distinguished: the active layer consisting of the upper quasihomogeneous layer, 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); the deep zone consisting of the lower part of the main thermocline and the bottom layer. As far as the salinity structure is concerned, these are the obtained zones: the active layer consisting of the upper quasihomogeneous layer and the upper part of the main halocline (up to the depth of the maximum vertical gradient G^{S}_{max} ~ middle of the main halocline) and the deep zone consisting of the lower part of the main halocline and the bottom layer.

The use of the data set from (State and Evolution ..., 2008) in combination with the classic T, S-analysis confirmed the two-layer structure of the Baltic Sea waters consisting of the surface and deep SZ, as obtained earlier in (Dubravin, 2003), allowing us to allocate two water masses (WM) in each of the SZ. In the surface SZ, there are the surface Western Baltic (SWB) and East Baltic (SEB) structure zones; in the deep SZ - the deep Western Baltic (DWB) and Eastern Baltic (DEB). SWB and (or) DWB in the east interact with freshened SEB waters and / or DEB, and in the west with the salter WM of the North Sea (SN). For each WM, the average monthly and average annual T, S-indices are calculated. Meanwhile, the S-indices of the nuclei of these WMs remain practically constant throughout the year: the salinity of SEB is 3.00 PSU, the SWB is 8.50 PSU; SN -35.00 PSU; DEB-5.00 PSU, DWB - 16.00 PSU, SN_{50} - 35.00 PSU). T-indices of surface waters vary from 0.0-2.0 ºC in March to 14.0-17.5 ºC in August; deep water T-indices ranging

from 1.5-7.0 ºC in March to 2.5-8.0 ºC in August. Therefore, the horizontal boundary between the SWB and SEB runs along the 5.75 PSU isohaline (on average for the year at the entrance of the Riga, the Finnish and the Bothnia Gulfs), between the SWB and SN - along the 21.75 PSU isohaline (all year outside the Baltic in the south of Kattegat), between the DWB and DEB – along the 10,50 PSU isohaline (north of the Gotland Deep), and between DWB and SN_{50} along the 25.5 PSU isohaline (outside the Baltic Sea, in the Danish Straits).

The analysis of the new data set (State and Evolution ..., 2008) confirmed the correctness of the previously done (Dubravin, 2003) according to the atlas (Dubravin et al., 1995) choice of the boundary between the surface and deep SZ on the 9.5 PSU isohaline. At the same time, for the Baltic the differences in the depth of occurrence of the nuclei of the main thermo- and halocline and isohalines S = 9.5 PSU, in general, did not exceed ± 5 m (Evolution of the seasonal ..., 2010). This border is gradually becoming deeper to the east: from 25-35 m in the Arkona basin to 100-105 m at the entrance to the Gulf of Finland. Due to the presence of a threshold at a depth of about 50 m in the Strait of Sodra-Kvarken, deep North Sea waters does not penetrate in the Gulf of Bothnia.

2. The water structure (WS) of the Baltic Sea is represented by two WM (Dubravin et al., 2010): SB and DB (in terms of (Dubravin, 2003)). This made it possible to conduct a regional division of the Baltic to the east of the meridian of the Rügen Island by types of WS. Two subtypes are distinguished: I - of the Baltic Sea proper (deep water), consisting of two WM: SB and DB, and II - coastal (shallow), consisting of the only one - SB.

According to the classical T,S-analysis within the Baltic Sea, two WM are allocated for the surface and deep SZ: SEB and SWB and DEB and DWB, respectively. Hence, the WS coding will be more detailed than when using the Wust method (Wust, 1935). 12 subtypes of WS are distinguished: 6 deep-water and 6 coastal. The open sea WM (deep-water) are located within both NW: I - the Arkona basin; II - Central; III - West Gotland; IV - North-Baltic; V - the Bothnian Sea; VI - the Gulf of Finland. Coastal (shallow) are represented within the limits of the surface SZ only: VII - West; VIII - East; IX - North; X – the Bothnian Bay; XI - the Gulf of Finland and XII - the Gulf of Riga. At the same time, I and II subtypes are formed by SWB and DWB, but in the I subtype DWB interacts with $SN_{50,}$ while in II - with DEB; III and IV subtypes consist of SWB and DEB, and V and VI are from SEB and DEB. Subtypes West (VII), East (VIII) and Northern (IX) are represented only by the SWB, and the subtypes of Bothnian Bay (X), the Gulf of Finland (XI) and the Gulf of Riga (XII) are SEB only.

3. Volumetric statistical T, S-analysis carried out by the method

(Wortington and Wright, 1970) showed that the sum of the elementary volumes for all of the Baltic Sea is 20452 km^3. At the same time, the proportion of surface WM accounts for the largest part of the sea volume - 16.23 thousand km^3, or 79.3%, of which slightly more than half is occupied by SWB - 10.35 thousand km^3, or 50.6%, and SEB - only 5.87 thousand km^3, or 28.7%. The proportion of the deep waters is 4.23 thousand km^3, or 20.7% (DWB - 2.37 thousand km^3, or 11.6% and DEB - 1.85 thousand km^3, or 9.1%).

4. Investigation of the spatio-temporal structure of thermohaline fields of the Baltic Sea using the time series model whose data source row (SR) consists of a 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) types of variability showed the following:

For the percentage of SWB with a one-hour temporal resolution in the Western Baltic, the proportion of short-period variability rises from 27 and 30% (Kiel and Arkona Basin) to 61% (Darss Sill Station). The largest contribution to the variance of the original series on Darss Sill Station is made by S - 55%, at st. Arkona Basin - IA (32%) and S (27%), and at st. Kiel - RS (29%), IIA (28%) and S (24%). At that, the specific contribution of RD to SR at the three stations is minimal (≤ 0.02%).

For the DWB, the temporal structure is somewhat different. At the st. Kiel the proportion of the SP reduced to 22% (due to the IID S to 2% and 20%, respectively) and seasonal (RS) variability up to 24%, but the contributions of the IIA and IA increased (to 29 and 25% respectively). At the st. Darss Sill the proportion of the SP decreased to 47% (mainly due to the S - up to 42%), RS and IA - to 8 and 16% (respectively), while the contribution of the IIA increased to 29%. At the st. Arkona Basin, the contribution of the SP, on the contrary, increased to 40% (due to the S increasing to 37%), and the proportion of the IIA increased (up to 36%), with the decrease in the shares of RS and IA (to 4 and 20%).

The differences in the temporal structure of the percentage of SWB and DWB at these stations are most likely associated with several reasons. First, with their geographical location: st. Kiel (54°30 ‘N, 10°16 ‘E, depth 15 m) and st. Darss Sill (54º42 ‘N, 12º42 ‘E, depth 20 m) are located in the zone of SWB and DWB, interacting with the North Sea waters of SN and SN_{50}, and st. Arkona Basin (54º53 ‘N, 13º52’E, depth 45 m) - in the zone of SWB and DWB, interacting with the Baltic waters of the eastern regions (SEB and DEB). That could explain the prevalence of SP (61%) for the SWB on st. Darss Sill. Secondly, it is the vertical position: in the surface structural zone,

the contribution of the SP at the st. Darss Sill and Kiel are higher (61 and 27%) than in the deep zone (47 and 22%), and at the st. Arkona Basin, on the contrary, in the bottom SP it is higher (40%) than in the surface (30%). Thirdly, it is the length of the time series and the presence of extreme hydrometeorological situations: during the period of increasing frequency of floods of the North Sea waters - 2014-2016 - there was an increase in the SP at the st. Arkona Basin (up to 51 and 43%) in the surface and deep zones due to the increase in the proportion of the S (up to 46 and 39%); at st. Darss Sill, on the contrary, decrease of the SP (up to 56 and 44%) connected with a decrease in the proportion of the S (to 52 and 40%). But at st. Keel there was a decrease in the SP only in the surface zone - up to 21% (due to S - up to 20%).

Increasing proportion of the main component with the increasing length of the time series and the percentage of SWB and DWB is valid only for the first 6-10 years. Further increase in length leads to damping of oscillations relative to the mean, not only for the main component, but also for all other components of the WM percentage content (therefore, the conclusion made in (Dubravin, 2014) for various hydrometeorological elements in the Baltic Sea is confirmed).

Since the relative contribution of the daily variation in the SR of the percentage of SWB and DWB at all stations is minimal-≤ 0.02%, it can be expected that for SWB and DWB the use of data with a daily temporal resolution will not lead to a large error in estimating the S contribution. The analysis showed that the differences in relative SI share between the calculations for hourly and daily observations for SWB were 0.8; 1.0 and 3.4% (with a relative error of 3.3, 3.6 and 6.2%) at st. Kiel, Arkona Basin and Darss Sill, respectively, and for DWB - respectively, they decreased to 0.4; 1.4 and 2.0% (with a relative error of 2.0, 3.8 and 4.8%). Thus, it is legitimate for SWB and DWB to use data with a daily temporal resolution in the time-series model (see Formula 1.2) when allocating the S contribution.

The estimation of the error of the components of long-period variability (LP) during a transition from hour variability to a monthly one showed that the differences in the relative percentage of RS, IIA, and IA between the calculations for hourly and monthly observations for SWB were 7-17; 9-37 and 6-14%, respectively (with a relative error of 137-255%), and for DWB - 3-7; 8-26 and 7-14% respectively (the relative error of 128-187%). The estimation of the error of the LP component during the transition from daily to monthly temporal resolution showed that the differences in the relative contribution of S, IIA and IA for the SWB were 7-16; 8-36 and 5-13% (with a relative error of 133-242%), and for DWB - 3-6; 8-24 and 7-13% (relative

error - 126-179%). Thus, for SWB and DWB, the use of monthly averaging data allows us to corroborate the contributions of S, IIA and IA not to the variance of the SR, but only to the variance of the LP.

The analysis of the low-frequency variability of the WM percentage in the subtypes of the Baltic Sea region showed that the largest contribution to the LP dispersion is made by the IA (44 and 49% on average for SEB and SWB and 53% for DEB and DWB for the average). The smallest is made by IIA (25 and 26% on average for SEB and SWB), or RS (19 and 15% on average for DEB and DWB). However, the percentage of RS for SEB and SWB is 26 and 30%. An abnormally high contribution of the IIA to the LP dispersion or an abnormally low IA for SWB, as for DWB, in subtype I, can probably be explained by the strong influence of the north-sea waters (due to the proximity of this region to the Danish straits). The high contribution of RS to the LP dispersion for subtype VII (42%) is probably associated with the small length of the time series in this square (20 years), against ~ 50 for the majority.

5. The analysis of the seasonal variability of WM in the Baltic is made in several ways: using statistical T,S analysis or harmonic analysis of the percentage content of the WM.

In the first variant (Kapustina, Dubravin, 2015b) using the method of Cochrane (1956), the sum of T, S-classes for each month for a certain WM was calculated. The analysis showed that, on average for the year, the most of the Baltic Sea area is occupied by the SWB (65%), which in the east, interacting with the SEB, extends to the entrance to the Gulf of Bothnia, the Gulf of Finland and the Gulf of Riga, and in the west it spreads to Kattegat. The greatest prevalence (72-73% of the surface area of the Baltic Sea) of the SWB is reached in the cold period (December-March), decreasing in the warm season (June-September) to 62-63%. As for deep WM, on average for a year, a slightly smaller part of the deep zone of the Baltic is occupied by DWB (49%), which in the east, interacting with DEB, extends from the meridian of the island of Rügen along the Bornholm, Gdansk, Gotland, Faro basins to the southern part of the North Baltic Basin, and in the west, interacting with SN50, extends to the Belt. For DWB, the approach of the maximum spread is shifted to June, September, January-March (55-56%), and the minimum - to April-May, July-August (48-50%).

Another version of the analysis of the RS of WM based on statistical analysis is the use of percentage nomograms of surface and deep WM. For each one-degree trapezoid on the surface and at the depth of the S_{max} core, the percentage of the corresponding WM was calculated for each month. At the same time, the SWB and DWB were divided into two subtypes: SWB

(DWB) interacting with SN (SN_{50}) and SWB (DWB) interacting with SEB (DEB). After that, the one-degree trapezoids were grouped according to the WM subtypes, within which the monthly values of T_w, S and percentage were averaged. Thus, the seasonal variability in the percentage of surface WM is determined by the annual wave: with a maximum in May (81%) and a minimum in December (64%) for the SN-SWB subtype; with a maximum in January (74%) and a minimum in July-August (68%) for the SWB-SEB subtype, and with a maximum in July (75%) and a minimum in January (67%) for SEB. As for the seasonal variability of the percentage of deep WM, it is also determined by the annual (irregular annual) wave: with a maximum in February (86%) and a minimum in July (68%) for the SN_{50}-DWB subtype; with a maximum in October (70%) and a minimum in June (66%) for the DWB-DEB subtype, and with a maximum in March (75%) and a minimum in July (70%) for DEB.

The results of the third version of the RS of WM were obtained using a harmonic analysis that revealed a relatively small, albeit very complex, seasonal variation in the percentage for both SZ. Thus, the annual harmonic content of surface water is mainly observed in the open sea and bays where the quota $q_1 \geq 0.75$. Near the river mouths, the contribution of the annual wave decreases to $q_1 \leq 0.25$. The amplitude of the annual wave (A_1) in the greater part of the Baltic water area ≤ 6% and only locally (the Arkonsky Sea, the Gulf of Bothnia and the Gulf of Finland), its value increases to 10 ÷ 11%. The timing of the peak of the annual wave is very diffused - from the beginning of September in the Gulf of Riga and the Gulf of Finland to the middle of May (next year) in the Gulf of Bothnia and from November to March in the Baltic Proper. The annual harmonic of the percentage content of deep waters is observed locally in the Arkona, Gdansk, Gotland basins and in the Gulf of Finland, where the quota $q_1 \geq 0.6$ and the amplitude of the annual wave (AW) decreases from 9-15% in the Arkona Sea up to 1-2% in the Gdańsk, Gotland basins and in the Gulf of Bothnia, and then again increases to 7-9% in the Gulf of Finland. The peak of the annual wave is mainly in June-July, although in the north of the Gdansk basin the maximum is observed in January and in the Bornholm basin and the Gulf of Bothnia - in December.

6. The analysis of the interannual variability percentages of the Baltic Proper surface and deep WM was performed at the characteristic points of the Southern and Central Baltic (ligthvessel Gedser, sq. 11 - Bornholm, sq. 36 - Gdansk, sq. 47 - Gotland basin and sq. 68 - the Gulf of Finland) . At the same time linear trends of WM in these points are revealed. Thus, for the surface SZ: in Gedser (1900-1975 - Tr_{SWB} = -0.047% / year); sq. 11 (1902-

2011 - Tr_{SWB} = 0.036% / year); Sq. 36 (1946-2005 - Tr_{SWB} = 0,095% / year); sq. 47 (1951-2005 - Tr_{SWB} = -0.166% / year) and sq. 68 (1900-2004 - Tr_{SEB} = -0.063% / year). At the same time, the greatest convergence is observed in the central basins: between sq. 11 and sq. 36 - r = 0.77; between sq. 11 and sq. 47 - r = 0.64; sq. 36 and sq. 47 - r = 0.76. But the tightness of the connection between Gedser and the rest of the squares becomes negative (the largest reverse tightness of communication occurs between Geser and sq. 11 or sq. 68 (r = -0.57 or r = -0.54)).

For the deep SZ, linear trends are as follows: in Gedser (1920-1975 - Tr_{DWB} = 0.066% / year); sq. 11 (1920-2011 - Tr_{DWB} = -0.032% / year); sq. 36 (1946-2005 - Tr_{DWB} = -0.135% / year); sq. 47 (1951-2005 - Tr_{DWB} = -0.227% / year) and sq. 68 (1900-2004 - Tr_{DEB} = -0.047% / year). The tightness of the connection, as for the SWB, is observed in the central basins: between sq. 36 and sq. 47 - r = 0.69; sq. 36 and sq. 68 - r = 0.58 and between sq. 47 and sq. 68 - r = 0.67. The analysis of the IA variation between the percentages of the PovzB and GLP alone revealed the significant connection only in sq. 47 (r = 0.50) and in Gesar (r = -0.37).

In addition, the spectral analysis of the time series of the percentage of surface and deep VM made it possible to distinguish some quasicyclicities: quasi two-year (peaks at 2,3 ÷ 2,5 and 2,7 ÷ 3,2 years), quasi four-year (peaks at 3,6 ÷ 3,8 and 4,0 ÷ 4,9 years), quasi six-year (peak at 5,0 ÷ 6,7 years) and quasi eight-year (peak at 7,4 ÷ 8,0 years), quasi eleven-year (peak at 10,0 years). For deep WM, quasi eighteen-year (peak 18.2 years), quasi 24-year (peak at 22.2 years) and quasi three-year (peak at 33.3 years) were also identified.

One of the most important properties of the spectral components temporal variation of the surface and deep WM parameters (T_w, S and percentage) 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 meteorological parameter. The same was noted for the water temperature 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 Faeroe-Shetland strait (Dubravin, Navrotskaya, 2000), as well as for hydrometeorological parameters in the Baltic Sea (Dubravin, 2014).

7. Long-term variability of thermohaline 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 solar activity (Wolf number) W, potential of the Sun and the Moon tidal

forces, equatorial stratospheric transfer U and angular velocity of the Earth's daily rotation ν. As 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 solar activity W and potential of the Sun and the Moon tidal forces 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 0.1% (0.1-0.2) and 0.6% (51.6 ÷ 52.2), and the relative share of IA variability in the LP dispersion is 1.8% (87.1 ÷ 88.9) and 0.6% (43.8 ÷ 44.4), while for the equatorial stratospheric transfer U and the angular velocity of the Earth's rotation ν, the relative share of RS is 1.9% (0.9 ÷ 2.8) and 6.3% (15.5 ÷ 21.8), and the IA variability percentage is - 6.6% (50.2 ÷ 56.8) and 7.4% (74.3 ÷ 81.7). Of atmospheric circulation indices, the meridional form C - 2,4 (2,0 ÷ 4,4) differs by the smallest swing of the RS relative share, the largest is the eastern form E - 10.1% (2.0 ÷ 12.1), and for the specific contribution of IA - the smallest scale - the form E - 1.2% (17.6 ÷ 18.8), the largest - the western form W - 5.7% (12.6 ÷ 18.3).

According to the spectral analysis for the Wolff numbers W (interval 1900-2011), spectral density peaks are observed at the following periods: 2.3; 3.2; 5.3 and 10.5 years, similar peaks were obtained for U, ν and the indices W, E and C, for the latter there is also an eight-year peak. Three potential peaks are observed for the potential of the Sun and the Moon tidal forces - 3.9; 6.7 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 ν and U with a period of 5.6 ÷ 5.7 years is due to the change in the potential of the Sun and the Moon tidal forces.

It must be borne in mind that quasicyclicities of external factors (driving forces: W, potential of the Sun and the Moon tidal forces, U, ν and indices W, E, C), although obtained as a result of the solar-terrestrial relationship

analysis, exist due to the rhythm of the planets of the solar system. And if this is so, then one can only be amazed with 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, since the external factors to hydrometeoprocesses are themselves 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 7-9 and 127-130 are the result of the solar system rhythm themselves, nevertheless, they can be predictors for the long-period variability of the surface and deep WM parameters (and for the hydrometeorological characteristics of the Baltic Sea (Dubravin, 2014)).

The results of the cross-spectral analysis showed that the variability of the parameters of surface and deep WM in the Baltic Sea in the low-frequency part of the LP spectrum is determined by external forces. For a 18-year period, the variability of the parameters of the WM is defined by potential of the Sun and the Moon tidal forces, since the maximum coherence is associated with it (C = 0.72 ÷ 0.86). For a period of 11years, the variability of the parameters is mainly associated with the solar activity - the maximum coherence value is (C = 0.75 ÷ 0.82), but for the deep T_w the maximum coherence value (C = 0.78) associated with the index W, is higher than with solar activity (C = 0.75). The variability of the parameters of the Baltic Sea surface and deep WM in the high-frequency part of the LP spectrum is determined, mainly, by atmospheric circulation indices. For periods of 8 or 6 years, the maximum coherence value (C = 0,73 ÷ 0,87), that is associated with the forms W, E and C or (C = 0,70 ÷ 0,89), is associated with the forms C and W. For a period of 4 years, the maximum coherence value (C = 0.79 ÷ 0.91) is noted between surface salinity and percentage or deep T_w and S and W, E and C forms, and between surface T_w and potential of the Sun and the Moon tidal forces (C = 0,83) or between the percentage of DWB and solar activity (C = 0.93). For a quasi-biennial period, the maximum coherence value (C = 0.80 ÷ 0.88) is noted between surface salinity and percentage or deep T_w and percentage and forms of W and C, however, for surface T_w or deep S, the coherence maximum value (C = 0.83 or C = 0.78) is noted with solar activity.

This conclusion is confirmed by the results of the correlation analysis, which enabled us to identify some quasicycles, namely, the correlation functions between:

- surface and deep (T_w, S and percentage) in sq. 11, 36, 47, 68 and the W

number -periodicity is 10-12-years;

- surface and depth T_w in sq. 11, 36, 47, 68 or surface and depth S and percentage and potential of the Sun and the Moon tidal forces - 6-20-year periodicity;

- surface and deep (T_w, S and percentage) in sq. 11, 36, 47, 68 and ν - quasi-two-, 3-4-, 5-6-year periodicity; deep T_w in sq. 36 and 68 - 7-8-year periodicity; deep T_w in sq. 11 and 47 - 17-18-year periodicity;

- surface and deep (T_w, S and percentage) in sq. 11, 36, 47, 68 and U - quasi-two-, 3-4-, 5-6-, 10-12-year periodicity; surface T_w, S and percentage in sq. 47 - periodicity of 16-19 years;

- surface and deep (T_w, S and percentage) in sq. 11, 36, 47, 68 and the form of W-periodicity quasi-two-, 3-4-, 5-6-, 10-12 years;

- surface and deep (T_w, S and percentage) in sq. 11, 36, 47, 68 and the form of E-quasi-two-, 3-4-, 5-6-, 10-12-year periodicity and surface and depth S and percentage in sq. 11 - 17-19-year periodicity ;

- surface and deep (T_w, S and percentage) in sq. 11, 36, 47, 68 and the form of C-periodicity of quasi-two-, 3-4-, 5-6-, 7-8-, 10-13 years and surface and deep T_w, S and percentage in sq. 11 - periodicity of 17-19 years.

When analyzing the reasons of the LP of WM parameters, it should be noted that the transition of the closest tightness of the coupling between the driving forces and the characteristics of the WM 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 (sea), since external forces act simultaneously and each of them is responsible for its own frequency range.

Thus, the analysis of the time series structure of the parameters of the Baltic Sea surface and deep-sea WM (T_w, S and percentage content) has shown that the conclusions about the distribution of high- and low-frequency components of the meteorological fields that was obtained for the Atlantic Ocean (Byshev, 2003; Byshev, Ivanov, 1969), for hydrometeorological fields of the North Atlantic (Gulev et al., 1994), for thermal fields of water and air in the northeastern part of the Black Sea (Titov, 1999) and dynamical fields (Dynamics of water ..., 2007) or hydrometeorological fields (Dubravin, 2014) for the Baltic Sea are valid, both for individual regions of the sea and for the Baltic Sea as a whole.

The obtained results are relevant in the applied aspect, since studies of regularities and relationships between external regime-forming factors and hydrometeorological processes that determine the thermohaline structure of the Baltic Sea waters, with subsequent evaluation of their development tendencies, allow to identify the ecosystem response to environmental conditions changes 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. АтлантНИРО. – 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. Атлантические центры действия атмосферы // Витязь'2003-2014: 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, 2004-2015.

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 ВИНИТИ № 7294 – В88, 1988.

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.

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.

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.

Александров С.В., Дубравин В.Ф. Биологическая продуктивность восточной части Гданьского бассейна // Сб. материалов X Международного экологического форума «День Балтийского моря» – СПб.: ООО «Издательство «Диалог», 2009. – С. 145.

Алисов Б.П. Климат СССР. / М: Изд-во МГУ, 1956. – 128 с.

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 влияние 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., 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. – 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.: Гидрометеоиздат, 1963. – 416 с.

Бышев В.И. Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. – М.: Наука, 2003. – 343 с.

Бышев В.И., Иванов Ю.И. Временные спектры некоторых характеристик атмосферы над океаном // ФАО. – 1969. – Т. V. – № 1. – С. 17-28.

Валло К. Общая география морей. – М.,Л.: Учпедгиз, 1948. – 507 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 А.В. // Сб. тез. IX Международного экологического форума «День Балтийского моря». – СПб.: ООО «Изд.»Диалог», 2008. – С. 205-206.

Воробьев 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.

Вялов Ю.А. О взаимосвязи скорости вращения Земли с состоянием запасов объектов промысла в океане // Сырьевые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом и южной части Тихого океана. – Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1993. – С. 6-33.

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.

Геология Балтийского моря / под ред. В.К. Гуделиса и Е.М. Емельянова. – Вильнюс: Мокслас, 1976. – 383 с.

Геоморфология / Ж.А. Гялумбаускайте, В.М. Литвин, Б.И. Мальков, П.Е. Москаленко, В.В. Юшкевичс // Геология и геоморфология Балтийского моря. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1:500000 (науч. ред. А.А. Григялис). – Л.: Недра, 1991. – С. 291-337.

Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 1. Балтийское море. Вып. Балтийское море без заливов – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 175 с.

Гидрометеорологические условия. Проект «Моря СССР» Т.III. Балтийское море. Вып. 1. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 450 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.

Громов А.Ю. Применение цифровых фильтров Баттерворта в океанологии // Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989 – С. 22-35.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 72 с.

Гуделис В.К., Литвин В.М. Геоморфология дна // Геология Балтийского моря. – Вильнюс: Мокслас, 1976. – С. 25-34.

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.

Динамика вод Балтийского моря в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов / под ред. Е.А. Захарчука. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2007. – 354 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. Ритмика атмосферной циркуляции приполярных районов Атлантического океана и их космико-геофизическая обусловленность // Ученые записки Российского государственного гидрометеологического университета. – 2011. – Вып. 19. – С. 86-100.

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.

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.

Доманевский Л.Н. Рыбы и рыболовство в неритической зоне Центрально-Восточной Атлантики. – Калининград: АтлантНИРО, 1998. – 196 с.

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. 2002. 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 T,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 // Вопросы промысловой океанологии. – 2005. – Вып. 2. – С. 253-267.

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., Капустина М.В. Эволюции термохалинной структуры вод Балтийского моря // Труды III научной конференции «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов». – Калининград: Изд-во КГТУ, 2015. – С. 156-159.

Дубравин В.Ф., Маслянкин Г.Е. Атлас пресноводного баланса Балтийского моря. – Изд-во LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG, Saarbrücken, Germany. – 2012а. – 172 с.

Дубравин В.Ф., Маслянкин Г.Е. Эволюции сезонного хода составляющих водного баланса Балтийского моря // Труды X 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 X международной научной конференции «Инновации в науке, образовании и бизнесе – 2012». Часть 1. Калининград: КГТУ, 2012в. – С. 119-122.

Дубравин В.Ф., Маслянкин Г.Е. Пресноводный баланс Балтийского моря и его долгопериодная (сезонная и межгодовая) изменчивость // Известия КГТУ № 24. – Калининград: Изд-во КГТУ, 2012г. – С. 48-55.

Дубравин В.Ф., Навроцкая С.Е. Водообмен через Фареро-Шетландский пролив и его долгопериодная изменчивость. – Калининград, 2000. – 113 с. – Деп. в ВИНИТИ 31.07.00, № 2126. – В2000.

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. – Калининград, 2003. – 128 с. – Деп. в ВИНИТИ 30.09.03, № 1750 – В2003.

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. Гидрометеорологический режим, структура и циркуляция вод // Нефть и окружающая среда Калининградской области. – Т. II. 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 2012б. – Т.144. – Вып. 5. – С. 37-48.

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., Егорихин В.Д., Навроцкая С.Е. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Атлантического океана – Калининград, 1999. – 93 с. – Деп. в ВИНИТИ 16.04.99, № 1195. – В99.

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., Дорохова Е.В. Водный баланс Балтийского моря и его долгопериодная изменчивость // Сб. материалов XII Международного экологического форума «День Балтийского моря». – СПб.: ООО «Цветпринт», 2011. – С. 48-50.

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.

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.

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.

Жуков Л.А. Общая океанология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 376 с.

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.

*Климатическ*ие 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.

Кудерский С.К. Влияние геофизических сил на изменчивость гидрометеорологических условий в промысловых районах Восточной Атлантики // Сырьевые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом и южной части Тихого океана. – Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1993. – С. 51-61.

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. научн. тр., вып. 16 / НАН Украины, МГИ: – Севастополь. 2011. – С. 70-78.

Кузнецов А.А. Верхний квазиоднородный слой Северной Атлантики. – Обнинск: ВНИИИГМИ-МЦД, 1982. – 81 с.

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 // Рачеты 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.

Лымарев В.И. Схема физико-географического районирования Балтийского моря // Изв. ВГО. – 1983. – № 3. – С. 255-259.

Макеров Ю.В. Основные черты гидрологического режима Антарктических вод / В кн.: Антарктика. Ч. 2. – Л.: Гидрометеоиздат, 1956. – 119 с.

Максимов И.В. Геофизические силы и воды океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 447 с.

Мамаев О.И. Океанографический анализ в системе α-S-T-p. – М.: Изд-во МГУ, 1963. – 228 с.

Мамаев О.И. T,S-анализ вод Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 364 с.

Мамаев О.И. О сопоставлении уравнений состояния морской воды (Кнудсена-Экмана и Международного 1980 г.) // Океанология. – 1986. – Т. 26. – Вып. 3. – С. 505-513.

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 З. 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 В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. – М.: Высшая школа, 2008. – 463 с.

Михайлов Ю.Д., Леонтьев О.К. Балтийское море. Физико-географический очерк // Большая Советская Энциклопедия. Т. 2. Ангола-Барзас. – М.: Советская Энциклопедия, 1970. – С. 585-586.

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.

Обработка данных океанографической станции. – ЮНЕСКО, 1993. – 136 с.

Одум Е. Основы экологии. – М.: Мир, 1975. – 740 с.

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. – 1969б. – 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 океаном / Н.З. Ариель, Р.С. Бортковский, Э.К. Бютнер, Н.В. Кучеров, Л.А. Строкина // Метеорология и гидрология. – 1973. – № 5. – С. 3-11.

Полосин А.С. Циркуляция водных масс экваториальной Атлантики. – М.: ЦНИИТЭИРХ, 1974. – 69 с.

Покровская Т.В. О солнечной природе 7-8-летних циклов // Тр. ГГО. – 1976. – Вып. 378. – С. 46-52.

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, 1983б. – 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. X. – 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.

Руденко М.В., Ражева Т.И. О новой батиметрической карте дна Балтийского моря // Океанология. – 2004. – Т. 44. – № 3. – С. 475-478.

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.

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.

Сонечкин Д.М., Серых И.В. О проявлении квазипериодических внешних сил в ритмичности Эль-Ниньо – Южного колебания // // Сб. тезисов «Морские исследования и образование: MARESEDU-2015» (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.

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.

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. – 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. Экосистема и 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.

Титов В.Б. Оценка вкладов разномасштабной временной изменчивости температуры воды и воздуха в северо-восточной части Черного моря // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 5. – С. 79-85.

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. 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.

Хоканссон 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 T,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.

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, 1968б. – 1084 с.

Эволюции сезонного хода водных масс Балтийского моря / В.Ф. Дубравин, Г.Е. Маслянкин, Д.В. Дорохов, Е.В. Дорохова // Тр. 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.

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.

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/en_ GB/cover/.

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.

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.

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.

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.

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.

ICES. Report of the Baltic Fisheries Assessment Working Group (WGBFAS), Copenhagen, 2010. – 633 pp.

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.

IHO. Limits of Oceans and Seas, 3rd edition. Special Publication, 1953. – № 23. – 23 s.

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.

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. [Электрон. ресурс]. – Режим доступа: http://www.io-arnemuende.de/ documents/ mebe65_2006.pdf

Matthäus W, Franck H. Characteristics of major Baltic inflows – a statistical analysis // Cont Shelf Res. – 1992. – Vol. 12. – pp. 1375–1400.

Nehring D., Matthaus W., Lass H.-U., Naush G., Nagel K. The Baltic Sea 1994 – Consequences of the Hot Summer and Inflow Events // Dt. hydrogr.

Z. – 1995. – V. 47. – No 2. – P. 131-144.

McCartney M. North Atlantic oscillation // Oceanus. – 1996. – Vol. 39. – No. 2. – P. 2-16.

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.

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.

Montgomery R. B. Characteristics of surface water at Weather Ship - J // Deep-Sea Res. – 1955. – Suppl. to V. 3. – P. 331-333.

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. A*nalysis of runoff for the Baltic basin with an integrated Atmospheric-Ocean-Hydrology Model // Advances in Geosciences, 2006. – n. 9. – P. 31–37.

Rönnberg C., Bonsdorff E. Baltic Sea eutrophicftion: area-specific ecological consequences // Hydrobiologia. – 2004. – V. 51. – P. 227-241.

Shirley J. H. When the Sun goes backward: solar motion, volcanic activity, and climate // Cycles. – 1988. – V. 39. – N 4. – P. 113–119.

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.

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.io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html

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.

ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS

Список сокращений

ААНИИ	Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
АМ	Азорский барический максимум
ВКС	верхний квазиоднородный слой
ВМ	водная масса
ГИС	геоинформационная система
ГлБ	глубинная водная масса Балтийского моря
ГлВБ	глубинная Восточная водная масса Балтийского моря
ГлЗБ	глубинная Западная водная масса Балтийского моря
ВСИ	нерегулярная внутрисуточная изменчивость (компонента временного ряда)
ДП	долгопериодная (низкочастотная) временная изменчивость
ДС	деятельный слой
ЕСИМО	Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане
ЕТР	европейская территория России
З	запад
ЗСЗ	запад-северо-запад
ЗЮЗ	запад-юго-запад
ИМ	Исландский барический минимум
ИР	исходный временной ряд
МГИ	межгодовая изменчивость (компонента временного ряда)
МЛСП (Д-6)	морская ледостойкая стационарная платформа (Д-6)
ППОСЛиС	потенциал приливообразующих сил Луны и Солнца
ПовБ	поверхностная водная масса Балтийского моря
ПовВБ	поверхностная Восточная водная масса Балтийского моря
ПовЗБ	поверхностная Западная водная масса Балтийского моря
ПовС	поверхностная водная масса Северного моря

$ПовС_{50}$	поверхностная водная масса Северного моря на горизонте 50 м – глубина порога в проливе Каттегат
ПШС-78	практическая шкала солености-78
САК	Северо-Атлантическое колебание
СВ	северо- восток
СВ	структура вод
СезХ	регулярный сезонный ход (компонента временного ряда)
СВ	северо-восток
СЗ	северо- запад
СЗ	структурная зона
СИ	межсуточная (синоптическая) изменчивость (компонента временного ряда)
СХ	регулярный суточный ход (компонента временного ряда)
УСВЗ	угловая скорость суточного вращения Земли
ХПС	холодный промежуточный слой
ЦДА	центры действия атмосферы
Ю	юг
ЮВ	юго-восток
ЮЗ	юго-запад
A	амплитуда волны (гармоники)
Alat	широта центра Азорского барического максимума
Along	долгота центра Азорского барического максимума
Apres	давление в центре Азорского барического максимума
B	величина водного баланса моря
B_0	величина пресноводного баланса моря;
B01	Ботнический залив (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
B02	море Кварк (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
B03	Ботническое море (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
B04	Аландское море (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
B05	Финский залив (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
B06	Рижский залив (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
B07	Северная Балтика (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
B08	Центральная Балтика (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)

B09	Юго-Восточная Балтика (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
B10	Южная Балтика (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
B11	Западная Балтика (районирование Балтийского моря по (State and Evolution…, 2008)
$B_{ср}$	ширина моря средняя (км)
B_{max}	ширина моря максимальная (км)
BSH/DOD(M42)	Немецкий Центр Океанографических Данных
C	когерентность (параметр крос-спектра)
C	индекс циркуляции атмосферы (меридиональный перенос)
C_E	коэффициент обмена влагой
c(t)	нерегулярная внутрисуточная изменчивость (компонента временного ряда – ВСИ)
d(t)	регулярный суточный ход (компонента временного ряда – СХ)
E	индекс циркуляции атмосферы (восточный перенос)
Eqwind	результирующий перенос массы воздуха в экваториальной стратосфере (экваториальный перенос)
e(t)	межсуточная (синоптическая) изменчивость (компонента временного ряда – СИ)
e_a	упругость водяного пара
E_{0w}	максимальная упругость водяного пара при температуре воды Tw
Ev	испарение
f	фаза (параметр крос-спектра)
F(t)	межгодовая изменчивость (компонента временного ряда – МГИ)
G_{P0}	модуль барического градиента
G^T_{max}	величина максимального вертикального градиента температуры
G^S_{max}	величина максимального вертикального градиента солености
$H_{ср}$	средняя глубина моря (м)
H_{max}	максимальная глубина моря (м)
HELCOM	Хе́льсинкская коми́ссия по защите морской среды Балтийского моря
ICES	The International Council for the Exploration of the Sea
IHO	The International Hydrographic Organization
Ilat	широта центра Исландского барического минимума

Ilong	долгота центра Исландского барического минимума
IOW	Das Leibniz-Institut fűr Ostsee forschung Warneműde
Ipres	давление в центре Исландского барического минимума
$K_{изр}$	коэффициент изрезанности береговой линии – отношение длины береговой линии l_0 к длине окружности l_{S0}, равновеликой площади зеркала S_0
L	длина моря (км)
l_0	протяженность береговой линии (км)
NAO	North Atlantic Oscillation
MARNET	The Marine Applied Research and New Technologies
P	длительность эталонных суток 86400 с
P_0	атмосферное давление на уровне моря
Pr	атмосферные осадки
PSU	The Practical Salinity Scale – практическая шкала солености
q	квота волны (вклад данной гармоники в общую дисперсию суточного или сезонного хода) (гармоники)
$Q_{от}$	отток вод из Балтики через Датские проливы
$Q_{пр}$	приток вод в Балтику через Датские проливы
Q_E	поток явного тепла
Q_Σ	результирующий водообмен (разность между притоком и оттоком вод через Датские проливы)
r	коэффициент корреляции
R_Σ	суммарный речной сток
$R_{пов}$	поверхностный речной сток
$R_{подз}$	подземный речной сток
S	соленость морской воды
S	спектр мощности (параметр крос-спектра)
S_0	площадь зеркала моря (тыс. км^2)
S(H)	батиграфическая кривая
S_{max}	глубина ядра максимума солености
S(t)	регулярный сезонный ход (компонента временного ряда – СезХ)
T	период (параметр крос-спектра)
T	масштаб временной
T	действительная длительность земных суток
T_a	температура воздуха
T_{min}	температура на глубине ядра холодного промежуточного слоя
T,S	T – температура, S – соленость морской воды
T_{max}	дата наступления максимума волны (гармоники)
Tr	линейный тренд элемента
T_w	температуры воды
U	результирующий перенос массы воздуха в экваториальной стратосфере (экваториальный перенос)

U	составляющая скорости течения на параллель	z	высота, на которой выполняется измерение
V	объем воды моря (км3)	ε(t)	нерегулярная внутригодовая изменчивость (компонента временного ряда – ВГИ)
V	составляющая скорости течения на меридиан	Θ_w	фаза волны
V(H)	объемная кривая	$\Delta\sigma^2$	дисперсия временного ряда с нарастанием
W	индекс циркуляции атмосферы (западный перенос)	ν	безразмерная величина, равная отношению отклонения действительной длительности земных суток T от эталонной P = 86400 с к длительности эталонных суток P
W	солнечная активность, числа Вольфа		
W	скорость ветра		
W_U	составляющая скорости ветра на параллель		
W_V	составляющая скорости ветра на меридиан		
X(t)	исходный временной ряд – ИР	ρ	плотность воздуха
x(t)	короткопериодная (высокочастотная) временная изменчивость – КП	σ	среднее квадратичное отклонение
		σ^2	дисперсия временного ряда
x*(t)	долгопериодная (низкочастотная) временная изменчивость – ДП	τ	сдвиг корреляционной функции (мес., год)
		φ	географическая широта
		λ	географическая долгота

Список рисунков

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

Рис. 2. Морфометрические характеристики (длина – L и максимальная ширина – B_{max}) Балтийского моря, по (Дорохов, Дорохова, 2011).

Рис. 3. Гидрометеорологическое районирование Балтийского моря. По (State and Evolution …, 2008).

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

Рис. 5. 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. 6. Межгодовая изменчивость индексов циркуляции атмосферы: W, E и C (сут/год) (1891-2014 гг.), рассчитанная по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).

Рис. 7. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы W (сут/год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – W_2^{28} и W_2^{33}, квазичетырехлетних – W_4^{43} и W_4^{52}, квазишестилетней – W_6, квазиодиннадцатилетней – W_{11} (1900-2011 гг.), рассчитанная по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).

Рис. 8. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы E (сут/год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – E_2^{29} и E_2^{36}, квазичетырехлетних – E_4^{41} и E_4^{52}, квазивосьмилетней – E_8 (1900-2011 гг.), рассчитанная по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).

Рис. 9. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы C (сут/год) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – C_2, квазичетырехлетних – C_4^{41} и C_4^{59}, квазишестилетней – C_6, квази-

восьмилетней – C_8 (1900-2011 гг.), рассчитанная по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).

Рис. 10. Скорость ветра W (м/с) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из Дубравин, 2014.

Рис. 11. 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. 12. Квота (q_1) годовой гармоники скорости ветра в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 13. Амплитуда (A_1) 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. 14. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники скорости ветра в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolu- tion…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 15. Атмосферное давление P_0 (гПа) в Балтийском море, среднее за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 16. Среднемноголетний сезонный ход СезХ атмосферного давления P_0 (гПа) в морских районах Балтийского моря за 1951-2000 гг., по (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 17. Квота (q_1) 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. 18. Амплитуда (A_1) годовой гармоники атмосфернонго давления P_0 (гПа) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution …, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 19. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники атмосферного давления P_0 в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 20. Атмосферные осадки Pr (мм/год) на поверхности Балтийского моря, средние за 1951-2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

Рис. 21. Сезонный ход СезХ составляющих пресноводного баланса Балтийского моря (км^3/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). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 22. Квота (q_I) годовой гармоники осадков Pr в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 23. Амплитуда (A_I) годовой гармоники осадков Pr (мм) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 24. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники осадков Pr в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 25. Сезонный ход СезХ осадков Pr (км^3/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. Из (Дубравин, 2014).

Рис. 26. Сезонный ход СезХ суммарного речного стока R_Σ (км^3/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. Из (Дубравин, 2014).

Рис. 27. Межгодовая изменчивость речного стока R_Σ (км^3/год) для всей Балтики, рассчитанная по (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 28. Межгодовая изменчивость речного стока R_Σ (км^3/год) в суббассейнах Балтики за период 1950-2007 гг., рассчитанная по (Andersson, 2009). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 29. Межгодовая изменчивость речного стока R_Σ (км^3/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. 30. Испарение Ev (мм/год) с поверхности Балтийского моря, среднее за 1951-2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). По (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

Рис. 31. Квота (q_I) годовой гармоники испарения Ev в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 32. Амплитуда (A_I) годовой гармоники испарения Ev (мм/год) в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 33. Дата наступления максимума (T_{maxI}) годовой гармоники испарения Ev в Балтийском море, средняя за 1951-2000 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 34. Сезонный ход испарения Ev (км^3/мес.) с поверхности всей Балтики, рассчитанный по данным разных авторов. Из (Дубравин, 2014).

Рис. 35. Сезонный ход СезХ пресноводного баланса B_0 (км^3/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. Из (Дубравин, 2014).

Рис. 36. Сезонный ход СезХ результирующего водообмена Q_Σ через Датские проливы (км^3/мес.), рассчитанный по данным разных авторов. Из (Дубравин и др., 2011).

Рис. 37. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена Q_Σ (км^3/год) через Датские проливы, рассчитанная по (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009). *За положительное значение результирующего водообмена принято превышения оттока из Балтики над притоком.* Из (Дубравин, 2014).

Рис. 38. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена Q_Σ (км^3/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. 39. Сезонный ход СезХ водного баланса B (км^3/мес.) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов. Из (Дубравин, 2014).

Рис. 40. Температура воздуха T_a (°C) над Балтийским морем, средняя за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 41. Среднемноголетний сезонный ход СезХ температуры воздуха T_a (°C) над морскими районами Балтийского моря за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 42. Квота (q_1) 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. 43. Амплитуда (A_1) 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. 44. Дата наступления максимума (T_{max1}) 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. Межгодовая изменчивость температуры воздуха T_a (°C) в Калининграде (1848-2012 гг.) по (State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 46. 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. 47. Межгодовая изменчивость температуры воздуха T_a (°С) в Калининграде и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – T_{a2}, квазичетырехлетней – T_{a4}, квазишестилетней – T_{a6}, квазиодиннадцатилетней – T_{a11} (1848-2012), рассчитанная по (State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 48. 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 ПовБ; 5 – ГлБ, 6 – ядро ХПС; 7 – верхняя граница главного термоклина; 8 – ядро главного термоклина.

Рис. 49. Сезонный ход температуры воды T_w (°С) 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.

Рис. 50. Температура воды T_w (°С) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 51. Процентное содержание поверхностной (гор 0-10 м) водной массы Балтийского моря (ПовБ) и схемы поверхностной циркуляции (направления течений показаны стрелками): в марте (а) и августе (б), рассчитано по данным (Janssen et al.,1999). По (Дубравин, 2003).

Рис. 52. Среднемноголетний сезонный ход СезХ поверхностной температуры воды T_w (°С) в морских районах Балтийского моря за 1951-2000 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 53. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°С) 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. 54. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°С) на поверхности в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – T_{w4} на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазичетырехлетней – T_{w4}; квазиодиннадцатилетней – T_{w11} на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 55. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°С) на поверхности в Борнхольмской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – T_{w2}^{29} и T_{w2}^{35}; квазичетырехлетней – $T_{w4;}$ квазишестилетней – T_{w6} (1902-2011), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 56. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на поверхности в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – T_{w2}^{29} и T_{w2}^{35}; квазичетырехлетней – $T_{w4;}$ квазишестилетней – $T_{w6;}$ квазиодиннадцатилетней – T_{w11} (1946-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 57. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на поверхности в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – T_{w2}^{28}; квазишестилетней – $T_{w6;}$ квазивосьмилетней – T_{w8} (1951-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 58. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на поверхности в Финском заливе (кв. 68) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – T_{w2}^{32}; квазичетырехлетней – T_{w4}; квазишестилетней – T_{w6} на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазидвухлетней – T_{w2}^{30}; квазичетырехлетней – T_{w4}; квазишестилетней – T_{w6}; квазиодиннадцатилетней – T_{w11} на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 59. 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, T_{min} (°C).

Рис. 60. 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} (°C/м).

Рис. 61. Температура воды T_w (°C) на дне Балтийского моря, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008).

Рис. 62. 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).

Рис. 63. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 64. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – T_{w4} на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазичетырехлетней – T_{w4} на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 65. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Борнхольмской впадине (кв. 11) и

ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – T_{w2}^{27} и T_{w2}^{36}; квазичетырехлетней – $T_{w4;}$ квазишестилетней – $T_{w6;}$ квазивосьмилетней – $T_{w8;}$ квазиодиннадцатилетней – T_{w11} (1920-2011), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 66. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – T_{w2}^{27}; квазичетырехлетней – $T_{w4;}$ квазишестилетней – T_{w6} (1946-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 67. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – $T_{w4;}$ квазивосьмилетней – T_{w8} (1951-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 68. Межгодовая изменчивость температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености в Финском заливе (кв. 68) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – T_{w2}^{30} и T_{w2}^{35}; квазичетырехлетней – T_{w4} на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазидвухлетних – T_{w2}^{28} и T_{w2}^{38}; квазичетырехлетней – T_{w4}; квазишестилетней – T_{w6}; квазиодиннадцатилетней – T_{w11} на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 69. Среднемесячные T,S-кривые в Балтийском море, средние за 1900-2005 гг. для всего моря, рассчитано по (State and Evolution …, 2008).

Рис. 70. Практическая соленость S (PSU) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Рис. 71. 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. 72. 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. 73. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – S_4 на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазидвухлетней – S_2; квазичетырехлетней – S_4 на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 74. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности

в Борнхольмской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2; квазичетырехлетних – S_4^{44} и S_4^{57}; квазишестилетней – $S_{6;}$ квазивосьмилетней – S_8 (1902-2011 гг., рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 75. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2; квазичетырехлетней – S_4 и квазишестилетней – S_6 (1946-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 76. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2, квазичетырехлетней – S_4 (1951-2005), рассчитанная по данным (State nd Evolution…, 2008).

Рис. 77. Межгодовая изменчивость солености S (PSU) на поверхности в Финском (кв. 68) заливе и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – S_2^{28} и S_2^{35}; квазичетырехлетней – S_4; квазишестилетней – S_6 на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазичетырехлетней – S_4; квазишестилетней – S_6 на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 78. 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).

Рис. 79. Топография изогалины 9,5 (PSU) в Балтийском море (м), рассчитанная за 1900-2005 гг. по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Эволюции …, 2010).

Рис. 80. 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.

Рис. 81. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 82. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – S_4 на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазичетырехлетней – S_4 на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 83. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2; квазичетырехлет-

них – S_4^{39} и S_4^{48}; квазишестилетней – $S_{6;}$ квазиодиннадцатилетней – S_{11}; квазипятнадцатилетней – S_{15} (1920-2011), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 84. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетних – S_4^{39} и S_4^{52}; квазишестилетней – S_6; квазиодиннадцатилетней – S_{11} (1946-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 85. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2^{37}; квазичетырехлетней – S_4 (1951-2005), рассчитанная по данным (State nd Evolution…, 2008).

Рис. 86. Межгодовая изменчивость солености в ядре ее глубинного максимума S_{max} (PSU) в Финском заливе (кв. 68) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – S_2^{38}; квазидвадцатидвухлетней – S_{22} на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазидвухлетней – S_2^{28}; квазишестилетней – S_6 на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 87. Обобщенная T,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). По (Дубравин, 2003).

Рис. 88. 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. 89. 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. 90. Процентное содержание глубинной (дно) водной массы Балтийского моря (ГлБ) и схемы глубинной циркуляции (направления течений показаны стрелками): в марте (а) и в августе (б), рассчитано по данным (Janssen et al.,1999). По (Дубравин, 2003).

Рис. 91. Статистическая годовая T,S-диаграмма поверхностных вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг. по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике Montgomery (1955).

Рис. 92. Статистическая годовая T,S-диаграмма поверхностных вод Балтийского моря: двумерной плотности вероятности функции f (S,T) – а; частотного распределение вероятности значений солености p (S) – б; частотного распределение вероятности значений температуры p (T) – в; в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг. по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанная по методике Montgomery (1955).

Рис. 93. Среднегодовая трехмерная статистическая T,S-диаграмма поверхностных вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956).

Рис. 94. Статистическая годовая T,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*.

Рис. 95. Процентное содержание поверхностной водной массы (ПовБ) 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. 96. Статистическая годовая T,S-диаграмма глубинных вод Балтийского моря в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанная по методике Montgomery (1955).

Рис. 97. Статистическая годовая T,S-диаграмма глубинных вод Балтийского моря двумерной плотности вероятности функции f (S,T) – а; частотного распределение вероятности значений солености p (S) – б; частотного распределение вероятности значений температуры p (T) – в; в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанная по методике Montgomery (1955).

Рис. 98. Среднегодовая трехмерная статистическая T,S-диаграмма глубинных вод Балтийского моря в одноградусных трапециях по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956).

Рис. 99. Статистическая годовая T,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). *Сум-*

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

Рис. 100. 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. 101. 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).

Рис. 102. Среднегодовая статистическая T,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). Из (Капустина, Дубравин, 2015б). *Сумма частот поверхностных вод составляет 423, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км².*

Рис. 103. Среднегодовая статистическая T,S-диаграмма глубинных (ГлВБ, ГлЗБ и ПовС$_{50}$) вод Балтики и проливов в одноградусных трапециях, средняя за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008), рассчитанная по методике Cochrane (1956). Из (Капустина, Дубравин, 2015б). *Сумма частот составляет 41, для перехода к площади надо умножить значение частоты на 1000 км².*

Рис. 104. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря: ПовС – 1, ПовЗБ – 2, ПовВБ – 3 в одноградусных трапециях, среднее за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанное по методике Cochrane (1956).

Рис. 105. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря: ГлВБ – 1, ГлЗБ – 2, ГлС$_{50}$ – 3 в одноградусных трапециях, среднее за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution …, 2008), рассчитанное по методике Cochrane (1956).

Рис. 106. Типы и подтипы термохалинной структуры вод (СВ) Балтийского моря в одноградусных трапециях, средние за 1900-2005 гг., рассчитанные по (State and Evolution …, 2008). Глубоководные: I – 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).

Рис. 107. Характерные T,S-кривые подтипов СВ Балтийского моря в

одноградусных трапециях, средние за 1900-2005 гг., рассчитанные по (State and Evolution …, 2008). Глубоководных: I – 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. 106).

Рис. 108. Среднегодовая объемная статистическая T,S-диаграмма вод (км^3) 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 км^3.*

Рис. 109. Среднегодовая трехмерная объемная статистическая T,S-диаграмма вод (км^3) 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 км^3.*

Рис. 110. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗБ (%) ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de).

Рис. 111. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) составляющих временной изменчивости процентного содержания ГлЗБ (%) на ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de).

Рис. 112. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) коротко- и долгопериодной составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗБ и ГлЗБ (%) на ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de).

Рис. 113. Пошаговые разности относительной доли общей дисперсии (с нарастанием) и ее коротко- и долгопериодной составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗБ (%) на ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de).

Рис. 114. Пошаговые разности относительной доли общей дисперсии (с нарастанием) и ее коротко- и долгопериодной составляющих временной изменчивости процентного содержания ГлЗБ (%) на ст. Аркона Бэсин (2003-2016 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de).

Рис. 115. Межгодовая изменчивость процентного содержания соб-

ственно поверхностной водной массы ПовЗБ (%) 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).

Рис. 116. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – $ПовЗБ_4$ на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазидвухлетней – $ПовЗБ_2$; квазичетырехлетней – $ПовЗБ_4$ на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 117. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $ПовЗБ_2$; квазичетырехлетних – $ПовЗБ_4^{44}$ и $ПовЗБ_4^{57}$; квазишестилетней – $ПовЗБ_6$; квазивосьмилетней – $ПовЗБ_8$ (1902-2011), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 118. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $ПовЗБ_2$; квазичетырехлетней – $ПовЗБ_4$; квазишестилетней – $ПовЗБ_6$ (1946-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 119. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовЗБ (%) в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – $ПовЗБ_2$, квазичетырехлетней – $ПовЗБ_4$ (1951-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 120. Межгодовая изменчивость процентного содержания ПовВБ (%) в Финском заливе (кв. 68) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетних – $ПовВБ_2^{28}$ и $ПовВБ_2^{35}$; квазичетырехлетней – $ПовВБ_4$; квазишестилетней – $ПовВБ_6$ на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазичетырехлетней – $ПовВБ_4$; квазишестилетней – $ПовВБ_6$ на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 121. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 122. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гесере и ее спектральных составляющих: квазичетырехлетней – $ГлЗБ_4$ на интервале 1920-1939 гг. – а) и квазичетырехлетней – $ГлЗБ_4$; квазишестилетней – $ГлЗБ_6$ на интервале 1945-1975 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 123. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ

(%) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – ГлЗБ$_2$; квазичетырехлетней – ГлЗБ$_4$; квазишестилетней – ГлЗБ$_6$; квазивосьмилетней – ГлЗБ$_8$; квазивосемнадцатилетней – ГлЗБ$_{18}$; квазитридцатитрехлетней – ГлЗБ$_{33}$ (1920-2011), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 124. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Гданьской впадине (кв. 36) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – ГлЗБ$_2$; квазичетырехлетней – ГлЗБ$_4$; квазишестилетней – ГлЗБ$_6$; квазиодиннадцатилетней – ГлЗБ$_{11}$; квазитридцатитрехлетней – ГлЗБ$_{33}$ (1946-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 125. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Готландской впадине (кв. 47) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – ГлЗБ$_2$; квазичетырехлетней – ГлЗБ$_4$ (1951-2005), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 126. Межгодовая изменчивость процентного содержания ГлЗБ (%) в Финском заливе (кв. 68) и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – ГлЗБ$_2$; квазидвадцатидвухлетней – ГлЗБ$_{22}$ на интервале 1900-1946 гг. – а) и квазидвухлетней – ГлЗБ$_2$; квазишестилетней – ГлЗБ$_6$ на интервале 1954-2004 гг. – б), рассчитанная по данным (State and Evolution…, 2008).

Рис. 127. Межгодовая изменчивость солнечной активности W и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – W$_2$; квазичетырехлетней – W$_4$; квазишестилетней – W$_6$; квазиодиннадцатилетней – W$_{11}$ на интервале 1900-2011 гг., рассчитанная по данным (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS/INTERNATIONAL).

Рис. 128. Межгодовая изменчивость ППОСЛиС (см^2/с^2) и его спектральных составляющих: составляющих: квазичетырехлетней – PPOS$_4$; квазишестилетней – PPOS$_6$; квазивосемьнадцатилетней – PPOS$_{18}$ на интервале 1900-2011 гг., рассчитанная по данным (Воробьев,1967).

Рис. 129. Межгодовая изменчивость угловой скорости суточного вращения Земли ν и ее спектральных составляющих: квазидвухлетней – ν$_2$; квазишестилетней – ν$_6$ на интервале (1956-2010), рассчитанная по данным (Сидоренков, 2002).

Рис. 130. Межгодовая изменчивость экваториального стратосферного переноса U (кг*мс$^{-1}$) и его спектральных составляющих: квазидвухлетней – U$_2$; квазичетырехлетней – U$_4$; квазивосемьнадцатилетней – U$_{18}$ на интервале (1954-2010), рассчитанная по данным (Сидоренков, 2002).

Рис. 131. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных

между солнечной активностью W и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Готландской впадине (кв. 47) (1951-2005), рассчитано по данным (Витинский, 1963; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Рис. 132. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между ППОСЛиС ($см^2/с^2$) и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Готландской впадине (кв. 47) (1951-2005), рассчитано по данным (Воробьев, 1967; State and Evolution…, 2008).

Рис. 133. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между угловой скоростью вращения Земли ν и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Готландской впадине (кв. 47) (1951-2005), рассчитано по данным (Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008).

Рис. 134. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между экваториальным стратосферным переносом U ($кг*мс^{-1}$) и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Готландской впадине (кв. 47) (1954-2005), рассчитано по данным (Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008).

Рис. 135. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между индексом циркуляции W и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гданьской впадине (кв. 36) (1946-2005), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Рис. 136. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между индексом циркуляции E и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гданьской впадине (кв. 36) (1946-2005), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Рис. 137. Распределение корреляционных функций r, рассчитанных между индексом циркуляции C и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гданьской впадине (кв. 36) (1946-2005), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Figures

Fig. 1. Numbering (conditional) of the one-degree trapezoids in the Baltic Sea for the multi-year hydrological database of the Leibniz Institute for Baltic Sea Research.

Fig. 2. Morphometric characteristics (length - L and maximum width - B_{max}) of the Baltic Sea, according to (Dorokhov, Dorokhova, 2011).

Fig. 3. Hydrometeorological regionalization of the Baltic Sea. According to (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 4. Bathymetric S (H) and volumetric V (H) curves of the Baltic Sea. According to (Kapustina, Dubravin, 2015a).

Fig. 5. 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 position of cyclone (1) and anticyclones (2) centers and the direction of the resulting transfer (1996-2010). From (Abramov et al., 2012).

Fig. 6. Interannual variability of the atmospheric circulation indices: W, E and C (day/year) (1891-2014), calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006).

Fig. 7. Interannual variability of the atmospheric circulation index W (day/year) and its spectral components: quasi two-year - W_2^{28} and W_2^{33}, quasi four-year - W_4^{43} and W_4^{52}, quasi six-year W_6, quasi eleven-year W_{11} (1900-2011), calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006).

Fig. 8. Interannual variability of the atmospheric circulation index E (day/year) and its spectral components: quasi two-year E_2^{29} and E_2^{36}, quasi four-year E_4^{41} and E_4^{52}, quasi eight-year E_8 (1900-2011), calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev , Belyazo, 2006).

Fig. 9. Interannual variability of the atmospheric circulation index C (day / year) and its spectral components: quasi two-year - C_2, quasi four-year - C_4^{41} and C_4^{59}, quasi six-year - C_6, quasi eight-year - C_8 (1900-2011), based on the data of (Girs, 1971 Dmitriev, Belyazo, 2006).

Fig. 10. Wind speed W (m/s) in the Baltic Sea, averaged for 1951-2000, according to (State and Evolution ..., 2008). From Dubravin, 2014.

Fig. 11. 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. 12. Quota (q_I) of the annual wind speed harmonic in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 13. Amplitude (A_I) of the annual wind speed harmonic (m/s) in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 14. Date of the maximum (T_{maxI}) of the wind speed annual harmonic in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 15. Atmospheric pressure P_0 (hPa) in the Baltic Sea, averaged for 1951-2000, according to (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 16. 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. 17. Quota (q_I) of the annual harmonic of atmospheric pressure P_0 (hPa) in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 18. Amplitude (A_I) of the annual harmonic of atmospheric pressure P_0 (hPa) in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 19. Date of the maximum (T_{maxI}) of the annual atmospheric pressure harmonic P_0 in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 20. Atmospheric precipitation Pr (mm/year) on the surface of the Baltic Sea, average for 1951-2000, calculated according to (State and Evolution ..., 2008). By (Dubravin, Maslyankin, 2012a).
Fig. 21. Seasonal course RS of the freshwater balance components of the Baltic Sea (km^3/month): (a) - atmospheric precipitation Pr; (b) - total river inflow R_Σ; (c) evaporation Ev; (d) - freshwater balance B_0, calculated for 1951-2000 for subbasins and the Baltic Sea in general (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 22. Quota (q_I) of the annual precipitation harmonic Pr in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 23. Amplitude (A_I) of the annual precipitation harmonic Pr (mm) in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).

Fig. 24. The date of the maximum (T_{maxI}) of the annual precipitation harmonic Pr in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 25. Seasonal course RS of the precipitation Pr (km^3/month) of the Baltic Sea, based on the data of different authors. From (Dubravin, 2014).
Fig. 26. Seasonal course RS of the total river inflow R_Σ (km^3/month) of the Baltic Sea, based on the data of different authors. From (Dubravin, 2014).
Fig. 27. Interannual variability of the river inflow R_Σ (km^3/year) for the Baltic Sea in general, based on (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982). From (Dubravin, 2014).
Fig. 28. Interannual variability of the river inflow R_Σ (km^3/year) in the Baltic subbasins for the period 1950-2007, based on (Andersson, 2009). From (Dubravin, 2014).
Fig. 29. Interannual variability of the river inflow R_Σ (km^3/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. 30. Evaporation Ev (mm/year) from the surface of the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). By (Dubravin, Maslyankin, 2012a).
Fig. 31. Quota (q_I) of the annual evaporation harmonic Ev in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 32. Amplitude (A_I) of the annual evaporation harmonic Ev (mm/year) in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 33. The date of the maximum (T_{maxI}) of the annual evaporation harmonic Ev in the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).
Fig. 34. Seasonal course RS of the evaporation Ev (km^3/month) from the Baltic Sea surface, based on the data of different authors. From (Dubravin, 2014).
Fig. 35. Seasonal course RS of the freshwater balance B_0 (km^3/month) of the Baltic Sea, based on the data of different authors. From (Dubravin, 2014).
Fig. 36. Seasonal course RS of the resulting water exchange Q_Σ (km^3/month) through the Danish straits, based on the data of different authors. According to (Dubravin et, al., 2011).

Fig. 37. Interannual variability of the resulting water exchange Q_Σ (km^3/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 outflow from over the inflow into the Baltic Sea*. From (Dubravin, 2014).

Fig. 38. Interannual variability of the resulting water exchange Q_Σ (km^3/year) through the Danish straits and its spectral components: quasi two-year $Q_{\Sigma 2}$, quasi four-year $Q_{\Sigma 4}$, quasi six-year $Q_{\Sigma 6}$, quasi 11-year $Q_{\Sigma 11}$ (1893-2002), calculated according to (Smirnova, Minina, 1992; Sustavov, Altshuler, 1983 and Omsted, 2009). From (Dubravin, 2014).

Fig. 39. The seasonal course RS of the Baltic Sea water balance B (km^3/month), calculated according to the data of different authors. From (Dubravin, 2014).

Fig. 40. Air temperature T_a (°C) over the Baltic Sea, average for 1951-2000, according to (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).

Fig. 41. 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. 42. Quota (q_l) of the annual air temperature T_a (°C) harmonic over the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).

Fig. 43. Amplitude (A_l) of the annual air temperature T_a (°C) harmonic over the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).

Fig. 44. The date of the maximum (T_{maxl}) of the annual air temperature T_a (°C) harmonic over the Baltic Sea, average for 1951-2000, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).

Fig. 45. Interannual variability of the air temperature T_a (°C) in Kaliningrad (1848-2012), according to (State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru). From (Dubravin, 2014).

Fig. 46. Interannual variability of the air temperature T_a (°C) in Warnemunde and Kaliningrad (1947-2012), according to (State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru). From (Dubravin, 2014).

Fig. 47. Interannual variability of the air temperature T_a (°C) in Kaliningrad and its spectral components: quasi two-year $Q_{\Sigma 2}$, quasi four-year $Q_{\Sigma 4}$, quasi six-year $Q_{\Sigma 6}$, quasi 11-year $Q_{\Sigma 11,}$ according to (State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru). From (Dubravin, 2014).

Fig. 48. Intra-annual variability of the thermal structure of the upper 130-meter layer, average for the Baltic Sea in general, based on (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.

Fig. 49. 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 (State and Evolution ..., 2008)

Fig. 50. 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. 51. Percentage of the surface (0-10 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), based on (Janssen et al., 1999). From (Dubravin, 2003).

Fig. 52. 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. 53. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) on the surface in Gedser, 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. 54. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) on the surface in Gedser and its spectral components: quasi four-year - T_{w4} over the interval 1920-1939 - a) and quasi four-year - T_{w4}; quasi eleven-year T_{w11} over the interval 1945-1975 - b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 55. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) on the surface in the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral components: quasi two-year - T_{w2}^{29} and T_{w2}^{35}; quasi four-year - T_{w4}; quasi six-year - T_{w6} (1902-2011), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 56. 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} and T_{w2}^{35}; quasi four-year - T_{w4}; quasi six-year - T_{w6}; quasi eleven-year T_{w11} (1946-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 57. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) on the surface in the Gotland basin (sq. 47) and its spectral components: quasi two-year - T_{w2}^{28} and T_{w2}^{35}; quasi six-year - T_{w6}; quasi eight-year T_{w8} (1951-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 58. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) on the surface in the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral components:

quasi two-year - T_{w2}^{32}; quasi four-year - T_{w4}; quasi six-year - T_{w6} over the interval 1900-1946 – a) and quasi two-year - T_{w2}^{30}; quasi four-year - T_{w4}; quasi six-year - T_{w6}; quasi eleven-year T_{w11} over the interval of 1954-2004 – b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 59. 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).

Fig. 60. 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).

Fig. 61. Water temperature T_w (°C) at the bottom of the Baltic Sea and straits, average for 1900-2005, based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 62. 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 (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 63. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) at the depth of the maximum salinity core in Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68) , according to (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 64. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) at the depth of the core of maximum salinity in Gedser and its spectral components: quasi four-year T_{w4} over the interval of 1920-1939 - a) quasi four-year T_{w4} over the interval of 1945-1975 - b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 65. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) at the depth of the core of maximum salinity in the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral components: quasi two-year - T_{w2}^{27} and T_{w2}^{36}; quasi four-year - T_{w4}; quasi six-year - T_{w6}; quasi eight-year - T_{w8}; quasi eleven-year - T_{w11} (1920-2011), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 66. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) at the depth of the core of maximum salinity in the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral components: quasi two-year - T_{w2}^{27}; quasi four-year - T_{w4}; quasi six-year - T_{w6} (1946-2005), calculated according to (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 67. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) at the depth of the core of maximum salinity in the Gotland basin (sq. 47) and its spectral components: quasi four-year - T_{w4}; quasi eight-year - T_{w8} (1951-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 68. Interannual variability of the water temperature T_w (°C) at the

depth of the core of the maximum salinity in the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral components: quasi two-year - T_{w2}^{30} and T_{w2}^{35}; quasi four-year - T_{w4} (1900-1946) – a) and quasi two-year - T_{w2}^{28} and T_{w2}^{38}; quasi four-year - T_{w4}; quasi six-year - T_{w6}; quasi eleven-year - T_{w11} (1954-2004) – b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 69. Average monthly T,S-curves in the Baltic Sea, average for 1900-2005 for the entire sea, based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 70. 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. 71. 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. 72. Interannual variability of the salinity S (PSU) on the surface in Gedser, 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. 73. Interannual variability of the salinity S (PSU) on the surface in Gedser and its spectral components: quasi four-year S_4 in the interval of 1920-1939 - a) and quasi two-year - S_2; quasi four-year - S_4 over the interval of 1945-1975 - b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 74. Interannual variability of the salinity S (PSU) on the surface in the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral components: quasi two-year - S_2; quasi four-year S_4^{44} and S_4^{57}; quasi six-year – S_6; quasi eight-year – S_8 (1902-2011), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 75. Interannual variability of the salinity S (PSU) on the surface in the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral components: quasi two-year - S_2; quasi four-year S_4; quasi six-year – S_6 (1946-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 76. Interannual variability of the salinity S (PSU) on the surface in the Gotland basin (sq. 47) and its spectral components: quasi two-year - S_2; quasi four-year S_4 (1951-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 77. Interannual variability of the salinity S (PSU) on the surface in the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral components: quasi two-year - S_2^{28} and S_2^{35}; quasi four-year - S_4 quasi six-year – S_6 over the interval of 1900-1946 - a) and quasi four-year - S_4; quasi six-year – S_6 over the interval of 1954-2004 – b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 78. 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).

Fig. 79. 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. 80. 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.

Fig. 81. Interannual variability of the salinity in the core of its deep maximum S_{max} (PSU) in Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and Gulf of Finland (sq. 68), according to (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 82. Interannual variability of the salinity in the core of its deep maximum S_{max} (PSU) in Gedser its spectral components: quasi four-year S_4 in the interval of 1920-1939 - a) and quasi four-year - S_4 over the interval of 1945-1975 - b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 83. Interannual variability of the salinity in the core of its deep maximum S_{max} (PSU) in the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral components: quasi two-year - S_2; quasi four-year S_4^{39} and S_4^{48}; quasi six-year – S_6; quasi eight-year – $S_{8;}$ quasi 15-year – S_{15} (1920-2011), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 84. 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} и S_4^{52}; quasi six-year – S_6; quasi 11-year – S_{11} (1946-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 85. Interannual variability of the salinity in the core of its deep maximum S_{max} (PSU) in the Gotland basin (sq. 47) and its spectral components: quasi two-year - S_2^{37}; quasi four-year S_4 (1951-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 86. Interannual variability of the salinity in the core of its deep maximum S_{max} (PSU) in the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral components: quasi two-year - S_2^{38}; quasi 22-year – S_{22} over the interval of 1900-1946 - a) quasi two-year - S_2^{28}; quasi six-year – S_6 over the interval of 1954-2004 – b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 87. 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). According to (Dubravin, 2003).

Fig. 88. 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). According to (Dubravin, 2003).
Fig. 89. 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). According to (Dubravin, 2003).
Fig. 90. The percentage of the deep (bottom) water mass of the Baltic Sea (DB) and the deep circulation scheme (currents directions are shown by arrows): in March (a) and in August (b), calculated from (Janssen et al., 1999). According to (Dubravin, 2003).
Fig. 91. Statistical annual T,S-diagram of the Baltic Sea surface waters in the one-degree trapezoids, average for 1900-2005, according to (State and Evolution ..., 2008), calculated using the Montgomery method (1955).
Fig. 92. Statistical annual T,S-diagram of the Baltic Sea surface waters: the two-dimensional probability density function f (S,T) - a; probability frequency distribution of the salinity values p (S) - b; probability frequency distribution of temperature values p (T) - c; in the one-degree trapeziums, the average for 1900-2005, according to (State and Evolution ..., 2008), calculated according to the Montgomery method (1955).
Fig. 93. The average annual three-dimensional statistical T,S-diagram of the Baltic Sea surface waters in the one-degree trapezoids, average for 1900-2005, according to (State and Evolution ..., 2008), calculated using the Cochrane method (1956).
Fig. 94. 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 (State and Evolution ..., 2008), calculated with the Cochrane method (1956). From (Evolutions ..., 2010). *The sum of the SB frequencies is 372, for the transition to the area the frequency value must be multiplied by 1000 km^2.*
Fig. 95. 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 with the Cochrane method (1956). From (Evolutions ..., 2010).
Fig. 96. Statistical annual T,S-diagram of the Baltic Sea deep waters in the one-degree trapezoids, average for 1900-2005, according to (State and Evolution ..., 2008), calculated with the Montgomery method (1955).
Fig. 97. Statistical annual T,S-diagram of the deep waters of the Baltic Sea of the two-dimensional probability density of the function f (S,T) - a; probability frequency distribution of the salinity values p (S) - b; probability frequency distribution of the temperature values p (T) - c; in the one-degree trapezoids, average for 1900-2005, according

to (State and Evolution ..., 2008), calculated with the Montgomery method (1955).

Fig. 98. Average annual three-dimensional statistical T,S-diagram of the Baltic Sea deep waters in the one-degree trapezoids according to (State and Evolution ..., 2008), calculated with the Cochrane method (1956).

Fig. 99. 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 with the Cochrane method (1956). From (Evolutions ..., 2010). *The sum of the DB frequencies is 30, and for the transition to the area, the frequency value must be multiplied by 1000 km²*.

Fig. 100. 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 with the Cochrane method (1956). From (Evolutions ..., 2010).

Fig. 101. Types of the thermohaline structure of the Baltic Sea waters in the one-degree trapezoids, average for 1900-2005, calculated from (State and Evolution ..., 2008): I - the Baltic Sea proper (deep-water) and II - coastal (shallow-water) . From (Dubravin et al., 2010).

Fig. 102. 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 with the Cochrane method (1956). From (Kapustina, Dubravin, 2015b). *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*

Fig. 103. 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 with the Cochrane method (1956). From (Kapustina, Dubravin, 2015b). *The sum of the frequencies is 41, for the transition to the area, multiply the frequency by 1000 km²*.

Fig. 104. 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 with the Cochrane method (1956).

Fig. 105. Percentage of the Baltic Sea deep water masses: DEB - 1, DWB - 2, SN_{50} - 3 in the one-degree trapezoids, average for 1900-2005, according to (State and Evolution ..., 2008), calculated with the Cochrane method (1956).

Fig. 106. 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 - 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 addition).

Fig. 107. 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 - 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. 106).

Fig. 108. The average annual volumetric statistical T,S-diagram of waters (km^3) of the Baltic Sea in the one-degree trapezoids, average for 1900-2005, according to (State and Evolution ..., 2008), calculated with the method (Wortington, Wright, 1970). *The sum of the elementary volumes of the Baltic waters is 20,452 km^3.*

Fig. 109. The average annual three-dimensional volume statistical T,S-diagram of waters (km^3) of the Baltic Sea in the one-degree trapezoids, average for 1900-2005, according to (State and Evolution ..., 2008), calculated with the method (Wortington, Wright, 1970). *The sum of the elementary volumes of the Baltic waters is 20,452 km^3.*

Fig. 110. Relative share of the dispersion (with increase) of the components of temporal variability of the SWB percentage (%) at the st. Arkona Basin (2003-2016) (annual observations), calculated with (www.io-warnemuende.de).

Fig. 111. Relative share of the dispersion (with increase) of the components of temporal variability of the DWB percentage (%) at the st. Arkona Basin (2003-2016) (annual observations), calculated with (www.io-warnemuende.de).

Fig. 112. Relative share of the dispersion (with increase) of the short-term and long-term components of the SWB and DWB percentage (%) at the st. Arkona Basin (2003-2016) (annual observations), calculated with (www.io-warnemuende.de).

Fig. 113. The stepwise differences of the relative share of the total dispersion (with increase) and its short-term and long-term components of the SWB percentage content (%) temporal variability at the st. Arkona Basin (2003-2016) (hourly observations), calculated with (www.io-warnemuende.de).

Fig. 114. The stepwise differences of the relative share of the total dispersion (with increase) and its short-term and long-term components of the

DWB percentage content (%) temporal variability at the st. Arkona Basin (2003-2016) (hourly observations), calculated with (www.io-warnemuende.de).

Fig. 115. Interannual variability of the surface water mass SWB content percentage (%) on the surface in Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 116. Interannual variability of the SWB content percentage (%) in Gedser and its spectral components: quasi four-year SWB_4 in the interval of 1920-1939 - a) and quasi two-year - SWB_2; quasi four-year - SWB_4 over the interval of 1945-1975 - b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 117. Interannual variability of the SWB content percentage (%) in the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral components: quasi two-year - SWB_2; quasi four-year SWB_4^{44} and SWB_4^{57}; quasi six-year – SWB_6; quasi eight-year – SWB_8 (1902-2011), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 118. 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).

Fig. 119. Interannual variability of the SWB content percentage (%) in the Gotland basin (sq. 47) and its spectral components: quasi two-year - SWB_2; quasi four-year SWB_4 (1951-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 120. Interannual variability of the SEB content percentage (%) in the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral components: quasi two-year - SEB_2^{28} and SEB_2^{35}; quasi four-year SEB_4; quasi six-year SEB_6 over the interval of 1900-1946 - a) and quasi four-year - SEB_4; quasi six-year SEB_6 over the interval of 1954-2004 - b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 121. Interannual variability of the DWB content percentage (%) on the surface in Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 122. Interannual variability of the DWB content percentage (%) in Gedser and its spectral components: quasi four-year DWB_4 in the interval of 1920-1939 - a) and quasi four-year - DWB_4; quasi six-year DWB_6 over the interval of 1945-1975 - b), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 123. Interannual variability of the DWB content percentage (%) in the Bornholm basin (sq. 11) and its spectral components: quasi two-year -

DWB_2; quasi four-year DWB_4; quasi six-year – SWB_6; quasi eight-year – SWB_8; quasi 18-year – SWB_{18}; quasi 33-year – SWB_{33} (1920-2011), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 124. Interannual variability of the DWB content percentage (%) in the Gdansk basin (sq. 36) and its spectral components: quasi two-year - DWB_2; quasi four-year DWB_4; quasi six-year – DWB_6; quasi 11-year – DWB_{11}; quasi 33-year – DWB_{33} (1946-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 125. Interannual variability of the DWB content percentage (%) in the Gotland basin (sq. 47) and its spectral components: quasi two-year - DWB_2; quasi four-year DWB_4 (1951-2005), based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 126. Interannual variability of the DEB content percentage (%) in the Gulf of Finland (sq. 68) and its spectral components: quasi two-year - DEB_2; quasi 22-year – DEB_{22} over the interval of 1900-1946 – a), and quasi two-year - DEB_2; quasi six-year – DEB_6 over the interval of 1954-2004, based on (State and Evolution ..., 2008).

Fig. 127. Interannual variability of the solar activity W and its spectral components: quasi two-year - W_2; quasi four-year - W_4; quasi six-year - W_6; quasi 11-year - W_{11} over the interval of 1900-2011, calculated from (Vitinskiy, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA / SUNSPOT_NUMBERS).

Fig. 128. Interannual variability of potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2) and its spectral components: quasi four-year - $PPOS_4$; quasi six-year - $PPOS_6$; quasi 18-year - $PPOS_{18}$ over the interval of 1900-2011, based on (Vorobyev, 1967).

Fig. 129. Interannual variability of the angular velocity of the Earth's daily rotation ν and its spectral components: quasi two-year ν_2; quasi six-year - ν_6 over the interval of 1956-2010, based on (Sidorenkov, 2002).

Fig. 130. 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 of 1954-2010, based on (Sidorenkov, 2002).

Fig. 131. The distribution of the correlation functions r calculated between the solar activity W and the parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentage) in the Gotland basin (sq. 47) (1951-2005), based on (Vitinskiy, 1963; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP / SOLAR_DATA / SUNSPOT_NUMBERS).

Fig. 132. The distribution of the correlation functions r calculated between potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2) and the

parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentage) in the Gotland basin (sq. 47) (1951-2005), based on (Vorobyev, 1967; State and Evolution ..., 2008).

Fig. 133. The distribution of correlation functions r calculated between the angular velocity of the Earth's rotation ν and the parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentage) in the Gotland basin (sq. 47) (1951-2005), based on (Sidorenkov, 2002 ; State and Evolution ..., 2008).

Fig. 134. The distribution of the correlation functions r calculated between the equatorial stratospheric transport U ($kg*ms^{-1}$) and the parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentage) in the Gotland Basin (sq. 47) (1954- 2005), based on (Sidorenkov, 2002; State and Evolution ..., 2008).

Fig. 135. The distribution of the correlation functions r calculated between the W circulation index and the parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentage) in the Gdansk basin (sq. 36) (1946-2005), based on (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; State and Evolution ..., 2008).

Fig. 136. The distribution of the correlation functions r calculated between the circulation index E and the parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentages) in the Gdansk basin (sq. 36) (1946-2005), based on (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; State and Evolution ..., 2008).

Fig. 137. The distribution of the correlation functions r calculated between the circulation index C and the parameters of surface and deep water masses (T_w, S and percentages) in the Gdansk basin (sq. 36) (1946-2005), based on (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; State and Evolution ..., 2008).

Список таблиц

Табл. 1. Морфометрические характеристики Балтийского моря по данным разных авторов.

Табл. 2. Площади регионов Балтийского моря (тыс. км^2) по данным разных авторов. Из (Капустина, Дубравин, 2015а).

Табл. 3. Площади (тыс. км^2) и объемы воды (тыс. км^3) с нарастанием до заданной изобаты в Балтийском море, рассчитанные по данным (http://www.io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html). Из (Капустина, Дубравин, 2015а).

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, 2014).

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).

Табл. 6. Центры действия атмосферы (средние за год) Северной Атлантики (1991-2014 гг.) по (Абрамов 2004-2015; Абрамов, Стонт, 2004, Абрамов и др., 2012).

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).

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).

Табл. 9. Статистики временного хода индексов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (сут/год) за период 1891-2014 гг., рассчитанные по (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).

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).

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).

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, 2012а; State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Табл. 13 – Корреляционые матрицы между индексами атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса и параметрами Исландского минимума и Азорского максимума (среднегодовые значения за 1891-1995 гг.).

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 (км^3) Балтийского моря по данным разных авторов. По (Дубравин, Маслянкин, 2012а, 2012б).

Табл. 16 – Доли отдельных суббассейнов в общем объеме осадков Pr, стока $R_{\Sigma,}$ испарения Ev и пресноводного баланса B_0 Балтики (км^3) за 1951-2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, Педченко, 2011).

Табл. 17 – Составляющие пресноводного баланса (км^3/год) суббассейнов и Балтийского моря в целом (верхняя строка) и нормированные на объем речного стока R_Σ (нижняя) за 1951-2000 гг.

Табл. 18 – Доля отдельных регионов в общем объеме речного стока R_Σ (км^3) Балтийского моря за 1951-1960 гг. и 1961-1970 гг. (Микульский, 1974) и за 1950-2007 гг. (Andersson, 2009).

Табл. 19 – Средний за 1951-1960 гг. сезонный ход речного стока R_Σ (км^3/мес.) в отдельных регионах и Балтийском море в целом, рассчитанный по данным (Mikulski, 1970).

Табл. 20 – Периоды однонаправленного изменения суммарного стока R_Σ для всей Балтики, рассчитанные по данным разных авторов (см. рис. 24). По (Дубравин, Маслянкин, 2012г).

Табл. 21 – Корреляционые матрицы между речным стоком R_Σ в регионах Балтики за период 1950-2007 гг., рассчитанные по данным Andersson, 2009. Из (Дубравин, н, 2014).

Табл. 22 – Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) исходного ряда (ИР), регулярного сезонного хода (СезХ), внутригодовой (ВГИ) и межгодовой (МГИ) изменчивости суммар-

ного речного стока R_{Σ} (км^3/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 (км^3) 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).

Табл. 24 – Доля отдельных суббассейнов в общем объеме пресноводного баланса $\mathbf{B_0}$ (км^3) 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} (км^3/мес.) и пресноводного баланса B_0 (км^3/мес.), рассчитано за 1951-2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2014).

Табл. 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).

Табл. 27 – Гармонические постоянные сезонного хода пресноводного баланса $\mathbf{B_0}$ (км^3/мес.) всей Балтики, рассчитанный по данным разных авторов (см. рис. 35).

Табл. 28 – Периоды однонаправленного изменения результирующего водообмена $\mathbf{Q_{\Sigma}}$ (км^3/год) через Датские проливы, рассчитанные по (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983 и Omsted, 2009). Из (Дубравин, 2014).

Табл. 29 – Сезонный ход температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°С) в Балтийском море, средний за 1900-2005 гг., рассчитанный по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 30 – Амплитудно-фазовые характеристики сезонного хода температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°С) в Балтийском море по горизонтам, средней за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 31 – Характерные масштабы межгодовой изменчивости температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°С) 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).

Табл. 32 – Характерные масштабы межгодовой изменчивости температуры воды $\mathbf{T_w}$ (°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).

Табл. 33 – Сезонный ход солености в Балтийском море, средний за 1900-2005 гг., рассчитанный по (State and Evolution …, 2008).

Табл. 34 – 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).

Табл. 35 – 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).

Табл. 36 – Статистики сезонного хода солености (PSU) на глубине ядра ее максимума за период 1900-2005 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 37 – Характерные масштабы межгодовой изменчивости солености (PSU) на глубине ядра ее максимума в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 38 – T,S-индексы ядер поверхностной (ПовБ) и глубинной (ГлБ) водных масс Балтийского моря (зимняя и летняя модификации), рассчитано по данным (Дубравин и др., 1995; Janssen et al., 1999). Из (Дубравин, 2003).

Табл. 39 – Месячные T,S-индексы ядер поверхностной (ПовБ) и глубинной (ГлБ) водных масс Балтийского моря по данным (State and Evolution …, 2008) в одноградусных трапециях, рассчитанные по методике Cochrane (1956). Из (Дубравин, Педченко, 2010).

Табл. 40 – Месячные T,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. 41 – Доли ВМ в общей площади зеркала или глубинного максимума солености (тыс. км^2) и в объеме Балтийского моря (тыс. км^3), средние за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 42 – Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя) составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗб и ГлЗБ на ст. Киль, Дарсс Силл и Аркона Бэсин, за 2002-2016 гг., (ежечасные наблюдения), рассчитано по (www.io-warnemuende.de).

Табл. 43 – Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя) составляющих временной изменчивости процентного содержания ПовЗб и ГлЗБ на ст. Гесер, за 1897-1975 гг., (суточная дискретность), рассчитано по (State and Evolution…, 2008).

Табл. 44 – Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя) составлящих долгопериодной изменчивости ПовЗБ, ПовВБ, ГлЗБ и ГлВБ (глубоководные и прибрежные подтипы СВ Балтийского моря), рассчитано по (State and Evolution…, 2008). Из (Дубравин, 2016).

Табл. 45 – Среднее значение дисперсии (курсив) и относительная доля (удельный вклад) (средние и предельные значения) составляющих долгопериодной изменчивости ПовЗБ, ПовВБ, ГлЗБ и ГлВБ (глубоководные и прибрежные подтипы СВ Балтийского моря), рассчитано по (State and Evolution…, 2008).

Табл. 46 – 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. 47 – Многолетние средние месячные значения параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) (1900-2005), рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 48 – Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ПовЗБ в Балтийском море и проливах за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Капустина, Дубравин, 2015б).

Табл. 49 – Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ПовЗБ только в Балтийском море за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 50 – Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ПовВБ в Балтийском море за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Капустина, Дубравин, 2015б).

Табл. 51 – Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ГлЗБ в Балтийском море и проливах за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Капустина, Дубравин, 2015б).

Табл. 52 – Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ГлЗБ только в Балтийском море за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 53 – Статистики гармонических постоянных сезонной изменчивости процентного содержания ГлВБ в Балтийском море за 1900-2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution…, 2008). Из (Капустина, Дубравин, 2015б).

Табл. 54 – Характерные масштабы межгодовой изменчивости процентного содержания поверхностных водных масс ПовЗБ и ПовВБ (%) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 55 – Характерные масштабы межгодовой изменчивости процентного содержания глубинных водных масс ГлЗБ и ГлВБ (%) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитанные по данным (State and Evolution…, 2008).

Табл. 56 – Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловая скорость вращения Земли УСВЗ ν; экваториальный перенос – Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/ SOLAR_DATA/ SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 57 – Многолетние средние месячные значения гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловая скорость суточного вращения Земли УСВЗ ν; экваториальный перенос – Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/ SOLAR_ DATA/ SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 58 – Гармонические постоянные сезонного хода СезХ гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловая скорость суточного вращения Земли УСВЗ ν; экваториальный перенос – Eqwind U (кг*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/ SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 59 – Многолетние средние месячные значения геокосмических сил: ППОСЛиС ($см^2с^{-2}$), ν 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. 60 – Гармонические постоянные сезонного хода СезХ геокосмических сил: ППОЛиС ($см^2с^{-2}$), ν 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).

Табл. 61 – Значения корреляционных функций между сезонным ходом геокосмических сил: ППОЛиС ($см^2с^{-2}$), ν 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. 62 – Значения корреляционных функций между сезонным ходом ППОЛиС ($см^2с^{-2}$) и параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1900-2005), рассчитанные по данным (Воробьев, 1967; State and Evolution…, 2008).

Табл. 63 – Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы W и параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1900-2005), рассчитанные по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Табл. 64 – Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы E и параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1900-2005), рассчитанные по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Табл. 65 – Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы C и параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1900-2005), рассчитанные по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Табл. 66 – Характерные масштабы межгодовой изменчивости вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОЛиС ($см^2/с^2$); угловой скорости суточного вращения Земли ν и экваториального переноса U (кг*м/с), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/ SOLAR_DATA/ SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 67 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов вынуждающих сил (среднегодовые значения), рассчитано по (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо,2006; Сидоренков, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov /STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 68 – Некоторые физические характеристики больших планет. Из (Старков, 2010).

Табл. 69 – Дисперсия и амплитуда разномасштабных составляющих межгодовой изменчивости для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1920-2011) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и солнечной активности (W), рассчитанные по (Витинский, 1963; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 70 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1945-1975) в Гесере и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловой скорости суточного вращения Земли ν и экваториального переноса **U** (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев,1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 71 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1945-1975) в Гесере и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Табл. 72 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных (1902-2011) и глубинных (1920-2011) водных масс (T_w, S и процентного содержания) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловой скорости вращения Земли ν и экваториального переноса **U** (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев,1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 73 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных (1902-2011) и глубинных (1920-2011) водных масс (T_w, S и процентного содержания) в Борнхольмской впадине (кв. 11) и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Табл. 74 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1946-2005) в Гданьской впадине (кв. 36) и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловой скорости вращения Земли ν и экваториального переноса U (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев,1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 75 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1946-2005) в Гданьской впадине (кв. 36) и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Табл. 76 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1951-2005) в Готландской впадине (кв. 47) и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловой скорости суточного вращения Земли ν и экваториального переноса **U** (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев,1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp:// ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 77 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1951-2005) в Готландской впадине (кв. 47) и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Табл. 78 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность **C** для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1954-2004) в Финском заливе (кв. 68) и вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловой скорости суточного вращения Земли ν и экваториального переноса **U** (кг*м/с), (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев,1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; www.rp5.ru; ftp:// ftp. ngdc. noaa.gov/ STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 79 – Период T, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов параметров поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентного содержания) (1954-2004) в Финском заливе (кв. 68) и частоты встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (W, E, C) (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Табл. 80 – Экстремальные значения корреляционных функций (r), рассчитанных между вынуждающими силами (солнечная активно-

стью (числа Вольфа, W); ППОСЛиС ($см^2/с^2$); угловая скорость суточного вращения Земли ν и экваториальный перенос U (кг*м/с)) и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитано по данным (Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; State and Evolution…, 2008; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/ SOLAR_DATA/ SUNSPOT_NUMBERS).

Табл. 81– Экстремальные значения корреляционных функций (r), рассчитанных между индексами циркуляции атмосферы (W, E, C) и параметрами поверхностных и глубинных водных масс (T_w, S и процентное содержание) в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Финском заливе (кв. 68), рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; State and Evolution…, 2008).

Tables

Table 1. Morphometric characteristics of the Baltic Sea according to the data of different authors.
Table 2. The areas of the Baltic Sea regions (thousand km^2) according to the data of different authors. From (Kapustina, Dubravin, 2015a).
Table 3. Areas (th. km^2) and volumes of water (th. km^3) with an increase to the predetermined isobaths in the Baltic Sea, calculated according to (http://www.io-warnemuende.de/research/en_iowtopo.html). From (Kapustina, Dubravin, 2015a).
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, 2014).
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).
Table 6. North Atlantic atmospheric action centers (average for the year) for 1991-2014 according to (Abramov 2004-2015, Abramov, Stont, 2004, Abramov et al., 2012).
Table 7. North Atlantic atmospheric action centers (averaged for 1991-1995), calculated on the basis of AARI maps (Dubravin, 2013) (upper line) and Bracknell Meteorological Office (Abramov, Stont, 2004) (lower line).
Table 8. Dispersion (upper line) and relative proportion (bottom line) of the atmospheric circulation indices (W, E and C) for different time intervals, calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006).
Table 9. Statistics of time course of the atmospheric circulation indices of Wangenheim-Girs (day/year) for the period of 1891-2014, calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006).
Table 10. Long-term average monthly values of indices of atmospheric circulation: (W, E and C) (day/month) at different time intervals, calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006).
Table 11. Harmonic constants of the seasonal course of atmospheric circula-

tion indices: (W, E and C) (day/month) at different time intervals, calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006).

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).

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 (km^3) of the Baltic Sea according to different authors. By (Dubravin, Maslyankin, 2012a, b).

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 (km^3) for 1951-2000, calculated from data (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, Pedchenko, 2011).

Table 17. Components of the freshwater balance (km^3/year) of the sub-basins and the Baltic Sea as a whole (upper line) and normalized for the river flow volume R_Σ (lower line) for 1951-2000.

Table 18. The proportions of the individual regions in total river inflow R_Σ (km^3) of the Baltic Sea for the periods 1951-1960 and 1961-1970 (Mikulsky, 1974) and for the years 1950-2007. (Andersson, 2009).

Table 19. Averaged for the years 1951-1960 seasonal course of river inflow R_Σ (km^3/month) in individual regions and the Baltic Sea as a whole, calculated according to (Mikulski, 1970).

Table 20. The periods of unidirectional change in the total runoff R_Σ for the entire Baltic, calculated from the data of different authors (see Fig. 24). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012g).

Table 21. Correlation matrices between river runoff R_Σ in the Baltic regions for the period 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 intra-annual (IIA) and interannual (IA) variability of the total river flow R_Σ (km^3/year) to the Baltic Sea for the period of 1921-1975, calculated from the data (Mikulski, 1982). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a).

Table 23. The proportion of the individual sub-basins in the total evaporation Ev (km^3) from the surface of the Baltic for 1951-1960 and 1961-1970 (Calculation of atmospheric ..., 1978) and for 1951-2000, calcu-

lated according to the data (State and Evolution ..., 2008). According to (Dubravin, Maslyankin, 2012a).

Table 24. The proportion of the individual sub-basins in the total freshwater balance B_0 (km^3) 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 flow R_Σ (km^3/month) and freshwater balance B_0 (km^3/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 1951-2000, according to (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2014).

Table 27. Harmonic constants of the freshwater balance B_0 (km^3/month) seasonal course of the entire Baltic basin, calculated according to the data of different authors (see fig. 35).

Table 28. Periods of unidirectional change in the resulting water exchange Q_Σ (km^3/year) through the Danish straits, calculated according to (Smirnova, Minina, 1992; Sustavov, Altshuler, 1983 and Omsted, 2009). From (Dubravin, 2014).

Table 29. 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).

Table 30. 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).

Table 31. Typical scales of interannual variability of water temperature T_w (° C) on the surface in Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution ..., 2008).

Table 32. Typical scales of inter-annual variability of water temperature T_w (°C) at the depth of the core of the maximum salinity in Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basin and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated from (State and Evolution ..., 2008).

Table 33. Salinity seasonal course in the Baltic Sea, averaged for the period of 1900-2005, calculated according to (State and Evolution ..., 2008).

Table 34. 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).

Table 35. The typical scales of the interannual variability of the surface salinity (PSU) in Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution ..., 2008).

Table 36. Statistics of the salinity seasonal course (PSU) at the depth of the core of its maximum for the period of 1900-2005, based on (State and Evolution ..., 2008).

Table 37. The typical scales of the interannual variability of salinity (PSU) at the depth of its maximum in Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdansk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution ..., 2008).

Table 38. T,S-indices of the surface (SB) and deep (DB) water masses of the Baltic Sea (winter and summer modifications), calculated according to (Dubravin et al., 1995, Janssen et al., 1999). From (Dubravin, 2003).

Table 39. The monthly T,S-indices of the surface (SB) and deep (DB) water masses of the Baltic Sea according to (State and Evolution ..., 2008) in one-degree trapezoids, calculated according to Cochrane (1956). From (Dubravin, Pedchenko, 2010).

Table 40. 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, 2015).

Table 41. The proportions of the WM in the total area of the surface or deep maximum of salinity (th. km^2) and in the volume of the Baltic Sea (th. km^3), average for 1900-2005, calculated according to (State and Evolution ..., 2008).

Table 42. Dispersion (upper line) and the relative proportion (lower line) of the components of temporal variability of the percentage of SWB and DWB at st. Kiel, Darss Sill and Arkona Basin for 2002-2016 (hourly observations), calculated according to (www.io-warnemuende.de).

Table 43. Dispersion (upper line) and the relative proportion (lower line) of the components of percentage of SWB and DWB at st. Gedser, for 1897-1975, (daily discreteness) temporal variability, calculated by (State and Evolution ..., 2008).

Table 44. The dispersion (upper line) and the relative proportion (lower line) of the components of the long-term variability of SWB, SEB, DWB and DEB (deepwater and coastal WS subtypes of the Baltic Sea), calculated according to (State and Evolution ..., 2008). From (Dubravin, 2016).

Table 45. The mean value of the variance (italics) and the relative contribution (the average and limiting values) of the long-term variability of SWB, SEB, DWB, DEB components (deepwater and coastal WS subtypes of

the Baltic Sea), calculated according to (State and Evolution ..., 2008).
Table 46. 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 47. The long-term monthly average values of the parameters of surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1900-2005), calculated according to (State and Evolution ..., 2008).
Table 48. The statistics of the harmonic constants of seasonal variability in the percentage of SWB in the Baltic Sea and the straits for 1900-2005, calculated according to (State and Evolution ..., 2008). From (Kapustina, Dubravin, 2015b).
Table 49. The statistics of the harmonic constants of SWB percentage content seasonal variability in the Baltic Sea only for 1900-2005, calculated according to (State and Evolution ..., 2008).
Table 50. The statistics of the harmonic constants seasonal variability of the SEB percentage content in the Baltic Sea only for 1900-2005, calculated according to (State and Evolution ..., 2008). From (Kapustina, Dubravin, 2015b).
Table 51. The statistics of the harmonic constants seasonal variability of the DWB percentage content in the Baltic Sea and straits for 1900-2005, based on (State and Evolution ..., 2008). From (Kapustina, Dubravin, 2015b).
Table 52. The statistics of the harmonic constants seasonal variability of the DWB percentage content in the Baltic Sea only for 1900-2005, calculated according to (State and Evolution ..., 2008).
Table 53. The statistics of the harmonic constants seasonal variability of the DEB percentage content in the Baltic Sea for 1900-2005, calculated according to (State and Evolution ..., 2008). From (Kapustina, Dubravin, 2015b).
Table 54. Typical scales of the interannual variability of the SWB and SEB surface water masses percentage (%) in the Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (State and Evolution ..., 2008).
Table 55. Typical scales of the interannual variability of DWB and DEB deep water masses percentage (%) in the Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), based on (State and Evolution ..., 2008).
Table 56. Dispersion (upper line) and the relative proportion (bottom line) of the helio- and geocosmic forces long-period variability constituting of: Wolf number (W); potential of the Sun and the Moon tidal forces

(cm^2/s^2); angular velocity of the Earth's rotation AVER ν; Equatorial transport - Eqwind U (kg*m/s) at different time intervals, calculated according to (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; ftp:// ftp.ngdc.noaa.gov/ STP / SOLAR_DATA / SUNSPOT_NUMBERS) .

Table 57. Long-term monthly average values of helio- and geocosmic forces: Wolf number (W); potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2); angular velocity of the Earth's rotation AVER ν; Equatorial transport - Eqwind U (kg*m/s) at different time intervals, calculated by (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; ftp://ftp.ngdc. noaa.gov/ STP / SOLAR_ DATA / SUNSPOT_NUMBERS).

Table 58. The harmonic constants of the seasonal course RS of the helio- and geocosmic forces: Wolf number (W); potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2); angular velocity of the Earth's rotation AVER ν; Equatorial transport - Eqwind U (kg*m/s) at different time intervals, calculated by (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP / SOLAR_ DATA / SUNSPOT_ NUMBERS).

Table 59. Long-term monthly average values of the geocosmic forces: potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2), ν and U (kg*m/s) and atmospheric circulation indices (W, E, C) (1951-2000), calculated according to (Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006). From (Dubravin, Maslyankin, 2012a).

Table 60. The harmonic constants of the seasonal course RS of the geocosmic forces: potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2), ν and U (kg*m/s) and atmospheric circulation indices (W, E, C) (1951-2000), calculated according to (Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006).

Table 61. The correlation functions between the seasonal course of the geocosmic forces: potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2), ν and U (kg*m/s) and atmospheric circulation indices (W, E, C) (1951-2000), calculated according to (Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006). From (Dubravin, Maslyankin, 2012a).

Table 62. The correlation functions between the seasonal course of the potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2) and the parameters of the surface and deep WM (T_w, S and percentage) (1951-2000), calculated according to (Vorobyev, 1967; State and Evolution…, 2008).

Table 63. The correlation functions between the seasonal course of the atmospheric circulation index W and the parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1900-2005), calculated

based on (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; and Evolution ..., 2008).
Table 64. The correlation functions between the seasonal course of the atmospheric circulation index E and the parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1900-2005), calculated based on (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; and Evolution ..., 2008).
Table 65. The correlation functions between the seasonal course of the atmospheric circulation index C and the parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1900-2005), calculated based on (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; and Evolution ..., 2008).
Table 66. The typical scales of the interannual variability of the driving forces: solar activity (Wolf number, W); potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2); angular velocity of the Earth's rotation ν and equatorial transfer U (kg*m/s), calculated according to (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP / SOLAR_DATA / SUN -SPOT_NUMBERS).
Table 67. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the series of driving forces (mean annual values) calculated according to (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Girs 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; Sidorenkov, 2002; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/ SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS).
Table 68. Some physical characteristics of large planets. From (Starkov, 2010).
Table 69. The dispersion and amplitude of different-scale components of the interannual variability for the series of surface and deep water masses parameters (T_w, S and percentage) (1920-2011) in the Bornholm deep (quarter 11) and solar activity (W), calculated according to (Vitinskiy, 1963; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/ STP / SOLAR_DATA / SUNSPOT_NUMBERS).
Table 70. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the series of parameters of surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1945-1975) in Gedser and driving forces: solar activity (Wolf number, W); potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2); angular velocity of rotation of the Earth ν and equatorial transfer U (kg*m/s), (average annual values), calculated according to (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; State and Evolution ..., 2008; www.rp5 .ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP / SOLAR_DATA / SUNSPOT_NUMBERS).
Table 71. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the series of parameters of surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1945-1975) in Gedser and the frequencies of Wangenheim-Giers atmospheric circulation types (W, E, C) (mean

annual values), calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; State and Evolution ..., 2008).

Table. 72. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the parameters of the surface (1902-2011) and deep (1920-2011) water masses (T_w, S and percentage) in the Bornholm deep (sq. 11) and driving forces: solar activity (Wolf number, W); potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2); angular velocity of rotation of the Earth ν and equatorial transfer U (kg*m/s), (average annual values), calculated from (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru ; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP / SOLAR_DATA / SUNSPOT_NUMBERS).

Table. 73. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the parameters of the surface (1902-2011) and deep (1920-2011) water masses (T_w, S and percentage) in the Bornholm deep (sq. 11) and the frequency of Wangenheim-Giers atmospheric circulation types (W, E, C) (mean annual values), calculated from (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; State and Evolution ..., 2008).

Table 74. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the series of parameters of surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1946-2005) in the Gdansk Deep (sq. 36) and driving forces: solar activity (Wolf number, W); potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2); angular velocity of rotation of the Earth ν and equatorial transfer U (kg*m/s), (average annual values), calculated according to (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; State and Evolution ..., 2008; www.rp5 .ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP / SOLAR_DATA / SUNSPOT_NUMBERS).

Table 75. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the series of parameters of surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1946-2005) in the Gdansk Deep (sq. 36) and the frequency of Wangenheim-Giers atmospheric circulation types (W, E, C) (mean annual values), calculated from (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; State and Evolution ..., 2008).

Table 76. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the series of parameters of surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1951-2005) in the Gotland Deep (sq. 47) and driving forces: solar activity (Wolf number, W); potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2); angular velocity of rotation of the Earth ν and equatorial transfer U (kg*m/s), (average annual values), calculated according to (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; State and Evolution ..., 2008; www.rp5 .ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP / SOLAR_DATA / SUNSPOT_NUMBERS).

Table 77. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the series of surface and deep water masses parameters (T_w, S and percentage) (1951-2005) in the Gotland Deep (sq. 47) and the frequency of Wangenheim-Giers atmospheric circulation types (W, E, C) (mean annual values), calculated from (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; State and Evolution ..., 2008).

Table 78. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the series of parameters of surface and deep water masses (T_w, S and percentage) (1954-2004) in the Gulf of Finland (sq. 68) and driving forces: solar activity (Wolf number, W); potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2); angular velocity of rotation of the Earth ν and equatorial transfer U (kg*m/s), (average annual values), calculated according to (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; State and Evolution ..., 2008; www.rp5 .ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP / SOLAR_DATA / SUNSPOT_NUMBERS).

Table 79. The period T, the power spectrum S, the phase f, the coherence C for the series of surface and deep water masses parameters (T_w, S and percentage) (1954-2004) in the Gulf of Finland (sq. 68) and the frequency of Wangenheim-Girs atmospheric circulation types (W, E, C) (mean annual values), calculated from (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; State and Evolution ..., 2008).

Table 80. The extreme values of the correlation functions (r) calculated between the driving forces: solar activity (Wolf number, W); potential of the Sun and the Moon tidal forces (cm^2/s^2); angular velocity of rotation of the Earth ν and equatorial transfer U (kg*m/s) and the surface and deep water masses parameters (T_w, S and percentage) in the Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basin and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (Vitinskiy, 1963; Vorobyev, 1967; Sidorenkov, 2002; State and Evolution ..., 2008; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUN-SPOT_NUMBERS).

Table 81. The extreme values of the correlation functions (r) calculated between the atmospheric circulation indices (W, E, C) and the parameters of the surface and deep water masses (T_w, S and percentage) in the Gedser, Bornholm (sq. 11), Gdańsk (sq. 36), Gotland (sq. 47) basins and the Gulf of Finland (sq. 68), calculated according to (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006; State and Evolution ..., 2008).

Приложение А

АТЛАС ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Карты распределения элементов по месяцам

(средние за 1900-2005 гг., по данным (State and Evolution…, 2008))

Рис. 1. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, январь.
Рис. 2. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, февраль.
Рис. 3. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, март.
Рис. 4. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, апрель.
Рис. 5. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, май.
Рис. 6. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, июнь.
Рис. 7. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, июль.
Рис. 8. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, август.
Рис. 9. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, сентябрь.
Рис. 10. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, октябрь.
Рис. 11. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, ноябрь.
Рис. 12. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на поверхности, декабрь.
Рис. 13. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, январь.
Рис.14. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, февраль.
Рис. 15. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, март.
Рис. 16. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, апрель.
Рис. 17. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, май.
Рис. 18. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, июнь.

Рис. 19. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, июль.
Рис. 20. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, август.
Рис. 21. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, сентябрь.
Рис. 22. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, октябрь.
Рис. 23. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, ноябрь.
Рис. 24. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на глубине ядра максимума солености, декабрь.
Рис. 25. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, январь.
Рис. 26 Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, февраль.
Рис. 27. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, март.
Рис. 28. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, апрель.
Рис. 29. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, май.
Рис. 30. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, июнь.
Рис. 31. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, июль.
Рис. 32. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, август.
Рис. 33. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, сентябрь.
Рис. 34. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, октябрь.
Рис. 35. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, ноябрь.
Рис. 36. Температура воды $\mathbf{T}_w$ (°C) на дне, декабрь.
Рис. 37. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, январь.
Рис. 38. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, февраль.
Рис. 39. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, март.
Рис. 40. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, апрель.
Рис. 41. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, май.
Рис. 42. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, июнь.
Рис. 43. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, июль.
Рис. 44. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, август.
Рис. 45. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, сентябрь.
Рис. 46. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, октябрь.
Рис. 47. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, ноябрь.
Рис. 48. Соленость воды **S** (PSU) на поверхности, декабрь.
Рис. 49. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), январь.
Рис. 50. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), февраль.

Рис. 51. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), март.
Рис. 52. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), апрель.
Рис. 53. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), май.
Рис. 54. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), июнь.
Рис. 55. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), июль.
Рис. 56. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), август.
Рис. 57. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), сентябрь.
Рис. 58. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), октябрь.
Рис. 59. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), ноябрь.
Рис. 60. Соленость в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU), декабрь.
Рис. 61. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, январь.
Рис. 62. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, февраль.
Рис. 63. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, март.
Рис. 64. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, апрель.
Рис. 65. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, май.
Рис. 66. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, июнь.
Рис. 67. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, июль.
Рис. 68. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, август.
Рис. 69. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, сентябрь.
Рис. 70. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, октябрь.
Рис. 71. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, ноябрь.
Рис. 72. Соленость воды **S** (PSU) на дне Балтийского моря, декабрь.
Рис. 73. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, январь.
Рис. 74. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, февраль.
Рис. 75. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, март.
Рис. 76. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, апрель.

Рис. 77. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, май.
Рис. 78. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, июнь.
Рис. 79. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийско- го моря, июль.
Рис. 80. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, август.
Рис. 81. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, сентябрь.
Рис. 82. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, октябрь.
Рис. 83. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, ноябрь.
Рис. 84. Процентное содержание поверхностных водных масс Балтийского моря, декабрь.
Рис. 85. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, январь.
Рис. 86. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, февраль.
Рис. 87. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, март.
Рис. 88. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, апрель.
Рис. 89. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, май.
Рис. 90. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, июнь.
Рис. 91. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, июль.
Рис. 92. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, август.
Рис. 93. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, сентябрь.
Рис. 94. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, октябрь.
Рис. 95. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, ноябрь.
Рис. 96. Процентное содержание глубинных водных масс Балтийского моря, декабрь.

Supplement A.

THE ATLAS OF THERMOHALINE 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))

Surface water temperature (Fig. 1-12).
Water temperature at the depth of the salinity maximum core (Fig. 13-24).
Bottom water temperature (Fig. 25-36).
Surface water salinity **S** (PSU) (Fig. 37- 48).
Salinity at the depth of the salinity maximum core (Fig. 49-60).
Bottom water salinity (Fig. 61-72).
Percentage of surface water masses (Fig. 73-84).
Percentage of deep water masses (Fig. 85-96).

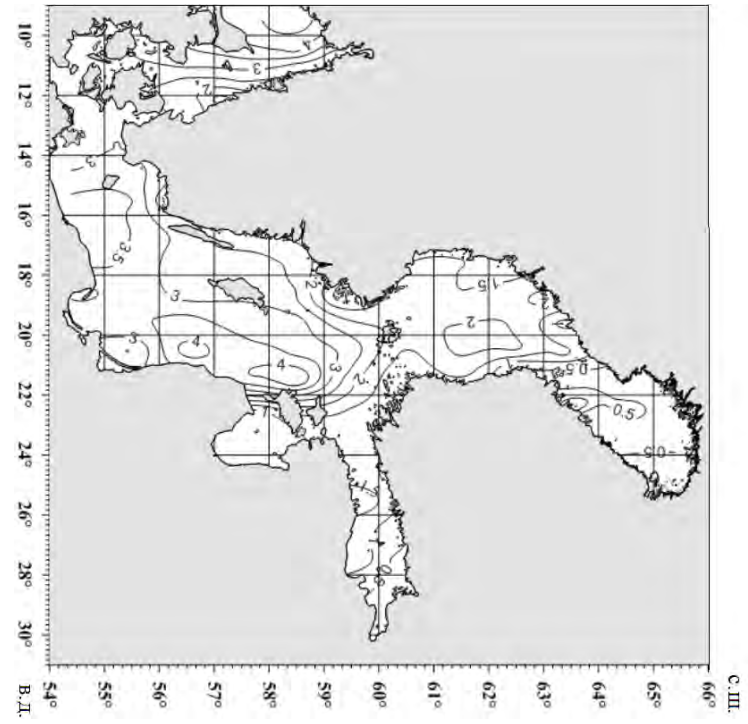

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С. Ш.

Рис. 1.

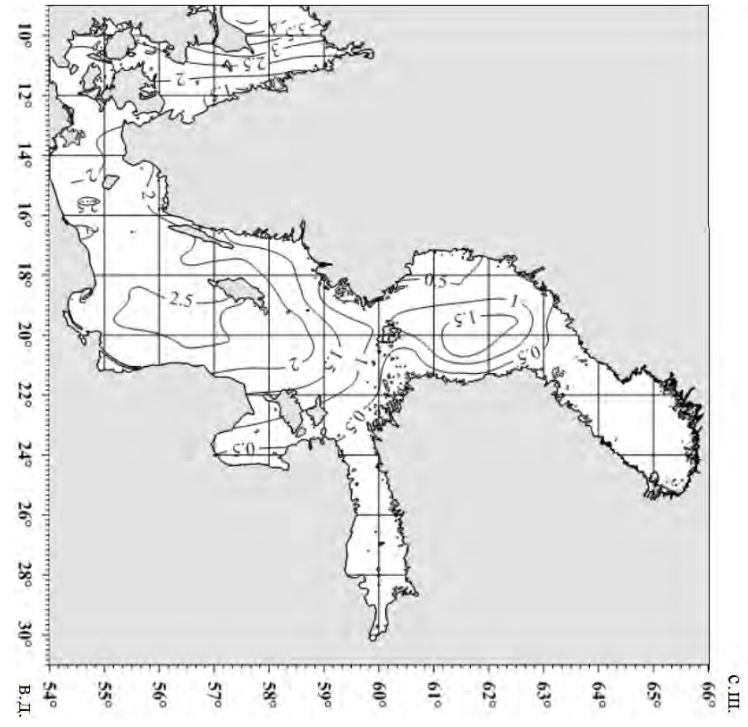

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С. Ш.

Рис. 2.

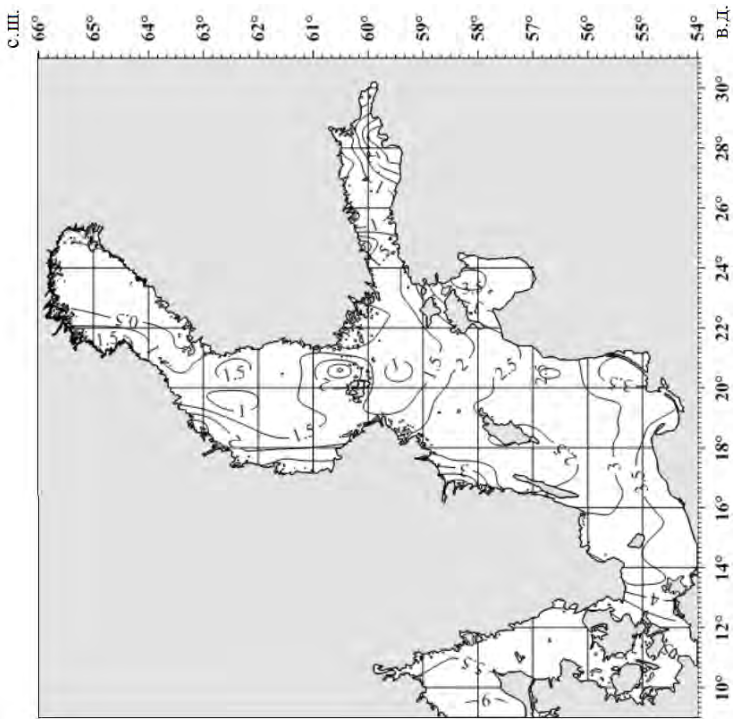

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 4.

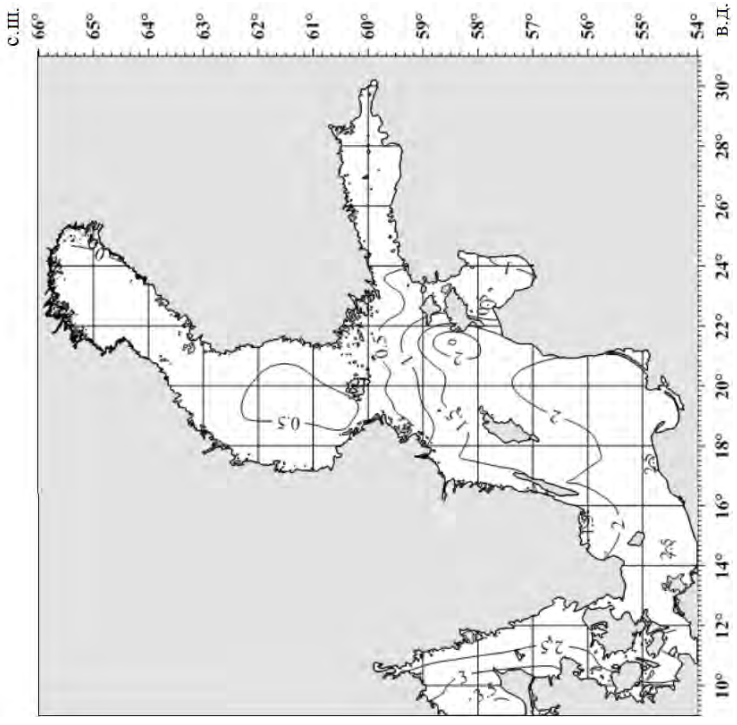

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 3.

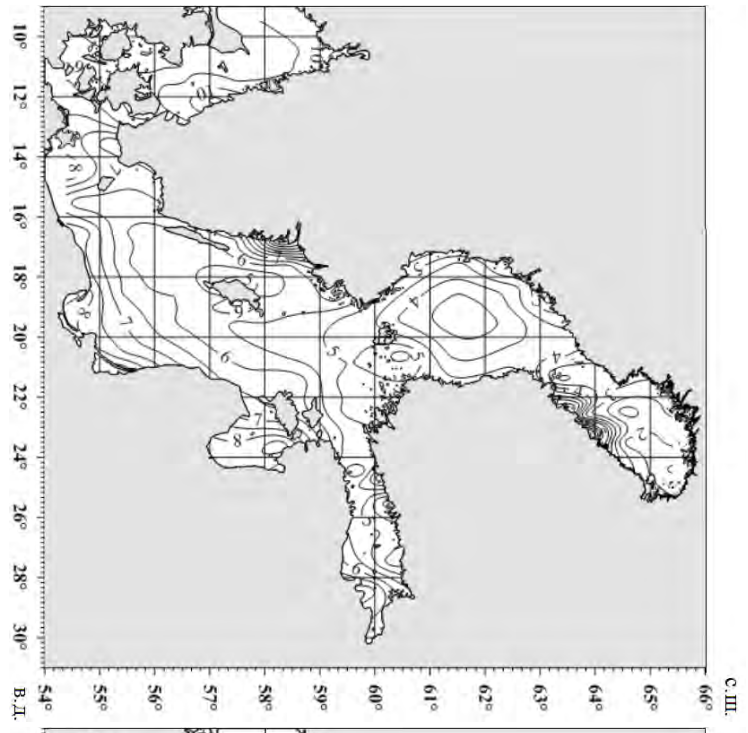

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С.Ш.

Рис. 5.

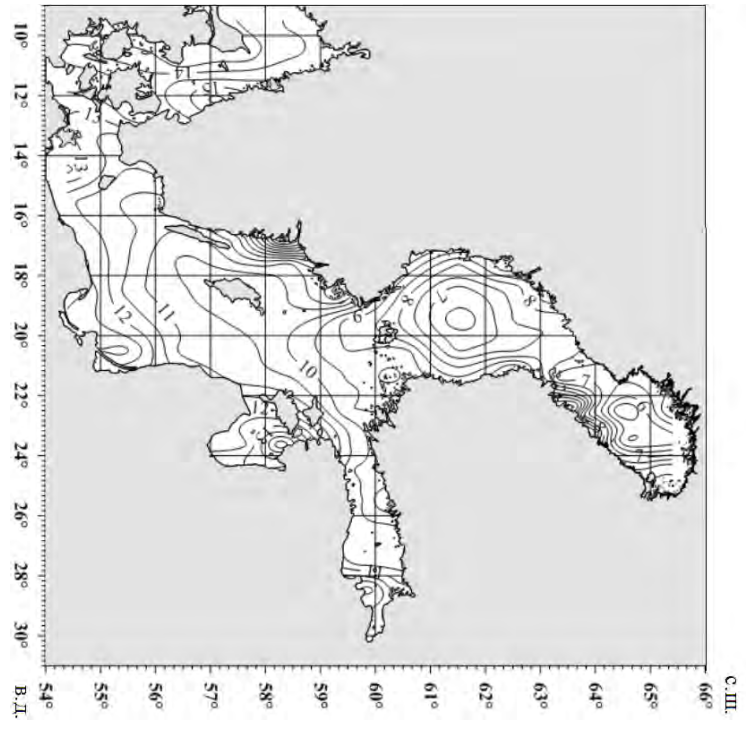

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С.Ш.

Рис. 6.

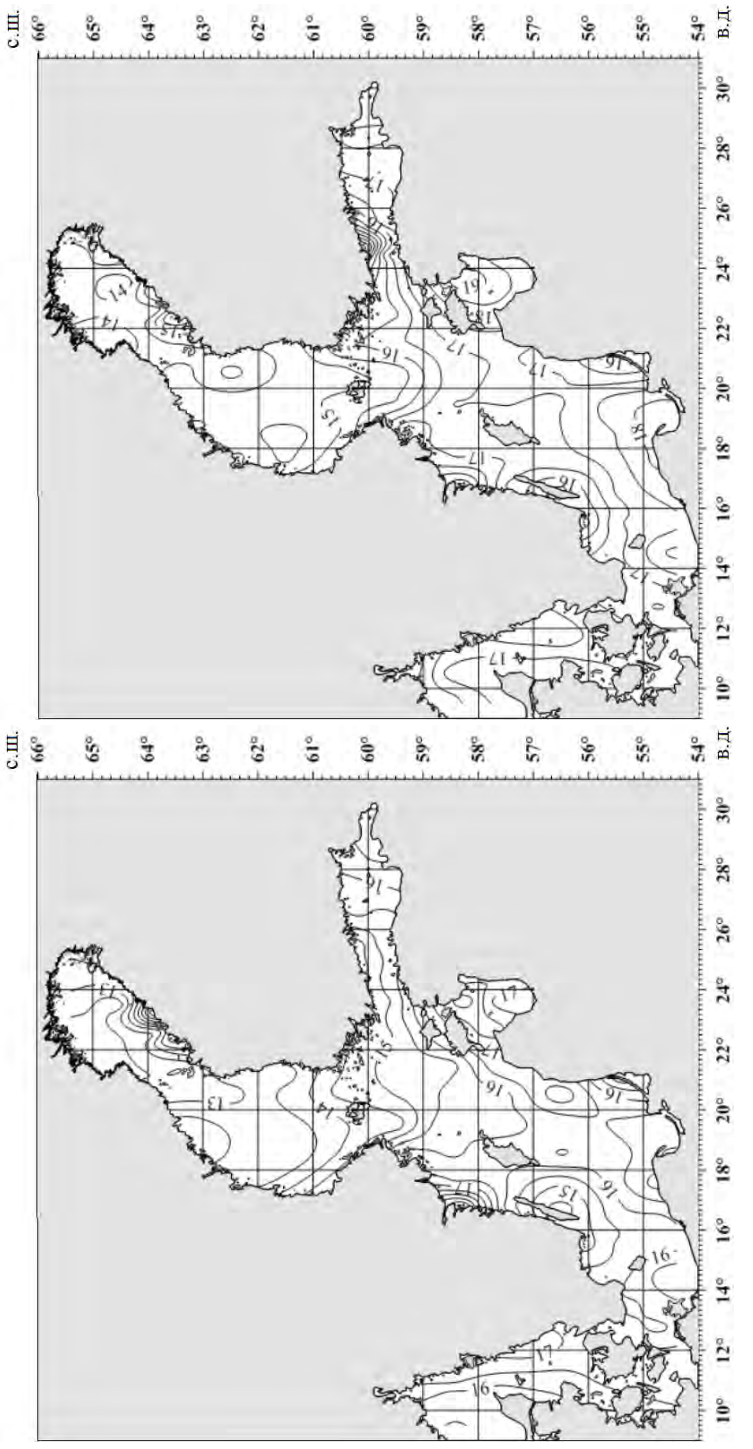

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 7.

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 8.

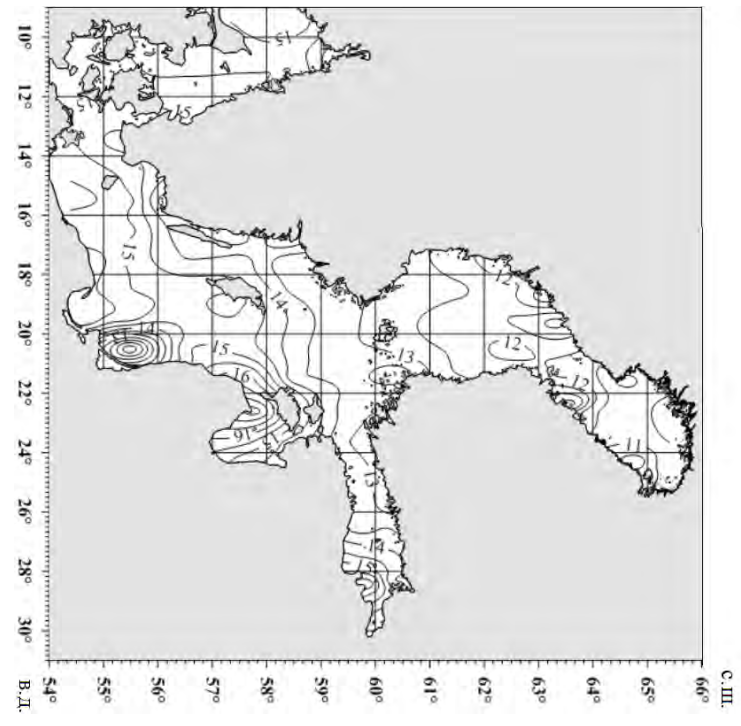

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С. Ш.

Рис. 9.

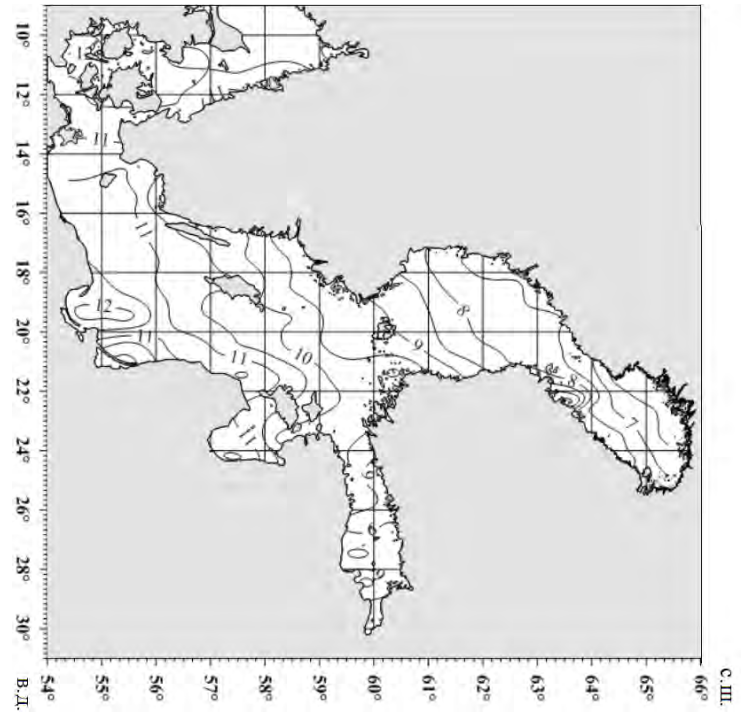

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С. Ш.

Рис. 10.

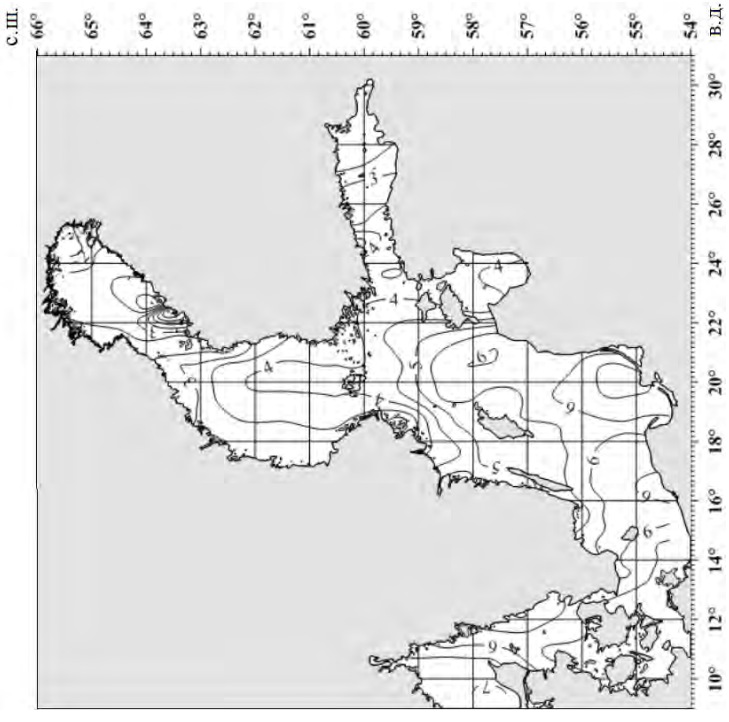

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 12 .

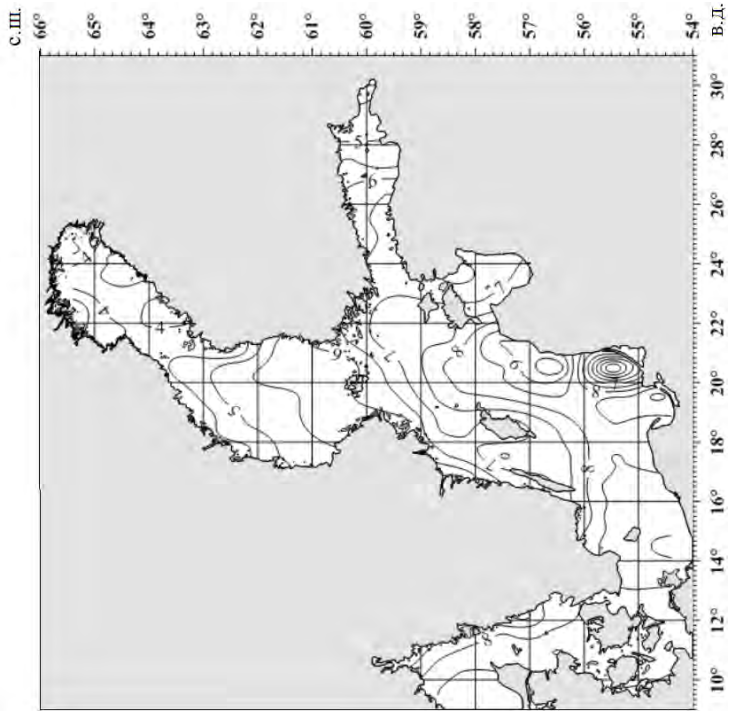

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 11.

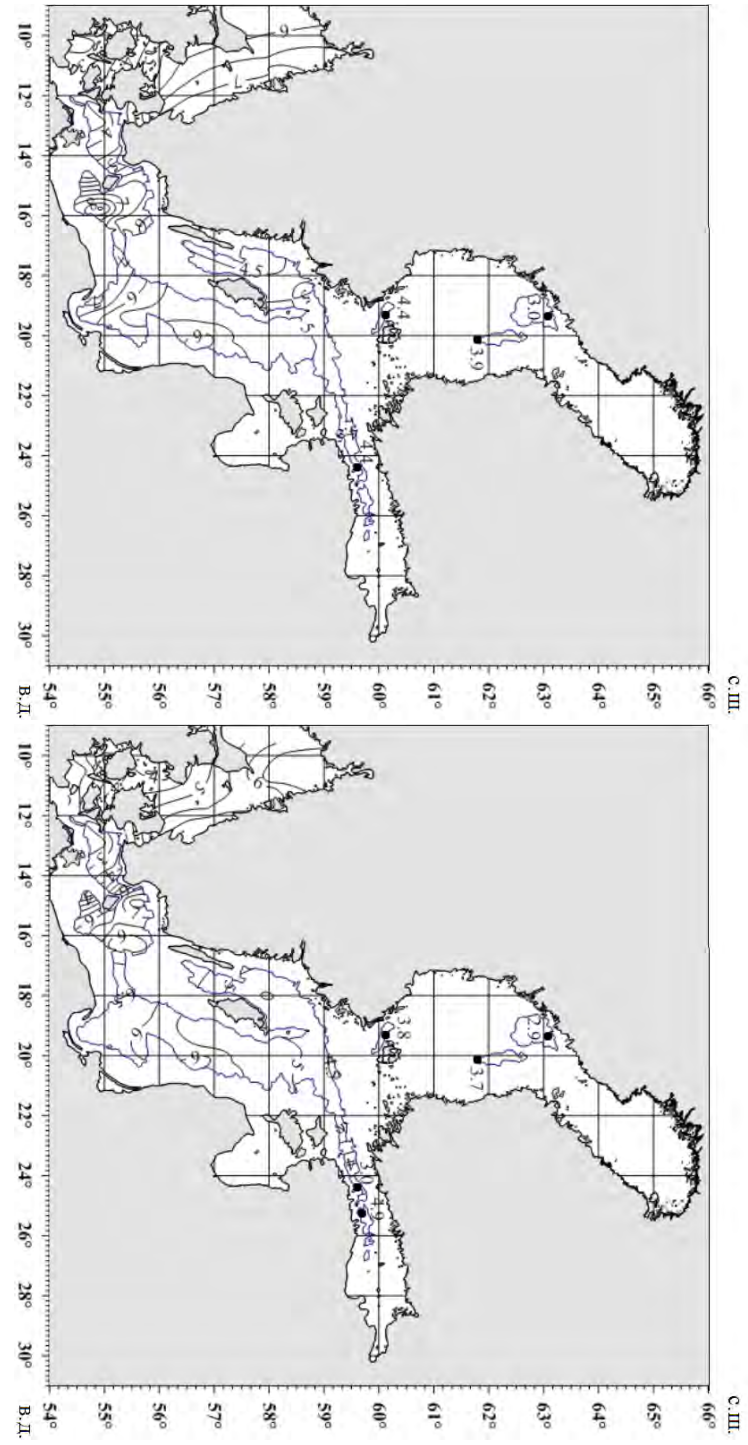


Рис. 13.

Рис. 14.

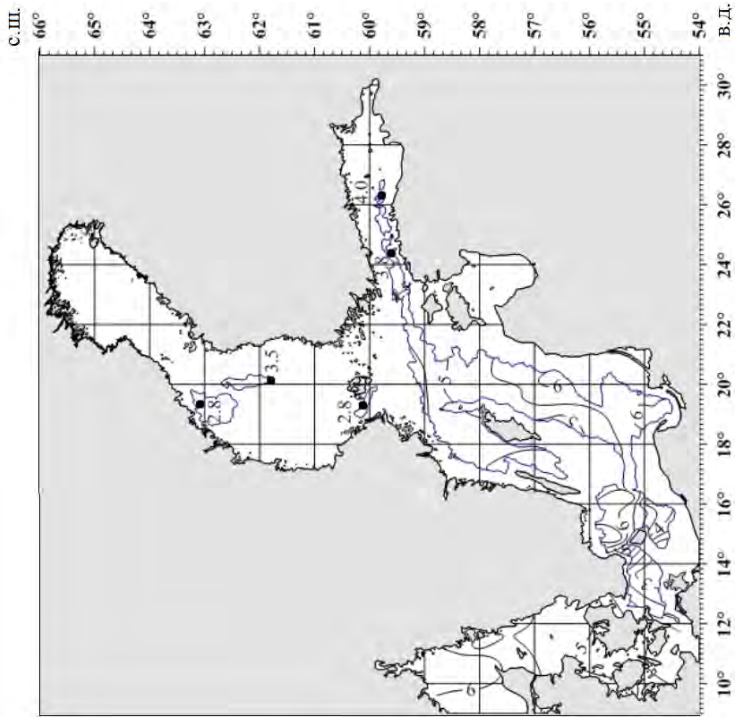

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
2.8
3.2
3.2
4
5
6

Рис. 15.

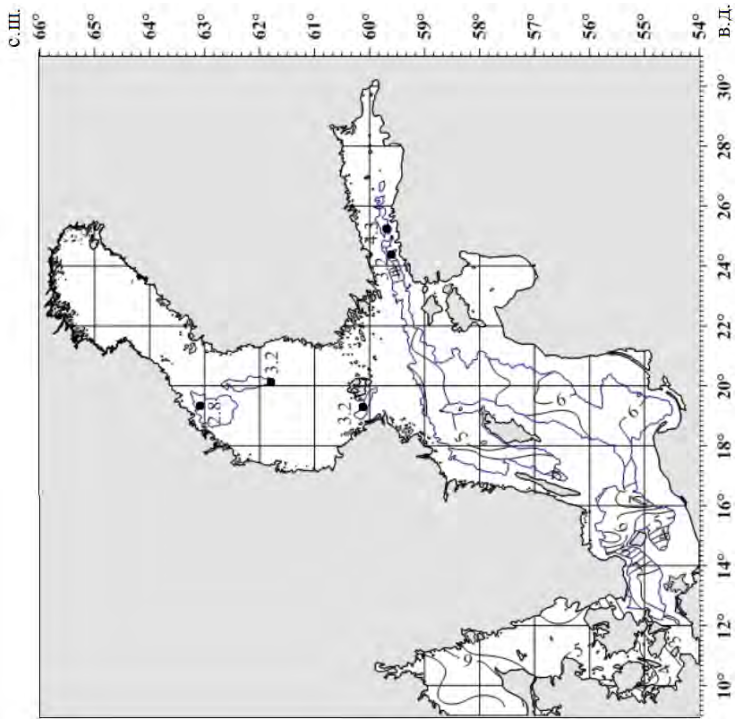

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
2.8
3.5
2.8
4.0
5
6

Рис. 16.

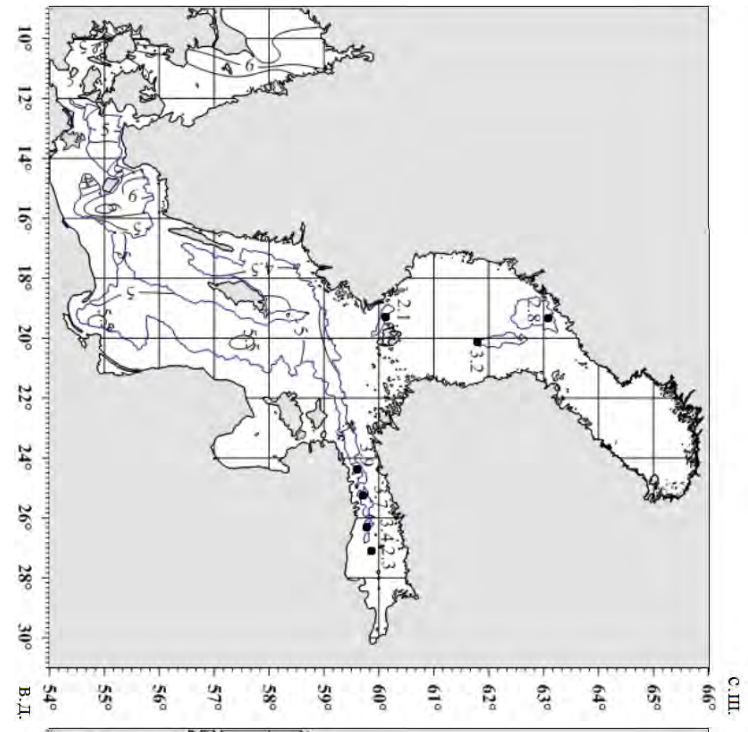

С. Ш.
В. Д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
2.1
2.8
3.2
3.4
2.3

Рис. 17.

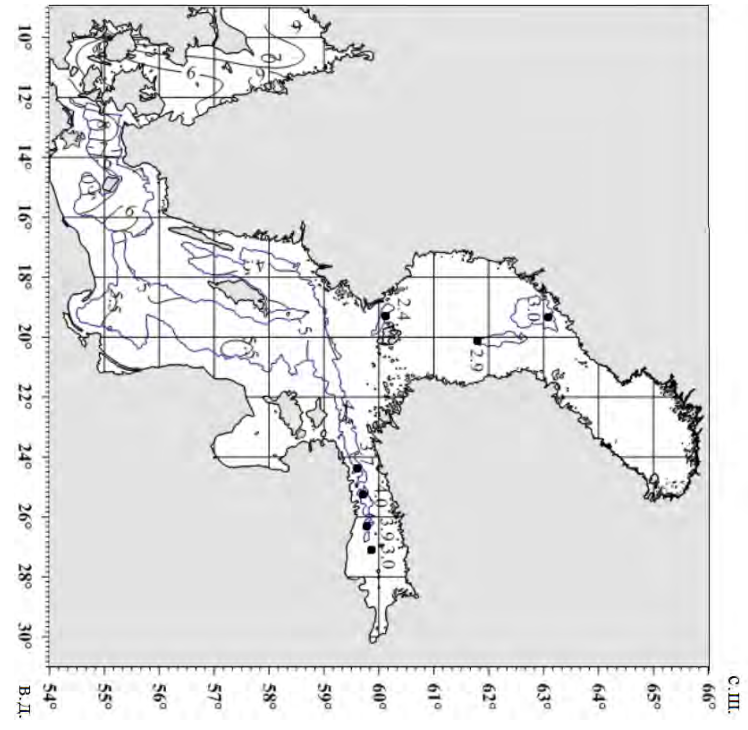

С. Ш.
В. Д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
2.4
3.0
2.9
3.0
3.0

Рис. 18.

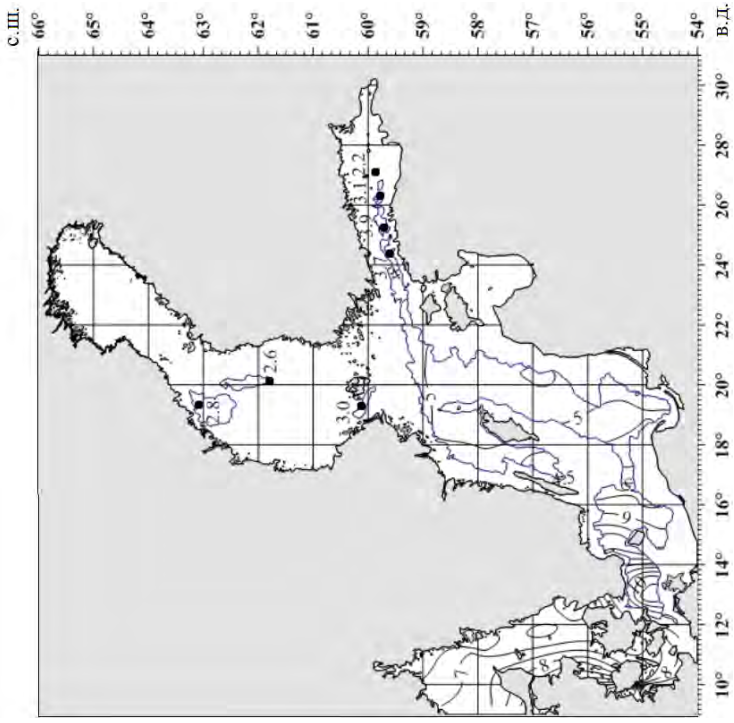

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
2.8
2.6
3.0
3.1
2.2
3.9
3.7
5
9
8
7

Рис. 19.

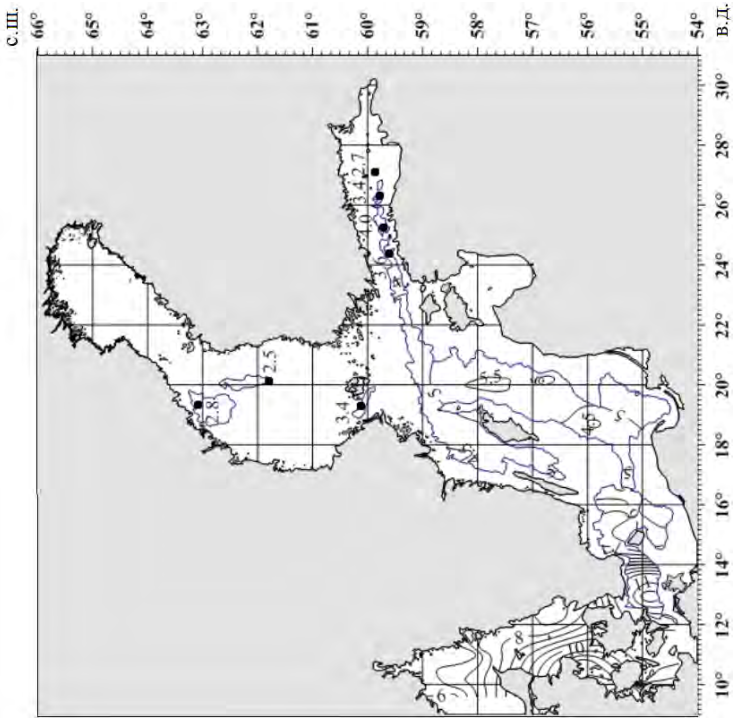

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
2.8
2.5
3.4
3.4
2.7
4.0
5
8
6

Рис. 20.

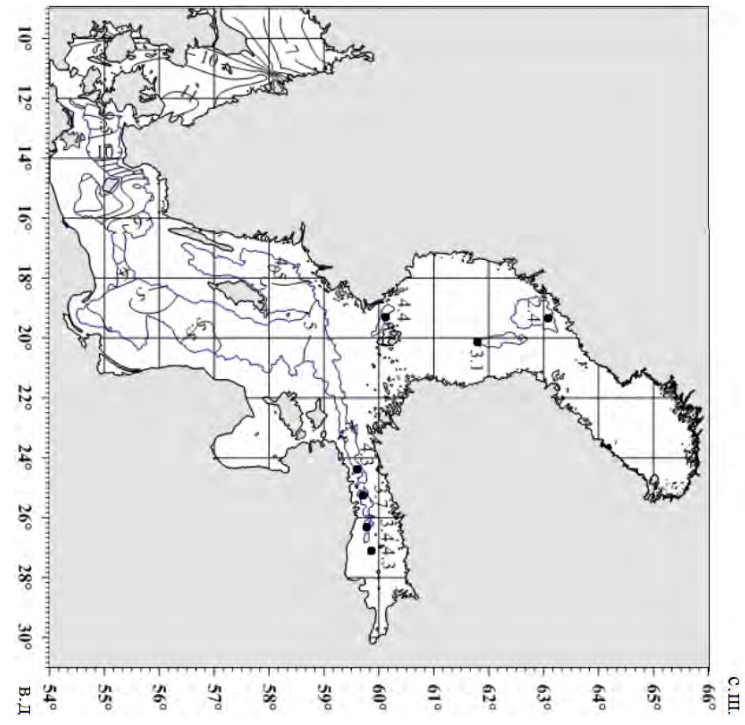

10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°
В.Д.
С.Ш.
3.1
2.4
4.4
4.3

Рис. 21.

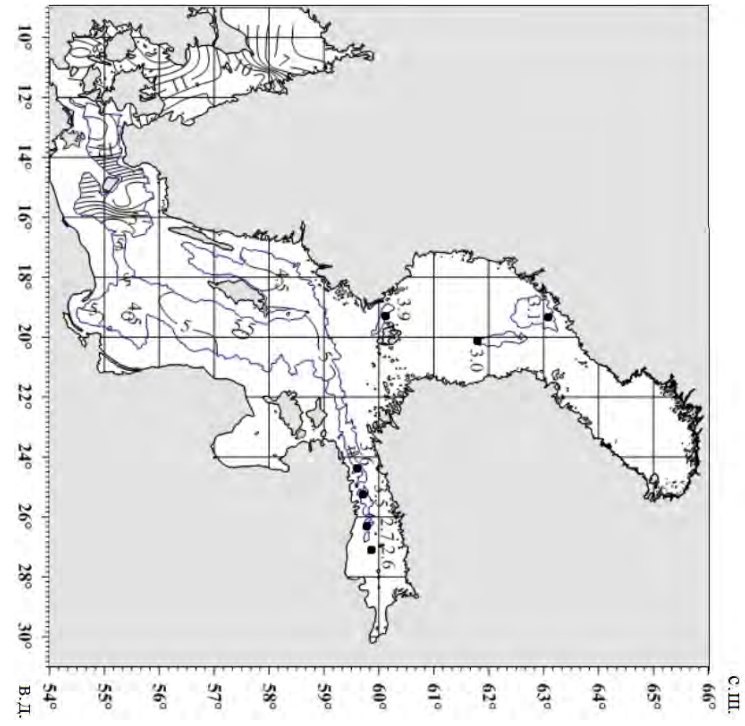

10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°
В.Д.
С.Ш.
3.9
3.0
3.1
2.7
2.6

Рис. 22.

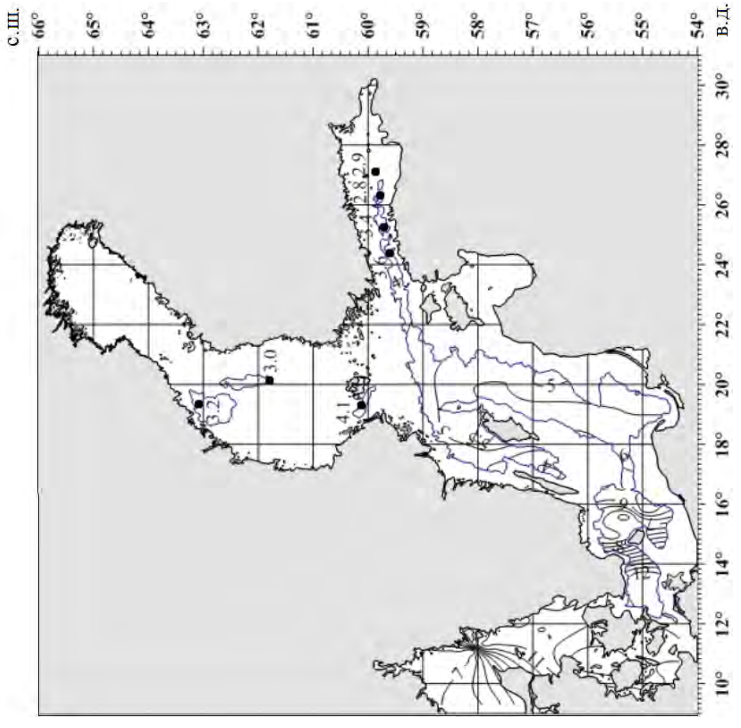

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
3.0
3.2
4.1
2.8
2.9

Рис. 23.

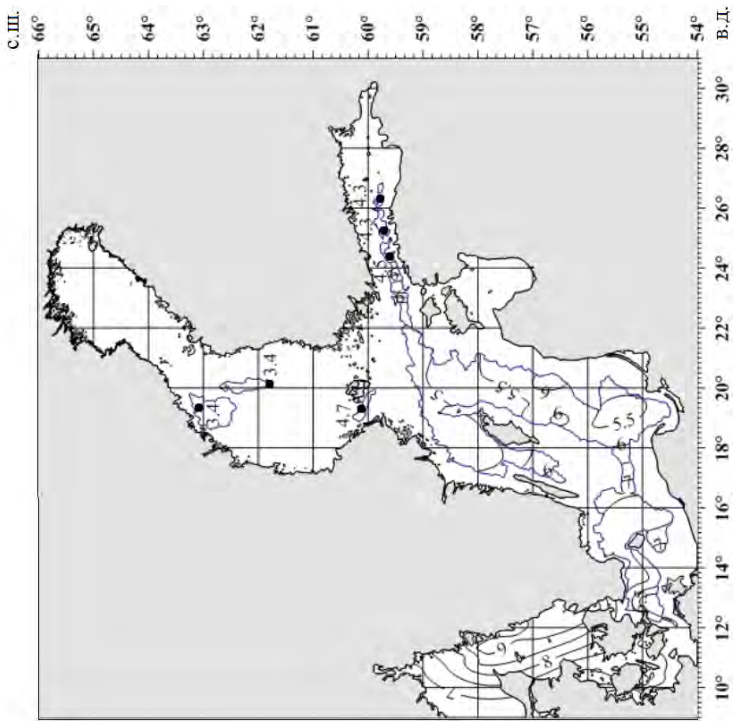

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
3.4
4.7
4.3
5.5

Рис. 24.

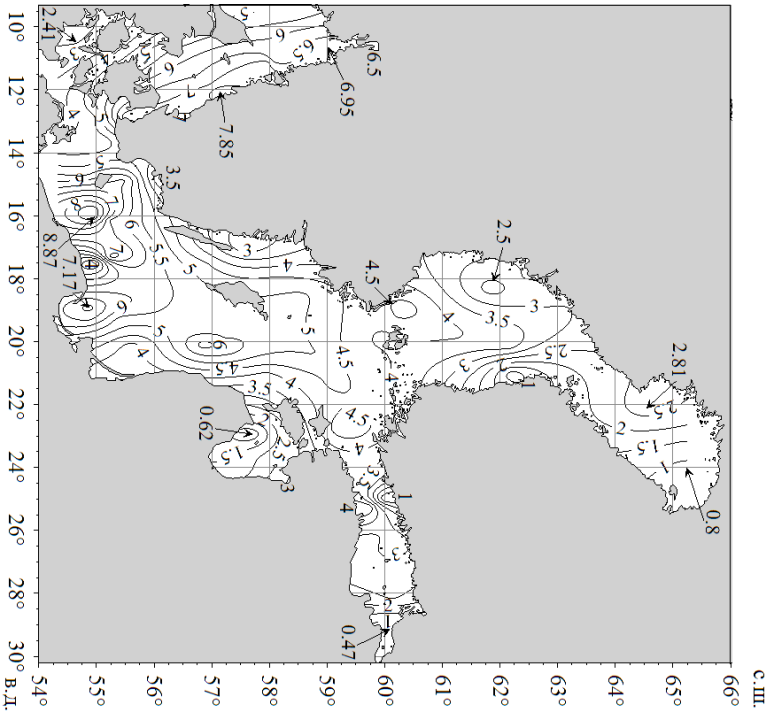

с. ш.
в. д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
2.81
0.8
2.5
4.5
6.5
6.95
7.85
2.41
8.87
7.17
0.62
0.47

Рис. 25.

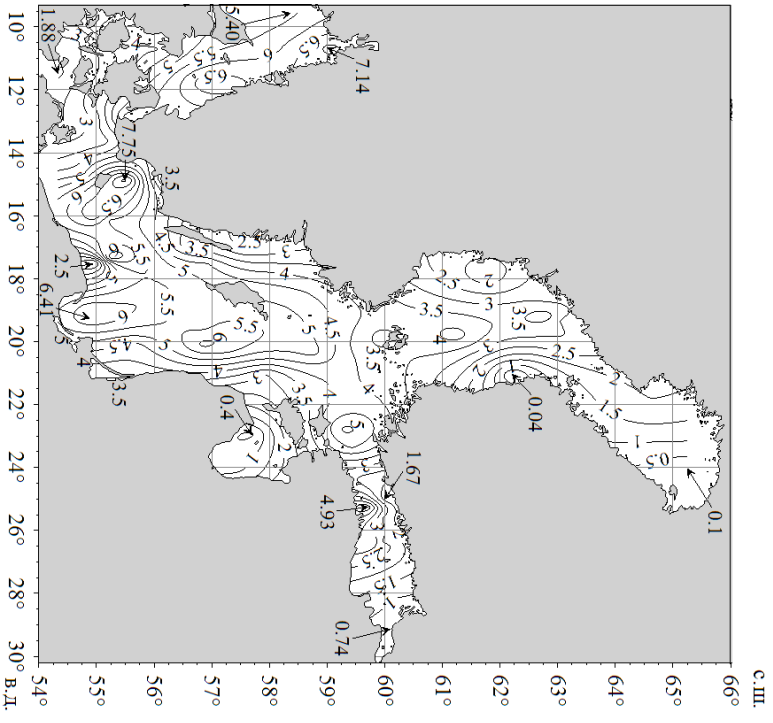

с. ш.
в. д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
0.1
0.04
1.67
4.93
0.74
1.88
5.40
7.14
7.75
2.5
6.41
0.4

Рис. 26.

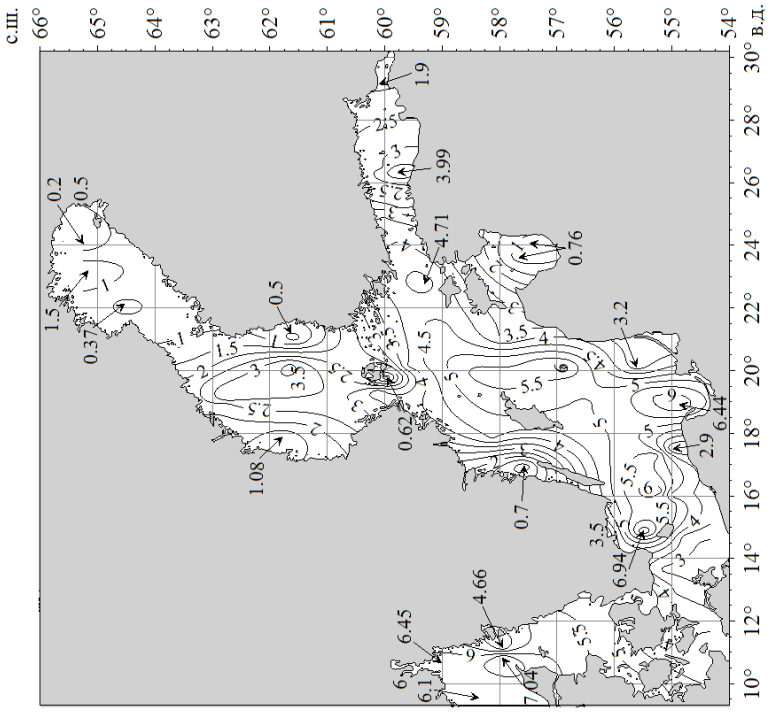

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
30°
28°
26°
24°
22°
20°
18°
16°
14°
12°
10°
0.2
0.5
1.5
0.37
0.5
1.08
0.62
1.9
3.99
4.71
0.76
3.2
6.44
2.9
0.7
3.5
6.94
6.45
6.1
4.66
7.04

Рис. 28.

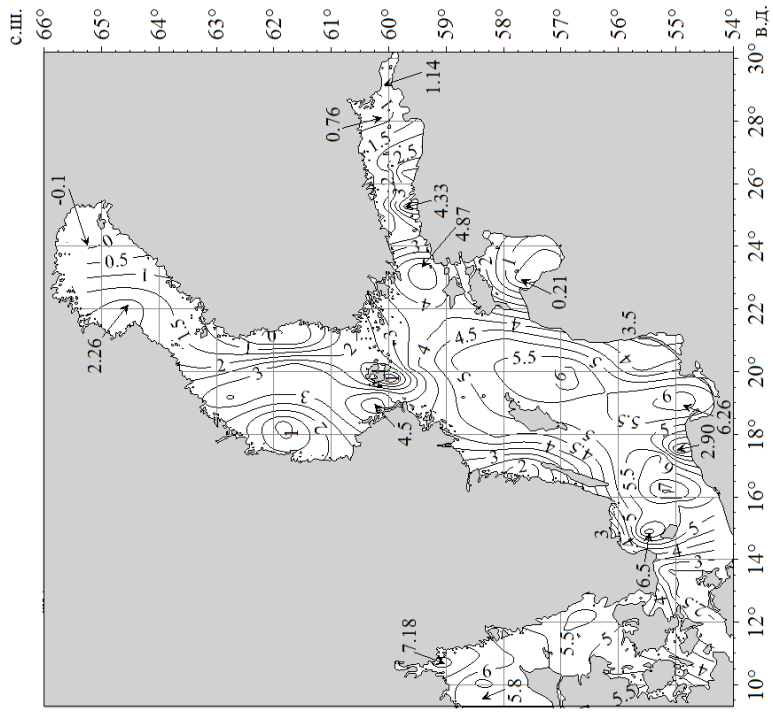

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
30°
28°
26°
24°
22°
20°
18°
16°
14°
12°
10°
-0.1
0
0.5
1
2.26
0.76
1.14
4.33
4.87
0.21
3.5
4.5
5.5
2.90
6.26
7.18
5.8

Рис. 27.

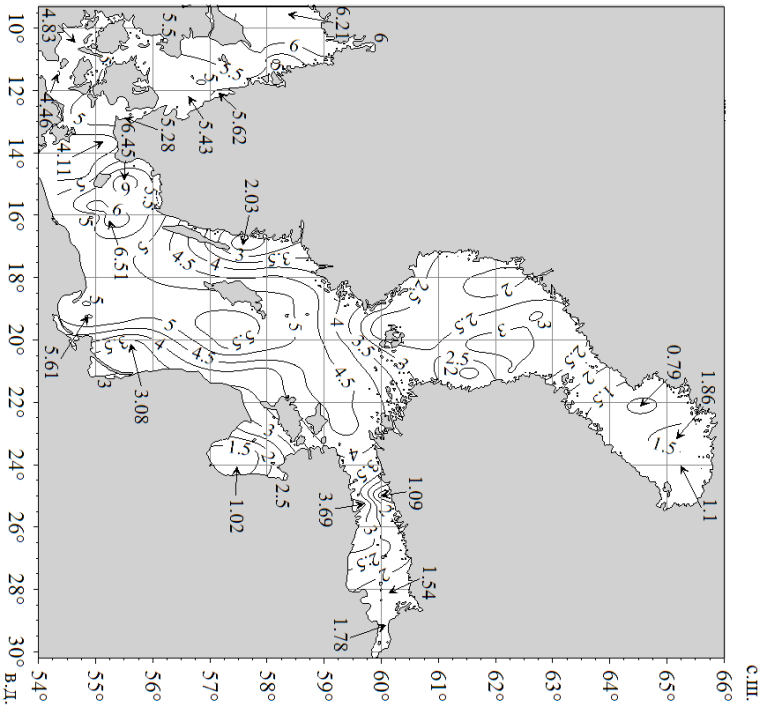

с.ш.
в.д.
10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
6.21
5.5
4.83
5.62
5.43
5.28
6.45
4.46
4.11
2.03
6.51
5.61
3.08
1.02
2.5
3.69
1.09
1.54
1.78
0.79
1.86
1.1

Рис. 29.

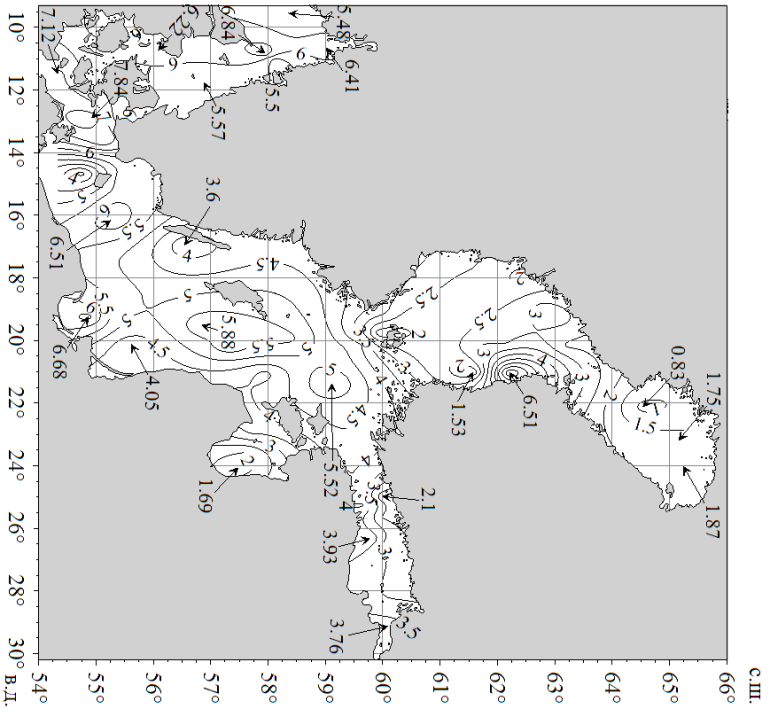

с.ш.
в.д.
10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
6.84
5.48
6.41
7.12
7.84
5.5
5.57
3.6
6.51
5.88
6.68
4.05
1.69
5.52
2.1
3.93
3.76
1.53
6.51
0.83
1.75
1.87

Рис. 30.

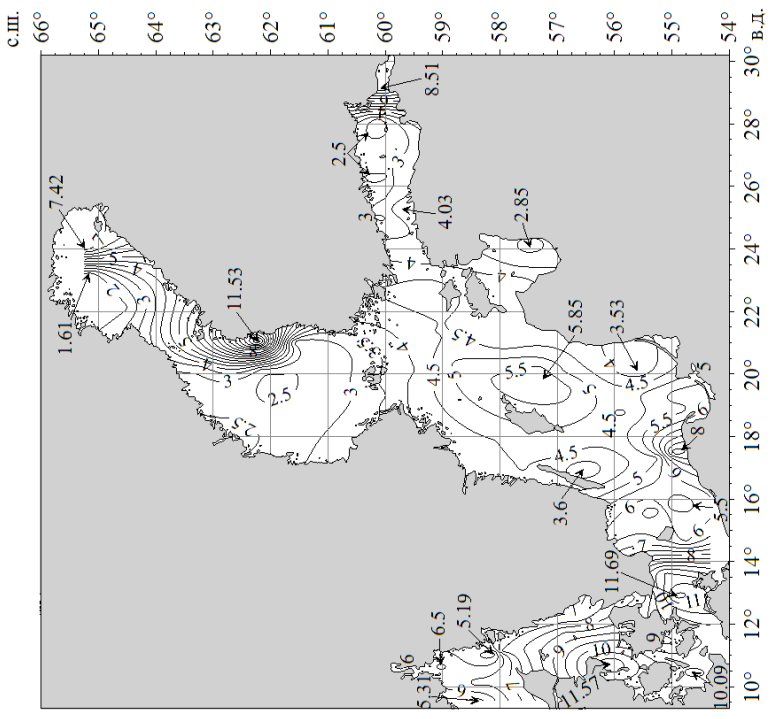

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
0.85
3.12
9.29
3.46
2.5
3.85
6.22
2.03
2.14
5.12
6.33
6.09
10.73

Рис. 31.

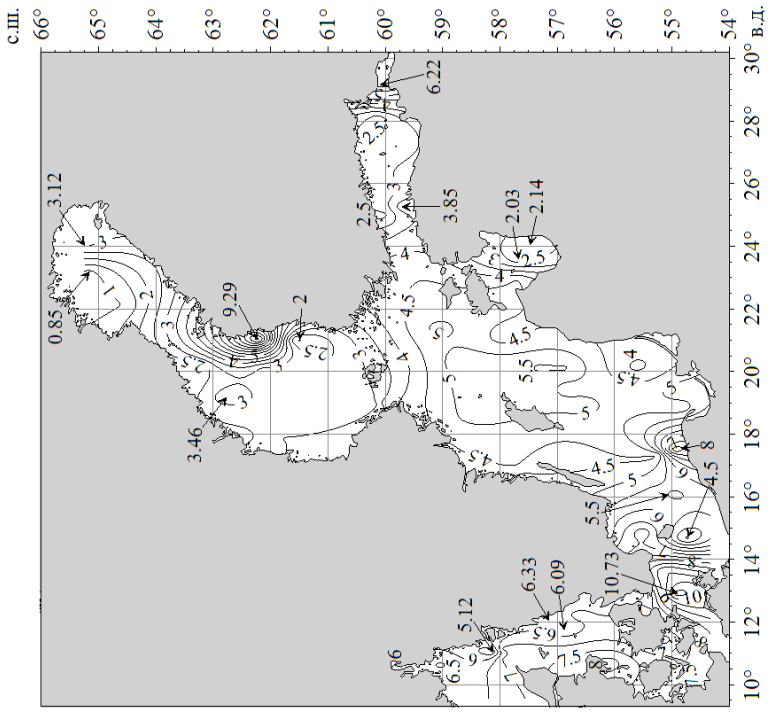

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1.61
7.42
11.53
2.5
8.51
4.03
2.85
5.85
3.53
3.6
11.69
6.5
5.19
10.09

Рис. 32.

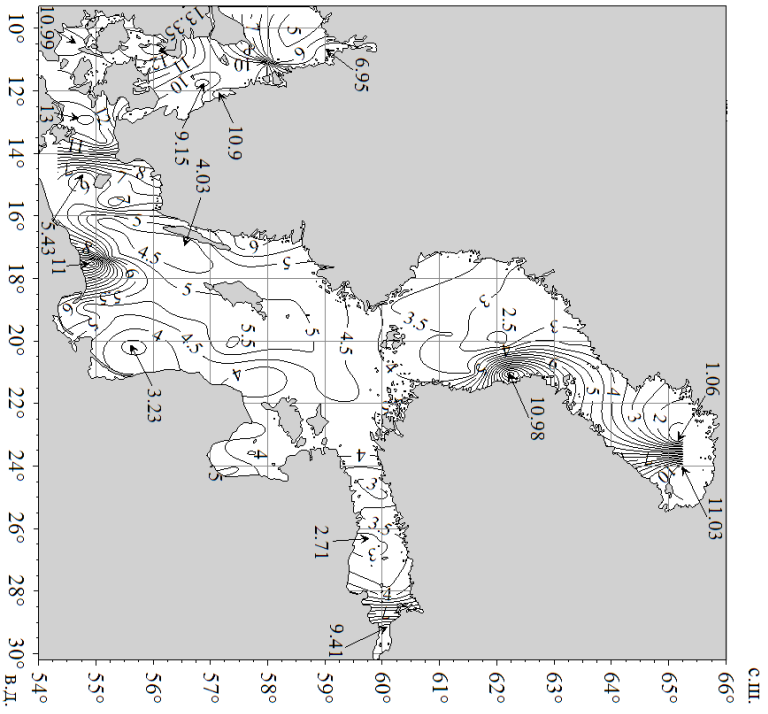

с.ш.
в.д.
1.06
11.03
10.98
2.5
6.95
10.9
9.15
4.03
10.99
5.43
11
3.23
2.71
9.41

Рис. 33.

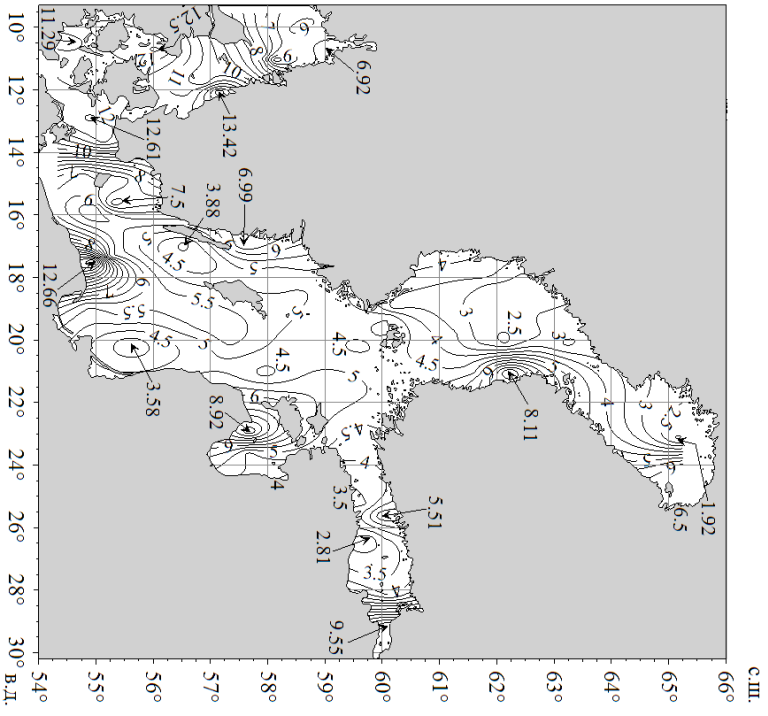

с.ш.
в.д.
1.92
6.5
8.11
2.5
6.92
13.42
12.61
6.99
3.88
7.5
12.66
3.58
8.92
5.51
2.81
9.55
11.29

Рис. 34.

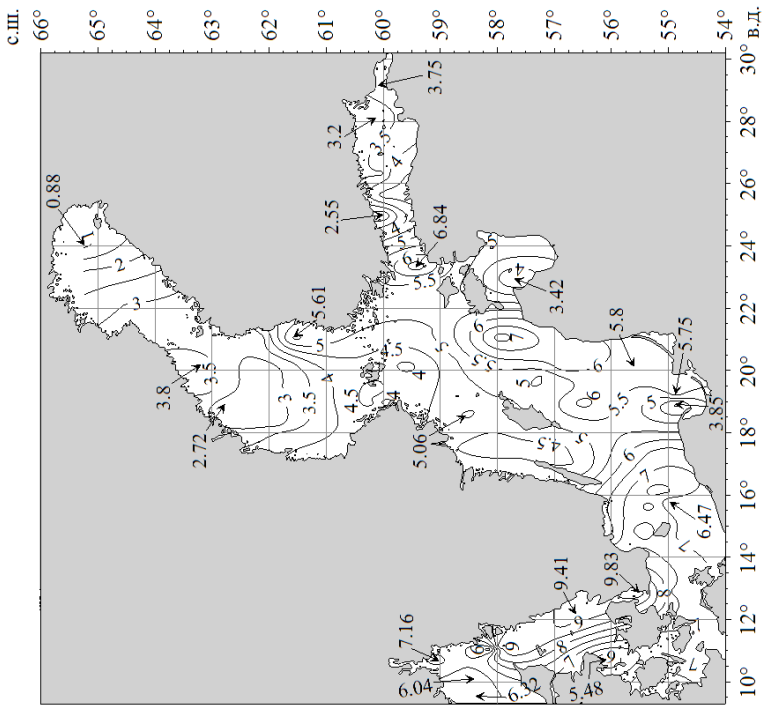

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
0.88
2.55
3.2
3.75
6.84
5.61
3.42
5.8
5.75
3.85
3.8
2.72
5.06
6.47
9.41
9.83
7.16
6.04
6.2
5.48

Рис. 36.

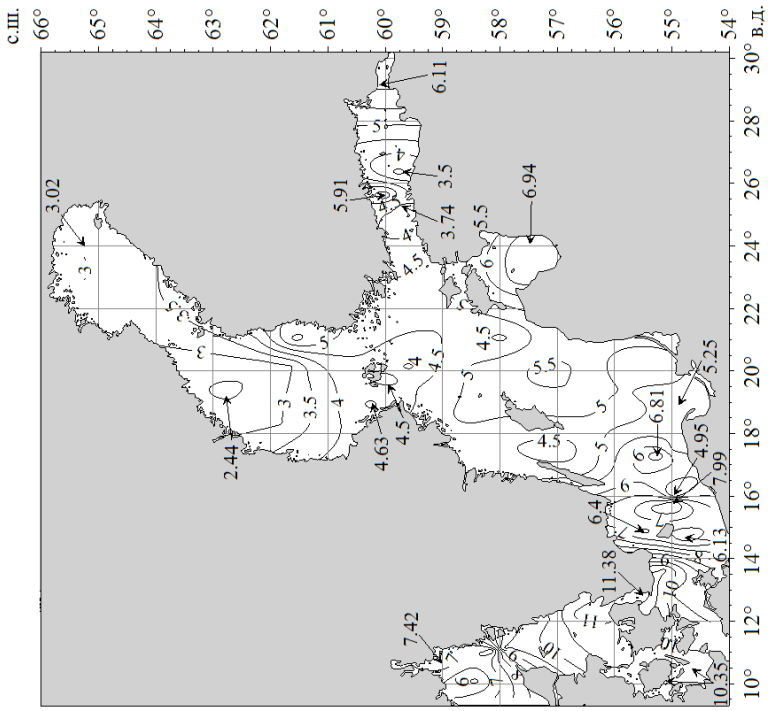

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
3.02
6.11
5.91
3.74
3.5
6.94
5.5
4.5
5.25
6.81
4.95
7.99
2.44
4.63
6.4
6.13
11.38
7.42
10.35

Рис. 35.

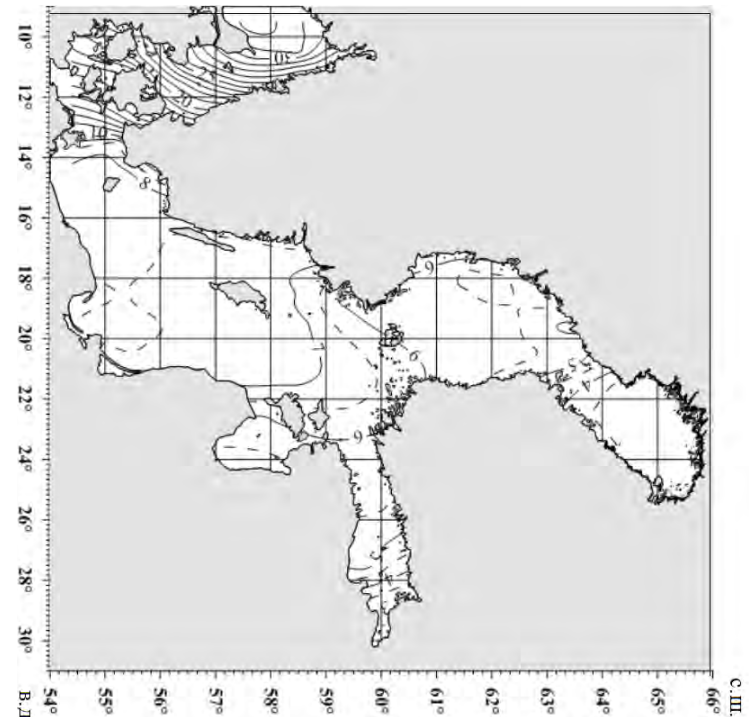

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С. Ш.
30
10
8
6

Рис. 37.

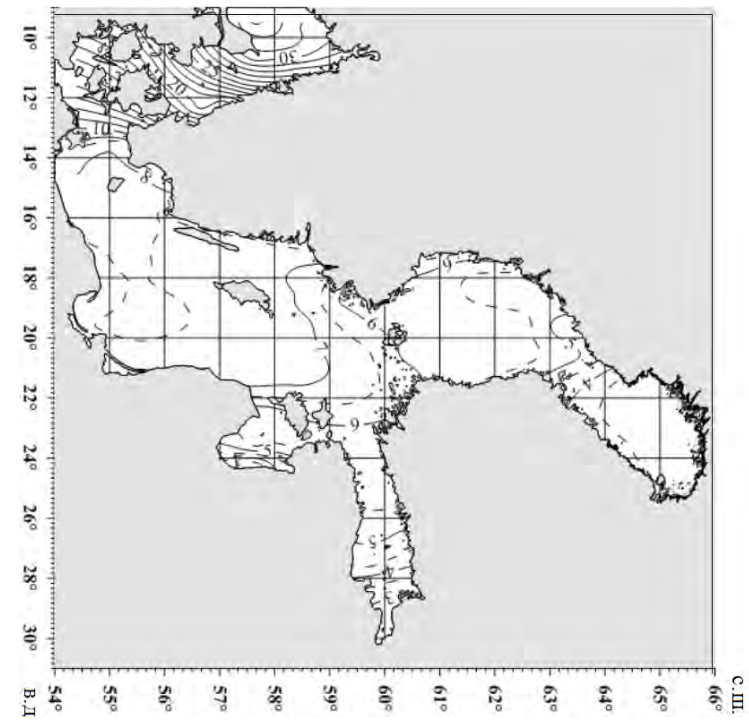

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С. Ш.
30
10
8
6

Рис. 38.

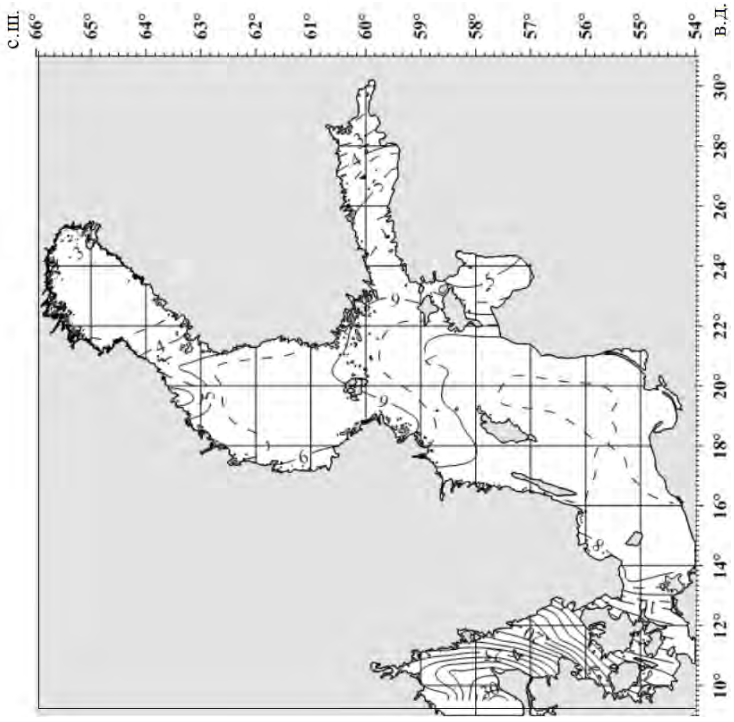

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 39.

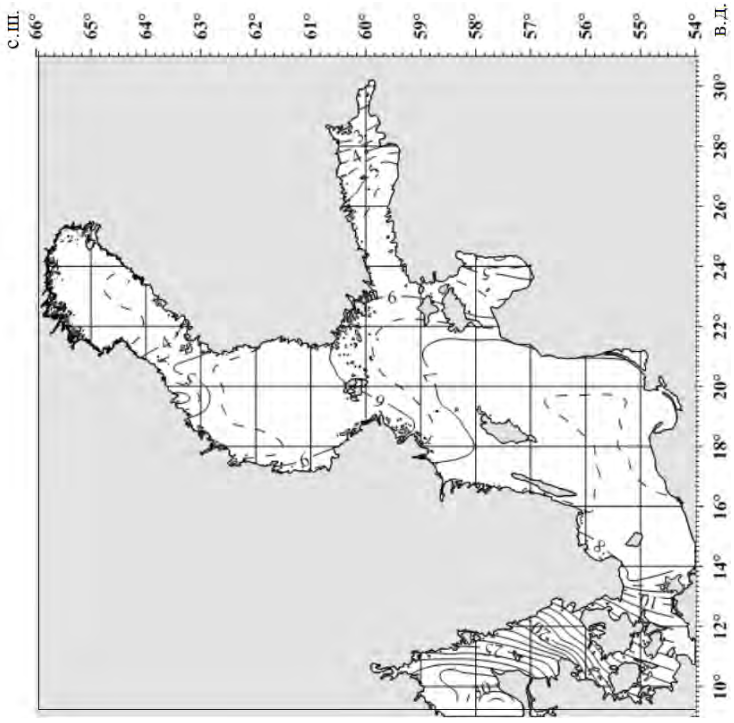

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 40.

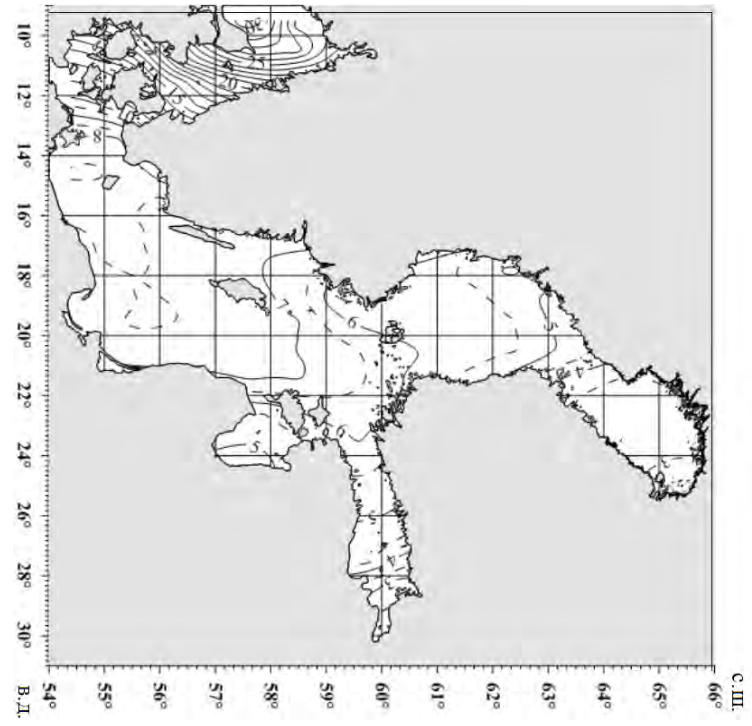

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С. Ш.

Рис. 41.

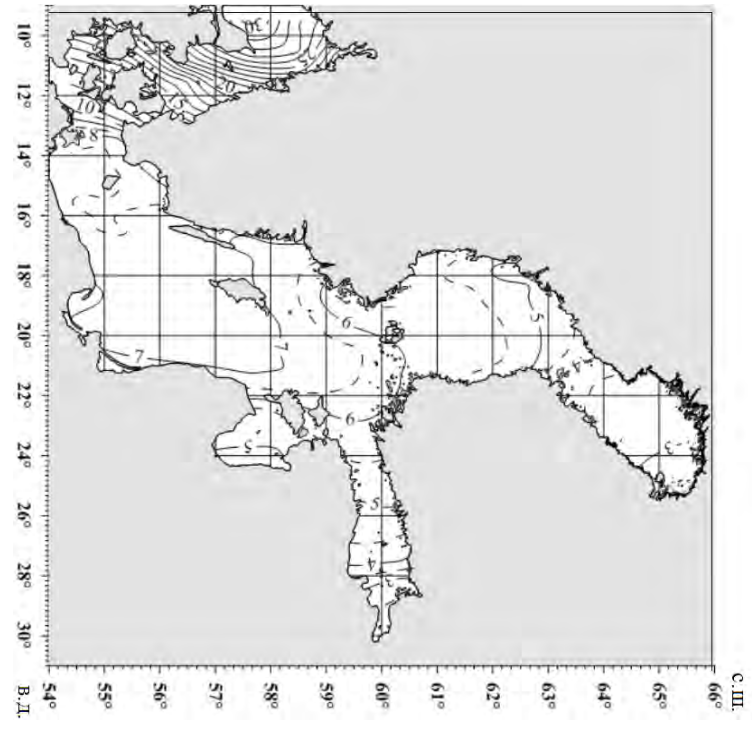

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С. Ш.

Рис. 42.

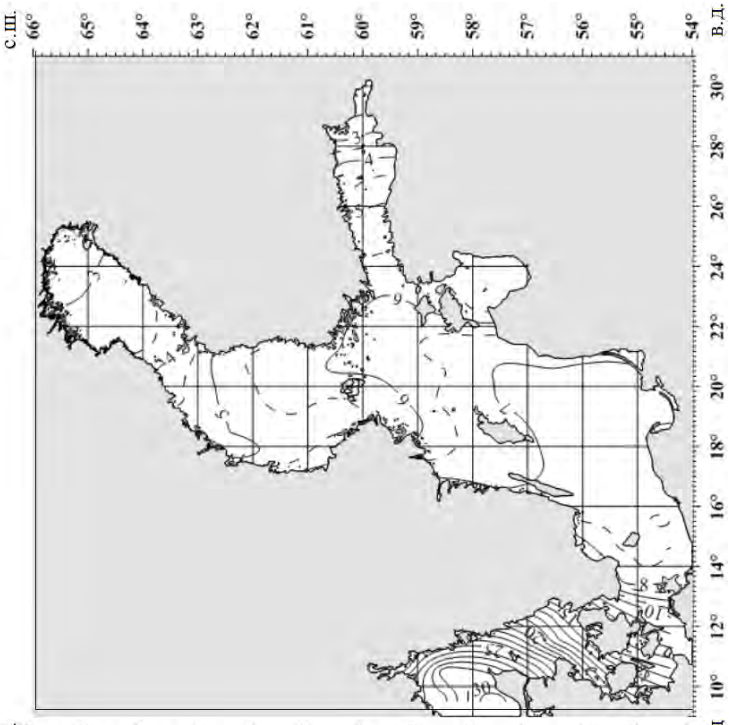

С.Ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
В.Д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 44.

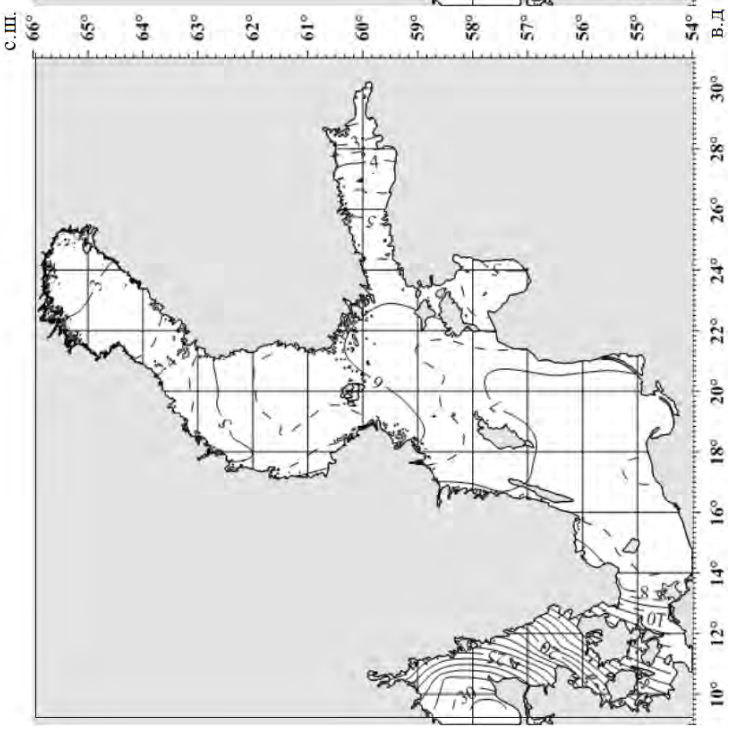

С.Ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
В.Д
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 43.

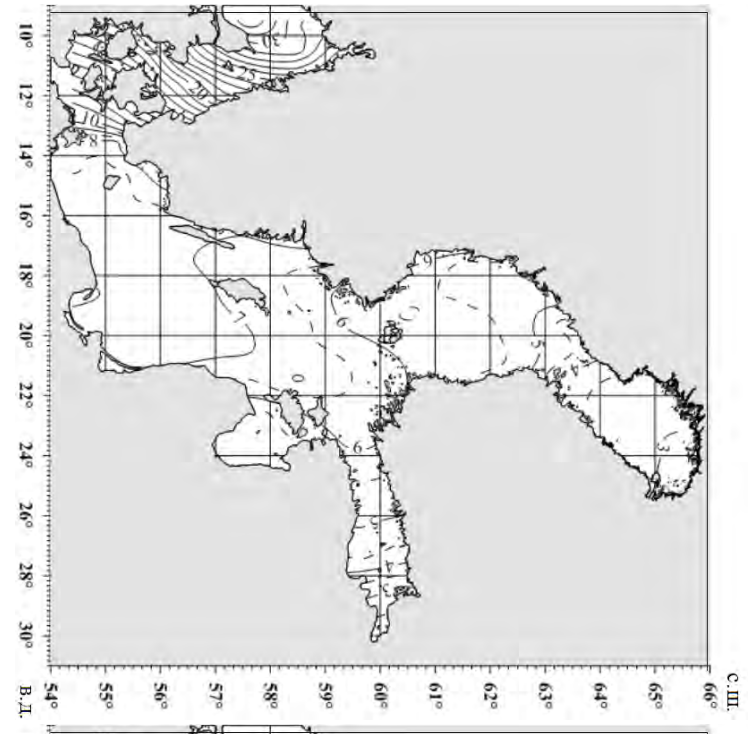

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С. Ш.

Рис. 45.

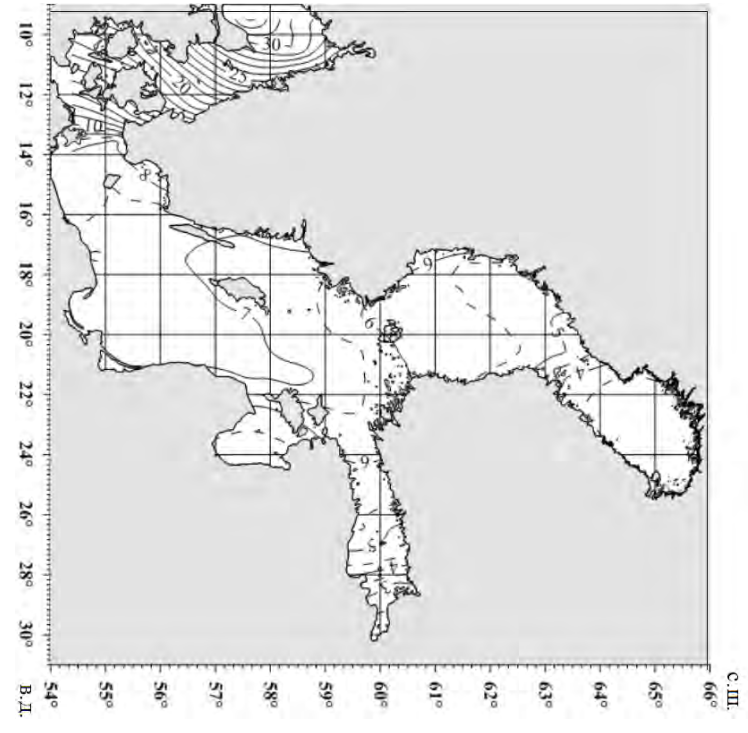

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С. Ш.

Рис. 46.

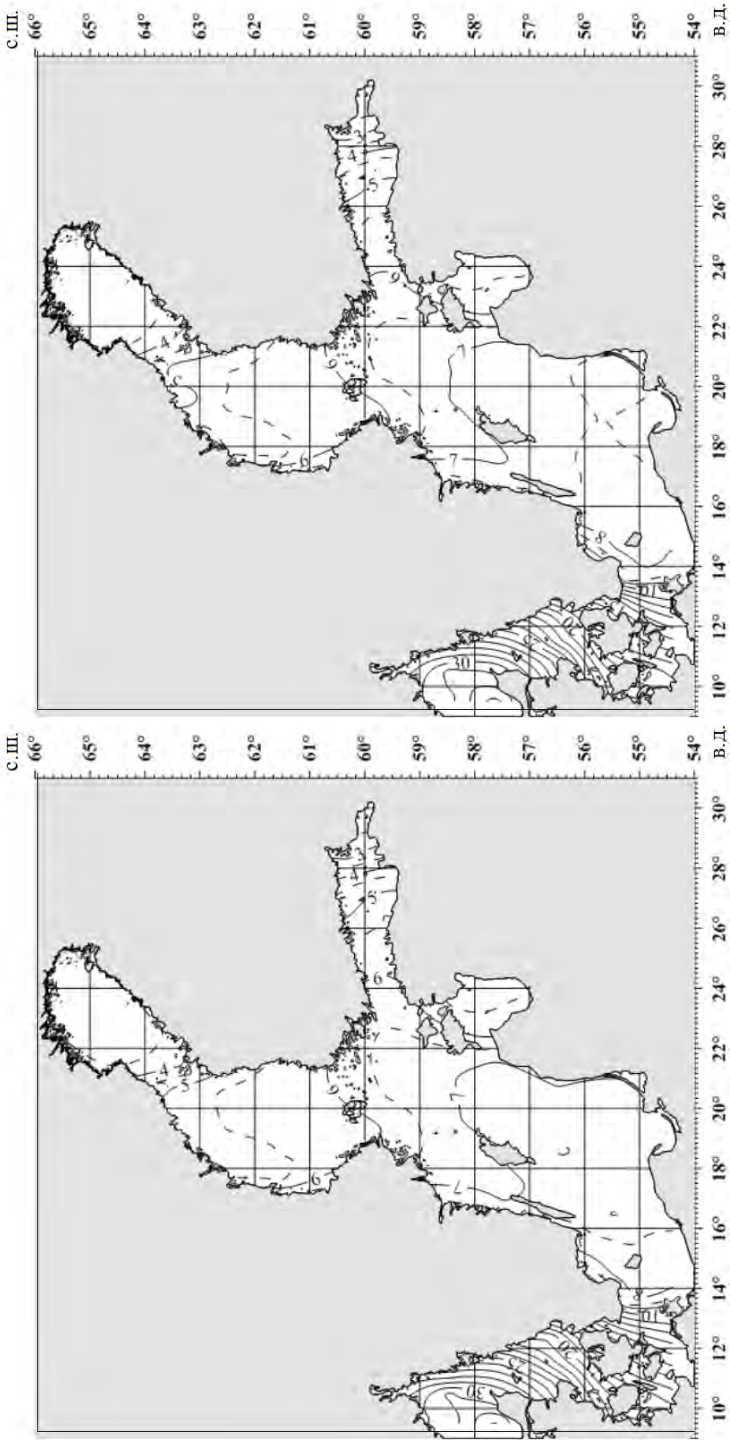

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 47.

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 48.

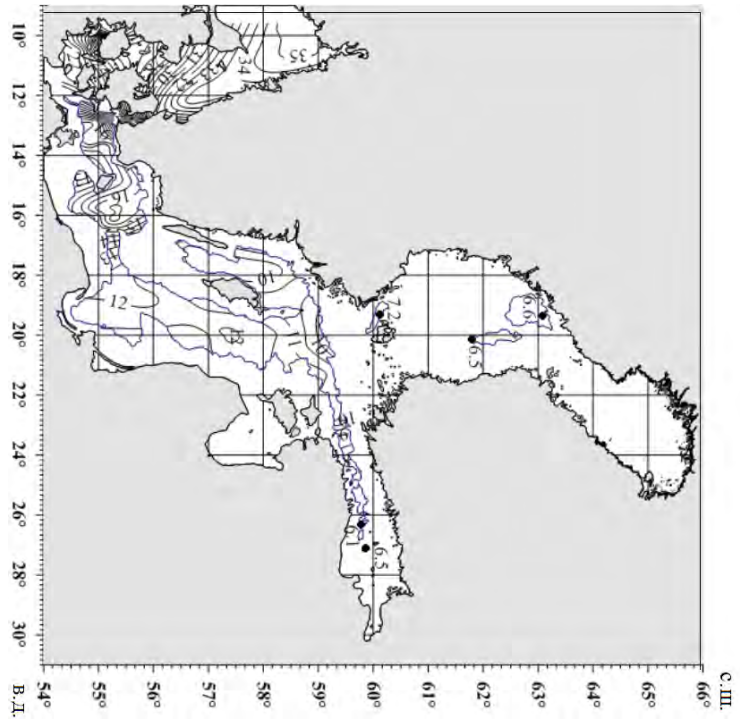


Рис. 49.

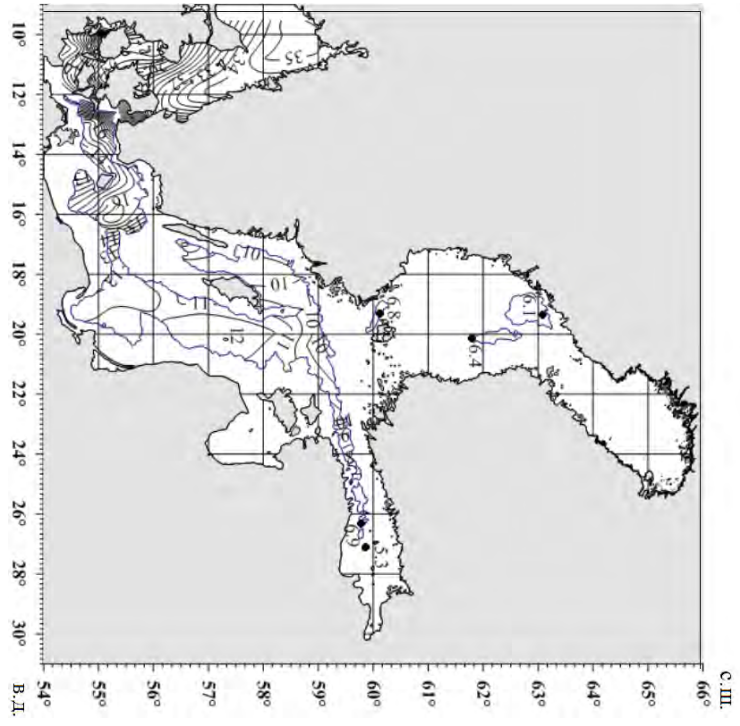


Рис. 50.

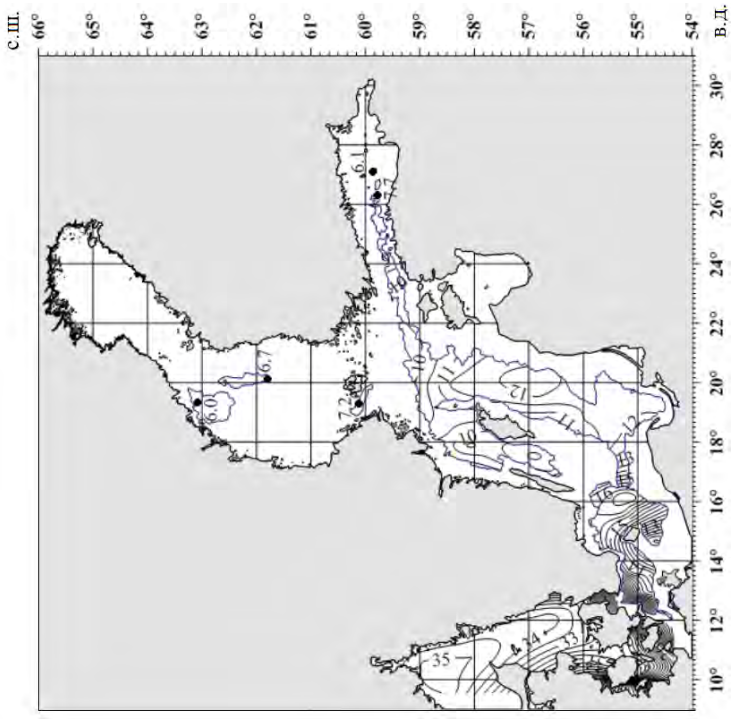

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
6.1
6.7
6.0
7.2
35

Рис. 52.

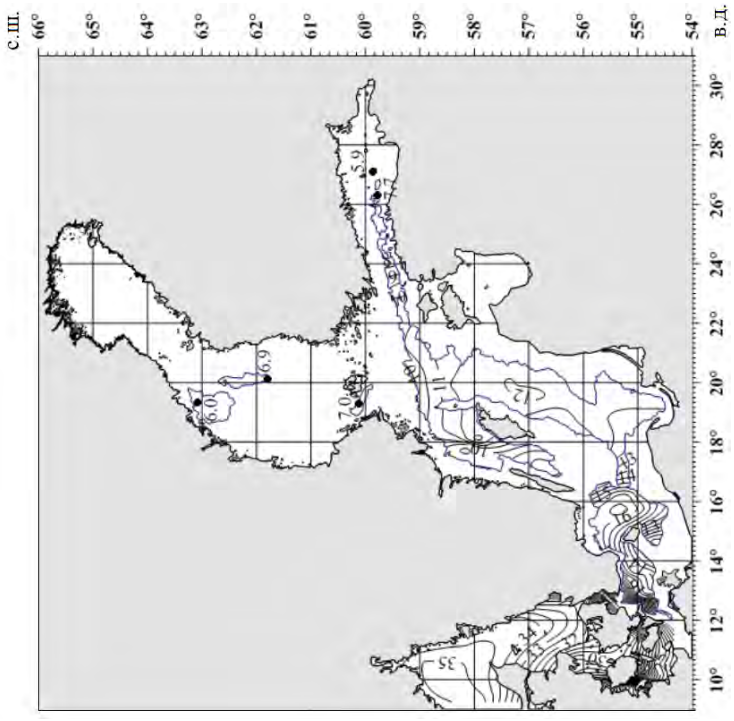

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
5.9
6.9
6.0
7.0
35

Рис. 51.

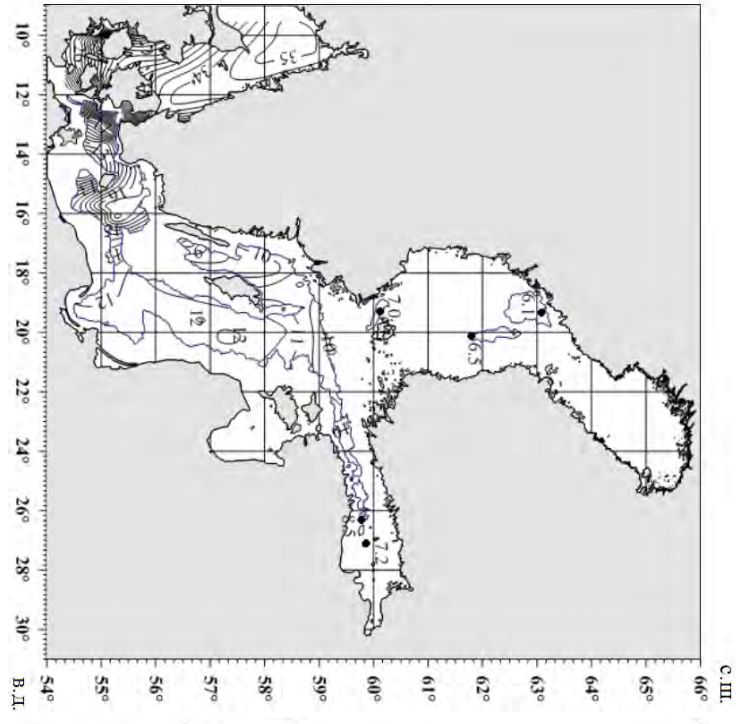

10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°
В.Д.
С.Ш.
35
34
12
11
10
9
8
7
6.5
6.11
7.0
8.5
7.2

Рис. 53.

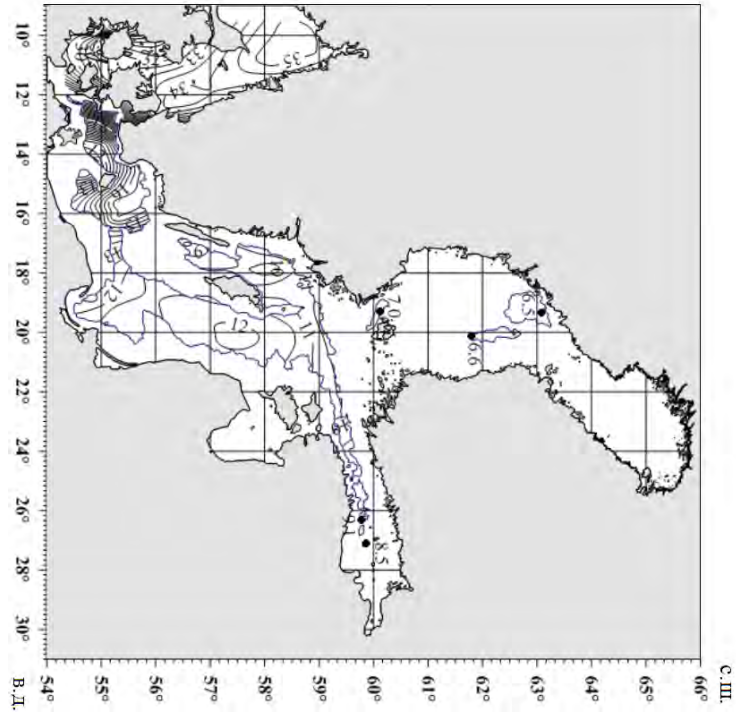

10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°
В.Д.
С.Ш.
35
34
12
11
10
9
8
7
6.5
6.6
7.0
8.5

Рис. 54.

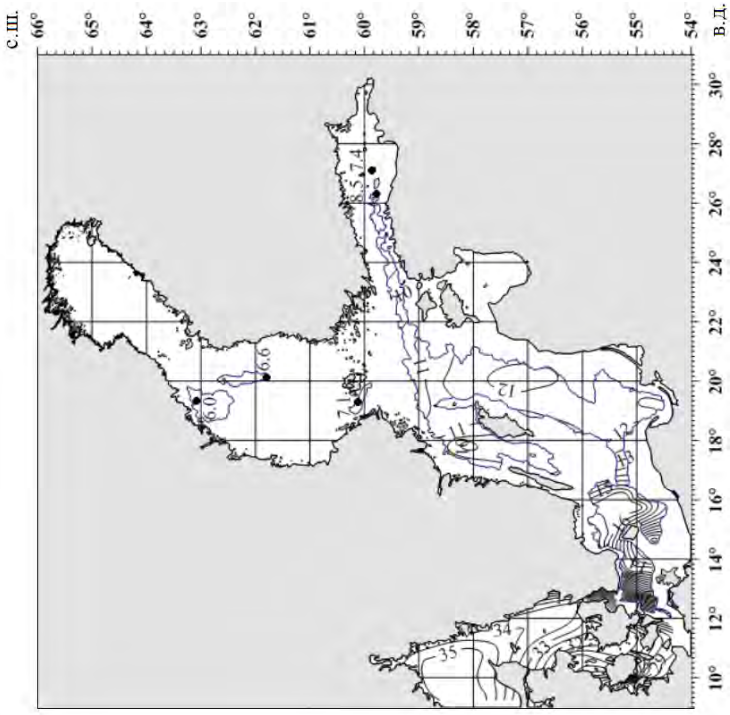

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
6.0
6.6
7.1
8.5
7.4
11
12
35
34
33

Рис. 55.

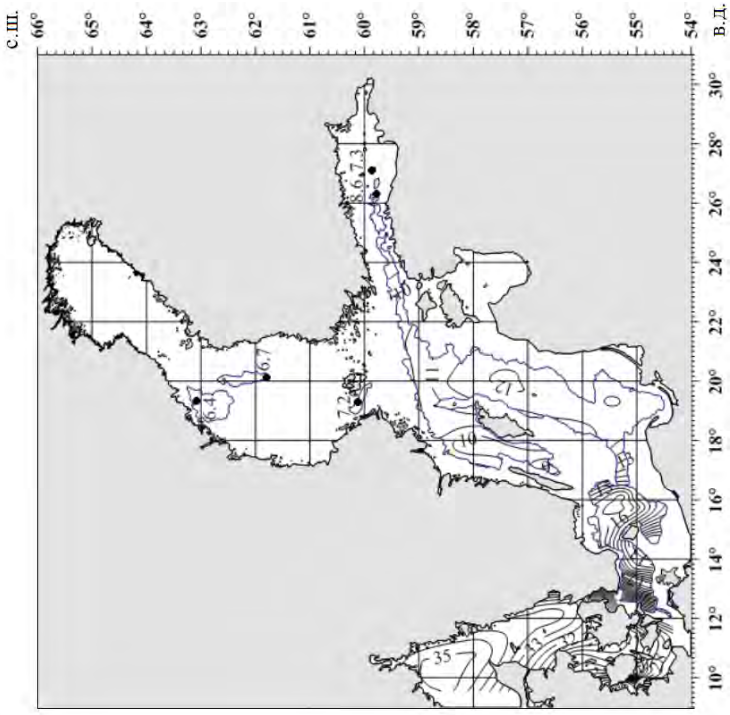

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
6.4
6.7
7.2
8.6
7.3
11
12
10
35
33
32

Рис. 56.

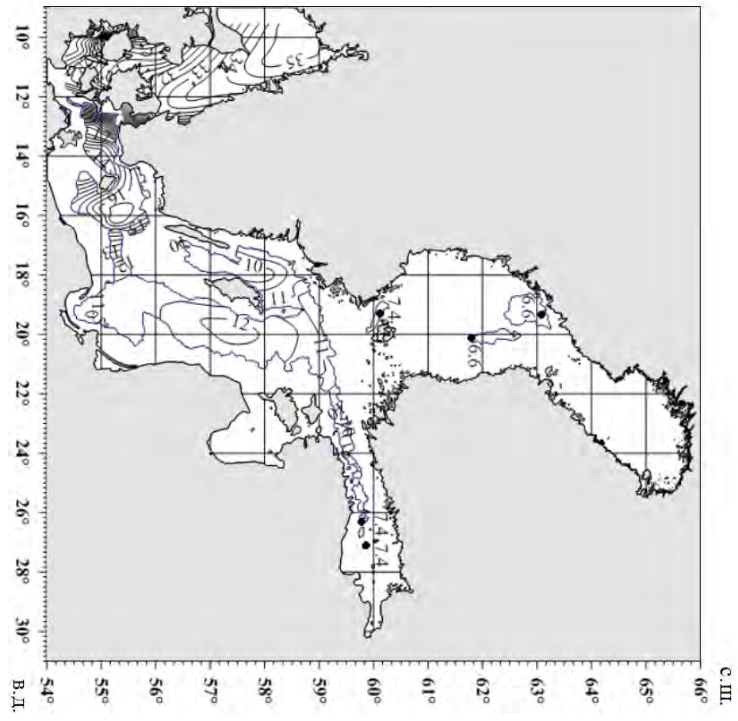

10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°
В.Д.
С.Ш.
35
34
33
10
11
12
6.6
7.4
7.4

Рис. 57.

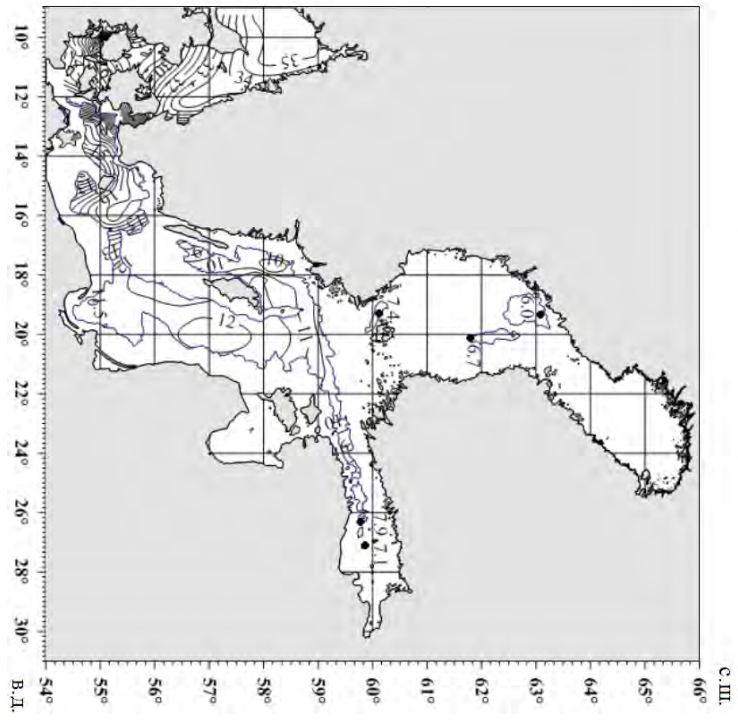

10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°
В.Д.
С.Ш.
35
34
33
10
11
12
6.0
6.7
7.4
7.9
7.1

Рис. 58.

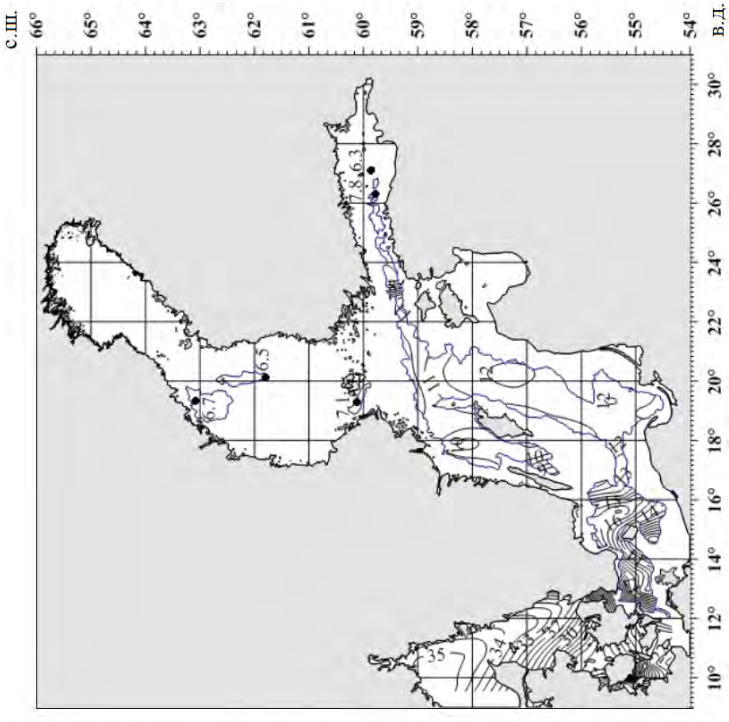

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
6.3
6.7
7.2
8
12
35

Рис. 60.

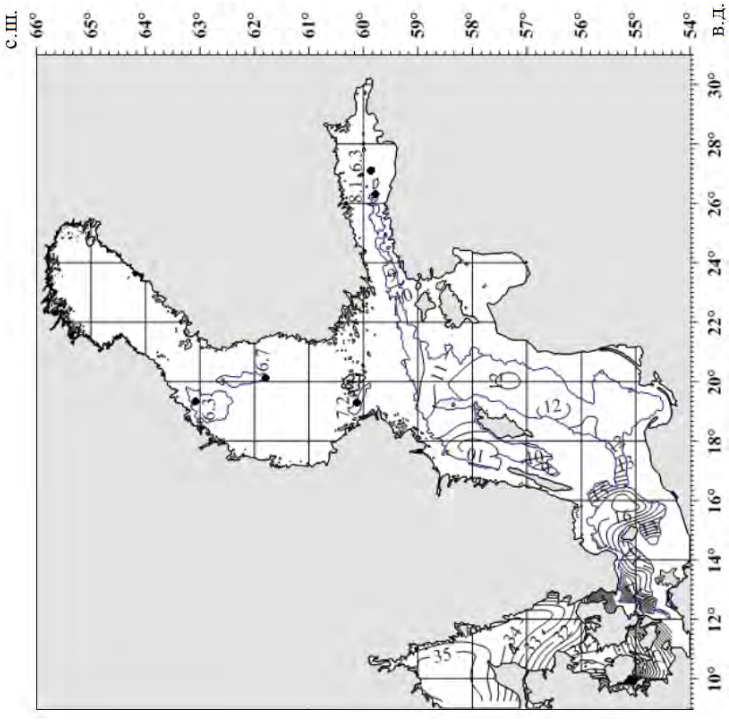

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
6.3
6.7
7.2
8
12
35

Рис. 59.

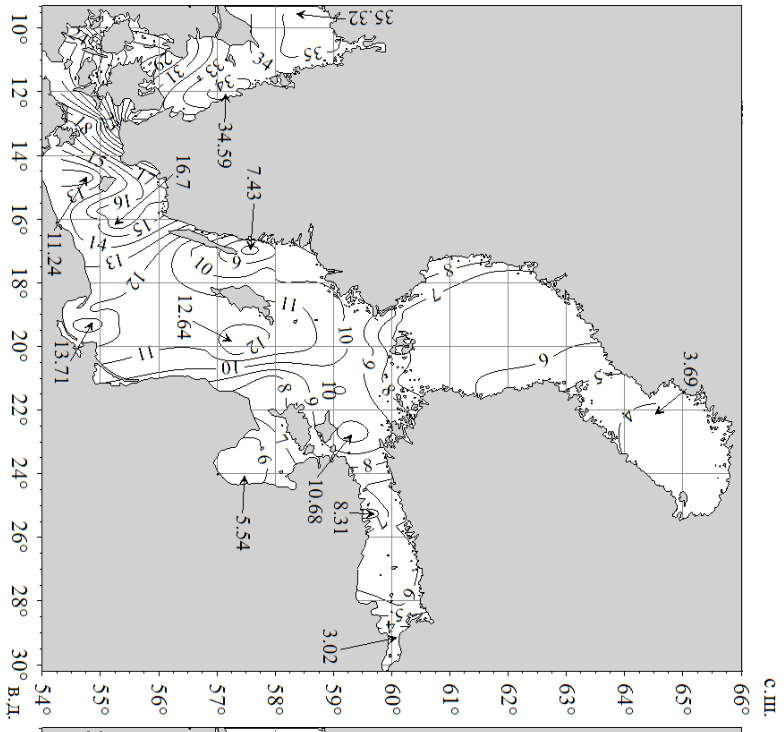

35.32
34.59
7.43
16.7
11.24
12.64
13.71
3.69
10.68
8.31
5.54
3.02
с.ш.
в.д.

Рис. 61.

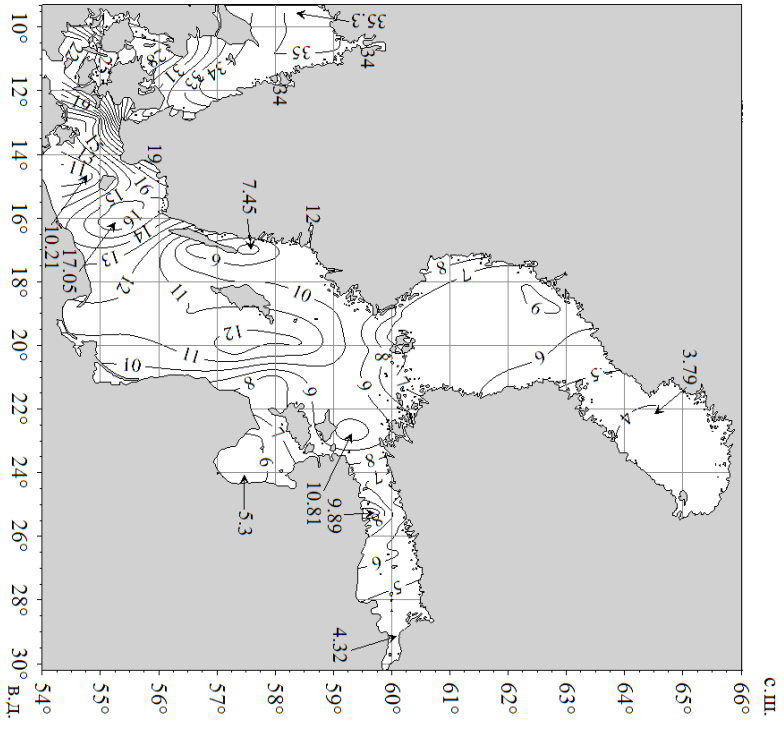

35.3
7.45
10.21
17.05
3.79
10.81
9.89
5.3
4.32
с.ш.
в.д.

Рис. 62.

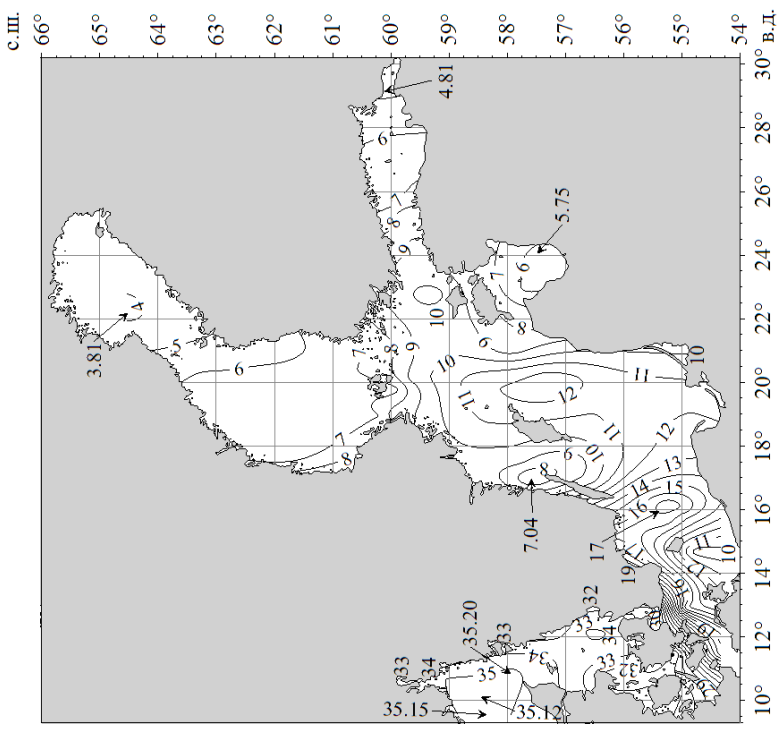


Рис. 64.

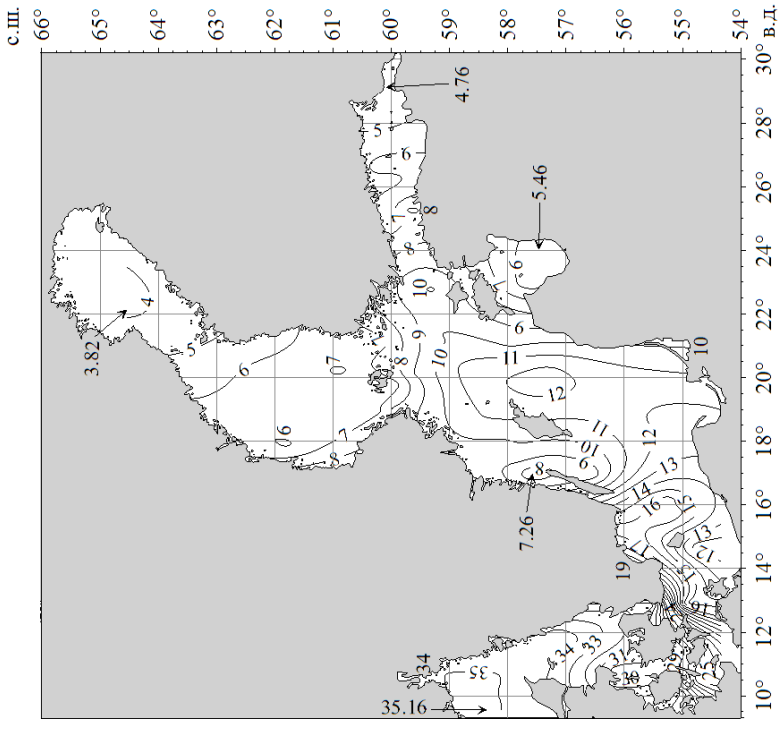


Рис. 63.

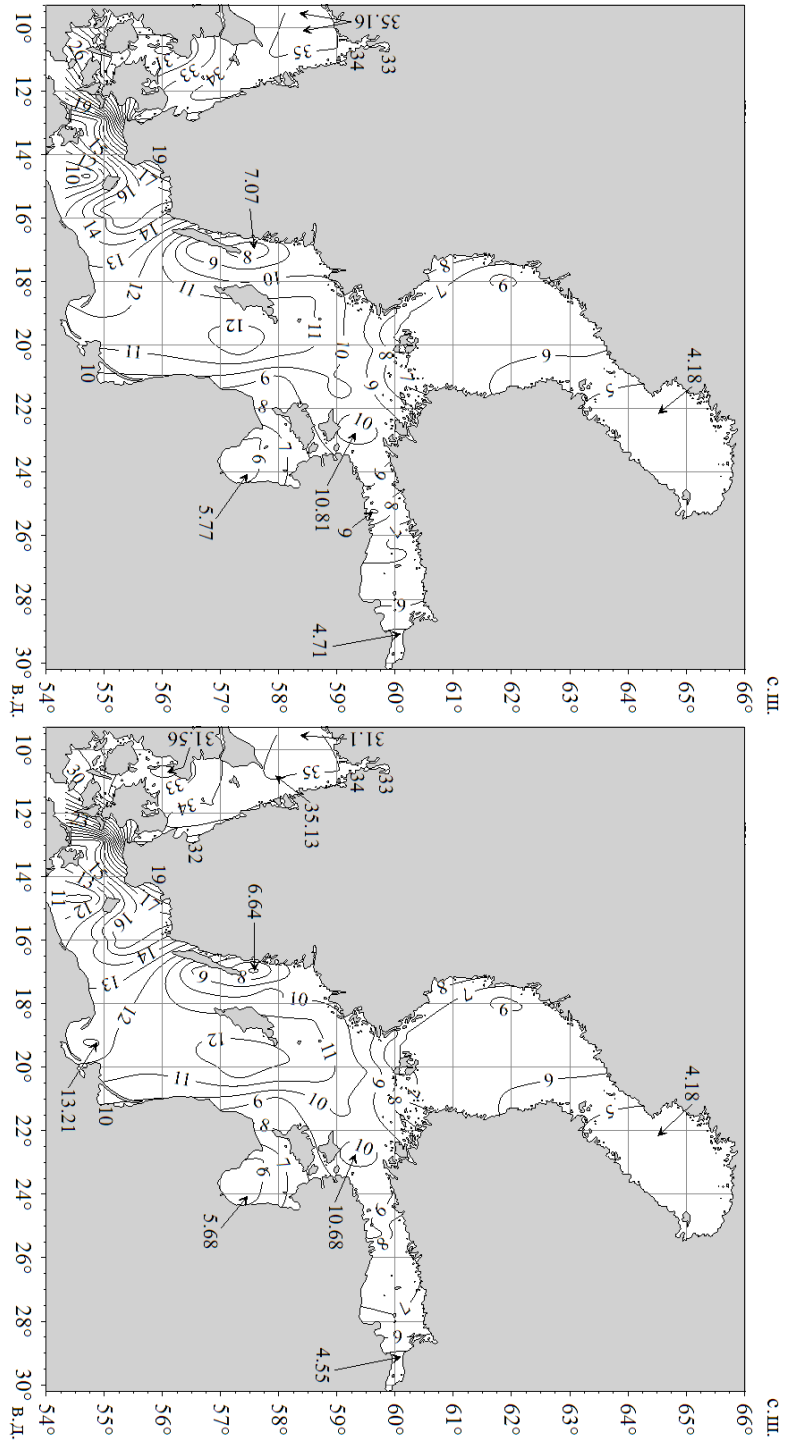

с.ш.
в.д.
35.16
7.07
4.18
5.77
10.81
4.71

Рис. 65.

с.ш.
в.д.
31.56
35.13
6.64
4.18
13.21
5.68
10.68
4.55

Рис. 66.

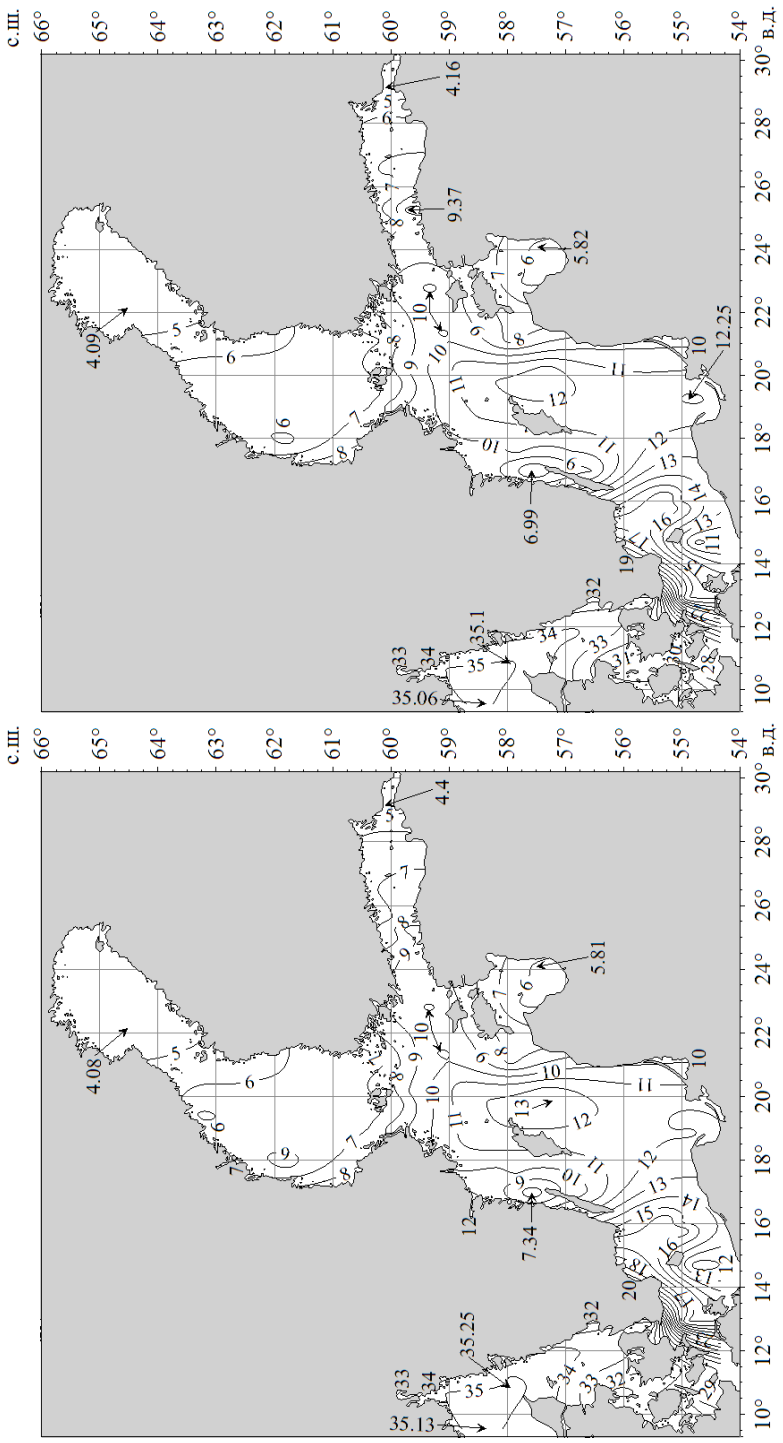

с.ш.
в.д.
4.08
4.4
5.81
7.34
35.25
35.13

Рис. 67.

с.ш.
в.д.
4.09
4.16
9.37
5.82
12.25
6.99
35.1
35.06

Рис. 68.

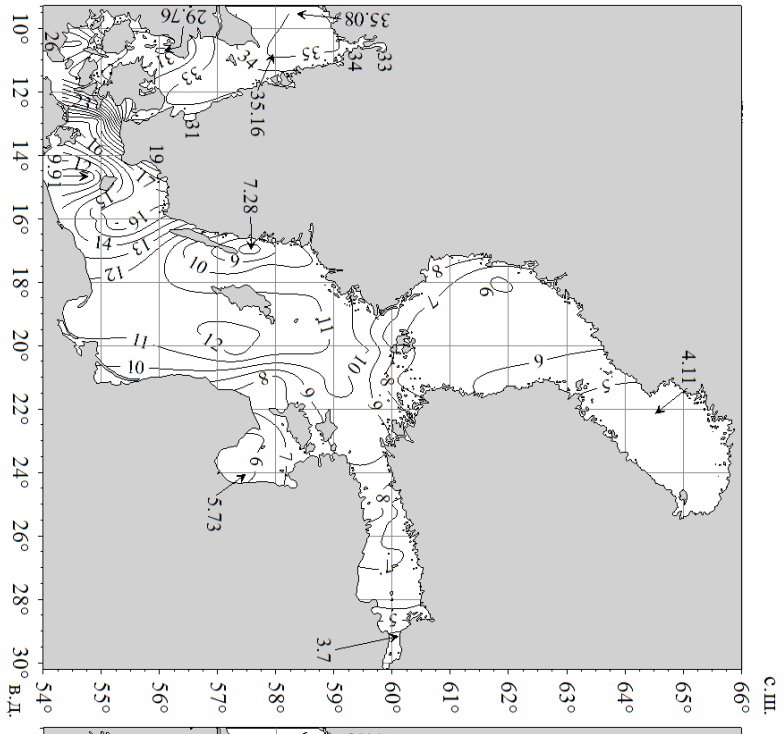

35.08
29.76
35.16
7.28
9.91
5.73
3.7
4.11
с.ш.
в.д.

Рис. 69.

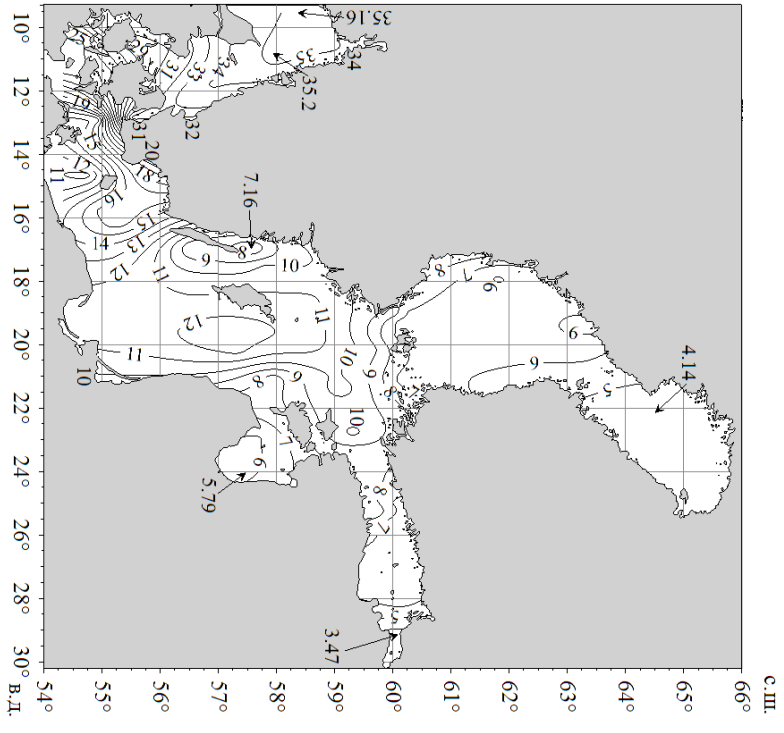

35.16
35.2
7.16
5.79
3.47
4.14
с.ш.
в.д.

Рис. 70.

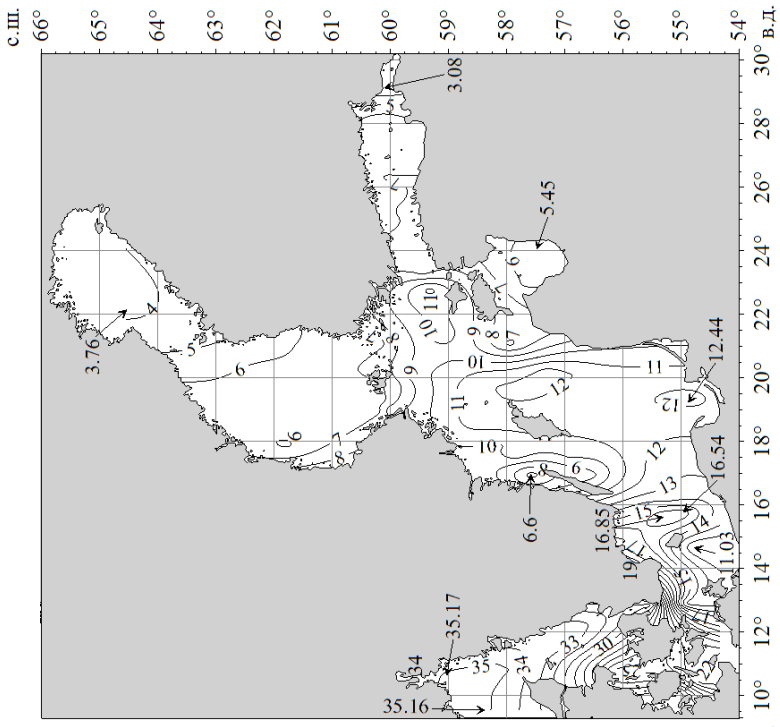

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
3.08
5.45
3.76
12.44
16.54
6.6
16.85
11.03
35.17
35.16
34
35

Рис. 72.

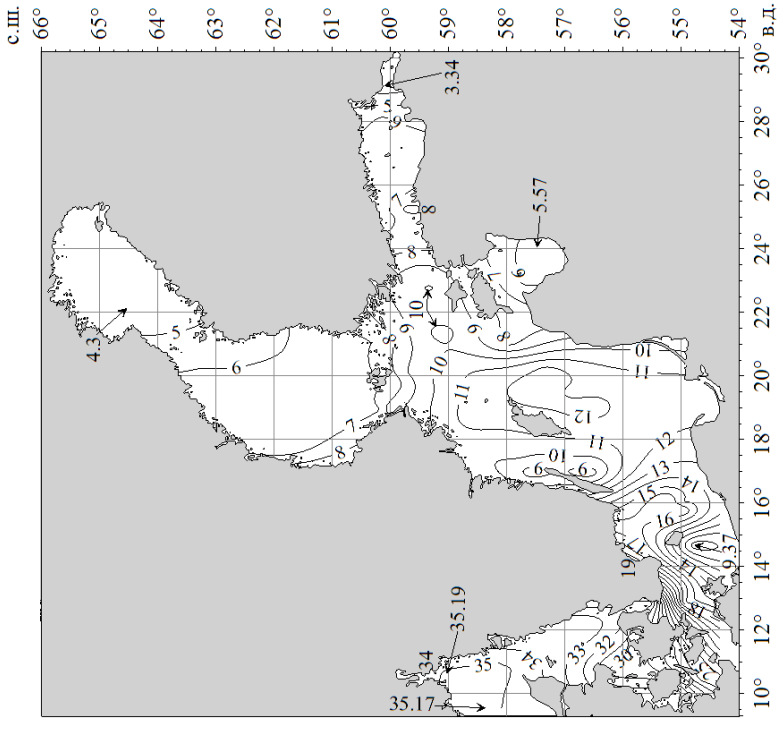

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
3.34
5.57
4.3
9.37
35.19
35.17
34
35

Рис. 71.

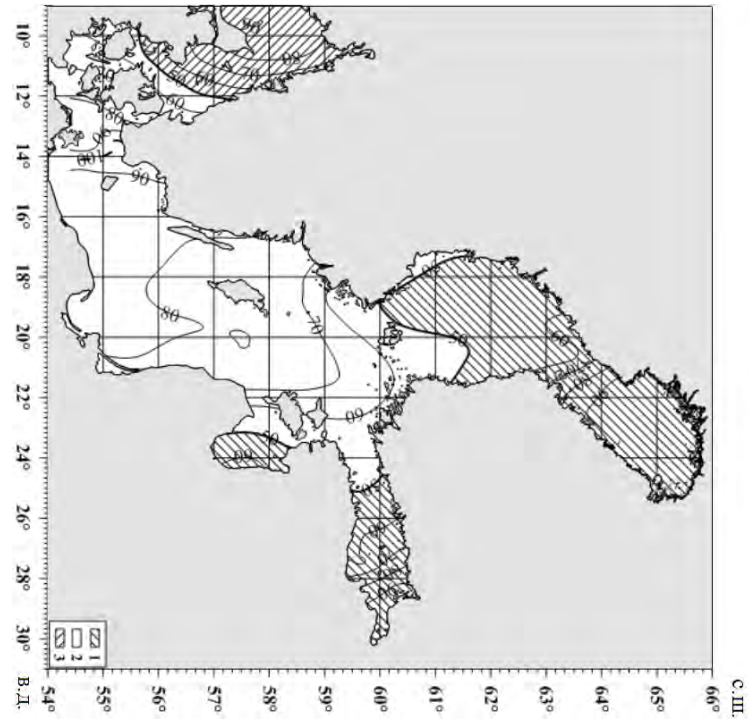

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С. Ш.
1
2
3

Рис. 73.

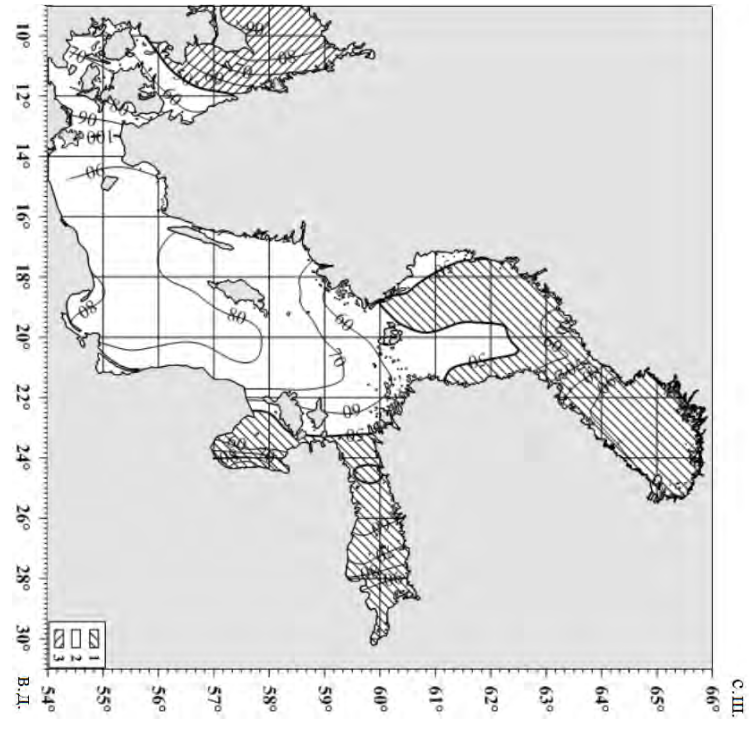

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С. Ш.
1
2
3

Рис. 74.

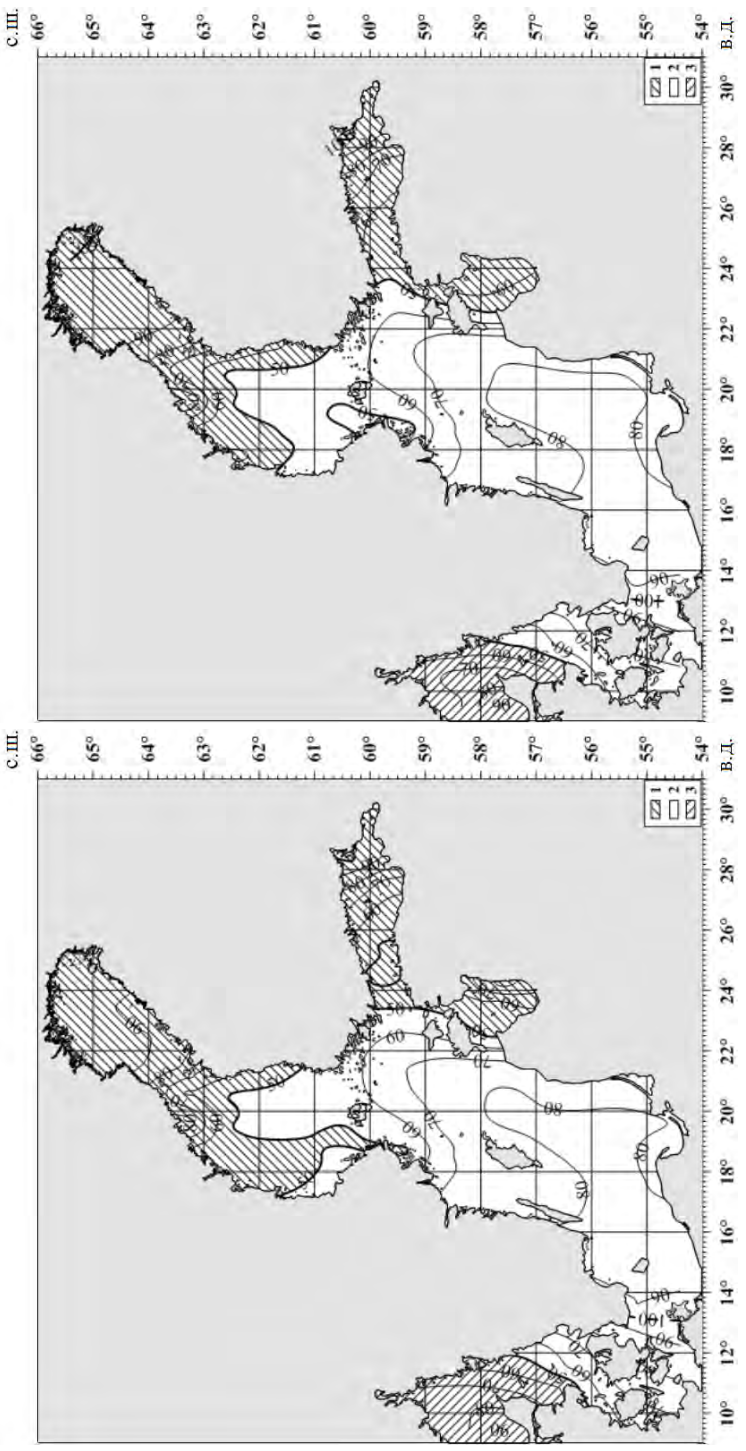

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 75.

Рис. 76.

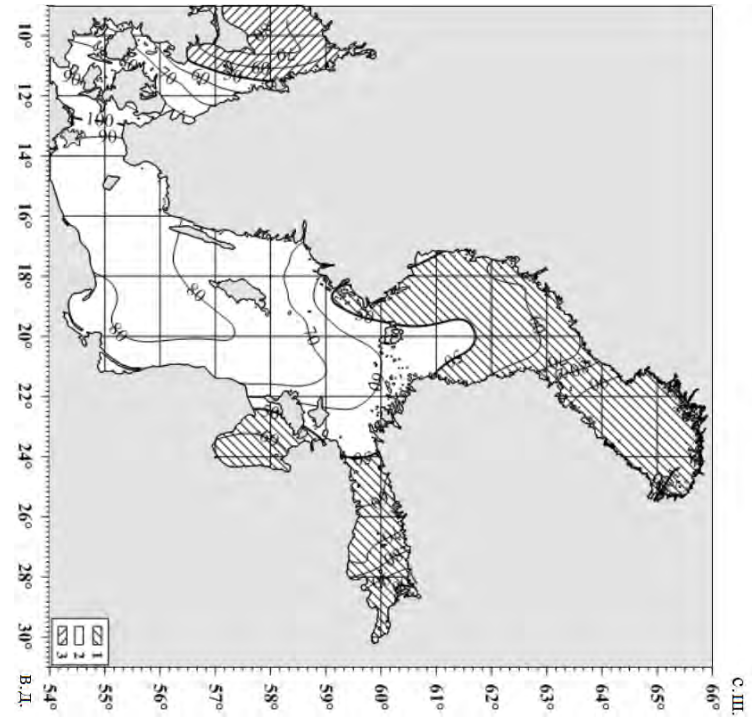

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С.Ш.
1
2
3

Рис. 77.

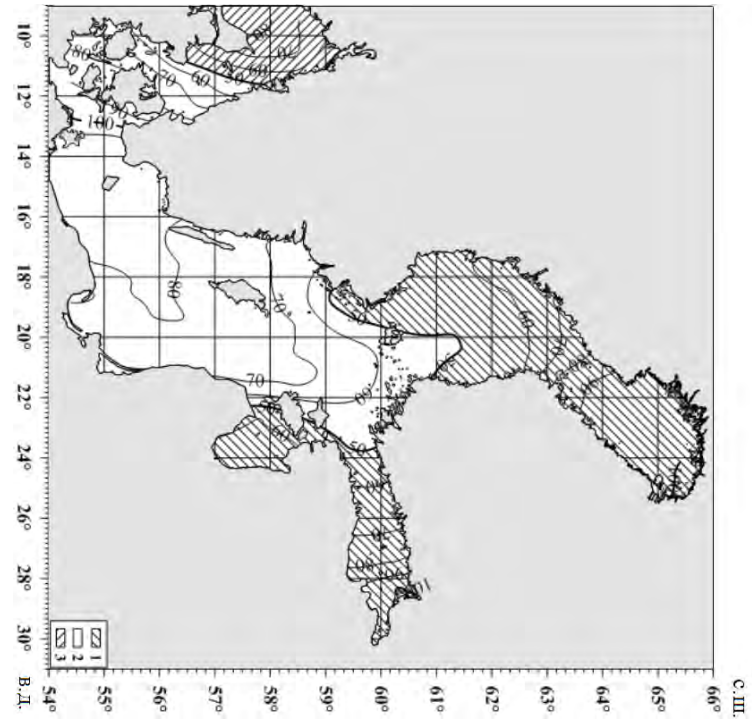

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С.Ш.
1
2
3

Рис. 78.

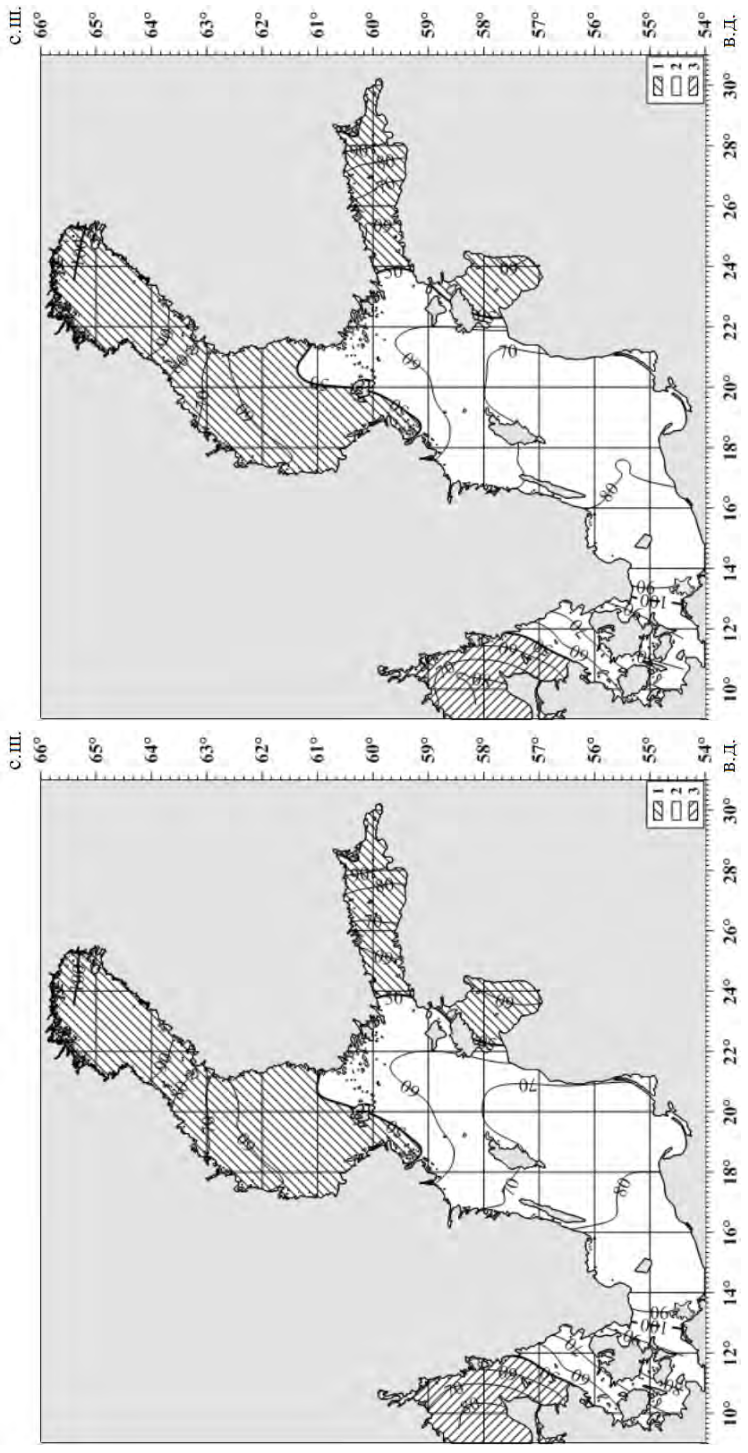

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 79.

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 80.

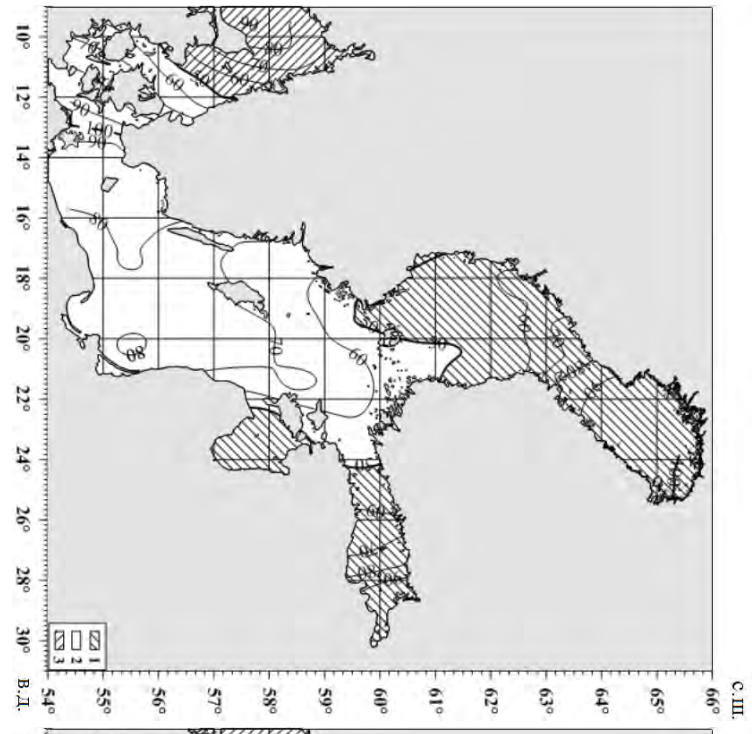

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С.Ш.
1
2
3

Рис. 81.

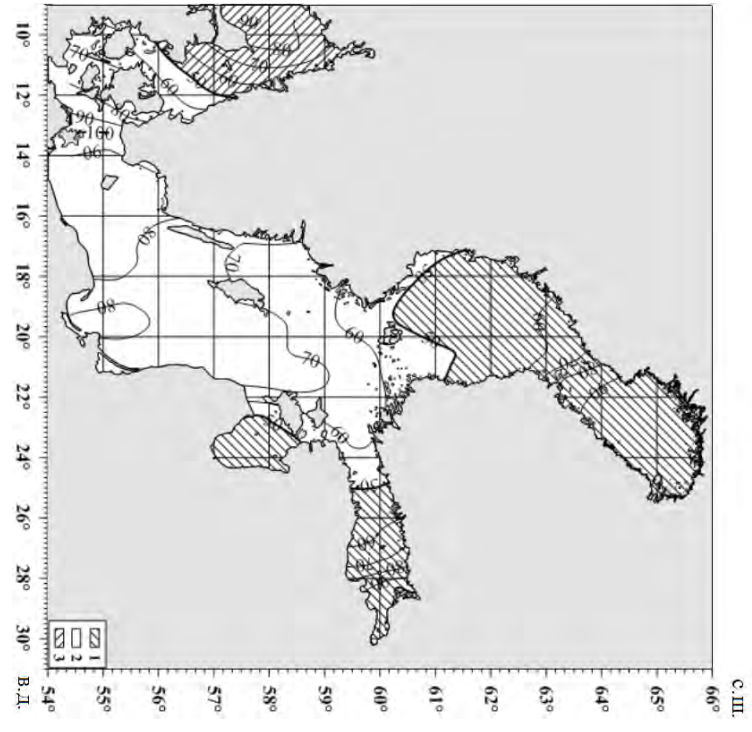

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С.Ш.
1
2
3

Рис. 82.

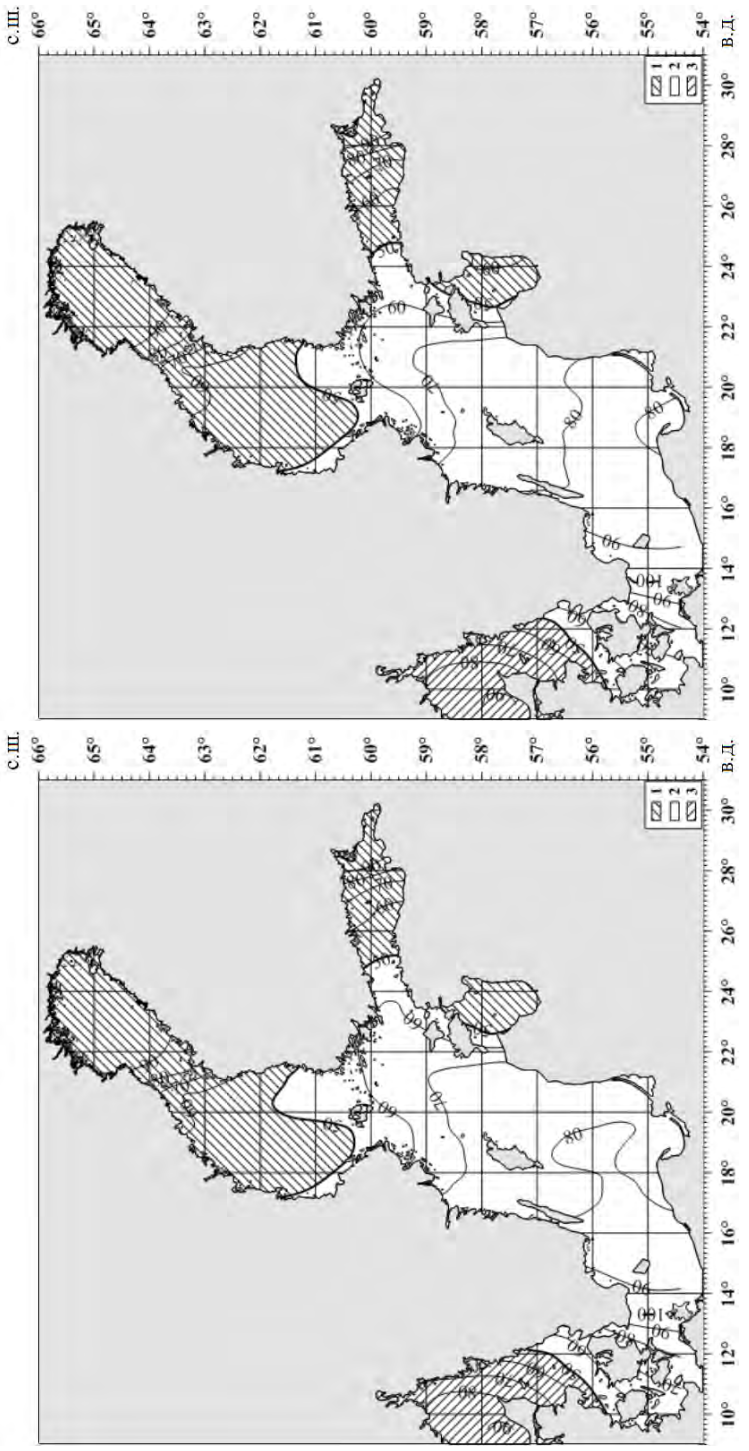

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 83.

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 84.

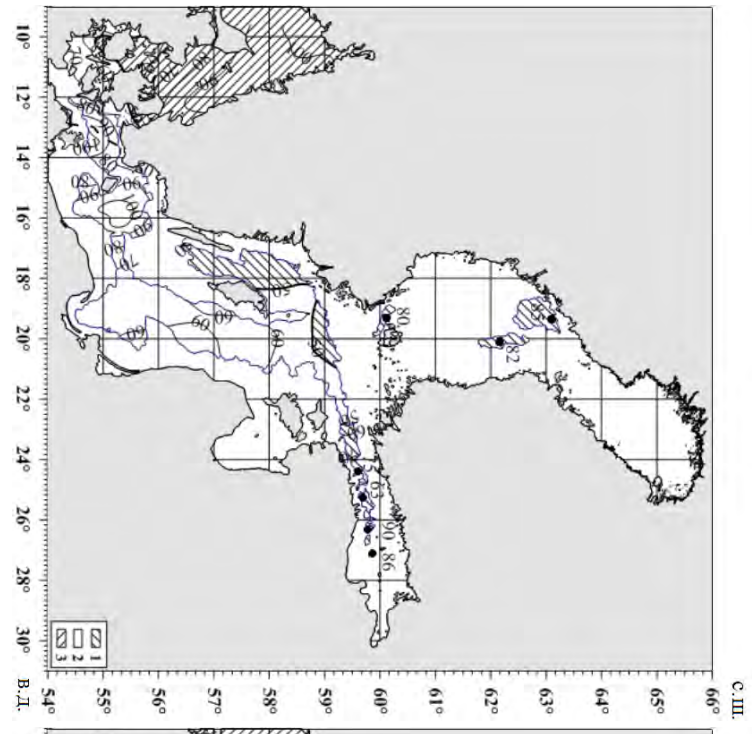

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С.Ш.
1
2
3

Рис. 85.

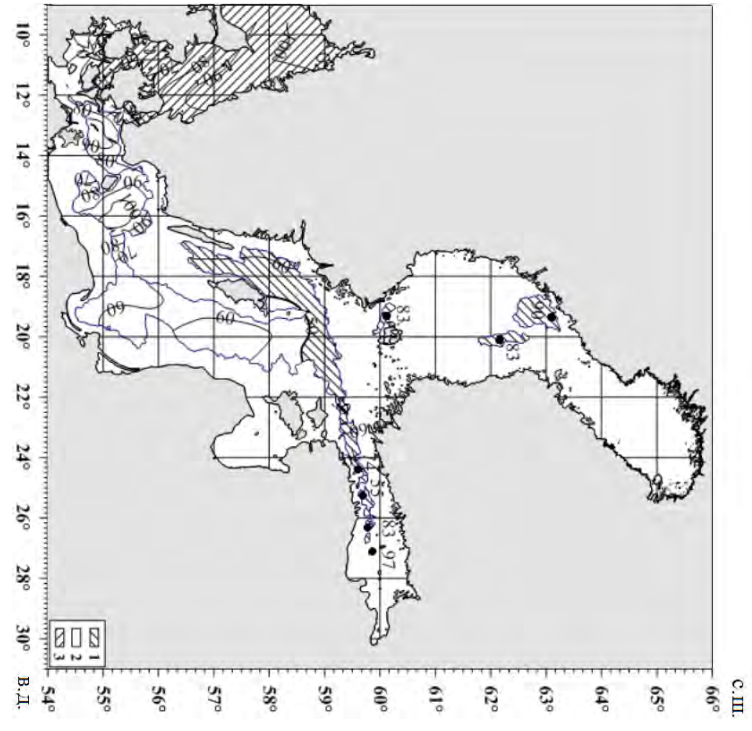

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С.Ш.
1
2
3

Рис. 86.

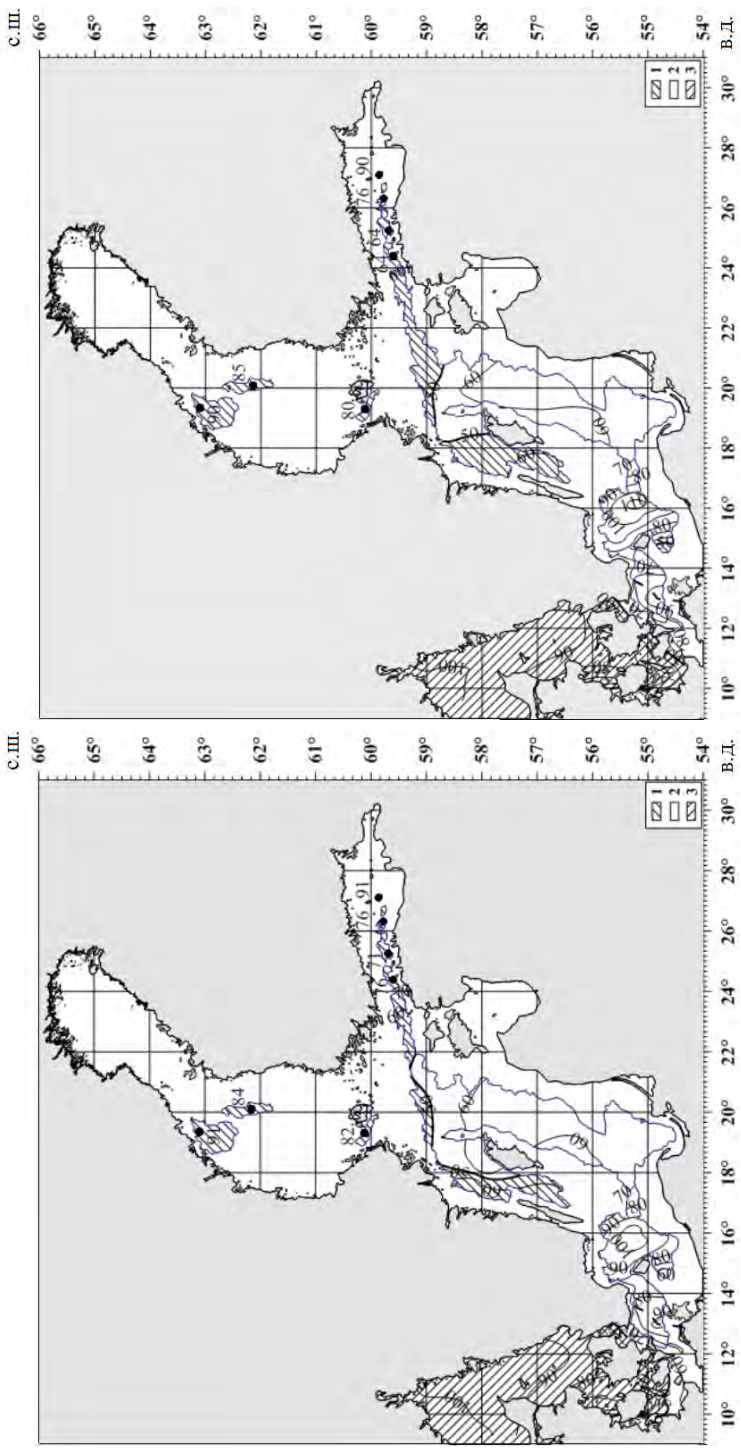

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 87.

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 88.

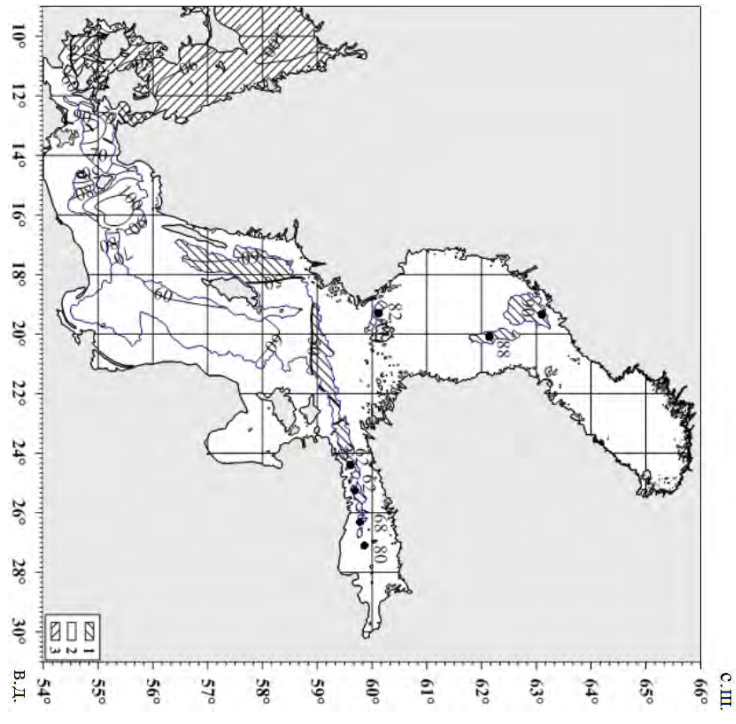

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С.Ш.
1
2
3
60
68
80
82
88

Рис. 89.

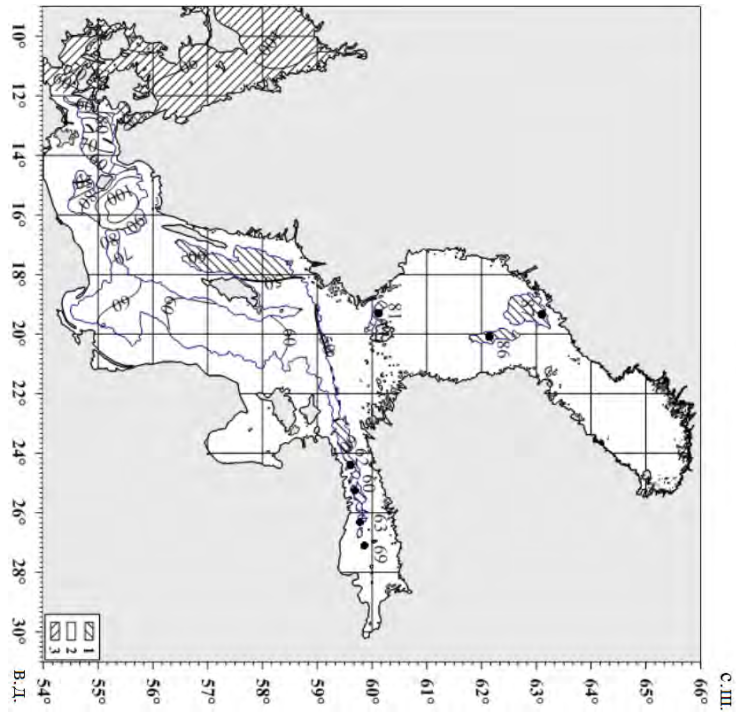

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66° С.Ш.
1
2
3
60
63
69
81
86

Рис. 90.

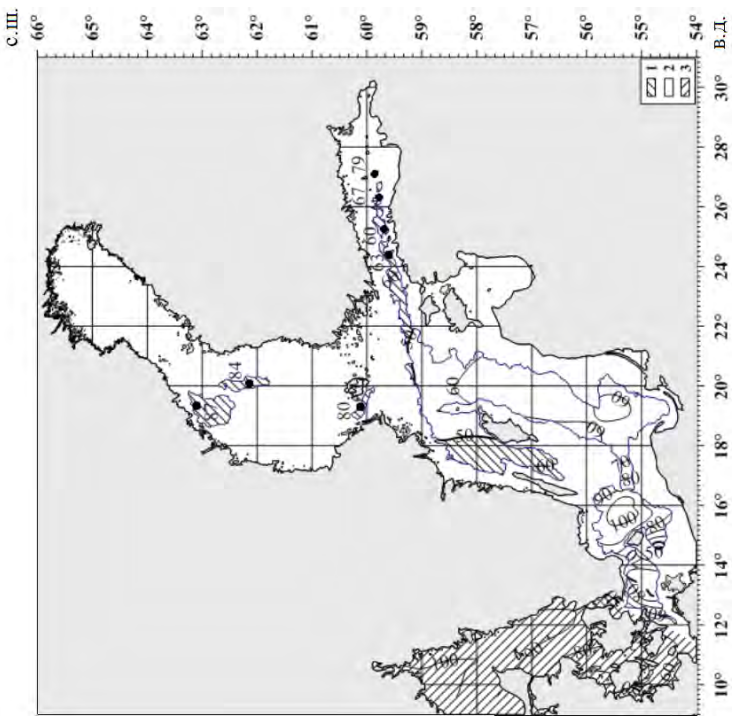

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 92.

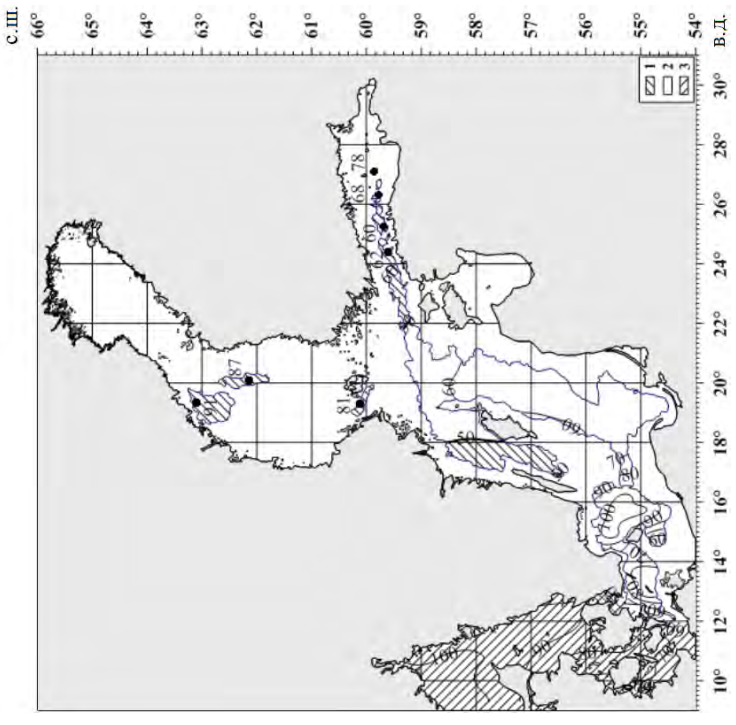

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 91.

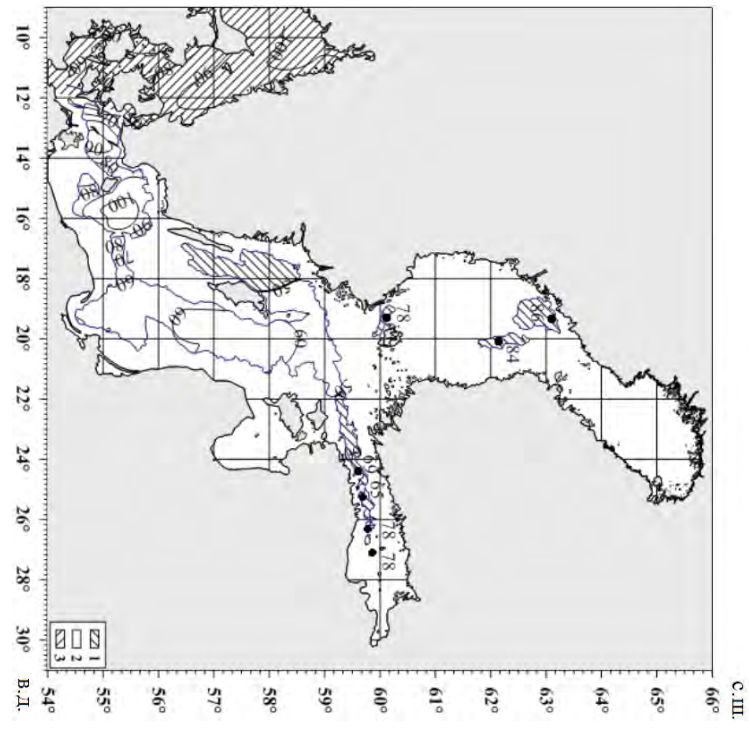

10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°
В.Д.
С.Ш.
1
2
3

Рис. 93.

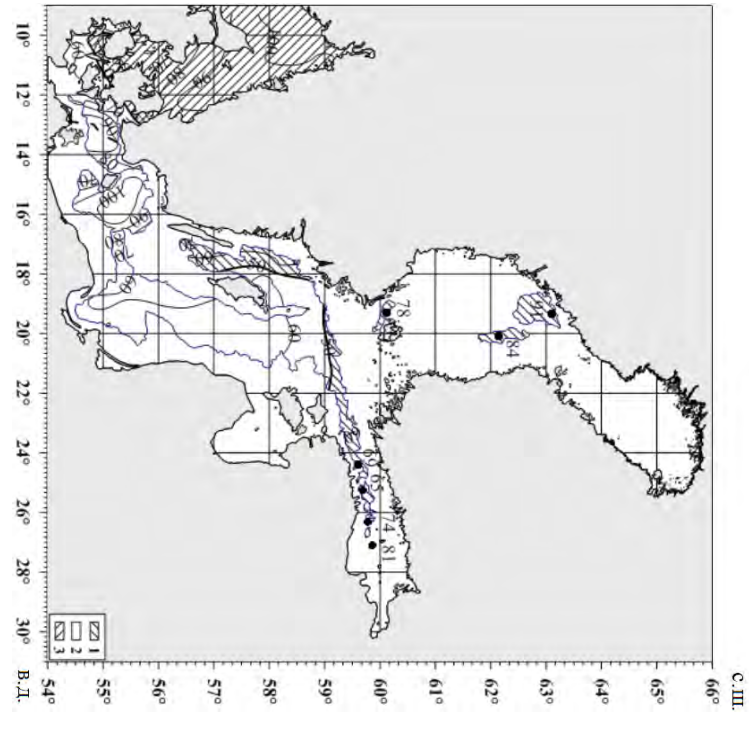

10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°
В.Д.
С.Ш.
1
2
3

Рис. 94.

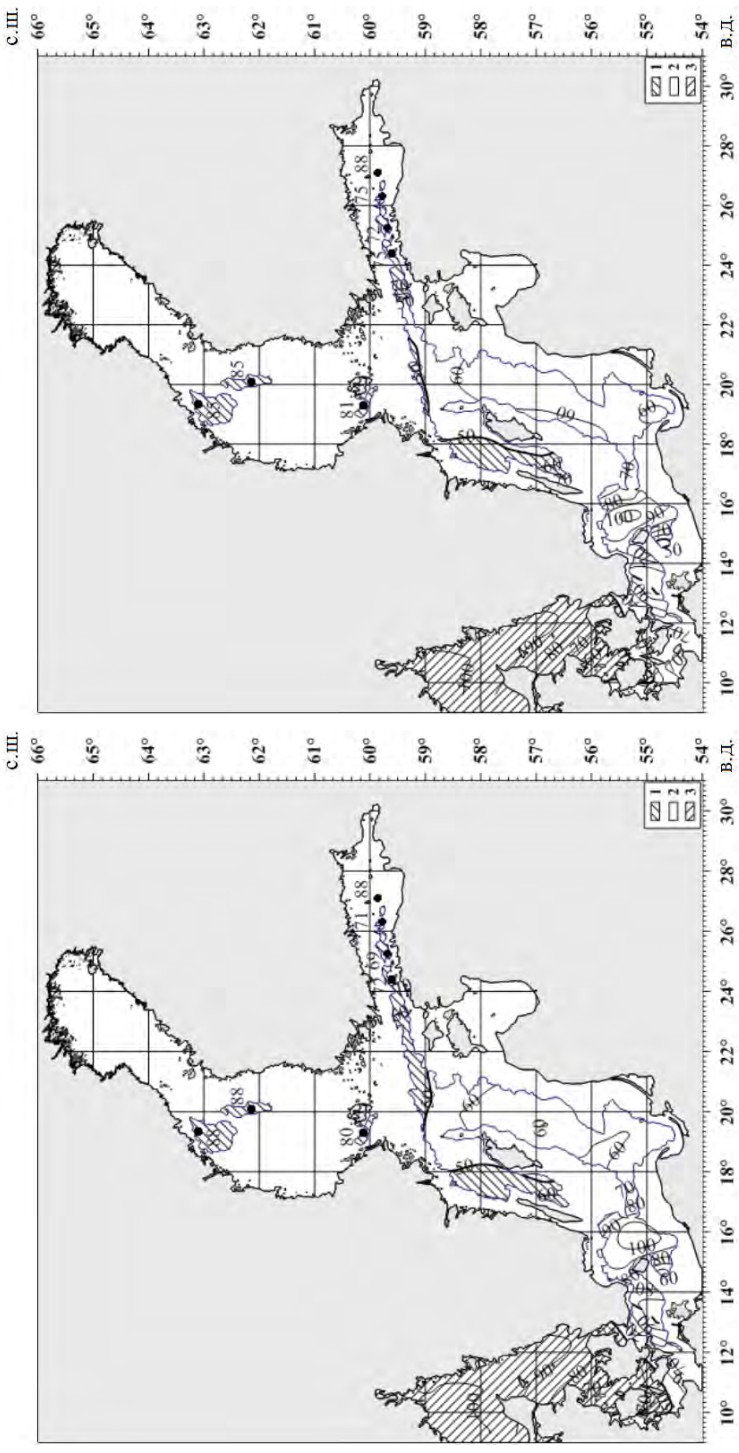

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 96.

с.ш.
в.д.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
1
2
3

Рис. 95.

Приложение Б

АТЛАС ГАРМОНИЧЕСКИХ ПОСТОЯННЫХ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕРМОХАЛИННЫХ 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 (q_1) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на поверхности Балтийского моря.

Рис. 2. Амплитуда (A_1) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на поверхности Балтийского моря.

Рис. 3. Дата наступления максимума (T_{max1}) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на поверхности Балтийского моря.

Рис. 4. Квота (q_1) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на дне Балтийского моря.

Рис. 5. Амплитуда (A_1) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на дне Балтийского моря.

Рис. 6. Дата наступления максимума (T_{max1}) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на дне Балтийского моря.

Рис. 7. Квота (q_1) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря.

Рис. 8. Амплитуда (A_1) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря.

Рис. 9. Дата наступления максимума (T_{max1}) годовой гармоники температуры воды T_w (°C) на глубине ядра максимума солености Балтийского моря.

Рис. 10. Квота (q_1) годовой гармоники солености S (PSU) на поверхности Балтийского моря.

Рис. 11. Амплитуда (A_1) годовой гармоники солености S (PSU) на поверхности Балтийского моря.
Рис. 12. Дата наступления максимума (T_{max1}) годовой гармоники солености S (PSU) на поверхности Балтийского моря.
Рис. 13. Квота (q_1) годовой гармоники в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU) Балтийского моря.
Рис. 14. Амплитуда (A_1) годовой гармоники в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU) Балтийского моря.
Рис. 15. Дата наступления максимума (T_{max1}) годовой гармоники в ядре глубинного максимума солености S_{max} (PSU) Балтийского моря.
Рис. 16. Квота (q_1) годовой гармоники поверхностных водных масс Балтийского моря.
Рис. 17. Амплитуда (A_1) годовой гармоники поверхностных водных масс Балтийского моря.
Рис. 18 – Дата наступления максимума (T_{max1}) годовой гармоники поверхностных водных масс Балтийского моря.
Рис. 19. Квота (q_1) годовой гармоники глубинных водных масс Балтийского моря.
Рис. 20. Амплитуда (A_1) годовой гармоники глубинных водных масс Балтийского моря.
Рис. 21. Дата наступления максимума (T_{max1}) годовой гармоники глубинных водных масс Балтийского моря.

Supplement B.

THE ATLAS OF HARMONIC CONSTANTS OF SEASONAL VARIABILITY OF THERMOHALINE FIELDS IN THE BALTIC SEA

Maps of annual harmonics distribution (quota, amplitude, dates of maximums)

Surface water temperature (Fig. 1-3).
Bottom water temperature (Fig. 4-6).
Water temperature at the depth of the salinity maximum core (Fig. 7-9).
Surface water salinity **S** (PSU) (Fig. 10-12).
Salinity at the depth of the salinity maximum core (Fig. 13-15).
Percentage of surface water masses (Fig. 16-18).
Percentage of deep water masses (Fig. 18-21).

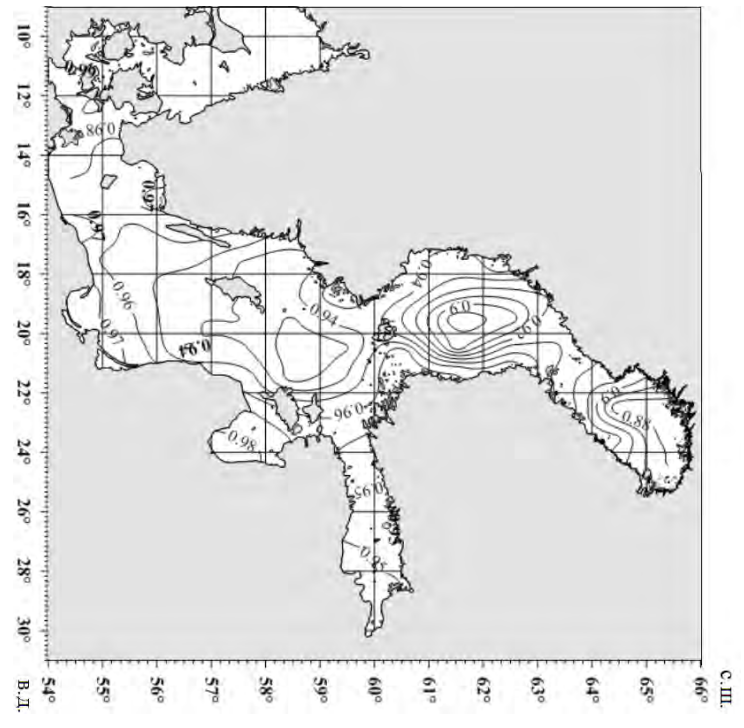

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С. Ш.
0.86
0.88
0.90
0.92
0.94
0.96
0.97
0.98
0.99

Рис. 1.

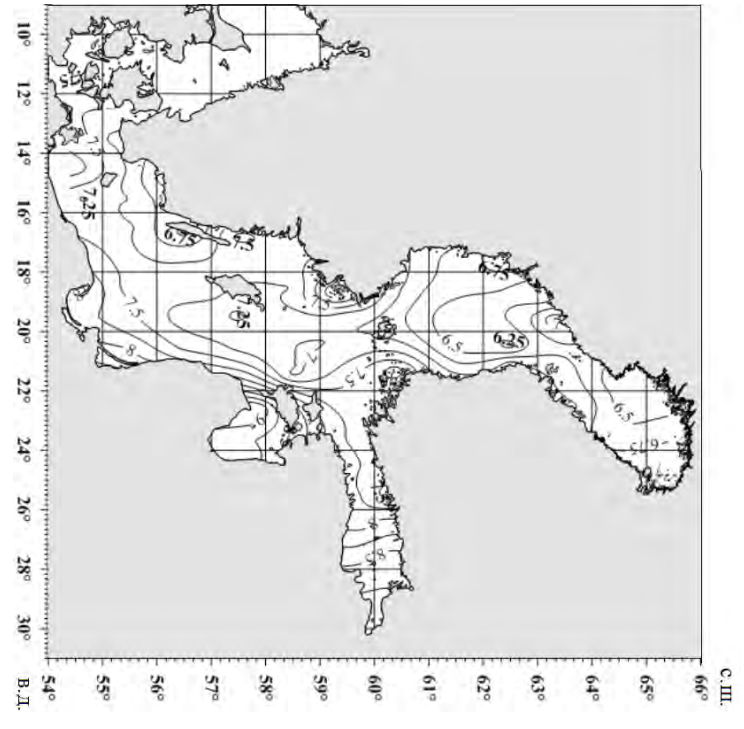

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С. Ш.
6.25
6.5
6.75
7
7.25
7.5
8

Рис. 2.

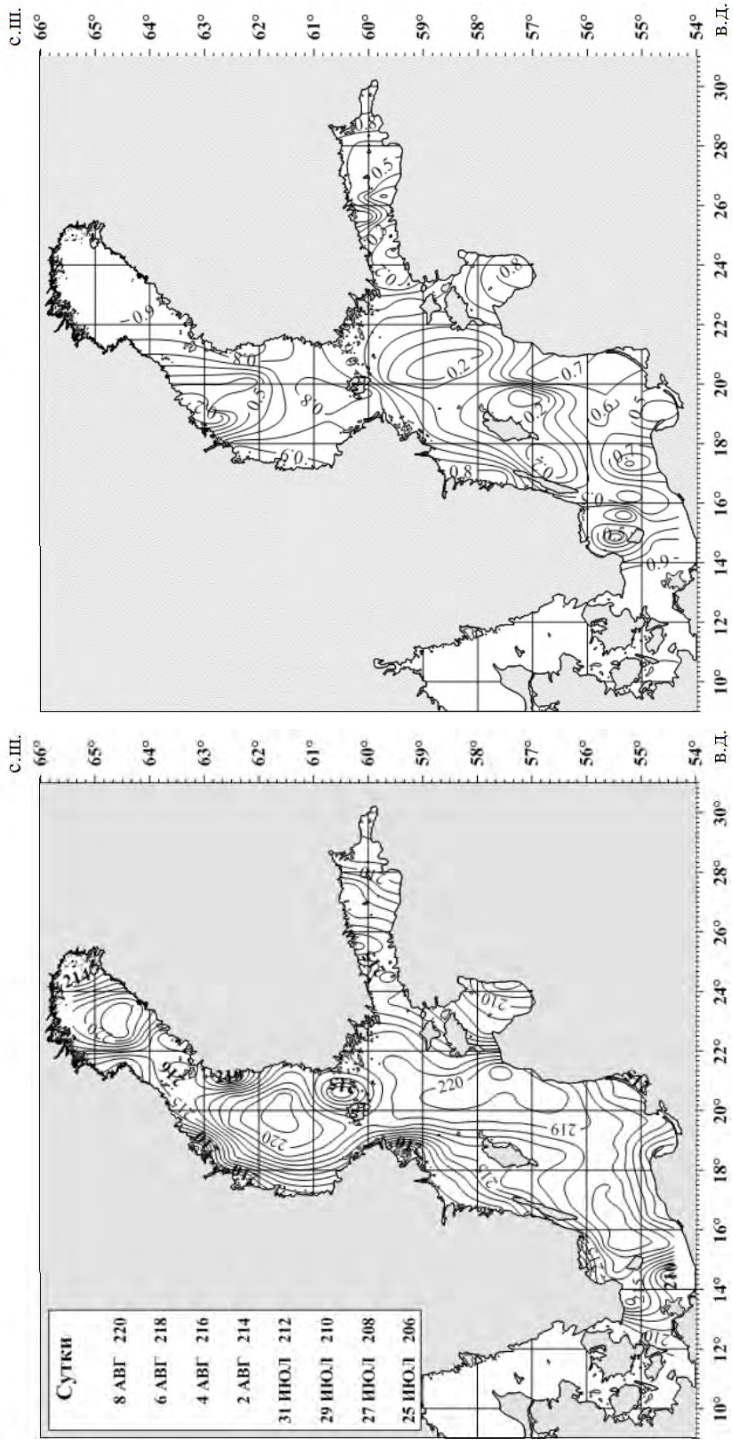

с.ш.
в.д.
Сутки
8 АВГ 220
6 АВГ 218
4 АВГ 216
2 АВГ 214
31 ИЮЛ 212
29 ИЮЛ 210
27 ИЮЛ 208
25 ИЮЛ 206

Рис. 3.

с.ш.
в.д.

Рис. 4.

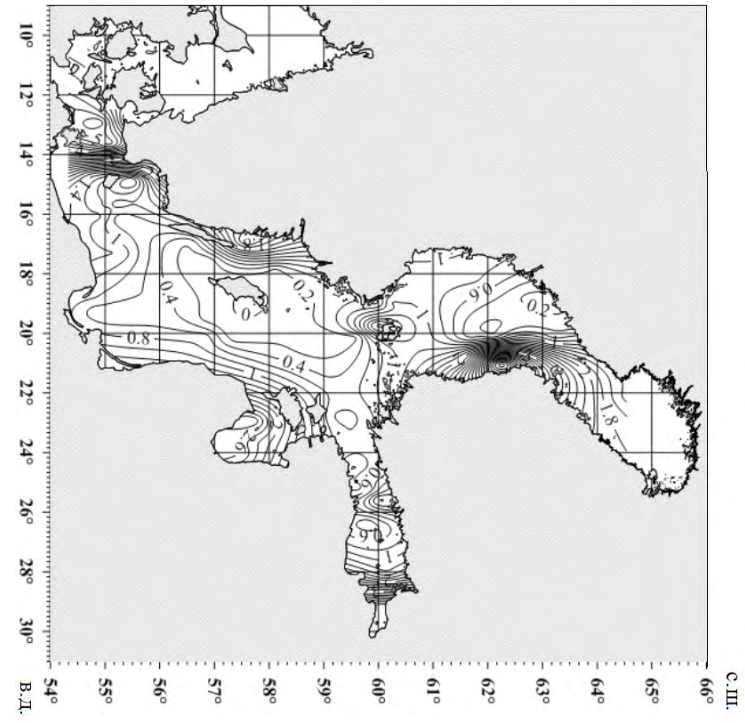

10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С.Ш.

Рис. 5.

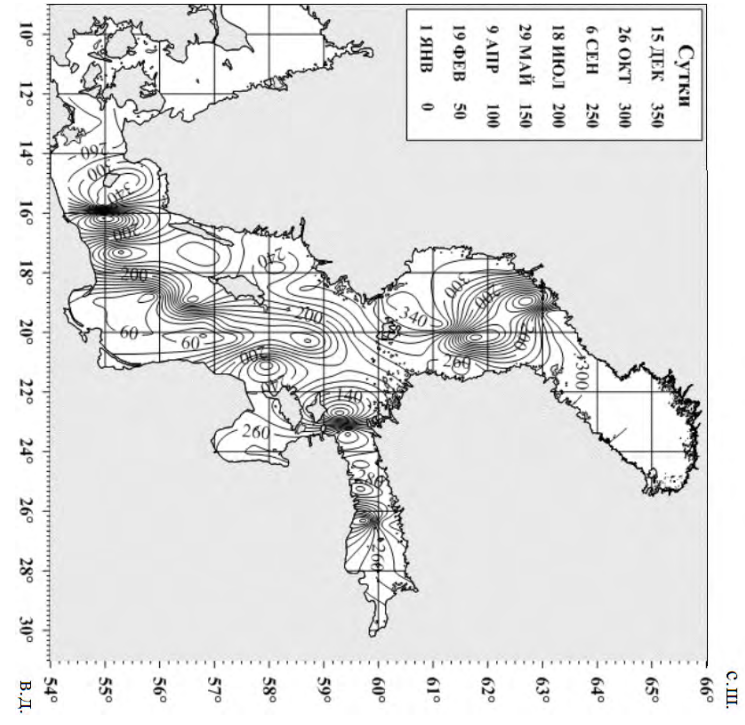

Сутки
15 ДЕК 350
26 ОКТ 300
6 СЕН 250
18 ИЮЛ 200
29 МАЙ 150
9 АПР 100
19 ФЕВ 50
1 ЯНВ 0
10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30°
54° 55° 56° 57° 58° 59° 60° 61° 62° 63° 64° 65° 66°
В.Д.
С.Ш.

Рис. 6.

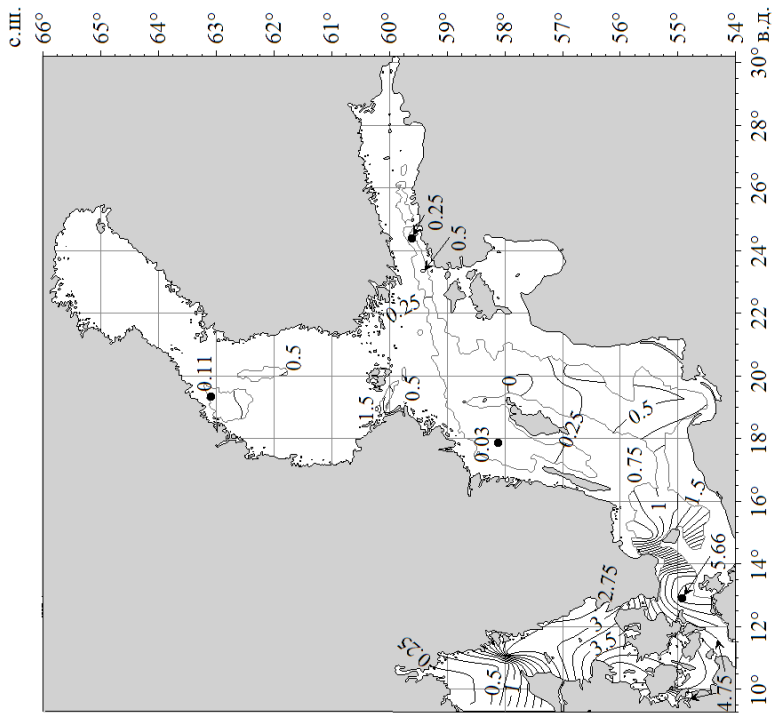

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
0.11
0.5
1.5
0.5
0.25
0.5
0.03
0.25
0.5
0.75
1
1.5
5.66
2.75
3
3.5
4.75
0.5
1

Рис. 8.

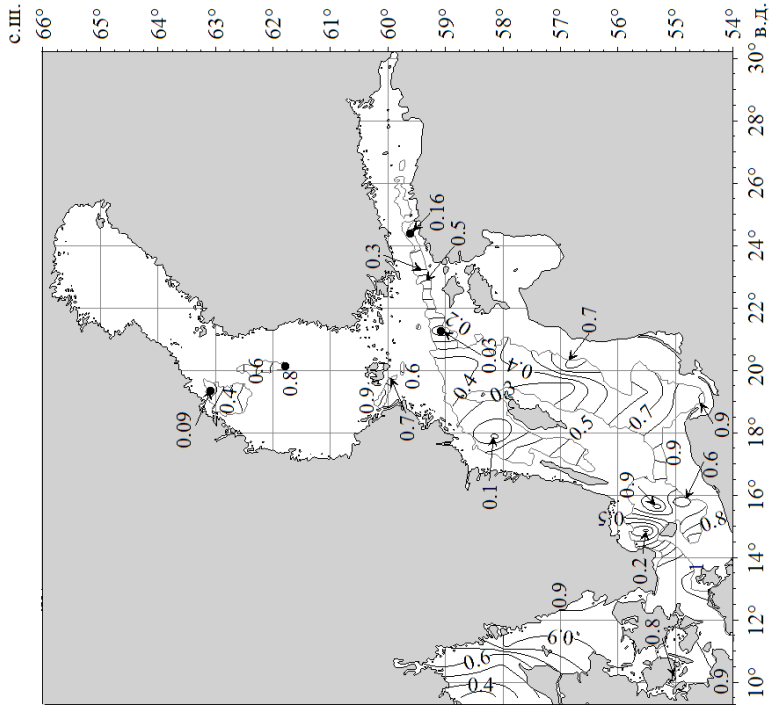

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
0.09
0.6
0.8
0.9
0.7
0.6
0.3
0.16
0.5
0.03
0.4
0.7
0.5
0.7
0.1
0.9
0.9
0.6
0.8
0.2
0.9
0.8
0.9
0.6
0.4
0.9

Рис. 7.

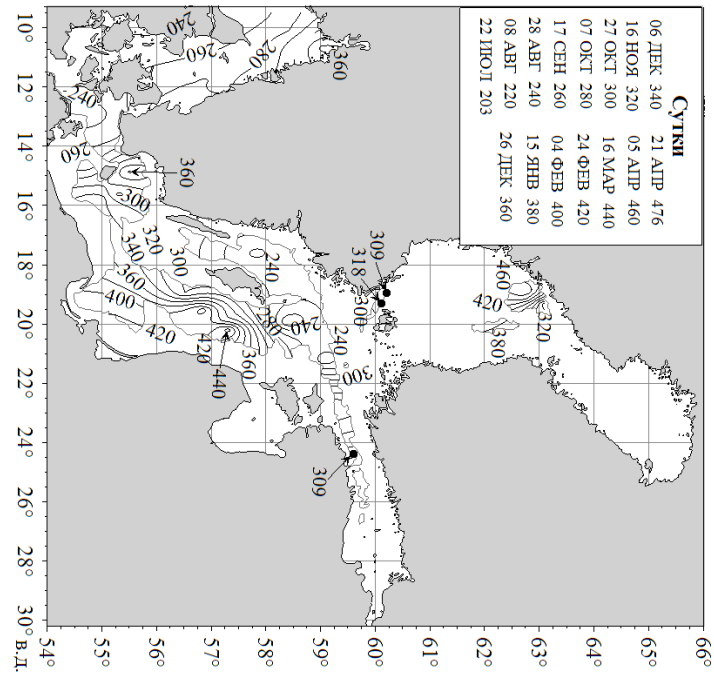

Сутки
06 ДЕК 340
16 НОЯ 320
27 ОКТ 300
07 ОКТ 280
17 СЕН 260
28 АВГ 240
08 АВГ 220
22 ИЮЛ 203
21 АПР 476
05 АПР 460
16 МАР 440
24 ФЕВ 420
04 ФЕВ 400
15 ЯНВ 380
26 ДЕК 360
С.Ш.
В.Д.

Рис. 9.

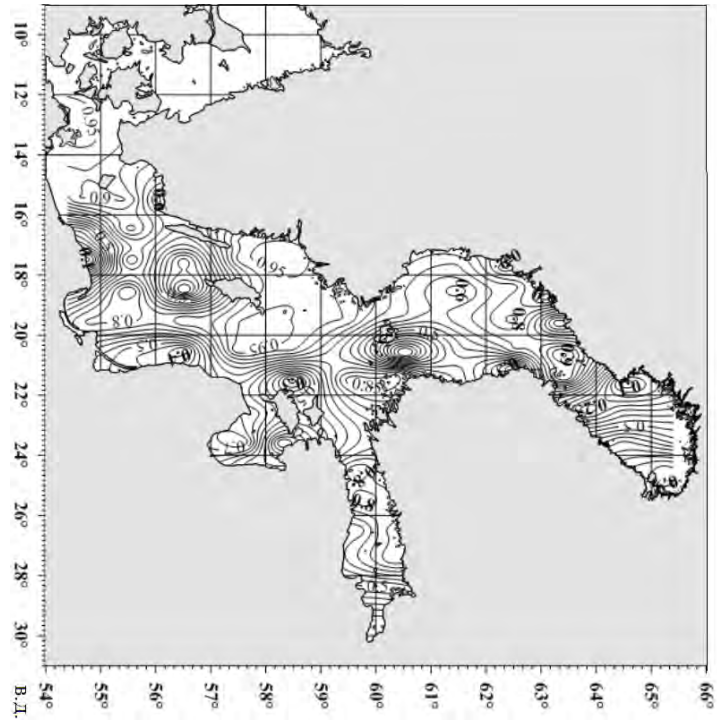

С.Ш.
В.Д.

Рис. 10.

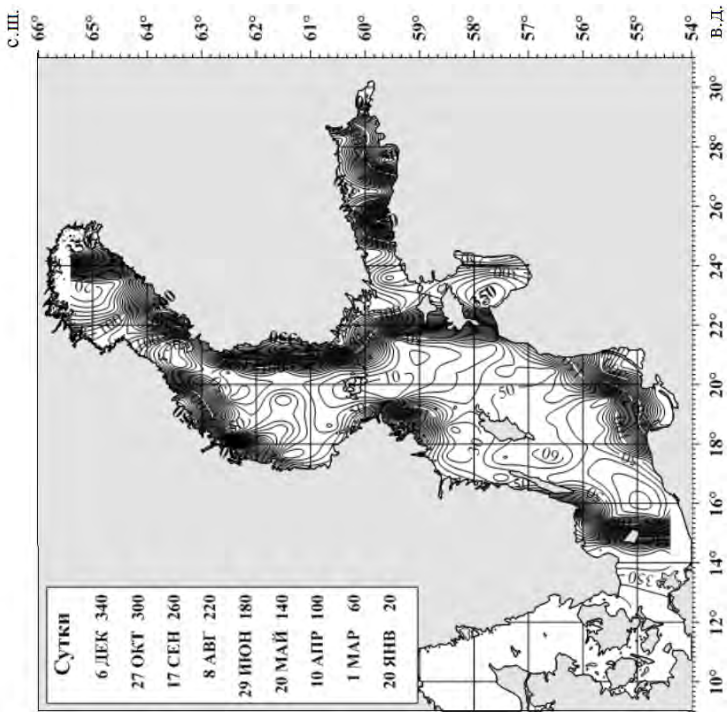

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
Сутки
6 ДЕК 340
27 ОКТ 300
17 СЕН 260
8 АВГ 220
29 ИЮН 180
20 МАЙ 140
10 АПР 100
1 МАР 60
20 ЯНВ 20

Рис. 12.

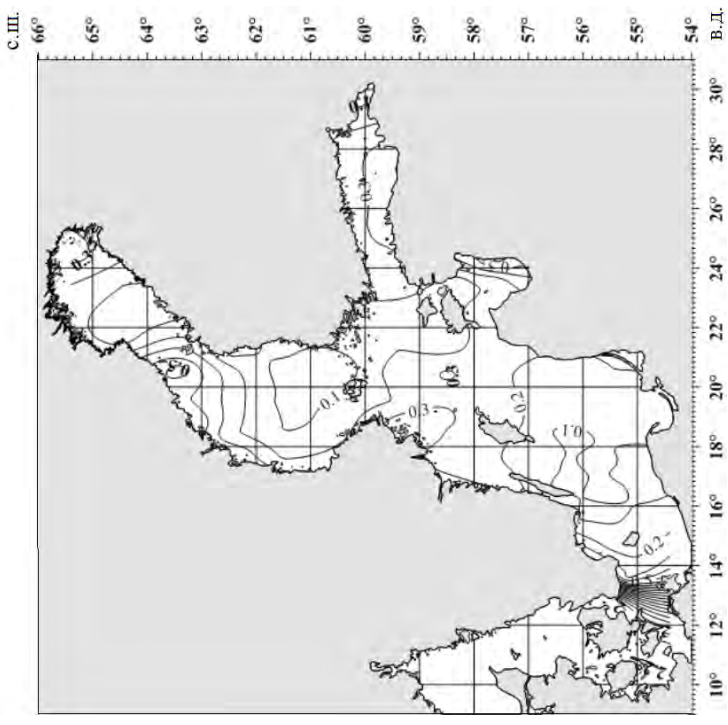

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°

Рис. 11.

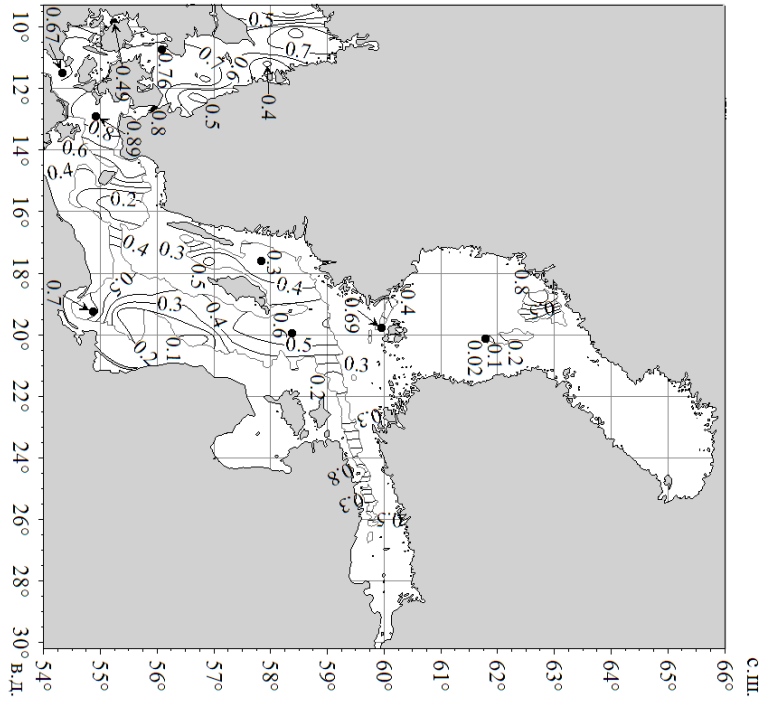

с.ш.
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°

Рис. 13.

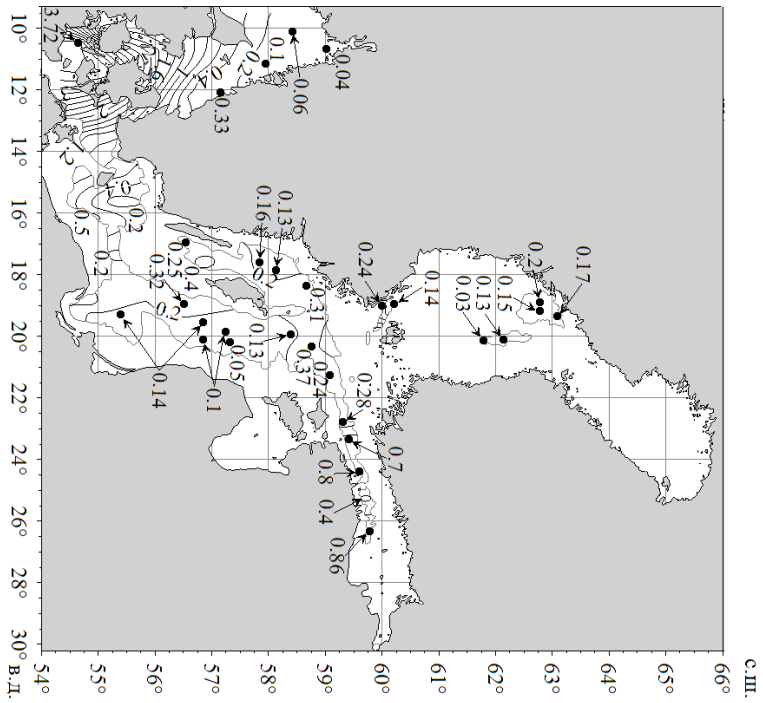

с.ш.
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°

Рис. 14.

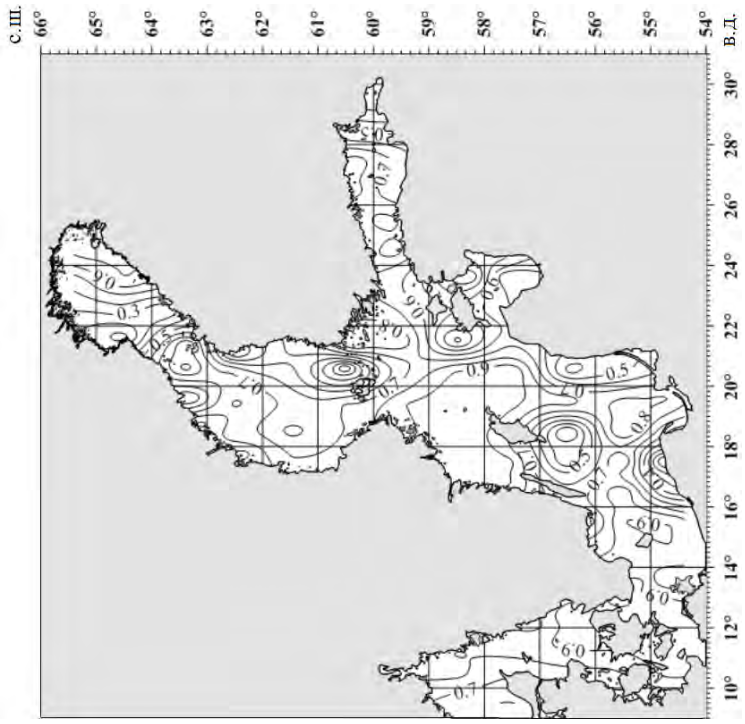

с.ш.
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°

Рис. 16.

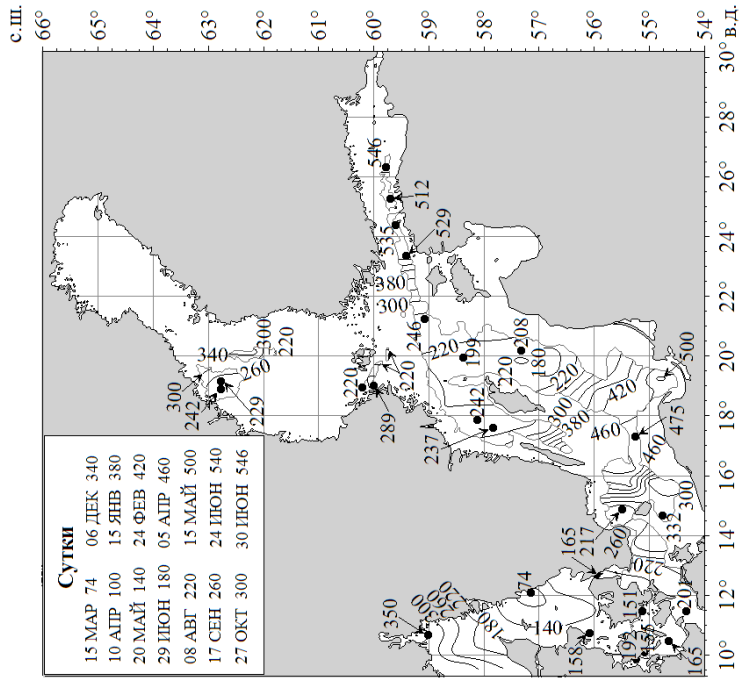

Сутки
15 МАР 74
10 АПР 100
20 МАЙ 140
29 ИЮН 180
08 АВГ 220
17 СЕН 260
27 ОКТ 300
06 ДЕК 340
15 ЯНВ 380
24 ФЕВ 420
05 АПР 460
15 МАЙ 500
24 ИЮН 540
30 ИЮН 546
с.ш.
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
54°
55°
56°
57°
58°
59°
60°
61°
62°
63°
64°
65°
66°

Рис. 15.

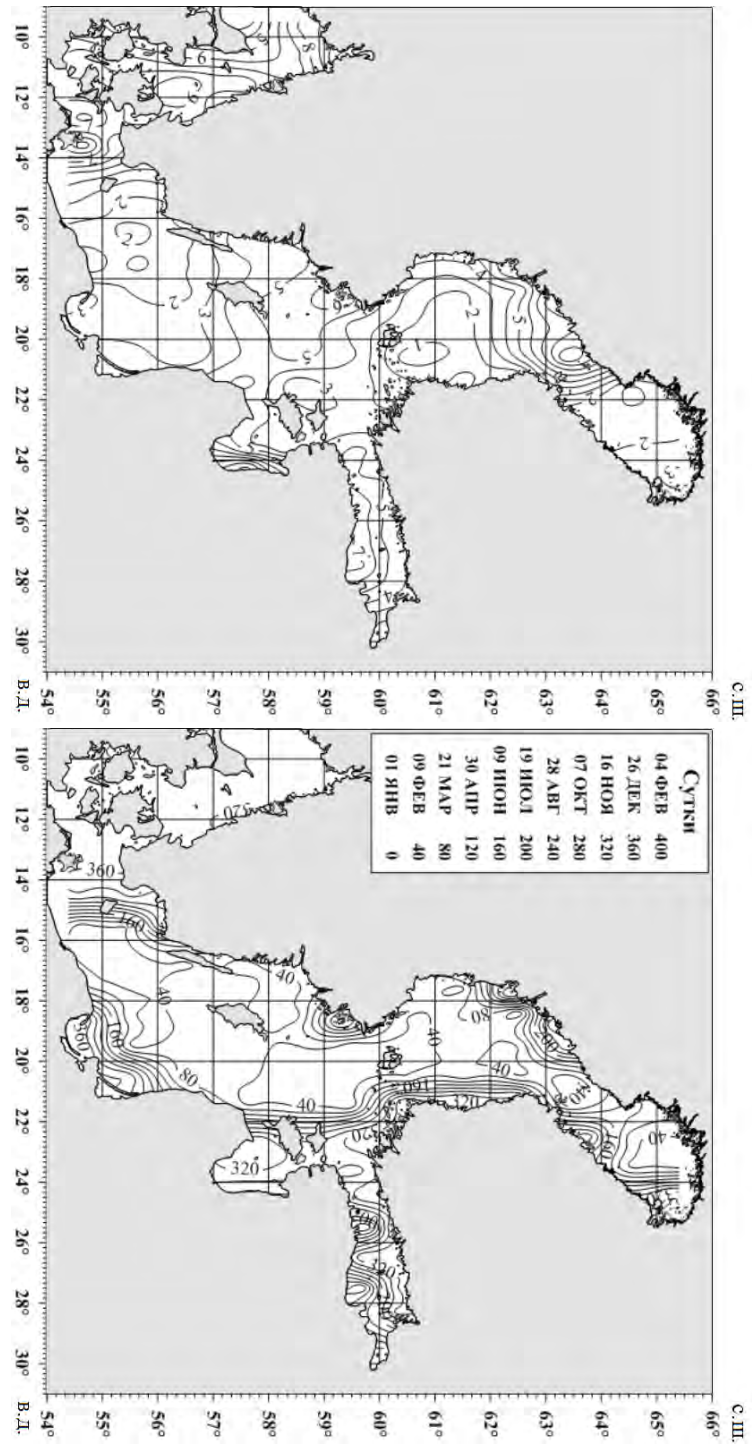

Сутки
04 ФЕВ 400
26 ДЕК 360
16 НОЯ 320
07 ОКТ 280
28 АВГ 240
19 ИЮЛ 200
09 ИЮН 160
30 АПР 120
21 МАР 80
09 ФЕВ 40
01 ЯНВ 0
С. Ш.
В. Д.

Рис. 17.

Рис. 18.

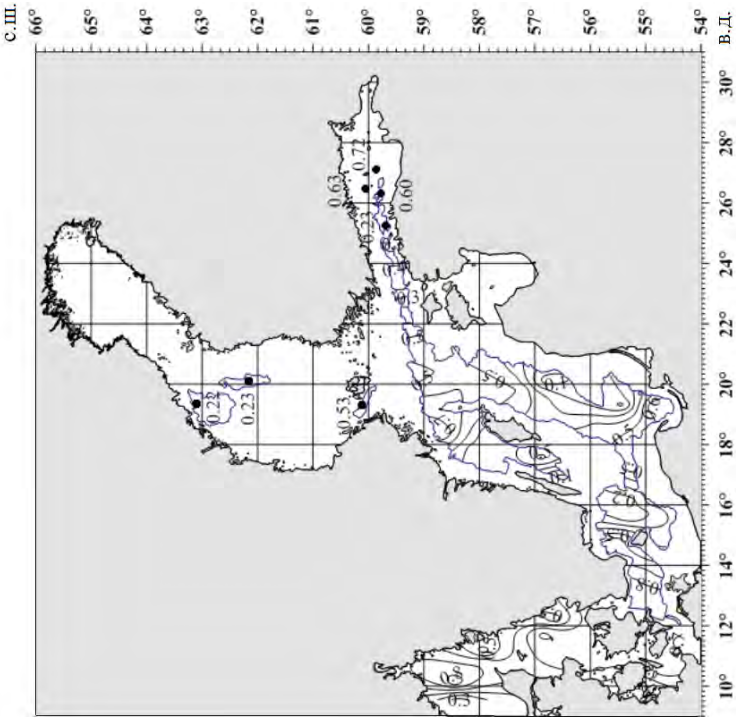

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
0.63
0.72
0.60
0.23
0.53
0.23

Рис. 19.

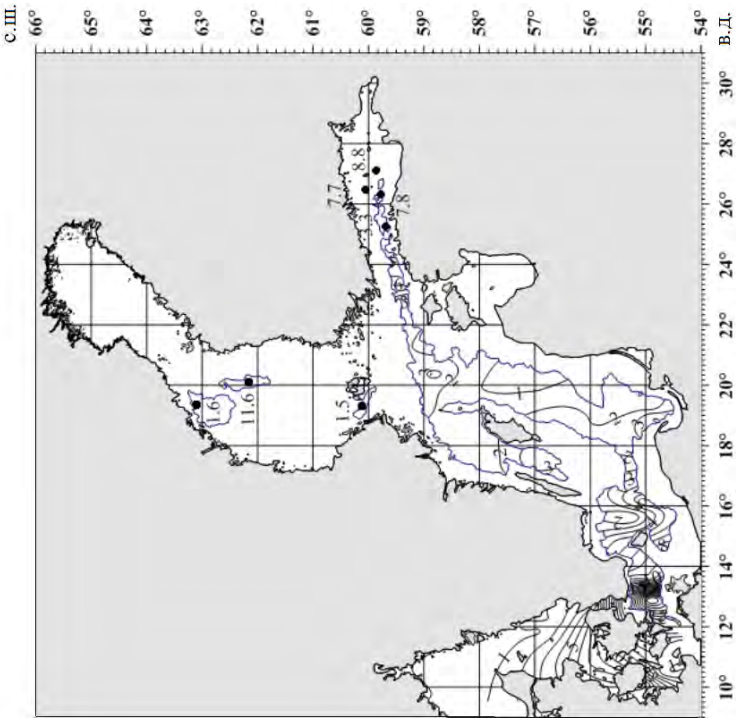

с.ш.
66°
65°
64°
63°
62°
61°
60°
59°
58°
57°
56°
55°
54°
в.д.
10°
12°
14°
16°
18°
20°
22°
24°
26°
28°
30°
7.7
8.8
7.8
11.6
1.5

Рис. 20.

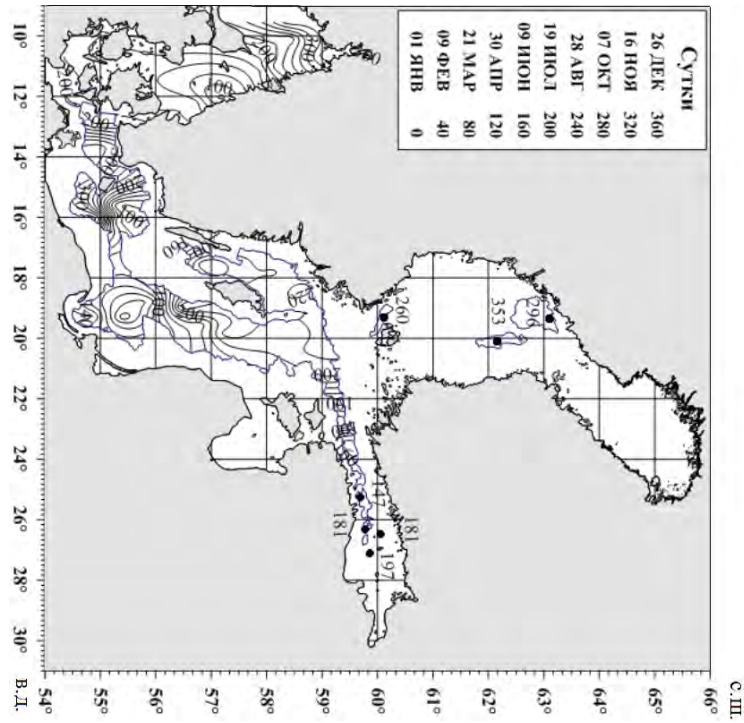

Сутки
26 ДЕК 360
16 НОЯ 320
07 ОКТ 280
28 АВГ 240
19 ИЮЛ 200
09 ИЮН 160
30 АПР 120
21 МАР 80
09 ФЕВ 40
01 ЯНВ 0
296
353
260
181
197
181
181
10° 12° 14° 16° 18° 20° 22° 24° 26° 28° 30° В.Д.
66° 65° 64° 63° 62° 61° 60° 59° 58° 57° 56° 55° 54° С.Ш.

Рис. 21.

Abstract

Based on the German data set for 1900-2005 given in (State and Evolution…, 2008) and with the use of the classical T,S-analysis, it was obtained that the Baltic Sea water structure is represented with two structural zones, two water masses each: surface Eastern (SEB) and Western (SWB) Baltic and deep Eastern (DEB) and Western (DWB) Baltic. For every WM, monthly average and annual average T, S-indices were defined, their percentages were calculated, as well as areas and volumes falling into each of them. Regional division was conducted and 12 structural subtypes were identified: 6 deep-water ones, located within the limits of surface and deep-water zones, and 6 coastal ones, within the limits of only the surface area. By means of variance, harmonic, correlation and spectral analyses, we received the evaluations of contribution of different types of oscillation into the overall temporal variability of thermohaline parameters. Some of their quasicyclicities were established: quasi 2-, 3-4-, 5-6-, 7-8-, 10-12-, 18-, 22-, and 33- year cycles.

The impact of variability of Wangenheim-Girs atmospheric circulation indices and cosmogeophisical factors on the seasonal variations of thermohaline parameters was analyzed. We defined that the discovered scales of interannual variability of these parameters are conditioned by both the interaction mechanism of the ocean and the atmosphere and the external geocosmic forces (support of 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 and electromagnetic fields of the Solar System.

The monthly average maps of thermohaline fields and harmonic constants of their seasonal variability are attached to this work.

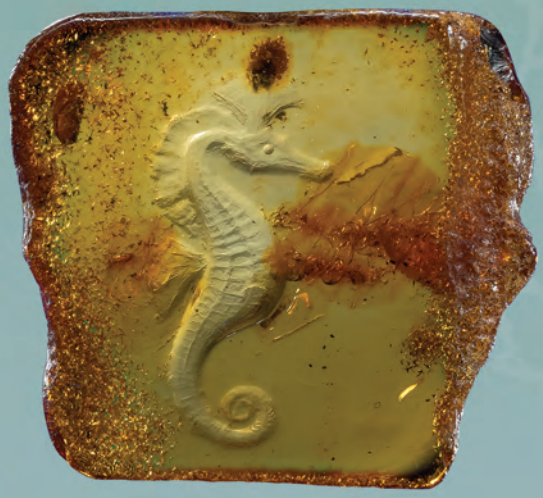
The study is intended for the specialist in the physics, ecology or geography of the ocean and can be of use to the students in corresponding fields.

Научное издание

Дубравин Владимир Филиппович

ЭВОЛЮЦИИ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29–33, стр. 27, ком. 105
Тел.: (495) 973–72–28, 665–34–36
Подписано в печать 21.11.2017. Формат 70×100/16.
Бумага офсетная. Усл. печ. л. 27,375. Тираж 300 экз. Заказ 779.
Отпечатано в ООО «Издательство «Перо»



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 170 научно-методических и научных работ. Специалист в области гидрологической структуры, динамики вод и биологической продуктивности; пресноводного баланса, взаимодействия атмосферы и океана (потоки тепла, влаги и импульса); пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических полей Атлантического океана и Балтийского моря. Участник многочисленных экспедиций на судах военной гидрографии, рыбной промышленности и Академии наук в Балтику и Атлантику.

ISBN 978-5-907016-56-9