

РЕФЕРАТ

Отчет 184 с., 81 рис., 21 табл., 147 источн.

БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ, ФИНСКИЙ ЗАЛИВ, УРОВЕНЬ МОРЯ, СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ, ТЕМПЕРАТУРА, СОЛЕННОСТЬ, КИСЛОРОД, ТЕЧЕНИЯ, НАВОДНЕНИЯ, АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ, СКОРОСТЬ ВЕТРА, ОСАДКИ, ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Объектом исследования являются климатическая, межгодовая и сезонная изменчивость гидрофизических и гидрохимических характеристик Балтийского моря.

Цель работы:

Оценить межгодовую и сезонную изменчивость уровня моря. Исследовать межгодовую и сезонную изменчивость стерических колебаний уровня Балтийского моря. Провести анализ межгодовой изменчивости штормовых нагонов.

Оценить современные тенденции в изменчивости основных гидрометеорологических параметров, таких как: Атмосферное давление, Температура воздуха, осадки, модуль скорости ветра, температура воды и уровень моря.

Оценить распределение и тенденции основных гидрохимических показателей вод Балтийского моря:

Оценить межгодовую составляющую водообмена между Северным и Балтийским морем и оценить его влияние на уровень и соленость Балтийского моря.

Исследовать особенности мезомасштабных вихрей Балтийского моря и их сезонную и межгодовую динамику.

Оценить различия в термохалинной структуре вод Балтийского моря в годы мягких (2008г.) и суровых (2011г.) зим;

Оценить баротропный отклик динамической системы Балтийского моря на воздействие индуцированных колебаний уровня, распространяющихся из Северного моря;

Изучить механизмы современного осолонения вод Балтийского моря;

Разработать методы долгосрочных физико-статистических прогнозов гидрологических параметров Балтийского моря.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
1. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ	14
2. РЕЗУЛЬТАТЫ.....	43
2.1 СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ.....	43
2.2 МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИПОКСИЙНЫХ ЗОН	77
2.3 МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕГО УРОВНЯ МОРЯ.....	83
2.4 СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ	89
2.5 МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ	100
2.6 ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ.....	110
2.7 ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ БОЛЬШОГО БАЛТИЙСКОГО ЗАТОКА 2014 ГОДА.....	116
2.8 ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗАМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ	127
2.9 ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ МОРСКИХ ПРОЦЕССОВ (СОЛЁНОСТИ ВОДЫ, ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ И КОНЦЕНТРАЦИИ КИСЛОРОДА)	129
2.10 ЧИСЛЕННОЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ УСЛОВИЙ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ	142
3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ	165
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	175

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

В настоящем отчете о НИР применяются следующие сокращения и обозначения:

ББЗ – Большой Балтийский залив

ГМС – гидрометеорологическая станция

ИВМ РАН - Институт вычислительной математики Российской академии наук

КМОЦ – климатическая модель общей циркуляции

МНК – метод наименьших квадратов

СЗ УГМС – Северо-западное управление гидрометслужбы

СКО – среднее квадратическое отклонение

АО – Arctic Oscillation

INMOM - Institute Numerical Mathematics Ocean Model

NAO – North Atlantic Oscillation

NCEP/NCAR - National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and the National Center for Atmospheric Research (NCAR)

NEMO - Nucleus for European Modelling of the Ocean

Только для информационного использования
правообладатель: admspb@oceanography.ru

ВВЕДЕНИЕ

Наблюдающееся повышение уровня Мирового океана, вызванное глобальным потеплением климата, увеличивает в прибрежных районах морей и океанов вероятность случаев опасных гидрологических явлений, таких как штормовые нагоны и наводнения [1–3]. Оценки, выполненные на основе анализа мареографных измерений, показали, что в XX столетии уровень океана повышался со скоростью от 1 до 2 мм/год [1,4]. Спутниковые альтиметрические измерения демонстрируют, что в последние десятилетия скорость роста уровня Мирового океана увеличилась и составила за период 1993–2017 гг. $3,35 \pm 0,4$ мм/год [5]. Группа американских исследователей, используя теорию экстремальных значений к имеющимся сведениям о темпах повышения уровня моря и наводнениях, спрогнозировала, что к 2050 году уровень океана вблизи большинства прибрежных территорий повысится на 10-20 см, а частота наводнений увеличится в 2 раза [6].

Анализ спутниковых альтиметрических данных свидетельствует, что в период с 1995 по 2019 гг. в Балтийском море, также как и в Мировом океане наблюдалось повышение уровня моря, однако величины положительных трендов на большей акватории Балтики достигали значений 4,5 – 5,6 мм/год [7,8], что заметно выше значения величины тренда в Мировом океане (3,4 мм/год) [5]. Причины этих различий в трендовых изменениях среднего уровня Балтики и Мирового океана остаются неизученными.

Сезонные колебания уровня играют важную роль в гидрологическом режиме Балтийского моря. Они являются индикаторами изменений метеорологических процессов, наблюдающегося потепления климата [9,10], водообмена с Северным морем [11–13]. В отдельные годы отмечается заметный вклад (до 26 %) сезонных колебаний Балтийского моря в опасные подъёмы уровня на востоке Финского залива [14]. Исследования на востоке Финского залива показывают, что в 95% случаев, опасные подъёмы уровня в Кронштадте происходили в годы с положительной аномалией сезонных колебаний уровня моря. Результаты численного гидродинамического моделирования свободных колебаний Балтийского моря свидетельствуют, что в стратифицированном море генерируются быстро затухающие бароклинные моды собственных колебаний с периодами около одного года, величина которых сравнима со средними многолетними оценками годовых колебаний уровня, полученными на основе анализа мареографных и спутниковых альтиметрических данных [15].

Обладая выраженной ритмикой сезонные колебания имеют наибольшие амплитудные максимумы в спектрах среднемесячных значений уровня Балтики [16,17].

Согласно теоретическим представлениям, сезонные колебания уровня моря вызываются сезонными изменениями касательного трения ветра, атмосферного давления, течений, плотности

морской воды и составляющих водного баланса (количества атмосферных осадков, испарения, материкового стока и водообмена с прилегающими морскими бассейнами) [18–20].

Характерные особенности сезонного хода уровня Балтийского моря - весенний минимум, осенне-зимний максимум и выраженная асимметричность сезонных изменений уровня, проявляющаяся в сравнительно быстром (4-5 месяцев) понижении уровня моря зимой-весной до минимального значения в апреле-мае, и более продолжительном (7-8 месяцев) подъёме уровня летом и осенью до максимума в ноябре-январе [10,21–24].

Сезонное понижение уровня Балтийского моря зимой и весной происходит из-за наблюдающегося в этот период роста атмосферного давления, уменьшения количества осадков, низких значений материкового стока, увеличения плотности морских вод, снижения скорости юго-западных ветров и смене их направления на северо-восточные румбы, что способствует усилению оттока вод из Балтики в Северное море [23].

Среднее сезонное повышение уровня Балтики от весны к зиме происходит в результате весеннего увеличения речного стока, летнего роста количества осадков, осенне-зимнего понижения атмосферного давления и плотности морских вод, а также осеннего усиления юго-западных ветров, способствующих притоку вод из Северного моря в Балтийское [21,23].

Наблюдающаяся асимметрия сезонного хода уровня Балтики обуславливается тем, что гидрометеорологические процессы, вызывающие понижение уровня моря имеют весенние экстремумы, в то время как у процессов, которые приводят к росту уровня моря, экстремальные значения разнесены во времени: максимумы речного стока наблюдаются весной, а у количества атмосферных осадков – летом, минимальные значения атмосферного давления и максимумы юго-западных ветров отмечаются осенью и зимой [21,23].

В ряде работ изучались причины сезонного хода уровня Балтийского моря. В начале 1970-х годов Е. Лисицына предположила, что такие компоненты водного баланса, как водообмен через Датские проливы и речной сток, могут быть основными факторами, ответственными за стационарные сезонные изменения уровня Балтики [1–3]. Группа американских исследователей обнаружили хорошую связь между рядами среднемесячных значений зональной компоненты геострофического ветра и мареографных измерений уровня Балтийского моря, за исключением юго-западной части. Они показали, что с изменчивостью зональной составляющей геострофического ветра может быть связано примерно 75% изменчивости объема воды Балтийского моря.

Уклоны уровня между пр. Каттегат и юго-западной Балтикой, связанные, в основном, с меняющимися метеорологическими условиями, сопровождаются затоками солёных североморских вод в Балтику, или оттоком распреснённых вод из Балтийского в Северное море. Чаще всего такие потоки имеют небольшие объёмы - 10-20 км³ и сопровождаются

незначительными изменениями среднего уровня Балтийского моря. Однако, время от времени, в узких Датских проливах наблюдаются очень интенсивные потоки с объёмами 90 - 258 км³ (например: Большие балтийские затоки), которые могут вызывать значительный приток или отток воды и приводить к заметным колебаниям объема Балтийского моря, сопровождающимся изменениями среднего уровня Балтийского моря на 1 метр и более в течение нескольких недель [25,26]. По оценкам А. Стигебранта и А. Омстедта такие притоки и оттоки вод через Датские проливы, вызванные разницей уровня между Каттегатом и Балтийским морем, могут быть в 20 раз больше средней величины поступления пресных вод [27,28]. С 1880-х по начало 1980-х годов большие балтийские затоки наблюдались сравнительно часто – случаи их появления варьировались в основном от одного-двух раз в год до одного раза в 3-4 года. В последние десятилетия отмечаются очень заметные изменения в водообмене между Балтийским и Северным морями: после 1983 года частота больших балтийских затоков сократилась в 5 раз по сравнению с предыдущим тридцатилетием; интервал между ними, который ещё называют периодом стагнации, стал составлять 10-11 лет [29,30]. Предпоследний большой заток произошёл в 2003 году, после чего в течение 11 лет это явление не наблюдалось. Последний большой заток произошёл в декабре 2014 года и, по оценкам немецких исследователей, его объём составил 198 км³ [31].

В работе Самуэльсона и Стигебранта было предложено разделять колебания уровня Балтийского моря на «внутренние» и «внешние» [11]. «Внутренние» колебания возбуждаются непосредственно в Балтийском море под действием сил касательного трения ветра, градиента атмосферного давления, изменений плотности морской воды и составляющих пресного баланса. «Внешние» колебания уровня формируются в Северном море и затем через Датские проливы распространяются в Балтийское море [11]. С помощью статистического анализа среднесуточных рядов уровня моря и моделирования «внешних» и «внутренних» колебаний Самуэльсон и Стигебрант показали, что в диапазоне периодов от нескольких дней до нескольких лет от 50 до 80% дисперсии суммарного уровня Балтийского моря связано с влиянием «внешних» колебаний, распространяющихся в Балтику из Северного моря. Для периодов, короче 1 месяца Балтийское море колеблется, как полностью закрытый бассейн с пучностями на противоположных концах моря и узловой зоной между ними. Для более длительных периодов колебания подобны колебаниям уровня в частично ограниченном бассейне с амплитудами, возрастающими от узла в Датских проливах к открытой части моря и далее к вершинам основных заливов Балтики [11].

Большая продолжительность рядов измерений уровня моря (153 – 200 лет) на некоторых мареографных станциях Балтики позволила оценить межгодовую изменчивость сезонных колебаний в XIX – начале XXI века [16,17,24,32,33]. Результаты Ekman and Stigebrand [16] показали наличие значимого положительного тренда в изменениях годовой компоненты уровня

моря за период 1825 – 1984 гг, который они связывали с вековыми изменениями океанографических условий в северо-восточной части Северной Атлантики за счет движения океанического полярного фронта [16]. Однако, исследование межгодовой изменчивости гармоник Sa в Стокгольме за более поздний период 1889 – 2020 гг. показало уже наличие незначимого положительного линейного тренда, на фоне которого наблюдались цикличности в изменениях амплитуды гармоник Sa с периодами около 20-30 и 60 лет, причем самое значительное уменьшение амплитуд годовых колебаний уровня моря в различных районах Балтики отмечалось с начала 1980-х по настоящее время, когда в изменениях амплитуд гармоник Sa в этот период в разных районах моря отмечались значимые отрицательные тренды, в то время как в изменениях гармоник Ssa , Sta , Sqa трендов не наблюдалось [24]. Межгодовые изменения гармоник Sa авторы связывали с Североатлантическим колебанием и общей тенденцией потепления климата [17,32], с вековыми изменениями атмосферных осадков в регионе Балтийского моря [33], а также с межгодовыми изменениями ветра и атмосферного давления [24].

Исследование низкочастотных колебаний уровня в системе Северного и Балтийского морей с помощью спутниковой альтиметрической информации показало, что в диапазоне периодов от недель до месяцев в Балтийском море отсутствует стационарная связь между касательным трением ветра и колебаниями уровня моря, в то время как в Северном море были выделены обширные районы, где в большинстве случаев отмечались высокие значения корреляции между касательным трением ветра и низкочастотными возмущениями уровня моря [34]. На основании этих результатов авторами было высказано предположение, что колебания уровня с периодами от недель до месяцев генерируются под действием касательного трения ветра в Северном море и затем распространяются в Балтийское море в виде свободных низкочастотных волн [34].

В работе Zakharchuk et al [23] на основе результатов гармонического анализа спутниковых альтиметрических данных было показано, что годовые возмущения в поле уровня Балтийского моря распространяются с юго-запада на северо-восток в виде низкочастотных волн со скоростями 15-36 см/с, которые хорошо согласуются с теоретическими фазовыми скоростями бароклинных волн Кельвина [23].

Е. А. Куликов с помощью аналитического моделирования исследовали колебания уровня в бассейне произвольной формы, соединенном с открытым морем узким проливом [35]. С помощью линеаризованных уравнений движения однородной жидкости без учета вращения Земли в приближении мелкой воды они определили связь колебаний уровня моря в бухте с изменениями уровня в открытом море. На основе результатов моделирования и статистического анализа измерений уровня моря в береговых пунктах они пришли к выводу, что ограниченная

пропускная способность Датских проливов работает как естественный фильтр низких частот для колебаний уровня, распространяющихся из Северного моря: колебания Северного моря с периодами менее 10 суток при проникновении в Балтийское море затухают в 10 раз и более, а колебания с 74-дневным периодом - в 2 раза. По их мнению, в узких и мелководных Датских проливах возникающий компенсационный сток в основном регулируется двумя физическими составляющими: силой трения (гидравлическим сопротивлением) в придонном турбулентном пограничном слое и градиентом гидростатического давления, образующимся вдоль канала [35]. Эти результаты позволили Е.А. Куликову, И. В. Файну и И.П. Медведеву прийти к выводу, что численная гидродинамическая модель Балтийского моря, в которой не учитывается водообмен через Датские проливы, вполне адекватно воспроизводит внутренние колебания с периодами меньше 10-20 суток [36]

В перечисленных работах не исследовалось влияние на изменения сезонных колебаний уровня моря межгодовых изменений плотности водных масс Балтийского моря, хотя высокие коэффициенты корреляции между изменениями гармоники S_a и годовыми колебаниями температуры воздуха, выявленные в работах [22,23], могут свидетельствовать о наличии связи с термостерической составляющей уровня моря.

Плохо изученным остаётся вопрос о сравнительных количественных вкладах различных метеорологических и гидрологических процессов в межгодовую изменчивость сезонных колебаний уровня моря. Взаимный корреляционный анализ позволяет получить представление лишь о качественной характеристике связи между процессами. Для сравнительных количественных оценок таких связей следует использовать другие методические подходы.

Наблюдающееся потепление климата также приводит к значительным изменениям природных условий в регионе Балтийского моря. В последние десятилетия здесь наблюдаются заметные межгодовые изменения метеорологических и гидрологических процессов. На фоне повышения температуры моря, которое большинство исследователей связывают с глобальным потеплением климата на Земле, отмечается уменьшение в несколько раз количества больших балтийских затоков. Столь заметные изменения в водообмене между двумя морями не могли не повлиять на океанологический режим мелководного, почти замкнутого солоноватого бассейна, к которому относится Балтийское море, а также на функционирование его экосистемы.

В последние десятилетия в Балтийском море отмечается увеличение солёности и ухудшение кислородного режима его водной массы, которое происходит на фоне резкого сокращения количества больших балтийских затоков. Механизмы осолонения вод Балтики не понятны и требуют обязательного исследования. Одна из гипотез, наблюдающегося увеличения солёности Балтийского моря может быть связана с усилением мезомасштабной вихревой активности.

Значительное распределение вод Балтийского моря связано с положительным водным балансом и очень ограниченным водообменом с соседним Северным морем [37]. Поступление пресных вод в море за счет осадков и речного стока в среднем почти в 4 раза превышает их изъятие в процессе испарения [29]. Наибольшее количество речного стока (около 70%) поступает в основные заливы Балтийского моря: Ботнический, Финский и Рижский [38].

Из-за положительного водного баланса в поверхностном слое наблюдается квазипостоянный отток распреснённых вод из Балтики в Северное море, а в придонном слое возникает компенсационное течение, несущее солёные североморские воды в Балтийское море. Такие особенности средней циркуляции приводят к постоянной двухслойной стратификации водных масс в открытой Балтике, которая затрудняет обмен импульсом и субстанцией между поверхностным и глубинным слоями. В центральной Балтике средняя солёность вод на поверхности составляет всего 6 - 8‰, в то время как в глубинном слое она достигает 10-14‰. Из-за значительных изменений гидрометеорологических условий, поступление солёных и богатых кислородом североморских вод через узкие и мелководные Датские проливы происходит со значительными разномасштабными колебаниями. Слабые кратковременные внедрения североморских вод с объёмами 10 – 20 км³ происходят часто, но они не оказывают значительного влияния на океанологический режим глубинных вод центральной части открытой Балтики. Поступление в Балтику значительных внедрений североморских вод с объёмами 90 - 258 куб. км, которые называют большими балтийскими затоками, происходит эпизодически, и отмечается в подавляющем числе случаев только в осенне-зимний период (наиболее часто между ноябрём и январём) при определенных гидрометеорологических условиях [39]. Однако, при этом, высокосолёные и богатые кислородом воды больших затоков проникают далеко в открытую часть Балтийского моря, обновляя придонные и глубинные воды глубоководных впадин, и оказывая определяющее влияние на эволюцию экосистемы моря [29,39–41]. С 1880-х по начало 1980-х годов большие балтийские затоки наблюдались сравнительно часто – случаи их появления варьировались в основном от одного-двух раз в год до одного раза в 3-4 года. В последние десятилетия отмечаются очень заметные изменения в водообмене между Балтийским и Северным морями: после 1983 года частота больших балтийских затоков сократилась в 5 раз по сравнению с предыдущим тридцатилетием; интервал между ними, который ещё называют периодом стагнации, стал составлять 10-11 лет [29,30]. Предпоследний большой заток произошёл в 2003 году, после чего в течение 11 лет это явление не наблюдалось. Последний большой заток произошёл в декабре 2014 года и, по оценкам немецких исследователей, его объём составил 198 км³ [31].

Термохалинная структура вод Балтийского моря испытывает заметные сезонные изменения. В осенне-зимний период температура воды понижается, начинается конвективное

перемешивание, а усиление циклогенеза в атмосфере приводит к увеличению ветро-волнового перемешивания в поверхностном слое моря. Под действием этих процессов в поверхностном слое происходит небольшое увеличение солёности приблизительно на 0.5-0.6‰ и формирование холодного зимнего квазиоднородного слоя, который может достигать дна в сравнительно мелководных районах моря, и глубин около 60 м в центральной Балтике [37,42,43]. Ниже, на глубинах 60-80 метров располагается постоянный пикноклин, который зимой отделяет распреснённые холодные поверхностные воды от более солёных и теплых глубинных вод. Весной в результате распреснения поверхностных вод за счет увеличения стока рек, их радиационного прогрева и ветро-волнового перемешивания начинает формироваться сезонный пикноклин, который отделяет тёплый и менее солёный поверхностный квазиоднородный слой от холодного и более солёного промежуточного слоя. Степень стратификации вод в сезонном пикноклине оказывает значительное влияние на вертикальный обмен теплом, солью, химическими и биологическими веществами [44]. К концу летнего сезона мощность верхнего квазиоднородного слоя в открытой Балтике достигает примерно 20 метров, а средняя температура воды в нем равняется около 16-17°C [37,41]. В конце осени начинается новый цикл сезонных изменений термохалинной структуры вод Балтийского моря.

Ранее считалось, что в зимних условиях за счет конвекции, ветро-волнового перемешивания и сдвиговой неустойчивости течений поверхностные воды в открытой части Балтийского моря и его заливах остаются хорошо перемешанными до главного пикноклина в течение всей зимы [29,41]. Современные экспедиционные исследования показали, что и в открытой Балтике, а также в Ботническом и Финском заливах в зимних условиях в поверхностном слое может наблюдаться устойчивая халинная стратификация (Например: [44–47]). В работе [48] показано, что даже в штормовых условиях, вызывающих опасные подъёмы уровня в Санкт-Петербурге, зимой в Финском заливе сохранялась устойчивая стратификация.

Зимние условия в Балтийском море отличаются значительной межгодовой изменчивостью. В очень суровые зимы всё море покрывается льдами, в то время как в очень мягкие зимы морской лёд наблюдается только лишь в вершинах Ботнического и Финского заливов [29]. Наблюдения показывают, что в последние десятилетия из-за потепления климата зимы в регионе Балтийского моря становятся, в основном, более мягкими (Захарчук и др., 2017), что должно сказываться на изменениях термохалинной структуры, гидрохимических и биотических параметрах водных масс Балтики. Для того, чтобы понять, как потепление зим будет сказываться на природных условиях Балтики, в данной работе, на основе результатов судовых измерений, данных реанализа метеорологических полей и численных экспериментов с гидродинамической моделью, оцениваются различия термохалинных, гидрохимических и биотических условий в Балтийском море в годы суровой и мягкой зимы. Сравнительный анализ

гидрологических условий Балтийского моря производился для 2008, когда наблюдалась мягкая зима, и для суровой зимы 2011 года, когда ледовым покровом была покрыта большая часть моря.

Только для информационного использования
правообладатель: admspb@oceanography.ru

1. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В работе использовались следующие данные:

1. Атмосферный реанализ CERA20C (<https://www.ecmwf.int/>, [49]). Пространственное разрешение по горизонтали $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, временная дискретность данных – 6 час;
2. Атмосферный реанализ ERA5 (<https://cds.climate.copernicus.eu>, [50]) (<https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>). Пространственное разрешение по горизонтали $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, временная дискретность данных – 1 час;
3. Данные мареографных измерений уровня моря. (<http://marine.copernicus.eu>)
4. Данные мареографных измерений уровня моря PSMSL [51],
5. Данные мареографных измерений уровня моря для станций Пионерский, Кронштадт, Шепелево, Горный Институт и Выборг из Северо-Западного управления Росгидромета (<https://meteo.nw.ru>);
6. Морской региональный реанализ гидрохимических полей Балтийского моря BALTICSEA_REANALYSIS_BIO_003_012 (<https://doi.org/10.48670/moi-00012>). Основой реанализа является модель NEMO-Nordic, базирующаяся на модели NEMO-3.6. Атмосферный форсинг с 1993 по 2011 гг. задавался при помощи атмосферного реанализа Euro4M (пространственное разрешение – 22 км), а с 2012 по 2018 гг. при помощи реанализа UERRA (пространственное разрешение – 11 км). Пространственное разрешение по широте и долготе составляет $2'$ и $3'20''$ (0.03333° и 0.05556° , соответственно). По вертикали массив содержит 57 горизонтов от поверхности до глубины 711 м.
7. Морской региональный реанализ BALTICSEA_REANALYSIS_PHY_003_011 за период 1993-2020 гг. Доступны на портале Copernicus Marine Service (<https://doi.org/10.48670/moi-00013>). Основой реанализа является модель NEMO-Nordic, базирующаяся на модели NEMO-3.6. Атмосферный форсинг с 1993 по 2011 гг. задавался при помощи атмосферного реанализа Euro4M (пространственное разрешение – 22 км), а с 2012 по 2018 гг. при помощи реанализа UERRA (пространственное разрешение – 11 км). Часть параметров (высота поверхности моря, концентрация и толщина морского льда) доступна с временным разрешением 1 час, тогда как соленость, температура, горизонтальные компоненты течений и глубина верхнего квазиоднородного слоя доступны с суточным и ежемесячным осреднением. Пространственное разрешение по широте и долготе составляет $2'$ и $3'20''$ (0.03333° и 0.05556° , соответственно). По вертикали массив содержит 57 горизонтов от поверхности до глубины 711 м.
8. Данные судовых измерений, плавмаяков и других инструментальных измерений температуры, солености, содержания кислорода, азота, фосфора и т.д. в морской воде с 1971 по

2021 гг. из базы данных международного мониторинга Балтийского моря DAS (<http://nest.su.se/das/>)

9. Массив комбинированных альтиметрических данных нескольких спутников: Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1, T/P, ENVISAT, GFO, ERS1/2, включающий поля уровня моря (SLA) с пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ и дискретностью 1 сутки за период 1993 по 2022 гг. Данные были получены методом оптимальной интерполяции [52,53] из ресурса Marine Copernicus Service (<http://marine.copernicus.eu>). [54];

10. Срочные и среднесуточные данные инструментальных измерений метеорологических параметров (ветра, атмосферного давления, осадков, испарения) на сети береговых метеорологических станций, полученные с ресурса Шведского института метеорологии и гидрологии (SMHI, <https://www.smhi.se/data>) и из Северо-Западного управления Росгидромета (<https://meteo.nw.ru>).

11. Массив региональных индексов атмосферной циркуляции из архива NOAA с разрешением 1 мес., доступных с 1 января 1950 года (<https://www.noaa.gov/>);

12. Данные батиметрии, полученные из ресурса Baltic Sea Bathymetry Database (<http://data.bshc.pro/#2/58.6/16.2>) с разрешением 500 м;

Для оценки и описания причин современных тенденций в изменчивости гидрометеорологических процессов в Балтийском море использовались данные реанализов ERA5 и CERA20C (Таблица 1), а также значения уровня моря (Таблица 2)

По собранным временным рядам различной дискретности были рассчитаны временные ряды среднегодовых значений. Далее по этим рядам были рассчитаны два вида тренда – линейный и полиномиальный (2-й степени), построены графики рядов с трендом и составлены таблицы, включающие экстремумы ряда, экстремумы линейного тренда, размах значений ряда ($RX = X_{\max} - X_{\min}$) и тренда ($RTp = Tp_{2019} - Tp_{1901}$ или $Tp_{2019} - Tp_{1971}$) и знак (направление) линейного тренда («+» - повышение, «-» - понижение; для направления ветра «+» - разворот вправо, к востоку; «-» - разворот влево, к западу). Для уровня моря тренд среднего определялся по среднегодовым значениям, а экстремумы – по ежечасным.

Таблица 1 – Список узлов одноградусной сетки на акватории Балтийского моря и Датских проливов с Каттегатом, в которых рассчитывались значения тренда для принятых анализу гидрометеорологических процессов по теме 4.6.7 в 2020 г.

Координаты узла		Годы измерений	Количество измерений в каждом узле для одного процесса
φ°	λ°		
60	17 - 31	1901 - 2019	119
59	10, 17 - 31	1901 – 2019	119
58	8 – 11, 15 - 25	1901 – 2019	119
57	8 – 11, 15 - 25	1901 – 2019	119
56	10 – 12, 15 - 21	1901 – 2019	119
55	9 – 21	1901 – 2019	119
54	9 - 21	1901 – 2019	119

Таблица 2 – Список береговых станций, на которых использовались измерения уровня моря для обработки и анализа данных

Название станции	Координаты		Годы измерений	Количество измерений	Число пропусков в %
	φ°	λ°			
Кронштадт	59.98	29.75	1971-2018	420768	0
Выборг	60.72	28.73	1977-2018	366664	0.41
Хамина	60.56	27.18	1971-2018	420389	0.09
Хельсинки	60.15	24.96	1971-2018	420384	0.09
Спикарна	55.74	37.62	1971-2018	420768	0
Ханко	59.82	22.98	1971-2018	413575	1.71
Кеми	65.73	24.58	1971-2018	420495	0.06
Стокгольм	59.32	18.08	1971-2018	420768	0
			1886-2017	1125635	
Висбю	57.64	18.30	1971-2018	420768	0
Кунгсхольм	56.10	15.59	1971-2018	420768	0
Клагсхамн	55.52	12.90	1971-2018	420768	0
Карлскруна	56,11	15,58	1886-2017	1140987	0
Каликс	65,70	23,10	1975-2013	337961	0.07

Для исследования механизмов формирования и динамики гипоксических зон Балтийского моря использовались данные морского гидрохимического реанализа, а также данные судовых измерений.

Исследование связей между изменениями содержания кислорода и биогенных факторов проводилось для 27 станций в Балтийском море. Для каждой станции были выбраны 3 горизонта – 5 м, 50 м и 110 м - в зависимости от батиметрических особенностей, обеспеченность данными по этим горизонтам варьировалась. Расположение исследуемых станций показано на рисунке (Рисунок 1).

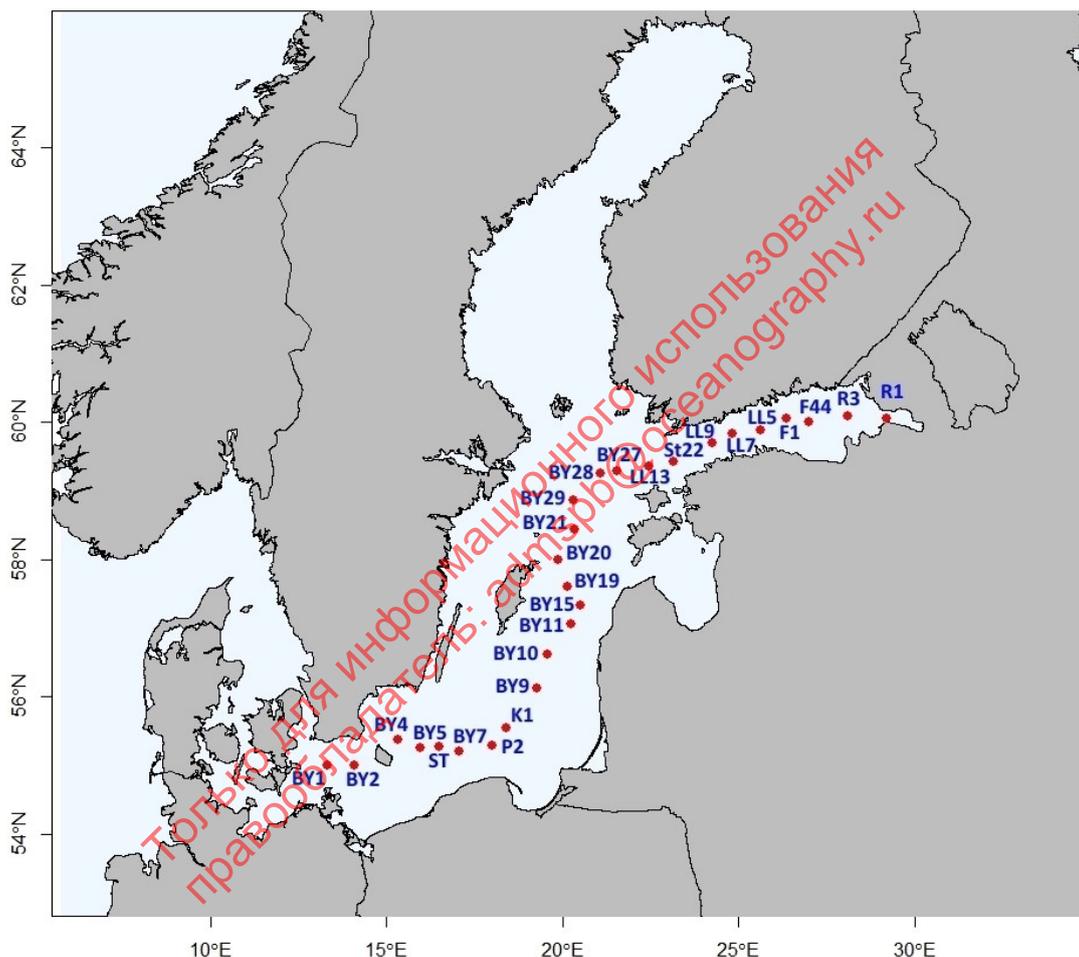


Рисунок 1 – Схема расположения судовых станций мониторинга среды Балтийского моря.

Оценка тесноты связей между гидрохимическими параметрами производилась на основании значений коэффициента детерминации (R^2), полученного при построении уравнения множественной линейной регрессии:

$$y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_nx_n \quad (1)$$

где a_1, a_2, \dots, a_n – коэффициенты регрессии при независимых переменных, a_0 – свободный член (константа).

Для изучения вертикального распределения содержания кислорода было применено среднегодовое осреднение данных судовых измерений. В качестве критерия выделения гипоксической зоны использовалось пороговое значение концентрации кислорода, равное 2 мл/л: за гипоксические условия принимается $O_2 < 2$ мл/л, а за нормальные условия – $O_2 \geq 2$ мл/л.

Межгодовая динамика гипоксических зон анализировалась на океанологическом разрезе от станции ВУ 1 (южная часть моря, Арконский бассейн), через центр открытой Балтики (станция ВУ 15, Готландская впадина) до Финского залива (станции LL13 – R1), представленном на рисунке (Рисунок 2).

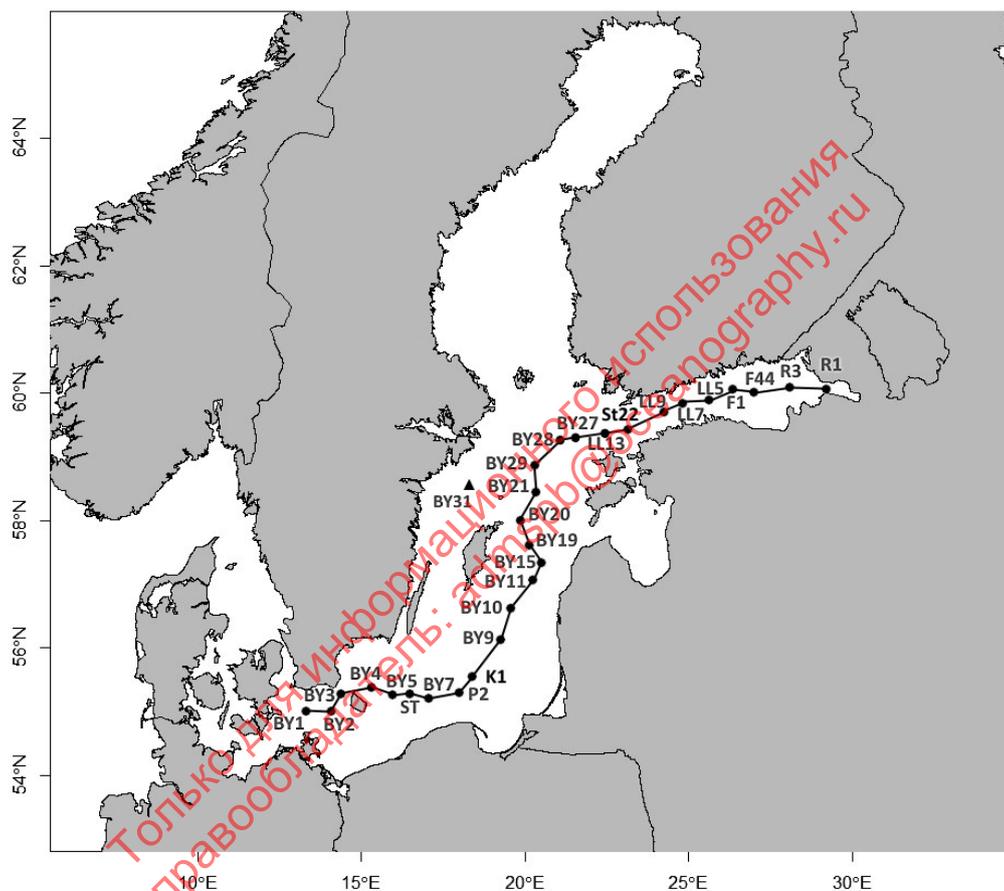


Рисунок 2 – Картограмма местоположения океанологического разреза, пересекающего Балтийское море с ЮЗ на СВ.

Для исследования межгодовых изменений гидрометеорологических процессов и их статистических характеристик использовались судовых измерений температуры и солёности, а также мареографные и метеорологические станции (см. Рисунок 3):

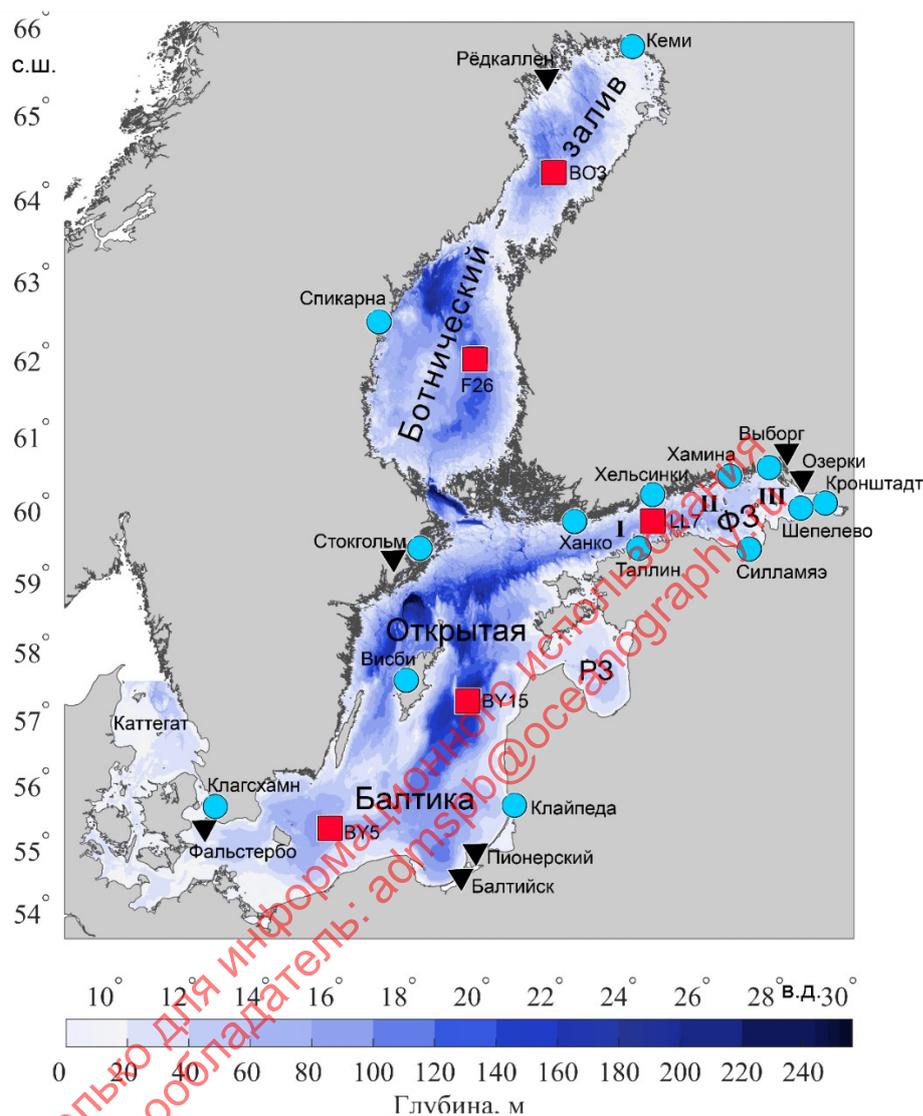


Рисунок 3 – Батиметрия Балтийского моря. Океанографические станции судовых измерений температуры и солёности воды на разных горизонтах за период 1971-2022 гг. (красные квадраты). Мареографные измерения уровня моря (голубые кружки), метеорологические станции измерения параметров атмосферы (треугольники черные).

Анализ температуры и солёности морской воды осуществлялся за период 1970-2022 гг. на 5 океанографических станциях для 2-х горизонтов – поверхностного и придонного. Изменения оценивались по значениям многолетних линейных трендов.

Для выделения штормовых нагонов и оценки межгодовых изменений их статистических характеристик анализировались ряды ежечасных мареографных измерений уровня моря на 9 станциях Финского залива: Ханко, Хельсинки, Хамина, Выборг, Кронштадт, Гогланд, Шепелево, Силламяэ, Таллин (см. Рисунок 3, Рисунок 4).

В таблице (Таблица 3) дано описание данных мареографных измерений уровня моря. Наибольшая длина используемых рядов ежечасных значений уровня составляет 48 лет, а наименьшая 9 лет. Количество пропусков в рядах варьирует от 0.09 до 5.47%.

Для выбора критерия выделения случаев штормовых нагонов использовалось среднеквадратическое отклонение уровня (σ). За случаи штормовых нагонов принимались подъёмы уровня моря, превышающие значение 3σ , а за продолжительность штормовых нагонов (T_{ss}) – период в часах, когда значения уровня были $>3\sigma$. При этом, если минимум между двумя соседними максимумами уровня, превышающими 3σ , лежал выше значения 3σ , то эти максимумы относились к одному штормовому нагону, а если ниже, – к разным.

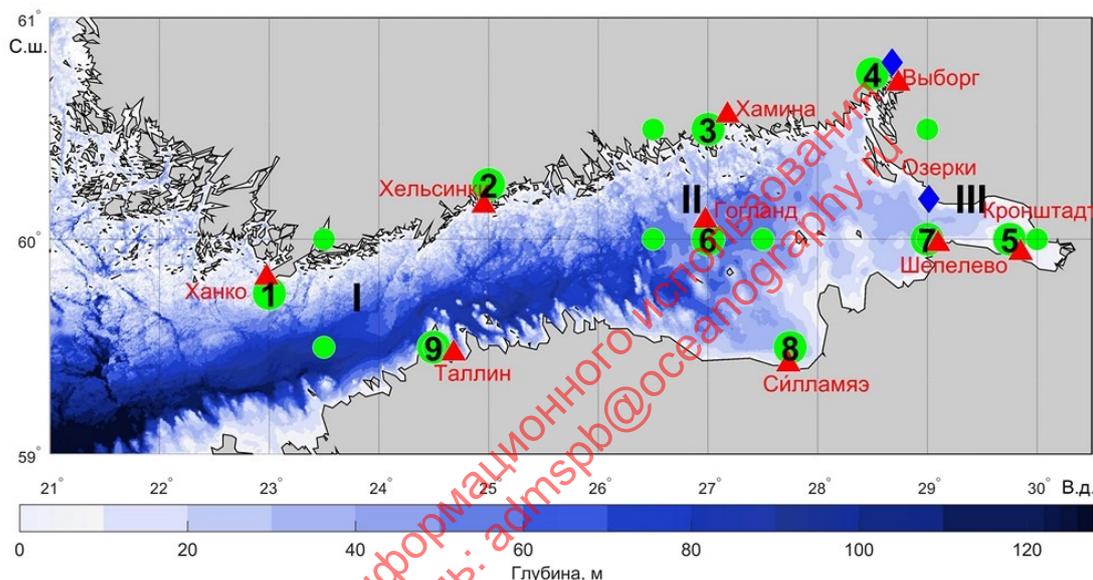


Рисунок 4 – Батиметрия Финского залива и местоположение станций мареографных измерений уровня моря (красные треугольники), инструментальных измерений ветра (синие ромбы), а также точек сеточной области Реанализа ERA5 (зелёные кружки). Арабскими цифрами показаны ближайшие к мареографным станциям точки Реанализа ERA5, которые использовались для оценок ветра и атмосферного давления. Римскими цифрами обозначены три района, где по данным Реанализа ERA5 оценивалась интенсивность циклогенеза.

Таблица 3 – Описание рядов мареографных измерений уровня моря в Финском заливе.

Станция	Период, годы	Координаты		Интервал измерений	Число измерений	Количество пропусков, %
		В.д., град.	С.ш., град.			
Ханко	1971 - 2018	22.98	59.82	1 час	420768	0.09
Хельсинки	1971 - 2018	24.96	60.15	1 час	420768	0.09
Хамина	1971 - 2018	27.20	60.56	1 час	420768	0.09
Выборг	1977 - 2018	28.73	60.70	1 час	368160	0.64
Кронштадт	1971 - 2018	29.77	60.00	1 час	420768	0.01
Шепелево	1989 - 2018	29.15	59.99	1 час	298032	2.30
Гогланд	1977 - 1989	27.00	60.07	1 час	113952	0.48
Таллин	2006 - 2018	24.76	59.44	1 час	113952	5.47
Силламяе	2007 - 2015	27.74	59.47	1 час	78888	4.01

Статистический анализ ветра (\vec{W}) и горизонтального градиента атмосферного давления ($\text{Grad } P_a$) производился с помощью векторно-алгебраического метода [55].

В рамках данного метода оценивались за каждый год: \vec{m}_V - математическое ожидание векторного процесса \vec{V} , $I_1(0) = \lambda_1(0) + \lambda_2(0)$ - линейный инвариант тензора дисперсии векторного процесса, определяемый через полудлины главных осей $\lambda_1(0)$ и $\lambda_2(0)$ эллипса дисперсии и ориентацию α° его большой оси относительно географической системы координат;

$$\lambda_{1,2}(0) = \sqrt{\frac{1}{2} \left(D_{vv} + D_{uu} \pm \sqrt{(D_{vv} - D_{uu})^2 + (D_{vu} + D_{uv})^2} \right)}, \quad (2)$$

$$\alpha^\circ = \frac{1}{2} \arctg \left(\frac{D_{vu} + D_{uv}}{D_{vv} - D_{uu}} \right), \quad (3)$$

где D_{vv}, D_{uu} - дисперсии составляющих векторного процесса. $[I_1(0)]^{0.5}$ - линейный инвариант среднего квадратического отклонения (СКО), а также максимальные значения векторного процесса \vec{V}_{\max} .

Оценивание наиболее вероятных направлений и скоростей ветра во время штормовых нагонов производилось путём расчета двумерных плотностей распределения вероятностей векторов скорости ветра по методике, описанной в работе [56]. Оценки распределений ветра выполнялись для ближайших к гидрометеорологическим станциям точек сеточной области реанализа ERA5 (см. Рисунок 4) на временных отрезках, когда подъёмы уровня превышали значения 3σ . Для сравнения были оценены также двумерные плотности вероятности векторов ветра по инструментальным измерениям на ГМС Выборг.

По данным реанализа ERA5 оценивались также распределения вероятностей атмосферного давления во время штормовых нагонов уровня моря.

Для оценки интенсивности атмосферных циклонов проводился расчет дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления $I_1(t)_{\text{Grad}P_a}$ в циклонах. Для этого, в начале, по данным реанализа ERA5 [57] полученным с ресурса (<https://cds.climate.copernicus.eu>) для региона, ограниченного координатами $30^\circ - 87.5^\circ$ с.ш., 80° з.д. - 60° в.д., выбирались ежечасные поля значений атмосферного давления на уровне моря (P_a). Согласно методике, изложенной в работах [58,59], циклоны выделялись для каждого срока в поле атмосферного давления, как области пониженного давления, ограниченные замкнутыми изобарами, путем исключения среднего по полю значения \bar{P}_a . Для отрицательных неоднородностей рассчитывался горизонтальный градиент давления ($\text{Grad}P_a$). Так как $\text{Grad}P_a$ - векторная величина, для оценки ее интенсивности рассчитывался линейный инвариант тензора дисперсии $\text{Grad}P_a$ [56]:

$$I_1(t)_{\text{Grad}P_a} = D_u(t) + D_v(t), \quad (4)$$

где D_u, D_v – дисперсии составляющих $\text{Grad}P_a$ на параллель и меридиан, t – время. Оценки $I_1(t)_{\text{Grad}P_a}$ производились с учетом нестационарности процесса: период квазистационарности для расчета $I_1(t)_{\text{Grad}P_a}$ принимался равным 1 году.

Для исследования вклада в рост среднего уровня Балтийского моря его изменений, вызванных колебаниями плотности морской воды, по известной формуле рассчитывались стерические колебания уровня моря (ζ_ρ) [60]:

$$\frac{\Delta\zeta_\rho}{\Delta t} = - \sum_{i=1}^n \frac{1}{\rho_0} \frac{\Delta\rho_i}{\Delta t} \Delta z_i, \quad (5)$$

где $\frac{\Delta\zeta_\rho}{\Delta t}$ – стерические изменения уровня моря за отрезок времени Δt , ρ_0 – средняя плотность воды, $\frac{\Delta\rho_i}{\Delta t}$ – изменение во времени плотности воды в каждом i -м слое ($i=1,2,3,\dots,n$), Δz_i – толщина каждого слоя.

Для оценки сравнительного вклада T и S в изменения стерических колебаний уровня моря последние аппроксимировались суммой термо- ($\zeta_{\rho(T)}$) и гало- ($\zeta_{\rho(S)}$) стерических составляющих путем вычисления аномалии плотности при постоянной средней по времени солёности (S^*) или температуры (T^*) соответственно [61]:

$$\Delta\zeta_\rho = \Delta\zeta_{\rho(T)} + \Delta\zeta_{\rho(S)} = - \frac{1}{\rho_0} \sum_{i=1}^n \Delta\rho(T, S^*) \Delta z_i - \frac{1}{\rho_0} \sum_{i=1}^n \Delta\rho(T^*, S) \Delta z_i \quad (6)$$

Плотность воды (ρ) рассчитывалась по уравнению состояния, описанному в работе [62].

Для изучения особенностей формирования и распространения большого балтийского затока (ББЗ) 2014 года использовались мареографные данные, судовые данные, данные с плав маяков и данные морского реанализа (Рисунок 5):

Для оценки изменения стратификации в датских проливах во время формирования ББЗ по данным реанализа о температуре и солёности на разных горизонтах рассчитывалась плотность воды. Для этого использовалось уравнение состояния, описанное в работе [63].

Выделение бароклинной компоненты течений было выполнено по методике, изложенной в работе [64], путём исключения из каждого профиля среднего по вертикали (кроме придонного горизонта) вектора скорости течений.

Для оценки суммарного водообмена (Q) через проливы Зунд и Большой Бельт в периоды формирования большого балтийского затока 2014 производилось интегрирование скоростей течений (V) по сечению разрезов, пересекающих проливы:

$$Q = \sum_{i=1}^n \sum_{z=1}^m VS \quad (7)$$

где, n - количество ячеек i на разрезе; m – количество горизонтов z в данной ячейке; V – меридиональная составляющая скорости течения в ячейке реанализа на горизонте z ; S – площадь сечения ячейки, которая определялась, как произведение толщины слоя (Δz) на расстояние, между соседними узлами реанализа (Δi), т.е. $S = \Delta z * \Delta i$.

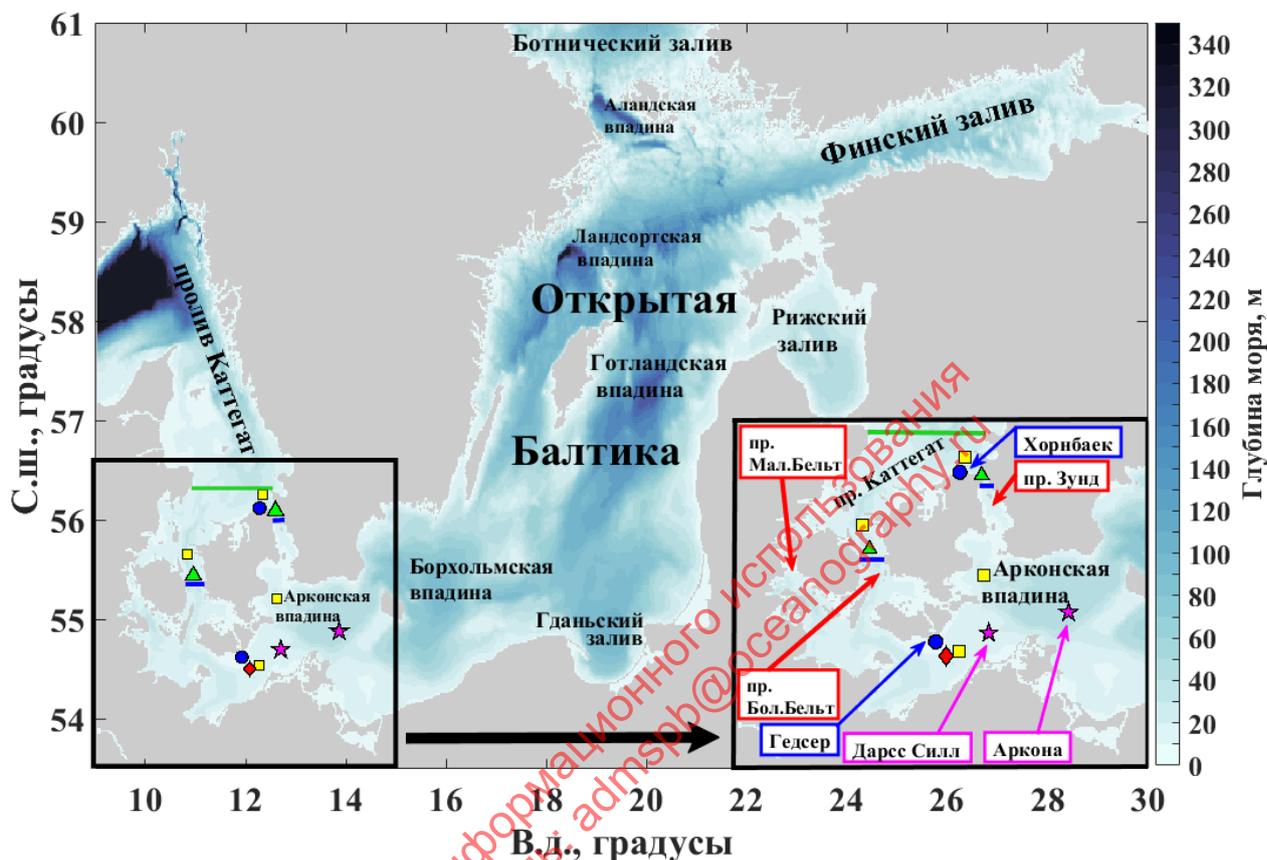


Рисунок 5 – Батиметрия Балтийского моря. Синие круги – мареографные станции измерения уровня моря Хорнбаек и Гедсер. Розовые звёзды – автоматические морские станции измерения солёности Аркона и Дарсс Силл. Зелёные треугольники – районы в проливах Большой Бельт и Зунд, где оценивалось изменение во времени вертикальных профилей солёности и течений во время формирования ББЗ. Красный ромб - плавмаяк Гедсер Рев (GR). Синие линии – сечения, на которых оценивался водообмен между Каттегатом и Балтикой. Желтые квадраты – районы, между которыми оценивались уклоны уровня моря по данным регионального реанализа BSPAF. Зеленая линия – линия размещения пассивных маркеров.

Для оценки влияния изменений плотности воды на уровень моря в проливах Зунд и Большой Бельт во время ББЗ по формуле, предложенной в работе [65], рассчитывались бароклинные компоненты колебаний уровня моря:

$$\Delta h_b = -\rho_0^{-1} \int_0^{z_0} (\rho_1(z) - \rho_2(z)) dz + \frac{\Delta P_a}{g\rho_0} \quad (8)$$

где Δh_b – разность уровней моря за счет изменений плотности воды между Каттегатом (ρ_1) и юго-западной Балтикой (ρ_2), ρ_0 - плотность воды; z - глубина моря ΔP_a – разность атмосферного давления между Каттегатом и юго-западной Балтикой, z_0 – горизонт, где отсутствует движение воды (за него принималась глубина моря), g – ускорение свободного падения.

Для оценки Δh_b по обоим сторонам проливов Зунд и Большой Бельт выбирались районы с одинаковыми глубинами (см. Рисунок 5). Значения плотности на разных горизонтах оценивались по температуре и солёности воды по уравнению состояния. Значения атмосферного давления P_a брались из данных реанализа ERA-5.

Для исследования особенностей распространения вод ББЗ по акватории моря использовались 2 метода.

С помощью первого метода были построены 3 океанологических разреза, проходящих по системе взаимосвязанных глубоководных впадин морского рельефа. Их расположение определялось, исходя из опубликованных сведений о путях миграции солёных североморских вод во время ББЗ в Балтийском море [66–68]. Используя данные регионального реанализа, на всех трёх разрезах строились диаграммы временной изменчивости солёности в придонном слое.

Во втором случае применялся лагранжев метод, подробное описание которого дано в монографии [69]. Суть данного метода заключается в ежесуточном размещении большого числа пассивных маркеров (5000 шт.), имитирующих воды со специфическими океанографическими характеристиками, на отрезке вдоль границы севернее Датских проливов (56.6° с.ш. 10.85° в.д. – 56.6° с.ш., 11° в.д.) в период с 1 ноября по 31 декабря 2014 г. В дальнейшем по известному полю скорости модели NEMO для каждого маркера производится расчёт его траектории на период времени 2 года.

Лагранжевы траектории рассчитывались при помощи уравнения адвекции:

$$\frac{d\lambda}{dt} = u(\lambda, \varphi, t), \quad (9)$$

$$\frac{d\varphi}{dt} = v(\lambda, \varphi, t), \quad (10)$$

где u и v это угловые компоненты скорости течений поля NEMO в предпоследнем σ -слое по глубине, φ и λ обозначают широту и долготу, соответственно.

Для исследования сезонных колебаний уровня Балтийского моря использовались среднесуточные и среднемесячные мареографные измерения (таблица 4), а также метеорологические данные со станций Росгидромета и данные судовых измерений по температуре и солёности.

Таблица 4 – Данные мареографических измерений уровня на береговых станциях Балтийского моря

№ ст.	Название станции	Координаты		Интервал измерений	Период измерений		Количество измерений	Пропуски, %
		° с.ш.	° в.д.		начало	конец		
1	Фредериксхавен	57,4	10,5	1 мес	1889	2017	1541	0,0
2	Гётеборг Торнсхамн	57,7	11,8	1 сут	1971	2020	18263	0,0
3	Клагсхамн	55,5	12,9	1 сут	1971	2020	18263	0,0
4	Кангсхольмфорт	56,1	15,6	1 сут	1971	2020	18263	0,0
5	Оскарсхамн	57,3	16,5	1 сут	1971	2020	18263	0,4
6	Оландс	57,4	17,1	1 сут	1971	2020	18263	4,0
7	Висби	57,6	18,3	1 сут	1971	2020	18263	0,2
7	Висби	57,6	18,3	1 мес	1916	2020	1260	0,0
8	Стокгольм	59,3	18,1	1 сут	1889	2020	18263	0,0
9	Спикарна	62,4	17,5	1 сут	1971	2020	18263	0,1
10	Ратан	64,0	20,9	1 сут	1971	2020	18263	0,0
11	Фуруогрунд	64,9	21,2	1 сут	1971	2020	18263	0,2
12	Кеми	65,7	24,5	1 сут	1971	2020	18263	2,4
13	Оулу	65,0	25,4	1 сут	1971	2020	18263	0,1
13	Оулу	65,0	25,4	1 мес	1889	2019	1572	4,3
14	Раахе	64,7	24,4	1 сут	1971	2020	18263	0,1
15	Пиетерсари	63,7	22,7	1 сут	1971	2020	18263	0,1
16	Васа	63,1	21,6	1 сут	1971	2020	18263	0,1
17	Каскинен	62,3	21,2	1 сут	1971	2020	18263	0,5
18	Пори	61,6	21,5	1 сут	1971	2020	18263	2,1
19	Раума	61,1	21,4	1 сут	1971	2020	18263	0,1
19	Раума	61,1	21,4	1 мес	1933	2019	1044	0,6
20	Турку	60,4	22,1	1 сут	1971	2020	18263	0,1
21	Дегерби	60,0	20,4	1 сут	1971	2020	18263	0,1
22	Ханко	59,8	23,0	1 сут	1971	2020	18263	0,1
23	Хельсинки	60,2	25,0	1 сут	1971	2020	18263	0,1
24	Хамина	60,6	27,2	1 сут	1971	2020	18263	0,1
25	Выборг	60,7	28,7	1 сут	1971	2020	18263	0,5
26	Кронштадт	60,0	29,8	1 сут	1971	2020	18263	0,3
27	Горный институт	59,9	30,3	1 сут	1971	2004	336	0,0
28	Клайпеда	55,7	21,1	1 мес	1898	2018	1452	8,1
29	Пионерский	55,0	20,2	1 сут	1977	2020	16071	4,3

Амплитуды (A) и фазы (G) сезонных колебаний уровня в стационарном приближении рассчитывались с помощью гармонического анализа, выполненного по методу наименьших квадратов, с учетом рекомендаций, представленных в работе [70]. Оценивались четыре гармоники: годовая (S_a) – 365,2 сут, полугодовая (S_{sa}) – 182,6 сут, третьегодовая (S_{ta}) – 121,8 сут и четвертьгодовая (S_{qa}) – 91,3 сут:

$$A(t) = A_{sa} \cos(\omega_{sa} t - G_{sa}) + A_{ssa} \cos(\omega_{ssa} t - G_{ssa}) + A_{sta} \cos(\omega_{sta} t - G_{sta}) + A_{sqa} \cos(\omega_{sqa} t - G_{sqa}), \quad (11)$$

где $A_{sa}, A_{ssa}, A_{sta}, A_{sqa}$ – амплитуды указанных гармоник соответственно; $G_{sa}, G_{ssa}, G_{sta}, G_{sqa}$ – фазы этих гармоник; $\omega_{sa}, \omega_{ssa}, \omega_{sta}, \omega_{sqa}$ – частоты гармоник; t – время. По оцененным амплитудам и фазам предвычислялись ряды всех четырех гармоник сезонных колебаний уровня моря.

Выбор четырех гармоник для описания сезонного хода уровня моря, а не двух, как это было сделано в других работах [16,71,72], был продиктован результатами сравнительного анализа сезонного хода уровня на мареографных станциях при случаях описания двумя (Sa, Ssa) и четырьмя (Sa, Ssa, Sta, Sqa) гармониками.

Точность амплитуд и фаз, оцененных в стационарном приближении составляющих сезонных колебаний уровня моря, оценивалась по методике, описанной в работе [73] следующим образом. Из исходного ряда среднесуточных значений уровня моря вычитался предвычисленный по формуле (1) ряд сезонных колебаний. Затем проводилось быстрое преобразование Фурье остаточного ряда. По результатам Фурье-анализа в окрестностях частоты каждой сезонной гармоники выделялись полоса частот $\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n$ и соответствующие этим частотам значения амплитуд $A(\omega_1), A(\omega_2), \dots, A(\omega_n)$ и фаз $G(\omega_1), G(\omega_2), \dots, G(\omega_n)$. Далее для полученных оценок амплитуд и фаз сезонных гармоник рассчитывались их среднеквадратические ошибки:

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{\sum (A(\omega) - A(\omega))^2}{N}}, \quad (12)$$

$$\sigma_G = \frac{\sigma_A}{A} * \frac{180}{\pi}, \quad (13)$$

где σ_A – среднеквадратическая ошибка расчета амплитуды гармоники; σ_G – среднеквадратическая ошибка расчета фазы гармоники; N – количество членов ряда; $\pi = 3,14$.

С целью учета нестационарности сезонных колебаний ряды уровня моря подвергались скользящему гармоническому анализу [32]. Для годовой гармоники Sa период (окно) скольжения принимался равным один год, и скользящий гармонический анализа проводился без перекрытия (т. е. за каждый последующий год). Для других гармоник скользящий Фурье-анализ проводился с перекрытием.

Для выделения нестационарной полугодовой компоненты Ssa период скольжения принимался равным один год и скольжение проводилось с перекрытием через каждые полгода; для выделения третьгодовой гармоники Sta период скольжения принимался равным 8 мес и скольжение проводилось через каждые 4 мес; для выделения четвертьгодовой гармоники Sqa период скольжения принимался равным 6 мес и скольжение проводилось через каждые 3 мес. По оцененным амплитудам и фазам для каждого периода скольжения предвычислялись ряды четырех компонент сезонных колебаний, которые затем соединялись в ряды $\zeta_{sa}(t), \zeta_{ssa}(t), \zeta_{sta}(t), \zeta_{sqa}(t)$, описывающие межгодовые изменения каждой компоненты. Среднеквадратические

ошибки расчета амплитуд гармоник, оцененных с помощью скользящего гармонического анализа, вычислялись следующим образом. По остаточным рядам, полученным для каждого периода скольжения, оценивались амплитуды на частотах всех четырех гармоник. По рядам этих амплитуд определялось их среднеквадратическое отклонение, которое принималось за среднеквадратическую ошибку расчета амплитуд исследуемых гармоник.

Значимость линейного тренда в межгодовых изменениях амплитуд гармоник S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} оценивалась с помощью критерия Стьюдента.

Для исследования возможных причин в изменениях амплитуды годовых колебаний уровня моря были привлечены срочные измерения атмосферного давления P_a и ветра W , осреднённые до 1 суток. Их обработка происходила в соответствии с методикой скользящего гармонического анализа, описанной для уровня моря.

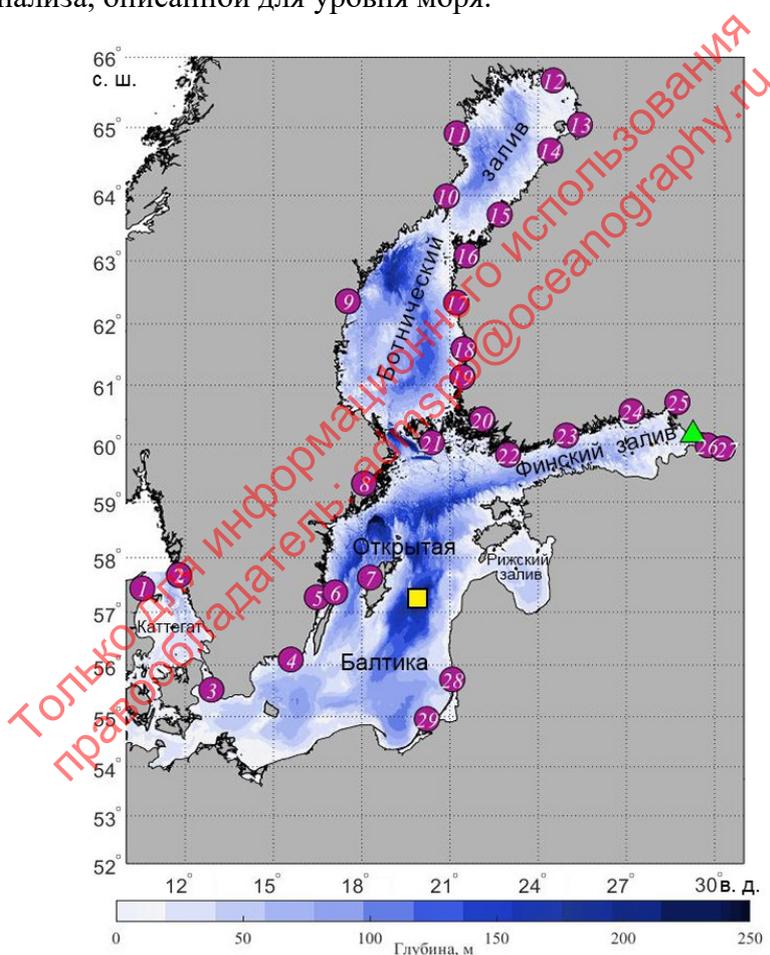


Рисунок 6 – Батиметрия Балтийского моря (оттенки синего цвета). Цифрами показано местоположение станций метеорографических измерений уровня: 1 – Фредериксхаген; 2 – Гётеборг; 3 – Клагсхамн; 4 – Кангсхолмфорт; 5 – Оскарсхамн; 6 – Оландс; 7 – Висби; 8 – Стокгольм; 9 – Спикарна; 10 – Ратан; 11 – Фуруогрунд; 12 – Кеми; 13 – Оулу; 14 – Раахе; 15 – Пиетерсари; 16 – Васа; 17 – Каскинен; 18 – Пори; 19 – Раума; 20 – Турку; 21 – Дегерби; 22 – Ханко; 23 – Хельсинки; 24 – Хамина; 25 – Выборг; 26 – Кронштадт; 27 – Горный институт; 28 – Клайпеда; 29 – Пионерский; зеленым треугольником обозначена ст. Озерки; желтым квадратом – ст. ВУ-15

Данные T и S , измеренные на станции ВУ-15 (Рисунок 6), использовались для оценки изменений во времени стерических колебаний уровня моря на частоте годовой гармоника Sa . С этой целью, для каждого стандартного горизонта формировались ряды среднемесячных значений T и S , которые использовались для расчета плотности морской воды (ρ) по уравнению состояния, описанному в работе [62]. Стерические изменения уровня ($\zeta\rho$) оценивались по расчетной формуле, представленной в работе [60]:

$$\frac{\Delta\zeta_s}{\Delta t} = - \sum_{i=1}^n \frac{1}{\rho} \frac{\Delta\rho_i}{\Delta t} \Delta z_i, \quad (14)$$

где $\frac{\Delta\zeta_s}{\Delta t}$ – стерические изменения уровня моря за отрезок времени Δt ; $\frac{\Delta\rho_i}{\Delta t}$ – изменение плотности морской воды в слое i ($i = 1, 2, \dots, n$); Δz_i – разница между горизонтами i -го слоя.

Полученный ряд среднемесячных значений стерических колебаний $\zeta\rho(t)$ подвергался скользящему гармоническому анализу с периодом скольжения 12 мес.

По результатам скользящего гармонического анализа гидрометеорологических факторов предвычислялись ряды их изменений для гармоника Sa : $Pa_{sa}(t)$, $W_{sa}(t)$, $\zeta\rho_{sa}(t)$.

Для оценки связей между изменениями во времени годовых колебаний уровня моря, атмосферного давления, ветра и стерических колебаний проводился взаимный корреляционный анализ между аномалиями годовых колебаний уровня моря $\zeta_{sa}(t)' = \zeta_{sa}(t) - \overline{\zeta_{sa}(t)}$ и годовыми аномалиями $Pa_{sa}(t)' = Pa_{sa}(t) - \overline{Pa_{sa}(t)}$, $W_{sa}(t)' = W_{sa}(t) - \overline{W_{sa}(t)}$, $\zeta\rho_{sa}(t)' = \zeta\rho_{sa}(t) - \overline{\zeta\rho_{sa}(t)}$, где $\overline{\zeta_{sa}(t)}$, $\overline{Pa_{sa}(t)}$, $\overline{W_{sa}(t)}$, $\overline{\zeta\rho_{sa}(t)}$ – стационарные компоненты Sa гидрометеорологических процессов. Переход к аномалиям был вызван тем, что во всех гидрометеорологических процессах хорошо выражена стационарная годовая компонента, оказывающая заметное влияние на результаты взаимного корреляционного анализа [74].

Между рассчитанными аномалиями годовых колебаний уровня моря $\zeta_{sa}(t)'$ и аномалиями $Pa_{sa}(t)'$, $W_{sa}(t)'$, $\zeta\rho_{sa}(t)'$ проводился взаимный корреляционный анализ.

Учитывая, что колебания ветра – векторный процесс, оценку взаимосвязи между аномалиями $\zeta_{sa}(t)'$ и $W_{sa}(t)'$ мы проводили путем расчета множественных коэффициентов корреляции по методике взаимного корреляционного анализа между скалярными и векторными процессами. Следуя этой методике, вначале оценивали матрицы коэффициентов взаимных корреляций следующего вида:

$$D_{\eta V} = \begin{vmatrix} r_{\eta\eta} & r_{\eta u} & r_{\eta v} \\ r_{u\eta} & r_{uu} & r_{uv} \\ r_{v\eta} & r_{vu} & r_{vv} \end{vmatrix}, D_{uv} = \begin{vmatrix} r_{uu} & r_{uv} \\ r_{vu} & r_{vv} \end{vmatrix}, \quad (15)$$

где $D_{\eta V}$ и D_{uv} – определители матриц; η – скалярный процесс; V – векторный процесс; u, v – составляющие векторного процесса на параллель и меридиан соответственно; $r_{\eta\eta}, r_{\eta u}, r_{uv}, \dots, r_{vv}$ – коэффициенты взаимной корреляции.

Затем рассчитывался множественный коэффициент корреляции между скалярным (η) и векторным (V) процессами:

$$R_{\eta V} = \sqrt{1 - \frac{D_{\eta V}}{D_{uv}}}. \quad (16)$$

Для исследования особенностей мезомасштабных вихрей Балтийского моря были использованы данные морского реанализа Балтийского моря.

В настоящее время методы автоматической идентификации вихрей активно развиваются и используются для многих областей Мирового океана [75–78]. Подобные алгоритмы принято делить на две основные группы. Первая основана на физических свойствах и анализе динамических полей, таких как, аномалии уровня моря, относительная завихренность или параметр Окубо-Вейса. Вторая группа для идентификации вихрей использует геометрические методы, анализируя форму или кривизну мгновенного потока, например, при помощи линий тока.

Для автоматической идентификации мезомасштабных вихрей и их траекторий в Балтийском море нами используется алгоритм из первой группы, подробно описанный в работе [79] и доступный по адресу (<https://github.com/jfaghm/OceanEddies>). Для идентификации вихрей алгоритм использует данные по уровню морской поверхности, определяя вихри как замкнутые области с положительными (отрицательными) аномалиями уровня у антициклонов (циклонов). Особенностью данного алгоритма, по сравнению с другими методами, является способность самостоятельно регулировать размер шага и пределы характеристик вихрей в зависимости от района и цели исследования. Вихрь определяется как замкнутая область с одним экстремумом (максимум или минимум). Несмотря на наличие недостатков, данный алгоритм позволяет верно идентифицировать 96,4% мезомасштабных вихрей [79].

Для идентификации вихрей алгоритм сначала находит экстремумы в поле уровня, определяя их как ячейки наибольших по модулю значений в поле 5×5 клеток. Затем определяется контур вихря, при этом в вихре не может быть более одного экстремума. С каждым шагом увеличивается контур вихря, и при захвате еще одного экстремума происходит возвращение контура на шаг назад и выделение конечной области вихря.

Для определения траекторий вихрей каждая вихревая структура, обнаруженная в момент времени t , далее находится в момент времени $t+1$, при этом расстояние между точками должно удовлетворять предположению о том, что вихрь распространяется как длинная бароклинная

волна Россби. Для лучшей точности алгоритм сравнивает размер вихря в момент времени $t+1$ со значениями в момент времени t . Данный алгоритм успешно использовался в работах [76,80,81]. На рисунке (Рисунок 7) показана топографическая карта Балтийского моря с основными течениями.

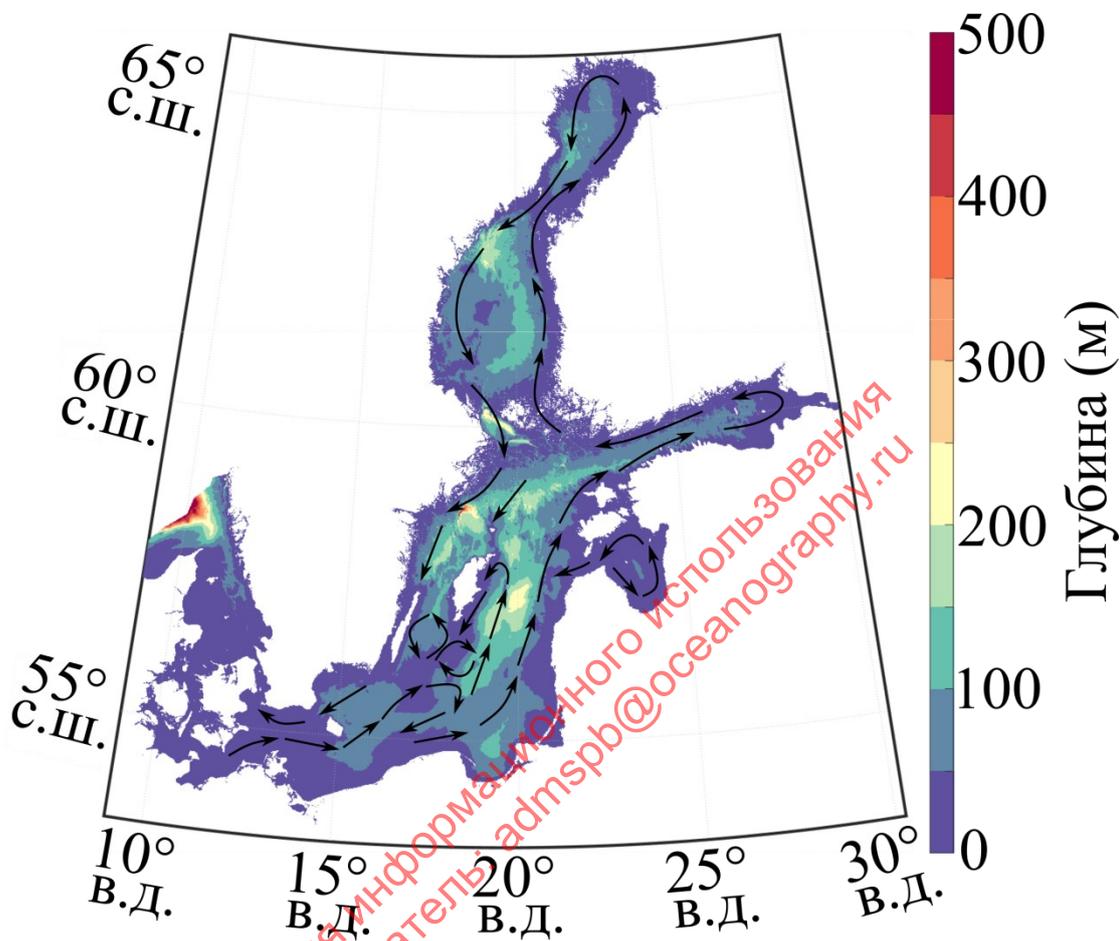


Рисунок 7 – Топография и основные течения Балтийского моря

Для разработки физико-статистических прогнозов межгодовой изменчивости штормовых нагонов, солёности воды и содержания кислорода в Балтийском море использовались следующие исходные данные (Рисунок 8): ежечасные записи измерений колебаний уровня на 6 мареографных станциях в Финском заливе за период 1993-2021 гг.; судовые среднемесячные измерения температуры, солёности морской воды, содержания кислорода на отдельных горизонтах; горизонтальные составляющие скорости ветра, испарение, осадки, речной сток из ERA5; индексы атмосферной циркуляции.

Величина водообмена в Датских проливах (разрешение 1 мес.), получена по полуэмпирической формуле через разность перепадов уровня между мареографными станциями Gedser и Hornbaek, взятых за период 1970-2021 гг.

Для исправления возможных ошибок в рядах солёности воды и содержания кислорода производилась первичная обработка данных. Выбросы данных выявлялись и отбраковывались при визуальном анализе временного хода на каждом горизонте станции. Пропуски данных восстанавливались повторным гармоническим анализом с 10 повторяющимися итерациями. В поверхностном слое восстановление происходило по 10 сезонным (≤ 12 мес.) и 3 долгопериодным (> 12 мес.) гармоникам, а в нижнем, глубинном слое – по противоположному правилу. Разделение толщи воды на поверхностный и глубинный слои осуществлялось по горизонту с максимальным на данный срок вертикальным градиентом параметра среды.

Для изучения изменчивости числа штормовых нагонов использовался статистический критерий 3σ выделения экстремальных подъёмов уровня моря. При этом, если минимум между двумя соседними максимумами уровня, превышающими 3σ , лежал выше значения 3σ , то эти максимумы относились к одному штормовому нагону, а если ниже, – к разным. Количество штормовых нагонов подсчитывалось отдельно для каждого месяца.

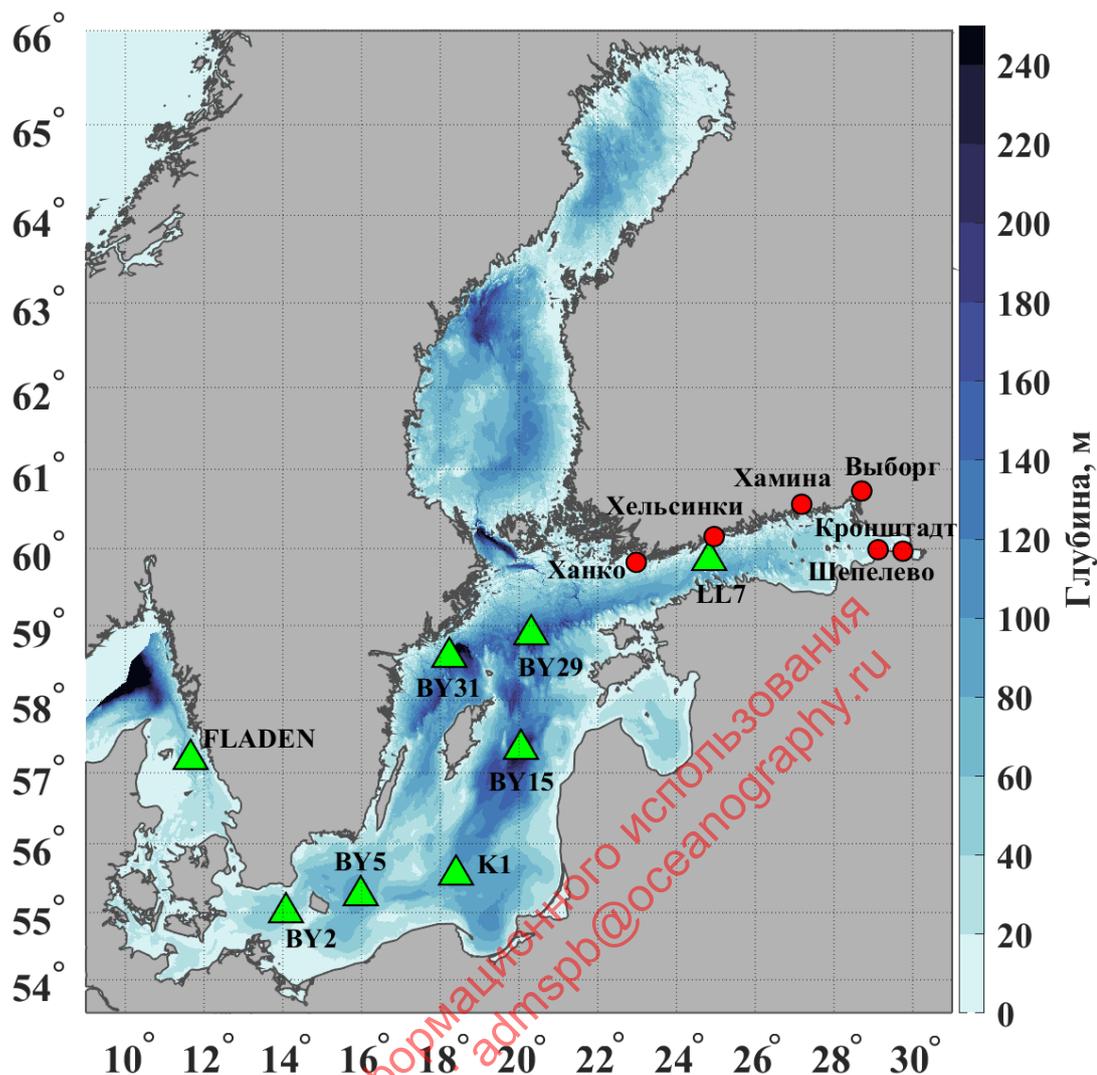


Рисунок 8 – Карта батиметрии Балтийского моря. Зелёными треугольниками отмечено расположение 8 судовых станций (солёность/кислород), красными кружками - расположение 6 мареографных постов в Финском заливе (штормовые нагоны).

Перед началом работы производился первичный отбор потенциальных гидрометеорологических предикторов. Для этого проводился взаимный корреляционный анализ, результаты которого позволяли выделить возможные главные факторы изменчивости для анализируемого параметра среды.

Затем, непосредственно перед разработкой модели ряды исходных данных подвергались различным видам параметризации.

К анализируемым параметрам (далее предиктантам) применялось сглаживание рядов методом скользящего среднего, необходимое для исключения из данных сезонных колебаний. Причём, ширина окна различалась в зависимости от предиктора: количество штормовых нагонов – 6 месяцев, солёность воды и содержание кислорода – 12 месяцев.

К гидрометеорологическим параметрам (далее предикторам) применялось 2 вида модификации ряда: сглаживания ряда скользящим средним и разнесение во времени на

определённое число месяцев относительно предиктантов. Оптимальные значения параметризацией подбирались опытным путём для достижения максимальной точности прогноза. Также, по мере необходимости в массивы предикторов добавлялись их нелинейные аналоги, полученные применением математических функций (квадратного корня, гиперболической, параболической, кубической и экспоненциальной функций).

Построение физико-статистической модели межгодовой изменчивости штормовых нагонов, солёности воды и содержания кислорода в водах Балтийского моря проводилось следующим образом:

Исходный ряд прогнозируемой величины можно представить в виде трех компонент: тенденция (тренд), периодическая составляющая и случайная составляющая.

Трендовая составляющая ($Tr(t)$) была представлена полиномом 3-ей степени, рассчитанным по методу наименьших квадратов (МНК).

$$Tr(t) = a_0 + a_1 t^1 + a_2 t^2 + a_3 t^3 \quad (17)$$

Циклическая составляющая ($G(t)$) была определена суперпозицией нескольких (около 6-7) наиболее значимых долгопериодных гармонических колебаний с периодом более 12 месяцев, определенных с помощью быстрого преобразования Фурье.

$$Y(k) = \sum_{j=1}^n X(j) W_n^{(j-1)(k-1)}, \quad (18)$$

$$W_n = e^{-\frac{2\pi i}{n}}$$

где Y – результат Фурье преобразования, X – исходный ряд, n – длина ряда, k – частоты.

Случайная составляющая ($y(t)$) остаточного ряда воспроизводилась с помощью стандартизованного уравнения множественной регрессии, центрированного на математическое ожидание и нормированного на стандартное отклонение:

$$y(t) = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_n x_n, \quad (19)$$

где x – предикторы, a – стандартизованные коэффициенты уравнения регрессии, n – количество предикторов.

Итоговая прогностическая модель ($Y_s(t)$) выглядит следующим образом.

$$Y_s(t + \tau) = Tr(t + \tau) + G(t + \tau) + y(t + \tau), \quad (20)$$

где τ – временной сдвиг, отражающий прогностический потенциал модели.

Оценка количественных вкладов гидрометеорологических предикторов в случайную компоненту предиктанта производилась на основании коэффициентов разложения уравнения множественной регрессии по следующей формуле:

$$B_i = \frac{|a_i|}{\sum_{j=1}^n |a_j|} * 100\%, \quad (21)$$

где B_i – вклад (в %) i -ого предиктора в общую дисперсию предиктанта.

Оценка точности физико-статистической модели проводилась при помощи расчета следующих характеристик:

σ_{abs} – абсолютная ошибка:

$$\sigma_{abs} = \frac{\sum_{i=1}^N |\zeta_m - \zeta_n|}{N}, \quad (22)$$

где ζ_m и ζ_n – реконструкция модели и исходные данные, соответственно; N - длина ряда.

σ_{rel} – относительная ошибка:

$$\sigma_{rel} = \frac{\sigma_{abs} * 100\%}{(\zeta_n)_{max} - (\zeta_n)_{min}}, \quad (23)$$

где $(\zeta_n)_{max}$ и $(\zeta_n)_{min}$ – максимальное и минимальное значения исходных данных.

σ_{er} – ср. кв. ошибка измерений, рассчитанных по модели:

$$\sigma_{er} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\zeta_m - \zeta_n)^2}{N-1}}, \quad (24)$$

σ_m – ср.кв. отклонение измерений, рассчитанных по модели:

$$\sigma_m = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\zeta_m - \bar{\zeta}_m)^2}{N-1}}, \quad (25)$$

σ_n – ср.кв. отклонение измерений исходных данных:

$$\sigma_n = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\zeta_n - \bar{\zeta}_n)^2}{N-1}}, \quad (26)$$

σ_p - отношение (в %) ср. кв. ошибки расчетов по данным модели к ср. кв. ошибке исходного ряда:

$$\sigma_p = \frac{\sigma_{er} * 100\%}{\sigma_n}, \quad (27)$$

P_m – критерий точности модели, показывающий количество (в %) членов ряда, рассчитанных по данным модели, которые не выходят за пределы диапазона $\pm 0,674\sigma_n$.

R – коэффициент корреляции между данными модели и исходными данными:

$$R = \frac{1}{N-1} \frac{\sum_{i=1}^N (\zeta_n - \bar{\zeta}_n)(\zeta_m - \bar{\zeta}_m)}{\sigma_n \sigma_m}, \quad (28)$$

R^2 – коэффициент детерминации, характеризующий долю дисперсии исходного ряда, которую описывает полученная регрессионная модель.

Данные численного гидродинамического моделирования акватории.

В качестве базовой модели для проведения численных экспериментов использовалась модель циркуляции океанов и морей INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), разработанная в Институте вычислительной математики РАН и адаптированная для условий Балтийского моря. В основе модели лежит система примитивных уравнений гидродинамики океана в приближениях гидростатики и Буссинеска, записанная в обобщенных ортогональных координатах по горизонтали и в σ -системе координат по вертикали. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, солёность и отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности [82,83]. Для расчёта плотности используется уравнение состояния, учитывающее сжимаемость морской воды и специально предназначенное для моделей циркуляции океана [84].

При численной реализации INMOM используется метод расщепления [85] по физическим процессам и пространственным координатам, что является ее отличительной особенностью от других известных моделей, например, [86,87]. Для этого уравнения динамики океана записываются в специальной симметризованной форме. Она позволяет представить оператор дифференциальной задачи в виде суммы более простых операторов, каждый из которых является неотрицательным в норме, определяемой законом сохранения полной энергии. Это дает возможность расщепить оператор полной задачи на ряд более простых подзадач и построить их пространственные аппроксимации так, чтобы энергетическим законам сохранения, выполняющимся для исходной дифференциальной задачи, удовлетворяли все расщепленные дискретные задачи. Разностные аппроксимации по пространственным координатам строятся на "C"-сетке [88,89].

В модель включен модуль термодинамики морского льда [90], состоящий из 3-х модулей. Модуль термодинамики описывает замерзание, таяние льда и выпадение снега. Модуль динамики льда рассчитывает скорости его дрейфа [91]. Модуль переноса льда служит для расчёта эволюции ледяного и снежного покровов вследствие дрейфа [92].

За отчётный период исследования (2020-2024 гг.) были проведены численные эксперименты для реализации 4-х разнообразных задач:

- Оценке влияния изменчивости водообмена через Датские проливы на колебания уровня Балтийского моря;
- Оценка различий в термохалинной структуре вод Балтийского моря в годы мягких (2008 г.) и суровых (2011 г.) зим;
- Оценка баротропного отклика динамической системы Балтийского моря на воздействие индуцированных колебаний уровня, распространяющихся из Северного моря;
- Изучение механизмов современного осолонения вод Балтийского моря;

В зависимости от решаемой задачи были сформированы следующие наборы данных для начальных и граничных условий:

1. В качестве форсинга использовался реанализ ERA 5, в качестве начальных и граничных условий использовались данные по температуре и солёности из морского реанализа Балтийского моря. В качестве граничных условий использовались данные мареографного уровня на станциях Frederikshavn и Goteborg Torshamnen, Smogen, Skagen/

Данные батиметрии перезаписывались в формате модели на сетке с шагом 2 мили и были ограничены снизу минимальным значением 2м, что необходимо для невырожденности преобразования координат по вертикали. Данные об уровне моря интерполировались к точкам сетки по всей длине жидкой границы.

Численный эксперимент по оценке влияния изменчивости водообмена через Датские проливы на колебания уровня Балтийского моря проводился на баротропной и бароклинной версии гидродинамической модели. В ходе него на жидкой границе в Датских проливах задавались различные гармонические колебания с периодами 6, 11, 27 часов, 6, 12 суток, 1, 3, 6, 12 месяцев, а также реальных измеренных уровней (ст. Фредериксхавн и Гетеборг) в мезомасштабном диапазоне (производилась фильтрация сигнала с периодом более 48 часов). При этом атмосферное воздействие было отключено, чтобы стало возможным оценить распространение колебаний разных периодов от Датских проливов в Балтийское море.

Численный эксперимент по оценке влияния последствий различных зимних условий на природную среду Балтийского моря проводился для двух периодов: с 1 января 2007 по 31 декабря 2008 г. (условия мягкой зимы) и с 1 января 2010 по 31 декабря 2011 г. (условия суровой зимы). Методика эксперимента заключалась в следующем. На основании модельных расчетов температуры (T) и солёности (S), производимых с дискретностью 6 часов, по уравнению состояния, описанному в работе [93], рассчитывались аномалии потенциальной плотности морской воды (ρ). Далее, оценивались средние за три месяца (январь-март) вертикальные изменения T , S и ρ на двух разрезах (Рисунок 9), один из которых соединял Финский залив, восточный Готландский бассейн и юго-западную Балтику (разрез I), а второй – Ботнический залив, западный Готландский бассейн и юго-западную Балтику (разрез II). Для описания различий термохалинных условий зимой 2008 и 2011 гг. рассчитывались разности температуры (ΔT), солёности (ΔS) и аномалий потенциальной плотности ($\Delta \rho$) между зимними условиями этих лет.

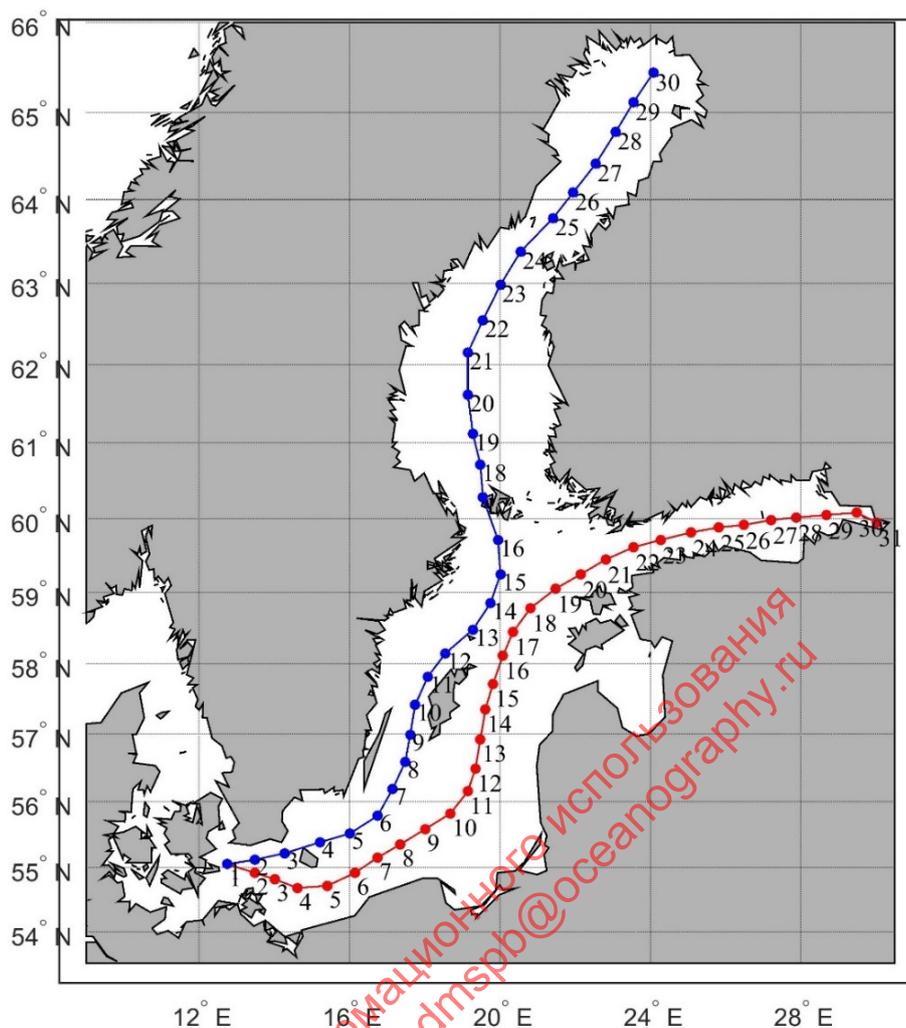


Рисунок 9 – Карта моделируемой области и выбранные разрезы. I разрез (красная линия), II разрез (синяя линия)

Для интерпретации результатов моделирования и объяснения особенностей формирования вертикальной термохалинной структуры в мягкую и суровую зиму оценивалась взаимосвязь между изменчивостью ветра (W) течений (V) на различных глубинах. С этой целью проводился взаимный корреляционный анализ между касательным трением ветра (τ) и течениями.

Численный эксперимент по оценке влияния индуцированных колебаний на пространственно-временную изменчивость уровня Балтийского моря проводился с помощью баротропной версии трёхмерной модели INMOM. С этой целью потоки тепла и соли в базовой конфигурации модели INMOM задавались равными нулю, воздействие метеорологических процессов исключалось, и, кроме этого, использовалось баротропное уравнение состояния, в котором плотность воды зависит только от давления. Речной сток и ледовые условия в Балтийском море не учитывались.

Для вывода динамической системы из равновесия на жидкой границе модельной области на севере пр. Каттегат в диапазоне периодов от 3 часов до 1 года задавалась суперпозиция гармонических колебаний уровня моря с амплитудами 10 см. Расчеты производились в течение 2 лет. Расчетный шаг по времени составил 2.5 мин. Вывод результатов счёта производился путём осреднения данных за каждый час.

Для оценки амплитудно-фазовых характеристик рассчитанных колебаний проводился Фурье анализ модельных рядов уровня моря в каждой точке поля:

$$f(t) = Z_0 + \sum_{k=1}^{\frac{N}{2}} (a_k \cos k \omega t + b_k \sin k \omega t), \quad \left(\omega = \frac{2\pi}{T}, k = 0, 1, 2, \dots \right) \quad (29)$$

где $f(t)$ – исходный временной ряд уровня моря, N – длина ряда, T – период, t – момент времени, a_k, b_k – коэффициенты разложения, соответствующие своей частоте ω , Z_0 – среднее значение ряда, k – номер коэффициента.

Амплитуда (A_k) и фаза (F_k) колебаний рассчитывалась следующим образом:

$$A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2} \quad F_k = \arctan\left(\frac{b_k}{a_k}\right) \quad (30)$$

По результатам фурье-анализа строились амплитудные спектры рассчитанных колебаний уровня, и оценивалось пространственное распределение их амплитуд и фаз.

По разности фаз между соседними узлами сеточной области оценивались фазовые скорости поступательной компоненты волнового движения (C):

$$C_x = \frac{\Delta x}{P \Delta F_x}, \quad C_y = \frac{\Delta y}{P \Delta F_y} \quad (31)$$

где, C_x, C_y – составляющие вектора фазовой скорости на параллель и меридиан, $\Delta x, \Delta y$ – расстояние между соседними узлами сеточной области вдоль параллели и меридиана, P – период колебаний, $\Delta F_x, \Delta F_y$ – разность фаз между узлами сеточной области вдоль параллели и меридиана. Оценка модуля фазовой скорости определялась по формуле:

$$C = \sqrt{C_x^2 + C_y^2} \quad (32)$$

Фазовые скорости рассчитывались только для тех районов, где $A_k > 0,67\sigma$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\bar{A}^2}{2}} \quad (33)$$

где \bar{A} – средняя по полю амплитуда колебаний уровня на каждой частоте ω .

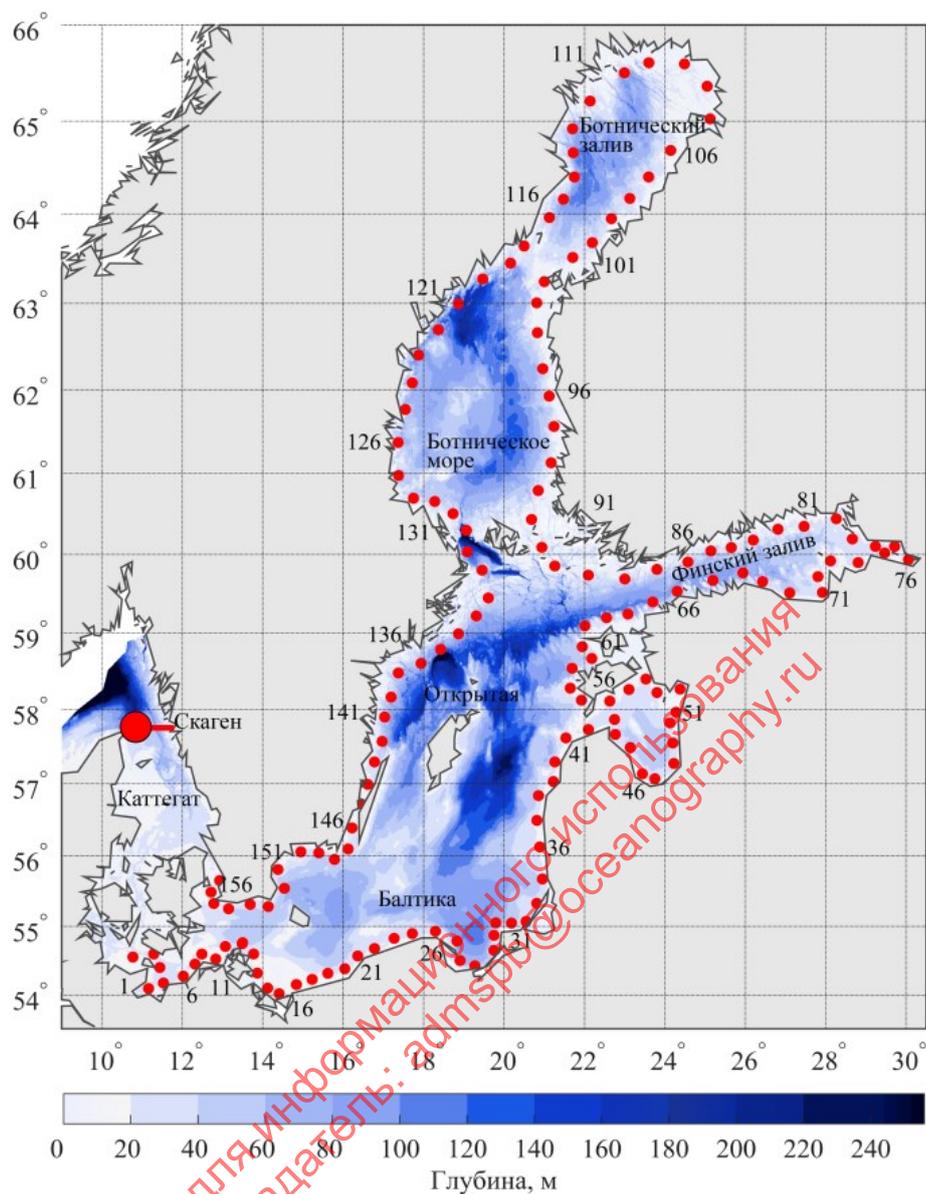


Рисунок 10 – Батиметрическая карта, названия районов и географических объектов Балтийского моря. Жирной красной линией обозначена жидкая граница модельной области на севере пролива Каттегат. Красными точками с номерами обозначены районы прибрежной зоны, для которой рассчитывался пространственный частотно-амплитудный спектр индуцированных колебаний Балтийского моря. Большой красный круг - местоположение мареографной станции Скаген.

Для интерпретации результатов моделирования индуцированных колебаний в диапазоне мезомасштабной изменчивости уровня моря проводился вейвлет-анализ рядов ежечасных значений уровня в январе 2007 г. и сентябре 2018 г. в пункте Скаген, расположенном на границе пролива Скагеррак (Северное море) и пролива Каттегат (Балтийское море) (Рисунок 10).

Предварительно, с помощью фильтра Баттерворта из рядов были исключены полусуточные приливы. Вейвлет-коэффициенты рассчитывались путем непрерывного вейвлет-преобразования по методике:

$$C_{a,b} = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} s(t) \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (34)$$

где $s(t)$ – сигнал; a – масштабный коэффициент; параметр b определяет сдвиг по оси $0x$; t – время, Ψ – вейвлет Морле

$$\Psi(x) = e^{-x^2/2} \cos(5x) \quad (35)$$

Для исследования причин усиления полугодовых индуцированных колебаний, по сравнению с годовыми колебаниями, которое было отмечено по результатам численного эксперимента, был проведён второй численный эксперимент, в котором на жидкой границе задавалось только одно гармоническое колебание с периодом 1 год.

Численный эксперимент по исследованию механизмов современного осолонения вод Балтийского моря осуществлялся с помощью модели INMOM, сконфигурированной для 2 морей: Северного и Балтийского морей. В рамках текущего эксперимента проверялась гипотеза осолонения Балтийского моря за счет изменения условий пресного баланса.

Реализация INMOM для условий Северного-Балтийского морей проводилась на сеточной области с переменным шагом и полюсами в Датских проливах (Рисунок 11). Для модели создавалась расчетная область таким образом, что в районе датских проливов шаг по пространству составил около 350-700 м, а в Финском и Ботническом заливах Балтийского моря около 6 км, что позволило при расчете обойти проблемы вложенных сеток. По вертикали задавалось 20 неравномерно распределённых по глубине σ -уровней.

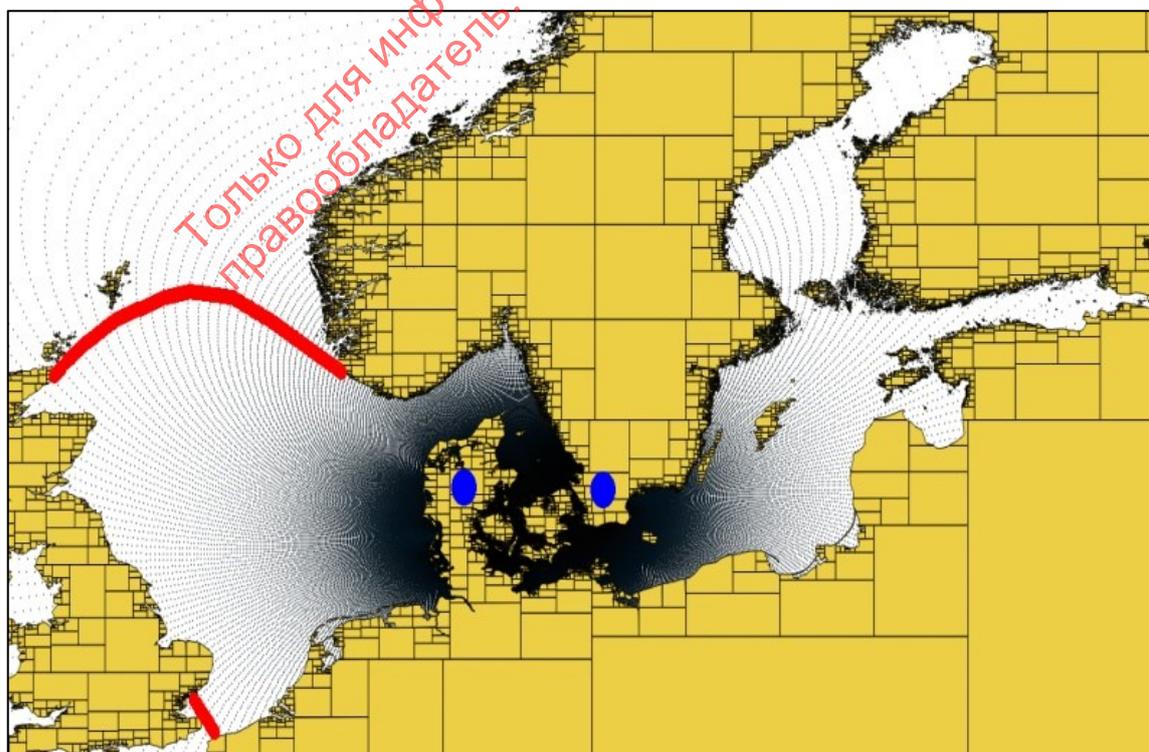


Рисунок 11 – Сеточная область Северного и Балтийского морей, с полюсами на берегах вблизи датских проливов.

В качестве начальных условий использовались среднемесячные данные температуры и солености воды за август 2017 г. Для формирования граничных условий были взяты ежечасные данные метеорологических характеристик с 1993 по 2022 гг, а затем по каждому параметру были рассчитаны: максимум, среднее, и перцентили 95, 50, 5% за 30 лет на каждые 3 часа. Таким образом были получены средне- макси-, и минимум- климатические характеристики, продолжительностью 1 год с дискретностью 3 часа.

Для проведения численных экспериментов на модели было подготовлено 3 варианта граничных условий:

1. Средние климатические граничные условия: коротковолновая и длинноволновая радиация, температура воздуха, ветер, атмосферное давление, влажность, осадки, речной сток.

2. Максимальные климатические граничные условия: коротковолновая и длинноволновая радиация, температура воздуха, ветер, атмосферное давление, влажность. перцентиль 95% для осадков и речного стока.

3. Минимальные климатические граничные условия: коротковолновая и длинноволновая радиация, температура воздуха, ветер, атмосферное давление, влажность. перцентиль 5% для осадков и речного стока.

По средне-климатическим метеорологическим условиям были рассчитаны поля гидрометеорологических характеристик с августа по декабрь. Последний момент времени был использован в качестве старта для последующих трех экспериментов:

1. Средний пресный баланс
2. Максимальные осадки и речной сток
3. Минимальные осадки и речной сток.

Таким образом, были получены поля термохалинных характеристик, которые показывают, осолонение или распреснение вод Балтийского моря при увеличении или уменьшении осадков и речного стока, при средних метеорологических характеристиках. Далее выбирался разрез (Рисунок 12) через оба моря, и для него анализировались полученные результаты.

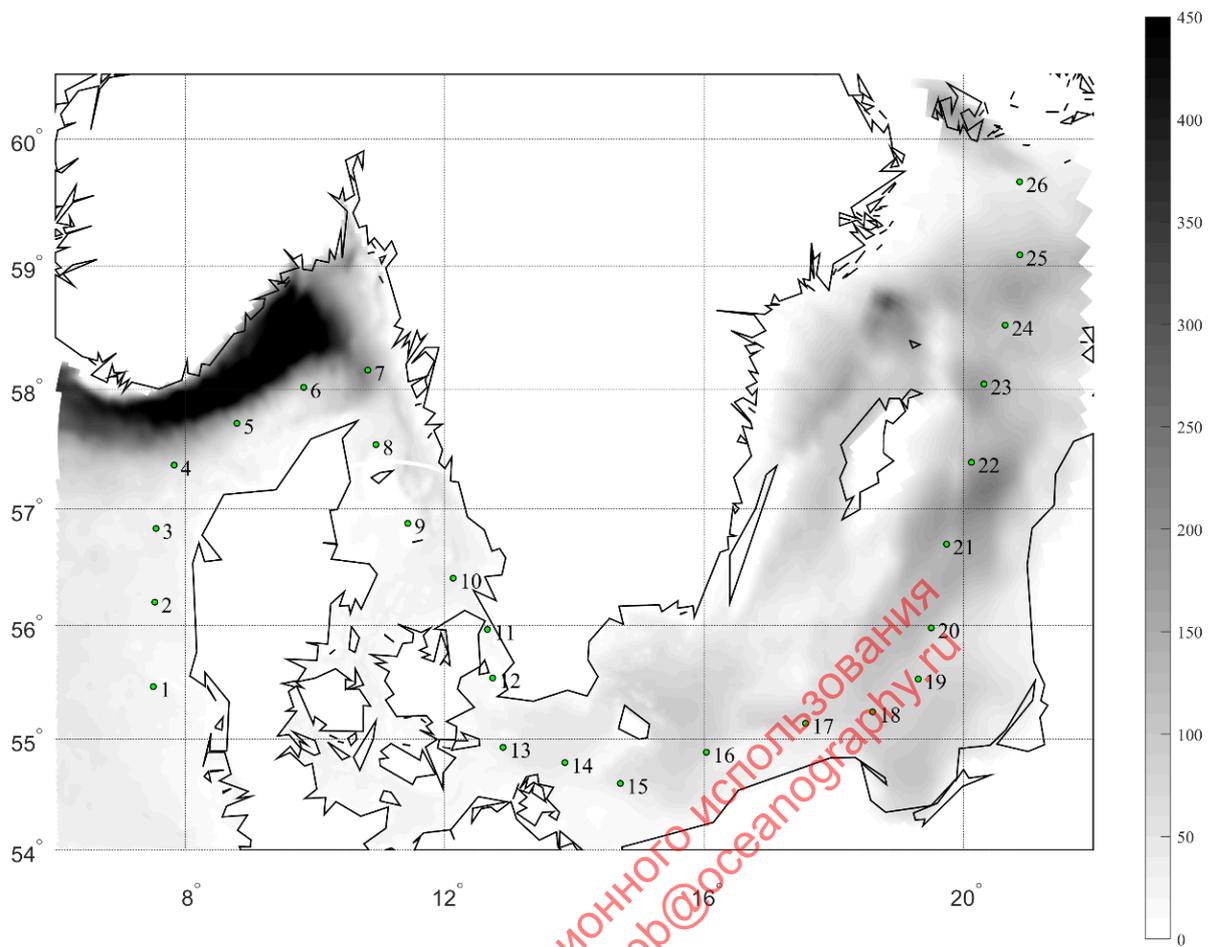


Рисунок 12 - Батиметрия Северного и Балтийского морей. Точками представлены ячейки разреза.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ

2.1 СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Атмосферное давление

Получены графики временных рядов среднегодовых значений атмосферного давления P_a над Балтийским морем в одноградусных узлах сетки реанализа с 1901 по 2019 годы (Рисунок 13). Видно, что P_a является колебательным процессом с несущим колебанием цикличностью 2-3 года. Для оценки тенденций изменения по каждому ряду вычислены и нанесены на графики два тренда – линейный и полиномиальный 2-й степени.

Все тренды положительные, т.е., P_a в среднем растет со временем. Однако полиномиальный тренд показывает, что над всей Балтикой имеет место длиннопериодное колебание с цикличностью, существенно большей длины ряда. Максимальных значений P_a достигало в 1960 – 1970-х годах, после чего наметилось его снижение. Наибольшие отклонения полиномиального тренда от линейного наблюдаются в северо-восточной части моря, с перемещением к юго-западу продолжительность цикличности колебания возрастает, отклонения от линейного тренда уменьшаются, и на широтах $54^\circ - 56^\circ$ эти два тренда почти совпадают.

На акватории Датских проливов и пролива Каттегат линейный и полиномиальный тренды почти совпадают, т.е. атмосферное давление в среднем растет практически линейно.

Для численной характеристики графиков были рассчитаны значения экстремумов временных рядов среднегодовых значений и их линейного тренда, а также значения размаха этих реализаций (Таблица 5). Из таблицы следует, что и значения экстремумов среднегодовых значений, и их размах максимальны на северо-востоке моря, над Финским заливом, убывают к средней части моря, к параллели $56 - 57^\circ$ и снова возрастают к Датским проливам; при этом расчет показал, что среднее многолетнее атмосферное давление имеет минимум, 1011.7 гПа, в районе Аландских островов и постепенно возрастает к югу до 1014.85 гПа в районе Гданьской бухты. Линия тренда, в общем, также сдвигается на более высокие значения P_a при перемещении к югу. Видно, что всюду размах тренда ($P_{a2019} - P_{a1901}$) за 119 лет колеблется около 1 гПа, лишь на 25-м меридиане, в районе Хельсинки, возрастая до 1.8 гПа. При этом южнее 58-й параллели и западнее 15-го меридиана он не превышает 1 гПа.

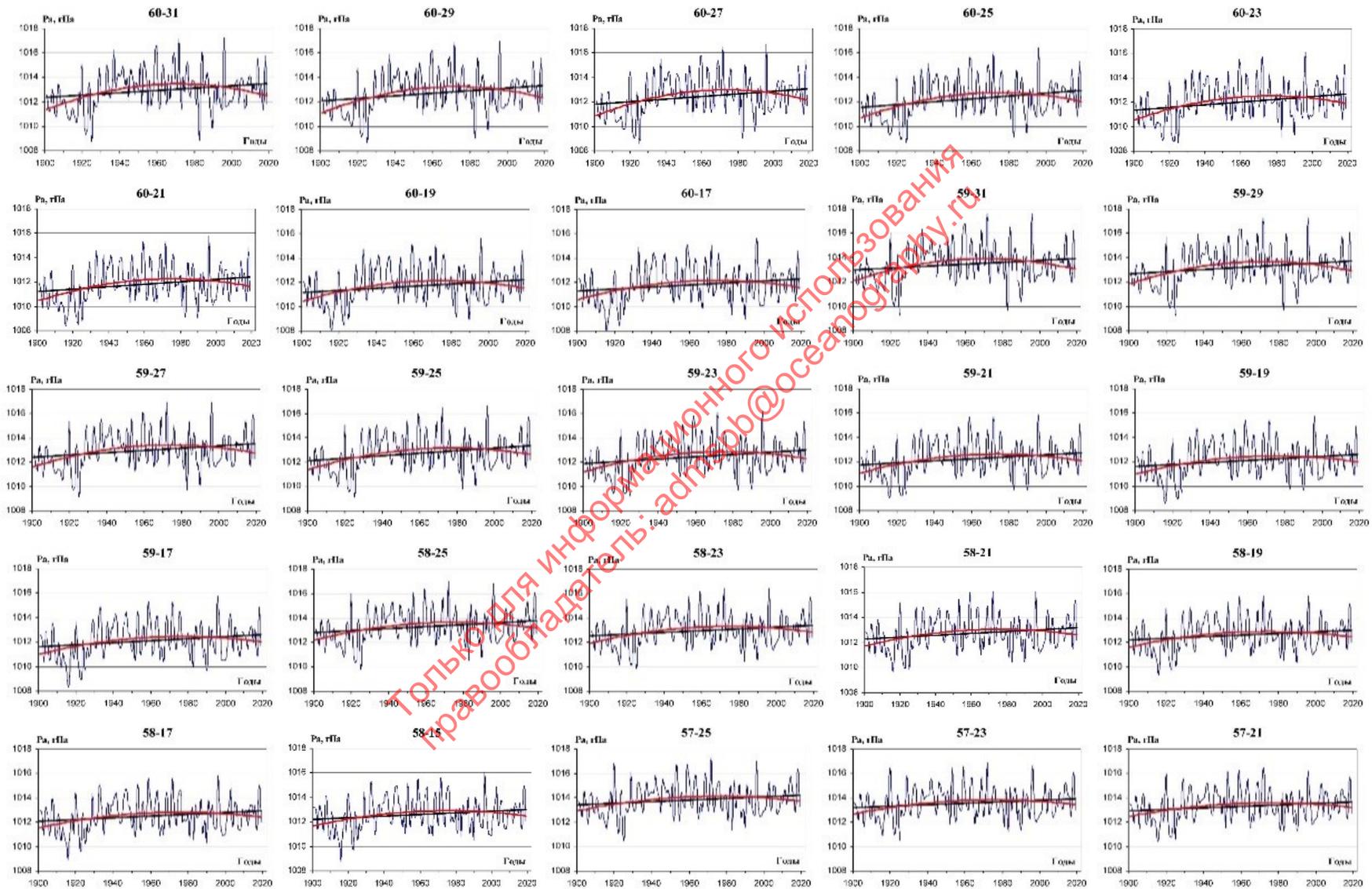
В Датских проливах тренд невелик; линия тренда сдвигается на более высокие значения в том же направлении, при перемещении с севера на юг; так же меняется и размах тренда, от 0.3 – 0.4 гПа на севере, у выхода в пролив Скагеррак, до 0.7 – 0.8 гПа на юге, над Кильской бухтой.

Таблица 5– Экстремумы и размах среднегодовых значений и тренда атмосферного давления Pa в узлах сетки над Балтийским морем и Датскими проливами

Координаты		Значения атмосферного давления Pa, гПа			Значения трендов Pa в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ°	λ°	Мин	Макс	RPa°	1901 г,	2019 г,	RPa	
60-я параллель								
60°	31	1008,76	1017,28	8,52	1012,35	1013,48	1,13	+
60	29	1008,67	1019,98	11,31	1012,08	1013,3	1,22	+
60	27	1008,62	1016,66	8,04	1011,8	1013,08	1,28	+
60	25	1008,63	1016,39	7,76	1011,55	1012,89	1,34	+
60	23	1008,68	1016,1	7,42	1011,34	1012,68	1,34	+
60	21	1008,39	1015,75	7,36	1011,22	1012,4	1,18	+
60	19	1008,04	1015,6	7,56	1011,18	1012,25	1,07	+
60	17	1007,86	1015,65	7,79	1011,28	1012,24	0,96	+
59-я параллель								
59	31	1009,23	1017,63	8,4	1012,98	1013,88	0,9	+
59	29	1009,16	1017,29	8,13	1012,7	1013,75	1,05	+
59	27	1009,13	1016,94	7,81	1012,42	1013,52	1,1	+
59	25	1009,12	1016,62	7,5	1012,13	1013,92	1,79	+
59	23	1009,17	1016,22	7,05	1011,9	1012,98	1,08	+
59	21	1009,03	1015,89	6,86	1011,72	1012,72	1	+
59	19	1008,42	1015,75	7,33	1011,62	1012,59	0,97	+
59	17	1008,32	1015,77	7,45	1011,6	1012,59	0,99	+
59	10	1007,20	1015,02	7,82	1011,46	1011,88	0,42	+
58-я параллель								
58	25	1009,79	1016,93	7,14	1012,81	1013,77	0,96	+
58	23	1009,81	1016,45	6,64	1012,53	1013,41	0,88	+
58	21	1009,69	1016,06	6,37	1012,29	1013,6	1,31	+
58	19	1009,29	1015,84	6,55	1012,18	1012,98	0,8	+
58	17	1008,9	1015,84	6,94	1012,07	1012,93	0,86	+
58	15	1008,72	1015,93	7,21	1012,19	1013,01	0,82	+
58	11	1007,84	1015,32	7,48	1011,84	1012,38	0,54	+
58	10	1007,63	1015,13	7,50	1.11.86	1012,21	0,35	+
58	9	1007,54	1015,16	7,62	1011,83	1012,14	0,31	+
58	8	1007,42	1015,29	7,87	1011,80	1012,13	0,33	+
57-я параллель								
57	25	1010,48	1017,31	6,83	1013,43	1014,23	0,8	+
57	23	1010,52	1016,87	6,35	1013,17	1013,91	0,74	+
57	21	1010,42	1016,49	6,07	1012,94	1013,68	0,74	+
57	19	1009,97	1016,16	6,19	1012,75	1013,44	0,69	+
57	17	1009,56	1015,98	6,42	1012,61	1013,87	1,26	+
57	15	1009,32	1016,01	6,69	1012,59	1013,5	0,91	+
57	12	1008,72	1015,62	6,90	1012,39	1013,11	0,72	+
57	11	1008,45	1015,45	7,00	1012,27	1012,92	0,65	+
57	10	1008,23	1015,33	7,10	1012,16	1012,84	0,68	+
57	9	1008,01	1015,22	7,21	1012,06	1012,77	0,71	+
57	8	1007,85	1015,21	7,36	1012,04	1012,68	0,64	+
56-я параллель								
56	21	1011,14	1016,88	5,74	1013,57	1014,19	0,62	+
56	19	1010,64	1016,6	5,96	1013,33	1013,95	0,62	+
56	17	1010,3	1016,46	6,16	1013,23	1013,85	0,62	+
56	15	1010,01	1016,4	6,39	1013,19	1013,83	0,64	+
56	12	1009,41	1016,14	6,73	1012,91	1013,64	0,73	+
56	11	1009,20	1016,07	6,87	1012,84	1013,53	0,69	+
56	10	1009,03	1016,03	7,00	1012,78	1013,48	0,70	+
55-я параллель								

Координаты		Значения атмосферного давления Pa, гПа			Значения трендов Pa в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ°	λ°	Мин	Макс	RPa $^\circ$	1901 г,	2019 г,	RPa	
55	21	1011,85	1017,51	5,66	1014,24	1014,75	0,51	+
55	19	1011,37	1017,27	5,9	1013,99	1014,5	0,51	+
55	17	1010,99	1017,09	6,1	1013,83	1014,42	0,59	+
55	15	1010,7	1016,98	6,28	1013,73	1014,34	0,61	+
55	13	1010,33	1016,82	6,49	1013,57	1014,26	0,69	+
55	12	1010,15	1016,76	6,61	1013,48	1014,22	0,74	+
55	11	1009,96	1016,70	6,74	1013,46	1014,15	0,69	+
55	10	1009,80	1016,66	6,86	1013,34	1014,09	0,75	+
55	9	1009,63	1016,62	6,99	1013,26	1014,07	0,81	+
54-я параллель								
54	21	1012,45	1018,04	5,59	1014,75	1015,23	0,48	+
54	19	1012,07	1017,88	5,81	1014,63	1015,09	0,46	+
54	17	1011,7	1017,7	6	1014,41	1015,12	0,71	+
54	15	1011,38	1017,54	6,16	1014,29	1014,93	0,64	+
54	13	1011,07	1017,41	6,34	1014,14	1014,86	0,72	+
54	12	1010,91	1017,36	6,45	1014,05	1014,83	0,78	+
54	11	1010,74	1017,31	6,57	1013,98	1014,77	0,79	+
54	10	1010,60	1017,28	6,68	1013,92	1014,74	0,82	+
54	9	1010,42	1017,23	6,81	1013,83	1014,68	0,85	+

Только для информационного использования
 правообладатель: admspb@oceanography.ru



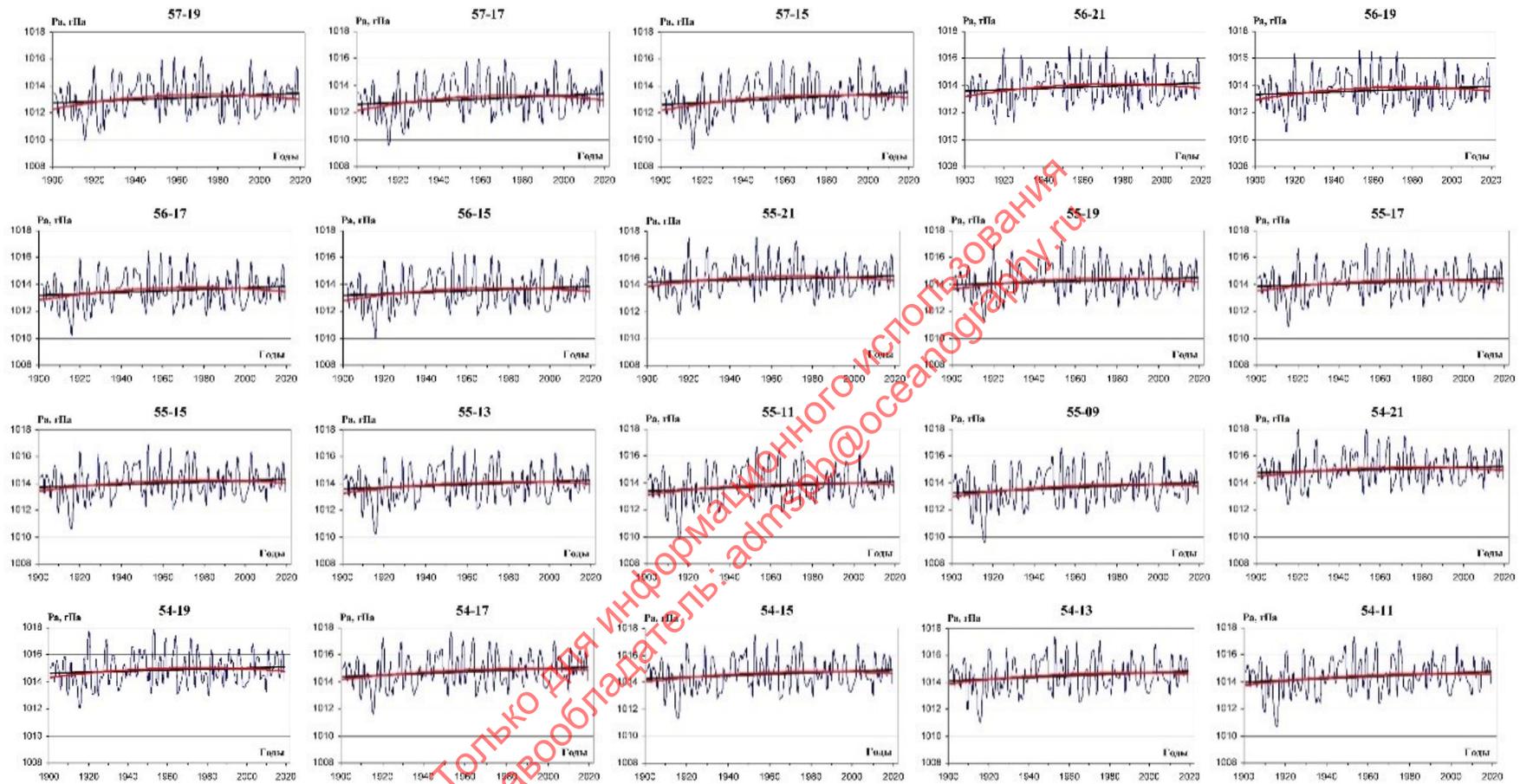


Рисунок 13 – Временные ряды среднегодовых значений P_a и их тренды в узлах сетки над Балтийским морем и Датскими проливами

Температуры воздуха

Приведены графики временных рядов среднегодовых значений температуры воздуха T_a над Балтийским морем в одноградусных узлах сетки реанализа с 1901 по 2019 годы (Рисунок 14). Видно, что T_a является колебательным процессом с несущими колебаниями цикличностью 2-4 года, изредка 5 лет. Для оценки тенденций изменения по каждому ряду вычислены и нанесены на графики два тренда – линейный и полиномиальный 2-й степени.

Видно, что все тренды положительные, т.е., T_a в среднем растет со временем. Однако полиномиальный тренд, отклоняющийся с 1930-го по 1990-й годы вниз от линейного, показывает, что над всей Балтикой имеет место длиннопериодное колебание с цикличностью, существенно большей длины ряда. Минимальных значений средняя T_a (полиномиальный тренд) достигала в 1950 – 1960-х годах, после чего происходило ее повышение. Наибольшие отклонения полиномиального тренда от линейного наблюдаются в северо-восточной части моря и на севере пролива Каттегат, с перемещением к юго-западу значение (длина) цикличности колебания возрастает, отклонения от линейного тренда уменьшаются, хотя полного совпадения не наблюдается нигде.

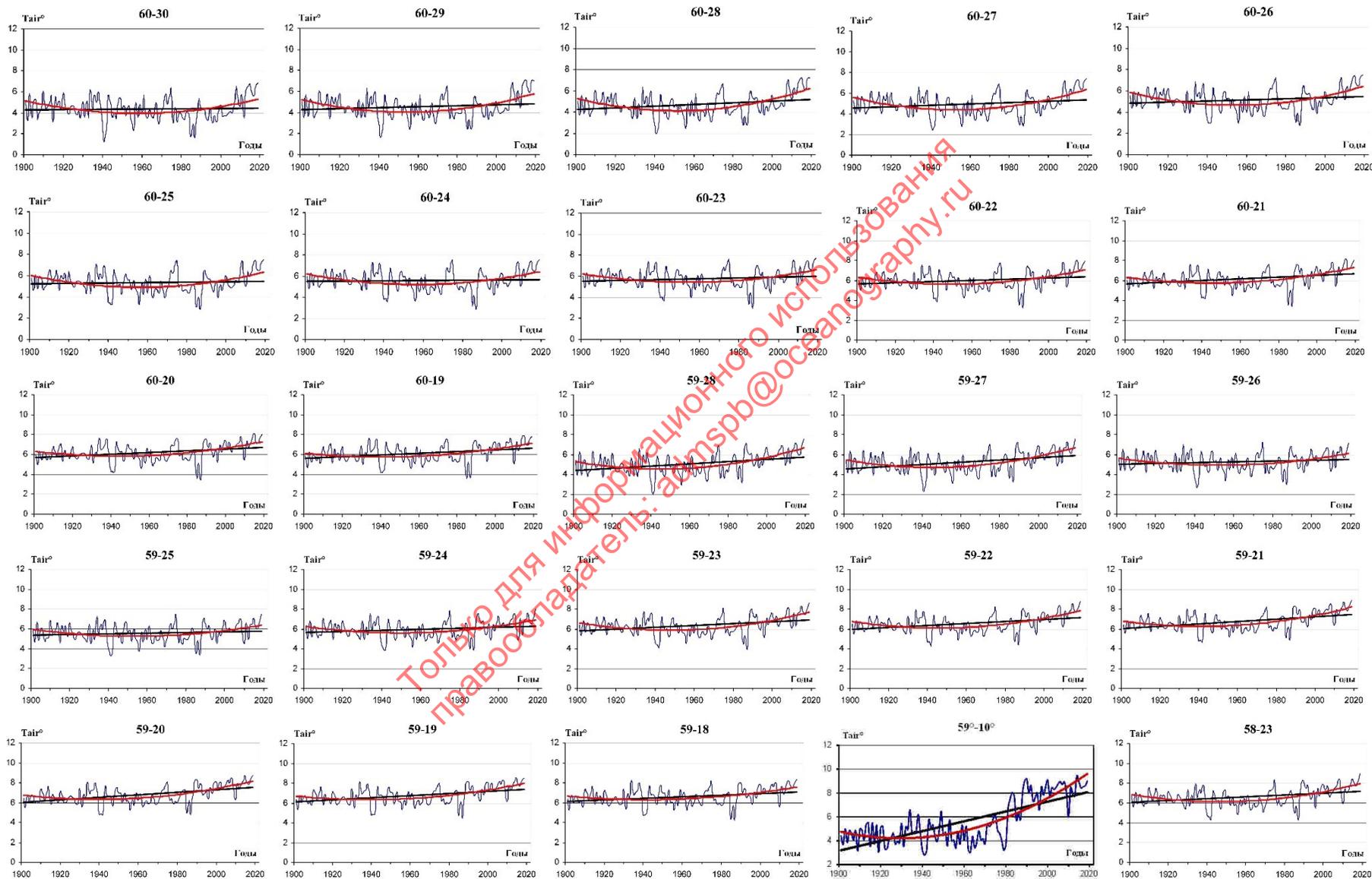
Над акваторией Датских проливов и пролива Каттегат линейный и полиномиальный тренды ведут себя так же, как над открытым морем, т.е. T_a в среднем растет почти линейно.

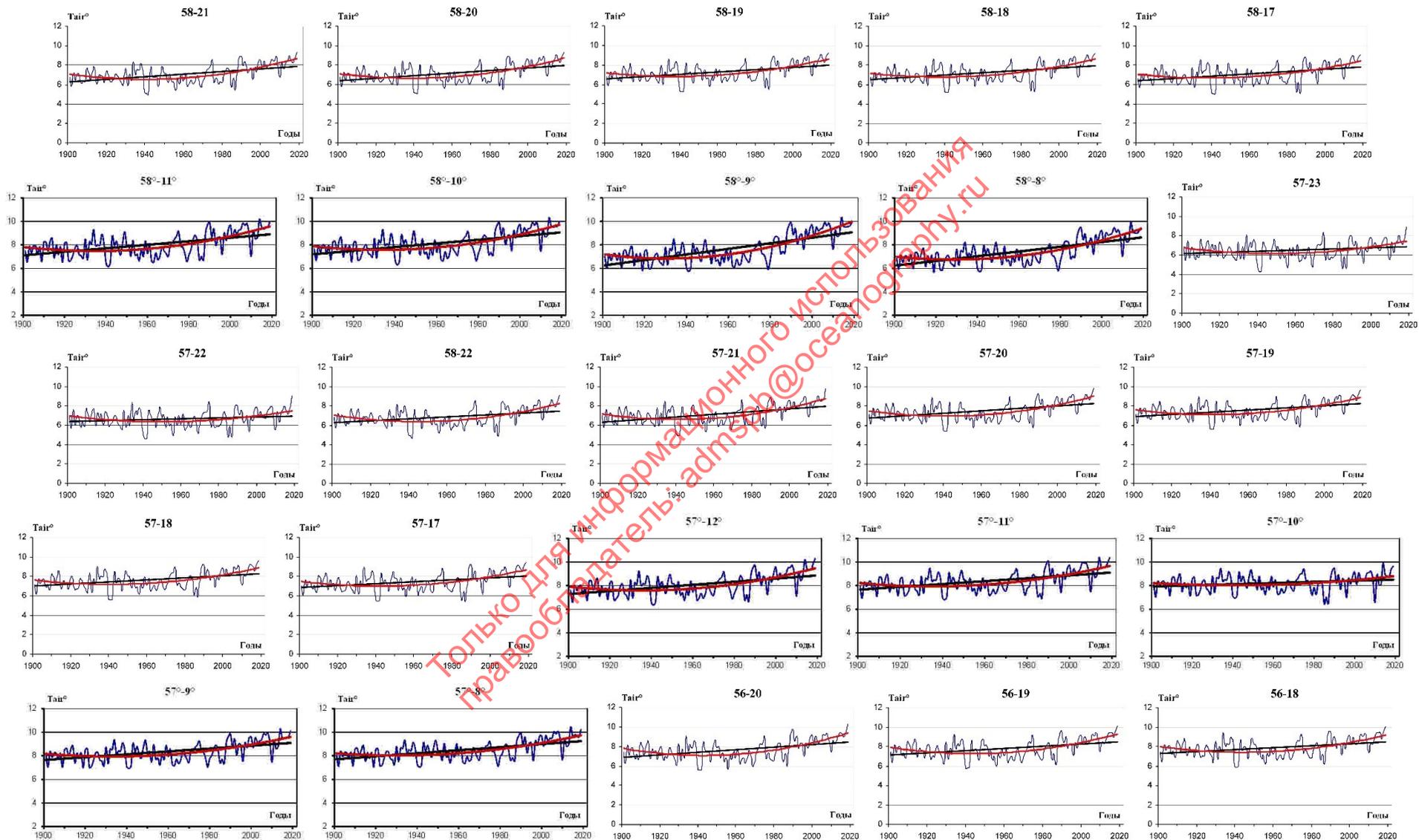
Для численной характеристики графиков были приведены значения экстремумов временных рядов среднегодовых значений T_a и их линейного тренда, а также значения размаха этих реализаций (Таблица 6). Из таблицы следует, что характеризуемая трендом средняя температура воздуха над Балтийским морем возрастает от Финского залива, где тренд лежит в пределах $4.3 - 5.7^\circ$, к юго-западу, где значения тренда на параллели 54° составляют $7.7 - 9.3^\circ$. Видно, что почти всюду размах тренда ($T_{a2019} - T_{a1901}$) за 119 лет колеблется в пределах $0.11 - 1.83^\circ$, лишь в проливе Каттегат возрастая до 2.8° на широте 58° и 4.9° на широте 59°

Таблица 6 – Экстремумы и размах среднегодовых значений и тренда температуры воздуха T_a в узлах сетки над Балтийским морем и Датскими проливами

Координаты		Значения температуры воздуха T_a			Значения трендов T_a в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ°	λ°	Мин	Макс	ΔT°	1901 г.	2019 г.	ΔT_a°	
60-я параллель								
60	30	1.28	6.82	5.54	4.32	4.46	.12	+
60	29	1.61	7.07	5.46	4.26	4.83	.57	+
60	28	1.93	7.21	5.28	4.22	5.16	.94	+
60	27	2.44	7.36	4.92	4.54	5.32	.78	+
60	26	2.76	7.46	4.70	4.86	5.43	.57	+
60	25	2.8	7.39	4.59	5.18	5.47	.29	+
60	24	2.81	7.48	4.67	5.46	5.67	.11	+
60	23	2.96	7.59	4.63	5.57	5.96	.39	+
60	22	3.19	7.97	4.78	5.64	6.38	.74	+
60	21	3.41	8.14	4.73	5.64	6.63	.99	+
60	20	3.46	8.09	4.63	5.71	6.68	.97	+
60	19	3.62	7.85	4.23	5.6	6.61	1.01	+
59-я параллель								
59	28	1.95	7.52	5.57	4.40	5.76	1.36	+
59	27	2.27	7.56	5.29	4.58	5.86	1.28	+
59	26	2.69	7.17	4.48	5.01	5.49	.48	+
59	25	3.26	7.45	4.19	5.36	5.79	.43	+
59	24	3.81	8.02	4.21	5.62	6.28	.66	+
59	23	3.93	8.66	4.73	5.81	6.87	.94	+
59	22	4.33	8.75	4.42	5.97	7.02	1.05	+
59	21	4.60	8.85	4.25	6.40	7.46	1.06	+
59	20	4.76	8.71	3.95	6.76	7.52	.76	+
59	19	4.50	8.55	4.05	6.10	7.40	1.3	+
59	18	4.24	8.32	4.08	6.15	7.09	.94	+
59	10	2.80	9.43	6.63	3.20	8.07	4.87	+
58-я параллель								
58	23	4.26	8.96	4.70	6.04	7.15	1.11	+
58	22	4.64	9.13	4.49	6.24	7.46	1.22	+
58	21	4.90	9.33	4.43	6.28	7.89	1.61	+
58	20	5.08	9.26	4.18	6.36	7.97	1.61	+
58	19	5.25	9.22	3.97	6.56	7.99	1.43	+
58	18	5.18	9.20	4.02	6.50	7.95	1.45	+
58	17	5.04	9.02	3.98	6.44	7.78	1.34	+
58	11	6.13	10.16	4.03	7.13	8.89	1.76	+
58	10	6.30	10.30	4.00	7.20	9.04	1.84	+
58	9	5.73	10.32	4.59	6.26	9.06	2.80	+
58	8	5.66	9.92	4.26	6.25	8.63	2.38	+
57-я параллель								
57	23	4.27	8.88	4.61	6.14	6.83	1.69	+
57	22	4.63	9.01	4.38	6.40	6.94	.54	+
57	21	4.90	9.75	4.85	6.33	7.93	1.6	+
57	20	5.42	9.79	4.37	6.71	8.22	1.51	+
57	19	5.54	9.67	4.13	6.91	8.20	1.29	+
57	18	5.61	9.61	4.00	6.97	8.23	1.26	+
57	17	5.38	9.45	4.07	6.82	8.03	1.21	+
57	12	6.35	10.29	3.94	7.28	8.89	1.61	+
57	11	6.80	10.38	3.58	7.65	9.09	1.44	+
57	10	6.45	9.91	3.46	7.93	8.51	0.58	+
57	9	6.92	10.29	3.37	7.65	9.08	1.43	+
57	8	7.04	10.44	3.40	7.71	9.24	1.53	+
56-я параллель								

Координаты		Значения температуры воздуха T_a °			Значения трендов T_a ° в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ °	λ °	Мин	Макс	ΔT °	1901 г.	2019 г.	ΔT_a °	
56	20	5.55	10.30	4.75	6.87	8.46	1.59	+
56	19	5.76	10.14	4.38	7.11	8.48	1.37	+
56	18	5.88	10.01	4.13	7.26	8.46	1.2	+
56	17	5.91	9.92	4.01	7.30	8.48	1.18	+
56	16	5.72	9.89	4.17	7.06	8.34	1.28	+
56	12	6.78	10.57	3.79	8.02	9.02	1.00	+
56	11	7.04	10.60	3.56	7.79	9.20	1.41	+
56	10	6.58	9.95	3.37	7.95	8.56	0.61	+
55-я параллель								
55	20	5.40	10.57	5.17	6.88	8.52	1.64	+
55	19	5.51	10.59	5.08	6.87	8.70	1.83	+
55	18	5.75	10.53	4.78	7.08	8.71	1.63	+
55	17	5.99	10.51	4.52	7.36	8.81	1.45	+
55	16	6.11	10.54	4.43	7.44	8.93	1.49	+
55	15	6.29	10.50	4.21	7.58	8.93	1.35	+
55	14	6.48	10.57	4.09	7.63	9.04	1.41	+
55	13	6.78	10.55	3.77	8.08	9.04	.96	+
55	12	7.04	10.75	3.71	8.06	9.14	1.08	+
55	11	7.10	10.81	3.71	7.84	9.33	1.49	+
55	10	7.18	10.53	3.35	8.05	9.12	1.07	+
54-я параллель								
54	19	5.17	10.53	5.36	6.82	8.46	1.64	+
54	18	5.37	9.81	4.44	7.24	7.66	.42	+
54	17	5.54	10.02	4.48	7.60	7.82	.22	+
54	16	6.12	10.71	4.59	7.69	8.52	.83	+
54	15	6.36	11.15	4.79	7.68	9.14	1.46	+
54	14	6.51	11.29	4.78	7.73	9.31	1.58	+
54	13	6.78	10.84	4.06	8.04	8.97	.93	+
54	12	6.96	10.95	3.99	8.03	9.16	1.13	+
54	11	7.13	10.90	3.77	8.22	9.22	1.0	+
54	10	7.00	10.68	3.68	8.41	9.12	.71	+





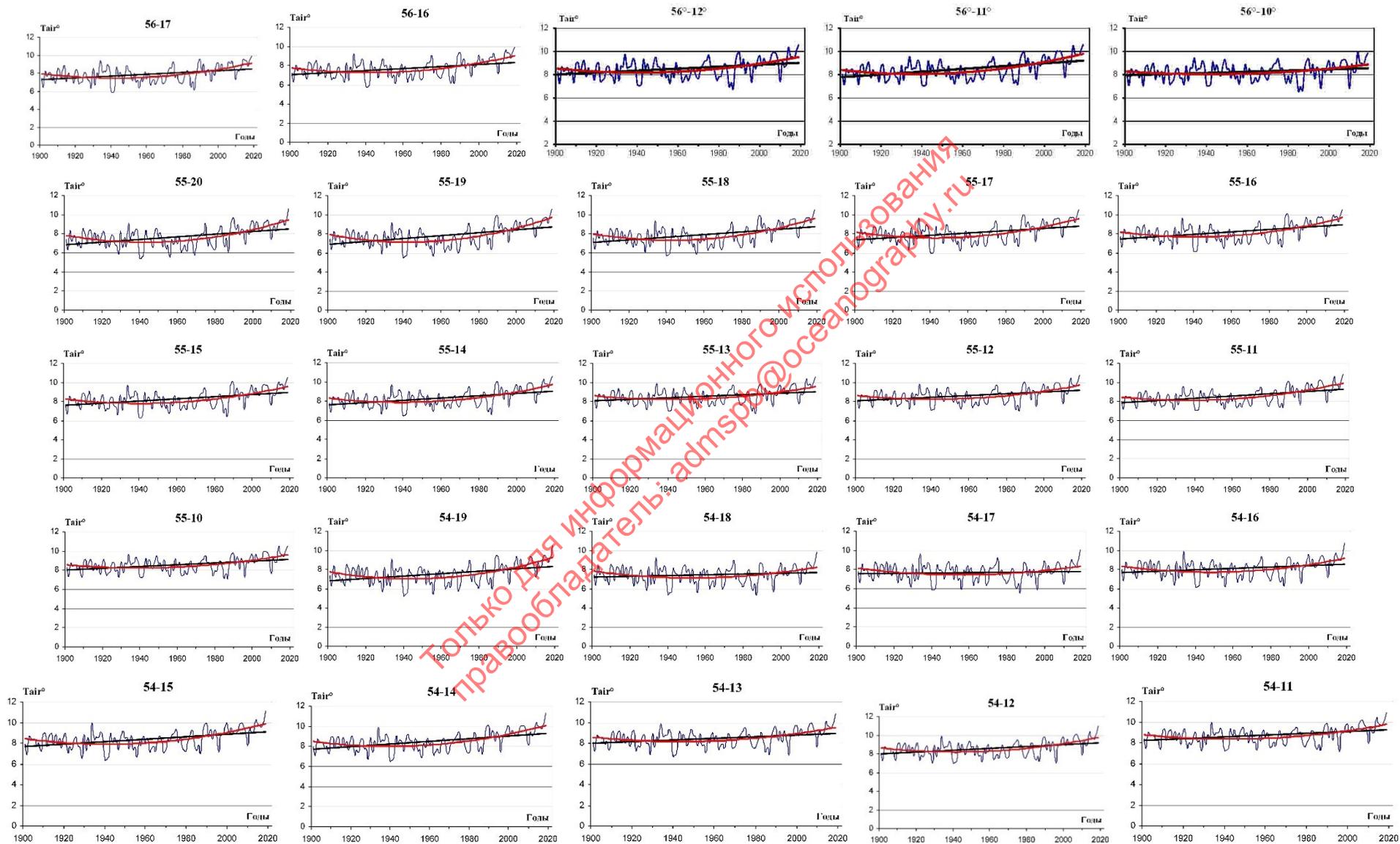


Рисунок 14 – Временные ряды годовых значений температуры воздуха (T_{air}) и их тренды над Балтийским морем и Датскими проливами

Атмосферные осадки

Получены графики временных рядов среднегодовых значений осадков Res над Балтийским морем в одноградусных узлах сетки реанализа с 1901 по 2019 год (Рисунок 15). Видно, что Res является колебательным процессом с несущими колебаниями цикличностью 2-3 года. Для оценки тенденций изменения по каждому ряду вычислены и нанесены на графики два тренда – линейный и полиномиальный 2-й степени.

Видно, что все тренды положительные, т.е., Res в среднем растет со временем. Однако полиномиальный тренд, отклоняющийся с 1930-го по 1990-й год вниз от линейного, показывает, что в процессе осадков над всей Балтикой имеет место длиннопериодное колебание с цикличностью, существенно большей длины ряда. Наибольших отклонений от линейного тренда вниз полиномиальный тренд осадков всюду достигал в 1950 – 1960-х годах (при двух заметных минимумах в 1950-х и в 1970-х годах), после чего происходило повышение линии тренда. Больше всего полиномиальный тренд отклоняется от линейного на севере пролива Каттегат и в северо-восточной части моря, с перемещением к юго-западу длина цикличности колебания возрастает, отклонения от линейного тренда уменьшаются; почти полное совпадение этих двух трендов наблюдается на 57-й параллели, на 19-м и 20-м меридианах 58-й и 56-й параллелях и в некоторых узлах сетки в южной части моря.

Над акваторией Датских проливов и южной части пролива Каттегат линейный и полиномиальный тренды ведут себя так же, как над открытым морем, т.е. количество осадков в среднем растет почти линейно.

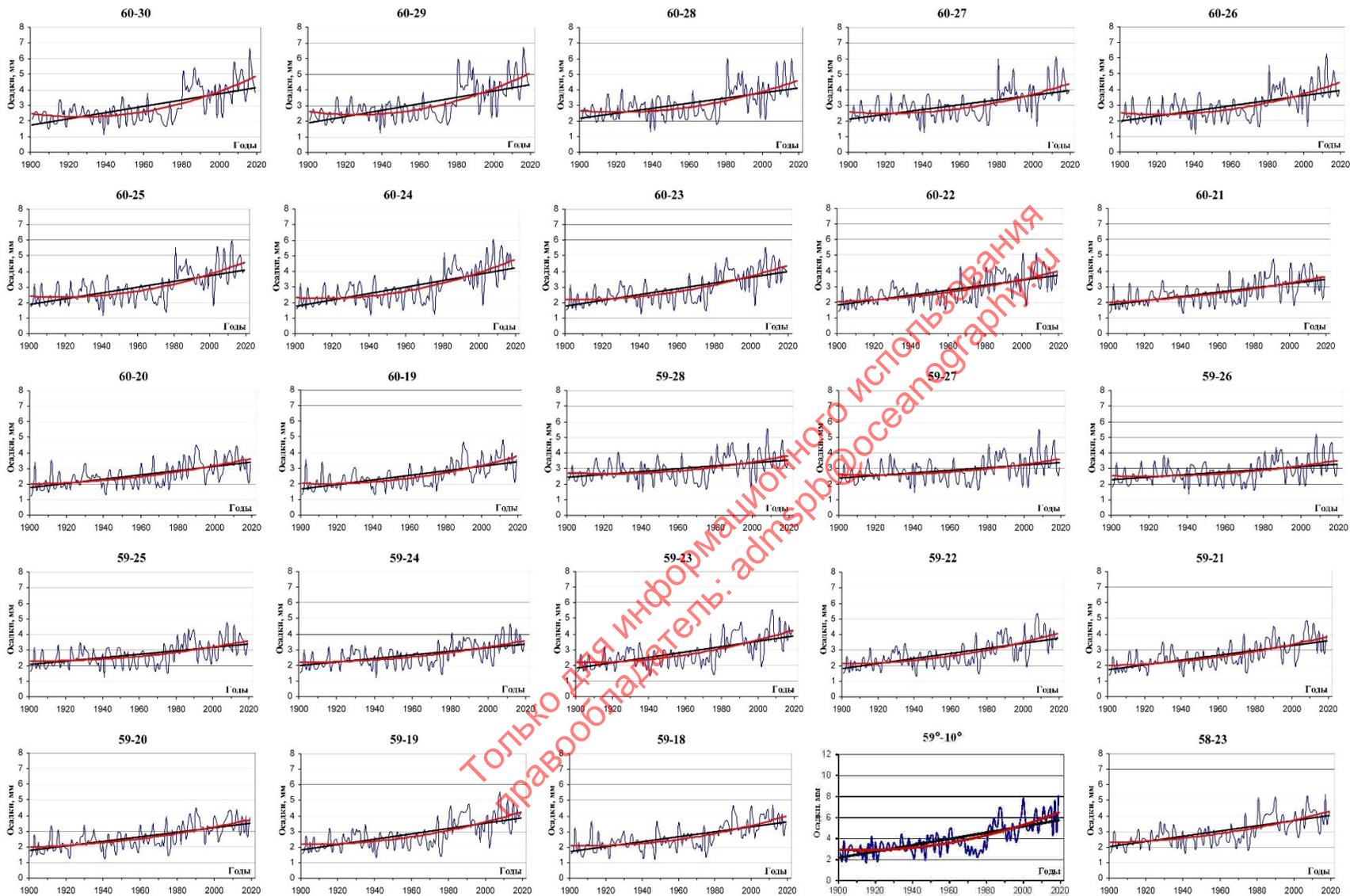
Для численной характеристики были приведены значения экстремумов временных рядов среднегодовых значений количества осадков и их линейного тренда, а также значения размаха этих реализаций (Таблица 7). Из таблицы следует, что характеризуемое трендом среднее количество осадков над Балтийским морем несколько возрастает от Финского залива, где тренд лежит в пределах 1.7 – 4.3 мм, к юго-западу, где значения тренда на параллели 54° составляют 2.1 – 5.5 мм. Видно, что почти всюду размах тренда ($Ta_{2019} - Ta_{1901}$) за 119 лет колеблется в пределах 0.9 – 2.7 мм, лишь в южной части моря возрастая до 5.0 – 5.5 мм.

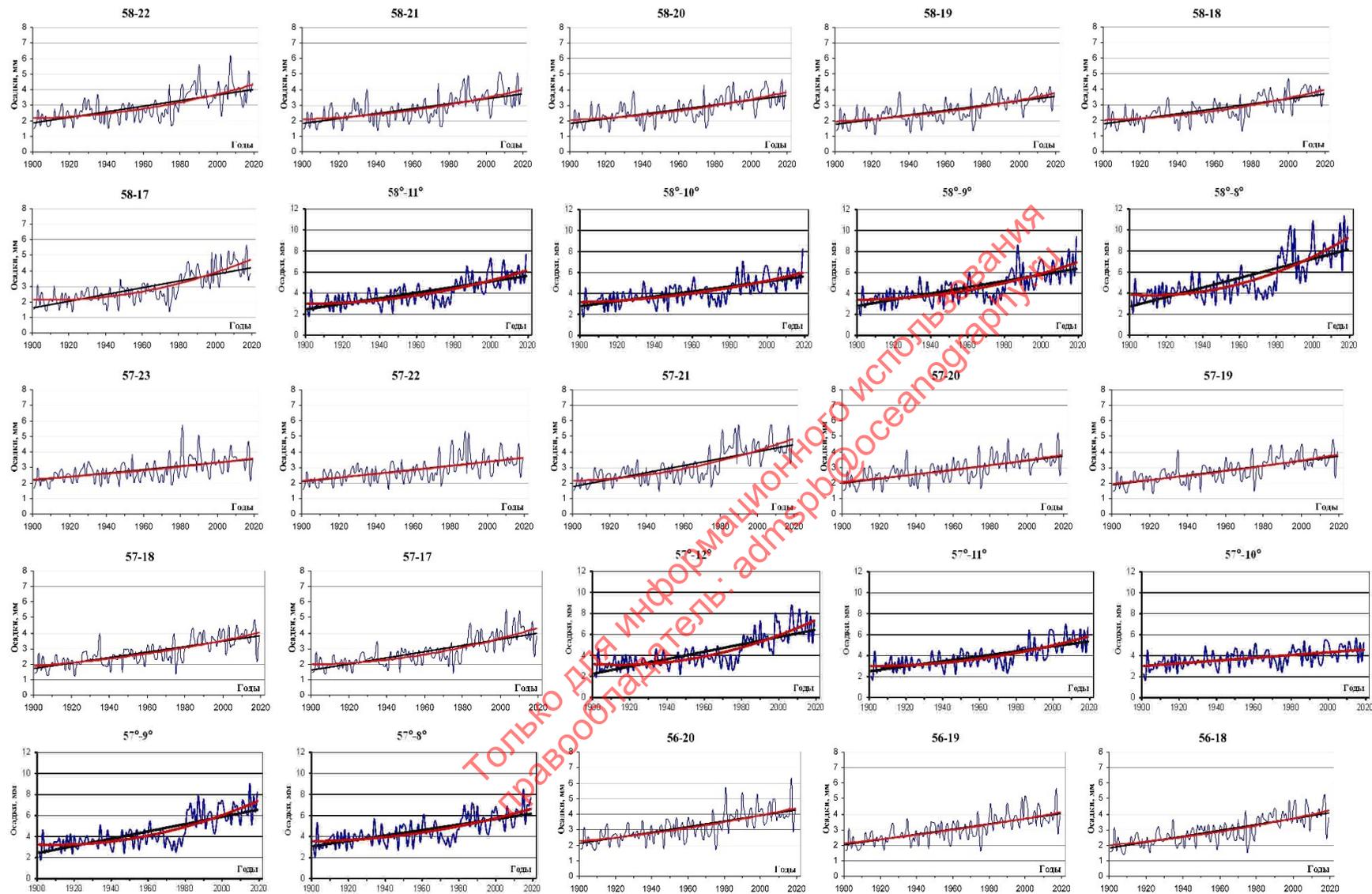
В Датских проливах и в Каттегате и общее количество осадков, и размах тренда (т.е. изменение во времени) больше, чем над Балтийским морем: значения тренда колеблются в пределах 1.9 – 8.1 мм, а размах тренда составляет 1.6 – 5.4 мм за 119 лет (при этом максимумы и того, и другого параметров наблюдались на широте 57 - 58°).

Таблица 7 – Экстремумы и размах среднегодовых значений и тренда осадков Pre в узлах сетки над Балтийским морем и Датскими проливами

Координаты		Значения осадков Pre, мм			Значения трендов Pre в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ°	λ°	Мин	Макс	RPre°	1901 г.	2019 г.	RPre°	
60-я параллель								
60	30	1,14	5,61	4,47	1,77	4,14	2,37	+
60	29	1,23	5,79	4,56	1,9	4,33	2,43	+
60	28	1,32	6,04	4,72	2,2	4,1	1,9	+
60	27	1,27	6,11	4,84	2,12	3,93	1,81	+
60	26	1,13	6,26	5,13	2	3,94	1,94	+
60	25	1,16	6,04	4,88	1,9	4,07	2,17	+
60	24	1,18	6,02	4,84	1,78	4,22	2,44	+
60	23	1,24	5,52	4,28	1,8	3,97	2,17	+
60	22	1,3	5,11	3,81	1,82	3,72	1,9	+
60	21	1,31	4,69	3,38	1,83	3,47	1,64	+
60	20	1,33	4,48	3,15	1,77	3,41	1,64	+
60	19	1,29	4,75	3,46	1,67	3,38	1,71	+
59-я параллель								
59	28	1,52	4,23	2,71	2,43	3,54	1,11	+
59	27	1,47	5,5	4,03	2,41	3,37	0,96	+
59	26	1,37	5,21	3,84	2,32	3,28	0,96	+
59	25	1,24	4,77	3,53	2,07	3,36	1,29	+
59	24	1,21	4,63	3,42	1,97	3,34	1,37	+
59	23	1,3	5,47	4,17	1,82	3,88	2,06	+
59	22	1,32	5,31	3,99	1,8	3,73	1,93	+
59	21	1,26	4,88	3,62	1,74	3,57	1,83	+
59	20	1,22	4,47	3,25	1,76	3,51	1,75	+
59	19	1,3	5,47	4,17	1,82	3,88	2,06	+
59	18	1,24	4,71	3,47	1,74	3,62	1,88	+
59	10	1,71	8,11	6,4	2,21	5,74	3,53	+
58-я параллель								
58	23	1,54	5,39	3,85	2,02	4	1,98	+
58	22	1,5	6,14	4,64	1,85	4	2,15	+
58	21	1,34	5,13	3,79	1,85	3,74	1,89	+
58	20	1,24	4,67	3,43	1,85	3,62	1,77	+
58	19	1,1	4,21	3,11	1,78	3,57	1,79	+
58	18	1,19	4,67	3,48	1,77	3,69	1,92	+
58	17	1,36	5,63	4,27	1,64	4,2	2,56	+
58	11	1,87	7,74	5,87	2,48	5,62	3,14	+
58	10	1,84	8,25	6,41	2,8	5,58	2,78	+
58	9	1,97	9,38	7,41	2,84	6,35	3,51	+
58	8	2,19	11,31	9,12	2,76	8,13	5,37	+
57-я параллель								
57	23	1,6	5,7	4,1	2,18	3,52	1,34	+
57	22	1,59	5,33	3,74	2,11	3,58	1,47	+
57	21	1,46	5,73	4,27	1,77	4,43	2,66	+
57	20	1,43	5,22	3,79	2,02	3,72	1,7	+
57	19	1,29	4,77	3,48	1,87	3,73	1,86	+
57	18	1,22	4,79	3,57	1,71	3,88	2,17	+
57	17	1,33	5,56	4,23	1,62	3,97	2,35	+
57	12	1,97	8,78	6,81	2,29	6,43	4,14	+
57	11	1,72	6,99	5,27	2,54	5,35	2,81	+
57	10	1,73	5,67	3,94	3,02	4,57	1,55	+
57	9	1,84	9,02	7,18	2,45	6,55	4,1	+
57	8	2,08	8,48	6,4	3,07	6,15	3,08	+
56-я параллель								

Координаты		Значения осадков Pre, мм			Значения трендов Pre в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ°	λ°	Мин	Макс	RPre°	1901 г.	2019 г.	RPre°	
56	20	1,71	6,33	4,62	2,12	4,24	2,12	+
56	19	2,15	5,62	3,47	2,04	4,02	1,98	+
56	18	1,42	5,2	3,78	1,85	4,06	2,21	+
56	17	1,36	5,5	4,14	1,79	4,12	2,33	+
56	16	1,5	5,6	4,1	1,69	4,36	2,67	+
56	12	1,55	7,41	5,86	2	5,47	3,47	+
56	11	1,58	6,93	5,35	2,4	5,32	2,92	+
56	10	1,64	6,35	4,71	2,78	4,58	1,8	+
55-я параллель								
55	20	1,64	6,77	5,13	2,12	4,35	2,23	+
55	19	1,69	7,7	6,01	2,04	4,79	2,75	+
55	18	1,62	7,56	5,94	1,84	4,86	3,02	+
55	17	1,55	6,93	5,38	1,76	4,85	3,09	+
55	16	1,62	7,56	5,94	1,84	4,86	3,02	+
55	15	1,85	6,2	4,35	2,18	4,68	2,5	+
55	14	1,72	6,79	5,07	2,15	4,9	2,75	+
55	13	1,6	7,42	5,82	1,9	5,16	3,26	+
55	12	1,68	7,27	5,59	2,17	5,22	3,05	+
55	11	1,74	7,66	5,92	2,4	5,49	3,09	+
55	10	1,75	6,8	5,05	2,57	4,93	2,36	+
54-я параллель								
54	19	1,64	7,14	5,5	2,1	4,17	2,07	+
54	18	1,64	6,87	5,23	2,2	3,93	1,73	+
54	17	1,64	6,7	5,06	2,08	4,26	2,18	+
54	16	1,67	7,11	5,44	2,07	4,6	2,53	+
54	15	1,93	7,86	5,93	2,29	5,02	2,73	+
54	14	2,01	8,15	6,14	2	5,52	3,52	+
54	13	2,06	7,41	5,35	2,49	4,98	2,49	+
54	12	2,04	7,33	5,29	2,57	4,64	2,07	+
54	11	2,06	7,41	5,35	2,49	4,93	2,44	+
54	10	2,23	7,48	5,25	2,58	5,21	2,63	+





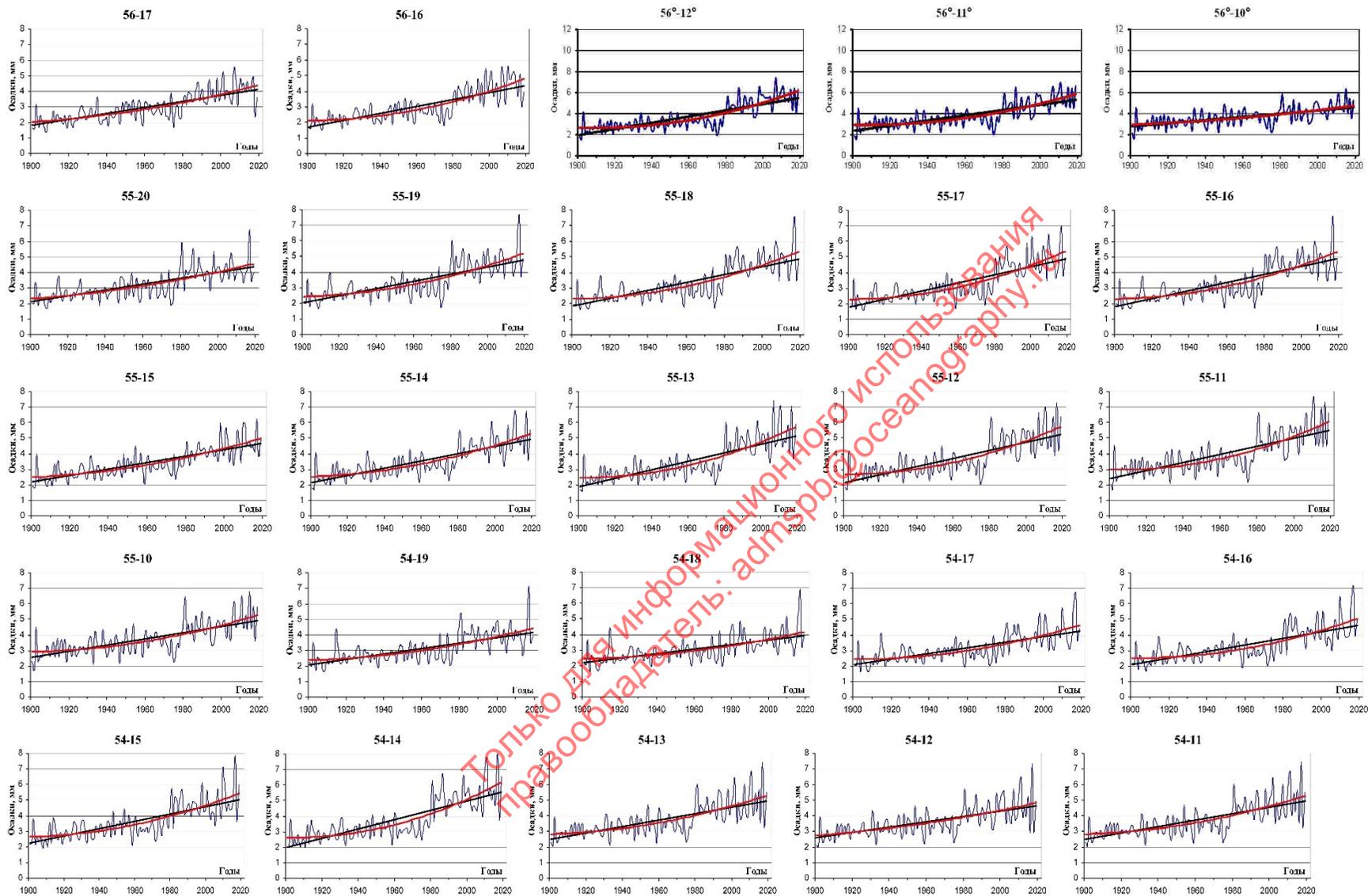


Рисунок 15 – Временные ряды среднегодовых значений количества осадков (Рес) и их тренды в узлах сетки над Балтийским морем и Датскими проливами

Приземный ветер

Проведен анализ временных рядов среднегодовых значений модуля скорости ветра $|W|$ над Балтийским морем в одноградусных узлах сетки реанализа с 1901 по 2019 год (Рисунок 16). Видно, что $|W|$ является колебательным процессом с общим размахом 3-4 м/с и с несущими колебаниями цикличностью 2-3 года, а в первой четверти 20-го века – до 5 – 6-ти лет. Для оценки тенденций изменения по каждому ряду $|W|$ вычислены и нанесены на графики два тренда – линейный и полиномиальный 2-й степени.

Видно, что тренды, в основном, отрицательные, т.е., $|W|$ в среднем уменьшается со временем. Однако полиномиальный тренд, отклоняющийся с 1925 -1930-го по 1990-й год вниз от линейного, показывает, что в скорости ветра (главным образом, за счет модуля скорости) над всей Балтикой имеет место длиннопериодное колебание с цикличностью, существенно большей длины ряда. Наибольших отклонений от линейного тренда вниз полиномиальный тренд $|W|$ всюду достигал в 1950 – 1970-х годах (с заметными выбросами в отдельные годы), после чего происходило повышение линии тренда. Больше всего полиномиальный тренд отклоняется от линейного на севере пролива Каттегат и в Финском заливе, с перемещением к юго-западу длина цикличности колебания возрастает, отклонения от линейного тренда уменьшаются; почти полное совпадение этих двух трендов наблюдается на 9-м - 11-м меридианах 54-й и 55-й параллелей.

Над северной и северо-восточной частями пролива Каттегат тренд $|W|$ положительный; над южной и юго-западной частями Датских проливов тренд $|W|$ отрицательный; на севере Датских проливов и на юге пролива Каттегат тренд знакопеременный.

Для численной характеристики графиков были приведены значения экстремумов временных рядов среднегодовых значений модуля скорости ветра и их линейного тренда, а также значения размаха этих реализаций (Таблица 8). Из таблицы следует, что характеризуемое, в основном, отрицательным трендом среднее значение модуля скорости ветра над Балтийским морем бессистемно меняется в пределах 0.7 – 2.4 м/с. Видно, что всюду размах тренда ($|W|_{2019} - |W|_{1901}$) за 119 лет колеблется в пределах -1.0 – 0.1 м/с.

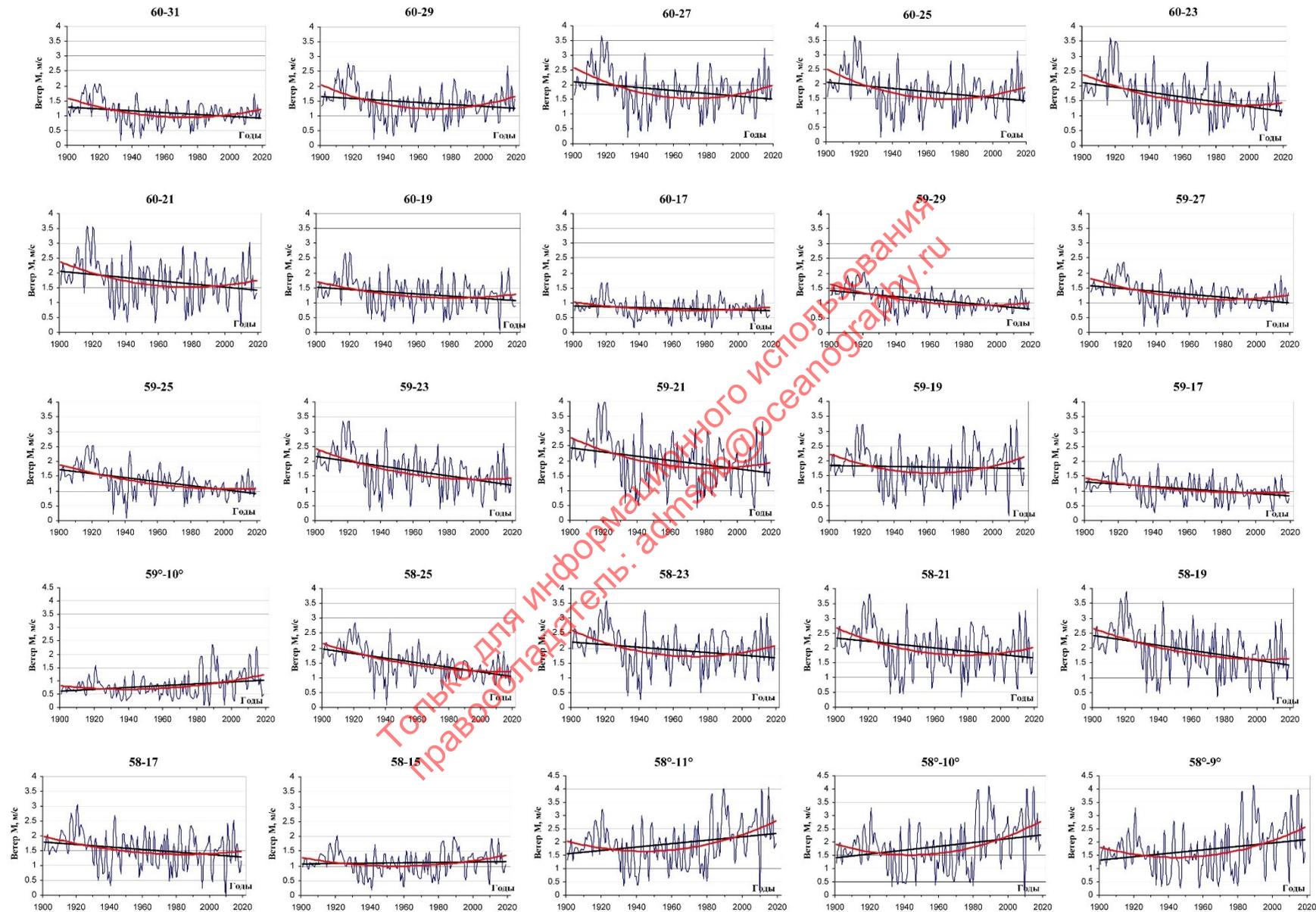
В Датских проливах и в Каттегате значения тренда примерно такие же; размах тренда (т.е. изменение во времени) несколько меньше, чем над открытым морем (-0.81 - +0.87), но чаще встречается положительный тренд, особенно в проливе Каттегат.

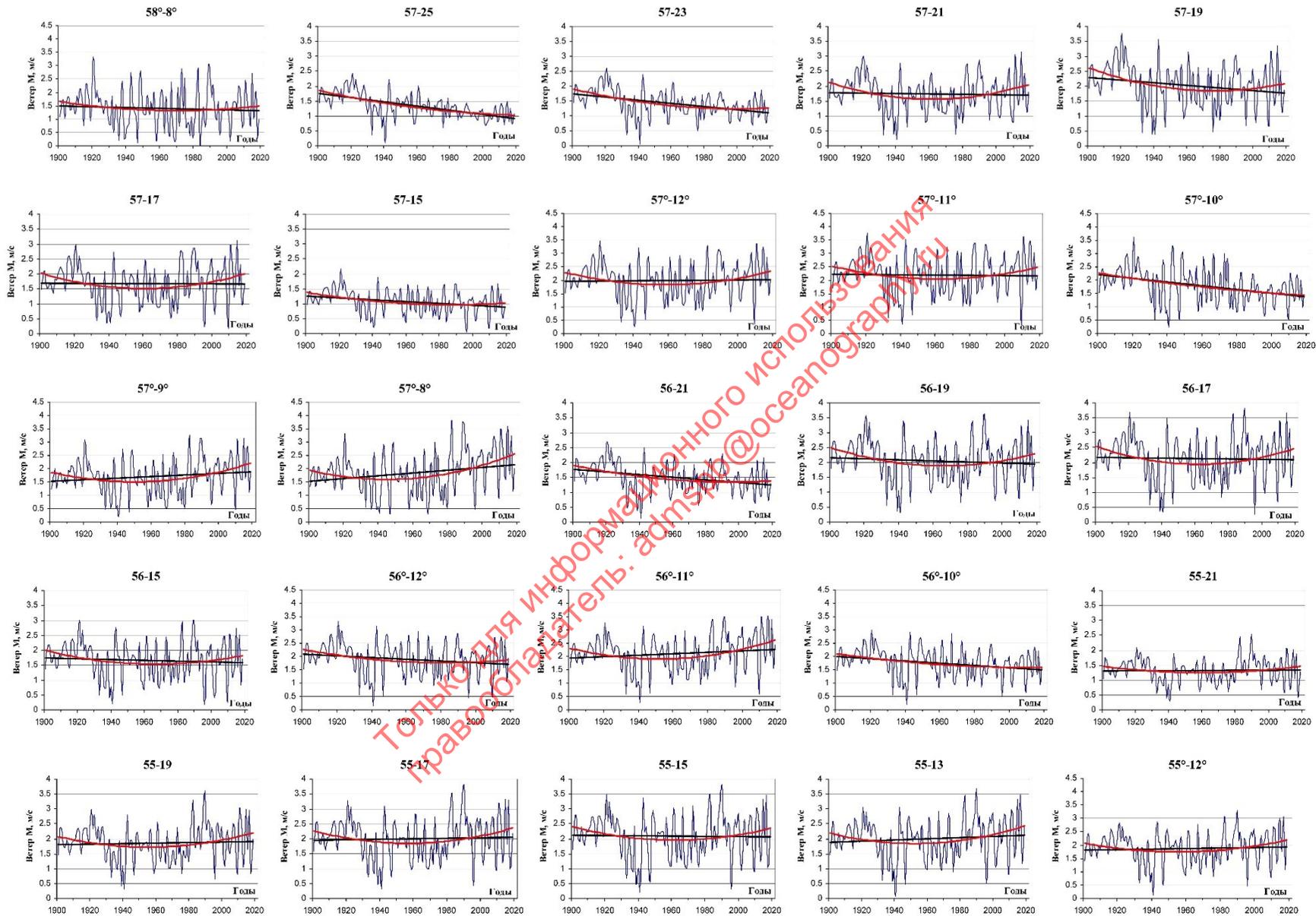
Таблица 8 – Экстремумы и размах среднегодовых значений и тренда модуля скорости ветра W в узлах сетки над Балтийским морем и Датскими проливами

Координаты		Значения модуля скорости ветра W м/с			Значения трендов W м/с в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ°	λ°	Мин	Макс	R _W	1901 г.	2019 г.	R _W	
60-я параллель								
60	31	0.15	2.06	1.91	1.29	0.94	-0.35	-
60	29	0.2	2.78	2.58	1.64	1.25	-0.39	-
60	27	0.2	3.65	3.45	2.1	1.51	-0.59	-
60	25	0.16	3.67	3.51	2.04	1.43	-0.61	-
60	23	0.27	3.61	3.34	2.09	1.13	-0.96	-
60	21	0.34	3.58	3.24	2.04	1.43	-0.61	-
60	19	0.09	2.67	2.58	1.52	1.08	-0.44	-
60	17	0.17	1.67	1.5	0.89	0.73	-0.16	-
59-я параллель								
59	29	0.22	2.03	1.81	1.42	0.79	-0.63	-
59	27	0.18	2.34	2.16	1.57	1.01	-0.56	-
59	25	0.09	2.52	2.43	1.71	0.9	-0.81	-
59	23	0.3	3.36	3.06	2.17	1.18	-0.99	-
59	21	0.45	3.96	3.51	2.43	1.59	-0.84	-
59	19	0.23	3.38	3.15	1.89	1.79	-0.1	-
59	17	0.26	2.23	1.97	1.32	0.83	-0.49	-
59	10	0.07	2.33	2.26	0.61	1.03	0.42	+
58-я параллель								
58	25	0.07	2.82	2.75	1.97	1.15	-0.82	-
58	23	0.27	3.55	3.28	2.19	1.69	-0.5	-
58	21	0.37	3.79	3.42	2.32	1.66	-0.66	-
58	19	0.31	3.86	3.55	2.43	1.42	-1.01	-
58	17	0.08	3.02	2.94	1.79	1.28	-0.51	-
58	15	0.19	2.02	1.83	1.06	1.14	0.08	+
58	11	0.13	4.06	3.93	1.57	2.31	0.74	+
58	10	0.07	4.1	4.03	1.4	2.27	0.87	+
58	9	0.28	4.09	3.81	1.34	2.08	0.74	+
58	8	0.09	3.34	3.25	1.49	1.32	-0.17	-
57-я параллель								
57	25	0.11	2.42	2.31	1.79	0.92	-0.87	-
57	23	0.04	2.6	2.56	1.74	1.12	-0.62	-
57	21	0.2	3.13	2.93	1.78	1.7	-0.08	-
57	19	0.42	3.74	3.32	2.3	1.78	-0.52	-
57	17	0.23	3.11	2.88	1.69	1.67	-0.02	-
57	15	0.05	2.16	2.11	1.26	0.9	-0.36	-
57	12	0.25	3.49	3.24	1.97	2.01	0.04	+
57	11	0.36	3.77	3.41	2.22	2.18	-0.04	-
57	10	0.25	3.61	3.36	2.19	1.38	-0.81	-
57	9	0.22	3.2	2.98	1.52	1.87	0.35	+
57	8	0.28	3.77	3.49	1.53	2.15	0.62	+
56-я параллель								
56	21	0.12	2.7	2.58	1.76	1.24	-0.52	-
56	19	0.31	3.62	3.31	2.17	1.96	-0.21	-
56	17	0.26	3.79	3.53	2.17	2.09	-0.08	-
56	15	0.19	3.01	2.82	1.75	1.58	-0.17	-
56	12	0.16	3.31	3.15	2.09	1.7	-0.39	-
56	11	0.26	3.52	3.26	1.94	2.25	0.31	+
56	10	0.2	3.01	2.81	2.01	1.49	-0.52	-
55-я параллель								
55	21	0.28	2.53	2.25	1.32	1.33	0.01	+
55	19	0.32	3.6	3.28	1.8	1.92	0.12	+

Координаты		Значения модуля скорости ветра W м/с			Значения трендов W м/с в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ°	λ°	Мин	Макс	R _W	1901 г.	2019 г.	R _W	
55	17	0.31	3.83	3.52	1.97	2.06	0.09	+
55	15	0.2	3.83	3.63	2.13	2.07	-0.06	-
55	13	0.02	3.68	3.66	1.88	2.13	0.25	+
55	12	0.13	3.31	3.18	1.82	1.93	0.11	+
55	11	0.22	3.6	3.38	1.7	2.18	0.48	+
55	10	0.2	2.63	2.43	1.71	1.55	-0.16	-
55	9	0.18	2.66	2.48	1.72	1.32	-0.4	-
54-я параллель								
54	21	0.35	1.97	1.62	1.2	1.12	-0.08	-
54	19	0.38	2.08	1.7	1.32	1.21	-0.11	-
54	17	0.41	2.22	1.81	1.49	1.28	-0.21	-
54	15	0.35	2.78	2.43	1.93	1.45	-0.48	-
54	13	0.31	2.74	2.43	1.98	1.26	-0.72	-
54	12	0.32	2.58	2.26	1.8	1.45	-0.35	-
54	11	0.33	2.54	2.21	1.62	1.51	-0.11	-
54	10	0.34	2.41	2.07	1.61	1.28	-0.33	-
54	9	0.19	3.06	2.87	1.82	1.39	-0.43	-

Только для информационного использования
 правообладатель: admspb@oceanography.ru





Только для информационного использования
 Правообладатель: адмст@оceanography.ru

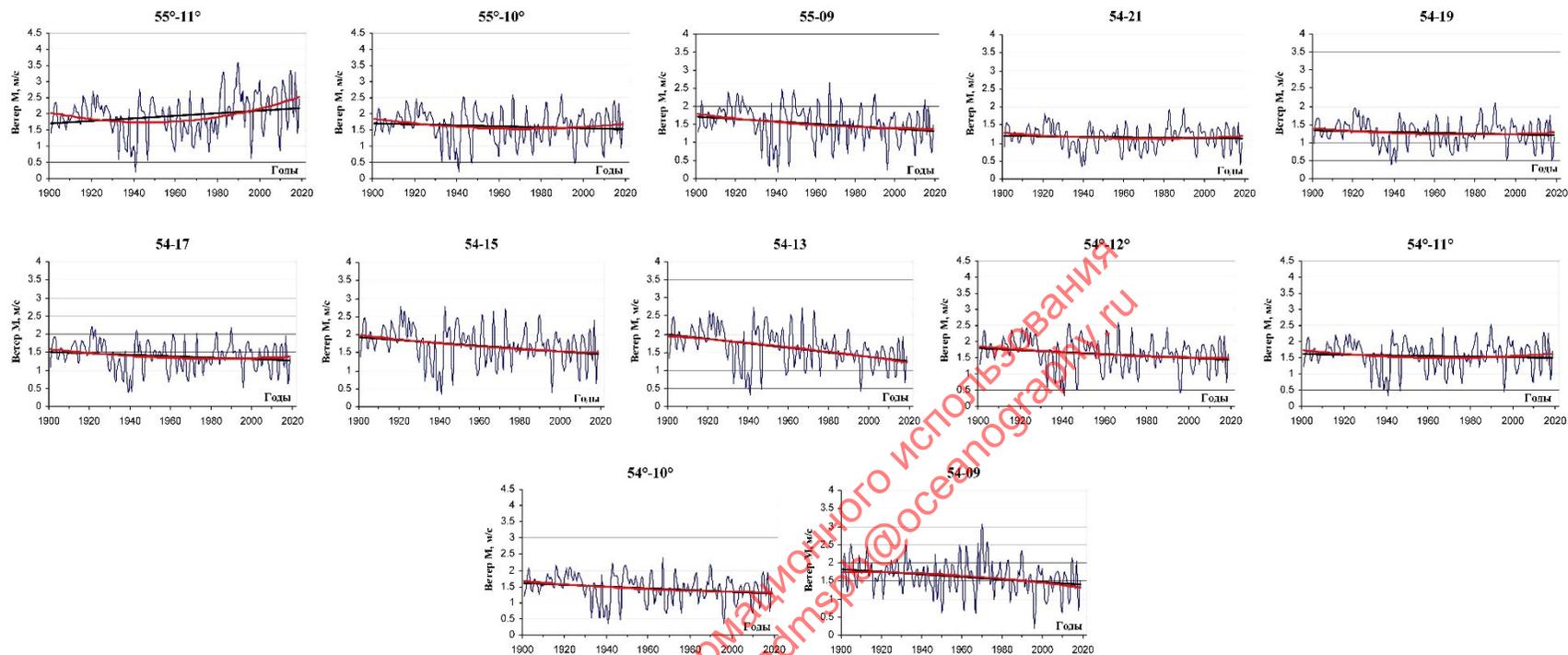


Рисунок 16 – Временные ряды среднегодовых значений модуля скорости ветра M и их тренды в узлах сетки над Балтийским морем и Датскими проливами

Температура воды

Представлены графики временных рядов среднегодовых значений температуры воды на поверхности моря и их трендов (линейного и полиномиального 2-й степени) в узлах сетки за 1981-2019 гг. (Рисунок 17). Видно, что межгодовая изменчивость представляет собой колебательный процесс с большим набором несущих цикличностей. Все тренды положительны, т.е. температура воды на поверхности Балтийского моря растет в течение последних 39 лет. Полиномиальные тренды отличаются от линейных трендов только в Финском заливе; на всей остальной акватории моря и в Датских проливах эти тренды практически совпадают. В Финском заливе полиномиальный тренд показывает, что наблюдалось некоторое понижение средней температуры воды в 1990-е годы и более быстрый ее рост в 2000-е. На всех широтах тренд имеет больший наклон в восточной части моря, т.е. температура воды у восточного берега растет несколько быстрее, чем у западного.

Даны численные характеристики в узлах сетки экстремумов и трендов температуры воды, анализ которых позволяет подтвердить выводы, полученные из анализа графического материала (Таблица 9). Видно, что значения экстремумов трендов возрастают с востока на запад на каждой широте и с севера на юг на каждой долготе при одновременном уменьшении временного размаха тренда до 57-й параллели и некотором его возрастании к 54-й; так, в Финском заливе временной размах линейного тренда составляет $1.5 - 3.8^\circ$ за 49 лет, а в районе Кильской бухты – от 1.5 до 2.1° за то же время.

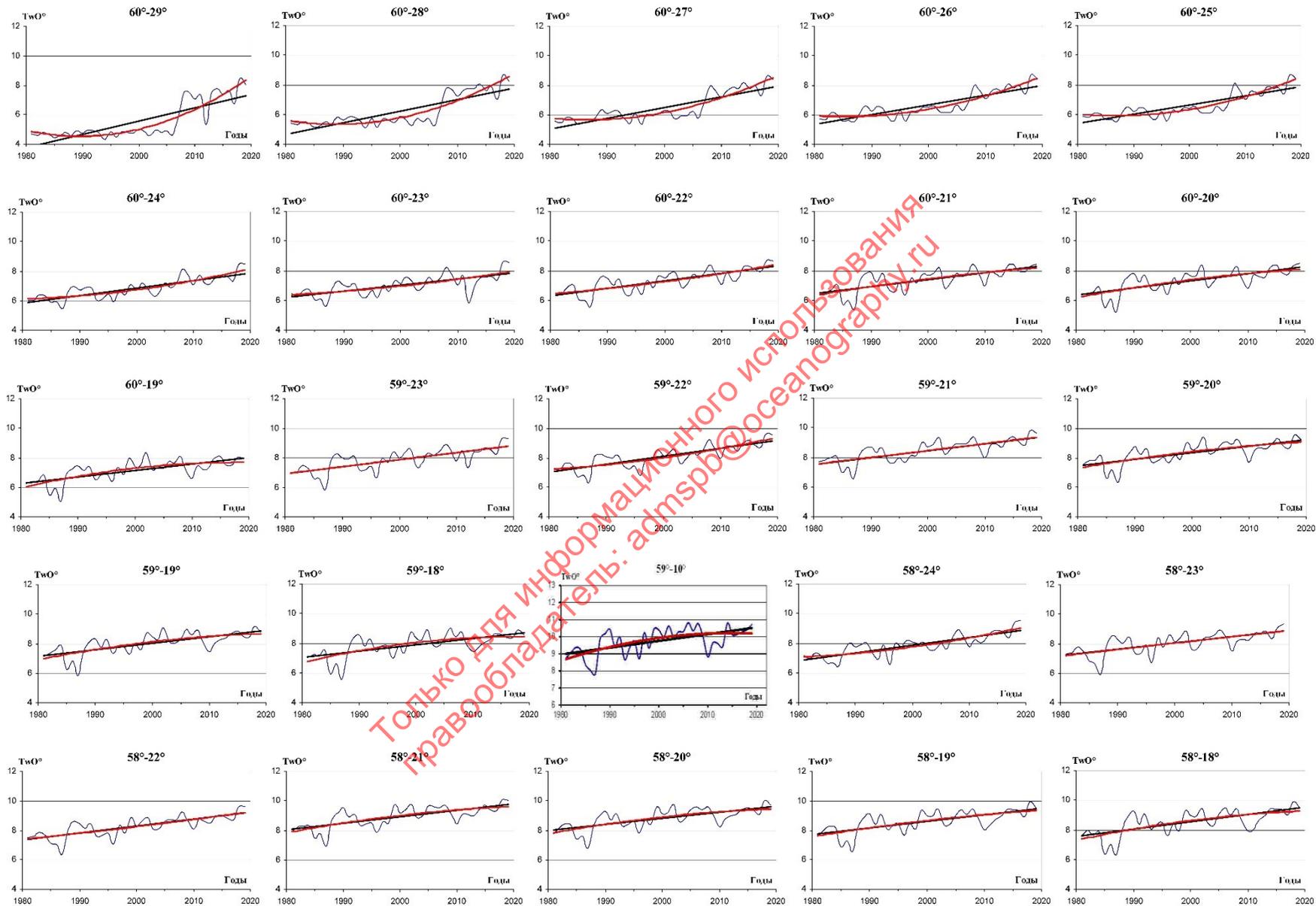
В Датских проливах все тренды положительны; их значения меняются от $8.7 - 9.4^\circ$ в 1901 г. до $10.0 - 10.7^\circ$ в 2019 г. Размах трендов в Датских проливах и Каттегате составляет $1.0 - 1.7^\circ$ за 39 лет.

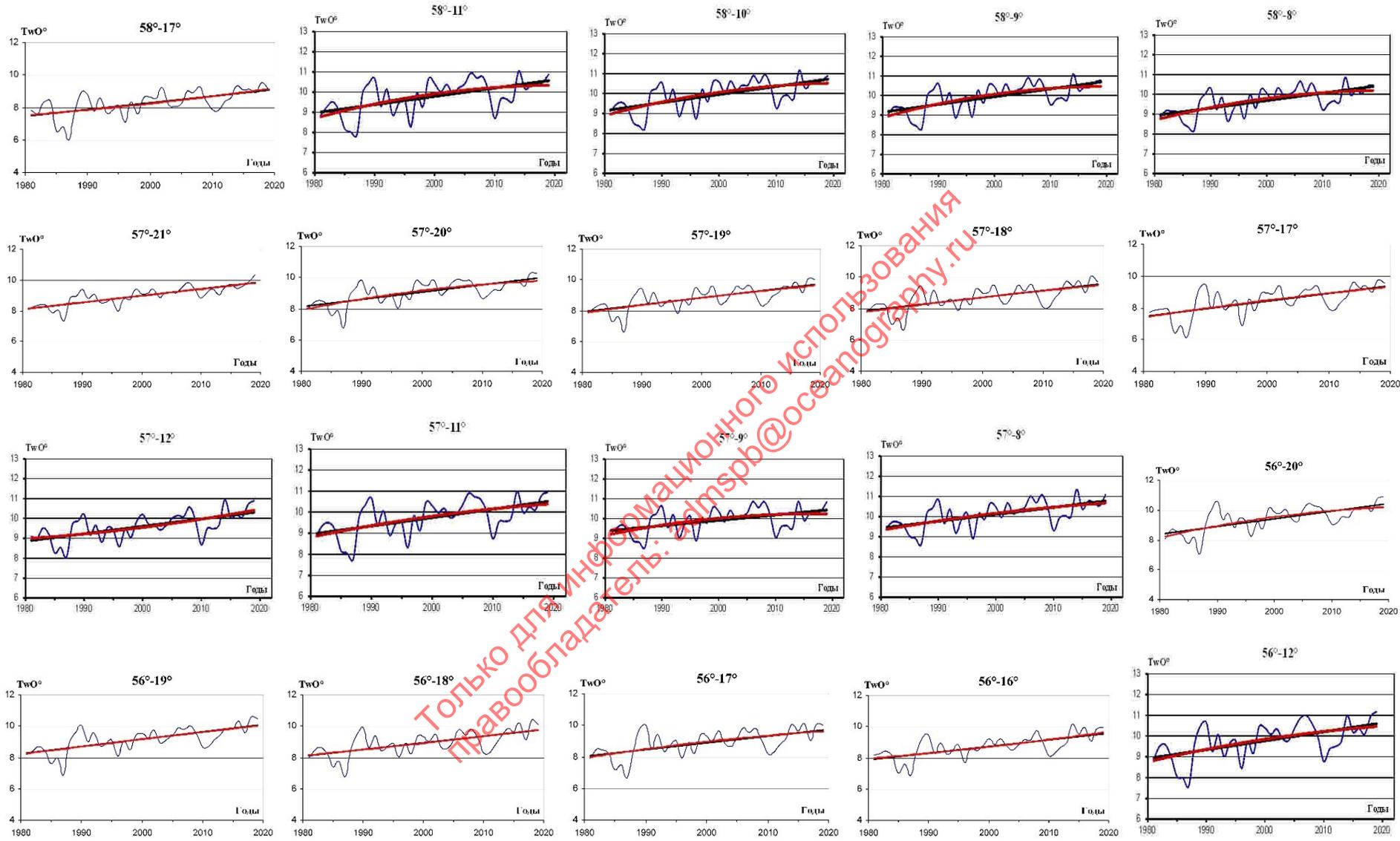
Таблица 9 – Экстремумы и размах среднегодовых значений и тренда температуры воды Tw0 в узлах сетки на Балтийском море и в Датских проливах

Координаты		Значения температуры воды Tw0, градусы°			Значения трендов Tw0 в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ°	λ°	Мин	Макс	ΔT°	1981 г.	2019 г.	ΔT°	
60-я параллель								
60	29	4.32	8.47	4,15	3.82	7.3	3,48	+
60	28	5.1	8.66	3,56	4.73	7.72	2,99	+
60	27	5.35	8.6	3,25	5.1	7.89	2,79	+
60	26	5.5	8.72	3,22	5.4	7.93	2,53	+
60	25	5.54	8.67	3,13	5.43	7.82	2,39	+
60	24	5.47	8.51	3,04	5.88	7.84	1,96	+
60	23	5.62	8.6	2,98	6.26	7.79	1,53	+
60	22	5.59	8.69	3,1	6.37	8.27	1,9	+
60	21	5.43	8.47	3,04	6.5	8.29	1,79	+
60	20	5.21	8.48	3,27	6.42	8.23	1,81	+
60	19	5.07	8.33	3,26	6.33	7.96	1,63	+
59-я параллель								
59	23	5.85	9.3	3,45	6.98	8.78	1,8	+
59	22	6.33	9.61	3,28	7.05	9.14	2,09	+
59	21	6.57	9.79	3,22	7.58	9.35	1,77	+
59	20	6.33	9.57	3,24	7.49	9.2	1,71	+
59	19	5.83	9.16	3,33	7.19	8.86	1,67	+
59	18	5.59	9.03	3,44	7.09	8.71	1,62	+
59	10	7.81	10.82	3.01	9.01	10.52	1.51	+
58-я параллель								
58	24	6.46	9.54	3,08	6.89	8.85	1,96	+
58	23	5.96	9.33	3,37	7.23	8.85	1,62	+
58	22	6.41	9.62	3,21	7.39	9.16	1,77	+
58	21	6.93	10.09	3,16	8.09	9.75	1,66	+
58	20	6.79	10.02	3,23	8.01	9.6	1,59	+
58	19	6.52	9.96	3,44	7.75	9.45	1,7	+
58	18	6.29	9.91	3,62	7.58	9.46	1,88	+
58	17	6.01	9.55	3,54	7.48	9.08	1,6	+
58	11	7.85	11.04	3.19	9.02	10.57	1.55	+
58	10	8.24	11.17	2.93	9.19	10.73	1.54	+
58	9	8.31	11.1	2.79	9.19	10.7	1.51	+
58	8	8.17	10.86	2.69	8.98	10.4	1.42	+
57-я параллель								
57	21	7.32	10.37	3,05	8.15	9.8	1,65	+
57	20	6.76	10.27	3,51	8.19	9.96	1,77	+
57	19	6.64	10.07	3,43	7.95	9.67	1,72	+
57	18	6.64	10.05	3,41	7.85	9.52	1,67	+
57	17	6.11	9.77	3,66	7.53	9.35	1,82	+
57	12	8.05	10.93	2.88	8.9	10.31	1.41	+
57	11	7.75	10.99	3.24	8.99	10.51	1.52	+
57	9	8.54	10.86	2.32	9.4	10.43	1.03	+
57	8	8.62	11.34	2.72	9.46	10.77	1.31	+
56-я параллель								
56	20	7.02	10.92	3,9	8.46	10.41	1,95	+
56	19	6.89	10.61	3,72	8.28	10.05	1,77	+
56	18	6.79	10.38	3,59	8.14	9.75	1,61	+
56	17	6.66	10.1	3,44	8.1	9.72	1,62	+
56	16	6.89	10.16	3,27	7.93	9.56	1,63	+
56	12	7.59	11.18	3.59	8.96	10.6	1.64	+
56	11	7.91	11.02	3.11	8.8	10.5	1.7	+
55-я параллель								

Координаты		Значения температуры воды Tw0, градусы°			Значения трендов Tw0 в начале и в конце периода наблюдений			Знак тренда
φ°	λ°	Мин	Макс	ΔT°	1981 г.	2019 г.	ΔT°	
55	19	7.38	11.16	3,78	8.51	10.58	2,07	+
55	18	7.34	10.92	3,58	8.5	10.25	1,75	+
55	17	7.47	10.86	3,39	8.73	10.25	1,52	+
55	16	7.17	10.83	3,66	8.65	10.36	1,71	+
55	15	6.86	10.78	3,92	8.51	10.35	1,84	+
55	14	7.01	10.85	3,84	8.41	10.41	2	+
55	13	7.22	10.75	3,53	8.5	10.23	1,73	+
55	12	7.56	11.11	3,55	8.71	10.34	1,63	+
55	11	8.02	11.12	3,1	8.94	10.49	1,55	+

Только для информационного использования
 правообладатель: admspb@oceanography.ru





Только для информационного использования
 правообладатель: atmspb@oceanography.ru

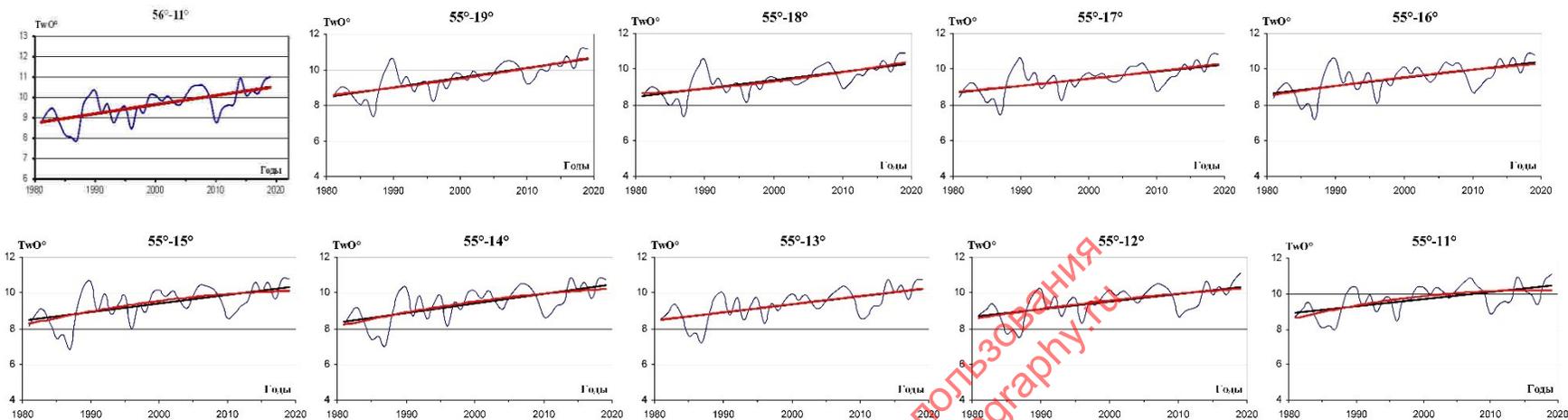


Рисунок 17 – Временные ряды среднегодовых значений температуры воды (T_{w0}) и их тренды в узлах сетки на Балтийском море и в Датских проливах

Уровень моря.

Получены графики среднегодовых временных рядов уровня моря, их трендов, а также годовых экстремумов, их линейных и полиномиальных трендов и годовых СКО, полученных по ежечасным данным измерений в 1971 – 2018 гг. (Рисунок 18) и за другие годы (Рисунок 19). Видно, что на большей части ГМС тренды среднегодовых уровней положительны и практически несутривальны: в масштабе рисунка изменений во времени почти не видно всюду, кроме Кронштадта и Выборга. Отрицательный тренд слабо виден на ГМС Хельсинки и Ханко и четко выражен на ГМС Каликс в Ботническом заливе (при этом на ГМС Кеми в том же заливе тренд слабо положителен). Заметен отрицательный тренд у годовых максимумов, что коррелирует с отрицательным трендом модуля скорости ветра; при этом положительный тренд у годовых минимумов выражен гораздо слабее. Тренд СКО слабо отрицателен, что также связано с трендом максимумов.

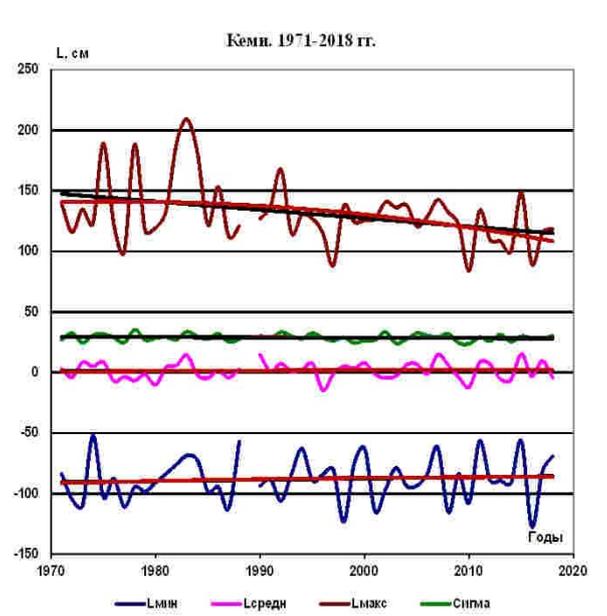
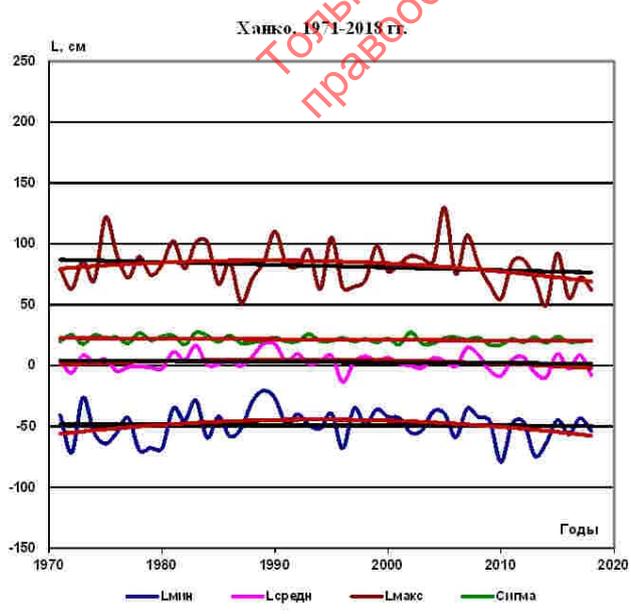
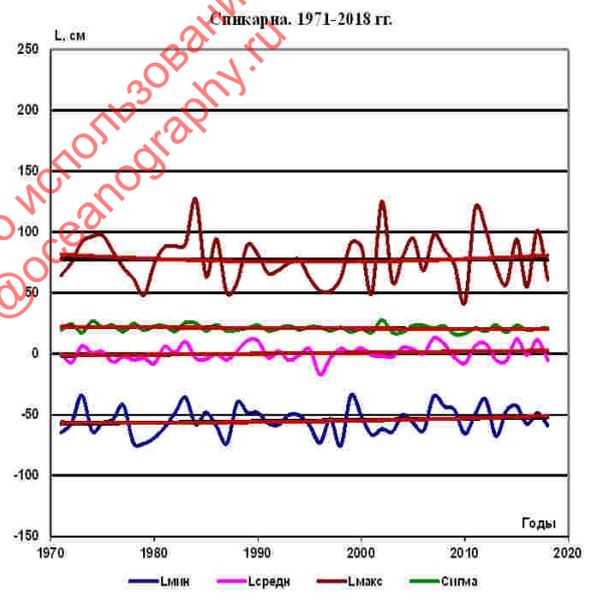
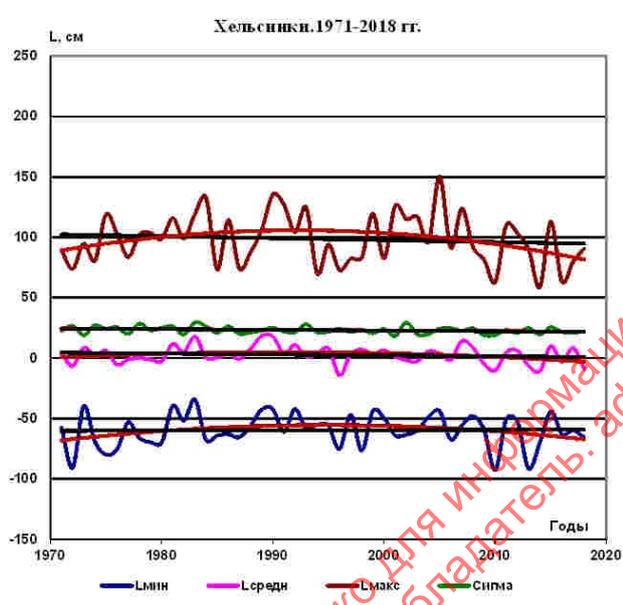
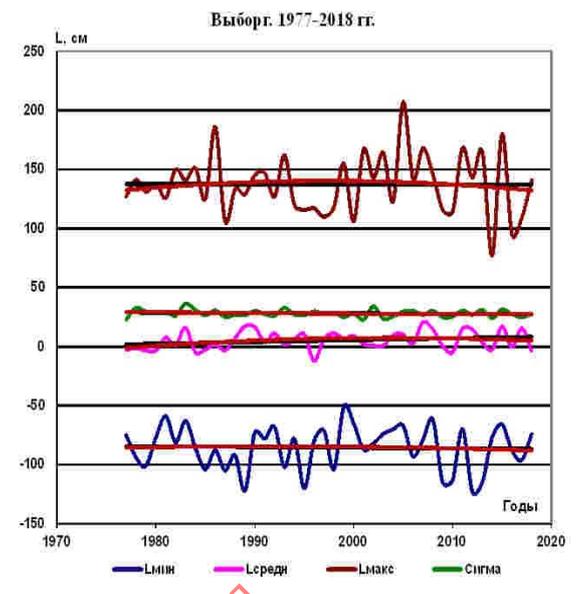
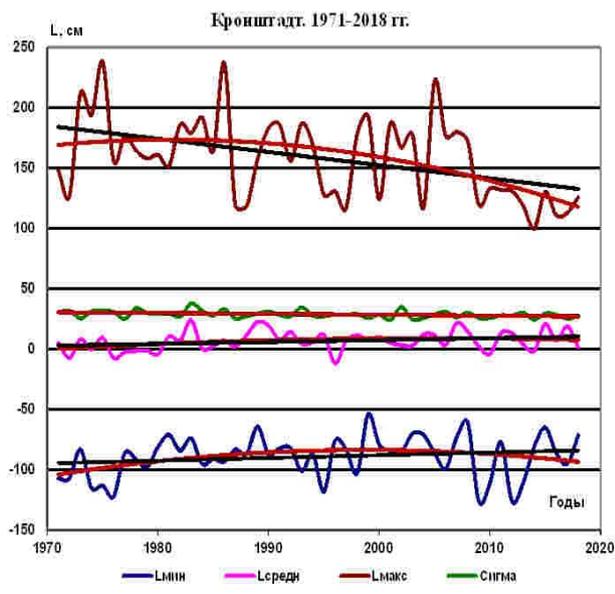
В таблице (Таблица 10) приведены численные характеристики экстремумов и трендов, приведенных на рисунке (Рисунок 18). Видно, что трендовые значения уровней больше в Выборге и Кронштадте, где они меняются за 42 - 48 лет от 2 – 3 см в 1977 г. и 1971 г. до 8.3 – 10.5 см в 2018 г. соответственно. Южнее и западнее трендовые уровни уменьшаются до -1 – 4 см в 1971 г. и до 0.3 – 2.5 см в 2018 г. Размах трендов максимален (до 10.5 см) в Финском заливе и уменьшается до 0.3 см в Стокгольме.

В Датских проливах (ГМС Клагсхамн) величины трендов уровня моря составляют минус 2 – 3.4 см, т.е. размах тренда равен 5.4 см.

Таблица 10 – Экстремумы, размах и тренды значений уровня моря L для отдельных станций Балтийского моря

Станции	Значения уровня L, см по ежечасным данным			Значения трендов среднегодовых значений L в начале и в конце периода наблюдений			Знак
	Мин.	Макс.	RL	1971 г.	2018 г.	RL	
Кронштадт	-126	238	364	3	10.5	7.5	+
Выборг 1977-2018 гг.	-123	207	330	2	8.3	6.3	+
Хельсинки	-93	150	243	4.5	1.0	-3.5	-
Спикарна	-76	127	203	-1.4	2.5	3.9	+
Ханко	-79	130	209	4.2	1.8	-2.4	-
Кеми	-127	209	336	1.0	2.2	1.2	+
Стокгольм. 1889-2018 гг.	-69	116	185	-0.5	0.3	0.8	+
Стокгольм	-69	116	185	0	0.3	0.3	+
Висбю	-72	79	150	-0.5	4.7	2.2	+
Кунгсхольм	-89	109	198	-1	2.3	3.3	+
Клагсхамн	-101	145	246	-2	3.4	5.4	+

Только для информационного использования
 правообладатель: admspb@oceanography.ru



Только для информационного использования
 правообладатель: admspb@oceanography.ru

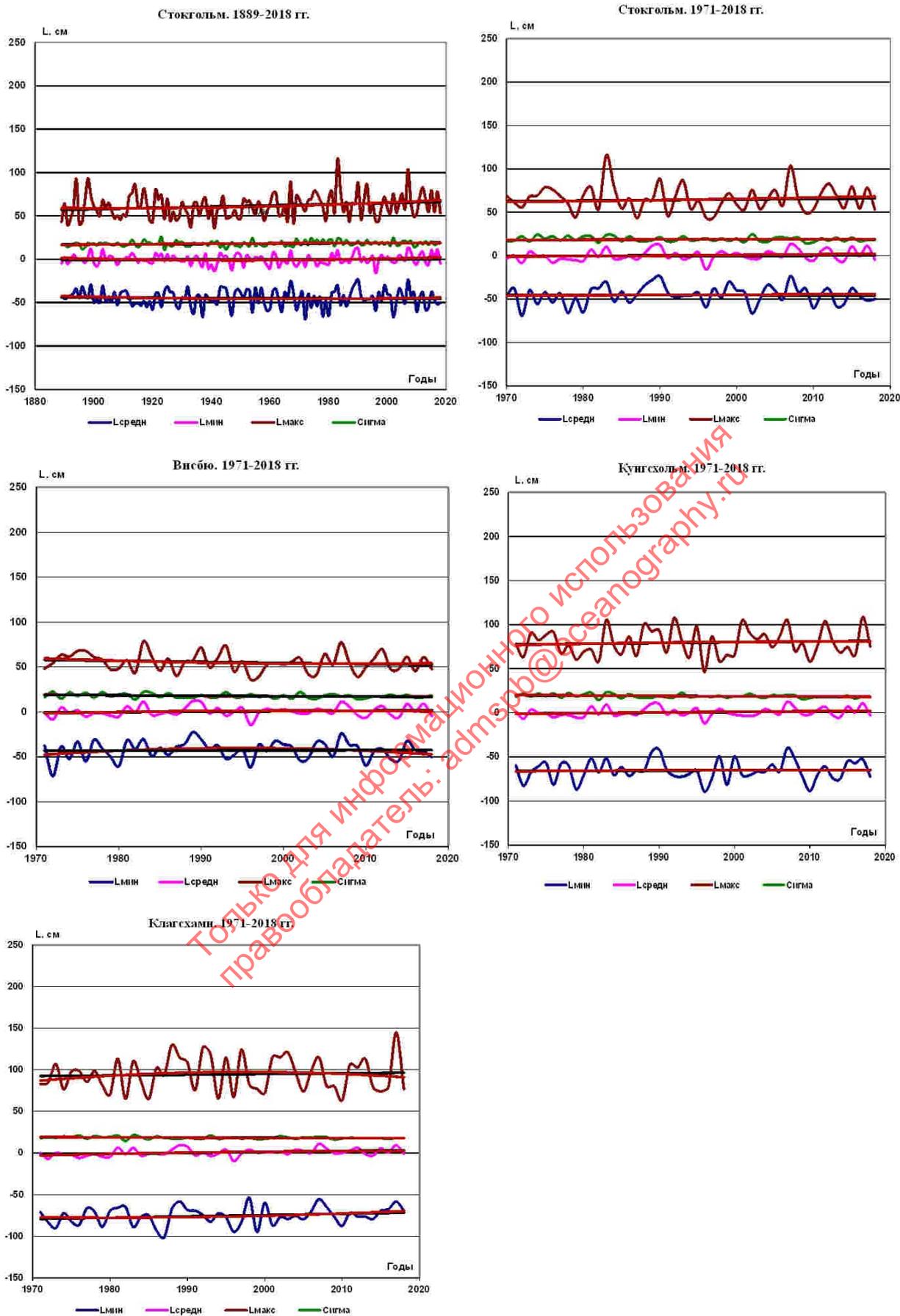


Рисунок 18 – Временные ряды среднегодовых значений уровня моря и их тренды на отдельных ГМС Балтийского моря за 1971 – 2018 гг.

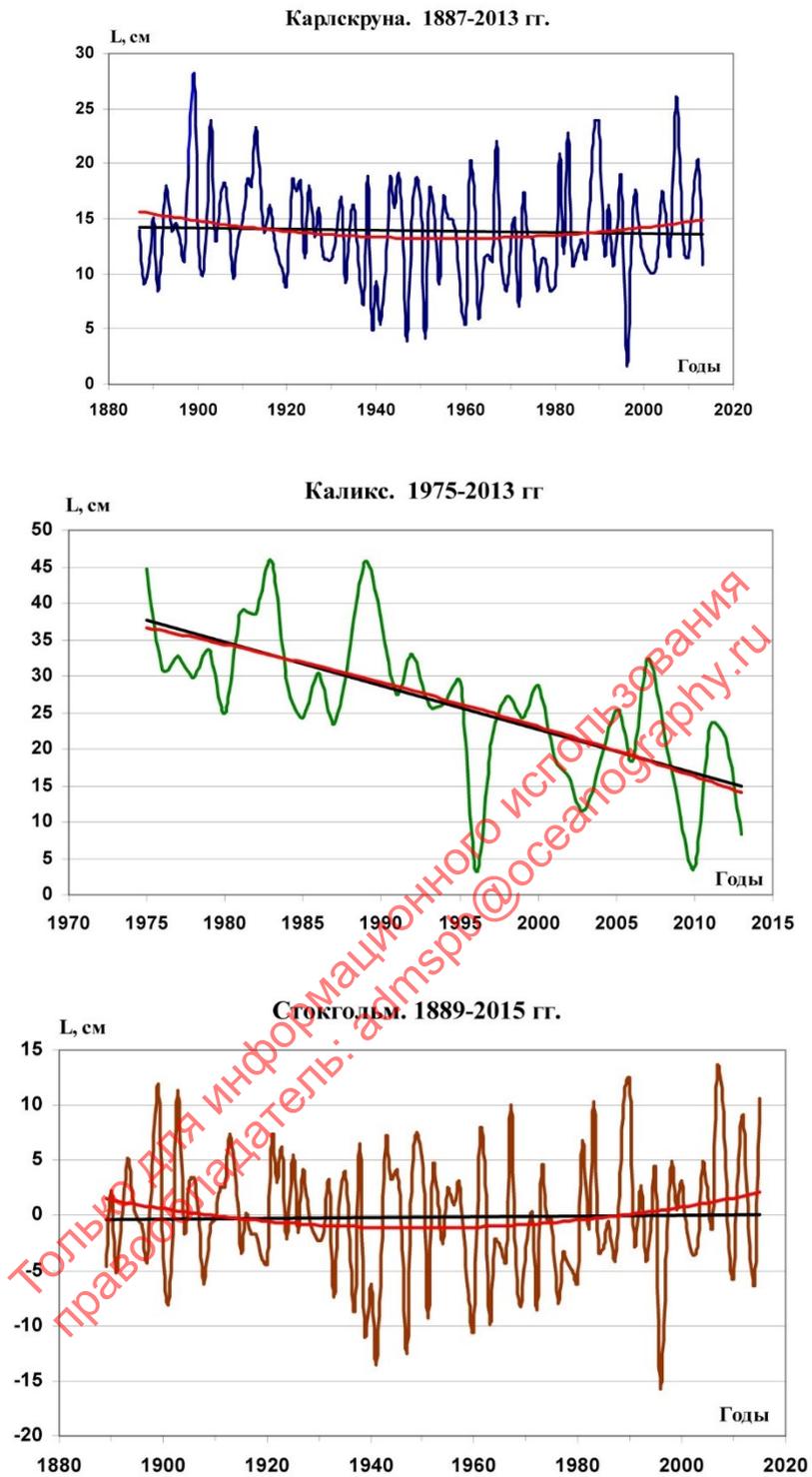


Рисунок 19 – Временные ряды среднегодовых значений уровня моря и их тренды на отдельных ГМС Балтийского моря за другие годы (1887-2015 гг.)

2.2 МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИПОКСИЙНЫХ ЗОН

Оценка влияния биогенных факторов

В ходе регрессионного анализа кислорода и биогенных элементов (NO₃, PO₄, NH₄) были вычислены коэффициенты детерминации (R²) для каждой модели. Исходя из полученных результатов (Таблица 11) можно сделать вывод о том, что только на отдельных станциях, преимущественно на глубинах 50 м и 110 м, регрессионная модель с приемлемой вероятностью аппроксимирует исходные данные (более 60 %).

Таблица 11 – Коэффициенты детерминации для рассчитанных регрессионных моделей.

Станция	BY1	BY2	BY4	BY5	StGr	BY7	P2	K1	BY9	BY10	BY11	BY15	BY19	
Глубина														
5 м	0,33	0,32	0,35	0,30	0,31	0,32	0,30	0,26	0,31	0,33	0,34	0,38	0,32	
50 м	-	-	0,37	0,43	0,46	0,33	0,47	0,51	0,57	0,52	0,48	0,32	0,37	
110 м	-	-	-	-	-	-	-	-	0,76	0,58	0,69	0,55	0,63	
Станция	BY20	BY21	BY29	BY28	BY27	LL13	st22	LL9	LL7	LL5	F1	F44	R3	R1
Глубина														
5 м	0,33	0,33	0,27	0,29	0,29	0,31	0,28	0,40	0,38	0,45	0,39	0,26	0,27	0,28
50 м	0,42	0,58	0,46	0,60	0,63	0,66	0,67	0,74	0,71	0,75	0,80	0,84	-	-
110 м	0,61	0,75	0,72	0,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Очевидно, на горизонтах, расположенных ближе к поверхности, роль биогенных элементов в изменении концентрации кислорода менее значима по сравнению с другими предикторами.

В таблице (Таблица 12) представлены коэффициенты регрессии при независимых переменных для тех случаев, когда R² оказывался больше или равен 0,6.

Таблица 12 – Коэффициенты регрессии множественной регрессионной модели.

Станция	BY9	BY11	BY19	BY20	BY21	BY29	BY28	
Н, м	111,3	111,3	111,3	111,3	111,3	111,3	52,01	111,3
R ²	0,76	0,69	0,63	0,61	0,75	0,72	0,60	0,78
NO ₃	-3,80	4,12	6,06	4,82	2,65	4,35	0,70	3,27
PO ₄	-112,17	-47,83	-60,11	-23,71	-17,64	-27,72	-111,86	-37,56
NH ₄	3,62	-1,44	3,43	-1,41	-3,44	-2,23	-12,47	-1,00
Станция	BY27	LL13	Station22	LL9	LL7	LL5	F1	F44
Н, м	52,01	52,01	52,01	52,01	52,01	52,01	52,01	52,01
R ²	0,63	0,66	0,67	0,74	0,71	0,75	0,80	0,84
NO ₃	2,30	-1,08	-3,14	-5,54	-5,12	-5,91	-6,26	-8,34
PO ₄	-109,82	-105,98	-101,61	-128,42	-134,32	-139,15	-139,91	-112,41
NH ₄	-11,09	4,99	13,58	5,30	0,64	5,25	1,71	0,85

Отрицательные коэффициенты регрессии указывают на обратную связь между предикторами и концентрацией кислорода в исследуемых точках. Видно, что наибольшим весом обладает показатель концентрации фосфатов. На рисунке (Рисунок 20) представлены графики распределения предвычисленные и исходных значений. В качестве примера проиллюстрированы результаты для станции LL9.

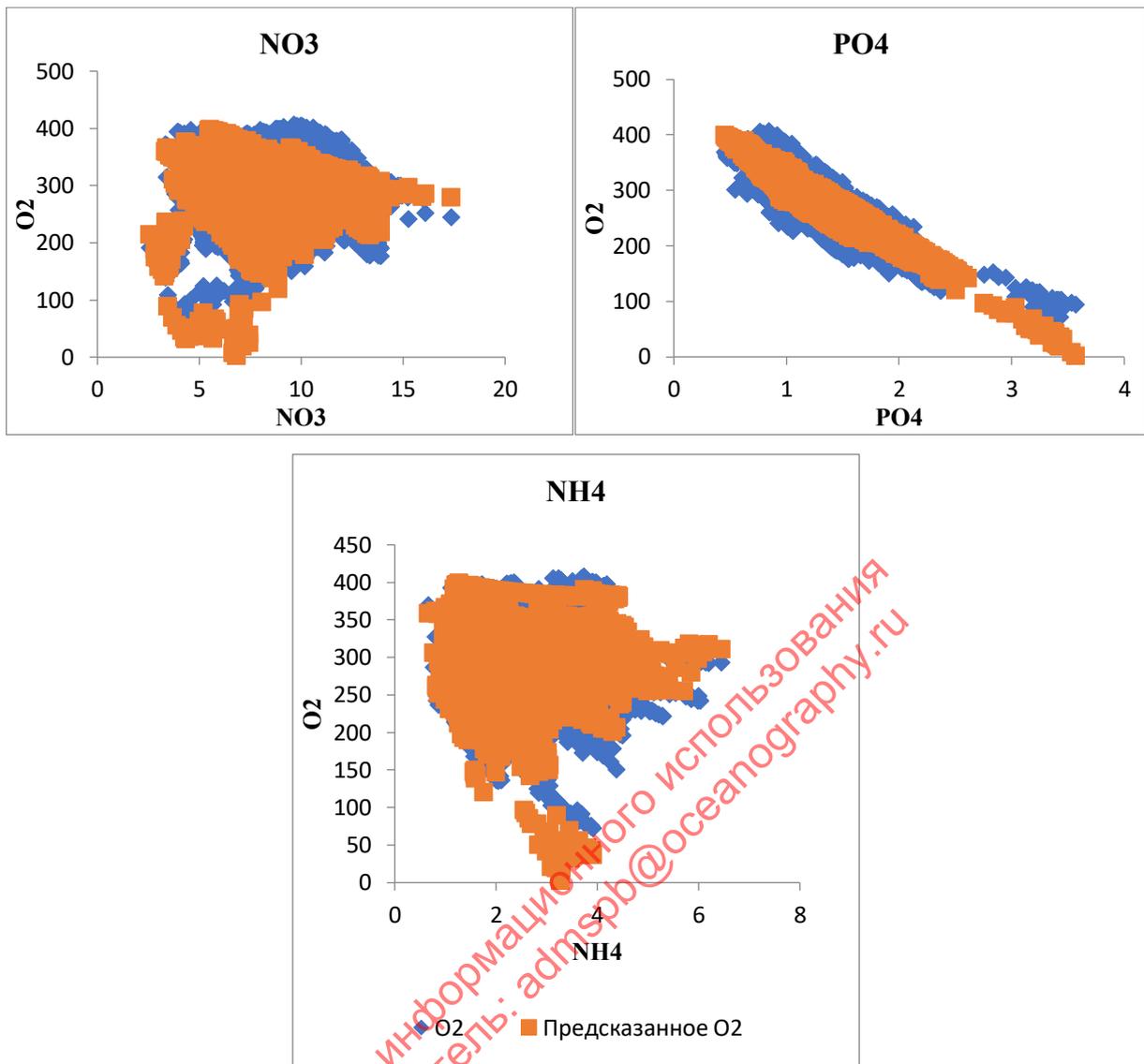
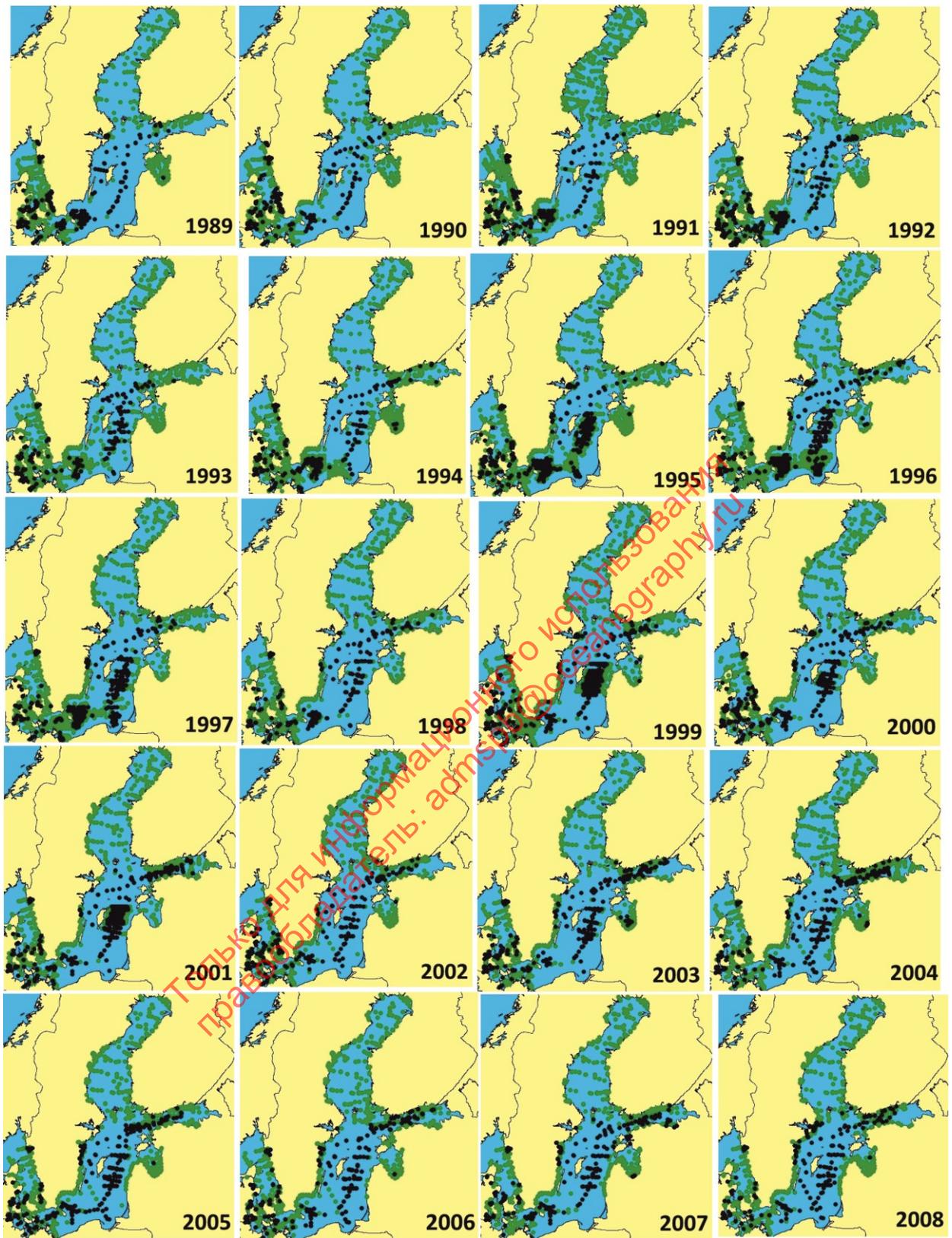


Рисунок 20 –Графики распределения модельных и исходных значений для станции LL9.

Таким образом, статистически значимые взаимосвязи между концентрацией кислорода и рассмотренными биогенными предикторами обнаруживаются в отдельных точках в глубинных слоях моря. Наибольшим весом в полученных регрессионных моделях обладает показатель концентрации фосфатов, однако, влияние других параметров также является статистически значимым. В большинстве рассмотренных случаях выявляется обратная связь между концентрацией кислорода и концентрацией биогенных элементов.

Особенности динамики гипоксических зон в Балтийском море

Для оценки пространственного распространения гипоксических зон в акватории Балтийского моря за каждый отдельный исследуемый год строилось поле океанологических станций, отражающий одно из 2-х возможных условий кислородного режима: нормальное содержание кислорода ($O_2 \geq 2$ мл/л) и гипоксическое содержание кислорода ($O_2 < 2$ мл/л) (Рисунок 21). Результаты показали, что наиболее благоприятными с точки зрения концентрации кислорода являются районы крупных заливов Балтийского моря (Ботнического, Финского и Рижского заливов), что связано с большим распространением здесь вод речного происхождения, которые в силу интенсивного динамического перемешивания характеризуются высокими концентрациями кислорода. К другим районам с большой концентрацией кислорода относятся области Датских проливов и пролива Каттегат, располагающиеся в зоне активного водообмена Балтийского и Северного морей, что обеспечивает регулярный приток растворённого газа. Наименее же обогащённой кислородом зоной является глубоководный район Центральной Балтики, вентиляция которого серьёзно затруднена как путём горизонтального переноса (адвекцией), так и вертикальным перемешиванием вод, что вызвано их сильной стратификацией из-за значительного речного стока. Межгодовая изменчивость динамики гипоксических зон не выявила какой-либо значимой тенденции в их распространении по акватории моря. Отмечаются отдельные годы повышенного распространения гипоксических зон в Центральной Балтике (1995, 1996, 1997, 1999, 2001 гг.) и Финском заливе (2001, 2003, 2004, 2013, 2014 гг.), однако в последующие годы режим этих областей довольно быстро восстанавливался к нормальным условиям.



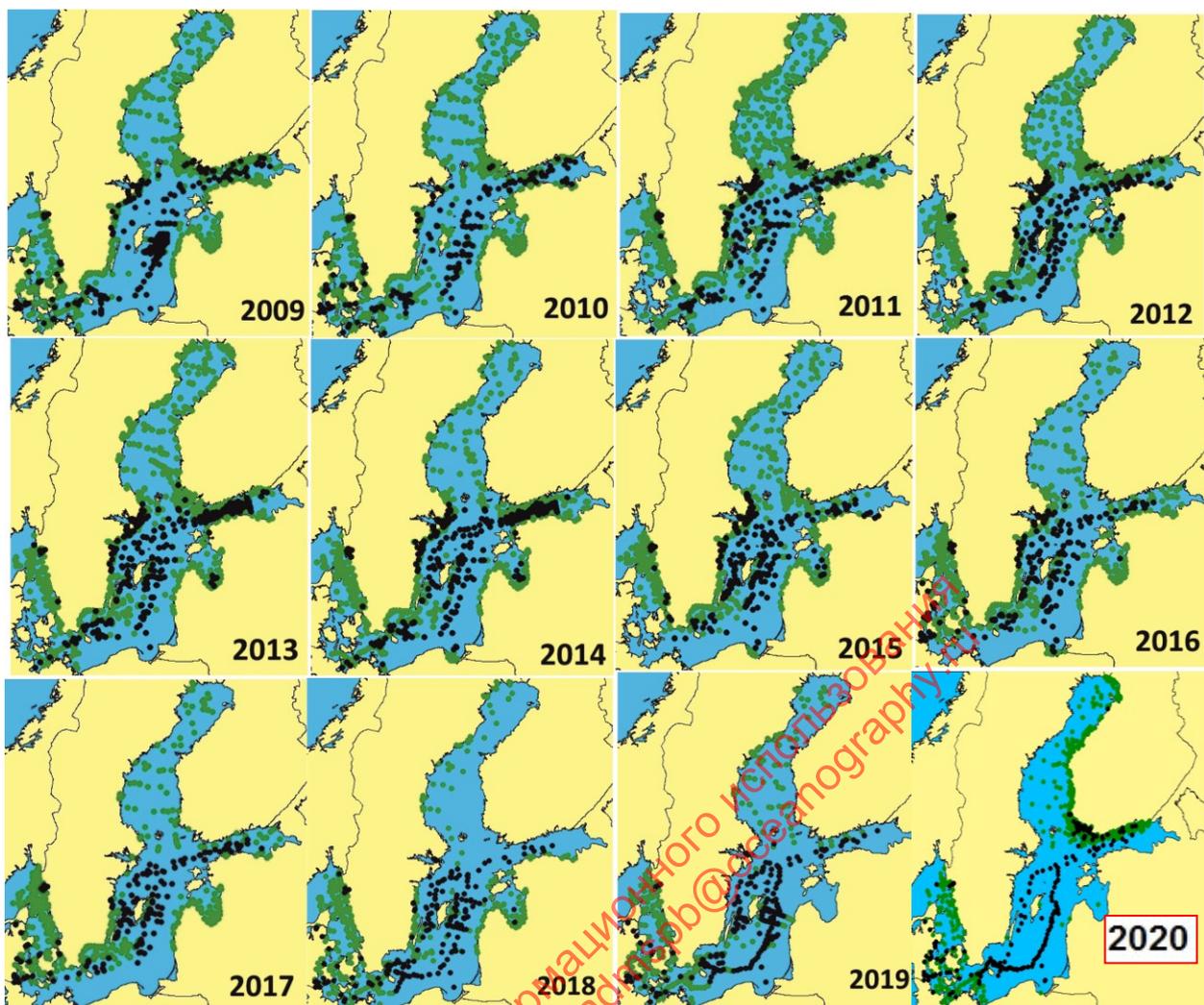


Рисунок 21 – Океанологические станции, где отмечались гипоксические условия ($O_2 < 2$ мл/л, черные кружки), и где значения $O_2 \geq 2$ мл/л (зелёные кружки) за период 1989-2020 гг.

Для оценки изменений вертикального распределения содержания кислорода в толще воды Балтийского моря был проанализирован океанологический разрезе, проходящий от станции ВУ1 (южная часть моря, Арконский бассейн), через центр открытой Балтики (станция ВУ 15, Готландская впадина) до Финского залива (станции LL13 – R1) (Рисунок 22). Содержание кислорода в этом разрезе предварительно было осреднено за каждый отдельный исследуемый год. Результаты анализа позволили выделить несколько особенностей в межгодовой изменчивости гипоксических условий на различных глубинах. Во-первых, было отмечено, что в Финском заливе (LL7-R1), начиная примерно с 2010-х гг., фиксируется появление области гипоксии в глубинном слое. Во-вторых, наблюдается медленный подъём верхней границы гипоксической зоны в Центрально Балтике (ВУ15-ВУ28) с глубины порядка 100 м на глубины около 70-80 м. Наконец, в-третьих, В верхнем слое моря (выше 70-80 м) наблюдается последовательное снижение концентрации растворенного кислорода, что хорошо видно по истончению зон, охваченных изолинией 8 мл/л.

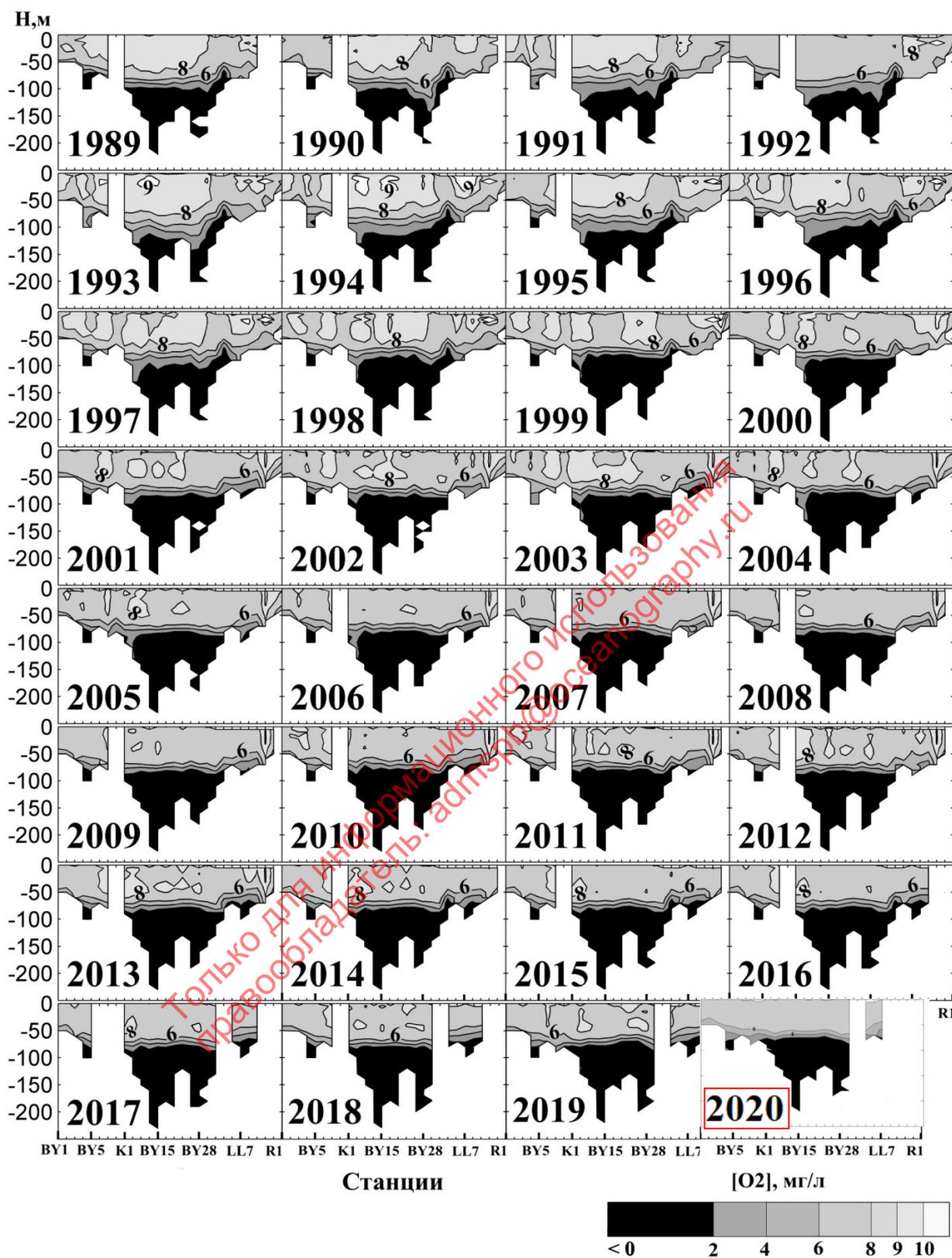


Рисунок 22 – Вертикальное распределение содержания растворенного O_2 в водах Балтийского моря на океанологическом разрезе. Черный цвет – гипоксические условия.

2.3 МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕГО УРОВНЯ МОРЯ

Анализ межгодовой изменчивости среднего уровня моря

На рисунке (см. Рисунок 23) представлены величины линейных трендов в изменениях уровня Балтийского моря, по данным спутниковой альтиметрии за период 1993-2022 гг. Уровень Балтики растёт со скоростью от 3,0 – 4,2 мм/год на юго-западе моря до 5 – 6 мм/год в основных заливах моря: Ботническом, Финском, Рижском (см. Рисунок 23). Средняя по площади всего моря величина тренда составляет 4.8 мм/год. Наши результаты хорошо согласуются с оценками [8], выполненными по альтиметрическим данным за более короткий период 1995 – 2019 гг. [8]. Результат, показанный на рисунке (см. Рисунок 23) свидетельствует также, что скорость роста уровня Балтийского моря больше, чем в Мировом океане.

Согласно результатам, представленным в отчете группы экспертов по исследованию климата, на термическое расширение водных масс приходится 42% роста уровня океана и 44% приходится на таяние ледниковых щитов Антарктиды, Гренландии, горных ледников, 14% составляют другие процессы [94]

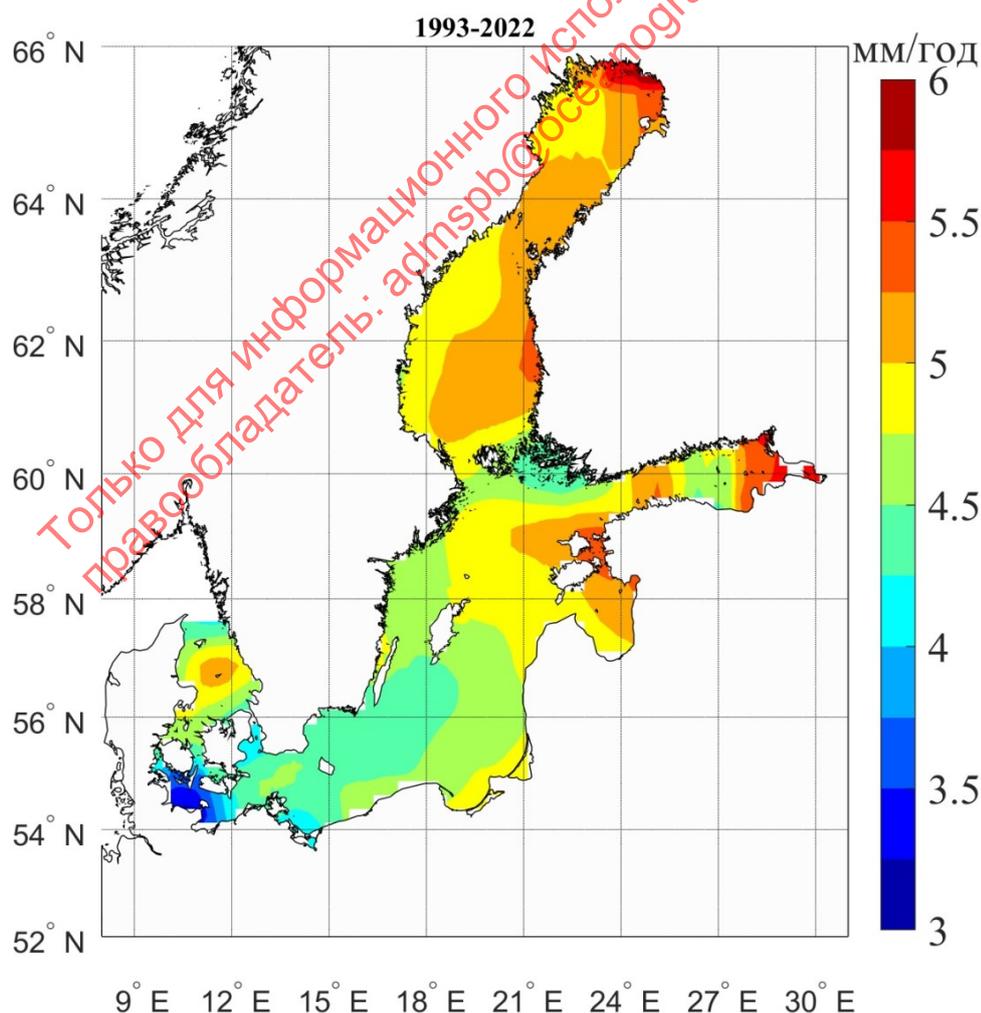


Рисунок 23 – Величины линейных трендов в изменениях уровня Балтийского моря по данным спутниковой альтиметрии за период 1993–2022 гг.

Анализ факторов многолетнего роста среднего уровня моря

Для понимания причин роста уровня Балтийского моря обратимся к теоретическим представлениям о механизмах, влияющих на изменения уровенной поверхности морских бассейнов. Наиболее полно эти механизмы описываются проинтегрированным по глубине уравнением неразрывности массы [19,20] или формализованным уравнением гидростатики [18]. В этих уравнениях скорость изменения уровня моря связана с динамическими процессами, вызываемыми изменчивостью ветра и атмосферного давления, стерическими эффектами, обусловленными изменениями плотности морских вод, и воднобалансовыми процессами, связанными с изменениями количества атмосферных осадков, испарения, материкового стока и водообменом с соседними бассейнами.

Хорошо известно, что над Балтикой преобладает юго-западный перенос воздушных масс [21,95]. Из-за значительной ограниченности Балтийского моря, воздействие средних ветровых потоков приводит к двойному эффекту. Во-первых, преобладание юго-западных ветров влияет на перенос водных масс из Северного моря в Балтийское, что приводит к нагону уровня в Балтике, во-вторых, это приводит к уклону уровня в самом Балтийском море (на юго-западе моря уровень низкий, а на севере и северо-востоке – высокий).

Можно предположить, поэтому, что значительный рост среднего уровня Балтийского моря может быть связан с усилением юго-западных ветров в последние десятилетия.

Рисунок (Рисунок 24) демонстрирует межгодовые изменения статистических характеристик колебаний ветра на береговых гидрометеорологических станциях Балтийского моря. Хорошо видно, что, за исключением юго-западной части моря (Фальстербо) и севера Ботнического залива (Редкален А), где отсутствуют значимые тренды в изменениях mW , на других станциях отмечаются значимые отрицательные тренды в изменчивости математического ожидания оценок ветра. Значимые отрицательные тренды отмечаются также в изменениях дисперсии и максимумов колебаний ветра на всех рассматриваемых станциях Балтики (см. Рисунок 24). Этот результат свидетельствует, что значительный рост среднего уровня Балтийского моря в последние десятилетия не может быть связан с действием ветра. Наоборот, наблюдающееся на рисунке (см. Рисунок 24) уменьшение математического ожидания ветра, должно способствовать уменьшению нагона уровня из Северного моря и понижению уровенной поверхности в Балтике.

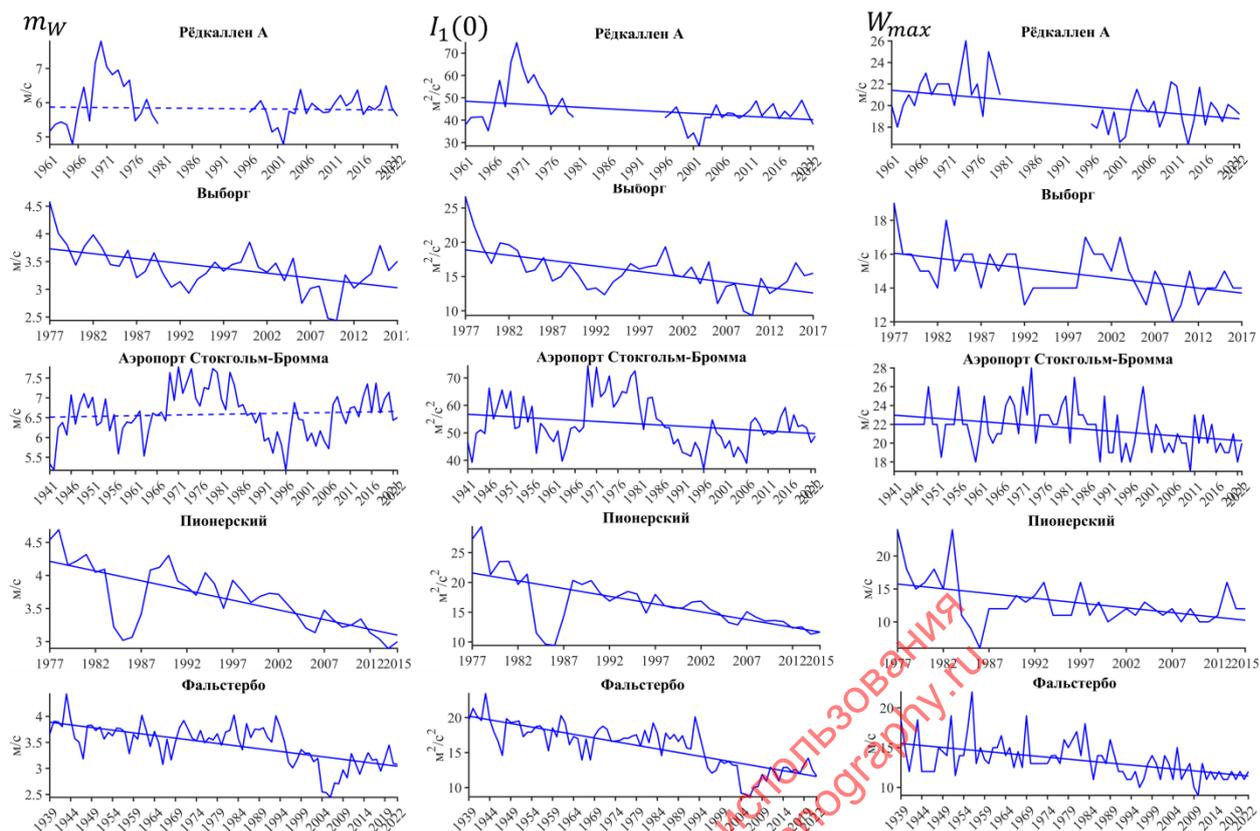


Рисунок 24 – Межгодовые изменения оценок математического ожидания mW , линейного инварианта тензора дисперсии $I_1(0)$ и максимумов колебаний ветра W_{max} на различных гидрометеорологических станциях Балтийского моря.

На рисунке (см. Рисунок 25) показаны межгодовые изменения характеристик атмосферного давления на двух метеорологических станциях Балтийского моря. Хорошо видно, что на юго-западе моря (Фальстербо) отмечается значимый отрицательный тренд в изменениях математического ожидания атмосферного давления (mP). Однако, это уменьшение за последние 30 лет составило менее 1 миллибара, что не объясняет рост уровня моря за это же время на 12 см (см. Рисунок 23). На другой станции отсутствуют значимые изменения mP .

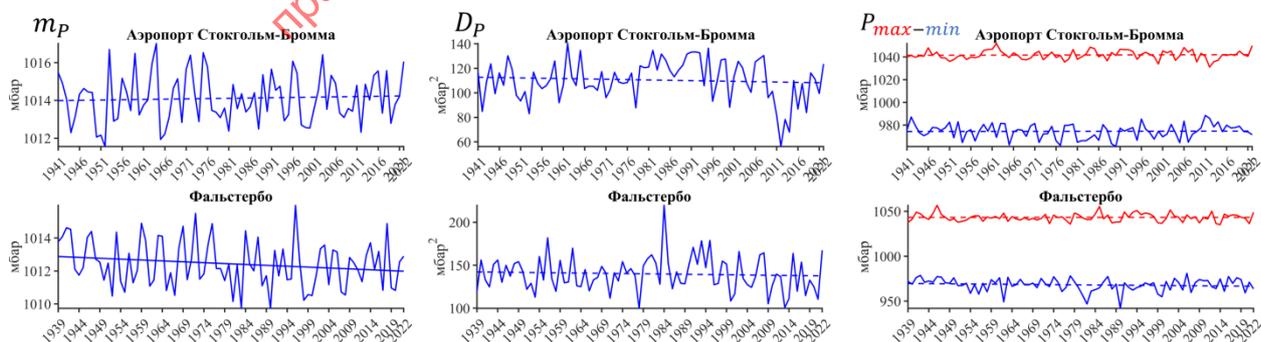


Рисунок 25 – Межгодовые изменения оценок математического ожидания mP , дисперсии Dp , а также максимумов и минимумов колебаний атмосферного давления $P_{max,min}$ на гидрометеорологических станциях Аэропорт Стокгольм-Бромма и Фальстербо.

На рисунке (см. Рисунок 26) показаны характеристики изменения во времени количества осадков на разных гидрометеорологических станциях Балтийского моря. В большинстве случаев

отмечаются значимые положительные тренды, свидетельствующие об увеличении среднегодовых значений, максимумов и годовых сумм осадков в XX и начале XXI веков.

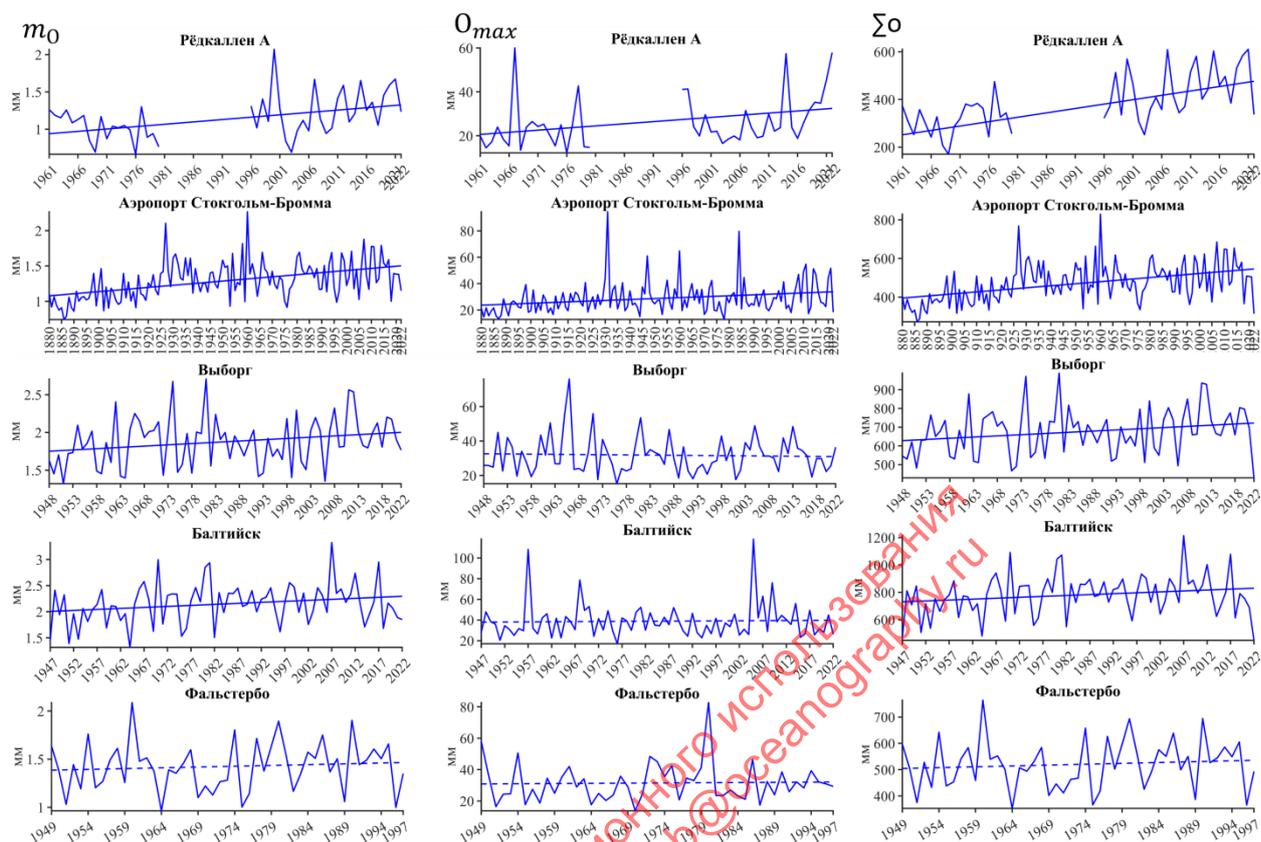


Рисунок 26 – Межгодовые изменения оценок математического ожидания m_0 , максимумов O_{max} и годовых сумм ΣO количества осадков, на гидрометеорологических станциях.

По данным реанализа за период 1993-2018 гг. также отмечается положительный тренд в изменениях среднегодовых значений атмосферных осадков при осреднении по площади всего Балтийского моря (см. Рисунок 27г). Однако реанализ не показывает значимых трендов в изменениях испарения и материкового стока за этот же период (см. Рисунок 27а,б). Однако в изменениях стока Невы, оцененных по данным Северо-Западного управления Росгидромета, отмечается значимый положительный тренд, свидетельствующий об увеличении стока Невы в последние 30 лет (см. Рисунок 27в).

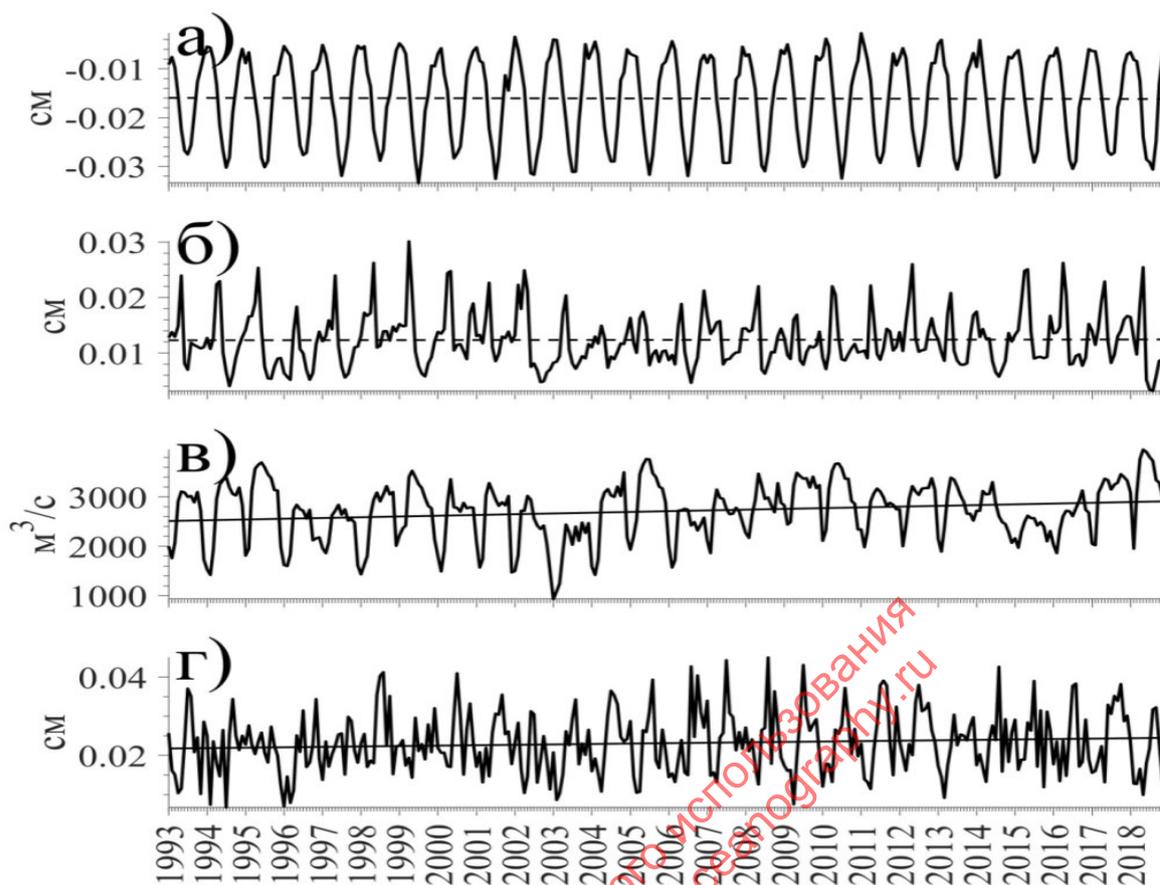


Рисунок 27 – Средние по площади моря изменения среднемесячных значений испарения (а), речного стока (б) и атмосферных осадков (Г) в регионе Балтийского моря по данным реанализа за период 1993-2018 гг., и стока Невы (в).

Рисунок (Рисунок 28) демонстрирует пространственное распределение величин линейных трендов в рассчитанных по данным реанализа NEMO 3.6 стерических изменениях уровня моря. В центральной части открытой Балтики в рассматриваемый период 1993-2020 гг. происходит понижение стерического уровня моря со скоростью минус 0,5 – минус 5,0 мм/год за счет увеличения плотности морских вод (см. Рисунок 28а), в то время как во многих районах пр. Каттегат, Ботнического, Финского и Рижского заливов, а также на севере открытой Балтики и в отдельных районах юго-западной части моря стерический уровень растёт. Рисунок 28в показывает, что практически на всей акватории Балтийского моря влияние термостерической компоненты приводит к повышению уровня за счет термического расширения водного столба со скоростью 0,5 – 1,0 мм/год, но эти изменения уровня менее значительны по сравнению с воздействием галостерической компоненты (см. Рисунок 28б), которая оказывает основное влияние на стерические изменения уровня моря в рассматриваемый нами период.

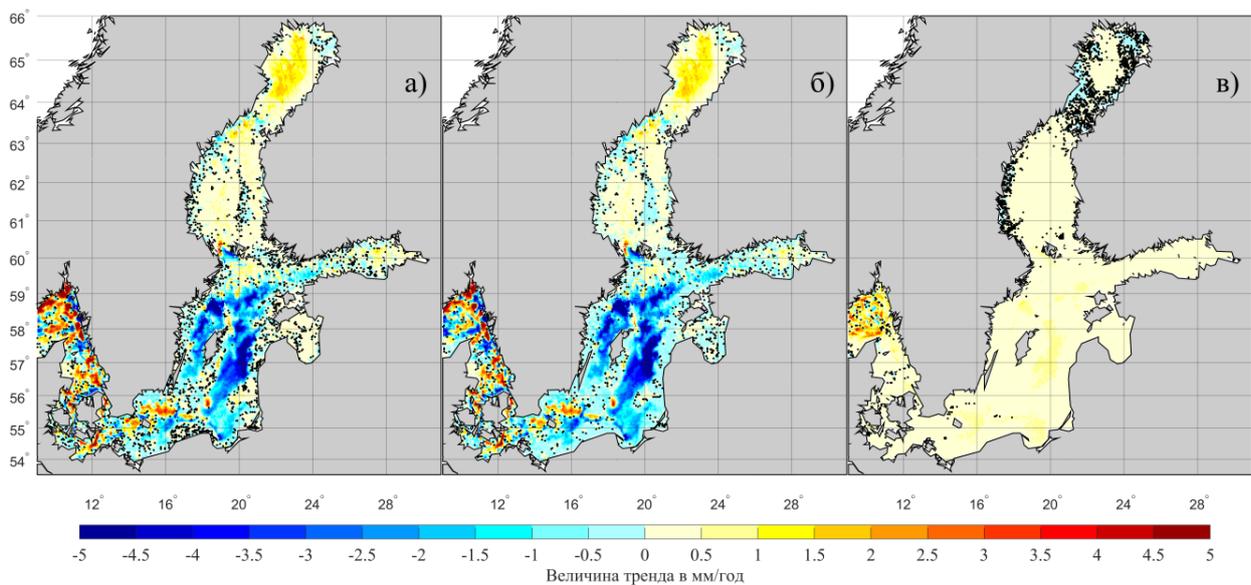


Рисунок 28 – Оценки величин линейных трендов в рассчитанных по данным реанализа рядах стерических (а), гало- (б) и термостерических (в) колебаний уровня моря за период 1993-2020 гг. Черными точками обозначены районы, где тренды не были значимыми.

Значительное понижение стерического уровня в открытой Балтике и, меньшее, – на западе Финского залива в рассматриваемый нами период (см. Рисунок 28), связано с тем, что, несмотря на наблюдающееся уменьшение солёности в поверхностном слое этих регионов [96,97], во всей водной толще, в среднем, отмечается осолонение водных масс, которое началось в середине 1990-х и продолжается по настоящее время [95,98]. В результате, происходит увеличение плотности водных масс, которое не компенсируется ростом термостерической компоненты уровня, связанной с потеплением климата, и в среднем для всей акватории моря стерический уровень понижается со скоростью $-0,26$ мм/год [61].

2.4 СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Сравнение результатов гармонического анализа сезонных колебаний уровня моря

На рисунке (Рисунок 29) представлено сравнение среднего сезонного хода уровня моря на мареографных станциях с 2-мя оценками гармонического анализа, полученными по двум (S_a , S_{sa}) и четырём (S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa}) гармониками. Результаты показывают, что только на ст. Фредериксхавен средний сезонный ход уровня хорошо описывается суперпозицией гармоник S_a , S_{sa} . На других станциях при описании сезонного хода двумя гармониками происходит смещение основного минимума с мая на апрель (ст. Раума, Висби, Оулу), а также отмечается отсутствие промежуточного летнего максимума в июле, связанного с максимумом стерических изменений уровня Балтики [16] и с увеличением осадков и речного стока (ст. Горный институт), или его запаздывание на один месяц (ст. Раума, Висби, Оулу, Клайпеда). На ст. Клайпеда отмечается также заметное расхождение в значениях основного минимума среднего сезонного хода уровня при его описании двумя гармониками. Суперпозиция четырех гармоник, наоборот, во всех случаях достаточно хорошо описывает этот ход в разных районах Балтики (см. Рисунок 29). В связи с этим для дальнейшего описания среднего сезонного хода уровня использовались все четыре гармоники.

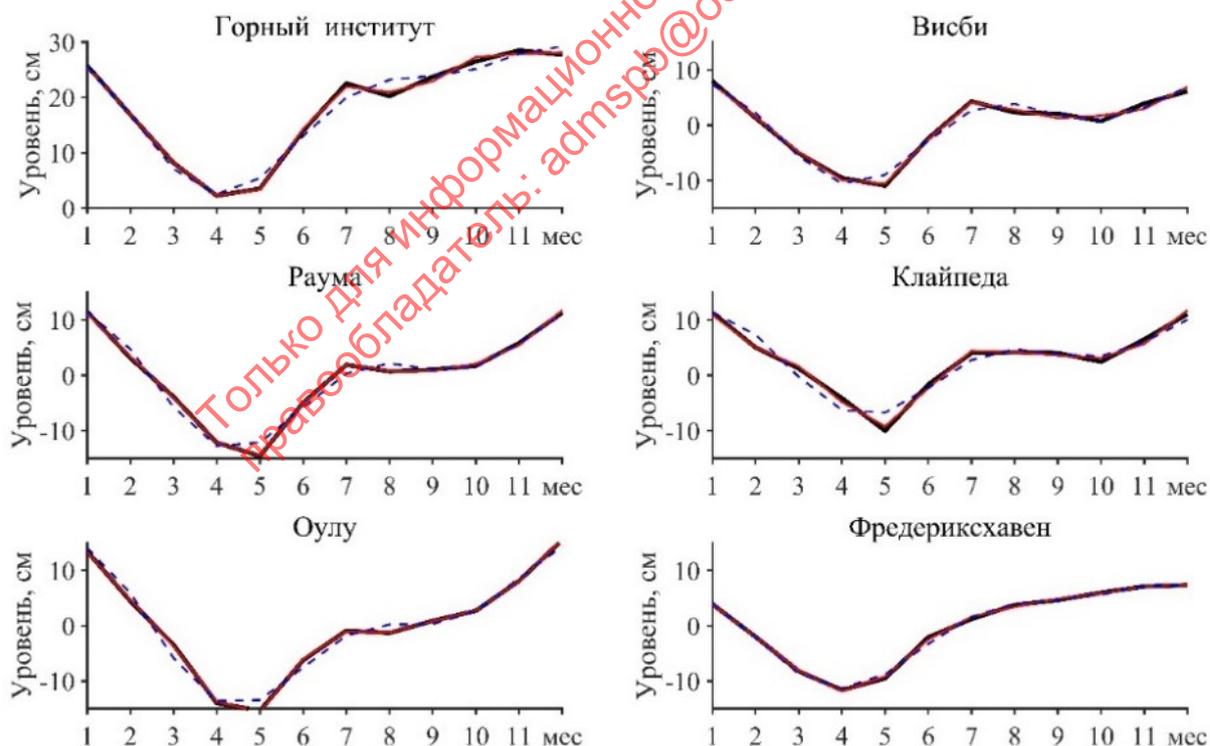


Рисунок 29 – Наблюдающийся по мареографическим измерениям средний сезонный ход уровня на различных станциях Балтийского моря (черная кривая) и его предвычисление с помощью гармонического анализа, включающее две (S_a , S_{sa} , штриховая) и четыре (S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} , красная кривая) гармоники

С целью учета нестационарности сезонных колебаний ряды уровня моря подвергались скользящему гармоническому анализу [32]. На рисунке (Рисунок 30) представлено сравнение

результатов скользящего гармонического анализа рядов среднемесячных и среднесуточных значений уровня моря на ст. Стокгольм с периодом скольжения один год. Хорошо видно, что наибольшее согласие в оценках амплитуд по среднемесячным и среднесуточным рядам уровня отмечается для гармоник S_a , хотя в отдельных редких случаях результаты гармонического анализа среднемесячных и среднесуточных рядов уровня для этой гармоники различаются на 26%. С повышением частоты обертонов годового хода уровня эти различия увеличиваются, достигая наибольших расхождений в оценках рассчитанных амплитуд у гармоник S_{3a} и S_{4a} (см рисунок 3). Столь значительные расхождения в оценках амплитуд составляющих сезонных колебаний связаны с неэквидистантностью рядов среднемесячных значений уровня моря [99] и небольшим количеством членов ряда в окне скольжения (12), не позволяющим достаточно точно описать межгодовую изменчивость составляющих сезонных колебаний. Поэтому в дальнейшей работе для проведения скользящего гармонического анализа использовались ряды среднесуточных значений уровня моря.

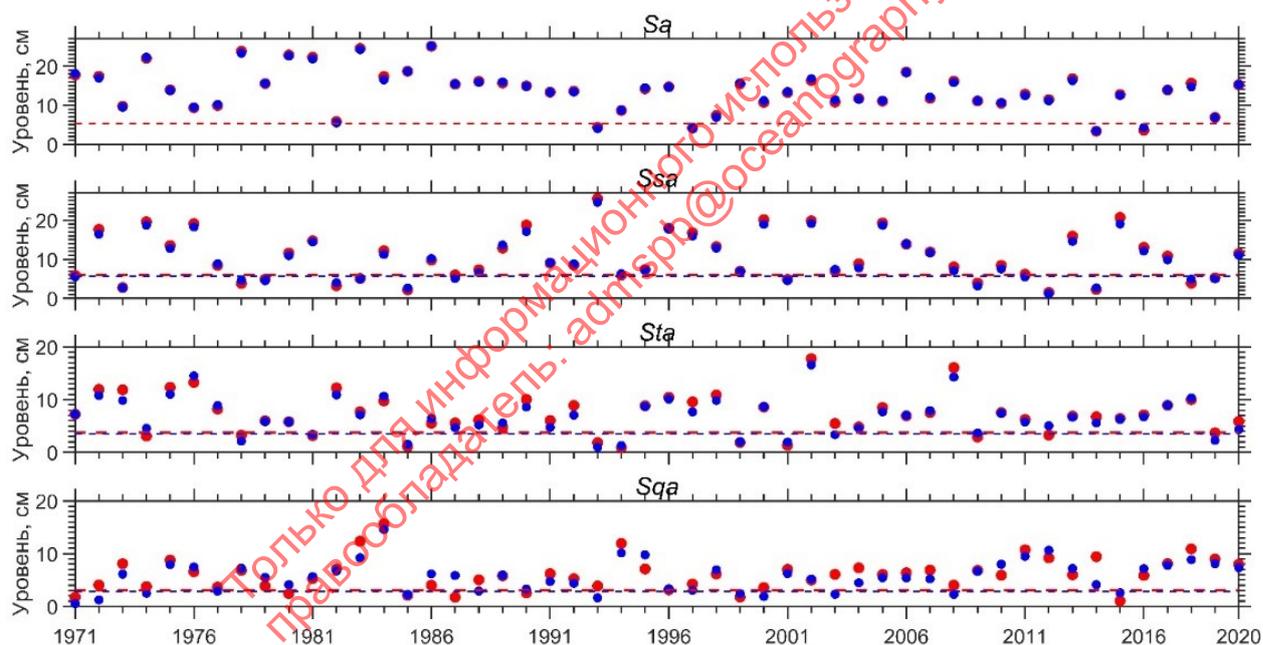


Рисунок 30 – Сравнение результатов скользящего гармонического анализа рядов среднесуточных и среднемесячных значений уровня моря на ст. Стокгольм за период 1971–2020 гг. Амплитуды годовой, полугодовой, третьгодовой и четвертьгодовой компонент сезонных колебаний уровня моря рассчитаны по среднесуточным (красные кружки) и среднемесячным (синие кружки) данным. Штриховой линией обозначено значение среднеквадратической ошибки расчета амплитуды.

Анализ межгодовой изменчивости амплитуд сезонных колебаний уровня моря

На рисунке (Рисунок 31) приведены результаты стационарного гармонического анализа рядов среднесуточных значений уровня Балтийского моря. Они показывают, что на рассматриваемых мареографических станциях Балтийского моря средние амплитуды гармоник S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} выделяются достоверно. Минимальная амплитуда сезонных колебаний уровня 6,4 см с периодом один год отмечается на юго-западе Балтики у выхода из прол. Зунд (ст. Клагсхамн) (см. Рисунок 31a). На севере прол. Каттегат (ст. Гётеборг) амплитуда S_a возрастает до 9,6 см. При движении от Датских проливов на восток и северо-восток амплитуда этой гармоники увеличивается до 8,7 см на ст. Оскарсхамн, до 9,9 см – на ст. Пионерский в открытой Балтике, до 11,6–12,9 см в Финском заливе (ст. Ханко, Выборг) и достигает максимальных значений 14,5 см на самом севере Ботнического залива (ст. Кеми) (см. Рисунок 31a). Оценки пространственных изменений фазы гармоники S_a статистически значимые, и они свидетельствуют, что сначала максимум годовых колебаний уровня моря наступает в октябре на юго-западе Балтики (ст. Клагсхамн), а затем распространяется на север и северо-восток моря, где он отмечается в ноябре. По сравнению с предшествующим двадцатилетием 1951–1970 гг. [21] в рассматриваемый нами период амплитуды гармоники S_a увеличились на 0,9 – 2,2 см, а максимум годовых колебаний стал наступать позже на 1–2 мес.

У полугодовой гармоники S_{sa} средние амплитуды в 1,6–3,2 раза меньше, чем у S_a . Их наименьшие значения, достигающие 3,0 см, наблюдаются на севере прол. Каттегат (ст. Гётеборг) (см. Рисунок 31b). На юго-западе открытой Балтики амплитуда S_{sa} немного увеличивается до 3,3 см (ст. Клагсхамн) и продолжает расти при движении на север и северо-восток, достигая максимальных значений 6,25 см на северо-востоке Финского залива (ст. Хамина). Статистически достоверное изменение фазы полугодовых колебаний отмечается только в пр. Каттегат, где она увеличивается в юго-восточном направлении на 20° . В открытой Балтике, Ботническом и Финском заливах изменения фазы незначительные и сравнимы со среднеквадратическими ошибками их оценки (см. Рисунок 31b).

Средние амплитуды третьегодовых (S_{ta}) и четвертьгодовых (S_{qa}) гармоник значительно меньше амплитуд гармоник S_a и S_{sa} , они изменяются от 0,83–0,84 см на севере в пр. Каттегат (ст. Гётеборг) до максимальных значений 2,55–2,57 см на востоке Финского залива (см. Рисунок 31c,d). В подавляющем большинстве случаев амплитуды S_{ta} больше, чем S_{qa} , особенно на севере Ботнического залива, где они превышают значения амплитуд S_{qa} в 1,5 раза. Только на севере пр. Каттегат (ст. Гётеборг) и на юго-востоке открытой Балтики (ст. Пионерский) амплитуда S_{ta} незначительно меньше амплитуды S_{qa} (см. Рисунок 31c,d). Оценки фазы этих гармоник имеют большие стандартные ошибки расчета, которые сравнимы или превышают пространственные изменения фазы этих составляющих сезонных колебаний уровня моря (см Рисунок 31g,h).

Сравнение с результатами гармонического анализа из работы [17], в которой рассматривались более продолжительные ряды среднемесячных уровней, охватывающие периоды с начала 1800-х, 1900-х гг. до 2012 г., показывает увеличение амплитуд всех четырех гармоник за последние полвека. Особенно значительное увеличение амплитуды (в 2–6 раз) отмечается у гармоники S_{1a} .

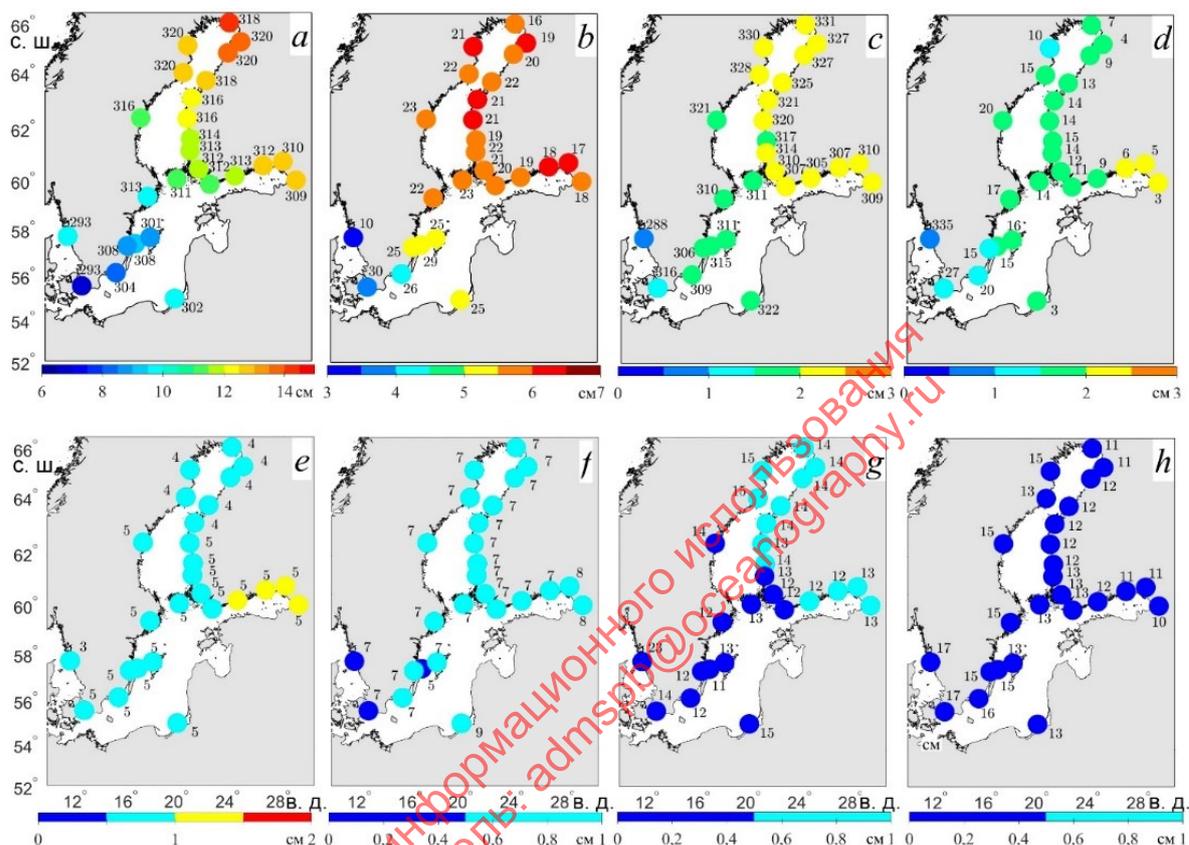


Рисунок 31 – Амплитудно-фазовые характеристики годовой (а), полугодовой (б), третьгодовой (с) и четвертьгодовой (д) составляющих сезонных колебаний уровня Балтийского моря за 1971–2020 гг. по данным мареографических измерений уровня на береговых станциях; среднеквадратические ошибки оценок амплитуд и фаз годовой (е), полугодовой (ф), третьгодовой (г) и четвертьгодовой (д) гармоник. Цветные кружки – амплитуда (см), цифры – фаза (°).

На рисунке (Рисунок 32) показаны примеры рядов составляющих сезонных колебаний уровня моря $\zeta_{sa}(t)$, $\zeta_{ssa}(t)$, $\zeta_{sta}(t)$, $\zeta_{sqa}(t)$, а также их суперпозиции в Финском заливе (ст. Кронштадт) и в открытой Балтике (ст. Висби), оцененные с помощью скользящего гармонического анализа. Отмечается значительная межгодовая изменчивость амплитуд у всех четырех компонент. В отдельные годы их амплитуды достигают 20–40 см, в другие годы они уменьшаются до нескольких сантиметров. На ст. Кронштадт самая большая амплитуда гармоники S_{1a} отмечалась в 1983 г. В этот год произошло самое большое за всю историю Санкт-Петербурга количество наводнений (10 случаев). Во временном ходе амплитуд, составляющих S_{1a} , S_{1sa} , S_{1ta} , S_{1qa} хорошо прослеживается амплитудная модуляция. У годовой компоненты период модуляции равен ~ 20 годам. Подобную особенность в изменениях годовых колебаний уровня

Балтийского моря отмечали авторы работы [100] по результатам анализа рядов среднемесячных значений мареографических измерений уровня моря, выполненного с помощью дискретного вейвлет-преобразования. У компонент S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} период модуляции изменяется приблизительно в диапазоне 2–10 лет (см. Рисунок 32).

На рисунке (Рисунок 33) показаны межгодовые изменения амплитуд гармоник S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} за период 1971–2020 гг. на мареографических станциях Балтийского моря. Для гармоник S_a на всех станциях отмечаются значимые отрицательные тренды, свидетельствующие, что в последние полвека в различных районах Балтики происходило уменьшение амплитуды годовой составляющей сезонных колебаний уровня. Самое большое трендовое уменьшение амплитуды у гармоник S_a отмечается на ст. Кронштадт, где она уменьшилась за полвека на 11,5 см. В отличие от гармоник S_a в межгодовой изменчивости амплитуд гармоник S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} не отмечается значимых линейных трендов.

Наличие значимого отрицательного тренда в изменении гармоник S_a (см. Рисунок 33) противоречит результатам работы [16], авторы которой выделили значимый положительный тренд в межгодовых изменениях амплитуды годовой гармоник на ст. Стокгольм за период 1825–1984 гг. Эти различия в знаках тренда могут быть связаны с тем, что на протяжении двух последних столетий отмечались разнонаправленные тенденции в межгодовых изменениях амплитуд годовой составляющей сезонных колебаний уровня Балтийского моря. Большая продолжительность измерений уровня моря на ст. Стокгольм позволяет более детально исследовать межгодовую изменчивость амплитуды годовой гармоник с учетом последних десятилетий.

В таблице (Таблица 13) приведены результаты взаимного корреляционного анализа межгодовых изменений амплитуды годовой компоненты сезонных колебаний в районах работы различных мареографических станций, которые демонстрируют высокую связь между изменениями амплитуд годовых колебаний уровня в различных регионах моря. Коэффициенты взаимной корреляции изменяются в пределах 0,6–1,0, на ст. Стокгольм – в пределах 0,8–1,0. Эти результаты показывают, что изменения амплитуд годовых колебаний на ст. Стокгольм хорошо отражают ее межгодовые изменения во всем Балтийском море.

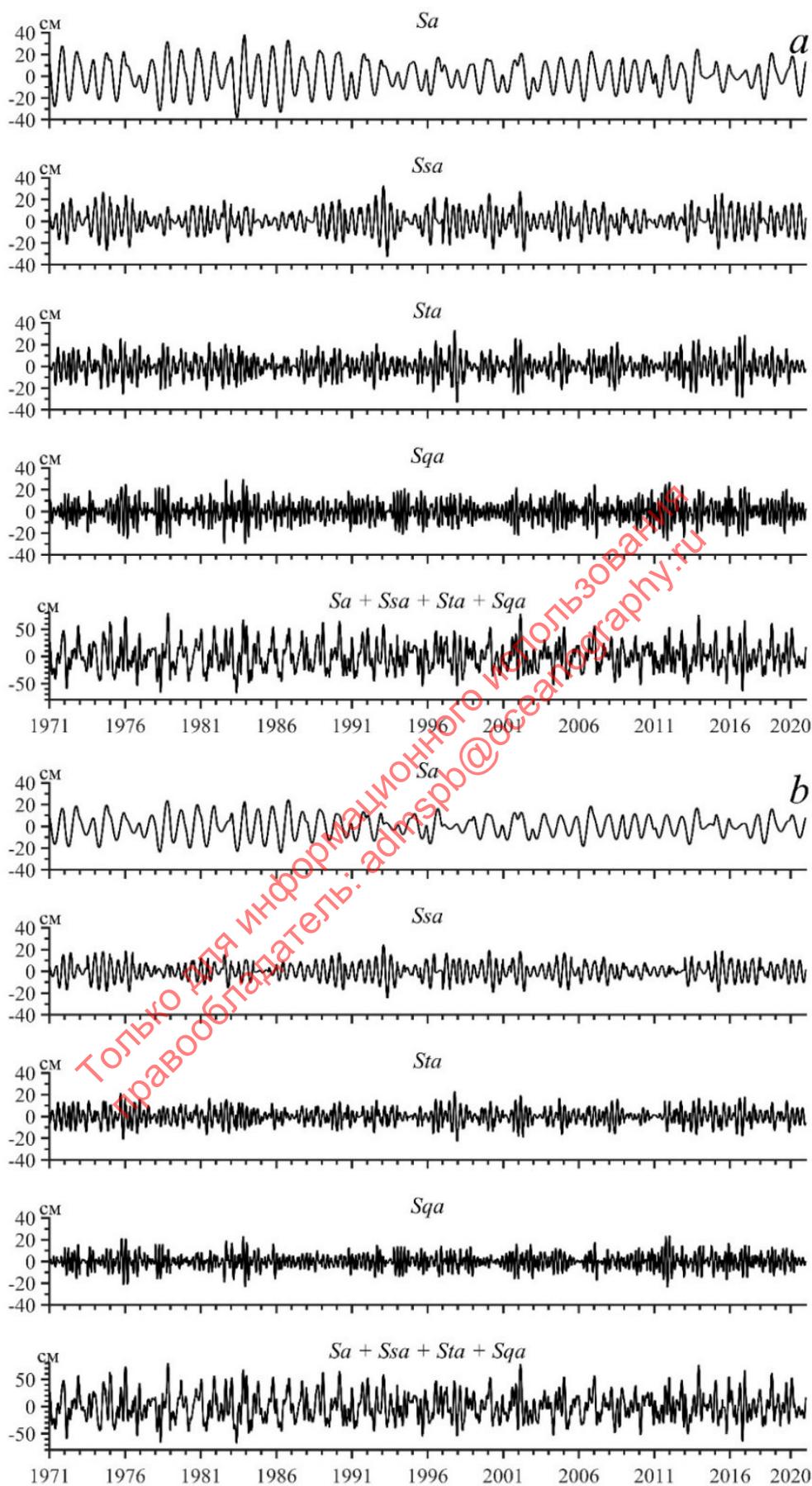


Рисунок 32 – Ряды составляющих сезонных колебаний уровня моря Sa , Ssa , Sta , Sqa и их суперпозиции $Sa + Ssa + Sta + Sqa$ на ст. Кронштадт (а) и Висби (б), полученные с помощью скользящего гармонического анализа

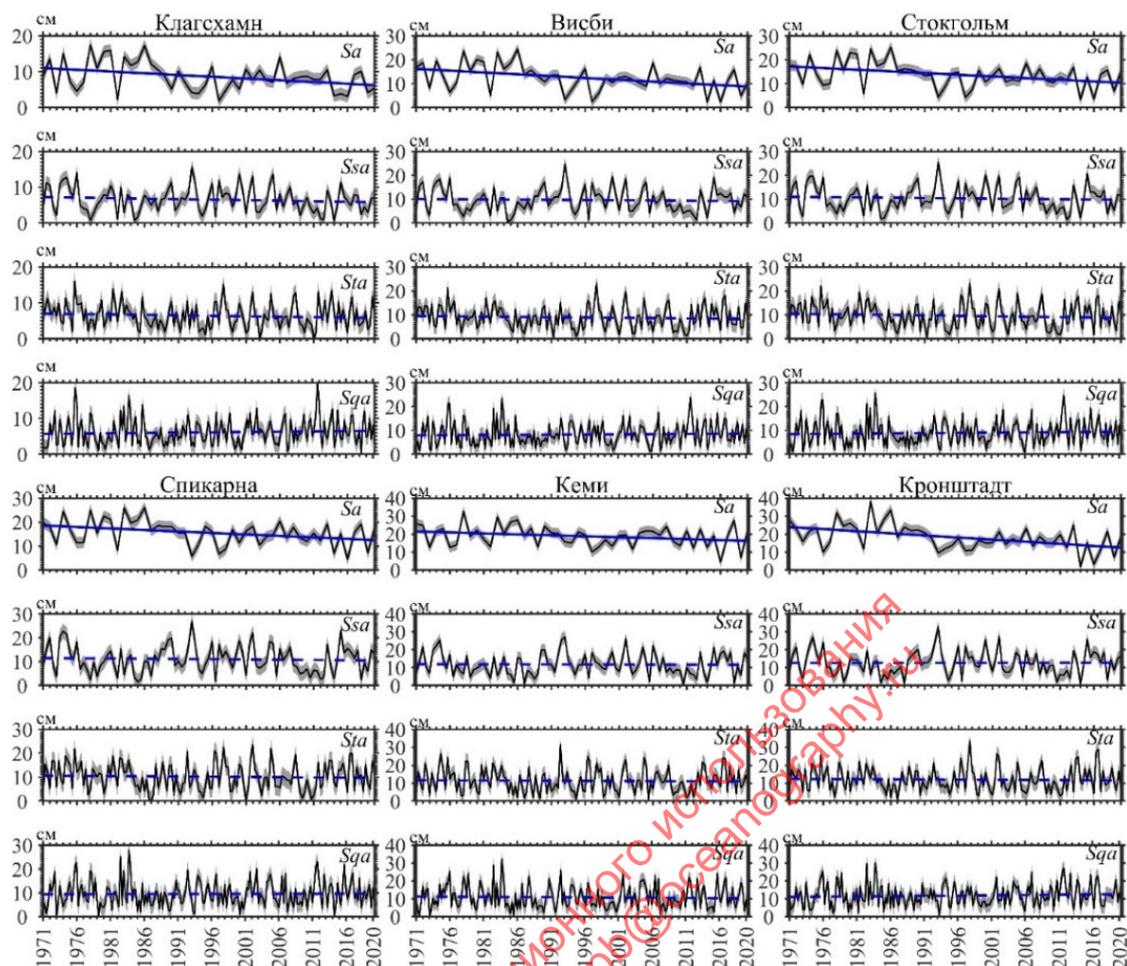


Рисунок 33 – Межгодовые изменения амплитуд четырех компонент сезонных колебаний уровня на различных береговых станциях Балтики (черные кривые). Серым цветом показана среднеквадратическая ошибка расчета амплитуды, синие сплошные и штриховые прямые линии – значимый и незначимый линейные тренды

Таблица 13 – Коэффициенты корреляции между изменениями амплитуды годовой компоненты сезонных колебаний уровня моря на различных мареографических станциях

№ ст.	Номера станций (№)																				
	21	11	2	24	23	17	12	3	4	5	15	14	10	19	9	8	20	7	26	29	
21	1,0	0,9	0,8	1,0	1,0	1,0	0,8	0,9	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9
11	0,9	1,0	0,7	0,9	0,9	1,0	0,9	0,7	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8
2	0,8	0,7	1,0	0,8	0,7	0,8	0,6	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
24	1,0	0,9	0,8	1,0	1,0	1,0	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	1,0	1,0	0,9	1,0	0,9	
23	1,0	0,9	0,7	1,0	1,0	1,0	0,8	0,8	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	
17	1,0	1,0	0,8	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	
12	0,8	0,9	0,6	0,8	0,8	0,9	1,0	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,7	
3	0,9	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,6	1,0	1,0	0,9	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	
4	1,0	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,7	1,0	1,0	1,0	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	1,0	0,9	1,0	0,9	0,9	
5	1,0	0,9	0,8	0,9	1,0	0,9	0,8	0,9	1,0	1,0	0,9	0,8	0,9	1,0	0,9	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	
15	0,9	1,0	0,7	0,9	0,9	1,0	0,9	0,7	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	
14	0,9	1,0	0,7	0,9	0,9	1,0	1,0	0,7	0,8	0,8	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	0,8	
10	0,9	1,0	0,7	0,9	0,9	1,0	0,9	0,7	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	
19	1,0	1,0	0,8	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8	0,9	1,0	1,0	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	
9	1,0	1,0	0,8	0,9	1,0	1,0	0,9	0,8	0,9	0,9	1,0	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8	
8	1,0	0,9	0,8	1,0	1,0	1,0	0,8	0,9	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	
20	1,0	0,9	0,8	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	
7	1,0	0,9	0,8	0,9	1,0	0,9	0,8	0,9	1,0	1,0	0,9	0,8	0,9	1,0	0,9	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	
26	0,9	0,9	0,7	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	
29	0,9	0,8	0,7	0,9	0,9	0,8	0,7	0,8	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	

Примечание. Названия станций, соответствующие исходным номерам

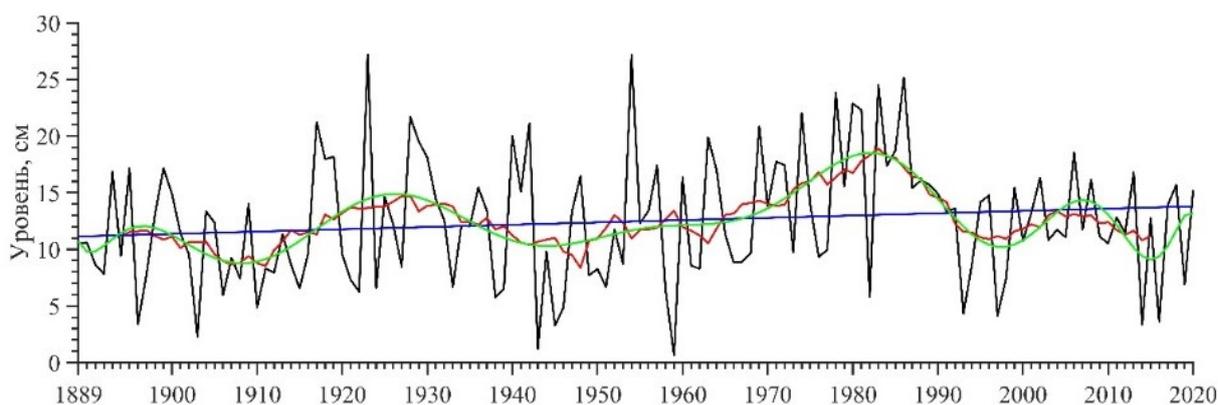


Рисунок 34 – Межгодовые изменения амплитуды годовой компоненты сезонных колебаний уровня моря на ст. Стокгольм за период 1889–2020 гг. (черная кривая), линейный тренд (синяя прямая), полином 15-й степени (зеленая кривая), 11-летнее скользящее среднее (красная кривая)

Рисунок (см. Рисунок 34) демонстрирует изменения во времени амплитуды годовых колебаний уровня моря на ст. Стокгольм за период 1889–2020 гг., оцененные с помощью скользящего гармонического анализа. В отличие от работы [16], в которой за более ранний период 1825–1984 гг. был получен значимый положительный тренд в изменениях амплитуды годовых колебаний уровня моря на ст. Стокгольм, в рассматриваемый нами период здесь отмечается уже статистически незначимый положительный тренд, который может свидетельствовать, что в исследуемый нами 132-летний период произошли заметные изменения в режиме гидрометеорологических процессов, определяющих межгодовые изменения годовых колебаний уровня моря. Наблюдаются разнонаправленные тенденции в изменениях амплитуды гармоника S_a . Наиболее значительное увеличение амплитуды годовых колебаний уровня моря отмечалось в периоды с начала 1900-х гг. до середины 1920-х и с 1940-х гг. до начала 1980-х, когда максимальные значения амплитуд достигали 25–27 см. С середины 1880-х гг. до конца 1890-х и с начала 1920-х гг. до начала 1940-х наблюдается заметное уменьшение амплитуды гармоника S_a , когда в отдельные годы ее значения снижались до 1,5–2,5 см. С начала 1980-х гг. по настоящее время наблюдается значительное волнообразное уменьшение амплитуды годовых колебаний.

Анализ механизмов межгодовой изменчивости амплитуд годовых колебаний уровня моря

Остается открытым вопрос о физических механизмах столь значительных изменений во времени характеристик годовых колебаний уровня Балтийского моря и, в частности, о причинах значимого отрицательного тренда в вариациях их амплитуд в последние полвека (см. Рисунок 33).

Изучение причин сезонных колебаний уровня моря должно строиться на теоретических представлениях о механизмах его крупномасштабных колебаний. Наиболее полно эти механизмы описаны на основе анализа формализованного уравнения гидростатики [18], а также проинтегрированного по глубине уравнения неразрывности массы [19,20]. В этих уравнениях

скорость изменения уровня моря связана с вариациями динамических, стерических и воднобалансовых процессов. Влияние динамических процессов на изменения сезонных колебаний уровня моря определяется сезонными изменениями атмосферного давления и ветра [18–20]. Стерическая составляющая сезонных возмущений уровня моря связана с сезонными изменениями плотности морской воды [18]. Колебания уровня Балтийского моря, вызываемые изменениями водного баланса, обуславливаются сезонными изменениями атмосферных осадков, материкового стока, испарения и водообмена с Северным морем [20].

Для исследования причин нестационарности годовых колебаний уровня Балтики использовались взаимный корреляционный и регрессионный анализы колебаний уровня моря с различными гидрометеорологическими процессами [22,32,33,101,102]. Результаты, представленные в перечисленных работах, показали, что наблюдается высокая корреляция между изменениями во времени годовых колебаний уровня моря и зонального ветра, атмосферного давления и температуры воздуха, в то время как с речным стоком корреляция отсутствовала [101]. Регрессионный анализ также показал определяющий вклад ветра и атмосферного давления в описание межгодовой изменчивости сезонных колебаний уровня Балтийского моря [100,102].

В работе [74] для более представительной оценки корреляции между многолетними изменениями составляющих сезонных колебаний уровня Балтийского моря, оцененных по спутниковым альтиметрическим данным, и различных гидрометеорологических процессов было предложено перейти к их аномалиям путем исключения стационарной компоненты из рядов нестационарных составляющих сезонных колебаний уровня моря и других процессов, полученных с помощью скользящего гармонического анализа. Результаты такого анализа свидетельствовали, что для всех четырех гармоник (S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa}) отсутствовала связь между аномалиями уровня моря и составляющими пресного баланса (осадки, испарение, материковый сток), в то время как с аномалиями ветра и атмосферного давления отмечалась высокая корреляция [74]. Кроме этого, для гармоники S_a отмечалась высокая связь с годовыми аномалиями температуры воздуха (которые могут быть связаны с термостерическими колебаниями уровня моря), а с годовыми аномалиями водного транспорта через Датские проливы коэффициенты корреляции были низкими. Для гармоник S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} , наоборот, отмечались высокие коэффициенты корреляции между сезонными аномалиями уровня моря и водного транспорта [74].

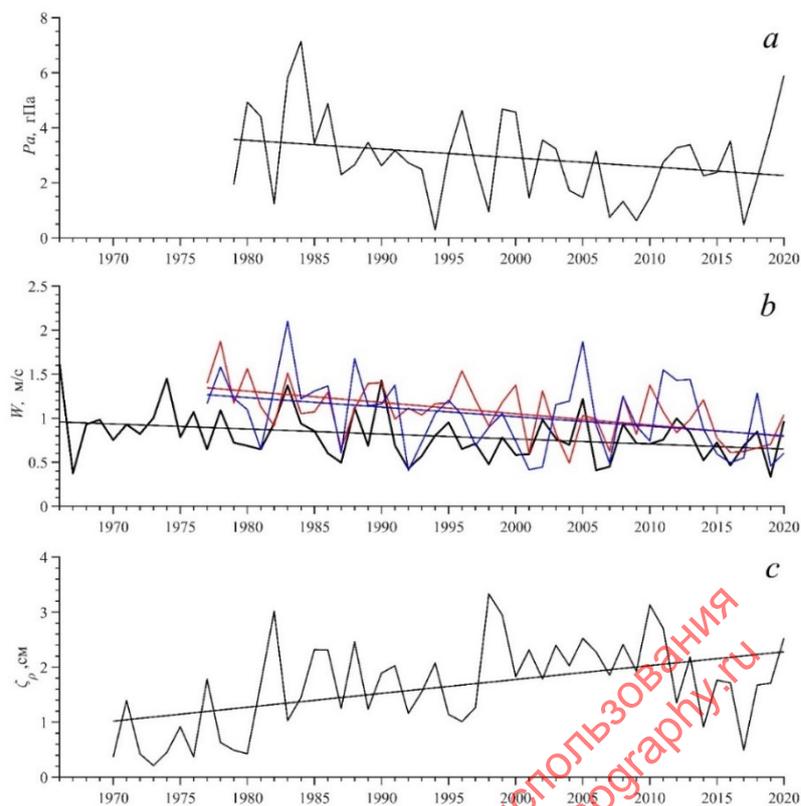


Рисунок 35 – Межгодовые изменения амплитуды годовой компоненты сезонных колебаний атмосферного давления на ст. Кронштадт (а), скорости ветра на ст. Выборг (черная кривая), Озерки (красная кривая), Пионерский (синяя кривая) (b) и стерических колебаний уровня моря на ст. ВУ-15 (с). Прямые линии – значимые линейные тренды

Учитывая результаты перечисленных работ, можно предположить, что наблюдающиеся в последние полвека значимые отрицательные тренды в изменениях амплитуд годовых колебаний уровня должны быть связаны с изменениями годовых колебаний ветра, атмосферного давления и плотности морской воды.

На рисунке (Рисунок 35) показаны межгодовые изменения амплитуд гармоник S_a атмосферного давления и ветра на гидрометеорологических станциях Балтийского моря, а также стерических колебаний уровня на станции ВУ-15, полученные по результатам скользящего гармонического анализа. Хорошо видно, что так же, как у изменений годовых колебаний уровня моря (см. Рисунок 33), в последние полвека отмечаются значимые отрицательные тренды в изменениях амплитуды годовых колебаний атмосферного давления и ветра (см. Рисунок 35a,b). Результаты взаимного корреляционного анализа (см. Таблица 14), приведенного ниже, свидетельствуют, что между изменениями годовых аномалий уровня моря $\zeta_{sa}(t)'$ и атмосферного давления $P_{sa}(t)'$, а также изменчивостью ветра $W_{sa}(t)'$ на разных станциях отмечаются высокие значения коэффициентов корреляции, достигающие 0,66–0,78, что хорошо согласуется с результатами других работ [22,32,33,101,102]. Однако в вариациях амплитуды стерических колебаний с периодом один год, наоборот, наблюдается значимый положительный тренд (см Рисунок 35c).

Таблица 14 – Максимальные значения коэффициентов корреляции R и временные сдвиги τ (в скобках) между аномалиями годовых колебаний уровня моря $\zeta_{sa}(t)$ и годовыми аномалиями атмосферного давления $P_{asa}(t)$, ветра $W_{sa}(t)$ и стерических колебаний уровня $\zeta_{\rho sa}(t)$ в разных районах Балтики.

Коррелируемые процессы на станциях	$R(\tau)$
$\zeta_{sa}(t)$ в Кронштадте - $P_{asa}(t)$ в Кронштадт	-0.74 (0)
$\zeta_{sa}(t)$ в Кронштадте - $W_{sa}(t)$ в Озерках	0.67 (0)
$\zeta_{sa}(t)$ в Пионерском - $W_{sa}(t)$ в Пионерском	0.78 (0)
$\zeta_{sa}(t)$ в Выборге - $W_{sa}(t)$ в Выборге	0.66 (0)
$\zeta_{sa}(t)$ в Висби - $\zeta_{\rho sa}(t)$ на станции ВУ-15	-0.09 (-1)
$\zeta_{sa}(t)$ в Клайпеде - $\zeta_{\rho sa}(t)$ на станции ВУ-15	-0.16(-1)

Размах изменений амплитуд годовых колебаний атмосферного давления на ст. Кронштадт достигает 6,7 гПа (0,3–7,0 гПа), а их трендовое уменьшение составляет 1,3 гПа (см. Рисунок 35а). Согласно закону «обратного барометра», таким изменениям атмосферного давления соответствуют вариации статических колебаний уровня моря в диапазоне 0,3–7,0 см и 1,3 см – в изменениях тренда. Хотя это заметные изменения уровня, но они не являются определяющими для объяснения суммарных изменений амплитуд уровня моря у гармоники S_a на ст. Кронштадт, где амплитуды $\zeta_{sa}(t)$ изменяются в диапазоне 1,8–38,3 см, а их трендовое уменьшение составляет 11,5 см (23,9–12,4 см).

Максимальная амплитуда стерических колебаний уровня $\zeta_{\rho sa}(t)$ на станции ВУ-15 очень маленькая (3,3 см), и она более чем в два раза меньше амплитуды годовых статических колебаний уровня (см. Рисунок 35). Максимальная амплитуда суммарных годовых колебаний уровня $\zeta_{sa}(t)$ в ближайшем пункте Висби достигает 24.4 см. Взаимный корреляционный анализ между аномалиями $\zeta_{sa}(t)$ в Висби и Клайпеде с аномалиями $\zeta_{\rho sa}(t)$ на станции ВУ-15 показывает отсутствие связи между этими процессами (см. Таблица 14). Эти результаты свидетельствуют, что межгодовые изменения годовых стерических колебаний уровня моря не могут быть причиной наблюдающихся в последние полвека значимых уменьшений амплитуд гармоники S_a (Рисунок 33).

Учитывая, что в предыдущих работах показано отсутствие стационарной связи между аномалиями $\zeta_{sa}(t)$ и годовыми аномалиями составляющих водного баланса [23,103] полученные здесь результаты позволяют предположить, что основной причиной наблюдающихся в последние полвека значимых уменьшений амплитуды годовых колебаний уровня Балтийского моря являются уменьшения амплитуды годовых колебаний ветра и, в меньшей степени, - атмосферного давления.

2.5 МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ

Межгодовая изменчивость характеристик штормовых нагонов в Финском заливе

Под штормовым нагоном будем понимать значительный подъём уровня моря в прибрежной зоне, продолжительностью от часов до нескольких суток, вызываемый суммарным действием вращения Земли, сил касательного трения ветра, градиента атмосферного давления и его статического эффекта в глубоком циклоне, а также длинной волны, которая генерируется под прямым воздействием анемобарических сил или же в результате резонанса этих сил с собственными колебаниями морского бассейна. Определённый вклад в интенсивность и межгодовую изменчивость штормовых нагонов могут оказывать превышения уровня моря, вызванные индуцированными колебаниями, а также фоновыми возмущениями уровня моря: вековыми, многолетними, сезонными, синоптическими [104]

На рисунке (см. Рисунок 36) показаны результаты межгодовых изменений количества случаев штормовых нагонов, оцененных по критерию $\geq 3\sigma$. В зависимости от года и местоположения станции, количество штормовых нагонов, превышающих значение 3σ , меняется в Финском заливе в широких пределах: от 0 - 1 случаев в год до 16 – 52 случаев. Максимальное количество штормовых нагонов в заливе (от 19 до 52), выделенных по критерию $>3\sigma$, приходится на 1983 год. В этот год в Санкт-Петербурге произошло наибольшее количество наводнений (10 случаев) за всю 317-летнюю историю города [105,106]. Не отмечается больших различий в количестве штормовых нагонов у противоположных друг другу северных и южных материковых побережий залива (Хельсинки и Таллин, Хамина и Силламяе). Однако, на островной станции Гогланд количество штормовых нагонов в отдельные годы меньше почти в 1.5 – 4.0 раза по сравнению с расположенной к северу от неё материковой станцией Хамина. Оценки штормовых нагонов по самым длинным рядам уровня (≥ 30 лет) свидетельствуют, что, за исключением Выборга, во всех случаях отмечается отрицательный тренд, который, однако, не является значимым (Рисунок 36). На станции Выборг тренд отсутствует.

В таблице (см. Таблица 15) приведены оценки продолжительности штормовых нагонов с подъёмами уровня $>3\sigma$. Они меняются в зависимости от района от своих минимальных значений 1 час до максимальных значений 26 – 96 часов. Средние оценки периодов штормовых нагонов варьируются от 6,7 до 9,0 часов.

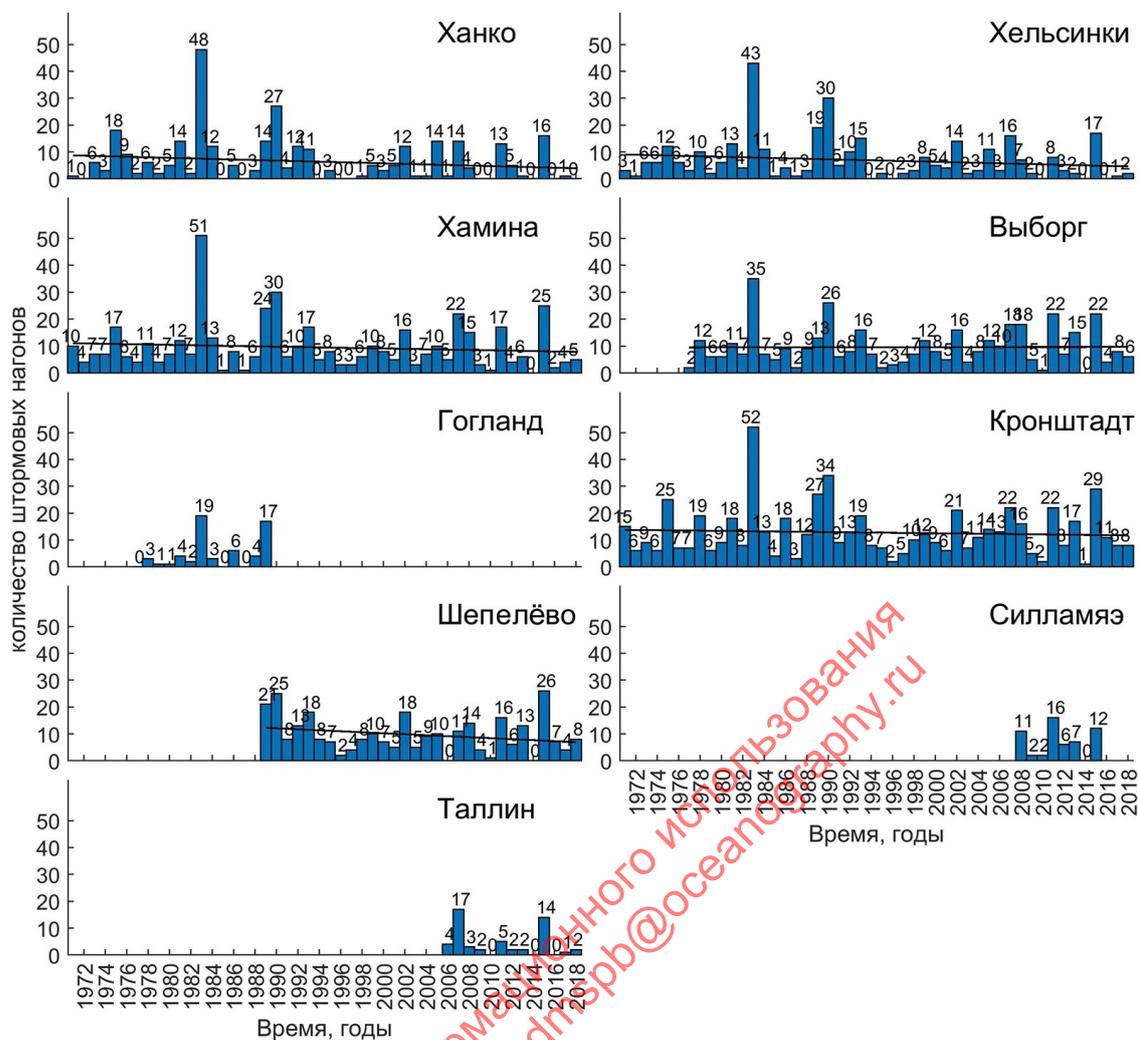


Рисунок 36 – Межгодовые изменения количества случаев штормовых нагонов, выделенных по критерию $>3\sigma$, на станциях в Финском заливе. Цифры над столбиками — количество штормовых нагонов. Для самых длинных рядов прямой линией показан линейный тренд [104].

Таблица 15 – Оценки продолжительности (в часах) штормовых нагонов с подъёмами уровня $>3\sigma$: минимальная (Tmin), средняя (T), максимальная (Tmax)

Станции	Tmin	T	Tmax
Ханко	1.0	9.0	96
Хельсинки	1.0	9.0	47
Хамина	1.0	7.3	47
Гогланд	1.0	7.6	27
Выборг	1.0	9.6	83
Кронштадт	1.0	6.9	57
Шепелево	1.0	7.3	45
Силламяэ	1.0	7.1	35
Таллин	1.0	6.7	26

Динамика метеорологических элементов во время штормовых нагонов в Финском заливе

Рисунок (Рисунок 37) иллюстрирует изменения во времени дисперсии превышений уровня моря с периодами < 5 суток на различных станциях Финского залива. Наблюдается существенное увеличение дисперсии этих превышений при движении на восток от 6.5-15.0 см^2 на западе (Ханко) до 40-118 см^2 на востоке залива (Шепелево, Кронштадт). Можно отметить, что на всех остальных станциях Финского залива (кроме Выборга) отмечаются отрицательные линейные тренды в изменениях дисперсии, что свидетельствует об уменьшении интенсивности положительных возмущений уровня моря, формирующих штормовые нагоны. Однако в западной и центральной северной частях залива (Ханко, Хельсинки, Хамина) эти тренды не являются значимыми, в то время как на востоке залива (Кронштадт, Шепелево) отрицательные линейные тренды – значимые. Рассчитанные квадратичные тренды значимы на всех станциях, кроме Ханко. Они свидетельствуют, что в центральной части залива (Хельсинки и Хамина) с начала 1970-х по конец 1980-х отмечалась тенденция к увеличению дисперсии положительных возмущений уровня моря в диапазоне штормовых нагонов, а с начала 1990-х по настоящее время наблюдается тенденция уменьшения их дисперсии. В Выборге квадратичный тренд показывает увеличение дисперсии колебаний уровня, вызывающих штормовые нагоны, с конца 1970-х по начало 2000-х, а затем – уменьшение их дисперсии до 2018 г. На востоке Финского залива (Кронштадт и Шепелево) квадратичные тренды показывают уменьшение интенсивности положительных возмущений уровня моря в диапазоне формирования штормовых нагонов на всём протяжении рассматриваемых временных рядов.

На рисунке (см. Рисунок 38) представлены оценки максимальных подъёмов уровня (ζ_{\max}) за каждый год. Значения максимумов уровня моря увеличиваются при движении с запада на восток от 50-124 см на самой западной станции Ханко, 60 -195 см в центральной части (Хельсинки, Хамина) и до 80 – 238 см на востоке залива (Выборг, Кронштадт, Шепелево). Хорошо видно, что на всех станциях, кроме Выборга, отмечается уменьшение значений максимумов. Об этом свидетельствуют отрицательные линейные тренды в изменениях максимальных значений уровня, которые, однако, не являются значимыми. На станции Выборг линейный тренд отсутствует. Оценки квадратичных трендов показывают, что они являются значимыми только на западе и в центральной части северного побережья Финского залива (Ханко, Хельсинки, Хамина), где до начала 1990-х отмечалось незначительное увеличение максимумов, а затем их уменьшение до настоящего периода. На востоке Финского залива квадратичные тренды в изменениях максимумов значений уровня моря не выражены.

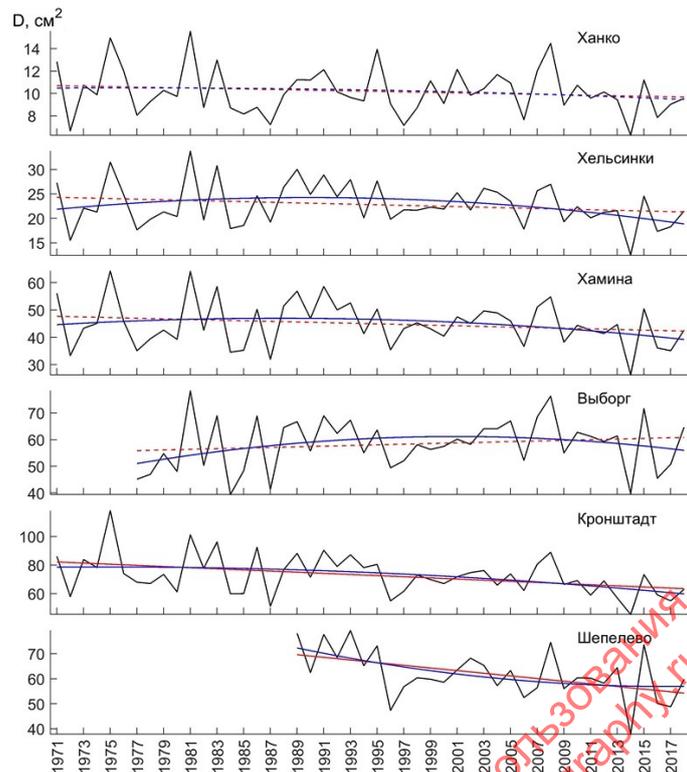


Рисунок 37 – Дисперсия (D) остаточных (после фильтрации) положительных превышений уровня у колебаний с периодами < 5 суток. Прямой красной линией обозначены значимый (сплошная линия) и незначимый (пунктир) линейные тренды. Синие линии - значимый (сплошная линия) и незначимый (пунктир) квадратичные тренды [104]

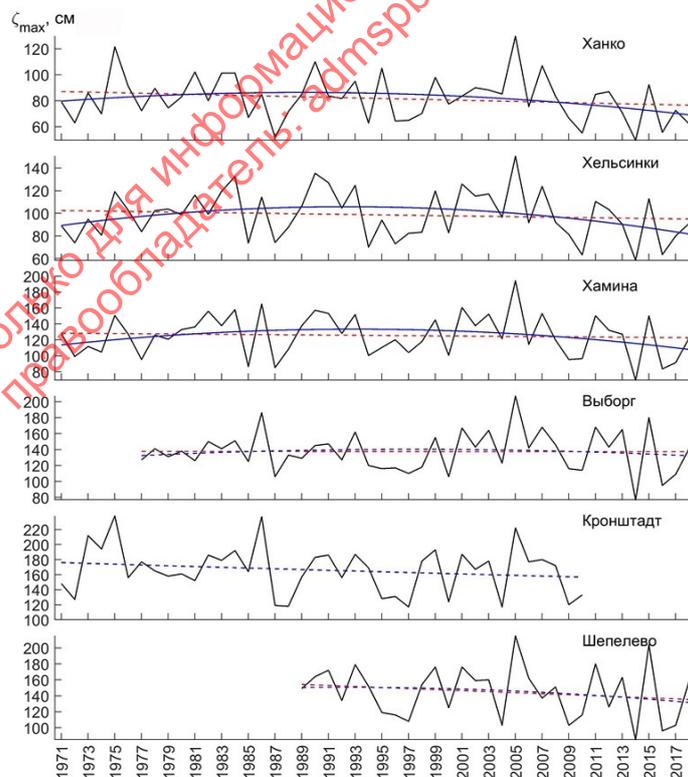


Рисунок 38 – Межгодовые изменения оценок максимальных за год значений уровня моря. Прямая пунктирная линия - линейный тренд. Синие линии - значимый (сплошная линия) и незначимый (пунктир) квадратичные тренды.

Таким образом, анализ изменений во времени различных характеристик штормовых нагонов свидетельствует в большинстве случаев, о слабой и не всегда значимой тенденции к уменьшению их количества, дисперсии и максимумов уровня.

На рисунке (см. Рисунок 39) представлены двухмерные плотности распределения вероятностей векторов скорости ветра, оцененные по инструментальным измерениям ветра на гидрометеорологической станции Выборг (ГМС Выборг) во время штормовых нагонов, превышающих 3σ , а также приведены такие же плотности распределения векторов ветра, но рассчитанные по данным реанализа ERA5 для точек, ближайших к станциям уровенных измерений.

Рисунок 39 иллюстрирует, что для рассматриваемых районов северного побережья Финского залива и в районе его вершины преобладает одномодовая структура плотностей вероятности векторов ветра, свидетельствующая, что штормовые нагоны здесь происходят при ветрах западных румбов, дующих с наиболее вероятной скоростью 9-11 м/с, причем вероятность таких ветров увеличивается при движении с запада на восток. У южного побережья залива структура ветра во время штормовых нагонов меняется: в распределениях вероятностей векторов скорости ветра появляются другие моды. В отличие от северного побережья, в Таллине и Силламяе штормовые нагоны с подъемами уровня больше 3σ происходят чаще всего при западных и юго-западных ветрах с меньшими значениями наиболее вероятной скорости ветра в 5 м/с. Кроме этого, здесь, а также у станции Шепелево, выделяются по направлениям менее выраженные моды северо-восточных и юго-восточных (у Силламяе) ветров. В районе станции Шепелево, кроме моды юго-западных ветров со скоростями 11 м/с выделяется равнозначная ей мода скоростей ветра в 7 м/с, имеющих такие же направления. Видно также, что вероятность значений ветра у южного побережья увеличивается с востока на запад.

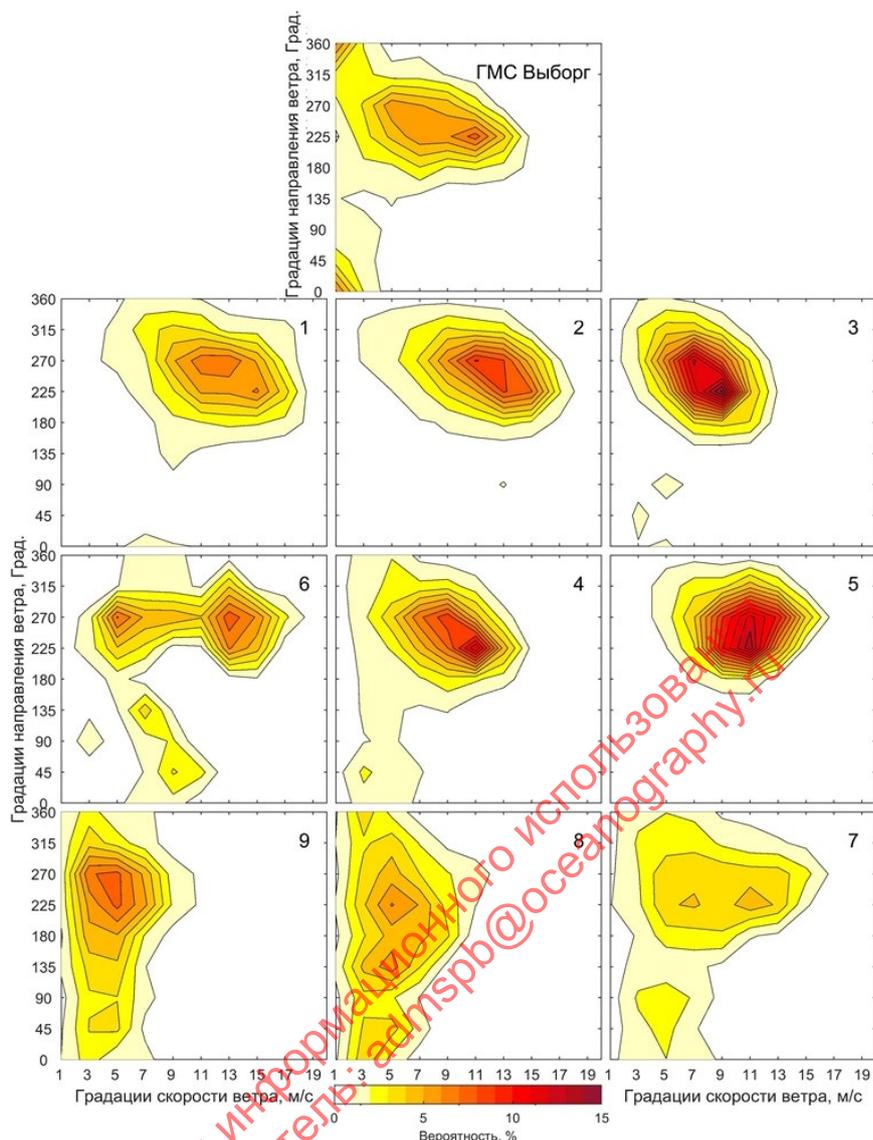


Рисунок 39 – Двухмерные плотности распределения вероятностей векторов скорости ветра, рассчитанные для периодов штормовых нагонов уровня моря, превышающих 3σ , по инструментальным измерениям на ГМС Выборг и по данным реанализа ERA-5. Цифры на рисунках соответствуют точкам сеточной области реанализа ERA-5 в Финском заливе.

На рисунке (см. Рисунок 40) представлены распределения вероятностей значений атмосферного давления во время штормовых нагонов с подъёмом уровня моря $>3\sigma$. У северного побережья и в вершине залива (Кронштадт) наиболее вероятные значения атмосферного давления во время штормовых нагонов равны 995 гПа. При движении к югу наиболее вероятные значения атмосферного давления увеличиваются до 1010 гПа (район Гогланда). У южного побережья Финского залива наибольшую вероятность имеют значения атмосферного давления в 1005 – 1015 гПа (Рисунок 40). Результаты, приведённые на рисунке (Рисунок 40) свидетельствуют, что атмосферное давление над Финским заливом во время штормовых нагонов не является очень низким. Это связано с тем, что траектории движения центров циклонов, вызывающих штормовые нагоны, проходят севернее Финского залива [107–109].

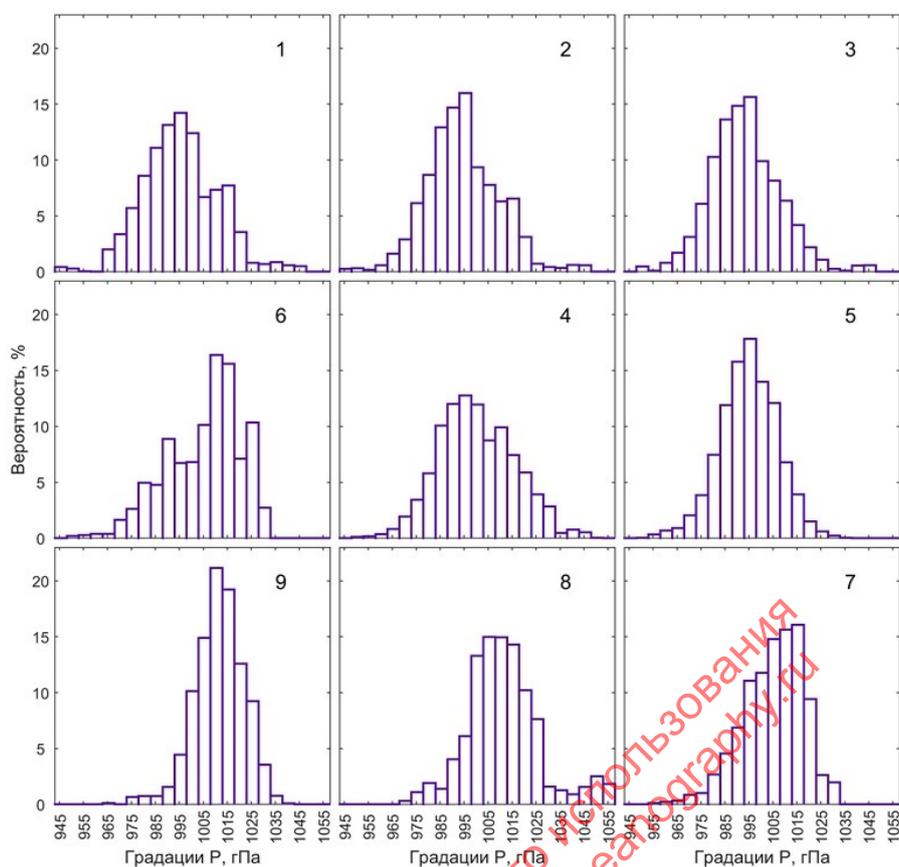


Рисунок 40 – Распределения вероятностей значений атмосферного давления во время штормовых нагонов с подъёмом уровня моря $\geq 3\sigma$.

Для интерпретации выявленных особенностей в изменениях штормовых нагонов были проанализированы современные тенденции метеорологических процессов. На рисунке (см. Рисунок 41) показаны межгодовые изменения оценок линейного инварианта тензора дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления $I_1(0)$ как одной из характеристик показателя интенсивности циклогенеза в атмосфере. Во всех трёх районах Финского залива отмечаются отрицательные значимые линейные тренды в оценках $I_1(0)$, свидетельствующие о снижении интенсивности атмосферных циклонов над Финским заливом в конце XX и начале XXI веков.

О снижении циклонической активности над Финским заливом свидетельствуют результаты анализа инструментальных измерений ветра на станциях Озерки и Выборг во второй половине XX и начале XXI веков. На рисунке (см. Рисунок 42) показаны случаи ветра западных румбов, имевшего скорости ≥ 11 м/с отмечавшихся на этих станциях с сентября по февраль и максимальные за год значения ветра. Результаты свидетельствуют, что во временном ходе различных характеристик ветра отмечаются выраженные отрицательные значимые тренды.

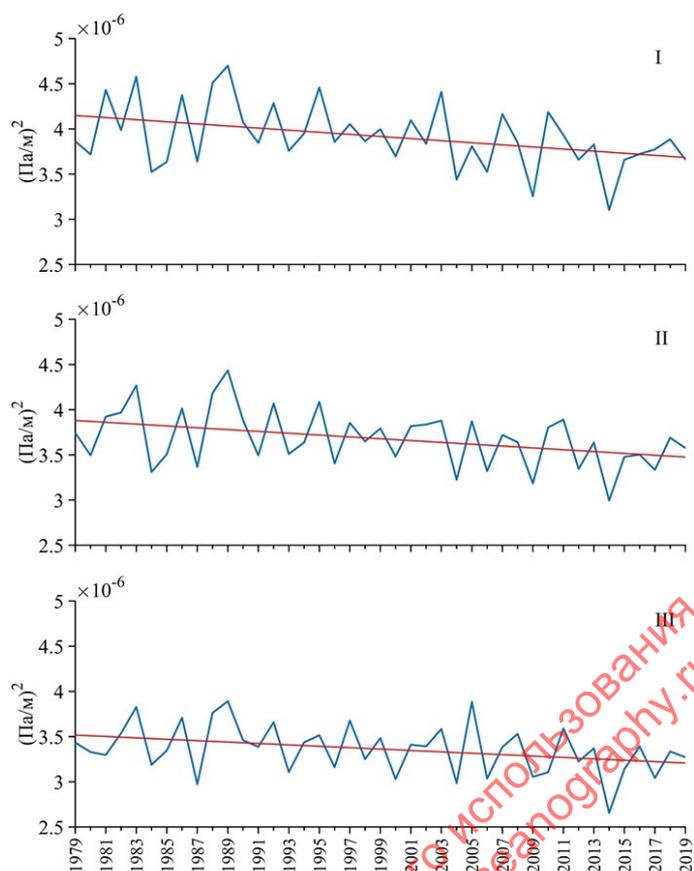


Рисунок 41 – Изменение линейного инварианта тензора дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления $\Pi(0)$ в атмосферных циклонах над тремя районами Финского залива: западным (I), центральным (II) и восточным (III). Красной линией обозначен линейный тренд.

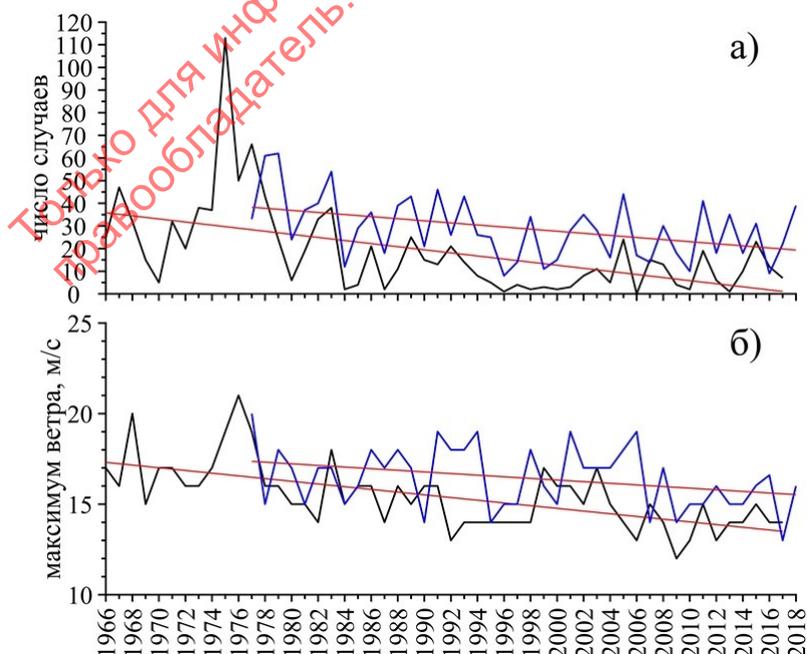


Рисунок 42 – Межгодовые изменения количества случаев, когда ветер на ГМС станциях Озерки (синяя линия) и Выборг (черная линия) имел направления ЮЗ-СЗ (225° - 315°) и скорости ≥ 11 м/с в период с августа по март включительно (а), а также значений максимальной скорости ветра за каждый год на этих станциях (б). Прямыми красными линиями показаны значимые линейные тренды.

Полученные нами результаты оценок статистических характеристик штормовых нагонов в различных прибрежных районах Финского залива свидетельствуют, что в последние десятилетия отмечается тенденция уменьшения их количества, дисперсии и максимумов уровня моря. Эти результаты отличаются от выполненного ранее исследования штормовых нагонов в открытой Балтике, Ботническом и Финском заливах в период 1960 – 2010 гг., в котором были отмечены положительные тренды в межгодовых изменениях количества штормовых нагонов [110]. Не исключено, что различия между нашими и предыдущими оценками могут быть связаны с более поздним периодом анализа штормовых нагонов в данной работе, а также иной методикой их выделения.

Интенсивность штормовых нагонов зависит от параметров атмосферных циклонов: их количества, глубины, скорости движения, направления и скорости ветра, траекторий перемещения [111,112]. В работе Гордеевой и Малинина [113] был выделен значимый квадратичный тренд в межгодовых изменениях количества атмосферных циклонов, движущимся по наводненческим траекториям над регионом северо-восточной Балтики в период с 1958 по 2008 гг., который свидетельствует о выраженном уменьшении количества таких циклонов со второй половины 1980-х годов. Результаты анализа метеорологической информации, представленные нами на рисунках (см. Рисунок 41, Рисунок 42), также свидетельствуют о снижении интенсивности циклогенеза в атмосфере над Балтийским морем в последние десятилетия. На это указывают значимые отрицательные тренды в оценках линейного инварианта тензора дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления $I_1(0)$ над тремя районами Финского залива (Рисунок 41) и уменьшение случаев ветров западных румбов, а также максимумов скорости ветра (Рисунок 42). Такие же отрицательные тренды отмечаются в характеристиках ветра и волнения по данным инструментальных измерений на юго-востоке и северо-западе открытой Балтики [30]. Можно предположить, что отмеченные нами изменения метеорологических параметров могли быть вызваны смещениями траекторий движения атмосферных циклонов над Балтийским морем. Однако, пространственно-временной квантильный анализ положений центров атмосферных циклонов над Балтикой в период с 1979 по 2010 гг. не выявил значимого тренда в изменениях траекторий циклонов [107].

По-видимому, в интенсивности атмосферного циклогенеза над Балтикой существуют долгопериодные цикличности, связанные с изменениями климата и крупномасштабного взаимодействия в системе океан-атмосфера в регионе Северной Атлантики [41], которые находят отражение в межгодовых изменениях характеристик штормовых нагонов в Балтийском море. Действительно, анализ более продолжительных метеорологических данных свидетельствует, что с начала прошлого века и до 1980-х годов в различных районах открытой Балтики и Финского

залива наблюдалось увеличение дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления, после чего наметилось заметное снижение в оценках дисперсии [114].

История Санкт-Петербурга свидетельствует, что за 317-летний период существования города в изменении количества невыходных наводнений наблюдается значимый положительный тренд [109]. Однако это увеличение происходило неравномерно: во временном ходе оценок наводнений выделяются периоды выраженных увеличений и уменьшений их количества с максимумами, отмечавшимися в 1750-х, 1860-1870-х и 1980-х годах. Период между этими максимумами приблизительно равняется 110 – 120 годам [95].

Полученные нами в данной работе результаты согласуются с оценками характеристик атмосферных циклонов, выполненными Г.С. Голицыным с соавторами [58]. В этой работе оценивались статистические характеристики циклонов и антициклонов в северном полушарии в широтном поясе 20-80°с.ш. по данным NCEP/NCAR реанализа и по расчетам с климатической моделью общей циркуляции Института вычислительной математики РАН (КМОЦ ИВМ РАН). При расчетах по модели для XXI века использовался антропогенный сценарий SRES-A2, наиболее интенсивный по эмиссиям парниковых газов из сценариев, предложенных Межправительственной группой экспертов по изменению климата (IPCC). Результаты анализа характеристик циклонов по данным NCEP/NCAR и расчетам с КМОЦ ИВМ РАН показали, что с конца XX века для холодного периода (октябрь – март) наметилась тенденция к уменьшению количества циклонов, которая становится более выраженной на протяжении XXI века.

Только для информационного использования
правообладатель: atm@spb@ossamgraff.ru

2.6 ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Межгодовая изменчивость температуры и солёности воды

На рисунке (см. Рисунок 43) показаны изменения температуры воды на поверхности и в придонном слое в период 1970-2022 гг. на океанологических станциях международного мониторинга. Хорошо видно, что в поверхностном слое везде отмечаются положительные тренды в изменениях температуры, которые не являются значимыми, в то время как в придонных слоях на всех рассматриваемых океанологических станциях наблюдаются значимые положительные тренды, свидетельствующие о повышении температуры водной массы Балтийского моря в последние пол века. На юго-западе моря (ст. ВУ5) в придонном слое этот трендовый рост температуры воды составил $+1,9^{\circ}\text{C}$, в центральной части открытой Балтики (ст. ВУ15) он составил $+1,45^{\circ}\text{C}$, в Финском заливе $+1,65^{\circ}\text{C}$, в Ботническом море (ст. F26) $+0,75^{\circ}\text{C}$, на севере Ботнического залива (ст. ВО3) $+1,20^{\circ}\text{C}$ (см. Рисунок 43).

Значительные изменения отмечаются в последние полвека и в солёностном режиме Балтийского моря (см. Рисунок 44). В поверхностном слое везде наблюдаются значимые отрицательные тренды, свидетельствующие о снижении солёности. Однако отмечающееся понижение солёности не является монотонным. До конца 1970-х – начала 1980-х годов солёность на поверхности везде росла, а затем уменьшалась до конца 1990-х годов, после чего в открытой Балтике наметился её небольшой рост, почти не заметный в Ботническом и Финском заливах. На севере Ботнического залива (ст. ВО3) в поверхностном слое трендовое уменьшение солёности составило $-0,65\text{‰}$ (см. Рисунок 44), в Ботническом море (ст. F26) $-0,60\text{‰}$, в Финском заливе $-0,43\text{‰}$, в центральной части открытой Балтики (ст. ВУ15) оно достигло $-0,65\text{‰}$, на юго-западе моря (ст. ВУ5) $-0,42\text{‰}$.

Более значительные изменения солёности происходили в последние полвека в придонном слое Балтийского моря. В открытой Балтике и Финском заливе у дна в изменениях солёности наблюдаются значимые квадратичные тренды, свидетельствующие о том, что до первой половины 1990-х годов солёность здесь уменьшалась, достигнув минимальных значений в $14,00\text{‰}$ в Борнхольмском бассейне, $11,15\text{‰}$ в Готландской впадине и $6,2\text{‰}$ в Финском заливе. Затем солёность в придонном слое стала расти, увеличившись в открытой Балтике до максимальных за полвека значений в $19,7\text{‰}$ в 2014 г. (Борнхольмский бассейн) и $13,8\text{‰}$ в 2015 г. (Готландская впадина). В Финском заливе придонная солёность в последние семь лет приблизилась к её максимальным значениям, отмечавшимся в 1970-х годах (см. Рисунок 44). В Ботническом заливе наблюдаются значимые отрицательные линейные тренды в изменениях придонной солёности. В Ботническом море (ст. F26) трендовые уменьшения солёности составили $-0,60\text{‰}$, а на севере Ботнического залива (ст. ВО3) $-0,64\text{‰}$.

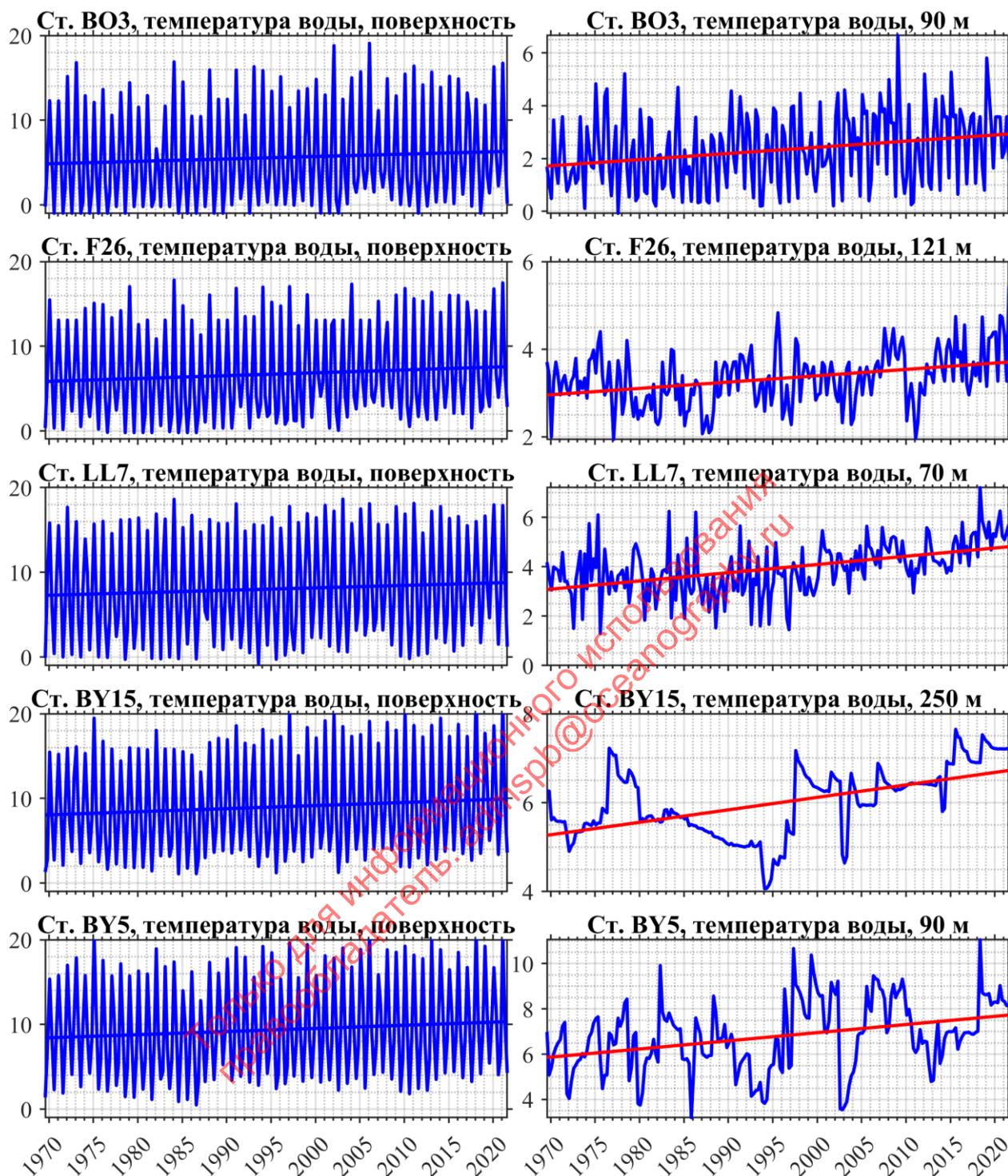


Рисунок 43 – Изменения температуры воды на поверхности (слева) и в придонном слое (справа) в период 1970-2022 гг. на океанологических станциях международного мониторинга (см. Рисунок 3). Прямые синие линии – не значимые линейные тренды, красные – значимые.

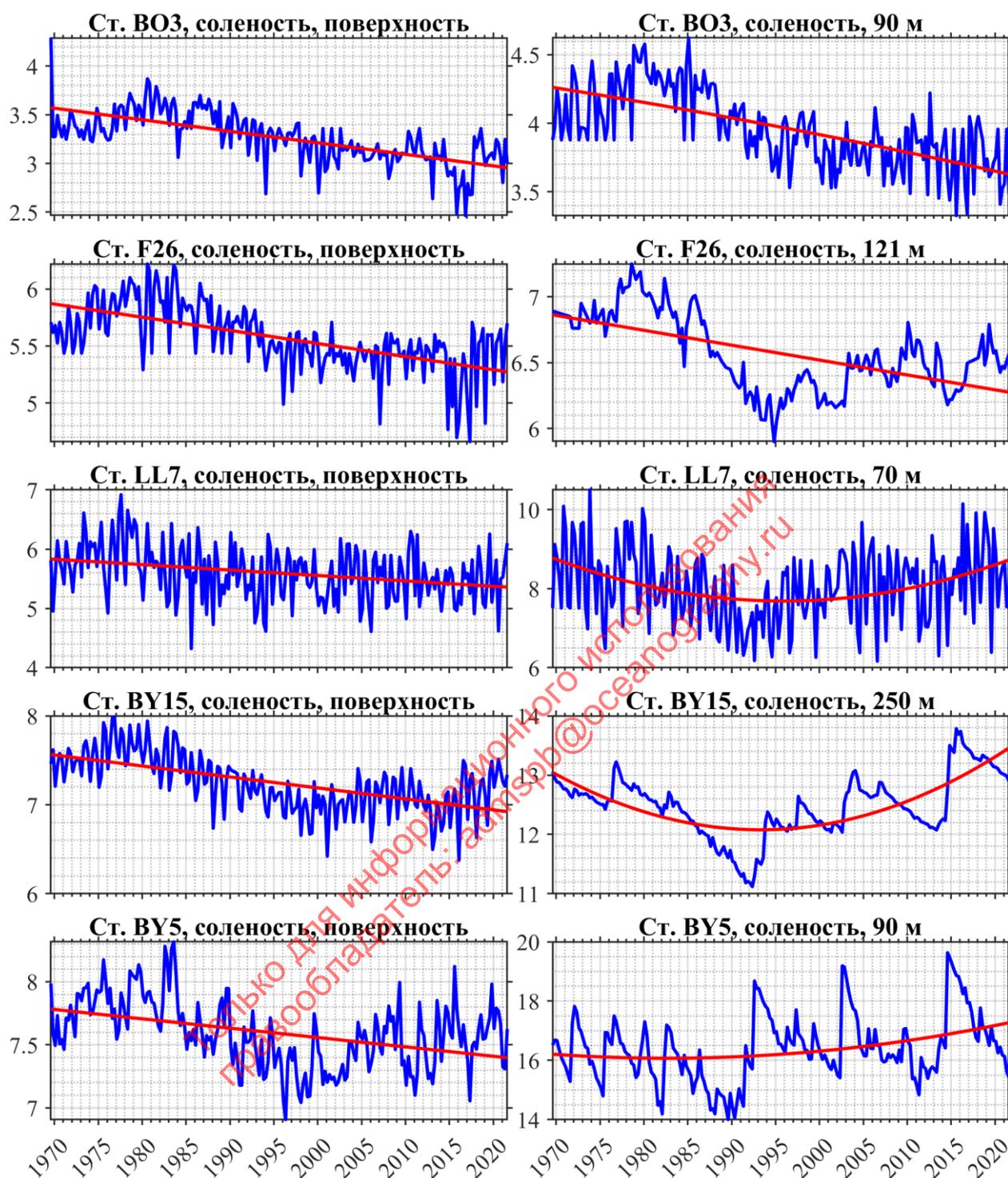


Рисунок 44 – Изменения солёности воды на поверхности (слева) и в глубинном слое (справа) в период 1970-2022 гг. на океанологических станциях международного мониторинга (см. Рисунок 3). Красные линии – значимые линейные и квадратичные тренды.

Анализ механизмов современного увеличения придонной солёности в Балтийском море

Увеличение придонной солёности в открытой Балтике и Финском заливе в последние 30 лет противоречит известному факту резкого сокращения в это же время количества Больших балтийских затоков. Под этим термином принято понимать интенсивные затоки высокосолёных североморских вод в Балтийское море с объёмами 90 - 258 куб. км [115]. В отличие от очень частых, но слабых внедрений североморских вод с объёмами 10 – 20 км³, которые не оказывают значительного влияния на океанологический режим глубинных вод центральной части открытой Балтики, случаи появления больших затоков весьма эпизодичны и отмечаются в подавляющем числе случаев только в осенне-зимний период (наиболее часто между ноябрём и январём) при определенных гидрометеорологических условиях, однако, при этом, высокосолёные и богатые кислородом воды больших затоков проникают далеко в открытую часть Балтийского моря, обновляя придонные и глубинные воды глубоководных впадин, и оказывая определяющее влияние на эволюцию экосистемы моря [20,21,115]. По оценкам Маттеуса продолжительность больших затоков варьирует от 6 до 29 суток [115], но при этом их объём может составлять около 40% от результирующего годового водообмена между Северным и Балтийским морями.

На рисунке (см. Рисунок 45) представлено распределение по годам случаев Больших балтийских затоков, взятое из работы [96]. С 1880-х по начало 1980-х годов большие балтийские затоки наблюдались сравнительно часто – случаи их появления варьировались в основном от одного-двух раз в год до одного раза в 3-4 года (в периоды 1-й и 2-й Мировых войн наблюдения не проводились). В последние десятилетия отмечаются очень заметные изменения в водообмене между Балтийским и Северным морями: после 1983 года частота больших балтийских затоков сократилась в 5 раз по сравнению с предыдущим тридцатилетием; интервал между ними, который ещё называют периодом стагнации [20], стал составлять 10-11 лет. Предпоследний большой заток произошёл в 2003 году, после чего в течение 11 лет это явление не наблюдалось. Последний большой заток произошёл в декабре 2014 года и, по оценкам немецких исследователей, его объём составил 198 км³ [116].

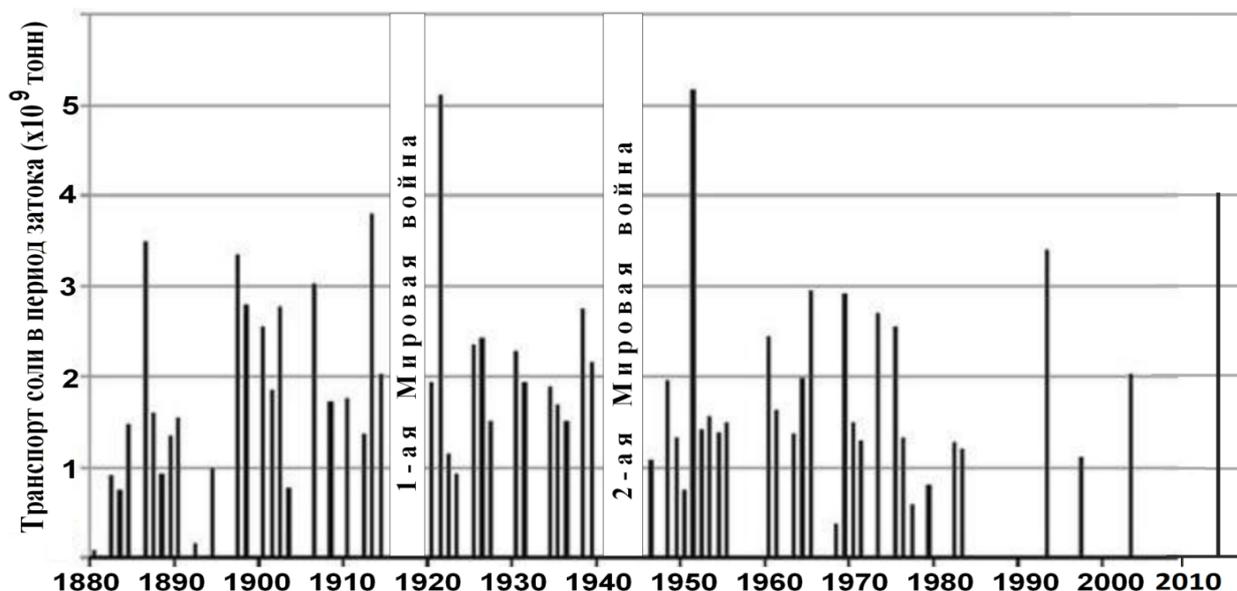


Рисунок 45 – Большие балтийские затоки в XIX – XXI веках [96]

Увеличение солёности вод Балтийского моря на фоне резкого сокращения количества Больших балтийских затоков, может быть связано с влиянием процессов других временных масштабов.

Балтийское море имеет положительный пресный баланс: количество осадков и материкового стока почти в 4 раза превосходит количество пресной воды, которое изымается в процессе испарения [20]. Это приводит к двухслойной средней циркуляции. В поверхностном слое из-за избытка поступления пресных вод происходит постоянный отток вод из Балтийского в Северное море, а в придонном слое возникает компенсационное течение, направленное из Северного моря в Балтийское.

Результаты, представленные на рисунках (см. Рисунок 26, Рисунок 27), свидетельствуют, что в последние десятилетия в Балтийском море отмечается увеличение атмосферных осадков и речного стока. Это должно приводить к усилению средней двухслойной циркуляции вод, в результате которого в придонном слое происходит увеличение поступления солёных вод из Северного моря в Балтийское. Результаты исследования разных авторов также показывают, что с 1995 года происходит осолонение вод Северного моря [117,118], которое передаётся через процесс водообмена глубинным и придонным водным массам открытой Балтики [98].

Процесс осолонения вод открытой Балтики и Финского залива, практически не затрагивает увеличение солёности водной массы Ботнического залива (см. Рисунок 44). Это связано с тем, что пороги на его юге препятствуют распространению на север осолоняющихся глубинных вод открытой Балтики. По оценкам Мармефельта и Омштедта [119], а также Мейера [120], водные массы Ботнического моря обновляются в основном за счет притока поверхностных вод из открытой Балтики, солёность которых в последние десятилетия уменьшается, и лишь очень небольшая часть солёных глубинных вод открытой Балтики перетекает эпизодически через

пороги в Ботническое море [119,120]. В результате солёность водной массы Ботнического залива уменьшается (см. Рисунок 44)

Наблюдающиеся значительные изменения термохалинной структуры водных масс оказывают негативное влияние на кислородный режим Балтийского моря. Результаты судовых измерений содержания кислорода (O_2) в водах Балтики показывают увеличение в последние десятилетия площади и вертикального распространения гипоксических зон, уменьшение содержания O_2 в верхнем квазиоднородном слое [97]. Наблюдающееся ухудшение кислородного режима Балтийского моря связано со следующим причинами:

1. Повышение температуры вод Балтики, вызванное потеплением климата, приводит к уменьшению растворимости кислорода в водной толще.

2. Распреснение поверхностного слоя моря из-за увеличения количества осадков, а также материкового стока, и, отмечающееся осолонение глубинных и придонных водных масс открытой Балтики и Финского залива, сказывается на усилении стратификации, приводя к ослаблению вертикальной турбулентной диффузии субстанции, что негативно влияет на вертикальный обмен O_2 между поверхностным, глубинным и придонным слоями вод Балтийского моря.

3. Ухудшению кислородного режима моря также способствует резкое сокращение в последние десятилетия количества больших балтийских затоков (см. Рисунок 45), которые оказывают огромное влияние на аэрацию придонных и глубинных вод открытой Балтики [20,21,115].

4. Ещё одна причина ухудшения кислородного режима Балтики может быть связана с наблюдающимся уменьшением скорости ветра над морем (см. Рисунок 24), что приводит к снижению ветро-волнового перемешивания и уменьшению абсорбции кислорода из атмосферы в поверхностный слой моря.

2.7 ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ БОЛЬШОГО БАЛТИЙСКОГО ЗАТОКА 2014 ГОДА

Валидация реанализа BSPAF по инструментальным данным

На рисунке (см. Рисунок 46) представлены изменения во времени вертикальных профилей солёности, измеренных на автоматических станциях Дарсс Силл и Аркона, и по данным регионального реанализа BSPAF за период с 1 ноября по 31 декабря 2014 г., а в таблице (см. Таблица 16) для сравнения показаны оценки статистических характеристик измеренных и модельных значений солёности. Видно, что ББЗ 2014 года воспроизводится по данным регионального реанализа. Коэффициенты корреляции между измеренными и модельными рядами солёности на разных горизонтах высокие, и варьируют от 0.71 до 0.90 в районе станции Дарсс Силл (см. Таблица 16) и 0.68-0.89 в районе станции Аркона, свидетельствуя, что данные реанализа адекватно описывают основные особенности изменений солёности во время ББЗ. Сравнительно близкие значения у данных реанализа отмечаются и для оценок мат. ожидания (M) изменений солёности на всех горизонтах станции Дарсс Силл и для верхних горизонтов (2 – 7 м) станции Аркона. Для более нижних горизонтов данные реанализа показывают завышенные значения M на 0.8 – 1.7%.

Значения СКО у данных реанализа завышены на 15-27% относительно данных Дарсс Силл и в 1.3 – 2.0 раза относительно верхних горизонтов станции Аркона, в то время как для нижних горизонтов этой станции сравнение значений СКО показывает близкие значения (Таблица 16). Сравнительно небольшие различия отмечаются для минимальных значений измеренной на станции Дарсс Силл и рассчитанной по реанализу солёности (S_{\min}) в слое 7 – 20 м, однако в поверхностном слое по данным реанализа минимумы солёности меньше на 0.6 – 0.8 ‰. Для станции Аркона сравнение минимумов солёности с данными реанализа показывает близкие значения на всех горизонтах, кроме придонного, где отмечаются расхождения на 2,2%. Наибольшие расхождения отмечаются для максимумов солёности (S_{\max}): по сравнению с измеренными значениями на обеих станциях, по данным реанализа они завышены на 1.3 – 3 ‰ (см. Таблица 16).

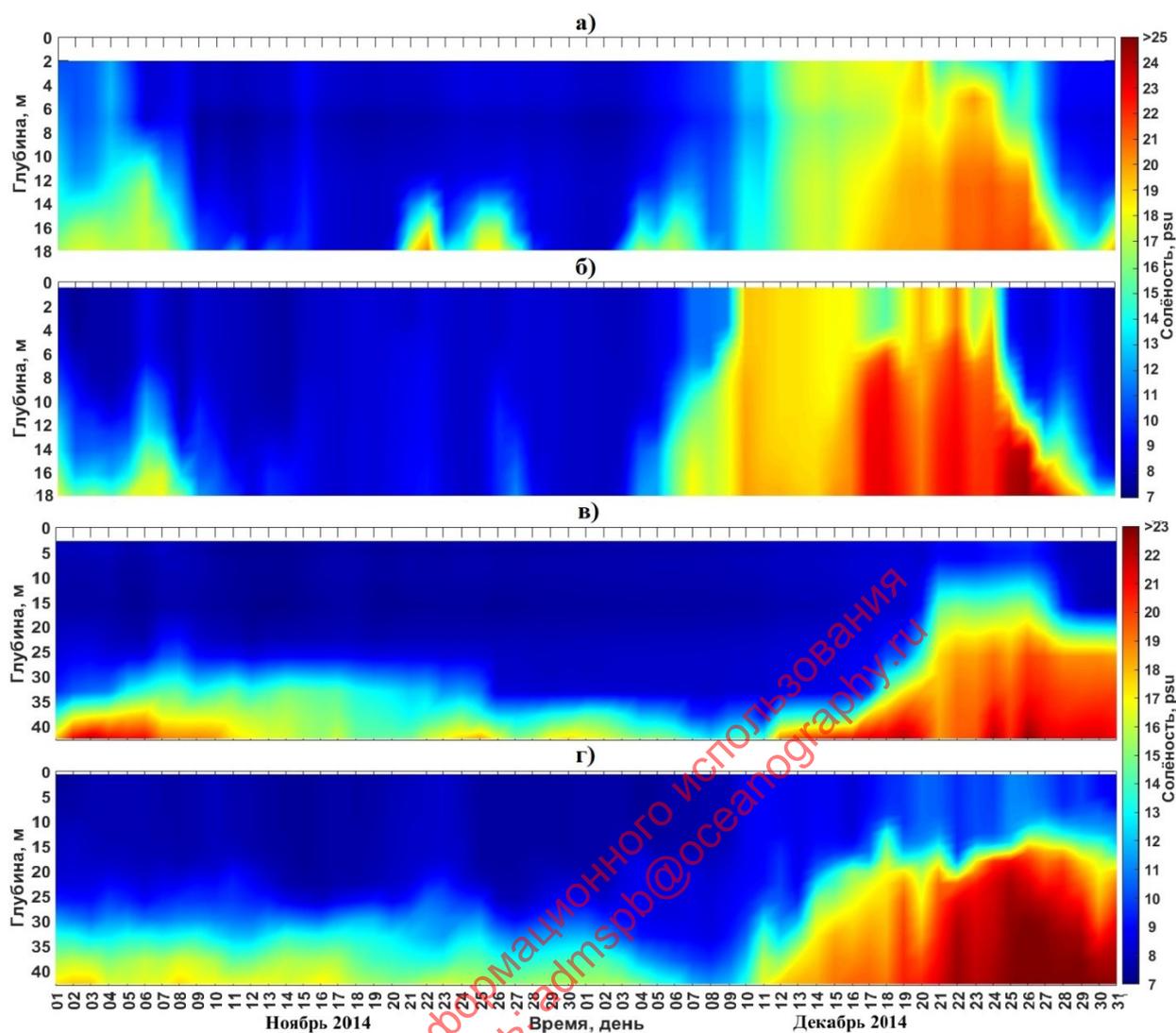


Рисунок 46 – Сравнение временного хода вертикальных профилей солёности на станциях Дарсс Силл (а) и Аркона (в) с данными регионального реанализа BSPAF (б, г) за 1 ноября – 31 декабря 2014 г.

Выявленные различия модельных и измеренных оценок солёности могут быть связаны с недостаточно высоким пространственным разрешением сеточной области модели NEMO 3,6, не позволяющим правильно описывать изменчивость океанологических процессов в очень узких Датских проливах. Кроме того, измерения океанологических параметров на станциях Дарсс Силл и Аркона являются точечными, а данные реанализа BSPAF воспроизводят поля гидрофизических характеристик с пространственным осреднением 2 x 2 мили.

Таблица 16 – Статистические характеристики изменений солёности на разных горизонтах станций Дарсс Силл (ДС) и Аркона (АР) и по данным регионального реанализа BSPAF (PP): М – мат. ожидание, СКО – ср. кв. отклонение, Smin и Smax, минимальное и максимальное значения, R – коэффициент взаимной корреляции.

Горизонт, м		М, ‰		СКО, ‰		Smax, ‰		Smin, ‰		R
ДС	PP	ДС	PP	ДС	PP	ДС	PP	ДС	PP	ДС x PP
2	1,5	10,93	10,89	3,37	4,31	19,21	20,53	8,07	7,31	0,87
5	4,7	11,22	11,07	3,81	4,49	20,15	21,60	8,07	7,43	0,89
7	7,0	10,86	11,60	3,85	5,00	19,45	22,41	7,47	7,67	0,88
12	12,3	12,28	12,99	4,42	5,34	21,26	23,01	8,05	7,92	0,90
15	17,5	14,44	14,87	4,47	5,52	21,57	24,75	8,13	8,11	0,79
19	19,7	15,80	15,66	4,32	5,89	21,93	24,92	8,21	8,11	0,71
АР	PP	АР	PP	АР	PP	АР	PP	АР	PP	АР x PP
2	1,5	8,16	8,28	0,52	1,04	9,71	11,08	7,58	7,25	0,86
5	4,7	7,75	8,29	0,51	1,05	9,33	11,10	7,14	7,32	0,81
7	6,9	7,93	8,33	0,54	1,10	9,69	11,15	7,36	7,32	0,84
16	15,6	8,39	9,45	2,34	3,04	15,59	18,82	7,14	7,32	0,68
25	24,9	10,15	11,83	4,08	5,01	19,87	22,51	7,65	7,47	0,89
33	31,9	12,57	14,11	4,27	4,46	20,64	23,13	7,99	8,42	0,79
40	41,1	16,56	17,33	3,15	3,10	21,98	23,28	9,09	11,29	0,83

Анализ особенностей изменчивости уровня, течений и стратификации во время ББЗ

На рисунке (см. Рисунок 47) показаны среднесуточные значения уровня моря на станциях Хорнбаек и Гедсер в ноябре - декабре 2014 гг., а также разности между значениями уровня на этих же станциях. Хорошо видно, что с 5 ноября по 1 декабря 2014 г. уровень моря на юго-западе Балтики (п. Гедсер) был почти всегда выше, чем уровень в пр. Каттегат (п. Хорнбаек). Это было связано с преобладанием ветра восточных и юго-восточных румбов, который, согласно инструментальным измерениям на станции Дарсс Силл, достигал значений 5-15 м/с [68]. Такой ветер, сначала, привел к нагону уровня на юго-западе Балтики и сгону на юге пр. Каттегат, а после того, как градиент уровня между ними вырос до 62 см, начался отток вод из Балтики в Каттегат, что привело к понижению уровня в Балтийском море (см. Рисунок 47а). В начале декабря метеорологические условия изменились: под действием глубоких циклонов, распространяющихся над Северной Атлантикой в регионе Северного моря, стали дуть сильные ветры юго-западных и западных румбов со скоростями до 18 м/с. Такая синоптическая ситуация продолжалась в течение трёх недель [68]. В результате, под действием западных ветров в Каттегате начался нагон уровня, а на юго-западе открытой Балтики, наоборот, уровень сначала понизился из-за сгона (Рисунок 47а). Это привело к тому, что перепад уровня между Каттегатом и юго-западной Балтикой достиг 100 см (см. Рисунок 47б), вызвав очень сильный большой заток солёных североморских вод в Балтийское море, который, по оценкам [68], был третьим по величине в ряду ББЗ, начиная с 1880 г.

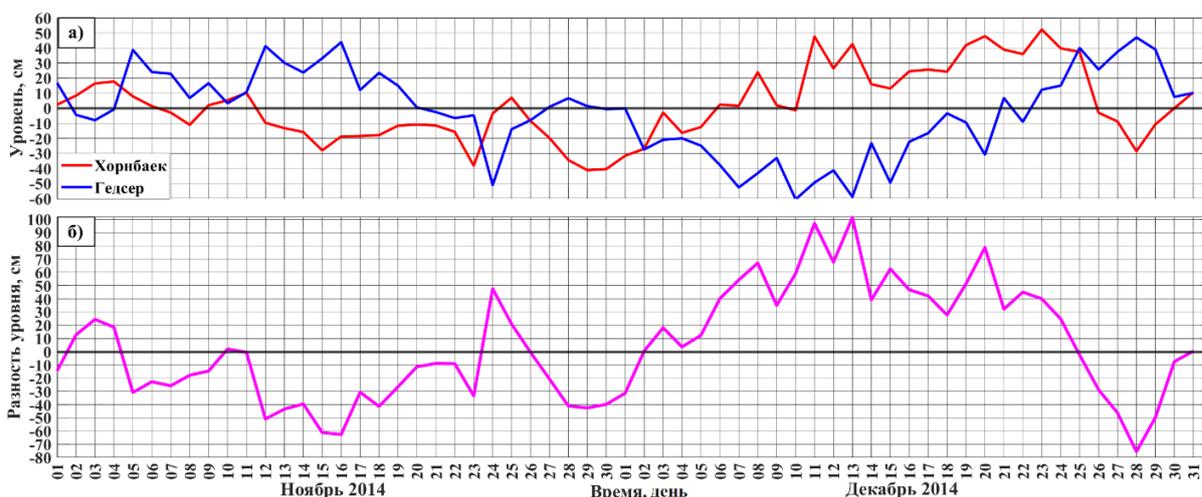


Рисунок 47 – Среднесуточные значения уровня моря на станциях Хорнбаек и Гедсер в ноябре- декабре 2014 гг. (а), и разности между значениями уровня в пунктах Хорнбаек и Гедсер за этот же период (б). Положительные разности на рисунке б показывают, что уровень моря в Каттегате (Хорнбаек) выше, чем на юго-западе Балтики (Гедсер).

Рисунок 48 демонстрирует изменения во времени вертикальных распределений векторов скорости течений. Эти результаты, совместно с изменениями уровня моря (Рисунок 47), свидетельствуют, что период оттока балтийских вод начался в первых числах ноября 2014 г. и продолжался до 28 ноября, после чего начался предшествующий затоку период, когда синоптическая ситуация стала меняться, подул ветер западных румбов и уровень в Каттегате начал повышаться. Основной период ББЗ 2014 г. начался 3 декабря, когда отток вод из Балтики в Каттегат прекратился, и направления течений в проливах Зунд и Большой Бельт сменились на обратные на всех горизонтах. Такой однонаправленный поток каттегатских вод в Балтику продолжался до 23 декабря в Зунде (Рисунок 48а) и до 25 декабря в Большом Бельте (Рисунок 48в). Затем, направления течений во всей толще сменились на обратные, демонстрируя, что начался период, оттока вод из Балтики в Каттегат (Рисунок 48а,в). Скорости течений в верхнем 10-ти метровом слое во время ББЗ имеют очень большие значения, достигающие 1.0 – 1.2 м/с. С глубиной скорости течений значительно уменьшаются до 0.1 – 0.3 м/с.

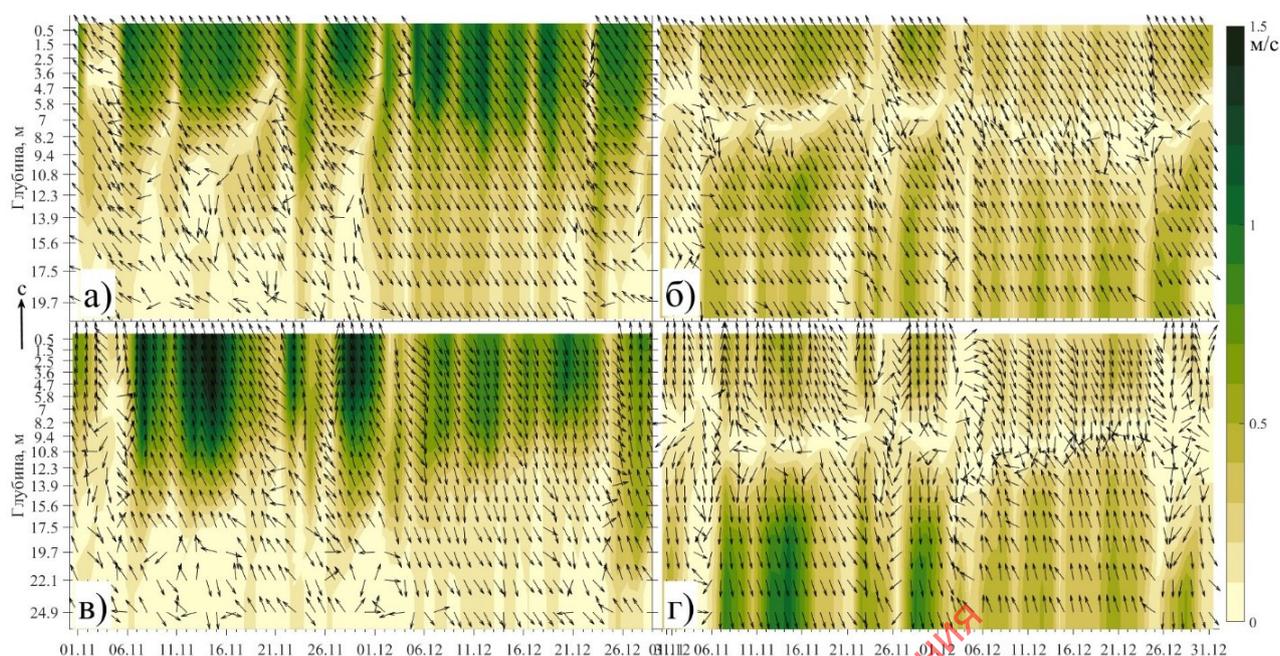


Рисунок 48 – Изменения во времени вертикальных профилей среднесуточных векторов скорости суммарных течений (а,в) и их бароклинной компоненты (б,г) в проливах Зунд (а, б) и Большой Бельт (в,г) с 01.11. по 31.12.2014 г.

Оценки бароклинной компоненты свидетельствуют, что в изменениях вертикальных профилей течений во время ББЗ преобладает первая бароклинная мода, узел которой в пр. Зунд располагается на глубинах 7 – 8 м, а в пр. Большой Бельт на глубинах 9-11 м (Рисунок 48б,г). Скорости бароклинных течений достигают 0.2 – 0.6 м/с, свидетельствуя, что они вносят значительный вклад в суммарный перенос каттегатских вод через проливы во время ББЗ. Под влиянием бароклинной компоненты происходит значительное усиление наблюдающихся поверхностных течений и ослабление глубинных (Рисунок 48а,в).

Рисунок 48 (б,г) демонстрирует также, что за ноябрь-декабрь 2014 г. вертикальная бароклинная структура течений квазипериодически меняется на обратную несколько раз. Это может свидетельствовать о влиянии низкочастотного волнового процесса на движения вод в системе Каттегат-Датские проливы-юго-западная Балтика. В работах [121,122] было показано, что ББЗ связаны с динамикой бароклинных топографических волн Россби.

На рисунке (Рисунок 49) представлены изменения во времени плотности воды в центральных частях проливов Зунд и Большой Бельт в ноябре – декабре 2014 г. Они свидетельствуют, что во время ББЗ стратификация в проливах Зунд и Большой Бельт сохраняется. Её наибольшее ослабление происходит в заключительной стадии ББЗ с 20 по 26 декабря 2014 г. (Рисунок 49).

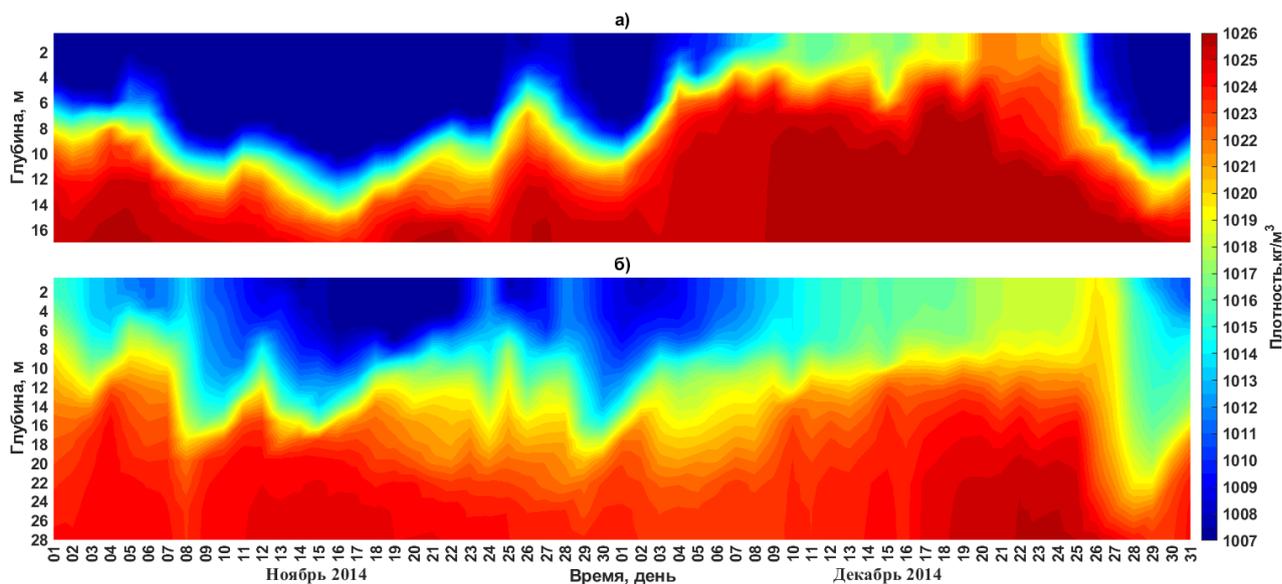


Рисунок 49 – Изменение во времени плотности воды в центральных частях проливов Зунд (а) и Большой Бельт в ноябре – декабре 2014 г.

Оценка влияния изменений плотности воды на уклоны уровня моря во время ББЗ

На рисунке (см. Рисунок 50) сравниваются разности суммарного уровня моря по обеим сторонам проливов Зунд и Большой Бельт, оцененные по данным регионального реанализа BSPAF, и по разности плотности в этих проливах. Видно, что бароклинные уклоны уровня моря во время ББЗ направлены в противоположную сторону, относительно суммарных уклонов уровня моря. В проливе Зунд они достигают 25-40 см, что в 2.3 и 3.6 раза меньше максимальных суммарных уклонов уровня моря, которые равны 91 см (Рисунок 50а). В проливе Большой Бельт суммарные уклоны уровня моря изменяются от 10 до 61 см, а бароклинные уклоны уровня моря варьируют от 8 до 20 см (Рисунок 50б). В обоих случаях видно, что на отдельных временных отрезках ББЗ бароклинные уклоны уровня моря сравнимы с суммарными. Эти результаты свидетельствуют, что ББЗ 2014 года нельзя идентифицировать, как баротропный, так как в наблюдающиеся уклоны уровня моря в Датских проливах во время ББЗ заметный вклад вносит значительная пространственная неоднородность поля плотности, которая приводит к обратному уклону уровня моря, по сравнению с баротропным. Эти результаты не описывались ранее в публикациях, посвященных исследованию ББЗ.

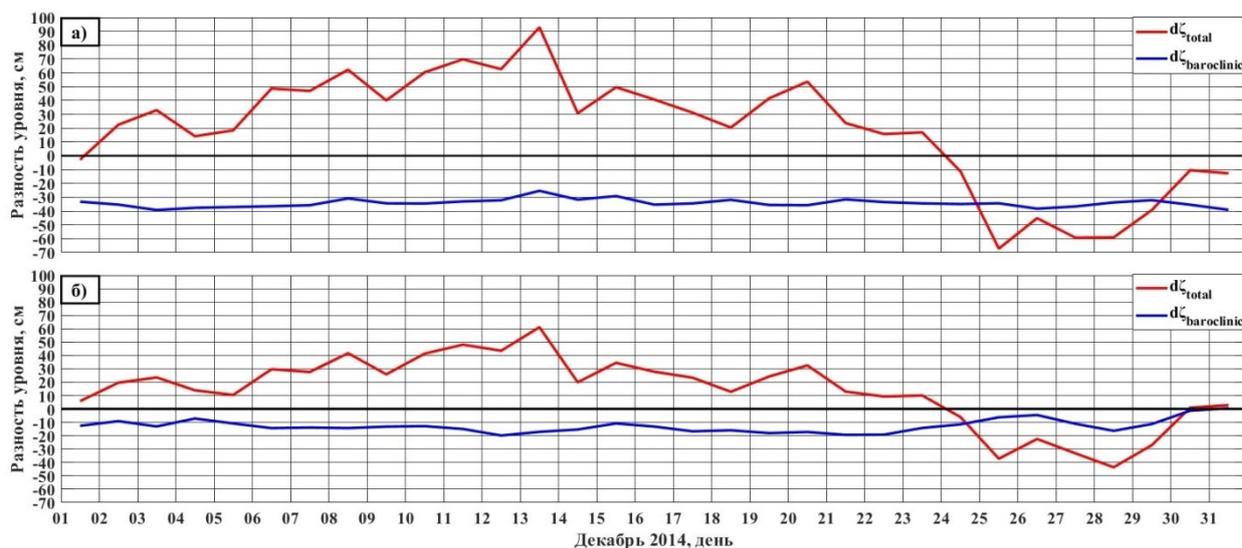


Рисунок 50 – Изменение разности суммарных уровней моря на входе и выходе из проливов Зунд (а) и Большой Бельт (б), оцененные по данным регионального реанализа (красная линия), и рассчитанные по плотности в этих проливах (синяя линия).

Расчёт объёма суммарного переноса воды в Балтийское море во время ББЗ

На рисунке (см. Рисунок 51) представлены результаты сравнения оценок суммарного и бароклинного водообмена через проливы Зунд и Большой Бельт во время ББЗ 2014 года. Видно, что в период ББЗ в Зунде среднесуточный суммарный перенос каттегатских вод в Балтику меняется от 0.3 до 6.5 км³/сут, в то время как бароклинный перенос направлен, почти всегда, в противоположную сторону и составляет 0.2 – 1.8 км³/сут (Рисунок 51а). В проливе Большой Бельт суммарный перенос каттегатских вод в Балтику во время затора приблизительно в 2 раза больше, чем в Зунде, и составляет от 2 до 11.5 км³/сут, а интегральный по глубине бароклинный перенос меняется от 0 до 2.2 км³/сут (Рисунок 51б).

В таблице (см Таблица 17) показаны оценки водообмена между Каттегатом и юго-западной Балтикой за весь период ББЗ. Всего с 3 по 25 декабря 2014 г. в юго-западную Балтику прошло 243.7 км³ каттегатских вод. Из них 88.6 км³ прошло через Зунд, а 155.1 км³ – через Большой Бельт. Бароклинный водообмен во время ББЗ в обоих проливах направлен из Балтики в Каттегат, и он был меньше суммарного переноса вод в 4.2 раза в Зунде, и в 5.5 раз в Большом Бельте (см. Таблица 17).

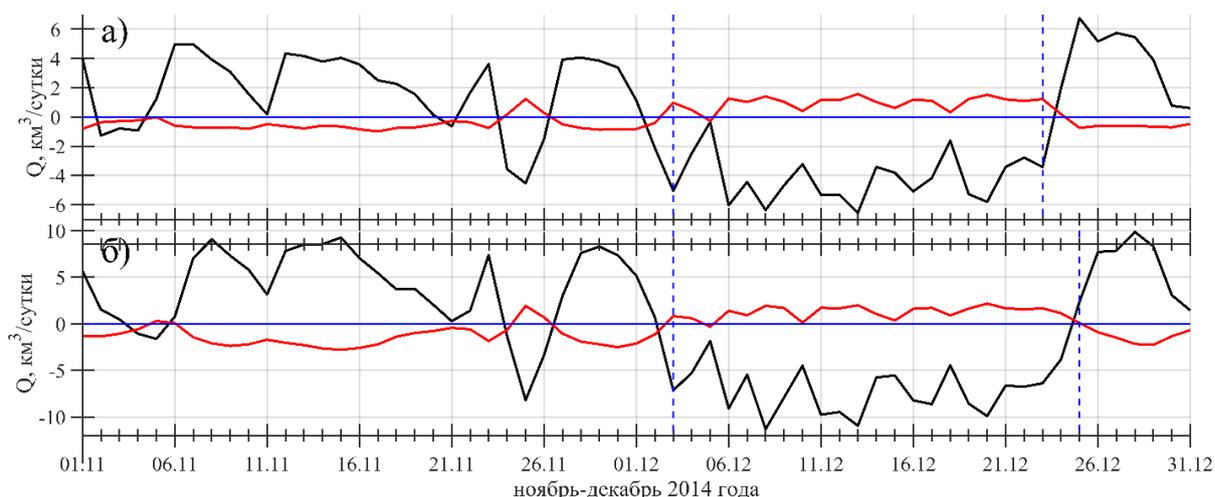


Рисунок 51 – Среднесуточные значения суммарного (черная линия) и бароклинного (красная линия) водообмена через проливы Зунд (а) и Большой Бельт (б) в ноябре-декабре 2014 г. Синим пунктиром обозначен период БИЗ. При отрицательных значениях водообмен направлен из Каттегата в Балтику, а при положительных – в Каттегат.

Таблица 17 – Оценки суммарного и бароклинного водообмена в км³ за период БИЗ 03.12 – 25.12.2014 г. в проливах Зунд и Большой Бельт. Отрицательные значения – водообмен направлен в Балтику, положительные – из Балтики.

Проливы	Суммарный, км ³	Бароклинный, км ³	Суммарный, км ³ (Mohrholz, 2015)
Зунд	-88.6	20.7	-64 ÷ -76
Большой Бельт	-155.1	28.1	-138 ÷ -248*
Зунд + Б. Бельт	-243.7	48.9	-198 ÷ -323*

* Оценки включали значения водообмена и через пролив Малый Бельт

Волкер Мархольц использовал два косвенных метода для оценки водообмена между Каттегатом и Балтикой во время БИЗ в декабре 2014 года [68]. Первый метод оценивал водообмен в Датских проливах через изменения объема воды в Балтийском море, вычисленные с помощью уравнения водного баланса. Второй метод оценивал расходы воды по уклонам уровня моря между Каттегатом и юго-западной Балтикой [68]. В качестве исходных данных использовались измерения уровня моря на мареографных станциях результаты численного гидродинамического моделирования.

Сравнение наших результатов оценок водообмена через Датские проливы во время БИЗ 2014 г. с оценками Морхольца, показало, что наши оценки суммарного водообмена через пр. Зунд выше на 14-28 % (см. Таблица 17). В то же время значения общего водообмена через два пролива и, отдельно, через пр. Б. Бельт, входят в диапазон значений переноса вод во время БИЗ, полученных различными методами в работе [68].

Оценка особенностей распространения вод ББЗ в придонном слое Балтийского моря

На рисунке (см. Рисунок 52) показаны изменения во времени придонной солёности на трёх разрезах в период с 01.11.2014 по 31.12.2015 г. На пространственно-временных диаграммах видно, что к середине декабря 2014 г., после прохождения проливов Зунд и Большой Бельт, солёные воды ББЗ поступают в Арконский бассейн (Рисунок 52б,г,д), увеличивая придонную солёность в нём с 17‰ до 22-25‰ в течение двух месяцев до 15 февраля 2015 г. Параллельно с этим наблюдается распространение вод ББЗ в Борнхольмский бассейн, в который они поступают около 25 декабря 2014 г., имея солёность 20 - 21‰ (Рисунок 52б,г,д). Сравнение рисунков (Рисунок 52б,е) свидетельствует, что основной путь распространения вод ББЗ проходит севернее о-ва Борнхольм, где происходит большее увеличение солёности, чем к югу от него.

Результаты, представленные на рисунке (Рисунок 52е), свидетельствуют, что в середине января 2015 года трансформированные воды ББЗ поступают в Гданьский залив, имея солёность у дна 13-15‰. Затем они распространяются на север и в начале апреля 2015 года приходят в Готландскую впадину (Рисунок 52б,г,е). Поступление вод ББЗ в Готландскую впадину происходит в виде трёх прерывистых внедрений, периоды между которыми около 10 – 20 суток (Рисунок 52б,г). Дальнейшее повышение солёности в придонном слое на разрезе I отмечается до точек 61, 62; на разрезе II - до 64-й точки, а на разрезе III – до 80-й точки. Эти результаты свидетельствуют, что трансформированные воды ББЗ не поступали в Финский и Ботнический залив, а, по-видимому, распространились в западный Готландский бассейн. Подтверждением этому может служить наблюдающееся повышение придонной солёности в точках 73 – 80 на III разрезе (Рисунок 52д,е) в октябре-декабре 2015 г.

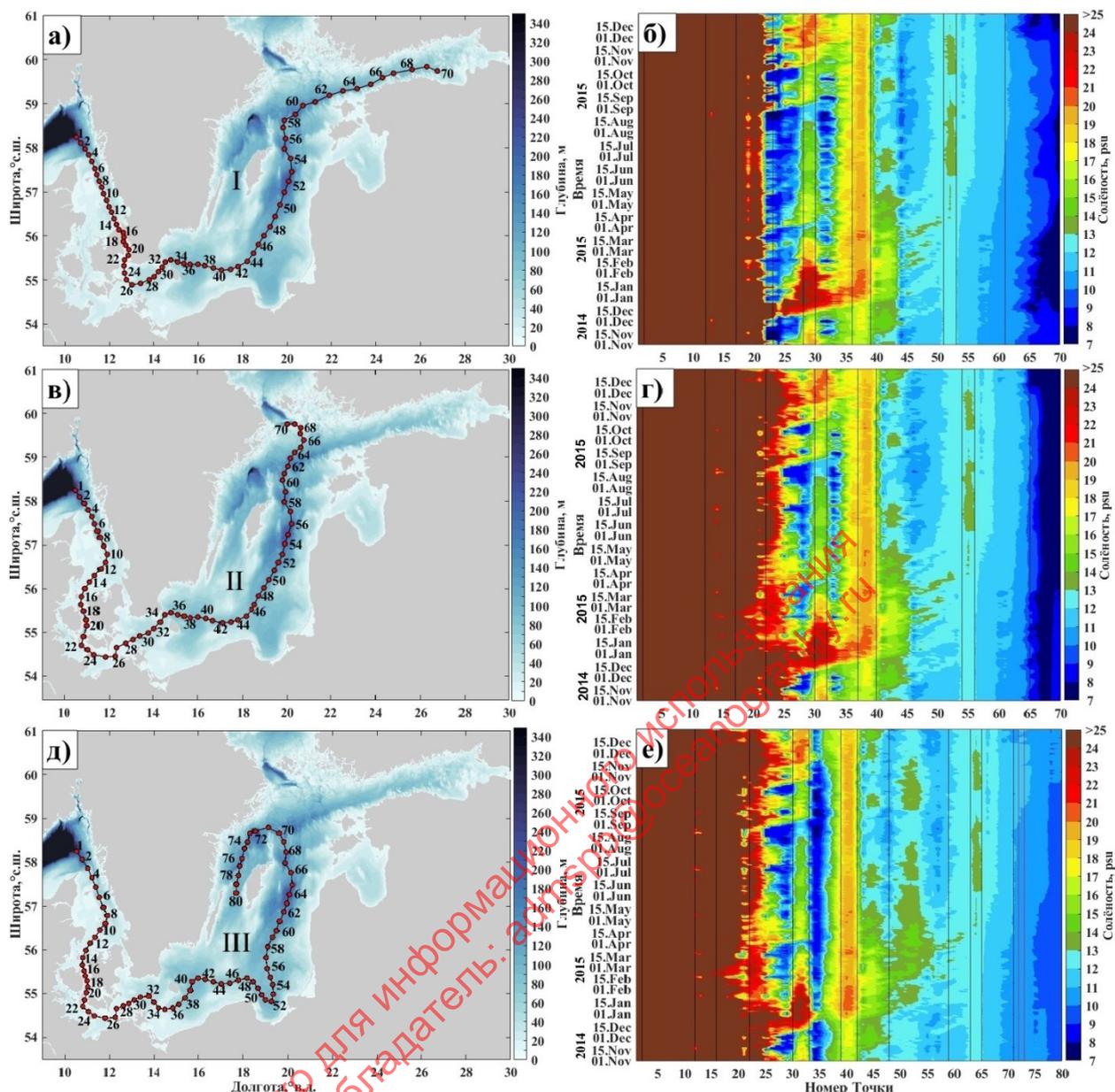


Рисунок 52 – Разрезы I, II, III (а, в, д) и диаграммы временной изменчивости придонной солёности (б, г, е) на разрезах I, II, III за период с 01.11.2014 по 31.12.2015.

На рисунке (см. Рисунок 53) показаны, полученные с помощью лагранжева моделирования, траектории движения маркеров, которые размещались в ноябре-декабре 2014 г. на юге Каттегата. Можно видеть, что к концу января 2015 г. большая часть маркеров проходит Датские проливы, Арконский бассейн и заполняет Борнхольмский бассейн (Рисунок 53а), что хорошо согласуется с результатами, представленными на предыдущем рисунке (Рисунок 52). Также, значительная часть маркеров движется от места их размещения на север пр. Каттегат (Рисунок 53а). К концу июня 2015 г. маркеры активно распространяются по всему восточному Готландскому бассейну (Рисунок 53б). В октябре–декабре 2015 г. частицы проникают на север открытой Балтики, где часть из них, двигаясь по циклонической траектории, проникает в западный Готландский бассейн (Ландсортская впадина), а другая часть движется в сторону Финского залива, не достигая, однако, его к концу 2015 г. (Рисунок 53в и г). Это согласуется с

результатами оценки распространения трансформированных вод ББЗ, полученной с помощью диаграмм временной изменчивости солёности на трёх разрезах (см. Рисунок 52). Спустя 15 месяцев после ББЗ часть маркеров достигает центральной части Финского залива (Рисунок 53д), а другая часть проходит с севера на юг весь западный Готландский бассейн (Рисунок 53д). Данные результаты хорошо согласуются с выводами работы [123], в которой авторы, на основе анализа измерений температуры, солёности и кислорода на океанографических станциях, отмечают, что трансформированные воды ББЗ 2014 г. достигают Финского залива через 14–15 месяцев. Спустя два года после запуска маркеров, в Финском заливе и западном Готландском бассейне можно наблюдать ещё большее количество частиц (Рисунок 53е), при этом отдельные маркеры проникают в Рижский залив и, через Аландскую впадину, в Ботнический залив (Рисунок 53е).

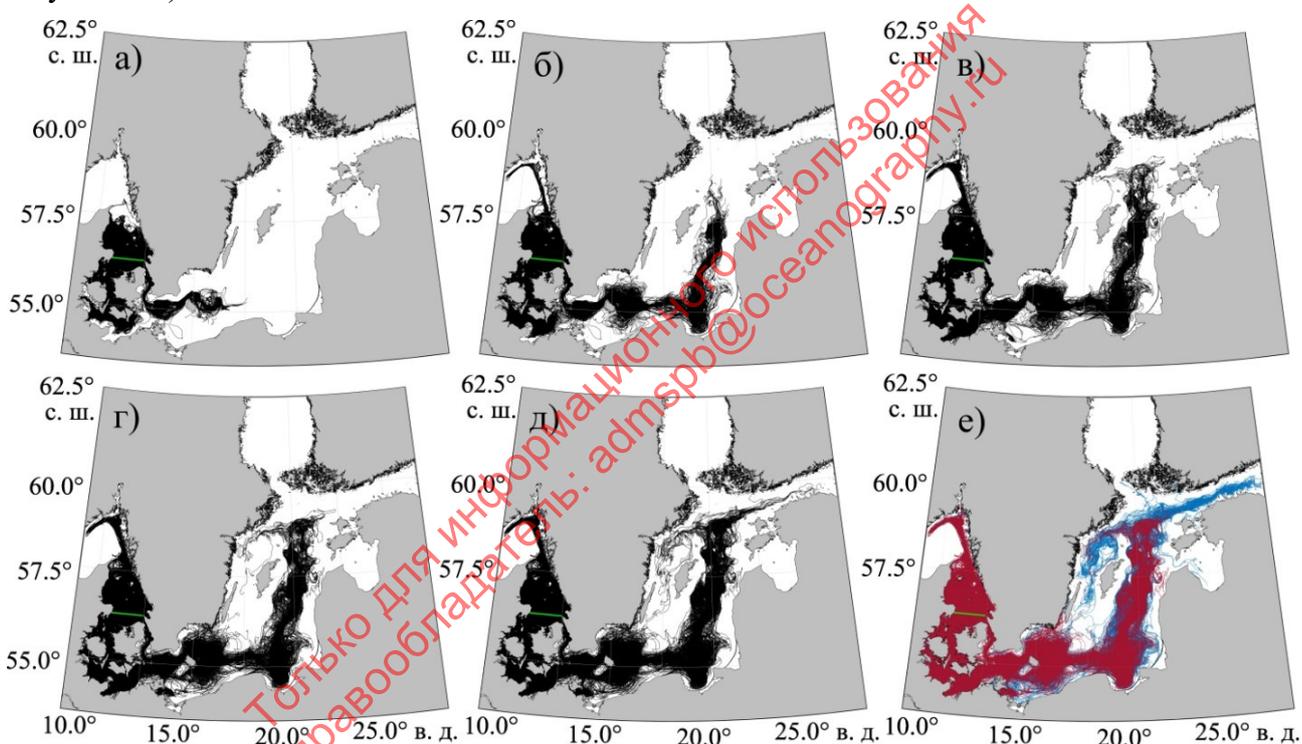


Рисунок 53 – Траектории лагранжевых частиц с момента запуска по: а) 31 января; б) 30 июня; в) 31 октября; г) 31 декабря 2015 г.; д) 31 марта 2016; е) 31 декабря 2015 г. (красный цвет) и 31 декабря 2016 г. (синий цвет). Зеленой линией отмечено место запуска маркеров.

2.8 ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗАМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В работе были проанализированы результаты применения алгоритма автоматической идентификации вихрей для Балтийском моря. За период 1993-2020 гг. было обнаружено 119840 мезомасштабных вихрей, из которых антициклоны и циклоны составляют 54246 и 65594 (45,3% и 54,7% от общего числа, соответственно). Число долгоживущих (продолжительность жизни ≥ 7 суток) антициклонов и циклонов составляет 1728 и 1940 вихрей (1,4% и 1,6% от общего количества, соответственно). Такие оценки свидетельствуют, что количество циклонов в Балтике превышает число антициклонов на 12% для долгоживущих вихрей и на 21% для всех видов вихрей.

На рисунке (Рисунок 54) показана повторяемость основных характеристик вихрей. Можно заметить, что чаще всего амплитуда вихрей лежит в диапазоне 0.05-0.20 м (46% антициклонов и 41% циклонов, соответственно) и в дальнейшем постепенно снижается. Также наблюдается небольшая асимметрия – антициклонов с амплитудой менее 0.20 м меньше, чем циклонов. Такая разница может достигать 2.5%. Около 59% антициклонов и 64% циклонов имеют радиус менее 10 км; 29% антициклонов и 27% циклонов имеют радиус 10-15 км и 9% антициклонов и 7% циклонов имеют радиус 15-20 км (см. рисунок 17). Таким образом, в Балтийском море наиболее частыми мезомасштабными вихрями являются вихри с радиусом 5-10 км, причем циклонов среди них больше, чем антициклонов. Число вихрей с радиусом более 20 км в Балтийском море составляет лишь 3% и 2% от общего числа антициклонов и циклонов, соответственно. Стоит сказать, что некоторые вихри могут иметь радиус более 30 км, однако их число невелико.

Говоря о продолжительности жизни можно заметить, что большинство (порядка 60%) вихрей в Балтике существуют 2-3 дня, а 21% – 3-4 дня. Таким образом, лишь около 1/5 от общего числа вихрей имеет продолжительность более 4 суток, причем их повторяемость обратно пропорциональна числу дней (см. Рисунок 54).

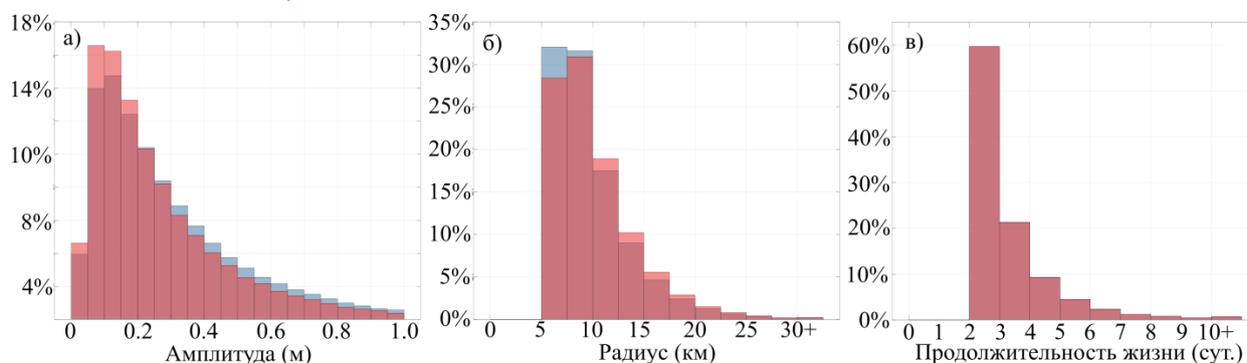


Рисунок 54 – Повторяемость (%) амплитуды (м), радиуса (км), продолжительности жизни (сут.) для циклонов (синий цвет) и антициклонов (красный цвет).

По данным таблицы (Таблица 18) можно заметить, что средняя амплитуда циклонов на 12% больше аналогичного значения антициклонов. При этом площадь антициклонов на 6%

превышает площадь циклонов, а также характеризуется большей изменчивостью. Установлено, что для циклонов характерны большая скорость перемещения и ее изменчивость, по сравнению с антициклонами. Так, вихри в среднем проходят 3.7-4.0 км за сутки, что соответствует скорости порядка 4.4-4.6 см/с. Стоит отметить, что некоторые вихри способны преодолевать в среднем 10-24 км за сутки, что соответствует скоростям порядка 11.6-27.8 см/с.

Таблица 18 – Основные характеристики мезомасштабных вихрей.

	Число вихрей (шт.)	Ампл (м)	Площадь (км ²)	Mean geospeed (см/с)	перемещение за сутки (км)	Скорость перемещения (см/с)
АЦ	54246	0.24±0.07	358±98	6.7±2.1	3.79±0.84	4.39±0.98
Ц	65594	0.27±0.07	339±91	6.4±2.0	4.01±0.94	4.64±1.08
АЦ+Ц	119840	0.26±0.07	348±94	6.5±2.0	3.91±0.90	4.52±1.04

На рисунке (Рисунок 55) показано распределение вихрей в Балтийском море. Энергоактивными зонами (≥ 50 вихрей на ячейку) антициклонов являются: пролив Каттегат, Кильская и Мекленбургская бухты, окрестности банки Кригерс-Флак и южная оконечность о. Борнхольм. Также большое число антициклонов обнаружено над банкой Средняя, у северо-восточной оконечности о. Готланд, в Гданьском и Рижском заливах.

Энергоактивными зонами циклонических вихрей являются пролив Каттегат, банка Кригерс-Флак, бухта Ханёбуктен, северная оконечность о. Борнхольм, северная оконечность о. Готланд, район впадины Ландсортсьюнет, Рижский залив, западная оконечность о. Сарема. Наибольшее число циклонов наблюдается у Аландских островов.

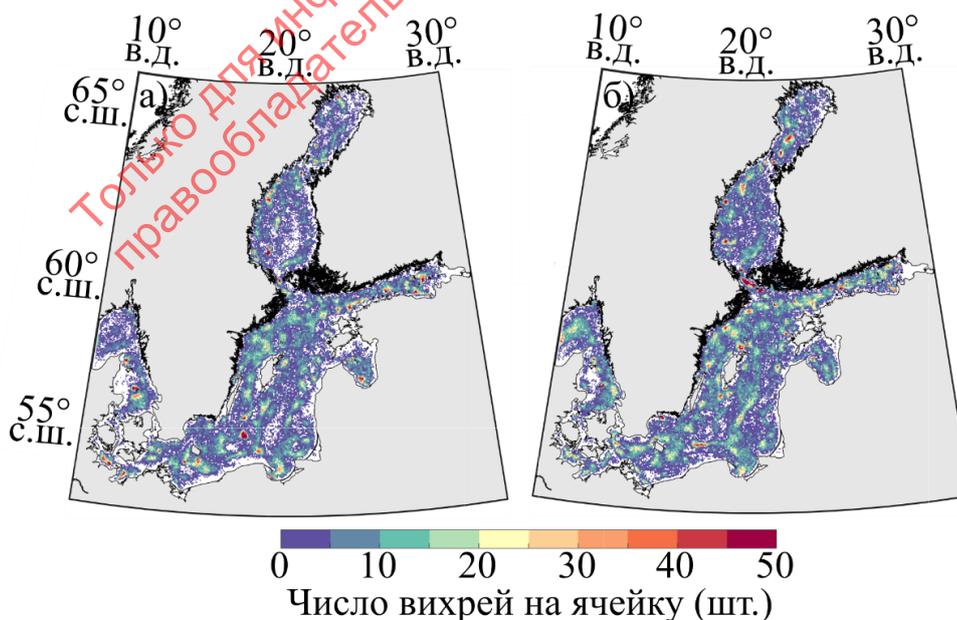


Рисунок 55 – Распределение вихрей на ячейку (шт.): а) антициклоны, б) циклоны.

2.9 ОПЫТНЫЙ ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КОЛИЧЕСТВА ОПАСНЫХ РОДЬЕМОВ УРОВНЯ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ, СОЛЁНОСТИ И КИСЛОРОДНОГО РЕЖИМА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ.

Физико-статистический прогноз солёности морской воды

Результаты взаимного корреляционного анализа между солёностью и её гидрометеорологическими предикторами представлены на рисунке (Рисунок 56). Согласно оценкам, корреляция между данными оказалась сравнительно мала (0.40-0.42) по абсолютной величине. Для повышения точности будущей модели использовались техники модификации рядов: сглаживание средним (12-20 мес.), разнесение во времени (12-22 мес.), а также добавление нелинейных факторов, представляющих математические функции исходных параметров.

Результаты расчётов физико-статистической модели показали высокую точность прогнозов (Рисунок 57). Об этом свидетельствуют высокие оценки взаимной корреляции ($r=0.67-0.97$), низкие значения относительных ошибок ($\sigma_{rel}=5.5-13.4\%$), а также довольно близкие величины стандартных отклонений модели и исходных данных (Таблица 19). Наибольшая эффективность прогноза ($r=0.89-0.97$, $\sigma_{rel}=5.5-9.5\%$) наблюдается в центральном районе Балтики (K1, BY15, BY31), характеризующимся относительно устойчивым гидрологическим режимом, который легко воспроизводим долгопериодными гармониками. Наименьшая точность модели ($r=0.67-0.94$, $\sigma_{rel}=6.1-13.4\%$) фиксируется в более южных, мелководных районах моря (FLADEN, BY2, BY5), где происходит активный водообмен с Северным морем, осуществляемый в виде спорадических притоков высокосолёной воды (так называемые «Больших Балтийских затоков»). С глубиной точность модели изменяется неравномерно: от поверхности до некоторого слоя (30-50 м на юге и 60-70 м на севере) она обычно снижается (максимум относительных ошибок), а затем начинает снова медленно повышаться. Это объясняется особенностями вертикальной стратификации солёности, в соответствии с которыми водная толща делится на 3 части: верхний квазиоднородный слой (ВКС), галоклин и нижний (глубинный) слой.

Оценки количественных вкладов гидрометеорологических факторов (Рисунок 58), полученные при помощи множественного регрессионного анализа, показали, что на межгодовую изменчивость солёности морской воды, в большей степени, влияют 3 фактора: испарение (E), атмосферные осадки (P) и речной сток (R). Наибольший вклад в колебания солёности вносит испарение, описывающее до 50-90% её дисперсии на большинстве станций. Атмосферные осадки играют, преимущественно, второстепенную роль, внося около 10-50% в общую изменчивость. Наконец, речной сток оказывает значимое влияние лишь в районе пролива Каттегат (FLADEN), где он практически полностью определяет местную динамику солёности (90-95%).

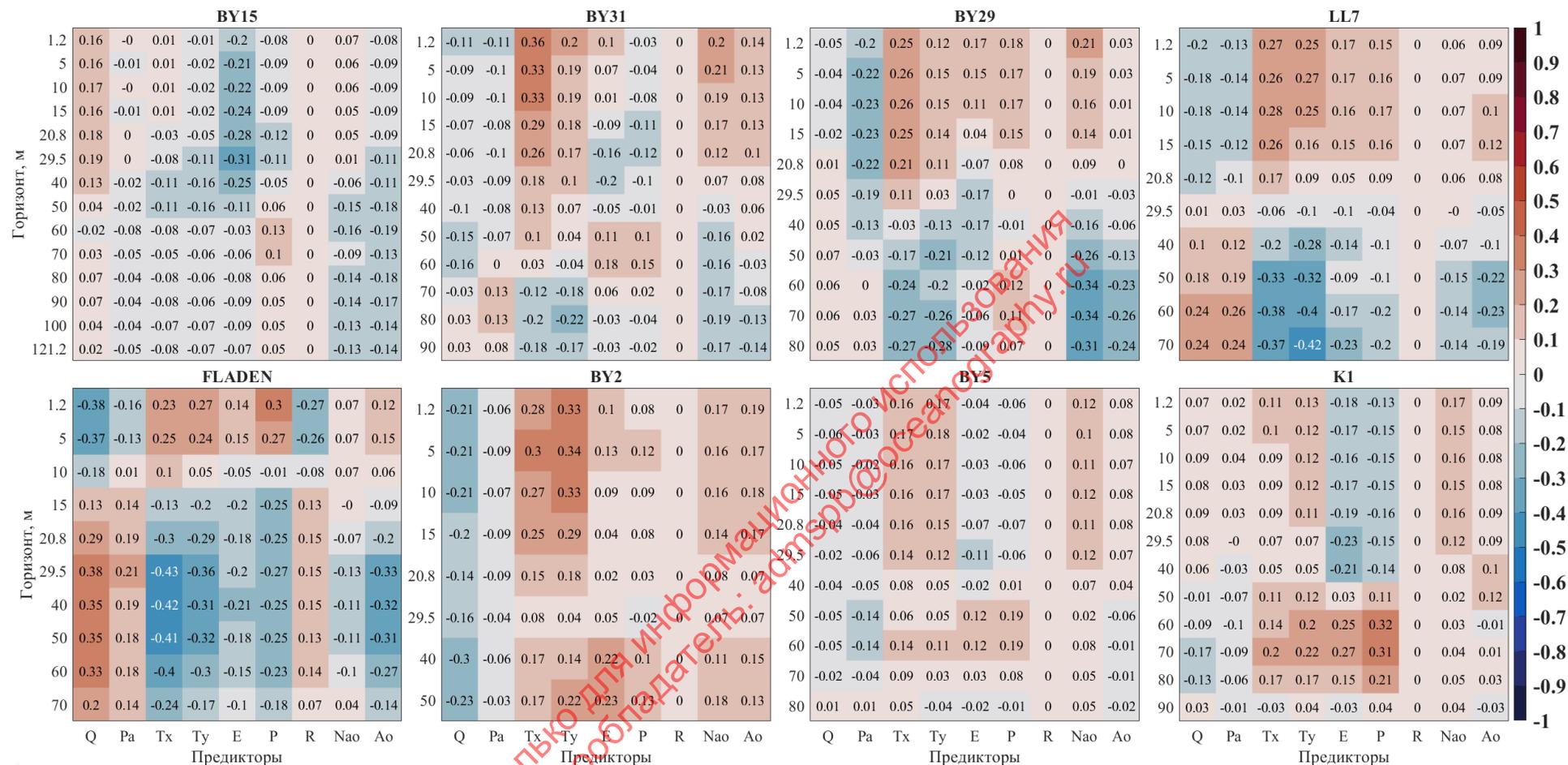


Рисунок 56 – Матрицы взаимной корреляции солёности морской воды (Sal) на отдельных горизонтах судовых станций и различных гидрометеорологических факторов в Балтийском море 1970-2020 гг. (Q – транспорт воды через Датские проливы, Pa – атмосферное давление, Tx – зональная составляющая касательного трения ветра, Ty – меридиональная составляющая касательного трения ветра, P – количество атмосферных осадков, E - испарение, R – речной сток, Nao – индекс Северо-Атлантического колебания, Ao – индекс Арктического колебания).

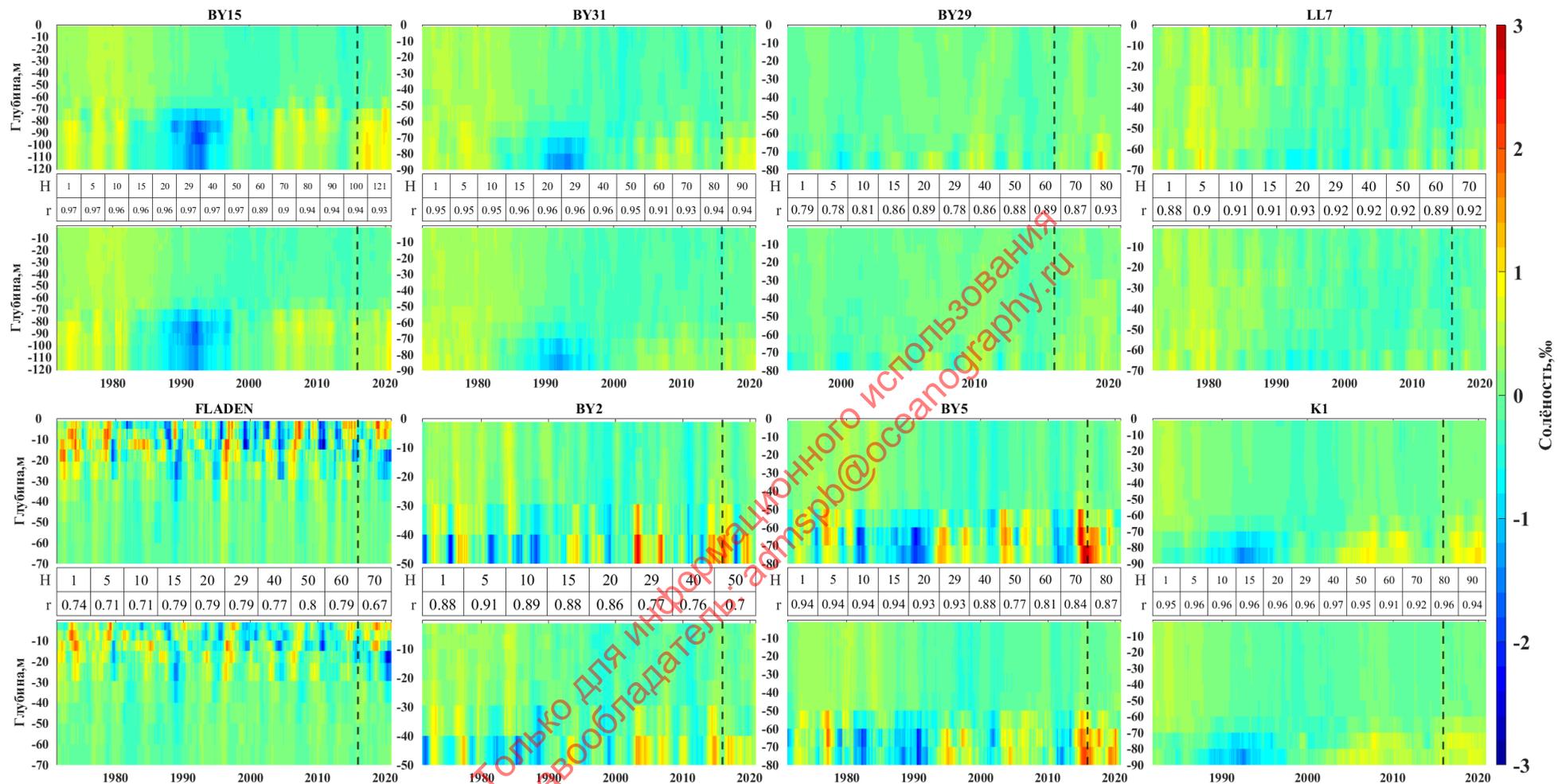


Рисунок 57 – Исходные (верхние панели) и смоделированные регрессией (нижние панели) ряды межгодовой изменчивости аномалии солёности на отдельных горизонтах судовых станциях Балтийского моря за 1970-2020 гг. (черная пунктирная линия отделяет зависимый и независимый прогнозы).

Таблица 19 – Оценки точности статистической модели межгодовой изменчивости солёности морской воды на различных горизонтах судовых станций в Балтийском море (Примечание: σ_{abs} – абсолютная ошибка, σ_{rel} – относительная ошибка, σ_{er} – ср. кв. ошибка модели, σ_m – стандартное отклонение модели, σ_n – стандартное отклонение исходного ряда, σ_p – отношение ср.кв. ошибок модели и исходного ряда, P_m – критерий точности, r – коэффициент корреляции).

Глубина, м	BY15								BY31								BY29								LL7							
	σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	P_m	r	σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	P_m	r	σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	P_m	r	σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	P_m	r
1.2	0.05	5.5	0.07	0.25	0.25	28	41.69	0.97	0.06	6.66	0.08	0.25	0.24	33.33	40.85	0.95	0.05	10.86	0.07	0.11	0.1	70	45	0.79	0.09	8.66	0.12	0.24	0.22	54.55	47.64	0.88
5	0.05	5.52	0.06	0.26	0.25	24	41.69	0.97	0.07	7.9	0.08	0.25	0.24	33.33	40.34	0.95	0.06	11.39	0.08	0.12	0.11	72.73	50.33	0.78	0.09	8.71	0.11	0.25	0.23	47.83	46.45	0.9
10	0.06	6.61	0.07	0.25	0.25	28	41.02	0.96	0.06	7.12	0.08	0.25	0.24	33.33	42.88	0.95	0.06	10.99	0.07	0.12	0.11	63.64	49	0.81	0.08	7.56	0.1	0.26	0.24	41.67	46.96	0.91
15	0.05	5.71	0.07	0.25	0.25	28	41.86	0.96	0.06	6.43	0.07	0.25	0.24	29.17	44.24	0.96	0.05	10.31	0.06	0.12	0.1	60	41	0.86	0.09	7.96	0.11	0.26	0.24	45.83	42.57	0.91
20.8	0.05	5.89	0.07	0.25	0.24	29.17	41.02	0.96	0.05	5.45	0.07	0.24	0.24	29.17	44.75	0.96	0.05	8.99	0.06	0.13	0.11	54.55	42.33	0.89	0.08	7.31	0.1	0.28	0.26	38.46	40.2	0.93
29.5	0.05	5.73	0.06	0.25	0.25	24	41.86	0.97	0.05	6.16	0.07	0.25	0.24	29.17	38.47	0.96	0.06	8.23	0.09	0.12	0.14	64.29	53	0.78	0.09	8.39	0.11	0.28	0.26	42.31	39.7	0.92
40	0.05	5.71	0.06	0.25	0.24	25	40.51	0.97	0.05	6.23	0.07	0.25	0.24	29.17	38.47	0.96	0.05	8.29	0.07	0.12	0.13	53.85	52.67	0.86	0.09	8.39	0.11	0.28	0.26	42.31	39.7	0.92
50	0.05	5.47	0.06	0.25	0.24	25	39.49	0.97	0.06	6.58	0.08	0.27	0.26	30.77	37.29	0.95	0.05	8.29	0.07	0.12	0.13	53.85	52.67	0.86	0.09	8.39	0.11	0.28	0.26	42.31	39.7	0.92
60	0.11	9.39	0.14	0.3	0.27	51.85	29.66	0.89	0.06	6.58	0.08	0.27	0.26	30.77	37.29	0.95	0.05	8.29	0.07	0.12	0.13	53.85	52.67	0.86	0.09	8.39	0.11	0.28	0.26	42.31	39.7	0.92
70	0.18	8.63	0.24	0.54	0.47	51.06	40.17	0.9	0.12	8.84	0.14	0.34	0.29	48.28	34.92	0.91	0.05	6.72	0.07	0.13	0.15	46.67	58	0.88	0.09	7.88	0.11	0.28	0.26	42.31	38.51	0.92
80	0.17	5.66	0.24	0.71	0.64	37.5	43.56	0.94	0.16	8.69	0.19	0.5	0.43	44.19	39.83	0.93	0.08	8.45	0.1	0.23	0.2	50	43.67	0.89	0.1	8.81	0.12	0.31	0.28	42.86	39.53	0.92
90	0.17	5.89	0.24	0.68	0.61	39.34	43.39	0.94	0.16	8.69	0.19	0.5	0.43	44.19	39.83	0.93	0.14	9.29	0.2	0.39	0.33	60.61	38	0.87	0.13	8.03	0.18	0.38	0.35	51.43	43.75	0.89
100	0.16	6.27	0.22	0.62	0.56	39.29	42.03	0.94	0.16	7.56	0.2	0.59	0.52	38.46	41.19	0.94	0.12	6.7	0.15	0.4	0.39	38.46	46.33	0.93	0.16	7.69	0.2	0.51	0.46	43.48	40.37	0.92
121.2	0.17	6.9	0.22	0.58	0.52	42.31	41.36	0.93	0.16	7.17	0.2	0.6	0.53	37.74	42.54	0.94	0.12	6.7	0.15	0.4	0.39	38.46	46.33	0.93	0.16	7.69	0.2	0.51	0.46	43.48	40.37	0.92

Глубина, м	FLADEN								BY2								BY5								K1							
	σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	P_m	r	σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	P_m	r	σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	P_m	r	σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	P_m	r
1.2	0.54	14.94	0.66	0.97	0.71	92.96	37.08	0.74	0.1	8.9	0.13	0.27	0.24	54.17	39.3	0.88	0.06	6.11	0.08	0.23	0.22	36.36	43.14	0.94	0.04	5.52	0.05	0.18	0.16	31.25	48.09	0.95
5	0.54	13.65	0.68	0.97	0.7	97.14	39.09	0.71	0.09	7.28	0.12	0.28	0.26	46.15	39.97	0.91	0.06	6.11	0.08	0.23	0.22	36.36	43.65	0.94	0.04	5.57	0.05	0.17	0.16	31.25	47.87	0.96
10	0.58	13.8	0.7	0.99	0.76	92.11	38.26	0.71	0.11	9.4	0.13	0.27	0.25	52	41.47	0.89	0.06	6.07	0.08	0.23	0.22	36.36	42.98	0.94	0.04	5.28	0.05	0.18	0.17	29.41	48.72	0.96
15	0.37	9.2	0.48	0.78	0.65	73.85	43.62	0.79	0.11	9.4	0.13	0.27	0.25	52	41.47	0.89	0.06	6.25	0.08	0.23	0.22	36.36	44.15	0.94	0.04	5.52	0.05	0.18	0.17	29.41	49.15	0.96
20.8	0.29	9.73	0.36	0.58	0.51	70.59	46.48	0.79	0.11	9.33	0.13	0.28	0.25	52	40.8	0.88	0.07	7.18	0.08	0.23	0.22	36.36	41.97	0.93	0.04	5.42	0.05	0.18	0.17	29.41	50	0.96
29.5	0.15	9.48	0.2	0.32	0.28	71.43	42.11	0.79	0.13	9.49	0.16	0.31	0.28	57.14	44.48	0.86	0.07	6.89	0.09	0.24	0.22	40.91	40.97	0.93	0.04	5.35	0.05	0.18	0.17	29.41	48.94	0.96
40	0.11	12.18	0.14	0.22	0.18	77.78	45.64	0.77	0.13	9.49	0.16	0.31	0.28	57.14	44.48	0.86	0.09	8.59	0.12	0.26	0.24	50	49.67	0.88	0.04	5.22	0.05	0.18	0.17	29.41	51.91	0.97
50	0.09	10.57	0.11	0.19	0.15	73.33	43.12	0.8	0.27	11.97	0.34	0.53	0.42	80.95	35.45	0.77	0.32	12.65	0.41	0.64	0.51	80.39	37.29	0.77	0.05	6.92	0.06	0.19	0.17	35.29	43.4	0.95
60	0.08	11.9	0.1	0.17	0.13	76.92	40.94	0.79	0.46	13.39	0.61	0.93	0.72	84.72	41.3	0.76	0.46	10.7	0.58	0.98	0.84	69.05	38.13	0.81	0.09	9.45	0.11	0.27	0.25	44	37.02	0.91
70	0.18	9.86	0.25	0.33	0.27	92.59	65.6	0.67	0.5	14.6	0.64	0.89	0.66	96.97	37.79	0.7	0.41	8.91	0.52	0.94	0.85	61.18	47.83	0.84	0.16	8.68	0.2	0.5	0.47	42.55	45.53	0.92
80	0.16	6.77	0.19	0.64	0.59	32.2	41.91	0.96	0.37	7.97	0.48	0.96	0.85	56.47	51.84	0.87	0.37	7.97	0.48	0.96	0.85	56.47	51.84	0.87	0.16	6.77	0.19	0.64	0.59	32.2	41.91	0.96
90	0.18	6.59	0.22	0.68	0.64	34.38	40.64	0.94	0.18	6.59	0.22	0.68	0.64	34.38	40.64	0.94	0.18	6.59	0.22	0.68	0.64	34.38	40.64	0.94	0.18	6.59	0.22	0.68	0.64	34.38	40.64	0.94

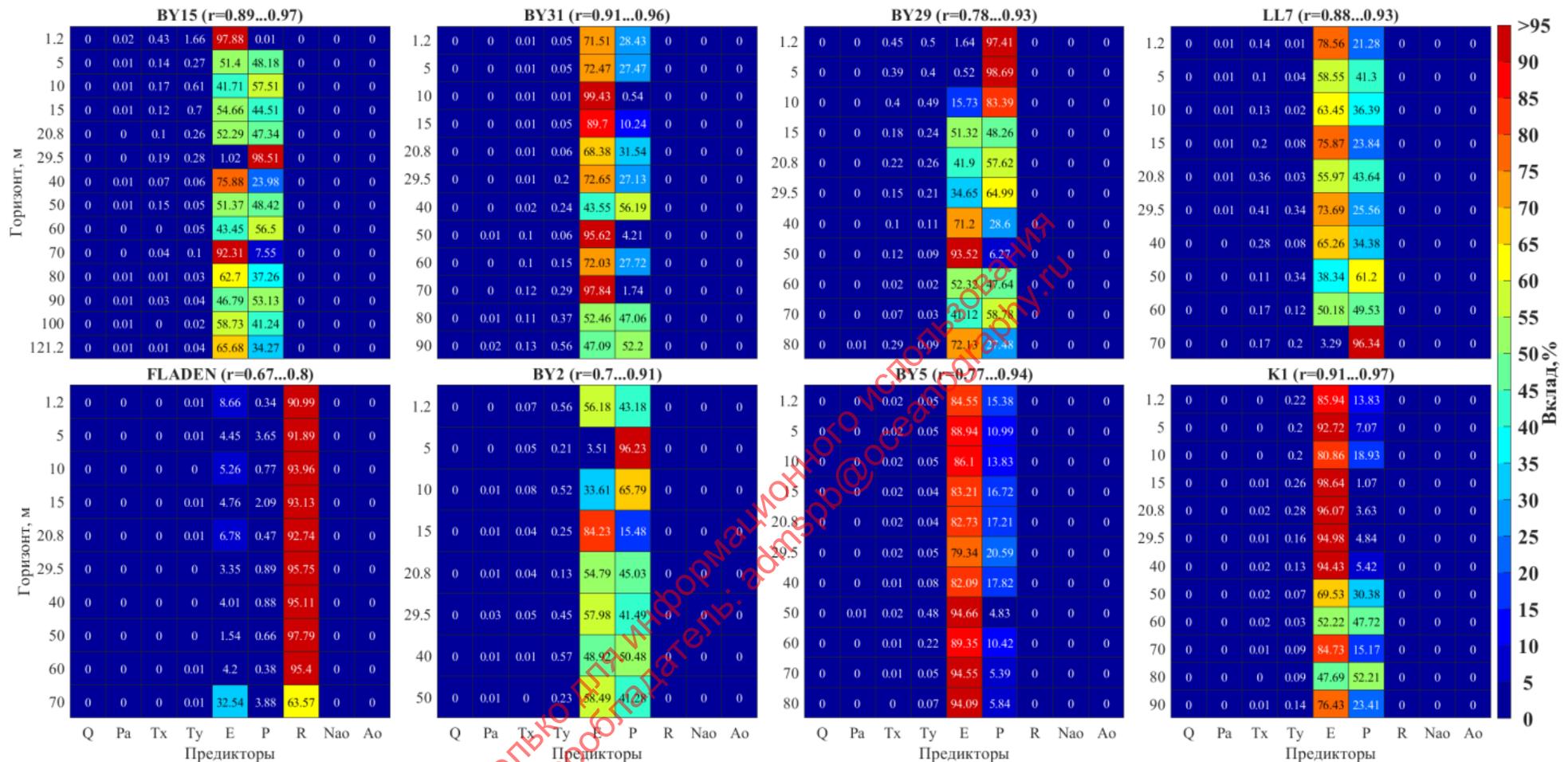


Рисунок 58 – Количественные вклады различных гидрометеорологических факторов в межгодовую изменчивость солёности морской воды на отдельных горизонтах судовых станций Балтийского моря за 1970-2020 гг (Q – транспорт воды через Датские проливы, Pa – атмосферное давление, Tx – зональная составляющая касательного трения ветра, Ty – меридиональная составляющая касательного трения ветра, P – количество атмосферных осадков, E - испарение, R – речной сток, Nao – индекс Северо-Атлантического колебания, Ao – индекс Арктического колебания).

Физико-статистический прогноз штормовых нагонов в Финском заливе

Результаты взаимного корреляционного анализа количества штормовых нагонов и гидрометеорологических предикторов представлен на рисунке (Рисунок 59). Согласно оценкам, количество штормовых нагонов в Финском заливе, в целом, слабо коррелирует с избранными факторами среды и климатическими индексами. Наибольшая корреляция штормовых нагонов прослеживается в восточной части залива для таких параметров как атмосферное давление, горизонтальные составляющие трения ветра и индекс Арктического колебания. Однако её абсолютные значения малы и не превышают 0.51. Для повышения точности будущей модели были применены различные техники модификации рядов: сглаживание средним (10-18 мес.), разнесение во времени (на интервалы 21-28 мес.), добавление новых предикторов, полученных нелинейным преобразованием исходных рядов (экспоненциальная, полиномиальная и другие функции).

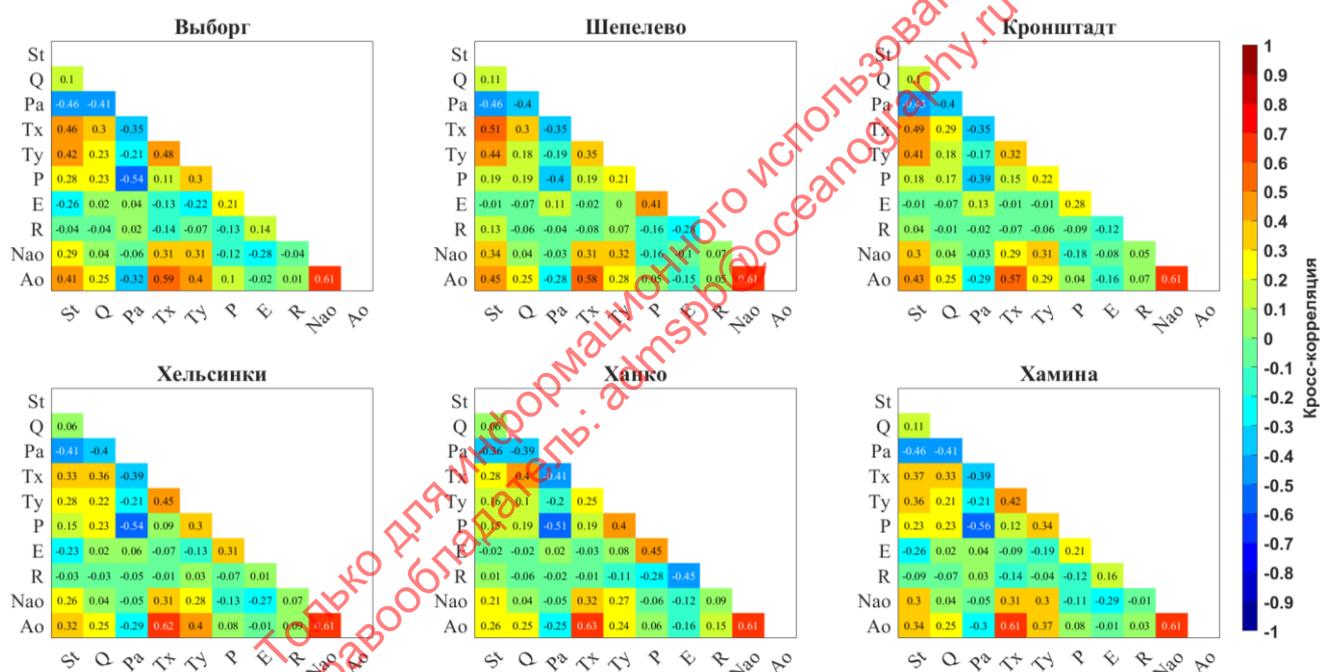


Рисунок 59 – Матрицы взаимной корреляции количества штормовых нагонов на метеорографных станциях (St) и различных гидрометеорологических факторов в Балтийском море за 1994-2022 гг. (Q – транспорт воды через Датские проливы, Pa – атмосферное давление, Tx – зональная составляющая касательного трения ветра, Ty – меридиональная составляющая касательного трения ветра, P – количество атмосферных осадков, E - испарение, R – речной сток, Nao – индекс Северо-Атлантического колебания, Ao – индекс Арктического колебания).

Результаты расчётов физико-статистической модели показали большую точность прогнозов (Рисунок 60). Это отражают высокие оценки взаимной корреляции ($r=0.88-0.94$), малые значения относительной погрешности (не более $\sigma_{rel}=10\%$) и довольно близкие значения стандартных отклонений (Таблица 20). Наибольшая эффективность прогноза ($r=0.89-0.94$, $\sigma_{rel}=4.7-5.7\%$) отмечается в западной части Финского залива, сообщаемой с открытой Балтикой; наименьшая точность - прослеживается в восточной части залива ($r=0.88-0.91$, $\sigma_{rel}=6.3-7.0\%$). Вероятным объяснением этого может являться 2 процесса: увеличение длины разгона ветровых волн и уменьшение глубины в восточном направлении, приводящие к возрастанию сложно прогнозируемых нелинейных процессов. В то же время тестирование модели на независимой выборке 2018-2022 г. выявило некоторые недостатки в работе модели. Было установлено, что статистическая модель хорошо воспроизводит средние штормовые условия в Финском заливе, но гораздо хуже работает в условиях крайних значений. Например, в периоды относительного затишья (Хельсинки, Ханко) модель может существенно (порой в несколько раз) переоценивать прогнозируемое количество штормовых нагонов. В то же время, в штормовые периоды может наблюдаться обратная ситуация – некоторая недооценка (вплоть до 15-20%) количества штормовых нагонов (Выборг, Кронштадт).

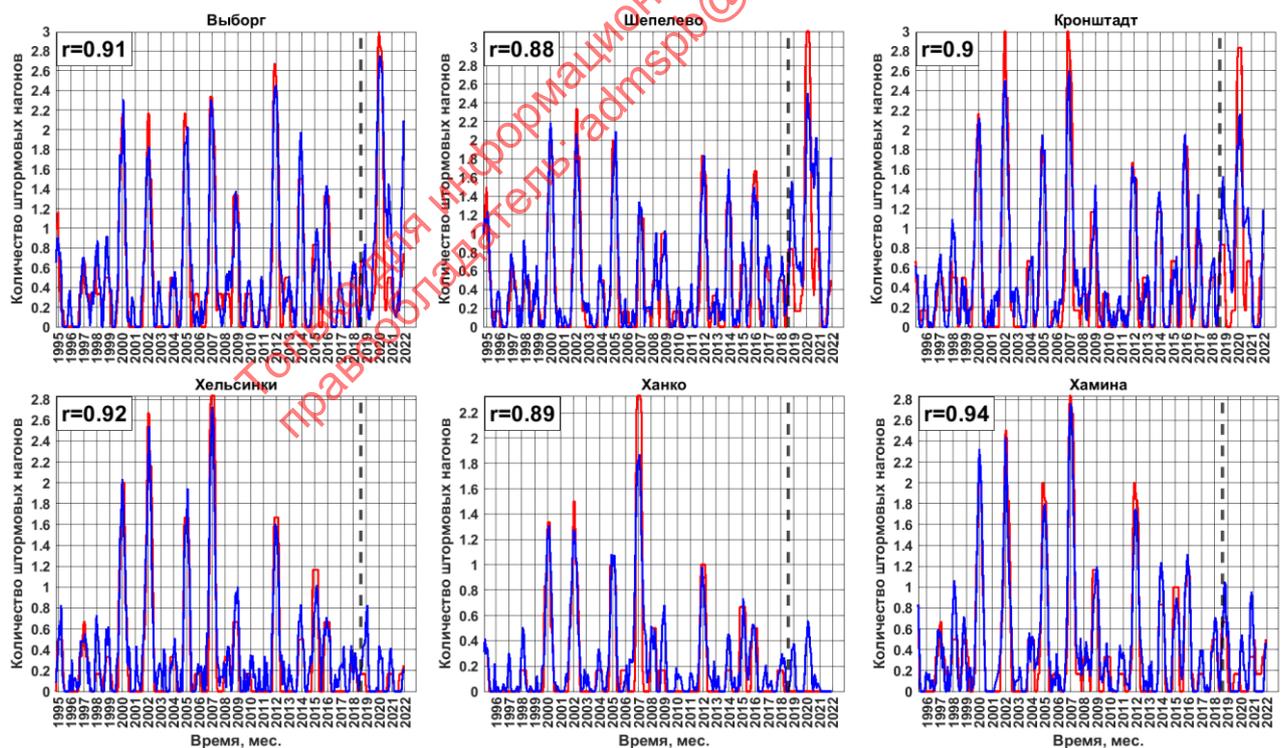


Рисунок 60 – Исходные и смоделированные регрессией ряды межгодовой изменчивости солёности на мареографных постах Балтийского моря за 1994-2022 гг. (красная линия показывает исходный ряд, синяя линия – модель, черная пунктирная линия отделяет зависимый и независимый прогнозы).

Таблица 20 – Оценки точности статистической модели межгодовой изменчивости количества штормовых нагонов на мереографных станциях в Финском заливе Балтийского моря (Примечание: σ_{abs} – абсолютная ошибка, σ_{rel} – относительная ошибка, σ_{er} – ср. кв. ошибка модели, σ_m – стандартное отклонение модели, σ_n – стандартное отклонение исходного ряда, σ_r – отношение ср. кв. ошибок модели и исходного ряда, P_m – критерий точности, r – коэффициент корреляции, r^2 – коэффициент детерминации).

Станция	σ_{abs}	σ_{rel} , %	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_r , %	P_m , %	r	r^2
Выборг	0,19	6,3	0,28	0,63	0,67	41,79	52,45	0,91	0,83
Шепелево	0,20	6,3	0,31	0,58	0,63	49,21	51,38	0,88	0,77
Кронштадт	0,21	7,0	0,31	0,60	0,69	44,93	53,73	0,90	0,81
Хельсинки	0,16	5,7	0,23	0,51	0,59	38,98	86,81	0,92	0,85
Ханко	0,11	4,7	0,20	0,34	0,42	47,62	86,07	0,89	0,79
Хамина	0,15	5,3	0,21	0,55	0,60	35,00	55,63	0,94	0,88

Оценки вкладов гидрометеорологических факторов (Рисунок 61) в межгодовую изменчивость штормовых нагонов в Финском заливе показали, что основную роль в этом процессе играют несколько факторов: колебания атмосферного давления (P_a), количество осадков (P) и испарение (E). При этом суммарный вклад испарения и количества осадков остается доминирующим (в пределах 55-90%) для большей части станций, особенно для северного побережья (Ханко, Хельсинки, Выборг). В то же время по мере продвижения к вершине залива (Шепелево, Кронштадт) значительную роль (до 45-65 %) в изменчивости количества штормовых нагонов начинают играть колебания атмосферного давления.

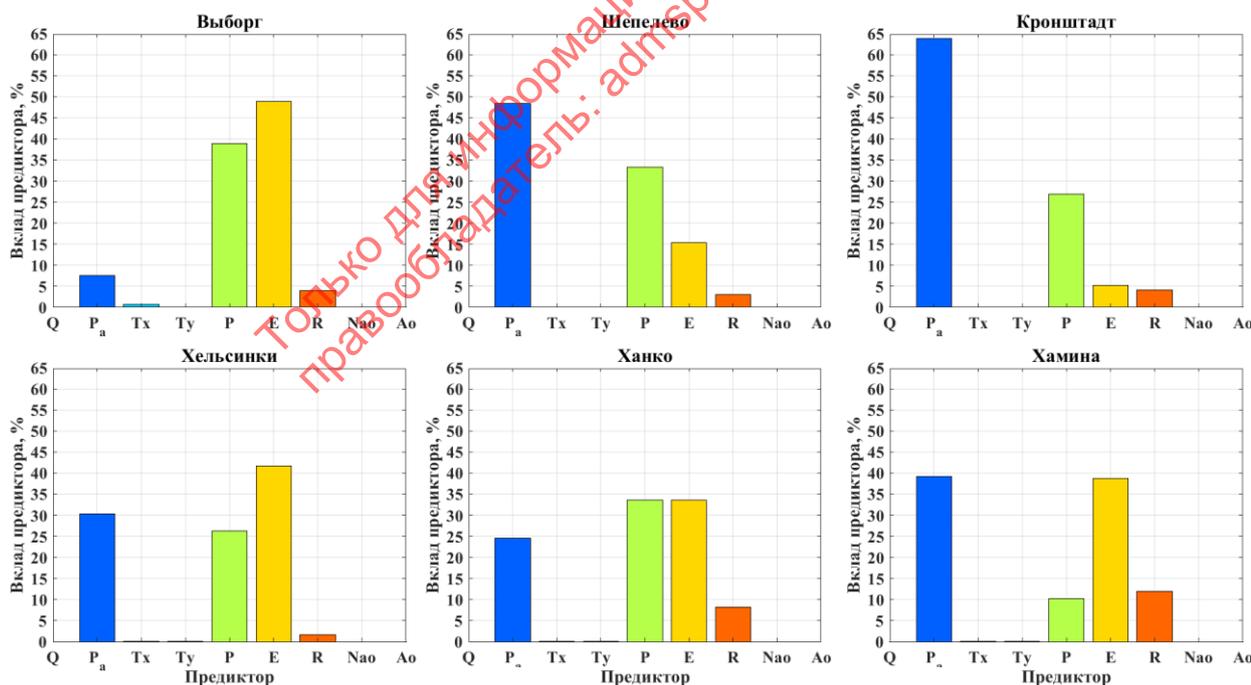


Рисунок 61 – Количественные вклады различных гидрометеорологических факторов в межгодовую изменчивость количества штормовых нагонов на мереографных постах Балтийского моря за 1994-2022 гг. (Q – транспорт воды через Датские проливы, P_a – атмосферное давление, Tx, Ty – зональная и меридиональная составляющие касательного трения ветра, P – количество атмосферных осадков, E - испарение, R – речной сток, Nao – индекс Северо-Атлантического колебания, Ao – индекс Арктического колебания).

Физико-статистический прогноз содержания кислорода

Проведён взаимный корреляционный анализ (Рисунок 62) между содержанием кислорода в воде и гидрометеорологическим предикторами. Была выявлена высокая корреляция (0.70-0.90) кислорода с температурой воды в верхнем квазиоднородном слое (0-50 м) и её солёностью в глубинном слое (ниже 50-60 м). Умеренная корреляция (0.50-0.70) с кислородом прослеживалась у испарения и речного стока, в основном, на глубинах до 40-50 м. Остальные факторы показали слабую корреляцию с содержанием кислорода (<0.40). Для повышения точности будущей модели были применены различные техники модификации рядов: сглаживание средним (12-16 мес.) и разнесение во времени (на интервалы 16-34 мес.) и добавление нелинейных аналогов исходных факторов.

Результаты расчётов физико-статистической модели показали хорошие результаты прогноза (Рисунок 63). Это подтверждают высокая корреляция между моделью и исходными данными ($r=0.73-0.97$), небольшие относительные ошибки ($\sigma_{rel}=4.4-12.9\%$), а также сходные средние квадратичные отклонения (Таблица 21). Эффективность прогноза изменяется в соответствии с вертикальным профилем распределения кислорода: в верхнем квазиоднородном слое (до 30-50 м) модель имеет высокую точность, которая резко снижается в слое окислина, а затем снова возрастает в глубинном слое (ниже 30-50 м). Причём, в центральных районах моря (K1, BY15, BY31) модель лучше описывает содержание кислорода у дна ($r=0.87-0.97$, $\sigma_{rel}=4.4-9.1\%$), чем на поверхности ($r=0.81-0.93$, $\sigma_{rel}=6.0-11.6\%$), что объясняется ослабленной вентиляцией глубоких районов. Что касается южных районов (FLADEN, BY2, BY5), то здесь наблюдается обратная ситуация: более точные прогнозы обычно приходится на поверхностные ($r=0.80-0.90$, $\sigma_{rel}=5.5-9.6\%$), а не на глубинные горизонты ($r=0.80-0.87$, $\sigma_{rel}=7.8-10.1\%$). Предположительно, это связано с глубинными затоками обогащённых кислородом вод из Северного моря, происходящими при Больших Балтийских затоках и существенно осложняющими возможности прогноза. В целом, модель адекватно воспроизводит фоновую картину содержания кислорода, но занижает интенсивность локальных экстремумов значений в придонном слое.

Оценки количественных вкладов гидрометеорологических факторов (Рисунок 64), полученные множественным регрессионным анализом, показали, что на межгодовую изменчивость содержания кислорода в морской воде влияют 3 фактора: испарение (E), атмосферные осадки (P) и речной сток (R). Для большинства станций основной вклад вносит испарение, определяющее около 50-90% дисперсии. Вторым по значимости фактором является атмосферные осадки, описывающие около 10-50% изменчивости кислорода. Наконец, значимое влияние речного стока прослеживается только в проливе Каттегат, где оно практически полностью предопределяет динамику кислорода (85-95%).

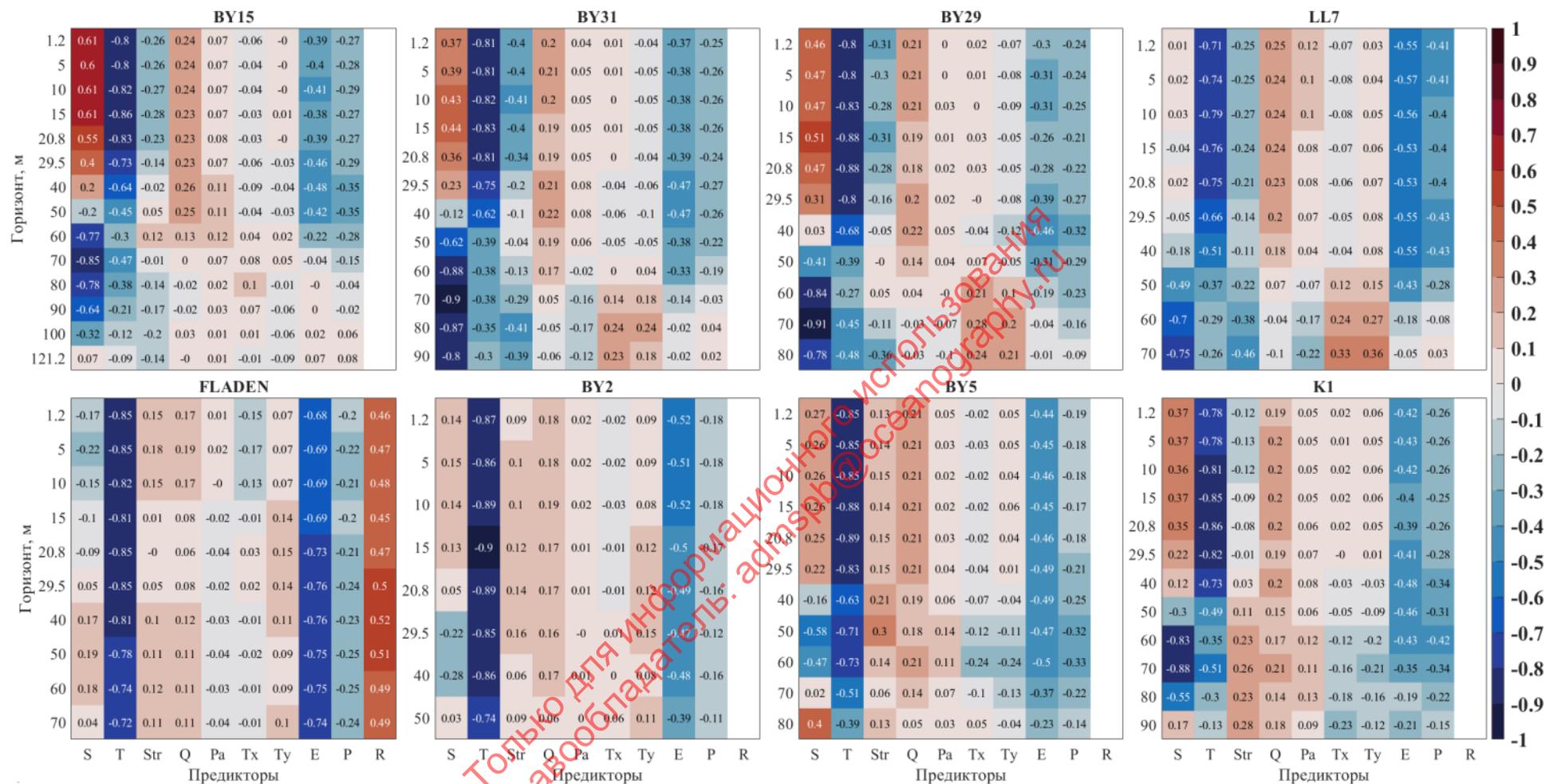


Рисунок 62 – Кросс-корреляция межгодовой изменчивости содержания кислорода с динамикой различных гидрометеорологических факторов на судовых станциях Балтийского моря за 1970-2020 гг. (S – солёность морской воды, T – температура морской воды, Str – критерий стратификации, Pa – атмосферное давление, Tx – зональная составляющая касательного трения ветра, Ty – меридиональная составляющая касательного трения ветра, P – количество атмосферных осадков, E – испарение, R – речной сток).

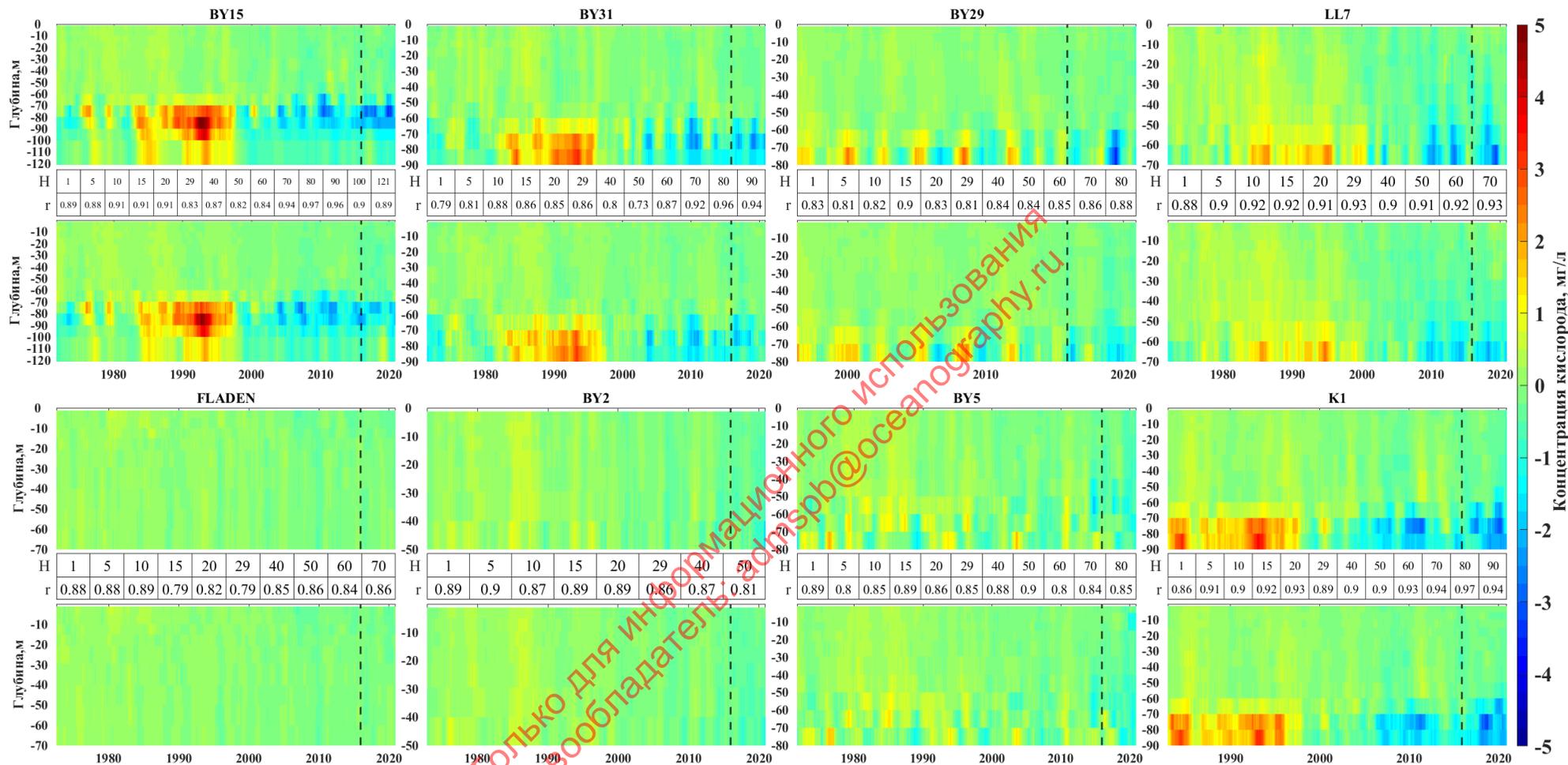


Рисунок 63 – Исходные (верхние панели) и смоделированные регрессией (нижние панели) ряды межгодовой изменчивости аномалий (относительно многолетней нормы) содержания кислорода на судовых станциях Балтийского моря за 1970-2020 гг. (черная пунктирная линия отделяет зависимый и независимый прогнозы).

Таблица 21 – Оценки точности статистической модели межгодовой изменчивости содержания кислорода в морской воде на различных горизонтах судовых станций в Балтийском море (Примечание: σ_{abs} – абсолютная ошибка, σ_{rel} – относительная ошибка, σ_{er} – ср. кв. ошибка модели, σ_m – стандартное отклонение модели, σ_n – стандартное отклонение исходного ряда, σ_p – отношение ср.кв. ошибок модели и исходного ряда, Pm – критерий точности, r – коэффициент корреляции).

		BY15								BY31								BY29								LL7							
Глубина, м	1.2	0.06	6.32	0.09	0.2	0.19	47.37	43.92	0.89	0.09	11.59	0.12	0.2	0.16	75	46.05	0.79	0.07	9.35	0.09	0.17	0.15	60	48.99	0.83	0.1	7.49	0.14	0.29	0.27	51.85	49.32	0.88
	5	0.07	9.15	0.1	0.21	0.18	55.56	41.05	0.88	0.09	9.35	0.12	0.21	0.17	70.59	41.34	0.81	0.06	7.26	0.1	0.16	0.15	66.67	52.03	0.81	0.1	7.76	0.13	0.31	0.28	46.43	44.22	0.9
	10	0.06	7.33	0.09	0.22	0.2	45	38.18	0.91	0.09	9.4	0.11	0.23	0.2	55	43.7	0.88	0.07	7.68	0.09	0.15	0.16	56.25	54.05	0.82	0.1	7.05	0.13	0.34	0.31	41.94	45.24	0.92
	15	0.07	7.55	0.1	0.24	0.22	45.45	35.81	0.91	0.1	9.41	0.13	0.25	0.21	61.9	37.82	0.86	0.06	7.42	0.08	0.18	0.17	47.06	54.05	0.9	0.12	8.65	0.15	0.4	0.36	41.67	36.9	0.92
	20.8	0.08	7.45	0.11	0.27	0.24	45.83	41.72	0.91	0.1	9.7	0.13	0.25	0.2	65	41.01	0.85	0.09	7.7	0.13	0.21	0.22	59.09	54.05	0.83	0.12	9.07	0.16	0.38	0.35	45.71	33.5	0.91
	29.5	0.1	9.89	0.14	0.25	0.22	63.64	35.64	0.83	0.1	8.67	0.13	0.25	0.21	61.9	36.47	0.86	0.09	8.68	0.12	0.19	0.2	60	57.43	0.81	0.12	8.21	0.16	0.43	0.4	40	39.12	0.93
	40	0.1	9.58	0.13	0.26	0.23	56.52	33.11	0.87	0.11	11.91	0.14	0.24	0.19	73.68	34.79	0.8	0.1	9.34	0.12	0.22	0.21	57.14	48.31	0.84	0.17	9.01	0.23	0.52	0.47	48.94	41.5	0.9
	50	0.12	10.84	0.16	0.28	0.24	66.67	41.72	0.82	0.17	12.87	0.22	0.31	0.26	84.62	46.22	0.73	0.12	7.56	0.17	0.3	0.3	56.67	48.65	0.84	0.26	8.57	0.33	0.78	0.71	46.48	38.1	0.91
	60	0.28	9.7	0.38	0.7	0.58	65.52	41.55	0.84	0.32	9.1	0.4	0.81	0.71	56.34	43.7	0.87	0.29	11.95	0.37	0.71	0.61	60.66	42.23	0.85	0.38	7.45	0.48	1.21	1.1	43.64	42.52	0.92
	70	0.44	7.35	0.57	1.68	1.52	37.5	37.33	0.94	0.4	7.57	0.52	1.34	1.21	42.98	42.86	0.92	0.46	10.02	0.59	1.14	1.03	57.28	43.58	0.86	0.41	7.27	0.52	1.38	1.24	41.94	40.14	0.93
	80	0.33	4.58	0.45	1.82	1.71	26.32	37.67	0.97	0.29	5.8	0.38	1.3	1.2	31.67	43.36	0.96	0.31	7.82	0.41	0.84	0.78	52.56	40.54	0.88								
	90	0.25	4.42	0.34	1.25	1.18	28.81	35.14	0.96	0.28	6.06	0.38	1.12	1.04	36.54	45.04	0.94																
	100	0.23	6.72	0.33	0.77	0.72	45.83	38.68	0.9																								
121.2	0.16	7.31	0.21	0.47	0.44	47.73	39.53	0.89																									

		FLADEN								BY2								BY5								K1							
Глубина, м	1.2	0.09	7.95	0.12	0.25	0.22	54.55	46.05	0.88	0.09	8.4	0.12	0.26	0.23	52.17	47.4	0.89	0.08	7.45	0.1	0.23	0.19	52.63	43.32	0.89	0.08	9.51	0.11	0.22	0.19	57.89	41.23	0.86
	5	0.09	9.64	0.11	0.23	0.2	55	48.45	0.88	0.09	7.3	0.12	0.26	0.23	52.17	46.71	0.9	0.11	6.35	0.16	0.24	0.25	64	50.42	0.8	0.07	6.96	0.09	0.21	0.19	47.37	45.61	0.91
	10	0.07	7.34	0.1	0.21	0.19	52.63	50.86	0.89	0.1	7.95	0.13	0.26	0.23	56.52	46.02	0.87	0.09	5.49	0.13	0.24	0.25	52	53.47	0.85	0.07	7.97	0.09	0.21	0.19	47.37	50.88	0.9
	15	0.08	11.46	0.11	0.17	0.15	73.33	42.61	0.79	0.1	7.95	0.13	0.26	0.23	56.52	46.02	0.87	0.09	8.13	0.11	0.25	0.21	52.38	41.46	0.89	0.07	7.38	0.09	0.23	0.21	42.86	49.56	0.92
	20.8	0.08	9.93	0.1	0.17	0.16	62.5	45.7	0.82	0.09	7.4	0.12	0.26	0.23	52.17	49.13	0.89	0.12	10.86	0.14	0.28	0.22	63.64	43.65	0.86	0.07	5.95	0.1	0.26	0.23	43.48	45.61	0.93
	29.5	0.07	10.08	0.1	0.16	0.13	76.92	41.41	0.79	0.1	7.92	0.13	0.28	0.25	52	47.23	0.89	0.13	10.12	0.16	0.31	0.25	64	44.84	0.85	0.12	8.26	0.15	0.32	0.28	53.57	44.52	0.89
	40	0.07	9.46	0.09	0.17	0.14	64.29	42.1	0.85	0.13	9.84	0.17	0.33	0.28	60.71	46.71	0.86	0.15	8.8	0.19	0.39	0.35	54.29	52.62	0.88	0.11	8.11	0.14	0.32	0.27	51.85	42.76	0.9
	50	0.07	8.78	0.09	0.17	0.15	60	43.81	0.86	0.16	7.96	0.2	0.41	0.36	55.56	50.52	0.87	0.2	8.09	0.25	0.57	0.51	49.02	40.61	0.9	0.12	6.34	0.17	0.37	0.29	58.62	51.32	0.9
	60	0.07	7.84	0.09	0.17	0.15	60	47.42	0.84	0.2	10.1	0.26	0.44	0.35	74.29	41	0.81	0.29	11.14	0.36	0.6	0.51	70.59	42.47	0.8	0.21	5.84	0.27	0.75	0.71	38.03	44.96	0.93
	70	0.08	9.03	0.09	0.18	0.16	56.25	42.96	0.86									0.28	9.09	0.36	0.66	0.61	59.02	43.15	0.84	0.42	6.82	0.54	1.59	1.54	35.06	34.65	0.94
																		0.4	9.23	0.51	0.94	0.86	59.3	53.47	0.85	0.33	5.72	0.4	1.57	1.51	26.49	31.58	0.97
																										0.24	6.08	0.31	0.91	0.86	36.05	44.74	0.94

		σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	Pm	r
		Критерии точности							

		σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	Pm	r
		Критерии точности							

		σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	Pm	r
		Критерии точности							

		σ_{abs}	σ_{rel}	σ_{er}	σ_m	σ_n	σ_p	Pm	r
		Критерии точности							

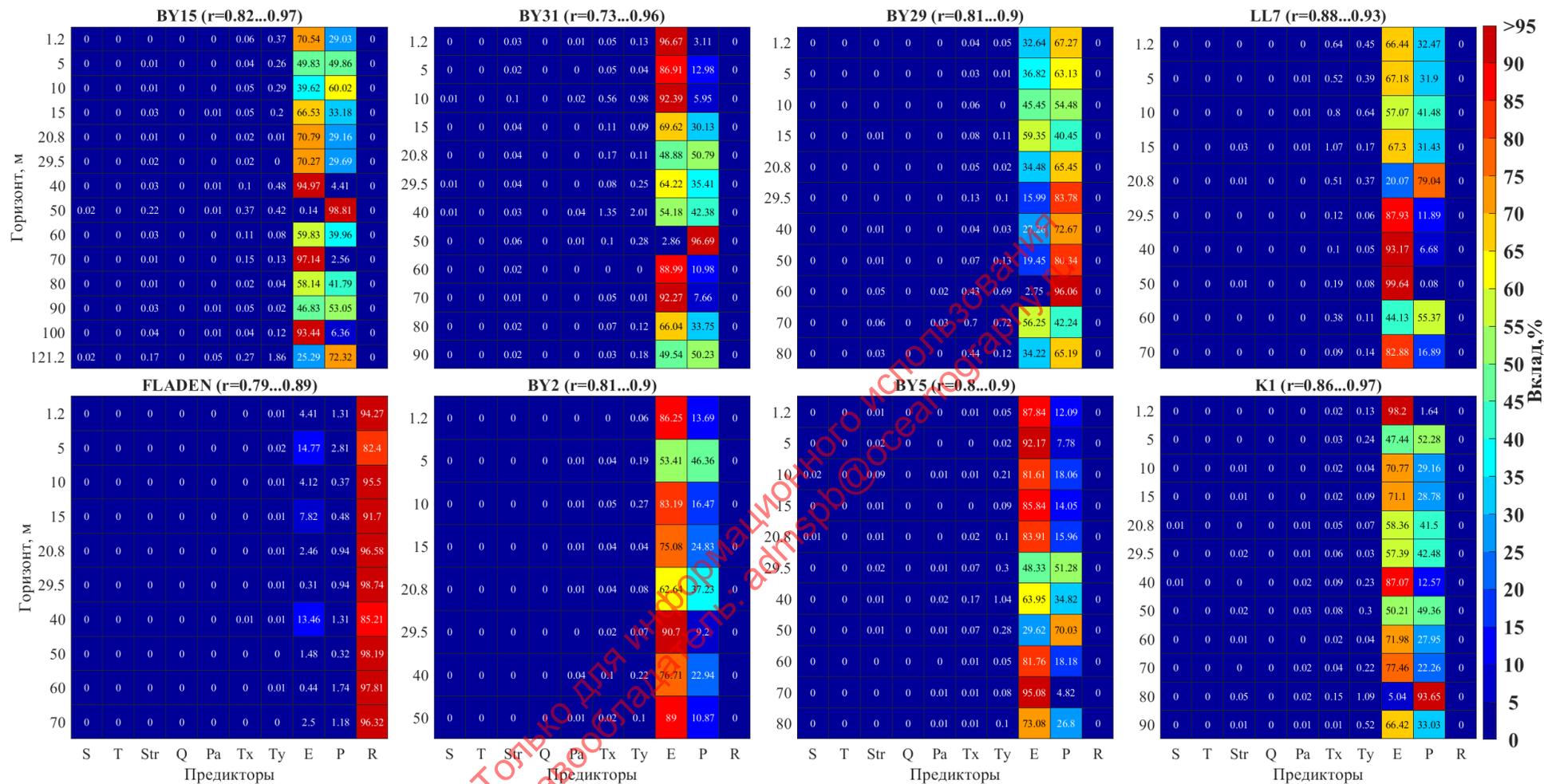


Рисунок 64 – Количественные вклады различных гидрометеорологических факторов в межгодовую изменчивость содержания кислорода на судовых станциях Балтийского моря за 1970-2020 гг. (S – солёность морской воды, T – температура морской воды, Str – критерий стратификации, Pa – атмосферное давление, Tx – зональная составляющая касательного трения ветра, Ty – меридиональная составляющая касательного трения ветра, P – количество атмосферных осадков, E - испарение, R – речной сток.

2.10 ЧИСЛЕННОЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ УСЛОВИЙ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

Оценка влияния водообмена в Датских проливах на колебания уровня Балтийского моря

Для оценки влияния изменчивости водообмена в Датских проливах на колебания уровня Балтийского моря были проведены численные эксперименты, на баротропной и бароклинной гидродинамической модели, в ходе которых на жидкой границе в Датских проливах задавались различные гармонические колебания с периодами 6, 11, 27 часов, 6, 12 суток, 1, 3, 6, 12 месяцев. При этом атмосферное воздействие было отключено, чтобы стало возможным оценить распространение колебаний разных периодов от Датских проливов в Балтийское море.

Наиболее интересным представляется анализ результатов расчета при задании гармонике на жидкой границе с периодом 27.03 часа, но с различной начальной фазой распространения. Рассчитывался январь 2007 г, когда в Санкт-Петербурге произошло 4 наводнения. На рисунке (Рисунок 65) представлен измеренный на станции ход уровня моря в Горном институте в январе 2007 г и 5 вариантов расчета уровня моря на модели с заданием гармонике с периодом 27 часов и различными фазами.

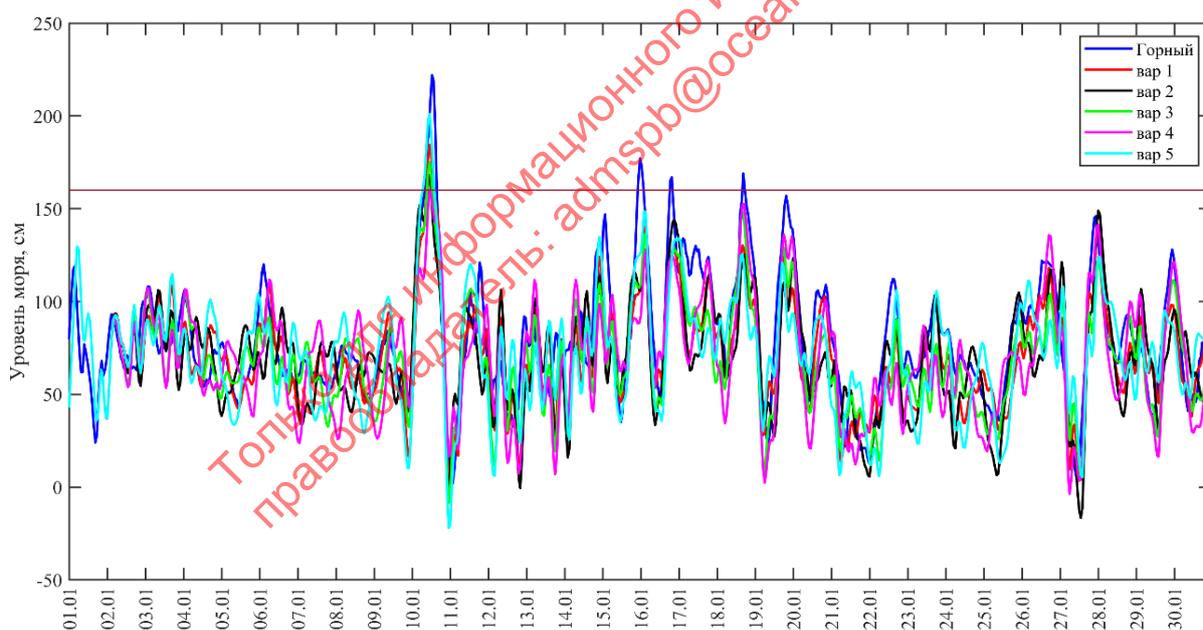


Рисунок 65 – Колебания уровня, измеренные в Горном институте (Синяя линия), и рассчитанные по модели колебания уровня с заданием на границе гармонике с периодом 27 часов и различной начальной фазой.

Хорошо видно, что колебания, заданные на границе, доходят до Санкт-Петербурга в течение суток, и затем уровень моря в различных расчетах на модели перестает быть синхронными. Также, хочется отметить, что различия в задании фазы начального колебания приводит к существенным изменениям в уровне моря на востоке Финского залива в период наводнений и разница между расчетами может составить 50 см.

Следующим экспериментом на модели, было задание граничных условий из измеренных значений уровня на станциях Фредериксхавн и Гетеборг в Датских проливах, с отфильтрованными колебаниями более 48 часов (см. Рисунок 66). Таким образом, на жидкой границе в модели задавался ежечасный реальный уровень моря в диапазоне мезомасштабных колебаний. Далее был проведен следующий расчет на модели, когда на жидкой границе задавался реальный уровень моря, но с периодами от 5 до 60 суток, остальные колебания были отфильтрованы. И последний эксперимент был проведен с отсутствием жидкой границы в Датских проливах. Хорошо видно, что наибольший вклад в колебания уровня моря вносят колебания от 5 до 60 суток, задаваемые на жидкой границе при моделировании невыходных наводнений, мезомасштабные колебания вносят в изменчивость уровня моря в Санкт-Петербурге значительно меньший вклад, ну а при отсутствии жидкой границы в модели Балтийского моря, воспроизвести наводнение в Санкт-Петербурге в принципе не получится.

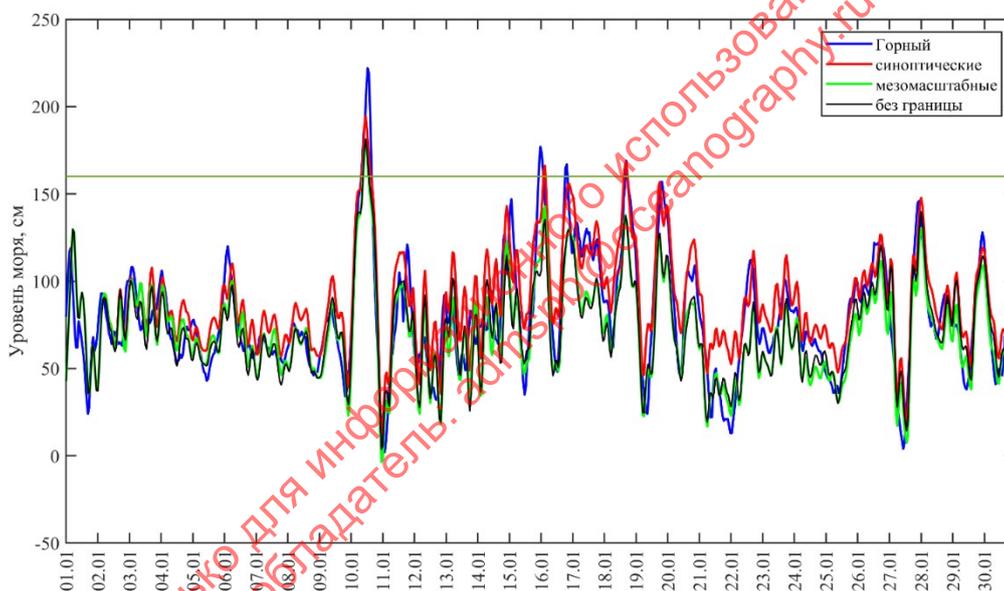


Рисунок 66 – Временной ход уровня в Горном институте (Синяя линия) и расчет на модели с заданием мезомасштабных колебаний на границе (зеленая линия), синоптических (красная), без жидкой границы (черная линия)

Для оценки воздействия водообмена через Датские проливы на колебания уровня Балтийском море на жидкой границе в Датских проливах задавались различные гармонические колебания с периодами 6, 11, 27 часов, 6, 12 суток, 1, 3, 6, 12 месяцев. Колебания с периодом 6, 11 часов, 6, 12 суток в Балтийском море практически не распространяются, фильтруясь пологими и сложной береговой чертой Датских проливов. Их влияние на Финский залив не превышает 2-5 см. Наиболее интересный результат показали гармоники 27 часов, а также гармоники кратные году. Колебание с периодом 27 часов (Рисунок 67) пересекая Датские проливы, потеряло половину своей амплитуды и достигло Финского залива с максимумом в Санкт-Петербурге. Так как в Балтийском море существует собственное свободное колебание с таким периодом, то не исключено, что входящая волна с таким же периодом из Датских проливов вошла в резонанс с

существующим и потому фаза этого колебания не поступательная, а имеет 2 амфидромии, одна в центральной части Балтийского моря, вторая в Ботническом заливе.

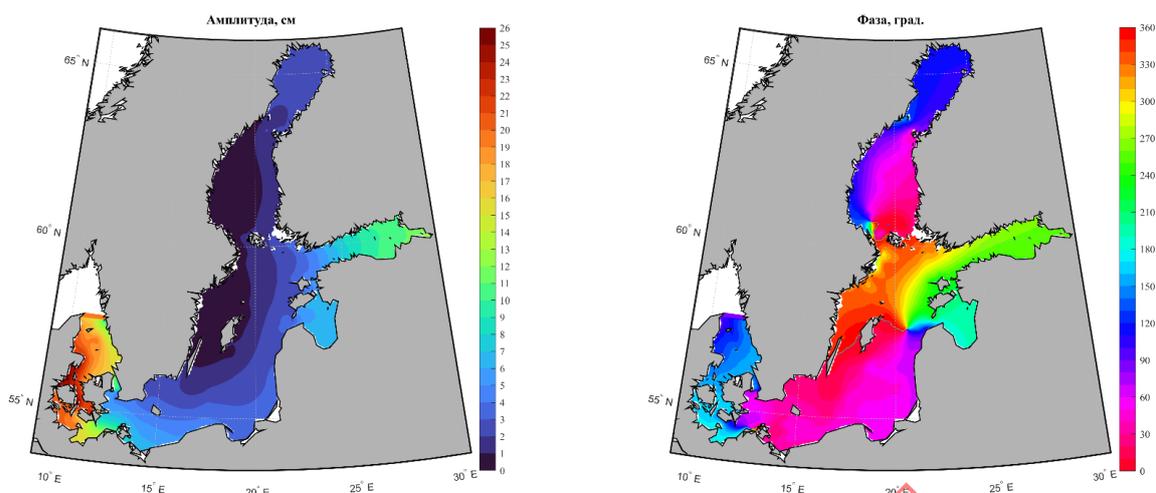


Рисунок 67 – Распределение амплитуды и фазы уровня моря для заданной гармоники с периодом 27 часов на жидкой границе.

На рисунке (Рисунок 68) представлены амплитудно-фазовые характеристики полугодового колебания уровня моря. Хорошо видно, что на диссипацию энергии этой гармоники Датские проливы не влияют. Её амплитуда не уменьшается при распространении через Датские проливы, а фаза на всем протяжении моря практически не меняется, это говорит о том, что изменение уровня с периодом полгода, происходит одновременно во всех точкам Балтийского моря.

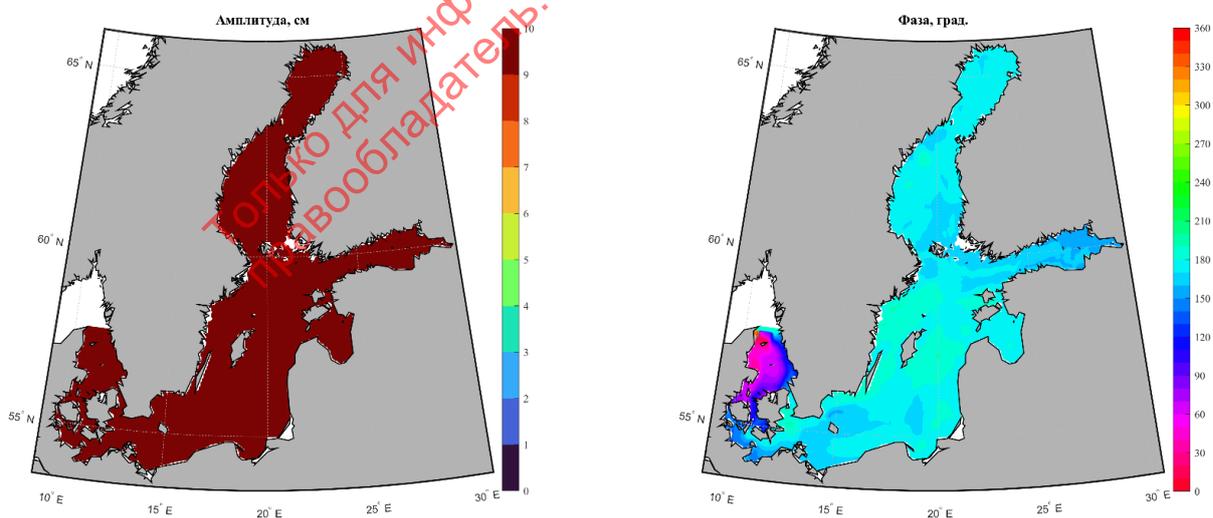


Рисунок 68 – Распределение амплитуды и фазы уровня моря для заданной гармоники с периодом 1/2 года на жидкой границе.

Особенности термохалинной структуры Балтийского моря в мягкие и суровые зимы

Для исследования особенностей термохалинной структуры Балтийского моря в суровые и мягкие зимы были получены результаты моделирования мягкой (2008г.) и суровой (2011г.) зимы. Анализ расчетов проводился для 2-х океанологических разрезов.

На рисунке (Рисунок 69) по результатам численных экспериментов с моделью INMOM представлены вертикальные распределения температуры, солёности и плотности морской воды, разности между ними и вертикальные градиенты этих параметров зимой 2008 и 2011 гг. на разрезе I, который пересекает юго-запад Балтийского моря, восточный Готландский бассейн и Финский залив). Зимой 2008 года средняя температура на поверхности моря изменялась от 0°C на востоке Финского залива до 5,0°C на юго-западе моря, а самые тёплые воды с температурой 6-8°C наблюдались в придонном слое юго-западной части открытой Балтики (точки 4 и 5), в глубинном слое центральной Балтики (точки 9-19) и придонном слое центральной части Финского залива (точки 25-27). Холодной зимой 2011 г. температура на поверхности моря не превышала значений 0 – 0,5°C на всем протяжении разреза Юго-Западная Балтика–Финский залив, а максимальные температуры, достигающие 6-7°C, наблюдались в придонных слоях отдельных районов центральной Балтики (точки 10-13 и 14-16) и Бормхольского бассейна. Наибольшие положительные разности температурных режимов 2008 и 2011 гг., достигающие 2 - 4°C, отмечаются в верхнем квазиоднородном слое открытой Балтики и западной части Финского залива, а также в придонном слое юго-западной части моря, а самые большие отрицательные разности температур в 1-2°C – в придонных слоях восточной части Финского залива и центральной Балтики.

Самые низкие значения солёности зимой 2008 и 2011 гг. наблюдаются в распреснённой речным стоком восточной части Финского залива, где они составляют 0 – 2 у.е. При движении вдоль разреза на запад и юго-запад солёность в поверхностном слое увеличивается, достигая наибольших значений в 7-8 у.е. на юго-западе Балтийского моря. Максимальные значения солёности и в 2008 и 2011 гг. отмечаются в придонных слоях юго-западной части Балтики, а также в 2011 г. в придонном слое центральной Балтики, где они достигают значений 11 – 13 у.е. Наибольшие положительные разности солёности вод между условиями мягкой (2008 г.) и суровой (2011 г.) зимы, достигающие 1,0-2,5 у.е. отмечаются во всей толще вод юго-западной части открытой Балтики, а самые большие отрицательные разности в -1 – 2 у.е. – в глубинных и придонных слоях центральной и северной частях открытой Балтики, а также в Финском заливе.

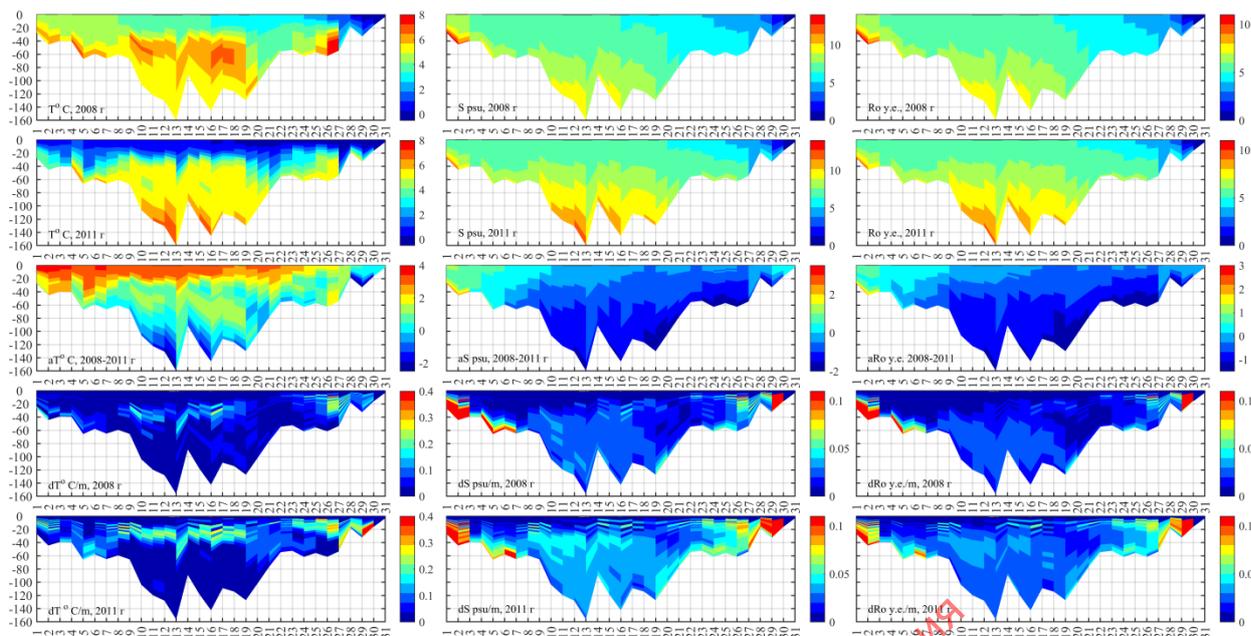


Рисунок 69 – Распределение температуры ($T^{\circ}\text{C}$), солёности ($S\text{‰}$) и плотности (ρ , у. е) зимой 2008 и 2011 гг., а также разности между ними (нижние рисунки) и вертикальные градиенты $T^{\circ}\text{C}$, $S\text{‰}$ и ρ (у.е) на разрезе I (юго-запад Балтики – Финский залив). Нумерация точек разреза показана в разделе данные и методы.

Вертикальные распределения плотности морских вод на разрезе юго-западная Балтика – Финский залив свидетельствуют, что за исключением юго-западной части моря, во всех других районах открытой Балтики, а также в Финском заливе мощность верхнего квазиоднородного слоя в условиях мягкой зимы 2008 г. в 1,5 – 3 раза больше по сравнению с условиями суровой зимы 2011 г. (Рисунок 69). Наибольшая глубина (100 м) верхнего квазиоднородного слоя отмечалась в 2008 г. в районе Готландской впадины (точка 13), а наименьшая (несколько метров) – зимой 2008 и 2011 гг. в центральной и восточной части Финского залива. Выделяются районы, в которых во всей водной толще плотность близка к однородному состоянию: в 2008 г. это южная часть открытой Балтики (точки 7, 8), западная (точки 21-24), центральная (точки 27, 28) и самая восточная (точки 30,31) части Финского залива, а в 2011 г. такой район наблюдается только на самом востоке Финского залива (точки 30, 31).

Оценки вертикальных градиентов температуры, солёности и плотности свидетельствуют, что за исключением самой восточной части Финского залива (точки 30, 31) во всех районах Балтики, пересекаемых разрезом I, в зимних условиях 2008 и 2011 гг. сохраняется устойчивая стратификация, но в суровую зиму 2011 года она заметно усиливается, особенно в открытой Балтике и Финском заливе (см. Рисунок 69). В открытой Балтике зимой 2011 г. отчетливо выражен слой самых высоких температурных градиентов, расположенный на глубинах от 10-20 до 40-60 м, который мягкой зимой 2008 г. заметно ослабляется и размывается. Самые большие вертикальные градиенты плотности морских вод, достигающие $0,09 - 0,11 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-4}$, отмечаются в 2008 и 2011 гг. на юго-западе моря в Арконском и Борнхольмском бассейнах, а также в

центральной и восточной частях Финского залива. В открытой Балтике зимой 2008 и 2011 гг. наибольшие градиенты плотности наблюдаются в слое от 5 до 40 м. Пространственная структура изменений вертикального градиента плотности в большей степени согласуется с изменениями вертикального градиента солёности, в то время как в Финском заливе она похожа на пространственные изменения вертикальных градиентов и температуры и солёности. Зимой 2008 г. в открытой Балтике хорошо выражено заглубление нижней границы верхнего однородного по плотности слоя от нескольких метров на северо-востоке до 50 метров в Борнхольмском бассейне. В суровую зиму 2011 г. эта тенденция была выражена очень слабо, и мощность верхнего однородного по плотности слоя не превышала 5 – 8 метров. Обращает на себя внимание, что вертикальные изменения температуры, солёности и плотности в зимних условиях 2008 и 2011 гг. происходят не монотонно, а имеют ступенчатую или квазиступенчатую структуру, когда с глубиной сравнительно тонкие и однородные по свойствам слои сменяются такими же тонкими слоями с повышенными градиентами температуры, солёности и плотности. На юго-западе Балтики и в центральной части Финского залива такая тонкая термохалинная структура наблюдается до самого дна, а в центральной части моря до глубин 20-40 м. Подобная ступенчатая структура вертикальных изменений температуры и солёности отмечалась также по инструментальным измерениям в Финском заливе [124].

На разрезе II, пересекающем юго-запад Балтийского моря - западный Готландский бассейн - Ботнический залив, мягкой зимой 2008 года средняя температура воды на поверхности менялась от $-0,5^{\circ}\text{C}$ на самом севере Ботнического залива до $+5,0^{\circ}\text{C}$ в юго-западной части моря. В суровую зиму 2011 г. отрицательные температуры около $-0,5^{\circ}\text{C}$ наблюдаются во всём Ботническом заливе, а также в северной части открытой Балтики; далее, при движении на юг, поверхностная температура растёт, достигая максимальных значений $+1,5^{\circ}\text{C}$ в юго-западной части моря. В зимних условиях наиболее тёплые воды $+6-8^{\circ}\text{C}$ наблюдаются в 2008 г. в глубинных и придонных слоях северной части открытой Балтики, западном Готландском бассейне, а также Борнхольмском и Арконском бассейнах (Рисунок 70). В этих же районах в глубинных и придонных слоях располагаются наиболее тёплые воды и в суровую зиму 2011 г., однако температуры этих вод заметно ниже ($+4,5-6,0^{\circ}\text{C}$). Наибольшие положительные разности температурных режимов ($2-4^{\circ}\text{C}$) зимних условий 2008 и 2011 гг. относятся к поверхностным и глубинным слоям всей открытой Балтики, Ботническому морю и глубоководной области северной части Ботнического залива, а наибольшие отрицательные разности, достигающие $-0,5 - 1,5^{\circ}\text{C}$, - в придонных слоях западного Готландского бассейна, на севере открытой Балтики и Ботнического моря, а также в глубинных и придонных слоях северной части Ботнического залива.

Солёность в зимних условиях 2008 и 2011 гг. на поверхности моря на II разрезе меняется от 0 – 1 у.е. на севере Ботнического залива до 7 – 8 у.е. на юго-западе моря. Максимальные значения солёности в 9 – 11 у.е. отмечаются в придонных слоях юго-западной части Балтийского моря, западного Готландского бассейна и на севере открытой Балтики (Рисунок 70). Наибольшие положительные разности солёности (+0,5 – 1,5 у.е.) между зимними условиями 2008 и 2011 гг. наблюдаются во всей водной толще Арконского бассейна, в придонном слое Борнхольмского бассейна, в поверхностном слое южной части западного Готландского бассейна и на севере Ботнического моря. Самые большие отрицательные разности солёности (-1 -2 у.е) отмечаются в придонных и глубинных слоях западного Готландского бассейна и на севере открытой Балтики.

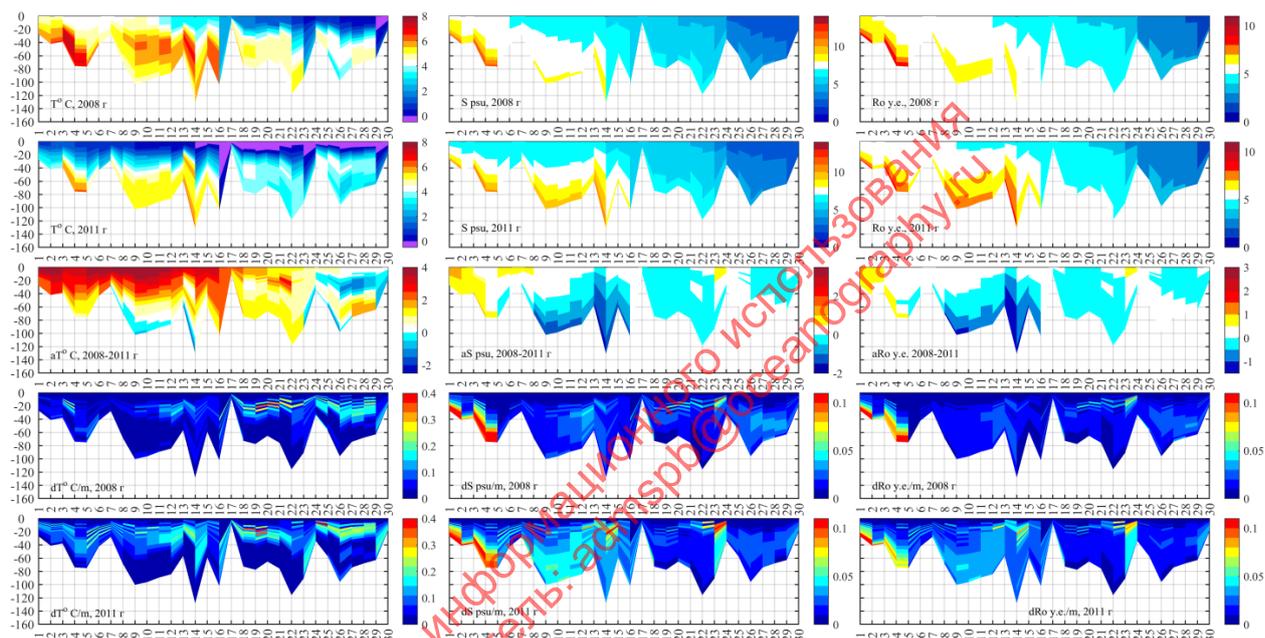


Рисунок 70 – Распределение температуры ($T^{\circ}\text{C}$), солёности ($S\%$) и плотности (ρ , у. е) зимой 2008 и 2011 гг., а также разности между ними (нижние рисунки) и вертикальные градиенты $T^{\circ}\text{C}$, $S\%$ и ρ (у.е) на разрезе II (юго-запад Балтики – Западный Готландский бассейн - Ботнический залив). Нумерация точек разреза – в разделе данные и методы.

Вертикальное распределение плотности морской воды на разрезе в Ботническом заливе не выявляет выраженных различий между зимними условиями 2008 и 2011 гг., и только в районе впадины Ульвё зимой 2011 г. отмечается заметное усиление стратификации. Вертикальные распределения градиентов плотности свидетельствуют, что зимой 2008 года наибольшая величина верхнего однородного по плотности слоя достигала глубин 30 – 70 м в Борнхольмском и западном Готландском бассейнах, а также на севере открытой Балтики, в то время как в других районах моря величина этого слоя была заметно меньше. Зимой 2011 г. величина верхнего однородного по плотности слоя в открытой Балтике заметно уменьшилась, и произошло усиление стратификации (Рисунок 70). Также, как и на разрезе I, вертикальные изменения температуры, солёности и плотности на разрезе II в зимних условиях 2008 и 2011 гг. происходят не монотонно, а имеют ступенчатую или квазиступенчатую структуру. При сравнении

вертикальных градиентов 2008 и 2011 гг. стратификация выражена заметно слабее, чем в Финском заливе.

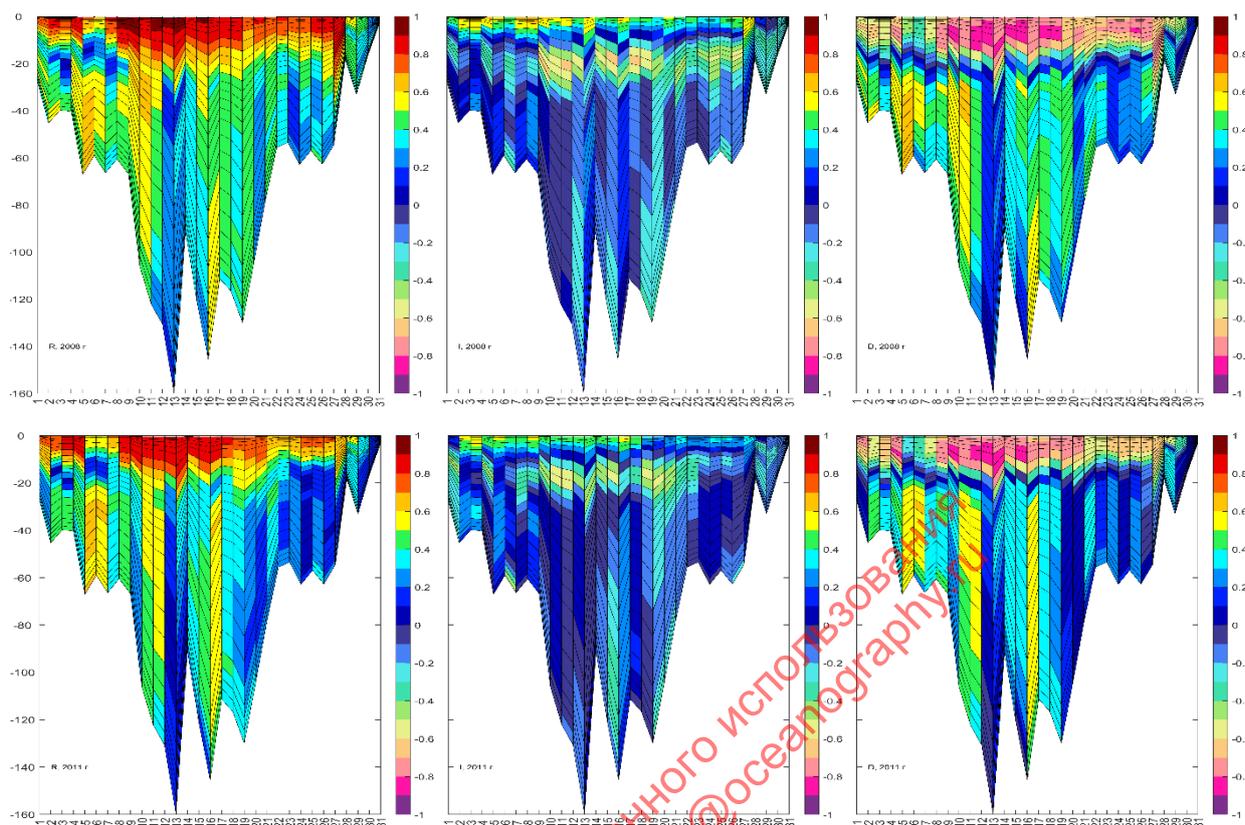


Рисунок 71 – Результаты взаимного корреляционного анализа между касательным трением ветра и течениями на разрезе I зимой 2008 (вверху) и 2011 (внизу) года.

На рисунке (Рисунок 71) представлены результаты взаимного корреляционного анализа между касательным трением ветра и течениями зимой 2008 и 2011 гг. на разрезе I. Обращает на себя внимание, что зимой 2008 и 2011 гг. отсутствует взаимосвязь между колебаниями касательного трения ветра и течений на востоке Финского залива (точки 28 – 31). В плотности на разрезах I и II хорошо видно, что в Ботническом заливе в зимних условиях других районах Финского залива и открытой Балтике, пересекаемых разрезом I, корреляция достигает высоких значений (0.60-0.90) в верхнем квазиоднородном слое, и наибольший вклад в неё оказывают ортогональные изменения ветра и течений. Отрицательные значения инварианта $r_{\Omega_1}^{VU}(\theta)$ в верхнем слое свидетельствуют, что течения развернуты относительно векторов ветра по часовой стрелке, как это и должно быть при генерации дрейфовых течений. Видно, также, что теплой зимой 2008 г. коэффициенты корреляции были немного выше и распространялись на большие глубины.

Похожие результаты взаимного корреляционного анализа между касательным трением ветра и течениями мы видим и на разрезе II юго-запад Балтики-западный Готландский бассейн-Ботнический залив: отсутствие связи на самом севере Ботнического залива, высокие значения

коэффициентов корреляции в других районах Ботнического залива и открытой части Балтийского моря, наблюдающиеся до глубин от нескольких метров (Арконский бассейн) до 30-40 метров (открытая Балтика); вектора течений в поверхностном слое высокой корреляции развернуты в среднем относительно векторов ветра на заданном промежутке времени по часовой стрелке; небольшое снижение оценок коэффициентов корреляции и глубин их высоких значений в холодную зиму 2011 г., наибольший вклад в высокую корреляцию ортогональных изменений скорости (Рисунок 72).

В целом, результаты взаимного корреляционного анализа касательного трения ветра и течений свидетельствуют, что генерация ветровых течений в зимних условиях распространяется до глубин от нескольких метров до 20-40 метров (Рисунок 71, Рисунок 72).

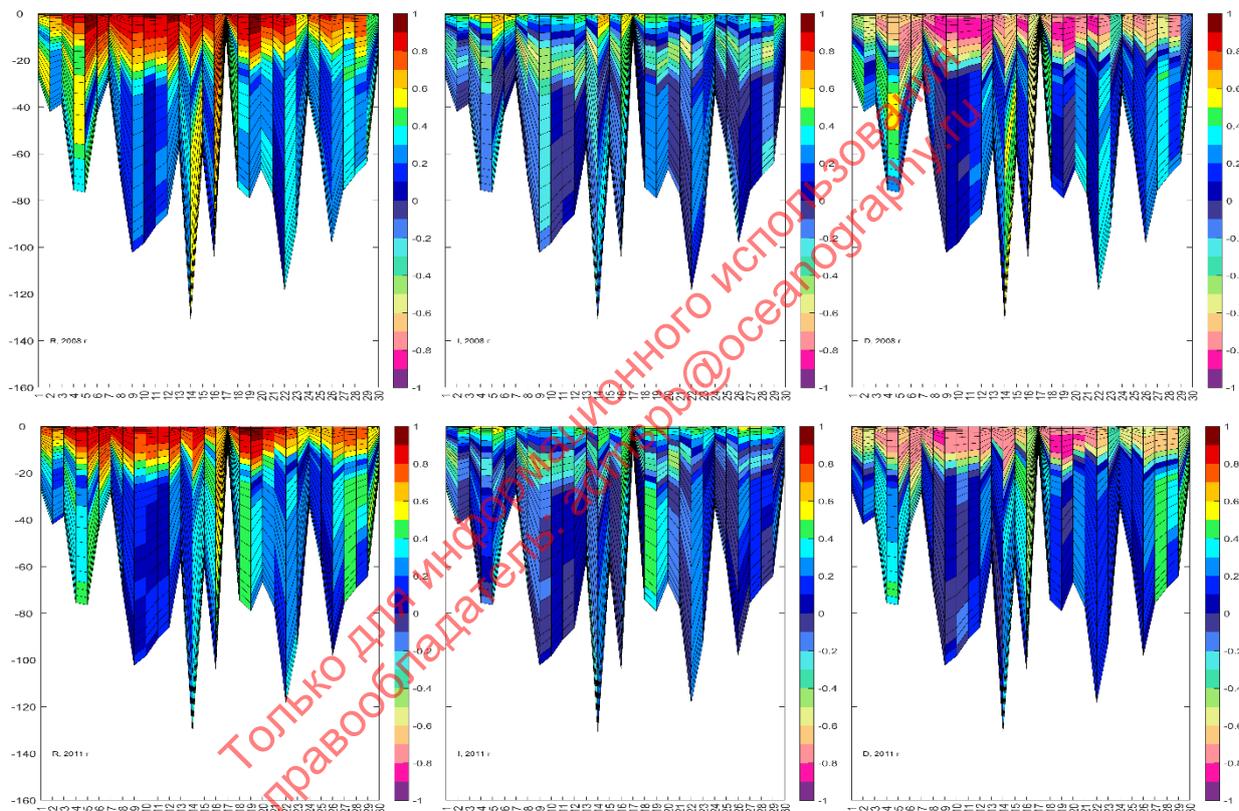


Рисунок 72 – Результаты взаимного корреляционного анализа между касательным трением ветра и течениями на разрезе II зимой 2008 (вверху) и 2011 (внизу) года.

Оценка баротропного отклика динамической системы Балтийского моря на индуцированные колебания уровня из Северного моря

На рисунке (Рисунок 73а) представлен спектр, задаваемых на жидкой границе колебаний уровня моря, и спектры индуцированных колебаний уровня моря в 2-х точках юго-западной части Балтийского моря. Хорошо видно, что после прохождения Датских проливов, амплитуда индуцированных колебаний уровня моря практически на всех частотах уменьшается. Однако это уменьшение происходит не одинаково в разных частотных диапазонах. Менее всего гидравлическое сопротивление Датских проливов влияет на диссипацию энергии индуцированных колебаний в диапазоне сезонной изменчивости (периоды от 1 года до 3-х месяцев). Их амплитуды на выходе из Датских проливов уменьшаются на 6 – 22%, причем, самое минимальное понижение амплитуды в этом диапазоне наблюдается у полугодовых вариаций уровня моря. В синоптическом диапазоне частот (периоды от месяцев до нескольких суток [125] с увеличением частоты происходит резкое уменьшение амплитуд колебаний на 30 – 99%. При переходе в мезомасштабный диапазон (периоды от нескольких суток до часов) отмечается увеличение амплитуд индуцированных колебаний до 2 – 4 см по сравнению с соседним, более низкочастотным диапазоном. Эта особенность отмечается на периодах от 45 до 15 часов. Далее, при уменьшении периодов, амплитуды индуцированных колебаний уровня резко уменьшаются почти до нулевых значений. Обращает на себя внимание, что в диапазоне периодов менее 300 часов амплитуды индуцированных колебаний у северного побережья Арконского бассейна значительно меньше по сравнению с южным побережьем (см. Рисунок 73).

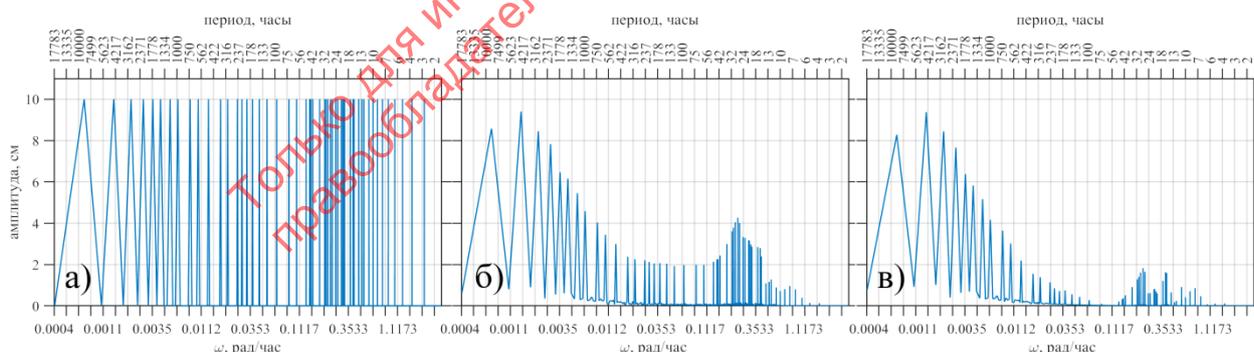


Рисунок 73 – Амплитудные спектры, задаваемых на жидкой границе (север пр. Каттегат) колебаний уровня моря (а), и индуцированных колебаний уровня моря у южного (б, точка 6) и северного (в, точка 155) побережья Арконского бассейна Балтийского моря (номера точек см. на рисунке (Рисунок 10)).

На рисунке (Рисунок 74) представлены результаты гармонического анализа, демонстрирующие пространственные изменения амплитуд индуцированных колебаний уровня в прибрежной зоне Балтийского моря в диапазоне периодов от 1 года до 3 часов.

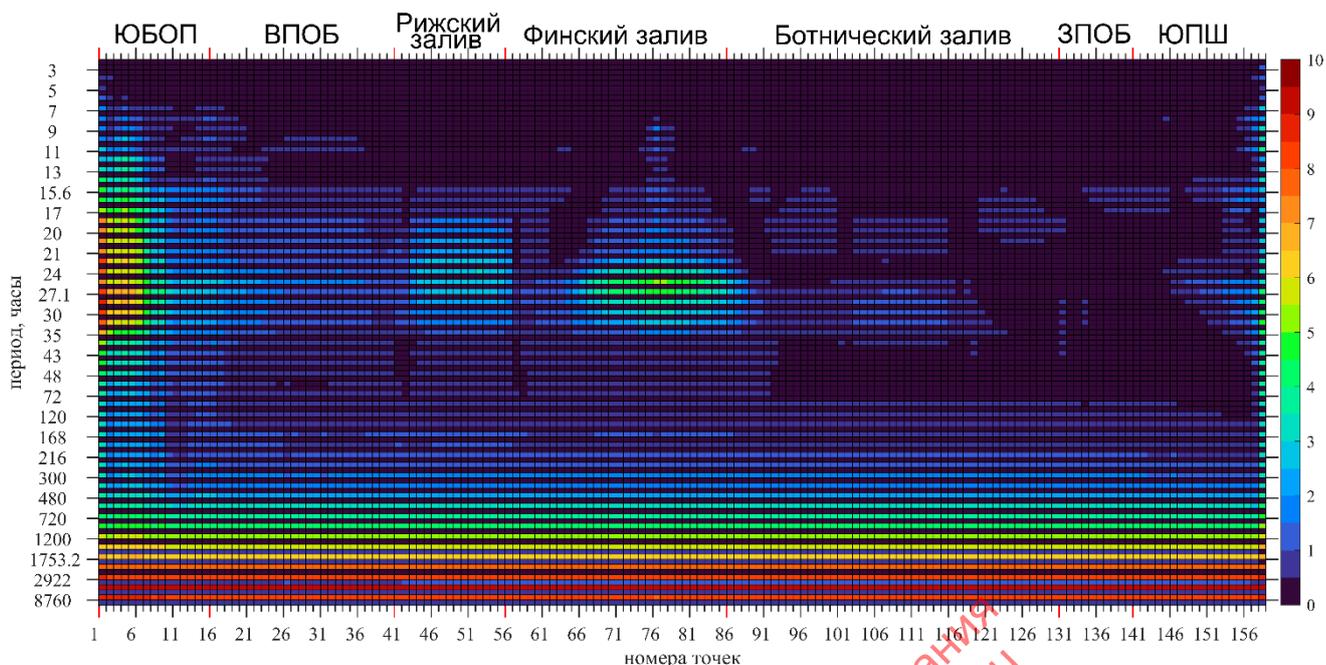


Рисунок 74 – Пространственные изменения амплитуд индуцированных колебаний уровня в прибрежной зоне Балтийского моря в диапазоне периодов от 1 года до 3 часов (ось ординат). Цифры на оси абсцисс – номера точек, показанные на рис 1 ЮПОБ – южное побережье открытой Балтики, ВПОБ – восточное побережье открытой Балтики, ЗПОБ - западное побережье открытой Балтики, ЮПШ – южное побережье Швеции.

В мезомасштабном диапазоне периодов наблюдается выраженная неоднородность в пространственных распределениях амплитуд индуцированных колебаний, когда в одних районах выделяются обширные прибрежные акватории Балтики, где наблюдается практически полное затухание индуцированных колебаний, в то время как в других регионах их амплитуды достигают 3.0–7.5 см (см. Рисунок 74). Например, в диапазоне периодов от 3 до 14 часов везде, кроме юго-западной Балтики и самой восточной части Финского залива амплитуды индуцированных колебаний близки к нулю (см. Рисунок 74). В Ботническом заливе, у западного побережья открытой Балтики и у южного побережья Швеции почти полное затухание индуцированных колебаний наблюдается в диапазоне периодов более 41 часа, но менее 4 суток. На западе Ботнического моря и на северо-западном побережье открытой Балтики эта особенность распространяется также на диапазон периодов от 20 до 35 часов.

На выходе из Датских проливов (Аркинский бассейн) амплитуды индуцированных мезомасштабных колебаний достигают 7–8 см. За пределами юго-западной части открытой Балтики самые большие амплитуды индуцированных колебаний в мезомасштабном диапазоне наблюдается для колебаний с периодами от 17 до 35 часов в Рижском и, особенно, в Финском заливе, где они достигают значений 4.5 – 5.4 см (см. Рисунок 74). Это известный диапазон собственных баротропных колебаний Балтийского моря, описанных в работах [126–128]. Так, Вабер и Краус по результатам численных экспериментов с моделью мелкой воды выделили собственные баротропные колебания с периодами 31, 26, 22, 20, 17 и 13 часов [126].

Моделирование собственных колебаний с помощью трёхмерной баротропной моделью позволило выделить дополнительно, кроме перечисленных выше, колебания с периодами 41, 37, 29, 21, 16 и 15 часов [128].

В синоптическом диапазоне масштабов неоднородность в пространственном изменении амплитуд индуцированных колебаний заметно уменьшается (см. Рисунок 74). Здесь, в диапазоне периодов от 2 до 15 суток, за исключением Арконского бассейна, вдоль всех побережий Балтики амплитуды индуцированных колебаний имеют очень низкие значения, не превышающие 0.5 – 1.5 см (см. Рисунок 74). При понижении частоты оценки амплитуд увеличиваются до 6.5 – 7.5 см и становятся более однородными на всём протяжении побережий Балтийского моря.

В диапазоне сезонной изменчивости (периоды от 1 года до 3 месяцев) гидравлическое сопротивление Датских проливов оказывает незначительное влияние на распространение индуцированных колебаний уровня в Балтийское море. Амплитуда полугодовой гармоник уменьшается на 6% до 9.4 см и остаётся неизменной во всех прибрежных зонах Балтики. У годовой гармоник амплитуда меняется от 8.2 – 8.4 см на выходе из Датских проливов до минимального значения 7.8 см в Невской губе Финского залива. Значения амплитуд трёхгодовой гармоник везде составляют 8.2 см, а у четырёхгодовой – они немного меньше – 7.7 – 7.8 см.

Для того, чтобы ответить на вопрос, почему амплитуды индуцированных годовых колебаний в Балтийском море меньше, чем у полугодовых, был проведён ещё один численный эксперимент. На жидкой границе задавалась только одна годовая гармоника с амплитудой 10 см. На рисунке (Рисунок 75) приведены амплитудные спектры Фурье, полученные в рамках этого численного эксперимента. Хорошо видно, что на выходе из Датских проливов амплитуда годовой гармоник уменьшается, и в более высокочастотной области формируются обертоны годового хода уровня (см. Рисунок 75б, в, г.). Этот результат может свидетельствовать, что выявленные особенности пространственной изменчивости амплитуд индуцированных колебаний уровня в диапазоне сезонной изменчивости в первом численном эксперименте связаны с тем, что из-за нелинейных взаимодействий, которые могут быть вызваны работой адвективных ускорений и нелинейными эффектами, связанными с придонным трением и мелководностью, происходит передача энергии от годовых колебаний в более высокочастотную область спектра, где генерируются обертоны годового хода уровня моря, из которых наибольшую амплитуду имеет полугодовой обертоны, величина которого максимальна на востоке Финского залива. В результате, амплитуда годовой гармоник уменьшается, а амплитуда индуцированного полугодового колебания увеличивается за счет влияния обертона.

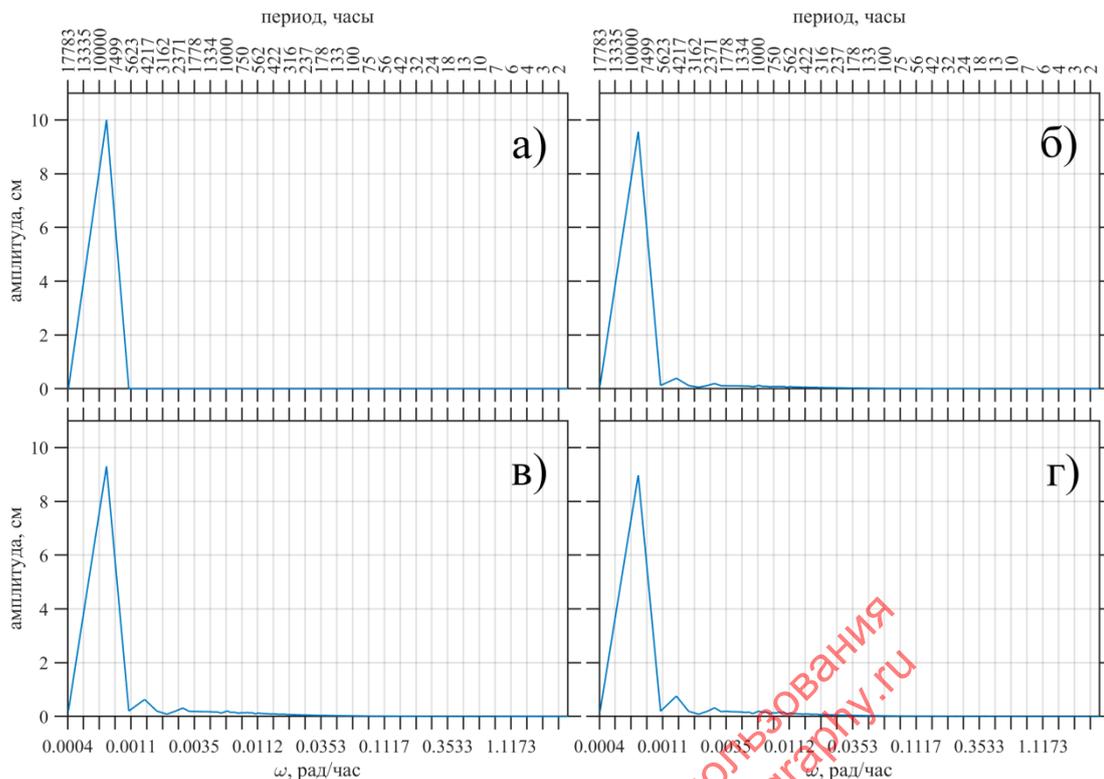


Рисунок 75 – Амплитудные спектры изменений уровня у южного (б) и северного (в) побережий Арконского бассейна Балтийского моря, а также в восточной части Финского залива (г), после задания на жидкой границе (см. рисунок 9) только одного гармонического колебания с периодом 1 год (а).

Согласно теоретическим представлениям в морских бассейнах релаксация водных масс к условиям равновесия после прекращения действия возмущающих сил происходит в виде длинных волн 2-х классов: гравитационных и градиентно-вихревых [129–131]. В ограниченных морских бассейнах большое влияние на динамику длинных волн оказывают эффекты отражения, проявляющиеся в формировании стоячих мод гравитационных волн и мод градиентно-вихревых волн, свойственных замкнутым бассейнам [130–132].

Теоретические исследования длинных гравитационных волн в полуограниченных и замкнутых бассейнах свидетельствуют, что на частотах (ω), где вращение Земли не ощущается, т.е. $\omega \gg f$, (f - параметр Кориоллиса), формируются сейши – свободные затухающие стоячие гравитационные волны, генерирующиеся на частотах собственных колебаний бассейна [133,134]. Самый простой вид сейш – когда уровень воды поднимается у одного края бассейна, в то же время, опускаясь у другого его края, а посередине бассейна наблюдается узловая линия, вдоль которой колебания уровня отсутствуют, и частицы воды движутся только горизонтально. Этот вид сейш называют одноузловыми. Двухузловой называют сейшу, имеющую две узловые линии. Сейши бывают и многоузловые – три, четыре и более узлов. Специфической особенностью сейш является одновременность фазы колебания во всех точках бассейна с резким ее изменением на 180° в узловой зоне. Результаты численного моделирования показывают, что в Балтийском море

при отсутствии вращения Земли для сейши с периодами 40,6 часов единственная узловая линия располагается на самом севере открытой Балтики [126]

На частотах $f > \omega \geq f$, где велико влияние вращения Земли, в стоячей гравитационной волне происходит ослабление развития фиксированных узловых линий и стягивание их в узловые точки (амфидромические центры), вокруг которых возмущения уровня моря начинают вращаться против часовой стрелки в виде волны Кельвина в северном полушарии и по часовой стрелке – в южном [135]. Такие колебательные движения имеют признаки как стоячих, так и прогрессивных волн. Признак стоячих волн – наличие выраженной узловой области в виде амфидромии, в центре которой колебания уровня отсутствуют, и пучностей, где колебания уровня максимальны. Признак прогрессивных волн – квазимонотонное изменение фазы волны в пространстве, вокруг амфидромического центра. В некоторых работах такие волны называют смешанными или прогрессивно-стоячими [128,132,136,137].

В реальных природных условиях ограниченных морских бассейнов, из-за сложности очертаний берегов и рельефа дна под влиянием вращения Земли стоячие гравитационные волны модифицируются в многоузловые прогрессивно-стоячие волны Кельвина [73,128,132,138].

Именно такие особенности колебательных движений мы наблюдаем на рисунке (Рисунок 76а,б,в), где показаны амплитудно-фазовые характеристики индуцированных баротропных колебаний в мезомасштабном диапазоне частот. Отклик урвенной поверхности Балтийского моря на воздействие индуцированных колебаний с периодами 12, 24 и 26 часов проявляется в виде генерации прогрессивно-стоячих волн [128,132,136,137] с выраженными амфидромическими системами и пучностями, вращающимися против часовой стрелки вокруг амфидромических центров в виде волн Кельвина (см. Рисунок 76а,б,в). Для колебаний с периодом 12 часов отмечается 8 амфидромий, и практически на всей акватории Балтики их амплитуды не превышают 0.4 см и только на самом востоке Финского залива, а также на юго-западе открытой Балтики отмечаются пучности, в которых амплитуда повышается до 0.8 см на востоке Финского залива и до 3.5 см на юго-западе моря (см. Рисунок 76а).

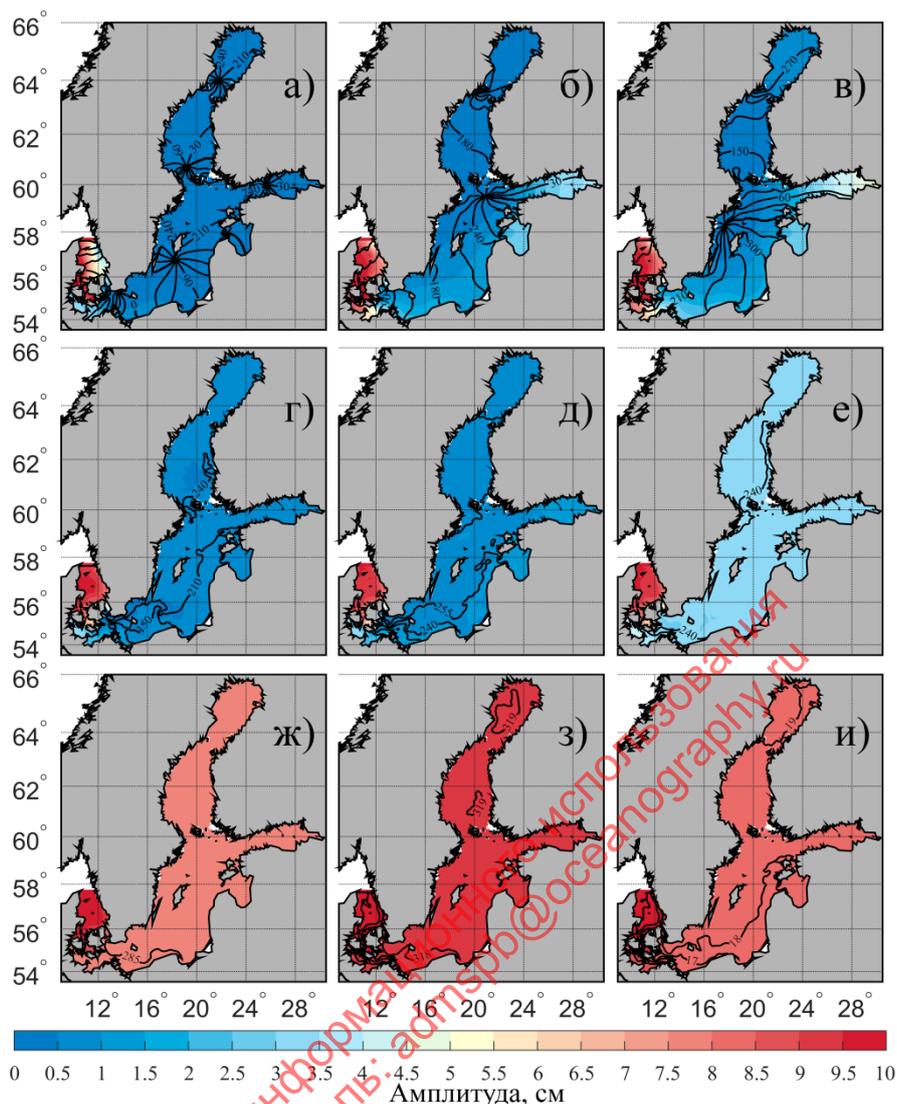


Рисунок 76 – Амплитудно-фазовые характеристики индуцированных баротропных колебаний уровня моря с периодами 12,4, 24, 26 часов (верхние), 4, 7, 25 суток (средние) и 91, 181 и 365 суток (нижние)

Для колебаний с периодом 24 часа наблюдаются 2 амфидромические системы: одна – на севере Ботнического залива, вторая – на самом севере открытой Балтики, а также пучности в Финском и Рижском заливах и на юго-западе моря (см. Рисунок 76б).

Период 26 часов соответствует периоду доминирующих по амплитуде собственных баротропных колебаний Балтийского моря [126–128]. По этой причине происходит резонанс между индуцированными колебаниями с периодом 26 часов и собственными колебаниями Балтики, в результате которого генерируется двухузловая прогрессивно-стоячая волна Кельвина (см. Рисунок 76в), имеющая наибольшую амплитуду (5 - 6 см) по сравнению с индуцированными колебаниями других частот мезомасштабного диапазона (см. Рисунок 74). Одна из амфидромий у этих колебаний располагается на севере Ботнического залива, другая – на северо-западе открытой Балтики (см. Рисунок 76в). Основные пучности отмечаются в Финском заливе и на юго-западе моря, а менее выраженные – в Рижском заливе и на севере Ботнического залива (см.

Рисунок 76в). Эти результаты свидетельствуют, что индуцированные колебания с периодами собственных колебаний Балтийского моря могут вносить определённый вклад в формирование опасных подъёмов уровня в Балтике. Например, хорошо известно, что длинные волны, которые генерируются во время штормовых нагонов и вызывают наводнения на востоке Финского залива, имеют периоды, близкие к периодам собственных колебаний Балтики [139,140], и в ряде работ показано, что одним из механизмов опасных подъёмов уровня в Невской губе может быть резонанс между анемобарическими силами в движущемся над морем глубоком циклоне и собственными колебаниями Балтики [14,96,139]. Мареографные измерения уровня на границе Северного и Балтийского морей в пункте Скаген свидетельствуют, что в осеннее-зимний период здесь отмечаются довольно интенсивные непривлинные мезомасштабные колебания, которые приводят к подъёмам уровня в данном районе около 1 метра (см. Рисунок 77). Вейвлет-анализ этих колебаний показывает (см. Рисунок 77б,г), что их периоды близки к периоду 26-27 часов, который имеют доминирующие по амплитуде в Балтийском море собственные баротропные колебания [126–128]. Этот результат свидетельствует о возможности резонанса между индуцированными и собственными колебаниями Балтийского моря. Возможен, по-видимому, и двойной резонанс генерации волн невских наводнений, когда периоды изменчивости анемобарических сил в проходящем над Балтикой глубоком циклоне и индуцированных колебаний совпадают с собственными баротропными колебаниями Балтийского моря.

Только для информационного использования
правообладатель: admspb@oceanography.ru

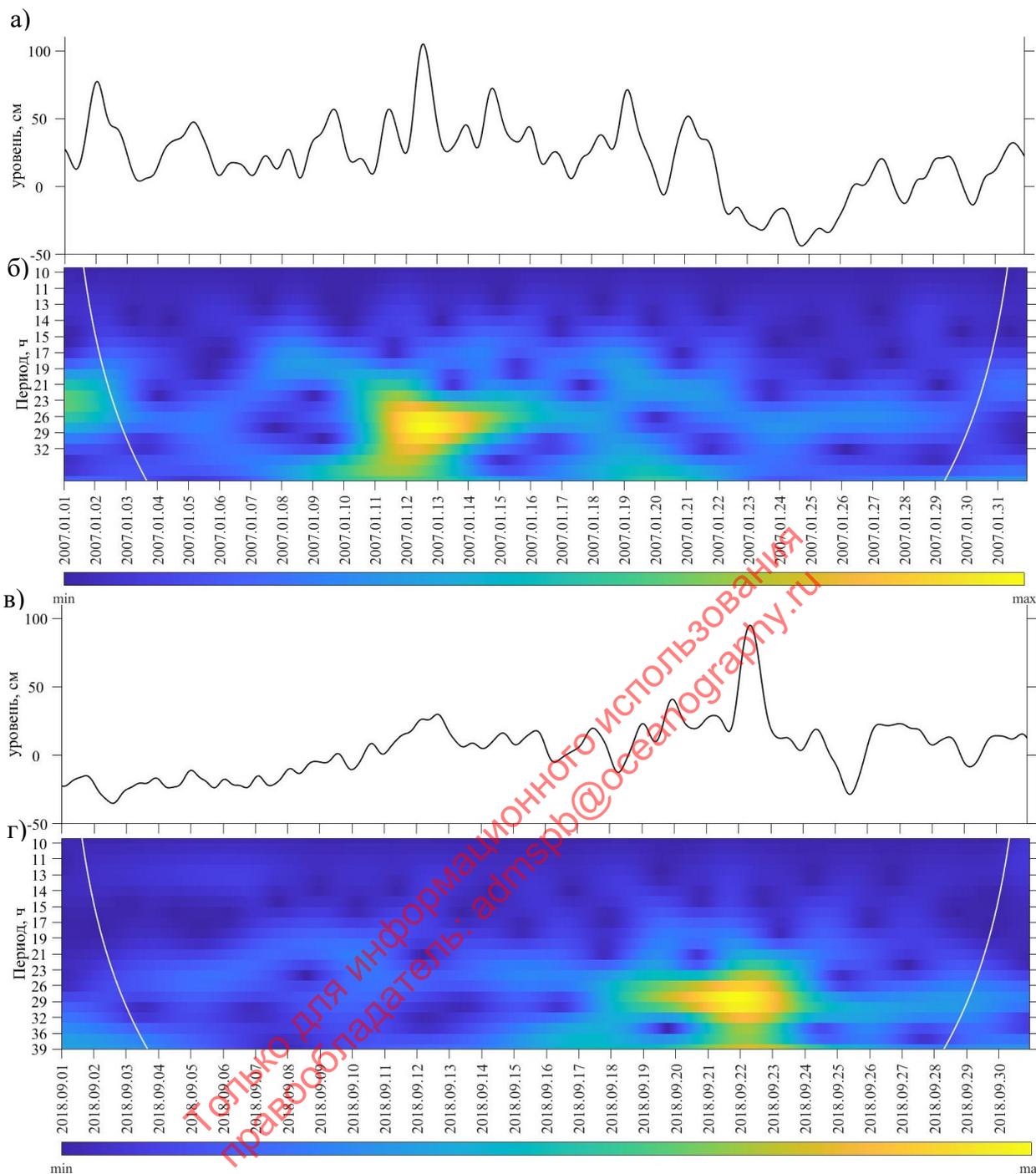


Рисунок 77 – Ряды ежечасных значений уровня моря в пункте Скаген (см. данные и методы) в январе 2007 (а) и сентябре 2018 г. (в) из которых с помощью фильтра Баттерворта исключен полусуточный прилив и их вейвлет-разложения (б, г).

Средняя глубина Балтийского моря равна 54 м, средние глубины его основных заливов меняются от 15 до 77 м, а максимальная глубина достигает 458 м [20]. Теоретические фазовые скорости гравитационных волн, соответствующие таким глубинам, и оцененные по известной формуле $C_g=(gH)^{1/2}$ (где g – ускорение свободного падения, H - средняя глубина Балтийского моря) равны 12 – 67 м/с. Оценки фазовой скорости поступательной компоненты волнового движения у колебаний с периодом 12.4 часа, рассчитанные на основе результатов численного моделирования, варьируют от 12 до 42 м/с (см. Рисунок 78а), т.е. входят в диапазон теоретических фазовых скоростей гравитационных волн. Фазовые скорости колебаний с

периодами 24 часа меняются от 6.0 до 22 м/с (см. Рисунок 78б), а у 26-часовых колебаний они равны 6 -19 м/с (см. Рисунок 78в). Такие оценки также, частично, пересекают диапазон теоретических фазовых скоростей гравитационных волн.

В синоптическом диапазоне частот амплитудно-фазовая картина индуцированных колебаний значительно меняется. Результаты, представленные на рисунке (Рисунок 76г,д,е), демонстрируют, что у колебаний с периодами 4, 7 и 25 суток отсутствуют амфидромические системы, но сохраняется неоднородность пространственного распределения оценок фаз: в южной части моря отмечается сгущение изофаз, а севернее – их разрежение (см. Рисунок 76г,д,е). Эта особенность также является признаком прогрессивно- стоячих волн [132]. Гидравлическое сопротивление Датских проливов оказывает значительное влияние на индуцированные колебания с периодами 4 и 7 суток: их амплитуды за проливной зоной уменьшаются приблизительно на порядок до значений 0.3 – 1.4 см (см. Рисунок 78г,д). Оценки амплитуд у колебаний с периодом 25 суток остаются однородными на всей акватории Балтики за проливной зоной и имеют значения около 3 – 3.5 см.

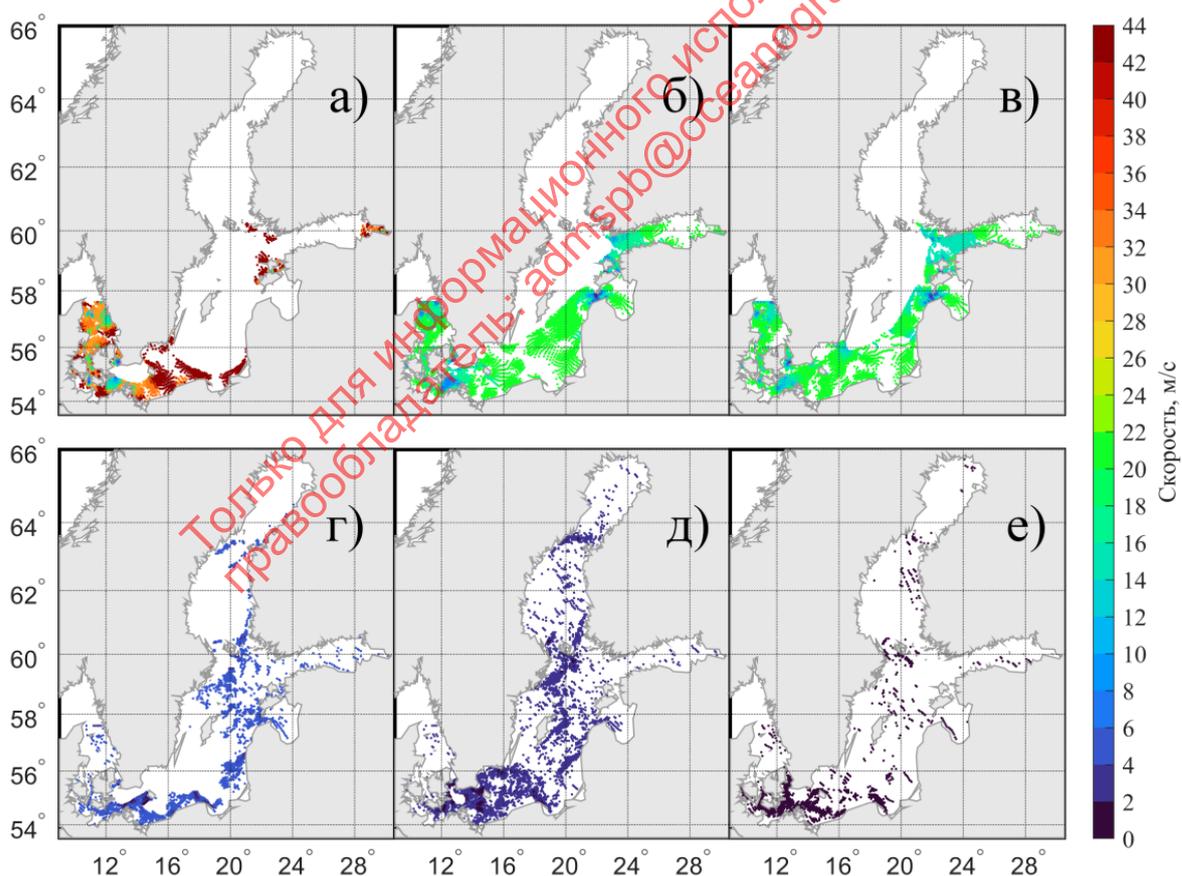


Рисунок 78 – Оценки фазовой скорости поступательной компоненты волнового движения, полученные по формулам (9,10) для индуцированных колебаний с периодом 12 (а), 24 (б), 26 часов (в) и 4 (г), 7 (д), 25 (е) суток.

В ограниченных бассейнах на частотах $\omega < f$, кроме низкочастотных волн Кельвина могут генерироваться захваченные градиентно-вихревые волны, подобные топографическим волнам

Россби [141]. Это преимущественно горизонтально-поперечные волновые движения, которые генерируются только на частотах, лежащих всегда ниже инерционной частоты. В ряде работ возмущения синоптического масштаба в полях течений и уровня Балтийского моря идентифицировались, как топографические волны [142–147]. Топографические волны всегда распространяются вдоль изобат, оставляя зону подъёма дна справа в северном полушарии, и слева – в южном [141]. Результаты на рисунке (Рисунок 78г,д,е) свидетельствуют, что в синоптическом диапазоне индуцированные колебания уровня моря с периодами 4 суток распространяются с фазовыми скоростями 1.6 – 5.5 м/с, 7 суток – 0.9 – 3.0 м/с, 25 суток – 0.2 – 0.8 м/с. Эти значения значительно меньше теоретических оценок фазовых скоростей баротропных гравитационных волн для условий Балтийского моря, которые мы сделали выше. Можно предположить, что в синоптическом диапазоне частот индуцированные баротропные волновые движения в поле уровня Балтийского моря могут быть связаны с топографическими волнами.

У индуцированных баротропных колебаний с периодами 1, 0.5 и 0.25 года не отмечается пространственного изменения фазы, что свидетельствует о синхронности изменений уровня в Каттегате и других районах Балтийского моря.

Результаты численных экспериментов с трёхмерной баротропной гидродинамической моделью позволяют сделать следующие основные выводы:

1. В диапазоне периодов от 3 часов до 10 суток, за исключением частот собственных баротропных колебаний Балтийского моря (периоды 15 – 35 час), гидравлическое сопротивление Датских проливов оказывает значительное влияние на фильтрацию индуцированных колебаний уровня моря, приводя к снижению их амплитуды за проливами приблизительно в десять и более раз. В диапазоне периодов 15 – 35 часов из-за резонанса с собственными баротропными колебаниями Балтийского моря происходит усиление индуцированных флуктуаций уровня моря. Этот результат свидетельствует, что индуцированные колебания с периодами собственных колебаний Балтийского моря могут вносить определённый вклад в формирование опасных подъёмов уровня в Балтике.

2. В мезомасштабном диапазоне частот баротропный отклик уровня поверхности Балтийского моря на воздействие индуцированных колебаний проявляется в генерации прогрессивно-стоячих волн с выраженными амфидромическими системами и пучностями, вращающимися против часовой стрелки вокруг амфидромических центров в виде волн Кельвина. Оценки фазовой скорости поступательной компоненты волнового движения у этих колебаний согласуются с теоретическими значениями фазовых скоростей гравитационных волн.

3. В синоптическом диапазоне частот у колебаний с периодами более 10 суток с увеличением периодов ослабляется фильтрующее влияние Датских проливов и на периодах

около 60 суток их амплитуды понижаются только на 50%. В пространственной структуре этих колебаний отсутствуют амфидромические системы, но сохраняется неоднородность пространственного распределения оценок фаз. Значения фазовых скоростей распространения индуцированных колебаний синоптического масштаба значительно меньше теоретических оценок фазовых скоростей баротропных гравитационных волн для условий Балтийского моря. Можно предположить, что в синоптическом диапазоне частот индуцированные баротропные волновые движения в поле уровня Балтийского моря могут быть связаны с топографическими волнами.

4. Наименьшее фильтрующее воздействие Датские проливы оказывают на индуцированные колебания в диапазоне сезонной изменчивости (3 – 12 месяцев): их амплитуды на выходе из Датских проливов уменьшаются на 6 – 22%. У этих колебаний не отмечается пространственного изменения фазы. Наибольшая амплитуда в Балтийском море отмечается у полугодовых индуцированных колебаний. Эта особенность связана с влиянием полугодового обертона у годового колебания, который генерируется за счет нелинейных эффектов и усиливает полугодовое индуцированное колебание уровня моря.

Анализ механизмов современного осолонения вод Балтийского моря

На рисунке (см. Рисунок 79) показано, что при задании максимальных осадков и речного стока, происходит распреснение вод в течении времени и к концу расчетного, 2018 года, разность между соленостью со средним форсингом и форсингом при максимальных осадках и речном стоке, достигает 20 ‰.

При сравнении экспериментов со средним стоком и осадками, и минимальным форсингом по стоку и осадкам (см. Рисунок 80), видно, что происходит небольшое осолонение вод Балтийского моря. Но величина этого осолонения невелика, и увеличение солености за год численных расчетов не превышает 1‰. В первую очередь это связано с тем, что среднее значение речного стока и осадков близко к минимуму, в отличие от максимальных значений, которые значительно отличаются от среднего. Т.е. если рассматривать гистограмму осадков и речного стока (см. Рисунок 81), например, в южной части Балтийского моря, то можно видеть, что распределение этих характеристик смещено в сторону минимумов.

Таким образом, чтобы оценить роль речного стока и осадков в осолонении Балтийского моря, необходимо выбрать годы с наибольшим количеством осадков, наименьшим и средним. Затем, задавая одинаковые граничные условия и остальные характеристики форсинга, провести серию экспериментов для дальнейшего анализа.

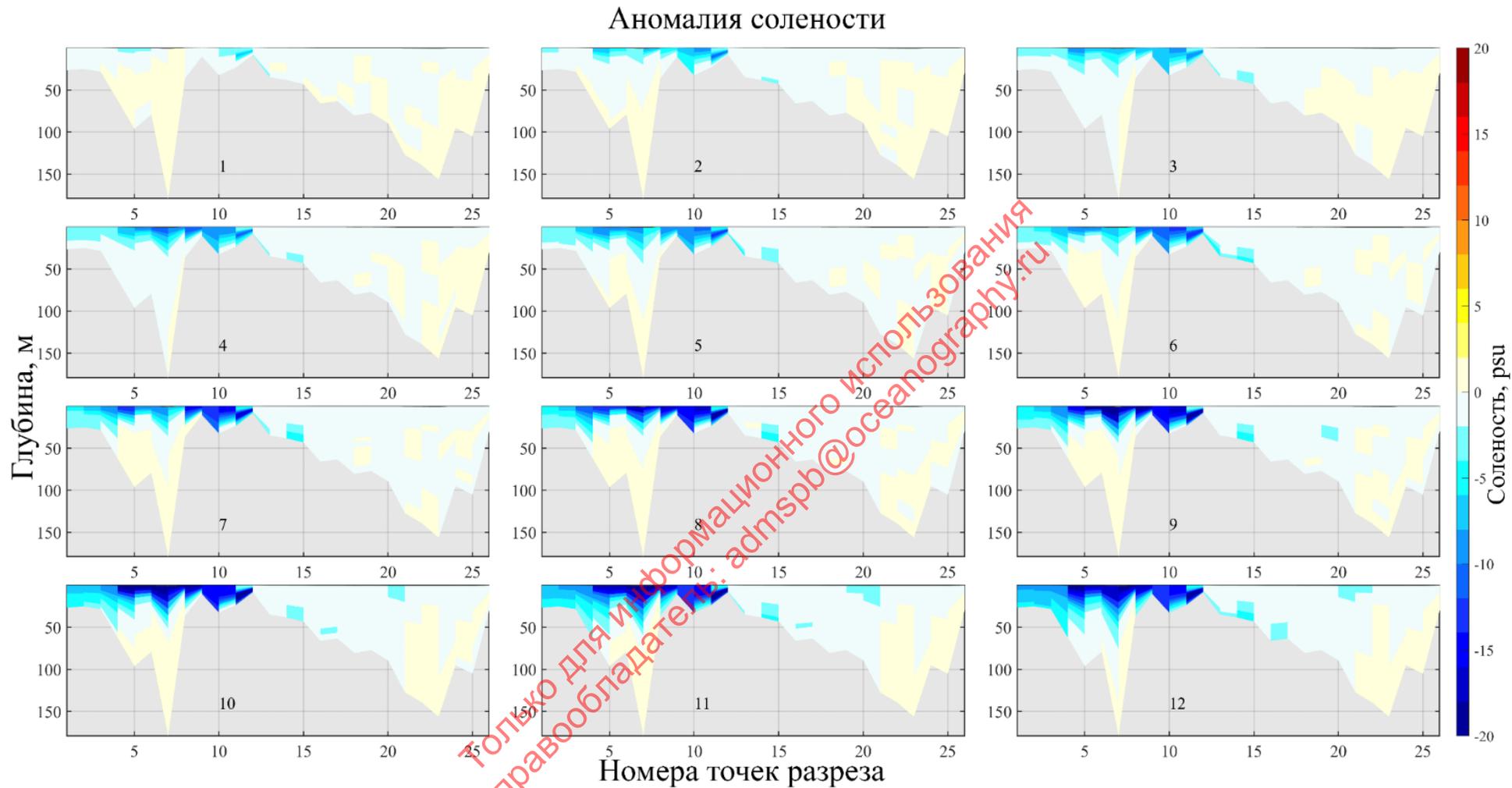


Рисунок 79 – Среднемесячные аномалии солёности между экспериментом со средним форсингом и форсингом с максимальными значениями осадков и речного стока.

Аномалия солености

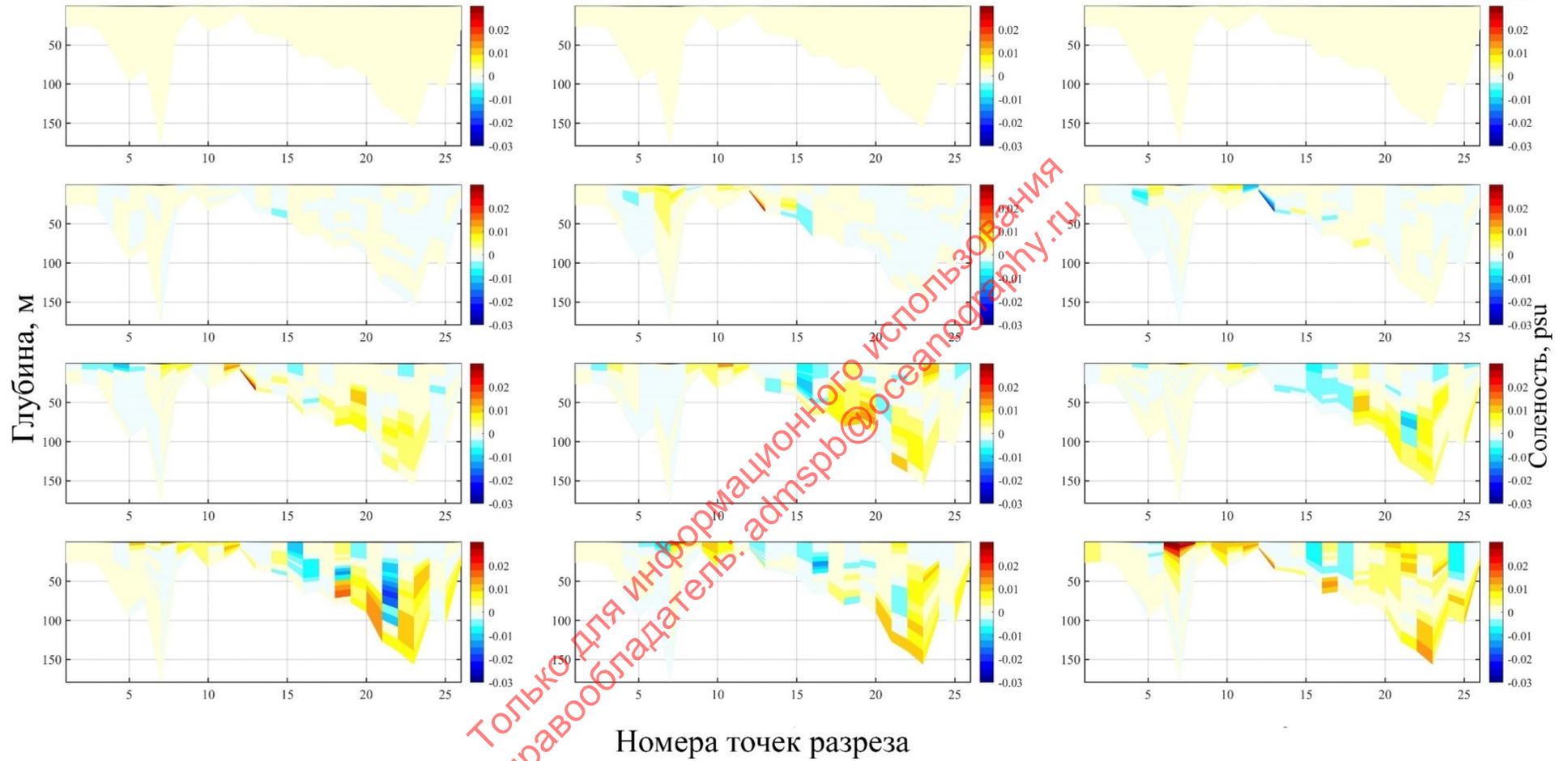


Рисунок 80 – Среднемесячные аномалии солености между экспериментом со средним форсингом и форсингом с минимальными значениями осадков и речного стока.

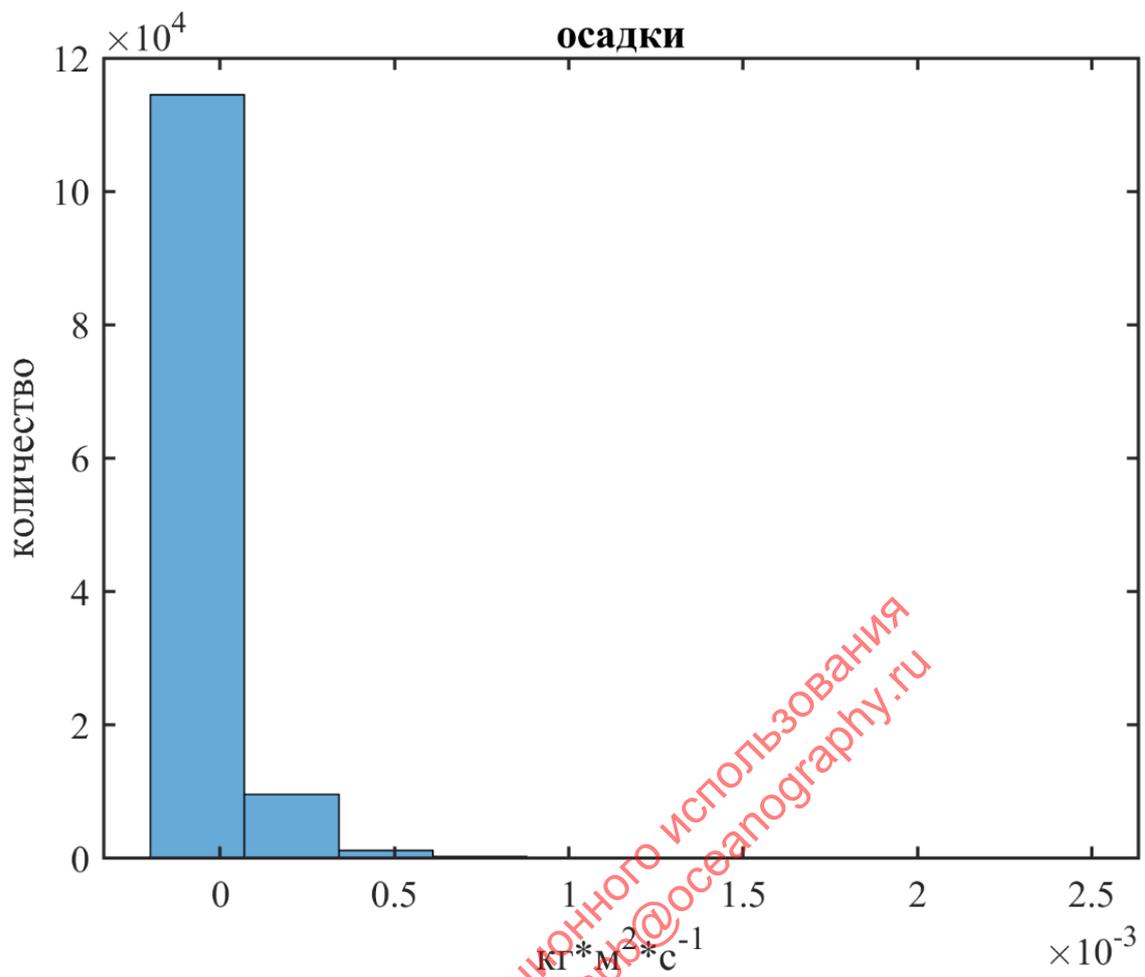


Рисунок 81 – Гистограмма осадков в южной части Балтийского моря.

Только для информационного использования
 правообладатель: adm@seaography.ru

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистически анализ гидрометеорологических процессов

Анализ рассчитанных трендов гидрометеорологических процессов над акваторией Балтийского моря позволил выделить следующие особенности:

1. Для атмосферного давления за период 1901-2019 гг. отмечаются положительные многолетние тренды, свидетельствующие о его росте над Балтийским морем. В среднем размах тренда невелик и составляет около 1 гПа за 119 лет. Причём размах тренда увеличивается с севера на юг.

2. Для температуры воздуха за период 1901-2010 гг. выделяются положительные многолетние тренды. Над всей Балтикой отмечается длиннопериодное колебание с цикличностью, существенно превышающей 100 лет. Почти везде размах тренда за 119 лет изменяется в пределах 0.11-1.83 °С, лишь в южной части моря достигая 2.8-4.9 °С.

3. Для атмосферных осадков за период 1901-2019 гг. отмечаются положительные многолетние тренды. Над всей Балтикой отмечается длиннопериодное колебание с цикличностью, существенно превышающей 100 лет. Почти везде размах тренда за 119 лет изменяется в пределах 0.9-2.7 мм, лишь в южной части моря достигая 5.0-5.5 мм.

4. Модуль скорости ветра за период 1901-2010 гг. в основном имеет тенденцию на понижение. Над всей Балтикой отмечается длиннопериодное колебание с цикличностью, существенно большей 100 лет. Размах тренда за 119 лет колеблется в пределах $-1.0 - +0.1$ м/с. При этом, для южной части моря размах несколько меньше ($-0.81 - +0.87$ м/с) и положительные значения встречаются гораздо чаще.

5. Для температуры воды за последние 39 лет отмечаются положительные многолетние тренды. Температура воды у восточного берега растёт несколько быстрее, чем у западного. Значения экстремумов трендов возрастают с востока на запад на каждой широте и с севера на юг на каждой долготе.

6. Для среднего уровня моря на большей части ГМС были отмечены положительные, но практически несущественные многолетние тренды. Исключения составляют отрицательные тренды на станциях Хельсинки, Ханко в Фиском заливе и на станции Каликс в Ботническом заливе. Величина трендов увеличивается с юго-запада (до $-1 - 4$ см в 1971 г. и до $0.3 - 2.5$ см в 2018 г.) на северо-восток, в сторону Финского залива (до $8.3 - 10.5$ см).

Межгодовая изменчивость гипоксических зон

Анализ особенностей распределения и механизмов изменчивости гипоксических зон показал следующие результаты:

1. Была выявлена статистически значимая связь между концентрацией кислорода и рассмотренными биогенными предикторами на отдельных точках в глубинных слоях моря. Наибольшее влияние на концентрацию кислорода оказывает показатель концентрации фосфатов. В большинстве рассмотренных случаев отмечается отрицательная обратная связь между концентрацией кислорода и концентрацией биогенных элементов.

2. Наиболее благоприятными для развития гипоксии районами Балтийского моря являются глубоководные зоны Центральной Балтики, характеризующиеся ослабленной вентиляцией растворённого кислорода. Наименее благоприятными для развития гипоксии являются области крупных заливов Балтийского моря (Ботнического, Финского и Рижского заливов), Датских проливов и пролива Каттегат, имеющие прямой контакт с основными источниками поступления кислорода – водами речного происхождения и водами, поступающими из Северного моря.

3. В межгодовой изменчивости числа гипоксических зон не было выявлено каких-либо значимых закономерностей: отдельные годы повышенного распространения гипоксических зон в Центральной Балтике и Финском заливе (1995, 1996, 1997, 1999, 2001, 2003, 2004, 2013, 2014 гг.), довольно быстро сменяются нормальными кислородными условиями при отсутствии явно выраженных многолетних тенденций.

Межгодовая изменчивость среднего уровня моря

Анализ межгодовой изменчивости среднего уровня Балтийского моря за период последнего 30-летия (1993–2022 гг.) позволил получить следующие результаты

1. Уровень Балтики растёт со скоростью от 3,0 – 4,2 мм/год на юго-западе моря до 5 – 6 мм/год в основных заливах моря: Ботническом, Финском, Рижском. Средняя по площади всего моря величина тренда составляет 4.8 мм/год, что почти в 1.5 раза превышает скорость роста уровня в Мировом океане (3,35–3,40 мм/год за период 1993–2017) [5].

2. Анализ многолетних трендов изменчивости основных гидрометеорологических факторов колебаний среднего уровня моря (стерические колебания, ветер, атмосферное давление, испарение, осадки, речной сток) показал, что возможные причины роста уровня Балтийского моря могут быть связаны с наблюдающимся увеличением количества осадков и материкового стока в регионе.

Сезонная изменчивость уровня Балтийского моря

Гармонический анализ сезонных колебаний уровня Балтийского моря за период 1971-2020 гг., реализованный по данным инструментальных наблюдений, позволил получить следующие результаты:

1. На основе стационарного гармонического анализа показано, что средний сезонный ход уровня в прибрежных районах Балтики наиболее точно описывается суперпозицией не двух (S_a и S_{sa}), а четырех гармоник: годовой (S_a), полугодовой (S_{sa}), третьгодовой (S_{ta}) и четвертьгодовой S_{qa} .

2. Для более точной оценки нестационарности сезонных колебаний уровня моря с помощью скользящего гармонического анализа следует использовать ряды не среднемесячных, а среднесуточных значений уровня моря.

3. Стационарный гармонический анализ среднесуточных рядов колебаний уровня показал увеличение средней амплитуды составляющих сезонных колебаний уровня S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} за последние полвека по сравнению с предыдущими десятилетиями.

4. Средние амплитуды сезонных гармоник за период 1971–2020 гг. изменяются в довольно широких пределах: S_a изменяется от 6,5 см на юго-западе Балтийского моря до 14,5 см на самом севере Ботнического залива; S_{sa} изменяется от 3 см на севере пр. Каттегат до 6,25 см на северо-востоке Финского залива; а гармоники S_{ta} и S_{qa} изменяются от 0,83–0,84 см на севере прол. Каттегат (ст. Гётеборг) до 2,55–2,57 см на востоке Финского залива.

5. Результаты скользящего гармонического анализа демонстрируют значительную нестационарность всех четырех компонент сезонных колебаний с выраженной амплитудной модуляцией. У годовой компоненты S_a период модуляции равен приблизительно 20 годам. У компонент S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} период модуляции изменяется приблизительно от 2 до 10 лет.

6. Межгодовые изменения амплитуды гармоники S_a в разных районах Балтийского моря хорошо связаны между собой и имеют значимые отрицательные тренды в 1971–2020 гг.

7. Оценка нестационарности гармоники S_a на многовековой ст. Стокгольм за период 1889–2020 гг., демонстрирует не значимый положительный тренд, на фоне которого наблюдаются разнонаправленные тенденции в изменениях амплитуды гармоники S_a . Наиболее значительное увеличение амплитуды годовых колебаний уровня моря отмечалось в периоды с начала 1900-х гг. до конца 1920-х и с 1940-х гг. до начала 1980-х. С начала 1920-х гг. до начала 1940-х и с начала 1980-х гг. по настоящее время наблюдается значительное уменьшение амплитуды годовых колебаний, когда в отдельные годы значения амплитуд снижались до 1,5–4,0 см.

8. Показано, что основной причиной наблюдающихся в последние полвека значимых уменьшений амплитуд годовых колебаний уровня Балтийского моря являются уменьшения амплитуд годовых колебаний ветра и, в меньшей степени, – атмосферного давления.

Межгодовая изменчивость штормовых нагонов в Финском заливе

Статистический анализ штормовых нагонов в районе Финского залива в конце XX -начале XXI века позволяет сделать следующие основные выводы:

1. В зависимости от года и местоположения станции, количество штормовых нагонов, превышающих значение 3σ , меняется в Финском заливе в широких пределах: от 0 - 1 случаев в год до 16 – 52 случаев. Оценки штормовых нагонов по самым длинным рядам уровня (≥ 30 лет) свидетельствуют, что, за исключением Выборга, на остальных станциях отмечается отрицательный тренд в изменении количества штормовых нагонов, который, однако, не является значимым.

2. Средние периоды штормовых нагонов варьируются от 6.7 до 9.0 часов, а максимальные достигают 26 – 96 часов.

3. За исключением Выборга, на всех остальных станциях Финского залива отмечаются отрицательные линейные тренды в изменениях дисперсии положительных превышений уровня у колебаний с периодами ≤ 5 суток, которые свидетельствуют об уменьшении интенсивности подъёмов уровня моря в диапазоне формирования штормовых нагонов.

4. Оценки двумерных плотностей вероятностей векторов скорости ветра показывают, что во время штормовых нагонов наибольшей вероятностью обладают ветры, дующие с запада и юго-запада со скоростями 4-13 м/с.

5. Распределения вероятностей значений атмосферного давления свидетельствуют, что во время штормовых нагонов у северного побережья и в вершине Финского залива (Кронштадт) наиболее вероятные значения атмосферного давления равны 995 гПа. При движении к югу наиболее вероятные значения атмосферного давления увеличиваются до 1010 гПа (о. Гогланд) и 1005 – 1015 гПа (южное побережье Финского залива).

6. В межгодовых изменениях линейного инварианта тензора дисперсии градиента атмосферного давления $I_1(0)$ в атмосферных циклонах в Финском заливе прослеживаются явно выраженные значимые отрицательные тренды.

7. По данным метеостанций выявлено значимое уменьшение случаев ветра западных румбов, имевшего скорости ≥ 11 м/с и максимальных за год значений ветра на станциях Озерки и Выборг во второй половине XX и начале XXI веков.

8. Полученные результаты свидетельствуют, что уменьшение количества штормовых нагонов и их интенсивности может быть связано со снижением циклонической активности в атмосфере над Финским заливом в конце XX - начале XXI веков.

Термохалинная структура Балтийского моря

Анализ многолетних тенденций в изменчивости термохалинной структуры вод Балтийского моря за период 1970-2022 гг., проведённый по судовым данным для поверхностного и придонного горизонтов, позволил получить следующие результаты:

1. В поверхностном слое везде отмечаются положительные незначимые тренды в изменениях температуры воды.

2. В придонных слоях на наблюдаются значимые положительные тренды, свидетельствующие о постепенном повышении температуры глубинной водной массы Балтийского моря за последние пол века. Трендовый рост температуры воды составил: +1,90 °C на юго-западе моря, +1,45 °C в центральной части Балтики, +1,65 °C в Финском заливе, +0,75 °C в Ботническом море и +1,20 °C на севере Ботнического залива.

3. В поверхностном слое везде отмечаются отрицательные значимые тренды в изменениях солёности воды, свидетельствующие о распреснении верхнего квазиоднородного слоя за последние полвека. Возможными причинами этого является увеличение количества атмосферных осадков и материкового стока в последние десятилетия

4. В глубинном и придонном слоях, наоборот, в последние 30 лет отмечается увеличение солёности, достигшее у дна в открытой Балтике максимальных значений в 19,7‰ в Борнхольмском бассейне и 13,8‰ в Готландской впадине.

5. Эти особенности изменений термохалинной структуры водных масс Балтики приводят к усилению стратификации, что негативно сказывается на ухудшении кислородного режима Балтийского моря, что проявляется в увеличении площади и вертикального развития гипоксических зон.

Особенности распространения большого Балтийского залива 2014 года

Исследование особенностей распространения большого Балтийского залива (ББЗ) в декабре 2014 году позволило выявить следующие результаты:

1. В период ББЗ измерения максимальный перепад уровня моря между Каттегатом и юго-западной Балтикой в декабре 2014 г. составил около 100 см.

2. В период ББЗ пространственная неоднородность поля плотности в Датских проливах формирует бароклинные уклоны уровня моря, направленные в противоположную сторону, относительно суммарных уклонов уровня моря. Их величина составила 8 – 40 см, что всего в 1.5 – 3 раза меньше максимальных значений суммарных уклонов уровня моря. Это

свидетельствует, что хотя при ББЗ 2014 года преобладает баротропная составляющая, бароклинные уклоны уровня также вносят заметный вклад в общую изменчивость.

3. Анализ вертикальных профилей векторов скорости течений в проливах Зунд и Большой Бельт свидетельствуют, что в период ББЗ в этих проливах на всех горизонтах отмечается однонаправленный поток вод из Каттегата в Балтику. Скорости течений на поверхности в проливах во время ББЗ достигают 1.0 – 1.2 м/с, уменьшаясь с глубиной до 0.1 – 0.3 м/с. Большие вертикальные градиенты скорости течений связаны с заметным влиянием бароклиновой компоненты течений (0.2 – 0.6 м/с), которая значительно усиливает поверхностные течения и ослабляет глубинные.

4. Анализ изменения плотности воды свидетельствует о том, что во время ББЗ устойчивая стратификация сохраняется.

5. Оценки водообмена между Каттегатом и юго-западной Балтикой за весь период ББЗ показывают, что за период с 3 по 25 декабря 2014 г. в юго-западную Балтику прошло 243.7 км³ каттегатских вод: из них 88.6 км³ прошло через Зунд, а 155.1 км³ – через Большой Бельт. При этом бароклиновая компонента водообмена во время ББЗ в обоих проливах была направлена из Балтики в Каттегат, но была меньше суммарного переноса вод в 4.2 раза в Зунде, и в 5.5 раз в Большом Бельте.

6. Изменения придонной солёности в Балтийском море за период с 01.11.2014 по 31.12.2015 г. свидетельствуют, что трансформированные воды ББЗ 2014 г. достигли Готландской впадины в начале апреля 2015 г., а затем продолжили распространяться на север открытой Балтики, где повернули на юг и в декабре 2015 г. достигли западного Готландского бассейна.

7. Анализ траекторий лагранжевых частиц показывает, что к февралю 2015 г. воды ББЗ заполняют Борнхольмский бассейн, а к июлю 2015 г. Готландскую впадину. С октября 2015 г. происходит активное проникновение частиц в западный Готландский бассейн. Спустя 15 месяцев частицы ББЗ обнаруживались в Финском заливе, а через 2 года некоторые из них отмечались в Рижском заливе и на границе с Ботническим заливом.

Пространственно-временная эволюция мезомасштабных вихрей Балтийского моря

Исследование мезомасштабных вихрей в Балтийском море позволило выделить основные энергоактивные зоны моря (≥ 50 вихрей на ячейку) для циклонических и антициклонических динамических систем:

1. Основными энергоактивными зонами для антициклонических вихрей являются: пролив Каттегат, Кильская и Мекленбургская бухты, окрестности банки Кригерс-Флак и южная оконечность о. Борнхольм. Большое число антициклонов обнаружено над банкой Средняя, у северо-восточной оконечности о. Готланд, в Гданьском и Рижском заливах. Существенное число энергоактивных зон прослеживается в Финском и Ботническом заливах.

2. Основными энергоактивными зонами циклонических вихрей являются: пролив Каттегат, банка Кригерс-Флак, бухта Ханёбуктен, северная оконечность о. Борнхольм, северная оконечность о. Готланд, район впадины Ландсортсьюпет, Рижский залив, а также западная оконечность о. Сарема. Значительное число энергоактивных зон расположено в Финском и Ботническом заливах, наибольшее число циклонов наблюдается вблизи Аландских островов.

Физико-статистический прогноз морских параметров (солёности воды, штормовых нагонов и концентрации кислорода)

Эксперименты по разработке физико-статистических прогностических моделей межгодовой изменчивости параметров морской среды (солёности воды, штормовых нагонов, содержания кислорода) позволили получить следующие результаты:

1. На основе взаимного корреляционного анализа были получены оценки взаимосвязей предиктантов с различными гидрометеорологическими факторами. Согласно результатам анализа, для солёности морской воды была обнаружена довольно низкая связь ($|r| \leq 0.42$) с избранными предикторами. Аналогичная ситуация отмечалась и для количества штормовых нагонов ($|r| \leq 0.51$). Для концентрации кислорода в воде была выявлена высокая корреляция ($|r| = 0.70-0.90$) с температурой воды в верхнем квазиоднородном слое (0-50 м) и её солёностью в глубинном слое (ниже 50-60 м), умеренная корреляция ($|r| = 0.50-0.70$) с испарением и речным стоком и слабая корреляция с остальными факторами ($|r| < 0.40$).

2. Разработанная модель динамики солёности в водах Балтийского моря показала высокую точность прогноза, о чём свидетельствуют высокие оценки взаимной корреляции ($r=0.67-0.97$), низкие значения относительных ошибок ($\sigma_{rel}=5.5-13.4$) и близкие величины стандартных отклонений модели и исходных данных. Наибольшая эффективность прогноза наблюдается в центральном районе Балтики ($r=0.89-0.97$, $\sigma_{rel}=5.5-9.5\%$), наименьшая – в южных, мелководных районах, граничащих с Северным морем ($r=0.67-0.94$, $\sigma_{rel}=6.1-13.4\%$). С глубиной точность модели снижается от поверхности до горизонтов 30-50 м на юге и 60-70 м на севере, а затем начинает медленно повышаться по направлению к придонному слою. Основную роль в нестационарной изменчивости солёности морской воды Балтики играют 3 фактора: испарение (50-90%), атмосферные осадки (10-50%) и речной сток (90-95% только для пр. Каттегат).

3. Разработанная модель динамики штормовых нагонов в Финском заливе показала высокую точность прогноза, что отражено в высоких оценках взаимной корреляции ($r=0.88-0.94$), малых значениях относительной погрешности (не более $\sigma_{rel}=10\%$) и довольно близких значениях стандартных отклонений. Наибольшая эффективность прогноза достигается в западной части Финского залива ($r=0.89-0.94$, $\sigma_{rel}=4.7-5.7\%$), сообщаемой с открытой Балтикой; наименьшая – прослеживается в восточной части залива ($r=0.88-0.91$, $\sigma_{rel}=6.3-7.0\%$). В периоды

относительного затишья модель может существенно переоценивать количество штормовых нагонов, а в периоды штормов, наоборот, несколько недооценивать их (порядка 15-20%). Основную роль в нестационарной изменчивости количества штормовых нагонов в Финском заливе играют 3 фактора: атмосферное давление, количество атмосферных осадков и испарение. Основной вклад вносят испарение и осадки (в пределах 55-90%). В то же время по мере продвижения к вершине Финского залива влияние колебаний атмосферного давления может существенно увеличиваться (до 45-65 %).

4. Разработанная модель динамики содержания кислорода в водах Балтийского моря показала высокую точность прогноза, что подтверждается высокими оценками взаимной корреляции ($r=0.73-0.97$), малыми значениями относительной погрешности ($\sigma_{rel}=4.4-12.9\%$), а также сходными значениями средних квадратичных отклонений. Эффективность прогноза изменяется в соответствии с вертикальным профилем: в верхнем квазигомогенном слое (до 30-50 м) модель имеет высокую точность, которая резко снижается в слое окислина, а затем снова возрастает в глубинном слое (ниже 30-50 м). В центральных районах моря модель лучше описывает содержание кислорода у дна ($r=0.87-0.97$, $\sigma_{rel}=4.4-9.1\%$), чем на поверхности ($r=0.81-0.93$, $\sigma_{rel}=6.0-11.6\%$). В южных районах наблюдается обратная ситуация: более точные прогнозы на поверхностных горизонтах ($r=0.80-0.90$, $\sigma_{rel}=5.5-9.6$) и менее точные на глубинных горизонтах ($r=0.80-0.87$, $\sigma_{rel}=7.8-10.1\%$). Основную роль в нестационарной изменчивости содержания кислорода в Балтике играют 3 фактора: испарение (50-90%), атмосферные осадки (10-50%) и речной сток (85-95% только для пр. Каттегат).

Численное гидродинамическое моделирование морских условий в Балтийском море

Численный эксперимент №1 по оценке влияния водообмена в Датских проливах на уровень Балтийского моря показал, что низкочастотные колебания уровня моря, проходящие через Датские проливы в Балтийское море, распространяются практически без искажений, в то время как высокочастотные колебания могут входить в резонанс с собственными колебаниями Балтийского моря и вызывать подъемы уровня в вершинах Финского залива. Также было показано, что форма, амплитуда и фаза задаваемого колебания в Датских проливах влияют на колебания уровня в Финском заливе и могут вносить ощутимый вклад в наводнения в Санкт-Петербурге.

Численный эксперимент №2 по оценке термохалинной структуры Балтийского моря в годы мягких (2008 г.) и суровых (2011 г.) зим позволили получить следующее:

1. К общим особенностям можно отнести сохранение в зимних условиях 2008 и 2011 гг. устойчивой стратификации. Вопреки имеющимся ранее представлениям, осенне-зимняя конвекция, усиление ветро-волнового перемешивания и сдвиговая неустойчивость течений в зимний период не приводят к полному перемешиванию. Самые большие вертикальные

градиенты плотности морских вод, отмечаются на юго-западе моря, в центральной и восточной частях Финского залива, а также в центральной части Ботнического залива. Характерной особенностью зимней стратификации является наличие тонкой термохалинной структуры в вертикальных изменениях температуры, солёности и плотности вод Балтийского моря, которая отмечается для открытой Балтики и Ботнического залива в слое от нескольких метров до 40-60 метров, а в Финском заливе и на юго-западе моря – во всей водной толще. Описанные особенности формировались при средних скоростях юго-западного ветра 2,5 – 5,5 м/с и очень большой неустойчивости ветровых потоков.

2. Вместе с тем, отмечаются значительные различия особенностей стратификации в условиях мягкой зимы 2008 г. и суровой зимы 2011 г. В суровую зиму 2011 года наблюдается заметное усиление стратификации (особенно в открытой Балтике и Финском заливе) и уменьшение глубины верхнего квазиоднородного слоя.

Численный эксперимент №3 по оценке баротропного отклика Балтийского моря на индуцированные колебания уровня из Северного моря показал следующие результаты:

1. В диапазоне периодов от 3 часов до 10 суток, за исключением частот собственных баротропных колебаний Балтийского моря (периоды 15 – 35 час), гидравлическое сопротивление Датских проливов оказывает значительное влияние на фильтрацию индуцированных колебаний уровня моря, приводя к снижению их амплитуды за проливами в десять и более раз. В диапазоне периодов 15 – 35 часов из-за резонанса с собственными баротропными колебаниями Балтийского моря происходит усиление индуцированных флуктуаций уровня моря. Этот свидетельствует, что индуцированные колебания с периодами собственных колебаний Балтийского моря могут вносить определённый вклад в опасные подъёмы уровня в Балтике.

2. В мезомасштабном диапазоне частот баротропный отклик уровенной поверхности Балтийского моря на воздействие индуцированных колебаний проявляется в генерации прогрессивно-стоячих волн с выраженными амфидромическими системами и пучностями, вращающимися против часовой стрелки вокруг амфидромических центров в виде волн Кельвина. Оценки фазовой скорости поступательной компоненты волнового движения у этих колебаний согласуются с теоретическими значениями фазовых скоростей гравитационных волн.

3. В синоптическом диапазоне частот у колебаний с периодами более 10 суток с увеличением периодов ослабляется фильтрующее влияние Датских проливов и на периодах около 60 суток их амплитуды понижаются только на 50%. В пространственной структуре этих колебаний отсутствуют амфидромические системы, но сохраняется неоднородность пространственного распределения фаз. Значения фазовых скоростей индуцированных колебаний значительно меньше теоретических оценок фазовых скоростей баротропных гравитационных волн для условий Балтийского моря. Можно предположить, что в синоптическом диапазоне

частот индуцированные баротропные волновые движения в поле уровня Балтийского моря могут быть связаны с топографическими волнами.

4. Наименьшее фильтрующее воздействие Датские проливы оказывают на сезонные индуцированные колебания (3 – 12 месяцев): их амплитуды на выходе из Датских проливов уменьшаются на 6–22%. Для этих колебаний не отмечается пространственного изменения фазы. Наибольшая их амплитуда в Балтике отмечается для полугодовых индуцированных колебаний, что связано с влиянием полугодового обертона у годового колебания, который генерируется нелинейными эффектами и усиливает полугодовое индуцированное колебание уровня моря.

Численный эксперимент №4 по оценке основных механизмов осолонения вод Балтийского моря показал, что большое количество осадков и речного стока приводит к тому, что в Северном море в районе Датских проливов происходит значительное распреснение вод, которые, попадая в Балтийское море, способствуют его распреснению. При этом в центральной Балтике это распреснение невелико и не превышает 1-2 ‰.

Только для информационного использования
правообладатель: admspb@oceanography.ru

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеева С.М., Малинин В.Н. О типизации траекторий циклонов, приводящих к неврским наводнениям // Общество. Среда. Развитие. 2012. Vol. 2 (23). P. 187–193.
2. Church J.A. et al. Understanding Sea-Level Rise and Variability // Understanding Sea-Level Rise and Variability. 2010.
3. Menéndez M., Woodworth P.L. Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge data set // J Geophys Res Oceans. 2010. Vol. 115, № 10.
4. Oppenheimer, M., B.C. Glavovic, J. Hinkel, R. van de Wal, A.K. Magnan, A. Abd-Elgawad, R. Cai, M. Cifuentes-Jara, R.M. DeConto, T. Ghosh, J. Hay, F. Isla, B. Marzeion, B. Meysignac and Z.S. Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate // The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. 2019.
5. Ablain M. et al. Uncertainty in satellite estimates of global mean sea-level changes, trend and acceleration // Earth Syst Sci Data. 2019. Vol. 11, № 3.
6. Vitousek S. et al. Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise // Sci Rep. 2017. Vol. 7, № 1.
7. Weisse R. et al. Sea level dynamics and coastal erosion in the Baltic Sea region // Earth System Dynamics. 2021. Vol. 12, № 3.
8. Passaro M. et al. Absolute Baltic Sea Level Trends in the Satellite Altimetry Era: A Revisit // Front Mar Sci. 2021. Vol. 8.
9. Гордеева С.М., Малинин В.Н. Изменчивость морского уровня Финского залива. Санкт-Петербург: РГГМУ, 2014. 180 p.
10. Männikus R., Soomere T., Viška M. Variations in the mean, seasonal and extreme water level on the Latvian coast, the eastern Baltic Sea, during 1961–2018 // Estuar Coast Shelf Sci. 2020. Vol. 245.
11. Samuelsson M., Stigebrandt A. Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic sea // Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 1996. Vol. 48, № 5.
12. Gustafsson B.G., Andersson H.C. Modeling the exchange of the Baltic Sea from the meridional atmospheric pressure difference across the North Sea // J Geophys Res Oceans. 2001. Vol. 106, № C9.
13. Ekman M. The Changing Level of the Baltic Sea during 300 Years: A Clue to Understanding the Earth // Summer Institute for Historical Geophysics, Åland Islands. 2009.
14. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А. О пространственно-временной структуре и механизмах формирования неврских наводнений // Метеорология и гидрология. 2011. Vol. 8. P. 54–64.

15. Zakharchuk E.A., Sukhachev V.N., Tikhonova N.A. Storm surges in the Gulf of Finland of the Baltic Sea // *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*. 2021. Vol. 66, № 4.
16. Ekman M., Stigebrandt A. Secular change of the seasonal variation in sea level and of the pole tide in the Baltic Sea // *J Geophys Res*. 1990. Vol. 95, № C4.
17. Медведев И.П. Сезонные колебания уровня Балтийского моря // *Метеорология и гидрология*. 2014. Vol. 12. P. 42–54.
18. Gill A.E., Niller P.P. The theory of the seasonal variability in the ocean // *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*. 1973. Vol. 20, № 2.
19. Фукс В.Р. Гидродинамические основы интерпретации альтиметрических съемок морской поверхности // *Колебания уровня в морях*. СПб: РГГМУ, 2003. P. 79–91.
20. Leppäranta M., Myrberg K. *Physical Oceanography of the Baltic Sea* // *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. 2009.
21. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том III Балтийское море. Выпуск I Гидрометеорологические условия. / ed. Терзиев Ф.С., Рожков В.А., Смирнова А.И. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992. 451 p.
22. Cheng Y., Xu Q., Li X. Spatio-temporal variability of annual sea level cycle in the Baltic Sea // *Remote Sens (Basel)*. 2018. Vol. 10, № 4.
23. Zakharchuk E.A. et al. Seasonal fluctuations in Baltic sea level determined from satellite altimetry // *Cont Shelf Res*. 2022. Vol. 249.
24. Захарчук Е.А. et al. Стационарное и нестационарное описание сезонной изменчивости уровня Балтийского моря по данным мареографических измерений // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Vol. 38, № 6. P. 655–678.
25. Carlsson M. *Sea level and salinity variations in the Baltic Sea - an oceanographic study using historical data*. Göteborg: Göteborg University, 1997. 18 p.
26. Madsen K.S., Højerslev N.K. Long-term temperature and salinity records from the Baltic Sea transition zone // *Boreal Environment Research*. 2009. Vol. 14, № 1. P. 125–131.
27. Stigebrandt A. Barotropic and Baroclinic Response of a Semi-Enclosed Basin to Barotropic Forcing from the Sea // *Fjord Oceanography*. 1980.
28. Omstedt A. Water cooling in the entrance of the Baltic Sea // *Tellus A*. 1987. Vol. 39 A, № 3.
29. Leppäranta M., Myrberg K. *Physical Oceanography of the Baltic Sea* // *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. 2009.
30. Захарчук Е.А. et al. Нестационарность гидрометеорологических процессов Балтийского моря в условиях меняющегося климата. // *Труды ГОИН*. 2017. Vol. 218. P. 6–62.
31. Mohrholz V. et al. Fresh oxygen for the Baltic Sea - An exceptional saline inflow after a decade of stagnation // *Journal of Marine Systems*. 2015. Vol. 148.

32. Plag H.P., Tsimplis M.N. Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability // *Global and Planetary Change*. 1999. Vol. 20, № 2–3.
33. Hünicke B., Zorita E. Trends in the amplitude of Baltic Sea level annual cycle // *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2008. Vol. 60 A, № 1.
34. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н. Использование спутниковой альтиметрической информации для оценки особенностей генерации возмущений уровня синоптического масштаба под действием касательного трения ветра в системе Балтийского и Северного морей // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018. Vol. 15, № 7. P. 163–174.
35. Куликов Е.А., Файн И.В., Медведев И.П. Численное моделирование аномобарических колебаний уровня Балтийского моря // *Метеорология и гидрология*. 2015. Vol. 2. P. 41–52.
36. Куликов Е.А., Медведев И.П., Колтерманн К.П. Роль баротропного водообмена в формировании спектра колебаний уровня Балтийского моря // *Океанология*. 2015. Vol. 55, № 1. P. 5–15.
37. Feistel R., Nausch G., Wasmund N. State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment // *State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment*. 2008.
38. Bergstrom S., Carlsson B. River runoff to the Baltic Sea: 1950-1990 // *Ambio*. 1994. Vol. 23, № 4–5.
39. Matthäus W. The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea - from the early beginning to recent results // *Meereswissenschaftliche Berichte Marine Science Reports*. 2006. Vol. 65, № 65.
40. Антонов А.Е. Климатология экстраординарных невских наводнений и их прогнозирование. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2001. 96 p.
41. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. / ed. Терзиев Ф.С., Рожков В.А., А.И. С. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992.
42. Lass H.U., Prandke H., Liljebladh B. Dissipation in the Baltic proper during winter stratification // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, № 6.
43. Liblik T., Lips U. Variability of pycnoclines in a three-layer, large estuary: The gulf of Finland // *Boreal Environment Research*. 2017. Vol. 22.
44. Liblik T. et al. The winter stratification phenomenon and its consequences in the Gulf of Finland, Baltic Sea // *Ocean Science*. 2020. Vol. 16, № 6.

45. Granskog M.A., Ehn J., Niemelä M. Characteristics and potential impacts of under-ice river plumes in the seasonally ice-covered Bothnian Bay (Baltic Sea) // *Journal of Marine Systems*. 2005. Vol. 53, № 1–4.
46. Merkouriadi I., Leppäranta M. Influence of sea ice on the seasonal variability of hydrography and heat content in Tvärminne, Gulf of Finland // *Annals of Glaciology*. 2015. Vol. 56, № 69.
47. Kari E. et al. Development of under-ice stratification in Himmerfjärden bay, North-Western Baltic proper, and their effect on the phytoplankton spring bloom // *Journal of Marine Systems*. 2018. Vol. 186.
48. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н. К вопросу об идентификации волн невских наводнений // *Метеорология и гидрология*. 2013. Vol. 3. P. 66–73.
49. Lalouaux P. et al. CERA-20C: A Coupled Reanalysis of the Twentieth Century // *J Adv Model Earth Syst*. 2018. Vol. 10, № 5.
50. Hersbach H. et al. The ERA5 global reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020. Vol. 146, № 730.
51. Holgate S.J. et al. New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level // *J Coast Res*. 2012. Vol. 29, № 3. P. 493–504.
52. Bretherton F.P., Davis R.E., Fandry C.B. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73 // *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*. 1976. Vol. 23, № 7.
53. Pujol M.I. et al. DUACS DT2014: The new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years // *Ocean Science*. 2016. Vol. 12, № 5.
54. Le Traon P.Y., Nadal F., Ducet N. An improved mapping method of multisatellite altimeter data // *J Atmos Ocean Technol*. 1998. Vol. 15, № 2.
55. Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра / ed. Рожков В.А. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 61 p.
56. Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра / ed. Рожков В.А. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 61 p.
57. Hersbach H. et al. The ERA5 global reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020. Vol. 146, № 730.
58. Голицын Г.С. et al. Оценки гидрометеорологических рисков и функций распределения интенсивности атмосферных вихрей по данным реанализа и моделям климата // *Гидрометеобезопасность. Гражданская защита*. 2007. P. 27–37.
59. Бардин М.Ю. П.А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // *Изв. РАН*. 2005. Vol. 41, № 2. P. 3–13.

60. Белоненко Т.В., Колдунов А.В. Стерические колебания уровня в северо-западной части Тихого океана // Вестник СПбГУ. 2006. Vol. 7, № 3. P. 81–88.
61. Storto A. et al. Steric sea level changes from ocean reanalyses at global and regional scales // Water (Switzerland). 2019. Vol. 11, № 10.
62. Jackett D.R., Mcdougall T.J. Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability // J Atmos Ocean Technol. 1995. Vol. 12, № 2.
63. Jackett D.R., Mcdougall T.J. Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability // J Atmos Ocean Technol. 1995. Vol. 12, № 2.
64. Первунина Т.П., Жукова К.В., Лундберг О.Р. Из опыта гармонического анализа суточных наблюдений над течениями. // Труды ГОИН. 1955. Vol. 30. P. 226–241.
65. Samuelsson M., Stigebrandt A. Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic sea // Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 1996. Vol. 48, № 5.
66. Matthäus W. The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea - from the early beginning to recent results // Meereswissenschaftliche Berichte Marine Science Reports. 2006. Vol. 65, № 65.
67. Markus Meier H.E. Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea // Estuar Coast Shelf Sci. 2007. Vol. 74, № 4.
68. Mohrholz V. et al. Fresh oxygen for the Baltic Sea - An exceptional saline inflow after a decade of stagnation // Journal of Marine Systems. 2015. Vol. 148.
69. Prants S. V., Uleysky M.Yu., Budyansky M. V. Lagrangian Oceanography. Cham: Springer International Publishing, 2017.
70. Voinov G.N. Tides and Tidal streams // Polar Seas Oceanography. An integrated case study of the Kara Sea / ed. Volkov V.A. et al. Chichester, 2002. P. 61–77.
71. Ekman M. A common pattern for interannual and periodical sea level variations in the Baltic Sea and adjacent waters // Geophysica. 1996. Vol. 32, № 3.
72. Pajak K., Kowalczyk K. A comparison of seasonal variations of sea level in the southern Baltic Sea from altimetry and tide gauge data // Advances in Space Research. 2019. Vol. 63, № 5.
73. Pugh D. Tides, Surges and Mean Sea Level: A Handbook for Engineers and Scientists. Chichester: John Wiley & Sons, 1987. 472 p.
74. Zakharchuk E. et al. Seasonal Fluctuations of the Baltic Sea level from Satellite Altimetry // Seasonal Fluctuations of the Baltic Sea level from Satellite Altimetry. 2022.
75. Belonenko T. v., Sandalyuk N. v. Temporal variability of Mesoscale Eddies characteristics in the Australian - Antarctic basin (based on satellite data) // Sovremennye Problemy Distantionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa. 2018. Vol. 15, № 4.

76. Belonenko T. et al. Evaluation of heat and salt transports by mesoscale eddies in the Lofoten Basin // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. Vol. 20.
77. Raj R.P. et al. Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin // J Geophys Res Oceans. 2016. Vol. 121, № 7.
78. Yu L.S. et al. The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders // J Geophys Res Oceans. 2017. Vol. 122, № 8.
79. Faghmous J.H. et al. A daily global mesoscale ocean eddy dataset from satellite altimetry // Sci Data. 2015. Vol. 2.
80. Зинченко В.А. et al. МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ, “ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА” // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. № 3.
81. Gordeeva S. et al. Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten basin from satellite altimetry // Advances in Space Research. 2021. Vol. 68, № 2.
82. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. Москва: Физматлит, 2013. 272 p.
83. Zalesny V.B. et al. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2012. Vol. 27, № 1.
84. Brydon D., Sun S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // J Geophys Res Oceans. 1999. Vol. 104, № C1.
85. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. Санкт-Петербург: Лань, 2009. 608 p.
86. Griffies S.M. Chapter 2 SOME OCEAN MODEL FUNDAMENTALS // Ocean Weather Forecasting: An Integrated View of Oceanography,. 2005.
87. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. 2012.
88. Лебедев В.И. Разностные аналоги ортогональных разложений, основных дифференциальных операторов и некоторых краевых задач математической физики // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1964. Vol. 4, № 3. P. 449–465.
89. Mesinger F., Arakawa a. Numerical methods used in atmospheric models, volume 1 // Global Atmospheric Research Program World Meteorological Organization. 1976. Vol. 1, № 17.
90. Yakovlev N.G. Reproduction of the large-scale state of water and sea ice in the Arctic Ocean in 1948-2002: Part I. Numerical model // Izvestiya - Atmospheric and Ocean Physics. 2009. Vol. 45, № 3.

91. Briegleb B.P. et al. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three. Technical Note NCAR/TN-463+STR. Boulder, Colorado, 2004.
92. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // *J Phys Oceanogr.* 1997. Vol. 27, № 9.
93. Jackett D.R., McDougall T.J. Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability // *J Atmos Ocean Technol.* 1995. Vol. 12, № 2.
94. Cazenave A. et al. Global sea-level budget 1993-present // *Earth System Science Data.* 2018. Vol. 10, № 3.
95. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. Механизмы опасных подъёмов уровня моря в Финском заливе. Санкт-Петербург: Петербург-XXI Век, 2017. 151 p.
96. Захарчук Е.А. et al. Нестационарность гидрометеорологических процессов Балтийского моря в условиях меняющегося климата. // *Труды ГОИН.* 2017. Vol. 218. P. 6–62.
97. Литина Е.Н., Захарчук Е.А., Тихонова Н.А. Динамика гипоксических зон в Балтийском море на рубеже XX и XXI веков // *Водные ресурсы.* 2020. Vol. 47, № 3. P. 322–329.
98. Lehmann A. et al. Salinity dynamics of the Baltic Sea // *Earth System Dynamics.* 2022. Vol. 13, № 1.
99. Cartwright D.E. On the smoothing of climatological time series, with application to sea-level at Newlyn // *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society.* 1983. Vol. 75, № 3.
100. Barbosa S.M., Donner R. V. Long-term changes in the seasonality of Baltic sea level // *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography.* 2016. Vol. 68, № 1.
101. Stramska M., Kowalewska-Kalkowska H., Świrgoń M. Seasonal variability in the Baltic Sea level // *Oceanologia.* 2013.
102. Johansson M.M., Kahma K.K. On the statistical relationship between the geostrophic wind and sea level variations in the Baltic Sea // *Boreal Environment Research.* 2016. Vol. 21, № 1–2.
103. Stramska M., Chudziak N. Recent multiyear trends in the Baltic Sea level**This work was supported through the SatBałtyk project funded by the European Union through the European Regional Development Fund, (contract No. POIG.01.01.02-22-011/09 entitled ‘The Satellite Monitoring of the Baltic Sea Environment’). // *Oceanologia.* 2013. Vol. 55, № 2.
104. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. Штормовые нагоны в Финском заливе Балтийского моря // *Вестник Санкт-Петербургского государственного университета. Науки о Земле.* 2021. Vol. 66, № 4. P. 781–805.
105. Померанец К.С. О статистике наводнений в Петербурге // *Метеорология и гидрология.* 1999. Vol. 8. P. 105–110.
106. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. О причинах увеличения частоты невских наводнений в последние десятилетия // *Метеорология и гидрология.* 2015. Vol. 1. P. 86–95.

107. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. О влиянии межгодовой изменчивости характеристик атмосферных циклонов на частоту опасных подъёмов уровня моря на востоке Финского залива // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. Vol. 3 (101). P. 27–36.
108. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. О причинах увеличения частоты невских наводнений в последние десятилетия // Метеорология и гидрология. 2015. Vol. 1. P. 86–95.
109. Гордеева С.М., Малинин В.Н. Изменчивость морского уровня Финского залива. Санкт-Петербург: РГГМУ, 2014. 180 p.
110. Wolski T. et al. Extreme sea levels at selected stations on the Baltic Sea coast // Oceanologia. 2014. Vol. 56, № 2.
111. Gönnert G. et al. Global storm surges: theory, observations and applications // Kuste. 2001. P. 581–623.
112. Pugh D., Woodworth P. Sea-Level Science // Sea-Level Science. 2014.
113. Гордеева С.М., Малинин В.Н. О типизации траекторий циклонов, приводящих к невским наводнениям // Общество. Среда. Развитие. 2012. Vol. 2 (23). P. 187–193.
114. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. Механизмы опасных подъёмов уровня моря в Финском заливе / ed. Век П.Х. Санкт-Петербург, 2017. 151 p.
115. Matthäus W. The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea - from the early beginning to recent results // Meereswissenschaftliche Berichte. 2006. Vol. 65.
116. Mohrholz V. et al. Fresh oxygen for the Baltic Sea - An exceptional saline inflow after a decade of stagnation // Journal of Marine Systems. 2015. Vol. 148.
117. Högberg A., Hughes R.E., Olausson D. Chemical and visual analysis of flint from Gotland and Öland // Fornvannen. 2016. Vol. 111, № 3.
118. Quante M. et al. Introduction to the Assessment—Characteristics of the Region. 2016.
119. Marmefelt E., Omstedt A. Deep water properties in the Gulf of Bothnia // Cont Shelf Res. 1993. Vol. 13, № 2–3.
120. Markus Meier H.E. Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea // Estuar Coast Shelf Sci. 2007. Vol. 74, № 4.
121. Захарчук Е.А., Кудрявцев А.С., Сухачев В.Н. О резонансно-волновом механизме больших балтийских затоков // Метеорология и гидрология. 2014. Vol. №2. P. 56-68.
122. Тихонова Н.А., Сухачев В.Н. Волновая интерпретация больших Балтийских затоков // Метеорология и гидрология. 2017. Vol. №4. P. 67–79.
123. Liblik T. et al. Propagation of impact of the recent Major Baltic Inflows from the Eastern Gotland basin to the Gulf of Finland // Front Mar Sci. 2018. Vol. 5, № JUL.
124. Liblik T. et al. Estuarine circulation reversals and related rapid changes in winter near-Bottom oxygen conditions in the Gulf of Finland, Baltic Sea // Ocean Science. 2013. Vol. 9, № 5.

125. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Ленинград: Гидрометеиздат, 1987. 516 p.
126. Wübbler Ch., Krauss W. The two-dimensional seiches of the Baltic Sea // *Oceanologica Acta*. 1979. Vol. 2, № 4. P. 435–446.
127. Jönsson B. et al. Standing waves in the Gulf of Finland and their relationship to the basin-wide Baltic seiches // *J Geophys Res Oceans*. 2008. Vol. 113, № 3.
128. Zakharchuk E. et al. Spatiotemporal structure of Baltic free sea level oscillations in barotropic and baroclinic conditions from hydrodynamic modelling // *Ocean Science*. 2021. Vol. 17, № 2.
129. Тареев Б.А. Динамика бароклиных возмущений в океане. Москва: МГУ, 1974. 187 p.
130. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. В 2-х томах. Москва: Мир, 1981. 846 p.
131. Педлоски ДЖ. Геофизическая гидродинамика. Пер. с англ. Москва: Мир, 1984. 811 p.
132. Некрасов А.В. Приливные волны в окраинных морях. Ленинград: Гидрометеиздат, 1975. 248 p.
133. Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня моря. Ленинград: Гидрометеиздат, 1971. 238 p.
134. Океанология. Термины и определения. ГОСТ 18451-73. Государственный комитет стандартов Совета Министров СССР. Москва, 1973. 64 p.
135. Wilson B.W. Seiches // *Adv. Hydrosci*. 1972. Vol. 1. P. 1–89.
136. Тимонов В.В. О кинематическом анализе приливов // *Труды ГОИН*. 1959. Vol. 37. P. 181–204.
137. Крылов Ю.М. Орбиты водных частиц в прогрессивно-стоячей волне на примере Белого моря // *Метеорология и гидрология*. 1946. Vol. 2. P. 69–74.
138. Taylor G.I. Tidal oscillations in gulfs and rectangular basins // *Proceedings of the London Mathematical Society*. 1922. Vol. s2-20, № 1.
139. Куликов Е.А., Медведев И.П. Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе // *Океанология*. 2013. Vol. 53, № 2. P. 161–174.
140. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. О пространственной структуре и распространении волн невских наводнений // *Метеорология и гидрология*. 2020. Vol. 4. P. 42–53.
141. Ефимов В.В. et al. Волны в пограничных областях океана. Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. 280 p.
142. Айтсам А.М., Талпсепп Л.А. Об одной интерпретации синоптических явлений в Балтийском море // *Океанология*. 1982. Vol. 22. P. 357–362.
143. Талпсепп Л.А. О захваченных топографических волнах в Балтийском море // *Океанология*. 1983. Vol. 23. P. 928–931.

144. Raudsepp U., Beletsky D., Schwab D.J. Basin-scale topographic waves in the Gulf of Riga // J Phys Oceanogr. 2003. Vol. 33, № 5.
145. Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в океане. Санкт-Петербург: Издательство Санкт-Петербургского Государственного университета, 2004. 214 р.
146. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А. Вклад В-эффекта в формирование полей уровня и течений Балтийского моря // Метеорология и гидрология. 2006. Vol. 11. P. 31–41.
147. Динамика вод Балтийского моря в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов / ed. Захарчук Е.А. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 2007. 365 р.

Только для информационного использования
правообладатель: admspb@oceanography.ru