



Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования

**«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

**Кафедра прикладной океанографии и комплексного управления
прибрежными зонами**

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(Магистерская диссертация)

**ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ
НА КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ**

Исполнитель: Иванкина Екатерина Александровна ПО М22-1-8

Руководитель: доктор географических наук, доцент
профессор Аверкиев Александр Сергеевич

**«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой**

(подпись)

кандидат географических наук

(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна

(фамилия, имя, отчество)

«14» ев 2024 г.

Санкт-Петербург

2024

Содержание

Введение	3
1. Причины и механизмы колебаний уровня в Балтийском море.	6
1.1 Геологические особенности бассейна Балтийского моря.....	6
1.2 Уровень моря. Гидрологический режим, климат.	7
1.3 Свободные и вынужденные колебания уровня.	9
1.4 Синоптическая изменчивость уровня.	11
1.5 Влияние циркуляции атмосферы на уровень	15
2. Исходные данные и методы исследования.	19
2.1 Исходные данные	19
2.1.1 Данные Кронштадта и Шепелево.	19
2.1.2 Данные PSMSL	22
2.1.3 Данные по формам циркуляции атмосферы.	23
2.2 Применение статистических методов для поиска связи форм атмосферной циркуляции и уровня моря.	25
2.2.1 Метод корреляционного анализа.....	25
2.2.2 Метод кластерного анализа	27
2.2.3 Метод гармонического анализа	28
3. Анализ результатов.	30
3.1 Результаты проведения корреляционного анализа.	30
3.2 Результаты проведения гармонического анализа.	31
3.2.1 Гармонический анализ уровня моря на станциях Кронштадт и Хельсинки.....	35
3.2.2 Гармонический анализ рядов повторяемости форм атмосферной циркуляции W, E и C.	37
3.3 Результаты проведения кластерного анализа.	39
Выводы и заключение.	44
Список источников	46

Введение

Изменения уровня моря являются важным и значимым показателем изменения климата и оказывают прямое влияние на повседневную жизнь людей в прибрежных районах. Любое долгосрочное изменение средних или экстремальных значений уровня Балтийского моря окажет неотъемлемое воздействие на экономическое и социальное развитие региона. В Финском заливе основное воздействие данных изменений на себе испытывают такие секторы экономики как энергетика, защита побережья и судоходство.

В октябре 2023 года побережья Балтийского моря в Германии и Дании подверглись сильному штормовому нагону, который затронул немецкую территорию Шлезвиг-Гольштейн и некоторые районы южной Дании. Критический подъем уровня в море, вызванный мощным циклоном, привел к масштабным наводнениям в таких городах, как Фленсбург и Шлезвиг-Гольштейн. В результате были прорваны по меньшей мере 7 дамб, а ущерб, причиненный Шлезвиг-Гольштейну, составил сумму более 200 миллионов евро. Уровень в восточной части Финского залива поднимался до отметки 222 см. Это недавнее стихийное событие в очередной раз указывает нам на важность учета факторов, которые являются индикаторами меняющегося в наше время климата, для совершенствования прогнозов и управления наводнениями в регионе Балтийского моря и за его пределами.

Понимание социально-экономических последствий стихийных бедствий, в том числе, связанных с колебаниями уровня моря, имеет решающее значение для оценки, прогнозирования и борьбы с будущими катастрофическими угрозами, которые влечет за собой изменение климата.

Циркуляция атмосферы в Атлантико-Европейском регионе играет важную роль для определения характера регионального климата бассейна Балтийского моря и прилегающих территорий. Характер крупномасштабных процессов атмосферной циркуляции является одними из основных факторов,

определяющих связь между местным повышением уровня и глобальной изменчивостью климата.

Оценка возможных изменений уровня в Балтийском море и Финском заливе в связи с климатическими изменениями и влиянием крупномасштабных процессов в атмосфере является как региональной практической задачей, так и актуальной научной проблемой.

Показателями крупномасштабных циркуляционных процессов, с имеющимися длительными многолетними рядами, являются ряды повторяемости форм атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса. Также имеются длительные многолетние ряды наблюдений над уровнем в Кронштадте и некоторых других пунктах в Финском заливе, что позволяет исследовать разномасштабные связи между атмосферной циркуляцией и уровнем моря в этих пунктах.

Цель настоящей работы выявление связей разного временного масштаба между повторяемостью форм циркуляции атмосферы над Атлантико-Европейским регионом и уровнем моря в Финском заливе.

Для поиска этих связей были применены статистические методы и решены следующие задачи.

- Выполнить корреляционный анализ для выявления тесноты связей между уровнем моря на станциях в Финском заливе: Кронштадт, Хельсинки, Ханко, Хамина, и формами атмосферной циркуляции W, E и C.
- Произвести гармонический анализ исходных рядов, чтобы определить гармонические колебания с одинаковыми периодами, определить факторы и природу таких колебаний.
- Выполнить совместную кластеризацию «уровень – формы циркуляции» для выявления периодов с преобладающими классами уровня моря и установить взаимосвязь с наибольшей по значению среди форм циркуляции в классе.

- Выявить сходства климатических периодов «уровень – формы циркуляции» с климатическими периодами форм атмосферной циркуляции W, E и C.

1. Причины и механизмы колебаний уровня в Балтийском море.

1.1 Геологические особенности бассейна Балтийского моря.

Балтийское море представляет собой внутреннее море, очертания береговой линии которого имеют сложную конфигурацию; соединено с Северным морем и Атлантическим океаном посредством проливов Каттегат и Скагеррак. Балтийское море вытянуто в меридиональном направлении и простирается в основном на северо-восток, имея при этом большие заливы: Ботнический – обособляя отдельной частью посредством Аландских островов, его сравнивают с небольшим морем; Финский – вытянут в широтном направлении; и Рижский, несильно врезаемый в материк. Широтное положение Финского залива определяет его главное отличие от всего Балтийского моря, и это является основной причиной возникновения нагонных явлений в этом месте.

Причина понижения уровня воды в Балтийском море была неясной и обсуждалась до тех пор, пока не стало понятно, что в прошлом Скандинавию покрывали толстые слои льда. После исчезновения ледяного покрова суша упруго поднималась, и уровень моря не падал, а вместо этого повышался. Идея послеледникового поднятия была предложена в середине 19 века Джеймисоном (1865), а затем и другими, хотя причины поднятия вызывали бурные споры.

Геологический регион Балтийского моря разделен на две части: Фенноскандинавский щит, который поднимается на севере; и низменные части, опускающиеся на юге. Темпы подъема суши в северных частях составляют порядка нескольких миллиметров в год и сопоставимы с темпами повышения уровня моря в 21 веке. Относительные средние изменения уровня моря и их вековые тенденции сильно зависят от вертикальных перемещений суши и значительно различаются по всему Балтийскому морю. Тенденции изменения уровня в Балтийском море показывают соответствующий градиент

с севера на юг, который отражает скорости деформации земной коры из-за GIA (Glacial isostatic adjustments – ледниковой изостатической корректировки) (Рисунок 1). В южной части Балтийского моря относительный средний уровень моря повышается со скоростью около 1 мм/год с уклоном в северо-восточном направлении [1]. В северных частях относительный средний уровень моря снижается с максимальной скоростью около 7,5 мм/год в Ботническом заливе [2], что соответствует району с максимальным подъемом земной коры, вызванным GIA.

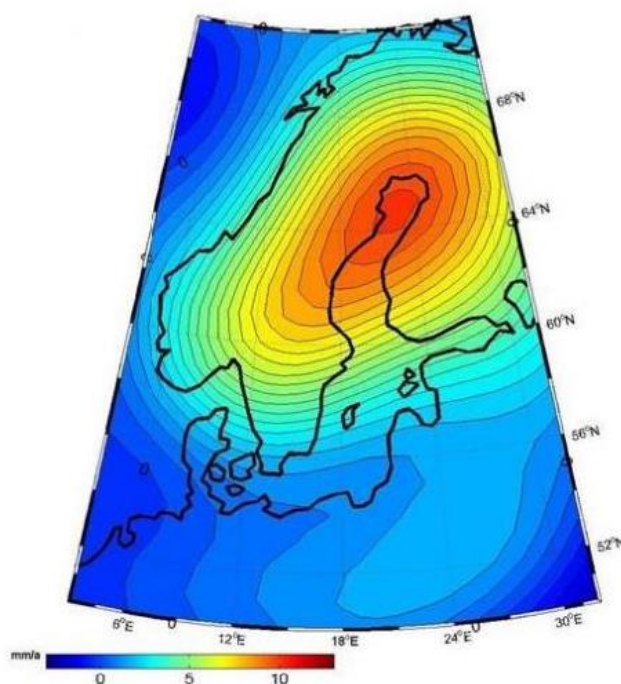


Рисунок 1. Гравиметрическая модель скорости поднятия суши GIA с использованием метода извлечения ICA и данных CSR Фенноскандии (мм/год) [2].

1.2 Уровень моря. Гидрологический режим, климат.

Поскольку Балтийское море является окраинным морем, на изменение его абсолютного уровня влияют три основных фактора. Первый – уровень Мирового океана, который оказывает свое воздействие через Датские проливы, соединенные с Северным морем и Атлантическим океаном. Вторая причина – низкая соленость, которая вызывает дополнительный стерический

компонент, повышающий абсолютный уровень моря во внутренних частях, где наблюдается самая низкая плотность водных масс. При опреснении морских вод их плотность уменьшается, что приводит к эффекту расширения, увеличению в объеме, и как следствие, к повышению уровня моря в целом. Третьим важным компонентом является местное атмосферное воздействие. Давление воздуха и ветер создают динамическую составляющую сигнала об уровне моря. В настоящее время все три фактора – глобальный уровень моря, соленость Балтийского моря и местные атмосферные характеристики – изменяются с потеплением климата.

Глобальное потепление приводит к повышению среднего глобального уровня моря, в основном из-за теплового расширения воды и таяния ледников Гренландии и Антарктиды, но региональные тенденции изменения уровня моря существенно отличаются от глобальных. Поэтому для оценки изменчивости уровня моря в некоторых регионах требуются исследования, направленные на выявление влияния отдельных движущих факторов на изменчивость уровня моря.

Причины, вызывающие колебания уровня поверхности воды в Балтийском море от межгодовых до десятилетних масштабов, связаны с изменчивостью атмосферной циркуляции. Изменения в атмосферных условиях являются важными движущими факторами для понимания изменения уровня моря в ближайшем будущем, особенно в таких регионах, где изменчивость уровня моря весьма чувствительна к атмосферным условиям, таким как ветер, атмосферное давление, температура воздуха и приток пресной воды.

С середины XX века увеличение среднего уровня Мирового океана было наибольшим с изменчивостью около 75%, но не единственным фактором, отражающимся на колебаниях уровня в Балтийском море. Усиление влияния западных ветров привело к тому, что уровень моря в самых отдаленных частях Балтики повышался быстрее, чем глобальное среднее значение [3].

1.3 Свободные и вынужденные колебания уровня.

Свободные колебания уровня моря напрямую связаны с собственными колебаниями морских бассейнов. Спектральная структура собственных колебаний зависит от масштабов морского бассейна, батиметрии бассейна и конфигурации суши. По частотам собственных колебаний водные массы бассейна после метеорологического воздействия возвращаются к равновесным состояниям. В пределах этих частот свободные колебания резонируют с воздействием ветра, что приводит к аномальному подъему уровня моря с последующим затоплением прибрежных территорий.

Балтийское море отличается от других регионов тем, что приливный сигнал невелик и незначительно влияет на повышение уровня моря. Для других морей, например, соседнее Северное море, наблюдается сложное влияния экстремальных метеорологических явлений с приливами и отливами. Экстремальные уровни подъема воды в Балтийском море контролируются не только метеорологическими воздействиями. Ледяные поля могут снизить повышение уровня моря в прибрежных районах.

Два других заметных фактора могут дополнительно способствовать повышению значений уровня Балтийского моря: сейши и метеоцунами.

Метеоцунами, или метеорологические цунами, представляют собой длинные волны, возникающие в результате взаимодействия воздуха и моря. Они встречаются на мелководных участках моря и в экстремальных случаях могут достигать высоты в несколько метров, с периодами от нескольких минут до нескольких часов. Возмущение давления воздуха распространяется над водоемом, создавая небольшую начальную волну. Волна усиливается за счет взаимодействия воздуха и моря при совпадении скорости возмущения ветром и скорости длинных волн в море, которая зависит от глубины воды. Когда волна достигает побережья, ее высота дополнительно увеличивается за счет прибрежного рельефа в результате уменьшения глубины, рефракции или собственных колебаний в полузакрытом заливе или гавани. Возникновение

метеоцунами зависит от скорости, направления и интенсивности определенных атмосферных явлений, на которые могут влиять региональная изменчивость климата и долгосрочные изменения климата. Случаи метеоцунами не являются частыми в Балтийском море. Для Финского залива они были описаны Пелликой. Амплитуды метеоволн могут составлять порядка 1 м [4].

В Балтийском море при определенных атмосферных условиях могут формироваться сейши с периодами от десятков часов до 2 суток. Сейши — это свободные колебания уровня моря в замкнутом бассейне, возникающие в виде стоячих волн, порождаемых внешними воздействиями, и продолжающиеся по инерции после прекращения действия первоначальной силы.

Сейши являются реакцией уровня на атмосферные факторы и усложняют колебания уровня, иногда приводя его к экстремальным значениям. При благоприятном сочетании со штормовыми нагонами или в резонансе с атмосферным воздействием сейшевые колебания могут способствовать очень высоким значениям уровня воды на побережье. В Финском заливе сейши имеют характерные периоды 23-27 ч.

В Балтийском море существует несколько систем сейш. Одна преобладающая система расположена на оси Западная Балтика — Финский залив и характеризуется периодами 26–32 ч в основном режиме и 17–20 ч во вторичном режиме [5]. Вторая, быстро затухающая, система сейш, возникает в Западной Балтике — на оси Ботнического залива, имеет период 39 ч. На оси Финский залив — Датский пролив Ньюман (1941) обнаружил сейши с 27-часовым периодом. Амплитуда этих сейш обычно составляла менее 10 см, редко достигая 40 см.

Из результатов численных экспериментов Захарчука и др. [6] следует, что после прекращения атмосферного воздействия свободные колебания уровня Балтийского моря переходят в баротропный и бароклинный режимы прогрессивно-стоячих гравитационных волн, а также представлены в виде

топографических волн Россби. Свободные бароклинные колебания вносят существенный вклад, связанный с сезонными колебаниями уровня, в спектр собственных колебаний Балтийского моря.

1.4 Синоптическая изменчивость уровня.

Средние значения уровня моря при приливах и отливах отличаются от наблюдаемых из-за влияния погодных условий. Низкое атмосферное давление вызывает повышение уровня моря из-за обратного барометрического эффекта, а сильные береговые ветры могут привести к скоплению воды у берегов. Сильные береговые ветры в сочетании с силой Кориолиса поднимают или понижают уровень моря в зависимости от направления. Компоненты повышения уровня моря, больше зимой, когда штормы сильнее и происходят чаще.

Во время штормовых нагонов вместе с общим повышением уровня воды в акватории Финского залива может наблюдаться экстремально высокий уровень моря. Одновременно с понижением уровня воды во время стога могут наблюдаться чрезвычайно низкие уровни воды, число отрицательных отклонений которых от среднего значения уровня уступает числу положительных отклонений. Такая асимметрия связана с эффектом понижения атмосферного давления во время циклона, который всегда вызывает повышение уровня моря независимо от направления ветра (эффект обратного барометра). Волна в Финском заливе 19 ноября 1824 года вызвала самые высокие уровни, зарегистрированные в Балтийском море. В районе Санкт-Петербурга уровень моря достиг отметки 4,21 м над нулевой отметкой прилива. В остальной части Балтийского моря штормовые нагоны ниже [7].

Очень высокие подъемы воды, рассматриваемые как опасные явления в Балтийском море, сопровождаются несколькими факторами: опасными траекториями движения глубоких циклонов, частотно-избирательными свойствами моря и высокими фоновыми колебаниями уровня моря. Частотно-

избирательные свойства Финского залива – это постоянный фактор, особенности которого практически не меняются от года к году. Некоторые изменения частотно-избирательных свойств в восточной части залива могли произойти вследствие строительства КЗС Санкт-Петербурга от наводнений.

Финский залив является продолжением Балтийского моря с точки зрения гидрографии. Сильное влияние активных циклонов, ветровой режим и юго-западная ориентация побережья Финского залива являются основными факторами, ответственными за локальные колебания уровня моря. Наиболее опасными направлениями движения циклонов, вызывающими экстремальные уровни моря в заливе, являются направления с юго-запада, с запада и северо-запада [7].

Экстремальные уровни в Балтийском море обычно вызываются штормовыми нагонами, которые могут поднять местный уровень моря на 3-4 м выше среднего [7]. Кроме того, определенную роль играет состояние наполнения Балтийского моря: западные ветры в течение нескольких дней могут увеличить объем воды в Балтийском море и привести к фоновому повышению уровня моря. Даже менее сильные циклоны могут вызвать экстремальные значения уровня моря.

Фоновые колебания способствуют формированию наводнений в Финском заливе. Причем штормовому нагону в таких случаях достаточно иметь высоту до 100 см, чтобы вызвать наводнение в Санкт-Петербурге (подъем уровня выше 160 см). Но, как показал анализ данных, высокий средний уровень не обязательно приводит к наводнениям в вершине Финского залива. В 1990 г. на протяжении 8 дней средний уровень не опускался ниже 100 см, но наводнений с высотой выше 160 см так и не произошло [8].

Для региона Финского залива наибольшую опасность представляют движения циклонов, которые часто проходят на восток из Атлантики через Балтийское море. Крупномасштабная атмосферная циркуляция оказывает решающее влияние на частую повторяемость западных ветров в регионе

Балтийского моря. Самые сильные ветры наблюдаются в широкой центральной части Балтийского моря и в Финском заливе, где участки акватории имеют протяженность в восточном направлении при ветрах, дующих с запада на восток. Перемещаясь над территорией Финляндии вдоль побережья Финского залива, область низкого давления с сильным непрерывным западным ветром создает ветровой нагон в южной части циклона. Такие траектории циклонов являются основной причиной частого прохождения штормов и сильного повышения уровня в этих регионах. [9]

В Финском заливе экстремальные значения уровня моря увеличиваются с запада на восток, что связано с эффектом сужения залива и уменьшением его глубины. Суурсаари и Куллас [10] и многие другие авторы [7, 11] в своих исследованиях показали, что восточная часть Финского залива имеет самый большой диапазон колебаний уровня моря во всем Балтийском регионе, превышающее 4 м.

Медведев И.П. и Куликов Е.А. [8] выявили колебания уровня с периодами 20 суток и более в вершине Финского залива, которые формируются в первую очередь под влиянием годового хода среднего уровня моря, вызванного сезонной изменчивостью состояния атмосферы над регионом. Атмосферные поля, которые характеризуют это состояние, определяют водообмен Балтийского с Северным морем и приводят к изменению объема водной толщи внутри всего Балтийского моря. При этом величина выявленных авторами колебаний среднего уровня воды в Балтийском регионе достигает нескольких дециметров. В отдельные годы размах сезонных колебаний уровня в вершине Финского залива достигает 60 см, а максимальный подъем среднего уровня наблюдается в период с октября по январь.

Вольским Т. и Вишневым В. [12] в исследованиях экстремальных значений уровня в Балтийском море были установлены следующие закономерности. Станции в заливах, расположенные вдали от открытых вод Балтийского моря, в районах с относительно небольшими глубинами

(10-20 м), имеют больше экстремальных уровней моря, чем станции, расположенные непосредственно в открытых водах Балтийского моря (Рисунок 2). Западная Балтика (Мекленбургский и Кильский заливы) – часть Балтийского моря, где было зафиксировано наибольшее понижение уровня моря из-за штормовых сгонов (уровни ниже -140 см), что связано с относительно небольшими глубинами. Шведское побережье в центральной и в северной частях Балтийского моря является регионом, в наименьшей степени подверженным воздействию экстремальных уровней моря. Это определяется ориентацией побережья, направление которого противоположно траекториям распространения циклонов.

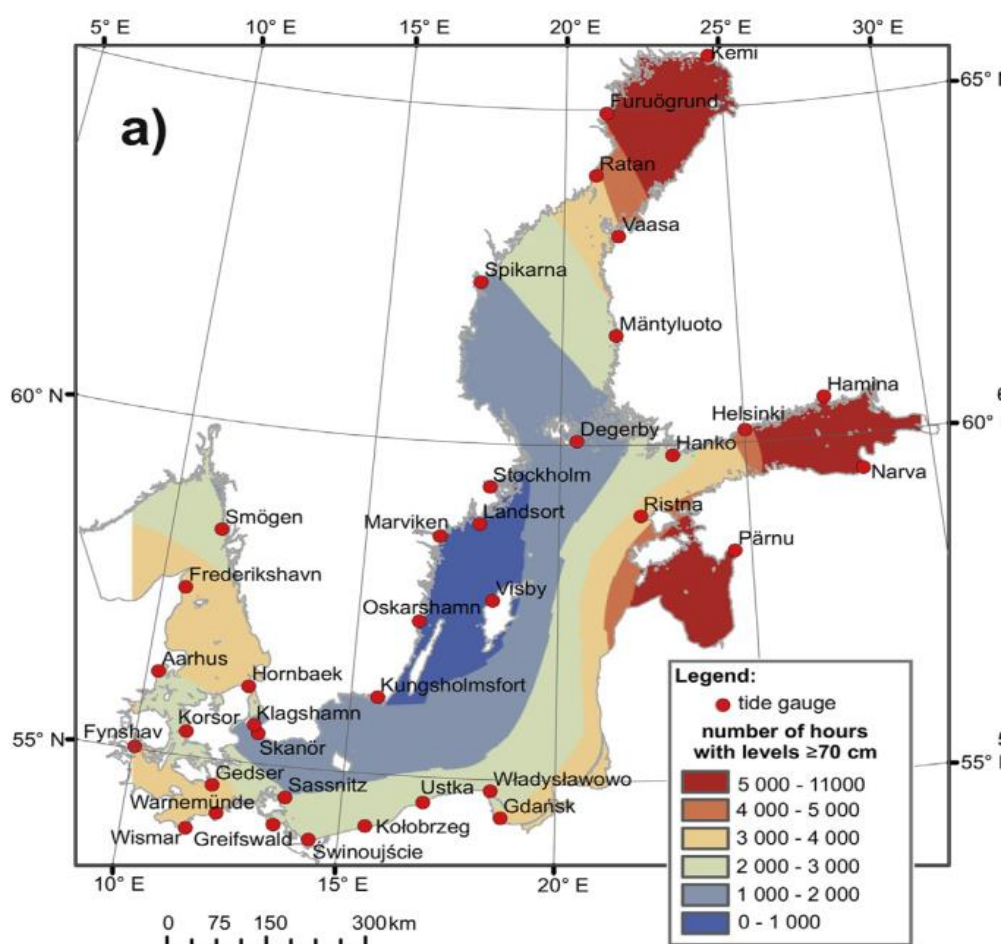


Рисунок 2. Общее количество часов с экстремальными уровнями в Балтийском море в период с 1960 по 2010 год: а) количество часов с уровнями ≥ 70 см. [12].

1.5 Влияние циркуляции атмосферы на уровень

Связь между изменчивостью уровня Балтийского моря и состоянием крупномасштабной атмосферной циркуляции была предметом многочисленных исследований.

Состояние атмосферной циркуляции охватывает обширную географическую территорию и оказывает влияние на атмосферные процессы, связанные с погодой, тем самым характеризуя значительную изменчивость гидрометеорологических показателей. Индексы и типизация процессов, которыми пользуются для характеристики атмосферной циркуляции, имеют важное значение для описания климатических условий в региональных и глобальных масштабах.

Для Балтийского региона используют индексы, которыми описывают глобальную циркуляцию: Североатлантическое колебание (NAO), Арктическое колебание (AO), Скандинавское блокирование (SCAND), Восточная Атлантика/Западная Россия (EATL/WRUS) и Полярный регион/Евразия (POL/EUR).

Количественно NAO оценивается индексом, который определяется разницей между нормализованным давлением на уровне моря над Азорскими островами и Исландией. Периоды, соответствующие высоким положительным значениям индекса NAO, обычно характеризуются сильным преобладающим западным переносом над Северной Европой, в то время как отрицательные значения индекса обычно приводят к ослаблению западных ветров с большой повторяемостью континентальных (восточных) ветров. Помимо полей ветра и давления, NAO влияет на многие метеорологические параметры, такие как температура и осадки. Некоторые исследования связывают NAO с переносом морского льда из Арктики и уровнем моря на Балтике.

Исследования взаимосвязи между NAO и уровнем Балтийского моря выявили, что положительная фаза NAO связана с усилением западных ветров

над акваторией Балтийского моря. Это вызывает повышение уровня моря в целом. Коэффициенты корреляции, рассчитанные для выявления тесноты связей, сильно различаются по регионам: с более высокими значениями – в северной и восточной частях, и меньшими значениями – в южных частях Балтийского моря. При этом величина коэффициентов корреляции не являлась постоянной и менялась на протяжении 20 века – выявлены периоды с преобладанием высоких и с преобладанием низких значений.

Описание изменчивости уровня Балтийского моря, связанной с атмосферной циркуляцией, посредством индекса NAO [13] является хорошим, но для некоторых периодов не оптимальным показателем. Основываясь на этом выводе, Карабил и др. (2018) [13] предложили альтернативную модель, основанную на разнице давления между Бискайским заливом и Тромсе – Колебание Балтийского и Северного морей (BANOS). Корреляции между новым индексом и изменчивостью уровня Балтийского моря оказались более высокой (Таблица 1).

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между атмосферными индексами и показаниями уровня на футштоках представлены для периода 1900-2013 гг. в зимнее время (перед вычислением корреляции из временных рядов удалены тренды) [13].

Index/Station	Correlation	
	<i>Stockholm</i>	<i>Warnemünde</i>
<i>BANOS</i>	0.85	0.55
<i>NAO</i>	0.55	0.17 *

Этот вывод позволяет предположить, что индекс BANOS лучше подходит для описания доли изменчивости уровня Балтийского моря, связанной с крупномасштабной атмосферной циркуляцией (Рисунок 3). Подобно индексу NAO, новый индекс BANOS демонстрирует выраженную межгодовую и десятилетнюю изменчивость примерно за последние 120 лет, но не выявляет значительных долгосрочных изменений [11].

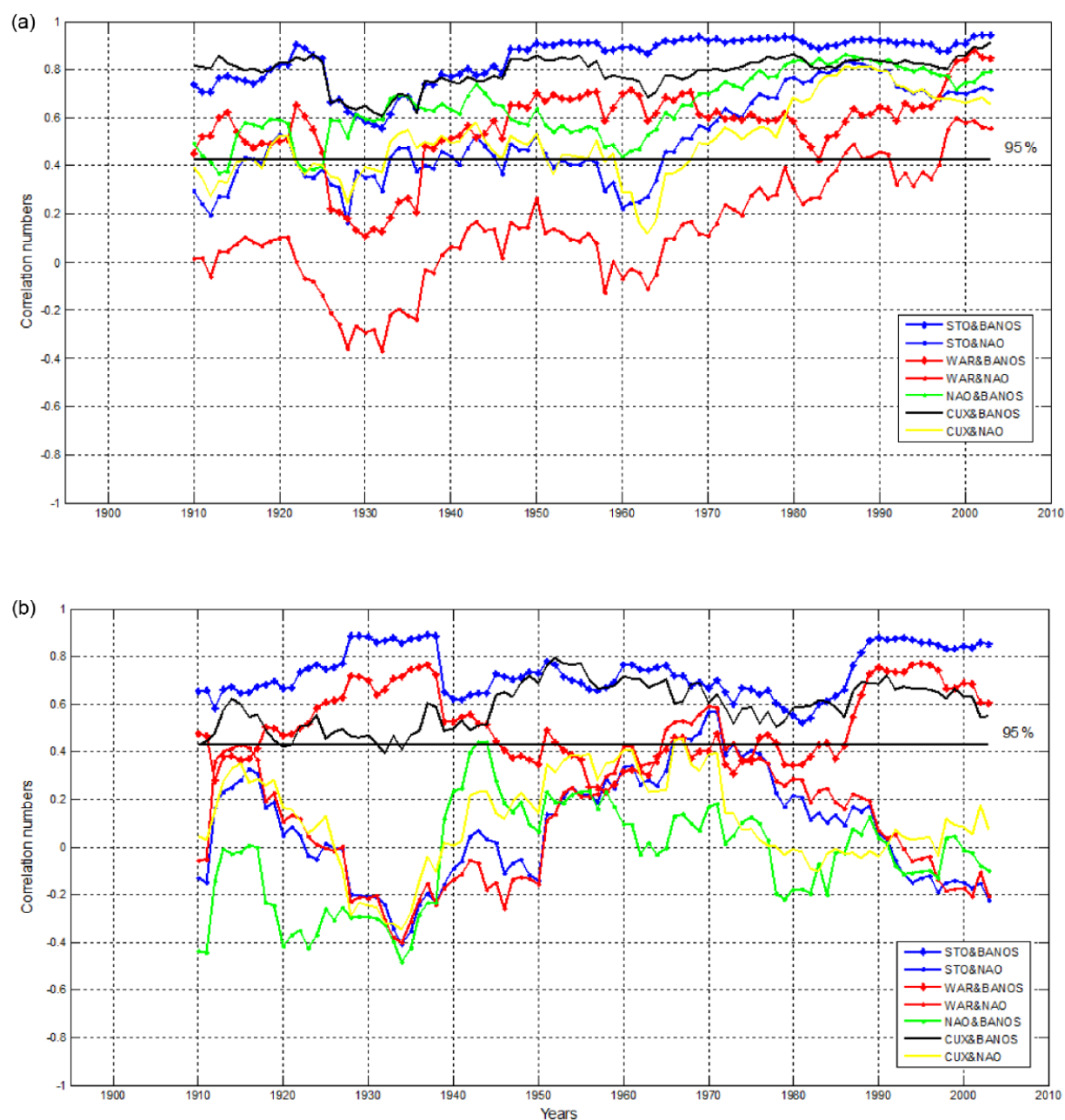


Рисунок 3. Корреляции между данными мареографов и индексами BANOS и NAO на основе 21-летних окон без тренда для зимнего (а) и летнего (б) сезонов. Тренд временных рядов удален за каждый 21-летний период до расчета корреляции. Коэффициент корреляции между индексами BANOS и NAO составляет 0,43 (при уровне значимости 95%) [11].

В середине 20-го века Г.Я.Вангенгеймом и его последователем А.А.Гирсом для Атлантико-Европейского региона северного полушария была разработана система для классификации процессов атмосферной циркуляции, которая представляет собой каталог, включающий данные с 1891 года. Количественной оценкой атмосферных процессов является повторяемость той или иной формы циркуляции атмосферы. Каждый из элементарных синоптических процессов (периодов) по Вангенгейму обладает конкретной формой циркуляции и связан как с приземными, так и с тропосферными процессами. Авторами произведен анализ факторов, влияние которых определяет долгопериодные колебания в природных процессах.

Для региона Финского залива многие авторы [14, 15] неоднократно отмечали, что временной ход уровня в Кронштадте не является только локальным явлением, а отражает крупномасштабную изменчивость уровня во всем Финском заливе и в значительной степени в Балтийском море. В своих исследованиях авторы использовали в качестве показателей повторяемость форм циркуляции атмосферы Г.Я.Вангенгейма – А.А.Гирса (E, W и C) [16]. В соответствии с этой классификацией, при западной (W) форме циркуляции над Атлантико-Европейским регионом наблюдается устойчивый западно-восточный перенос воздушных масс и быстрое смещение волн небольшой амплитуды. При меридиональной форме циркуляции атмосферы (C) гребень антициклона располагается над Атлантикой и Западной Европой и оказывает блокирующее воздействие на траектории движения приходящих циклонов в широтном направлении. При восточной (E) форме циркуляции на западе Европы располагается мощная ложбина, а над восточной Европой (до Урала) находится стационарный (блокирующий) антициклон (гребень).

2. Исходные данные и методы исследования.

2.1 Исходные данные

Исходными данными для исследования послужили среднемесячные значения уровня для Кронштадта и Шепелево с 1900 по 2019 гг. из работ Богданова и соавторов [17, 18] и других источников [19].

Данные по уровню на станциях Хельсинки, Ханко и Хамина с 1900 по 2019 гг. взяты из базы данных PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) на официальном сайте: <https://psmsl.org> [20].

Данные по формам циркуляции брались из работы Дмитриев А.А., Дубравин В.Ф., Беязо В.А. [16]. Ряды представляют собой количество дней в месяце с каждой из форм атмосферной циркуляции W, E, C.

Ряды типов циркуляции и среднемесячных значений уровня анализируются с января 1900 года по декабрь 2019 года.

2.1.1 Данные Кронштадта и Шепелево.

Воздействие атмосферы в виде штормовых нагонов, градиентов давления, скорости и направления ветра отражается в короткопериодных колебаниях уровня на мареографной станции Кронштадт.

Датчик уровня моря – прибор, который измеряет уровень воды относительно фиксированной точки на суше. Датчики уровня моря измеряют относительный уровень моря, который представляет собой высоту воды относительно высоты суши. Это означает, что измерения уровня моря по футштоку отражают вертикальное изменение как морской поверхности, так и береговой линии.

Среднемесячные значения уровня являются сглаженной характеристикой состояния акватории Финского залива, которая зависит от многих факторов. Несмотря на это на среднемесячных значениях уровня в

Финском заливе сказываются и краткосрочные влияния ветров разных направлений, и характеристики воздействия циклонов и антициклонов. Отличительной особенностью мареографных данных по уровню в Кронштадте являются эпизоды с закрытием водопропускных и судопропускных сооружений Комплекса защитных сооружений (КЗС) Санкт-Петербурга от наводнений во время экстремально высоких поднятий уровня воды в Финском заливе с 2011 года, которые неверно отражают естественный ход уровня, тем самым изменяя статистическую структуру временного ряда.

В.И.Богданов использовал возможность получать надежные данные по уровню моря с 1989 года [18] на новом измерительном посту вблизи Шепелевского маяка. В осредненных за месяц значениях изменения во временном ряде в результате закрытия КЗС малы и могут учитываться через данные на посту Шепелево.

Сравнение с данными мареографа у Шепелевского маяка показали, что коэффициент корреляции между временными рядами уровня среднемесячной дискретности на Кронштадтском и Шепелевском постах равен 0,98 [19]. При такой высокой корреляции колебания уровня в двух пунктах практически совпадают по времени, при этом средние значения на Шепелевском посту на 4.7 см ниже значений уровня в Кронштадте.

Для сравнения рядов на Кронштадтском и Шепелевском постах ниже нормы (НН) приняты отклонения на величину большие среднеквадратического (стандартного) отклонения («сигма») по модулю в сторону уменьшения, а в сторону увеличения – выше нормы (ВН). При проведении анализа значительных отклонений среднемесячных величин уровня от средних значений ряда сравнение значений показало, что за период 1989-2017 гг отклонений НН было 57 на Шепелевском и 56 на Кронштадтском постах и отклонений ВН – 55 и 56 соответственно. Шепелевский пост находится восточнее Кронштадта, в более открытой части залива, поэтому здесь получены систематически более низкие на 4,7 см значения уровня. Но несмотря на это, коэффициент корреляции между

рядами весьма высок, и значительные отклонения в среднемесечном масштабе практически совпадают в обоих рядах. Следовательно, во-первых, при среднемесечном осреднении закрытие КЗС практически не сказывается на значениях уровня, по крайней мере при оценке количества значительных отклонений от нормы. Во-вторых, для восстановления ряда значений уровня на Кронштадтском водомерном посту в периоды закрытия КЗС можно использовать значения уровня на Шепелевском водомерном посту.

В данной работе основой для выполнения расчетов послужили среднемесечные значения уровня на Кронштадтском водомерном посту с 1900 по 2019 гг. Из-за наличия пропусков в хронологическом ходе среднемесечных значений морского уровня, особенно значительных в период 20-х годов и Великой Отечественной войны, была проведена процедура их заполнения условно средними «климатическими» значениями [14]. Были рассчитаны средние арифметические среднемесечных значений уровня за каждый месяц с 1900 по 2018 гг. которые присвоены пропущенным месяцам. При этом среднее арифметическое значение и среднеквадратическое отклонение восстановленного ряда незначительно отличаются от параметров исходного ряда с пропусками (Таблица 2).

Таблица 2. Сравнение статистических параметров исходного ряда среднемесечных значений уровня с пропусками и ряда с восстановленными значениями уровня (см) [14].

	Исходный ряд (см)	Восстановленный ряд (см)
Среднее за весь период	2,89	2,58
СКО за весь период	20,97	20,02
Среднее за 1900-1979гг	-0,17	-0,12
СКО за 1900-1979гг	19,97	18,61
Среднее за 1980-2018гг	8,18	8,18
СКО за 1980-2018гг	21,62	21,62

2.1.2 Данные PSMSL

Одним из важнейших компонентов глобальной системы наблюдения за океаном являются измерения уровня моря по футштоку. Исторические данные по таким датчикам позволяют ученым оценить глобальное повышение уровня моря после промышленной революции. Это играет весомую роль как в выявлении тенденции, так и в анализе существующего воздействия антропогенного изменения климата. Датчики уровня моря также фиксируют различные океанические и геодезические явления во многих временных и космических масштабах. Наблюдения за уровнем позволяют отслеживать десятилетнюю изменчивость климата (например, Тихоокеанское десятилетнее колебание), планетарные волны, штормовые волны, цунами и ледниковую изостатическую корректировку. В дополнение к этим исследованиям, данные по датчикам уровня моря обеспечивают основу для моделей океана, используются для обнаружения ошибок в спутниковой альтиметрии и являются ключевым компонентом систем предупреждения об опасных природных явлениях, связанных с затоплением прибрежных территорий.

Для оценки отдельных последствий изменения уровня моря и поднятия суши в регионе Балтийского моря необходима точная информация о деформациях суши, особенно по данным GIA, поскольку эти деформации не имеют одинаковых значений по всему региону. Данные GIA (Таблица 3) получены на сайте PSMSL [20].

Среднегодовые значения вертикального движения земли дают наиболее точное представление о современной скорости изменения относительного уровня моря и земной коры – подъема, которые описывает модель GIA. Они использованы при расчетах среднемесячных значений скорости вертикального движения берегов Финляндии. Полученные значения вертикального движения Земли нужны для внесения исправлений в наблюдения уровня моря по футштоку. Датчики уровня моря измеряют

относительный уровень моря, который представляет собой высоту воды относительно высоты суши. Это означает, что мареографные измерения уровня моря отражают вертикальное движение как морской поверхности, так и береговой линии. Для футштока на станции Кронштадт принято считать отсутствие вертикального движения земной коры, описываемого моделью GIA. Это связано с расположением Кронштадта в зоне, скорости движения земной коры которой близки к нулю.

Таблица 3. Скорость изменения относительного уровня моря и поднятия земной коры по модели GIA

Станция	Периоды	GIA мм/год
XANKO	1887-2022	2.49
HELSINKI	1879-2022	2.02
HAMINA	1928-2022	1.88

2.1.3 Данные по формам циркуляции атмосферы.

На основе полного каталога форм циркуляции, составленного в ААНИИ, разработан специализированный архив помесечного преобладания форм циркуляции с конца 19-го века, данные повторяемости которого использованы в этом исследовании.

В своих работах Г.Я.Вангенгейм выделил периоды с преобладанием аномалий в формах атмосферной циркуляции и назвал их ЭАЦ (Эпохи Атмосферной Циркуляции). Для выявления долгопериодных колебаний атмосферы в относительно недавнем исследовании [21] использован метод, при котором строятся интегральные кривые для рассчитанных аномалий форм циркуляции [22]. Суть метода состоит в том, что путем удаления среднего значения из исходного ряда рассчитываются аномалии повторяемости рассматриваемой формы циркуляции (Е, W и С) за каждый месяц, которые затем суммируются в накопленные суммы. Результаты расчетов представляют в виде графика, который называется интегральной кривой аномалий частоты для рассматриваемой формы циркуляции

(Рисунок 4). Анализ интегральных кривых позволяет выявить временные промежутки или периоды преобладания положительной аномалии данной формы циркуляции – участки близкого к монотонному росту интегральной кривой.

На представленном графике интегральных кривых годовых аномалий повторяемости форм циркуляции необходимо выделить только периоды «подъема» графика той или иной циркуляции и экстремумы. Четыре ЭАЦ, на которые обратил внимание в своей работе А.А.Гирс [23]:

Эпоха W – с 1903 г по 1928 г.

Эпоха E – с 1929 г по 1939 г.

Эпоха C – с 1940 г по 1948 г.

Эпоха E+C – с 1949 г по 1965 г.

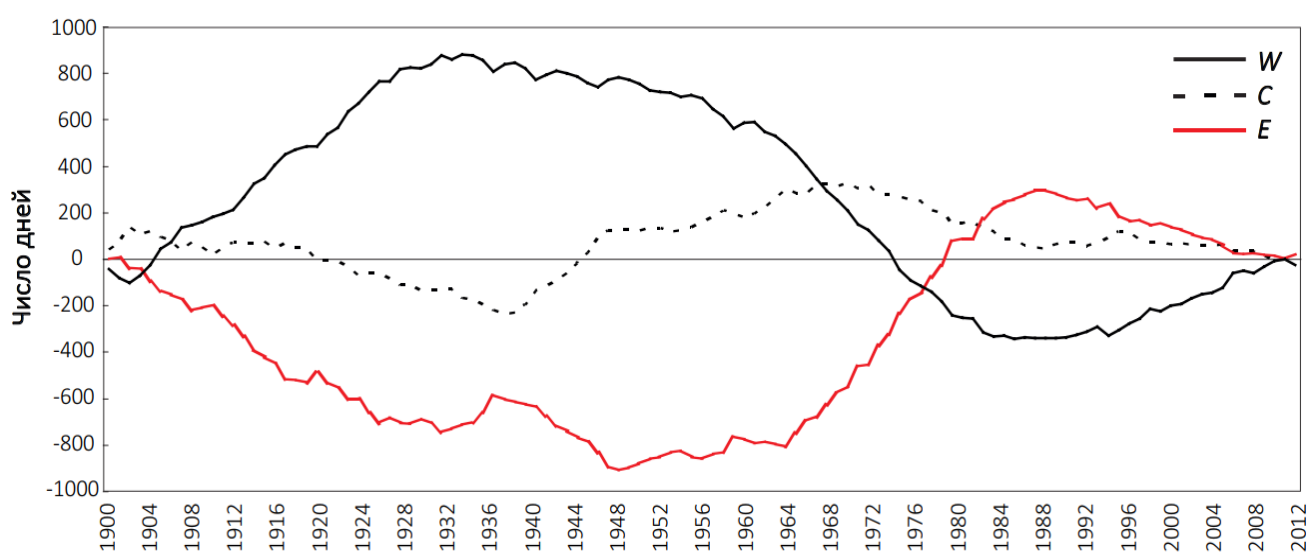


Рисунок 4. Интегральные кривые годовых аномалий повторяемости W, C и E форм циркуляции [21].

Позже другие авторы продолжили рассматривать связь многолетних характеристик атмосферной циркуляции с эпохальными преобразованиями форм W, C, E [21] и выделили еще две ЭАЦ: с 1966 г по 1989 г – эпоха E и с 1990 г по 2014 г – эпоха W. Использование принципов, предложенных Вангенгеймом–Гирсом, для выявления особенностей развития атмосферной

циркуляции позволило выделить две особенно выраженные во времени циркуляционные эпохи: эпоху W в начале 20 века и эпоху E с конца 40-х гг до середины 80-х (Рисунок 4) Очевидно и в [21] также показано, что с середины 80-х до наст. врем. преобладает форма W. Возможно, эта последняя смена эпох произошла несколько ранее, стоит обратить внимание на 1976 год, когда интегральные кривые пересеклись. Это событие отображено во многих климатических процессах, как очередной этап в изменении климата. В своих работах А.А.Гирс показал развитие аномалии определенной формы циркуляции в характерной для нее эпохе особенно сильно проявляется в одном или двух сезонах [24]. Основываясь на этом выводе, можно предугадать характер сезонных процессов, в которых особенности характерной для эпохи циркуляции будут сильно выражены. Это имеет существенное практическое значение для составления месячных и сезонных прогнозов погоды.

2.2 Применение статистических методов для поиска связи форм атмосферной циркуляции и уровня моря.

В данной работе использовались следующие статистические характеристики и методы:

- метод корреляционного анализа;
- метод гармонического анализа;
- метод кластерного анализа;

2.2.1 Метод корреляционного анализа.

Коэффициент корреляции рассчитывается по стандартной формуле:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N [(x_{1i} - \bar{x}_1)(x_{2i} - \bar{x}_2)]}{N\sigma_1\sigma_2}$$

Где x_{1i} и x_{2i} – значения первой и второй переменных соответственно; x_1 и x_2 – средние значения первой и второй переменных соответственно; σ_1 и σ_2 – стандартные отклонения первой и второй переменных соответственно; N – длина рядов первой и второй переменных.

Коэффициент корреляции проверялся на значимость по критерию Стьюдента. Для этого рассчитывается эмпирическое значение:

$$t^* = \frac{|r|}{\sigma_r}, \quad \sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{N-2}}$$

Критическое значение Стьюдента $t_{кр}$ определено с уровнем значимости $\alpha = 0,05$ и числом степеней свободы $\nu = N - 2$, где N – длина ряда. При $|t^*| > t_{кр}$, отклонение r от нуля носит неслучайный характер, и величина коэффициента корреляции значима.

Датчики станций с футштоками измеряют колебания уровня моря относительно Земли, на которой находятся сами. Но сам по себе датчик не может определить разницу между локальным вертикальным движением суши и изменением уровня моря. Вертикальное перемещение Земли, связанное с эффектами GIA, может быть удалено с помощью модели поднятия Земли в регионе. При удалении показателя GIA из данных исследуемого ряда картина колебания уровня моря кардинально меняется. Например, по исходным данным станции Хельсинки тренд имеет отрицательную величину (-0,16 мм/мес), и картина изменения уровня моря в этом месте такова: уровень быстро понижается (Рисунок 5а). Однако, в действительности это не так.

После удаления величины GIA (тренда изменения «уровня Земли») из исходного ряда график изменения уровня моря приобрел другой вид (Рисунок 5б). Величина тренда имеет положительное значение, а коэффициент детерминации очень мал (0,0001), и ярко выраженное по исходным данным понижение уровня моря отсутствует. Поэтому далее во всех рядах уровня на основе модели PSMSL был удален тренд, связанный с GIA.

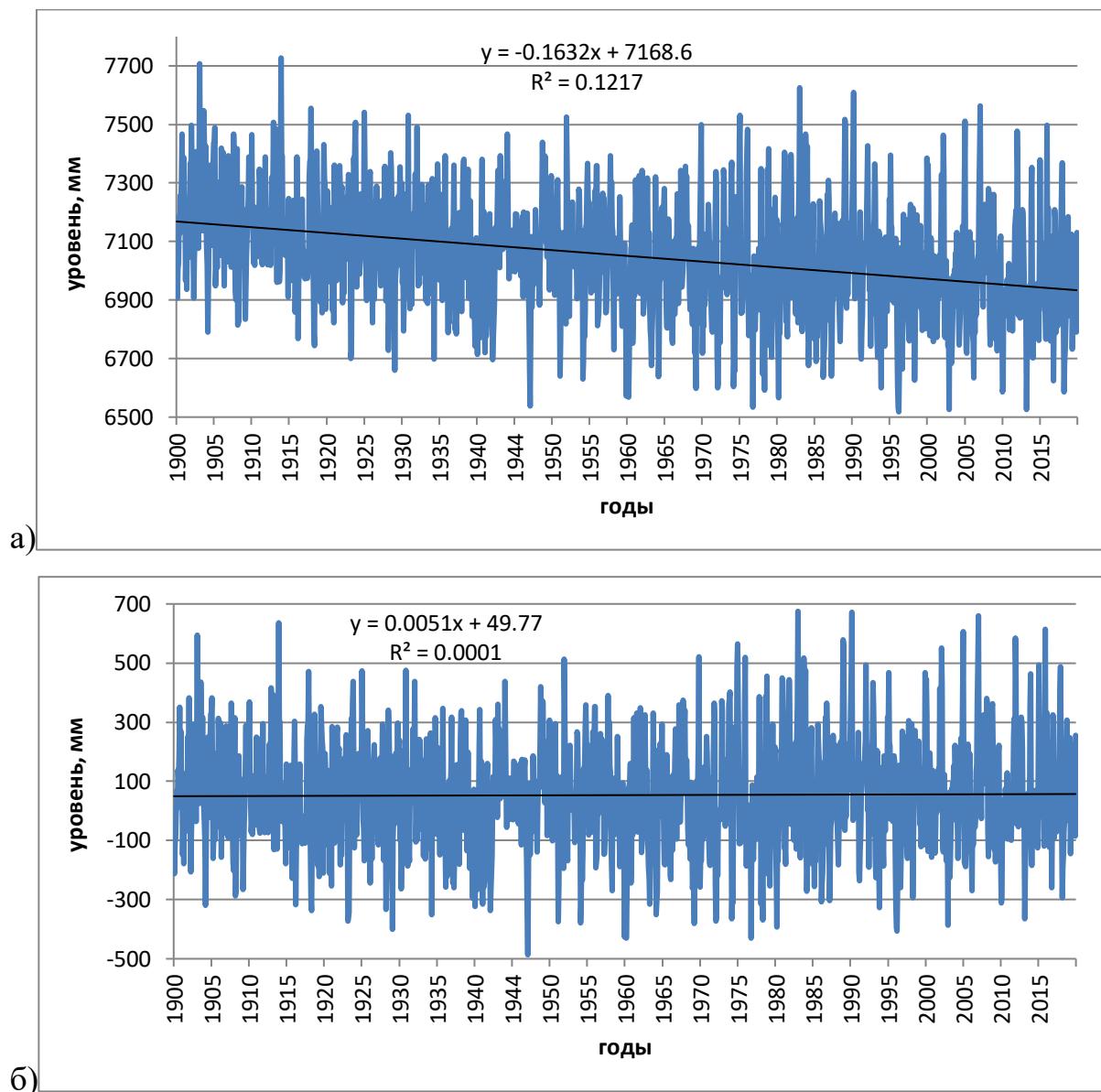


Рисунок 5. Изменения уровня моря по исходным данным станции Хельсинки фактическим (а) и после удаления GIA (б)

2.2.2 Метод кластерного анализа

Метод кластерного анализа k-средних запускается с заданного числа классов (k). Суть данного метода заключается в перемещениях объектов между классами с целью уменьшения дисперсии внутри классов, и ее увеличения между классами. Центром каждого из классов является среднее значение элементов этого класса. Выбор числа классов для проведения кластерного анализа методом k-средних остается за исполнителем. Для этого

предварительно был использован еще один метод кластерного анализа – метод Уорда с метрикой Евклида, в результате которого получена дендрограмма и определено число классов (5) для проведения кластерного анализа методом k-средних. В данной работе метод применялся для классов, формируемых по комплексу признаков «уровень – форма W – форма Е – форма С».

2.2.3 Метод гармонического анализа

В основе метода гармонического анализа находится процесс разложения ряда исходных данных в ряд Фурье, который дает возможность представить функцию исследуемого процесса суммой гармоник. Для разложения в ряд Фурье используется формула [25]:

$$f(t) = \bar{f} + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n \cos(n\omega t) + b_n \sin(n\omega t)],$$

$\bar{f}$ – математическое ожидание функции, заданной при помощи уравнения тренда, а при его отсутствии – средним значением ряда;

ω – частота;

$a_n = a_k$ и $b_n = b_k$ – коэффициенты, которые определяются по формулам:

$$a_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N [Y_i \sin(\omega_k \cdot t_i)] \quad b_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N [Y_i \cos(\omega_k \cdot t_i)]$$

Каждая из гармоник рассчитывается по формулам:

$$G_k = A_k \cos(\omega_k \cdot t - \varphi_k), \quad A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}, \quad \varphi_k = \arctg \frac{a_k}{b_k} \pm \pi$$

k – номер гармоники;

A_k – амплитуда k -той гармоники;

$\omega_k = 2\pi/T_k$ – частота k -той гармоники;

T_k – период k -той гармоники;

φ_k – фаза k -той гармоники;

t – время;

Y_i – исходный ряд;

N – длина этого ряда

Разложение ряда выполнено при помощи пакета PAST. В результате получен график спектра, на котором выделяются «пики» для гармоник, имеющих большую дисперсию. Выявление частот, которые соответствуют «пикам», достаточно для расчета соответствующих им периодов. Совокупность выявленных периодов определяет спектральную структуру процесса. На основе рассчитанного пакетом PAST спектра можно приступить к процедуре гармонического анализа и восстановить исходный ряд по нескольким значимым гармоникам. Значимость гармоник определяет их вклад в структуру исходного ряда, который рассчитывается из отношения дисперсий рядов:

$$D_k = \frac{A_k^2}{2} \qquad V_k = \frac{D_k}{D_y}$$

Вклад гармоники в общую дисперсию ряда является аналогом коэффициента детерминации (R^2) [26], и его можно проверить на значимость по аналогии проверки коэффициента корреляции.

В результате расчетов каждой из гармоник необходимо обратить внимание на то, что функция $\arctg$ дает двойственный результат, и фаза в уравнении гармоники может быть как с плюсом, так и с минусом. Это можно увидеть при совмещении графика гармоники и графика ряда, взятого для разложения, и внести необходимую корректировку в расчетную формулу для фазы гармоники (φ_k).

3. Анализ результатов.

3.1 Результаты проведения корреляционного анализа.

Перед проведением корреляционного анализа из исходных рядов уровня и индексов атмосферной циркуляции E и W были удалены тренды, а из ряда индекса C было удалено среднее значение, так как выделенный в нем тренд незначим. Наибольшие по модулю и положительные по знаку коэффициенты корреляция уровня на выбранных станциях получены с индексом атмосферной циркуляции W (Таблица 4). Коэффициенты корреляции уровня с индексом E, отрицательные по знаку, по модулю оказались меньше, чем с индексом W. Наименьшие значения коэффициентов корреляции уровня получены с индексом C.

Таблица 4

	W	C	E
KRONSHT	0,54	-0,06	-0,44
HAMINA	0,58	-0,11	-0,42
HELSINKI	0,55	-0,10	-0,41
HANKO	0,52	-0,12	-0,38

Форма циркуляции W соответствует развитому западно-восточному переносу в тропосфере, при котором над Европой, Скандинавией и Балтийским бассейном происходит перемещение циклонов с запада на восток. При этом в Балтийском море и Финском заливе преобладают ветры северо-западные, западные и юго-западные (западной четверти). Соответственно при преобладании формы W в Финском заливе наблюдаются нагонные явления, вплоть до наводненческих ситуаций, и повышенные среднемесячные значения уровня.

Стоит отметить, что уровень на станции Ханко, расположенной на входе в Финский залив, по сравнению с другими станциями имеет лучшую корреляцию с индексом меридионального переноса C и худшую – с

индексами W и E. Для станции Кронштадт корреляция уровня с индексом С получилась наименьшей, что в очередной раз доказывает наименьшее влияние данного типа атмосферной циркуляции для восточной части Финского залива. Наилучший результат корреляции уровня с индексом W получен для станции Хамина (0,58), а с индексом E – для станции Кронштадт (-0,44). Частота сгонных явлений в месячном масштабе, связанных с влиянием атмосферной циркуляции типа E и соответствующих ей ветрах восточной четверти в Финском заливе наиболее характерна для российских побережий.

3.2 Результаты проведения гармонического анализа.

Предварительно перед проведением гармонического анализа из исходных среднемесячных значений уровня на станциях Кронштадт и Хельсинки, ежемесячной повторяемости форм атмосферной циркуляции W и E были удалены полиномиальные тренды. Из ряда повторяемости форм атмосферной циркуляции типа С удалено среднее значение, так как полиномиальный тренд этого ряда незначим.

В результате проведения гармонического анализа во всех анализируемых рядах выявлена самая значимая гармоника с периодом 12 месяцев, которая вносит вклад в дисперсию каждого из исходных рядов: уровень в Кронштадте – 17 % (Таблица 5), уровень в Хельсинки – 16 % (Таблица 6), форма атмосферной циркуляции W – 5 % (Таблица 7), форма атмосферной циркуляции E – 4 % (Таблица 8), форма атмосферной циркуляции С – 3 % (Таблица 9). Менее значима, с дисперсией в исходных рядах уровня (2 %) и форм циркуляции (1%) оказалась гармоника с периодом 14 месяцев.

Таблица 5. Результаты гармонического анализа уровня на станции Кронштадт.

Gk	1	2	3	4	5
Ak	11,45	4,16	3,61	3,30	3,25
ϕk	4,664	0,903	3,956	3,537	3,975
Dk	65,59	8,66	6,52	5,46	5,27
Frequency	0,083	0,167	0,073	0,010	0,049
T-мес	12	6	14	103	21
T-лет	1,0	0,5	1,1	8,6	1,7
ωk	0,52	1,05	0,46	0,06	0,31
ak	-11,44	3,27	-2,63	-1,27	-2,40
bk	-0,56	2,58	-2,48	-3,05	-2,18
Vk	0,167	0,022	0,017	0,014	0,013

Таблица 6. Результаты гармонического анализа уровня на станции Хельсинки

Gk	1	2	3	4	5
Ak	10,46	4,38	3,52	2,92	2,77
ϕk	4,702	0,860	0,255	4,444	3,073
Dk	54,66	9,59	6,19	4,27	3,85
Frequency	0,083	0,167	0,070	0,073	0,010
T-мес	12	6	14	14	104
T-лет	1,0	0,5	1,2	1,1	8,6
ωk	0,52	1,05	0,44	0,46	0,06
ak	-10,46	3,32	0,89	-2,82	0,19
bk	-0,11	2,86	3,41	-0,77	-2,77
Vk	0,166	0,029	0,019	0,013	0,012

Таблица 7. Результаты гармонического анализа повторяемости формы атмосферной циркуляции W

Gk	1	2	3	4	5
Ak	2,18	1,46	1,42	0,94	0,94
ϕk	4,381	2,894	2,891	2,011	4,266
Dk	2,37	1,07	1,01	0,44	0,44
Frequency	0,083	0,001	0,002	0,120	0,248
T-мес	12	822	480	8	4
T-лет	1,0	68,5	40,0	0,7	0,3
ωk	0,52	0,01	0,01	0,76	1,56
ak	-2,06	0,36	0,35	0,85	-0,84
bk	-0,71	-1,42	-1,38	-0,40	-0,40
Vk	0,053	0,024	0,023	0,010	0,010

Необходимо отметить, что вторая по значимости в уровнях Кронштадта и Хельсинки выявлена гармоника с периодом 6 месяцев. И это совершенно ожидаемо, учитывая тот факт, что данные периоды характеризуют сезонные изменения в уровне. Смена сезонов в течение года приводит к циклическим колебаниям, как в атмосфере, так и в уровне моря, которые в первую очередь связаны с количеством осадков, паводков и испарением в течение года. Выделение паводкового и сухого периодов года продолжительностью 6 месяцев – одна из особенностей сезонных изменений циклических природных процессов.

Таблица 8. Результаты гармонического анализа повторяемости формы
атмосферной циркуляции E

Gk	1	2	3	4	5
Ak	2,20	1,57	1,44	0,93	0,92
ϕk	-0,363	0,973	-0,920	2,738	0,691
Dk	2,42	1,23	1,03	0,44	0,43
Frequency	0,083	0,001	0,002	0,081	0,073
T-мес	12	767	501	12	14
T-лет	1,0	64,0	41,7	1,0	1,1
ωk	0,52	0,01	0,01	0,51	0,46
ak	-0,78	1,30	-1,14	0,37	0,59
bk	2,06	0,88	0,87	-0,86	0,71
Vk	0,044	0,022	0,019	0,008	0,008

Таблица 9. Результаты гармонического анализа повторяемости формы
атмосферной циркуляции C

Gk	1	2	3	4	5
Ak	1,52	1,13	0,96	0,76	0,83
ϕk	2,973	-1,000	2,099	4,681	2,137
Dk	1,15	0,64	0,46	0,29	0,34
Frequency	0,083	0,001	0,083	0,003	0,118
T-мес	12	767	12	303	8
T-лет	1,0	64,0	1,0	25,2	0,7
ωk	0,52	0,01	0,52	0,02	0,74
ak	0,25	-0,95	0,83	-0,76	0,70
bk	-1,50	0,61	-0,48	-0,02	-0,44
Vk	0,034	0,019	0,014	0,008	0,010

Колебание с периодом около 14 месяцев может быть рассмотрено как «чандлеровское» колебание, которое выявлено в данных о движении полюсов. Предполагается, что в режиме вращения Земли наблюдается свободно затухающее колебание, возбуждение которого периодически повторяется. Детальное изучение движения полюсов, океанографических и метеорологических данных породило гипотезу о том, что наблюдаемое колебание Чандлера на самом деле является вынужденным процессом со слегка изменяющейся частотой воздействия. Механизм принуждения можно связать с крупномасштабным квазипериодическим изменением давления воздуха и колебаниями дна океана. Это атмосферное колебание является основным фактором, который влияет на большую часть океанических полюсных приливов.

Американский астроном С. К. Чандлер в 1891 году сделал вывод о том, что ось Земли не имеет строго зафиксированного положения в космическом пространстве, и с течением времени в результате вращения планеты возникает колебание оси относительно стационарного ее положения с амплитудой около девяти метров. Вследствие этого «чандлеровского» колебания возникает барическая волна в планетарном масштабе, движение которой происходит в широтном направлении по кругу. При прохождении минимума волны полюсного прилива в области Исландского минимума формируется аномально глубокий Исландский циклон. Обратная ситуация наблюдается при прохождении максимума волны полюсного прилива в области Исландского минимума – Исландский циклон слабеет.

Исходя из изложенного, гармоника с частотой «чандлеровского» колебания (14 месяцев) присутствует как в рядах форм атмосферной циркуляции, так и в рядах уровня моря, хотя по величине вкладов, вносимых в исходные ряды, занимает в уровнях 3 место, а в формах атмосферной циркуляции E, W и C – 5, 6 и 8 места соответственно.

В перспективе для развития методов прогнозирования, в которых могут быть использованы связи форм атмосферной циркуляции E, C и W с уровнем

моря, необходимо выявить долгосрочные колебания с периодами, охватывающими несколько лет. С целью выявления таких периодов в данной работе был использован метод сглаживания исходных рядов скользящим средним с временным интервалом 13 месяцев для того, чтобы исключить сильно выраженную сезонную изменчивость с периодом 12 месяцев.

3.2.1 Гармонический анализ уровня моря на станциях Кронштадт и Хельсинки.

В результате проведенного гармонического анализа рядов уровня моря со скользящим средним 13 месяцев выявлены гармоники с наибольшим вкладом (Таблица 10, Таблица 11), вносимым в отфильтрованные ряды – гармоники с периодами 8,6, 7,9 и 6,3 года. Периоды природных процессов с колебаниями от 4 до 14 лет связывают с периодами солнечной активности.

Гармоники с периодами 30,7 и 43,2 лет в ряде уровня в Кронштадте присутствуют, но их вклад очень мал – шестая и восьмая по вкладу соответственно.

Таблица 10. Результаты гармонического анализа сглаженного ряда скользящим средним 13 месяцев уровня на станции Кронштадт.

Gk	1	2	3	4	5
Ak	3,05	2,49	2,48	2,21	2,14
ϕk	3,202	2,444	-0,859	0,745	-1,275
Dk	4,64	3,11	3,07	2,44	2,29
Frequency	0,0097	0,0105	0,0132	0,0312	0,0270
T-мес	103	95	76	32	37
T-лет	8,6	7,9	6,3	2,7	3,1
ωk	0,06	0,07	0,08	0,20	0,17
ak	-0,18	1,60	-1,88	1,50	-2,05
bk	-3,04	-1,91	1,62	1,63	0,62
Vk	0,083	0,056	0,055	0,044	0,041

Таблица 11. Результаты гармонического анализа сглаженного ряда скользящим средним 13 месяцев уровня на станции Хельсинки.

Gk	1	2	3	4	5
Ak	2,65	2,34	2,19	2,11	2,09
ϕk	2,686	-0,878	2,509	4,023	-0,747
Dk	3,52	2,73	2,40	2,22	2,18
Frequency	0,0096	0,0132	0,0105	0,0230	0,0271
T-мес	104	76	95	44	37
T-лет	8,6	6,3	7,9	3,6	3,1
ωk	0,06	0,08	0,07	0,14	0,17
ak	1,17	-1,80	1,30	-1,62	-1,42
bk	-2,38	1,49	-1,77	-1,34	1,53
Vk	0,080	0,062	0,055	0,050	0,050

Изменения солнечной активности существенно влияют на космический климат и космическую погоду на Земле и в Солнечной системе. Наиболее выраженным квазипериодическим изменением солнечной активности является цикл Швабе, который колеблется от 8 до 15 лет со средним значением ~ 11 лет. Когда Солнце входит в большой минимум, значения амплитуд цикла Швабе иногда сильно снижаются. Хорошо известным большим минимумом солнечной активности является минимум Маундера (1645 - 1715 гг) с характерным для него восьмилетним циклом, в течение которого солнечные пятна чрезвычайно редки, общая солнечная радиация снижается, а скорость солнечного ветра снижается.

Восьмилетний цикл характерен не только для Минимума Маундера. Циклические колебания примерно на 8 лет также наблюдаются в современных солнечных наблюдениях за пределами Минимума Маундера. Например, асимметрия солнечной активности в масштабах полушария (когда почти все солнечные пятна ограничены только одним полушарием Солнца) обычно показывает периодические колебания 8-9 лет. Кроме того, слабый восьмилетний период также появляется в современных наборах данных о солнечных пятнах.

В периоды повышенной солнечной активности не образуется устойчивых атмосферных вихрей с аномально пониженной и аномально

повышенной температурой воздуха. В результате неустойчивости атмосферы в зоне Северо-Атлантического колебания и отсутствия блокирующих антициклонов над Восточной Европой происходит распространение воздуха с повышенной влажностью на значительные территории, и его средняя температура в эти периоды имеет среднегодовую величину и ниже. Такие периоды характеризуются интенсивным выпадением осадков, приводящим к дождевым паводкам.

Изменения в скорости вращения Земли и колебания ее оси являются следствием возникновения в океане и атмосфере полюсного прилива, который в свою очередь влияет на движения атмосферы и океана и протекающие в них процессы. Его амплитуда в океане составляет 0,5 см и зависит от величины смещения полюса. В системе атмосфера-океан-суша наблюдаются нелинейные колебания: атмосфера и океан раскачивают Землю, а Земля в свою очередь влияет на колебания атмосферы и океана. Нутационные движения Земли, атмосферы и океана при этом то ослабевают, то усиливаются. Вследствие наложения «чандлеровского» колебания с периодом 14 месяцев и движения мгновенного полюса вращения Земли с периодом 12 месяцев возникает движение полюса вращения Земли с шестилетним периодом. Таким образом, вся система Земля - атмосфера - океан совершает согласованные колебания с периодичностью 3 и 6 лет.

3.2.2 Гармонический анализ рядов повторяемости форм атмосферной циркуляции W, E и C.

При проведении гармонического анализа повторяемости форм атмосферной циркуляции установлено, что для рядов всех форм гармониками с большими вкладами в исходные ряды являются гармоники с периодами 68 лет для формы W (Таблица 12) и 59,4 года для форм E и C (Таблица 13, Таблица 14). Второе место по вкладу занимают гармоники с периодами 41,4, 39,6 и 25 лет для форм W, E и C соответственно.

Таблица 12. Результаты гармонического анализа сглаженного ряда скользящим средним 13 месяцев формы атмосферной циркуляции W.

Gk	1	2	3	4	5	6
Ak	1,66	1,21	0,75	0,76	0,63	0,61
ϕk	3,014	2,626	3,825	4,341	-1,321	-1,021
Dk	1,37	0,73	0,28	0,29	0,20	0,19
Frequency	0,0012	0,0020	0,0089	0,0099	0,0169	0,0133
T-мес	816	496	112	101	59	75
T-лет	68,0	41,4	9,3	8,4	4,9	6,3
ωk	0,01	0,01	0,06	0,06	0,11	0,08
ak	0,21	0,60	-0,47	-0,71	-0,61	-0,52
bk	-1,64	-1,05	-0,58	-0,28	0,15	0,32
Vk	0,265	0,142	0,054	0,056	0,038	0,036

Таблица 13. Результаты гармонического анализа сглаженного ряда скользящим средним 13 месяцев формы атмосферной циркуляции E.

Gk	1	2	3	4	5	6
Ak	1,70	1,33	0,95	0,87	0,68	0,65
ϕk	1,516	-0,373	1,636	1,048	2,352	3,245
Dk	1,44	0,89	0,45	0,38	0,23	0,21
Frequency	0,0014	0,0021	0,0100	0,0050	0,0036	0,0193
T-мес	713	476	100	200	278	52
T-лет	59,4	39,6	8,3	16,7	23,2	4,3
ωk	0,01	0,01	0,06	0,03	0,02	0,12
ak	1,69	-0,49	0,95	0,75	0,48	-0,07
bk	0,09	1,24	-0,06	0,43	-0,48	-0,65
Vk	0,221	0,137	0,069	0,058	0,035	0,032

Таблица 14. Результаты гармонического анализа сглаженного ряда скользящим средним 13 месяцев формы атмосферной циркуляции C.

Gk	1	2	3	4	5	6
Ak	1,16	0,75	0,53	0,55	0,51	0,51
ϕk	-0,711	4,619	-0,700	3,519	1,383	2,473
Dk	0,67	0,28	0,14	0,15	0,13	0,13
Frequency	0,0014	0,0033	0,0053	0,0277	0,0148	0,0246
T-мес	713	300	187	36	68	41
T-лет	59,4	25,0	15,6	3,0	5,6	3,4
ωk	0,01	0,02	0,03	0,17	0,09	0,15
ak	-0,76	-0,75	-0,34	-0,20	0,51	0,31
bk	0,88	-0,07	0,41	-0,51	0,10	-0,40
Vk	0,183	0,077	0,039	0,041	0,036	0,035

Колебания с периодами 8,4 и 6,3 года, которые были выявлены в рядах уровня моря здесь занимают четвертое (6%) и шестое (4%) места для формы W соответственно. Для формы E выявлена только гармоника с периодом 8,3 года, которая занимает третье место с вкладом 7%.

Период колебаний в природных процессах 44 года рассматривают как двойной цикл Хейла с периодом около 22 лет, соответствующий изменениям в полярности магнитных полей солнечных пятен. Джордж Хейл в 1919 году обнаружил, что полярность магнитных полей солнечных пятен меняется в обоих полушариях, когда начинается новый 11-летний цикл. Это относится к изменению глобального магнитного поля Солнца с периодом 22 года. Долгосрочное изменение амплитуды цикла Швабе (11 лет) известно как вековой цикл Гляйсберга со средним периодом около 90 лет. Однако цикл Гляйсберга – это не цикл в строгом периодическом смысле, а скорее изменение огибающей цикла с изменяющейся временной шкалой в 60-140 лет.

Таким образом, общими для рядов уровня и форм циркуляции оказались гармоники, связанные с сезонным ходом (6 и 12 месяцев), и гармоника с периодом 8-8,6 лет. Выявленные относительно долгопериодные колебания уровня с периодом в 8 лет могут и должны использоваться при проектировании сооружений береговой инфраструктуры.

3.3 Результаты проведения кластерного анализа.

За основу для проведения кластерного анализа был взят уровень в Кронштадте и характеристики форм атмосферной циркуляции W, E и C с имеющимися во временных рядах тенденциями. Число классов (5) выбрано при помощи классификации Уорда с метрикой Эвклида (Рисунок 6) и задано заранее при классификации методом k-средних.

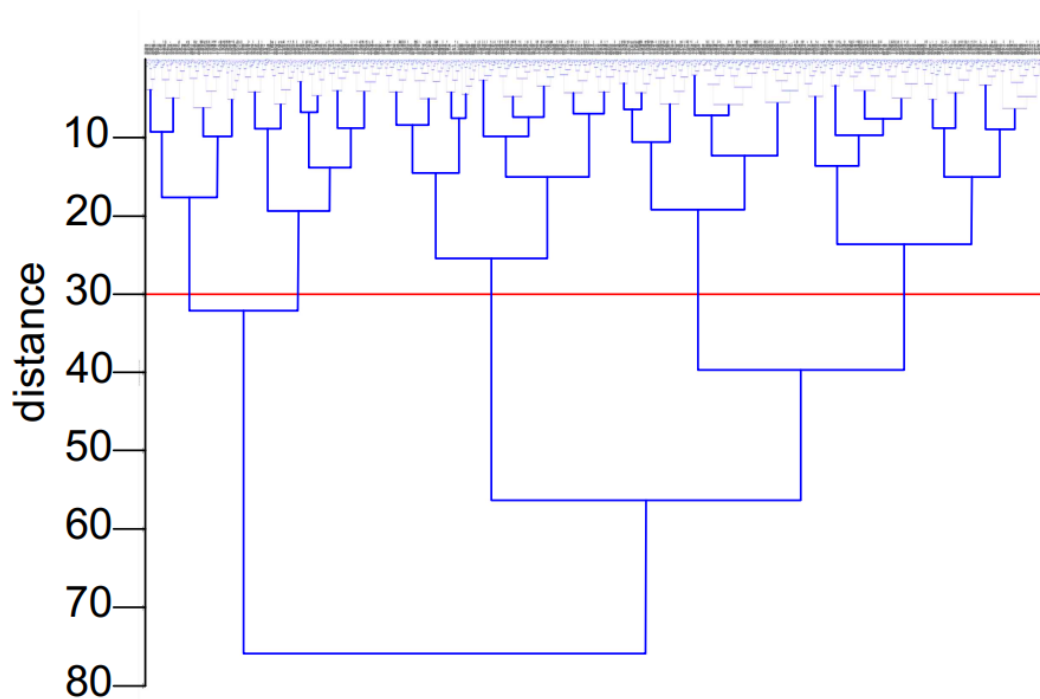


Рисунок 6. Дендрограмма по результатам классификации значений уровня совместно со значениями форм W, E и C методом Уорда с метрикой Эвклида

В результате разбиения на классы в значениях уровня выделены 5 градаций со средними значениями уровня по классам (Таблица 15): -29,1 см, -10,5 см, 5,7 см, 22,5 см и 45,2 см.

Таблица 15

		Кронштадт	W	E	C
3	t min	-55,0	0	0	0
	Xcp	-29,1	5	18	7
	t max	-20,0	23	31	24
1	t min	-19,0	0	0	0
	Xcp	-10,5	7	15	8
	t max	-2,6	24	31	31
4	t min	-2,0	0	0	0
	Xcp	5,7	10	12	8
	t max	13,0	31	31	27
5	t min	14,0	0	0	0
	Xcp	22,5	13	10	7
	t max	33,5	30	29	26
2	t min	34,0	4	0	0
	Xcp	45,2	18	7	6
	t max	81,0	31	21	20

Показателям уровня с отрицательными значениями -29,1 см и -10,5 см соответствуют по классам наибольшие среди форм атмосферной циркуляции значения повторяемости индекса восточного переноса воздушных масс с типом E – 18 раз/мес и 15 раз/мес соответственно. При наибольших средних значениях уровня по классам 22,5 см и 45,2 см среди форм атмосферной циркуляции выявлены наибольшие средние значения ежемесячной повторяемости индекса W – 13 раз/мес и 18 раз/мес соответственно. Отсюда следует вывод, что экстремальным уровням воды в Кронштадте, соответствуют две формы атмосферной циркуляции: W – предельно высоким значениям уровня и E – предельно низким.

В классе со средними значениями уровня в пределах нормы 5,7 см и 7,6 см наибольшее среднее значение по классу имеет форма E (12 раз/мес). Полученные классы отображают смену периодов преобладания от низких значений уровня к высоким значениям посредством смены форм циркуляции следующим образом: E — E – E – W – W. При этом участие в этой цепочке формы атмосферной циркуляции с типом C исключено, так как полученные при классификации его показатели средних значений меньше средних среди форм циркуляции по каждому классу (в большинстве случаев в 2 раза).

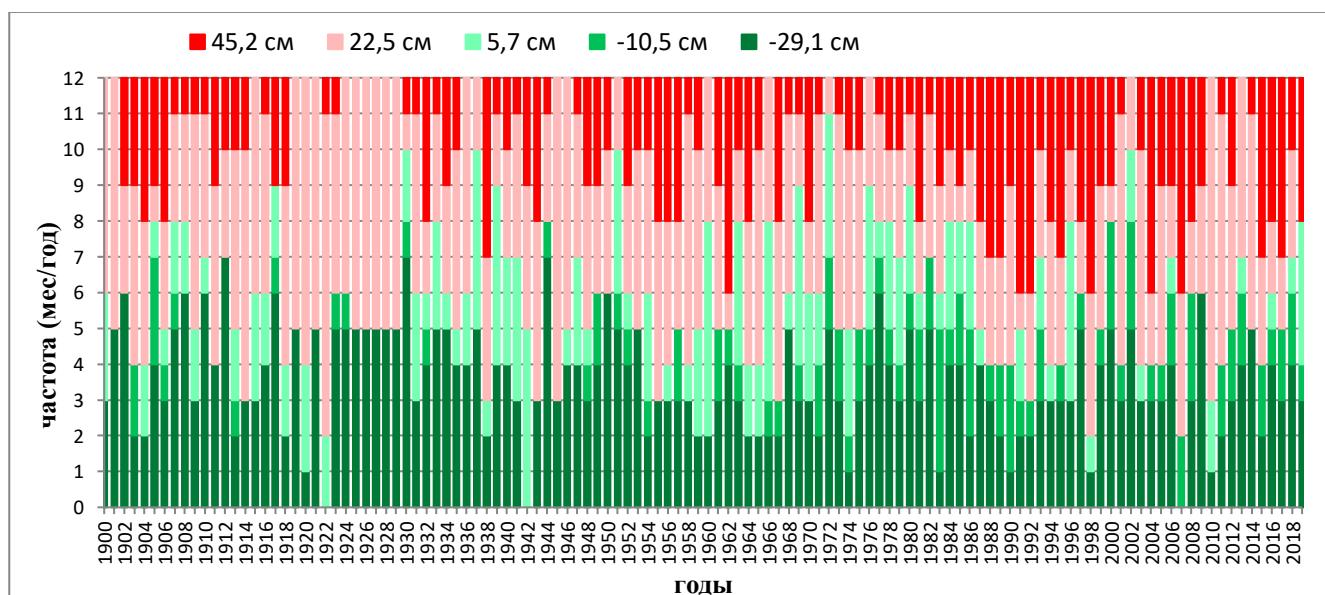


Рисунок 7. Диаграмма классификации уровня моря в Кронштадте совместно с формами атмосферной циркуляции (количество месяцев в год) по результатам проведения кластерного анализа методом k-средних.

Диаграмма (Рисунок 7), полученная в результате кластерного анализа методом k-средних, отображает частоту повторяемости средних значений уровня по 5 классам в месяцах за год на исследуемом временном интервале с 1900 по 2019 гг.

При детальном рассмотрении на диаграмме выделяются временные периоды с преобладающими классами, в которых определена форма циркуляции по большему среднему значению и соответствующее классу среднее значение уровня моря:

- с 1900 г по 1929 г – W (22,5 см);
- с 1930 г по 1940 г – E (-29,1 см);
- с 1941 г по 1959 г – W (22,5 см);
- с 1960 г по 1986 г – E (-29,1 см);
- с 1987 г по 2019 г – W (22,5 см и 45,2 см).

На исследуемом временном интервале прослеживается смена классов в порядке увеличения среднего значения уровня от наименьшего -29,1 см до наибольшего 45,2 см, и смена преобладающих в этих классах форм атмосферной циркуляции. Несомненно, на данный момент мы находимся в эпохе с типом атмосферной циркуляции W, среднее значение повторяемости которой (18 раз/мес) в 2 раза превышает средние показатели повторяемости двух других типов форм циркуляции E и C – 7 раз/мес и 6 раз/мес соответственно, по выделенному классу со средним уровнем 45,2 см.

Последние выявленные в кластерном анализе периоды с 1960 - 1986 гг и 1987 - 2019 гг с преобладающими формами циркуляции E и W соответственно схожи с эпохами атмосферной циркуляции, которые выделяют И.А.Савичев и другие [21].

Метод интегральных кривых был использован в нашей работе для рядов уровня моря на станциях в Финском заливе (Рисунок 8), в результате чего, экстремум (точка перегиба), характеризующий смену периодов во всех уровнях, находится около 1980 года – границы смены климатических эпох.

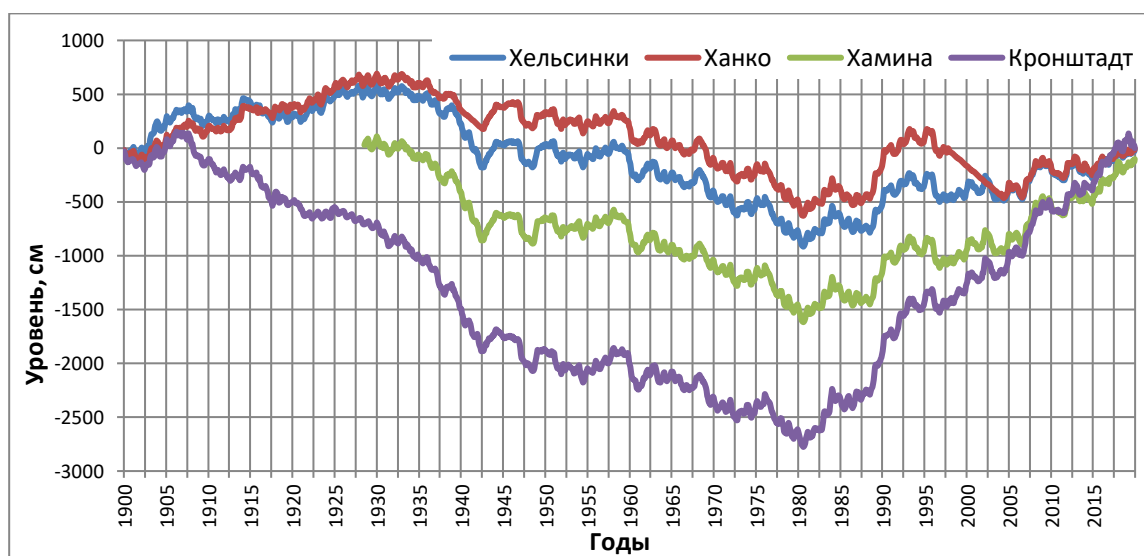


Рисунок 8. Интегральные кривые среднемесячных аномалий уровня моря на станциях в Финском заливе с 1900 по 2019 гг

Первый период с 1900 г до 1980 г – монотонно убывающая кривая, а второй период с 1980 г до 2019 г – возрастающая. Смена периодов наиболее ярко выражена на станции Кронштадт и менее заметна – на станции Ханко. Это в очередной раз подтверждает зависимость колебаний уровня моря на станциях в Финском заливе от их удаленности относительно открытой части Балтийского моря. При рассмотрении трендов выделенных периодов: с 1900 г по 1979 г и с 1980 г по 2019 г, в рядах уровня моря отчетливо видно (Рисунок 9), что несмотря на отсутствие тенденции к повышению, разница между уровнями составляет 8,3 см, что было отмечено ранее [19].

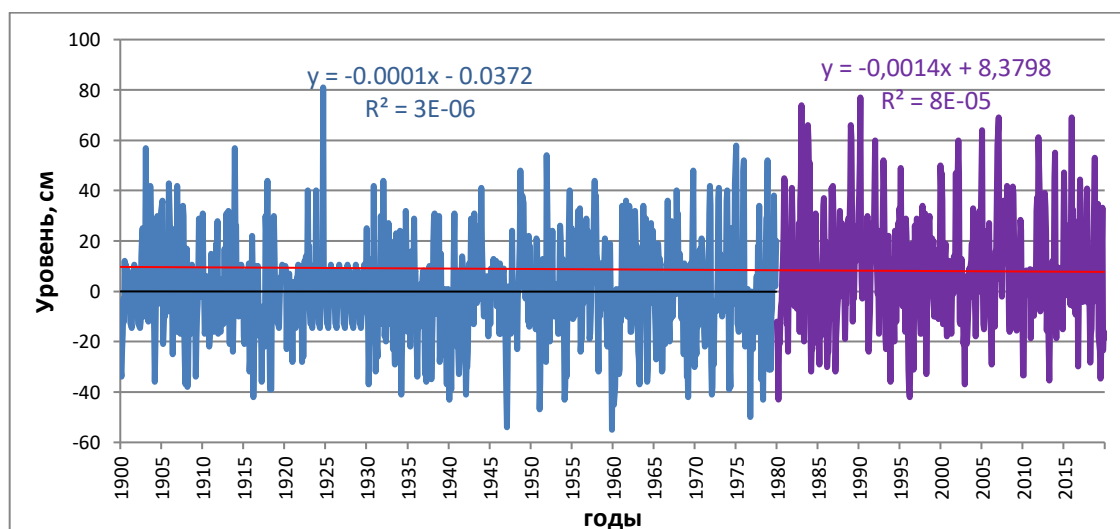


Рисунок 9. Среднемесячные значения уровня моря в Кронштадте с трендами в двух периодах: с 1900 г по 1979 г и с 1980 г по 2019 г.

Выводы и заключение.

Длительные ряды среднемесячных значений уровня в Финском заливе и ряды помесечной повторяемости форм атмосферной циркуляции позволили сделать ряд выводов о связи уровня моря с атмосферными процессами над Атлантико-Европейским регионом. Рассмотрены ряды значений уровня в Кронштадте (наиболее длительный), Хельсинки, Хамине, и Ханко.

Линейная корреляция между среднемесячными значениями уровня и повторяемостью форм циркуляции статистически значима и очевидна. Коэффициент корреляции между отклонениями от нормы в Кронштадте и формой W равен + 0,52, с формой E минус 0,49. В других пунктах значения примерно такие же. Связь очевидна, т.к. форма W подразумевает преобладание западно-восточного переноса, активную циклоническую деятельность, и частые западные ветры при определенных траекториях циклонов. Форма E соответствует в целом преобладанию над Европейской частью РФ восточных переносов, и большей вероятностью отрицательных отклонений уровня от нормы.

Гармонический анализ позволил выявить колебания в рядах уровня и повторяемости форм циркуляции с периодами около 12 и 6 месяцев с наибольшим вкладом (до 17%). Эти квазициклические колебания связаны с весенними половодьями и осенними паводками для уровня и весенними и осенними сезонами обострения циклонической деятельности с преобладанием формы W. Такая связь очевидно имеет место, но должна учитываться в деятельности заинтересованных морских отраслей.

После исключения квазисезонной цикличности посредством скользящего 13 месячного осреднения наибольший вклад в дисперсию рядов уровня вносят колебания с периодом 8 лет. Их вклад в рядах уровня и форм циркуляции достигает 6-8%. Цикличность с таким периодом в гидрометеорологических характеристиках в Балтийском бассейне отмечалась рядом авторов и связывается с гео- или гелиофизическими факторами. Такая долгопериодная изменчивость может быть использована в долгосрочных

рекомендациях морским и проектным организациям. В рядах форм циркуляции наибольший вклад среди долгопериодных вносят гармоники с периодами 60 и 40 лет. Цикличности с периодами от 30 лет до 60 лет могут с определенной «натяжкой» быть выделены в рядах уровня, но их вклад в дисперсию рядов не превышает 1-2%.

Совместный кластерный анализ рядов уровня и форм циркуляции позволил выделить и подтвердить отмеченные в работах последователей классификации Вангенгейма-Гирса эпохи преобладания тех или иных форм циркуляции. Наиболее интересный вывод касается последних 30-40 лет. Гидрометеорологам очевидно, что в начале и середине 80-х гг произошли существенные изменения в климатической системе Земли. Во многих работах, обращающихся к индексам и формам циркуляции, отмечено, что к 80-м гг закончилась «эпоха E» и началась «эпоха W».

Кластерный анализ (совместная классификация «уровень-формы циркуляции») отчетливо показал, что уровень также сменился в 80-х гг. Этот вывод подтверждает также отмеченный в некоторых работах российских и балтийских океанологов факт, что уровень в Балтике и Финском заливе с начала XX в до 80-х гг практически не изменялся, а с начала 80-х монотонно повышается.

В наших расчетах получено повышение среднего уровня на 8 см в последние 40 лет, что соответствует росту уровня примерно на 2-3 мм в год. Выявленные цикличности вряд ли изменят эту тенденцию в ближайшие несколько лет в силу их малого вклада в дисперсии рядов. Вероятно только очередная смена циркуляционных эпох может поменять тенденцию.

Умеренный средний сценарий многих авторов (без ускорения) подразумевает рост уровня в Балтике не более, чем на 3 мм в год (в заливах несколько больше) или 30 см за 100 лет, что доставит некоторые неудобства прибрежной инфраструктуре, но не будет иметь катастрофических последствий, какие могут приносить краткосрочные колебания уровня.

Список источников

1. Groh A., Richter A., Dietrich R. Recent Baltic Sea Level Changes Induced by Past and Present Ice Masses // *Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East*, 2017 – 19: 55–68.
2. Mehdi S., Shafiei Joud, Lars Erik Sjoberg, Mohammad Bagherbandi. The Assessment of Different Component Analyses in Determining the Post-Glacial Land Uplift Rate by GRACE Data: A Case Study in Fennoscandia and Laurentia. Preprints, 2019.
3. Gräwe U., Klingbeil K., Kelln J., Dangendorf S. Decomposing mean sea level rise in a semi-enclosed basin, the Baltic Sea // *J Clim*, 2019 – 32(11): 3089–3108.
4. Pellikka H., Laurila T.K., Boman H., Karjalainen A., Bjorkqvist J.-V., Kahma K.K. Meteotsunami occurrence in the Gulf of Finland over the past century// *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2020 – 20: 2535–2546, <https://doi.org/10.5194/nhess-20-2535-2020>.
5. Куликов Е.А., Медведев И.П. Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе // *Океанология*, 2013 – 53(2): 145-151 с.
6. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А., Фукс В.Р. Свободные низкочастотные волны в Балтийском море // *Метеорология и Гидрология*, 2004 – 11: 53-64 с.
7. Averkiev A.S., A case study of the impact of cyclonic trajectories on sea-level extremes in the Gulf of Finland // *Continental Shelf Research*, 2010 – 30(6): 707 -714.
8. Медведев И.П., Куликов Е.А. Экстремальные штормовые нагоны в финском заливе: частотно-спектральные свойства и влияние низкочастотных колебаний уровня моря. *Физика моря*, Москва, 2021 – 528-538 с.
9. Аверкиев А.С., Клеванный К.А. Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива. *Метеорология и гидрология*, 2009 – № 11 – 59-68 с.

10. Suursaar U., Kullas T., Szava-Kovats R. Wind and wave storms, storm surges and sea level rise along the Estonian coast of the Baltic Sea // WIT press, 2009 – 149–160.
11. Karabil S., Zorita E. and Hunicke B. Contribution of atmospheric circulation to recent off-shore sea-level variations in the Baltic Sea and the North Sea // Earth Syst. Dynam., 2018 – 9: 69–90.
12. Wolski T., Wisniewski B. Geographical diversity in the occurrence of extreme sea levels on the coasts of the Baltic Sea // J Sea Res, 2020 – 159:101890.
13. Sitar Karabil. Influence of Atmospheric Circulation on the Baltic Sea Level Rise under the RCP8.5 Scenario over the 21st Century // Institute of Coastal Research, Germany, Climate, 2017 – 5(3): 71.
14. Аверкиев А.С. Оценка влияния циклонической активности на колебания уровня воды в невской губе // Ученые записки РГГМУ, 2011 – №18 – 100 с.
15. Малинин В.Н., Гордеева С.М., Митина Ю.В., Павловский А.А. Негативные последствия штормовых нагонов и «векового» роста уровня в Невской губе // Вода и экология: проблемы и решения, 2018 – № 1 (73) – 48-58 с.
16. Дмитриев А.А., Дубравин В.Ф., Белязо В.А. Атмосферные процессы Северного полушария (1891–2018 гг.), их классификация и использование. СПб: СУПЕР, 2018 – 306 с.
17. Богданов В.И. Кронштадтский футшток и его Шепелевский дублер// Санкт-Петербургский Научный центр РАН, 2015 – 248 с.
18. Bogdanov V.I., Medvedev M.Y., Solodov V.A., Trapeznikov Y.A., Troshkov G.A. and Trubitsina A.A. 2000. Mean monthly series of sea level observations (1777-1993) at the Kronstadt gauge. // Reports of the Finnish Geodetic Institute, 2000 – 1, 34pp.
19. Аверкиев А.С. Колебания уровня воды в Финском заливе и типы атмосферной циркуляции // Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития. СПб, 2020 – 5-9 с.

20. Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) – электронный источник. – Режим доступа: <https://psmsl.org>. – Дата последнего обращения – 12.04.2024.

21. Савичев А.И., Мироничева Н.П., Цепелев В.Ю. Особенности колебаний атмосферной циркуляции в атлантико-евразийском секторе полушария за последние десятилетия // Ученые записки РГГМУ, 2015 – №39, 120-131 с.

22. Вангенгейм Г.Я. Особенности атмосферной циркуляции в различных эпохах и колебания климата. // Труды Второго Всесоюзного географического съезда, 1948 — 11, 213 с.

23. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные метеорологические прогнозы. Л.:Гидрометеиздат, 1971 — 280с.

24. Гирс А.А. Особенности внутригодовых преобразований макросиноптических процессов в различных циркуляционных эпохах. // Труды Аркт. и Антаркт. науч.-иссл. ин-та, 1963 – т. 283, 33–56 с.

25. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Санкт-Петербург, РГГМУ, 2020 – 270 с.

26. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации». Санкт-Петербург, РГГМУ, 2017 – 57-58 с.