

Министерство образования и науки Российской Федерации
федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(РГГМУ)

УДК 551.461.22

Допущена к защите
зав. кафедрой, доцент, к.ф.-м.н.,
Т.Р. Еремина
____.06.2016

Кафедра промышленной
океанологии и охраны
природных вод

Дрозд Михаил Владимирович
ВЫПУСКНАЯ
КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(МАГИСТЕРСКАЯ ДИССЕРТАЦИЯ)
Изменчивость уровня Балтийского моря в
современных климатических условиях

Направление 05.04.05 – Прикладная гидрометеорология
Программа – Промысловая океанология

Научный руководитель
доцент, к. г. наук

С.М. Гордеева

Санкт-Петербург 2016

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	4
1 Уровень Балтийского моря	7
1.1 Физико-географическое описание моря	7
1.2 Уровень моря	10
1.3 Ранняя история исследований уровня Балтийского моря	10
1.4 Уровень Балтийского моря	11
1.4.1 Вековые колебания	12
1.4.2 Межгодовая изменчивость	16
1.5 Уровень Балтийского моря по альтиметрическим наблюдениям	18
2 Исходные данные и методы исследования	19
2.1 Исходные данные и их подготовка	19
2.2 Методы исследования	21
3 Уровень Балтийского моря по футшточным данным	34
3.1 Средний уровень Балтийского моря по футшточным данным	35
3.2 Тренды уровня Балтийского моря по футшточным данным	36
3.3 Спектральный и вейвлет-анализ колебаний уровня по футшточным наблюдениям	43
4 Уровень Балтийского моря по альтиметрическим данным	50
4.1 Математическое ожидание, среднеквадратическое отклонение и коэффициент вариации абсолютной динамической топографии поверхности моря	50
4.2 Тренды уровня Балтийского моря по альтиметрическим данным	53
4.3 Анализ изменчивости уровня акваторий Балтийского моря	54

4.4	Применение кластерного анализа в районировании Балтийского моря	61
	Заключение	67
	Список использованных источников	69

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших характеристик Мирового океана является его уровень, который определяет как гидродинамические процессы в самом океане, так и характер взаимодействия океана и атмосферы. В последнее время возрос интерес к возможным его изменениям. Повышение уровня является одним из наиболее значимых последствий изменения климата, а так же несет немало рисков социально-экономическим условиям миллионов людей проживающих на прибрежных территориях. Согласно прогнозам опубликованном в докладе Межправительственной группы экспертов по вопросам изменения климата, за последнее десятилетие двадцать первого века по сравнению с последним десятилетием двадцатого века прогнозируют повышение уровня моря на 18-59 см, если не принимать во внимание уменьшение материкового льда и ледовитости океана. Если принять во внимание уменьшение льдов, наблюдаемое с 1993 по 2003 года, прогнозируемое повышение уровня моря достигает 79 см и более.[1] Таким образом, неопределенность в отношении оценки подъема уровня моря, мотивирует интерес к наблюдению и анализу тенденций уровня моря.

В рамках данной работы проводится оценка изменчивости Балтийского моря, которое является замкнутым, расположенном в густонаселенной северной Европе, и имеет ряд особенностей в тектонике данного региона, поэтому колебания его уровня имеют отличные от Мирового океана черты. Понимание изменения уровня моря имеет важное значение из-за его влияние на деятельность человека, экономики и безопасности региона.

Для данной работы использовалось несколько глобальных источников гидрометеорологических и геофизических данных, которые находятся в свободном доступе в Интернете,

- данные об уровне Мирового океана мареографных наблюдений, взятые из архива Permanent Service for Mean Sea Level;

-альтиметрические данные центра по хранению, верификации и интерпретации спутниковой океанографической информации (AVISO), в декартовой сетке с пространственным разрешением $1/4^\circ \times 1/4^\circ$;

- данные вертикального движения земной коры, которые были измерены в рамках проекта Baseline Inferences for Fennoscandian Rebound, Sea-level, and Tectonics

Развитие современной науки, в частности океанологии не обходится без применения новейших средств получения информации спутниковыми методами, которые дают ряд преимуществ: быстрое обновление информации и ее получение, пространственная репрезентативность и проведение как региональных так и глобальных исследований. Спутниковые данные сейчас доступны с высокой дискретностью 1 сутки, соответственно объем их велик, что ставит перед исследователем проблему в выборе методов ее обработки.

Для выполнения поставленных задач использовался набор методов одномерного и многомерного статистического анализа, теория проверки статистических гипотез и анализ временных рядов, а так же вейвлет-анализ.

Целью данной работы является оценить изменчивость уровня Балтийского моря на основе различных данных

Для достижения данной цели был поставлен ряд задач, а именно:

–осуществить выбор футшточных станций Балтийского моря с репрезентативными рядами среднегодовых значений уровня;

–определение значений вертикальных движений земной коры в координатах, соответствующих станциям мареографов;

– осуществить выбор значений абсолютной динамической топографии для Балтийского моря по альтиметрическим данным;

–создать программу для осреднения альтиметрических данных

–осуществить расчет изменчивости уровня по футшточным и альтиметрическим наблюдениям и сравнить их;

–осуществить расчет изменчивости уровня моря в отсутствие вертикальных движений земной коры.

провести обоснованное районирование региона исследования
оценить масштабы колебаний уровня по футшточным и
альтиметрическим наблюдениям и сравнить их

Объектом моего исследования является Балтийское море. Предметом
исследования является изменения колебания уровня на всей акватории
Балтийского моря.

1. Уровень Балтийского моря

1.1 Физико-географическое описание моря[2]

Объект моего исследования является внутриконтинентальное шельфовое Балтийское море, являющееся бассейном Атлантического океана. Оно омывает берега ряда стран таких как Швеция, Финляндия, Россия, Эстония, Литва, Латвия, Польша, Германия и Дания. Западная Граница Балтийского моря лежит по линии мы Скаген – юго-западная оконечность о.Черн. Балтийское море с Атлантическим океаном связывается через Северное море, а так же несколько проливов Скагеррак, Каттегат и Датские проливы (Большой и Малый Бельт, Эресунн (Зунд) и Фемарн-Бельт). Водобмен между Балтийским и Северным морями несколько затруднен из-за мелководных проливов (глубина на порогах 7-18 м) и это играет одну из ключевых ролей в образовании природных особенностей Балтийского моря.

На севере крайняя точка Балтийского моря располагается вблизи полярного круга ($65^{\circ}50'$ с. ш.), а южная – в Щецинском заливе ($53^{\circ}40'$ с. ш.). Море достаточно вытянуто с севера на юг, и эта протяженность составляет около 1350 км. Западные и восточные точки расположены вблизи порта Фленсбург ($9^{\circ}25'$ в. д.) и в порту Ленинград ($30^{\circ}15'$ в. д.) соответственно, и его протяженность по параллели также составляет около 1350 км (по параллели 54° с. ш.). Путь от крайнего северного порта Торнео до мыса Скаген составляет около 1800 км. Из-за большой вытянутости Балтийского моря, его районы размещаются в различных физико-географических и климатических зонах, оказывая воздействие на океанологические процессы, происходящие в нем или отдельных его районах.

Вместе с проливами площадь Балтийского моря равна $425,4$ тыс. км², а объем воды — $20,1$ тыс. км³.

Средняя и максимальная глубины моря составляют 48 м и 459 м (в точке $58^{\circ}35'$ с. ш. и $18^{\circ}14'$ в. д.) соответственно. Превалируют глубины до 50 м, на

которые приходится 60 % площади моря, в то время как на долю глубин более 200 м около 0,3 % его площади.

Балтийское море по охваченной им площадью соизмеримо с Черным и Каспийским морями, и гораздо больше по объему, площади и средней глубине таких морей как Азовское, Белое и некоторых других.

Береговая линия Балтийского моря очень длинна и изрезана, что связано с присутствием многочисленных заливов и остров, которых особенно много в северной части моря. Несколько тысяч островов большинство, из которых очень маленькие расположены в Балтийском море, из крупных наиболее выделяются Готланд, Эланд, Сааремаа, Рюген, Хийумаа, Борнхольм.

Стоит отметить, что кроме выше упомянутых проливов Балтийское море с Северным соединяет Кильский канал длиной около 100 км, который был открыт для судоходства в 1895 г. Благодаря каналу путь в северное море сократился на 300 км.

Так же Балтийское море включено во внутренний водный путь Швеции, позволяющий более коротким путем попасть в пролив Каттегат.

В Балтийском море выделяют северную часть (от широты Ирбеиского пролива на север), центральную часть (от широты Ирбеиского пролива до Клайпеды), а так же южную часть Балтики (от широты Клайпеды до Датских проливов).

Балтийское море находится в зоне умеренного гумидного климата. Центральная и южная части моря не покрываются льдом, а сплошные морские льды можно встретить только в Ботнический, Финский и Рижский заливах. Крупнейшими портами Балтики являются Стокгольм, Хельсинки, Рига, Клайпеда, Санкт-Петербург Гданьск, и Росток. Площадь водосборного бассейна Балтики составляет 1,75 млн км², и имеет разветвленную речную сеть, в которой наибольшими реками являются Висла, Одер, Даугава, Неман и Нева (рисунок 1.1).

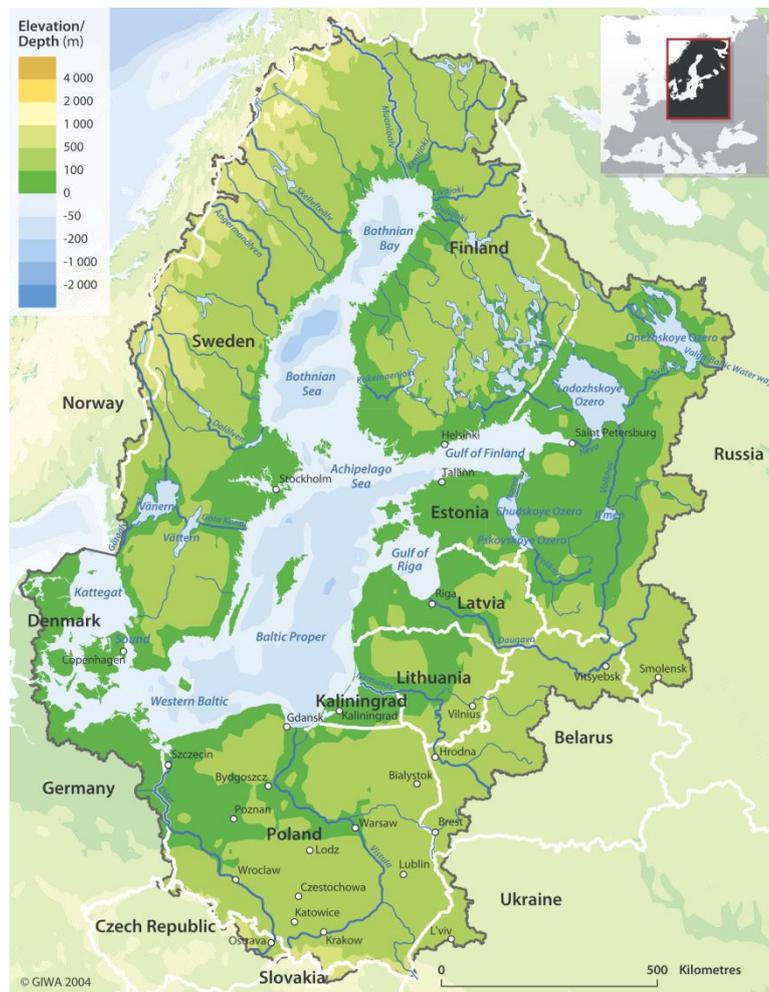


Рисунок 1.1– Карта Балтийского моря и его водосборный бассейн.

Температура вод в Финском заливе на поверхности в августе составляет 15°C, 17°C, в Ботническом заливе 10°C, 14°C и в центральной части моря 15°C, 18°C, а на юге достигая 20°C. В январе – марте температура в открытой части составляет 1°C—3°C, в таких заливах как Ботнический, Финский, Рижский и других ниже 0°C.

Воды Балтийского моря являются солоноватыми. Соленость поверхностных находится в большом диапазоне — от 8‰ у о.Борнхольм до 2 — 3‰ в Финском заливе. Самыми солеными являются придонные воды — 15—20 ‰, так в Арконской впадине она равна 16—20 ‰, в Готландской — 11 — 13 ‰, в северных районах моря — 7—10 ‰. В Балтийском море четко выделяются два слоя вод: верхний распресненный, а так же нижний осолоненный. Глубина залегания галоклина обычно находится в диапазоне от

от глубин 20—25 м в Арконской впадине до 70—80 м в центральной части Балтийского моря.

1.2 Уровень моря

Предметом моего исследования является уровень моря, которое определяется как положение свободной поверхности воды океана или морей, которое измеряется по отвесной линии относительно условного начала отсчёта. Выделяют следующие уровни моря: «мгновенный», приливной, среднесуточный, среднемесячный, среднегодовой, а так же среднемноголетний. Одними из причин непрерывного изменения уровня является: ветровое волнение, приливы, нагревание и охлаждение поверхности моря, изменения атмосферного давления, осадки и испарение а также речной и ледниковый сток. На среднемноголетний уровень не оказывают влияние вышеперечисленные причины, он в свою очередь зависит от распределения поля силы тяжести и пространственной неравномерностью гидрометеорологических характеристик, например, таких как плотность воды и атмосферное давление. Исходным уровнем, от которого отсчитываются высоты на суше, принимается устойчивый в каждой географической точке среднемноголетний уровень моря.[3]

1.3 Ранняя история исследований уровня Балтийского моря [2]

Первые сведения измерениях уровня Балтийского моря относятся к XVI—XVII вв. и связаны, как правило, с крупнейшими наводнениями того времени, представленные в виде специальных отметок выбитых на каменном столбе. Старейшая отметка, которая фиксировала уровень воды во время наводнения, находится в Вислинском заливе и датируется апрелем 1621 г.

На территории нашего государства так же отмечали экстремумы уровня моря при наводнениях. На мраморных досках, установленных в

Петропавловской крепости и на здании Горного института в Санкт-Петербурге, присутствуют отметки о катастрофических наводнениях.

Первые наблюдения по футштоку за уровнем Балтики были организованы в России в начале XVIII в., а из других государств первой организовала регулярные наблюдения Швеция (Стокгольм), но только во второй половине века – в 1774 г.

К первой половине XIX в. все прибалтийские страны ввели в действие национальные системы регулярных наблюдений за колебаниями Балтики. Стоит отметить, что вплоть до 1869 г. наблюдения за уровнем производились исключительно по футштокам, и только в 1869 г. в Кронштадте и Свиноуйсьце были установлены мареографы и наблюдения производились по ним. Дальнейшее формирование сети мареографных и футшточных наблюдений было обусловлено научным и практическим интересом к изучению изменений в уровне Балтийского моря. Так к середине XX в. действовало 60 уровенных постов, которые оборудованы мареографами, а к 1981 функционировало уже 110 уровенных постов, из них 68 с мареографами.

На сегодняшний день по географическому распределению существует обширная и равномерная сеть постов и станций за уровнем по береговой черте Балтийского моря, а их длительность на некоторых станциях достигает 110 лет и более, однако в большинстве она не более 50 – 70 лет. В настоящее время на Балтике работает наиболее старая и развитая сеть наблюдений за уровнем моря по сравнению с остальными морями России.

1.4 Уровень Балтийского моря

Многие ученые изучали вопросы о положении уровенной поверхности Балтийского моря, и согласно этим исследованиям, средний уровень моря находится в прямой зависимости степени однородности исходных данных. Суммарное изменение составляющих водного баланса приводит объем вод

моря к изменениям, что и отражается на колебаниях высот среднего уровня Балтики.

Ряд таких факторов, как вековые колебания земной коры, водообмен с Северным морем, речной сток, атмосферные осадки и испарение с поверхности моря, колебания атмосферного давления, воздействие ветра, приливообразующих сил, перераспределение поля плотности, циркуляции вод, и морфометрические особенности бассейна формируют уровенную поверхность Балтийского моря.

1.4.1 Вековые колебания

Регион Балтийского моря характеризуется взаимодействием различных геофизических и океанологических явлений, которые приводят к изменению уровня Балтийского моря. Таяние больших масс льда четвертичного оледенения вызвала гляциоизостатическое поднятие суши, имевшее более медленный отклик. Выделяется восстановление изостатического равновесия, которые приводят к гляциоизостатическим поднятиям Балтийского щита, в вершине Ботнического залива это поднятие составило 250 м за последние 9000 лет, и, по-видимому, составит здесь в будущем еще около 200 м. Земная кора в результате упругих деформаций стремится принять форму геоида.[4]

Движения земной коры, описанные выше, изменяют высоту репера, которое в свою очередь изменяет высотное положение измеряемого уровня. Рассмотрев среднегодовой ход уровня моря, обнаруживаются вертикальные движения побережья Балтийского моря в виде тренда, который в общем случае может быть обусловлен как долгопериодной изменчивостью гидрометеорологических характеристик, так и геофизическими процессами, влияющими непосредственно на воды моря.

Исследовав вековые колебания уровня моря за период 50–110 лет можно сделать вывод, вертикальные движения береговой линии Балтийского моря имеют однонаправленный характер. Изобазы – линии, которые показывают

скорости вертикальных движений, показанные на рисунке 1.2. параллельны друг другу и направлены с северо-востока на юго-запад. Нулевая изобата проходит через Южную Швецию и участок Лиепая (Латвия) – Клайпеда (Литва). Севернее нулевой изобаты поверхность земной коры испытывает поднятие, которое различно по всей береговой линии Балтийского моря (это является одной из главных причин расхождения данных о современных вертикальных движениях земной коры в этом регионе). Опускание земной поверхности присутствует южнее нулевой изобаты. Скорости вертикальных движений земной коры на побережье Балтийского моря варьируются в диапазоне 10,0—2,0 мм/год. [2]

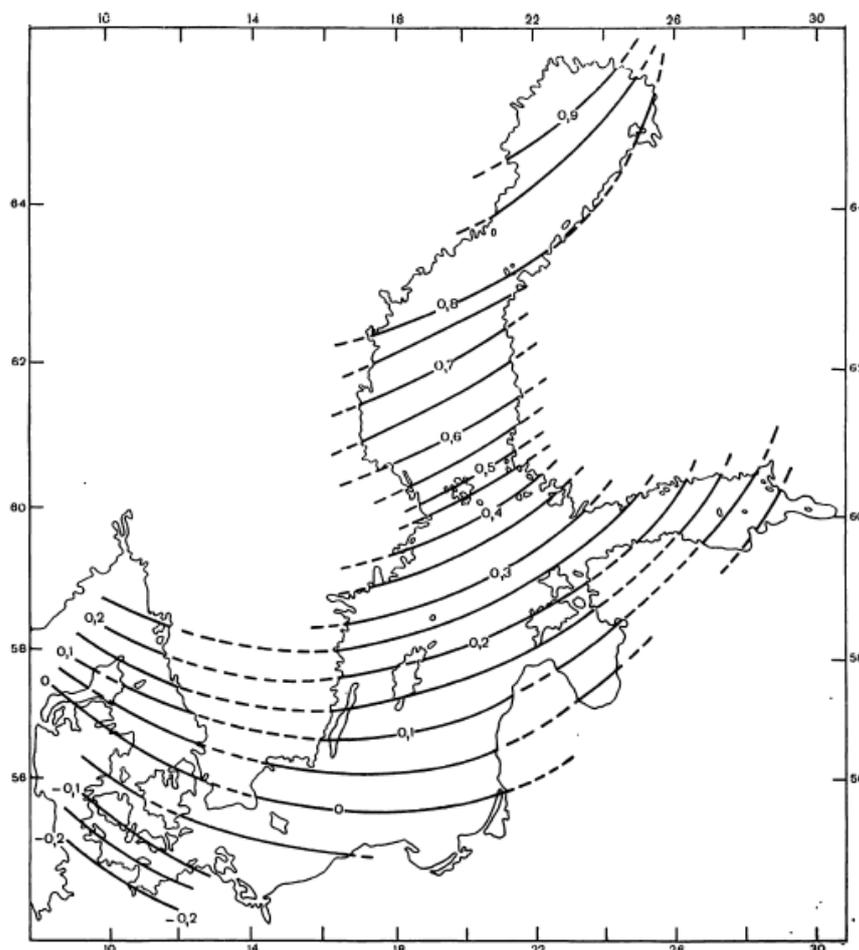


Рисунок 1.2 – Схема вертикальных движений (см/год) земной коры в районе Балтийского моря, по [2].

В настоящее время современные деформации Земли изучают с помощью спутниковой геодезии в рамках проекта BIFROST (Baseline Inferences for Fennoscandian Rebound, Sea-level, and Tectonics).

Проект BIFROST, осуществляемый несколькими университетами Швеции, имеет задачей изучение современных движений земной поверхности по ежесуточным измерениям в GPS-сети Швеции (SWEPOS) и в соседних странах с учетом систематических влияний с точностью 1 мм и даже выше, что необходимо для разделения эффектов глобальных движений земной поверхности, гляциоизостатических восстановлений земной коры, приливных эффектов, изменения уровня океана. В рамках проекта проводятся 3-мерные исследования движений земной коры Фенноскандии относительно жесткой Европейской плиты по непрерывным GPS-измерениям. Исследования показывают, что Скандинавский блок имеет преимущественные вертикальные движения без видимых азимутальных перемещений, что предполагает преобладание постгляциальных вертикальных движений над другими (в том числе и тектоническими) движениями. Полученные скорости постгляциальных движений укладываются в общепринятые модели изостатических движений после снятия ледовой нагрузки четвертичного оледенения.

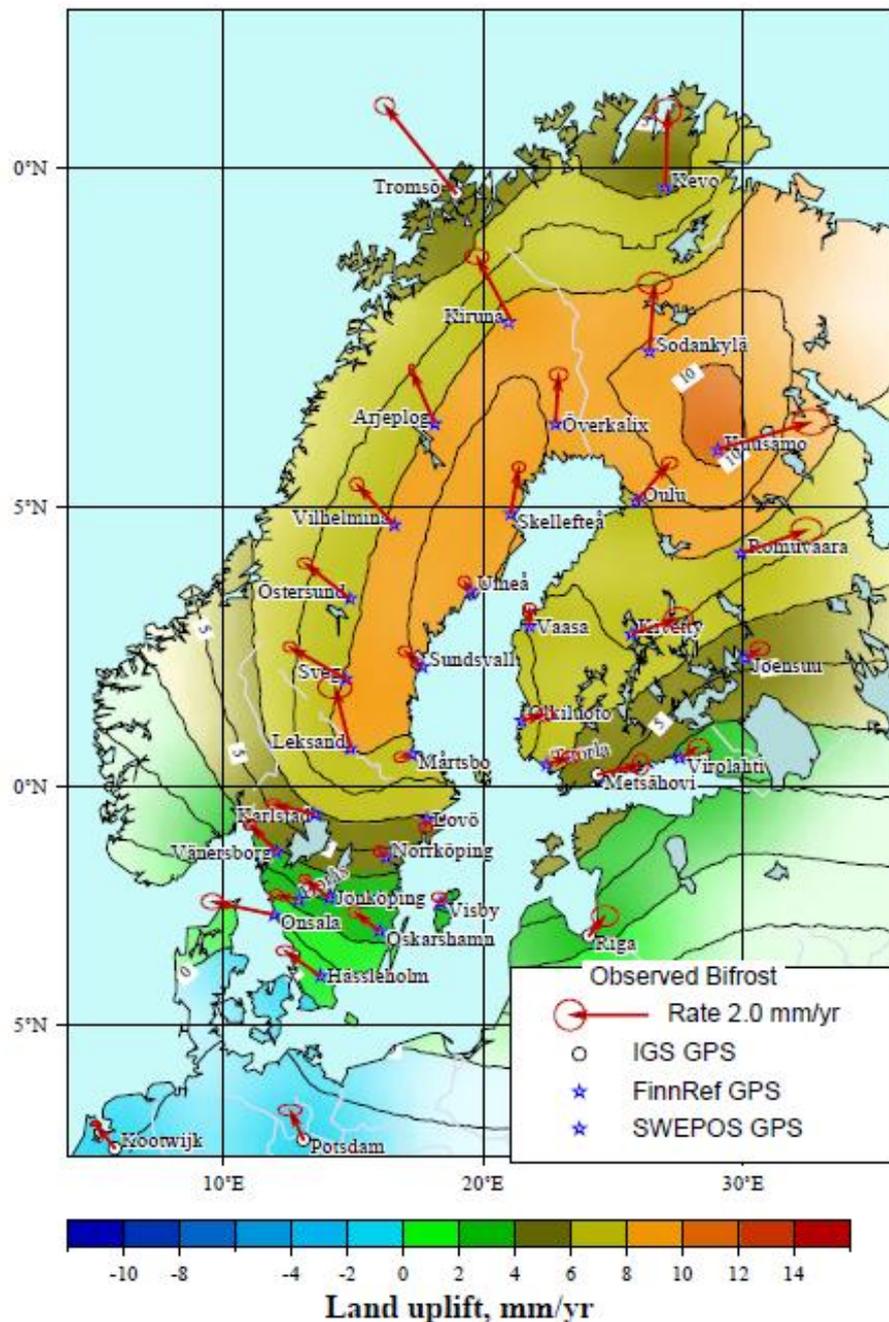


Рисунок 1.3 – Схема вертикальных движений (мм/год) земной коры в районе Балтийского моря, по проект BIFROST.

Сравнив схемы вертикальных движений земной коры по рисункам 1.2 и 1.3 можно судить об их некотором сходстве в пространственном расположении изобаз. В абсолютных значениях вертикальные движения находятся в одинаковых пределах от -2 до 10 мм/год. Нулевая изобаза на рисунке 1.3 проходит южнее, чем на рисунке 1.2 – через участок Южной Швеции и Северной Польши. К северу от этой линии поверхность земной

коры испытывает поднятие, к югу - опускание. На рисунке 1.1 изобазы имеют дуговое расположение параллельное друг другу и направлены с северо-востока на юго-запад, на рисунке 1.2 похожее расположение имеют изобазы от -2 до 7 мм/год, но изобазы 8-10 мм/год имеют более выраженное направление на север, угол между ними на двух схемах около 30°.

1.4.2 Межгодовая изменчивость

Наличие таких факторов глобального влияния как атмосферные, гидрологические геологические и геофизические определяют долгопериодную изменчивость колебания уровня Балтийского моря. На рисунке 1.4 видно, что специфической чертой межгодовой изменчивости уровня Балтийского моря является наличие однонаправленного тренда, в котором уже можно различить колебания, имеющие меньшую цикличность. При этом в разных районах моря параметры тренда разнятся между собой.

В изменчивости колебаний уровня можем выделить два вида.

Первый вид – межгодовая изменчивость колебаний уровня моря с наличием тренда, превышающего более мелкомасштабные колебания, характерная для западного побережья моря, Ботнического залива и северной части Финского залива.

Так на рисунке 1.3 видно, что на станции Стокгольм при общей тенденции к уменьшению среднегодовых значений уровня выделяются периоды времени с различной скоростью падения уровня. Так же выделяются два периода 1910—1920 и 1940—1950 гг., где наблюдается квазистационарный ход уровня. Наибольшее влияние на тренд и его направленность, кроме вертикальных движений земной коры, оказывается влиянием атмосферных процессов, в особенности с западной формой атмосферной циркуляции.

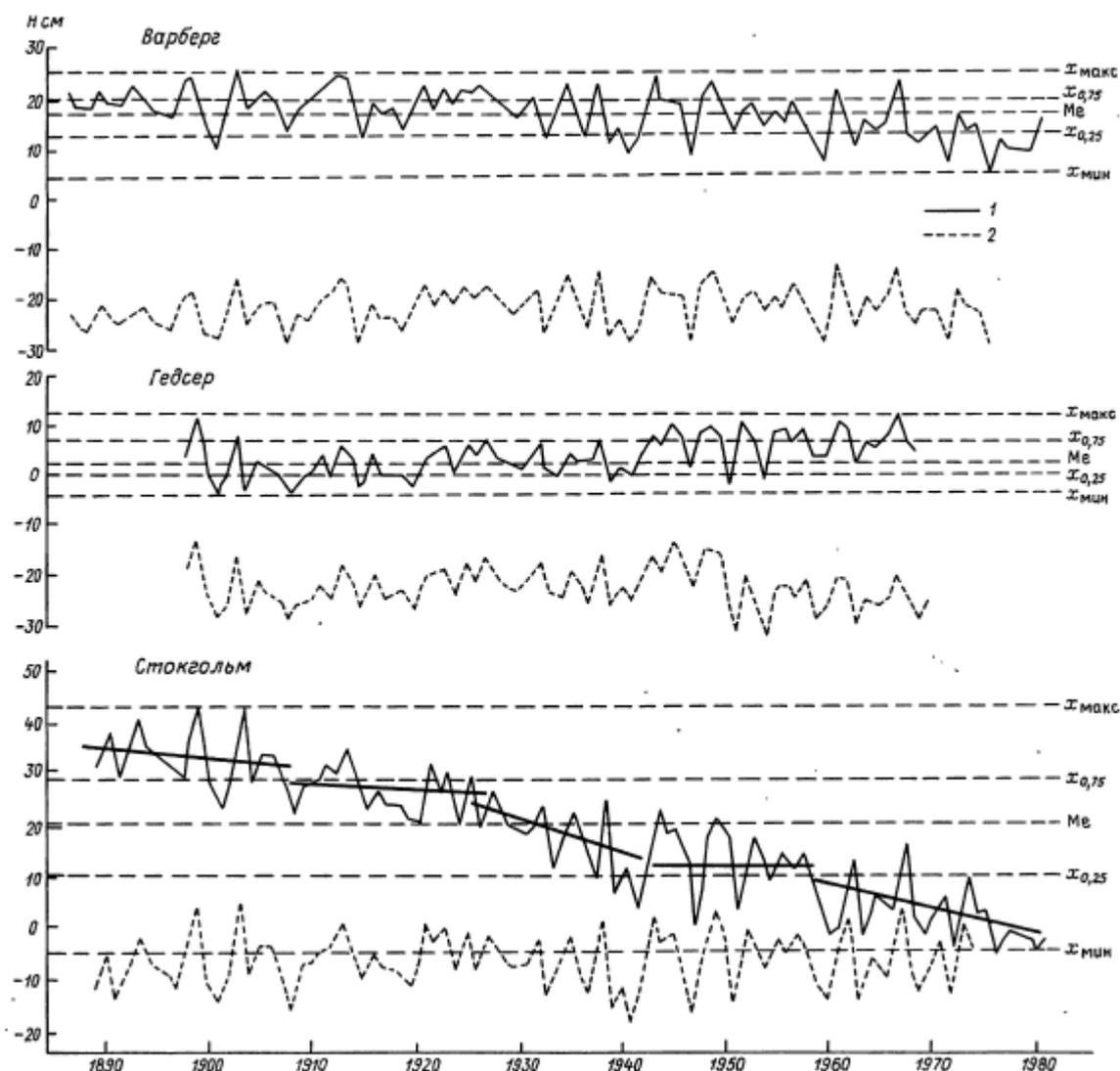


Рисунок 1.4— Среднегодовой уровень моря без исключения тренда (1) и с исключением тренда (2), см. [2]

Вторым видом изменчивости колебаний уровня является межгодовая изменчивость, в которой составляющая тренда незначительна, либо полностью отсутствует, что характерно для Датских проливов и близлежащих к ним районов моря (станция Варберг на рисунке 1.4). в данном случае на формирование долгопериодных изменений оказывают влияние такие факторы как меридиональная форма атмосферной циркуляции, общая система циркуляции вод и суммарный речной сток.

1.5 Уровень Балтийского моря по альтиметрическим наблюдениям.

Большинство исследований по вариации уровня Балтийского моря до недавнего времени были приведены на основе долгосрочных измерений мареографов. С 1993 года были начаты измерения уровня мирового океана с помощью спутниковых альтиметров. Она является одним из современных методов дистанционного зондирования Земли из космоса, который заключается в измерении высоты спутника относительно Земли по времени прохождения сигнала, посылаемого и принимаемого после отражения от поверхности Земли. По существу метод сводится к вычислению положения морской уровенной поверхности. По сравнению с данными получаемыми мареографами, спутниковая альтиметрия предоставляет данные с равномерным пространственным разрешением каждые несколько дней. Эти данные имеют основополагающее значение для изучения региональной изменчивости уровня моря, и к настоящему времени имеется ряд данных более 20-ти лет.

Так же стоит отметить, что основное преимущество использования спутниковых данных уровня Балтийского моря, что в отличие от прибрежных измерений мареографов, на данные альтиметров не влияют вертикальные движения земли и другие процессы в прибрежных районах.

2. Исходные данные и методы исследования

2.1 Исходные данные и их подготовка

Для получения исходных данных использовано несколько источников.

Среднегодовые значения уровня моря (мм) взяты с сайта Permanent Service for Mean Sea Level. На данном сайте, представлены данные среднемесячных и среднегодовых уровнях станций мареографов. Были выбраны наиболее репрезентативные среднегодовые и среднемесячные ряды за различный временной период (таблица 2.1) по всей береговой линии моря, показанные на рисунке 2.1.

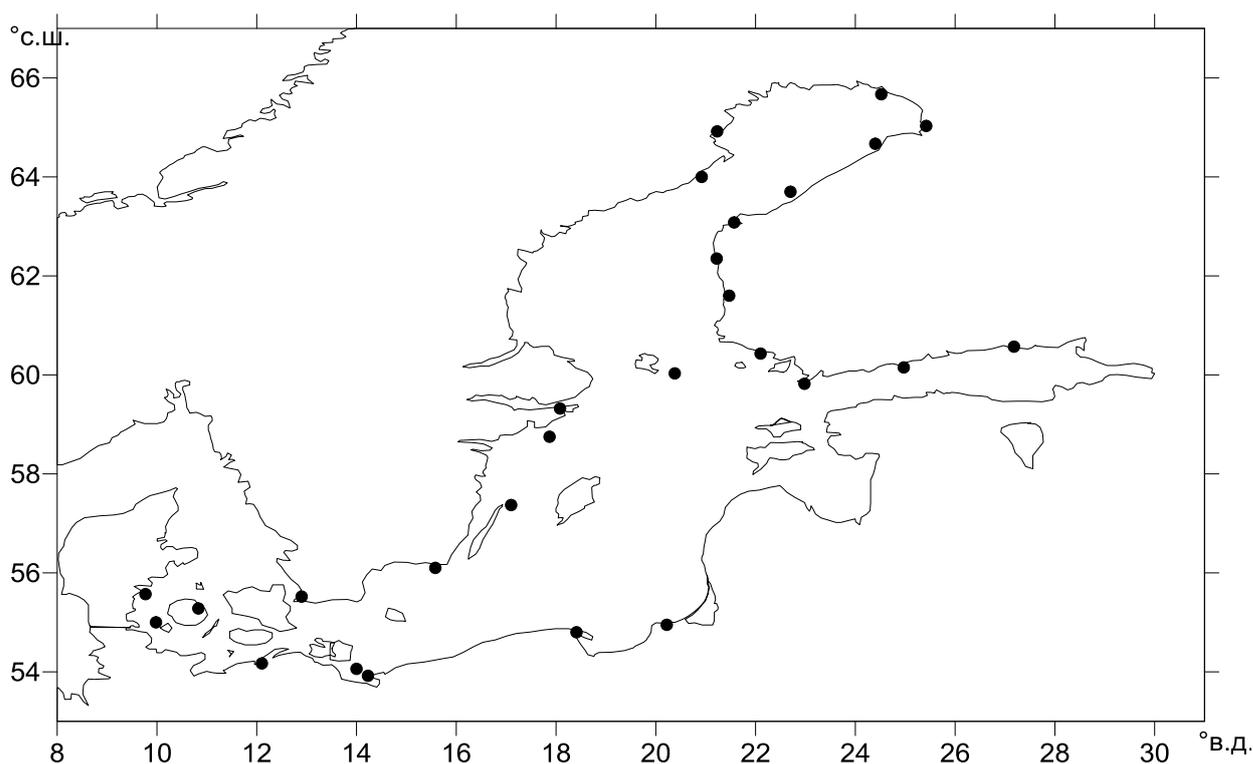


Рисунок 2.1 – Расположение станций мареографов

Значения вертикального движения земной коры были измерены в рамках проекта BIFROST (Baseline Inferences for Fennoscandian Rebound, Sea-level, and Tectonics) и сняты с карты (рисунок 1.2) в координатах,

соответствующих станциям мареографов, и также представлены в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Станции мареографов Балтийского моря, их периоды наблюдений и величина вертикального движения земной коры Δg

Номер станции	Название станции	долгота, °в.д	широта, °с.ш.	период наблюдений, годы	Δg , мм/год
2	SWINOUJSCIE	14.23	53.92	1887-1999	-0.7
11	WARNEMUNDE 2	12.10	54.17	1887-2014	0.0.
14	HELSINKI	24.97	60.15	1887-2014	4.0
57	VAASA	21.57	63.08	1887-2014	-6.2
68	LANDSORT	17.87	58.75	1887-2014	-1.8
69	OLANDS NORRA	17.10	57.37	1887-2014	-0.5
70	KUNGS HOLMSFORT	15.58	56.10	1887-2014	0.7
71	HANKO	22.98	59.82	1887-2014	-2.0
78	STOCKHOLM	18.08	59.32	1889-2014	-2.6
79	OULU	25.42	65.03	1889-2014	-5.3
81	FREDERICIA	9.77	55.57	1889-2014	2.4
88	RATAN	20.92	64.00	1892-2014	-6.7
98	SLIPSHAVN	10.83	55.28	1896-2014	2.2
172	MANTYLUOTO	21.47	61.60	1911-2014	-4.5
194	PIETARSAARI	22.70	63.70	1915-2014	-5.9
203	FURUOGRUND	21.23	64.92	1916-2014	-5.9
229	KEMI	24.52	65.67	1920-2014	-5.5
239	TURKU	22.10	60.43	1923-2014	-3.2
240	RAAHE	24.40	64.67	1924-2014	-7.5
249	FOGLO	20.38	60.03	1925-2014	-3.6
285	PONTA DELGADA	21.22	62.35	1928-2014	-5.5
289	KALININGRAD	20.22	54.95	1927-1986	-0.5
315	HAMINA	27.18	60.57	1930-2014	-0.5
330	KLAGSHAMN	12.90	55.52	1931-2014	1.2
645	WLADYSLAWOWO	18.42	54.80	1965-2014	3.0
1197	FYNHAV	9.98	55.00	1968-2014	2.2
1448	SPIKARNA	14.00	54.06	1975-2014	1.4

Значения абсолютной динамической топографии Балтийского моря (Absolute Dynamic Topography) по альтиметрическим данным были взяты с сайта AVISO. Мною были использованы более точные данные (Delayed Time) за счет ввода дополнительных корректировок и поправок, которые рассчитываются по данным до четырех спутников одновременно, задержка во времени которых составляет 2 месяца. Они определяются как сумма

средней динамической топографии (Mean Dynamic Topography), рассчитанной за 20-ти летний период с 1993-2012 гг. и аномалии уровня моря (Sea Level Anomaly). Данные дискретностью 1 день выбраны за период с 1993 по 2014 гг. Их пространственное разрешение в декартовой сетке составляет $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ и на рисунке 2.2 показано их размещение на акватории Балтийского моря.

Данные предоставляются сайтом в двоичном формате файлов NetCDF (Network Common Data Form), который служит стандартом для обмена научными данными. Для обработки файлов мною была написана программа на языке программирования Python, благодаря которой были произведены осреднения значений абсолютной динамической топографии моря по месяцам и годам. Далее весь анализ данных был произведен по осредненным значениям.

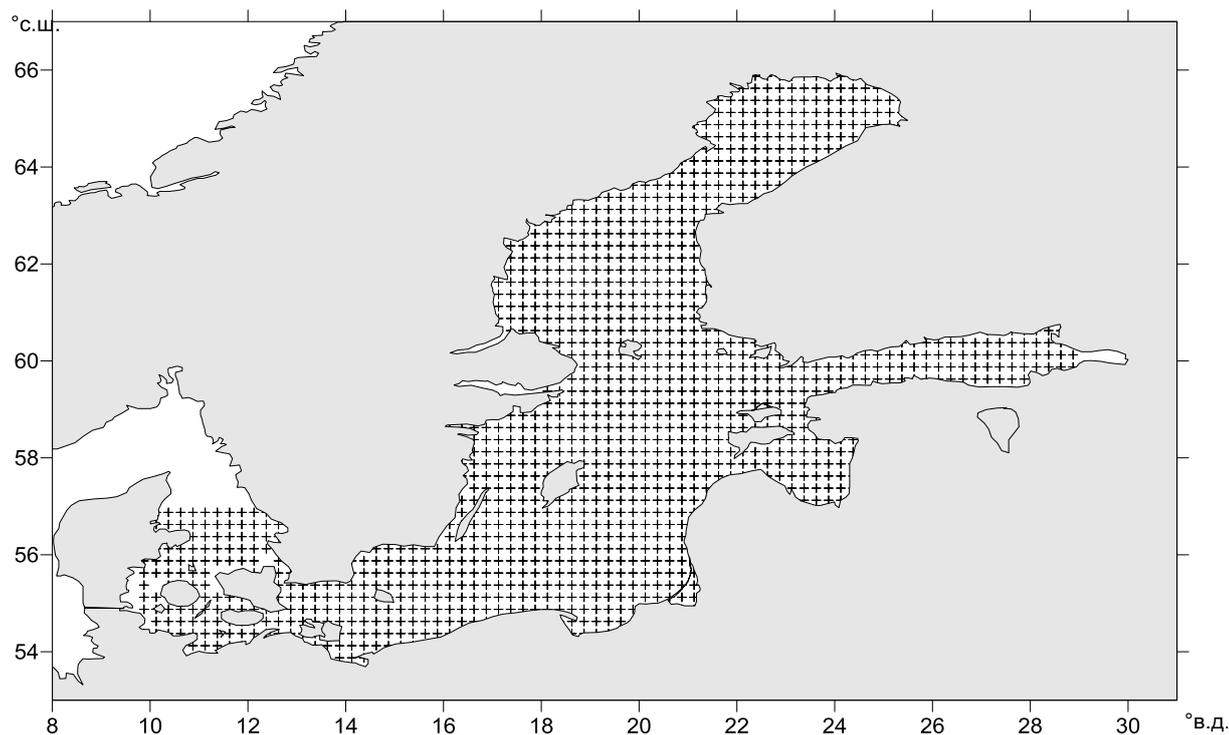


Рисунок 2.2 – Пространственное распределение альтиметрических данных об абсолютной динамической топографии по данным AVISO.

2.2 Методы исследования

В данной работе использовались следующие статистические характеристики и методы исследования [5, 6].

1) Коэффициент корреляции (R) рассчитывался по формуле

$$R = \frac{\sum_{i=0}^n (x_n - \bar{x})(y_n - \bar{y})}{n \sigma_x \sigma_y}, \quad (2.1)$$

где x_n, y_n – значения первой и второй переменных, соответственно;

\bar{x}, \bar{y} – средние значения первой и второй переменных, соответственно;

σ_x, σ_y – стандартные отклонения первой и второй переменных, соответственно;

n – длина рядов первой и второй переменных.

Если коэффициент корреляции равен 0, то статистическая связь отсутствует, если коэффициент корреляции по абсолютной величине равен 1, то связь максимальна. Для промежуточных значений R может характеризовать как отсутствие связи, так и ее значительную величину. Чтобы это определить однозначно, необходимо выполнить проверку коэффициента корреляции на значимость. Для этого сформулируем нулевую гипотезу $H_0: R = 0$; альтернативную $H_1: R \neq 0$. Для проверки этой гипотезы выбирается критерий Стьюдента, выборочное значение которого рассчитывается по формуле

$$t^* = \frac{R}{\sigma_R}, \quad \text{где } \sigma_R = \frac{1-R^2}{\sqrt{N-1}} \quad (2.2)$$

где σ_R – стандартное отклонение для распределения генеральной совокупности.

Далее определяется критическое значение $t_{кр}(\alpha, \nu)$ где уровень значимости α принимается равным 5%, а число степеней свободы $\nu = N - 1$, где N -длина ряда. Сравниваем t^* с $t_{кр}$ (по модулю). Если $|t^*| > t_{кр}$ нулевая гипотеза отвергается, коэффициент корреляции значим, т.е. между двумя переменными существует статистически значимая прямая (или обратная, в зависимости от знака) связь. Если $|t^*| < t_{кр}$ нулевая гипотеза принимается, коэффициент корреляции незначим, т.е. между двумя переменными статистически значимая связь отсутствует.

2) Коэффициент детерминации (R^2) – квадрат коэффициента корреляции (R), показывает долю объясненной дисперсии функции отклика.

Вывод о значимости коэффициента детерминации (R^2) принимается исходя из проверки на значимость коэффициента корреляции (R), который рассматривался выше.

3) Анализ временного тренда.

Тренд – некоторое медленное изменение процесса с периодом, превышающим длину исходной реализации. Тренды могут быть описаны различными уравнениями — линейными, полиномиальными и т.д.

Основными характеристиками тренда являются:

– Вклад тренда в общую дисперсию ряда, определяемый коэффициентом детерминации R^2 . Вклад может быть значительным или незначимым. Это определяется на основании проверки значимости R^2 . В случае незначимости R^2 считается, что тренда нет.

– Величина тренда (Tr) – изменение характеристики по линейному тренду за единицу дискретности ряда, которая равна коэффициенту регрессии тренда (a).

4) Среднее арифметическое значение статистического ряда (X). Характеризует центр тяжести исследуемой характеристики или точку ее равновесия при различных колебаниях. Рассчитывается по формуле:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad (2.3)$$

где N – длина статистического ряда (количество значений в нем).

5) Дисперсия (D) и связанное с ней стандартное (или среднее квадратическое) отклонение (σ). Характеризуют среднее рассеяние значений ряда от среднего арифметического значения. Рассчитываются по формулам соответственно:

$$D = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2, \sigma = \sqrt{D} \quad (2.4)$$

7) Коэффициент вариации (C) характеризует степень изменчивости характеристики в исследуемой выборке.

$$C = \frac{\sigma}{\bar{x}} * 100\% \quad (2.5)$$

8) Анализ временного тренда.

Тренд – некоторое медленное изменение процесса с периодом, превышающим длину исходной реализации. Тренды могут быть описаны различными уравнениями — линейными, полиномиальными и т.д.

Основными характеристиками тренда являются:

– Вклад тренда в общую дисперсию ряда, определяемый коэффициентом детерминации R^2 . Вклад может быть значительным или незначимым. Это определяется на основании проверки значимости R^2 . В случае незначимости R^2 считается, что тренда нет.

– Величина тренда (Tr) – изменение характеристики по линейному тренду за единицу дискретности ряда, которая равна коэффициенту регрессии тренда (a).

9) Вклад гармоники в общую дисперсию ряда является аналогом коэффициента детерминации и может быть проверен на значимость

$$V_k = \frac{D_k}{D_y} \quad (2.6)$$

D_k - дисперсия гармоники:

$$D_k = \frac{A_k^2}{2} \quad (2.7)$$

A_k - амплитуда гармоники:

$$A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2} \quad (2.8)$$

a_k и b_k - коэффициенты Фурье:

$$a_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N [Y_i \sin(\omega_k * t_i)], \quad (2.9)$$

$$b_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N [Y_i \cos(\omega_k * t_i)] \quad (2.10)$$

ω_k - частота k -ой гармоники:

$$\omega_k = 2\pi/T_k \quad (2.11)$$

T_k - период k -ой гармоники[5, 6].

10) Кластерный анализ

Существуют ряд методов, позволяющие классифицировать многомерные наблюдения, которые описываются набором исходных переменных X_1, X_2, \dots, X_m , их совокупность называется кластерным анализом. В результате данного анализа образуются группы схожих между собой объектов, которые называются кластерами.

В кластерном анализе все группировочные признаки одновременно участвуют в процессе группировки, другими словами они учитываются все сразу при отнесении переменной в ту или иную группу. Обычно, не указываются четкие границы каждой группы и неизвестно заранее, сколько групп целесообразно выделить в исследуемых данных. Методы кластерного анализа позволяют построить научно обоснованные классификации, а так же показать внутренние связи между единицами исследуемой совокупности. Так же, кластерный анализ используется с целью свертывания информации,

который является важным фактором при постоянном увеличении и усложнении потоков статистических данных.

Методами кластерного анализа возможно решить несколько задач:

1) проведение классификации объектов, учитывая признаки, отражающие природу объектов. Решение данной задачи, обычно, приводит к углублению знаний о совокупности классифицируемых объектов.

2) Поиск существующей структуры в изучаемой совокупности объектов

3) Построение в слабоизученных явлениях новых классификаций, когда необходимо определить наличия связей внутри совокупности или постараться внести в нее структуру

Стоит отметить, что кластерный анализ является описательной процедурой, которая не позволяет сделать никаких статистических выводов, но позволяет изучить структуру совокупности данных.

Рассмотрим первый из используемых мной методов кластерного анализа – Метод Уорда. При его использовании предполагается, что на первом шаге каждый кластер состоит из одного объекта. Вначале объединяются два ближайших кластера, в которых определяются средние значения каждого признака и рассчитывается сумма квадратов отклонения V_k :

$$V_k = \sum_{i=1}^{n_k} \sum_{j=1}^p (x_{ij} - \bar{x}_{ij})^2 \quad (2.12)$$

где x_{ij} – значение переменной

k – номер кластера;

i – номер объекта;

j – номер признака;

p – количество признаков, которые характеризуют каждый объект;

n_k – количество объектов в k -м кластере.

Далее на каждом шаге работы алгоритма объединяются те кластеры и объекты, в которых величина V_k имеет наименьшее приращение. Данный

метод приводит к созданию кластеров приблизительно равных размеров, в которых внутрикластерная вариация минимальна. В результате все объекты исследования оказываются объединенными в один кластер.

Рассмотрим второй метод – метод k-средних. Имеется ряд наблюдений, каждое из которых характеризуется p признаками X_1, X_2, \dots, X_p . Данные наблюдения необходимо разбить на k кластеров. Вначале из n точек исследуемой совокупности отбираются случайно или задаются исследователем исходя из некоторых заранее известных предположений k точек – объектов. Данные объекты принимаются за эталоны. Каждому эталону присваивается порядковый номер, который является номером кластера. На первом шаге из оставшихся (n-k) объектов извлекается точка X_i с координатами $(x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{ip})$ и проверяется, к какому из эталонов (центров) она находится ближе всего, которое определяется при использовании одной из метрик, таких как евклидово расстояние d_{il} :

$$d_{il} = \sqrt{\sum_{j=1}^p (x_{ij} - \bar{x}_{ij})^2}. \quad (2.13)$$

где x_{ij} – значение переменной соответственно у i-го и j-го объектов.

Проверяемый объект добавляется к тому центру, которому соответствует $\min d_{il}$ ($l=1, \dots, k$). Эталон заменяется новым с учетом, пересчитанный с учетом новой точки, увеличивая его вес (количество объектов, которые входят в кластер) на единицу. При встрече двух и более минимальных расстояний, то i-ый объект присоединяется к центру с наименьшим порядковым номером. На следующем шаге выбираем точку X_{i+1} и для нее повторяется вся процедура описанная выше. Следовательно, через (n-k) шагов все объекты совокупности окажутся в одном из k кластеров. Однако стоит отметить, что на этом процесс разбиения не заканчивается. Для достижения устойчивого разбиения по тому же правилу, необходимо все точки X_1, X_2, \dots, X_p вновь подсоединить к полученным кластерам, при этом накапливаются веса. Далее происходит сравнение предыдущего разбиения и нового. При совпадении разбиений работа алгоритма прекращается, иначе

цикл повторяется. Центры тяжести при окончательном разбиении не совпадают с эталонами, и обозначаются C_1, C_2, \dots, C_k . При этом каждая точка X_i ($i=1, 2, \dots, n$) будет отнесена к классу l , в котором $d(x_i, c_l) = \min d(x_i, C_j)$. [7]

11) Метод главных компонент

МГК позволяет обобщить значения элементарных признаков. Математическая модель МГК основана на том, что значения множества взаимосвязанных признаков вызывают некоторый общий результат. Предполагается, что связь признаков X имеет линейную форму, в таком случае, можно записать в матричной форме уравнения зависимости результата F от X :

$$F = X \times B, \quad (2.13)$$

где X – признаки,

B – вектор параметрических значений линейного уравнения связи.

При условии такого равенства следует соответствие дисперсий $D(X) = D(XB)$. Дисперсионная оценка многомерной случайной величин X – это ковариационная матрица S . Вектор B выносим за знак дисперсии и возводим в квадрат, и получим: $D(F) = B'SB$. Нахождение главных компонент сводится к задаче последовательного выделения первой главной компоненты F_1 , которая обладает наибольшей дисперсией, второй главной компоненты, имеющей вторую по величине дисперсию и т.д.

Кратко рассмотрим вычислительную процедуру МГК. Решение задачи МГК состоит в поэтапном преобразовании матрицы исходных данных X , где на первом этапе рассчитывается матрица стандартизованных значений признаков, каждый из элементов которой рассчитывается по формуле:

$$z_{ij} = \frac{x_{ij} - \bar{x}_j}{\sigma_j}, \quad (2.14)$$

где x_{ij} – значение переменной соответственно у i -го и j -го объектов,

σ_j – среднее квадратическое отклонение.

На втором шаге рассчитывается матрица парных корреляций:

$$R = \frac{1}{n} Z' Z, \quad (2.15)$$

где Z – матрица стандартизованных значений признаков,
 n – число объектов наблюдения.

Далее рассчитываются диагональная матрица собственных чисел (Λ) и матрица нормированных собственных векторов (V), после чего вычисляют матрицу факторного отображения (A) и самих значений главных компонент (F) по формулам:

$$A = V \times \Lambda^{1/2}, \quad (2.16)$$

$$F = A^{-1} \times Z', \quad (2.17)$$

где V – матрица нормированных собственных векторов,
 Λ – матрица нормированных собственных векторов,
 Z – матрица стандартизованных значений признаков.

Случается, что факторные нагрузки a_{it} в структуре фактора имеют равномерное распределение, в таком случае определение фактора затрудняется из-за его неясности его особенностей. Таким образом, необходимо найти способ улучшить интерпретируемости факторов, для этого используют вращение факторов. В данной работе используется один популярных преобразований факторного пространства – варимакс. [7]

11) Вейвлет-анализ

Вейвлет-преобразование - специальное разложение временного ряда, при котором мы получаем информацию не только об амплитудах каких-либо периодических колебаний ряда, но и об их временной изменчивости.

Вейвлет-преобразование может быть использовано для анализа временного ряда с выраженной нестационарностью.

Рассмотрим пространство $L^2(R)$ функции $f(t)$, определенных на всей оси $R(-\infty, \infty)$, и обладающих конечной энергией (нормой)

$$E_f = \int_0^{2\pi} |f(t)|^2 dt < \infty. \quad (2.18)$$

Локальное среднее значение каждой функции в пространстве $L^2(R)$ должно стремиться к нулю на $\pm\infty$, т.е. “волны”, образующие это пространство должны стремиться к нулю на $\pm\infty$ и для практических целей чем быстрее, тем лучше. В качестве базисных функций, отвечающих поставленному условию, используются вейвлеты – хорошо локализованные солитоноподобные функции.

Базис пространства $L^2(R)$ конструируется с помощью непрерывных масштабных преобразований и переносов вейвлета $\psi(t)$:

$$\psi(t) = a^{-1/2} \psi_0\left(\frac{t-b}{a}\right), \quad a, b \in R, \quad \psi \in L^2(R), \quad (2.19)$$

где a – масштабный коэффициент,

b – параметр сдвига.

На его основе записывается интегральное вейвлет-преобразование:

$$W(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \psi^*\left(\frac{t-b}{a}\right) dx = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \psi_{ab}^*(t) dx, \quad (2.20)$$

где $\psi_{ab}^*(t)$ – комплексно сопряженный вейвлет,

$W(a, b)$ - коэффициенты (амплитуда) вейвлет-преобразования.

Таким образом, любая функция, принадлежащая пространству $L^2(R)$ может быть получена суперпозицией масштабных преобразований и сдвигов базисного вейвлета, т.е. является композицией “вейвлетных волн” (с коэффициентами, зависящими от номера волны (частоты, масштаба) и от параметра сдвига (времени)) [7].

Поскольку вейвлет-преобразование является скалярным произведением анализирующего вейвлета на заданном масштабе и анализируемого сигнала, коэффициенты $W(a, b)$ содержат комбинированную информацию об анализирующем вейвлете и анализируемом сигнале. [8] В данной работе предпочтение было отдано хорошо локализованному и в частотном, и во временном пространстве вейвлету Морле (Morlet):

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{\frac{-1}{4}} e^{-i\omega_0\eta} e^{-\frac{\eta^2}{2}}, \quad (2.21)$$

$$\check{\Psi}(s\omega) = \pi^{\frac{-1}{4}} H(\omega) e^{-\frac{(s\omega - \omega_0)^2}{2}}, \quad (2.22)$$

где $\Psi_0(\eta)$ – вейвлет-функция

ω_0 – безразмерная частота

η – безразмерный “временной” параметр

$\check{\Psi}(s\omega)$ – образ Фурье

ω – частота

s – коэффициент масштаба

$H(\omega)$ – функция Хевисайда. [8]

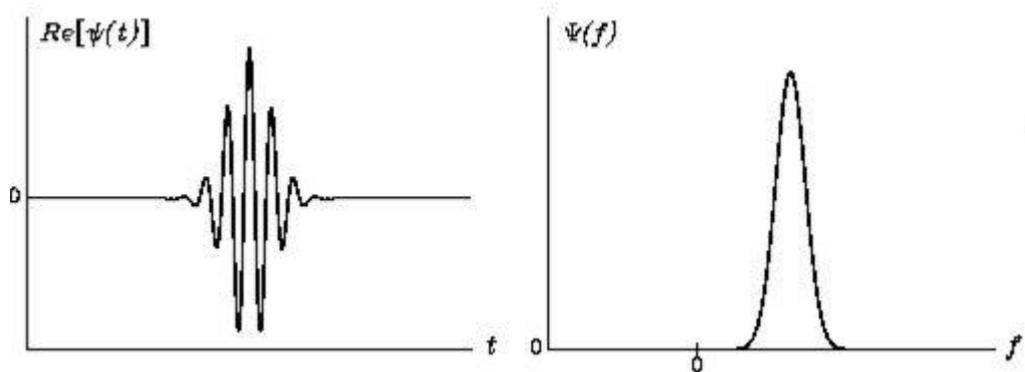


Рисунок 2.3–Временное и спектральное представление вейвлета Морле

Для определения уровней значимости сначала необходимо выбрать подходящий фоновый спектр. При этом предполагается, что различные реализации геофизических процессов могут быть случайно распределены

относительно их среднего, и фактический спектр может быть сравнен со случайным распределением. Многим геофизическим явлениям спектру фона соответствует либо “белый шум” (с плоским спектром Фурье) либо “красный шум” (увеличение мощности с уменьшением частоты). Теоретическая модель “красного шума” описывается автокорреляционной функцией, которая на первом сдвиге имеет значимый коэффициент автокорреляции:

$$x_n = ax_{n-1} + z_n, \quad (2.23)$$

где a - коэффициент автокорреляции на первом сдвиге,

$x_n=0$,

z_n - белый шум.

Дискретный энергетический фурье-спектр, после нормализации (или нормирования):

$$P_k = \frac{1 - a^2}{1 + a^2 - 2a \cos\left(\frac{2\pi k}{N}\right)}, \quad (2.24)$$

где $k=0 \dots N/2$ – частотный индекс.

Таким образом, имея значимый коэффициент автокорреляции на первом сдвиге с помощью формулы (2.24) можно смоделировать спектр красного шума, а при $a=0$ по формуле (2.24) вычисляется спектр белого шума.

Многие геофизические временные ряды могут быть представлены в виде белого или красного шума. Вейвлет-преобразование представляет собой серию полосовых фильтров временного ряда. Если временной ряд может быть смоделирован как авторегрессионный процесс с единичным сдвигом, то локальный энергетический вейвлет-спектр определенный как вертикальный разрез может быть получен по формуле (2.24).

Для определения уровней значимости вводится нулевая гипотеза для всплесков спектра мощности (энергии): предполагается, что временные ряды

имеют среднюю мощность спектра, определяющуюся формулой (2.24); если пик в вейвлет-спектре мощности (энергии) выше этого фонового спектра, то можно предположить, что он может быть принят как истинный с некоторым процентом доверия. Для точности, “5% уровень значимости” эквивалентен “95% доверительной вероятности”, и подразумевает определенный уровень фона, в то время как “95%-ый доверительный интервал” относится к диапазону уверенности в данном значении. [8]

3 Уровень Балтийского моря по футшточным данным

В данной работе хочется сравнить уровня Балтийского моря в различные климатические периоды. Рассматривая аномалию температуру планеты с 1880 года можно выделить два временных отрезка. Первый – с 1886 по 1976 год, второй – с 1976 по 2012 год. В 1976 году наблюдалась минимальная температура поверхности планеты, в последующие года температура не опускалась ниже, а имела явный положительный тренд (рисунок 3.1).

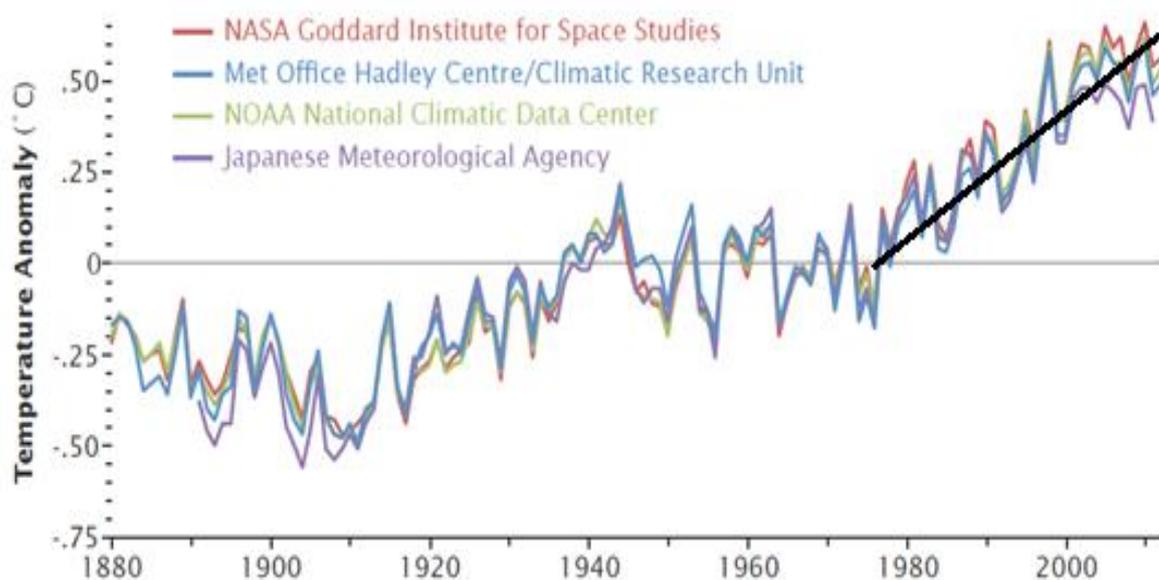


Рисунок 3.1– Аномалии глобальной температуры воздуха по данным NASA Goddard Institute for Space Studies

Оценить изменчивость уровня в вышеуказанные периоды возможно только на основе футшточных данных, но не альтиметрических, производить измерения которых начали только с 1993 г.

Данные футшточных наблюдений были разделены на два временных интервала. Разделив данные на два временных периода, можно сравнить изменчивость уровня Балтийского моря в различных климатических условиях.

3.1 Средний уровень Балтийского моря по футшточным данным

На первом этапе рассмотрим средний уровень Балтийского моря в различных временной период по данным футшточных наблюдений. По фактическим данным уровня на береговых станциях были построены карты распределения уровня по акватории Балтийского моря различных временных периодов, которые показаны на рисунках 3.2 и 3.3

На картах видно, что средний наблюдаемый уровень моря претерпевает изменения как во времени, так и в пространстве. В более ранний временной период средний уровень имеет более высокие значения в диапазоне от 6900 до 7300 мм, чем в позднем периоде, в котором они составляют от 6740 до 7080 мм. Стоит отметить, что уровень моря в первом временном отрезке наибольший в северной и восточной частях моря и понижается с продвижением на юг и к Датским проливам. В более поздний период наблюдается обратное явление, где средний уровень растет с продвижением к южной и западной акватории моря.

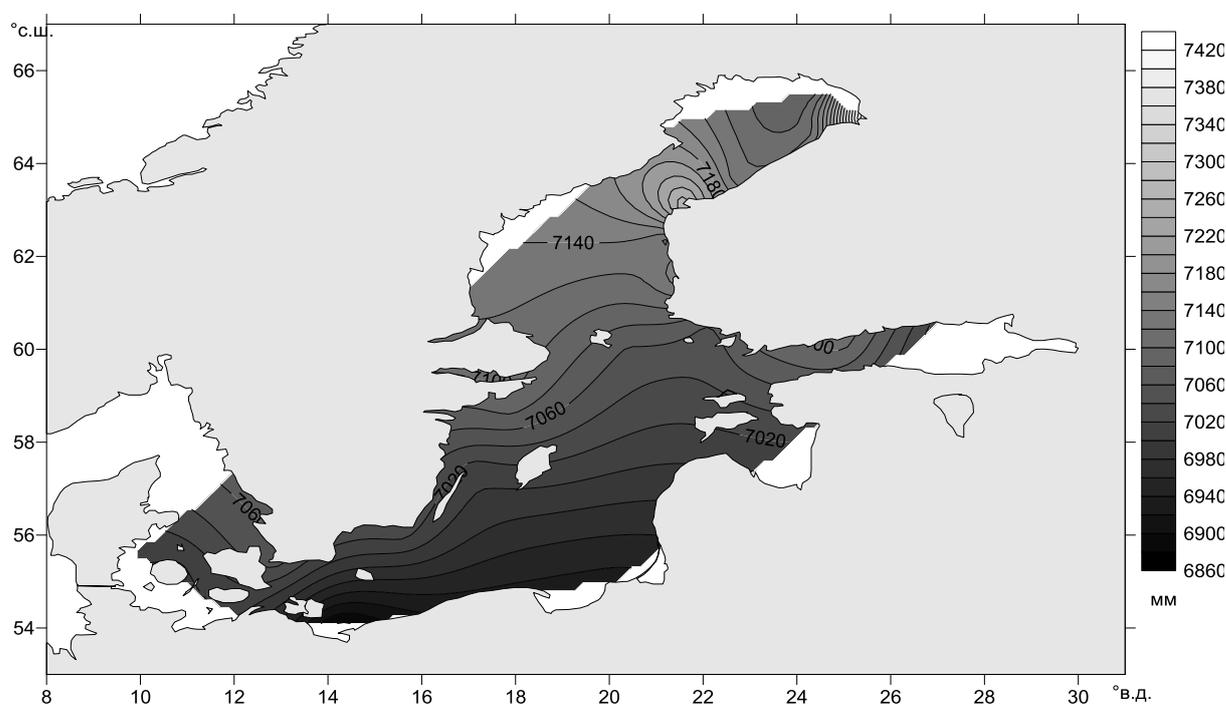


Рисунок 3.2– Средний уровень (мм) Балтийского моря по наблюдаемым футшточным данным за период 1886 - 1976 г.

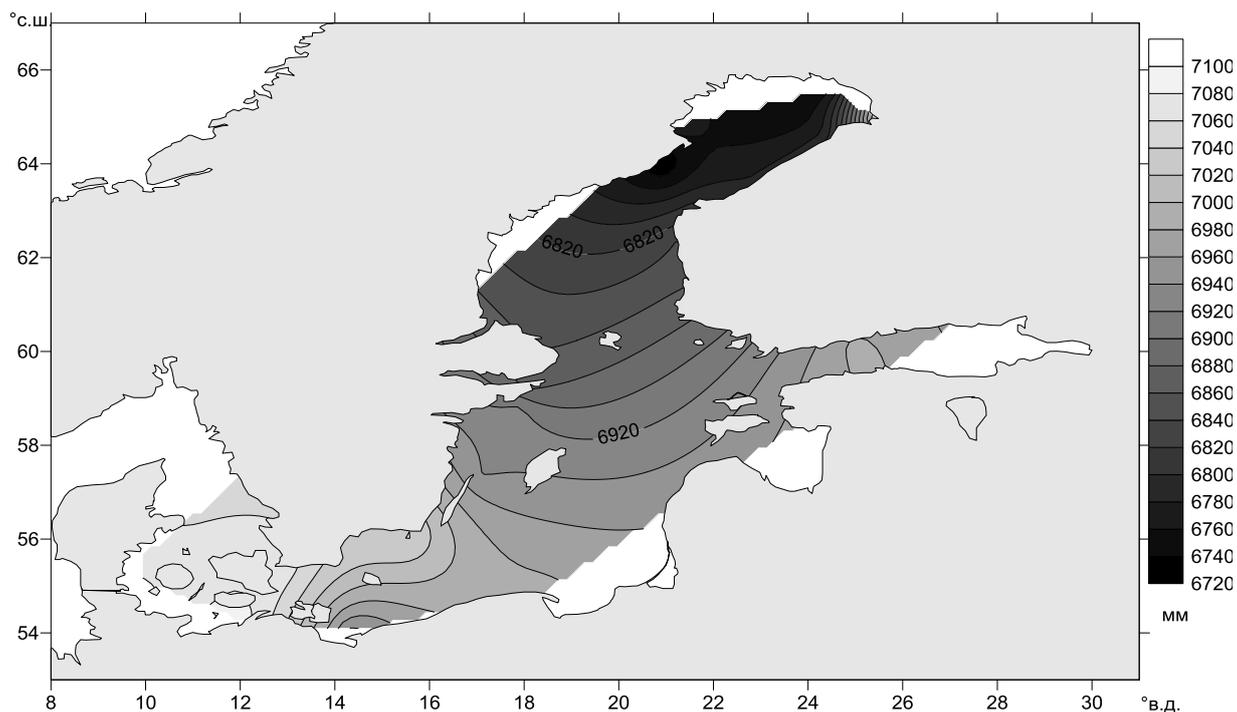


Рисунок 3.3– Средний уровень (мм) Балтийского моря по наблюдаемым футшточным данным за период за период 1976 - 2014 г.

3.2 Тренды уровня Балтийского моря по футшточным данным

Чтобы оценить многолетнюю изменчивость уровня Балтийского моря были использованы временные линейные тренды вычисленные по данным футшточных наблюдений на береговых станциях в различных временной период. Параметр, который характеризует скорость линейного изменения уровня (Tr) представлен в таблице 3.1. Продолжительность наблюдений на станциях меняется от 127 до 39 лет. Для более удобного их интерпретирования они были нанесены на карты, а так же были построены изолинии трендов (рисунки 3.4 и 3.5).

Таблица 3.1 –Значения величины тренда (Тг) наблюдаемого изменения
уровня.

Номер станции	Название станции	долгота, °в.д	широта, °с.ш.	Тг, мм/год(1880-1976 годы)	Тг, мм/год (1976-2014 годы)
2	SWINOUSCIE	14.23	53.92	0.81	1.8
11	WARNEMUNDE 2	12.10	54.17	1.2	2.2
14	HELSINKI	24.97	60.15	-1.6	-1.6
57	VAASA	21.57	63.08	-7.5	-6.2
68	LANDSORT	17.87	58.75	-3.2	-1.8
69	OLANDS NORRA	17.10	57.37	-1.3	-0.5
70	KUNGS HOLMSFORT	15.58	56.10	-0.3	0.7
71	HANKO	22.98	59.82	-3.2	-2.0
78	STOCKHOLM	18.08	59.32	-4.1	-2.6
79	OULU	25.42	65.03	-6.3	-5.3
81	FREDERICIA	9.77	55.57	1.0	2.4
88	RATAN	20.92	64.00	-7.9	-6.7
98	SLIPSHAVN	10.83	55.28	0.8	2.2
172	MANTYLUOTO	21.47	61.60	-6.5	-4.5
194	PIETARSAARI	22.70	63.70	-8.1	-5.9
203	FURUOGRUND	21.23	64.92	-9.2	-5.9
229	KEMI	24.52	65.67	-7.1	-5.5
239	TURKU	22.10	60.43	-4.6	-3.2
240	RAAHE	24.40	64.67	-7.8	-7.5
249	FOGLO	20.38	60.03	-4.1	-3.6
285	PONTA DELGADA	21.22	62.35	-7.5	-5.5
289	KALININGRAD	20.22	54.95	1.7	*
315	HAMINA	27.18	60.57	-1.2	-0.5
330	KLAGSHAMN	12.90	55.52	-0.1	1.2
645	WLADYSLAWOWO	18.42	54.80	*	3.0
1197	FYNHAV	9.98	55.00	*	2.2
1448	SPIKARNA	14.00	54.06	*	1.4

примечание: * - отсутствие значений за данный временной период

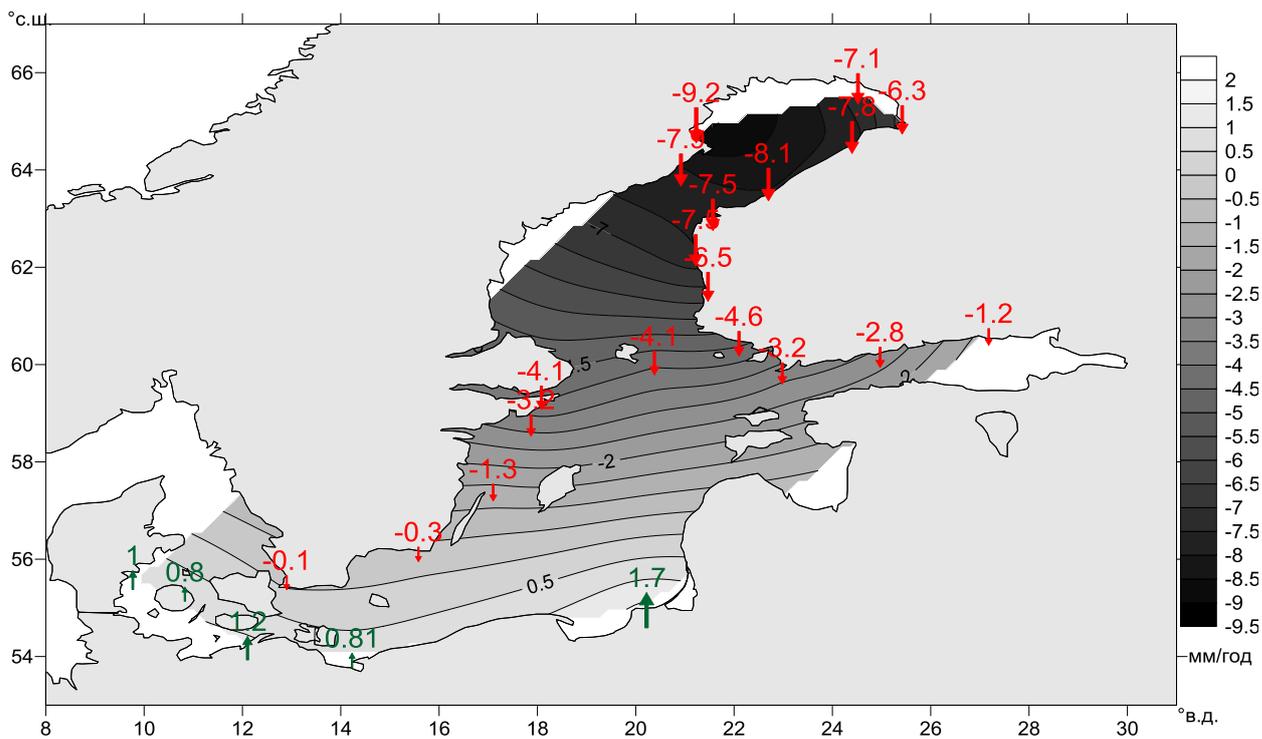


Рисунок 3.4–Тренд уровня Балтийского моря (мм/год) по футьшточным наблюдениям за период 1886 - 1976 г

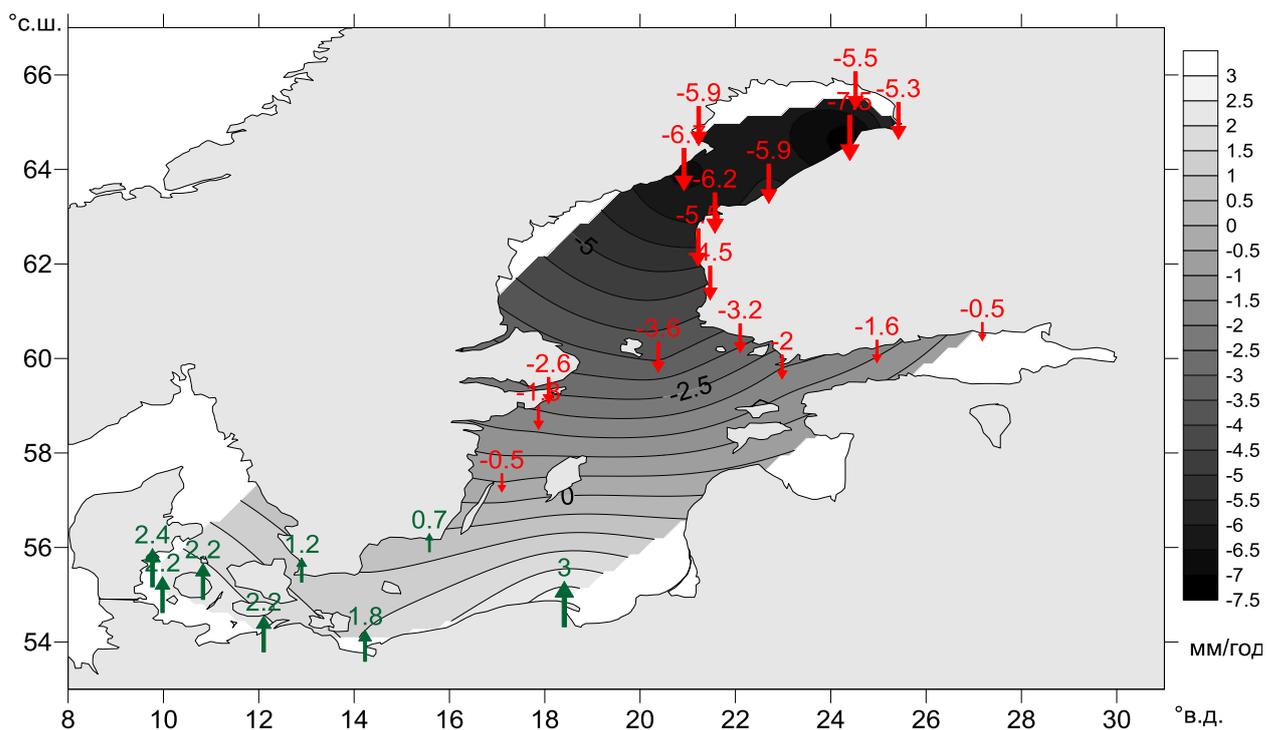


Рисунок 3.5–Тренд уровня Балтийского моря (мм/год) по футьшточным наблюдениям за период 1976 - 2014 г.

На картах видно, что наблюдаемое изменение уровня в разные периоды времени было не одинаковым. Выделяются две зоны изменения

уровня: повышения - южная, и понижения – северная. На рисунке 3.4 граница, где уровень практически не меняется, проходит через Южную Швецию (около 56°с.ш.) до г. Айнажи (Латвия) на берегу Рижского залива. В современный период времени эта граница сдвинута на север от 57°с.ш. в Швеции до 60°с.ш. (г. Ханко, Финляндия). В современный период значения тренда больше. Если его минимальные значения в ранний временной период опускались до -9 мм в год, то в современный период до -7 мм в год. Максимальные значения величины тренда в более поздний период так же увеличились. Неравномерное географическое распределение трендов изменения уровня указывает на то, что на изменения уровня влияют какие-то внешние факторы.

Сравнив изолинии тренда уровня Балтийского моря (рисунки 3.4, 3.5) со схемой вертикальных движений земной коры (рисунок 3.6), построенной по значениям, снятым с карты (рисунок 1.3) в координатах, соответствующих станциям мареографов, видно, что расположение изолиний совпадают.

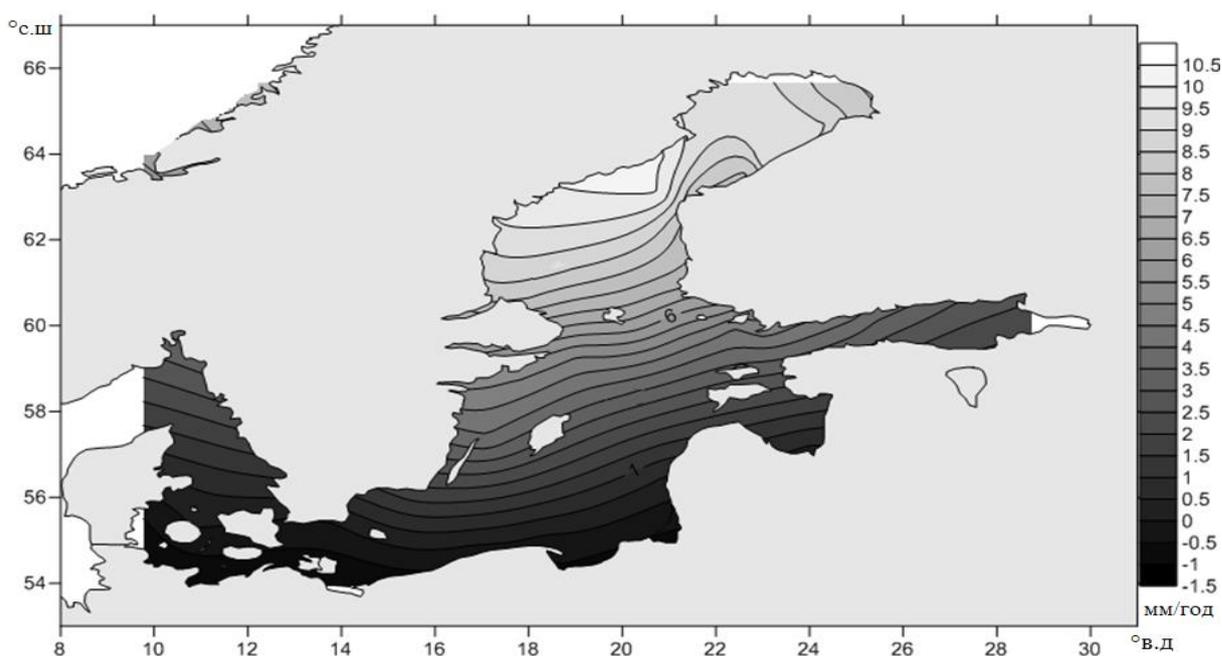


Рисунок 3.6 – Вертикальные движения земной коры, мм/год

Коэффициент корреляции (R) между величиной тренда (Tr) изменения уровня и вертикальных движений земной коры (Δg) в тех же точках для временного периода 1886-1976 годов и равен -0,98; для временного периода

1976-2014 годов – -0.91. Рассчитанная по критерию Стьюдента статистическая связь оказалась значима. Таким образом, движения земной коры непосредственно определяют изменения уровня, но их абсолютные значения не совпадают.

В таблице 3.2 представлена разность трендов (Δe) изменения уровня (Tr) и вертикальных движений земной коры (Δg) в тех же точках, которые были вычислены по формуле:

$$\Delta e = Tr - \Delta g. \quad (3.1)$$

Таблица 3.2 – Значения разности трендов (Δe) наблюдаемого уровня и вертикального движения Балтийского моря

Номер станции	Название станции	долгота, °в.д	широта, °с.ш.	Δe , мм/год (1886-1976 годы)	Δe , мм/год (1976-2014 годы)
2	SWINOUJSCIE	14.23	53.92	0.81	1.8
11	WARNEMUNDE 2	12.10	54.17	1.2	2.2
14	HELSINKI	24.97	60.15	1.2	2.4
57	VAASA	21.57	63.08	1.5	2.4
68	LANDSORT	17.87	58.75	1.8	3.0
69	OLANDS NORRA	17.10	57.37	2.2	3.0
70	KUNGS HOLMSFORT	15.58	56.10	1.5	2.5
71	HANKO	22.98	59.82	1.5	2.7
78	STOCKHOLM	18.08	59.32	1.5	3.0
79	OULU	25.42	65.03	1.7	2.7
81	FREDERICIA	9.77	55.57	1.0	2.4
88	RATAN	20.92	64.00	2.1	3.3
98	SLIPSHAVN	10.83	55.28	0.8	2.2
172	MANTYLUOTO	21.47	61.60	1.0	3.0
194	PIETARSAARI	22.70	63.70	1.0	2.6
203	FURUOGRUND	21.23	64.92	1.0	3.1
229	KEMI	24.52	65.67	0.9	2.5
239	TURKU	22.10	60.43	1.3	2.7
240	RAAHE	24.40	64.67	2.2	2.5
249	FOGLO	20.38	60.03	2.1	2.6
285	PONTA DELGADA	21.22	62.35	1.0	2.5
289	KALININGRAD	20.22	54.95	1.2	*
315	HAMINA	27.18	60.57	1.8	2.5
330	KLAGSHAMN	12.90	55.52	0.4	1.7
645	WLADYSLAWOWO	18.42	54.80	*	2.6
1197	FYNHAV	9.98	55.00	*	2.2
1448	SPIKARNA	14.00	54.06	*	1.4

примечание: * - отсутствие значений за данный временной период

Вычисленные значения разности трендов (Δe) двух временных периодов переносятся на карту в координатах измерений, а так же в виде изолиний (рисунки 3.7, 3.8).

На рисунке 3.7 представлен остаточный тренд за период 1886 - 1976 гг., он находится в диапазоне от 0.2 до 2.6 мм/год. Наибольший тренд наблюдается на севере Балтийского моря в восточной части Ботнического залива, величина тренда уменьшается с продвижением на юг и далее к Датским проливам. В центральной части моря и в Финском заливе тренд составляет 2.2-1.5 мм/год. Восточнее о.Эланд тренд меньше 1 мм в год, а далее уменьшается на запад.

На рисунке 3.8 представлен остаточный тренд за период 1977-2014 гг., он находится в диапазоне от 0.8 до 3.3 мм/год. Наибольшая величина тренда наблюдается в юго-восточной части Ботнического залива и в Финском заливе и составляет 3,5-4 мм в год. Величина тренда уменьшается с продвижением на восток на акватории до 57°с.ш., далее тренд уменьшается с продвижением на юг.

Сравнив значения трендов и распределение изолиний на акватории по рисункам 3.7 и 3.8 отметим, что увеличение тренда подъема уровня в современный период по всей площади Балтийского моря в среднем на 1.5 мм в год.

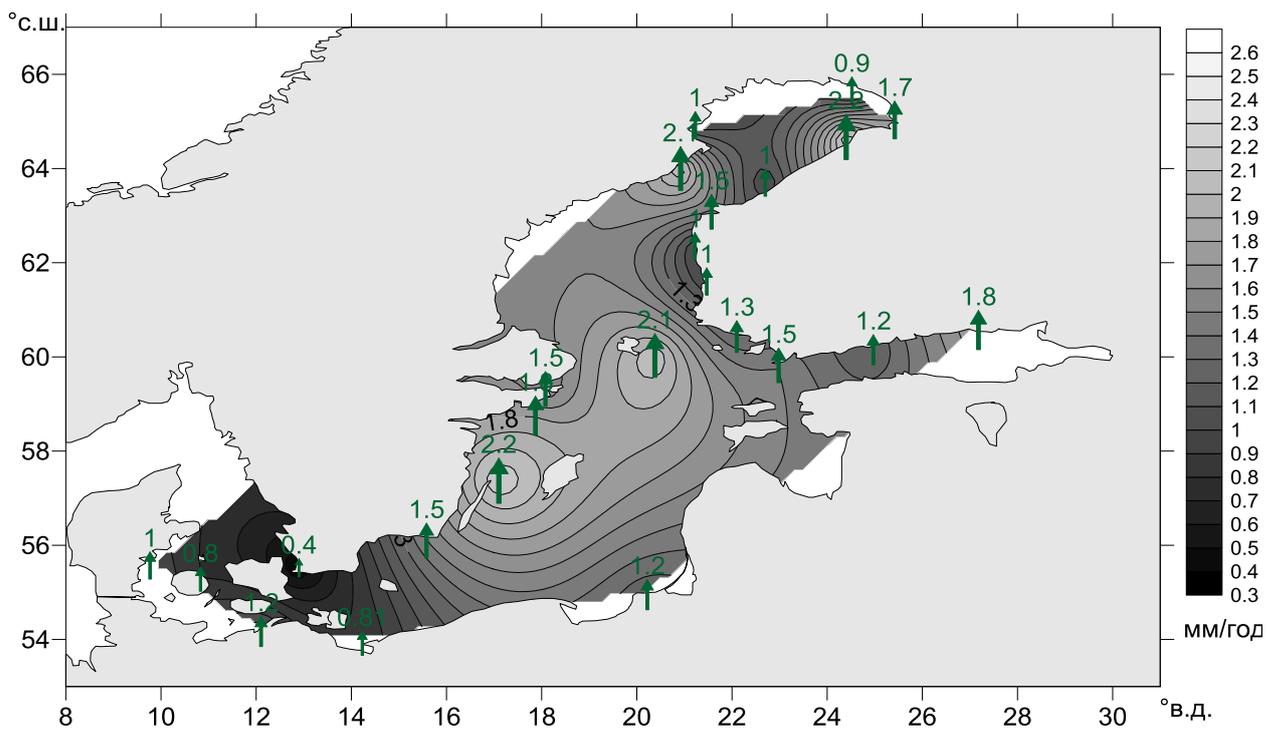


Рисунок 3.7– Разность трендов (мм/год) наблюдаемого уровня моря и вертикального движения земной коры в Балтийском море за период 1886 - 1976 г.

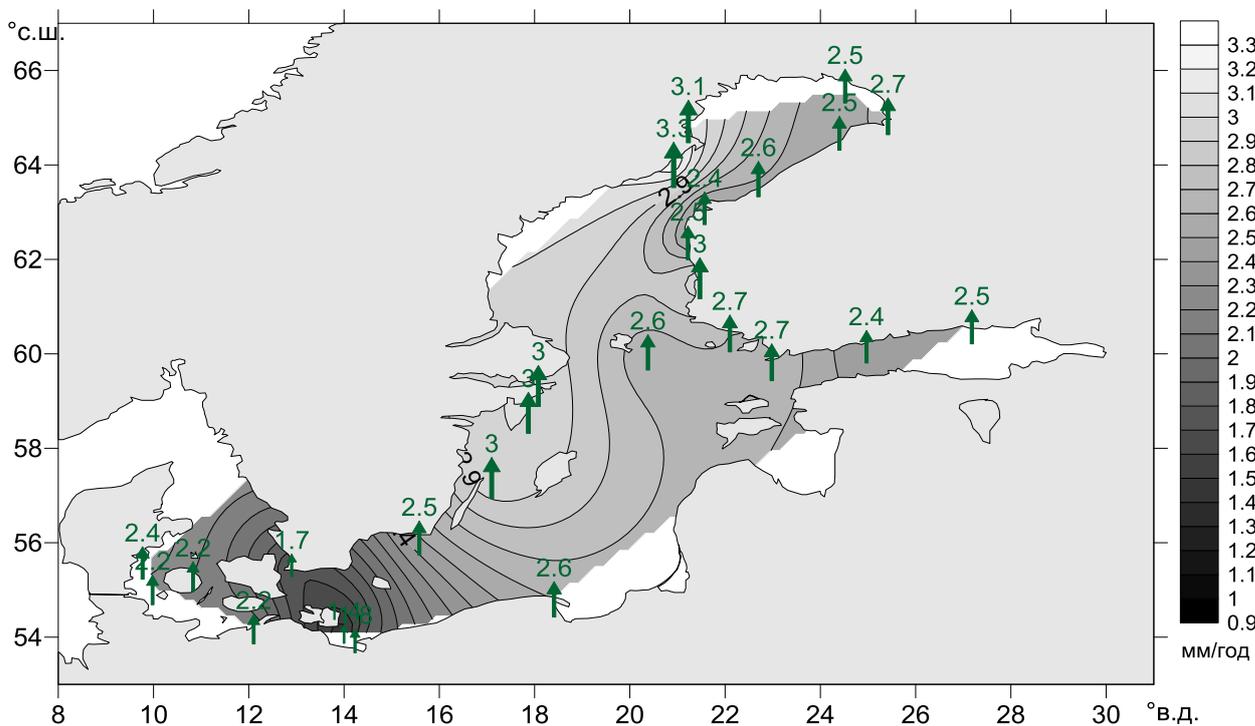


Рисунок 3.8– Разность трендов (мм/год) наблюдаемого уровня моря и вертикального движения земной коры в Балтийском море за период 1976 - 2014 г.

Рассчитанные значения тренда соответствуют значениям изменения уровня Мирового океана, которые опубликованы в докладе Межправительственной группы экспертов по изменениям климата. В нем указан положительный тренд в XX веке 1.5-2.0 мм/год, а в XXI веке не менее 2.5 мм/год.[1]

3.3 Спектральный и вейвлет-анализ колебаний уровня по футшточным наблюдениям

В данной главе произведем оценку нестационарности колебаний уровня Балтийского моря. Для этого рассмотрим графики спектра и вейвлет-коэффициентов колебаний уровня моря на отдельных береговых станциях Балтийского моря, которые позволят выявить циклические составляющие в процессе. Благодаря вейвлет-анализу сможем выявить в исследуемом ряду выявить модуляции при различных масштабах изменчивости. На вейвлет-изображении отображены такие характеристики как масштаб и интенсивность временных изменений, расположение и длительность областей, соответствующих повышенным значениям вейвлет-коэффициентов. Для проведения анализа данными методами, во временных рядах характеристик были удалены линейные тренды.

На станции 11 Warnemunde 2, в координатах 12.10° в.д. 54.17° с.ш., период наблюдения 1855 -2014 гг., дискретность данных – один месяц. На рисунке 3.9 в спектре колебания уровня моря выделяются частоты соответствующие годовой и полугодовой гармоникам, имеющие вклад в дисперсию 17.0 % и 3.9 % соответственно. Следующие по величине выделяются периоды порядка 3.3 и 6.4 лет, которые описывают порядка 1.2 % и 1.0 % дисперсии. На рисунке 3.10 вейвлет-анализа видно преобладание годовой периодичности и ее устойчивость практически по всему ряду данных, которое проявлялось и в спектре. На отдельных

временных промежутках выделяются колебания с периодом от 2.5 до 10.5 лет.

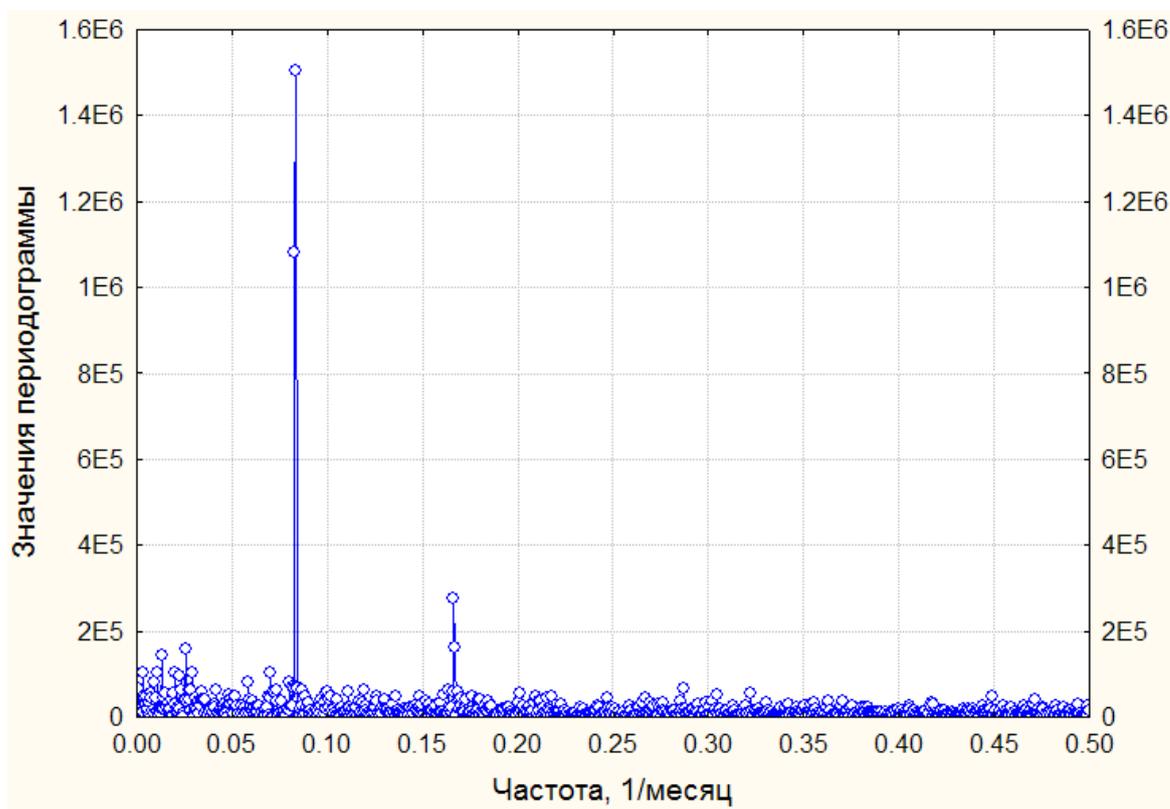


Рисунок 3.9 – Периодограмма колебаний уровня на станции 11 Warnemunde 2.

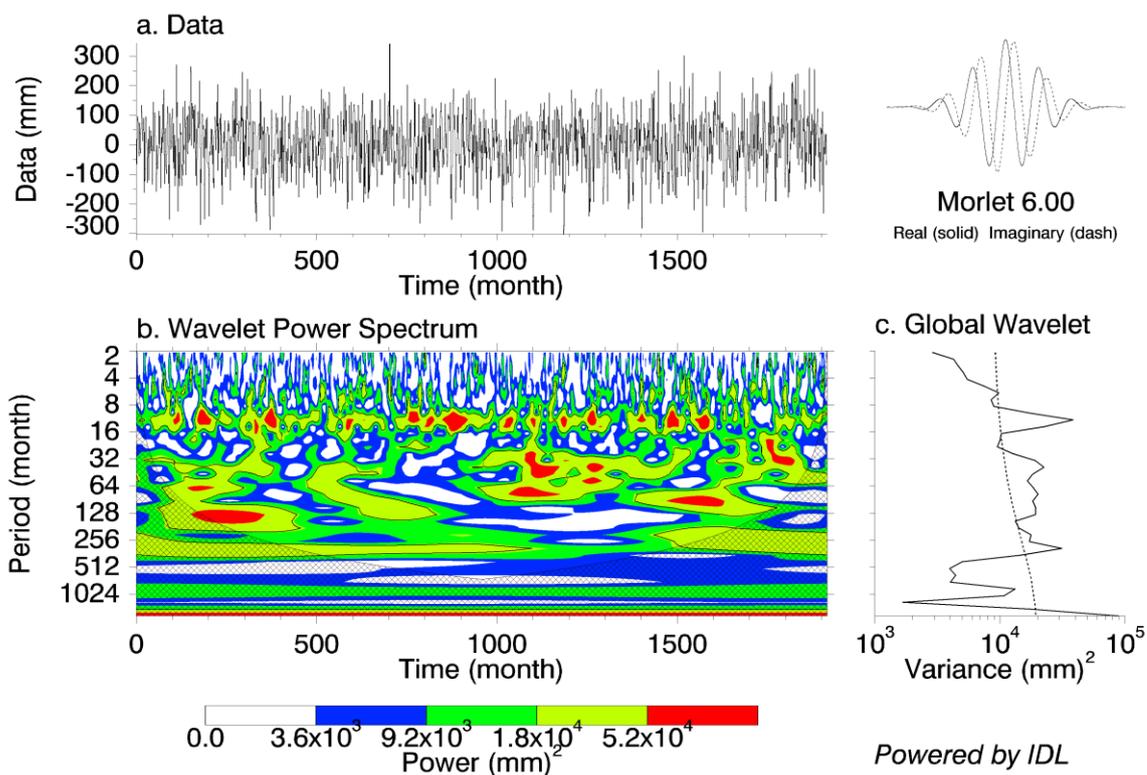


Рисунок 3.10 – Временной ход и вейвлет-изображение колебаний уровня на станции 11 Warnemunde 2.

На станции 14 Helsinki, в координатах 24.97° в.д. 60.15° с.ш., период наблюдения 1887 -2014 гг., дискретность данных – один месяц. На рисунке 3.11 в спектре колебания уровня моря выделяются частоты соответствующие годовой и полугодовой гармоникам, имеющие вклад в дисперсию 17.6 % и 3.5 % соответственно. Следующие по величине выделяются периоды порядка 3 лет, которые описывают порядка 3.4 % дисперсии. Несмотря на доминирование годовой и полугодовой гармоник в спектре колебаний уровня моря, на рисунке 3.12 вейвлет-анализа можно увидеть такие же высокие значения плотности спектра на периодах от 32 до 120 месяцев, располагающиеся неоднородно по времени.

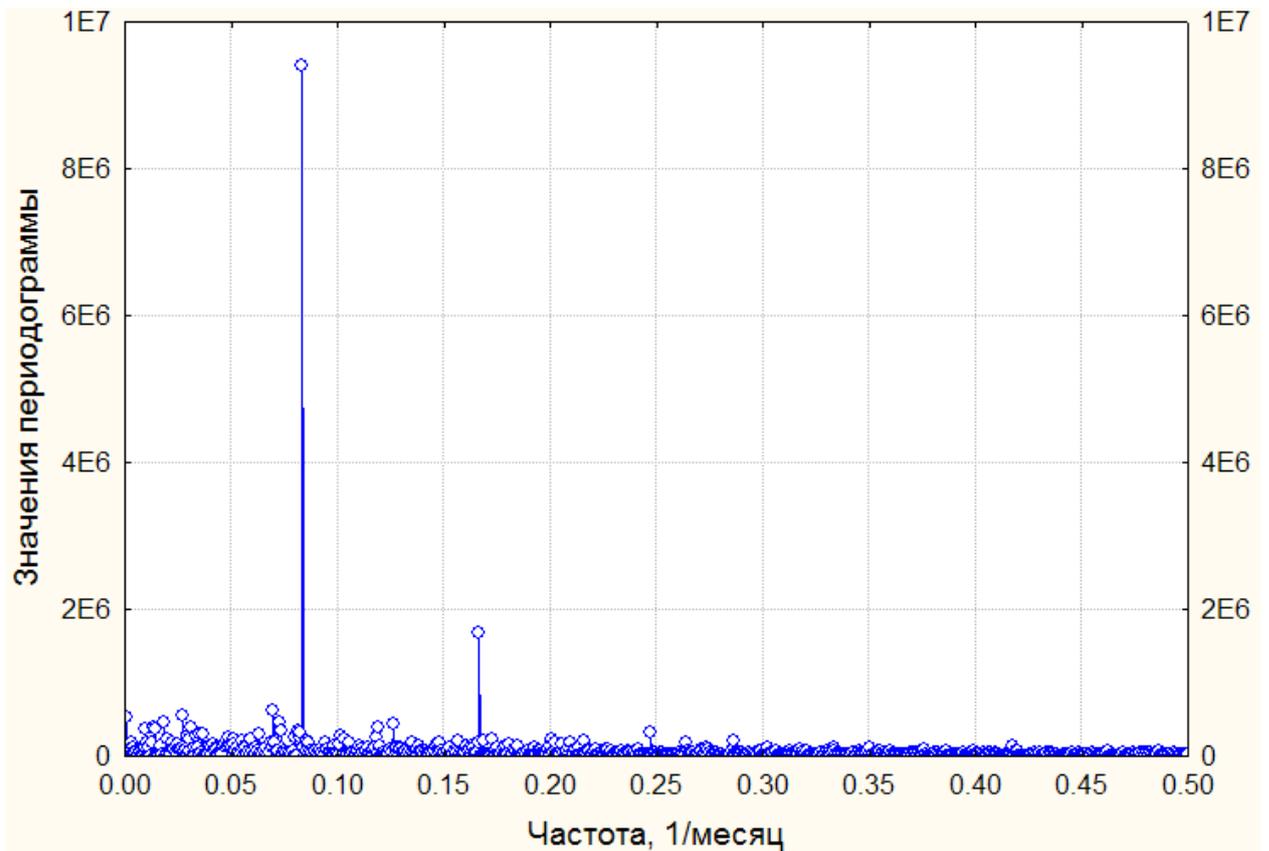


Рисунок 3.11 – Периодограмма колебаний уровня на станции 14 Helsinki.

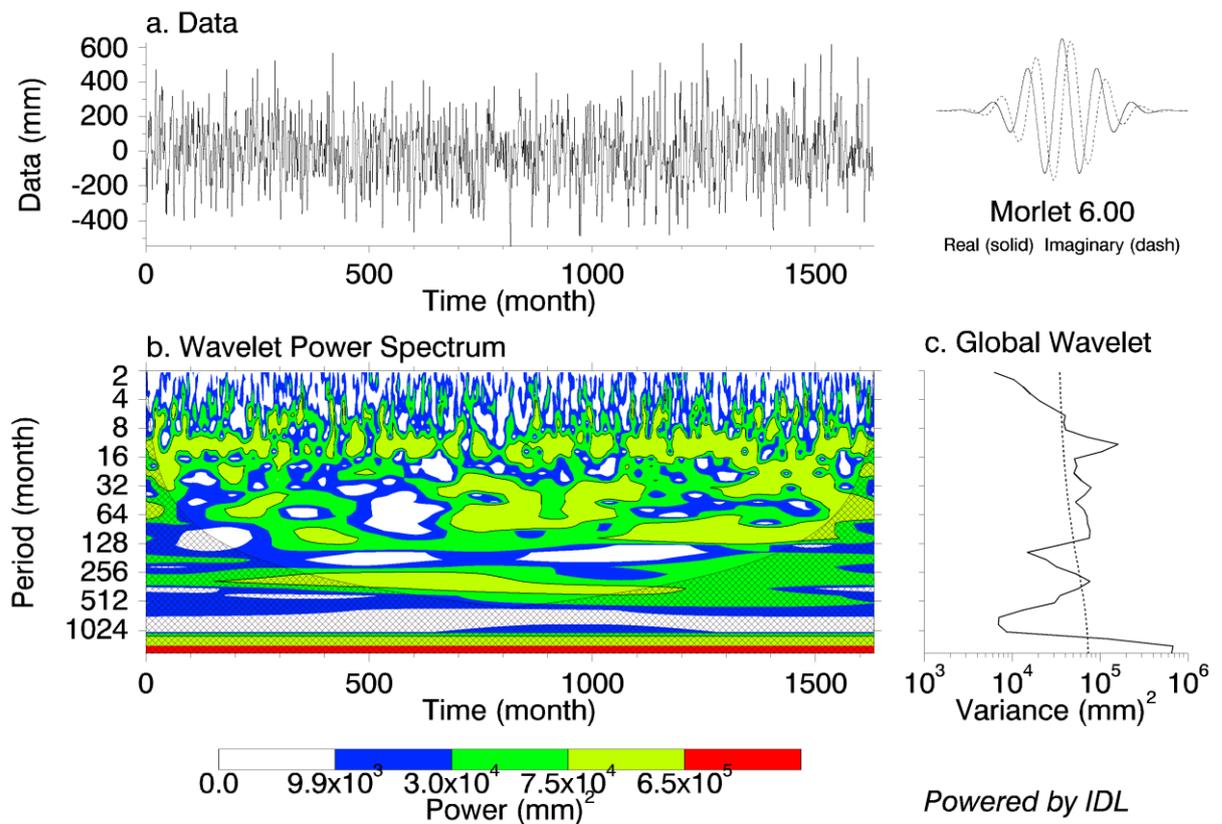


Рисунок 3.12 – Временной ход и вейвлет-изображение колебаний уровня на станции 14 Helsinki.

На станции 78 Stockholm, в координатах 18.08° в.д. 59.32° с.ш., период наблюдения 1889 -2014 гг., дискретность данных – один месяц. На рисунке 3.13 в спектре колебания уровня моря выделяются частоты соответствующие годовой и полугодовой гармоникам, имеющие вклад в дисперсию 17.2 % и 4.0 % соответственно. Следующие по величине выделяются периоды порядка 14 месяцев и 6.3 лет, которые описывают порядка 3.2% и 1.1 % дисперсии. На рисунке 3.14 вейвлет-анализа видно преобладание годовой периодичности и ее устойчивость практически по всему ряду данных, которое проявлялось и в спектре. Так же на отдельных временных промежутках выделяются высокие значения спектральной плотности на периодах 2.6 и 8 лет.

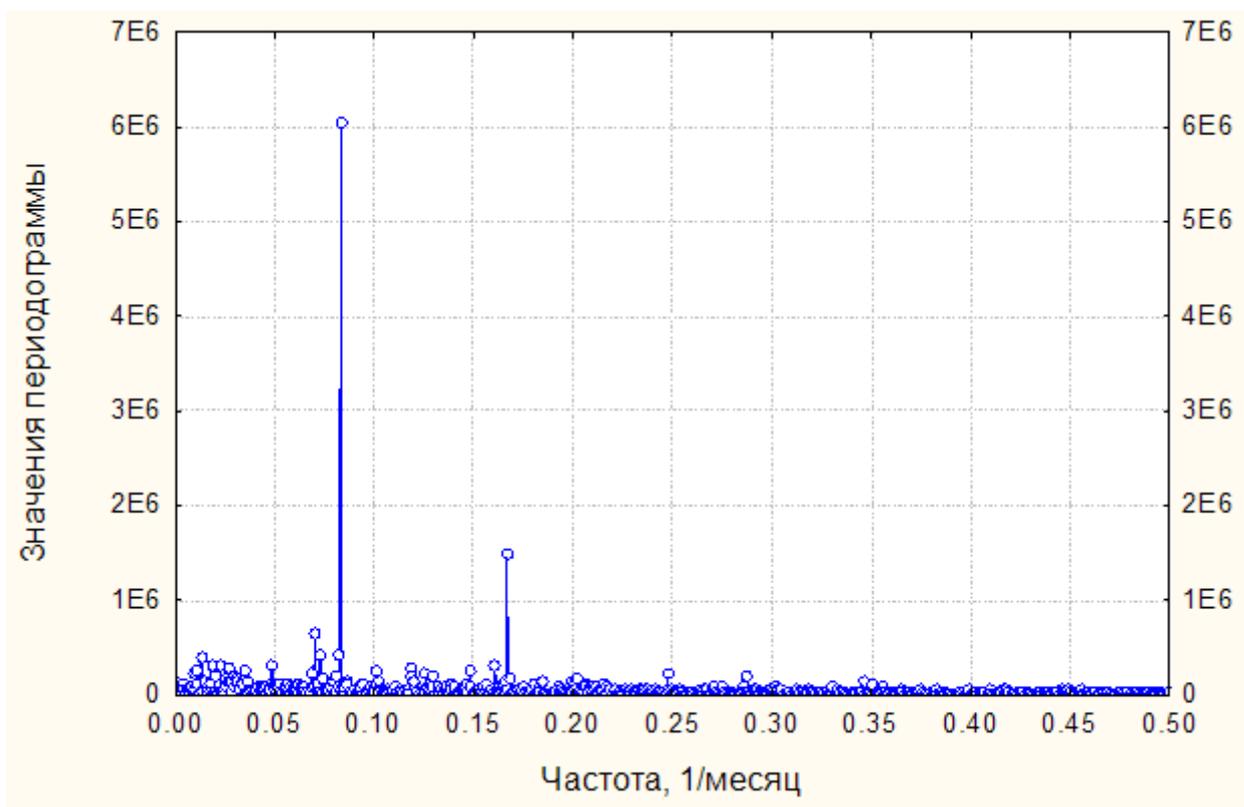


Рисунок 3.13 – Периодограмма колебаний уровня на станции 78 Stockholm.

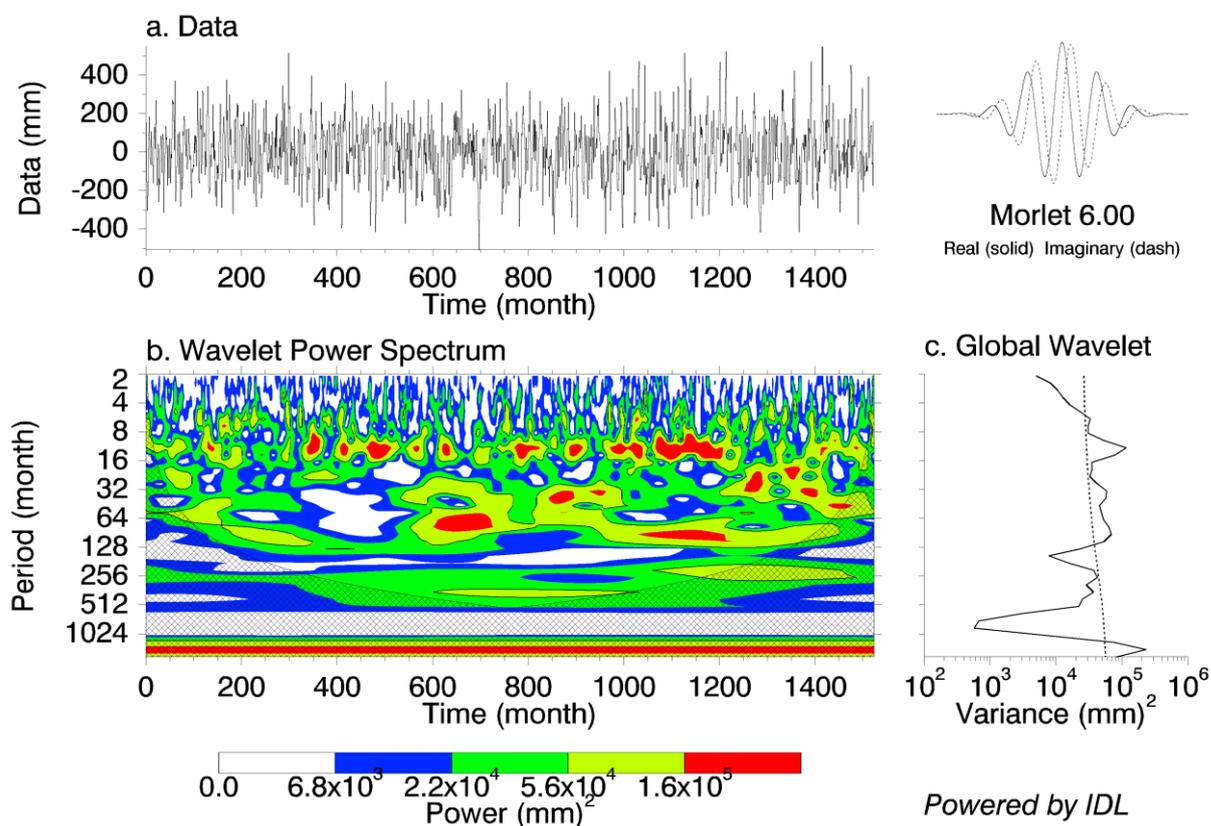


Рисунок 3.14 – Временной ход и вейвлет-изображение колебаний уровня на станции 78 Stockholm.

На станции 330 Klagshamn, в координатах 12.90° в.д. 55.52° с.ш., период наблюдения 1929 -2014 гг., дискретность данных – один месяц. На рисунке 3.15 в спектре колебания уровня моря выделяются частоты соответствующие годовой и полугодовой гармоникам, имеющие вклад в дисперсию 17.9 % и 2.5 % соответственно. Следующие по величине выделяются периоды порядка 29, 34, 36, 54 и 69 месяцев, которые описывают 2.0, 1.8, 1.8, 2.1 и 1.6 процентов дисперсии соответственно. На рисунке 3.16 вейвлет-анализа видна годовая периодичность. Так же на отдельных временных промежутках выделяются высокие значения энергии колебаний на периодах 2.6 и 8 лет. Так же стоит отметить в период с 1980 по 1995 года наблюдаются высокие значения спектральной плотности, совпадающие с гармоническим анализом.

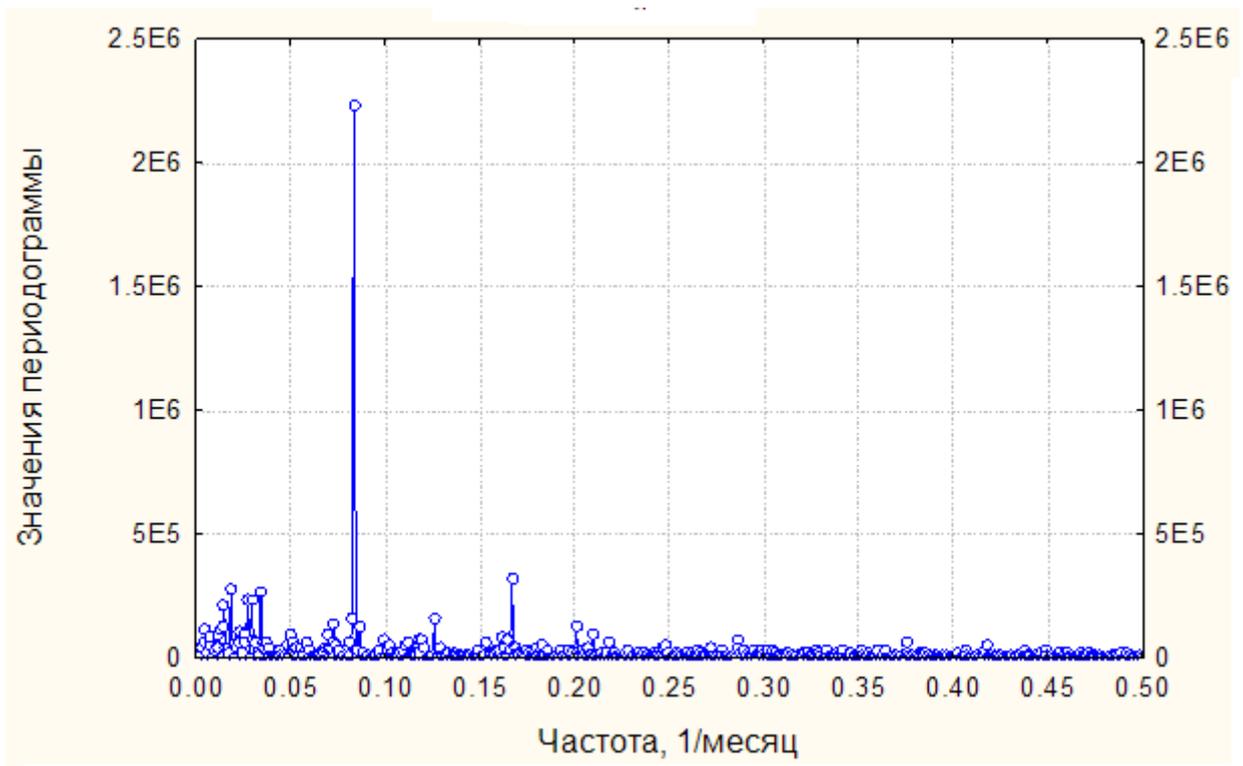


Рисунок 3.15 – Периодограмма колебаний уровня на станции 330 Klagshamn.

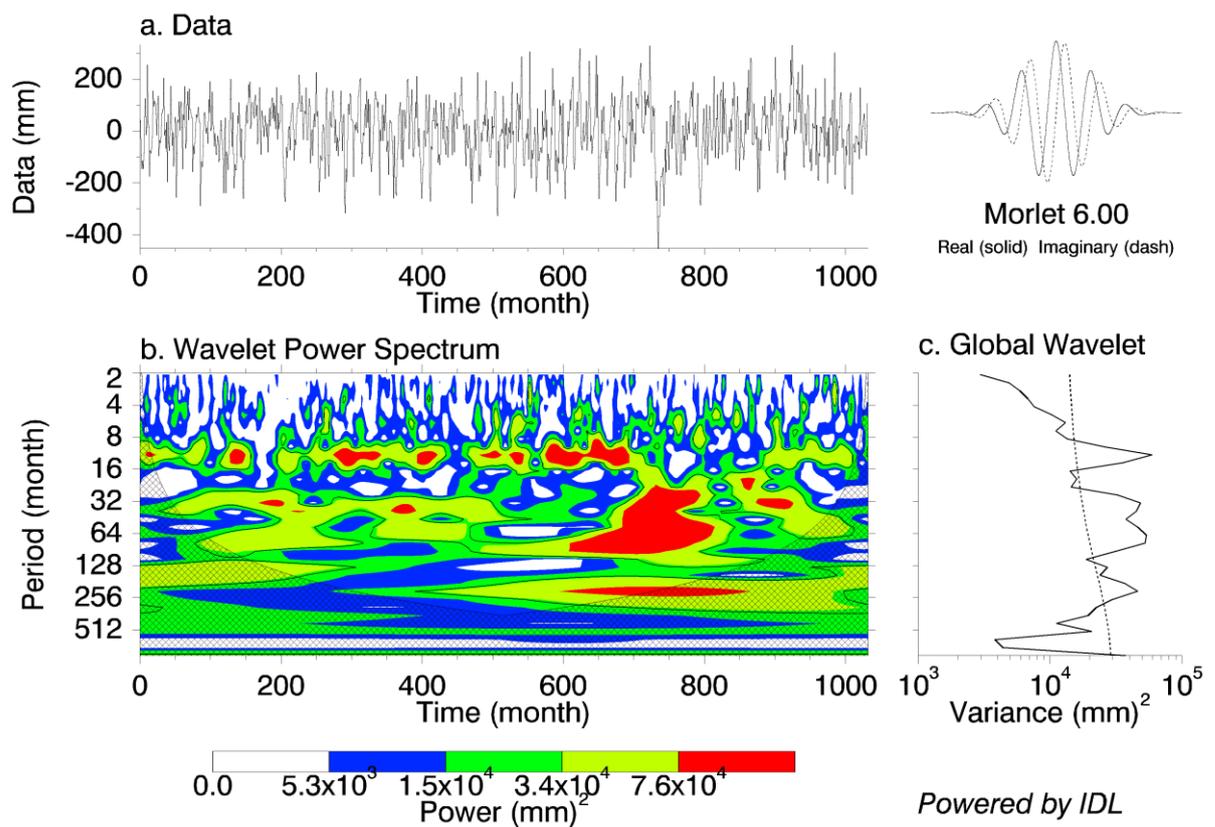


Рисунок 3.16 – Временной ход и вейвлет-изображение колебаний уровня на станции 330 Klagshamn.

4 Уровень Балтийского моря по альтиметрическим данным

В данной главе оценим изменчивость уровня Балтийского моря по альтиметрическим данным – значения абсолютной динамической топографии. Будут рассматриваться статистические характеристики альтиметрических измерений Балтийского моря с 1993 по 2014 гг. Далее проведено районирование Балтийского моря и дальнейший анализ выделенных районов Балтийского моря.

4.1 Математическое ожидание, среднее квадратическое отклонение и коэффициент вариации абсолютной динамической топографии поверхности моря

На рисунке 4.1 представлены значения математического ожидания абсолютной динамической топографии Балтийского моря по альтиметрическим данным за период с 1993 по 2014 гг. Значения среднемноголетних значений по площади акватории находятся в диапазоне от 600 до 4200 мм. На большей части акватории высоты абсолютной динамической топографии находятся в интервале от 2800 до 3800 мм. Максимальные значения уровня наблюдаются в Ботническом и Финском заливах от 3800 до 4000 мм. С продвижением с севера и востока на юго-запад по акватории моря, уровень уменьшается. Наибольший градиент уменьшения средней высоты абсолютной динамической топографии наблюдается в Датских проливах, где значения абсолютной динамической топографии достигают 800-1000 мм.

На следующем рисунке 4.2 показано среднее квадратическое отклонение от среднемноголетних значений абсолютной динамической топографии Балтийского моря (период 1993-2014 гг.), который отражает изменчивость данной величины. Значения характеристики находятся в

диапазоне от 260 до 620 мм, принимая максимальные значения в восточной и северной частях Балтийского моря

На рисунке 4.3 показано распределение коэффициента вариации значений абсолютной динамической топографии Балтийского моря за период 1993-2014 гг., который показывает относительную меру отклонения значений от математического ожидания. Значения коэффициента вариации находятся в диапазоне от 0.1 до 0.34, что указывает на вариацию данных от средней до значительной. На большей площади акватории составляет не более 0.2, максимальные значения наблюдаются в Датских проливах, что может указывать на неоднородность информации.

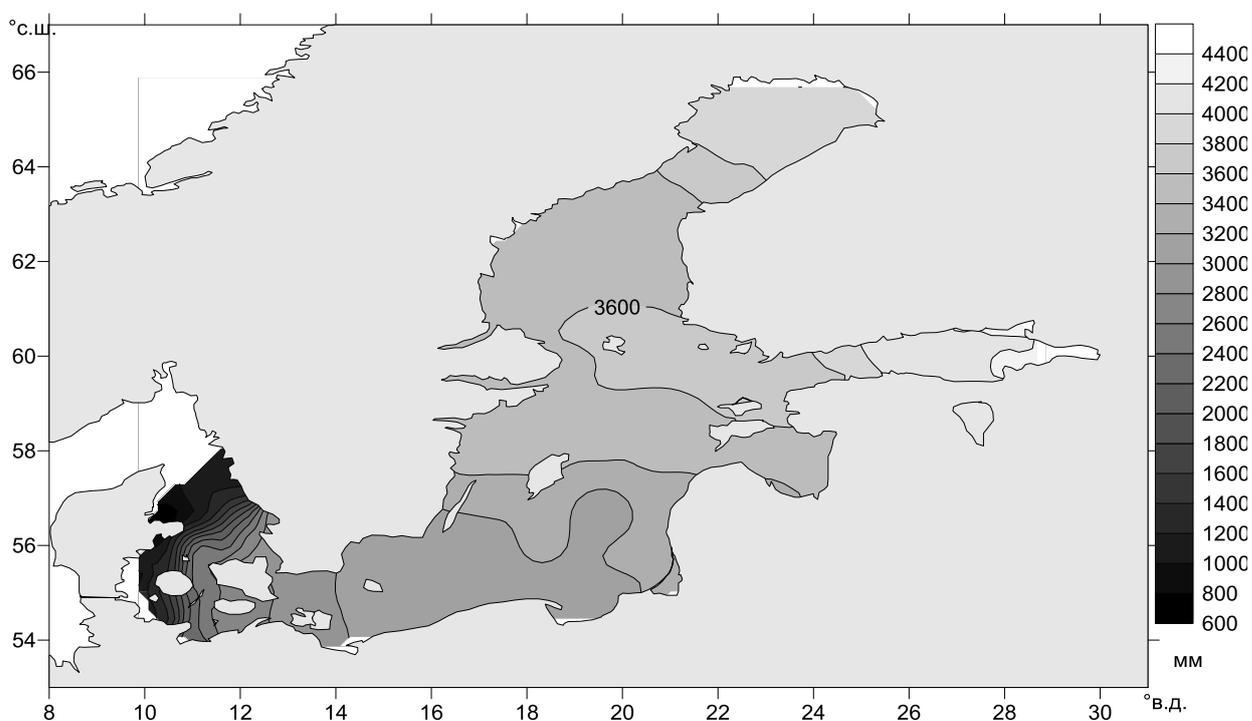


Рисунок 4.1– Математическое ожидание абсолютной динамической топографии Балтийского моря по альтиметрическим данным (мм) за период 1993 - 2014 г.

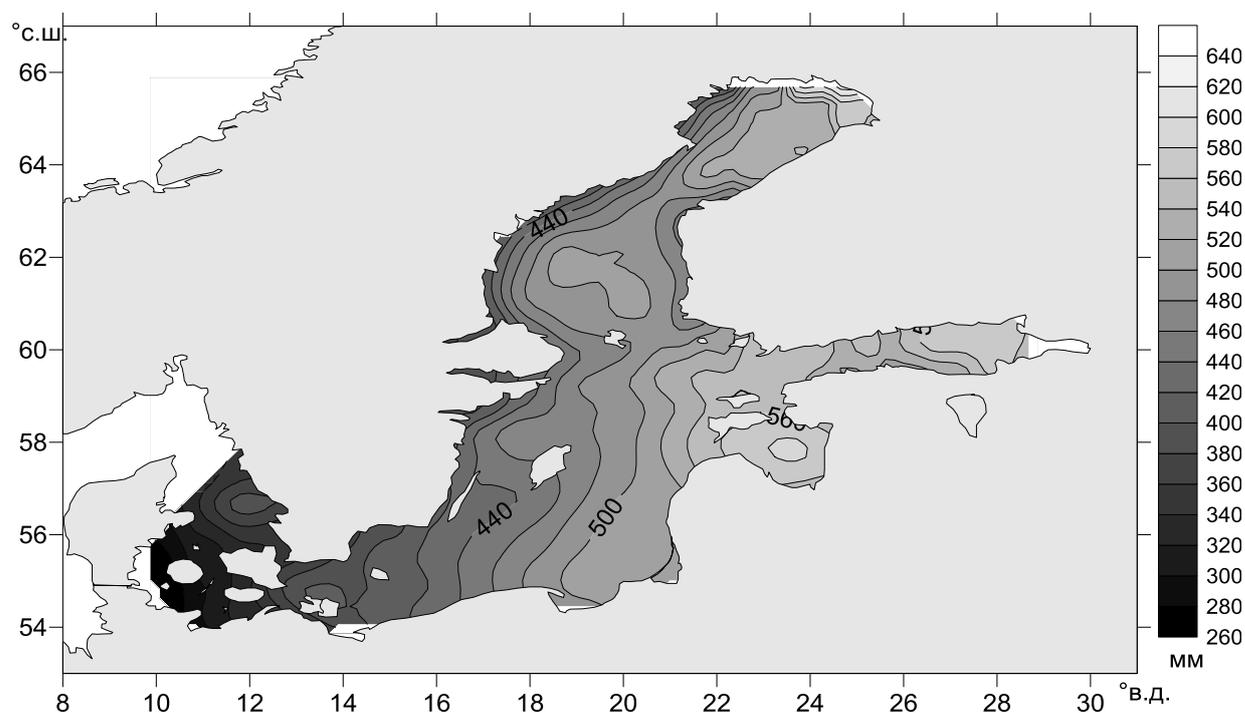


Рисунок 4.2– Среднеквадратическое отклонение от среднемноголетних значений абсолютной динамической топографии Балтийского моря по альтиметрическим данным (мм) за период 1993 - 2014 г.

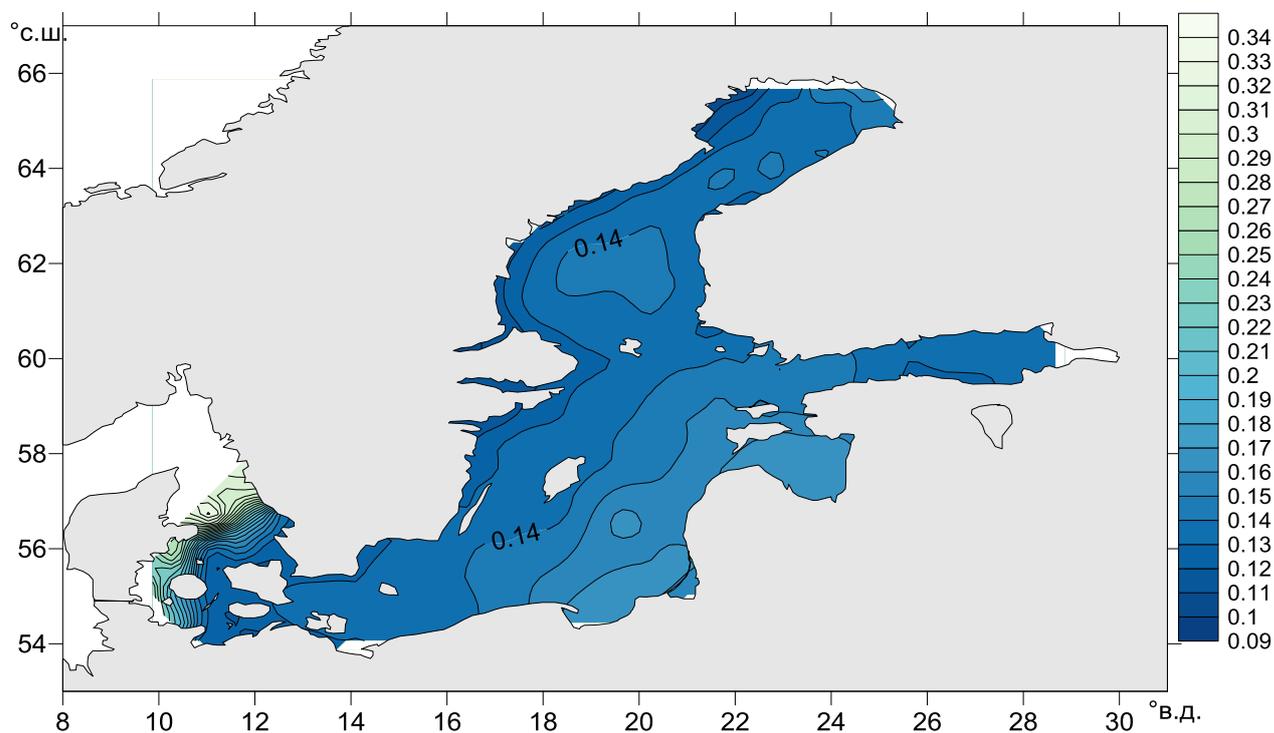


Рисунок 4.3– Коэффициент вариации среднемноголетних значений абсолютной динамической топографии Балтийского моря по альтиметрическим данным за период 1993 - 2014 г.

4.2 Тренды уровня Балтийского моря по альтиметрическим данным

Используя значения абсолютной динамической топографии Балтийского моря за период 1993–2014 гг был рассчитан линейный тренд, а значения скорости изменения величины были перенесены на карту в виде изолиний (Рисунок 4.4).

Распределение величины тренда имеет неоднородный характер по всей акватории моря и находится в диапазоне от 1.5 до 4.8 мм/год. Наибольшая величина тренда наблюдается в Ботническом заливе, а так же в северной части Датских проливов. Наименьшие значения тренда наблюдается на акватории, прилегающей к побережью Германии и в южной части Финского залива.

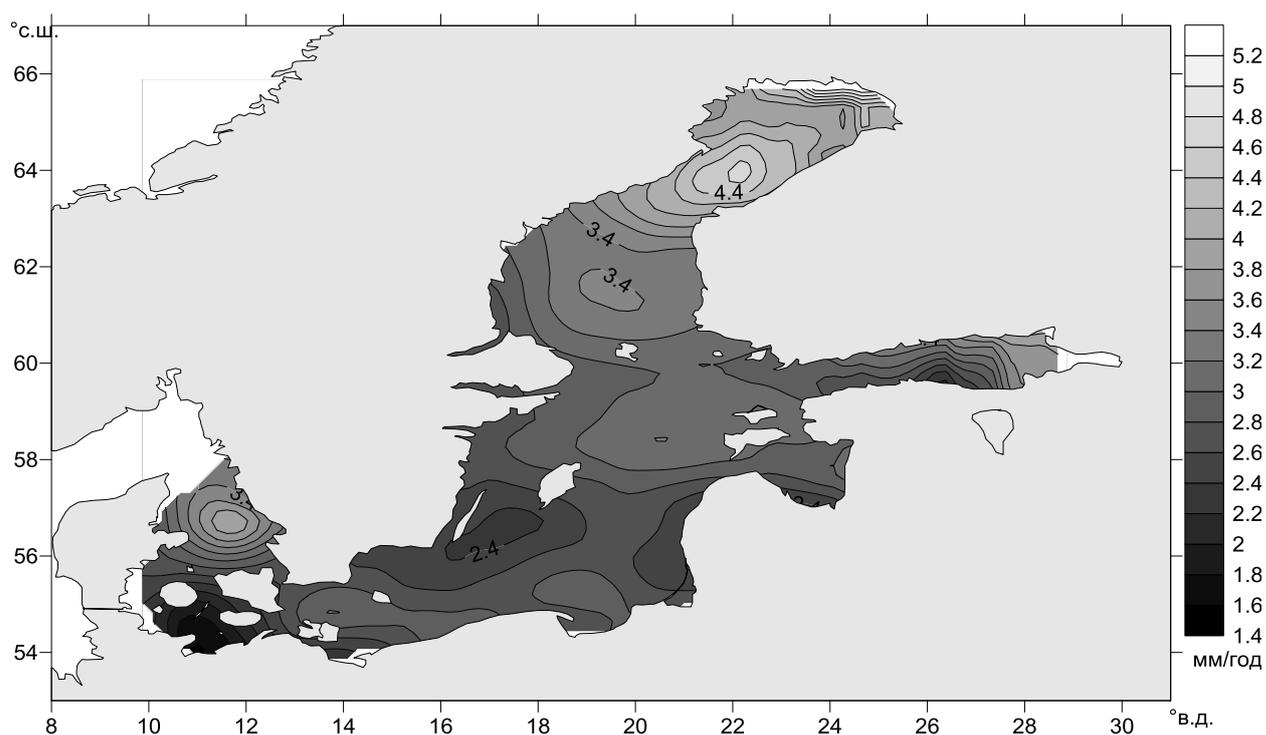


Рисунок 4.4– Тренд уровня Балтийского моря (мм/год) по альтиметрическим данным за период 1993 - 2014 г.

4.3 Анализ изменчивости уровня акваторий Балтийского моря

В данной главе представлен анализ изменчивости Балтийского моря, используя метод главных компонент. Используя осредненные по месяца данные абсолютной динамической топографии за период 1993-1994 гг. был проведен факторный анализ методом главных компонент при помощи программного комплекса «Statistica». Проведя анализ получили собственные значения, у которых различна доля дисперсии(рисунок 4.5).

Значен.	Собственные значения Выделение: Главные компоненты			
	Соб.зн.	% общей дисперс. variance	Кумулятивн.собст в.знач.	Кумулятив. %
1	1011.842	92.23718	1011.842	92.23718
2	31.235	2.84731	1043.077	95.08450
3	25.020	2.28081	1068.097	97.36530
4	10.606	0.96685	1078.704	98.33215
5	3.306	0.30139	1082.010	98.63354
6	2.727	0.24863	1084.737	98.88217
7	1.742	0.15875	1086.479	99.04092
8	1.468	0.13382	1087.947	99.17474
9	1.023	0.09325	1088.970	99.26798
10	0.906	0.08258	1089.876	99.35056
11	0.674	0.06142	1090.549	99.41199
12	0.622	0.05668	1091.171	99.46867
13	0.464	0.04226	1091.635	99.51093
14	0.427	0.03891	1092.062	99.54984
15	0.406	0.03701	1092.468	99.58685
16	0.362	0.03302	1092.830	99.61987
17	0.327	0.02982	1093.157	99.64968
18	0.298	0.02719	1093.455	99.67688
19	0.268	0.02439	1093.723	99.70126
20	0.218	0.01983	1093.940	99.72109
21	0.198	0.01802	1094.138	99.73912
22	0.182	0.01657	1094.320	99.75569
23	0.179	0.01630	1094.499	99.77199
24	0.165	0.01501	1094.663	99.78700
25	0.151	0.01378	1094.815	99.80078
26	0.148	0.01347	1094.962	99.81425

Рисунок 4.5 Отображение собственных значений и доля дисперсии, объясненная каждым фактором, произведенное программным комплексом Statistica

Доля дисперсии, объясненная первым фактором равна 92.2 %, соответственно на остальные не более 7.8%. Значения факторных нагрузок на

первый фактор составляют не менее чем 0.8. Распределение нагрузок на акватории Балтийского моря представлено на рисунке 4.5.

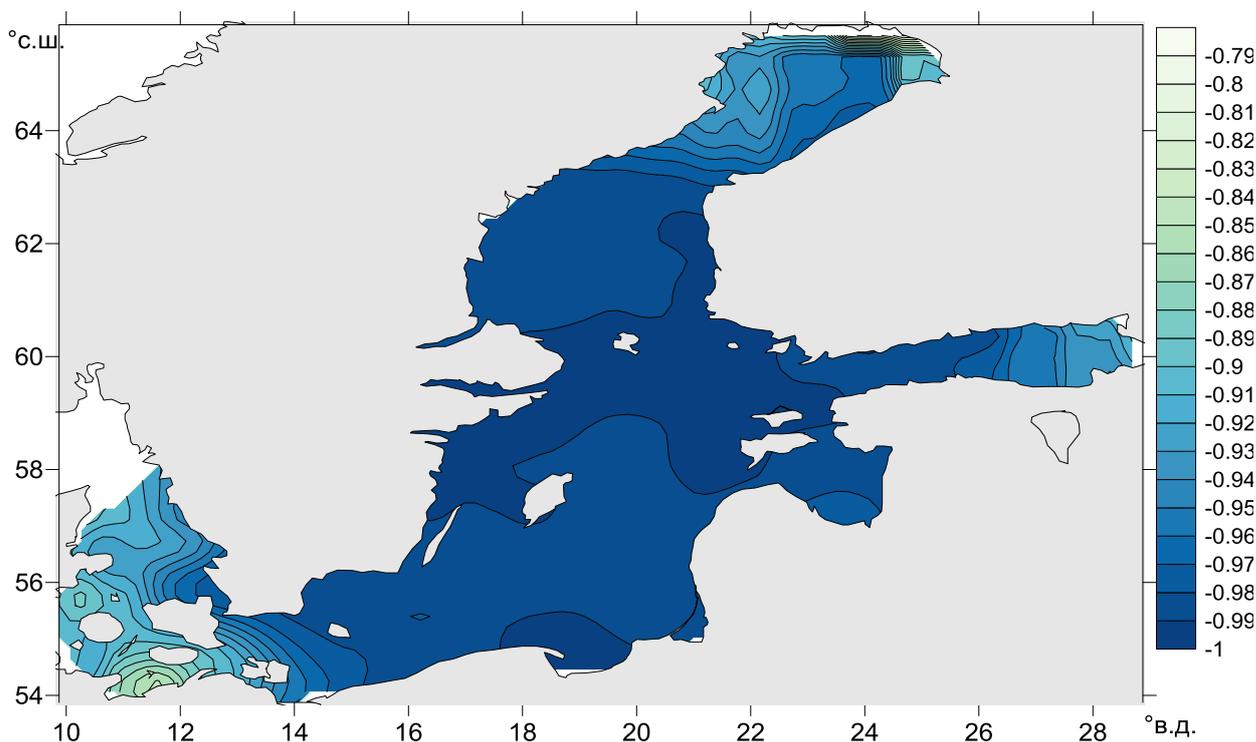


Рисунок 4.6 – Распределение факторных нагрузок на акватории Балтийского моря на первый фактор

Коэффициент корреляции между рядом средневзвешенных по всей площади значений абсолютной динамической топографии и значениями факторов составляет 0.99, который является статистически значимым по критерию Стьюдента. Высокая доля объясненной дисперсии и значимый коэффициент корреляции между значениями факторов и уровнем малополезен для последующей интерпретации данных. Для получения структуры, в которой будут выделяться несколько факторов с высокой долей дисперсией, необходимо провести стандартный вычислительный метод вращения – варимакс. Производить вращение будем рассматривая три фактора, которые описывали 97.4 % дисперсии.

Рассмотрим факторные нагрузки и долю дисперсии, полученные после процедуры вращения (рисунок 4.7).

Значен.	Собственные значения Выделение: Главные компоненты			
	Соб.зн.	% общей дисперс. variance	Кумулятивн.собст в.знач. Eigenvalue	Кумулятив. %
1	1011.842	92.23718	1011.842	92.23718
2	31.235	2.84731	1043.077	95.08450
3	25.020	2.28081	1068.097	97.36530

Рисунок 4.7 Отображение собственных значений и доля дисперсии, объясненная каждым фактором после процедуры вращения, произведенное программным комплексом Statistica

В данном случае доля дисперсии распределена следующим образом: 43.1 % на первый фактор, 37.1 на второй фактор и 15.9 на третий фактор, сумма которых составляет 96.1 %. Распределение факторов с высокими значениями нагрузок нанесем на акваторию Балтийского моря (рисунок 4.8).

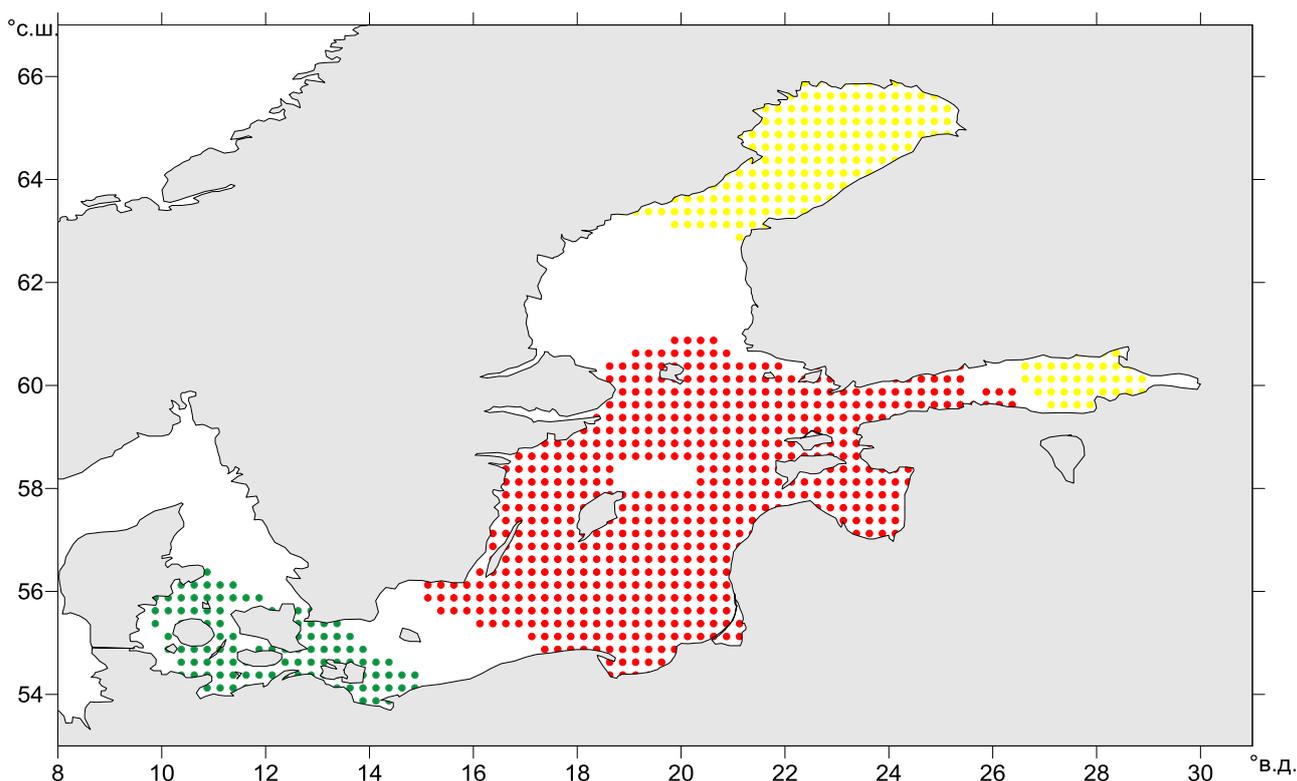


Рисунок 4.8 – Распределение факторных нагрузок на акватории Балтийского моря для 1-го фактора (красным цветом), 2-го фактора желтым цветом и 3-го фактора зеленым цветом.

На рисунке 4.8 мы видим, что проведя вращение факторов, мы провели своеобразное районирование акватории Балтийского моря, первый - центральная часть, второй – восточная часть Финского и северная часть Ботнического заливов и третья – район Датских проливов. Далее будет проведен анализ изменчивости уровня в каждом из полученных районов.

Произведем оценку нестационарности значений каждого из факторов, полученных после проведения вращение. Для этого рассмотрим графики спектра и вейвлет-коэффициентов значений каждого из факторов.

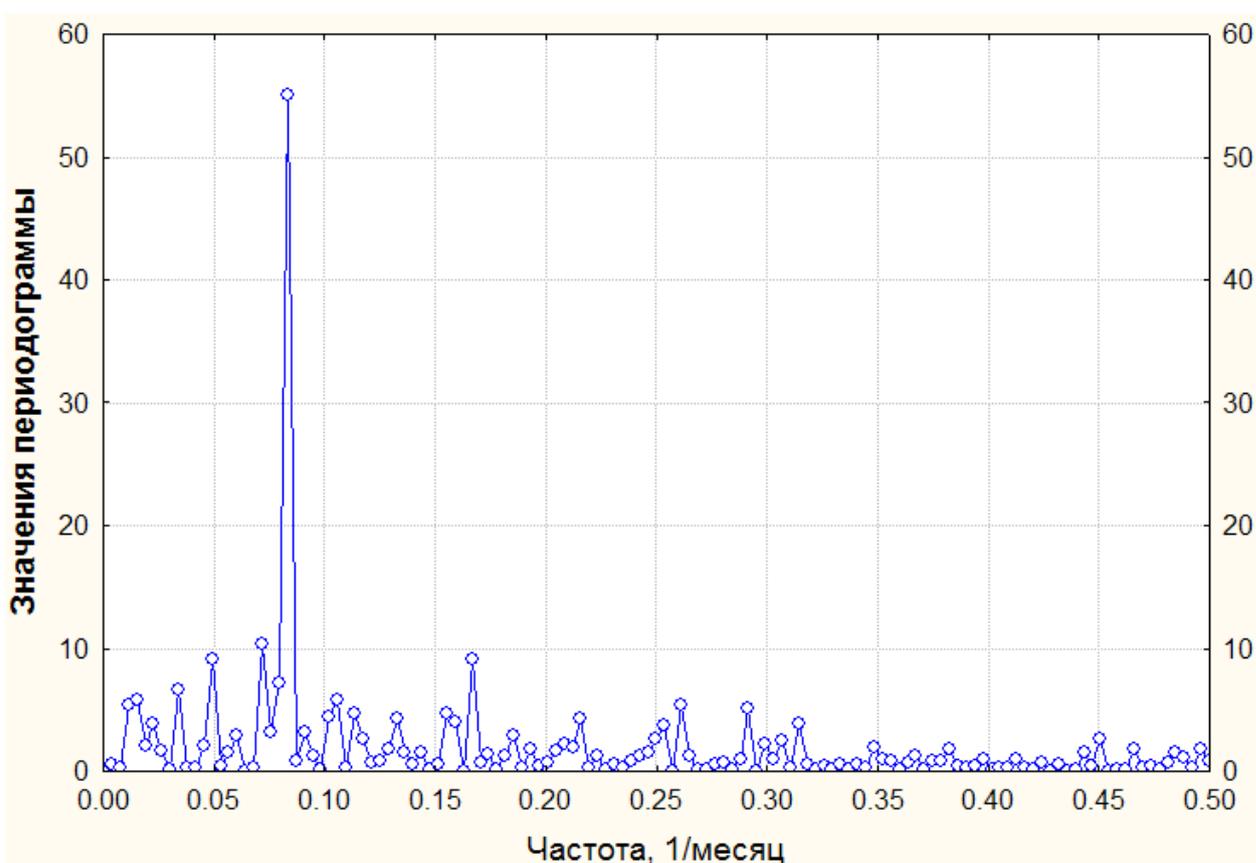


Рисунок 4.9 – Периодограмма значений первого фактора.

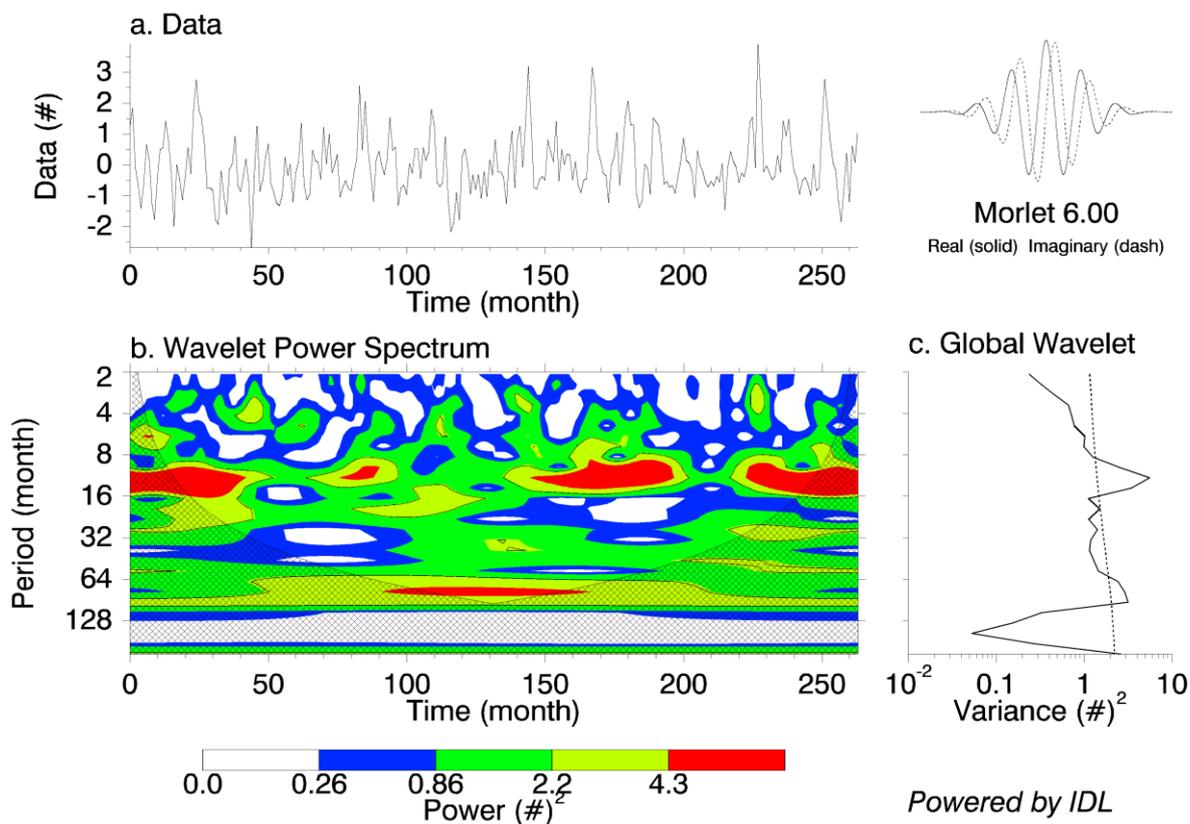


Рисунок 4.10 – Временной ход и вейвлет-изображение значений первого фактора.

На рисунке 4.9 в спектре значений первого фактора, которые соответствуют центральной акватории Балтийского моря (рисунок 4.6) выделяется частота соответствующая годовой гармонике, которая имеет вклад в дисперсию ряда 21.2 %. Следующие по величине выделяются периоды порядка 14, 6, 20 месяцев, которые имеют вклад в дисперсию 4.0, 3.5, 3.4 % соответственно. На рисунке 4.10 выделяются периоды высокой спектральной плотности на периодах 12 месяцев, которые неоднородны во времени.

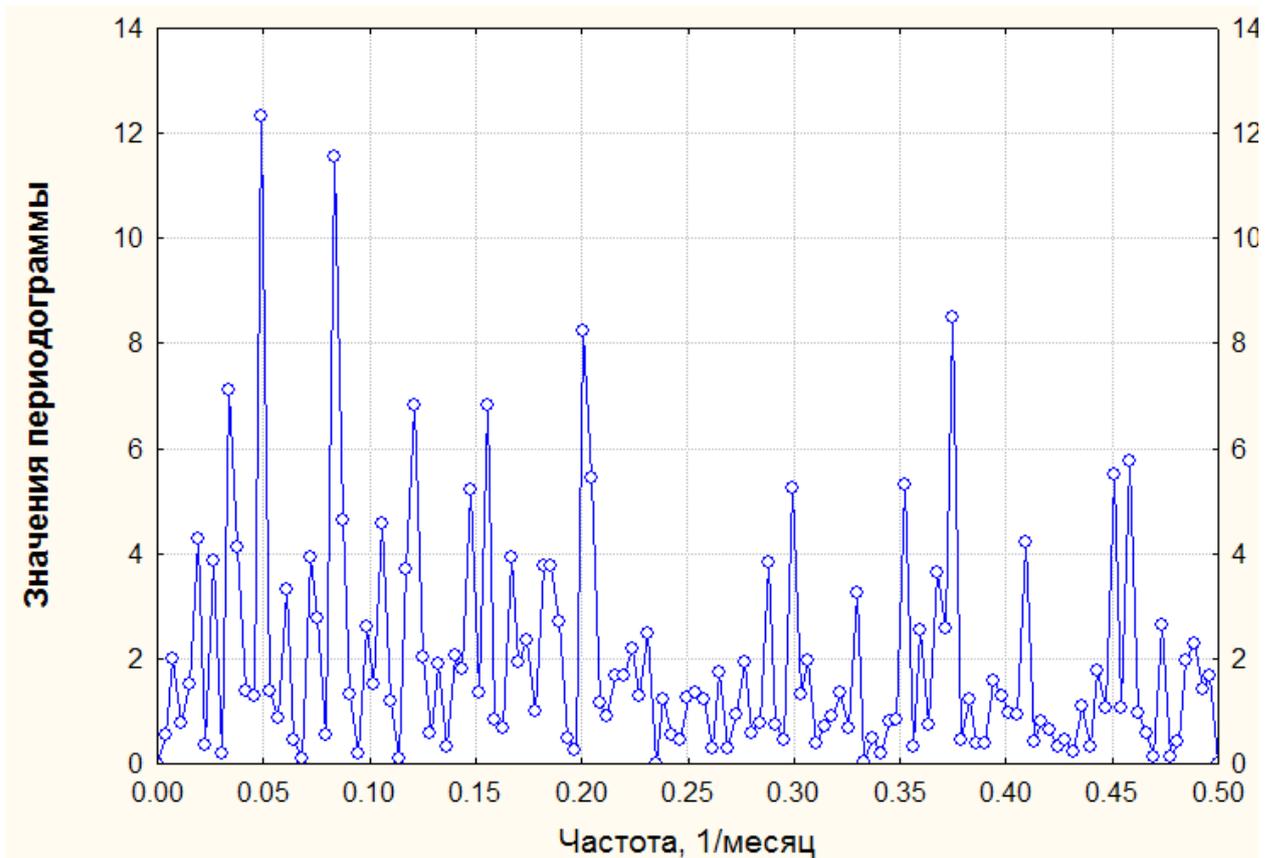


Рисунок 4.11 – Периодограмма значений второго фактора.

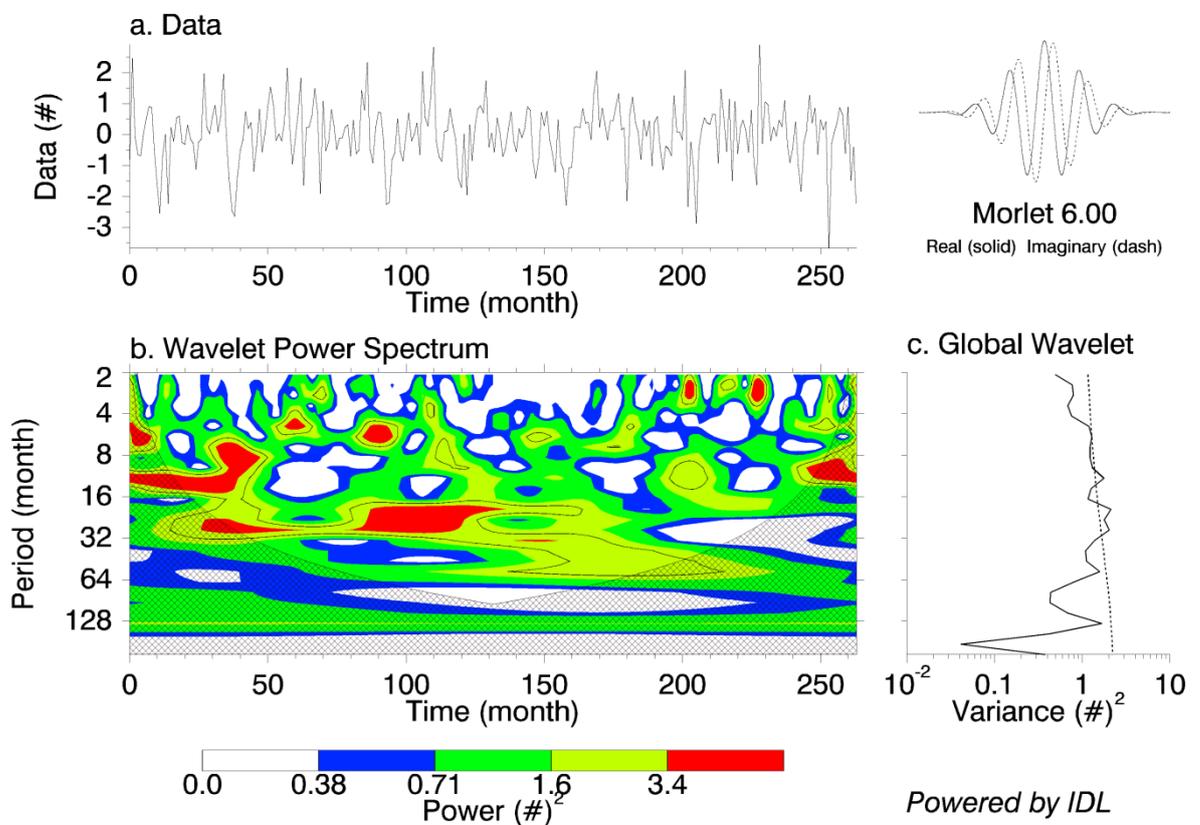


Рисунок 4.12 – Временной ход и вейвлет-изображение значений второго фактора.

На рисунке 4.11 в спектре значений второго фактора, которые соответствуют восточной части Финского залива и северной части Ботнического залива (рисунок 4.8) не выделяются частоты, имеющие доминирующие значения вклада в дисперсию ряда данных. На данном спектре выделяются значимые колебания на всем диапазоне частот. наибольшие значения соответствуют частотам 2.6, 5, 12, 20, 30 месяцев. На рисунке 4.12 высокие значения спектральной плотности выделяются на периодах 6, 12 и 24 месяца, которые неоднородны во времени, а их интегральные значения немного более значений белого шума. Данные регионы в зимний период покрыты льдом, в связи с чем, данные наблюдений данных акваторий трудно поддаются интерпретацией вышеописанными методами.

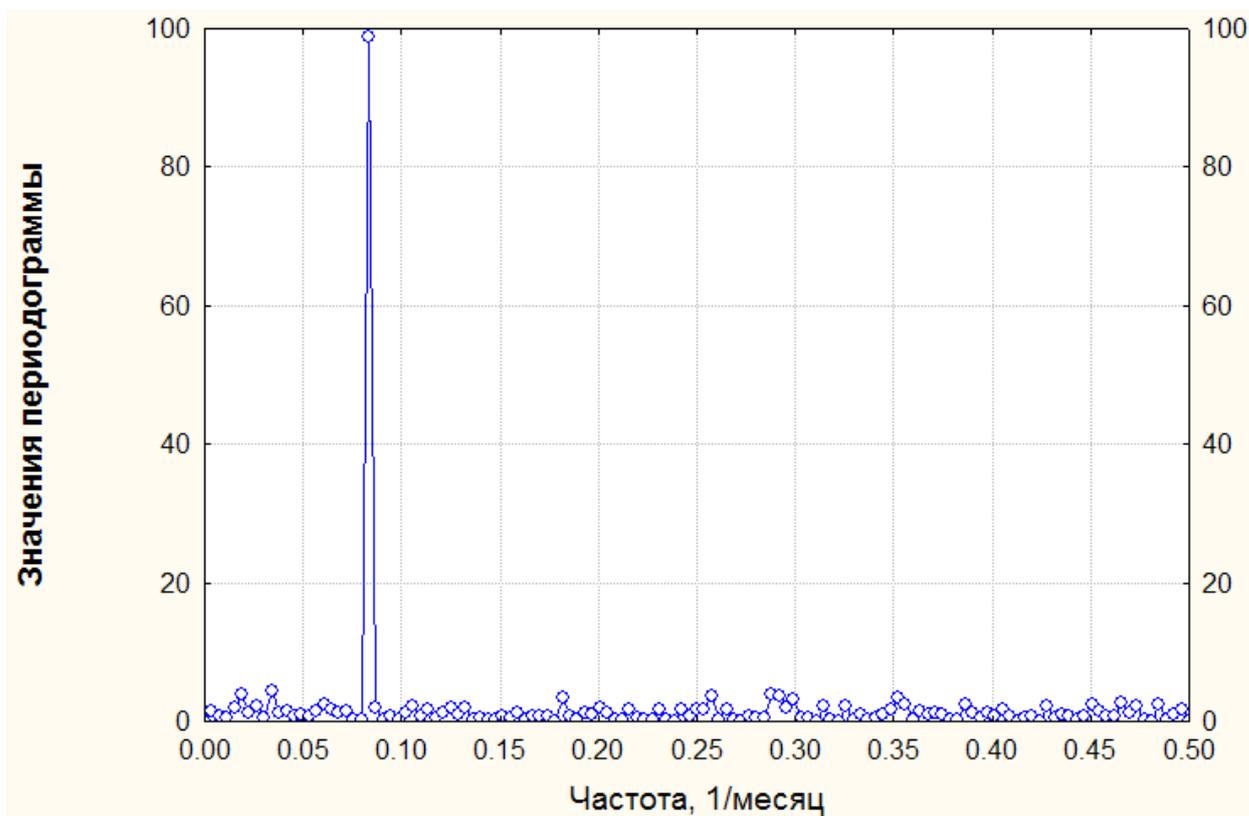


Рисунок 4.13 – Периодограмма значений третьего фактора.

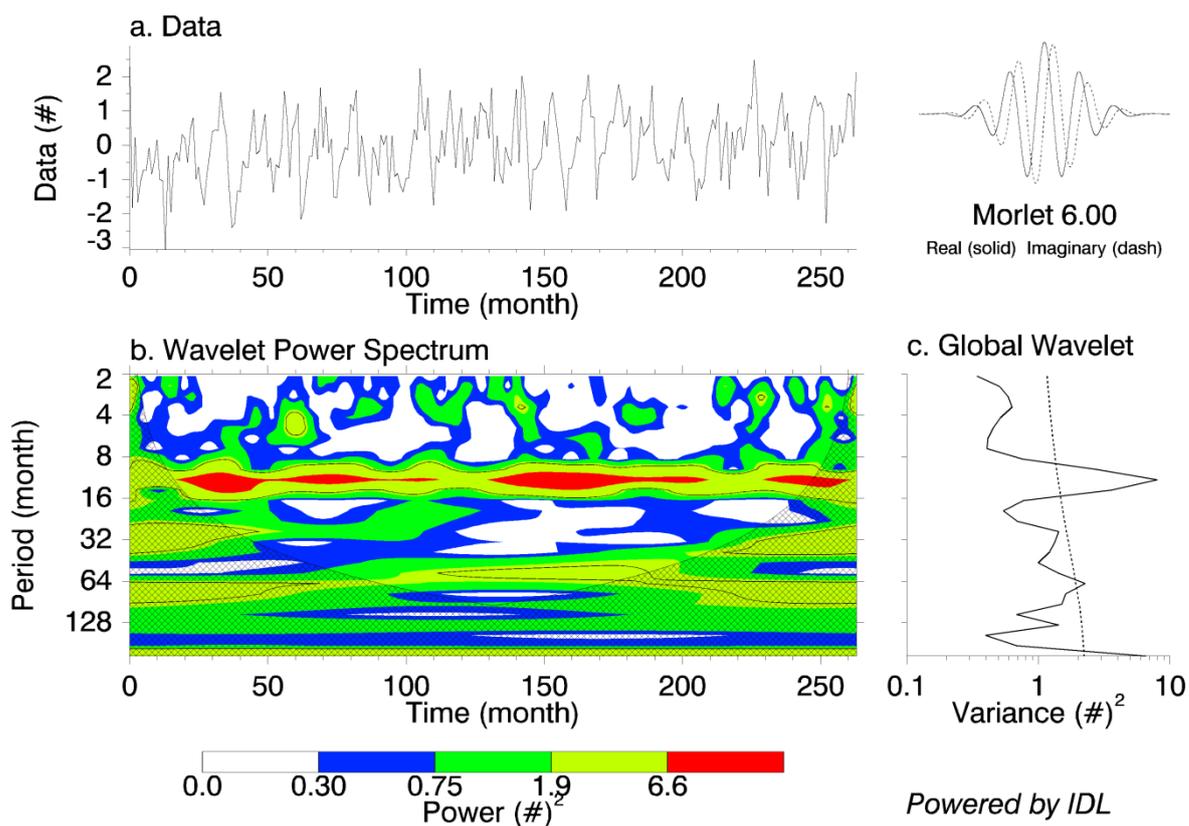


Рисунок 4.14 – Временной ход и вейвлет-изображение значений третьего фактора.

На рисунке 4.13 в спектре значений третьего фактора, которые соответствуют части акватории Датских проливов (рисунок 4.6) выделяется частота соответствующая годовой гармонике, и имеющая вклад в дисперсию ряда 40.1 %. Остальные гармоники имеют незначимый вклад в общую дисперсию ряда. На вейвлет-изображении (рисунок 4.14) четко прослеживается высокие значения спектральной плотности на частоте 12 месяцев, что и подтверждает проведенный спектральный анализ.

4.4 Применение кластерного анализа в районировании Балтийского моря

В данной части работы, используя кластерный анализ, произведем районирование поля значений абсолютной динамической топографии за период с 1993 по 2014 гг. В ранее применяемом программном комплексе Statistica произведем классификации иерархическим методом Уорда с

метрикой $(1-R)$, а так же методом k -средних. На первом этапе получим дендрограмму, далее выберем оптимальное разбиение на классы. Для первого метода оптимальное разбиение основано на определении корреляции между классами, для второго по критериям оптимальности: $J1$ отношение среднего внутриклассового расстояния к среднему межклассовому расстоянию и $J2$ разности среднего межклассового расстояния и среднего внутриклассового расстояния).

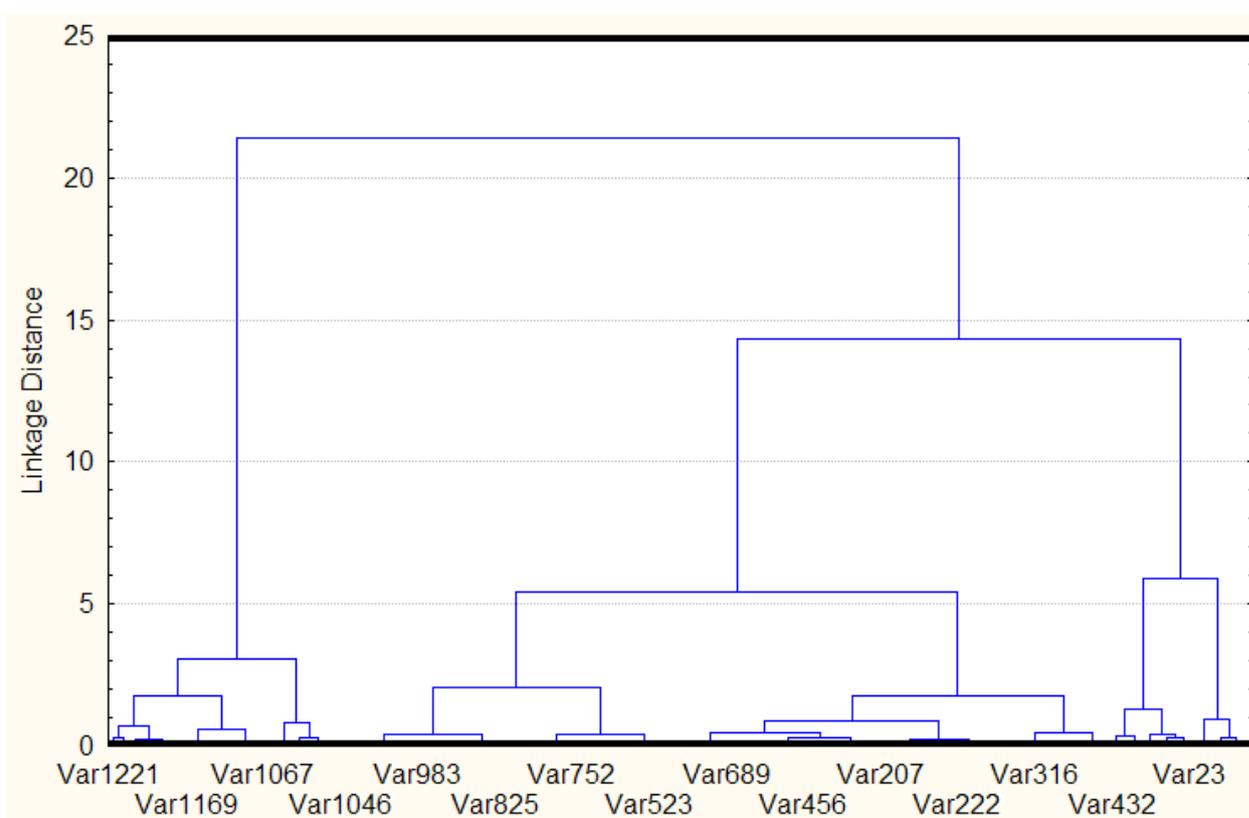


Рисунок 4.15 Дендрограмма на основе классификации иерархическим методом Уорда с метрикой $(1-r)$

На основании дендрограммы, представленной на рисунке 4.15, количество классов разбиения можно выбрать как равное двум, так и трем. Для выбора оптимального разбиения, нужно проверить коэффициенты корреляции между классами на значимость, если он больше 0.7 то связь между классами значима и дальнейшее объединение классов не требуется.

Таблица 4.1. Корреляционная матрица для разбиения на 2 класса.

	1 класс	2 класс
1 класс	1	
2 класс	0.81	1

Таблица 4.2. Корреляционная матрица для разбиения на 3 класса.

	1 класс	2 класс	3 класс
1 класс	1		
2 класс	0.71	1	
3 класс	0.63	0.87	1

Анализируя таблицу 4.1, видно, что коэффициент корреляции между 1 и 2 классом в случае разбиения на 2 класса является значимым ($0.83 > 0.7$). Следовательно, эти 2 класса не нужно объединять в один, при разбиении на три класса коэффициенты между 1 и 2, а также 2 и 3 также являются значимыми ($0.71 > 0.7$; $0.87 > 0.7$). Поэтому данное разбиение является так же оптимальным, классы объединять не нужно.

На рисунках 4.16 и 4.17 представлено районирование Балтийского моря на два и три класса соответственно. На рисунке 4.16 в один класс выделяется акватории Финского и Ботнического заливов, который схож с выделенными акваториями методами факторного анализа на рисунке 4.8. Второй класс занимает всю оставшуюся акваторию моря. Однако, из этой территории на рисунке 4.8 выделяется еще одна территория в Датских проливах, которая так же имеет схожие очертания с результатами районирования методами факторного анализа.

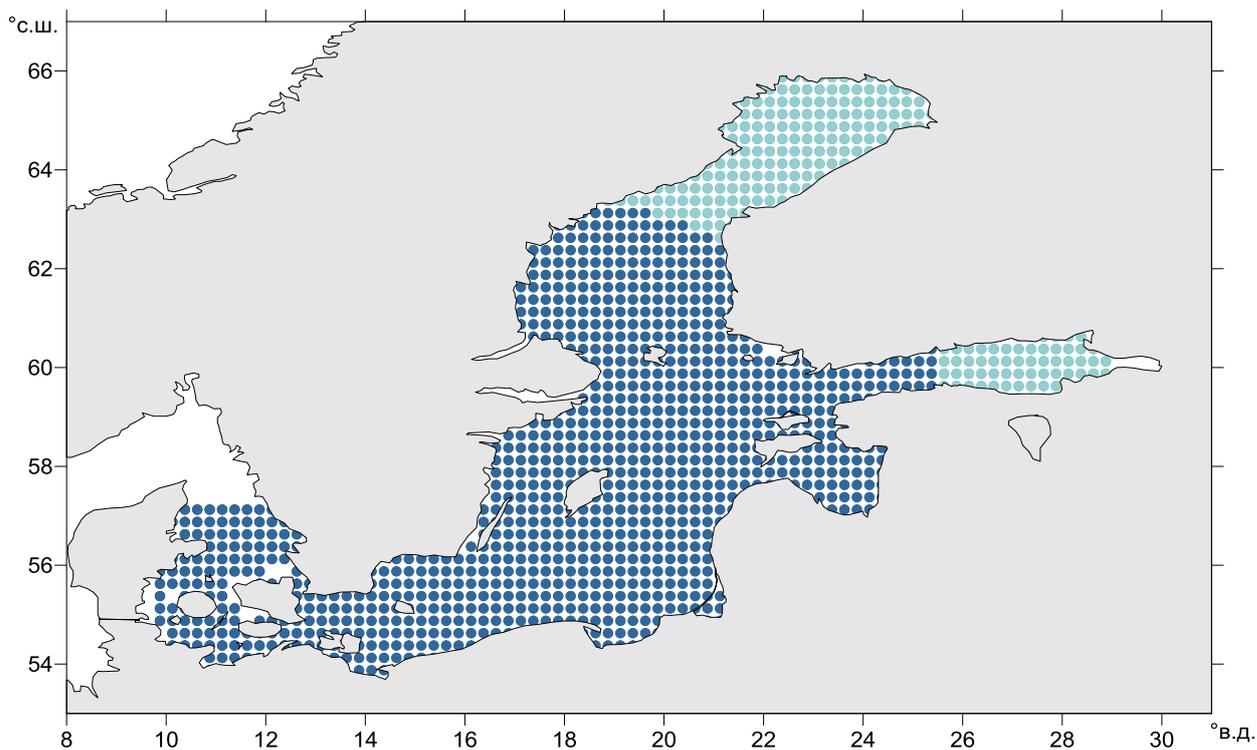


Рисунок 4.15 Районирование Балтийского моря на основе классификации иерархическим методом Уорда с метрикой (1-r) на 2 класса

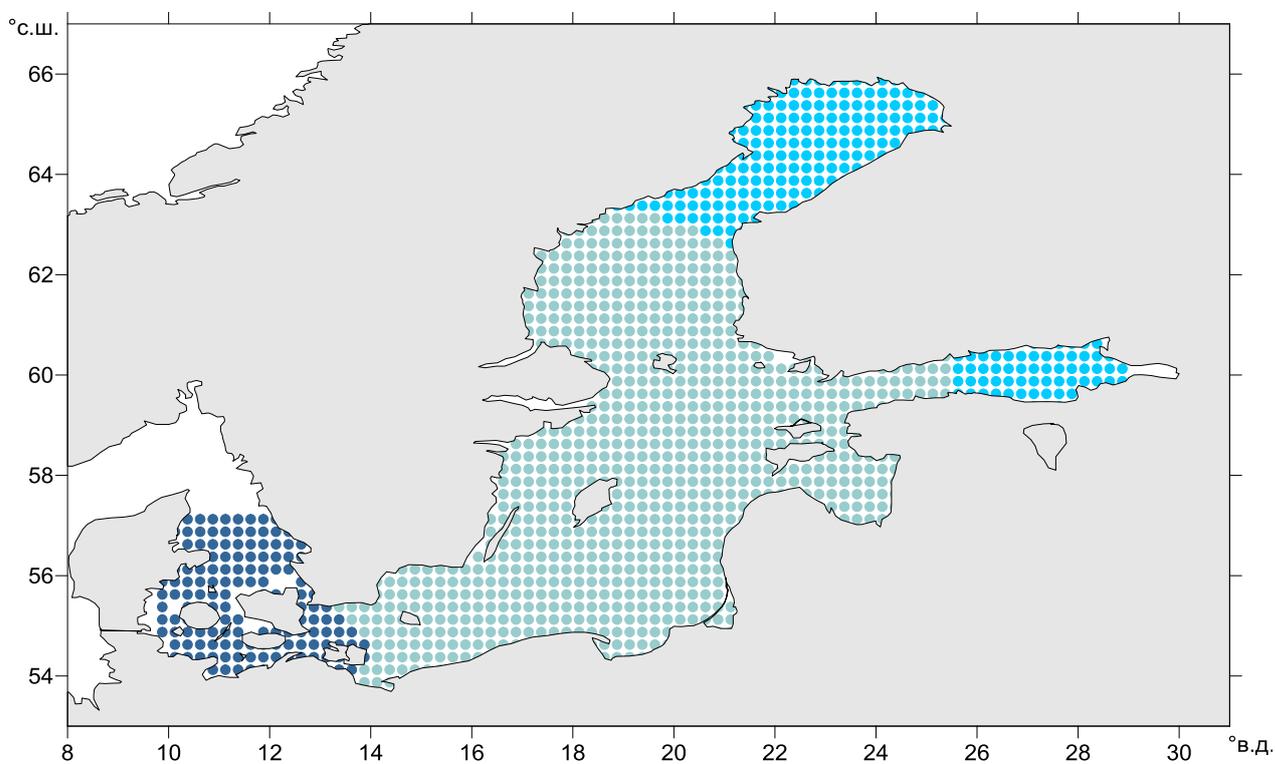


Рисунок 4.16 Районирование Балтийского моря на основе классификации иерархическим методом Уорда с метрикой (1-r) на 3 класса

Методом k-средних была проведена классификация на 2 варианта разбиения. Далее по матрицы данных межклассовых и внутриклассовых расстояний каждого из классов двух вариантов разбиения были рассчитаны средние внутриклассовые и межклассовые расстояния (таблицы 4.3 и 4.4).

Таблица 1.2.5. Средние внутриклассовые и межклассовые расстояния для
2 классов

срМКрасст	срВКрасс
779 мм	261 мм

Таблица 1.2.6. Средние внутриклассовые и межклассовые расстояния для
4 классов

срМКрасст	срВКрасс
979 мм	157 мм

Рассчитанные критерии оптимальности J1 и J2 для двух классов равны 2.9 и 518, для 4 классов 6.2 и 822 соответственно. Оба разбиения поля данных значений абсолютной динамической топографии являются оптимальными. На рисунках 4.17 и 4.18 представлены карты районирования Балтийского моря на основе классификации методом k-средних. При разбиении на два класса выделяется регион Датских проливов и оставшийся акватории моря, граница между ними проходит в зоне максимального пространственного градиента математического ожидания и коэффициента вариации (рисунки 4.1 и 4.3). При разбиении на четыре класса кроме района Датских проливов так же различают акватории Финского и Ботанического заливов, которое уже встречалось при ранее использованных методах анализа. Центральная часть Балтийского моря разделены на две части: северная и южная, граница между которыми проходит на 57° с.ш..

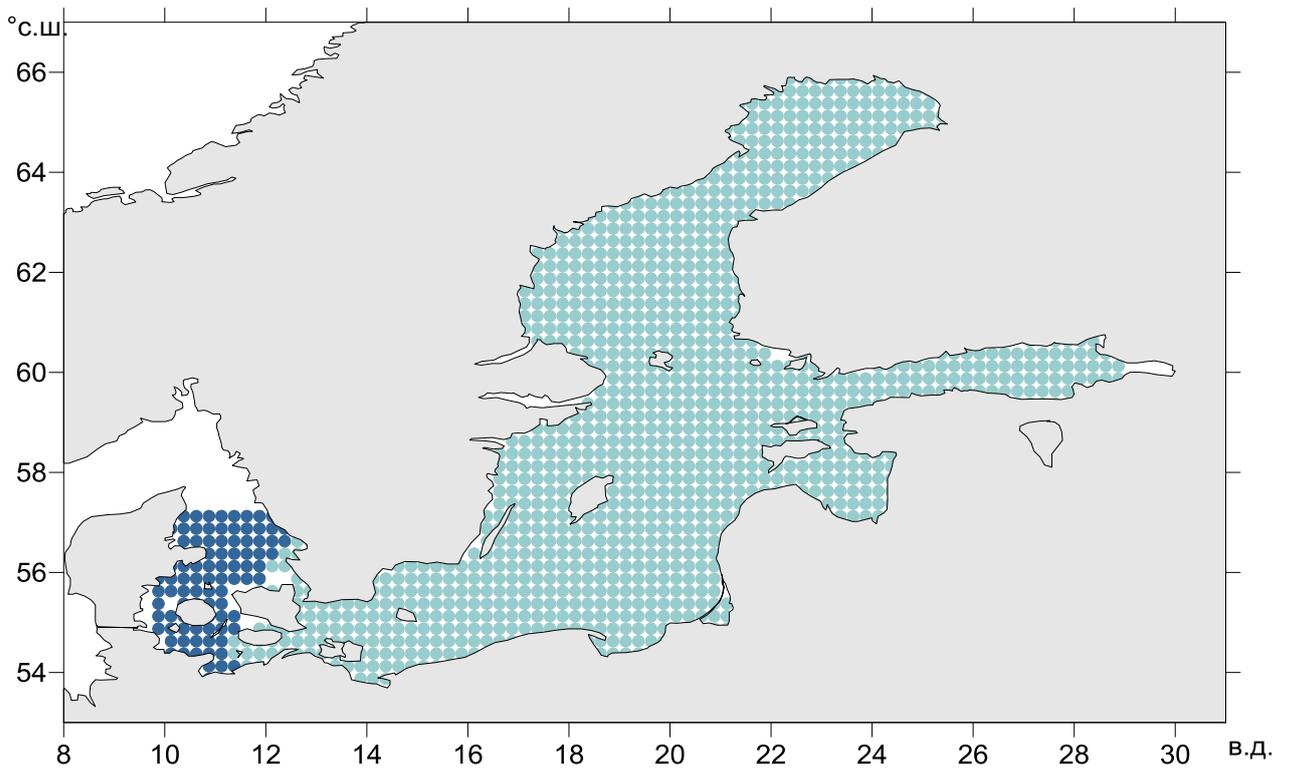


Рисунок 4.17 Районирование Балтийского моря на основе классификации методом k -средних на 2 класса

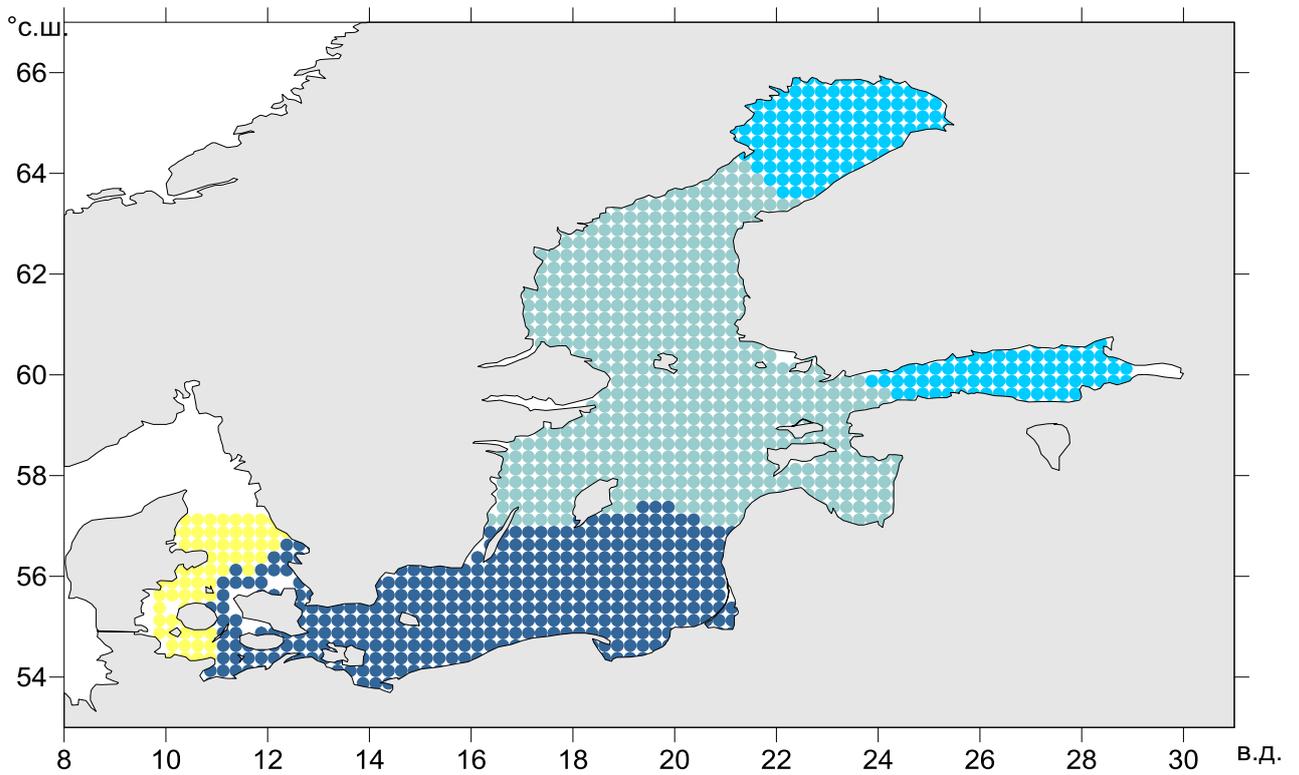


Рисунок 4.18 Районирование Балтийского моря на основе классификации методом k -средних на 4 класса

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование спутниковой альтиметрии дает преимущества при изучении изменчивости уровня Мирового океана, он позволяет использовать более широкий спектр методов анализа данных, однако и измерения на береговых станциях остается важным аспектом отслеживания уровня океана, которые так же используются для верификации альтиметрических данных. Временной ряд наблюдений спутниковых альтиметров еще не достаточно велик, первые наблюдения были начаты в 1992 году.

В заключении хотелось бы еще раз сформулировать основные результаты, полученные в ходе проведенного исследования:

– В пространственном распределении линейного тренда уровня Балтийского моря по наблюдаемым футшточным данным выделяются две зоны: повышения – южная, и понижения – северная. Наблюдаемое изменение уровня в разные временные периоды было неодинаковым – в период с 1976 до 2014 года величина тренда увеличилась, в сравнении с ранним периодом.

– Пространственное распределение линейного тренда уровня без учета вертикальной составляющей имеет неравномерное распределение по акватории. Тренд положителен на всей акватории, и уменьшается с северо-востока на юго-запад. Так же отмечается увеличение тренда на 1 мм/год в современный период.

– По спектральному анализу и вейвлет-анализу, по данным футшточных наблюдений, кроме сезонных годовых и полугодовых гармоник так же выделяются и другие гармоники, периоды которых различны на рассмотренных станциях.

– По данным альтиметрических измерений тренд значений абсолютной динамической топографии положителен и имеет схожее пространственное распределение с уровнем по футшточным за вычетом вертикальных движений земной коры, уменьшаясь с северо-востока на юго-запад.

– Значения абсолютной динамической топографии Балтийского моря находятся в высоком диапазоне изменений от 800 до 4000 мм, а районом максимальной вариация уровня являются Датские проливы.

– Карты районирования Балтийского моря схожи, не смотря на использование различных методов многомерного статистического анализа. Как правило в один класс выделяют акватории северной части Ботнического и восточной части Финского заливов, а так же выделяют район Датских проливов.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. МГЭИК, 2007: Изменение климата, 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II, III и Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата [Пачаури Р.К., Райзингер А., и основная группа авторов (ред.)]. МГЭИК, Женева, Швейцария, 104 стр.

2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том III. Балтийское море. Под ред. Ф.С. Терзиева, Н.П. Гоптарева, В.И. Калацкого, А.И. Симонов.– СПб, Гидрометеоздат, 1992.— С. 449.

3. Дуванин А. И., Уровень моря, Л., 1956; Дуванин А. И., Калинин Г. П., Клиге Р. К., О многолетних колебаниях уровня океанов, некоторых морей и озер, «Вестник МГУ. Серия 5. География», 1975, № 69.

4. Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября, 2011 г.). В 2 т. / Рос. акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН; отв. ред. О.П. Корсакова и В.В. Колька; – Апатиты; СПб, 2011. – Т. 2. (Л–Я). – 352 с.

5. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. / В.Н. Малинин. – СПб.: РГГМУ, 2008. – 408 с.

6. Гордеева С.М. Практикум по курсу Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации. / С.М. Гордеева. - СПб.: РГГМУ, 2008. - 38с.

7. Сошникова Л.А., Тамашевич В.Н., Уебе Г., Шефер М. Многомерный статистический анализ в экономике.- М.: ЮНИТИ-ДАНА, 1999.- 598 с

8. Torrens C., G. P. Compo. A Practical Guide to Wavelet Analysis // Bull. Amer. Meteor Soc. 1998. 79, No. 1. Pp. 61-78.