

ШИРОТНЫЙ ФАКТОР В ПРОЦЕССЕ ВЫХОЛАЖИВАНИЯ
ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯК. Д. Коробченкова^{1,2} , А. В. Килесо^{*,2}  и А. Е. Куприянова¹ ¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград, Россия* **Контакт:** Александр Владимирович Килесо, aleksandr.kiles@gmail.com

Выполнено исследование значимости географической широты в изменчивости процесса выхолаживания вод Балтийского моря у его восточных берегов в 2016 и 2018 годах на основе натуральных данных и массивов реанализа. Показана протяженность по широте аномального режима выхолаживания, ранее отмеченного у берегов Куршской косы (Калининградская область, РФ). Получены оценки скорости изменения температуры прибрежных вод для типичного и аномального режимов выхолаживания. Показана зависимость скорости охлаждения прибрежных вод от температуры воды 9,5 °С. Достижение этой температуры с северо-востока на юго-запад происходит с запаздыванием примерно на месяц.

Ключевые слова: выхолаживание воды с поверхности, географическая широта, конвекция, ветро-волновое перемешивание, поверхностный слой, Балтийское море, плотность морской воды, температура воды.

Цитирование: Коробченкова, К. Д., А. В. Килесо, А. Е. Куприянова Широтный фактор в процессе выхолаживания прибрежных вод восточной части Балтийского моря // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES1012. — DOI: 10.2205/2025es000984 — EDN: OTFDPK

Введение

Известно [Гилл, 1986; Федоров и Гинзбург, 1988; Dijkstra, 2000], что появление горизонтальной неоднородности температуры на поверхности воды приводит к возникновению горизонтальных градиентов плотности воды и давления, порождающих движение неоднородной по плотности воды. На масштабах океана различия в получении солнечной энергии и в прогреве поверхностных вод в зависимости от географической широты проявляются в виде глобальной термохалинной циркуляции [Иванов, 1981; Монин и др., 1974].

Для Балтийского моря с его значительной широтной протяженностью (почти на две тысячи км с юго-запада на северо-восток) и обширным мелководьем, горизонтальные градиенты температуры по данным спутниковых наблюдений [Лаврова и др., 2011] как по направлению от берега к открытой части моря, так и по широте с юго-запада на северо-восток существуют во все сезоны. В периоды осенне-зимнего понижения температуры прибрежных вод (далее выхолаживания) температурные градиенты во фронтальных зонах могут достигать больших по величине значений (до 2–3 °С/км и более) [Чубаренко, 2010]. Из-за большой протяженности Балтики акватории моря располагаются в различных климатических зонах и неодинаково по времени реагирует на процесс осенне-зимнего выхолаживания вод с поверхности.

Различие погодных условий в зависимости от географической широты конкретных акваторий моря естественным образом за счет ветро-волнового и конвективного перемешивания [Федоров и Гинзбург, 1988] способствуют различию формирования на поверхности более холодных вод. В частности, среднеклиматические показатели температуры воды в начале октября в самой северной части моря составляют около 12 °С, а в самой южной – более 15 °С [Feistel et al., 2008; Hersbach et al., 2018; Majewski and Lauer, 1994].

<https://elibrary.ru/OTFDPK>

Получено: 25 июня 2024 г.

Принято: 9 января 2025 г.

Опубликовано: 14 марта 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

Изучению особенностей выхолаживания поверхностных вод в осенний период, для близких по своим физико-географическим особенностям Каспийского и Черного морей, посвящено достаточное количество работ [Байдин и Косарев, 1986; Гинзбург и др., 2004; Ефимов и др., 2014, 2015; Каспийское море..., 1990; Титов, 2004; Титов и Часовникова, 2012]. Фокус внимания исследований сосредоточен на сезонных изменениях характеристик поверхностного слоя моря под атмосферным воздействием. В частности, для Каспийского моря, так же мелководного с солоноватой водой, как и Балтийское, широтная зависимость сезонного хода температуры поверхностных вод отчетливо видна (см. рис. 2 из [Гинзбург и др., 2004]). Для региона Черного моря внимание было сосредоточено на формировании квазиоднородного поверхностного слоя в осенний период [Титов, 2004].

Вместе с тем, по сравнению с Каспийским и Черным морями, Балтийское море обладает специфическими морфометрическими особенностями. На акватории моря с глубинами менее 50 м приходится около 60% всей его площади, а с глубинами более 200 м – около 3% [Гидрометеорология..., 1992]. Известно [Морозов и др., 2007; Степанова и др., 2015; Чубаренко, 2010], что процесс выхолаживания в прибрежных водах моря протекает быстрее, а формируемые на поверхности объемы холодных вод могут достигать дна и начинать движение по его склону. Различие во времени отклика прибрежных вод на атмосферное воздействие может обострять широтные градиенты температуры воды в прибрежной зоне моря. В результате, конвективные движения, возникающие при осенне-зимнем выхолаживании, совместно с эффектом Кориолиса могут вносить вклад во вдольбереговые движения более плотных вод.

Для вод Мирового океана хорошо известен циркумконтинентальный фактор, определяемый повсеместно наблюдаемой разницей температур вод в прибрежной и открытой частях своих акваторий. Для достижения полноты понимания процесса осенне-зимнего выхолаживания прибрежных вод Балтики необходимо рассмотреть возможное влияние разницы в географической широте расположения прибрежных акваторий моря (далее, широтный фактор) на изменение во времени температуры их вод.

Целью данной работы стала оценка возможного влияния разницы в географической широте расположения акваторий моря (или широтного фактора) в сочетании с нелинейным характером зависимости плотности воды от температуры на скорости выхолаживания прибрежных вод у восточного берега юго-восточной, восточной и северо-восточной частей Балтийского моря.

Материалы и методы

Выполненный в работе анализ изменчивости температуры поверхностных вод моря опирается на массивы данных за период с 1 сентября по 30 ноября для 2016 и 2018 годов. Рассматриваемые периоды выбраны на основании ранее выполненных исследований по изучению выхолаживания прибрежных вод Балтики [Куприянова и др., 2024; Мысленков и др., 2017] по данным с термокосы, расположенной у берегов Куршской косы. Анализ данных термокосы за 6 лет, начиная с 2015 по 2020 года, показал [Куприянова и др., 2024], что по характеру изменчивости во времени процесс выхолаживания прибрежных вод в этом районе может быть подразделен на типичный и аномальный. В данной работе в качестве примера типичного режима выхолаживания взят 2018 год (осеннее выхолаживание до позднесенних температур протекает за 1,5–2 месяца), а аномального режима – 2016 год (выхолаживание произошло всего за 7–8 дней).

В качестве района исследования выбран протяженный участок восточных берегов юго-восточной, восточной и северо-восточной частей Балтийского моря от Гданьского залива до Ботнического (от 54 до 63 градусов с. ш.) [Геология..., 1991]. На данном участке было выбрано семь точек наблюдения, которые обеспечены доступными архивами метеорологической информации на прибрежных метеостанциях [ООО «Расписание Погоды», 2004]. В качестве рассматриваемого параметра использовалась температура воздуха на горизонте 2 метра от поверхности Земли. Точки выбирались так, чтобы

максимально равномерно покрыть весь район исследования с юга до севера: район косы Хель (Польша), г. Пионерский (Калининградская область, Россия), г. Клайпеда (Литва), г. Павилоста (Латвия), о. Вилсанди (Эстония), о. Руссаро и о. Строммингсбадан (Финляндия). Общий вид выбранного района исследований и точек наблюдений приведен на [рис. 1](#). Дискретность измерений метеоданных по времени – 3 часа.

Метеорологическая информация была дополнена данными о температуре поверхности моря (далее, SST – sea surface temperature) за периоды 01.09.2016–30.11.2016 гг. и 01.09.2018–30.11.2018 гг. Источником данных SST является массив реанализа ECMWF ERA5 [*Hersbach et al., 2018*], временная дискретность 1 час и пространственное разрешение – $0,25^\circ$ широты и $0,25^\circ$ долготы, прямоугольная сетка. Для каждой точки наблюдения данные по SST выбирались из ближайшего к ней узла (пикселя) из данных реанализа.

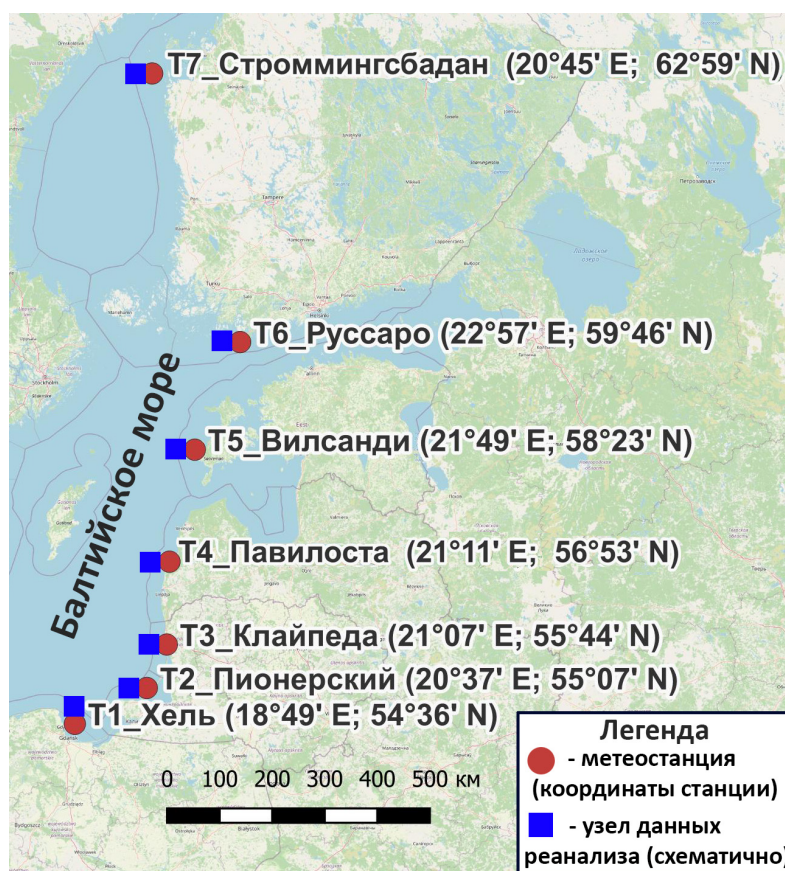


Рис. 1. Общий вид выбранного для анализа района и точек наблюдений у восточных берегов Балтийского моря. Для каждой из точек приведены название и географические координаты. Основа для карты взята из массива данных [*OpenStreetMap contributors, 2012*].

Анализ данных

В ранее выполненном исследовании [*Куприянова и др., 2024*] было показано, что режим выхолаживания прибрежных вод у берегов Куршской косы в районе нефтедобывающей платформы D-6 имеет два режима – типичный, наблюдавшийся в 2017–2019 годах и аномальный – в 2016 году. Отметим, что при типичном режиме выхолаживание до позднесенних температур протекает за 7–8 недель, а при аномальном – за 7–8 дней. Статистический анализ временных рядов температуры воды в выбранных для исследования точках наблюдений ([рис. 2](#)) показал, что различие между типичным и аномальным режимами выхолаживания присуще для шести точек из семи. Как оказалось, только в точке Т6 (о. Руссаро) значения среднеквадратического отклонения

для температуры поверхности воды за 2016 и 2018 года без учета линейной трендовой составляющей оказались равными. Данная особенность может быть вызвана региональной спецификой прибрежной зоны моря. Во всех остальных точках наблюдений значения среднеквадратического отклонения для температуры во время аномального режима выхолаживания 2016 года оказались существенно выше. На [рис. 2](#) приведена гистограмма значений среднеквадратического отклонения для всех точек наблюдений 2016 и 2018 гг.

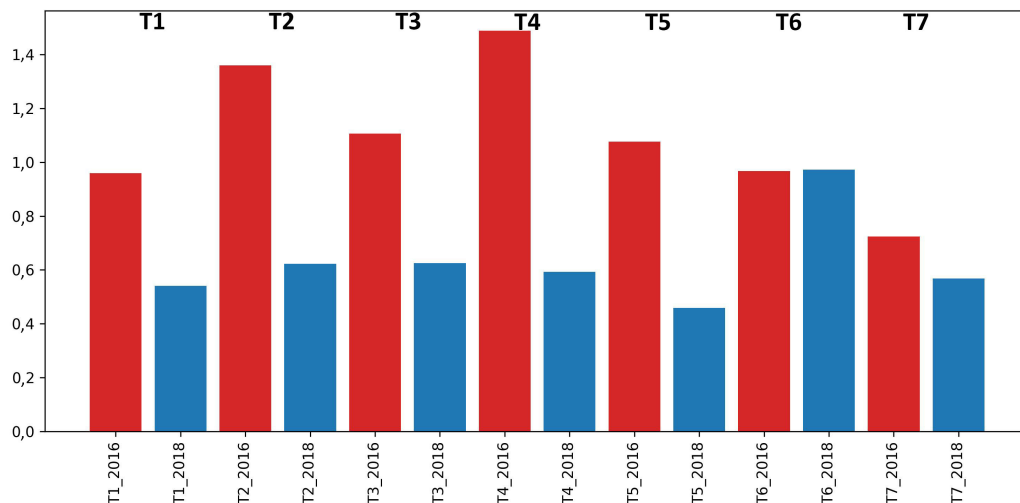


Рис. 2. Гистограмма значений среднеквадратического отклонения для данных температуры поверхности воды (по данным реанализа) без учета линейной трендовой составляющей для выбранных точек наблюдения. Для каждой точки наблюдения левый (красный) столбец – 2016 год, правый (синий) 2018 год. Обозначения T1–T7 над столбцами соответствуют точкам наблюдения на [рис. 1](#).

Выполненный анализ временных рядов, отражающих процесс осеннего выхолаживания поверхностных вод моря и изменения температуры воздуха показал, что необходимое условие для возникновения конвективного перемешивания в приповерхностном слое моря [Федоров и Гинзбург, 1988; Dijkstra, 2000], а именно отрицательная разница между дневными значениями температуры воздуха и воды, наблюдается во всех рассматриваемых точках, начиная с конца сентября. Например, для акватории моря у г. Пионерский среднесуточная температура воздуха осенью в 2016 и 2018 гг. практически на всем интервале наблюдения ниже SST ([рис. 3](#)).

Известно также [Букреев, 2011], что нелинейный характер зависимости плотности воды от значений температуры может оказывать определенное влияние на скорость охлаждения морской воды. Выбор значения температуры воды в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в качестве порогового мотивирован различием в изменении плотности морской воды до и после этой температуры. Расчеты плотности морской воды с соленостью в диапазоне от 4 до 7 psu [Гидрометеорология..., 1992; Intergovernmental..., 2015], характерной для вод Балтики, показали, что при достижении температуры воды в процессе охлаждения значения в $9,4\text{--}9,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ происходит изменение скорости процесса выхолаживания с $-0,015\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сутки}$ на $-0,013\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сутки}$. На [рис. 4](#) приведены графики значений плотности морской воды (красная линия для солености 7 psu и желтая линия для солености 4 psu), градиента плотности (синяя линия), линейного приближения градиента плотности (штриховая линия) и разности между ними (тонкая серая линия) в зависимости от температуры воды. Расчет значений плотности воды проводился с использованием международного термодинамического уравнения состояния морской воды (TEOS-10).

Таким образом, учет нелинейного характера зависимости плотности воды от температуры [Majewski and Lauer, 1994] и положения порогового значения температуры поверхности моря в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в прибрежных акваториях моря необходим при анализе

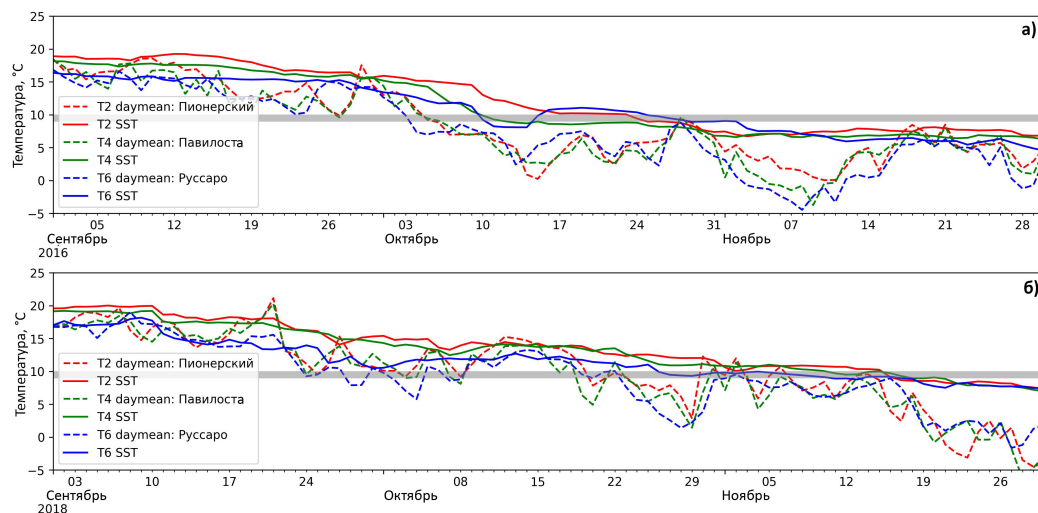


Рис. 3. Графики изменчивости среднесуточной температуры воздуха (пунктирные линии) и SST (сплошные линии) для осени 2016 (а) и 2018 (б) годов для трех точек наблюдения из южной, центральной и северной частей Балтики, T2, T4 и T6, соответственно). Горизонтальные серые линии отображают температуру воды в 9,5 °С.

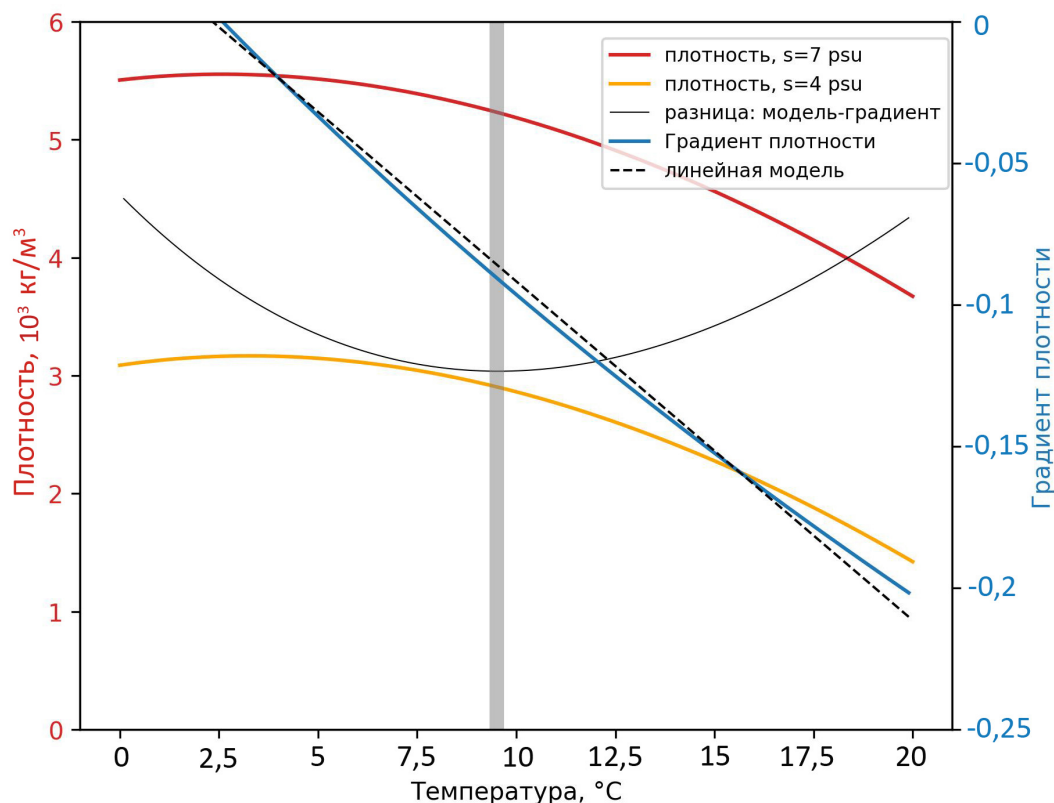


Рис. 4. Графики изменчивости значений плотности морской воды (красная линия для солености 7 psu и желтая линия для солености 4 psu), градиента плотности (синяя линия) от температуры. Вертикальная толстая серая линия обозначает положение порогового значения температуры в 9,5 °С. Штриховая линия показывает график линейного приближения градиента плотности, а тонкая серая линия – разность между значениями градиента плотности и его линейным приближением (для лучшего разрешения данная величина увеличена в 10 раз).

широтной неоднородности процесса выхолаживания прибрежных вод. Данные реанализа свидетельствуют о наличии такой широтной зависимости достижения порогового значения температуры воды в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (см. данные в табл. 1). Данное пороговое значение температуры наблюдалось для всех значений солёности воды (от 4 до 7 psu), характерных для выбранного района исследования [Гидрометеорология..., 1992]. Заметим, что особая роль температуры воды в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ для условий Балтийского моря находит свое отражение и в геометрии TS -кривой, построенной на основе CTD-зондирования в октябре 2004 года (см. рис. 2в работе [Степанова и др., 2015]): ветвь TS -кривой в окрестности $T = 9,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ отчетливо нелинейна.

Изменчивость температуры поверхности моря

Рассмотрим теперь количественные характеристики процесса осеннего понижения температуры поверхностных вод у восточных берегов Балтики. При типичном режиме выхолаживания прибрежных вод моря в 2018 году в самой северной из рассматриваемых точек в Ботническом заливе (63 с. ш.) температура воды достигла значения в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ к 25 октября, в центральных точках (примерно 58 с. ш.) – 11 ноября, а в самой южной точке (54,5 с. ш.) – только 21 ноября. Таким образом, задержка по времени смены интенсивности выхолаживания вод с севера на юг составляет примерно 1 месяц. При аномальном режиме выхолаживания 2016 года температура воды достигает порогового значения в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ для южной части исследуемого района (коса Хель) к 15 ноября, а для центральных и северных точек данный показатель достигается уже к 15 и 10 октября, соответственно, то есть примерно в два раза быстрее.

Расчет линейных трендов понижения температуры прибрежных вод подтвердил различие между типичным и аномальным режимами выхолаживания: типичный режим происходит с двумя характерными скоростями выхолаживания $-0,015\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $-0,013\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сутки (на рис. 5б – период 1 и 2, соответственно). Аномальный режим имеет три масштаба скорости: $-0,085\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $-0,013\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сутки (на рис. 5а – период 1, 2 и 3, соответственно). Отметим также различие в положении графиков зависимостей температуры воды в точках наблюдений относительно порогового значения температуры в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$: в 2018 году графики весь октябрь и большую часть ноября имеют температуру большую, чем пороговая, а в 2016 году – аналогичные значения наблюдаются только в октябре. Графики изменчивости температуры воды для всех точек наблюдений, а также линейные тренды изменений значений температуры для осенних периодов 2016 и 2018 гг. приведены на рис. 5.

На общем фоне изменений температуры поверхностных вод в 2016 году выделяется самая южная точка в районе косы Хель. Температура поверхности воды опускается до значения в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ примерно в то же время, что и для типичного режима выхолаживания, к 15 ноября (2016 г.) и 21 ноября (2018 г.). В целом же, задержка во времени смены интенсивности отклика температуры воды на температуру приводного воздуха с севера

Таблица 1. Дата, в которую температура воздуха и воды стала $\approx 9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, согласно реанализу ERA5 [Hersbach et al., 2018]. В первом столбце приведены названия городов-точек наблюдений, во втором – их широта, в третьем дата достижения порогового значения температуры воды в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$

Точка наблюдения	Широта точки наблюдений, с. ш.	T воды $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$	
		Дата	Дата
коса Хель	54,36	21.11.2018	15.11.2016
г. Пионерский	55,07	16.11.2018	24.10.2016
г. Клайпеда	55,44	16.11.2018	25.10.2016
г. Павилоста	56,53	12.11.2018	11.10.2016
о. Вилсанди	58,23	11.11.2018	15.10.2016
о. Руссаро	59,46	27.10.2018	10.10.2016
о. Строммингсбадан	62,59	25.10.2018	11.10.2016

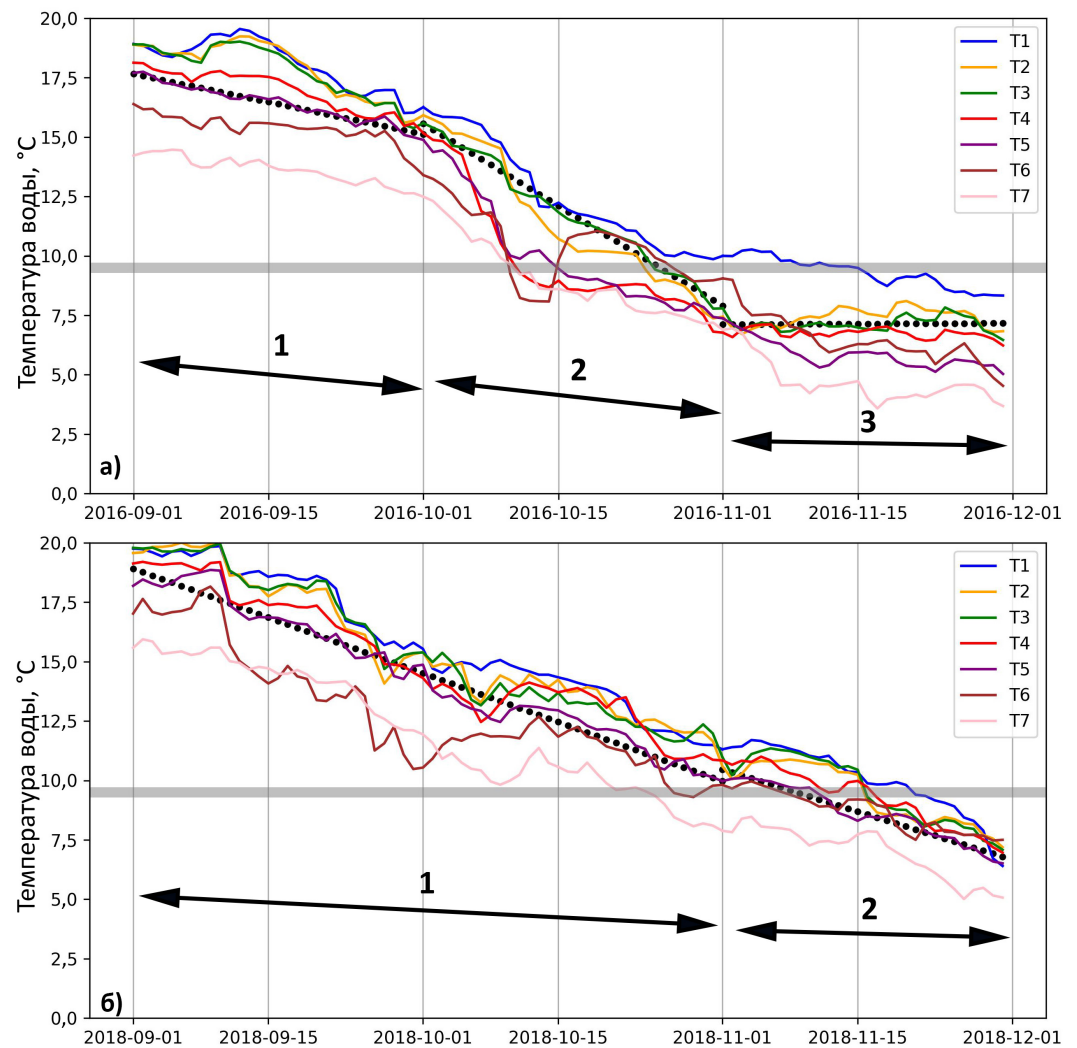


Рис. 5. Графики изменчивости температуры поверхностных вод Балтики в точках наблюдений в 2016 и 2018 годах: временные ряды SST (2016 г. – а, 2018 г. – б) для всех рассматриваемых точек. Серая горизонтальная линия – значение 9,5 °С, при достижении которой меняется скорость выхолаживания воды. Черными точками отображены графики линейных трендов изменений температуры: 2016 г. – 1, 2 и 3 – соответствуют периодам времени до, во время и после скачкообразного понижения температуры штормовой природы; 2018 г. – 1 и 2 – до и после преодоления температурой воды значения в 9,5 °С.

на юг для аномального режима выхолаживания составила 15 дней, то есть в два раза меньше, чем при типичном режиме.

Расчет дополнительных статистических характеристик временных рядов значений температуры воды у восточных берегов Балтийского моря (медианы и среднего значений, интерквартильного размаха и диапазона между максимальными и минимальными значениями) подтвердил различие типичного и аномального режимов выхолаживания для всех точек наблюдений (рис. 6), кроме северных точек.

На рис. 6 видно, что для 2016 года характерно заметное различие средних и медианных значений температуры на всем периоде наблюдений. За исключением точек T6 и T7 (о. Руссаро и о. Строммингсбадан), где и в 2016 году эти значения близки. Таким образом, аномальный режим не локализован в акватории моря у нефтедобывающей платформы D-6 [Куприянова и др., 2024], а имеет достаточную широтную протяженность. Для 2018 года распределения значений SST близки к симметричному относительно значений своих медиан, а для 2016 года наблюдается асимметрия в боль-

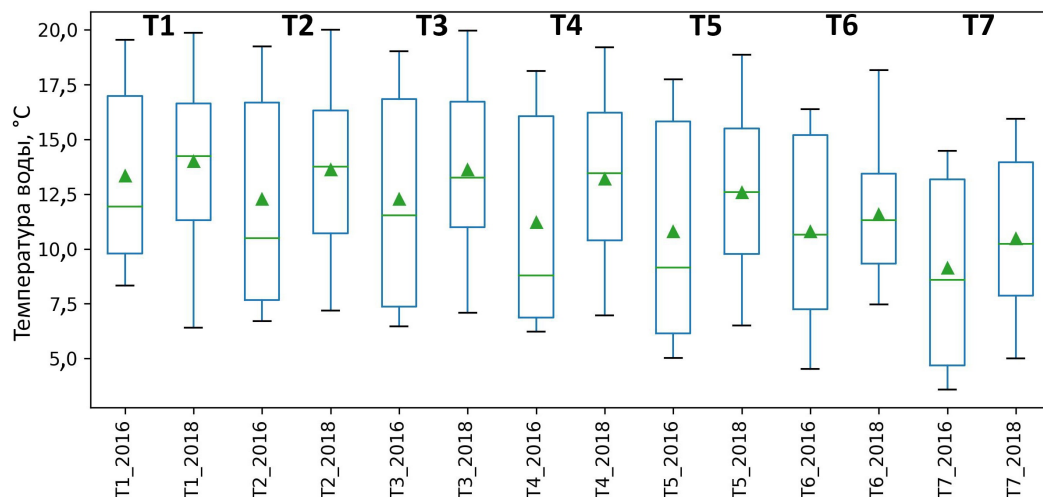


Рис. 6. Коробчатые диаграммы (box-plot) для временных рядов SST попарно для 2016 и 2018 годов, соответственно, левые и правые столбцы диаграммы. Треугольником обозначено среднее значение, горизонтальной чертой – медиана. Длина ящика соответствует интерквартильному размаху, а границы усов – минимуму и максимуму SST.

шую сторону. Отметим также различие в интерквартильном размахе для аномального и типичного режимов выхолаживания прибрежных вод Балтики. В 2016 году данный параметр в 1,5–2 раза больше, чем в 2018 году.

Максимальные скорости выхолаживания поверхностного слоя за осенний период 2018 года отмечаются в районе Гданьского залива у берегов Калининградской области и Литвы и достигают значений $-0,14$ °C/сутки. С увеличением широты данный параметр изменяется до $-0,12$ – $-0,1$ °C/сутки в Ботническом заливе (рис. 7). Также для типичного режима выхолаживания для каждой точки характерно примерное равенство скоростей выхолаживания как для всего осеннего периода, так и для скоростей, рассчитанных для каждого осеннего месяца отдельно, что не характерно для аномального режима. Расчет линейного тренда (см. рис. 7а, штриховые линии) показал наличие широтного замедления скорости выхолаживания в $0,004$ °C/градус с. ш. Аналогичный показатель для аномального 2016 года составил $0,002$ °C/градус с. ш. (рис. 7б). Шторм восточных румбов, нехарактерный для данного региона [Majewski and Lauer, 1994], в первой половине октября 2016 года привел к значительному понижению температуры поверхностных вод по всему восточному побережью Балтийского моря (рис. 5а, период 2). Максимальные скорости выхолаживания в южной части рассматриваемого района составили $-0,29$ °C/сутки, что практически в 2 раза, а для некоторых станций и в 3 раза, больше, чем при типичном выхолаживании воды. Резкое падение температуры поверхностных вод к отметке в $9,5$ °C привело к тому, что в ноябре температура воды практически не менялась, а на станциях T2 и T3 наблюдалось незначительное повышение температуры воды.

Обсуждение

Известно, что появление отрицательных температурных аномалий (понижение температуры или выхолаживание) в поверхностных водах прибрежной зоны моря может иметь различную физическую природу. Кроме конвективного перемешивания (свободного или вынужденного) изменение температуры поверхностных вод в прибрежной зоне моря может быть связано с адвекцией вод дрейфовыми течениями, перемещением вдоль береговой линии мезо- и мелко-масштабных вихрей, а также появлением апвеллингов [Журбас и др., 2004; Капустина и Зимин, 2021; Мысленков и др., 2017]. В частности, анализ многолетних и многогоризонтных наблюдений поля температуры прибрежных вод в 22,5 км от Куршской косы позволил определить несколько случаев апвеллинга [Мысленков и др., 2017]. Однако, также известно, что естественная изменчи-

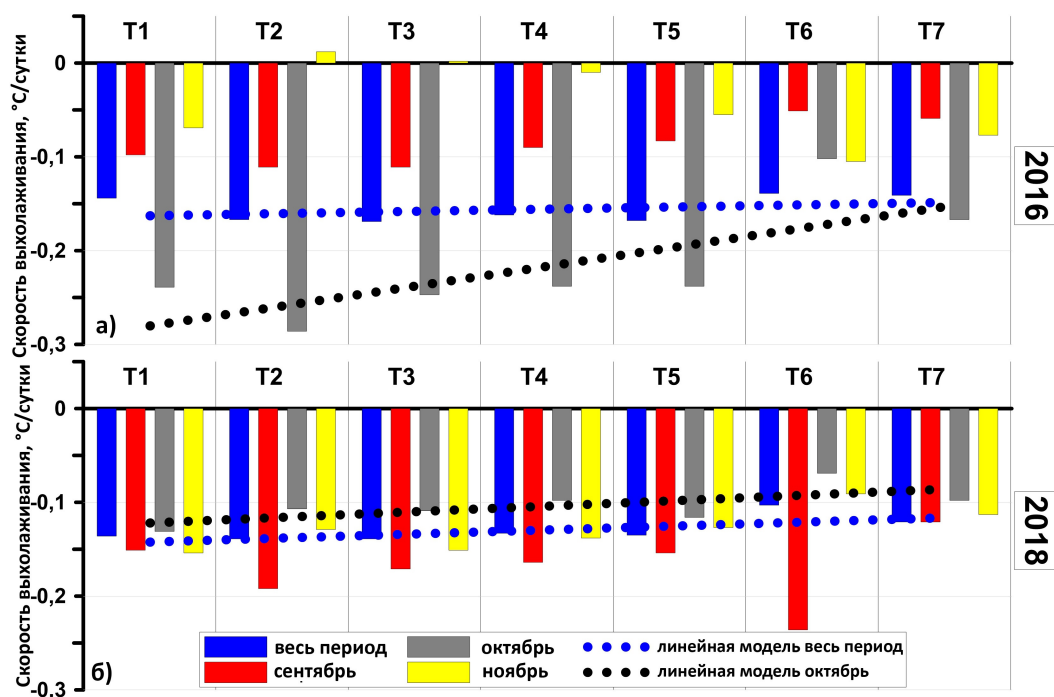


Рис. 7. Скорости выхолаживания прибрежных вод Балтийского моря в точках наблюдений. Точечными линиями на рисунке обозначены линейные тренды скоростей выхолаживания морских вод для октября (черная линия) и всего периода (синяя линия) 2016 года (а) и 2018 года (б).

вость направлений и скоростей ветра (преобладают северо-восточные и юго-западные с косым подходом к линии берега) не является благоприятной для появления чисто экмановских апвеллингов [Зацепин и др., 2016; Myslenkov et al., 2023] и порождает одновременно сгонно-нагонные эффекты.

Обширный по времени анализ благоприятных условий для возникновения апвеллингов показал [Капустина и Зимин, 2021], что в 2014–2019 годы в летние месяцы их число сократилось на 4–5% по сравнению с периодом 2000–2009 гг., продолжительность апвеллингов сократилась на 8 дней. Среднегодовое количество дней с апвеллингами в 2010–2019 годы по сравнению с 2000–2009 годами уменьшилось почти на половину, а среднесуточная площадь апвеллингов уменьшилась у берегов Калининградской области более, чем в два раза. Увеличение повторяемости площадей отрицательных аномалий температуры поверхности моря в 2010–2019 годах может быть связано как с увеличением «благоприятных» ветровых воздействий на прибрежные акватории моря, так и с интенсивностью осеннего выхолаживания [Капустина и Зимин, 2021]. Авторы также отмечают, что использованных при исследованиях массивов данных недостаточно для разделения степени влияния выхолаживания воды с поверхности, адвекции воды дрейфовым течением и возможным апвеллингом (полным или неполным). Для достижения полноты понимания происходящих в прибрежных водах процессов необходимо проведение комплексных полигонных наблюдений, как, например, на полигоне на траверзе голубой бухты (г. Геленджик, РФ) на Черном море [Зацепин и др., 2016].

Еще одним обстоятельством, объясняющим появление температурных аномалий в прибрежной зоне моря может быть эффект дифференциального охлаждения вод над склоном дна [Есюкова и др., 2017; Чубаренко, 2010]. Обстоятельное исследование, выполненное на основе анализа данных спутниковых наблюдений в осенний период 2010–2014 годов над акваториями юго-восточной Балтики у берегов Калининградской области, с сопутствующими судовыми наблюдениями и аналитическими оценками показало, что перепад температур морских вод при движении от открытого моря к берегу имеет величины порядка 2–3 °С, а в максимуме – может достигать 4–6 °С [Чубаренко,

2010]. Анализ всей совокупности массивов данных позволил авторам заключить, что картина дифференциального выхолаживания надсклоновых вод формируется за счет совместного действия вертикального и горизонтального теплообмена. Изменения горизонтальных профилей температуры на 15 разрезах по всей протяженности береговой линии морского побережья Калининградской области показали, что для надсклоновых вод процесс теплообмена по вертикали «работает» гораздо быстрее, чем горизонтальный обмен: характерные времена для первого составляют минуты – десятки минут, а для второго – десятки часов.

Все приведенные обстоятельства позволяют констатировать, что характерные масштабы продолжительности перечисленных выше физических механизмов не превышают нескольких дней. И при оценке осредненных за более продолжительный период времени каждого из физических механизмов неявно будет учтен за счет их вклада в общее изменение температуры воды. Таким образом, полученные в работе трендовые оценки изменчивости температуры за периоды от 10 до 20 дней могут отражать реальную скорость выхолаживания морской воды у берегов Куршской косы.

Выводы

Проделанный анализ изменчивости температуры прибрежных вод у восточных берегов Балтийского моря показал, что широтная зависимость скорости выхолаживания прибрежных вод (рис. 3 и 7) определяется не только разницей температуры воздуха над поверхностью моря и воды, но и разницей в скорости отклика плотности воды на атмосферное воздействие (рис. 4) в зависимости от текущего значения температуры воды. Значение температуры воды в $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ для условий Балтийского моря определяет смену режима скорости выхолаживания поверхностных вод моря. Линейные тренды изменения температуры до и после достижения этого значения оказались различными. Для типичного режима выхолаживания прибрежных вод тренд составил $-0,015\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $-0,013\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сутки, а для аномального режима – $-0,085\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $-0,013\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сутки.

При типичном режиме осеннего выхолаживания (2017–2019 гг.) минимальные скорости выхолаживания прибрежных вод составляли $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сутки}$ и наблюдались на севере моря в Ботническом заливе. Максимальные скорости выхолаживания в $-0,14\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сутки}$ отмечались у берегов Литвы и Калининградской области. Широтная зависимость скорости изменчивости температуры поверхностных вод за весь осенний период составляла $-0,004\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{градус с. ш.}$ Для 2016 года с локальным по времени скачкообразным понижением температуры прибрежных вод в условиях сильного шторма максимальные скорости выхолаживания у берегов Калининградской области составили $-0,29\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сутки}$, что существенно выше аналогичного показателя при типичном выхолаживании вод. Значения скорости выхолаживания вод в зависимости от широты уменьшилось до $-0,002\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{градус с. ш.}$, то есть изменение до и после скачка температуры вод из-за шторма протекало с меньшей скоростью.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №23-27-00150, <https://rscf.ru/project/23-27-00150/>.

Список литературы

- Байдин С. С., Косарев А. Н. Каспийское море: Гидрология и гидрохимия. — Москва : Наука, 1986. — 262 с.
- Букреев В. И. Ныряние потока, обусловленное немонотонной зависимостью плотности воды от температуры // Океанология. — 2011. — Т. 51, № 4. — С. 612–620. — EDN: NXXERJ.
- Геология и геоморфология Балтийского моря: сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1:500 000 / под ред. А. А. Григялиса. — Ленинград : М-во геологии СССР, Литовский геологический ин-т, 1991.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 3. Балтийское море. Вып. I. Гидрометеорологические условия / под ред. Ф. С. Терзиева, В. А. Рожкова, А. И. Смирновой. — СПб : Гидрометеоиздат, 1992. — 449 с.
- Гилл А. Динамика атмосферы и океана: в 2-х томах. Том 1. — Москва : Мир, 1986. — 396 с.

- Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Каспийского моря // *Океанология*. — 2004. — Т. 44, № 5. — С. 645–659. — EDN: [OWLNWH](#).
- Есюкова Е. Е., Чубаренко И. П., Стонт Ж. И. Апвеллинг или дифференциальное выхолаживание? Анализ спутниковых ТПМ-изображений юго-восточной части Балтийского моря // *Водные ресурсы*. — 2017. — Т. 44, № 1. — С. 28–37. — DOI: [10.7868/s0321059617010047](#).
- Ефимов В. В., Савченко А. О., Анисимов А. Е. Особенности теплообмена Черного моря с атмосферой в осенне-зимний период // *Морской гидрофизический журнал*. — 2014. — № 6. — С. 71–81. — EDN: [TECBAN](#).
- Ефимов В. В., Савченко А. О., Анисимов А. Е. Экстремальное выхолаживание Черного моря в зимний период // *Метеорология и гидрология*. — 2015. — № 7. — С. 74–55. — EDN: [TZZYQF](#).
- Журбас В. М., Стипа Т., Малкин П. и др. Мезомасштабная изменчивость апвеллинга в юго-восточной Балтике: ИК-изображения и численное моделирование // *Океанология*. — 2004. — Т. 44, № 5. — С. 660–669. — EDN: [OWLNR](#).
- Зацепин А. Г., Сильвестрова К. П., Куклев С. Б. и др. Наблюдение цикла интенсивного прибрежного апвеллинга и даунвеллинга на гидрофизическом полигоне ИО РАН в Черном море // *Океанология*. — 2016. — Т. 56, № 2. — С. 203–214. — DOI: [10.7868/S0030157416020222](#).
- Иванов Ю. А. Крупномасштабная и синоптическая изменчивость полей в океане. — Москва : Наука, 1981. — 168 с.
- Капустина М. В., Зимин А. В. Пространственно-временные характеристики апвеллингов в юго-восточной Балтике в 2010-2019 гг. // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. — 2021. — Т. 14, № 4. — С. 52–63. — DOI: [10.7868/S2073667321040055](#).
- Каспийское море: Структура и динамика вод / под ред. А. Н. Косарева. — Москва : Наука, 1990. — 163 с.
- Куприянова А. Е., Гриценко В. А., Килесо А. В. и др. О типичном и аномальном режиме выхолаживания морских вод в прибрежной зоне Куршской косы // *Гидрометеорология и экология*. — 2024. — № 73. — С. 666–683. — DOI: [10.33933/2713-3001-2023-73-666-683](#).
- Лаврова О. Ю., Костяной А. Г., Лебедев С. А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. — Москва : ИКИ РАН, 2011. — 480 с.
- Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. — Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. — 262 с.
- Морозов Е. Г., Шука С. А., Голенко Н. Н. и др. Структура температуры в прибрежной зоне Балтийского моря // *Доклады Академии наук*. — 2007. — Т. 416, № 1. — С. 115–118. — EDN: [IAQIOX](#).
- Мысленков С. А., Кречик В. А., Бондарь А. В. Суточная и сезонная изменчивость температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря по данным термоксы на платформе Д-6 // *Экологические системы и приборы*. — 2017. — № 5. — С. 25–33. — EDN: [YUSMLT](#).
- ООО «Расписание Погоды». Расписание погоды. — 2004. — URL: <https://rp5.ru/> (дата обр. 10.01.2023).
- Степанова Н. Б., Чубаренко И. П., Шука С. А. Структура и эволюция холодного промежуточного слоя в юго-восточной части Балтийского моря по данным натурных измерений в 2004-2008 гг. // *Океанология*. — 2015. — Т. 55, № 1. — С. 32–43. — DOI: [10.7868/s0030157415010153](#).
- Титов В. Б. Формирование верхнего конвективного слоя и холодного промежуточного слоя в Черном море в зависимости от суровости зим // *Океанология*. — 2004. — Т. 44, № 3. — С. 354–357. — EDN: [OWJTDH](#).
- Титов В. Б., Часовникова Л. А. Термическое взаимодействие между приводным слоем атмосферы и поверхностным слоем воды на северо-восточном шельфе Черного моря // *Метеорология и гидрология*. — 2012. — № 8. — С. 79–88. — EDN: [PBJCWF](#).
- Федоров К. Н., Гинзбург А. И. Приповерхностный слой океана. — Ленинград : Гидрометеиздат, 1988. — 303 с. — EDN: [OSMMYO](#).
- Чубаренко И. П. Горизонтальный конвективный водообмен над подводным склоном: механизм формирования и анализ развития // *Океанология*. — 2010. — Т. 50, № 2. — С. 184–193.
- Dijkstra H. A. *Nonlinear Physical Oceanography*. — Springer Netherlands, 2000. — DOI: [10.1007/978-94-015-9450-9](#).
- Feistel R., Nausch G., Wasmund N. *State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment*. — Wiley, 2008. — 703 p. — DOI: [10.1002/9780470283134](#).
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al. ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. — 2018. — DOI: [10.24381/CDS.BD0915C6](#).
- Intergovernmental Oceanographic Commission; Scientific Committee on Oceanic Research; International Association for the Physical Sciences of the Oceans. *The International thermodynamic equation of seawater - 2010: calculation and use of thermodynamic properties*. [includes corrections up to 31st October 2015]. — 2015. — DOI: [10.25607/OBP-1338](#).

- Majewski A., Lauer Z. Atlas morza Bałtyckiego: opracowanie zespołowe. — Warszawa : Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 1994. — 214 p. — (in Polish).
- Myslenkov S., Silvestrova K., Krechik V., et al. Verification of the Ekman Upwelling Criterion with In Situ Temperature Measurements in the Southeastern Baltic Sea // Journal of Marine Science and Engineering. — 2023. — Vol. 11, no. 1. — P. 179. — DOI: [10.3390/jmse11010179](https://doi.org/10.3390/jmse11010179).
- OpenStreetMap contributors. Planet OSM. — 2012. — URL: <https://planet.openstreetmap.org> (visited on 05/20/2023).

LATITUDINAL FACTOR IN THE COOLING PROCESS OF COASTAL WATERS IN THE EASTERN PART OF THE BALTIC SEA

K. D. Korobchenkova^{1,2} , A. V. Kileso^{**2} , and A. E. Kupriyanova¹ 

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

****Correspondence to:** Alexander Kileso, aleksandr.kileso@gmail.com.

A study of the latitudinal variation of the water cooling process along the eastern coast of the Baltic Sea in 2016 and 2018 was carried out based on field and reanalysis data. The latitudinal features of the anomalous cooling regime, previously noted off the coast of the Curonian Spit (Kaliningrad oblast, Russian Federation), were shown. Estimates of trends in decreasing coastal water temperatures were obtained for typical and anomalous cooling regimes. The role of a water temperature of 9.5 °C on the cooling rate of coastal waters is shown. Reaching this temperature from northeast to southwest occurs with a delay of about a month.

Keywords: Surface water cooling, geographic latitude, convection, wind and wave-induced mixing, surface water layer, Baltic Sea, sea water density, water temperature.

Citation: Korobchenkova K. D., A. V. Kileso, and A. E. Kupriyanova (2025), Latitudinal Factor in the Cooling Process of Coastal Waters in the Eastern Part of the Baltic Sea, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES1012, <https://doi.org/10.2205/2025ES000984>, EDN: OTFDPK

Received: 25 June 2024

Accepted: 9 January 2025

Published: 14 March 2025



© 2025. The Authors.

References

- Baidin S. S., Kosarev A. N. Caspian Sea: Hydrology and hydrochemistry. — Moscow : Nauka, 1986. — P. 262. — (In Russian).
- Bukreev V. I. Plunging current caused by nonmonotonous water density dependence on temperature // *Oceanology*. — 2011. — Vol. 51, no. 4. — P. 574–581. — DOI: [10.1134/s0001437011040059](https://doi.org/10.1134/s0001437011040059).
- Caspian Sea: Water Structure and Dynamics / ed. by A. N. Kosarev. — Moscow : Nauka, 1990. — P. 163. — (In Russian).
- Chubarenko I. P. Horizontal convective water exchange above a sloping bottom: The mechanism of its formation and an analysis of its development // *Oceanology*. — 2010. — Vol. 50, no. 2. — P. 166–174. — DOI: [10.1134/s0001437010020025](https://doi.org/10.1134/s0001437010020025).
- Dijkstra H. A. Nonlinear Physical Oceanography. — Springer Netherlands, 2000. — DOI: [10.1007/978-94-015-9450-9](https://doi.org/10.1007/978-94-015-9450-9).
- Efimov V. V., Savchenko A. O., Anisimov A. E. Features of Heat Exchange between the Black Sea and the Atmosphere in the Autumn-Winter Period // *Marine Hydrophysical Journal*. — 2014. — No. 6. — P. 71–81. — EDN: [TECBAN](https://doi.org/10.26907/2541-7887.2014.6.71-81) ; (in Russian).
- Efimov V. V., Savchenko A. O., Anisimov A. E. The extreme winter cooling of the Black Sea // *Russian Meteorology and Hydrology*. — 2015. — Vol. 40, no. 7. — P. 463–469. — DOI: [10.3103/s1068373915070043](https://doi.org/10.3103/s1068373915070043).
- Esiukova E. E., Chubarenko I. P., Stont Zh. I. Upwelling or differential cooling? Analysis of satellite SST images of the Southeastern Baltic Sea // *Water Resources*. — 2017. — Vol. 44, no. 1. — P. 69–77. — DOI: [10.1134/s0097807817010043](https://doi.org/10.1134/s0097807817010043).
- Fedorov K. N., Ginzburg A. I. The surface layer of the ocean. — Leningrad : Gidrometeoizdat, 1988. — P. 303. — EDN: [OSMMYO](https://doi.org/10.26907/2541-7887.1988.303) ; (in Russian).
- Feistel R., Nausch G., Wasmund N. State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment. — Wiley, 2008. — P. 703. — DOI: [10.1002/9780470283134](https://doi.org/10.1002/9780470283134).
- Geology and geomorphology of the Baltic Sea: summary explanatory note to geological maps at a scale of 1:500,000 / ed. by A. A. Grigyalis. — Leningrad : Ministry of Geology of the USSR, Lithuanian Geological Institute, 1991. — (In Russian).

- Gill A. Dynamics of the atmosphere and ocean: in 2 volumes. Volume 1. — Moscow : Mir, 1986. — P. 396. — (In Russian).
- Ginzburg A. I., Kostianoi A. G., Sheremet N. A. Seasonal and Interannual Variability of the Surface Temperature in the Caspian Sea // *Oceanology*. — 2004. — Vol. 44, no. 5. — P. 605–618. — EDN: [LIOLFP](#).
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., et al. ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. — 2018. — DOI: [10.24381/CDS.BD0915C6](#).
- Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Volume 3. Baltic Sea. Issue I. Hydrometeorological conditions / ed. by F. S. Terziev, V. A. Rozhkov, A. I. Smirnova. — St. Petersburg : Gidrometeoizdat, 1992. — P. 449. — (In Russian).
- Intergovernmental Oceanographic Commission; Scientific Committee on Oceanic Research; International Association for the Physical Sciences of the Oceans. The International thermodynamic equation of seawater - 2010: calculation and use of thermodynamic properties. [includes corrections up to 31st October 2015]. — 2015. — DOI: [10.25607/OBP-1338](#).
- Ivanov Yu. A. Large-scale and synoptic variability of fields in the ocean. — Moscow : Nauka, 1981. — P. 168. — (In Russian).
- Kapustina M. V., Zimin A. V. Upwelling Spatiotemporal Characteristics in the Southeastern Baltic Sea in 2010-2019 // *Fundamental and Applied Hydrophysics*. — 2021. — Vol. 14, no. 4. — P. 52–63. — DOI: [10.7868/s2073667321040055](#). — (In Russian).
- Kupriyanova A., Gritsenko V., Kileso A., et al. About typical and anomalous modes of sea water cooling in a coastal zone of the Curonian spit // *Hydrometeorology and Ecology. Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University*. — 2024. — No. 73. — P. 666–683. — DOI: [10.33933/2713-3001-2023-73-666-683](#). — (In Russian).
- Lavrova O. Yu., Kostyanoy A. G., Lebedev S. A., et al. Integrated satellite monitoring of the seas of Russia. — Moscow : IKI RAS, 2011. — P. 480. — (In Russian).
- Majewski A., Lauer Z. Atlas morza Bałtyckiego: opracowanie zespołowe. — Warszawa : Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 1994. — P. 214. — (In Polish).
- Monin A. S., Kamenkovich V. M., Kort V. G. Variability of the World Ocean. — Leningrad : Gidrometeoizdat, 1974. — P. 262. — (In Russian).
- Morozov E. G., Shchuka S. A., Golenko N. N., et al. Temperature structure in the coastal zone of the Baltic Sea // *Doklady Earth Sciences*. — 2007. — Vol. 416, no. 1. — P. 1066–1069. — DOI: [10.1134/s1028334x07070197](#).
- Myslenkov S., Silvestrova K., Krechik V., et al. Verification of the Ekman Upwelling Criterion with In Situ Temperature Measurements in the Southeastern Baltic Sea // *Journal of Marine Science and Engineering*. — 2023. — Vol. 11, no. 1. — P. 179. — DOI: [10.3390/jmse11010179](#).
- Myslenkov S. A., Krechik V. A., Bondar A. V. Daily and Seasonal Water Temperature Changes in the Coastal Zone of the Baltic Sea Measured by Thermistor Chain // *Ecological systems and devices*. — 2017. — No. 5. — P. 25–33. — EDN: [YUSMLT](#) ; (in Russian).
- OpenStreetMap contributors. Planet OSM. — 2012. — URL: <https://planet.openstreetmap.org> ; (visited on: 20/05/2023). <https://planet.openstreetmap.org>.
- Stepanova N. B., Chubarenko I. P., Shchuka S. A. Structure and evolution of the cold intermediate layer in the southeastern part of the Baltic Sea by the field measurement data of 2004-2008 // *Oceanology*. — 2015. — Vol. 55, no. 1. — P. 25–35. — DOI: [10.1134/s0001437015010154](#).
- Titov V. B. Formation of the Upper Convective Layer and the Cold Intermediate Layer in the Black Sea in Relation to the Winter Severity // *Oceanology*. — 2004. — Vol. 44, no. 3. — P. 327–330. — EDN: [LIUUKF](#).
- Titov V. B., Chasovnikova L. A. Thermal interaction between near-water atmospheric layer and surface water layer on the northeastern shelf of the Black Sea // *Russian Meteorology and Hydrology*. — 2012. — Vol. 37, no. 8. — P. 560–566. — DOI: [10.3103/s1068373912080080](#).
- Weather Schedule, LLC. Weather Schedule. — 2004. — URL: <https://rp5.ru/> ; (visited on: 10/01/2023) ; (in Russian). <https://rp5.ru/>.
- Zatsepin A. G., Silvestrova K. P., Kuklev S. B., et al. Observations of a cycle of intense coastal upwelling and downwelling at the research site of the Shirshov Institute of Oceanology in the Black Sea // *Oceanology*. — 2016. — Vol. 56, no. 2. — P. 188–199. — DOI: [10.1134/s0001437016020211](#).
- Zhurbas V. M., Stipa T., Malkin P., et al. Mesoscale Variability of the Upwelling in the Southeastern Baltic Sea: IR Images and Numerical Modeling // *Oceanology*. — 2004. — Vol. 44, no. 5. — P. 619–628. — EDN: [LILESH](#).