

ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В.Ф. Дубравин¹, С.А. Мысленков², Ж.И. Стонт³

^{1,3} Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра океанологии; Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН

¹ Вед. науч. сотр., д-р геогр. наук; e-mail: v_dubravin@mail.ru

² Ст. науч. сотр., канд. физ.-мат. наук; e-mail: stasocean@gmail.com

³ Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук; e-mail: ocean_stont@mail.ru

Данная работа посвящена анализу турбулентных потоков тепла для нескольких точек в Балтийском море (платформа D6, станции Аркона и Дарский порог) с применением различных методик расчета. Расчеты потоков явного и скрытого тепла выполнены при помощи аэродинамического метода, а также на основе алгоритма COARE с разными параметризациями. Для расчетов привлекались данные метеостанций, реанализа, моделирования и измерения параметров волнения, а также измерений зажженной термокосы на морской ледостойкой стационарной платформе D6. В работе рассматривается период с января по декабрь 2016 г. В результате было установлено, что при использовании методики COARE с параметризацией Charnok по сравнению с аэродинамическим методом при постоянных коэффициентах обмена теплом и влагой величина потока явного тепла увеличивается на 15%, скрытого тепла – на 6%. Наибольшие различия в величинах потоков, рассчитанных разными методиками, наблюдаются во время сильных штормов с высотой волн более 3 м и могут превышать 50 Вт/м².

На основе дисперсионного и гармонического анализа рядов потоков тепла получены оценки долей суточной, синоптической и сезонной изменчивости, а также оценки параметров гармоник суточного и годового хода.

Ключевые слова: взаимодействие океана и атмосферы, суточный и сезонный ход, юго-восточная Балтика, COARE, платформа D6

DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.80.5.2

ВВЕДЕНИЕ

В системе взаимодействия океана и атмосферы большая роль принадлежит турбулентным потокам явного (Q_H) и скрытого тепла (Q_E), которые обеспечивают тепло- и влагообмен, что во многом определяет климатические процессы. Балтийское море является средиземным (внутриматериковым) морем и имеет затрудненный водообмен с Мировым океаном, поэтому изменения температуры воды практически полностью регулируются через обмен тепла с атмосферой [Döscher, Meier, 2004]. Для Балтийского моря актуальны различные экологические проблемы, так или иначе связанные с климатическими колебаниями температуры воды [Александров, 2010; Rak, Wieczorek, 2012]. Температура воды является одним из важнейших факторов, определяющих состояние водных экосистем, что отражено в работах по исследованию пространственного и вертикального распределения температуры вод Балтийского моря [Störmer, 2011; Дубравин, 2014].

Анализ результатов моделирования турбулентных потоков тепла в Балтийском море при различных климатических сценариях представлен в

[Döscher, Meier, 2004]. В работе [Larsén et al., 2006] приведены результаты измерений потоков тепла в нескольких точках в Балтийском море. В работе [Дубравин, 2014] на основании гидрометеорологических данных из атласа [State and Evolution..., 2008] для 11 гидрометеорологических районов за период 1951–2000 гг. выполнена оценка климатических средних (для месяцев и года) потоков явного и скрытого тепла по методике С.К. Гулева [Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990]. Рассмотрена сезонная изменчивость этих потоков, по данным гармонического анализа в сезонном ходе выявлено преобладание годовой волны. Кроме того, сравнение полученных расчетов Q_H , Q_E и суммарного потока Q с результатами других исследователей выявило их значительное превышение относительно данных из [Omstedt, 2009] или [Meier, Döscher, 2002], однако соотношения между потоками явного и суммарного тепла или скрытого и суммарного тепла схожи ($Q_H/Q = 0,22\text{--}0,24$ или $Q_E/Q = 0,76\text{--}0,78$). Отсюда следует вывод, что различия в результатах расчета потоков тепла разными авторами определяются различиями в величине коэффициентов

турбулентного тепло- и влагообмена C_T и C_E или масштабов пространственно-временного усреднения ξ_H и ξ_E . На основе гидрометеорологических данных мониторинговой сети MARNET Института исследований Балтийского моря имени Лейбница за 2003–2016 гг. с дискретностью 1 час на ст. Аркона, Дарский порог и Киль получены оценки потоков явного и скрытого тепла, рассчитанных по методике [Ефимов и др., 1985; Дубравин и др., 2019]. В работе [Аверкиев, Дубравин, 2020] по тем же данным мониторинговой сети MARNET за 2003–2016 гг. на станциях Аркона и Дарский порог в южной Балтике дана количественная оценка влияния осреднения на рассчитанные значения потока влаги в случаях, если они рассчитаны непосредственно по данным ежечасных наблюдений и в случае расчета по осредненным данным. Сравнение значений испарения, рассчитанных по данным ежечасных наблюдений и затем осредненных за сутки, месяц, год и рассчитанных по осредненным величинам гидрометеорологических параметров на станциях в южной Балтике, показало, что осреднение параметров за сутки допустимо практически без потери точности (ошибка не более 2–4%). «Осреднение значений гидрометеорологических параметров за период месяц приводит к ошибкам (занижению) в рассчитанных значениях испарения на 20–30%. При осреднении за период порядка года ошибка возрастает на 35% и более» [Аверкиев, Дубравин, 2020, с. 79]. Эти величины близки к полученным ранее для открытых районов океанов и морей, но несколько меньше (на 20–25%), чем полученные для акваторий умеренных широт с большой синоптической изменчивостью гидрометеорологических характеристик в [Гулев, Украинский, 1989, Лаппо и др., 1990].

На сегодняшний день при анализе потоков тепла в основном используют расчетные данные, так как данные прямых измерений потоков в океане крайне редки. Одним из классических методов расчета потоков явного и скрытого тепла является аэродинамический метод [Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990]. В последнее время в основном для подобных расчетов используется алгоритм COARE [Fairall et al., 2003], где в балк-формулах может учитываться коротковолновая и длинноволновая радиация, а также шероховатость моря, обусловленная ветровым волнением. Алгоритм COARE 3.0 успешно применяется для расчета потоков тепла в различных акваториях Мирового океана [Cronin et al., 2019; Gulev, Belyaev, 2012; Myslenkov et al., 2021].

В настоящей статье выполнен анализ турбулентных потоков явного и скрытого тепла за 2016 г. для южной части Балтийского моря. Расчеты выполнены с применением различных методик на основе уникальных инструментальных данных (температура

воды, метеорологические параметры, характеристики ветрового волнения), полученных на морской ледостойкой стационарной платформе D6 (далее – МЛСП). Кроме того, для региональной детализации оценок потоков тепла в районе исследований также были привлечены расчеты потоков по методике Constant на станциях Аркона и Дарский порог. По нашему мнению, это тем более важно, поскольку эти три станции располагаются в трех гидрометеорологических районах (B09, B10 и B11) [Дубравин, 2014, рис. 5], для которых, в том числе в [State and Evolution..., 2008], приведены климатические среднемесячные значения гидрометеорологических элементов за период 1951–2000 гг., что позволяет сравнить наши результаты за 2016 г. с климатическими средними. Цель работы заключается в анализе величины потоков тепла и влаги, полученных разными методиками без учета поправок на пространственно-временное осреднение ξ_H и ξ_E , а также в получении количественных оценок вкладов суточной, синоптической и сезонной изменчивости потоков тепла, поскольку в большинстве работ, посвященных расчетам потоков тепла и влаги, используются данные наблюдений с месячным осреднением.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Морская ледостойкая стационарная платформа D6 расположена в 22 км от берега в Калининградской области в юго-восточной части Балтийского моря. В 2015 г. на середине переходного мостика платформы была установлена термокоса из 10 датчиков Starmon mini (производитель Star Oddi, Исландия) [Мысленков и др., 2017]. Датчики расположены на горизонтах: 0,1, 1, 3, 5, 8, 10, 13, 24, 28 м. Глубина моря в месте установки составляет 29 м. Дискретность измерений температуры составляет 1 мин, точность $\pm 0,025^\circ\text{C}$. В расчетах потоков тепла использовалась осредненная за 1 час температура воды верхнего датчика, однако при наличии высоких волн верхние датчики иногда оказывались на поверхности, что однозначно определялось по характерному шуму в записях температуры. В этой ситуации использовалась температура с более глубоких горизонтов.

В 2016 г. на платформе был установлен ультразвуковой волнограф LogAlevel. Высота установки прибора над водой составила около 8 м, частота измерения уровня 5 Гц и точность измерения уровня 1 см. По полученным данным вычислялась высота значительных волн (как среднее от $\frac{1}{3}$ наибольших волн) и период T_z (zero-crossing). В данной работе использованы данные волнографа за период с 26 октября по 22 декабря 2016 г. Также дополнительно использовались данные

моделирования параметров волнения на основе модели SWAN с временной дискретностью 1 час, рассчитанные на основе данных реанализа NCEP/CFSv2 в качестве атмосферного форсинга. Из данных моделирования использовалась высота значительных волн и пиковый период T_p . Также из модели было получено среднее соотношение периодов $T_p / T_z = 1,36$ для точки в районе платформы D6 за период с 26.10. по 22.12.2016, которое использовалось для пересчета T_z , полученного по данным измерений, в T_p . Более подробное описание методики и результатов моделирования волнения представлено в работе [Myslenkov, Medvedeva, 2019]. Также из реанализа NCEP/CFSv2 были получены данные о коротковолновой и длинноволновой радиации, которые используются в расчетах по алгоритму COARE.

Для расчета потоков тепла использованы данные метеостанции МиниКРАМС-4, установленной на платформе D6. Скорость ветра на станции измеряется на высоте 32 м над уровнем моря. Температура воздуха и точки росы измеряется на высоте 27 м.

Кроме того, в работе были использованы данные натурных наблюдений с дискретностью 1 час за температурой воды и воздуха, относительной влажностью, атмосферным давлением на уровне моря и скоростью ветра W на станциях Аркона и Дарский порог (с метеодатчиками на высоте 10 и 9 м соответственно) мониторинговой сети MARNET.

Анализ потоков тепла и влаги по различным методикам в районе платформы и станций, местоположение которых представлено на рис. 1, был выполнен за период с 1 января по 31 декабря 2016 г. с дискретностью 1 час.

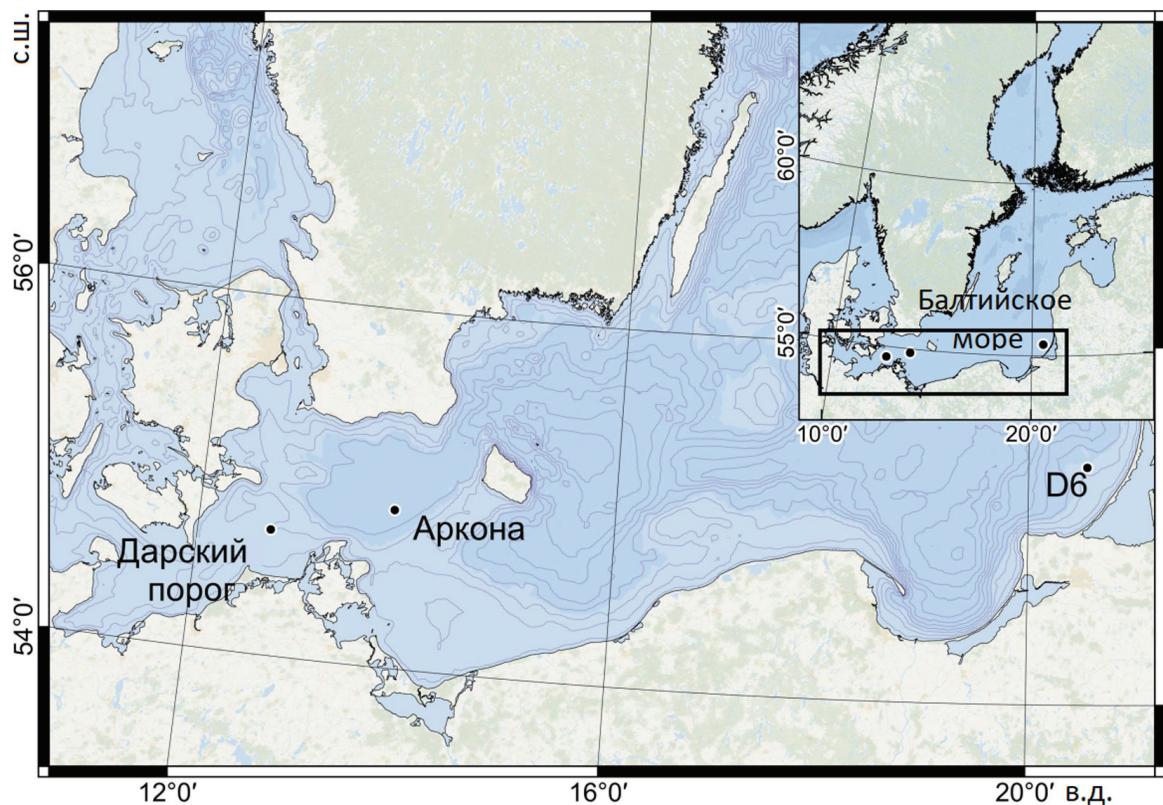


Рис. 1. Район исследований, расположение станций мониторинговой сети MARNET и морской ледостойкой стационарной платформы D6

Fig. 1. Research area, location of stations of the MARNET monitoring network and the D6 offshore ice-resistant stationary platform

Для расчета потоков тепла использовались несколько разных методик. Сначала расчеты были выполнены на основе аэродинамического метода с использованием постоянных коэффициентов обмена теплом и влагой (методика из [Ефимов и др., 1985], которую в дальнейшем будем именовать методикой Constant) по формулам:

$$Q_H = C_p \rho C_T (T_w - T_a) W, \quad (1)$$

$$Q_E = L 0,622 P_0^{-1} \rho C_E (E_{0w} - e_a) W, \quad (2)$$

где C_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ – плотность воздуха, кг/м³; C_T и C_E – коэффициенты обмена теплом (число Шмидта)

и влагой (число Дальтона); T_w – температура воды, °C; T_a – температура воздуха, °C; W – модуль скорости ветра, м/с; L – удельная (скрытая) теплота парообразования – 2256 кДж/кг (при $T_w = 100^\circ\text{C}$); P_0 – атмосферное давление на уровне моря, гПа; E_{0w} – максимальная упругость водяного пара (гПа) при температуре воды T_w ; e_a – упругость водяного пара, гПа.

Коэффициенты обмена зависят от скорости ветра W , перепадов температуры $\Delta T = T_w - T_a$ и влажности $\Delta e = E_{0w} - e_a$, а также от высоты z , на которой выполнялись измерения. Многообразие подходов к параметризации процессов обмена привело к весьма широкому диапазону значений коэффициентов обмена теплом и влагой, предлагаемых разными авторами. Различные оценки коэффициентов можно найти в [Бортковский, 1971; Гулев, Украинский, 1989, Лаппо и др., 1990; Ефимов и др., 1985; Радикович, 1970; Blanc, 1985]. В нашем случае для высоты 10 м согласно рекомендациям в [Ефимов и др., 1985] использованы $C_T = C_E = 1,3 \cdot 10^{-3}$.

Для расчетов по методу Constant выполнено приведение данных наблюдений за температурой воздуха T_a и температурой точки росы T_d к стандартной высоте 10 м на основе линейной интерполяции, а для скорости ветра W – по формуле Хельмана [Руководство..., 2008]:

$$W_h = W_{10} (0,233 + 0,656 \log_{10} (h + 4,75)), \quad (3)$$

где W_h – скорость ветра на высоте h ; W_{10} – скорость ветра на высоте 10 м.

Также для расчета потоков тепла применялся алгоритм COARE 3.0 [Fairall et al., 2003]. Алгоритм COARE 3.0 является одним из современных методов для расчета потоков тепла и учитывает помимо основных метеорологических параметров компоненты коротковолновой и длинноволновой радиации. В алгоритме COARE коэффициенты обмена вычисляются для каждого расчетного шага согласно теории подобия Монина–Обухова, с учетом стратификации приземного слоя атмосферы [Fairall et al., 2003].

В алгоритме COARE 3.0 используется переменный параметр шероховатости, зависящий от скорости ветра на основе формулы [Charnock, 1955]:

$$z_0 = \frac{\alpha u_*^2}{g} + \frac{0,11a}{u_*}, \quad (4)$$

где α – параметр Чарнока; a – коэффициент кинематической вязкости; u_* – скорость трения. Параметр Чарнока $\alpha = 0,011$ при скорости ветра $W_{10} < 10$ м/с, $\alpha = 0,018$ при скорости ветра $W_{10} < 18$ м/с, $\alpha = 0,011 + 0,007 \cdot (W_{10} - 10)/8$ для скорости ветра от 10 до 18 м/с.

В нашем случае в конфигурации алгоритма COARE 3.0 для входных данных о скорости ветра

задавался горизонт 32 м, для температуры и влажности воздуха 27 м над уровнем моря, для температуры воды глубине 1 м. В алгоритме COARE использовалась стандартная встроенная параметризация для перехода от температуры воды на заданной глубине к температуре воды поверхности пленки, которая непосредственно взаимодействует с атмосферой.

Также существует несколько разных параметризаций параметра шероховатости с учетом скорости ветра и параметров ветровых волн. В своих расчетах мы использовали параметр шероховатости, рассчитываемый по формуле [Taylor, Yelland, 2001]:

$$z_0 = H_s a_1 \left(\frac{H_s}{L_p} \right)^{b_1} \frac{0,11a}{u_*}; a_1 = 1200; b_1 = 4,5, \quad (5)$$

где H_s – высота значительных волн; L_p – длина волны на спектральном пике, вычисляется как $L_p = 1,56 \cdot T_p^2$; где T_p – пиковый период (данные об H_s и T_p получены по данным моделирования или по данным измерений). Существует также параметризация [Oost et al., 2002], где учитывается длина волны на спектральном пике и возраст волн. Согласно результатам работы [Myslenkov et al., 2021], использование параметризаций [Taylor, Yelland, 2001] и [Oost et al., 2002] в Баренцевом море (где среднемноголетняя высота ветровых волн составляет 1–2 м) дает очень схожие результаты, поэтому мы ограничились использованием только одной из них.

Для анализа суточной, синоптической и сезонной изменчивости потоков тепла была использована модель временного ряда, подробно описанная в работе [Дубравин, 2014]. В этой модифицированной модели из [Лаппо и др., 1990] исходный ряд (ИР) раскладывается на короткопериодную (КП) (высокочастотную) и долгопериодную (ДП) (низкочастотную) изменчивость. КП состоит из нерегулярной внутрисуточной изменчивости (ВСИ), регулярного суточного хода (СХ) и синоптической изменчивости (СИ). ДП складывается из нерегулярной внутригодовой изменчивости (ВГИ), регулярного сезонного хода (СезХ) и межгодовой изменчивости (МГИ):

$$\text{ИР} = \text{КП} + \text{ДП} = \text{ВСИ} + \text{СХ} + \text{СИ} + \text{ВГИ} + \text{СезХ} + \text{МГИ}. \quad (6)$$

Технология оценки отдельных членов (6) близка по смыслу к использованной в [Лаппо и др., 1990]. Метод основан на последовательном сглаживании исходного ряда скользящим средним. При соответствующих значениях окна осреднения можно получать остаточную дисперсию разных временных масштабов. После того как ИР был сглажен скользящим месячным осреднением и получен ряд

$$\text{ДП} = \text{ВГИ} + \text{СезХ} + \text{МГИ}, \quad (7)$$

производилась оценка членов в рамках модели [Лаппо и др., 1990]. СезХ получается из многолетнего ряда ИР после осреднения значений для каждого ме-

сяца за все годы, МГИ – из многолетнего ряда после осреднения за каждый год, ВГИ – как остаточная.

Поскольку в настоящей работе рассматривался только 2016 г., вклад межгодовой и внутригодовой изменчивости отсутствует (равен нулю), и тогда

$$\Delta P = \text{СезХ.} \quad (8)$$

Вычитание ΔP из ИР дает короткопериодную изменчивость КП

$$КП = ИР - \Delta P, \quad (9)$$

или

$$КП = ВСИ + СХ + СИ. \quad (10)$$

Сглаживание КП с периодом сутки дает возможность получить реализацию – СИ, осреднение КП за каждый час – СХ, после чего составляющая ВСИ получается как остаточная.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ потоков тепла по данным разных методик расчета. Рассмотрим изменения основных гидрометеорологических параметров среды за 2016 г.: временной ход скорости ветра, темпе-

ратуры воды и воздуха в районе расположения платформы D6 представлен на рис. 2. Температура воздуха на D6 меняется от -13°C в январе (с повышением до $-4\text{...}-6^{\circ}\text{C}$ на Арконе и Дарском пороге) до 30°C в июне (до 22°C в июле на Арконе или до 25°C в августе на Дарском пороге). Температура воды не опускается ниже чем $2,4\text{--}2,5^{\circ}\text{C}$ по данным МЛСП D6 и на Арконе или чем $1,8^{\circ}\text{C}$ на Дарском пороге. В апреле – сентябре на D6, марте – июне на Арконе, в феврале – июне и сентябре на Дарском пороге температура воздуха выше, чем температура воды. Средняя скорость ветра с апреля по сентябрь находится в диапазоне $\sim 4\text{--}9$ на D6 или $\sim 6\text{--}7$ м/с на Арконе и Дарском пороге, а в осенне-зимний период средние скорости повышаются до $\sim 6\text{--}15$ на D6 или $6\text{--}10$ м/с на Арконе и Дарском пороге. Такое распределение основных гидрометеорологических характеристик в районе расположения МЛСП D6 по сравнению с Арконой и Дарским порогом определяется большей континентальностью климата в районе МЛСП D6, близостью побережья и большей удаленностью от Атлантического океана.

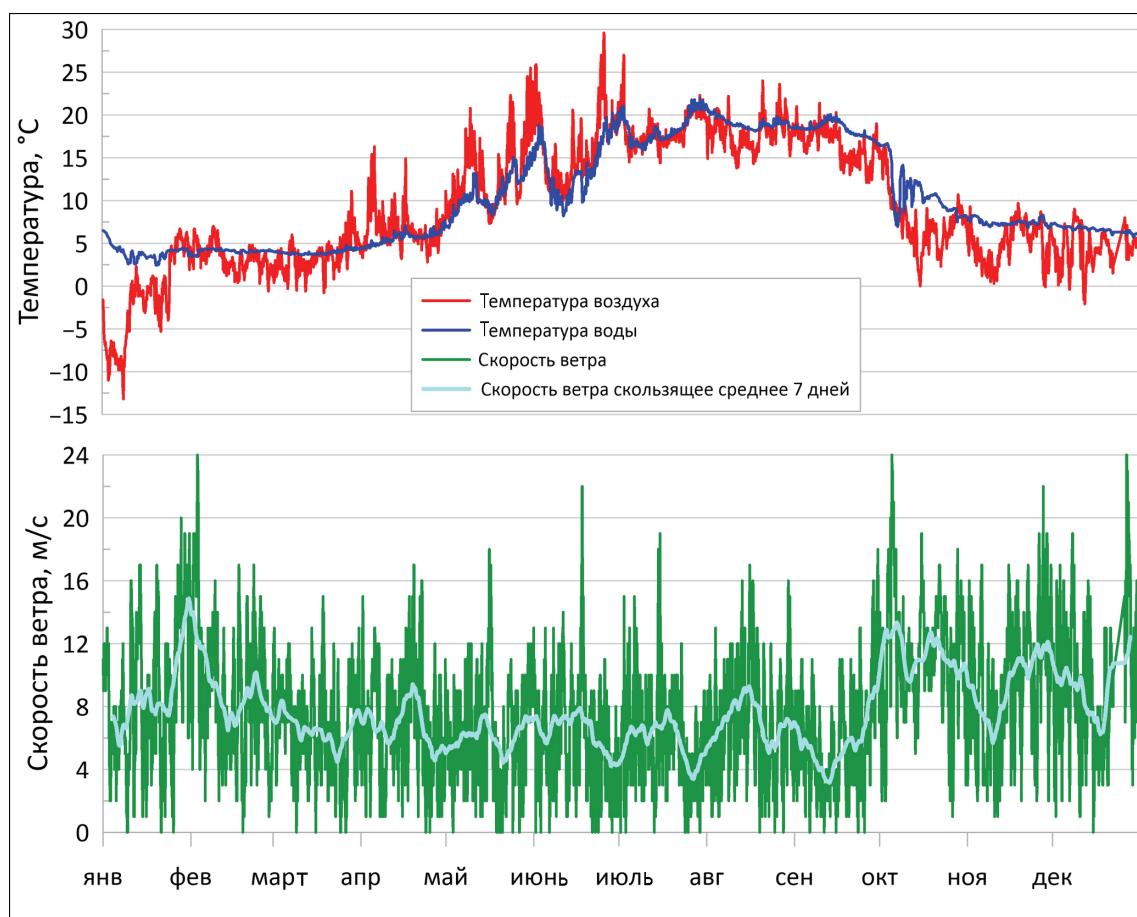


Рис. 2. Изменение скорости ветра, температуры воды и воздуха с 1 января по 31 декабря 2016 г. по данным, полученным с платформы D6

Fig. 2. Changes in wind speed, water and air temperature from January 1 to December 31, 2016, according to the D6 platform data

Примем следующие обозначения: потоки, рассчитанные по методике [Ефимов и др., 1985], обозначим как Constant, потоки, рассчитанные по методике COARE с параметризацией шероховатости по Чарноку, – как COARE Charnock, потоки, рассчитанные по методике COARE с параметризацией шероховатости по методике и входными данными о параметрах волнения из модели SWAN, – как COARE Taylor-Yelland SWAN, а при использовании аналогичной методики и данных измерений волнографа – COARE Taylor-Yelland Wave Measurements.

Потоки явного и скрытого тепла, рассчитанные за 2016 г. при помощи разных методик, на МЛСП D6, представлены на рис. 3. В период с января по февраль и с октября по декабрь преобладают положительные значения потоков явного и скрытого тепла. Максимальные значения потока явного тепла наблюдаются в январе, а для скрытого тепла – в октябре. Расчеты показали, что большую часть года

значения потоков, полученных по разным методикам, в том числе с использованием измерений параметров ветрового волнения, приблизительно одинаковы. Наибольшие различия наблюдаются в январе, октябре и декабре во время близких к максимальным значений.

Методика Constant, как правило, дает наименьшие значения, а COARE Taylor-Yelland SWAN – самые большие. Например, 2 января на D6 максимальное значение потока явного тепла по методике Constant составило 204 Вт/м², по COARE Charnock – 324 Вт/м², по COARE Taylor-Yelland SWAN – 322 Вт/м². Кроме того, разности более 40 Вт/м² между потоками явного тепла по разным методикам наблюдались в период с октября по декабрь. В потоках скрытого тепла наблюдается схожая картина: максимальные разности могут превышать 50 Вт/м², однако в среднем все методики дают похожие величины.

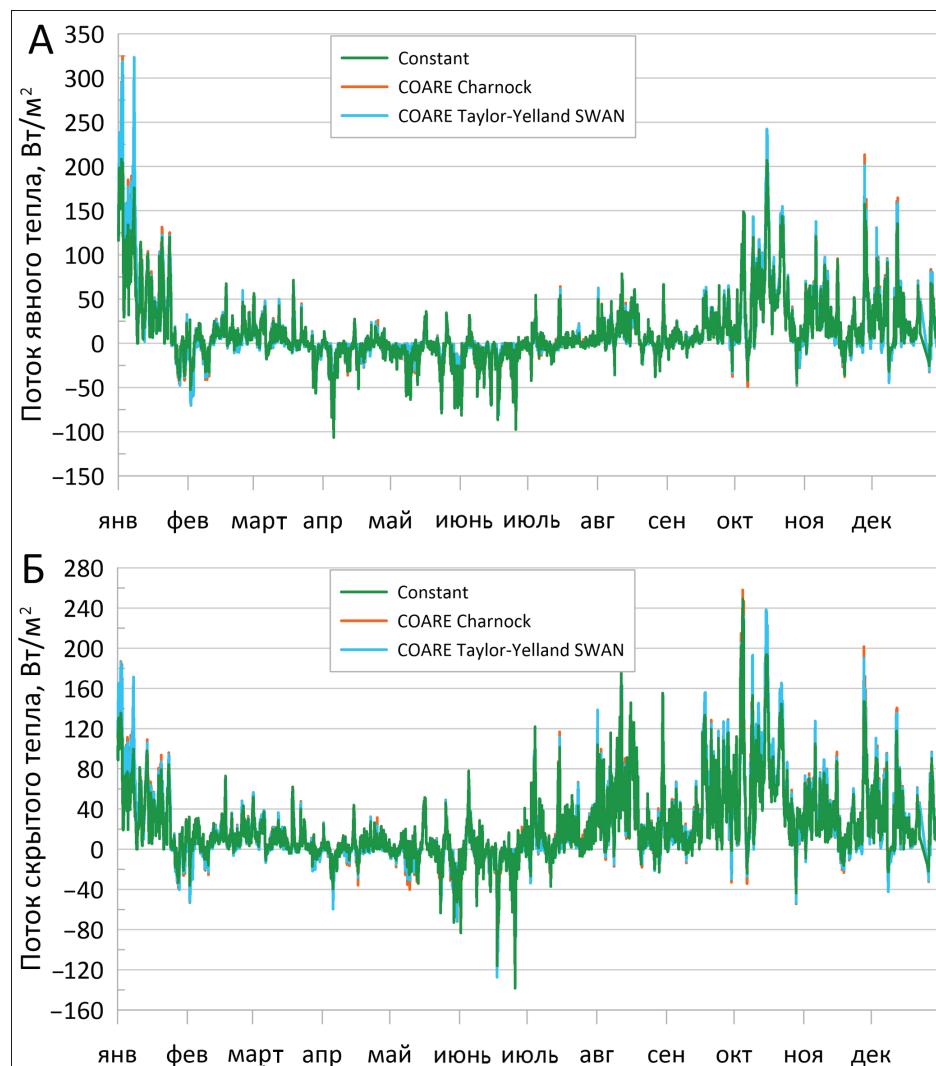


Рис. 3. Изменение потоков явного (А) и скрытого (Б) тепла с 1 января по 31 декабря 2016 г., рассчитанных по разным методикам на платформе D6

Fig. 3. Changes in sensible (A) and latent (Б) heat flux from January 1 to December 31, 2016, calculated using different methods on the D6 platform

В таблице 1 представлены средние за весь 2016 г. значения потоков явного и скрытого тепла, полученные разными методиками вблизи МЛСП D6, а также по данным станций Аркона и Дарский порог по методике Constant. Как можно видеть, среднегодовые потоки тепла и влаги на всех точках положительные, т. е. направлены из моря в атмосферу. В среднем поток скрытого тепла на МЛСП D6 и в Арконе примерно в 2 раза больше, чем явного. На станции Дарский порог поток явного тепла несколько меньше, чем на D6, а поток скрытого тепла значительно больше, что говорит о сильных региональных различиях исследуемых параметров.

По методике COARE Charnock поток явного тепла получился на 15%, а для скрытого тепла на 6% больше, а по COARE Taylor-Yelland SWAN на 16% для Q_H , и на 5% для Q_E , чем по методике Constant (табл. 1). В среднем за весь год коэффициент C_T по методу COARE Charnock получился равным $0,92 \cdot 10^{-3}$, а при близкой к нейтральной стратификации (разность температур $\pm 1^\circ\text{C}$, что составляет 37% от длины ряда) $C_T = 0,84 \cdot 10^{-3}$. Таким образом, различия в получившихся значениях потоков по сравнению с методом Constant в основном обусловлены различным описанием шероховатости.

Таблица 1

Среднегодовые потоки явного и скрытого тепла, рассчитанные по разным методикам на платформе D6 и станциях Аркона и Дарский порог за 2016 г.

Метод	Поток явного тепла, Вт/м ²	Поток скрытого тепла, Вт/м ²	Отношение потока явного тепла к Constant, %	Отношение потока скрытого тепла к Constant, %
D6				
Constant	12,7	22,8	100	100
COARE Charnock	14,6	24,1	115	106
COARE Taylor-Yelland SWAN	14,7	24,0	116	105
Аркона				
Constant	14,3	29,2	100	100
Дарский порог				
Constant	11,3	47,7	100	100

Далее более детально рассмотрим изменение потоков тепла в районе МЛСП с 26 октября по 22 декабря 2016 г., когда выполнялись измерения параметров ветрового волнения, что позволило использовать данные измерений параметров волнения для методики COARE Taylor-Yelland Wave Measurements (рис. 4). Видно, что наибольшие различия в потоках явного и скрытого тепла наблюдаются 28 ноября. В это время наблюдался шторм – скорость ветра достигала 22 м/с, высота значительных волн составляла до 4 м. Поток явного тепла по методике Constant 28 ноября составлял 157 Вт/м², по COARE Charnock – 213 Вт/м², а по COARE Taylor-Yelland Wave Measurements – 208 Вт/м². Для потока скрытого тепла во время шторма 28 ноября разности также превышают 40 Вт/м². Для средних (за рассматриваемый период) величин потоков расчеты на основе разных методик могут отличаться на величину до 8% (табл. 2). По оценкам в [Blanc, 1985], при экстремальных скоростях ветра потоки Q_H могут возрастать втрое, а Q_E – вчетверо относительно средних

значений. Для максимума потоков 28 ноября максимальная скорость ветра 22 м/с наблюдалась только в течение 1 часа, поэтому потоки тепла, рассчитанные по методу COARE Charnock, больше, чем по методикам с учетом параметров волнения, так как для развития волн необходимо более длительное воздействие ветра. Для нескольких штормов в декабре 2016 г. методики, учитывающие параметры волн, напротив, дают большие значения потоков тепла, нежели метод COARE Charnock. Таким образом, можно сделать вывод, что при сильных штормах оценки потоков тепла с использованием параметризаций, учитывающих коэффициент Чарнока и параметры ветрового волнения, могут существенно различаться с оценками по методике Constant.

Структура временных рядов потоков явного и скрытого тепла. С учетом небольших различий в расчетах среднегодовых значений потоков тепла, рассчитанных по разным методикам (см. табл. 1), для анализа временной структуры потоков тепла использовалась методика Constant [Ефимов и др., 1985].

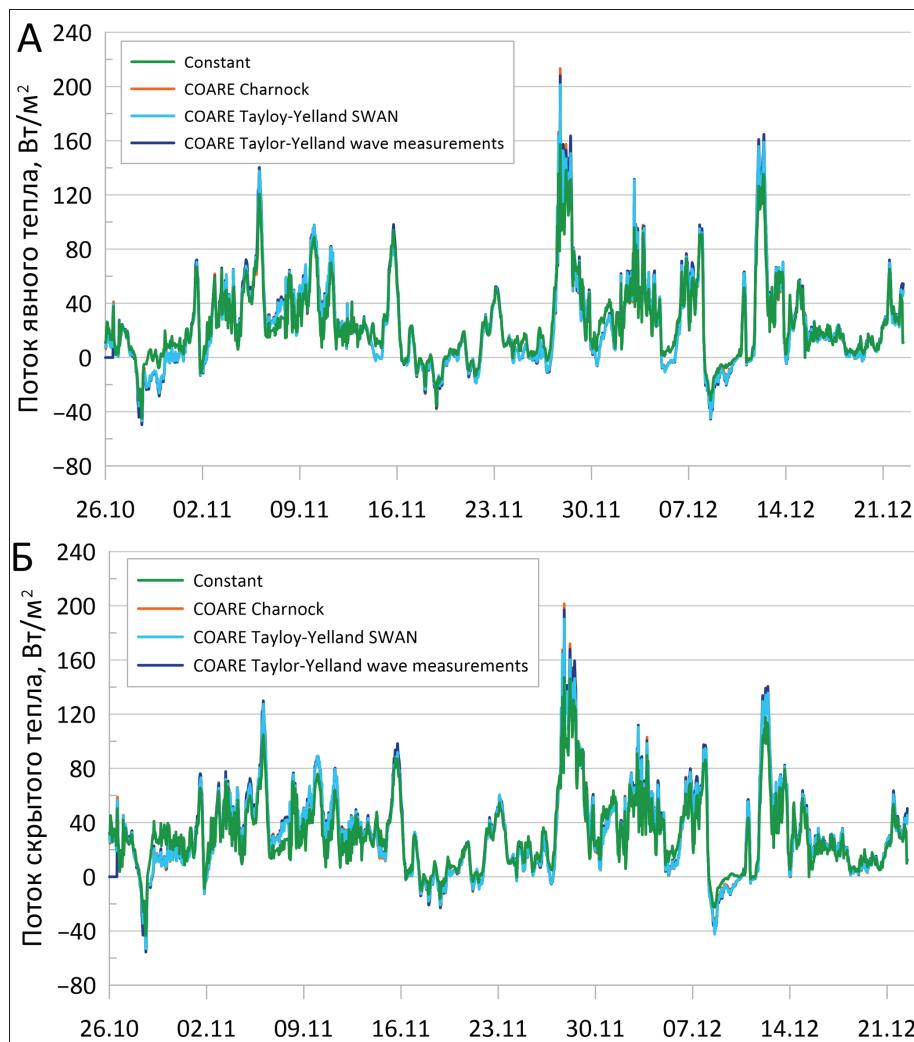


Рис. 4. Изменение потоков явного (А) и скрытого (Б) тепла с 26 октября по 22 декабря 2016 г. на платформе D6

Fig. 4. Changes in the flows of sensible (A) and latent (B) heat from October 26 to December 22, 2016, on the D6 platform

Таблица 2

Средние и максимальные значения потоков явного и скрытого тепла, рассчитанные по разным методикам вблизи МЛСП D6 за период с 26 октября по 22 декабря 2016 г.

Метод	Поток явного тепла, Вт/м ²	Поток скрытого тепла, Вт/м ²	Отношение потока явного тепла к Constant, %	Отношение потока скрытого тепла к Constant, %
Среднее/максимум				
Constant	24,9/157,3	30,2/147,0	100/100	100/100
COARE Charnock	24,5/213,4	32,0/201,5	98/136	106/137
COARE Taylor-Yelland SWAN	24,3/201,5	31,8/190,3	98/128	105/129
COARE Taylor-Yelland Wave Measurements	24,8/208,0	32,5/197,7	100/132	108/134

Анализ временных рядов показал, что по данным МЛСП D6 относительная доля дисперсии КП в общую дисперсию ИР для потоков тепла (Q_H , Q_E и Q) составляет ~62–64%, а доля ДП соответст-

но – 36–38% (табл. 3). При этом наибольшие вклады в дисперсию исходного ряда вносят СИ (~45–47%) и СезХ (~36–38%), а наименьший вклад приходится на СХ (0,5–0,7%). На станции Аркона оценки дисперсии

схожи с оценками для МЛСП D6, однако вклад СИ меньше, чем вклад СезХ для потоков явного тепла, а для потоков скрытого тепла, наоборот, преобладает вклад СИ. На станции Дарский порог для потоков явного тепла преобладает сезонная изменчивость (51%), а для потоков скрытого тепла – синоптическая (56%).

Вклад суточной компоненты в потоках тепла Q_H , Q_E и Q ($\leq 1\%$) довольно мал относительно дисперсии всего годового ряда, что согласуется с подобным анализом для других метеорологических параметров в этом районе – температуры, давления, скорости ветра [Дубравин, 2014]. Однако в летние месяцы на масштабах синоптического периода суточный ход гидрометеорологических характеристик и, следовательно, потоков тепла может иметь значительное влияние [Мысленков и др., 2017].

Следует отметить, что данные таблицы 3 подтверждают вывод, сделанный в [Лаппо и др., 1990;

Дубравин, 2014], о том, что структура временных рядов (включая суточную составляющую) для гидрометеорологических параметров, в том числе и в южной части Балтики, зависит как от характера самого параметра, так и от местоположения.

Среднегодовые аномалии регулярного суточного хода потоков тепла в районе МЛСП D6 представлены на рис. 5. Для всех потоков тепла на D6 максимум аномалии в суточном ходе наступает ночью – в 4 часа, а минимум – в 15 часов; фаза роста наступает в 11 часов, фаза падения – в 13 часов; размах суточных колебаний меняется от 7,8–8,0 Вт/м² для Q_H и Q_E до 15,8 Вт/м² для Q . На станциях Аркона и Дарский порог для всех потоков тепла максимум аномалий наступает между 02 и 06 часами, а минимум – между 10 и 23 часами; размах суточных колебаний для Q_H – 6,1–9,4 Вт/м², для Q_E – 2,9–3,4 Вт/м² и для Q – 6,9–10,5 Вт/м².

Таблица 3

Дисперсия (Вт²/м⁴) и относительная доля (%) дисперсии потоков явного Q_H , скрытого Q_E и суммарного Q тепла (по методике Constant) вблизи МЛСП D6 и на станциях Аркона и Дарский порог за 2016 г.

Элемент	Дисперсия				
	Общая	Короткопериодная			Долгопериодная
		СХ	ВСИ	СИ	
МЛСП D6					
Q_H , Вт ² /м ⁴	1201,2	6,6	172,5	565,1	457,0
Q_H %	100	0,6	14,4	47,0	38,0
Q_E , Вт ² /м ⁴	1174,9	8,0	212,3	527,2	427,4
Q_E %	100	0,7	18,1	44,8	36,4
Q , Вт ² /м ⁴	4436,5	27,5	708,4	2044,9	1655,7
Q , %	100	0,6	16,0	46,1	37,3
Аркона					
Q_H , Вт ² /м ⁴	1371,5	4,5	131,5	555,0	680,5
Q_H %	100	0,3	9,6	40,5	49,6
Q_E , Вт ² /м ⁴	2773,5	0,6	393,8	1365,7	1013,4
Q_E %	100	0,02	14,2	49,3	36,5
Q , Вт ² /м ⁴	7194,6	5,9	779,2	3224,7	3184,8
Q , %	100	0,1	10,8	44,8	44,3
Дарский порог					
Q_H , Вт ² /м ⁴	1466,6	10,2	155,0	555,1	746,3
Q_H %	100	0,7	10,6	37,8	50,9
Q_E , Вт ² /м ⁴	2981,5	1,1	447,9	1665,9	866,6
Q_E %	100	0,04	15,0	55,9	29,1
Q , Вт ² /м ⁴	7341,2	10,5	880,7	3657,8	2792,2
Q , %	100	0,1	12,0	49,9	38,0

Примечание. Короткопериодной (регулярного суточного хода – СХ, нерегулярной внутрисуточной – ВСИ и синоптической – СИ составляющих) и долгопериодной (регулярного сезонного хода – СезХ).

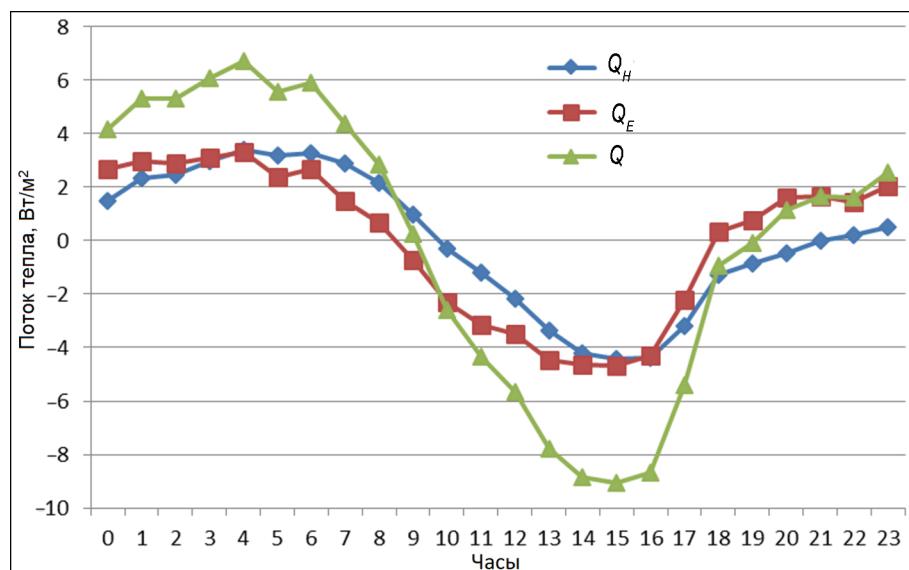


Рис. 5. Осредненные за 2016 г. аномалии регулярного суточного хода потоков явного, скрытого и суммарного тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$) на платформе D6

Fig. 5. Average anomalies of the regular diurnal cycle of sensible, latent and total heat flux (W/m^2) on the D6 platform for 2016

В таблице 4 представлены гармонические постоянные среднегодового и внутригодового (среднемесячного) суточного хода для потоков тепла Q_H , Q_E и Q на станциях МЛСП D6, Аркона и Дарский порог. В районе платформы D6 средний за 2016 г. суточный ход всех потоков тепла характеризуется преобладанием суточной волны, с квотой (вклад в общую дисперсию) суточной гармоники ($q_1 = 0,90\text{--}0,92$). Вклад в CX всех потоков тепла полусуточной гармоники не превышает 0,07. На станциях Аркона и Дарский порог только для потоков Q_H и Q характерно преобладание суточной гармоники в среднегодовом суточном ходе ($q_1 = 0,86\text{--}0,96$), при вкладе полусуточной — $q_{11} = 0,03\text{--}0,07$. Для Q_E , наоборот, преобладает полусуточная гармоника $q_{11} = 0,45\text{--}0,64$, при снижении вклада суточной до $q_1 = 0,01\text{--}0,15$.

Для всех потоков на D6 и для Q_H и Q на станциях Аркона и Дарский порог амплитуды суточной гармоники составляет $A_1 = 2,8\text{--}7,0 \text{ Вт}/\text{м}^2$, а для Q_E на станциях Аркона и Дарский порог амплитуды суточной гармоники снижается до $A_1 = 0,2\text{--}0,4 \text{ Вт}/\text{м}^2$, при амплитудах полусуточной волны на всех станциях для Q_H и Q_E — $A_{11} = 0,7\text{--}1,2 \text{ Вт}/\text{м}^2$, а для Q — $A_{11} = 0,8\text{--}1,9 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Для всех потоков на МЛСП D6 и для Q_H и Q на станциях Аркона и Дарский порог соотношения амплитуд суточной к полусуточной составляет $A_1/A_{11} = 3,5\text{--}5,7$, а для Q_E на станциях Аркона и Дарский порог соотношения амплитуд снижается до $A_1/A_{11} = 0,1\text{--}0,6$.

Что касается внутригодовой изменчивости гармоник суточного хода потоков Q_H , Q_E и Q , то общие

закономерности для всех гармоник потоков тепла не наблюдаются. Однако можно отметить, что на всех станциях для всех потоков минимальные величины амплитуды суточной волны A_1 отмечаются в феврале — апреле, за исключением Q на станции Аркона, для которой минимум A_1 наступает в октябре, а максимальные величины амплитуды суточной волны A_1 отмечаются в августе — октябре, за исключение Q_E на D6, для которой максимум A_1 наступает в июне. Или для квоты суточной гармоники q_1 на D6 для всех потоков минимальные величины вклада q_1 отмечаются в декабре, а максимальные — в феврале и июне; на станции Аркона минимумы вклада для Q_H , Q_E и Q наступают в феврале, июле и октябре соответственно, а максимумы — в июле — августе; на станции Дарский порог минимумы вклада для Q_H , Q_E и Q наступают в мае, апреле и январе соответственно, а максимумы — в ноябре, октябре и мае (табл. 4).

Далее рассмотрим сезонную изменчивость потоков тепла. Изменение среднемесячных значений потоков представлено на рис. 6. На всех станциях максимальные значения потоков тепла наблюдаются в январе или октябре, а минимальные — в марте, мае или июне. При этом для потоков явного и скрытого тепла наибольшие значения наблюдаются на станции Дарский порог в январе ($Q_H = 87,8 \text{ Вт}/\text{м}^2$) и октябре ($Q_E = 93,6 \text{ Вт}/\text{м}^2$), а наименьшие — на МЛСП D6 в июне ($Q_H = -15,0 \text{ Вт}/\text{м}^2$) и на станции Аркона в мае ($Q_E = -6,5 \text{ Вт}/\text{м}^2$); для потоков суммарного тепла наибольшее значение наблюдается на станции Дарский порог в январе ($Q = 174,3 \text{ Вт}/\text{м}^2$), а наименьшее — на D6 в июне ($Q = -21,2 \text{ Вт}/\text{м}^2$).

Таблица 4

Гармонические постоянные суточного хода потоков явного Q_H , скрытого Q_E и суммарного Q тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$) вблизи МЛСП D6 и на станциях Аркона и Дарский порог, осредненного за 2016 г. (верхняя строка), и размахах СХ, осредненного помесячно (нижняя строка)

Элемент	Гармоники						A_I/A_{II}	A_0		
	I (суточная волна)			II (полусуточная волна)						
	Амплитуда A_I	Фаза I	Квота I	Амплитуда A_{II}	Фаза II	Квота II				
D6										
$Q_H(1)$	3,5	36,5	0,92	0,9	-135,3	0,06	4,0	12,9		
	2,0 (II)– 7,8 (X)	-1,4 (IV)– 114,1 (II)	0,57 (XII)– 0,94 (II)	0,4 (II)– 2,3 (V)	-179,7 (IV)– 167,9 (IX)	0,03 (II)– 0,27 (XII)	1,4 (XII)– 5,6 (II)			
$Q_E(1)$	3,8	64,3	0,90	1,0	-126,0	0,07	3,6	23,0		
	1,9 (IV)– 9,1 (VI)	10,9 (XI)– 139,7 (II)	0,42 (XII)– 0,1 (II)	0,2 (II)– 2,5 (IX)	-174,5 (IX)– 168,2 (I)	0,01 (IX)– 0,24 (XII)	1,3 (XII)– 11,9 (II)			
$Q(1)$	7,0	51,0	0,91	1,9	130,2	0,07	3,7	35,9		
	4,4 (II)– 15,6 (X)	16,9 (III)– 126,6 (II)	0,52 (XII)– 0,92 (VI)	0,6 (II)– 4,7 (V)	-179,1 (IX)– 158,2 (II)	0,02 (II)– 0,25 (XII)	1,4 (XII)– 7,3 (II)			
Аркона										
$Q_H(1)$	2,8	19,6	0,93	0,7	-108,1	0,05	4,3	14,3		
	0,5 (II)– 7,9 (VIII)	-152,4 (II)– 60,4 (XI)	0,05 (II)– 0,97 (VII)	0,2 (VII)– 3,6 (I)	-158,7 (VII)– 153,3 (V)	0,004 (VII)– 0,38 (III)	0,8 (II)– 14,7 (VII)			
$Q_E(1)$	0,4	-19,2	0,15	0,7	-0,4	0,45	0,6	29,2		
	1,6 (III)– 8,5 (VIII)	-147,2 (XII)– 177,7 (XI)	0,09 (VII)– 0,86 (VIII)	0,3 (XII)– 4,7 (VII)	-164,6 (II)– 160,7 (VIII)	0,62 (VII)– 0,02 (XII)	0,4 (VII)– 6,4 (XII)			
$Q(1)$	3,2	14,9	0,88	0,8	-50,5	0,06	3,9	43,5		
	0,4 (X)– 16,2 (VIII)	-163,7 (X)– 137,9 (XI)	0,01 (X)– 0,93 (VIII)	0,6 (V)– 6,9 (I)	-158,7 (II)– 129,5 (VIII)	0,01 (XII)– 0,59 (X)	0,1 (X)– 13,0 (V)			
Дарский порог										
$Q_H(1)$	4,4	38,8	0,96	0,8	-119,6	0,03	5,7	11,3		
	0,9 (II)– 8,6 (VIII)	-173,1 (II)– 63,0 (IX)	0,08 (II)– 0,97 (VII)	0,4 (V)– 2,5 (XI)	-149,7 (V)– 114,8 (VI)	0,003 (V)– 0,31 (II)	0,5 (II)– 18,2 (V)			
$Q_E(1)$	0,2	-141,4	0,01	1,2	-12,0	0,64	0,1	47,7		
	0,6 (IV)– 6,3 (X)	-177,9 (VIII)– 118,2 (V)	0,07 (IV)– 0,89 (X)	0,1 (II)– 7,1 (VII)	-129,1 (XI)– 129,7 (II)	0,003 (II)– 0,61 (VII)	0,6 (VII)– 16,1 (II)			
$Q(1)$	4,3	38,8	0,86	1,2	-49,9	0,07	3,5	59,0		
	2,5 (II)– 12,5 (VII)	-166,5 (X)– 80,1 (VIII)	0,23 (I)– 0,90 (V)	0,7 (III)– 8,0 (VII)	-139,7 (X)– 63,7 (VIII)	0,02 (V)– 0,45 (I)	0,7 (I)– 7,1 (V)			

Примечание. Римскими цифрами в скобках отмечен месяц наступления соответствующей гармоники СХ потоков тепла Q_H , Q_E и Q .

В таблице 5 представлены гармонические постоянные сезонного хода потоков тепла. Сезонный ход потоков тепла вблизи МЛСП D6 характеризуется преобладанием годовой гармоники: квота составляет 0,76–0,79; амплитуда для Q_E и Q_H – 25,9–26,3 $\text{Вт}/\text{м}^2$. Дата максимума гармоники сезонного хода – октябрь – ноябрь, полугодовая гармоника выражена слабо. На станциях Аркона и Дарский порог в потоках тепла присутствует в сезонном ходе максимум в январе (на платформе D6 он выражен слабее),

поэтому квота годовой гармоники здесь меньше и составляет ~0,4–0,6. Полугодовая гармоника, также как и на D6, выражена слабо, однако возрастает вклад четвертьгодовой волны на станциях Аркона и Дарский порог до $q_{IV} = 0,13$ –0,14 и $q_{IV} = 0,23$ –0,25 соответственно.

Из-за отсутствия инструментальных измерений потоков тепла на платформе D6 мы не смогли провести валидацию расчетных значений потоков и не можем однозначно утверждать, какой метод

расчета лучше. Основная ценность полученных результатов заключается в том, что приведены возможные разности в потоках, рассчитанных по разным методикам как в ежечасных, так и в среднегодовых значениях, что может быть полезно для решения различных климатических задач. Следует отметить, что представленные в работе [Rutgersson et al., 2001] результаты сопоставления

потоков тепла на острове Готланд, по данным измерений и по результатам моделирования, свидетельствуют о значительном расхождении оценок. Погрешности для средних за период с мая по декабрь 1998 г. значений явного и скрытого тепла составляют около 15 и 30 $\text{Вт}/\text{м}^2$ соответственно, что ставит под сомнение использование модельных расчетов.

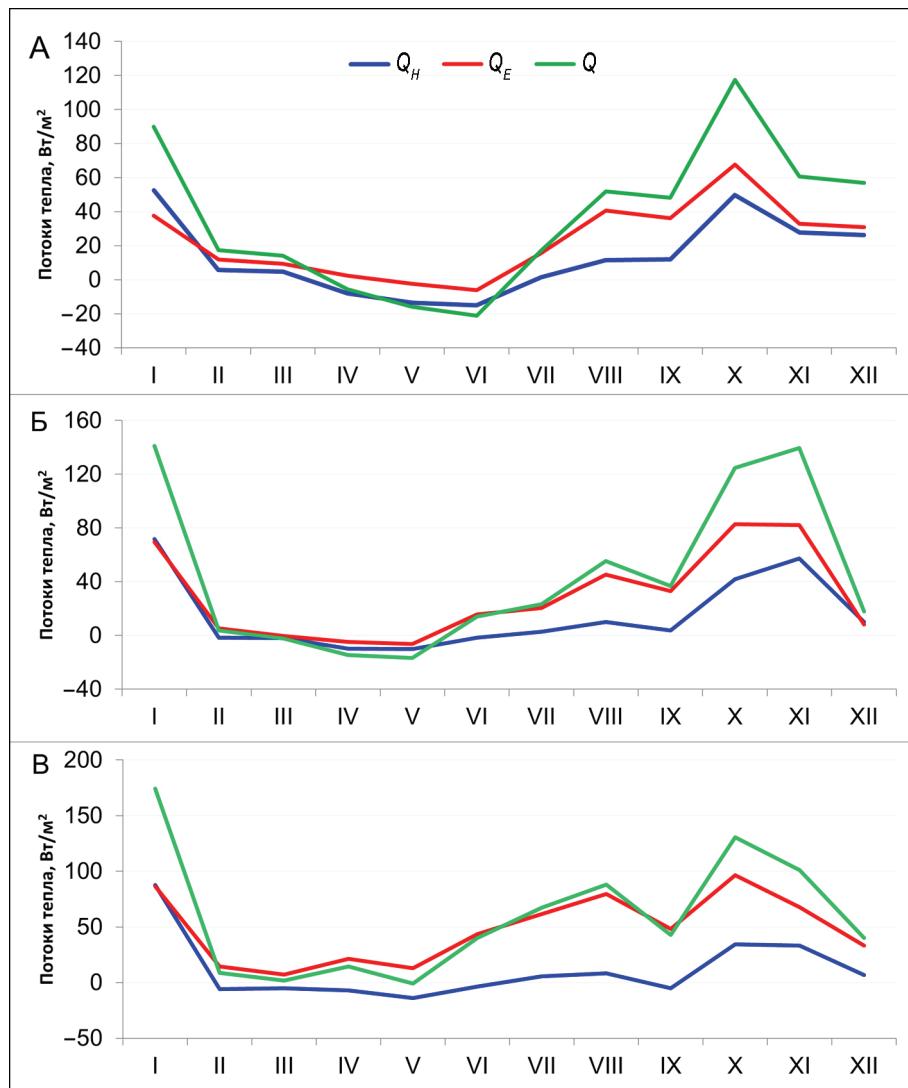


Рис. 6. Сезонный ход потоков явного, скрытого и суммарного тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$) на платформе D6 (А) и станциях Аркона (Б) и Дарский порог (Б) за 2016 г.

Fig. 6. Seasonal variability of sensible, latent and total heat flux (W/m^2) on the D6 platform (A) and Arkona (B) and Darss sill (B) stations for 2016

Мы провели сравнение полученных нами данных за 2016 г. с различными климатическими средними величинами потоков тепла. По оценкам для г. Балтийска (Калининградская обл.) по методике С.К. Гулева [Гулев, Украинский, 1989] за период 1867–1955 гг. среднее значение потока явного тепла составляет 21,8 $\text{Вт}/\text{м}^2$, для потока скрытого тепла – 47,2 $\text{Вт}/\text{м}^2$ [Дубравин, 2014]. В этой же работе представлены оценки потоков тепла по данным гидро-

метеорологических элементов за 1951–2000 гг. для 11 морских районов и средние значения Балтийского моря. Для южной части Балтики средние значения потока явного тепла составляют 10,4–17,7 $\text{Вт}/\text{м}^2$, а скрытого тепла – 59,4–62,9 $\text{Вт}/\text{м}^2$, при средних для моря $Q_H = 17,6 \text{ Вт}/\text{м}^2$ и $Q_E = 57,6 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Сравнение расчетов (см. табл. 1) с климатическими картами потоков тепла [Дубравин, 2014, рис. 21–22], рассчитанными для морских районов, осредненных за

1951–2000 гг., выявило сходство в пространственном распределении потоков (уменьшение потоков явного тепла и увеличение потока скрытого тепла от D6 к Дарскому порогу). Однако абсолютные величины потоков тепла и влаги согласно климатическим картам потоков тепла для морских районов отличаются от потоков за 2016 г. по нашим расчетам,

что объясняется различием методик – для расчета климатических средних потоков тепла использовалась методика С.К. Гулева [Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990], вводились дополнительные поправки (множители) на пространственно-временное усреднение, для среднего года они: $\xi_H = 1,30$ и $\xi_E = 1,56$.

Таблица 5

Гармонические постоянные сезонного хода потоков явного Q_H , скрытого Q_E и суммарного Q тепла (Вт/м²) вблизи МЛСП D6 и станциях Аркона и Дарский порог за 2016 г.

Элемент	Гармоники						A_I/A_{II}	A_0		
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)						
	Амплитуда A_I	Дата _I	Квота _I	Амплитуда A_{II}	Дата _{II}	Квота _{II}				
D6										
$Q_H(1)$	26,3	09.11	0,76	2,2	18.01 (18.07)	0,01	12,1	12,9		
$Q_E(1)$	25,9	13.10	0,79	6,7	27.02 (27.08)	0,05	3,8	23,0		
$Q(1)$	50,8	27.10	0,78	7,5	19.02 (19.08)	0,02	6,8	35,9		
Аркона										
$Q_H(1)$	26,9	09.11	0,53	7,9	03.06 (03.12)	0,05	3,4	14,3		
$Q_E(1)$	35,4	10.10	0,62	2,5	05.05 (05.11)	0,003	14,3	29,2		
$Q(1)$	60,5	23.10	0,57	9,6	27.05 (27.11)	0,01	6,3	43,5		
Дарский порог										
$Q_H(1)$	23,2	18.11	0,36	11,6	19.06 (19.12)	0,09	2,0	11,3		
$Q_E(1)$	31,5	20.09	0,57	8,1	27.06 (27.12)	0,04	3,9	47,7		
$Q(1)$	48,1	15.10	0,41	19,6	22.06 (22.12)	0,07	2,5	59,0		

ВЫВОДЫ

Выполнен анализ турбулентных потоков явного и скрытого тепла за 2016 г. для трех точек в южной части Балтийского моря (юго-восточной часть Балтики, Арконская впадина и Дарский порог) с применением различных методик расчета.

Средние за 2016 г. потоки тепла, рассчитанные по методике Constant, для всех точек составляют для явного тепла 11,3–14,3 Вт/м²; поток скрытого тепла на D6 и в Арконе примерно в 2 раза больше, чем явного, и составляет 23,0–29,2 Вт/м², а на станции Дарский порог поток скрытого тепла в 4 раза больше явного – 47,7 Вт/м². Это говорит о значительных региональных различиях исследуемых параметров в 2016 г., поскольку по данным мониторинговой сети MARNET получены средние за 2003–2016 гг. потоки явного и скрытого тепла на станциях Аркона ($Q_H = 13,1$ и $Q_E = 43,5$ Вт/м²) и Дарский порог ($Q_H = 7,2$ и $Q_E = 36,9$ Вт/м²) с дискретностью 1 час.

При использовании методики с использованием формулы Чарнока для параметра шероховатости по сравнению с методикой Constant величина потока явного тепла увеличивается на 15%, скрытого

тепла – на 6%. Наибольшие различия в величинах потоков, рассчитанных разными методиками, наблюдаются во время сильных штормов и могут превышать 50 Вт/м².

В районе исследований относительная доля дисперсии короткопериодной изменчивости в общую дисперсию исходного ряда для потоков явного тепла возрастает с запада на восток – от 49 до 62%, а для потоков скрытого тепла, наоборот, убывает от 71% на станции Дарский порог до 64% на станции Аркона и МЛСП D6. Доля долгопериодной изменчивости для потоков явного тепла, соответственно, растет с востока на запад – от 38 до 51%, а для потоков скрытого тепла, наоборот, убывает – от 29 до 36%. Наибольший вклад в дисперсию исходного ряда приходится на сезонный ход только для потоков явного тепла на станциях Аркона и Дарский порог – 50–51%, в остальных случаях преобладает доля синоптической изменчивости – 45–56%, а наименьший вклад для всех потоков на всех точках приходится на суточный ход – ≤1%. Таким образом, результаты дисперсионного анализа подтверждают вывод, что структура временных рядов гидрометео-

рологических параметров зависит как от характера самого параметра, так и от его местоположения.

Анализ среднегодовых аномалий регулярного суточного хода показал, что наиболее правильным суточным ходом отличаются все потоки тепла на D6, для которых максимум аномалии в суточном ходе наступает ночью – в 04 ч, а минимум – в 15 ч; размах суточных колебаний меняется от 7,8–8,0 для Q_H и Q_E до 15,8 Вт/м² для Q . На станциях Аркона и Дарский порог для всех потоков тепла максимум аномалий наступает между 02 и 06 ч, а минимум – между 10 и 23 ч; фаза роста – 3–15 ч., фаза падения – 9–21 ч; размах суточных колебаний для Q_H – 6,1–9,4 Вт/м², для Q_E – 2,9–3,4 Вт/м² и для Q – 6,9–10,5 Вт/м².

В сезонной изменчивости можно отметить высокие значения потоков тепла в январе, октябре и ноябре на всех станциях. Максимальное положительное значение суммарного потока тепла наблюдается в январе на станции Дарский порог и составляет 174 Вт/м². Максимальное значение отрицательного

суммарного потока тепла (–21,2 Вт/м²) наблюдается на МЛСП D6 в июне.

Основная ценность полученных результатов заключается в региональной детализации оценок потоков явного, скрытого и суммарного тепла, полученных по разным методикам, как с часовым интервалом, так и в средних значениях, что может быть полезно для решения различных климатических задач. Расчеты показали, что большую часть года значения потоков, полученных по разным методикам, – Constant, с использованием формулы Чарнока для параметра шероховатости или параметризации Тэйлора–Йелланда, учитывающей в явном виде влияние высоты волны, – отличаются мало, а основные различия наблюдаются в период штормов. На практике, по крайней мере для Балтийского моря, полученные результаты могут быть использованы для учета возможных расхождений при использовании того или иного метода расчета потоков тепла, с достаточной точностью.

Благодарности. Интерпретация метеоданных выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025) (В.Ф. Дубравин, Ж.И. Стонт). Работа С.А. Мысленкова выполнена за счет гранта РНФ (проект № 24-17-00155), анализ потоков тепла при поддержке темы государственного задания ИФА РАН № 125020501524-9. Авторы благодарны ООО «Морское венчурное бюро» за предоставленные метеоданные, а также ООО «ЛУКОЙЛ-КМН» за возможность установки термокосы и за помощь в организации наблюдения на МЛСП D6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверкиев А.С., Дубравин В.Ф. Точность расчета испарения при разных периодах осреднения по данным наблюдений в южной Балтике // Гидрометеорология и экология. 2020. № 58. С. 68–82.
- Александров С.В. Влияние климатических изменений на уровень эвтрофирования Куршского залива // Вестник Рос. гос. ун-та им. И. Канта. 2010. Вып. 1. С. 49–57.
- Бортковский Р.С. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем по данным судовых измерений // Метеорология и гидрология. 1971. № 3. С. 93–98.
- Гулев С.К., Украинский В.В. Роль различных временных масштабов в процессах энергообмена океана и атмосферы // Изв. АН СССР. ФАО. 1989. Т. 25. № 7. С. 675–687.
- Дубравин В.Ф. Эволюции гидрометеорологических полей в Балтийском море. Калининград: Капрос. 2014. 438 с.
- Дубравин В.Ф., Капустина М.В., Стонт Ж.И. Оценки потоков тепла на границе вода–воздух в юго-западной части Балтики (2003–2016) // Известия Русского географического общества. 2019. Т. 151. № 4. С. 15–26.
- Ефимов В.В., Тимофеев Н.А., Сычев Е.Н. и др. О расчете коэффициентов тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой // Изв. АН СССР. ФАО. 1985. Т. 21. № 7. С. 664–667.
- Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе «оcean – атмосфера» и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 336 с.
- Мысленков С.А., Кречик В.А., Соловьев Д.М. Анализ температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря по спутниковым данным и измерениям термокосы // Труды Гидрометцентра России. 2017. № 364. С. 159–169.
- Радикевич В.М. О расчете потоков тепла, влаги и количества движения // Океанология. 1970. Т. X. Вып. 5. С. 878–882.
- Руководство по авиационной метеорологии. 2008. Заказ № 8896. 179 с.
- Blanc T.V. Variation of Bulk-Derived Surface Flux, Stability, and Roughness Results Due to the of Different Transfer Coefficient Schemes, *J. Phys. Oceanogr.*, 1985, vol. 15, no. 6, p. 650–669.
- Charnock H. Wind stress on a water surface, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 81, p. 639–640.
- Cronin M.F., Gentemann C.L., Edson J. et al. Air-Sea Fluxes With a Focus on Heat and Momentum, *Frontiers in Marine Science*, 2019, vol. 6, 450, DOI: 10.3389/fmars.2019.00430.
- Dööscher R., Meier H.E. Simulated sea surface temperature and heat fluxes in different climates of the Baltic Sea, *Ambio*, 2004, vol. 33, no. 4/5, p. 242–248.
- Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E. et al. Bulk Parameterization of Air – Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm, *J. Climate*, 2003, vol. 16, p. 571–591.
- Gulev S., Belyaev K. Probability Distribution Characteristics for Surface Air – Sea Turbulent Heat Fluxes over the Global Ocean, *J. Climate*, 2012, vol. 25, p. 184–206.

- Larsén X, Smedman A, Högström U. Air – sea exchange of sensible heat over the Baltic Sea, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2006, vol. 130, p. 519–539.
- Meier H.E.M., Döscher R. Simulated water and heat cycles of the Baltic Sea using a 3D coupled atmosphere-ice-ocean model, *Boreal. Env. Res.*, 2002, vol. 7, p. 327–334.
- Myslenkov S.A., Medvedeva A.Yu. Wave energy resources of the Baltic Sea and coastal zone of the Kaliningrad Region, *Fundamental and Applied Hydrophysics*, 2019, vol. 12, no. 2, p. 34–42.
- Myslenkov S., Shestakova A., Chechin D. The impact of sea waves on turbulent heat fluxes in the Barents Sea according to numerical modeling, *Atmos. Chem. Phys.*, 2021, vol. 21, p. 5575–5595.
- Omstedt A. *Baltic Sea marine system: In introduction*, University of Gothenburg, Göteborg, 2009, 37 p.
- Oost W.A., Komen G.J., Jacobs C.M.J. et al. New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE, *Bound. Lay. Meteorol.*, 2002, vol. 103, p. 409–438.
- Rak D., Wieczorek P. Variability of temperature and salinity over the last decade in selected regions of the southern Baltic Sea, *Oceanologia*, 2012, no. 54(3), p. 339–354.
- Rutgersson A., Smedman A., Omstedt A. Measured and simulated latent and sensible heat fluxes at two marine sites in the Baltic Sea, *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, vol. 99, p. 53–84.
- State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. A Detailed 50-year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment*, R. Feistel, G. Nausch, N. Wasmund (eds.), 2008.
- Störmer O. *Climate Change Impacts on Coastal Waters of the Baltic Sea, Global Change and Baltic Coastal Zones*, Dordrecht, 2011, vol. 1, p. 51–69.
- Taylor P.K., Yelland M.J. The Dependence of Sea Surface Roughness on the Height and Steepness of the Waves, *J. Phys. Ocean.*, vol. 31, p. 572–590.

Поступила в редакцию 12.11.2024

После доработки 23.04.2025

Принята к публикации 28.08.2025

TURBULENT HEAT FLUXES IN THE SOUTHERN PART OF THE BALTIC SEA

V.F. Dubravin¹, S.A. Myslenkov², Zh.I. Stont³

^{1,3} Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Oceanology;
A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences

¹ Leading Scientific Researcher, D.Sc. in Geography; e-mail: v_dubravin@mail.ru

² Senior Scientific Researcher; Ph.D. in Physics and Mathematics; e-mail: stasocean@gmail.com

³ Senior Scientific Researcher, Ph.D. in Geography; e-mail: ocean_stont@mail.ru

The study deals with the analysis of turbulent heat flux for several sites in the Baltic Sea (D6 platform, Arkona station and Darss Sill station) using various calculation methods. Sensible and latent heat fluxes were calculated using the aerodynamic method, as well as the COARE algorithm with different parameterizations. The calculations were based on data from weather stations, reanalysis, modeling, and measurement of wind wave parameters, as well as measurements of the anchored thermistor chain on the D6 IROP. The study covers the period from January to December 2016. As a result, it was found that when using the COARE method with Charnok parameterization, with constant coefficients of heat and moisture exchange (Constant method), the amount of sensible heat flux increases by 15%, and that of latent heat by 6% as compared to the aerodynamic method. The greatest differences in the flux values calculated by different methods are observed during severe storms with wave heights of more than 3 m and can exceed 50 W/m².

The proportions of daily, synoptic, and seasonal variability, as well as the harmonic parameters of the daily and annual course, were estimated based on the dispersion and harmonic analysis of the heat flux series.

Keywords: ocean-atmosphere interaction, diurnal and seasonal cycle, South-Eastern Baltic Sea, COARE, D6 Platform

Acknowledgements. The interpretation of meteorological data was carried out within the state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation for IO RAS (theme no. FMWE-2024-0025) (V.F. Dubravin, Zh.I. Stont). The work of S.A. Myslenkov was financially supported by the Russian Science Foundation (project no. 24-17-00155); heat flux analysis was supported under the state assignment of IAP RAS no. 125020501524-9. The authors are grateful to Sea Venture Bureau LLC for providing meteorological data, as well as to LUKOIL-KMN LLC for the opportunity to install a thermistor chain and the assistance in organizing observations on the D6 IROP.

REFERENCES

- Aleksandrov S.V. Vliyanie klimaticheskikh izmenenii na uroven' evtrofirovaniya Kurshskogo zaliva (The impact of climate change on the level of eutrophication in the Curonian Lagoon), *Vestn. Baltijskogo federal'nogo un-ta im. I. Kanta, Seriya: Estestvennye i meditsinskie nauki*, 2010, no. 1, p. 49–57. (In Russian)
- Averkiev A.S., Dubravin V.F. Tochnost' rascheta ispareniya pri raznykh periodakh osredneniya po dannym nablyudenii v Yuzhnoi Baltike [Calculation accuracy of evaporation at different averaging periods by observation data in the Southern Baltic], *Gidrometeorologiya i Ekologiya*, 2020, no. 58, p. 68–82. (In Russian)
- Blanc T.V. Variation of Bulk-Derived Surface Flux, Stability, and Roughness Results Due to the of Different Transfer Coeffcient Schemes, *J. Phys. Oceanogr.*, 1985, vol. 15, no. 6, p. 650–669.
- Bortkovskii R.S. Raschet turbulentnykh potokov tepla, vlagi i kolichestva dvizheniya nad morem po dannym sudovykh izmerenii [Calculation of turbulent heat, moisture and momentum flows over the sea according to ship measurements], *Meteorologiya i gidrologiya*, 1971, no. 3, p. 93–98. (In Russian)
- Charnock H. Wind stress on a water surface, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 81, 639–640.
- Cronin M.F., Gentemann C.L., Edson J. et al. Air-Sea Fluxes With a Focus on Heat and Momentum, *Front. Mar. Sci.*, 2019, vol. 6, 430.
- Döscher R., Meier H.E. Simulated Sea surface temperature and heat fluxes in different climates of the Baltic Sea, *Ambio*, 2004, vol. 33, no. 4/5, p. 242–248.
- Dubravin V.F. *Evolyutsii gidrometeorologicheskikh polei v Baltiiskom more* [Evolution of hydrometeorological fields in the Baltic Sea], Kaliningrad, Kapros Publ., 2014, 438 p. (In Russian)
- Dubravin V.F., Kapustina M.V., Stont Zh.I. Otsenki potokov tepla na granitse voda-vozdukh v yugo-zapadnoi chasti Baltiki (2003–2016) [Estimates of heat fluxes at the water-air border in the South-Western part of the Baltic Sea (2003–2016)], *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*, 2019, vol. 151, no. 4, p. 15–26. (In Russian)
- Efimov V.V., Timofeev N.A., Sychev E.N. et al. O raschete koeffsientov teplo- i vlagobmena mezhdu okeanom i atmosferoi [Estimate of the Ocean-Atmosphere exchange], *Izv. AN SSSR. FAO*, 1985, vol. 21, no. 7, p. 664–667. (In Russian)
- Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E. et al. Bulk Parameterization of Air – Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm, *J. Climate*, 2003, vol. 16, p. 571–591.
- Gulev S., Belyaev K. Probability Distribution Characteristics for Surface Air – Sea Turbulent Heat Fluxes over the Global Ocean, *J. Climate*, 2012, vol. 25, p. 184–206.
- Gulev S.K., Ukrainskii V.V. Rol' razlichnykh vremenennykh mashtabov v protsessakh energo-obmena okeana i atmosfery [The role of different time scales in the processes of ocean and atmosphere energy exchange], *Izv. AN SSSR. FAO*, 1989, vol. 25, no. 7, p. 675–687. (In Russian)
- Lappo S.S., Gulev S.K., Rozhdestvenskii A.E. *Krupno-* *mashtabnoe teplovoe vzaimodejstvie v sisteme okean-atmosfera i ergoaktivnye oblasti Mirovogo okeana* [Large-scale thermal interaction within the ocean-atmosphere system and the energy-active areas of the World Ocean], Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1990, 336 p. (In Russian)
- Larsén X., Smedman A., Högström U. Air – sea exchange of sensible heat over the Baltic Sea, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2006, vol. 130, p. 519–539.
- Meier H.E.M., Doscher R. Simulated water and heat cycles of the Baltic Sea using a 3D coupled atmosphere-ice-ocean model, *Boreal. Env. Res.*, 2002, vol. 7, p. 327–334.
- Myslenkov S.A., Medvedeva A.Yu. Wave energy resources of the Baltic Sea and coastal zone of the Kaliningrad Region, *Fundamental and Applied Hydrophysics*, 2019, vol. 12, no. 2, p. 34–42.
- Myslenkov S., Shestakova A., Chechin D. The impact of sea waves on turbulent heat fluxes in e Barents Sea according to numerical modelling, *Atmos. Chem. Phys.*, 2021, vol. 21, p. 5575–5595.
- Myslenkov S.A., Krechik V.A., Solov'ev D.M. Analiz temperatury vody v pribrezhnoi zone Baltiiskogo morya po sputnikovym dannym i izmereniyam termokosy [Water temperature analysis in the coastal zone of the Baltic Sea based on thermistor chain measurements and satellite data], *Trudy Gidrometsentra Rossii*, 2017, no. 364, p. 159–169. (In Russian)
- Omstedt A. *Baltic Sea marine system: In introduction*, University of Gothenburg, Göteborg, 2009, 37 p.
- Oost W.A., Komen G.J., Jacobs C.M.J. et al. New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE, *Bound. Lay. Meteorol.*, 2002, vol. 103, p. 409–438.
- Radikevich V.M. O raschete potokov tepla, vlagi i kolichestva dvizheniya [On the calculation of heat, moisture and momentum fluxes], *Okeanologiya*, 1970, vol. x, vyp. 5, p. 878–882. (In Russian)
- Rak D., Wieczorek P. Variability of temperature and salinity over the last decade in selected regions of the southern Baltic Sea, *Oceanologia*, 2012, no. 54(3), p. 339–354.
- Rukovodstvo po aviatsionnoi meteorologii [Guidance on aeronautical meteorology], 2008, Zakaza no. 8896, ISBN 978-92-9231, 179 p. (In Russian)
- Rutgersson A., Smedman A., Omstedt A. Measured and Simulated Latent and Sensible Heat Fluxes at Two Marine Sites in the Baltic Sea, *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, vol. 99, p. 53–84.
- State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005*, A Detailed 50-year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment, Editors, R. Feistel, G. Nausch, N. Wasmund (eds.), 2008.
- Störmer O. Climate Change Impacts on Coastal Waters of the Baltic Sea, *Global Change and Baltic Coastal Zones*, Dordrecht, Springer, 2011, vol. 1, p. 51–69.
- Taylor P.K., Yelland M.J. The Dependence of Sea Surface Roughness on the Height and Steepness of the Waves, *J. Phys. Ocean.*, 31, 572–590.

Received 12.11.2024

Revised 23.04.2025

Accepted 28.08.2025