

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОТОКА ЯВНОГО ТЕПЛА НА ПОВЕРХНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА ERA5

Г. В. Шевченко^{1,2}, Д. М. Ложкин¹

¹ Сахалинский филиал Государственного научного центра Российской Федерации
Федерального государственного бюджетного научного учреждения «Всероссийский
научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии»,
Россия, 693023, Южно-Сахалинск, ул. Комсомольская, д. 196,
e-mail: Shevchenko_zhora@mail.ru;

² Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения
Российской академии наук,
Россия, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1Б

Проанализирован массив данных реанализа ERA5 по потоку явного тепла на поверхности северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей за 1998–2022 гг. Показано, что положительные значения этого потока (из атмосферы в океан) отмечены весной и летом, максимальные значения в мае – около 2 МДж/м² в юго-западной части Охотского моря и на океанском шельфе южных Курильских островов и о. Хоккайдо. Отрицательные величины (обратный поток) наблюдаются осенью и зимой, они достигают –14 МДж/м² в декабре. Дисбаланс между этими потоками покрывается за счет адвекции теплых вод течениями Цусимское и Куроисио. В вариациях параметра доминирует годовой ход, межгодовые вариации выражены в его модуляции с периодами около 3 и 11 лет, однонаправленные тенденции проявляются слабо.

Ключевые слова: атмосфера, океан, теплообмен, явное тепло, реанализ ERA5, Тихий океан, дальневосточные моря

Введение

В современных условиях, когда происходят значительные климатические изменения, важным вопросом является реакция на них поверхностного слоя океана, что имеет существенное значение как с точки зрения изменений погодных условий, так и среды обитания промысловых рыб и иных гидробионтов. В этой связи планом научных исследований Сахалинского филиала ВНИРО предусмотрены работы, направленные на установление связей в атмосфере и океане, определяющих основные особенности этой изменчивости. В свете этого предпринимаются усилия по изучению пространственно-временной изменчивости теплового баланса на поверхности в северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морях (ТБПО). Отметим, что данная проблема представляет существенно более общий интерес, не случайно Всемирной метеорологической организацией в рамках программы по изучению

климата была создана специальная рабочая группа по исследованию потоков тепла между атмосферой и океаном (Intercomparison..., 2000).

В принципе основные закономерности формирования ТБПО и ее связи с атмосферной и океанской циркуляцией хорошо известны (Лаппо и др., 1990; Nelezin et al., 2003; Wirtki, 1965), однако эти сведения относятся к относительно стабильным климатическим условиям. В последние годы подобные оценки базируются преимущественно на данных реанализа, в частности NCEP/NCAR, в том числе для северной части Тихого океана (Пономарев и др., 2010; 2012), хотя они и критикуются некоторыми авторами (Moore, Renfrew, 2002). Для изучения потоков тепла на поверхности Японского моря привлекались аналогичные продукты, созданные Японским метеорологическим агентством (Пичугин, Пономарев, 2013). Подобная информационная основа использовалась и в работе (Iwasaki, Kubota, 2011), в которой была выявлена идентичность тенденций к повышению общего потока тепла и потока распресненной воды (fresh water flux), который рассчитывается через данные о температуре поверхности океана в субтропической зоне северной Пацифики.

Представляется весьма вероятным, что за последние годы качество реанализов заметно возросло, в том числе это относится к ставшими весьма популярными массивам реанализа ERA5, данные которого мы уже использовали для оценки пространственно-временной изменчивости коротковолновой и длинноволновой радиации, а также скрытого тепла в северо-западной части Тихого океана (СЗТО) и дальневосточных морях. Появились и новые разработки, в частности Objectively analyzed air-sea flux (OAFflux (Yu et al., 2008)). С учетом этих данных показана роль теплового потока в формировании термических фронтов в субтропических областях Тихого океана, но наибольший интерес с точки зрения настоящей работы представляет исследование сезонных вариаций потока тепла между атмосферой и океаном и температурой поверхностного слоя воды в окраинных морях северной Пацифики (Lui et al., 2014). Под последними авторы понимали Восточно-Китайское и Желтое моря, а также южную часть Японского моря. В первом из этих бассейнов проходит основная струя теплого течения Куроисио. Авторы пришли к выводу, что океаническая адвекция управляет изменениями теплосодержания верхнего слоя океана, и, следовательно, поверхностным тепловым потоком. Положительные аномалии теплосодержания приводят к увеличению периода теплотеря в области теплого течения Куроисио и зоне его влияния.

В данной работе рассматривается сезонная и межгодовая изменчивость потока явного тепла в дальневосточных морях и северо-западной части Тихого океана. Под потоком явного тепла (далее SHF – sensible heat flux) понимаются его переход от более нагретой атмосферы в более холодный поверхностный слой океана (наиболее выраженный весной и в начале лета) и обратный поток от более теплого океана, обычно наблюдаемый осенью и в начале зимы (Будыко, 1956; Лаппо и др., 1990). Поток тепла из атмосферы в океан принято считать положительным, а в обратном направлении – отрицательным. Несмотря на важность данного параметра для климатических исследований, пространственно-временная изменчивость потока явного тепла в северо-западной части Тихого океана редко рассматривается как самостоятельная

характеристика, отметим в этом отношении работы (Пономарев и др., 2010; 2012), основанные на данных по 2002 г. включительно. Отметим, что СЗТО рассматривалось только в первой из них, а дальневосточные моря совсем не анализировались (в этом смысле важна работа (Пичугин, Пономарев, 2013), посвященная взаимодействию атмосферы и океана в холодный период года в Японском море, хотя в ней больше внимания уделено тропическим областям и северо-восточной части океана.

В определенном смысле можно рассматривать данную работу как продолжение указанных исследований. Она посвящена особенностям сезонных и межгодовых вариаций SHF на различных участках изучаемой акватории. Информационной основой настоящего исследования послужили данные реанализа ERA5 за 1998–2022 гг., которые позволяют детально анализировать пространственно-временную изменчивость составляющих теплового баланса.

Таким образом, цель данной работы – изучить сезонную и межгодовую изменчивость потока явного тепла – одну из важных составляющих теплового баланса на поверхности северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей, с возможной пространственной детализацией указанных процессов.

Методика и материалы

Материалами для проведения исследований послужили данные реанализа ERA5 по потоку явного тепла (SHF) над северо-западной частью Тихого океана (СЗТО) и дальневосточными морями за 1998–2022 гг. Этот поток отражает теплообмен, связанный с непосредственной передачей тепла от атмосферы в океан или в противоположном направлении в зависимости от того, в каком из слоев (приводном атмосферы или поверхностном океана) температура выше. Данные приведены в джоулях/м², что означает величину потока за месяц через ячейку площадью 1 м². Область исследования была ограничена координатами 35–60° с. ш.; 130–180° в. д., данные представляли собой среднемесячные значения параметра в четвертьградусных квадратах акватории, использовалась маска для областей суши.

В каждой пространственной ячейке для каждого месяца были рассчитаны средние многолетние значения данного параметра и построены их пространственные распределения. Они отражают сезонные изменения потока явного тепла. Для определения количественных характеристик сезонных вариаций в каждой пространственной ячейке области методом наименьших квадратов (МНК) рассчитывались амплитуды и фазы годовой и полугодовой гармоник. Также с помощью этого метода были определены параметры линейного тренда (для каждого месяца и каждого сезона). Для изучения последовательности временных слоев SHF также был использован метод разложения по естественным ортогональным функциям (ЕОФ (Багров, 1959)). Межгодовая изменчивость изучаемого параметра выражена главным образом (помимо однонаправленных тенденций) в низкочастотной модуляции годового хода, дающего основной вклад во временные функции двух главных мод разложения по ЕОФ.

Результаты и обсуждение

На рисунке 1 представлены средние многолетние пространственные распределения SHF для различных сезонов года. Для характеристики зимних условий выбран февраль, весенних – май, летних – август и осенних – ноябрь.

Зимой на большей части изучаемого региона наблюдаются отрицательные значения SHF, что указывает на поток тепла, направленный из океана в атмосферу. Исключение составляют два небольших участка Охотского моря, традиционно покрытые льдом – Сахалинский залив и примыкающая к нему акватория к югу от Шантарских островов, а также у юго-восточного берега о. Сахалин в районе залива Мордвинова, где обычно накапливается лед, транспортируемый Восточно-Сахалинским течением с северо-восточного шельфа острова. Наибольшие по абсолютной величине значения SHF (около 11–12 МДж/м², или примерно 2 Вт/м², что по мнению М. И. Будыко (Будыко, 1956) является умеренной величиной), отмечены у восточного побережья о. Хонсю и в центральной части Татарского пролива Японского моря. Зона теплого течения Куросио к востоку от Японии традиционно выделяется как энергоактивная зона океана (Лаппо и др., 1990; Власова, Полякова, 2013), однако, вероятно, это в большей степени связано с потоком скрытого тепла (из-за значительного испарения в осенний период (Шевченко, Ложкин, 2024)), чем явного, о чем свидетельствуют также результаты работы (Liu et al., 2014).

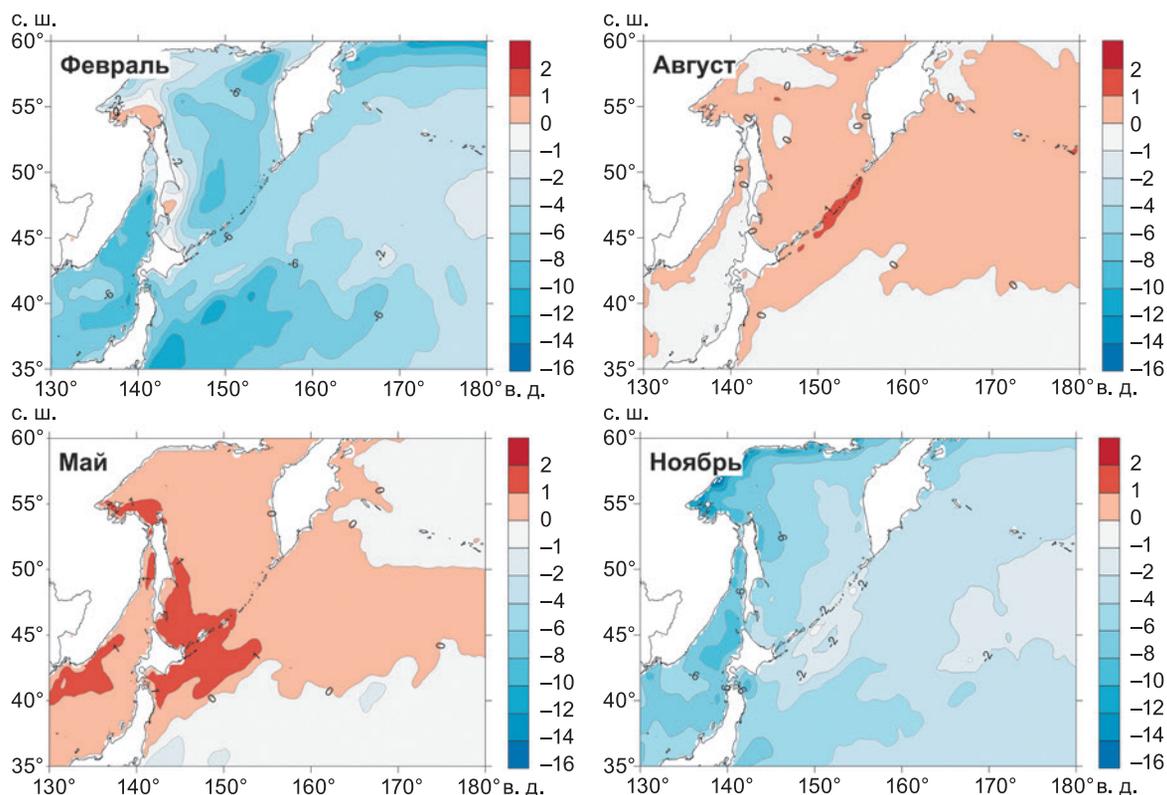


Рис. 1 – Средние многолетние пространственные распределения потока явного тепла в изучаемом регионе (в МДж/м²) в феврале, мае, августе и ноябре

В целом, наибольшие значения потока тепла из океана в атмосферу наблюдаются в западной части рассматриваемой области СЗТО, на акватории Японского моря (что согласуется с результатами (Пичугин, Пономарев, 2013)), в центральной и восточной частях Охотского и на северном мелководном участке Берингова моря. Величины SHF минимальны на западе Охотского моря, а также в восточной части СЗТО (от -1 до -2 МДж/м²). В январе и марте пространственные распределения SHF сходны, только в январе его значения по абсолютной величине более высокие, а в марте более низкие, и области с положительными значениями потока в западной части Охотского моря более обширны.

Весной значения SHF невелики, в апреле области с положительными и отрицательными величинами параметра занимают приблизительно одинаковую площадь, в мае положительные отмечены приблизительно на двух третях изучаемого региона, а в июне отрицательные значения встречаются только на южном участке СЗТО. В мае отмечены наиболее высокие положительные значения SHF в Сахалинском заливе, на юго-западе Охотского моря, у берегов Приморья в Японском море и у тихоокеанского побережья южных Курильских островов и о. Хоккайдо (от 1 до 1.5 МДж/м²). В июне пространственная изменчивость параметра очень низкая, значения колеблются в пределах от -0.6 до $+0.5$ МДж/м²).

Летом изменения в течение сезона в пространственном распределении SHF носят характер, противоположный изменениям, наблюдавшимся весной: если тогда площадь акватории, где отмечены положительные значения потока, возрастала, то летом обратная картина: она достигает максимума в июле и убывает к сентябрю. При том, что поток тепла в начале лета практически повсеместно направлен в океан, его значения невелики, на акватории дальневосточных морей около 0.3 МДж/м², в СЗТО немного выше с максимумом 1.1 МДж/м². В августе (рисунок 1) положительные значения отмечены примерно на двух третях изучаемого региона, на основной части акватории Охотского и Берингова морей и в северной части СЗТО. Отрицательные наблюдались на юге СЗТО и на большей части Японского моря, за исключением узкой полосы вдоль материкового побережья. Величина потока во всех случаях незначительна, максимум достигается в центральной части Курильской островной гряды (1.1 МДж/м²). В сентябре площадь акватории с положительными значениями SHF сокращается и занимает полосу в СЗТО и южной части Охотского моря приблизительно между параллелями 40 и 50° с. ш. Максимальное значение в центральной части Курильской гряды возрастает до 1.5 МДж/м². Отрицательные значения потока в южной части СЗТО и у западного берега о. Хонсю также невелики, от -1.2 до -1.6 МДж/м².

Осенью поток тепла из океана в атмосферу набирает силу, в ноябре он уже охватывает всю рассматриваемую акваторию, причем в западной ее части значения SHF достигают наибольших значений (по абсолютной величине), до -9 МДж/м², в районе Шантарских островов. Наименее выражены турбулентные потоки из океана в атмосферу вблизи Средних Курил и у восточной границы рассматриваемой области (от -1.5 до -2 МДж/м²). В декабре пространственное распределение параметра сходно, однако

интенсивность излучения тепла в атмосферу повсеместно возрастает (максимальные величины достигают -14 МДж/м²).

В целом, как следует из выполненного анализа, потоки тепла из океана в атмосферу в СЗТО и дальневосточных морях в холодный период года намного превышают его поступление из атмосферы весной и летом. Баланс тепла в данной акватории поддерживается за счет адвективного фактора, масштабный приток теплых вод в регион происходит в результате действия течений Куроисио и Цусимское. Аналогичные особенности отмечены и в западном секторе российской Арктики, где показатели теплообмена на поверхности Баренцева моря, находящегося под влиянием теплого течения, многократно превосходят таковые в Карском, где адвекция теплых вод отсутствует (Суркова, Романенко, 2021).

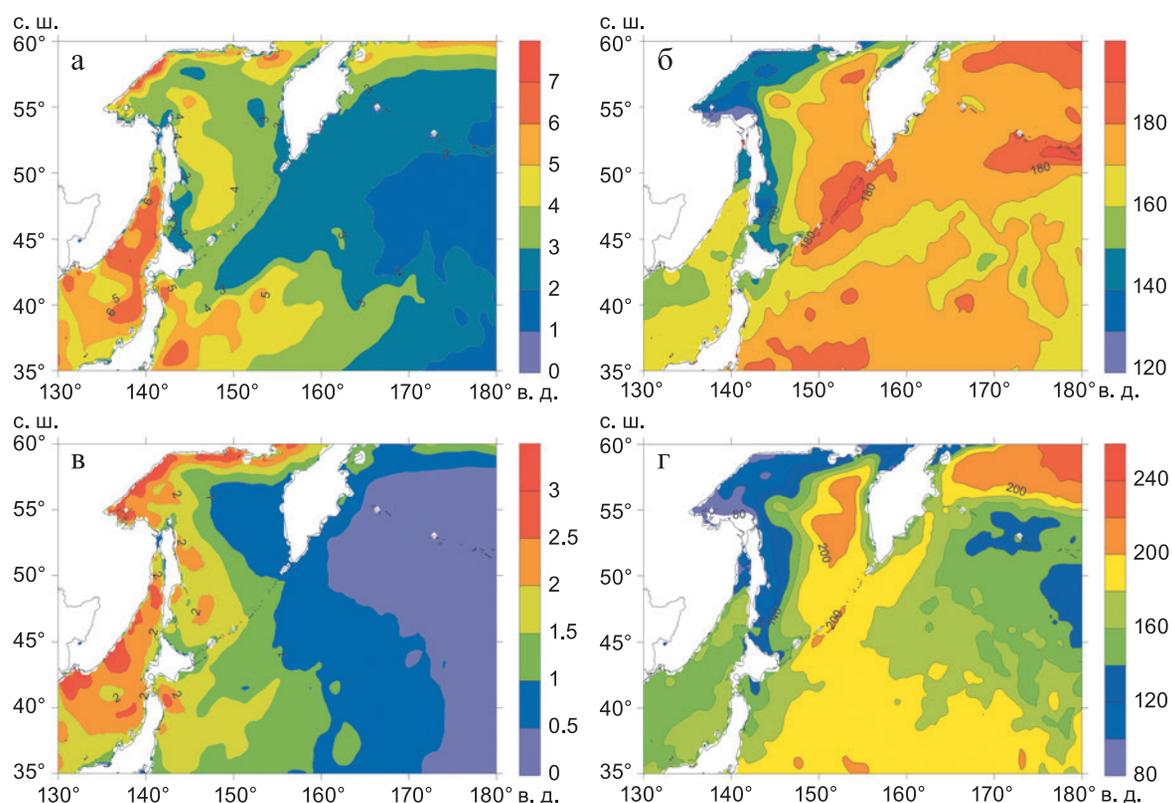


Рис. 2 – Пространственное распределение амплитуд (а, в, в МДж/м²) и фаз (б, г, в °) годовой (а, б) и полугодовой (в, г) гармоник SHF

На рисунке 2 представлены пространственные распределения амплитуды и фазы годовой и полугодовой гармоник. Амплитуда годового хода обычно характеризует масштаб сезонных вариаций – она наиболее велика в акваториях, где эти вариации самые интенсивные, и мала на тех участках, где годовой ход выражен слабо. Амплитуда годовой гармоник имеет выраженную меридиональную структуру – ее наибольшие значения отмечены в западной части изучаемой акватории – в северной части Японского моря и у восточного побережья о. Хонсю ($6-7$ МДж/м²), а также у северо-западного берега Охотского моря (до 10 МДж/м²). Ее значения убывают

в восточном направлении, и у восточной границы региона составляют 1.5–2 МДж/м². Вариации фазы существенны, от 130° в западной части Охотского моря (если не учитывать резко выпадающую акваторию Сахалинского залива) до 180° в районе Курильской и Алеутской островных гряд и в Беринговом море. Наиболее существенны изменения фазы годового цикла в пределах Охотского моря, в его северо-западной части, вдоль восточного берега о. Сахалин и на северном шельфе о. Хоккайдо максимальные значения SHF наступают в мае, почти на два месяца раньше, чем вблизи Курильской островной гряды. Вероятно, такие низкие значения фазы в традиционно замерзающих акваториях обусловлены особенностями формирования теплообмена между атмосферой и морем после таяния ледяного покрова.

Пространственное распределение полугодовой составляющей имеет сходную структуру: значения ее амплитуды также убывают с запада на восток, но изменяются в более узких пределах, от 3 практически до 0. Распределение ее фазы также сходно с таковым для годовой гармоникой, однако изменяется в более широких пределах, от примерно 90–100° в северо-западной части Охотского моря (первый максимум в июне–июле, второй – в декабре–январе) до 230° в Беринговом море на северо-востоке изучаемой акватории.

В условиях глобальных изменений климата, при изучении пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических параметров большое внимание уделяется обычно выявлению однонаправленных тенденций. В этой связи такой анализ был выполнен и для потока явного тепла в СЗТО и дальневосточных морях. На рисунке 3 приведены рассчитанные для различных сезонов пространственные распределения коэффициента линейного тренда (в МДж/м² за 10 лет).

Зимой на рассматриваемой акватории преобладают положительные значения коэффициента линейного тренда (КЛТ), что свидетельствует о возрастании потока тепла от атмосферы в океан. Хотя значения невелики, на большей части акватории они колеблются в пределах от 0.2 до 0.5 МДж/м² за 10 лет. Примерно такие же по абсолютной величине и отрицательные коэффициенты, за исключением небольшой области вблизи Сангарского пролива, соединяющего Японское море с Тихим океаном, причина формирования этой области неясна. Положительные значения КЛТ возрастают в Беринговом море до 0.5–0.8 МДж/м² за 10 лет, а на его северо-восточном участке – до 2.1 МДж/м² за 10 лет.

Весной также преобладают положительные тренды, они отмечены примерно на 60 % изучаемой акватории, однако значения КЛТ, как положительные, так и отрицательные, невелики, в большинстве районов не превышают по абсолютной величине 0.3 МДж/м² за 10 лет.

Летом, в отличие от других сезонов, преобладает отрицательная тенденция в изменениях потока явного тепла, она отмечена примерно на 75 % акватории. Однако скорости его изменения еще ниже, чем весной, практически во всем регионе не превышают 0.1 МДж/м² за 10 лет по абсолютной величине.

Осенью вновь на большей части района наблюдаются положительные тенденции в изменениях SHF, значения КЛТ немного выше, чем летом и весной. Так же, как

и зимой, выделяется высокими скоростями изменения зона вблизи Сангарского пролива (до -4 МДж/м² за 10 лет).

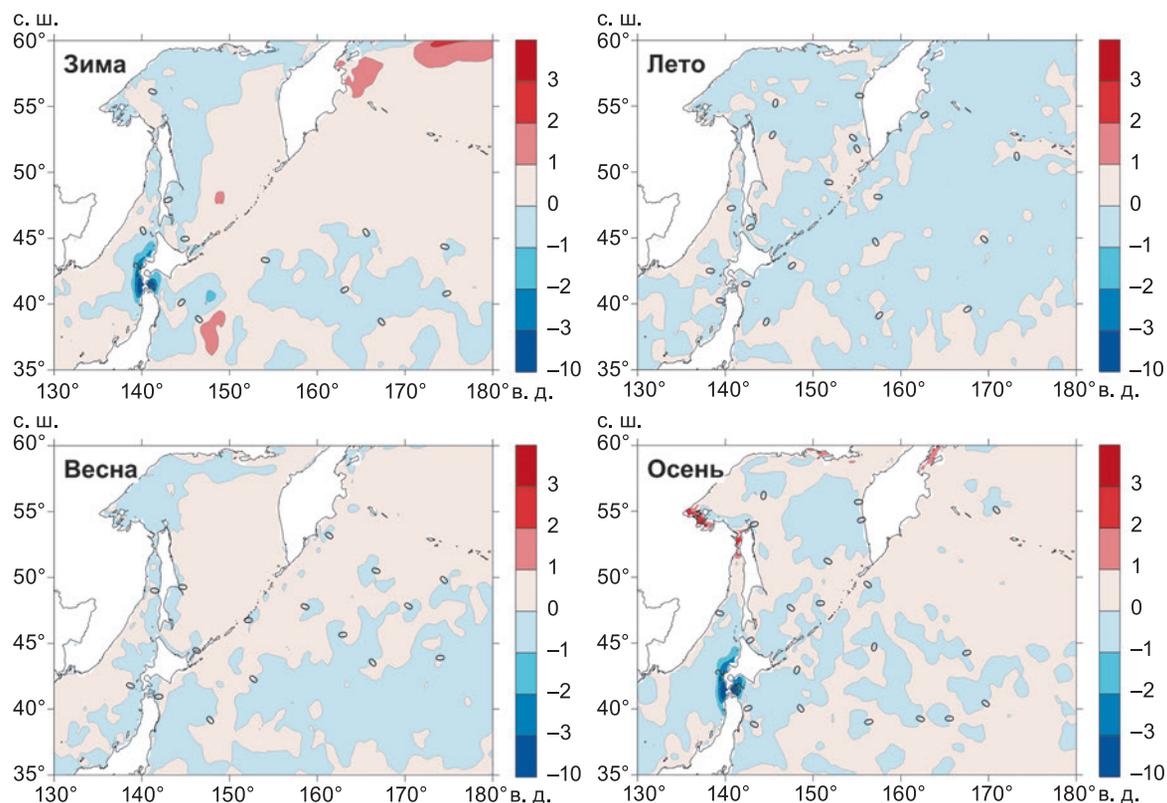


Рис. 3 – Пространственные распределения коэффициентов линейного тренда SHF (в МДж/м² за 10 лет) в различные сезоны года

В целом можно констатировать, что в дальневосточных морях и СЗТО однонаправленные тенденции в межгодовых вариациях потока явного тепла выражены слабо.

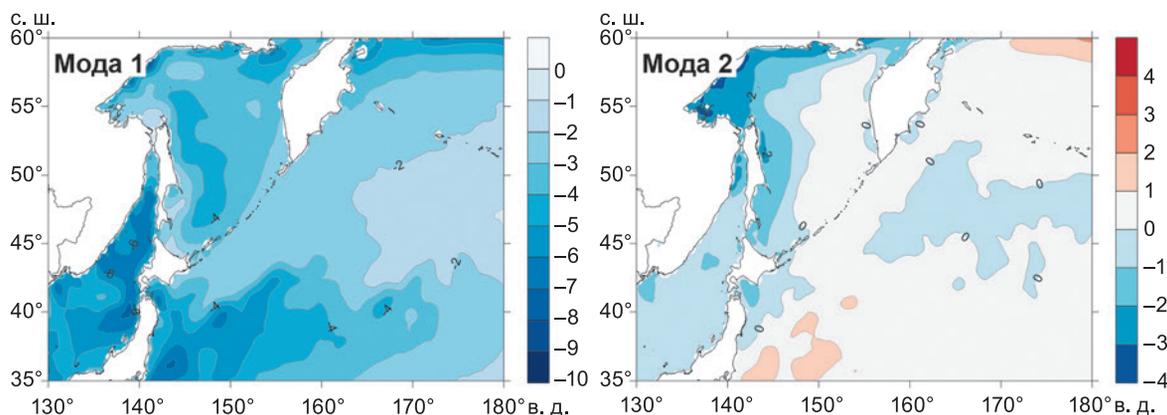


Рис. 4 – Пространственное распределение первых двух мод разложения последовательности временных слоев SHF по ЕОФ (безразмерное)

На рисунке 4 приведены пространственные функции первых двух мод разложения последовательности временных слоев SHF по естественным ортогональным функциям. Первая мода является основной, на нее приходится 86.3 % общей дисперсии параметра. Ее пространственное распределение (все значения отрицательные, полагались безразмерными) имеет достаточно простой характер, сходный с распределением амплитуды годовой составляющей (см. рисунок 2). Наибольшие по абсолютной величине значения моды отмечены в западной части изучаемого региона: в северной и северо-западной частях Японского моря, у восточного побережья о. Хонсю и на северо-западном шельфе Охотского моря (от -6 до -8). Минимальные значения пространственной функции (около -1) выявлены вблизи восточной границы изучаемой акватории.

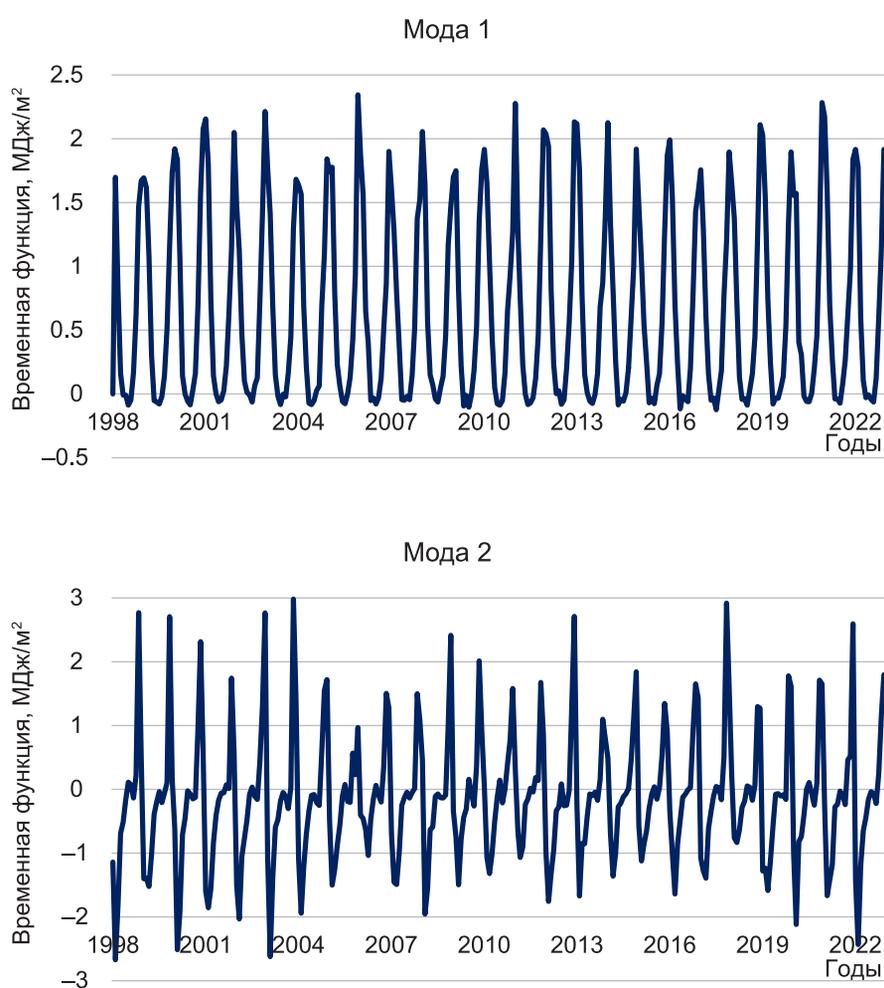


Рис. 5 – Графики вариаций временных функций первой (верхний рисунок) и второй (нижний) мод разложения последовательности временных слоев SHF по ЕОФ

Временная функция главной моды имеет выраженный годовой ход с максимальными значениями зимой (чуть больше и чуть меньше 1.87 МДж/м² в декабре и январе) и минимальными летом (около -0.07 МДж/м² в июне и июле). Она хорошо описывается годовой гармоникой с амплитудой 1.0 МДж/м²) и фазой 349° , что

отвечает отмеченному выше максимуму в декабре. Роль полугодовой гармоник существенно меньше, ее амплитуда составляет 0.3 МДж/м^2 . Для временной функции характерна низкочастотная модуляция, наиболее выраженная в вариациях зимних максимумов. Основной вклад в эти вариации вносят циклические составляющие с периодами около 3 и 11 лет, которые определялись по методике спектрально-временного анализа, разработанного для быстро меняющихся во времени сейсмических сигналов (Ландер и др., 1972) – одной из первых разновидностей wave-let анализа.

В целом, пространственное распределение и временная функция первой моды выделяют общие закономерности SHF, выраженные в наличии областей с наиболее интенсивным потоком тепла в атмосферу в холодный период года в западной части изучаемого региона, и низкими значениями параметра в восточной его части. В каждой пространственной ячейке изучаемой области временной ход данной составляющей одинаков, несинхронные вариации параметра описываются более высокими модами, поэтому они обычно характеризуются важным физическим смыслом.

Распределение пространственной функции второй моды (на ее долю приходится 4.2 % дисперсии SHF) имеет существенно более сложный характер, с наличием узловой линии, разделяющей зоны с разными знаками. Область с отрицательными значениями занимает акваторию Японского моря (на основной части акватории от -0.5 до -1 , в северной части Татарского пролива до -2) и северо-западную и западную части Охотского моря (до -3.5 в районе Шантарских островов. В его восточной части значения моды положительные, но незначительные по величине (от 0.1 до 0.3), более высокие показатели отмечены в Беринговом море, они возрастали от 0.1 вблизи Алеутских островов до 2 на северо-восточном участке.

В северной части СЗТО пространственная функция близка к нулю, в некоторых районах она положительная, в других – отрицательная. В южной части значения моды возрастают и изменяются от 0.5 до 1.1 на юго-западном участке, примыкающем к о. Хонсю.

Временная функция этой моды также носит выраженный сезонный характер, она описывается комбинацией годовой и полугодовой гармоник с амплитудами около 0.9 и 0.8 МДж/м^2 , определенную роль играет и третьегодовая составляющая с амплитудой 0.4 МДж/м^2 . Возрастание роли обертонов годового цикла обычно свидетельствует о наличии нелинейных эффектов, которые могут быть обусловлены влиянием ледяного покрова (высокие значения пространственной функции отмечены в замерзающих районах), который даже в случае умеренных значений сплоченности препятствует теплообмену между атмосферой и океаном.

Максимальные значения усредненной функции отмечены в ноябре (1.6) и декабре (1.4 МДж/м^2), минимальные – в феврале (-1.5) и марте (-1.4 МДж/м^2). Это означает, что в северной и западной частях Охотского моря, где значения моды отрицательны и наиболее существенны по абсолютной величине, поправка к основной моде отрицательна осенью и положительна в конце зимнего сезона. Следовательно, вклад

данной составляющей отвечает за усиление потока тепла в атмосферу на начальных стадиях льдообразования и ослабление в период максимального развития ледяного покрова. В течение теплого сезона временная функция имеет отрицательный знак, но небольшую величину.

Разложение по естественным ортогональным функциям часто используют и для иных целей, например, изучения формирования аномалий исследуемого параметра. Для этого в каждой пространственной ячейке рассматриваемой области вычиталась усредненная кривая годового хода. К полученной последовательности временных слоев центрированного параметра (аномалий SHF) применялось разложение по ЕОФ. На рисунке 6 представлены пространственные распределения первых двух мод, которые, как и в рассмотренном выше случае, полагались безразмерными.

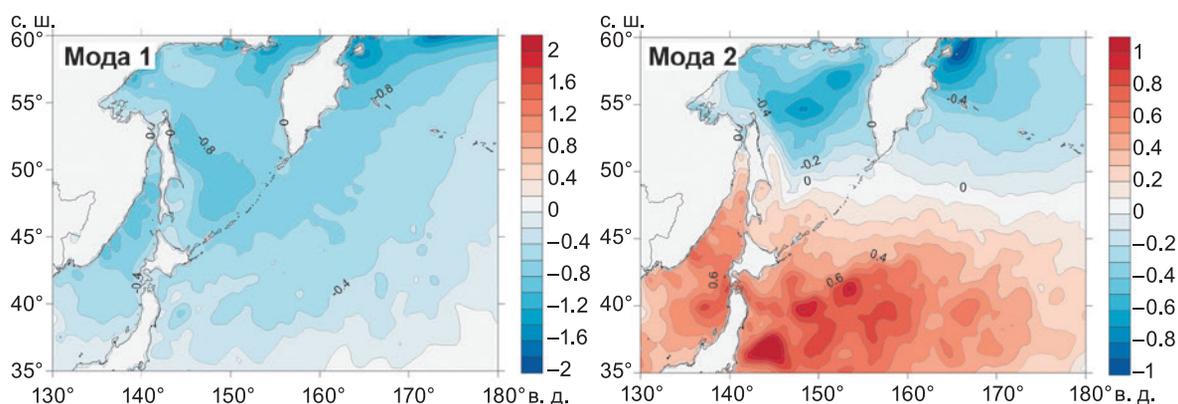


Рис. 6 – Пространственное распределение первых двух мод разложения последовательности временных слоев аномалий SHF по ЕОФ (безразмерное)

Значения пространственной функции первой моды (на нее приходится 22.7 % дисперсии анализируемого ряда) преимущественно отрицательные и убывают по абсолютной величине с северо-запада изучаемой области в юго-восточном направлении. В наиболее удаленной от берега части Тихого океана функция меняет знак, но ее значения малы.

На рисунке 7 представлены графики временных функций первых двух мод разложения аномалий SHF по ЕОФ. В данном случае интерес представляли экстремумы этих функций, отвечающие значимым аномалиям SHF в изучаемой области. В качестве порогового значения для временной функции первой моды рассматривалось значение 2.5 МДж/м². Отмечено по 6 случаев превышения этого порога как в положительную, так и в отрицательную сторону. Так, положительные максимумы выявлены в первой половине анализируемого периода времени, в марте 1999, ноябре 2000, декабре 2002 и 2005, феврале 2009 и марте 2010 гг. Следовательно, в северной и западной частях изучаемой области в эти моменты времени наблюдались отрицательные аномалии SHF, что означает более существенные, чем обычно, потери тепла океаном.

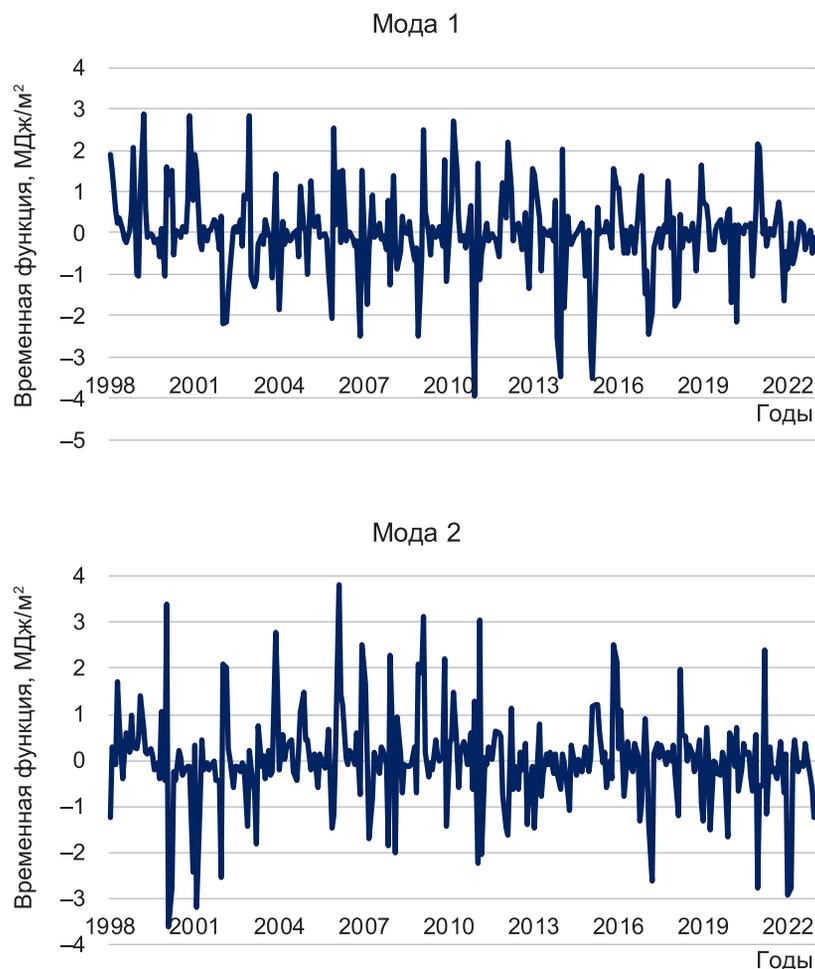


Рис. 7 – Графики вариаций временных функций первой (верхний рисунок) и второй (нижний) мод разложения последовательности временных слоев аномалий SHF по ЕОФ

Отрицательные отклонения отмечены в ноябре 2006, декабре 2010, ноябре и декабре 2013, а также в январе и феврале 2015 гг., то есть в середине рассматриваемого периода времени. Отрицательные минимумы отвечают значимым положительным аномалиям SHF, это указывает на уменьшение потока тепла из океана в атмосферу, что также относится к северному и западному участкам изучаемой области. Это говорит о том, что в районах, где теплообмен между океаном и атмосферой определяется адвекцией тепла теплыми течениями и воздействием на морскую поверхность типичных для зимнего муссона ветров северо-западного румба, характерны гораздо более значительные межгодовые вариации SHF по сравнению с удаленными от берега областями СЗТО, где потоки тепла между атмосферой и океаном более стабильны.

Пространственное распределение второй моды также весьма интересно (на нее приходится 12.3 % дисперсии ряда аномалий SHF). Его узловая линия разделяет северную и южную зоны изучаемой области на две части, примерно равные по площади. Положительные значения отмечены в южной части, включающей акваторию Японского моря, юго-западной части Охотского моря и СЗТО южнее параллели

50° с. ш. Максимальные значения (около 1) выявлены к востоку от о. Хонсю, в зоне течения Куроисио.

Отрицательные величины зафиксированы в Беринговом море, а также северных частях Охотского моря и СЗТО. Максимальные по абсолютной величине значения (около –1) обнаружены в Беринговом море, восточнее о. Карагинский.

В графиках временной функции (рисунок 7) также имеются значительные, как положительные, так и отрицательные выбросы. Воспользуемся тем же пороговым критерием, что и для первой моды. Превышения его в положительную сторону отмечены в январе 2000, ноябре 2003, феврале и декабре 2006, феврале 2009 и 2011, а также в ноябре 2015 гг. Эти ситуации отвечают существенной отрицательной аномалии параметра в северной части изучаемой области и положительной в южной.

Экстраординарные ситуации противоположного плана, когда отклонения временной функции превышали порог -2.5 МДж/м², отмечены в феврале и марте 2000, феврале и декабре 2001, марте 2017, декабре 2020, январе и феврале 2022 гг. Эти ситуации связаны с положительными аномалиями в северной части изучаемой области и отрицательными в южной. В некоторых случаях наблюдалась резкая смена аномалий, наиболее интересный случай был в 2000 г., когда положительный выброс временной функции в январе (3.4 МДж/м²) сменился еще более значительным отрицательным в феврале (-3.6 МДж/м²). Такие резкие изменения потока SHF, происходящие в северной и южной частях изучаемой области, удивительны, их причины требуют дополнительного исследования.

Заключение

В результате анализа большого объема данных реанализа ERA5 по потоку явного тепла были получены следующие количественные характеристики пространственно-временной изменчивости SHF в северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морях.

Сезонные вариации SHF в данном регионе отличаются выраженным годовым ходом. Положительные его значения, характеризующие турбулентный поток из более нагретой атмосферы в поверхностный слой океана, отмечены весной и летом. Максимальные показатели этого параметра зафиксированы в мае, они достигают около 2 МДж/м² в юго-западной части Охотского моря, на океанском шельфе южных Курильских островов и о. Хоккайдо. Отрицательные значения, отражающие поток тепла из более теплого океана в уже охладившуюся воздушную оболочку, наблюдаются в холодный период года, и они гораздо больше по величине. Максимальные показатели потока в декабре достигают -14 МДж/м² в Японском море и у восточного побережья о. Хонсю. Вероятно, дисбаланс между этими потоками покрывается за счет адвекции теплых вод течениями Цусимское и Куроисио. Отметим, что максимальные значения потока скрытого тепла, отражающего затраты энергии на испарение в зоне действия этих течений, примерно в 3 раза выше, чем явного (Шевченко, Ложкин, 2024).

Амплитуды годовой и полугодовой гармоник максимальны в западной части изучаемого региона и убывают в восточном направлении. Скорее всего, это обусловлено меньшей величиной теплозапаса верхнего прогретого слоя, вследствие слабого притока теплых вод в восточную часть СЗТО, следствием чего является уменьшение отдачи тепла океаном в приводный слой атмосферы в холодный период, что согласуется с выводами (Liu et al., 2014). Аналогичная картина наблюдается в западном секторе российской Арктики, где в подверженном влиянию теплого течения Гольфстрим Баренцевом море потоки явного и скрытого тепла многократно превосходят таковые в Карском море (Суркова, Романенко, 2021). Еще одной существенной причиной снижения потока явного тепла в восточной части изучаемого района в холодный период года является уменьшение влияния дующего с материка северо-западного ветра, характерного для зимнего муссона. Это связано с тем, что градиент поля приземного атмосферного давления между Сибирским максимумом и Алеутской депрессией, определяющего характер атмосферной циркуляции в холодный период года, максимален над Охотским морем и северной частью Японского моря и уменьшается в открытом океане. Особенно велика роль ветрового фактора в северо-западной части Охотского моря, где адвекция тепла незначительна, а воздействие ветра сгонного характера очень существенно. Здесь разность температур между поверхностью океана и атмосферным воздухом и скорость ветра дают примерно одинаковый вклад (а в ноябре и декабре, как можно судить по данным наблюдений на береговых гидрометеостанциях Сахалина и Курильских островов, ветровой фактор более значим). В то же время, как в зоне влияния теплых течений, разность температур, скорее всего, играет более важную роль.

Пространственное распределение главной моды ЕОФ характеризуется более высокими (по абсолютной величине) ее значениями в западной и юго-западной частях изучаемого региона, они уменьшаются в восточном направлении, что обусловлено описанными выше причинами. Ее временная функция имеет выраженный годовой ход с высокими значениями в зимний и низкими в летний период, при этом отмечена низкочастотная модуляция зимних максимумов с периодами около 3 и 11 лет.

Однонаправленные тенденции в межгодовых вариациях SHF выражены слабо. Наибольшие значения КЛТ отмечены в зимний период в западной части Берингова моря (около 2 МДж/м² за 10 лет).

Исследование аномалий SHF методом естественных ортогональных функций показало, что наиболее значимая первая мода отражает формирование существенных отклонений от средних многолетних значений в северной и западной частях рассматриваемой области, что может быть обусловлено межгодовыми вариациями адвекции тепла или ветров зимнего муссона. В удаленной от берега части СЗТО ситуация более стабильна. Количество значимых аномалий положительного и отрицательного знака одинаково, они наблюдались в холодный период года, первые – в первой половине анализируемого интервала времени, вторые – в его середине.

Вторая мода характеризует различия между северной и южной частями изучаемого района. Значимые аномалии противоположных знаков наблюдаются не редко, в равном количестве разных знаков (по 7).

Список литературы

1. *Багров Н. А.* Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих // Труды Центрального института прогнозов. 1959. Вып. 74. С. 3–24.
2. *Будыко М. И.* Тепловой баланс земной поверхности. Л.: ГИМИЗ, 1956. 256 с.
3. *Власова Г. А., Полякова А. М.* Энергоактивная зона океана и атмосферы в северо-западной Пацифике // Известия Российского государственного педагогического университета имени А. И. Герцена. 2013. № 163. С. 128–140.
4. *Ландер А. В., Левшин Л. П., Писаренко В. Ф., Погребинский Г. А.* О спектрально-временном анализе колебаний // Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных (Вычислительная сейсмология). М.: Наука, 1973. Вып. 6. С. 15–23.
5. *Лаппо С. С., Гулев С. К., Рождественский А. Е.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе «океан–атмосфера» и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 336 с.
6. *Пичугин М. К., Пономарев В. И.* Изменчивость потоков явного и скрытого тепла северо-западной части Японского моря в холодный период года // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 22–29.
7. *Пономарев В. И., Петрова В. А., Манько А. Н.* Изменчивость теплообмена северной внетропической части Тихого океана с атмосферой // Вестник ДВО РАН. 2010. № 1. С. 30–37.
8. *Пономарев В. И., Петрова В. А., Дмитриева Е. В.* Климатическая изменчивость составляющих теплового баланса поверхности северной части Тихого океана // Известия ТИНРО. 2012. Т. 169. С. 67–76.
9. *Суркова Г. В., Романенко В. А.* Сезонные и многолетние изменения турбулентных потоков тепла между морем и атмосферой в западном секторе российской Арктики // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2021. № 4. С. 74–82.
10. *Шевченко Г. В., Ложкин Д. М.* Пространственно-временная изменчивость потока скрытого тепла в северо-западной части Тихого океана по данным реанализа ERA5 // Морской гидрофизический журнал. 2024. № 3 (в печати).
11. Intercomparison and validation of ocean–atmosphere energy flux fields / ed. P. K. Taylor. Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air–Sea Fluxes. 2000. 306 p. <http://www.soc.soton.ac.uk/JRD/MET/WGASF/>.
12. *Iwasaki S. and Kubota M.* Increasing trends for the surface heat flux and fresh water flux in the North Pacific eastern subtropical region // Geophysical research letters. 2011. Vol. 38. L10604. <https://doi.org/10.1029/2011GL047128>.
13. *Liu N., Wu D., Lin X., Meng Q.* Seasonal variations of air-sea heat fluxes and sea surface temperature in the northwestern Pacific marginal seas // Acta Oceanologica Sinica. 2014. Vol. 33. No. 3. P. 101–110. <https://doi.org/10.1007/s13131-014-0433-6>.
14. *Moore G. W., Renfrew I. A.* An assessment of the surface turbulent heat fluxes from the NCEP–NCAR reanalysis over the western boundary currents // J. Climate. 2002. Vol. 15. No. 8. P. 2020–2037.
15. *Nelezin A. D., Man'ko A. N., Petrova V. A.* Heat exchange of the North Pacific and the atmosphere // Pacific Oceanogr. 2003. Vol. 1. No. 1. P. 114–119.
16. *Praetorius S., Rugenstein M., Persad G., Caldeira K.* Global and Arctic climate sensitivity enhanced by changes in North Pacific heat flux // Nature communication. 2018. Vol. 9. P. 1–13. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05337-8>.
17. *Wirtki K.* The average annual heat balance of the North Pacific Ocean and its relation to ocean circulation // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. No. 18. P. 4547–4559.

Шевченко Г. В., Ложкин Д. М.

18. Zhang L., Xu H., Ma J., Ning Shi, Deng J. North Pacific subtropical sea surface temperature frontogenesis and its connection with the atmosphere above // *Earth Syst. Dynam.* 2019. Vol. 10. P. 261–270. <https://doi.org/10.5194/esd-10-261-2019>.
19. Yu, L., Jin X., Weller R. Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, Ocean Evaporation, and Related Surface Meteorological Variables, OAFlux Project Tech. Rep. 2008. OA-2008-01, 64 pp.

Статья поступила в редакцию 25.04.2024, одобрена к печати 10.09.2024.

Для цитирования: Шевченко Г. В., Ложкин Д. М. Пространственно-временная изменчивость потока явного тепла на поверхности северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей по данным реанализа ERA5 // *Океанологические исследования.* 2024. № 52 (3). С. 77–94. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(3\).5](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(3).5).

**SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY
OF THE SENSIBLE HEAT FLUX ON THE SURFACE
OF THE NORTHWESTERN PACIFIC OCEAN AND THE FAR EASTERN
SEAS ACCORDING TO THE DATA OF THE ERA5 REANALYSIS**

G. V. Shevchenko^{1,2}, D. M. Lozhkin¹

¹ Sakhalin Branch of the Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography,
196, Komsomolskaya str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693023, Russia;

² Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch
of Russian Academy of Sciences,
1B, Nauki str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693022, Russia,
e-mail: Shevchenko_zhora@mail.ru

An array of ERA5 reanalysis data on the sensible heat flux on the surface of the Northwestern Pacific Ocean and the Far Eastern seas for 1998–2022 is analyzed. It is shown that the positive values of this flux (directed from the atmosphere to the ocean) were observed in spring and summer, the maximum values in May were about 2 MJ/m² in the southwestern part of the Sea of Okhotsk, and on the ocean shelf of the southern Kuril Islands and Hokkaido Island. Negative values (backflow) are observed in autumn and winter, they reach –14 MJ/m² in December. The imbalance between these fluxes is covered by the advection of warm waters by the Tsushima and Kuroshio Currents. The variations of the parameter are dominated by the annual course, interannual variations are expressed in its modulation with periods of about 3 and 11 years, unidirectional trends are weak.

Keywords: atmosphere, ocean, heat transfer, sensible heat, ERA 5 reanalysis, Pacific Ocean, Far Eastern seas

References

1. Bagrov, N. A., 1959: Analiticheskoe predstavlenie posledovatel'nosti meteorologicheskikh polej posredstvom estestvennykh ortogonal'nykh sostavlyayushchih (Analytical representation of the sequence of meteorological fields by means of natural orthogonal components). *Trudy Central'nogo instituta prognozov*, **74**, 3–24.
2. Budyko, M. I., 1956: *Teplovoj balans zemnoj poverhnosti (Heat balance of the Earth's surface)*. Leningrad, GIMIZ, 256 p.
3. *Intercomparison and validation of ocean–atmosphere energy flux fields*. Ed. P. K. Taylor. Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air–Sea Fluxes. 2000. 306 p., <http://www.soc.soton.ac.uk/JRD/MET/WGASF/>.
4. Iwasaki, S. and M. Kubota, 2011: Increasing trends for the surface heat flux and fresh water flux in the North Pacific eastern subtropical region. *Geophysical research letters*, **38**, L10604, <https://doi.org/10.1029/2011GL047128>.
5. Lander, A. V., L. P. Levshin, V. F. Pisarenko, and G. A. Pogrebinsky, 1973: On spectral-temporal analysis of oscillations. *Computational and statistical methods of interpretation of seismic data (Computational Seismology)*, **6**, 15–23).
6. Lappo, S. S., S. K. Gulev, and A. E. Rozhdestvenskij, 1990: *Krupnomasshtabnoe teplovoe vzaimodejstvie v sisteme okean – atmosfera i energoaktivnye oblasti Mirovogo okeana (Large-scale heat interaction in ocean–atmosphere system and energy active areas of the World Ocean)*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 336 p.
7. Liu, N., D. Wu, X. Lin, and Q. Meng, 2014: Seasonal variations of air-sea heat fluxes and sea surface temperature in the northwestern Pacific marginal seas. *Acta Oceanologica Sinica*, **33** (3), 101–110, <https://doi.org/10.1007/s13131-014-0433-6>.
8. Moore, G. W. and I. A. Renfrew, 2002: An assessment of the surface turbulent heat fluxes from the NCEP–NCAR reanalysis over the western boundary currents. *Climate*, **15** (8), 2020–2037.
9. Nelezin, A. D., A. N. Man'ko, and V. A. Petrova, 2003: Heat exchange of the Northern Pacific and the atmosphere. *Pacific Oceanography*, **1** (2), 114–119.
10. Pichugin, M. K. and V. I. Ponomarev, 2013: Izmenchivost' potokov yavnogo i skrytogo tepla severo-zapadnoj chasti Yaponskogo morya v holodnyj period goda (Variability of sensible and latent heat fluxes over the northwest part of the Sea of Japan in cold season). *Vestnik DVO RAN*, **6**, 22–29.
11. Ponomarev, V. I., V. A. Petrova, and A. N. Man'ko, 2010: Izmenchivost' teploobmena severnoj vnetropicheskoj chasti Tihogo okeana s atmosferoj (Variability of heat exchange of the northern extratropical part of the Pacific Ocean with the atmosphere). *Vestnik DVO RAN*, **1**, 30–37.
12. Ponomarev, V. I., V. A. Petrova, and E. V. Dmitrieva 2012: Klimaticheskaya izmenchivost' sostavlyayushchih teplovogo balansa poverhnosti severnoj chasti Tihogo okeana (Climatic variability of heat balance components at the sea surface in the North Pacific). *Izvestiya TINRO*, **169**, 67–76.
13. Praetorius, S., M. Rugenstein, G. Persad, and K. Caldeira, 2018: Global and Arctic climate sensitivity enhanced by changes in North Pacific heat flux. *Nature communication*, **9**, 1–13, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05337-8>.
14. Shevchenko, G. V. and D. M. Lozhkin, 2024: Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' potoka skrytogo tepla v severo-zapadnoj chasti Tihogo okeana po dannym reanaliza ERA5 (Spatial and temporal variability of latent heat flux in the Northwest Pacific Ocean according to ERA5 reanalysis data). *Morskoj gidrofizicheskij zhurnal*, **3**, 426–437.

15. Surkova, G. V. and V. A. Romanenko, 2021: Sezonnye i mnogoletnie izmeneniya turbulentnyh potokov tepla mezhdum morem i atmosferoj v zapadnom sektore rossijskoj Arktiki (Seasonal and long-term changes of turbulent heat fluxes between sea and atmosphere in western sector of Russian Arctic). *Vestnik MGU. Seriya 5: Geografiya*, **4**, 74–82.
16. Vlasova, G. A. and A. M. Polyakova, 2013: Energoaktivnaya zona okeana i atmosfery v severozapadnoj Pacifike (Energy-active zone of the ocean and atmosphere in the northwestern Pacific). *Izvestiya Rossijskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta imeni A. I. Gercena*, **163**, 128–140.
17. Wirtki, K., 1965: The average annual heat balance of the North Pacific Ocean and its relation to ocean circulation. *Geophysical Research*, **70** (18), 4547–4559.
18. Yu, L., X. Jin, and R. Weller, 2008: *Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, Ocean Evaporation, and Related Surface Meteorological Variables*, OAFlux Project Tech. Rep.OA-2008-01, 64 p.
19. Zhang, L., H. Xu, J. Ma, N. Shi, and J. Deng, 2019: North Pacific subtropical sea surface temperature frontogenesis and its connection with the atmosphere above. *Earth Syst. Dynam.*, **10**, 261–270, <https://doi.org/10.5194/esd-10-261-2019>.

Submitted 25.04.2024, accepted 10.09.2024.

For citation: Shevchenko, G. V. and D. M. Lozhkin, 2024: Spatial and temporal variability of the sensible heat flux on the surface of the Northwestern Pacific Ocean and the Far Eastern seas according to the data of the ERA5 reanalysis. *Journal of Oceanological Research*, **52** (3), 77–94, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(3\).5](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(3).5).