

Турбулентные потоки тепла в Баренцевом море в XX и XXI веках по данным ансамбля моделей климата CMIP6

В.А. Романенко^{1,2)}, В.А. Семенов^{1,3)}, М.М. Латонин^{1,4)}*

¹⁾Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,
Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3

²⁾НИВЦ МГУ,
Россия, 119234, Москва, ул. Колмогорова, 1, с. 4

³⁾Институт географии РАН, Россия,
Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29

⁴⁾Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию
им. Нансена,
Россия, 199034, Санкт-Петербург, 14-я Линия В.О., д. 7

*Адрес для переписки: romanenko.victor.geo@mail.ru

Реферат. В Баренцевом море наблюдаются самые высокие на Земле темпы роста приповерхностной температуры воздуха в последние десятилетия, что связано главным образом со значительным сокращением площади морских льдов в зимний период. В акватории моря происходит интенсивный обмен тепла между океаном и атмосферой, который модулируется изменениями площади морских льдов. Турбулентные потоки явного и скрытого тепла являются самыми чувствительными к изменениям ледового покрова. Способность глобальных климатических моделей CMIP6 воспроизводить турбулентные потоки, а также межмодельный разброс результатов важно учитывать при оценке неопределённости климатических прогнозов Арктики в XXI веке. В работе анализируется изменчивость турбулентных потоков тепла в акватории Баренцева моря за период 1980-2100 гг., по данным ансамбля климатических моделей проекта CMIP6 для сценариев антропогенного воздействия SSP245 и SSP585, и выявляются взаимосвязи с определяющими их климатическими характеристиками: площадью морского льда, температурой поверхности океана, приповерхностной температурой воздуха и скоростью приземного ветра. Выявлено, что в сентябре поток скрытого тепла из океана в атмосферу растёт до 2070 г., после чего изменения выходят на плато. Такая особенность потока скрытого тепла объясняется синхронным уменьшением площади морского льда в Баренцевом море до нулевых значений к 2070 г. В марте, при устойчивом сокращении морского льда, наблюдается линейный рост потока скрытого тепла, так как к концу XXI века ледовитость моря останется примерно на уровне сентября 1980-х гг. Поток явного тепла характеризуется выраженной нелинейностью: в марте он повышается до 40 Вт/м² к середине века, а затем снижается до 30 Вт/м² (уровень 1980 г.) к 2100 г.; в сентябре уменьшается после 2040 г. Это связано с более быстрым ростом приповерхностной темпе-

ратуры воздуха по сравнению с температурой поверхности океана, что уменьшает вертикальный градиент температур и, как следствие, теплоотдачу с поверхности моря, особенно во второй половине XXI века. Для средних по ансамблю моделей величин было найдено, что в марте при закрытости Баренцева моря сплошным ледяным покровом на уровне $2-4 \times 10^5$ км² (15-30% поверхности моря) отмечается максимальный поток явного тепла, тогда как в сентябре максимальные значения потока явного тепла наблюдаются в диапазоне площади морского льда $0.5-1 \times 10^5$ км². При этом в исторический период конца XX и начала XXI веков модели CMIP6 занижают потоки явного и скрытого тепла зимой относительно климатического реанализа ERA5, но несколько завышают летом, с трехкратно меньшим межмодельным разбросом летом ($\sigma = 3-4$ Вт/м²) относительно зимы ($\sigma = 12-13$ Вт/м²).

Ключевые слова. Потоки тепла, Баренцево море, CMIP6, нелинейные изменения.

Turbulent heat fluxes in the Barents Sea in the 20th and 21st centuries based on the ensemble of CMIP6 models

V.A. Romanenko^{1,2)}, V.A. Semenov^{1,3)}, M.M. Latonin^{1 4)}*

¹⁾A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences,
3, Pyzhevsky, 119017, Moscow, Russian Federation

²⁾Research Computing Center, Moscow State University,
1, bldg. 4, Kolmogorova str., 119234, Moscow, Russian Federation

³⁾Institute of Geography, Russian Academy of Sciences,
29, Staromonetny lane, 119017, Moscow, Russian Federation

⁴⁾Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre,
bldg. 7, 14th Line V.O., 199034, St. Petersburg, Russian Federation

*Correspondence address: romanenko.victor.geo@mail.ru

Abstract. The Barents Sea has experienced the highest near-surface air temperature growth rates on Earth in recent decades, mainly due to a significant reduction in sea ice area in winter. In the sea area, there is an intensive heat exchange between the ocean and the atmosphere, which is modulated by the changes in the sea ice area. The turbulent fluxes of sensible and latent heat are the most sensitive to changes in the ice cover. It is important to take into account the ability of CMIP6 global climate models to reproduce turbulent fluxes, as well as the cross-model variation of results, when assessing the uncertainty of Arctic climate projections in the 21st century. In the paper, the variability of turbulent heat fluxes in the Barents Sea is analyzed over the period 1980-2100 based on the CMIP6 project's ensemble of climate models for the anthropogenic impact scenarios

SSP245 and SSP585, and the relationships are identified with their defining climatic characteristics: sea ice area, sea surface temperature, near-surface air temperature, and surface wind velocity. It is found that the latent heat flux from the ocean to the atmosphere increases in September until 2070, after which the changes plateau. This feature of the latent heat flux is explained by the synchronous decrease of the sea ice area in the Barents Sea to zero values by 2070. In March, with a steady decrease of the sea ice, a linear increase in the latent heat flux is observed since by the end of the 21st century the sea ice area will remain approximately at the level of the September values of the 1980s. The sensible heat flux is characterized by pronounced nonlinearity: in March, it increases to 40 W/m² by the middle of the century, and then decreases to 30 W/m² (the 1980 level) by 2100; in September, it decreases after 2040. This is due to a more rapid increase in the near-surface air temperature compared to the sea surface temperature, which reduces the vertical temperature gradient and, as a consequence, heat flux from the sea surface, especially in the second half of the 21st century. For the multi-model ensemble mean values, it was found that in March the maximum sensible heat flux is observed when the Barents Sea is covered by continuous ice cover at a level of $2-4 \times 10^5$ km² (15-30% of the sea surface), whereas in September, the maximum sensible heat flux values are observed in the sea ice area range of $0.5-1 \times 10^5$ km². At the same time, in the historical period of the late 20th and early 21st centuries, the CMIP6 models underestimate the sensible and latent heat fluxes in winter relative to the ERA5 climate reanalysis, but slightly overestimate them in summer, with a threefold smaller inter-model scatter in summer ($\sigma = 3-4$ W/m²) relative to winter ($\sigma = 12-13$ W/m²).

Keywords. Heat fluxes, Barents Sea, CMIP6, nonlinear variations.

Введение

В последние десятилетия рост приповерхностной температуры воздуха в Арктике превышает темпы глобального потепления более чем в 3 раза (Клюева, 2022). Это явление получило название Арктического усиления. По данным наблюдений в высоких широтах Северного полушария (СП), наиболее сильный рост температуры в современный период отмечается в Баренцевом море (рис. 1А). Такая особенность в целом воспроизводится моделями климата CMIP6 (<https://data.ceda.ac.uk/badc/cmip6/data/CMIP>) в исторических экспериментах (рис. 1Б). Это связано, прежде всего, с сокращением площади морских льдов в зимний период (Семенов и др., 2017). Предполагается, что такие сильные изменения могут привести к переходу к новому режиму стратификации вод, т.н. «атлантификации», который способствует еще более сильному нагреву и устойчивому безледному режиму (Årthun et al., 2012).

Следует отметить, что различия в трендах температуры над Евразией и Северной Америкой, где в отличие от моделей, наблюдения не показывают сильного потепления (рис. 1), связаны с интересным явлением холодных зим в начале XXI века. Зимнее похолодание над континентами СП, сопровождаю-

щее одновременное быстрое потепление в Арктике, как предполагается, связано с откликом атмосферной циркуляции на сокращение площади морских льдов и обсуждается ниже.

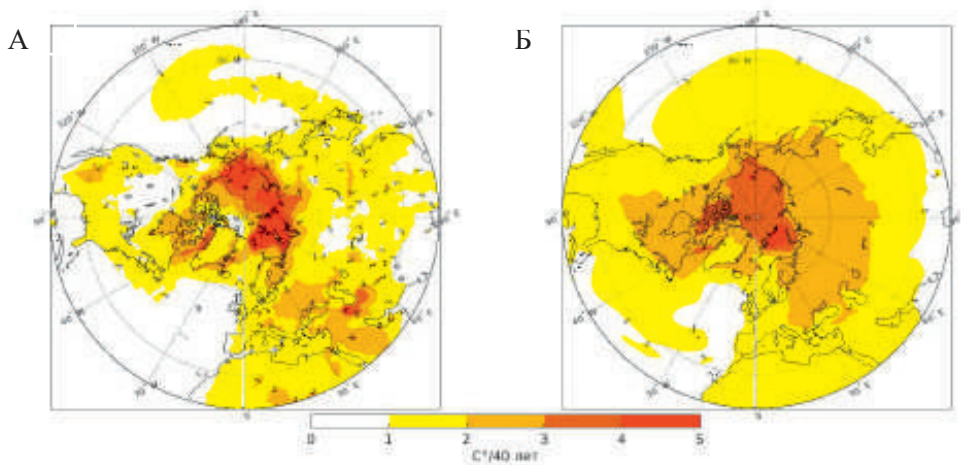


Рисунок 1. Тренд среднегодовой температуры воздуха за период 1981-2020 гг., по данным реанализа ERA5 (А) и осреднённый по ансамблю моделей CMIP6 (Б)

Черной толстой линией выделен рассматриваемый регион, соответствующий акватории Баренцева моря

Figure 1. The trend of average annual air temperature for 1981-2020 averaged by reanalysis ERA5 data and averaged over an ensemble of CMIP6 models

A thick black line marks the considered region corresponding to the Barents Sea

Согласно эмпирическим оценкам для современного периода, поступающие через западную границу Баренцева моря теплые атлантические воды приносят около 70 ТВт тепла. При этом вынос океанического тепла через северную и восточную части моря близок к нулю (Smedsrud et al., 2013). Таким образом, практически все поступающее в море океаническое тепло теряется в акватории в атмосферу в виде турбулентных и радиационных потоков тепла. В зимнее время турбулентные потоки составляют более 30% общих потерь тепла из океана в атмосферу, а в некоторых арктических акваториях, в частности, на севере Баренцева моря, доля потоков явного и скрытого тепла достигает 40% (Сумкина и др., 2024).

Такой интенсивный нагрев атмосферы над Баренцевым морем в холодное время года, величина которого модулируется площадью морских льдов, температурой воды и скоростью ветра, оказывает существенное влияние на региональные и крупномасштабные процессы в атмосфере, участвуя в ряде важных обратных связей, в т.ч. приводя к ускоренным изменениям климата в Арктике (Bengtsson et al., 2004; Alexeev et al., 2017; Schlichtholtz, 2014) и влияя на крупномасштабную атмосферную циркуляцию в средних широтах СП (Калавиччи, Башмачников 2019; Семенов, 2014; Сизов и др., 2019; Тилинина и др., 2016; Petoukhov, Semenov, 2010; Cohen et al., 2020).

Север Баренцева и Карское моря являются районами “hotspot” (горячая точка) продолжающегося потепления в Арктике (Lind et al., 2018). Здесь

наблюдается наиболее быстрый рост температуры верхнего слоя океана вследствие увеличения поступления теплой атлантической воды и ускоренного таяния ледяного покрова. Вышеперечисленные процессы приводят к беспрецедентному нагреву верхнего слоя океана, тепло которого вследствие конвекции постепенно перемещается вниз в промежуточный слой. Данный процесс, по результатам недавних исследований (Latonin et al., 2020; Polyakov et al., 2017 и др.), может ускорить процесс снижения ледовитости океана. Из-за снижения ледовитости океана уменьшается вынос арктического льда на юг Баренцева моря, что ведет к уменьшению распреснения в данном районе. Все это приведет к общему потеплению вод Баренцева моря со значительными последствиями для экосистем (Иванов, 2021).

Происходящие изменения вызваны дисбалансом потоков тепла в региональной климатической системе, включающий атмосферные и океанические потоки тепла, радиационные потоки, тепло фазовых переходов и турбулентные потоки тепла на границе океан/морской лед – атмосфера (Smedsrud et al., 2013; Latonin et al., 2025). В виду больших градиентов температуры и влажности у поверхности, а также большой скорости ветра, турбулентные потоки тепла в Баренцевом море являются не только самым большим слагаемым теплового баланса, но и играют принципиальную роль в ряде важных обратных связей, усиливающих климатические колебания в регионе и влияющих на циркуляцию атмосферы в средних широтах (Заболотских и др., 2015; Семенов, 2016; Сумкина и др., 2024; Alexeev et al., 2017; Wang et al., 2019).

Аналізу турбулентного энергообмена между арктическими морями и атмосферой, а также неопределенности в воспроизведении потоков тепла климатическими моделями посвящено много работ (Latonin et al., 2020; Danielson et al., 2017; Yang, Christensen, 2012; Zhou, Wang, 2016). В их ряду следует отметить работу (Sorokina et al., 2015), где исследуется связь между сокращением ледяного покрова Баренцева моря и ростом потоков тепла в данном регионе в контексте формирования структуры «теплая Арктика – холодная Сибирь», ответственной за похолодание над Евразией в зимний период начала XXI века. Делается вывод о том, что причиной изменчивости потоков являются изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы, а не наоборот, как предполагается в других работах (например, Honda et al., 1999).

Во многих работах приводятся исследования взаимосвязи между турбулентными потоками тепла и синоптическими условиями с использованием данных реанализа. Так, в статьях (Калавиччи, Башмачников, 2019; Сизов и др., 2019; Тилинина и др., 2016; Wang et al., 2019) рассматриваются крупномасштабные процессы взаимодействия атмосферы и океана в атлантическом секторе Арктики, их тренды и связь с атмосферной циркуляцией. Выявлено, что наибольшие потоки тепла из океана в атмосферу наблюдаются при холодных арктических вторжениях.

В некоторых работах отмечается нелинейность отклика крупномасштабной циркуляции атмосферы на снижение концентрации морского льда (КМЛ) в Баренцевом море (Petoukhov, Semenov, 2010; Семенов, 2016). Такая нелинейность может приводить к формированию антициклонической аномалии

циркуляции зимой и отрицательным аномалиям температуры в Северной Евразии при снижении КМЛ в Баренцевом море в определенном диапазоне. Эта особенность воспроизводится и в отдельных моделях климата ансамбля глобальных климатических моделей CMIP5 (Yang, Christensen, 2012). Как было показано в (Petoukhov, Semenov, 2010), отклик атмосферной циркуляции зависит от величины потока явного тепла в Баренцевом море. Соответственно, оценки будущих изменений климата в Арктике и его связи с атмосферной циркуляцией в Северной Евразии зависят от воспроизведения турбулентных потоков тепла в моделях.

Климатические модели и реанализы используют разные параметризации, в т.ч. для моделирования процессов в пограничном слое атмосферы. Вследствие этого существует значительный разброс в воспроизведении межгодовой изменчивости и годового хода потоков тепла (Smedsrud et al., 2013, Latonin et al., 2020, Keen et al., 2021, Parker et al., 2022).

Изучение пространственно-временной изменчивости потоков тепла, способности моделей климата воспроизводить наблюдаемые характеристики и зависимости от других метеорологических переменных позволит дополнить знания процессов, влияющих на изменение климата с целью возможности минимизации рисков от его последствий.

Целью настоящего исследования является анализ неопределенности воспроизведения турбулентных потоков тепла и других климатических характеристик в западном секторе Российской Арктики, влияющих на энергообмен между океаном и атмосферой.

Данные и методы

В работе использовались результаты расчетов моделей 6 фазы проекта сравнения моделей климата CMIP из архива CEDA (<https://data.ceda.ac.uk/badc/cmip6/data/CMIP6>) по приповерхностной температуре воздуха, площади морского льда, температуре поверхности океана (ТПО), потокам явного (H) и скрытого (LE) тепла и скорости ветра на высоте 10 м за 1980-2100 гг. для широтно-долготного региона между 20° в.д. и 60° в.д. и 67° с.ш. и 80° с.ш., соответствующего акватории Баренцева моря без учета суши, за 1980-2100 гг. с интерполяцией на сетку 1 x 1 градус широты/долготы.

Был рассчитан годовой ход потоков тепла, КМЛ, ТПО, температуры воздуха и скорости ветра за последние два десятилетия, в течение которых гидрометеорологические и ледовые условия Арктики претерпели значительные изменения, 1981-2000 гг. и 2001-2020 гг. по всем используемым моделям для сценариев антропогенных эмиссий SSP245 и SSP585 (<https://data.ceda.ac.uk/badc/cmip6/data/CMIP6>). Аналогично рассчитаны временные ряды указанных переменных за 1980-2100 гг. по обоим сценариям. Для выявления связи между потоками тепла с КМЛ и температурой использовались диаграммы рассеяния. Сценарий SSP585, часто называемый «агрессивный», представляет собой оценку верхней границы величины антропогенного воздействия при развитии экономики за счет углеродной энергетики, в то время

как сценарий SSP245 представляет собой умеренное антропогенное воздействие на климат с принятием мер по ограничению выбросов парниковых газов (O'Neill et al., 2017). В работе приведены результаты расчетов для сценария SSP585. Расчеты, выполненные по данным сценария SSP245, качественно схожи, но демонстрируют меньшие изменения.

В работе также использовались среднемесячные данные реанализа ERA5 для акватории Баренцева моря за 1981-2024 гг. для тех же переменных с разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ с дальнейшей интерполяцией на широтно-долготную сетку $1^\circ \times 1^\circ$ (Hersbach et al., 2020). Расчеты потоков тепла производились суммарно над водной поверхностью Баренцева моря и над поверхностью, покрытой ледяным покровом. Расчеты температур и скорости ветра производились только над открытой поверхностью.

Результаты

Модели CMIP6 недооценивают потоки H и LE в зимнее время по сравнению с данными реанализа ERA5 на $10-15 \text{ Вт/м}^2$, демонстрируя при этом значительный разброс со стандартным отклонением порядка $10-11 \text{ Вт/м}^2$ в декабре-марте, который объясняется максимальным в данное время года контрастом между ТПО и приповерхностной температурой воздуха (рис. 6). В летние месяцы межмодельный разброс потоков тепла существенно меньше, со стандартным отклонением около $3-4 \text{ Вт/м}^2$, при этом модели, наоборот, в среднем на несколько Вт/м^2 переоценивают потоки тепла (рис. 2). За последние десятилетия поток LE увеличился в зимнее время с 25 до 32 Вт/м^2 , поток H с 35 до 40 Вт/м^2 . Значительный межмодельный разброс потоков тепла связан с различным воспроизведением моделями характеристик атмосферы и океана: температуры воздуха, ТПО, КМЛ и скорости ветра. Некоторые модели, например BCC-CSM2-MR, FGOALS-g3, CAMS-CSM1-0, CAS-ESM2-0, демонстрируют нереалистичные значения потоков ввиду воспроизведения слишком большой площади льда, поэтому они были убраны из рассмотрения.

На рис. 3 представлены потоки H и LE для анализируемого региона с 1980 по 2100 гг. для отдельных моделей ансамбля и среднего по ансамблю, представляющего собой оценку отклика на внешнее воздействие на климат для сценария SSP585. Видно, что межгодовые изменения значений потоков LE в целом для ансамбля моделей практически линейно растут в марте, увеличиваясь примерно в два раза к концу XXI века относительно значений 1980-х гг. В сентябре в среднем для ансамбля рост замедляется к середине XXI века и выходит на плато со значениями примерно на 30% выше, чем в начале анализируемого периода. Следует отметить значительную десятилетнюю изменчивость потоков во многих моделях.

Значительный рост потока LE в марте по сравнению с сентябрем связан с сезонными особенностями изменений площади морского льда в Баренцевом море. На рис. 4 показаны изменения площади морских льдов в моделях.

Видно значительное уменьшение площади морского льда в марте к 2100 году (примерно в 4 раза). Практически все модели в сентябре отмечают минимальную КМЛ в Баренцевом море в годовом ходе, которая полностью достигнет нуля по большинству моделей к 2070 году. Резкое сокращение площади ледяного покрова ведет к быстрому росту потока LE. При этом полное отсутствие ледяного покрова создаёт однородные условия в море и приводит к незначительным изменениям потока скрытого тепла после 2070 г. (сравните рис. 4Б и рис. 3Б).

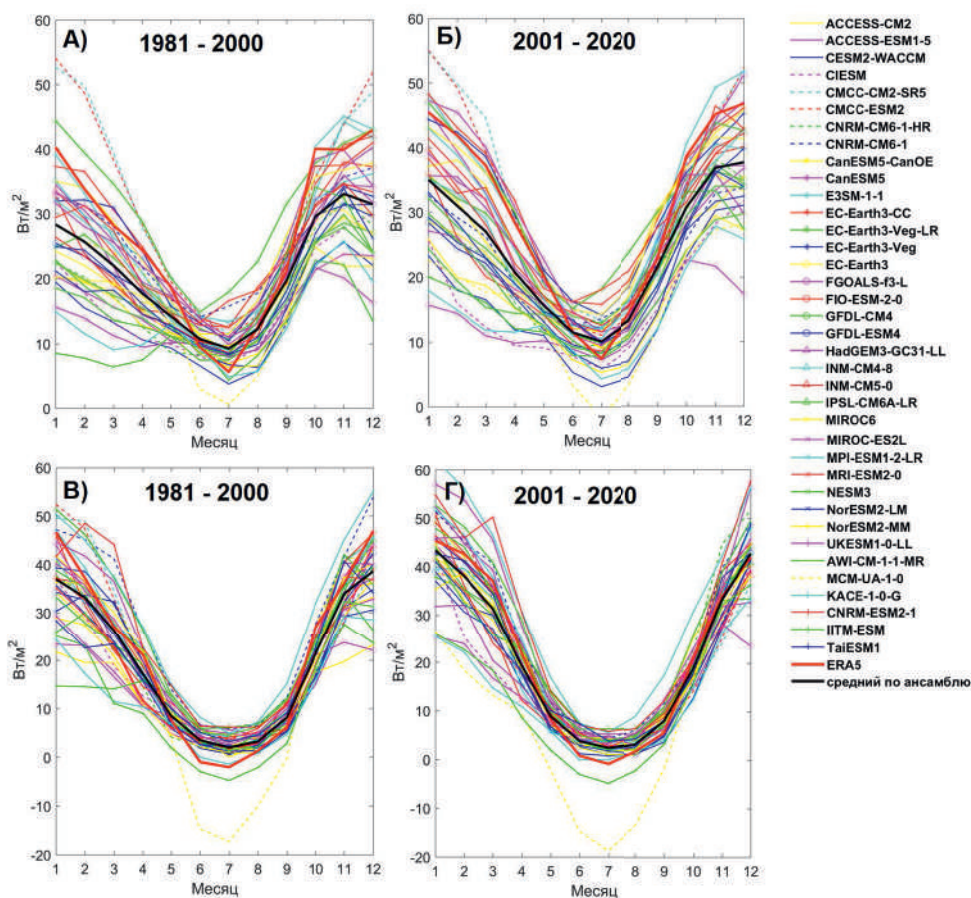


Рисунок 2. Годовой ход потоков скрытого (А, Б) и явного (В, Г) тепла за 1981-2000 гг. и 2001-2020 гг.

См. легенду для обозначения отдельных моделей

Figure 2. Seasonal cycle of latent and sensible heat fluxes for 1981-2000 and 2001-2020
See the legend for individual models

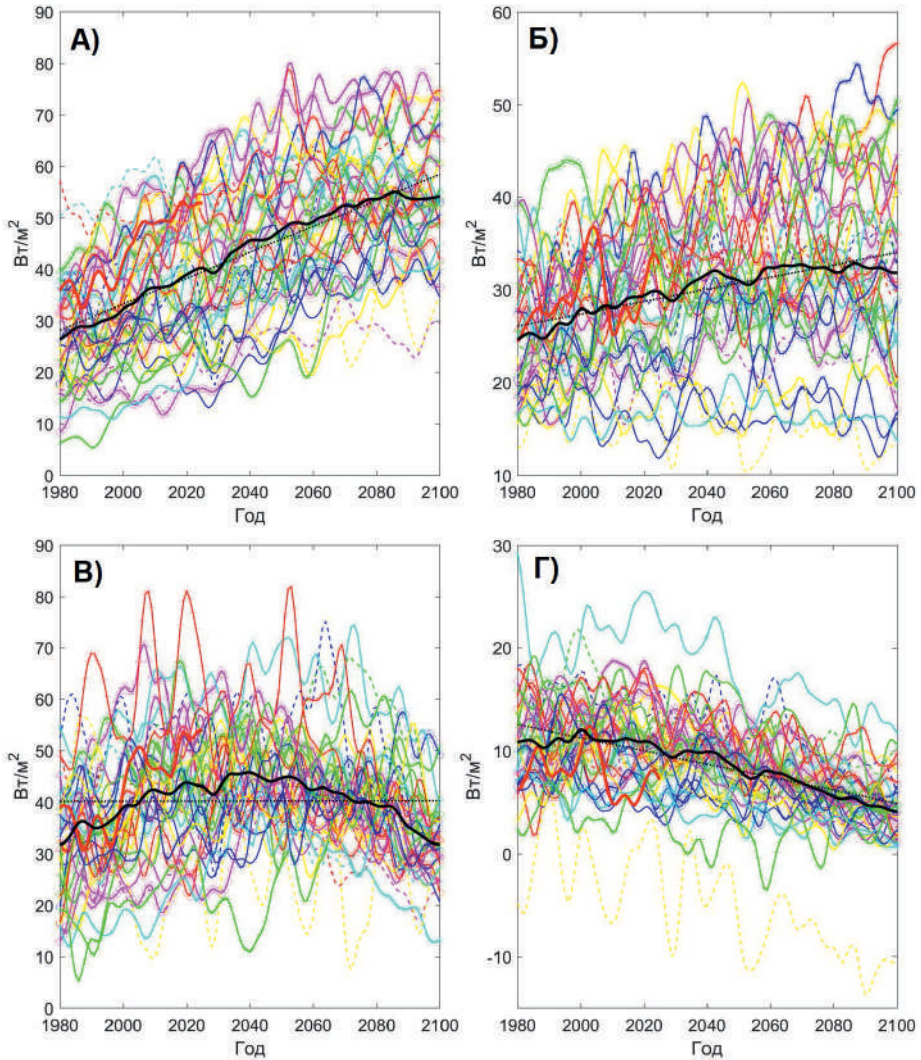


Рисунок 3. Потоки скрытого (А, Б) и явного (В, Г) тепла за период 1980-2100 гг. для марта (А, В) и сентября (Б, Г) ($Вт/м^2$) в моделях CMIP6 при сценарии SSP585 для региона Баренцева моря
Временные ряды сглажены 10-летним скользящим средним. Среднее по ансамблю показано жирной черной кривой. Черной пунктирной линией показан линейный тренд среднего по ансамблю потока. Легенда представлена на рис. 2

Figure 3. Latent and sensible heat fluxes for the period 1980-2100 for March and September (W/m^2) in CMIP6 models under the SSP585 scenario for the Barents Sea region
The time series are smoothed by the 10-year moving average. The average of the ensemble is shown by a bold black curve. The black dotted line shows the ensemble mean linear trend of the fluxes. The legend is presented on figure 2

Потоки явного тепла в отличие от потоков скрытого тепла демонстрируют качественно другую динамику (рис. 3В, Г). В марте прослеживается рост потока Н с максимумом в середине XXI века, затем он стабилизируется и начинает снижаться, к концу XXI века достигая значений начала XX века

(рис. 3В). Максимальные значения для среднего по ансамблю достигают 45 Вт/м^2 , снова уменьшаясь к концу века до 30 Вт/м^2 . Изменения в сентябре характеризуются монотонным уменьшением. Потоки H в сентябре более чем в два раза меньше, чем зимой, и приближаются к концу XXI века к нулевым значениям. Как и для потоков LE , можно отметить значительные квазирегулярные десятилетние колебания, а также меньший межмодельный разброс как в марте, так и в сентябре.

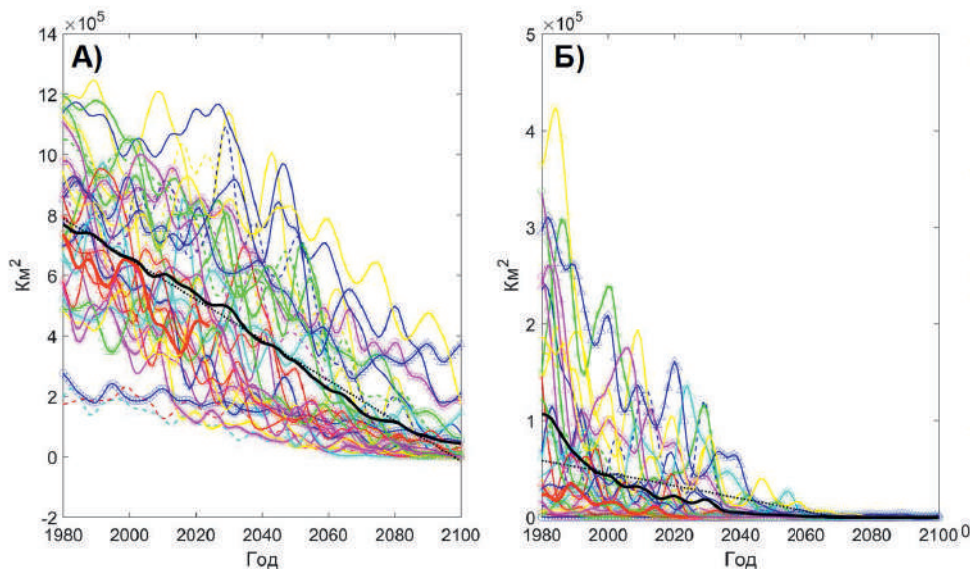


Рисунок 4. Площадь морского льда в Баренцевом море в марте (А) и сентябре (Б) в моделях CMIP6 при сценарии SSP585 (км^2)

Временные ряды сглажены 10-летним скользящим средним. Среднее по ансамблю показано жирной черной кривой. Черной пунктирной линией показан линейный тренд средней по ансамблю площади льда. Легенда представлена на рис. 2

Figure 4. Sea ice area in the Barents Sea in March and September in CMIP6 models under the SSP585 scenario (km^2)

The time series are smoothed by the 10-year moving average. The average of the ensemble is shown by a bold black curve. The black dotted line shows the ensemble mean linear trend of the sea ice area. The legend is presented on figure 2

Для определения факторов, влияющих на изменения потоков турбулентного тепла в Баренцевом море, были рассчитаны временные ряды приповерхностной (2 м) температуры воздуха (ПТВ), ТПО (а также разности ТПО–ПТВ) и приповерхностной (10 м) скорости ветра (рис. 5). ПТВ как в марте, так и в сентябре растет практически линейно со средним по ансамблю повышением температуры на 5°C и 8°C соответственно (рис. 5А, Б). Для ТПО, при также близком к линейному росту, наблюдается несколько меньшее соотношение величины потепления. В марте ТПО вырастет лишь на 2°C к концу XXI века, в то время как в сентябре рост составит более 5°C . Как в марте, так и в сентябре, приповерхностная скорость ветра демонстрирует незначительный рост (примерно на 0.2 м/с за исследуемый период), что составляет менее чем 15% от средней скорости около 2 м/с .

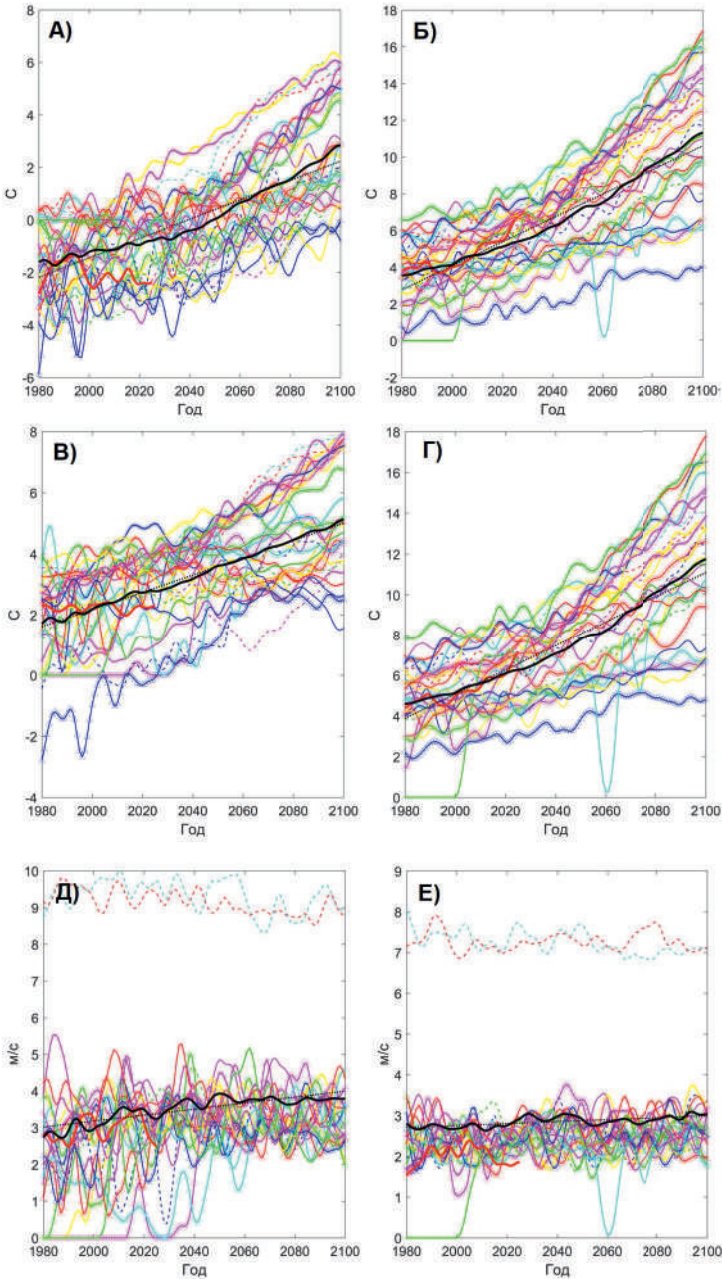


Рисунок 5. ПТВ за период 1980-2100 гг. для марта (А) и сентября (Б) (°С), ТПО для марта (В) и сентября (Г) за тот же период (°С), скорость ветра для марта (Д) и сентября (Е) за тот же период (м/с)

Временные ряды сглажены 10-летним скользящим средним. Среднее по ансамблю показано жирной черной кривой. Черной пунктирной линией показан линейный тренд средней по ансамблю температуры. Легенда представлена на рис. 2

Figure 5. Air temperature for the period 1980-2100 for March and September (°C), SST for March and September for the same period (°C), wind speed for March and September for the same period (m/s)
The time series are smoothed by the 10-year moving average. The average of the ensemble is shown by a bold black curve. The black dotted line shows the ensemble mean linear trend of the temperature. The legend is presented on figure 2

Между моделями существует значительный разброс в величинах турбулентных потоков тепла (рис. 3), при этом интенсивность потоков в конкретной модели хорошо согласуется с другими переменными, рассчитанными по данной модели. Так, например, одни из наименьших потоков наблюдаются в модели CESM2-WACCM. При этом эта модель показывает наибольшую концентрацию морского льда в акватории Баренцева моря и одну из наименьших разниц между температурой воздуха и ТПО в сравнении с другими моделями. Наименьшую концентрацию морского льда и наивысшую температуру воздуха и ТПО показывают модели CanESM5 и ACCESS-ESM1-5. Для данных моделей, соответственно, характерны наибольшие турбулентные потоки тепла. Некоторые модели, например, EC-Earth3-Veg-LR демонстрируют очень высокую площадь ледяного покрова в конце XX столетия, поэтому для них характерны низкие потоки и околонулевые значения температур в эти годы, поскольку они рассчитывались для участков с открытой водой.

Разница ТПО–ПТВ проиллюстрирована на рис. 6. В марте в среднем для анализируемых моделей происходит изменение разницы ТПО и ПТВ, причем нелинейно, так же, как и потока H за весь период (рис. 3В), поскольку H определяется вертикальным градиентом температур. Постепенное уменьшение величины ТПО–ПТВ связано с более быстрым потеплением воздуха по сравнению с поверхностью океана. В сентябре разница ТПО–ПТВ не превышает по модулю 1°C и тоже уменьшается нелинейно, как и поток H (рис. 3Г), с ускорением в конце XXI столетия.

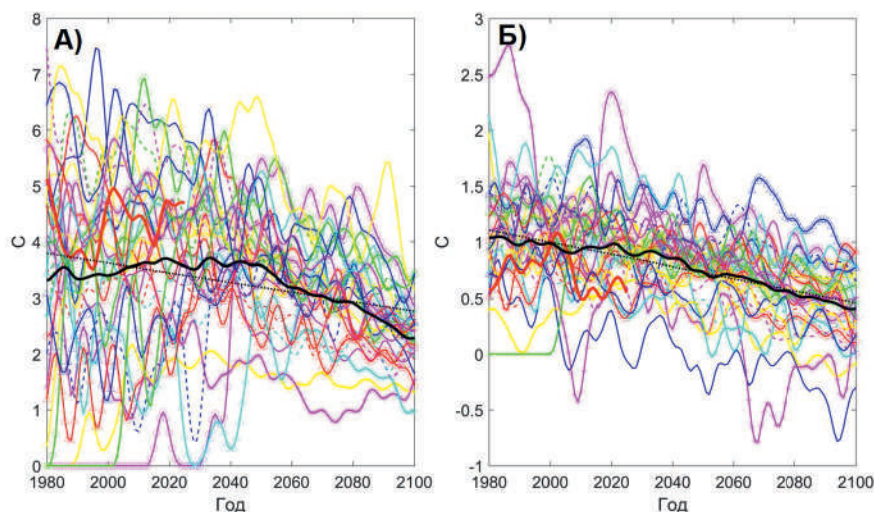


Рисунок 6. Разница ТПО–ПТВ в Баренцевом море в марте (А) и сентябре (Б) в моделях CMIP6 при сценарии SSP585 ($^{\circ}\text{C}$)

Временные ряды сглажены 10-летним скользящим средним. Среднее по ансамблю показано жирной черной кривой. Черной пунктирной линией показан линейный тренд средней по ансамблю температуры. Легенда представлена на рис. 2

Figure 6. Difference between SST and air temperature in the Barents Sea in March and September in CMIP6 models under the SSP585 scenario ($^{\circ}\text{C}$)

The time series are smoothed by the 10-year moving average. The average of the ensemble is shown by a bold black curve. The black dotted line shows the ensemble mean linear trend of the sea ice area. The legend is presented on figure 2

Таким образом, атмосфера нагревается быстрее, чем поверхность океана, как в теплый, так и в холодный сезон, в результате уменьшается температурный градиент между ТПО и ПТВ. Это должно привести к снижению потока H с поверхности Баренцева моря (рис. 3В, Г).

На рис. 7 представлены диаграммы рассеяния между турбулентными потоками тепла и площадью морского льда. Как можно видеть, между площадью морского льда и потоками H и LE наблюдается высокая связь: при ее увеличении в марте выше 400000 км^2 турбулентный поток H снижается (рис. 7В), так как сплошная ледяная поверхность препятствует теплообмену между морской поверхностью и атмосферой и, наоборот, при небольших площадях видна четкая связь: при ее росте растет и величина потока H как в марте, так и в сентябре (рис. 7В, Г), поскольку при увеличении доли открытой воды более активно снижается КМЛ, и ТПО с температурой воздуха сближаются. Также, согласно (Репина и др., 2014), потоки H и LE больше всего выражены над тонким льдом с разводьями, то есть над районами моря, где КМЛ минимальна. Связь между изменениями потока LE и площадью льда в марте и сентябре (рис. 7А, Б) более линейна: при уменьшении доли открытой воды уменьшается и сам поток.

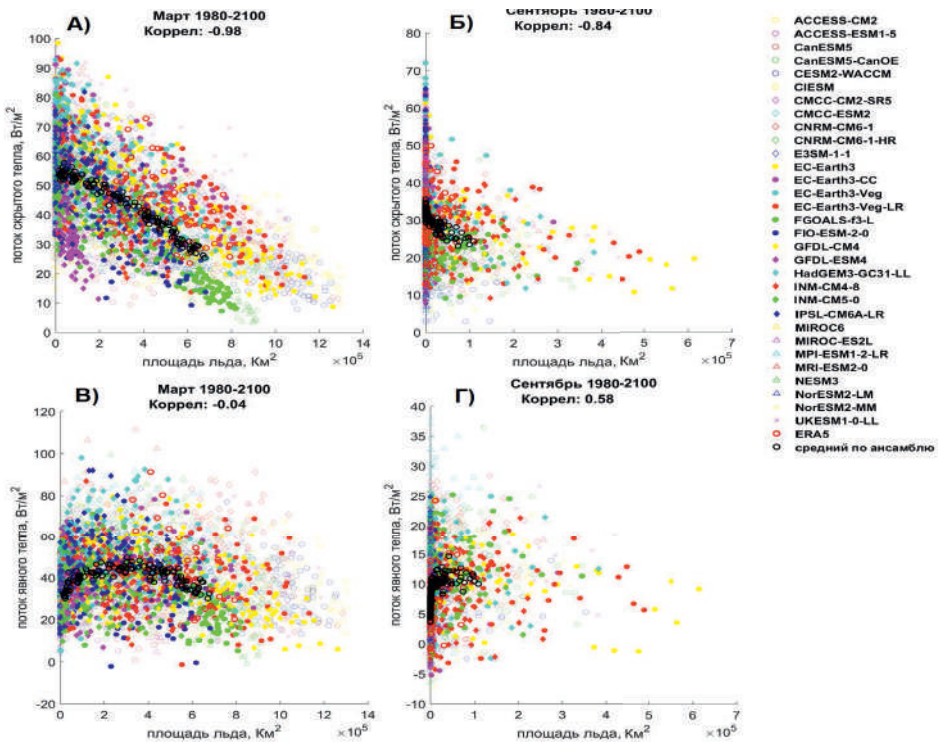


Рисунок 7. Диаграммы рассеяния между потоком LE и площадью морского льда в марте и сентябре (А, Б), между потоком H и площадью морского льда в марте и сентябре (В, Г) при сценарии SSP585

Среднее по ансамблю показано жирными черными точками. См. легенду для обозначения отдельных моделей

Figure 7. Scatter diagrams between the LE flux and the sea ice area in March and September, between the H flux and the sea ice area in March and September under the SSP585 scenario
The average of the ensemble is shown by the bold black dots. See the legend for individual models

Проведенные исследования временных рядов всех вышеперечисленных переменных для менее «жесткого» сценария SSP245 показывают те же результаты, что и для сценария SSP585, но с меньшим по модулю их изменением.

Заключение

В работе изучена неопределенность воспроизведения турбулентных потоков тепла и других характеристик, по данным ансамбля климатических моделей проекта CMIP6 в акватории Баренцева моря. Поток LE демонстрирует некоторую нелинейность: в первой половине века он растет со скоростью примерно 5 Вт/м^2 за десятилетие в марте и $1\text{-}2 \text{ Вт/м}^2$ за десятилетие в сентябре. Во второй половине века рост теплоотдачи в обоих месяцах замедляется. В общей сложности к 2100 г. произойдет двукратное увеличение потока LE по отношению к 1980 г. в марте, а в сентябре его величина превысит таковую на 1980 г. примерно на 15%. Данный процесс объясняется быстрым сокращением КМЛ. Изменение потока H показывает выраженную нелинейность: в марте он увеличивается до 40 Вт/м^2 в первой половине XXI столетия, а затем снижается до 30 Вт/м^2 к 2100 г., уровня 1980 г. В сентябре поток постепенно уменьшается после 2040 г. Такое поведение потока H в обоих месяцах объясняется более быстрым ростом ПТВ по сравнению с ростом ТПО и постепенным уменьшением разницы ТПО–ПТВ, которая становится особенно заметной во второй половине текущего столетия.

Модели CMIP6 существенно занижают величины потоков H и LE в зимнее время по сравнению с данными реанализа ERA5. Летом же, наоборот, немного завышают. При этом в летние месяцы межмодельный разброс потоков меньше в три раза: σ годового хода моделей в летние месяцы составляет $3\text{-}4 \text{ Вт/м}^2$ против $10\text{-}11 \text{ Вт/м}^2$ в зимние месяцы.

Отмечаются признаки нелинейной связи потока H с изменениями площади льда в Баренцевом море. Максимальный поток в марте в среднем для моделей отмечается в диапазоне площади льда от $2 \cdot 10^5$ до $4 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ (примерно 15-30% закрытости Баренцева моря сплошным ледяным покровом), в сентябре – в диапазоне $0.5 \cdot 10^5\text{-}1 \cdot 10^5 \text{ км}^2$. Поток LE практически линейно снижается при увеличении ледовитости моря. При этом было выявлено, что в сентябре тенденция в изменении потока скрытого тепла LE выходит на плато после 2070 г., что согласуется с наступлением безледного режима в Баренцевом море во время минимума площади морских льдов в годовом ходе. Недавние исследования показали, что прогнозируемое моделями климата сокращение морского льда в Арктике в XXI веке приведёт к более однородной интенсивности Арктического усиления глобального потепления (Shi et al., 2025). Такая особенность во многом определяется изменением характера турбулентных потоков тепла, как показано в нашей статье.

В настоящей работе впервые отмечен нелинейный характер динамики временных рядов потоков тепла и выявлена связь изменения потока H с изменением ПТВ и ТПО.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, № проекта 25-77-31009

Список литературы

Заболотских, Е.В., Гурвич, И.А., Шапрон, Б. (2015) Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледового покрова, *Исследование земли из космоса*, № 2, с. 64-77.

Иванов, В.В. (2021) Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова, *Гидрометеорология и экология*, № 64, с. 407-434.

Калавиччи, К.А., Башмачников, И.Л. (2019.) К механизму положительной обратной связи долгосрочной изменчивости конвергенции океанических и атмосферных потоков тепла и площади ледяного покрова в Баренцевом море, *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, т. 55, с. 171-181.

Клюева, М.В. (2022) *Научно-координационный комитет по подготовке "Третьего оценочного доклада об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации"*, с. 61-65.

Репина, И.А., Артамонов, А.Ю., Смирнов, А.С., Чечин, Д.Г. (2014) Исследование взаимодействия океана и атмосферы в полярных районах в рамках международного полярного года, *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН*, с. 41-50.

Семенов, В.А. (2014) Роль морского ледяного покрова в формировании зимних температурных аномалий в Арктике, *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, т. 50, № 4, с. 390-398.

Семенов, В.А. (2016) Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море, *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, т. 52, № 3, с. 257-266.

Семенов, В.А., Мартин, Т., Беренс, Л.К., Латиф, М., Астафьева, Е.С. (2017) Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5, *Лед и снег*, № 57(1), с. 77-107.

Сизов, А.А., Михайлова, Н.В., Баянкина, Т.М. (2019) *Режимы крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана в Норвежском и Баренцевом морях*, Морской гидрофизический институт РАН, с. 615-618.

Сумкина, А.В., Иванов, В.В., Кивва, К.К. (2024) Тепловой баланс поверхности Баренцева моря в холодный период года, *Вестник Московского университета, серия 5. География*, т. 79, № 3, с. 123-134.

Тилинина, Н.Д., Гулев, С.К., Гавриков, А.В. (2016) Формирование экстремально высоких турбулентных потоков тепла из океана в атмосферу в Северной Атлантике, *Океанология*, т. 56, № 1, с. 5-9.

Alexeev, V.A., Walsh, J.E., Ivanov, V.V., Semenov, V.A., Smirnov, A.V. (2017) Warming in the Nordic Seas, North Atlantic storms and thinning Arctic sea ice, *Environmental Research Letters*, vol. 12, no. 8.

Årthun, M., Eldevik, T., Smedsrud, L.H. (2012) Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat, *Journal of Climate*, vol. 25, no. 13, pp. 4736-4743.

Bengtsson, L., Semenov, V.A., Johannessen, O.M. (2004) The early twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism, *Journal of Climate*, vol. 17, no. 20, pp. 4045-4057.

Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., Yoon, J. (2020) Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather, *Nature Climate Change*, no. 10, pp. 20-29.

Danielson, R., Bentamy, A., Esau, I., Johannessen, J., Piolle, J.F. (2017) Calibration of a set of surface heat flux analyses, *EGU General Assembly Conference Abstracts*, p. 10655.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J. (2020) The ERA5 global reanalysis, *Quarterly journal of the royal meteorological society*, vol. 146, no. 730, pp. 1999-2049.

Honda, M., Yamazaki, K., Nakamura, H., Takeuchi, K. (1999) Dynamic and thermodynamic characteristics of atmospheric response to anomalous sea-ice extent in the Sea of Okhotsk, *Journal of Climate*, vol. 12, pp. 3347-3358.

Keen, A., Blockley, E., Bailey, D.A., Bolding Debernard, J., Bushuk, M., Delhaye, S. (2021) An inter-comparison of the mass budget of the Arctic Sea ice in CMIP6 models, *EGU*, vol. 15(2), pp. 951-982.

Latonin, M.M., Bashmachnikov, I.L., Bobylev, L.P. (2020) The Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms, *Fundamental and Applied Hydrophysics*, vol. 13, no. 3, pp. 3-19.

Latonin, M.M., Bashmachnikov, I.L., Semenov, V.A. (2025) Enhanced Wintertime Convergence of Atmospheric and Oceanic Heat Transports in the Barents Sea Region under Present Climate Warming, *Russian Journal of Earth Sciences*, vol. 25, no. 2.

Lind, S., Ingvaldsen, R., Furevik, T. (2018) Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import, *Nature Climate Change*, vol. 8, pp. 634-639.

O'Neill, B.C., Carter, T.R., Ebi, K., Harrison, P.A., Kemp-Benedict, E., Kok, K., Kriegler, E., Preston, B.L., Riahi, K., Sillmann, J.V., Ruyven, B.J., van Vuuren, D., Carlisle, D., Conde, C., Fuglestedt, J., Green, C., Hasegawa, T., Leininger, J., Monteith S., et al. (2017) The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century, *Global environmental change*, vol. 42, pp. 169-180.

Parker, C., Mooney, P.A., Webster, M.A., Boisvert, L.N. (2022) The influence of recent and future climate change on spring Arctic cyclones, *Nature Communications*, vol. 13(1), p. 6514.

Petoukhov, V., Semenov, V.A. (2010) A link between reduced Barents-Kara Sea ice and cold winter extremes over northern continents, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 115, no. 21.

Polyakov, I.V., Pnyushkov, A.V., Alkire, M.B., Ashik, I.M., Baumann, T.M., Carmack, E.C., Yulin, A. (2017) Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, *Science*, vol. 356, pp. 285-291.

Schlichtholz, P. (2014) Local wintertime tropospheric response to oceanic heat anomalies in the Nordic Seas area, *Journal of Climate*, vol. 27, no. 23, pp. 8686-8706.

Shi, G., Zhang, L., Liu, Y., Zhou, C., Zhang, D., Hu, Y., Hong, M. (2025) The Characteristics of Spatiotemporal Variations in Arctic Amplification and Its Association with Sea Ice, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 130(12).

Smedsrud, L.H., Esau, I., Ingvaldsen, R.B., Eldevik, T., Haugan, P.M., Li, C., Lien, V.S., Olsen, A., Omar, A.M., Otterå, O.H., Risebrobakken, B. (2013) The role of the Barents Sea in the Arctic climate system, *Rev. Geophys.*, vol. 51(3), pp. 415-449.

Sorokina, S., Wettstein, J., Gunnar, N. (2015) Observed Atmospheric Coupling between Barents Sea Ice and the Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly Pattern, *Journal of Climate*, vol. 29(2), pp. 495-511.

Yang, S., Christensen, H. (2012) Arctic Sea ice reduction and European cold winters in CMIP5 climate change experiments, *Geophysical research letters*, vol. 39, pp. 1-7.

Wang, Y., Bi, H., Huang, H., Liu, Y., Liu, Y., Liang, X., Zhang, Z. (2019) Satellite-observed trends in the Arctic Sea ice concentration for the period 1979-2016, *Journal of Ocean. Limnol.*, vol. 37, pp. 18-37.

Zhou, C., Wang, K. (2016) Evaluation of Surface Fluxes in ERA-Interim Using Flux Tower Data, *Journal of Climate*, vol. 29, pp. 1573-1582.

References

Zabolotskikh, E.V., Gurvich, I.A., Shapron, B. (2015) Novye rajony rasprostraneniya polyarnykh tsiklonov v Arktike kak rezul'tat sokrashcheniya ploshchadi ledovogo pokrova [New areas of polar cyclone propagation in the Arctic as a result of the reduction of the ice cover area], *Issledovanie zemli iz kosmosa*, no. 2, pp. 64-77.

Ivanov, V.V. (2021) Sovremennye izmeneniya gidrometeorologicheskikh uslovij v Severnom Ledovitom okeane, svyazannye s sokrashcheniem morskogo ledyanogo pokrova [Modern changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean related to the reduction of the sea ice cover], *Gidrometeorologiya i ekologiya*, no. 64, p. 407-434.

Kalavichchi, K.A., Bashmachnikov, I.L. (2019) K mekhanizmu polozhitel'noj obratnoj svyazi dolgosrochnoj izmenchivosti konvergentsii okeanicheskikh i atmosferykh potokov tepla i ploshchadi ledyanogo pokrova v Barentsevom more

[To the mechanism of positive feedback on the long-term variability of convergence of oceanic and atmospheric heat fluxes and the area of the ice cover in the Barents Sea], *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, vol. 55, pp. 171-181.

Klyueva, M.V. (2022) *Nauchno-kordinatsionnyj komitet po podgotovke "Tret'ego otsenchnogo doklada ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossijskoj Federatsii"* [Scientific Coordinating Committee for the preparation of the "Third Assessment Report on Climate Change and its consequences in the Russian Federation"], pp. 61-65.

Repina, I.A., Artamonov, A., Smirnov, A.S., Chechin, D.G. (2014) *Issledovanie vzaimodejstviya okeana i atmosfery v polyarnykh rajonakh v ramkakh mezhdunarodnogo polyarnogo goda* [Research on the interaction of the ocean and the atmosphere in the polar regions within the framework of the International Polar Year], *Institut fiziki atmosfery im. A.M. Obukhova RAN*, pp. 41-50.

Semenov, V.A. (2014) *Rol' morskogo ledyanogo pokrova v formirovanii zimnikh temperaturnykh anomalij v Arktike* [The role of the sea ice cover in the formation of winter temperature anomalies in the Arctic], *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery*, vol. 50, no. 4, pp. 390-398.

Semenov, V.A. (2016) *Svyaz' anomal'no kholodnykh zimnikh rezhimov na territorii Rossii s umen'sheniem ploshchadi morskikh l'dov v Barentsevom more* [The relationship of abnormally cold winter conditions in Russia with a decrease in the area of sea ice in the Barents Sea], *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, vol. 52, no. 3, pp. 257-266.

Semenov, V.A., Martin, T., Berens, L.K., Latif, M., Astaf'eva, E.C. (2017) *Izmeneniya ploshchadi arkticheskikh morskikh l'dov v ansambleyakh klimaticheskikh modelej CMIP3 i CMIP5* [Changes in the area of Arctic Sea ice in the ensembles of climate models CMIP3 and CMIP5], *Led i sneg*, no. 57(1), pp. 77-107.

Sizov, A.A., Mikhajlova, N.V., Bayankina, T.M. (2019) *Rezhimy krupnomasshtabnogo vzaimodejstviya atmosfery i okeana v Norvezhskom i Barentsevom moryakh* [Modes of large-scale interaction of atmosphere and ocean in the Norwegian and Barents Seas], *Morskoy gidrofizicheskij institut RAN*, pp. 615-618.

Sumkina, A.V., Ivanov, V.V., Kivva, K.K. (2024) *Teplovoj balans poverkhnosti Barentseva morya v kholodnyj period goda* [The thermal balance of the Barents Sea surface during the cold season], *Vestnik Moskovskogo universiteta, seriya 5. Geografiya*, vol. 79, no. 3, pp. 123-134.

Tilinina, N.D., Gulev, S.K., Gavrikov, A.V. (2016) *Formirovanie ekstremal'no vysokikh turbulentnykh potokov tepla iz okeana v atmosferu v Severnoj Atlantike* [The formation of extremely high turbulent heat flows from the ocean to the atmosphere in the North Atlantic], *Okeanologiya*, vol. 56, no. 1, pp. 5-9.

Alexeev, V.A., Walsh, J.E., Ivanov, V.V., Semenov, V.A., Smirnov, A.V. (2017) *Warming in the Nordic Seas, North Atlantic storms and thinning Arctic sea ice*, *Environmental Research Letters*, vol. 12, no. 8.

Årthun, M., Eldevik, T., Smedsrud, L.H. (2012) Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat, *Journal of Climate*, vol. 25, no. 13, pp. 4736-4743.

Bengtsson, L., Semenov, V.A., Johannessen, O.M. (2004) The early twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism, *Journal of Climate*, vol. 17, no. 20, pp. 4045-4057.

Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., Yoon, J. (2020) Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather, *Nature Climate Change*, no. 10, pp. 20-29.

Danielson, R., Bentamy, A., Esau, I., Johannessen, J., Piolle, J.F. (2017) Calibration of a set of surface heat flux analyses, *EGU General Assembly Conference Abstracts*, p. 10655.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J. (2020) The ERA5 global reanalysis, *Quarterly journal of the royal meteorological society*, vol. 146, no. 730, pp. 1999-2049.

Honda, M., Yamazaki, K., Nakamura, H., Takeuchi, K. (1999) Dynamic and thermodynamic characteristics of atmospheric response to anomalous sea-ice extent in the Sea of Okhotsk, *Journal of Climate*, vol. 12, pp. 3347-3358.

Keen, A., Blockley, E., Bailey, D.A., Bolding Debernard, J., Bushuk, M., Delhaye, S. (2021) An inter-comparison of the mass budget of the Arctic Sea ice in CMIP6 models, *EGU*, vol. 15(2), pp. 951-982.

Latonin, M.M., Bashmachnikov, I.L., Bobylev, L.P. (2020) The Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms, *Fundamental and Applied Hydrophysics*, vol. 13, no. 3, pp. 3-19.

Latonin, M.M., Bashmachnikov, I.L., Semenov, V.A. (2025) Enhanced Wintertime Convergence of Atmospheric and Oceanic Heat Transports in the Barents Sea Region under Present Climate Warming, *Russian Journal of Earth Sciences*, vol. 25, no. 2.

Lind, S., Ingvaldsen, R., Furevik, T. (2018) Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import, *Nature Climate Change*, vol. 8, pp. 634-639.

O'Neill, B.C., Carter, T.R., Ebi, K., Harrison, P.A., Kemp-Benedict, E., Kok, K., Kriegl, E., Preston, B.L., Riahi, K., Sillmann, J.V., Ruijven, B.J., van Vuuren, D., Carlisle, D., Conde, C., Fuglestedt, J., Green, C., Hasegawa, T., Leisinger, J., Monteith S., et al. (2017) The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century, *Global environmental change*, vol. 42, pp. 169-180.

Parker, C., Mooney, P.A., Webster, M.A., Boisvert, L.N. (2022) The influence of recent and future climate change on spring Arctic cyclones, *Nature Communications*, vol. 13(1), p. 6514.

Petoukhov, V., Semenov, V.A. (2010) A link between reduced Barents-Kara Sea ice and cold winter extremes over northern continents, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 115, no. 21.

Polyakov, I.V., Pnyushkov, A.V., Alkire, M.B., Ashik, I.M., Baumann, T.M., Carmack, E.C., Yulin, A. (2017) Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, *Science*, vol. 356, pp. 285-291.

Schlichtholz, P. (2014) Local wintertime tropospheric response to oceanic heat anomalies in the Nordic Seas area, *Journal of Climate*, vol. 27, no. 23, pp. 8686-8706.

Shi, G., Zhang, L., Liu, Y., Zhou, C., Zhang, D., Hu, Y., Hong, M. (2025) The Characteristics of Spatiotemporal Variations in Arctic Amplification and Its Association with Sea Ice, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 130(12).

Smedsrud, L.H., Esau, I., Ingvaldsen, R.B., Eldevik, T., Haugan, P.M., Li, C., Lien, V.S., Olsen, A., Omar, A.M., Otterå, O.H., Risebrobakken, B. (2013) The role of the Barents Sea in the Arctic climate system, *Rev. Geophys.*, vol. 51(3), pp. 415-449.

Sorokina, S., Wettstein, J., Gunnar, N. (2015) Observed Atmospheric Coupling between Barents Sea Ice and the Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly Pattern, *Journal of Climate*, vol. 29(2), pp. 495-511.

Yang, S., Christensen, H. (2012) Arctic Sea ice reduction and European cold winters in CMIP5 climate change experiments, *Geophysical research letters*, vol. 39, pp. 1-7.

Wang, Y., Bi, H., Huang, H., Liu, Y., Liu, Y., Liang, X., Zhang, Z. (2019) Satellite-observed trends in the Arctic Sea ice concentration for the period 1979-2016, *Journal of Ocean. Limnol.*, vol. 37, pp. 18-37.

Zhou, C., Wang, K. (2016) Evaluation of Surface Fluxes in ERA-Interim Using Flux Tower Data, *Journal of Climate*, vol. 29, pp. 1573-1582.

*Статья поступила в редакцию (Received):*14.01.2026.

*Статья доработана после рецензирования (Revised):*03.02.2026.

Принята к публикации (Accepted): 17.02.2026.

Для цитирования / For citation:

Романенко, В.А., Семенов, В.А., Латонин, М.М. (2026) Турбулентные потоки тепла в Баренцевом море в XX и XXI веках по данным ансамбля моделей климата CMIP6, *Фундаментальная и прикладная климатология*, т. 12, № 1, с. 140-159, doi:10.21513/2410-8758-2026-1-140-159.

Romanenko, V.A., Semenov, V.A. Latonin, M.M. (2026) Turbulent heat fluxes in the Barents Sea in the 20th and 21st centuries based on the ensemble of CMIP6 models, *Fundamental and Applied Climatology*, vol. 12, no. 1, pp. 140-159, doi:10.21513/2410-8758-2026-1-140-159.
