

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

НАУЧНЫЙ ФОНД «МЕЖДУНАРОДНЫЙ ЦЕНТР  
ПО ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ И ДИСТАНЦИОННОМУ ЗОНДИРОВАНИЮ  
ИМЕНИ НАНСЕНА»

*На правах рукописи*

Латонин Михаил Михайлович

**Арктическое усиление и меридиональные океанические и атмосферные потоки  
тепла в Арктику**

Научная специальность: 1.6.17. Океанология

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание учёной степени  
кандидата географических наук

Научные руководители:

кандидат географических наук, доцент  
Башмачников Игорь Львович

кандидат физико-математических наук  
Бобылев Леонид Петрович

Санкт-Петербург – 2021

## Оглавление

Введение .....	6
Актуальность темы исследования и степень её разработанности .....	6
Цель исследования .....	7
Задачи исследования .....	7
Научная новизна исследования .....	8
Теоретическая и практическая значимость работы .....	9
Материалы и методы исследования .....	11
Положения, выносимые на защиту .....	12
Степень достоверности и апробация результатов .....	13
Личный вклад автора .....	15
Структура и объём диссертации .....	16
Благодарности .....	16
1. Арктическое усиление в периоды потепления и похолодания климата в течение 20-го и начале 21-ого вв. ....	17
1.1 Современное состояние исследований .....	17
1.2 Используемые данные .....	20
1.2.1 Приземная температура воздуха. Данные наблюдений и реанализа ...	20
1.2.2 Приземная температура воздуха. Глобальные климатические модели CMIP5 и CMIP6 .....	21
1.3 Методы анализа .....	26
1.3.1 Интерполяция данных приземной температуры воздуха .....	26
1.3.2 Расчёт метрики Арктического усиления и статистический анализ .....	26
1.4 Способность климатических моделей воспроизводить Арктическое усиление и потепление начала двадцатого века .....	28

1.4.1	Временные ряды Арктического усиления в различных базах данных	28
1.4.2	Функции распределения Арктического усиления по разным базам данных .....	32
1.4.3	Определение лучшей модели СМIP5 и регионального вклада ошибки в модели .....	38
1.4.4	Временные ряды Арктического усиления в моделях СМIP5 и СМIP6 по данным моделей одних и тех же институтов .....	41
1.4.5	Временные ряды Арктического усиления в моделях СМIP6 высокого разрешения.....	44
1.4.6	Обсуждение и выводы .....	46
2.	Меридиональные океанические и атмосферные потоки тепла в Арктику и их связь с Арктическим усилением .....	49
2.1	Современное состояние исследований .....	49
2.1.1	Океанические потоки тепла .....	49
2.1.2	Атмосферные потоки тепла .....	51
2.2	Данные для расчётов и анализа .....	52
2.3	Методы .....	53
2.3.1	Выбор разрезов для расчётов интегральных потоков тепла в океане и атмосфере через «Атлантические ворота» .....	53
2.3.2	Расчёт интегральных потоков тепла в океане и атмосфере и статистический анализ.....	55
2.3.3	Пространственно-временная изменчивость величины Арктического усиления и её связь с меридиональными потоками тепла.....	58
2.4	Интегральные потоки тепла в океане и атмосфере через «Атлантические ворота».....	60
2.5	Взаимосвязь изменчивости атмосферного и океанического переносов тепла.....	65

2.6 Связь меридиональных потоков тепла с Арктическим усилением и компенсация Бьеркнеса .....	70
2.7 Обсуждение результатов и выводы.....	80
2.8 Воспроизводство меридиональных потоков тепла климатической моделью MIROC-ES2L .....	84
3. Регионализация атмосферных потоков тепла в Арктику через параллель 70°с.ш.....	91
3.1 Данные для расчёта потоков тепла.....	91
3.2 Методы.....	92
3.2.1 Исследование месячных полей северного ветра около параллели 70°с.ш. ....	92
3.2.2 Расчёт меридиональных потоков явного и скрытого тепла через параллель 70°с.ш. и их разложение на эмпирические ортогональные функции.....	93
3.2.3 Исследование вертикальных распределений среднегодовых переносов явного и скрытого тепла через параллель 70°с.ш.....	93
3.2.4 Интегральные переносы явного и скрытого тепла в нижней и всей тропосфере и их суммарные потоки через «Арктические ворота» .....	94
3.3 Средняя меридиональная составляющая скорости ветра в слоях атмосферы около 70°с.ш.....	94
3.4 Анализ эмпирических ортогональных функций для временных рядов переносов явного и скрытого тепла и результирующее крупномасштабное региональное деление .....	96
3.5 Противофазная структура в переносах явного и скрытого тепла между Восточным и Западным полушариями .....	98
3.6 Интегральные переносы явного и скрытого тепла в нижней и всей тропосфере и их суммарные значения через «Арктические ворота» .....	99

3.7 Обсуждение результатов и выводы.....	102
Заключение.....	104
Список литературы.....	107
Список сокращений.....	125

## Введение

### Актуальность темы исследования и степень её разработанности

В настоящее время климатическая система находится в фазе продолжающегося глобального потепления, начавшегося в 1980-х гг. При этом, приземная температура воздуха в Арктике возрастает примерно в два раза быстрее, чем в среднем по Земному шару. Это явление известно как Арктическое усиление, первое научное упоминание о котором было дано шведским учёным Сванте Аррениусом (Arrhenius, 1896). Прямое следствие современного Арктического усиления – быстрое сокращение площади морского льда в Арктике, что открывает новые экономические возможности, связанные с интенсификацией навигации по Северному морскому пути и добычей полезных ископаемых на арктическом шельфе. В то же время, таяние вечной мерзлоты, значительная часть которой находится на территории России, может нанести огромный экономический ущерб и потребовать новых инженерных решений. Возрастание средней глобальной температуры и наступление Эры Голубой Арктики к середине 21 в. было предсказано ещё советским учёным Михаилом Ивановичем Будыко (Будыко, 1972).

Арктическое усиление является результатом одновременного проявления ряда климатических обратных связей, обусловленных взаимодействием атмосферы, суши, океана и морского льда, а также меридионального обмена энергией (обменом теплом и влагой) между низкими и высокими широтами. К наиболее важным причинам Арктического усиления относят обратные связи вертикального градиента температуры воздуха, альbedo поверхности, Планка и др. Большинство таких связей действует и в низких широтах, однако в ряде исследований было показано, что в полярных регионах положительные обратные связи наиболее эффективны, а отрицательные обратные связи, в целом, менее эффективно стабилизируют климатическую систему, чем в умеренных широтах или тропиках. Это объясняет большие изменения температуры воздуха, возникающие в полярных регионах в ответ на внешние возмущения. Несмотря

на значительные успехи в понимании механизмов Арктического усиления, достигнутые в прошедшем десятилетии, относительная важность каждого из этих механизмов остается неопределённой.

Особенно плохо изучена роль взаимосвязанной изменчивости меридионального переноса энергии в полярные широты атмосферной и океанической циркуляцией. Этот механизм может играть существенную роль в колебаниях интенсивности Арктического усиления на различных временных масштабах. Данное исследование нацелено на изучение роли этого механизма в динамике Арктического усиления.

### **Цель исследования**

Выявить крупномасштабные пространственно-временные особенности развития Арктического усиления и связь его межгодовой изменчивости с меридиональными океаническими и атмосферными потоками тепла в Арктику.

### **Задачи исследования**

1. Количественно оценить, насколько хорошо современные глобальные климатические модели этапов 5 и 6 проекта по перекрёстному сравнению моделей общей циркуляции атмосферы и океана (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) и 6 (CMIP6)) воспроизводят долгосрочную изменчивость величины Арктического усиления в периоды потепления и похолодания Арктики в течение 20-го и начале 21-го вв.
2. По данным современных долгосрочных реанализов ORAS4 и ERA5, с продвинутыми схемами ассимиляции натуральных данных, оценить меридиональные потоки тепла в океане и

атмосфере через южную границу Атлантического сектора Арктики («Атлантические ворота») с 1950-х гг. по н.в.

3. Выявить наличие и возможные механизмы взаимосвязанной межгодовой изменчивости океанических и атмосферных потоков тепла в Арктику.
4. Оценить, как пространственно-временная изменчивость Арктического усиления может быть связана с океаническими и атмосферными потоками тепла через «Атлантические ворота».
5. Верифицировать относительно реанализов достоверность межгодовой и долгопериодной изменчивости интегральных потоков тепла в Арктику в тех современных климатических моделях общей циркуляции атмосферы и океана CMIP6, которые лучше всего воспроизводят долгосрочную изменчивость Арктического усиления, в том числе в период потепления Арктики начала двадцатого века в 1920-х–1940-х гг.
6. Провести регионализацию атмосферных потоков тепла в Арктику через параллель  $70^{\circ}$ с.ш. по характеру их пространственно-временной изменчивости.

### **Научная новизна исследования**

В работе исследовался характер воспроизведения Арктического усиления, в том числе в период потепления начала двадцатого века в Арктике, ансамблем глобальных климатических моделей проекта взаимного сравнения моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP. Научная новизна подхода к решению поставленной задачи состоит в сравнении ансамблей двух типов экспериментов проекта CMIP (исторических и доиндустриальных контрольных) для изучения долгосрочной изменчивости Арктического усиления, что ранее не



проводилось. В доиндустриальных контрольных экспериментах внешние воздействия (форсинги) не меняются с начального периода (1850-е гг.), а в исторических – они меняются (например, возрастает концентрация  $\text{CO}_2$ ). Сравнение временных рядов Арктического усиления в этих двух типах экспериментов позволяет оценить относительный вклад внутренней изменчивости и внешнего форсинга (в том числе с, предположительно, значительным вкладом антропогенного воздействия в течение последних десятилетий). Исследования Арктического усиления также проводились для большого ансамбля самых современных моделей проекта CMIP6 более высокого пространственного разрешения, что ранее не делалось.

Роль меридиональных океанических и атмосферных потоков тепла в формировании Арктического усиления и его изменчивости во времени остаётся малоизученной. Новизна исследования состоит в совместной оценке комплексного влияния на Арктическое усиление переносов атмосферного и океанического тепла в их взаимосвязанной межгодовой изменчивости. Взаимодействие переносов тепла океаном и атмосферой играет важную роль в формировании климатических тенденций, в связи с чем и был проведён совместный анализ роли этих процессов в формировании Арктического усиления на разных временных масштабах, что позволило выявить дополнительные механизмы, регулирующие изменчивость Арктического усиления.

### **Теоретическая и практическая значимость работы**

В диссертационном исследовании, на примере периода потепления начала двадцатого века в Арктике, было показано, что ряд важных механизмов внутренней изменчивости не воспроизводится глобальными климатическими моделями устойчиво, включая средние много-модельного ансамбля. Это обстоятельство имеет важное значение как для фундаментальных, так и прикладных исследований. Например, на основе известных гипотез о причинах потепления 1920-х–1940-х гг. в Арктике и наиболее успешных реализаций

моделей, можно в целом улучшать построение моделей общей циркуляции атмосферы и океана. С практической точки зрения, возможный будущий климат Арктики на основе модельных климатических проекций зависит в том числе и от ошибок моделей, которые проявляются при воспроизведении исторического климата. Выявление и учёт ошибок моделей может быть использован для уточнения климатических проекций на будущее, так как при любых уровнях глобального потепления, внутренняя изменчивость климата будет накладываться на внешние природные и антропогенные воздействия (форсинги) на климатическую систему.

В диссертационной работе наглядно показано, что меридиональный атмосферный поток тепла через «Атлантические ворота» в значительной степени определяет изменчивость и интенсивность регионального Арктического усиления над Евразийским бассейном Арктики. В то же время триггером является меридиональный Атлантический океанический поток тепла, так как океан воздействует на атмосферу через механизм компенсации Бьеркнеса. Более того, в работе показана возможность долгосрочного прогноза низкочастотной изменчивости Арктического усиления над Евразийским бассейном Арктики по данным меридионального океанического потока тепла в слое Атлантических вод через разрез  $4,5^{\circ}$ з.д.– $13,5^{\circ}$ в.д. на широте  $66,5^{\circ}$ с.ш. Было установлено, что такой прогноз возможен с заблаговременностью в 4 года, что сообщает работе высокую прикладную значимость. Связано это с тем, что от величины Арктического усиления зависит в том числе и ледовитость в Евразийском бассейне Арктики, являющемся также значительной частью Российской Арктики. В свою очередь, изменение ледовых условий в Арктике тесно связано с изменчивостью частоты и интенсивности экстремальных погодных явлений, таких как полярные циклоны, представляющих большую опасность для судов, буровых платформ и береговой инфраструктуры.

В диссертационном исследовании были также выявлены важные крупномасштабные особенности меридиональных атмосферных потоков тепла в Арктику. Результаты показывают чёткое разделение между Восточным и

Западным полушариями с преобладанием переноса явного тепла в Западном полушарии и переноса скрытого тепла в Восточном полушарии. Этот результат открывает путь для нового направления исследований. Полученные новые результаты необходимы для углубления нашего понимания динамики атмосферы и климата в Арктике и взаимосвязи между изменениями в Арктике и более низких широтах. Выявленная крупномасштабная регионализация атмосферных переносов тепла и влаги также позволят осознать, что наряду с Северным и Южным полушариями, Восточное и Западное полушария тоже могут существенно различаться в своих физических процессах.

### **Материалы и методы исследования**

Для верификации Арктического усиления в глобальных климатических моделях CMIP5 и CMIP6 эталонным массивом была выбрана база данных о приземной температуре воздуха GISTEMP v4. Дополнительно использовались региональная база данных NansenSAT, базы данных HadCRUT4 и Berkeley Earth, а также атмосферный реанализ ERA-20C. В методологической основе сравнения массивов данных – построение эмпирических кумулятивных функций распределения с последующим проведением непараметрического теста Колмогорова-Смирнова, а также построение диаграмм Тейлора.

Основу для расчёта меридиональных потоков тепла в океане и атмосфере составили реанализы ORAS4 и ERA5. Для оценки пространственно-временной изменчивости Арктического усиления в связи с потоками тепла тоже использовался реанализ ERA5. Ключевой методологией для анализа временных рядов в частотно-временном пространстве являлся вейвлет-анализ. Низкочастотная изменчивость также исследовалась с помощью фильтрации высоких частот фильтром Баттерворта. Регионализация атмосферных переносов явного и скрытого тепла в Арктику проводилась с применением анализа эмпирических ортогональных функций.

В каждой главе диссертации приведено подробное описание используемых в этом разделе материалов и методов исследования.

### **Положения, выносимые на защиту**

1. Среднее много-модельного ансамбля глобальных климатических моделей CMIP5, как и CMIP6, не воспроизводит потепление Арктики начала двадцатого века 1920-х–1940-х гг. Самые большие ошибки в воспроизведении Арктического усиления климатическими моделями CMIP5 и CMIP6, по сравнению с наблюдениями, являются следствием неточности определения приземной температуры воздуха и соответствующих аномалий в Арктическом регионе.
2. В отличие от периодов потепления, которые проявляются в Арктическом усилении во все сезоны, периоды похолодания в Арктике проявляются только в зимний сезон.
3. В океаническом потоке тепла на входе в Атлантический сектор Арктики было выявлено низкочастотное колебание с периодом 10–15 лет, которое ослабло с началом глобального потепления 1980-х гг.
4. Низкочастотная изменчивость Арктического усиления в Евразийском бассейне Арктики и атмосферный поток тепла на входе в Атлантический сектор Арктики высоко коррелированы на периодах 10–15 лет, причём Арктическое усиление запаздывает на 1 год.
5. Максимальная взаимосвязь в противофазе между океаническим и атмосферным потоками тепла на входе в Атлантический сектор Арктики – в области низких частот 10–15 лет, причём отклик атмосферы на воздействие океана наступает через 3 года за счёт механизма компенсации Бьеркнеса.
6. Высотно-временная изменчивость атмосферного потока явного тепла через параллель 70°с.ш. существенно выше в Западном полушарии, чем в Восточном, тогда как для атмосферного потока скрытого тепла ситуация обратная. При этом существует выраженная противофазность изменчивости обоих составляющих потока тепла в разных высотных диапазонах.

## Степень достоверности и апробация результатов

Достоверность полученных результатов высока за счёт широкого использования различных данных наблюдений и реанализов с наиболее продвинутыми схемами ассимиляции натуральных данных. Применяемые в работе методы анализа основаны на устоявшихся в науках о Земле концепциях, проверенных временем.

Результаты, полученные в диссертации и имеющие к ней прямое отношение, были опубликованы в международных рецензируемых изданиях в 4 статьях, одна из которых опубликована в журнале, входящем в квартиль Q2:

1. **Latoin, M.M.**; Bashmachnikov, I.L.; Bobylev, L.P.; Davy, R. Multi-model ensemble mean of global climate models fails to reproduce early twentieth century Arctic warming. *Polar Science* 2021, 30, 100677. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2021.100677> (Q2)
2. **Latoin, M.M.**; Lobanov, V.A.; Bashmachnikov, I.L. Discontinuities in Wintertime Warming in Northern Europe during 1951–2016. *Climate* 2020, 8, 80. <https://doi.org/10.3390/cli8060080>
3. **Latoin, M.M.**; Bashmachnikov, I.L.; Bobylev, L.P. The Arctic Amplification Phenomenon and Its Driving Mechanisms. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika* 2020, 13, 3, 3–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016>
4. **Latoin M.M.** (2017) Assessment of Atmospheric Circulation in the Atlantic-Eurasian Region and Arctic Using Climate Indices. The Possible Applications of These Indices in Long-Term Weather Forecasts. In: Latola K., Savela H. (eds) *The Interconnected Arctic — UArctic Congress 2016*. Springer Polar Sciences. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-57532-2\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-319-57532-2_9).

Результаты работы были доложены на 7 международных и всероссийских конференциях:

1. Arctic Frontiers 2020 “The Power of Knowledge”, 26–30 January 2020, Tromsø, Norway.

2. ARCTOS/Arctic Frontiers PhD Workshop, 26 January – 5 February 2020, Tromsø and Svolvær, Norway.
3. V Всероссийская научная конференция молодых учёных “Комплексные исследования Мирового океана (КИМО-2020)”, 18–22 мая 2020 г., Калининград, Россия (on-line).
4. Международная конференция “Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ”, 22–24 октября 2020 г., Санкт-Петербург, Россия.
5. Arctic Science Summit Week (ASSW 2021), 19–26 March 2021, Lisbon, Portugal (on-line)
6. Polar Early Career Conference, 5–6 May 2021, UK Polar Network (on-line).
7. APECS International Online Conference 2021 “Polar Science: Success stories from the field and from home”, 12 May 2021 (on-line).

Также, по результатам конференций было опубликовано 4-о тезисов докладов и 2 статьи в сборниках материалов конференций:

1. Бобылев Л.П., Йоханнесен О.М., Кузьмина С.И., Башмачников И.Л., **Латонин М.М.** (2020). Арктическое усиление по данным наблюдений и моделей. Международная конференция “Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики”, посвящённая столетию ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия, 2–4 марта 2020 г.
2. **Латонин М.М.**, Бобылев Л.П., Башмачников И.Л., Дэви Р. (2020). Арктическое усиление по данным наблюдений, реанализов и климатических моделей. “Комплексные исследования Мирового океана (КИМО-2020)”, 18–22 мая 2020 г., Калининград, Россия.
3. Бобылёв Л.П., **Латонин М.М.**, Башмачников И.Л., Гнатюк Н.В., Радченко Ю.В. (2020). Арктическое усиление по данным наблюдений и климатических моделей. Международная научная конференция “Земля и Космос” к столетию академика РАН К.Я. Кондратьева, 20–21 октября 2020 г., Санкт-Петербург, Россия.

4. **Латонин М.М.**, Бобылев Л.П., Башмачников И.Л., Дэви Р. (2020). Воспроизведение Арктического усиления в различных базах данных. Международная конференция “Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ”, 22–24 октября 2020 г., Санкт-Петербург, Россия.
5. **Латонин М.М.** (2020). Современное изменение климата в приполярном регионе Северной Атлантики: прерывистый характер продолжающегося зимнего потепления в Северной Европе. XIV Международная Школа молодых учёных "Физика окружающей среды" им. А.Г. Колесника., 02–04 ноября 2020 г., Томск, Россия.
6. **Latonin, M.**, Bashmachnikov, I., Bobylev, L., and Davy, R. (2021). Reproduction of early twentieth century Arctic warming by global climate models. Arctic Science Summit Week (ASSW 2021), 19–26 March 2021, Lisbon, Portugal.

### **Личный вклад автора**

Автор самостоятельно проводил диссертационное исследование, учитывая рекомендации научных руководителей. Все представленные в работе результаты, включая иллюстративный материал, получены и проанализированы автором лично. Для технической реализации поставленных задач автор использовал программный пакет и одноимённый язык программирования «MATLAB», а также пакеты программ «Climate Data Operators» и «netCDF Operators». Автор активно работал и в подготовительной части по формулировке задач исследования и загружал исходные массивы данных. В публикациях в соавторстве по теме диссертации автору принадлежат концептуальная проработка, подготовка текста, рисунков и таблиц, а также подача статей в журналы и ответы рецензентам.

## **Структура и объём диссертации**

Диссертация состоит из введения, трёх глав, заключения, списка литературы, включающего 152 ссылки, и списка сокращений. Работа изложена на 125 страницах, включая 29 рисунков и 11 таблиц.

## **Благодарности**

Автор выражает благодарность научному руководителю к.г.н. Башмачникову Игорю Львовичу за поддержку, внимание к деталям, возможность регулярного обсуждения получаемых результатов. Автор также признателен двум соруководителям в рамках Нансеновской программы поддержки аспирантов: к.ф.-м.н. Бобылёву Леониду Петровичу из Международного центра по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена в Санкт-Петербурге и Dr. Richard Davy из Центра по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена в Бергене. Их участие способствовало междисциплинарности кандидатской диссертации. Автор хотел бы поблагодарить научных руководителей за оперативные ответы на возникающие вопросы и возможность выбирать направления исследований.

Проведение исследований по теме кандидатской диссертации было поддержано Российским фондом фундаментальных исследований (РФФИ), номер проекта 19-35-90083 (конкурс «Аспиранты», руководитель – Башмачников И.Л.) и Нансеновским научным обществом (Берген, Норвегия).

Автор также хотел бы отметить проекты, поддержанные Санкт-Петербургским государственным университетом (руководитель – Башмачников И.Л.) и Министерством науки и высшего образования Российской Федерации (руководитель – Бобылёв Л.П.), благодаря которым возможно проведение дальнейших исследований по тематике кандидатской диссертации и смежным направлениям.



# **1. Арктическое усиление в периоды потепления и похолодания климата в течение 20-го и начале 21-ого вв.**

## **1.1 Современное состояние исследований**

В 20-м и начале 21-го вв. климатическая система Арктики испытала несколько заметных периодов потепления и похолодания. Это похолодание 1900–1910-х гг., которое является продолжением холодного периода с конца 19 в. (Hartmann et al., 2013), хорошо известное потепление начала двадцатого века (ПНДВ) в 1920–1940-е гг. (Yamanouchi, 2011), похолодание 1960–1970-х гг. (Bekryaev et al., 2010) и современное потепление, начавшееся в 1980-х гг. и продолжившееся в 21-м в. (Rahmstorf et al., 2017).

Современный период потепления подробно изучается. Были предложены различные механизмы, объясняющие это сильное потепление. Напротив, холодный период перед быстрым переходом к ПНДВ относится к наименее изученным из четырех периодов, что подчёркивается, например, в расширенном обзоре Hegerl et al. (2018). Одна из причин отсутствия исследований – недостаточный охват данных в высоких широтах в начале 20 в. Низкая плотность наблюдений также повлияла на наше понимание периода ПНДВ. Например, существует высокая неопределённость в отношении площади морского льда в этот период: от отсутствия его сокращения (Chapman and Walsh, 1993) до значительного уменьшения (Johannessen et al., 2004). Основными инструментами для изучения механизмов ПНДВ являются численные модели климата. Bengtsson et al. (2004) предположили, что вероятной причиной потепления в Арктике на фоне отрицательной фазы Северо-Атлантического колебания была региональная положительная обратная связь, связанная с сокращением морского льда в Баренцевом море. Это создает подходящие условия для интенсификации переноса тепла на север как в атмосфере, так и в океане в сторону Баренцева моря (Калавиччи и Башмачников, 2019; Калавиччи и Башмачников, 2020). Эти результаты согласуются с ограниченностью потепления в высоких северных широтах, при отсутствии выраженного потепления или похолодания в более

низких широтах (Семенов и Матвеева, 2020; Семенов, 2021). Однако только этот механизм не объясняет потепление в других частях Арктики, например, в Гренландии. Согласно результатам модели Suo et al. (2013), это потепление в основном было вызвано сочетанием естественных воздействий (низкая вулканическая активность и высокая солнечная активность) с антропогенными воздействиями. Учитывая, что модель, использованная Suo et al. (2013), успешно воспроизвела ПНДВ, эти результаты кажутся правдоподобными; однако они могут быть очень чувствительны к выбору параметризаций модели, и к этим результатам надо относиться с определенной долей осторожности (Bentsen et al., 2013). В другом недавнем исследовании, использующем модель общей циркуляции атмосферы и океана, говорится о доминирующей роли Тихоокеанского декадного колебания (ТДК) и Алеутского минимума в формировании ПНДВ (Svendsen et al., 2018), а не взаимодействия океан-атмосфера в Атлантическом секторе Арктики согласно гипотезе Bengtsson et al. (2004). Пока вопрос о причинах возникновения ПНДВ окончательно не решён. Можно сказать, что ПНДВ является результатом различных механизмов, вызванных естественными и антропогенными воздействиями, региональными обратными связями и стохастической внутренней изменчивостью климатической системы (Yamanouchi, 2011; Hegerl et al., 2018).

Холодный период 1960–1970-х гг. часто связывают с повышенным количеством сульфатных аэрозолей в атмосфере (Myhre et al., 2001; Boucher and Pham, 2002), однако называются и другие причины. В частности, резкое похолодание северной части Атлантического океана в Северном полушарии, как следствие замедления Атлантической меридиональной океанической циркуляции, а также изменения атмосферной циркуляции могли играть важную роль (Hodson et al., 2014). Похолодает также могло возникнуть в результате повышенной вулканической активности после длительного периода отсутствия извержений и/или более низкой солнечной активности (Sato et al., 1993).

Современный период потепления, начавшийся в 1980-х гг., носит глобальный характер, с более высокими темпами потепления в Северном

полушарии, выраженным Арктическим усилением и очень слабым Антарктическим усилением (Allen et al., 2018). Он знаменует собой эпоху возросшего антропогенного воздействия на климатическую систему, поэтому современное потепление часто считается результатом выбросов парниковых газов (Dai et al., 2019). Тем не менее, Арктическое усиление – неотъемлемая и устойчивая черта глобальной климатической системы. Оно было выявлено по косвенным данным палеоклиматологических исследований в прошлом (Masson-Delmotte et al., 2006), наблюдается сейчас и прогнозируется в будущем (Collins et al., 2013). В прошлом естественные физические механизмы были единственными движущими силами Арктического усиления, которое являлось результатом различной интенсивности климатических обратных связей в различных широтных диапазонах нелинейной климатической системы, а также колебаний меридионального переноса энергии из тропических районов в полярные атмосферой и океаном (Goosse et al., 2018; Latonin et al., 2020). Большинство исследователей считает, что наблюдаемая сейчас положительная фаза Арктического усиления, прежде всего, связана с существенной потерей арктического морского льда. Например, было обнаружено, что особенно сильное сокращение площади морского льда в Тихоокеанском секторе Арктики в конце сезона таяния с начала 2000-х гг. связано с увеличением меридионального переноса влаги в летнее время из северной части Тихого океана. Более того, перенесённый адвекцией влажный воздух приводит к возникновению положительной обратной связи за счёт последующего увеличения нисходящего длинноволнового излучения, что замедляет образование морского льда (Lee et al., 2017). Аналогично, исследование влияния фазы ТДК на изменчивость сезонного колебания площади морского льда выявило важную роль аномального меридионального переноса влаги в динамике площади льда, начиная с конца 20-го века (Kim et al., 2020). В обоих случаях аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в северной части Тихого океана, которые и определяют фазы ТДК, считаются источниками резкого регионального увеличения атмосферного переноса влаги к полюсу.

## 1.2 Используемые данные

### 1.2.1 Приземная температура воздуха. Данные наблюдений и реанализа

Для расчёта Арктического усиления были загружены данные о приземной температуре воздуха (ПТВ) с месячным временным разрешением. Были использованы четыре сеточных массива данных наблюдений, а также реанализ, охватывающий весь 20-й в. (Таблица 1).

Таблица 1 – Данные наблюдений и реанализа, покрывающие 20-й в.

Массив данных	Разрешение сетки	Доступные годы	Ссылка
NansenSAT	2,5° x 2,5°	1900–2008	Kuzmina et al. (2008)
HadCRUT4	5° x 5°	1850–н.в.	Morice et al. (2012)
GISTEMP v4	2° x 2°	1880–н.в.	Hansen et al. (2010)
Berkeley Earth	1° x 1°	1850–н.в.	Rohde et al. (2013)
ERA-20C (реанализ)	0,75° x 0,75°	1900–2010	Poli et al. (2016)

База данных NansenSAT охватывает область 40°–90°с.ш., тогда как у других массивов данных – глобальный охват. Поэтому данные NansenSAT были объединены с данными HadCRUT4, чтобы охватить всё Северное полушарие. У массива данных HadCRUT4 – довольно грубое пространственное разрешение и много пробелов в арктическом регионе (Cowtan and Way, 2014). Поэтому эти данные используются в тропических широтах Северного полушария ниже 40°с.ш., тогда как более полная для Арктики база данных NansenSAT используется в более высоких широтах. Подробности интерполяции и других методов обработки описаны далее в разделе «1.3 Методы анализа».

ПТВ подразумевает температуру воздуха на высоте 2 м над поверхностью Земли. Над океанами ПТВ принимается равной ТПО, и эти данные считаются

более надёжными, чем данные ПТВ, регистрируемые на высоте 2 м над поверхностью океана. Ошибки в определении характера изменчивости площади морского льда в Арктике также существенно влияют на точность определения ПТВ, что вносит ошибки и в тренды ПТВ (Cowtan et al., 2015). В реанализах и климатических моделях истинная ПТВ рассчитывается путем интерполяции между поверхностью и самым нижним модельным уровнем. Разница в методах определения ПТВ может стать причиной систематических ошибок при сравнении ПТВ по данным наблюдений с ПТВ в численных моделях. Использованный в Cowtan et al. (2015) метод обработки данных в численных моделях аналогичный методике, применённой для обработки натуральных данных в массиве HadCRUT4, показал существенность такого рода ошибок в современный период ускоренного потепления Арктики.

В данной работе используются разные массивы данных наблюдений с несколько различающимися методиками расчета ПТВ, что затрудняет приведение к единому методу обработки данных в моделях и наблюдениях. Кроме того, интересующий нас в этом разделе период ПНДВ представляет собой эпизод меж-декадной изменчивости ПТВ, поэтому ошибки в величинах долгосрочных трендов (1900–2014 гг.) моделей и баз данных наблюдений имеют второстепенное значение для оценки величины ПНДВ.

### **1.2.2 Приземная температура воздуха. Глобальные климатические модели CMIP5 и CMIP6**

Для дальнейшего анализа были загружены данные ПТВ для 9 из 61 глобальной климатической модели CMIP5. Были отобраны только модели, у которых есть как исторические, так и доиндустриальные контрольные эксперименты за период 1900–2004 гг. К сожалению, у многих климатических моделей нет доиндустриального контрольного эксперимента для этого периода. Исторические и доиндустриальные эксперименты различаются тем, как естественные и антропогенные воздействия меняются в каждом из них во времени: в доиндустриальных экспериментах основные внешние форсинги

модели установлены на доиндустриальном уровне и не меняются во времени, тогда как в исторических экспериментах учитывается наблюдавшаяся эволюция этих форсингов, в том числе эволюция содержания углекислого газа в атмосфере (Taylor et al., 2012). Выбранные модели CMIP5 с информацией о горизонтальном разрешении и ссылками показаны в Таблице 2.

Таблица 2 – Модели CMIP5, выбранные для анализа (с членом ансамбля r1i1p1 в каждой модели). Данные были загружены с портала ESGF: <https://esgf-node.llnl.gov/projects/esgf-llnl/>. Жирным шрифтом выделены модели, используемые для сравнения с моделями CMIP6.

Номер	Модель	Горизонтальное разрешение	Ссылка
1	BNU-ESM	128 x 64	Ji et al. (2014)
2	<b>INM-CM4</b>	180 x 120	Volodin et a. (2017)
3	<b>MIROC-ESM</b>	128 x 64	Watanabe et al. (2011)
4	HadGEM2-CC	192 x 145	Martin et al. (2011)
5	<b>HadGEM2-ES</b>	192 x 145	Martin et al. (2011)
6	<b>MPI-ESM-LR</b>	192 x 96	Giorgetta et al. (2013)
7	MPI-ESM-MR	192 x 96	Giorgetta et al. (2013)
8	MPI-ESM-P	192 x 96	Giorgetta et al. (2013)
9	<b>MRI-CGCM3</b>	320 x 160	Yukimoto et al. (2012)

Для самых современных моделей CMIP6 высокого разрешения анализировались только результаты исторических экспериментов, что позволило использовать большой ансамбль моделей. Всего было отобрано 32 модели CMIP6, каждая из которых содержит до 5 членов ансамбля; таким образом, общее количество рассмотренных реализаций составляет 108. Период моделирования CMIP6 охватывает промежуток 1900–2014 гг., несколько больший, чем в CMIP5. Сводка моделей CMIP6 представлена в Таблице 3.

Таблица 3. Модели CMIP6, выбранные для анализа. N/A означает, что статья о характеристиках модели ещё не опубликована. Жирным шрифтом выделены модели, используемые для сравнения с моделями CMIP5.

Номер	Модель и ссылка	Число используемых членов ансамбля	Горизонтальное разрешение	Арктический регион, °с.ш.	Опорный регион, °с.ш.
1	AWI-CM-1-1-MR (Semmler et al., 2020)	5	384 x 192	69.66–89.28	0.47–68.73
2	BCC-CSM2-MR (Wu et al., 2019)	3	320 x 160	68.97–89.14	0.56–67.85
3	BCC-ESM1 (Wu et al., 2019)	3	128 x 64	68.37–87.86	1.40–65.58
4	CAMS-CSM1-0 (Rong et al., 2019)	1	320 x 160	68.97–89.14	0.56–67.85
5	CanESM5 (Swart et al., 2019)	5	128 x 64	68.37–87.86	1.40–65.58
6	CESM2 (Danabasoglu et al., 2020)	5	288 x 192	70.21–90.00	0.47–69.27
7	CESM2-WACCM (Danabasoglu et al., 2020)	3	288 x 192	70.21–90.00	0.47–69.27
8	CNRM-CM6-1 (Voldoire et al., 2019)	5	256 X 128	69.34–88.93	0.70–67.94
9	CNRM-CM6-1-HR (Voldoire et al., 2019)	1	720 x 360	69.65–89.62	0.25–69.15
10	CNRM-ESM2-1 (Séférian et al., 2019)	5	256 x 128	69.34–88.93	0.70–67.94

11	E3SM-1-0 (Golaz et al., 2019)	3	360 x 180	69.50– 89.50	0.50–68.50
12	EC-Earth3- Veg (Wyser et al., 2020)	1	512 x 256	69.82– 89.46	0.35–69.12
13	FGOALS-f3-L (Guo et al., 2020)	3	288 x 180	69.50– 89.50	0.50–68.50
14	FGOALS-g3 (Li et al., 2020)	3	180 x 80	68.69– 90.00	1.01–66.26
15	GFDL-CM4 (Held et al., 2019)	1	288 x 180	69.50– 89.50	0.50–68.50
16	GFDL-ESM4 (N/A)	1	288 x 180	69.50– 89.50	0.50–68.50
17	GISS-E2-1-G (Kelley et al., 2020)	5	144 x 90	69.00– 89.00	1.00–67.00
18	GISS-E2-1-G- CC (Kelley et al., 2020)	1	144 x 90	69.00– 89.00	1.00–67.00
19	GISS-E2-1-H (Kelley et al., 2020)	5	144 x 90	69.00– 89.00	1.00–67.00
20	<b>HadGEM3- GC3.1-LL</b> (Kuhlbrodt et al., 2018)	4	192 x 145	69.38– 89.38	0.63–68.13
21	<b>INM-CM4-8</b> (Volodin et al., 2018)	1	180 x 120	69.75– 89.25	0.75–68.25
22	INM-CM5-0 (Volodin and Gritsun, 2018)	4	180 x 120	69.75– 89.25	0.75–68.25
23	IPSL-CM6A- LR (Lurton et al., 2020)	5	144 x 143	69.72– 90.00	0.00–68.45



24	MIROC6 (Tatebe et al., 2019)	5	256 x 128	69.34– 88.93	0.70–67.94
25	<b>MIROC- ES2L</b> (Hajima et al., 2020)	3	128 x 64	68.37– 87.86	1.40–65.58
26	<b>MPI-ESM1-2- HR</b> (Müller et al., 2018)	5	384 x 192	69.66– 89.28	0.47–68.73
27	<b>MRI-ESM2-0</b> (Yukimoto et al., 2019)	5	320 x 160	68.97– 89.14	0.56–67.85
28	NESM3 (Cao et al., 2018)	5	192 x 60	69.95– 88.57	0.93–68.08
29	NorCPM1 (Bethke et al., 2021)	5	144 x 96	69.16– 90.00	0.95–67.26
30	NorESM2-LM (Seland et al., 2020)	1	144 x 96	69.16– 90.00	0.95–67.26
31	SAM0- UNICON (Park et al., 2019)	1	288 x 192	69.27– 90.00	0.47–68.32
32	UKESM1-0- LL (Sellar et al., 2020)	5	192 x 144	69.38– 89.38	0.63–68.13

Использовались оригинальные модельные сетки, поэтому широта границы между Арктическим и опорным регионами немного отличается для разных моделей. Опорный регион может быть определён по-разному (см. обсуждение в разделе 1.3.2).

В обеих таблицах для сравнения используются 5 моделей, выделенных жирным шрифтом, поскольку они разработаны в одних и тех же институтах. Поскольку у моделей CMIP5 нет внутри-модельных ансамблей, для сравнения с моделями CMIP5 рассматривалась только первая реализация моделей CMIP6.

## 1.3 Методы анализа

### 1.3.1 Интерполяция данных приземной температуры воздуха

У наблюдений, реанализа и климатических моделей разное горизонтальное разрешение, и в большинстве моделей используются нерегулярные сетки Гаусса. Поскольку расчёт метрики Арктического усиления чувствителен к определению региона, для сравнения моделей CMIP5, с целью оценки их качества, данные перед анализом были интерполированы на единую сетку  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ . При переходе от более низкого разрешения к более высокому (модели BNU-ESM и MIROC-ESM) применялась билинейная интерполяция. При переходе от более высокого разрешения к более низкому применялся консервативный метод интерполяции (см. Jones, 1999). Данные наблюдений и реанализа также при необходимости интерполировались на эту единую сетку. С использованием исходного разрешения моделей было проведено сравнение одного и того же набора моделей CMIP5 и CMIP6. Также, для других видов анализа использовались исходные сетки моделей CMIP6, чтобы выявить возможные преимущества моделей с высоким разрешением.

### 1.3.2 Расчёт метрики Арктического усиления и статистический анализ

Изменчивость во времени Арктического усиления можно выразить с помощью временного ряда, представляющего собой разницу средневзвешенных по площади аномалий ПТВ между Арктикой и опорным регионом (см. Francis and Vavrus, 2015). В предыдущих исследованиях, в качестве опорного региона выбиралось всё Северное полушарие (Davy et al., 2018). Включение Арктического региона в опорный затрудняет анализ особенностей аномалий ПТВ в Арктике по сравнению с более низкими широтами, особенно в периоды, когда существует значительный вклад полярных широт в межгодовую изменчивость ПТВ в Северном полушарии. В нашем исследовании метрика Арктического усиления рассчитывалась без наложения: аномалии ПТВ неполярных широт Северного полушария рассматривались как опорная

изменчивость. Параллель 70°с.ш. была выбрана в качестве границы Арктического и опорного регионов, ранее часто использовавшаяся в литературе как южная граница Арктического региона (Francis and Vavrus, 2015; Davy et al., 2018).

Расчёты сначала проводились для каждого месяца, а затем были получены средние значения за четыре сезона и год. Период 1900–2004 гг. использовался для моделей CMIP5 и 1900–2014 гг. для моделей CMIP6. Сначала были получены временные ряды Арктического усиления для каждой модели и реализации, а затем были вычислены средние значения по ансамблю. Сезоны были определены как январь–март (зима), апрель–июнь (весна), июль–сентябрь (лето) и октябрь–декабрь (осень), что согласуется с сезонной изменчивостью площади арктического морского льда с максимумом в марте и минимумом в сентябре. Аномалии ПТВ были оценены относительно климатической нормы 1961–1990 гг. в соответствии с рекомендациями Всемирной метеорологической организации. Чтобы выделить долгосрочную изменчивость, результаты были сглажены с использованием скользящего среднего с окном осреднения 11 лет, а края рядов были усечены. Таким образом, ряды значений Арктического усиления изменили свою длину до 1905–1999 и 1905–2009 гг. соответственно.

Для выявления различий между современным Арктическим усилением и ПНДВ, были построены карты аномалий для соответствующих периодов с использованием данных наблюдений GISTEMP v4 в качестве эталона. У этого массива данных хороший охват имеющихся наблюдений в Арктике, включая период ПНДВ, и сопоставимое с моделями пространственное разрешение, в отличие от других массивов данных наблюдений. База данных GISTEMP v4 также является глобальной в отличие от региональной базы данных NansenSAT.

После получения временных рядов Арктического усиления были рассчитаны эмпирические кумулятивные функции распределения (ЭКФР) (Wilks, 2006). Различия для каждого сезона и среднегодовых значений были вычислены путём нахождения средней и медианной разностей во временных рядах Арктического усиления между наблюдениями GISTEMP v4 и средним по

ансамблю CMIP5 в историческом эксперименте. Здесь важно отметить, что сначала были вычислены разности, а затем вычислены средние и медианные значения результатов. Чтобы показать, принадлежат ли сравниваемые массивы данных одному и тому же распределению, были рассчитаны двух-выборочные критерии Колмогорова-Смирнова (двухсторонние) между парами временных рядов (Semenov et al., 2008). Таким же образом была оценена неопределённость среди массивов данных наблюдений. Чтобы оценить влияние смещений на разницу аномалий ПТВ между средними значениями много-модельного ансамбля и наблюдениями, статистические тесты были повторены для временных рядов, центрированных вычитанием среднего.

Чтобы выяснить, какая из моделей CMIP5 работает лучше и насколько хорошо наблюдения согласуются друг с другом, были построены диаграммы Тейлора (Taylor, 2001; Rochford, 2020) для зимнего сезона и среднегодовых значений как наиболее репрезентативных для Арктического усиления (Allen et al., 2018). После этого использовались лучшая модель и опорный массив данных GISTEMP v4, чтобы показать, как меняются результаты, когда Арктический регион представлен наблюдениями, тогда как опорный регион заполняется данными модели, и наоборот. Это простой способ показать, какая из областей даёт основные ошибки в расчёте Арктического усиления. Диаграммы Тейлора также использовались для сравнения моделей CMIP5 и CMIP6.

## **1.4 Способность климатических моделей воспроизводить Арктическое усиление и потепление начала двадцатого века**

### **1.4.1 Временные ряды Арктического усиления в различных базах данных**

На Рисунке 1 представлены временные ряды зимнего Арктического усиления в двух экспериментах CMIP5.

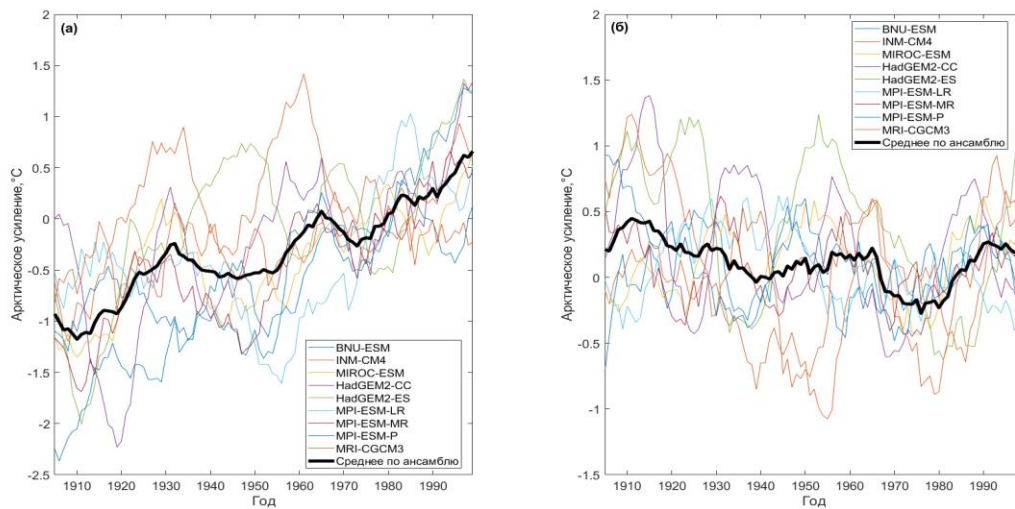


Рисунок 1. Временные ряды Арктического усиления для зимнего сезона в каждой модели CMIP5 и средние значения по ансамблю в (а) историческом эксперименте и (б) доиндустриальном контрольном эксперименте.

Чёрные кривые в обоих экспериментах – средние по ансамблю. Несмотря на небольшое количество моделей и, как правило, высокую зимнюю изменчивость, они дают чёткое представление о различиях в величине трендов и характере изменчивости в доиндустриальном и историческом экспериментах. Ниже представленные кривые экспериментов CMIP5 являются средними по ансамблю. Интерпретация этих результатов даётся ниже, когда все массивы данных рассматриваются для всех сезонов и для среднегодовых значений (Рисунок 2).

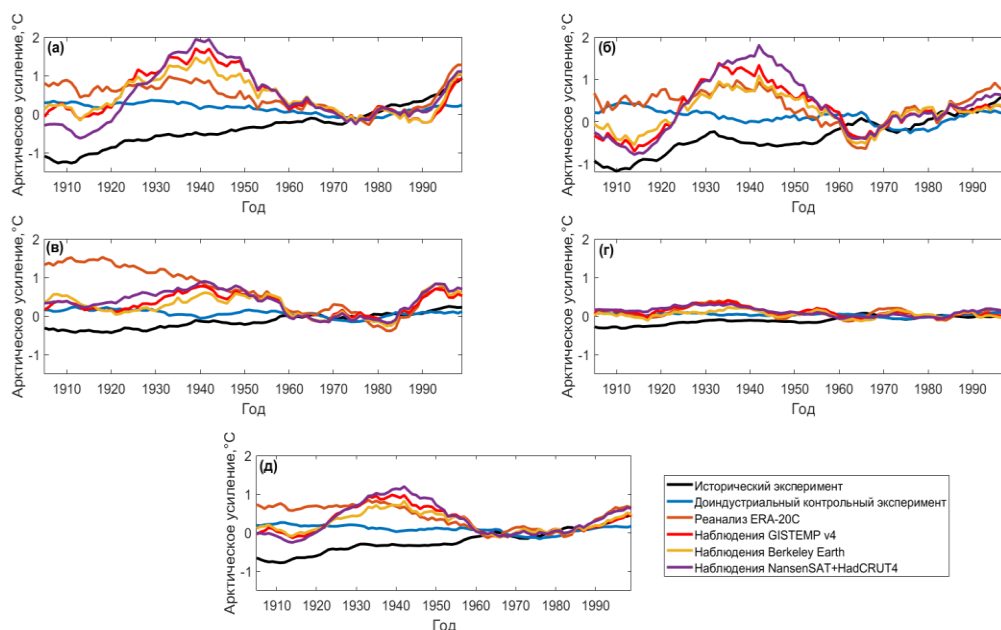


Рисунок 2. Временные ряды Арктического усиления по данным наблюдений, реанализа и климатических моделей CMIP5 для (а) осеннего сезона, (б) зимнего сезона, (в) весеннего сезона, (г) летнего сезона и (д) среднегодовых значений.

По данным наблюдений, изменения аномалий ПТВ в Арктике наиболее выражены в осенне-зимний период с октября по март, а похолодание 1960–1970-х гг. заметно только в зимний период. Полученные кривые показывают, что современный период Арктического усиления успешно воспроизводится климатическими моделями CMIP5 в историческом эксперименте. Этот результат является устойчивым, поскольку он был получен для среднего по ансамблю разных моделей. В то же время доиндустриальный контрольный эксперимент показывает отсутствие значительных отклонений от нуля, что подтверждает ведущую роль внешних воздействий (форсингов) в возникновении сильных аномалий ПТВ в Арктике.

Однако потепление Арктики в 1920–1940-х гг., являющееся одним из наиболее заметных проявлений ПНДВ (Hegerl et al., 2018), не обнаруживается моделями ни в одном из экспериментов, а реанализ ERA-20C его недооценивает. Чтобы воспроизвести возникновение этого потепления, как результата внутренней изменчивости климатической системы, требуются более длинные временные ряды, охватывающие как минимум несколько столетий (например,

Suo et al., 2013). Если рассматривать среднее по моделям, то в исторических экспериментах моделей CMIP5 положительные значения начинаются только после начала 1980-х гг., что указывает на систематическое занижение величины Арктического усиления (разницы аномалий ПТВ в Арктике и в неполярных широтах Северного полушария) моделями по сравнению с наблюдениями.

Учитывая также холодный период 1900–1910-х гг. в наблюдениях, важной особенностью является то, что в целом положительные аномалии отчётливо видны в среднегодовых значениях, тогда как отрицательные аномалии выражены только в течение зимнего сезона.

Очень важно отметить, что, с физической точки зрения, потепление 1920–1940-х гг. строго говоря не является Арктическим усилением, потому что характер потепления не является глобальным, охватывая в основном Арктику и Северную Атлантику; при этом присутствуют и отрицательные аномалии ПТВ (Рисунок 3).

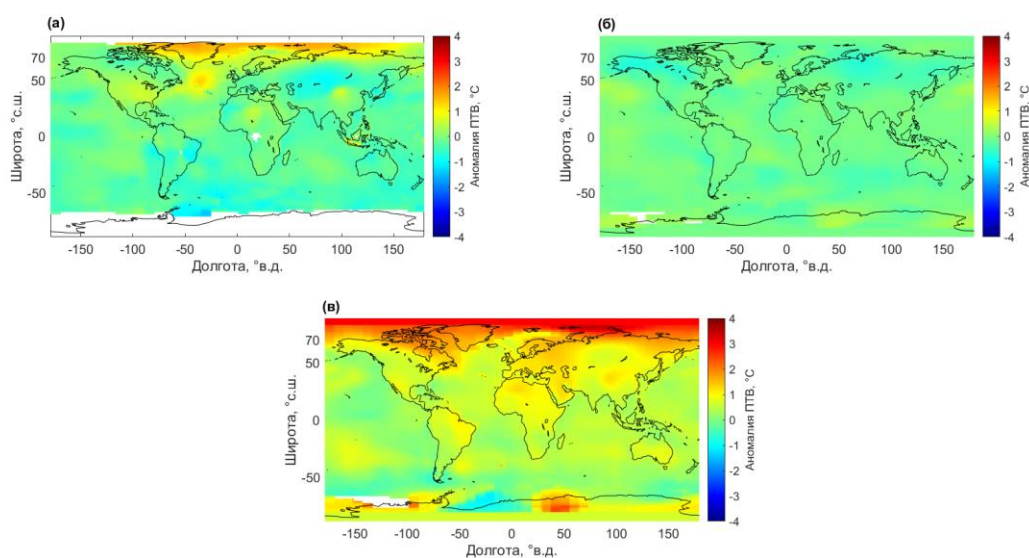


Рисунок 3. Среднегодовые аномалии ПТВ по данным наблюдений GISTEMP v4, но пересчитанные относительно климатической нормы 1961–1990 гг. для трёх периодов: (а) среднее за 1931–1940 гг., (б) среднее за 1964–1973 гг., (в) среднее за 2005–2014 гг. Пробелы означают пропуски в данных.

В частности, нет глобальных однонаправленных аномалий ПТВ, усиленных в Арктике в течение длительного периода времени, что является характерной особенностью современного Арктического усиления (Serreze and

Barry, 2011; Goosse et al., 2018). В среднегодовых значениях отрицательная аномалия 1960–1970-х гг. практически отсутствует, что также видно на Рисунке 2. Однако временные ряды Арктического усиления не могут отразить принципиально разную структуру потепления 1920–1940-х гг. и современного потепления. Наблюдаемое сейчас Арктическое усиление проявляется в ускоренном потеплении Арктики к северу от  $70^{\circ}$ с.ш. на фоне глобального потепления. Было также проверено, что включение Южного полушария в опорный регион почти не влияет на кривые ПНДВ в наблюдениях, но приводит к возрастанию современного Арктического усиления.

#### **1.4.2 Функции распределения Арктического усиления по разным базам данных**

Из Рисунка 2 было ясно, что существует занижение величины Арктического усиления в среднем по моделям исторических экспериментов CMIP5 по сравнению с наблюдениями. Чтобы оценить это объективно, были построены эмпирические кумулятивные функции распределения (ЭКФР), которые представлены на Рисунке 4.



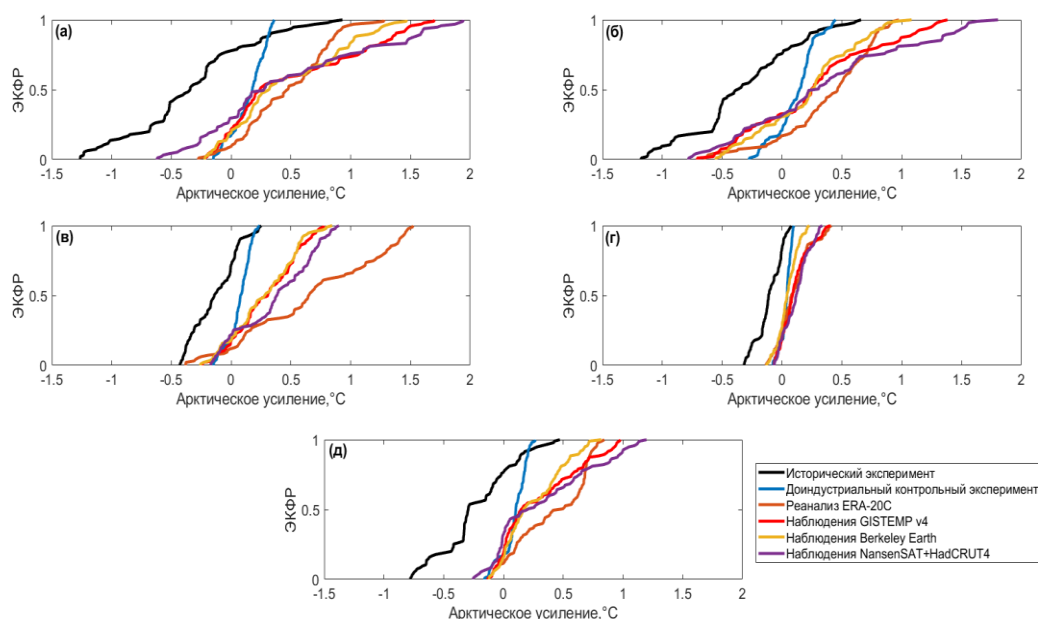


Рисунок 4. Эмпирические кумулятивные функции распределения (ЭКФР) Арктического усиления в (а) осенний сезон, (б) зимний сезон, (в) весенний сезон, (г) летний сезон и для (е) годовых значений.

ЭКФР ясно показывают, что у исторических экспериментов (в среднем) есть смещение в сторону меньших значений по сравнению с наблюдениями и реанализом на  $0,5\text{--}0,6^\circ\text{C}$  в годовых средних, в то время как формы кумулятивных распределений очень похожи. Синяя кривая, представляющая доиндустриальный контрольный эксперимент, имеет совершенно иное распределение: количество значений по обе стороны от медианы примерно одинаково, то есть распределение симметрично относительно своего медианного значения. Временные ряды Арктического усиления для этого эксперимента колеблются около нуля (см. Рисунки 2 и 1). Другой важной особенностью является то, что у реанализа ERA-20C есть положительное смещение относительно наблюдений из-за переоценки разницы аномалий ПТВ в начале 20-го в. Эта ошибка была обнаружена для всех сезонов и годовых значений, но наиболее ярко она проявляется для весеннего сезона (см. также Рисунок 2). Важно отметить, что, несмотря на отрицательное смещение в историческом эксперименте среднего по ансамблю CMIP5 относительно наблюдений, модели правильно воспроизводят сезонность в ЭКФР. Эта особенность чётко видна из

когерентных изменений крутизны, с более низкой скоростью накопления в осенний и зимний сезоны и более высокой скоростью накопления в весенний и летний сезоны как в моделях, так и в наблюдениях (Рисунок 4). Количественные оценки сезонных отклонений показаны в Таблице 4.

Таблица 4 – Средние и медианные различия для всего диапазона наблюдаемого (GISTEMP v4) и смоделированного (среднее по ансамблю CMIP5) Арктического усиления, °C.

	<b>Осенний сезон</b>	<b>Зимний сезон</b>	<b>Весенний сезон</b>	<b>Летний сезон</b>	<b>Годовые значения</b>
Средняя разность, °C	0,85	0,60	0,42	0,21	0,52
Медианная разность, °C	0,99	0,56	0,54	0,21	0,60

Различия уменьшаются от осеннего сезона к летнему из-за уменьшения величины отрицательного смещения.

Для количественного сравнения ЭКФР был применён двух-выборочный критерий Колмогорова-Смирнова, который измеряет расстояние между двумя ЭКФР для данного значения оси абсцисс и определяет, являются ли распределения одним и тем же распределением или различными распределениями. В Таблице 5 показаны рассчитанные значения вероятностей (р-значения) пар массивов данных. Результаты представлены для осеннего и зимнего сезонов, а также для годовых значений.

Таблица 5 – Р-значения между всеми парами временных рядов согласно двух-выборочному критерию Колмогорова-Смирнова для уровня значимости 5%. Жирный шрифт указывает на то, что временные ряды принадлежат одной ЭКФР, тогда как обычный шрифт показывает, что распределения различны.

<b>Осенний сезон</b>						
	Исторически	Контрольный	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+Had

						CRUT 4
Исторический	1					
Контрольный	0,00	1				
ERA-20C	0,00	0,00	1			
GISTEMP v4	0,00	0,00	0,01	1		
Berkeley Earth	0,00	0,00	<b>0,12</b>	<b>0,23</b>	1	
NansenSAT+Had CRUT4	0,00	0,00	≈0,00	<b>0,12</b>	<b>0,12</b>	1
<b>Зимний сезон</b>						
	Исторический	Контрольный	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+Had CRUT4
Исторический	1					
Контрольный	0,00	1				
ERA-20C	0,00	0,00	1			
GISTEMP v4	0,00	0,00	0,03	1		
Berkeley Earth	0,00	0,00	≈0,00	<b>0,17</b>	1	
NansenSAT+Had CRUT4	0,00	0,00	0,02	<b>0,31</b>	0,03	1
<b>Годовые значения</b>						
	Исторический	Контрольный	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+Had CRUT4
Исторический	1					
Контрольный	0,00	1				
ERA-20C	0,00	0,00	1			
GISTEMP v4	0,00	0,00	0,02	1		
Berkeley Earth	0,00	0,00	0,00	<b>0,17</b>	1	
NansenSAT+Had CRUT4	0,00	0,00	≈0,00	<b>0,23</b>	0,04	1

Как показано, межгодовая изменчивость среднего по ансамблю исторических и доиндустриальных (контрольных) экспериментов CMIP5 не согласуются с таковой наблюдениями, а также с реанализом ERA-20C. Интересно, что наблюдения (NansenSAT + HadCRUT4 и Berkeley Earth) также плохо согласуются друг с другом. Результаты для весеннего и летнего сезонов также показали существенные расхождения между моделями и наблюдениями (не показано).

Чтобы исследовать роль отрицательного сдвига в величине Арктического усиления в среднем по историческим экспериментам CMIP5, анализ был повторен для временных рядов Арктического усиления, предварительно центрированных путём вычитания среднего. Результаты представлены в Таблице 6.

Таблица 6 – P-значения между всеми парами временных рядов, центрированных путём вычитания среднего, согласно двух-выборочному критерию Колмогорова-Смирнова для уровня значимости 5%. Жирный шрифт указывает на то, что временные ряды принадлежат одной ЭКФР, тогда как обычный шрифт показывает, что распределения различны.

<b>Осенний сезон</b>						
	Исторический	Контрольный	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+HadCRUT4
Исторический	1					
Контрольный	≈0,00	1				
ERA-20C	<b>0,23</b>	0,00	1			
GISTEMP v4	≈0,00	0,00	≈0,00	1		
Berkeley Earth	<b>0,12</b>	0,00	<b>0,12</b>	<b>0,08</b>	1	
NansenSAT+HadCRUT4	0,01	0,00	≈0,00	<b>0,23</b>	<b>0,12</b>	1
<b>Зимний сезон</b>						

	Исторический	Контрольный	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+HadCRUT4
Исторический	1					
Контрольный	≈0,00	1				
ERA-20C	<b>0,17</b>	≈0,00	1			
GISTEMP v4	<b>0,31</b>	≈0,00	<b>0,08</b>	1		
Berkeley Earth	<b>0,41</b>	0,01	<b>0,64</b>	<b>0,23</b>	1	
NansenSAT+HadCRUT4	<b>0,17</b>	≈0,00	0,02	<b>0,41</b>	0,00	1
<b>Годовые значения</b>						
	Исторический	Контрольный	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+HadCRUT4
Исторический	1					
Контрольный	0,00	1				
ERA-20C	<b>0,06</b>	0,00	1			
GISTEMP v4	≈0,00	0,00	<b>0,17</b>	1		
Berkeley Earth	<b>0,08</b>	0,00	<b>0,06</b>	0,04	1	
NansenSAT+HadCRUT4	≈0,00	0,00	<b>0,06</b>	0,01	0,00	1

ЭКФР исторического эксперимента CMIP5 и всех рядов наблюдений, а также реанализа ERA-20C для зимнего сезона, согласуются между собой значительно лучше. Для годовых значений согласие хуже, хотя оно обнаружено для CMIP5 с наблюдениями Berkeley Earth и реанализом ERA-20C. Остальные сезоны показали следующие результаты: осенний сезон практически повторяет ситуацию для годовых значений, у весеннего сезона хорошее согласие, за исключением исторического эксперимента CMIP5 и NansenSAT + HadCRUT4, а

летний сезон имеет ту же согласованность, что и зимний. Таким образом, несмотря на некоторые расхождения, были получены устойчивые результаты: холодный сдвиг при воспроизведении разницы аномалий ПТВ моделями CMIP5 в значительной степени способствует плохой согласованности Арктического усиления с данными наблюдений.

### **1.4.3 Определение лучшей модели CMIP5 и регионального вклада ошибки в модели**

Среднее по ансамблю может скрыть тот факт, что отдельные модели работают хорошо, поэтому точность воспроизведения Арктического усиления разными моделями CMIP5 проверялась с помощью диаграмм Тейлора. Они были построены и для среднего по ансамблю моделей CMIP5, а также для других используемых в работе массивов данных. Наблюдения GISTEMP v4 были выбраны в качестве опорного массива (Рисунок 5).

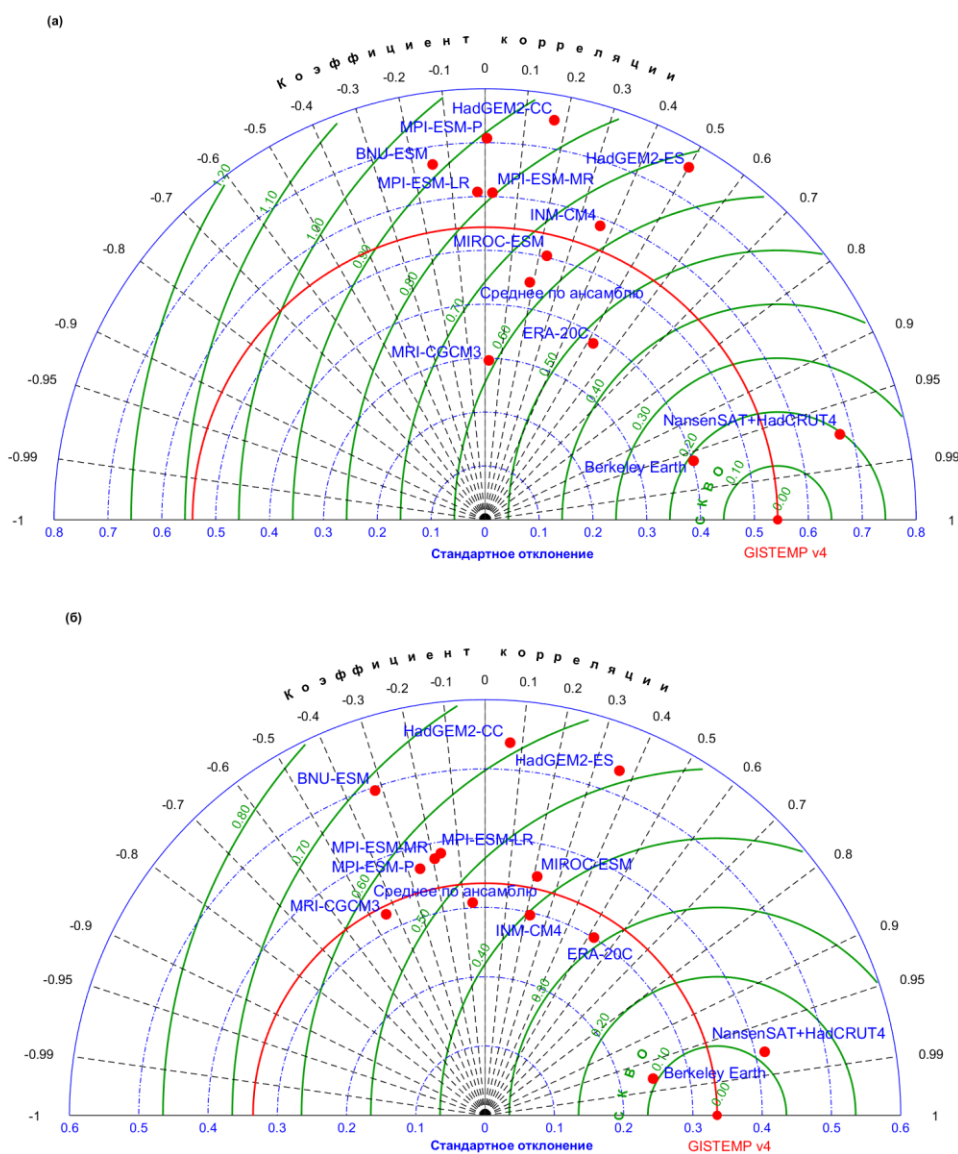


Рисунок 5. Диаграммы Тейлора для временных рядов Арктического усиления в историческом эксперименте CMIP5, наблюдениях и реанализе для (а) зимнего сезона и (б) годовых значений.

Результаты показывают, что для зимнего сезона и среднегодовых значений INM-CM4 и MIROC-ESM – лучшие модели, поскольку они наиболее адекватно воспроизводят среднюю величину изменчивости (стандартные отклонения) Арктического усиления по данным наблюдений. Однако эти модели не воспроизводят колебания Арктического усиления достаточно синхронно с колебаниями в данных наблюдений (см. также Рисунок 6), что отражается в низких коэффициентах корреляции и высоких среднеквадратических ошибках (СКВО). В целом эти модели работают несколько лучше, чем среднее по ансамблю. Другие модели, как правило, переоценивают амплитуду

изменчивости Арктического усиления во времени по сравнению с GISTEMP v4. Впрочем, при схожей временной изменчивости, стандартные отклонения массивов данных наблюдений Berkeley Earth и NansenSAT+HadCRUT4 также существенно отличаются от данных GISTEMP v4. Учитывая, что двухвыборочный критерий Колмогорова-Смирнова показал, что у наблюдений Berkeley Earth и NansenSAT+HadCRUT4 разные распределения, этот результат подтверждает, что есть существенные расхождения в определении величины Арктического усиления и между различными массивами данных наблюдений.

Далее, модель INM-CM4 была смешана с наблюдениями GISTEMP v4 путём замены либо температуры INM-CM4 в Арктике (розовая кривая на Рисунке б) или за пределами Арктики (зеленая кривая на Рисунке б) наблюдениями.

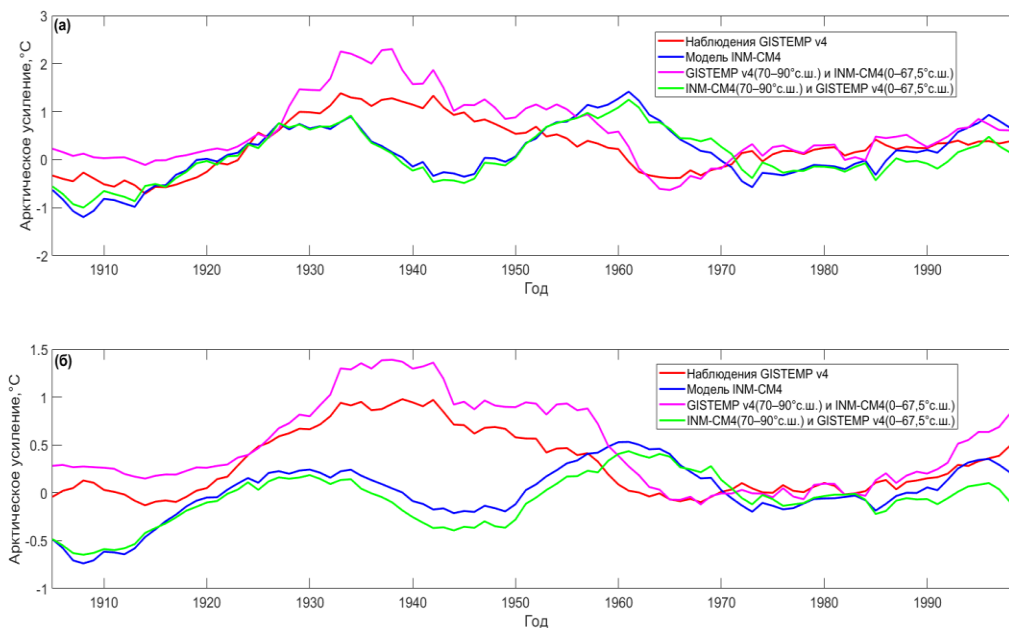


Рисунок 6. Временные ряды Арктического усиления, полученные после объединения наблюдений GISTEMP v4 и модели INM-CM4 для (а) зимнего сезона и (б) годовых значений.

Результаты (Рисунок б) показывают, что занижение величины Арктического усиления моделью по сравнению с наблюдениями в основном связано с различиями изменчивости аномалий ПТВ в Арктическом регионе.



### 1.4.4 Временные ряды Арктического усиления в моделях CMIP5 и CMIP6 по данным моделей одних и тех же институтов

В этом разделе 5 моделей CMIP5 сравниваются с 5 моделями CMIP6, полученными коллективами учёных из одних и тех же научных институтов, а также с наблюдениями GISTEMP v4. Временные ряды Арктического усиления и соответствующие ЭКФР для средних по ансамблю показаны на Рисунке 7.

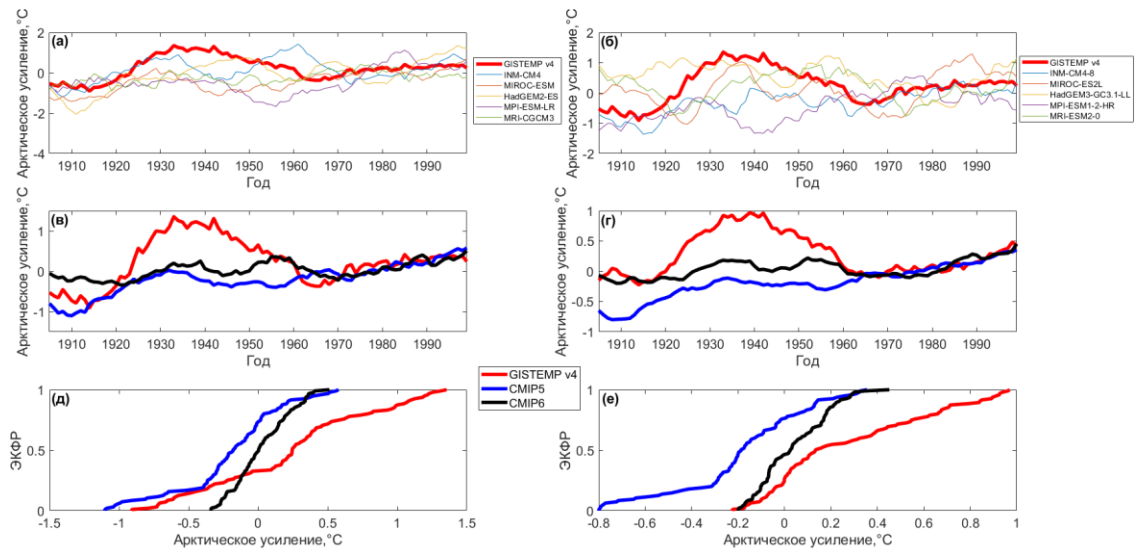


Рисунок 7. Временные ряды Арктического усиления для зимнего сезона в (а) отдельных моделях CMIP5 и (б) отдельных моделях CMIP6 относительно наблюдений GISTEMP v4; для средних по ансамблю в исторических экспериментах CMIP5 и CMIP6 (небольшие ансамбли) и наблюдений GISTEMP v4 для (в) Зимнего сезона и (г) Годовых значения и Эмпирические кумулятивные функции распределения (ЭКФР) для (д) Зимнего сезона и (е) Годовых значений. В моделях и наблюдениях использовалось исходное пространственное разрешение.

В моделях CMIP5 единственной моделью, которая почти достигает наблюдаемых величин и правильных сроков зимнего потепления Арктики в течение 1920–1940-х гг., является модель INM-CM4 (Рисунок 7а). В моделях CMIP6 наблюдается явное улучшение, поскольку уже две модели почти воспроизводят ПНДВ: MIROC-ES2L и HadGEM3-GC3.1-LL (Рисунок 7б). В среднем по ансамблю CMIP6 годовых значений практически отсутствует отрицательный сдвиг в начале века, в отличие от CMIP5, хотя ПНДВ практически не проявляется и в ансамблевом среднем моделей CMIP6 (Рисунок 7в–г). ЭКФР

(Рисунок 7д–е) также показывают, что наибольшее улучшение среднего по ансамблю СМIP6 по сравнению с СМIP5 относится к годовым значениям, поскольку отмеченное ранее отрицательное смещение кумулятивных функций распределения ансамбля СМIP5 существенно уменьшается. Тем не менее, аккумуляция значений для моделей СМIP6 идёт существенно быстрее, что приводит к искажению формы кумулятивной функции распределения. Во многом это связано с плохим воспроизведением ПНДВ ансамблем выбранных моделей СМIP6.

На Рисунке 8 показаны диаграммы Тейлора для зимнего сезона и годовых значений.

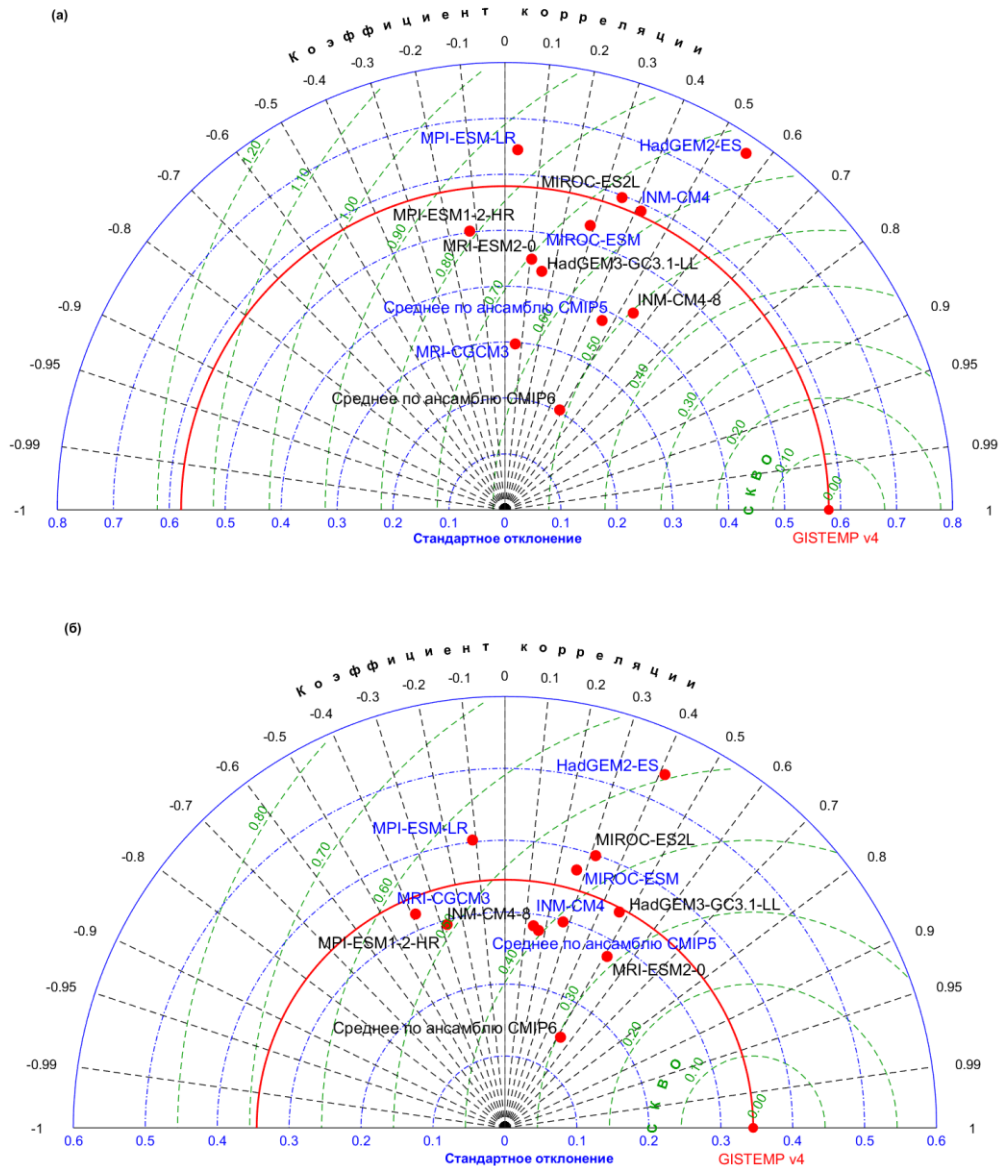


Рисунок 8. Диаграммы Тейлора временных рядов Арктического усиления в исторических экспериментах CMIP5 и CMIP6 и наблюдениях GISTEMP v4 для (а) зимнего сезона и (б) годовых значений. Модели CMIP5 и соответствующее среднее по ансамблю обозначены синим цветом, а модели CMIP6 и их среднее по ансамблю обозначены чёрным цветом. В моделях и наблюдениях использовалось исходное пространственное разрешение.

При использовании исходной сетки, модели CMIP5 воспроизводят динамику GISTEMP v4 несколько лучше, чем их интерполированные версии (Рисунок 5). Большинство моделей CMIP6 стали лучше моделей CMIP5, что подтверждается более высокими коэффициентами корреляции и более низкими среднеквадратическими ошибками (СКВО). Однако для некоторых моделей изменчивость хуже воспроизводится в моделях CMIP6, что также связано с

плохим воспроизведением этими моделями ПНДВ. Это также отражается в величине стандартных отклонений средних по ансамблю CMIP5 и CMIP6, хотя корреляция с натурными значениями и СКВО улучшаются в среднем по ансамблю CMIP6. В целом, модели CMIP6 значительно улучшились по сравнению с моделями CMIP5. Например, модель HadGEM3-GC3.1-LL – одна из лучших моделей CMIP6 для годовых значений, тогда как её предыдущая версия HadGEM2-ES была одной из худших моделей среди моделей CMIP5 (Рисунок 8). Важно отметить, что среди этих моделей единственной моделью в ансамбле CMIP6 с более высоким пространственным разрешением, чем в ансамбле CMIP5, является MPI-ESM1-2-HR. По сравнению с версией CMIP5 MPI-ESM-LR, в этой модели нет явных улучшений.

Рассмотренные 5 моделей в ансамблях CMIP5 и CMIP6 состоят из двух относительно хороших моделей, двух относительно плохих моделей и одной средней модели. Таким образом, худшие модели отклоняют среднее значение по ансамблю от точного воспроизведения потепления Арктики в период 1920–1940-х гг. Однако за счёт лучших моделей, в целом, улучшается воспроизведение общего тренда Арктического усиления. Оценка того, как увеличение числа членов ансамбля влияет на тренд и воспроизведение ПНДВ, исследуется в следующем разделе.

#### **1.4.5 Временные ряды Арктического усиления в моделях CMIP6 высокого разрешения**

Результаты, полученные для моделей CMIP5 и CMIP6, основаны на довольно небольших ансамблях, ограниченных моделями, у которых есть как контрольные, так и исторические эксперименты в моделях CMIP5. Это было сделано в связи с ограниченностью списка моделей, воспроизводящих доиндустриальный контрольный эксперимент, что позволяет изучать роль изменчивости внешних воздействий в воспроизведении Арктического усиления. В этом разделе временные ряды Арктического усиления и их ЭКФР были получены для большого ансамбля моделей CMIP6 с высоким разрешением (32

модели, количество реализаций одной модели варьировало от 1 до 5 – Таблица 3). Эффективность среднего по ансамблю оценивалась относительно массива наблюдений GISTEMP v4, ранее определённого как опорный массив данных (Рисунок 9).

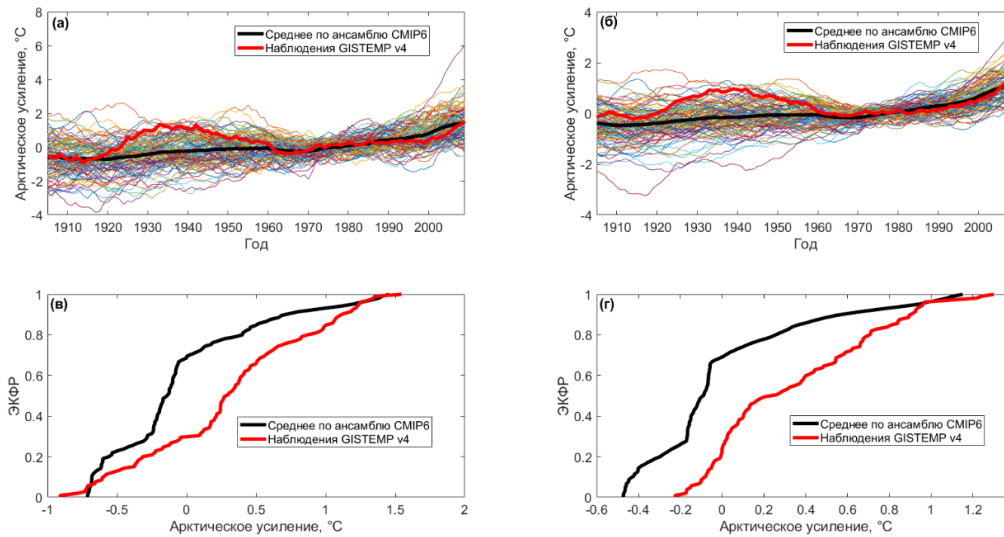


Рисунок 9. Временные ряды Арктического усиления в 108 реализациях из 32 моделей CMIP6 в историческом эксперименте (большой ансамбль) и наблюдениях GISTEMP v4 для (а) зимнего сезона и (б) годовых значений и Эмпирические кумулятивные функции распределения (ЭКФР) для (в) зимнего сезона и (г) годовых значений. В моделях и наблюдениях использовалось исходное пространственное разрешение.

Среднее по ансамблю CMIP6 успешно воспроизводит холодные зимние аномалии в течение 1900–1910-х и 1960–1970-х гг., но с большей достоверностью для последнего периода из-за конвергенции реализаций моделей (Рисунок 9). Современное Арктическое усиление также хорошо воспроизводится моделями, аналогично результатам, полученным с небольшими ансамблями моделей CMIP5 и CMIP6. Тем не менее, среднее по ансамблю большого количества реализаций моделей CMIP6 по-прежнему существенно недооценивает ПНДВ в Арктике. Однако отметим, что диапазон наблюдаемого Арктического усиления находится в пределах диапазона моделируемого Арктического усиления в климатических моделях CMIP6 в течение 1920–1940-х гг. Меж-модельный разброс наиболее высок за первую половину 20-го в., что может свидетельствовать об уникальной внутренней изменчивости отдельных климатических моделей. У небольших

ансамблей CMIP5 и CMIP6 также самый высокий разброс за этот период. Подобно небольшим ансамблям моделей CMIP5 и CMIP6, большой ансамбль моделей CMIP6 также демонстрирует отрицательное смещение в воспроизведении разницы аномалий ПТВ, что подтверждается ЭКФР (Рисунок 9в–г). Двухвыборочный критерий Колмогорова-Смирнова показал, что распределения различаются для исходных временных рядов, но принадлежат одному распределению для зимнего сезона с временными рядами, центрированными вычитанием среднего (р-значения **0,08** и 0,03 для зимнего сезона и годовых значений, соответственно).

Таким образом, ансамблевое среднее нового поколения моделей CMIP6 всё ещё не может воспроизвести ПНДВ в Арктике. Более того, анализ показал, что наблюдаемые недостатки ансамблевых средних моделей не является следствием изначально рассматриваемого небольшого количества моделей в ансамблях CMIP5 и CMIP6. Учитывая аналогичные результаты для небольшого ансамбля моделей CMIP6, можно предположить, что по мере увеличения членов ансамбля растут как хорошие, так и плохие реализации (а также средние). Это практически уравнивает качество большого ансамбля с небольшим, если последний уже содержит сбалансированный набор хороших, плохих и средних реализаций моделей. Однако по сравнению с малым ансамблем CMIP6, большой ансамбль CMIP6 правильно воспроизводит величину Арктического усиления вне периода ПНДВ, как в зимний сезон, так и за год.

#### **1.4.6 Обсуждение и выводы**

Это исследование показало, что одна из проблем современных глобальных климатических моделей – их неспособность устойчивого воспроизведения ПНДВ в Арктике ансамблевым средним, притом, что модели успешно воспроизводят современное Арктическое усиление, возникающее благодаря сочетанию естественных и антропогенных воздействий. Несмотря на это, известно, что ансамблевое среднее моделей демонстрирует повышение температуры по всему Земному шару в период регистрации ПНДВ (IPCC, 2001;

Yamanouchi, 2011; Hegerl et al., 2018). Более того, модели иногда успешно воспроизводят ПНДВ только в рамках некоторых из своих реализаций, как, например, показано в Delworth and Knutson (2000) в их моделировании с помощью модели взаимодействия океан–атмосфера. Здесь положительный результат был достигнут только для одной из пяти реализаций, что говорит о низкой вероятности воспроизведения ПНДВ в данной климатической модели. Степень воспроизведения этого потепления различна для разных моделей (Suo et al., 2013; Bentsen et al., 2013). Проведённый в диссертации анализ большого ансамбля самых современных из доступных моделей CMIP6 показал аналогичные результаты, т.е. среднее большого ансамбля моделей CMIP6 не даёт существенных преимуществ перед малым ансамблем.

Рассмотренные несоответствия моделей натурным данным могут заключаться в недостаточном воспроизводстве моделями внутренних связей крайне сложной климатической системы, что особенно актуально для высокочувствительного Арктического региона. Согласно Bengtsson and Hodges (2018), климат 20-го в., включая ПНДВ и последующее похолодание, в значительной степени определялся процессами, внутренними по отношению к климатической системе. Semenov et al. (2010) утверждают, что, независимо наличия или отсутствия антропогенного воздействия, внутренняя изменчивость климата может вызвать заметные климатические изменения, что и наблюдалось при потеплении Арктики в 1920–1940-х гг. Также важно подчеркнуть, что, во время своего пика в 1940-х гг., ПНДВ наблюдалась для всех широт Северного полушария (Бокучава и Семенов, 2018). Однако его величина была значительно выше в Арктике, чем в низких широтах, что подкрепляет концепцию Арктического происхождения этого потепления. Слабая изменчивость зимних временных рядов ПТВ на метеостанциях в Северной Европе в течение 1872–1950 гг. и их высокая изменчивость в течение 1951–2016 гг. также предполагает более высокий вклад внутренней и естественной изменчивости климата в ПНДВ, чем для современного Арктического усиления (Latonin et al., 2020).

Отсутствие ПНДВ в моделях CMIP6, как и в целом общее занижение моделями CMIP6 Арктического усиления в начале века, связано с холодным смещением ПТВ в Арктике. Этот недостаток глобальных климатических моделей известен для моделей CMIP5 и, частично, сохранился в моделях CMIP6. Это смещение в основном зимнее и располагается над морским льдом, но при значительной региональной изменчивости (Davy and Outten, 2020). Однако это систематическое занижение ПТВ над морским льдом наблюдается в CMIP6 (как и в CMIP5), в том числе и для современного периода, хотя модели оценивают Арктическое усиление достаточно точно.

Причины неспособности моделей воспроизвести ПТВ в Арктике могут быть связаны и с высокой внутренней естественной изменчивостью температуры в регионе в зимний период. С другой стороны, также существует неопределённость оценки ПТВ в наблюдениях, особенно в Арктике. Действительно, в зависимости от метода получения массива данных ПТВ получают разные оценки изменения климата, и они могут значительно отличаться от оценок Межправительственной группы экспертов по изменению климата (Huang et al., 2017).

В целом, несмотря на неплохое соответствие много-модельных средних по ансамблю CMIP5 и CMIP6 с наблюдениями в течение современного периода, их неспособность воспроизвести адекватную величину и наблюдаемую длительность ПНДВ в Арктике ставит под вопрос надёжность будущих проекций климата Арктики. Случайное успешное воспроизведение ПНДВ одной моделью или реализацией модели неубедительно. Действующие же протоколы Проекта взаимного сравнения моделей полярного усиления (Polar Amplification Model Intercomparison Project) требуют использования больших ансамблей с последующим осреднением для получения устойчивых климатических проекций (Smith et al., 2019).



## **2. Меридиональные океанические и атмосферные потоки тепла в Арктику и их связь с Арктическим усилением**

### **2.1 Современное состояние исследований**

#### **2.1.1 Океанические потоки тепла**

Океан переносит тепло в Арктику в основном через Фареро-Шетландский пролив Атлантического океана; Тихоокеанский регион имеет второстепенное значение в переносе тепла. Атлантическая вода (АВ) значительно меняет свои характеристики на пути на север через моря Северо-Европейского бассейна: за счёт смешения с окружающей более пресной и холодной полярной водой, а также за счёт теплообмена между океаном и атмосферой. Модифицированная АВ входит в Арктический бассейн Северного Ледовитого океана через пролив Фрама и далее распространяется под пикноклином в виде слоя более тёплой и солёной воды (Steele et al., 1995). АВ формирует основной источник тепла для вод Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Другая ветвь АВ, входящая в мелководное Баренцево море, теряет там почти всё своё тепло в процессе теплообмена с атмосферой и выносит мало океанического тепла в соседние регионы (Schauer et al., 2002; Smedsrud et al., 2010). Среднегодовой перенос объёма АВ Западно-Шпицбергенским течением через пролив Фрама составляет около 3 Св (Beszczynska-Möller et al., 2012), тогда как среднегодовой перенос тепла составляет от 26 до 50 ТВт ( $1 \text{ ТВт} = 10^{12} \text{ Вт}$ ) (Schauer & Beszczynska-Möller, 2009).

До недавнего времени тёплая АВ, перенесённая в Евразийский бассейн (ЕБ) Северного Ледовитого океана, считалась относительно незначительным фактором сокращения морского льда (Aagaard et al., 1981; Rudels, 2015; Sirevaag & Fer, 2012; Kelley, 1990). Основная причина заключалась в эффективном разделении значительно более холодного и пресного верхнего перемешанного слоя (ВПС) в Арктике от тёплой и солёной подповерхностной АВ сильным пикноклином. Однако несколько недавних исследований обнаружили эпизодическое исключительно сильное перемешивание через пикноклин в

западной части Котловины Нансена, к северу и северо-востоку от Шпицбергена (Carmack et al., 2015; Kolås & Fer, 2018). С продолжающимся потеплением, АВ в Котловине Нансена может достигать ВПС, особенно при усилении конвекции в периоды зимнего похолодания, что связано с сокращением площадей, постоянно покрытых морским льдом, а также с более интенсивной халинной конвекцией при интенсивном образовании молодого морского льда, площадь которого в Арктике увеличивается за счёт сокращения площадей медленно растущего толстого льда (Ivanov et al., 2016; Polyakov et al., 2017). Наблюдаемое поднятие верхней границы АВ и ослабление пикноклина за счёт увеличения температуры АВ – ещё один фактор, благоприятствующий более интенсивному проникновению атлантического тепла в ВПС (Polyakov et al., 2017). Наблюдения 2013–2015 гг. по данным океанографического зондирования (в том числе с помощью дрейфующих буёв, замороженных в лёд, с профилометрами для постоянного зондирования водной толщи подо льдом) показали, что, как и в Евразийском бассейне, в Канадском бассейне усиливается вертикальное перемешивание водной толщи (Toole et al., 2010; Krishfield et al., 2008). Это более глубокое зимнее перемешивание, которому сопутствует размывание подповерхностного галоклина, получило название «атлантификации» вод Северного Ледовитого океана (Polyakov et al., 2017). Продвижение «атлантификации» на восток – результат положительной обратной связи между океаном и льдом, когда дополнительное тепло, поступающее к ВПС и ниже, вызывает более сильное вертикальное перемешивание через пикноклин, уменьшение ледяного покрова и дальнейшее усиление вертикального потока тепла к ВПС посредством ещё более интенсивного перемешивания. Дополнительное тепло, попадающее в ВПС, частично выделяется и в атмосферу, увеличивая, таким образом, роль океанического потока тепла через пролив Фрама в Арктическом усилении.

### 2.1.2 Атмосферные потоки тепла

Атмосферный меридиональный перенос энергии (АМПЭ) можно разделить на перенос внутренней энергии (потоки явного и скрытого тепла), перенос потенциальной и кинетической энергий. Последним компонентом часто пренебрегают из-за его незначительного вклада (Semmler et al., 2005; Serreze et al., 2007). Остальные компоненты часто называют влажным переносом статической энергии (Overland et al., 1996; Yoshimori et al., 2017). В свою очередь, поток энергии в Арктику связан с переносом энергии движущимися вихревыми возмущениями, стационарными вихрями, средней по кругу широты меридиональной циркуляцией и потоком массы воздуха (Overland et al., 1996; Dufour et al., 2016). Так как общая масса воздуха в Арктике не меняется на месячных и более длительных временных масштабах, последний член потока энергии на этих масштабах должен быть близок к нулю (Сорокина & Эзау, 2011). Однако унифицированного способа вычисления АМПЭ не существует. Одна из причин этого – желание получить значение с определённой единицей измерения, например, соответствующее удельной влажности для переноса влаги, путём применения различных нормировок и весов (Dufour et al., 2016; Lee et al., 2017; Xu et al., 2020; Kim et al., 2020).

Несмотря на некоторые расхождения в методологиях, важные траектории и источники АМПЭ, относящиеся к Арктике, ранее были определены. В холодное время года это в основном океанические районы Северной Атлантики и северной части Тихого океана (Graham et al., 2017; Alekseev et al., 2019), а в тёплое время года – континентальные районы Евразии и Северной Америки, особенно для потока скрытого тепла (Jakobson & Vihma, 2010; Vázquez et al., 2019). АМПЭ чаще всего рассчитывается на параллели 70°с.ш., так как компенсация Бьеркнеса наиболее сильна на этой широте (Van der Swaluw et al., 2007).

Среди АМПЭ и её компонентов наибольший интерес представляет поток скрытого тепла в Арктику, поскольку он инициирует региональную обратную связь, увеличивая нисходящее длинноволновое излучение, что служит

дополнительным потенциалом для таяния арктического морского льда (Mortin et al., 2016). Например, Zhuo and Jiang (2020) продемонстрировали, что 60% сокращения зимнего морского льда в Беринговом море объясняется приповерхностными юго-восточными ветрами, а 40% – последующим изменением нисходящей длинноволновой радиации. Также было обнаружено, что перенос влаги в летнее время сильно влияет на площадь морского льда в Тихоокеанском секторе Арктики (Lee et al., 2017). В масштабе всей Арктики, важность АМПЭ в современном потеплении Арктики была подтверждена в численных экспериментах (Yoshimori et al., 2017) и при моделировании энергетического баланса для возможного будущего потепления в Арктике (Alexeev & Jackson, 2013).

## 2.2 Данные для расчётов и анализа

Для вычисления меридиональных потоков тепла в океане и атмосфере для различных глубин были загружены данные потенциальной температуры морской воды, солёности и меридиональной скорости течения океанического реанализа ORAS4(<https://icdc.cen.uni-hamburg.de/daten/reanalysis-ocean/easy-init-ocean/ecmwf-ocean-reanalysis-system-4-oras4.html>); для изобарических поверхностей – данные температуры воздуха, удельной влажности и меридиональной скорости ветра атмосферного реанализа ERA5 (<https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis>). С сайта реанализа ERA5 были также загружены данные о геопотенциале, которые были переведены в геопотенциальные высоты путём деления на ускорение свободного падения ( $9,8 \text{ м/с}^2$ ). В Таблице 7 представлены характеристики реанализов.

Таблица 7 – Реанализы, используемые для расчёта потоков тепла

<b>Массив данных</b>	<b>Разрешение сетки</b>	<b>Доступны е годы</b>	<b>Ссылка</b>
ORAS4 (океан)	1° x 1°	1958–2017	Balmaseda et al., 2013
ERA5 (атмосфера)	0,25° x 0,25°	1950–2020	Hersbach et al., 2020

Для анализа использовался единый период 1958–2017 гг. с месячной дискретностью. Такие же переменные были загружены для модели CMIP6 MIROC-ES2L за период 1958–2014 гг. в историческом эксперименте.

Для расчёта Арктического усиления была загружена ПТВ для Северного полушария по данным реанализа ERA5. Для дальнейшего анализа были загружены данные о среднем давлении на уровне моря реанализа ERA5 с месячной временной дискретностью и индекс изменчивости характера циркуляции Северного Ледовитого океана – the Arctic Ocean Oscillation Index (<https://www2.who.edu/site/beaufortgyre/results/arctic-ocean-oscillation-index-aoo/>).

## **2.3 Методы**

### **2.3.1 Выбор разрезов для расчётов интегральных потоков тепла в океане и атмосфере через «Атлантические ворота»**

По данным океанического реанализа ORAS4 и климатического реанализа ERA5 были рассчитаны интегральные меридиональные потоки тепла через «Атлантические ворота» в океане и атмосфере за период 1958–2017 гг.

Использовались следующие разрезы вдоль широты  $66,5^{\circ}$ с.ш.: от  $4,5^{\circ}$ з.д. до  $13,5^{\circ}$ в.д. в океане и от  $5^{\circ}$ з.д. до  $80^{\circ}$ в.д. в атмосфере (Рисунок 10).

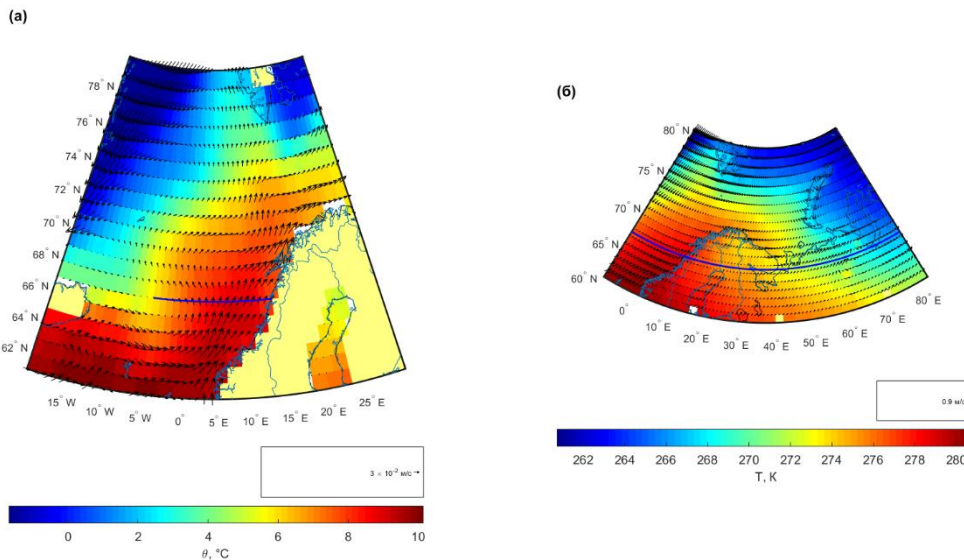


Рисунок 10. Средние температуры и полные вектора скорости за период 1958–2017 гг. с месячной дискретностью на глубине 5 м в океане (а) и изобарической поверхности 1000 гПа в атмосфере (б). Синие линии показывают разрезы, через которые рассчитывались потоки тепла.

Данная широта практически соответствует Северному полярному кругу, поэтому разрезы через неё можно считать входом в Арктику. При этом широта  $70^{\circ}$ с.ш. не была выбрана, так как здесь расчёт меридиональных океанических потоков тепла был бы сопряжён с бóльшими ошибками из-за влияния сложной циркуляции Лофотенской котловины. Океанический разрез был ограничен снизу изопикной потенциальной плотности  $27,85 \text{ кг/м}^3$  (Morgan, 1994; Vesman et al., 2020), выше которой, в пределах рассматриваемого разреза ( $4,5^{\circ}$ з.д.– $13,5^{\circ}$ в.д.), средний поток направлен на север (Рисунок 11). В атмосферной циркуляции расчёт был также ограничен областью разреза со средним за период наблюдений потоком тепла на север: между  $5^{\circ}$ з.д. и  $80^{\circ}$ в.д. («Атлантические ворота»), и ограничен сверху изобарической поверхностью 800 гПа, аналогично расчётам в работе Alekseev et al. (2019). Было проверено, что именно в слое 1000–800 гПа

средние по периоду анализа атмосферные потоки тепла через «Атлантические ворота» направлены преимущественно на север.

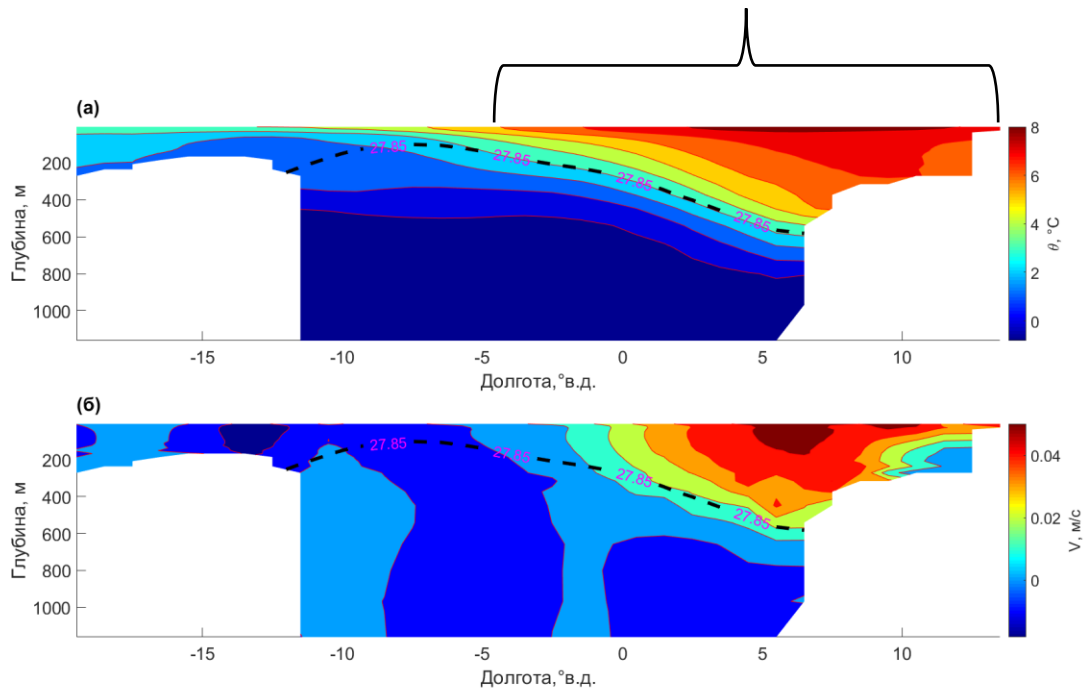


Рисунок 11. Зональный океанический разрез вдоль 66,5°с.ш. потенциальной температуры морской воды (а, °С) и меридиональной компоненты скорости течения (б, м/с), осреднённых за период 1958–2017 гг. по данным реанализа ORAS4. Чёрная пунктирная кривая – изопикна потенциальной плотности 27.85 кг/м<sup>3</sup>, ограничивающая снизу слой Атлантических вод.

### 2.3.2 Расчёт интегральных потоков тепла в океане и атмосфере и статистический анализ

Поток океанического тепла ( $OSHT$ , Вт/м<sup>2</sup>) рассчитывался по следующей формуле:

$$OSHT_{l,z,t(66,5^{\circ}с.ш.)} = C_p \rho (\theta_{l,z,t} - \theta_o) V_{l,z,t}, \quad (1)$$

где  $C_p$  – средняя удельная теплоёмкость морской воды при постоянном давлении, равная 4000 Дж/(кг·°С);

$\rho$  – средняя плотность морской воды, равная 1028 кг/м<sup>3</sup>;

$l$  – долгота;

$z$  – глубина;

$t$  – время;

$\Theta$  – среднемесячная потенциальная температура морской воды ( $^{\circ}\text{C}$  или  $\text{K}$ ; для сравнения с атмосферой вычисления проводились и с температурой в  $\text{K}$ );

$\Theta_0$  – базовая температура, принятая равной  $0^{\circ}\text{C}$  или  $0\text{ K}$ ;

$V$  – среднемесячная скорость северного течения ( $\text{м/с}$ ).

Интегральный поток ( $\text{Вт}$ ) рассчитывался следующим образом:

$$OSHT_{\text{int.}} = \int_{5\text{ м}}^{\sigma_{27,85}} \int_{-4,5^{\circ}\text{ в.д.}}^{13,5^{\circ}\text{ в.д.}} (OSHT_{l,z,t(66,5^{\circ}\text{ ш.ш.})}) dl dz, \quad (2)$$

где интегрирование по долготе проводилось от  $-4,5^{\circ}\text{ в.д.}$  до  $13,5^{\circ}\text{ в.д.}$  с шагом  $dl = 1^{\circ}$ , а по глубине от  $5\text{ м}$  до глубин, ограниченных изопикной  $\sigma = 27,85\text{ кг/м}^3$ .

Численное интегрирование проводилось методом трапеций.

Потоки явного и скрытого тепла в атмосфере ( $ASHT$  и  $ALHT$ ,  $\text{Вт/м}^2$ ) рассчитывались по следующим формулам:

$$ASHT_{l,p,t(66,5^{\circ}\text{ ш.ш.})} = C_p \rho T_{l,p,t} V_{l,p,t}, \quad (3)$$

$$ALHT_{l,p,t(66,5^{\circ}\text{ ш.ш.})} = L_v \rho Q_{l,p,t} V_{l,p,t}, \quad (4)$$

где  $C_p$  – средняя удельная теплоёмкость воздуха при постоянном давлении, равная  $1005\text{ Дж/(кг}\cdot\text{K)}$ ;

$L_v$  – средняя скрытая теплота парообразования, равная  $2,5 \times 10^6\text{ Дж/кг}$ ;

$\rho$  – средняя плотность воздуха, равная  $1,3\text{ кг/м}^3$ ;

$p$  – изобарическая поверхность;

$T$  – среднемесячная температура воздуха ( $\text{K}$ );

$Q$  – среднемесячная удельная влажность ( $\text{кг/кг}$ );

$V$  – среднемесячная скорость северного ветра ( $\text{м/с}$ ).



Интегральные потоки (Вт) рассчитывались следующим образом:

$$ASHT_{int.} = \int_{1000 \text{ гПа}}^{800 \text{ гПа}} \int_{-5^{\circ} \text{ в. д.}}^{80^{\circ} \text{ в. д.}} (ASHT_{l,p,t(66,5^{\circ} \text{ с. ш.})}) dl dp, \quad (5)$$

$$ALHT_{int.} = \int_{1000 \text{ гПа}}^{800 \text{ гПа}} \int_{-5^{\circ} \text{ в. д.}}^{80^{\circ} \text{ в. д.}} (ALHT_{l,p,t(66,5^{\circ} \text{ с. ш.})}) dl dp, \quad (6)$$

где интегрирование по долготе проводилось от  $-5^{\circ}$  в.д. до  $80^{\circ}$  в.д. с шагом  $dl = 0,25^{\circ}$ , а по вертикали от 1000 гПа до 800 гПа с шагом  $dp = 25$  гПа в соответствии с данными о геопотенциальных высотах (в метрах) в каждой точке сетки, соответствующих изобарическим поверхностям. Численное интегрирование проводилось методом трапеций.

Полученные значения с месячной дискретностью были осреднены для каждого года (январь–декабрь), и далее анализировалась межгодовая изменчивость. Такая временная дискретность наиболее значима с точки зрения климата, и современное Арктическое усиление лучше воспроизводится моделями в среднегодовом выражении, чем за зимний сезон (Latonin et al., 2020). В интегральных потоках тепла вычислялись средние, стандартные отклонения и коэффициенты корреляции Пирсона. Доверительный интервал для ошибки среднего рассчитывался на основе  $t$ -распределения для уровня значимости 5%. Исследовалось также наличие колебаний и трендов. Статистическая значимость линейных трендов оценивалась по критерию Манна-Кендалла (Wilks, 2006; Greene et al., 2019). Цикличность и фазовые сдвиги выявлялись на основе непрерывного вейвлет-преобразования с использованием вейвлета Морле (Torrence & Compo, 1998; Grinsted et al., 2004; Астафьева, 1996; Витязев, 2001). Взаимосвязь временных рядов в частотно-временном пространстве оценивалась с помощью вейвлет-когерентности – аналога когерентности в спектральном анализе, но зависящей не только от частоты, но и от времени:

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)}, \quad (7)$$

где  $S$  – оператор сглаживания;

$s$  – временной масштаб;

$W_n^{XY}(s)$  – кросс-вейвлет-спектр;

$W_n^X(s)$  – вейвлет-преобразование первого временного ряда;

$W_n^Y(s)$  – вейвлет-преобразование второго временного ряда.

В вейвлет-когерентности запаздывание в годах ( $Lag$ ) одного временного ряда относительно другого вычислялось по формуле:

$$Lag = \frac{\varphi T}{2\pi}, \quad (8)$$

где  $\varphi$  – фазовый угол (радиан);

$T$  – период (годы).

Фазовые углы вейвлет-когерентности учитывались не только для статистически значимых областей, но и в случаях, когда значения вейвлет-когерентностей превышали 0,5. Вейвлет-анализ проводился для временных рядов с предварительно удалёнными линейными трендами.

Для анализа причин изменчивости океанических и атмосферных потоков тепла для максимумов и минимумов океанического переноса тепла были построены композитные карты аномалий давления на уровне моря, нормированных на стандартное отклонение, для региона Северная Атлантика – Евразия – Арктика ( $30^\circ$ – $90^\circ$ с.ш.,  $60^\circ$ з.д.– $140^\circ$ в.д.). Аномалии рассчитывались относительно климатической нормы 1961–1990 гг.

### **2.3.3 Пространственно-временная изменчивость величины Арктического усиления и её связь с меридиональными потоками тепла**

Арктическое усиление рассчитывалось по данным реанализа ERA5 по той же метрике, что и в главе 1, но для поля  $60^\circ$ – $90^\circ$ с.ш. с максимально возможным

пространственным разрешением  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ : из временных рядов аномалий ПТВ каждой точки сетки Арктического региона вычитался временной ряд средневзвешенных по площади аномалий ПТВ неарктической области Северного полушария для региона  $0^\circ$ – $59,75^\circ$ с.ш. В обоих регионах аномалии ПТВ рассчитывались также относительно климатической нормы 1961–1990 гг. Как для потоков тепла, так и для Арктического усиления анализировалась межгодовая изменчивость.

Для выявления областей, где Арктическое усиление связано с потоками тепла на входе в Арктику через «Атлантические ворота», использовался корреляционный и кросс-корреляционный анализ для каждой точки сетки Арктического региона. Так как потоки тепла в Арктику способствуют развитию Арктического усиления, исследовалась связь при запаздывании Арктического усиления относительно потоков тепла. Учитывая, что у Арктического усиления наблюдается сильный положительный тренд, анализ был повторён для временных рядов с удалёнными линейными трендами для оценки вклада колебаний в океанических и атмосферных потоках тепла в формирование и изменчивость Арктического усиления. Для региона, в котором были выявлены статистически значимые коэффициенты корреляции на уровне значимости 5%, был получен временной ряд средневзвешенных по площади ячеек значений Арктического усиления. Далее оценивалась взаимосвязь потоков тепла с Арктическим усилением в частотно-временном пространстве посредством вейвлет-когерентности. Также использовался фильтр низких частот Баттерворта (Greene et al., 2019) с пороговым значением 6 лет. Перед совместным анализом временных рядов потоков тепла и регионального Арктического усиления, линейные тренды из них были удалены.

Для качественной оценки возможной работы механизма компенсации Бьеркнеса применялся кросс-корреляционный анализ как для исходных временных рядов, так и для рядов после применения фильтра низких частот. Затем для временного сдвига с максимальной анти-корреляцией между низкочастотной изменчивостью океанического и атмосферного потоков тепла

компенсация Бьеркнеса рассчитывалась численно по методике Van der Swaluw et al. (2007):

$$|dH_{tot}| = |dH_{ocn} + dH_{atm}|, \quad (9)$$

где  $dH_{tot}$  – суммарная аномалия океанического ( $dH_{ocn}$ ) и атмосферного потоков тепла ( $dH_{atm}$ ) относительно всей длины ряда.

Далее по формуле (10) находилась максимальная аномалия потока тепла (F):

$$F = \max(|dH_{ocn}|, |dH_{atm}|). \quad (10)$$

Затем суммарная аномалия потоков тепла нормировалась на максимальную аномалию потока тепла согласно формуле (11):

$$N = \frac{|dH_{tot}|}{F}. \quad (11)$$

В результате компенсация Бьеркнеса (BC) оценивалась в % следующим образом:

$$BC = (1 - N) \times 100\%. \quad (12)$$

## **2.4 Интегральные потоки тепла в океане и атмосфере через «Атлантические ворота»**

На Рисунке 12 показаны временные ряды интегральных потоков тепла в океане и атмосфере через «Атлантические ворота» (66,5°с.ш., 4,5°з.д.–13,5°в.д. и 66,5°с.ш., 5°з.д.–80°в.д.), которые направлены преимущественно на север.

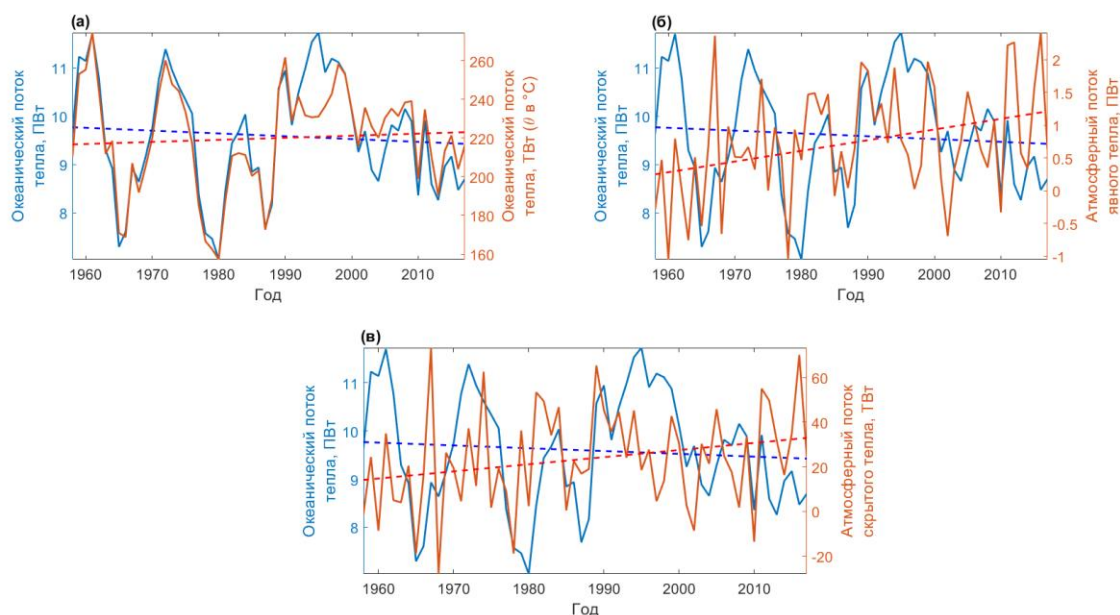


Рисунок 12. Меридиональные интегральные потоки тепла в океане (ТВт, ПВт), вычисленные по двум температурным шкалам (в  $^{\circ}\text{C}$  – правая шкала и К – левая шкала (а)), атмосферного потока явного тепла в ПВт (б) и атмосферного потока скрытого тепла в ТВт (в) на входе в Атлантический сектор Арктики (положительные значения соответствуют северному направлению потоков). Пунктирные линии показывают линейные тренды.

В океанических потоках тепла видна ярко выраженная цикличность с периодом 10–15 лет, которая, начиная с 2000-х годов, сменяется более высокочастотными колебаниями (Рисунок 12а). В атмосферных потоках тепла ведущую роль играет высокочастотная изменчивость (Рисунок 12б, в). Расчёт океанических потоков тепла для шкалы температуры в К был выполнен для сравнения с атмосферными потоками тепла. Из-за нелинейности выражения переноса океанического тепла, расчёт океанических потоков тепла с использованием шкал температур в  $^{\circ}\text{C}$  и в К приводит к несколько отличным результатам. В частности, наблюдается смена знака слабо выраженного тренда, хотя сам характер межгодовой изменчивости практически не меняется (Рисунок 12а). Впрочем, отрицательный тренд в океаническом потоке тепла, вычисленном с температурой по шкале в К, статистически не значим. Тренды атмосферных потоков тепла положительны и статистически значимы (Таблица 8).

Таблица 8 – Статистические характеристики океанических и атмосферных потоков тепла через «Атлантические ворота». Ошибка среднего рассчитана для уровня значимости 5%,  $\sigma$  – стандартное отклонение,  $k$  – угловой коэффициент линейного тренда (жирным выделены статистически значимые тренды для уровня значимости 5%),  $R$  – коэффициенты корреляции

Пирсона между океаническими потоками тепла, вычисленными с температурой по двум шкалам (в °C и в K), океаническим и атмосферным потоками явного тепла с температурой по единой шкале (K) и между потоками явного и скрытого тепла в атмосфере (АПЯТ и АПСТ).

Жирным выделены статистически значимые коэффициенты корреляции для уровня значимости 5%.

	Среднее	$\sigma$	$k$ , ТВт/год	$R$
Океан ( $\Theta$ в °C, ТВт)	$220 \pm 7$	27	<b>0,1</b>	<b>0,91</b>
Океан ( $\Theta$ в K, ТВт)	$9\,600 \pm 310$	1\,210	-10	
Атмосфера (АПЯТ, ТВт)	$730 \pm 220$	840	<b>20</b>	0,16
Атмосфера (АПСТ, ТВт)	$24 \pm 6$	23	<b>0,3</b>	<b>0,92</b>

Из Таблицы 8 также видно, что в среднем, несмотря на большую длину атмосферного разреза (Рисунок 10), океан переносит в 13 раз больше тепла на север, чем атмосфера (сумма потоков явного и скрытого тепла). При этом ошибки средних для атмосферных потоков тепла сопоставимы с величинами самих потоков, тогда как у океанических потоков ошибки средних существенно меньше самих средних. Связано это с тем, что в океане среднее направление Норвежского течения на север через исследуемый разрез устойчиво, в отличие от среднего направления ветра в атмосфере. Поэтому на Рисунке 12 океанические потоки тепла только положительные, тогда как в атмосфере присутствуют отрицательные потоки тепла, т.е. направленные на юг и представляющие собой вторжения холодного воздуха из Арктики. Для исследуемого атмосферного разреза полярные

вторжения возникают либо за счёт смещения арктических антициклонов с Карского моря и полуострова Таймыр, либо за счёт положительной аномалии поля давления над морями Северо-Европейского бассейна (Latonin, 2017). Результаты расчётов также показывают, что стандартные отклонения атмосферных потоков тепла меньше, чем океанических, что связано с большой амплитудой 10–15-летнего колебания океанического потока тепла. Однако при сравнении средних и стандартных отклонений, изменчивость атмосферных потоков тепла гораздо выше изменчивости океанического потока тепла. Коэффициент корреляции между океаническим потоком тепла и доминирующим атмосферным потоком явного тепла составляет 0,16, и он статистически не значим. Это связано с разным доминирующим характером межгодовой изменчивости коррелируемых потоков тепла. Атмосферные потоки явного и скрытого тепла высоко коррелированы между собой ( $R = 0,92$ ). Учитывая также то, что поток явного тепла на несколько порядков больше потока скрытого тепла, в дальнейшем атмосферный поток тепла рассматривался в виде суммы его компонентов.

На рисунке 13 представлены вейвлет-спектры и вейвлет-когерентность потоков тепла с предварительно удалёнными линейными трендами.

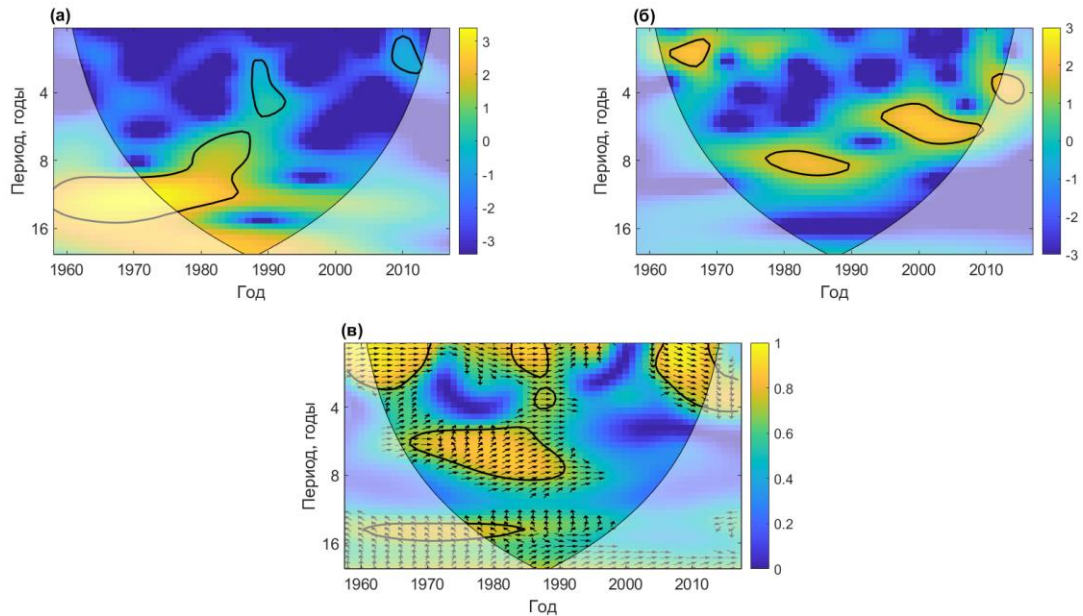


Рисунок 13. Вейвлет-спектры океанического потока тепла (а), суммарного (явного и скрытого) атмосферного потока тепла (б) и вейвлет-когерентность между океаническим потоком тепла и атмосферным потоком тепла (в). Вейвлет-спектры (квадраты вейвлет-амплитуд) нормированы на дисперсии исходных временных рядов. Жёлтые области, ограниченные чёрными кривыми, показывают достоверные колебания и когерентности относительно спектра красного шума на уровне значимости 5%. Чёрные стрелки на графике (в) показывают фазовый угол: направленные направо означают синфазность, вертикально вверх – атмосферный поток тепла опережает океанический на  $90^\circ$  в данной полосе частот. На графике также нанесены треугольники достоверности, вне которых амплитуды колебаний могут быть искажены краевыми эффектами.

Вейвлет-спектры свидетельствуют о наличии 10–15-летней цикличности океанического потока тепла за первую половину анализируемого промежутка времени (1958–1985 гг.; Рисунок 13а). Несмотря на то, что начало временного ряда находится вне зоны треугольника достоверности, колебания здесь присутствуют (хотя вейвлет-анализ может несколько занижать их амплитуду – см. Рисунок 12а). После 1985 г. эти колебания также выделяются в виде максимума вейвлет-спектра, но их амплитуды уже нельзя считать достоверными; начинают выделяться более короткие периодичности. Для атмосферного потока тепла характерны более высокочастотные колебания, чем в океане: в 1980–1990 гг. доминируют 7–9-летние колебания, причём период доминирующих колебаний убывает во времени, сменяясь 5–7-летней периодичностью в 1995–



2010 гг. и 4-х-летней периодичностью после 2010 г. (Рисунок 13б). Вейвлет-когерентность (Рисунок 13в) указывает на эпизодическую и преимущественно синфазную взаимосвязь короткопериодной изменчивости (1–4 года) потоков тепла в океане и в атмосфере. Для периодичности 6–8 лет в 1980-х гг. атмосфера опережает океан на величину от  $1/4$  до  $1/8$  периода, что соответствует запаздыванию океанических потоков тепла относительно атмосферных на 1–2 года (Рисунок 13в). Такой характер колебаний вероятно свидетельствует о ведущем воздействии атмосферы на океан. Для более низких частот (10–15 лет), колебания атмосферного и океанического потоков тепла находятся практически в противофазе (Рисунок 13в), с некоторым опережением наступления минимумов/максимумов в океане относительно значительно более слабо выраженных на этих частотах максимумов/минимумов в атмосфере примерно на 2–4 года. Такая взаимосвязь может указывать на отсроченное воздействие океана на атмосферу через механизм компенсации Бьеркнеса на декадных временных масштабах. Например, такой же фазовый сдвиг был получен при исследовании меридиональных потоков тепла в высоких северных широтах в доиндустриальном контрольном эксперименте климатической модели HadCM3 (Van der Swaluw et al., 2007).

## **2.5 Взаимосвязь изменчивости атмосферного и океанического переносов тепла**

Для выявления механизма формирования обнаруженных 10–15-летних колебаний переноса океанического тепла в полярные регионы, были построены композитные карты нормированных аномалий давления на уровне моря отдельно на эпизоды максимумов потоков океанического тепла (1961 г. и 1972 г.) и на эпизоды их минимумов (1965 г. и 1980 г.). Отметим, что данная периодичность колебаний была наиболее выражена с 1960-х до 1980-х гг. Последующее изменение характера колебаний приходится на начало резкого роста температуры современного глобального потепления и может характеризовать переход климатической системы в новое состояние с конца

1980-х гг. (Reid et al., 2016; Latonin et al., 2020; Sippel et al., 2020). В качестве региона была выбрана область Северная Атлантика – Евразия – Арктика ( $30^{\circ}$ – $90^{\circ}$ с.ш.,  $60^{\circ}$ з.д.– $140^{\circ}$ в.д.). Полученные карты представлены на Рисунке 14. На Рисунке 15 также приведены соответствующие поля давления.

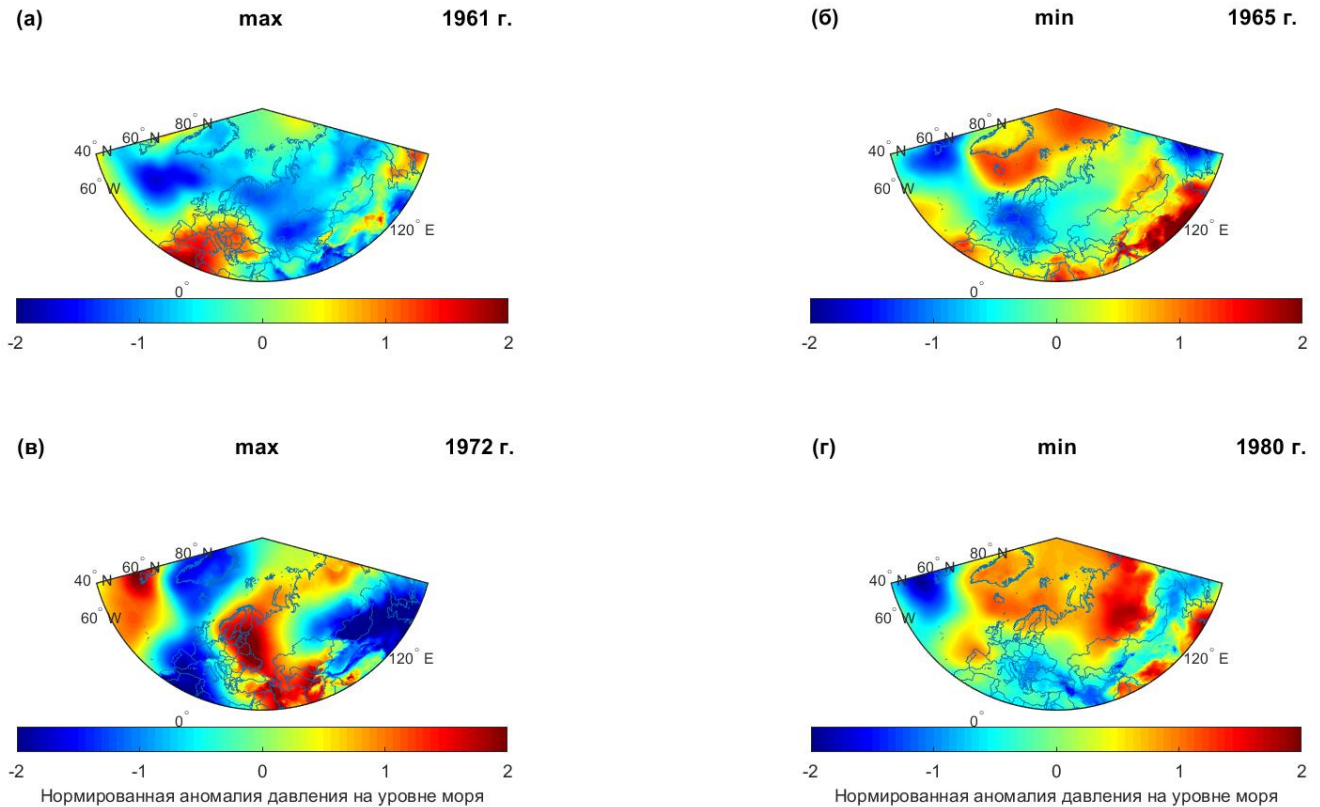


Рисунок 14. Композитные карты аномалий давления на уровне моря относительно 1961–1990 гг., нормированных на стандартное отклонение за этот период. Слева – для максимумов в океаническом потоке тепла ((а) – 1961 г. и (в) – 1972 г.), справа – для минимумов ((б) – 1965 г. и (г) – 1980 г.).

Для максимумов в океаническом потоке тепла характерны отрицательные аномалии поля атмосферного давления над субполярной Северной Атлантикой (Рисунок 14а, в), которые указывают на интенсификацию Исландского минимума (Рисунок 15а, в). Результирующая атмосферная циркуляция приводит к усилению циклонической завихренности над Северо-Европейским бассейном, что приводит к усилению интенсивности океанического потока тепла в Арктику.

Для минимумов океанического потока тепла, наоборот, характерны положительные аномалии поля давления над Северо-Европейским бассейном и

Центральной Арктикой (Рисунок 146, г), что приводит к ослаблению Исландского минимума и усилению антициклонической завихренности в Арктике (Рисунок 156, г). Это должно приводить к ослаблению океанического потока тепла на север.

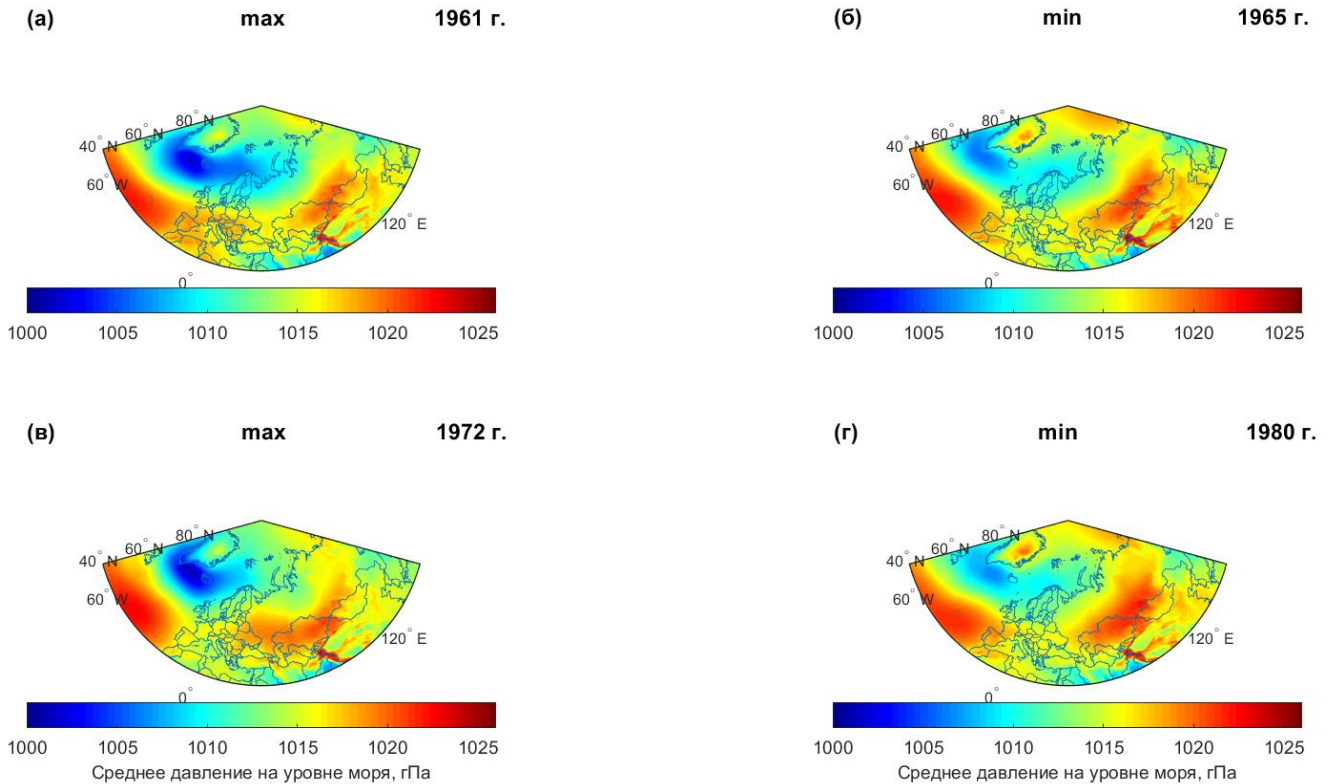


Рисунок 15. Композитные карты среднего давления на уровне моря. Слева – для максимумов в океаническом потоке тепла ((а) – 1961 г. и (в) – 1972 г.), справа – для минимумов ((б) – 1965 г. и (г) – 1980 г.).

Таким образом, карты свидетельствуют о важной роли атмосферных процессов над Северо-Европейским бассейном и Центральной Арктикой. Механизм долгопериодного колебания между этими регионами был ранее предложен в Proshutinsky & Johnson (1997), Proshutinsky et al. (2015), связывающий потоки атмосферного тепла в Арктику и пресной воды из Арктики через систему положительных и отрицательных обратных связей. Фаза колебания определяется через индекс Арктического океанического колебания (Arctic Ocean Oscillation (AOO)), которая, во многом, определяется крупномасштабным полем атмосферной циркуляции в Арктике (Proshutinsky & Johnson, 1997; Proshutinsky et al., 2015). Данный индекс показывает выраженное

низкочастотное колебание того же периода, которое с ускорением современного потепления климата исчезло (или изменило свою периодичность на более длительную). На Рисунке 16 показаны временные ряды потоков океанического и атмосферного тепла в Арктику вместе с индексом АОО, а также вейвлет-когерентности между ними.

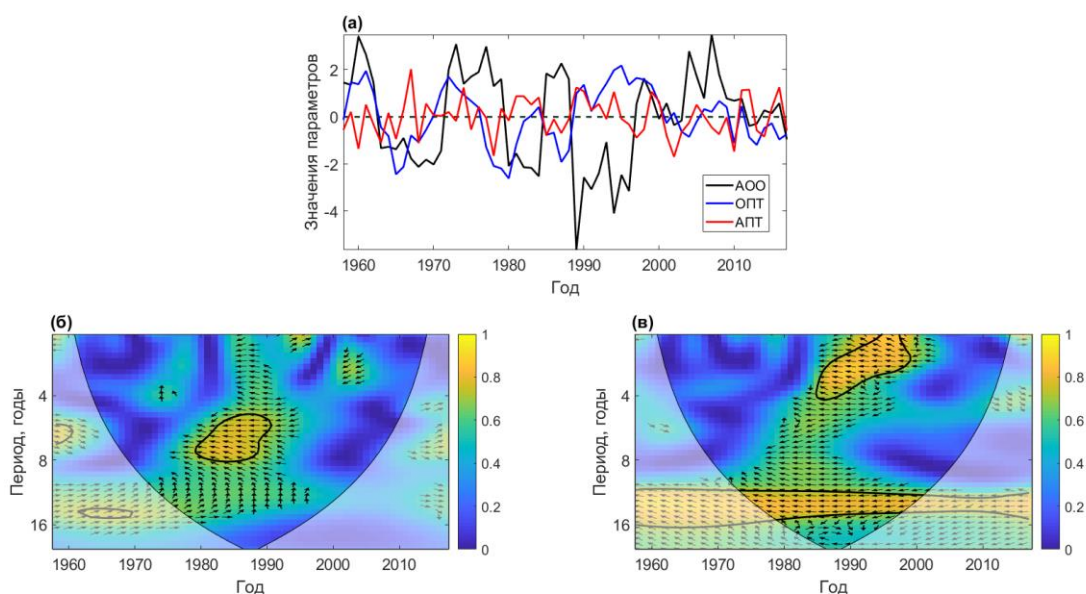


Рисунок 16. Временные ряды индекса АОО, океанического потока тепла (ОПТ) и атмосферного потока тепла (АПТ) с удалёнными линейными трендами (а), вейвлет-когерентности между индексом АОО и океаническим потоком тепла (б) и атмосферным потоком тепла (в). Жёлтые области, ограниченные чёрными кривыми, показывают достоверные когерентности относительно спектра красного шума на уровне значимости 5%. Чёрные стрелки показывают фазовый угол: направленные направо означают синфазность, вертикально вверх – океанический/атмосферный поток тепла опережает индекс АОО на  $90^\circ$  в данной полосе частот. На графики (б) и (в) также нанесены треугольники достоверности, вне которых амплитуды колебаний могут быть искажены краевыми эффектами.

Результаты указывают на то, что 10–15-летнее колебание (1960–1980 гг.) океанического потока тепла опережает аналогичное колебание индекса АОО (Рисунок 16а, б). Для рассматриваемых первых 30 лет начала ряда опережение колебаниями океанического потока тепла индекса АОО составляло от 1,5 лет до 3-х лет. Это соответствует представлению об усилении отдачи тепла поверхностью Северо-Европейского бассейна, как триггера смены

циклонического режима атмосферной циркуляции на антициклонический (Proshutinsky et al., 2015).

С конца 1990-х гг. наблюдается длительный период положительных значений индекса АОО, когда, в течении последних 20 лет, в Центральной Арктике преобладал антициклонический режим океанической циркуляции (Proshutinsky et al., 2015). С конца 1970-х по начало 1990-х гг. связь взаимной изменчивости рядов смещается в область более высоких частот, соответствующих периодичности 5–8 лет, где колебания океанического потока тепла и АОО становятся практически противофазными, что также хорошо видно в исходных рядах (Рисунок 16а, б).

Между индексом АОО и атмосферным потоком тепла устойчивая взаимосвязь в противофазе наблюдается на периодах 10–15 лет в течении всего промежутка наблюдений (Рисунок 16в). Несмотря на существенный вклад высокочастотной изменчивости в атмосферном потоке тепла (Рисунок 16а), в периоды положительной фазы индекса АОО (высокая интенсивность круговорота моря Бофорта в Центральной Арктике, что соответствует усилению антициклонической циркуляции атмосферы над Арктикой при отрицательной фазе индекса Арктического колебания (Arctic Oscillation (AO)), в нижней тропосфере преобладает поток тепла из Арктики, тогда как в периоды отрицательной фазы индекса АОО (доминирование трансполярного дрейфа и более активный вынос пресной воды из Центральной Арктики, что соответствует ослаблению антициклонической циркуляции атмосферы над Арктикой при положительной фазе индекса АО), в нижней тропосфере преобладает поток тепла в Арктику. Эти результаты также подтверждают гипотезу о связи периодичности режимов циркуляции в Центральной Арктике с изменением атмосферной адвекции тепла в Арктику, предложенную в Proshutinsky et al. (2015). При этом ослабление цикличности в индексе АОО после 1990-х гг. не привело к потере взаимосвязи с атмосферным потоком тепла. АОО рассматривается здесь как индикатор крупномасштабного взаимодействия Северо-Европейского бассейна и Арктики (Proshutinsky et al., 2015).

Таким образом, полученные результаты позволяют предположить, что изменчивость потока океанического тепла на южной границе Северо-Европейского бассейна может служить триггером смены антициклонического и циклонического режимов в Арктике.

## 2.6 Связь меридиональных потоков тепла с Арктическим усилением и компенсация Бьеркнеса

На Рисунке 17 показано Арктическое усиление с осреднением за современный период, рассчитанное в каждой точке сетки реанализа ERA5 как разница аномалий ПТВ в Арктике и в неарктической области Северного полушария.

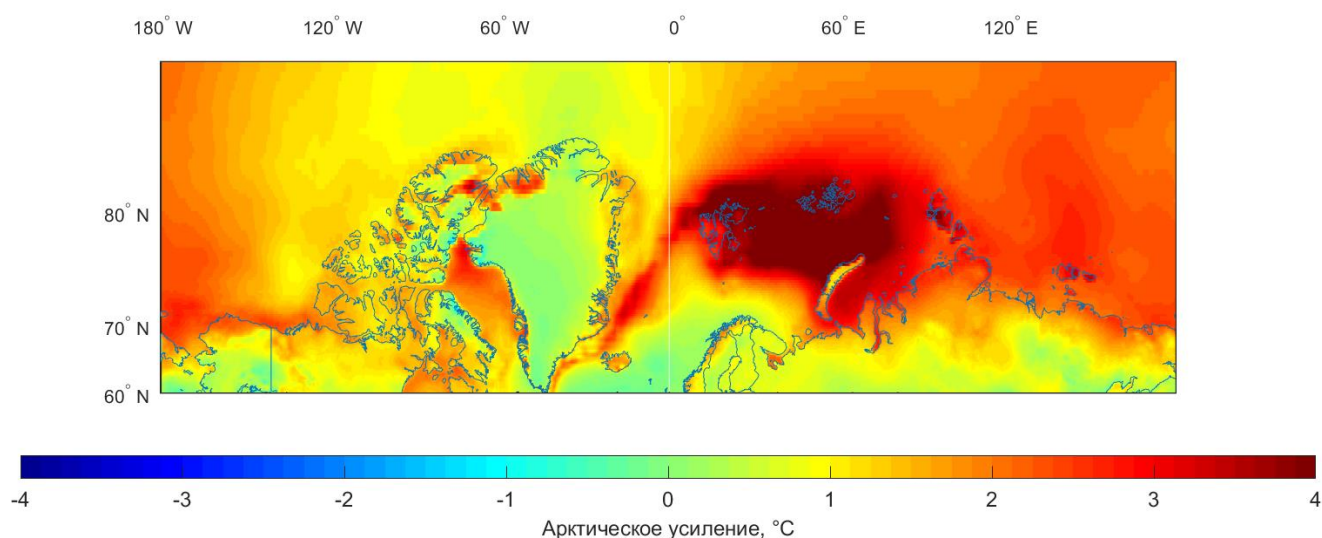


Рисунок 17. Среднегодовое Арктическое усиление, вычисленное в каждой точке сетки по данным реанализа ERA5. Показан современный период с осреднением за 2006–2017 гг. Использована Меркаторская картографическая проекция.

Как уже было отмечено в предыдущей главе (Рисунок 3), современное Арктическое усиление проявляется в основном севернее 70°с.ш. На Рисунке 17 видны также важные региональные особенности интенсивности Арктического усиления. Скорость роста ПТВ гораздо выше в Восточном полушарии, чем в Западном. Максимальная интенсивность Арктического усиления наблюдается в северной части Баренцева и Карского морей и в прилегающих областях

Северного Ледовитого океана (СЛО), между Шпицбергом и Северной Землёй в широтном диапазоне  $75^{\circ}\text{с.ш.}-82^{\circ}\text{с.ш.}$  (Рисунок 17).

На Рисунке 18 показаны карты пространственной изменчивости корреляций межгодовой изменчивости океанических и атмосферных потоков тепла (через разрезы, представленные на Рисунке 10) со среднегодовыми временными рядами Арктического усиления, с запаздыванием Арктического усиления на временной лаг от 0 (а–б) до 4-х лет (и–к).

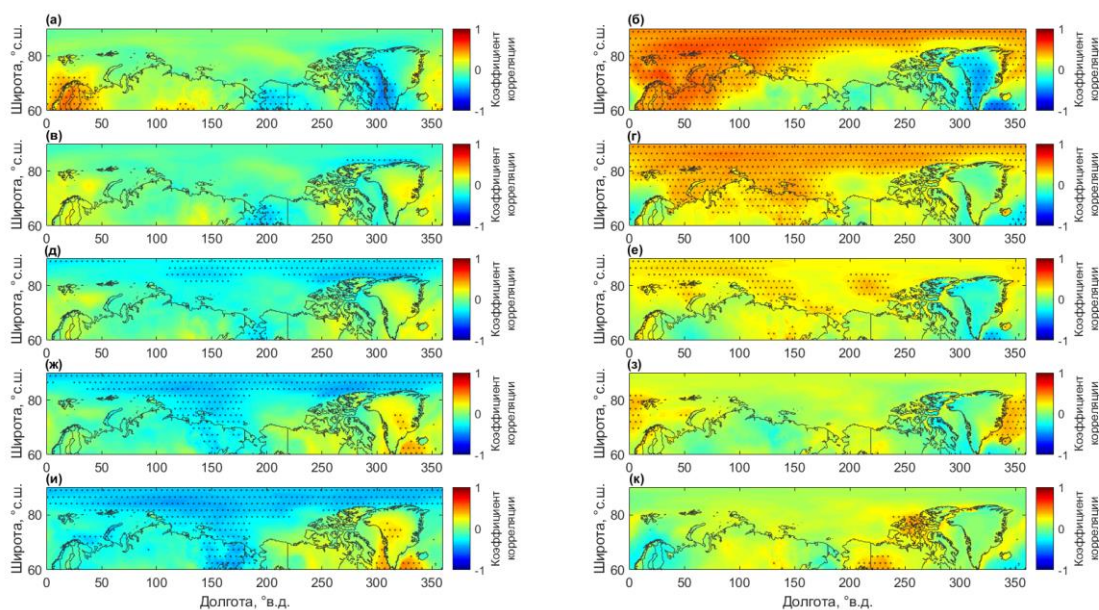


Рисунок 18. Коэффициенты корреляции между Атлантическим *океаническим* потоком тепла на входе в Арктику (через  $66,5^{\circ}\text{с.ш.}, 4,5^{\circ}\text{з.д.}-13,5^{\circ}\text{в.д.}$ ) и Арктическим усилением в каждой точке сетки (слева) и между *атмосферным* потоком тепла на входе в Арктику (через  $66,5^{\circ}\text{с.ш.}, 5^{\circ}\text{з.д.}-80^{\circ}\text{в.д.}$ ) и Арктическим усилением в каждой точке сетки (справа) по данным реанализов ORAS4 и ERA5. (а) и (б) – корреляции с нулевым сдвигом, (в) и (г) – с запаздыванием Арктического усиления на 1 год, (д) и (е) – с запаздыванием Арктического усиления на 2 года, (ж) и (з) – с запаздыванием Арктического усиления на 3 года, (и) и (к) – с запаздыванием Арктического усиления на 4 года. Чёрными точками обозначены области статистически значимых коэффициентов корреляции на уровне значимости 5%.

При нулевом запаздывании, с изменчивостью океанического потока тепла Арктическое усиление связано преимущественно в районе Скандинавии (Рисунок 18а). Однако при увеличении временного лага (вплоть до запаздывания

на 4 года), связь изменчивости Арктического усиления с изменчивостью океанического потока тепла через разрез на  $66,5^{\circ}$ с.ш. меняет знак, а его влияние распространяется по всей Арктике (Рисунок 18в,д,ж,и). Наиболее высокие корреляции (-0,45) наблюдаются в Российской Арктике севернее  $80^{\circ}$ с.ш. При дальнейшем запаздывании на 5 лет и более, взаимосвязь ослабевает (не показано).

Между атмосферным потоком тепла и Арктическим усилением максимальные коэффициенты корреляции также наблюдаются севернее  $80^{\circ}$ с.ш., и прежде всего в Российской Арктике, но только при нулевом запаздывании (Рисунок 18б). Тогда они достигают 0,6. При дальнейшем запаздывании Арктического усиления взаимосвязь постепенно ослабевает и практически полностью исчезает при запаздывании по отношению к атмосферному потоку тепла на 3 года и более (Рисунок 18з, к).



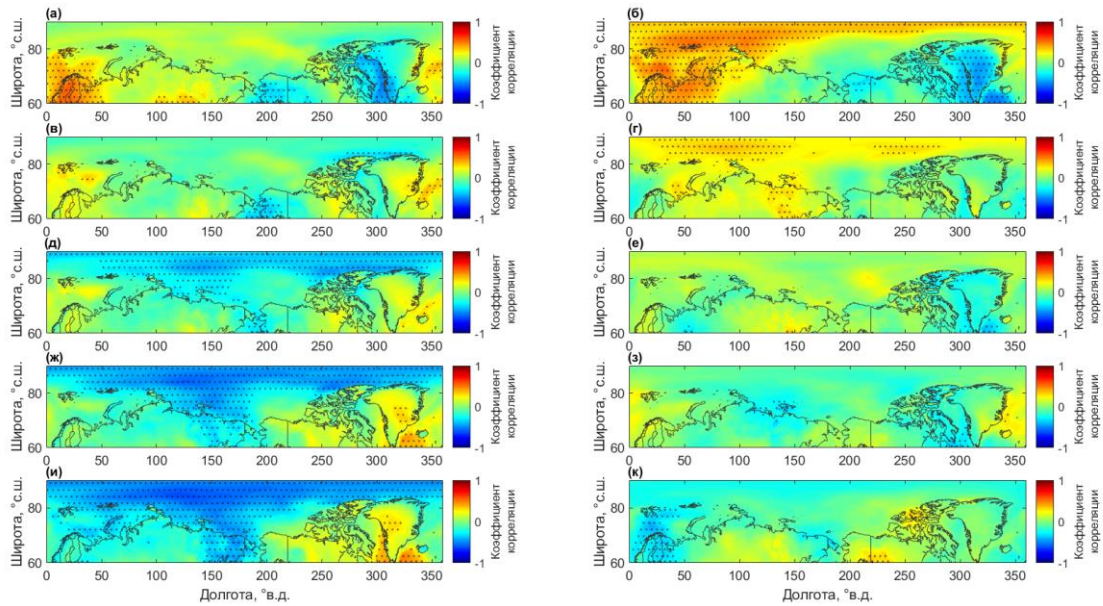


Рисунок 19. Коэффициенты корреляции между Атлантическим океаническим потоком тепла на входе в Арктику (через  $66,5^{\circ}$ с.ш.,  $4,5^{\circ}$ з.д.– $13,5^{\circ}$ в.д.) и Арктическим усилением в каждой точке сетки (слева) и между атмосферным потоком тепла на входе в Арктику (через  $66,5^{\circ}$ с.ш.,  $5^{\circ}$ з.д.– $80^{\circ}$ в.д.) и Арктическим усилением в каждой точке сетки (справа) по данным реанализов ORAS4 и ERA5 с удалёнными линейными трендами. (а) и (б) – исходные временные ряды без запаздывания по времени, (в) и (г) – с запаздыванием Арктического усиления на 1 год, (д) и (е) – с запаздыванием Арктического усиления на 2 года, (ж) и (з) – с запаздыванием Арктического усиления на 3 года, (и) и (к) – с запаздыванием Арктического усиления на 4 года. Чёрными точками обозначены области статистически значимых коэффициентов корреляции на уровне значимости 5%.

Высокие корреляции связаны не только с одинаковой выраженностью высокочастотной изменчивости как в атмосферном потоке тепла, так и в Арктическом усилении, но и с одинаковым знаком линейного тренда. Для выявления роли тренда в результатах анализа, корреляционные карты были также построены для рядов с удалёнными линейными трендами (Рисунок 19). Результаты принципиально не поменялись. Несколько повысились коэффициенты корреляции с океаническим потоком тепла, которые при отставании Арктического усиления на 4 года (Рисунок 19и), севернее моря Лаптевых превысили  $-0,6$ . Корреляции Арктического усиления с атмосферным потоком тепла немного уменьшились; при нулевом запаздывании корреляции

достигают только 0,5 (севернее Земли Франца-Иосифа и Северной Земли, Рисунок 19б). Несмотря на то, что максимум корреляций для океана смещён немного восточнее соответствующего максимума для атмосферы, можно выделить единый регион, в котором взаимосвязь Арктического усиления высока как с океаническим потоком тепла, так и с атмосферным. Это область Российской Арктики ( $80^{\circ}$ – $90^{\circ}$ с.ш.,  $50^{\circ}$ в.д.– $140^{\circ}$ в.д.), которая находится к северу от морей Баренцева, Карского и Лаптевых. Временной ряд среднего по этой области Арктического усиления, совместно с рядами океанических и атмосферных потоков тепла приведены на Рисунке 20.

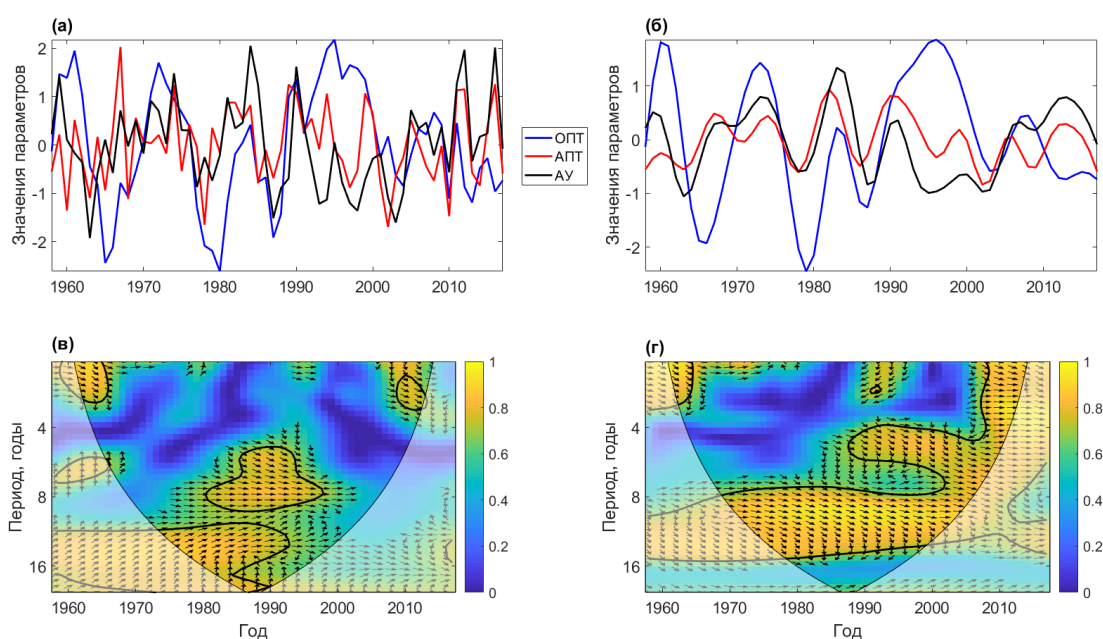


Рисунок 20. Временные ряды океанического потока тепла (ОПП), атмосферного потока тепла (АПТ) и регионального Арктического усиления (АУ) с удалёнными линейными трендами (а) и после применения фильтра низких частот Баттерворта с пороговым периодом 6 лет (б); вейвлет-когерентности между океаническим потоком тепла и Арктическим усилением (в) и между атмосферным потоком тепла и Арктическим усилением (г). Для (в) и (г) использовались среднегодовые значения параметров графика (а). Жёлтые области, ограниченные чёрными кривыми, показывают достоверные когерентности относительно спектра красного шума на уровне значимости 5%. Чёрные стрелки показывают фазовый угол: направленные направо означают синфазность, вертикально вверх – Арктическое усиление опережает океанический/атмосферный поток тепла на  $90^{\circ}$  в данной полосе частот. На графики (в) и (г) также нанесены треугольники достоверности, вне которых амплитуды колебаний могут быть искажены краевыми эффектами.

Результаты указывают на тесную связь межгодовой изменчивости Арктического усиления с изменчивостью атмосферного потока тепла, прежде всего в области низких частот: 8–15 лет (Рисунок 20г). При этом атмосферный поток тепла несколько опережает Арктическое усиление. Достоверность высокой когерентности атмосферного потока тепла с Арктическим усилением видна и в вейвлет-спектрах, показывающих схожую временную изменчивость периодов значимых цикличностей обоих переменных в области низких частот (Рисунок 21). Отметим здесь синхронную тенденцию к убыванию периода колебаний во времени при сохранении тесной связи между колебаниями. Это отражено как в вейвлет-когерентности, так и в вейвлет-спектрах.

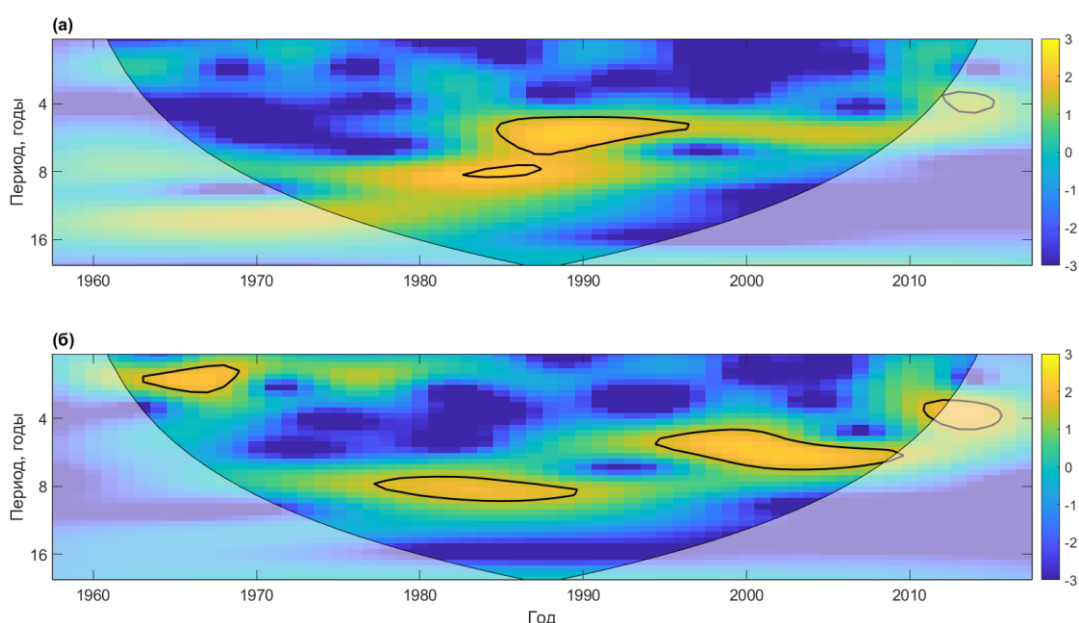


Рисунок 21. Вейвлет-спектры регионального Арктического усиления (а) и суммарного (явного и скрытого) атмосферного потока тепла (б). Вейвлет-спектры (квадраты вейвлет-амплитуд) нормированы на дисперсии исходных временных рядов. Жёлтые области, ограниченные чёрными кривыми, показывают достоверные колебания относительно спектра красного шума на уровне значимости 5%. На графики также нанесены треугольники достоверности, вне которых амплитуды колебаний могут быть искажены краевыми эффектами.

Взаимосвязь регионального Арктического усиления с атмосферным потоком тепла после фильтрации высокочастотных колебаний (Рисунок 20б) показывает, что максимальный коэффициент корреляции 0,54 наступает при запаздывании Арктического усиления на один год (см. также Таблицу 9). В то же время корреляция рядов без фильтрации, где доминировал вклад

высокочастотной изменчивости, показывала максимальную взаимосвязь при нулевом временном сдвиге (Рисунки 18 и 19). Для средних по выбранному региону Арктики значениях Арктического усиления (Рисунок 20а), максимальный коэффициент корреляции наблюдается на нулевом сдвиге и составляет 0,47.

В Таблице 9 представлены средние вейвлет-когерентности и фазовые сдвиги для периода с максимальной взаимосвязью Арктического усиления с атмосферным потоком тепла на 9 годах, а также для периода 13 лет, где высокие корреляции в частотно-временном пространстве у Арктического усиления наблюдаются как с атмосферным, так и с океаническими потоками тепла.

Таблица 9 – Численные характеристики взаимосвязи Арктического усиления с атмосферными и океаническими потоками тепла, полученные на основе вейвлет-анализа (Рисунок 20). Значения рассчитаны для периодов колебаний с максимальной вейвлет-когерентностью между потоками тепла и Арктическим усилением за годы, входящие в треугольник достоверности.

	Атмосферный поток тепла (период 9 лет, 1971–2004 гг.)	
Средняя вейвлет-когерентность	0,9	
Средний фазовый угол (градусы)	-26°	
Запаздывание Арктического усиления (годы)	0,7	
	Океанический поток тепла (период 13 лет, 1976–1999 гг.)	Атмосферный поток тепла (период 13 лет, 1976–1999 гг.)
Средняя вейвлет-когерентность	0,76	0,78

Средний фазовый угол (градусы)	18°	-79°
Запаздывание Арктического усиления (годы)	4–6 (в противофазе)	2,9

Существенная область значимых и/или высоких вейвлет-когерентностей наблюдается и с океаническим потоком тепла (Рисунок 20в). Фазовый сдвиг на низких частотах, соответствующих периодичностям 12–16 лет, указывает на небольшое опережение Арктическим усилением колебаний потоков океанического тепла (Рисунок 20в; Таблица 9). Однако, согласно результатам Рисунков 18–19, вероятно правильнее интерпретировать такой результат, как опережение максимумов/минимумов в океаническом потоке тепла соответствующих минимумов/максимумов (в противофазе) Арктического усиления на 4–6 лет. По данным Рисунка 20б, максимальный коэффициент отрицательной корреляции  $-0,71$  наступает при запаздывании Арктического усиления относительно океанического потока тепла на 4 года, аналогичный временному сдвигу максимальных корреляций нефильтрованных рядов на Рисунках 18 и 19. В отличие от атмосферного потока тепла, изменчивость океанического потока тепла преимущественно низкочастотная. Максимальный коэффициент корреляции для средних по выбранному региону Арктики нефильтрованных рядов (Рисунок 20а) достигается при опережении океаническим потоком тепла Арктического усиления на 4 года и составляет  $-0,54$ .

Максимальный коэффициент отрицательной корреляции между низкочастотной изменчивостью океанического и атмосферного потоков тепла (Рисунок 20б) наступает при запаздывании последнего на 3 года ( $-0,53$ ), а для нефильтрованных рядов (Рисунок 20а), максимальная взаимосвязь наблюдается при таком же временном сдвиге, но коэффициент корреляции существенно ниже ( $-0,29$ ). Таким образом, нельзя исключить, что высокая корреляция

океанического потока тепла с Арктическим усилением, при запаздывании последнего на 4 года, – это наведённая корреляция, возникающая из-за связи океанического и атмосферного потоков тепла в противофазе, последний из которых связан с Арктическим усилением синфазно. Действительно, отрицательная корреляция между океаническим потоком тепла и Арктическим усилением физически означала бы, что увеличение переноса тепла океаном на входе в Арктику приводит к уменьшению интенсивности Арктического усиления положительной фазы в Евразийском бассейне через 4 года. В реальности, величина Арктического усиления уменьшается через год после уменьшения атмосферной адвекции тепла и влаги, минимум которой приходится через 3 года после максимума в океаническом потоке тепла.

Таким образом, проведённый анализ подтверждает гипотезу о том, что океан является триггером изменчивости Арктического усиления, воздействуя на атмосферные потоки тепла в Арктику через механизм компенсации Бьеркнеса (Van der Swaluw et al., 2007), а атмосферный поток тепла, в свою очередь, влияет на величину Арктического усиления.

Добавим также, что согласно наблюдениям в Северном Ледовитом океане, в рассматриваемый промежуток времени (1958–2017 гг.), тепло атлантических вод, перенесённое тёплыми течениями в Арктику, практически не попадало в верхний перемешанный слой и не выделялось непосредственно в атмосферу, за исключением, вероятно, последних нескольких лет (Aagaard et al., 1981; Rudels, 2015; Ivanov et al., 2016; Polyakov et al., 2017). И то масштаб этого влияния на температуру воздуха пока не ясен. Поэтому физически долгосрочная изменчивость Арктического усиления может быть связана с океаническим потоком тепла только за счёт теплоотдачи поверхностью Северо-Европейского бассейна, откуда далее тепло могло переноситься атмосферой. Однако Рисунки 18а и 19а свидетельствуют о локальности такого прямого влияния океана на Арктическое усиление.

На Рисунке 22 показаны временные ряды аномалий океанического потока тепла за 1958–2014 гг. и аномалий атмосферного потока тепла за 1961–2017 гг.,

а также результирующая компенсация Бьеркнеса. Аномалии были получены при предварительно удалённых линейных трендах и после применения фильтра низких частот Баттерворта с отсечением колебаний с периодом менее 6 лет (как на Рисунке 20б).

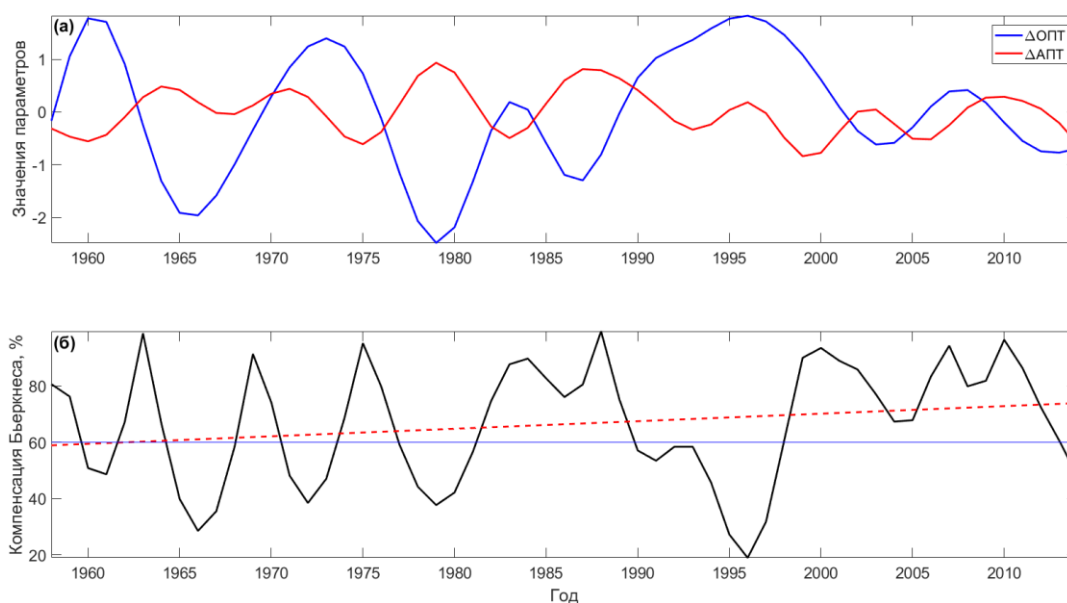


Рисунок 22. Аномалии низкочастотной изменчивости (по данным Рисунка 20б) океанического и атмосферного потоков тепла (ОПТ и АПТ) при опережении океана на 3 года (а) и соответствующая компенсация Бьеркнеса (б). Годы на графике (а) соответствуют значениям аномалий океанического потока тепла за период 1958–2014 гг. Значения аномалий атмосферного потока тепла нанесены с запаздыванием на 3 года (1961–2017 гг.). Компенсация Бьеркнеса также рассчитана для этого временного сдвига. Пунктирная линия показывает линейный тренд. Для значения 60% добавлена опорная линия.

Из Рисунка 22б видно, что до начала глобального потепления 1980-х гг. величина компенсации Бьеркнеса характеризовалась устойчивым колебанием с периодом около 6 лет. После 1980 г. преобладающий период колебаний увеличился. Выделяется два экстремума: максимум в 1988 г. (99,45%) и минимум в 1996 г. (18,96%), что может характеризовать переход характера теплообмена полярных и умеренных широт в новое состояние, при котором стал преобладать режим с высокой компенсацией Бьеркнеса при существенном ослаблении 6-летней изменчивости.

Средняя за весь период компенсация Бьеркнеса – 66%, что говорит о достаточно высокой эффективности этого механизма. Это доказывает

обоснованность предложенной выше цепочки влияний океанического потока тепла на атмосферный перенос и атмосферного потока тепла на Арктическое усиление.

Впрочем, аномалии атмосферного потока тепла не полностью компенсируют аномалии океанического потока тепла. В целом, чем больше аномалии в океаническом переносе тепла, тем меньше их компенсируют аномалии атмосферного переноса тепла. Например, несмотря на выраженную противофазность потоков атмосферного и океанического тепла в 1979 г., наблюдаются большие аномалии океанического потока тепла, и компенсация Бьеркнеса составляет менее 40%.

При этом наблюдается положительный статистически значимый линейный тренд увеличения значения компенсации Бьеркнеса на величину 0,3% в год, что соответствует приращению в 15% вдоль линии тренда. Таким образом, в ответ на потепление климата компенсация Бьеркнеса стала возрастать, что может указывать на стремление климатической системы снова прийти в состояние равновесия.

## **2.7 Обсуждение результатов и выводы**

Меридиональный перенос тепла в океане и атмосфере в Атлантический сектор Арктики имеет существенные различия, но значимо взаимосвязан на различных временных масштабах. Рассматривая также индекс колебания СЛО (АОО) и региональное Арктическое усиление над Евразийским бассейном Арктики, можно сделать вывод, что взаимосвязь долгопериодной 10–15-летней изменчивости проявляется во всех параметрах наиболее устойчиво. Согласно концептуальной модели изменчивости климата Арктики, предложенной в Proshutinsky et al. (2015), механизм декадного колебания СЛО саморегулируется двумя процессами: меридиональным атмосферным потоком тепла из Северо-Европейского бассейна в Арктику и потоком пресной воды из СЛО в Северо-Европейский бассейн. В диссертации связь индекса АОО с меридиональным атмосферным потоком тепла была доказана (Рисунок 16а, в). Усиление



атмосферного переноса тепла и влаги в Центральную Арктику приводит к возрастанию температуры воздуха и усилению циклонической атмосферной завихренности в этом регионе. В результате ветровое воздействие должно приводить к усилению потока пресной воды из СЛО в Северо-Европейский бассейн и уменьшению здесь поверхностной солёности. Как следствие, стратификация верхней части Северо-Европейского бассейна усиливается и зимняя конвекция там ослабевает, что приводит к уменьшению вертикальных потоков тепла океан–атмосфера и ослаблению циклогенеза в этом регионе. Это в свою очередь приводит к уменьшению атмосферного переноса тепла и влаги в Центральную Арктику, падению там температуры воздуха и усилению антициклонической завихренности. Ветровое воздействие антициклонического режима циркуляции приводит к накоплению пресной воды в круговороте Бофорта СЛО за счёт усиления конвергенции Экмановских потоков. В результате поток пресной воды в Северо-Европейский бассейн уменьшается, где как следствие возрастает солёность, что способствует интенсификации зимней конвекции за счёт ослабления стратификации верхнего слоя океана (Malmberg & Jonsson, 1997; Proshutinsky et al., 2002). Связано ли изменение атмосферной адвекции тепла и влаги в Центральную Арктику с динамикой зимней конвекции в Северо-Европейском бассейне, необходимо проверять отдельно. Например, за исследуемый в работе Bashmachnikov et al. (2021) период с 1993 г. по 2016 г., конвекция в Гренландском море усилилась с 2000-х гг. Так как согласно индексу колебания СЛО в Центральной Арктике с 1996 г. стал преобладать антициклонический режим циркуляции, связанный с уменьшением атмосферного потока тепла в Центральную Арктику, для работы предложенного в Proshutinsky et al. (2015) механизма конвекция в Северо-Европейском бассейне должна была наоборот ослабнуть. Более того, согласно результатам Bashmachnikov et al. (2021), изменчивость солёности верхней части Гренландского моря в первую очередь связана с изменчивостью притока Атлантической воды, а не с потоком пресной воды из СЛО. С другой стороны, исследования зимней конвекции в северной части Норвежского моря

свидетельствует, что усиление конвекции связано с усилением циклонической завихренности над этим регионом (Fedorov et al., 2021). Впрочем, в работе было установлено, что эта завихренность приводит к усилению северных ветров в регионе, что и ведёт к усилению конвекции. Поддерживается ли сама аномалия циклонической завихренности потоком тепла из океана, создавая положительную обратную связь, пока не ясно.

Гипотеза о разрушении цикличности в индексе АОО с 1996 г. за счёт возможного вклада пресной воды в результате таяния Гренландского ледяного щита (Proshutinsky et al., 2015) тоже не получила подтверждения. Недавнее модельное исследование показало, что пресная вода Гренландии практически не попадает в моря Северо-Европейского бассейна, и только очень малые доли процента могут проникнуть в регион с юга вместе с Северо-Атлантическим течением примерно через десять лет после попадания талой пресной воды в океан (Dukhovskoy et al., 2019).

Тем не менее, для уточнения работы механизма долгопериодной изменчивости в индексе АОО, необходимо исследовать интенсивность зимней конвекции для всех морей Северо-Европейского бассейна и за более длительный период, который бы охватывал смену режимов циркуляции в Центральной Арктике, стабильно наблюдавшейся до 1996 г. Одна из сложностей для проведения такого анализа – недостаточность покрытия акватории данными океанографических наблюдений в 20 в.

Результаты исследования также показали, что меридиональный атмосферный поток тепла через «Атлантические ворота» играет важную роль в изменчивости и модуляции интенсивности регионального Арктического усиления над Евразийским бассейном Арктики. Важно отметить, что здесь рассматривается изменчивость Арктического усиления как в современный период глобального потепления с ускоренным ростом ПТВ в Арктике (например, England et al., 2021), так и в период 1950–1970-х гг., когда изменения ПТВ в Арктике, средних и низких широтах различались незначительно. Согласно регионализации климата Арктики по данным ПТВ (Johannessen et al., 2016),

выделенный нами регион Российской Арктики соответствует преимущественно одному из кластеров (№ 3), который покрывает область СЛО к северу от Карского моря. Как отмечают авторы в Johannessen et al. (2016), этот регион подвержен сильному воздействию переносов атмосферой тепла и влаги за счёт проникновения внетропических циклонов из Северной Атлантики, тогда как Атлантическая вода опускается здесь в более глубокие слои океана, и переносимое ей тепло уже не может существенно влиять на ПТВ. Это дополнительно подтверждает выдвинутое выше предположение, что выявленная противофазность меридионального океанического потока тепла через «Атлантические ворота» с региональным Арктическим усилением над Евразийским бассейном Арктики отражает совсем другой процесс. Учитывая полученные в этой главе результаты, с высокой степенью достоверности – это проявление механизма компенсации Бьеркнеса (Bjerknes, 1964). Бьеркнес утверждал, что при незначительных изменениях теплосодержания океана и потока энергии на верхней границе атмосферы, для выполнения закона сохранения энергии изменения амплитуд атмосферного и океанического переносов тепла должны быть одинаковыми и иметь противоположный знак, т.е. компенсировать друг друга. Shaffrey & Sutton (2004, 2006) показали, что компенсация Бьеркнеса эффективна, начиная с декадных временных масштабов, так как при межгодовой изменчивости, теплосодержание океана и поток энергии на верхней границе атмосферы существенно меняются. Регионально, компенсация Бьеркнеса проявляется наиболее ярко вблизи районов, где существенна межгодовая изменчивость площади морского льда за счёт воздействия океанического потока тепла (Van der Swaluw et al., 2007). При увеличении Атлантического океанического переноса тепла в Арктику в морях Северо-Европейского бассейна возрастает температура поверхности океана, что, в свою очередь, приводит к уменьшению меридионального градиента температуры и, как следствие, к уменьшению меридионального градиента атмосферного давления. В результате атмосферный перенос тепла в Арктику синоптическими вихрями ослабевает, что и формирует компенсацию Бьеркнеса

(Shaffrey & Sutton, 2006; Jungclauss & Koenigk, 2010). При исследовании компенсации Бьеркнеса в высоких северных широтах Van der Swaluw et al. (2007) получили, что в субполярном регионе Северной Атлантики максимальная анти-корреляция между океаническим переносом тепла через параллель 70°с.ш. и доминирующим компонентом атмосферного переноса тепла, представленным движущимися синоптическими вихрями, достигается при запаздывании атмосферного переноса на 3–4 года. Этот результат был получен в доиндустриальном контрольном эксперименте климатической модели, что указывает на фундаментальность компенсации Бьеркнеса, как внутреннего механизма климатической системы. В этом разделе диссертации максимальная анти-корреляция между океаническим и атмосферным потоками тепла была получена при опережении первого на 3 года, что хорошо согласуется с предыдущими исследованиями (Van der Swaluw et al., 2007). Важнейшая роль механизма компенсации Бьеркнеса в поддержании устойчивости климата Земли была подтверждена и при исследовании климатических эпох за последние 22 000 лет (Yang et al., 2015).

Таким образом, учитывая выраженную связь атмосферного потока тепла с Арктическим усилением, особенно в области низких частот при отставании последнего на 1 год, океанический поток тепла на входе в Атлантический сектор Арктики может быть предиктором низкочастотной изменчивости Арктического усиления над Евразийским бассейном Арктики с заблаговременностью в 4 года.

## **2.8 Воспроизводство меридиональных потоков тепла климатической моделью MIROC-ES2L**

В первой главе было получено, что среди моделей CMIP6, одной из лучших в воспроизведении временных рядов Арктического усиления оказалась модель MIROC-ES2L. При этом её предыдущая версия проекта CMIP5 (MIROC-ESM) – также одна из моделей, наилучшим образом воспроизводящих характер изменчивости Арктического усиления. Ни для одной другой модели CMIP

такого устойчивого положительного результата выявлено не было. Поэтому в данном разделе меридиональные потоки тепла были рассчитаны именно для модели MIROC-ES2L за период 1958–2014 гг., и проводилась их верификация относительно реанализов ORAS4 и ERA5, отдельно для океанической и атмосферной частей. Важно отметить, что горизонтальное разрешение данной модели существенно выше для океана ( $\approx 1^\circ \times 1,4^\circ$ ), чем для атмосферы ( $\approx 2,8^\circ \times 3^\circ$ ). Расчёты проводились для тех же разрезов, что и в реанализах, после предварительной интерполяции параметров на единую сетку  $1^\circ \times 1^\circ$ . Также некоторые изменения коснулись вертикальных разрезов: для океана была выбрана изопикна потенциальной плотности  $27,7 \text{ кг/м}^3$  (Рисунок 23), которая оказалась в модели оптимальна для ограничения слоя Атлантических вод, тогда как для реанализа ORAS4 наилучшим вариантом была изопикна  $27,85 \text{ кг/м}^3$  (Рисунок 11). Для атмосферы, из-за низкого вертикального разрешения в нижнем слое тропосферы, использовались три изобарические поверхности, доступные в модели: 1000 гПа, 925 гПа и 850 гПа.

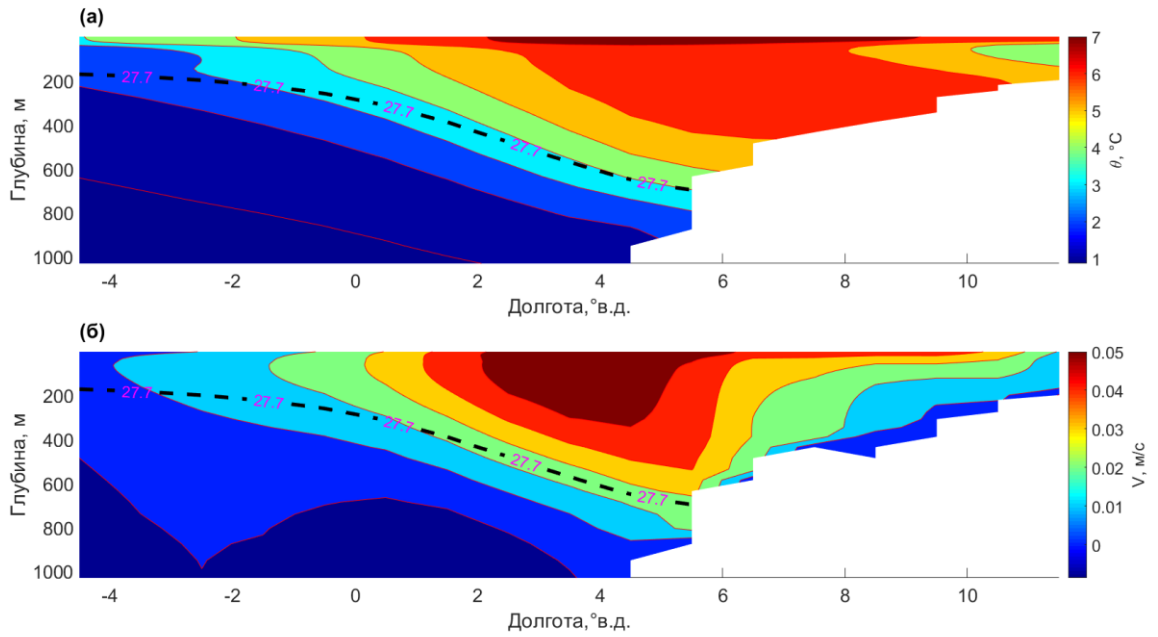


Рисунок 23. Профили потенциальной температуры морской воды (а) и меридиональной компоненты скорости течения (б) океанического разреза вдоль 66,5°с.ш., осреднённые за период 1958–2014 гг. с месячной дискретностью по данным модели MIROC-ES2L. Чёрная пунктирная кривая – изопикна потенциальной плотности 27,7 кг/м<sup>3</sup>, ограничивающая слой Атлантических вод.

На Рисунке 24 сравнивается межгодовая изменчивость среднегодовых потоков тепла в модели MIROC-ES2L и реанализах ORAS4 и ERA5.

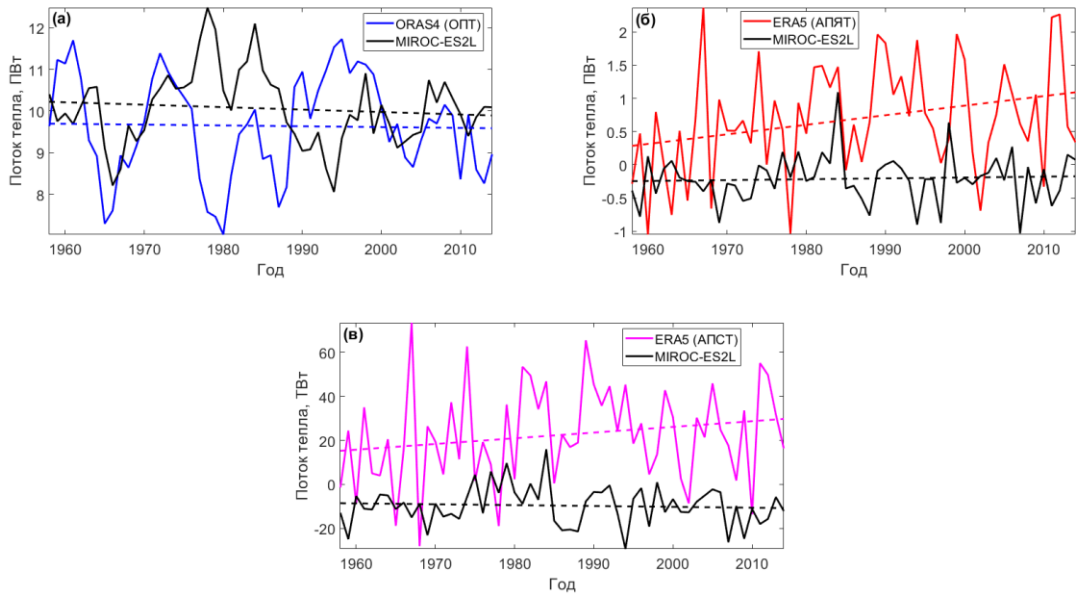


Рисунок 24. Сравнение интегральных меридиональных потоков тепла в океане (а), а также атмосферных потоков явного (б) и скрытого (в) тепла на входе в Атлантический сектор Арктики (положительные значения показывают потоки на север) по данным модели MIROC-ES2L с данными реанализов ORAS4 и ERA5. Пунктирные линии показывают линейные тренды.

Видно, что в целом модель плохо воспроизводит потоки тепла, полученные по реанализам, особенно атмосферные потоки тепла. Важные систематические ошибки заключаются в том, что в среднем, модель переоценивает океанический поток тепла (Рисунок 24а) и недооценивает атмосферные потоки тепла (Рисунок 24б–в). Ошибка гораздо больше для атмосферных потоков тепла, где не только не воспроизводится межгодовая или декадная изменчивость, но даже средний поток атмосферного тепла имеет противоположный знак. Однако характер долгопериодной изменчивости океанического потока тепла реанализа ORAS4 также не воспроизводится моделью. В Таблице 10 представлены численные оценки статистических характеристик потоков тепла в Арктику в модели MIROC-ES2L относительно реанализов, показанных на Рисунке 24.

Таблица 10 – Сравнение статистических характеристик океанических и атмосферных потоков тепла реанализов ORAS4, ERA5 с результатами модели MIROC-ES2L за период 1958–2014 гг. Ошибки средних рассчитаны для уровня значимости 5%,  $k$  – угловой коэффициент линейного тренда (жирным выделены статистически значимые тренды для уровня значимости 5%),  $R$  – коэффициент корреляции Пирсона, СКВО – среднеквадратическая ошибка. АПЯТ – атмосферный поток явного тепла, АПСТ – атмосферный поток скрытого тепла.

<b>Океан</b>	<b>Реанализ ORAS4</b>	<b>Модель MIROC-ES2L</b>
Среднее (ПВт)	9,64 ± 0,33	10,06 ± 0,24
Стандартное отклонение (ПВт)	1,23	0,89
$k$ (ПВт/год)	-0,00	-0,01
$R$	-0,19	
Систематическая ошибка (ПВт)	0,42	
СКВО (ПВт)	1,69	
Относительная ошибка (%)	6	
<b>Атмосфера</b>	<b>Реанализ ERA5 (АПЯТ)</b>	<b>Модель MIROC-ES2L</b>
Среднее (ПВт)	0,69 ± 0,22	-0,21 ± 0,1
Стандартное отклонение (ПВт)	0,82	0,37
$k$ (ПВт/год)	<b>0,01</b>	<b>0,001</b>
$R$	0,03	
Систематическая ошибка (ПВт)	-0,9	
СКВО (ПВт)	1,27	
Относительная ошибка (%)	-250	
<b>Атмосфера</b>	<b>Реанализ ERA5 (АПСТ)</b>	<b>Модель MIROC-ES2L</b>
Среднее (ТВт)	22,5 ± 5,9	-9,63 ± 2,33
Стандартное отклонение (ТВт)	22,22	8,77
$k$ (ТВт/год)	<b>0,26</b>	-0,04
$R$	0,04	
Систематическая ошибка (ТВт)	-32,13	
СКВО (ТВт)	39,72	
Относительная ошибка (%)	-198	

Данные Таблицы 10 подтверждают плохую согласованность модели с реанализами в воспроизведении средней величины и изменчивости потоков тепла в Арктику. Однако практически для всех параметров различия



существенно меньше для океанического потока тепла, чем для атмосферного. Разности средних согласно двух-выборочному критерию Стьюдента статистически значимы на уровне значимости 5%.

На Рисунке 25 сравниваются сезонные циклы в реанализах и модели.

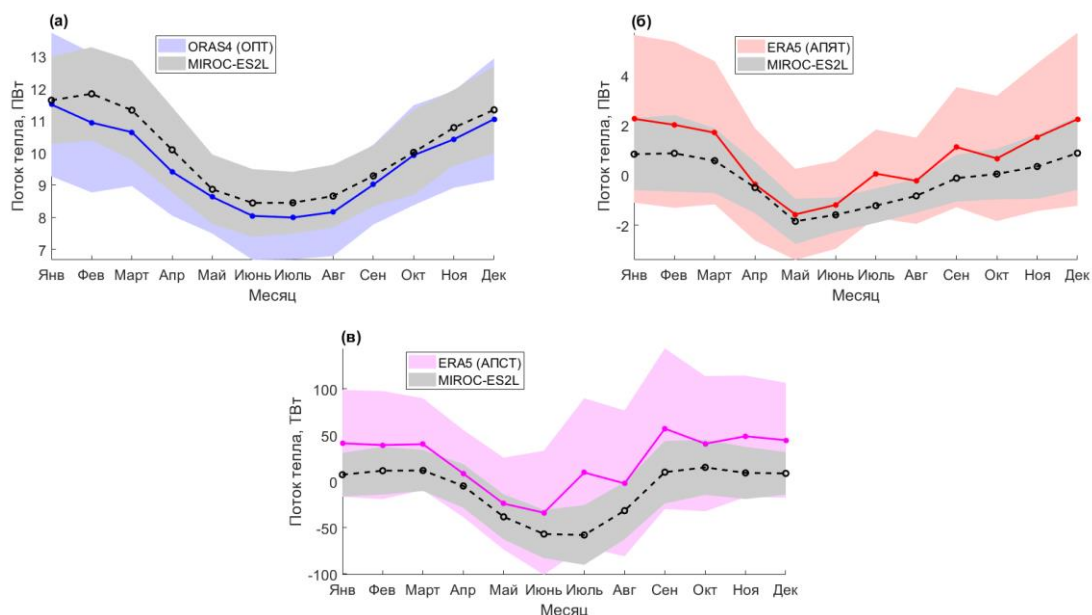


Рисунок 25. Сезонные циклы меридиональных интегральных потоков тепла в океане (а), явного (б) и скрытого (в) тепла в атмосфере на входе в Атлантический сектор Арктики (положительные значения показывают потоки на север) по данным модели MIROC-ES2L и реанализов ORAS4 и ERA5. Кривые – изменчивость средних для каждого месяца за период 1958–2014 гг., тогда как заливка – изменчивость стандартных отклонений для каждого месяца за период 1958–2014 гг.

Переоценка средних в океаническом потоке тепла существует для каждого месяца, однако кривая реанализа ORAS4 находится в пределах области изменчивости модели MIROC-ES2L (Рисунок 25а). Ход сезонного цикла хорошо воспроизводится моделью. Недооценка среднемесячных значений атмосферных потоков тепла в MIROC-ES2L также наблюдается для каждого месяца, причём для обоих компонентов (Рисунок 25б–в). Сезонный ход воспроизводится достаточно точно для обоих компонентов атмосферного потока тепла. При этом наступление летнего минимума в модели отмечается на один месяц позже как в океанических, так и атмосферных потоках тепла.

Учитывая также довольно значительные различия интенсивности современного Арктического усиления в Восточном и в Западном полушариях (Рисунок 17), в следующей главе анализируются крупномасштабные особенности изменчивости атмосферных потоков явного и скрытого тепла вдоль разреза на  $70^{\circ}$ с.ш.

### **3. Регионализация атмосферных потоков тепла в Арктику через параллель 70°с.ш.**

Как отмечалось в главе 2, меридиональный атмосферный перенос энергии в Арктику чаще всего рассчитывается через параллель 70°с.ш. При этом результаты главы 2 подтвердили целесообразность такого подхода, если рассматривается только атмосфера. В предыдущих исследованиях по данным радиозондирования было установлено, что потоки явного и скрытого тепла (внутренняя энергия) составляют более 70% в суммарном переносе энергии в Арктику (Сорокина & Эзау, 2011). Поэтому поток потенциальной энергии в данной главе не рассматривается.

#### **3.1 Данные для расчёта потоков тепла**

Были загружены данные климатического реанализа ERA5 с месячной временной дискретностью за период с января 1950 г. по декабрь 2019 г. Реанализ за период 1950–1978 гг. – только предварительная версия, которая может быть изменена из-за переоценки силы тропических циклонов, но на период с 1979 г. результаты реанализа признаны надёжными (Hersbach et al., 2020). Поскольку в данной главе исследуются высокоширотные процессы, текущие проблемы за 1950–1978 гг. не должны существенно повлиять на представленные здесь результаты. Были загружены следующие переменные:

1. Среднемесячная меридиональная составляющая скорости ветра (м/с) на 27 изобарических поверхностях 1000–100 гПа в районе 60°с.ш.–80°с.ш. с разрешением по горизонтали 1° x 1° и разрешением по вертикали 25–50 гПа (использовалась каждая доступная изобарическая поверхность). Максимальное пространственное разрешение 0,25° x 0,25° не использовалось, так как это не критично для данной части исследования, но позволяет уменьшить объём вычислений.
2. Среднемесячная меридиональная составляющая скорости ветра (м/с) на 27 изобарических поверхностях 1000–100 гПа на широте 70°с.ш. с

разрешением по горизонтали  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  и разрешением по вертикали 25–50 гПа.

3. Среднемесячная температура воздуха (К) на 27 изобарических поверхностях 1000–100 гПа на широте  $70^\circ$ с.ш. с разрешением по горизонтали  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  и разрешением по вертикали 25–50 гПа.
4. Среднемесячная удельная влажность (кг/кг) на 27 изобарических поверхностях 1000–100 гПа на широте  $70^\circ$ с.ш. с разрешением по горизонтали  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  и разрешением по вертикали 25–50 гПа.
5. Среднемесячный геопотенциал ( $\text{м}^2/\text{с}^2$ ) на 27 изобарических поверхностях 1000–100 гПа на широте  $70^\circ$ с.ш. с разрешением по горизонтали  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  и разрешением по вертикали 25–50 гПа. Эти данные были преобразованы в геопотенциальные высоты (м) после деления на ускорение свободного падения ( $9,8 \text{ м/с}^2$ ).

## **3.2 Методы**

### **3.2.1 Исследование месячных полей северного ветра около параллели $70^\circ$ с.ш.**

В этом разделе находилась средняя меридиональная составляющая скорости ветра в каждой точке сетки для области  $60^\circ$ с.ш.– $80^\circ$ с.ш. в трёх слоях атмосферы (1000–800 гПа, 775–400 гПа и 350–100 гПа), что составляет девять изобарических поверхностей на каждый исследуемый слой. Месячные значения сначала были осреднены по изобарическим поверхностям, а затем были найдены средние по времени для 1950–1978 гг. и 1979–2019 гг. Периоды согласуются с известными периодами похолодания и потепления современного климата (Rogers, 2013; Hodson et al., 2014; Rahmstorf et al., 2017).

### **3.2.2 Расчёт меридиональных потоков явного и скрытого тепла через параллель 70°с.ш. и их разложение на эмпирические ортогональные функции**

Атмосферные потоки тепла рассчитывались по тем же формулам, что и в главе 2 (уравнения 3 и 4), но через параллель 70°с.ш. и для всей толщи тропосферы. Такой метод расчёта использовался в Alekseev et al. (2019), но авторами рассматривался преимущественно Атлантико-Европейской регион («Атлантические ворота»). Уравнения (3) и (4) представляют собой мгновенные меридиональные потоки тепла, потому что они оцениваются для каждой долготы и изобарической поверхности в данный момент времени. Этот подход позволяет увидеть структуру отдельных компонентов переноса тепла гораздо более подробно, чем в предыдущих исследованиях, в которых они рассчитывались на основе средних по пространству (зональных и вертикальных) и времени (Overland et al., 1996). Для исследования крупномасштабных особенностей потоков тепла, переносы явного и скрытого тепла через параллель 70°с.ш. (функции долготы, изобарической поверхности и времени) были разложены на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ), следуя методикам Greene et al. (2019). До анализа ЭОФ из месячных временных рядов были удалены как линейные тренды, так и сезонность.

### **3.2.3 Исследование вертикальных распределений среднегодовых переносов явного и скрытого тепла через параллель 70°с.ш.**

Долготное осреднение было выполнено для Восточного и Западного полушарий (0°–179,75°в.д. и 180°–0,25°з.д., соответственно), поскольку анализ ЭОФ показал различный характер изменчивости именно в этих регионах. Месячные временные ряды были осреднены для каждого года. Вертикальная структура потоков тепла в тропосфере (1000–100 гПа) исследовалась с помощью высотно-временных диаграмм. Стандартные отклонения были проанализированы как для временной изменчивости, так и вдоль выделенных

изобарических поверхностей. Среднегодовые значения использовались только в этой части исследования. Во всех остальных случаях анализировались месячные временные ряды.

### **3.2.4 Интегральные переносы явного и скрытого тепла в нижней и всей тропосфере и их суммарные потоки через «Арктические ворота»**

Месячные временные ряды потоков явного и скрытого тепла были далее проинтегрированы отдельно в каждом полушарии для двух атмосферных слоёв, ранее определённых по средним направлениям потоков: 1000–800 гПа и 1000–100 гПа. Интегрирование проводилось по формулам (5) и (6) главы 2. В полученных временных рядах для каждого случая были рассчитаны средние значения, а доверительный интервал для ошибки среднего оценивался на основе  $t$ -распределения для уровня значимости 5% (Wilks, 2006). Исследовались также суммарные потоки тепла через 70°с.ш. Высоочастотная изменчивость месячных интегральных потоков тепла была сглажена методом локальной полиномиальной регрессии для более наглядного выделения противофазной структуры в разных полушариях. Для несглаженных временных рядов исследовались межквартильные диапазоны (разности между 75-м и 25-м перцентилями) для каждого полушария. Коэффициенты корреляции Пирсона были вычислены как для несглаженных, так и сглаженных временных рядов.

### **3.3 Средняя меридиональная составляющая скорости ветра в слоях атмосферы около 70°с.ш.**

Важной составляющей любого компонента АМПЭ является скорость меридионального ветра. Поля ветра субполярных и полярных регионов Северного полушария приведены на Рисунке 26.

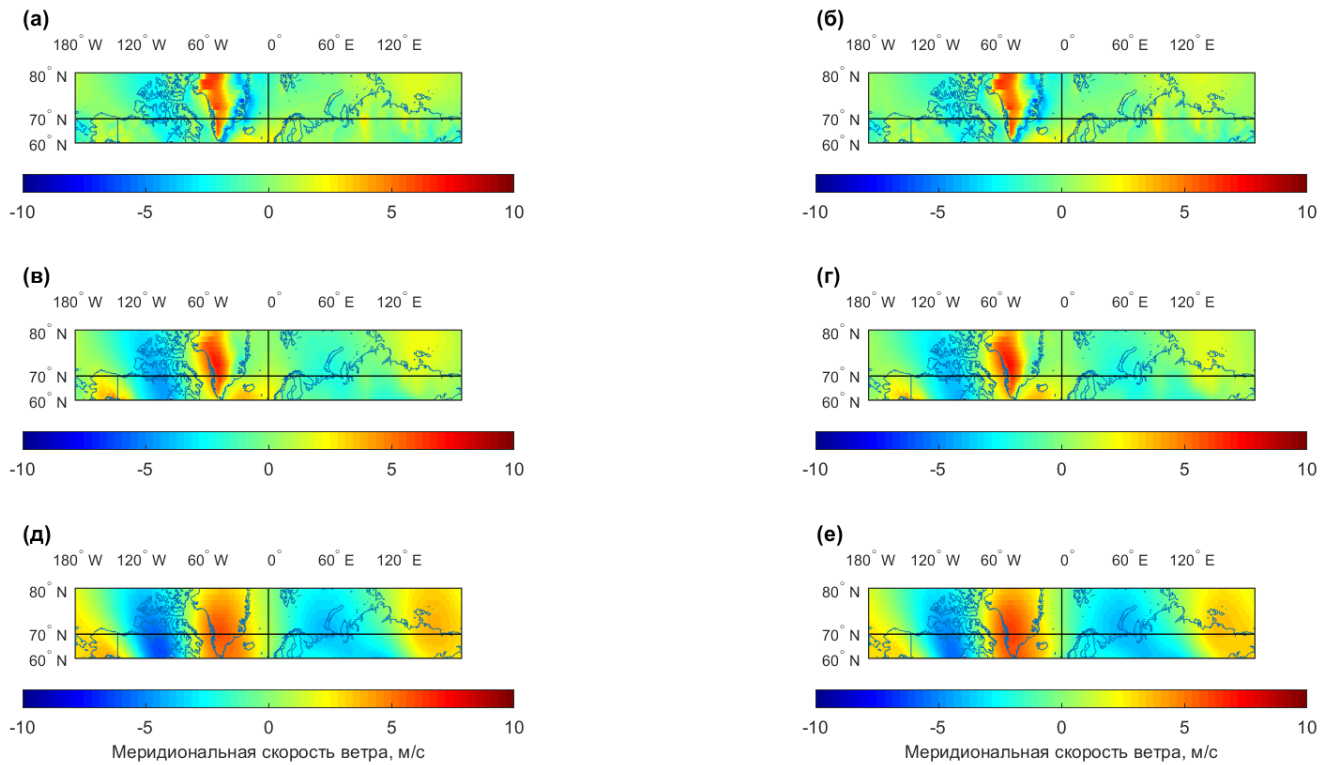


Рисунок 26. Меридиональная составляющая скорости ветра (м/с) для области 60–80°с.ш. в различных слоях атмосферы, осреднённая за 1979–2019 гг. (слева) и 1950–1978 гг. (справа). (а) 1979–2019 гг. и 1000–800 гПа, (б) 1950–1978 и 1000–800 гПа, (в) 1979–2019 гг. и 775–400 гПа, (г) 1950–1978 гг. и 775–400 гПа, (д) 1979–2019 гг. и 350–100 гПа, (е) 1950–1978 гг. и 350–100 гПа. Положительные значения указывают на северное направление. Опорные линии проведены через параллель 70°с.ш. и меридиан 0°. Использована Меркаторская картографическая проекция.

Три выбранных слоя атмосферы представляют собой нижнюю тропосферу, наиболее подверженную непосредственному влиянию подстилающей поверхности Земли, среднюю тропосферу и верхнюю тропосферу, где расположены основные струйные течения. Поля ветра для обоих выделенных периодов очень похожи, поэтому далее мы сосредоточимся на современном периоде 1979–2019 гг.

Параллель 70°с.ш. показывает все основные аномалии высокой скорости меридиональной составляющей поля ветра, между Арктикой и умеренными широтами, что позволяет адекватно оценивать адвективный теплообмен полярных и неполярных регионов. Меридиональные ветры обоих направлений наиболее сильны над Северной Америкой и Гренландией. В нижней тропосфере

ветры обоих направлений над Евразией слабы и преимущественно направлены в Арктику (Рисунок 26а–б). Наиболее выражены аномалии поля ветра в верхней тропосфере (Рисунок 26д–е). Здесь выделяются две более слабые аномалии меридиональной составляющей поля ветра противоположного знака над Евразией и две более сильные аномалии над Северной Америкой и Атлантикой. Если предположить, что каждая из групп аномалий характеризует свою циклоническую структуру переноса, то можно разделить регион на два полушария, условно разделённых нулевым меридианом:  $0^{\circ}$ – $179^{\circ}$ в.д. и  $180^{\circ}$ – $1^{\circ}$ з.д.

### **3.4 Анализ эмпирических ортогональных функций для временных рядов переносов явного и скрытого тепла и результирующее крупномасштабное региональное деление**

Для более объективного выделения областей переноса, пространственно-временная изменчивость переносов явного и скрытого тепла через вертикальный разрез  $70^{\circ}$ с.ш. (в системе координат долгота–высота) была разложена на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) (Рисунок 27).



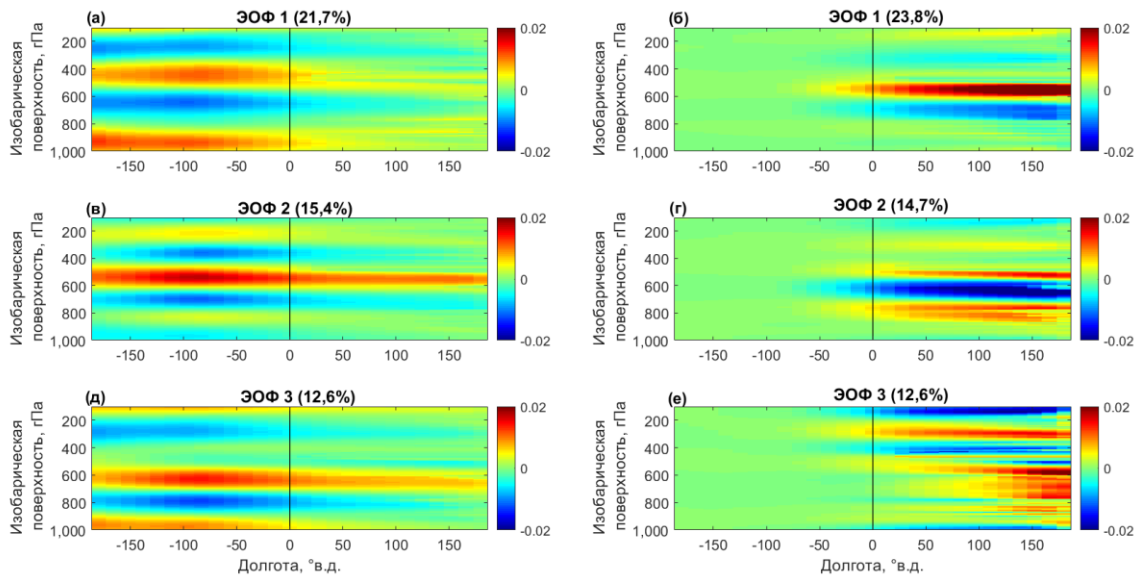


Рисунок 27. Эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) атмосферных переносов явного (слева) и скрытого (справа) тепла (АПЯТ и АПСТ). (а) Первая ЭОФ для АПЯТ (21,7%), (б) Первая ЭОФ для АПСТ (23,8%), (в) Вторая ЭОФ для АПЯТ (15,4%), (г) Вторая ЭОФ для АПСТ (14,7%), (д) Третья ЭОФ для АПЯТ (12,6%), (е) Третья ЭОФ для АПСТ (12,6%). Опорные линии проведены через нулевой меридиан  $0^{\circ}$ . Значения в скобках – это доли дисперсии, объяснённые каждой модой изменчивости.

Разложение показало, что в ведущих модах ЭОФ (1–3) характер изменчивости в Восточном и Западном полушариях существенно различается. Выявляется сильная вертикальная (и временная) изменчивость переноса явного тепла в Западном полушарии, тогда как вертикальная изменчивость переноса скрытого тепла сосредоточена в Восточном полушарии. Деление на полушария наиболее выражено для переноса скрытого тепла. Приводимые первые три ЭОФ объясняют около 50% изменчивости для каждого из рассматриваемых компонент переноса тепла. Полушарная структура в модах изменчивости с аналогичным характером высотно-временной изменчивости компонентов переноса тепла сохраняется и в первых 8 модах ЭОФ, которые объясняют около 80% дисперсии переносов явного и скрытого тепла в Арктику. Эти результаты указывают на объективность предложенного ранее полушарного разделения для компонентов переноса тепла. Возможные физические причины такого разделения рассматриваются далее.

### 3.5 Противофазная структура в переносах явного и скрытого тепла между Восточным и Западным полушариями

Чтобы более подробно изучить вертикальную и временную структуру переносов явного и скрытого тепла, эти потоки были осреднены по долготе для Восточного и Западного полушарий. Зашумлённые месячные временные ряды были осреднены для получения среднегодовых значений (Рисунок 28).

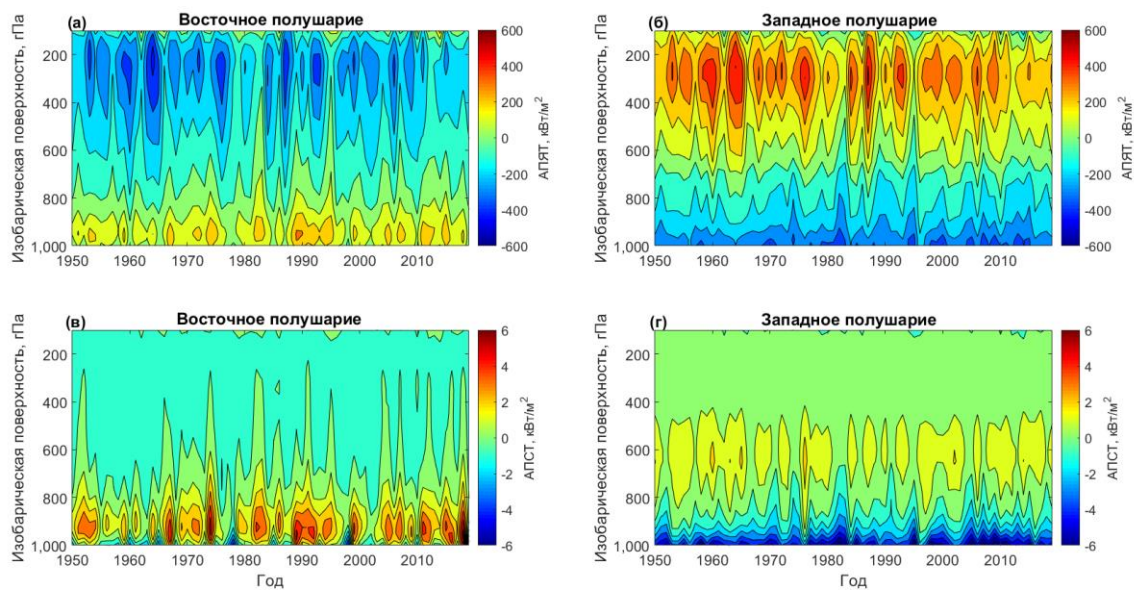


Рисунок 28. Вертикальные разрезы компонентов атмосферного переноса тепла ( $\text{кВт}/\text{м}^2$ ), их межгодовая изменчивость и противофазность между полушариями. (а) Среднегодовой перенос явного тепла (АПЯТ) в Восточном полушарии ( $0^\circ\text{--}179,75^\circ\text{в.д.}$ ), (б) Среднегодовой перенос явного тепла (АПЯТ) в Западном полушарии ( $180^\circ\text{--}0,25^\circ\text{з.д.}$ ), (в) Среднегодовой перенос скрытого тепла (АПСТ) в Восточном полушарии ( $0^\circ\text{--}179,75^\circ\text{в.д.}$ ), (г) Среднегодовой перенос скрытого тепла (АПСТ) в Западном полушарии ( $180^\circ\text{--}0,25^\circ\text{з.д.}$ ). Положительные значения указывают на перенос тепла на север.

Эти высотно-временные диаграммы указывают на преобладание переносов явного и скрытого тепла в Арктику в нижней тропосфере (1000–800 гПа) и из Арктики в средней и верхней тропосфере для Восточного полушария. Для Западного полушария вертикальное распределение потоков тепла противоположно. Таким образом, между полушариями проявляется дипольная

противофазная структура. Согласно представлению о циркуляции полярной циркуляционной ячейки (Rossby & Willett, 1948), перенос тепла должен быть направлен в Арктику в верхней тропосфере и из Арктики в нижней тропосфере. Учитывая выраженное доминирование потока явного тепла (Рисунок 28), такая вертикальная структура характерна для Западного полушария, но направления переноса противоположны в Восточном полушарии (Рисунок 28а–б).

Вертикальные разрезы (Рисунок 28а–г) свидетельствуют о различной величине межгодовой изменчивости переноса тепла в разных полушариях, особенно выраженной для переноса скрытого тепла. Действительно, межгодовое стандартное отклонение, осреднённое по высоте тропосферы (1000–100 гПа), составляет  $0,61 \text{ кВт/м}^2$  для переноса скрытого тепла в Восточном полушарии и  $0,45 \text{ кВт/м}^2$  в Западном полушарии. Это означает, что межгодовая изменчивость переноса скрытого тепла в Восточном полушарии в 1,4 раза выше, чем в Западном полушарии. Для переноса явного тепла межгодовая изменчивость переноса тепла в обоих полушариях сопоставима и составляет  $68,5 \text{ кВт/м}^2$  в Западном полушарии и  $71,5 \text{ кВт/м}^2$  в Восточном полушарии, в 1,05 раз выше.

Среднее по времени стандартных отклонений по вертикали показывает преобладание изменчивости переноса явного тепла в Западном полушарии, поскольку здесь оно составляет  $192,7 \text{ кВт/м}^2$  по сравнению с  $131,0 \text{ кВт/м}^2$  в Восточном полушарии. Это означает, что изменчивость переноса явного тепла по вертикали в 1,5 раза выше в Западном полушарии, чем в Восточном (сравните Рисунки 28б и 28а). Те же оценки для переноса скрытого тепла дают значение  $1,4 \text{ кВт/м}^2$  для Западного полушария и  $1,0 \text{ кВт/м}^2$  для Восточного полушария. Это означает, что изменчивость переноса скрытого тепла по вертикали в 1,4 раза выше в Западном полушарии, чем в Восточном полушарии.

### **3.6 Интегральные переносы явного и скрытого тепла в нижней и всей тропосфере и их суммарные значения через «Арктические ворота»**

Изучались месячные интегральные переносы явного и скрытого тепла в нижней тропосфере (1000–800 гПа) и всей тропосфере (1000–100 гПа) (Рисунок

29). Слои были выделены на основе доминирующих направлений потоков тепла в разных полушариях и на разных высотах (Рисунок 28).

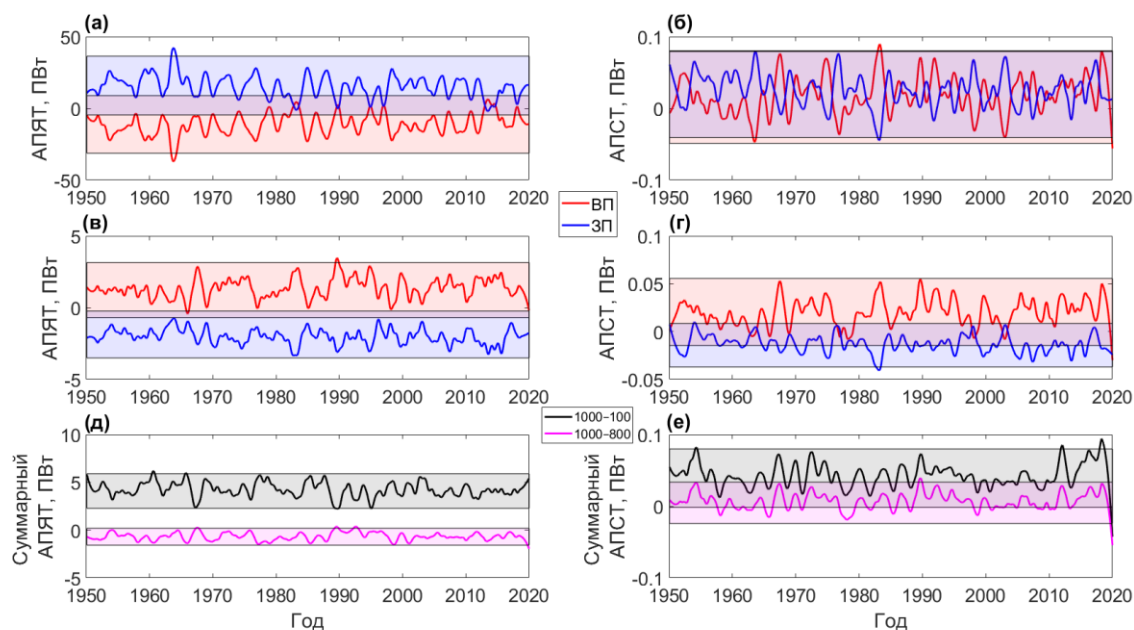


Рисунок 29. Сглаженные временные ряды интегральных атмосферных переносов явного (АПЯТ) и скрытого (АПСТ) тепла (петаватт (ПВт)) в нижней и всей тропосфере для Восточного и Западного полушарий (ВП и ЗП) и суммарные потоки. (а) Интегральный АПЯТ в слое 1000–100 гПа в ВП и ЗП, (б) Интегральный АПСТ в слое 1000–100 гПа в ВП и ЗП, (в) Интегральный АПЯТ в слое 1000–800 гПа в ВП и ЗП, (г) Интегральный АПСТ 1000–800 гПа в ВП и ЗП, (д) Суммарные потоки АПЯТ (ВП + ЗП), (е) Суммарные потоки АПСТ (ВП + ЗП). Области с более светлым оттенком показывают межквартильные интервалы (различия между 75-м и 25-м процентилями) для несглаженных месячных временных рядов, а области с более тёмным оттенком показывают пересечения межквартильных интервалов для каждой пары временных рядов. Применена локальная полиномиальная регрессия с диапазоном 5% значений.

Для удаления высокочастотной составляющей, ряды были сглажены методом локальной полиномиальной регрессии второго порядка, чтобы более наглядно продемонстрировать противофазную структуру между полушариями (Рисунок 29а–г) и направления суммарных потоков (Рисунок 29д–е).

Для переноса явного тепла во всей тропосфере (Рисунок 29а и д) перенос тепла в основном направлен в Арктику, так как средний приток тепла в Западном полушарии превышает отток тепла в Восточном полушарии. Коэффициенты

корреляции между потоками тепла в полушариях для несглаженных и сглаженных временных рядов, использованных на Рисунке 29а, составляют -0,997 и -0,996, соответственно. Для переноса явного тепла в нижней тропосфере (Рисунок 29в и д), перенос тепла в основном направлен из Арктики за счёт более слабого среднего притока тепла в Восточном полушарии, чем оттока тепла в Западном полушарии. Коэффициенты корреляции между потоками тепла в полушариях для несглаженных и сглаженных временных рядов (Рисунок 29в) составляют -0,88 и -0,80, соответственно. В верхней тропосфере направление переноса тепла меняется на противоположное.

Для переноса скрытого тепла во всей тропосфере (Рисунок 29б и е) перенос тепла в основном направлен в Арктику из-за комбинированного эффекта средних положительных притоков тепла в Восточном и Западном полушариях, однако он на два порядка слабее. При этом чётко видимая противофазная структура сохраняется, и коэффициенты корреляции между потоками тепла в полушариях для несглаженных и сглаженных временных рядов (Рисунок 29б), составляют -0,82 и -0,77, соответственно. Для переноса скрытого тепла в нижней тропосфере (Рисунок 29г и е), перенос тепла также направлен в Арктику, но из-за более сильного среднего притока тепла в Восточном полушарии, чем оттока тепла в Западном полушарии. Коэффициенты корреляции между потоками тепла в полушариях для несглаженных и сглаженных временных рядов (Рисунок 29г) составляют -0,66 и -0,54, соответственно.

Суммы потоков явного и скрытого тепла в обоих полушариях составляют  $-0,65 \pm 0,09$  ПВт для нижней тропосферы в слое 1000–800 гПа и  $4,28 \pm 0,18$  ПВт для всей тропосферы в слое 1000–100 гПа. Знак определяется существенным доминированием потока явного тепла над скрытым. Средние значения и соответствующие погрешности для промежуточных случаев показаны в Таблице 11.

Таблица 11. Средние переносы явного (АПЯТ) и скрытого (АПСТ) тепла для Восточного полушария (ВП) и Западного полушария (ЗП).

	АПЯТ, ПВт ( $10^{15}$ Вт)		АПСТ, ТВт ( $10^{12}$ Вт)	
	ВП	ЗП	ВП	ЗП
1000–800 гПа	$1,35 \pm 0,19$	$-2,02 \pm 0,17$	$19,98 \pm 3,83$	$-13,16 \pm 2,64$
1000–100 гПа	$-11,14 \pm 2,11$	$15,38 \pm 2,17$	$18,01 \pm 7,15$	$24,75 \pm 6,40$
Суммарный поток (1000–800 гПа)	$-0,66 \pm 0,09$		$6,81 \pm 2,89$	
Суммарный поток (1000–100 гПа)	$4,24 \pm 0,18$		$42,75 \pm 4,12$	

### 3.7 Обсуждение результатов и выводы

Проведённое исследование выявило дипольную структуру меридиональных переносов явного и скрытого тепла в Арктику между Восточным и Западным полушариями. Эта структура выражена в различной интенсивности изменчивости потоков тепла в разных полушариях по вертикали и во времени, а также в противоположности направлений этих потоков в нижней и в верхней тропосфере Восточного и Западного полушарий. Перенос скрытого тепла вносит основной вклад в переизбыток тепла в Арктику, так как для этого компонента суммарный поток тепла положителен как в нижней части тропосферы, так и во всей тропосфере. Избыток влаги в нижней тропосфере Арктики способствует развитию положительной обратной связи при взаимодействии с морским льдом за счёт влияния нисходящей длинноволновой радиации.

Объяснение преобладания переноса скрытого тепла в Восточном полушарии и переноса явного тепла в Западном полушарии требует дальнейших углублённых исследований. Однако можно предположить, что доминирование переноса скрытого тепла в Восточном полушарии связано с несколькими факторами. Во-первых, внетропические циклоны, возникающие в Северной

Атлантике, переносят на северо-восток большое количество влаги, оказывая наибольшее влияние на Арктику в западной и центральной частях Восточного полушария (Hurrell, 1995; Rinke et al., 2017; Wickström et al., 2019). Во-вторых, траектории циклонов из северной части Тихого океана преимущественно направлены на северо-запад (Sorteberg & Walsh, 2008), оказывая влияние на Арктику в дальневосточном районе Восточного полушария. В-третьих, Сибирские атмосферные реки переносят скрытое тепло на север в центральной и восточной частях Восточного полушария (Komatsu et al., 2018). Три эти процесса работают одновременно и приводят к крупномасштабной конвергенции переноса влаги в Арктику в Восточном полушарии.

## Заключение

В диссертации проведено исследование долгосрочной изменчивости Арктического усиления и меридиональных океанических и атмосферных потоков тепла на входе в Арктику. Установлено, что несмотря на в целом успешное воспроизведение современного Арктического усиления глобальными климатическими моделями, потепление начала двадцатого века в Арктике не выявляется ансамблевым средним моделей. Это обстоятельство необходимо учитывать в проекциях будущего климата Арктики. Было также показано, что даже модель, наилучшим образом воспроизводящая долгосрочную изменчивость Арктического усиления, плохо воспроизводит изменчивость меридиональных атмосферных и океанических потоков тепла в Атлантический сектор Арктики. По-видимому, наиболее оптимальный вариант для формирования климатических проекций – выбор наиболее подходящих подансамблей климатических моделей для каждой исследуемой характеристики (см., например, Gnaniuk et al., 2020). Однако для разных параметров наилучшие подансамбли могут состоять из разных моделей, а наилучшие подансамбли моделей для всех интересующих параметров могут состоять из крайне малого количества подходящих моделей, что также уменьшает надёжность климатических проекций. В частности, в нашей работе было показано, что модель, наилучшим образом воспроизводящая декадную изменчивость Арктического усиления начала и середины XX века, довольно плохо воспроизводит океанические и, особенно, атмосферные потоки тепла в Арктику. При этом анализ данных реанализа ERA5 показал, что изменчивость атмосферного переноса тепла в Арктику имеет высокие корреляции с Арктическим усилением.

В диссертационной работе также было показано, что за период 1958–2017 гг. в межгодовой изменчивости среднегодовых значений как в меридиональных потоках тепла через «Атлантические ворота», так и в Арктическом усилении над Евразийским бассейном Арктики, доминирует низкочастотная изменчивость 10–15 лет. Именно на этих энергонесущих частотах обнаруживается устойчивая



цепочка взаимосвязей океанический поток тепла – атмосферный поток тепла – Арктическое усиление. При этом регулируется эта цепочка через не прямое воздействие океана на атмосферу за счёт механизма компенсации Бьеркнеса и прямое воздействие атмосферной адвекции тепла и влаги на Арктическое усиление. Выявленные в этой цепочке временные сдвиги позволяют прогнозировать низкочастотную изменчивость регионального Арктического усиления над Евразийским бассейном по данным Атлантического океанического потока тепла на входе в Арктику с заблаговременностью в 4 года.

Несмотря на то, что физически долгосрочная изменчивость Арктического усиления, среднего по всей Арктике, напрямую не связана с океаническим потоком тепла, максимальная интенсивность современного Арктического усиления в северной части Баренцева и Карского морей указывает на возможную важную роль океана. Исследование этой особенности – перспективное направление для дальнейшей разработки темы диссертации. Учитывая наблюдающуюся в современный период «атлантификацию» СЛО, роль океанического переноса тепла и вертикальных потоков тепла океан–атмосфера может быть существенна и для более широкой области СЛО. Например, согласно оценкам 4 года достаточно для распространения термохалинных аномалий до Новосибирских островов, а 6–7 лет – по всему Евразийскому бассейну СЛО (Алексеев и др., 2021).

Также, согласно результатам исследования атмосферные потоки явного и скрытого тепла по своему влиянию противоположны для Восточного и Западного полушарий. При этом интенсивность современного Арктического усиления тоже разделяется на эти полушария, с гораздо более быстрым потеплением в Восточном полушарии. Арктическое усиление – отличительная особенность приземного климата, поэтому преобладание переносов тепла и влаги в нижней тропосфере в Арктику над Восточным полушарием и из Арктики над Западным полушарием может указывать на то, что атмосферные потоки тепла в значительной степени ответственны за крупномасштабную пространственную неоднородность интенсивности Арктического усиления. Эта

область исследований – ещё одно перспективное направление дальнейшей разработки темы диссертации.

## Список литературы

1. Алексеев, Г.В. и др. Изменения содержания пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна с 1950-х по 2010-е годы // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика* (в печати).
2. Астафьева, Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // *Успехи физических наук*. – 1996. – Т. 166. – С. 1145–1170.
3. Бокучава, Д.Д., Семенов, В.А. Анализ аномалий приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение XX века по данным наблюдений и реанализов // *Фундаментальная и прикладная климатология*. – 2018. – Т. 1. – С. 28–51. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2018-1-28-51>.
4. Будыко, М.И. Влияние человека на климат. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1972. – 47 с.
5. Витязев, В.В. Вейвлет-анализ временных рядов. – Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2001. – 58 с.
6. Семенов, В.А., Матвеева, Т.А. Изменения Арктических морских льдов в первой половине XX века: пространственно-временная реконструкция на основе температурных данных // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. – 2020. – Т. 56. – С. 611–616. <https://doi.org/10.31857/S0002351520050107>.
7. Семенов, В.А. Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. – 2021. – Т. 57. – С. 21-33. <https://doi.org/10.31857/S0002351521010119>.
8. Калавиччи, К.А., Башмачников, И.Л. К механизму положительной обратной связи долгосрочной изменчивости конвергенции океанических и атмосферных потоков тепла и площади ледяного покрова в Баренцевом море. // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. – 2019. – Т. 55. – С. 171–181. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515556171-181>.

9. Калавиччи, К.А., Башмачников, И.Л. Особенности взаимодействия в системе океан–атмосфера в Баренцевом море по данным реанализов. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2021. – Т. 57. – С. 175–187. <https://doi.org/10.31857/S0002351521020061>.
10. Сорокина, С.А. & Эзау, И.Н. Меридиональный поток энергии в Арктике по данным архива радиозондирования IGRA // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, С. 622–633.
11. Aagaard, K., Coachman, L.K., Carmack, E. On the halocline of the Arctic Ocean // Deep Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Papers. – 1981. – V. 28. – P. 529–545. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90115-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90115-1).
12. Alekseev, G., Kuzmina, S., Bobylev, L., Urazgildeeva, A., Gnatiuk, N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming // Int. J. Climatol. – 2019. – V. 39. – P. 3582–3592. <https://doi.org/10.1002/joc.6040>.
13. Alexeev, V.A. & Jackson, C.H. Polar amplification: is atmospheric heat transport important? // Clim. Dyn. – 2013. – V. 41. – P. 533–547.
14. Allen, M.R., Dube, O.P., Solecki, W., Aragon-Durand, F., Cramer, W., Humphreys, S., Kainuma, M., Kala, J., Mahowald, N., Mulugetta, Y., et al. Framing and Context, in: Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Portner, H.-O., Roberts, D., Skea, J., Shukla, P.R., Pirani, A., Moufouma-Okia, W., Pean, C., Pidcock, R., et al. (Eds.), Global Warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5 °C Above Pre-Industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty. IPCC: Geneva, Switzerland. – 2018. – P. 49–91.
15. Arrhenius, S. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground // Philosophical Magazine and Journal of Science. – 1896. – V. 41. – P. 237–276.

16. Balmaseda, M.A., Mogensen, K., Weaver, A.T. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2013. – V. 139. – P. 1132–1161. <https://doi.org/10.1002/qj.2063>.
17. Bashmachnikov, I.L. et al. Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland sea // *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* – 2021. – V. 174. – 103557. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103557>.
18. Bekryaev, R.V., Polyakov, I.V., Alexeev, V.A. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming // *J. Clim.* – 2010. – V. 23. – P. 3888–3906. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>.
19. Bengtsson, L., Hodges, K.I. Can an ensemble climate simulation be used to separate climate change signals from internal unforced variability? // *Clim. Dyn.* – 2018. – V. 52. – P. 3553–3573. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4343-8>.
20. Bengtsson, L., Semenov, V.A., Johannessen O.M. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic—A Possible Mechanism // *J. Clim.* – 2004. – V. 17. – P. 4045–4057. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<4045:TETWIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<4045:TETWIT>2.0.CO;2).
21. Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J.B., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland, Ø., Drange, H., Roelandt, C., Seierstad, I.A., Hoose, C., Kristjánsson, J.E. The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation of the physical climate // *Geosci. Model. Dev.* – 2013. – V. 6. – P. 687–720. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-687-2013>.
22. Beszczynska-Möller, A., Fahrbach, E., Schauer, U., Hansen, E. Variability in Atlantic Water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 // *ICES Journal of Marine Science.* – 2012. – V. 69. – P. 852–863. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss056>.
23. Bethke, I. et al. NorCPM1 and its contribution to CMIP6 DCP6 // *Geosci. Model Dev.* – 2021. – V. 14. – P. 7073–7116. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7073-2021>.

24. Bjerknes, J. Atlantic Air-Sea Interaction // *Advances in Geophysics*. – 1964. – V. 10. – P. 1–82. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60005-9](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60005-9).
25. Boucher, O., Pham, M. History of sulfate aerosol radiative forcings // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – V. 29. – P. 1308. <https://doi.org/10.1029/2001GL014048>.
26. Cao, J. et al. The NUIST Earth System Model (NESM) version 3: description and preliminary evaluation // *Geosci. Model Dev.* – 2018. – V. 11. – P. 2975–2993. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2975-2018>.
27. Carmack, E., Polyakov, I., Padman, L., Fer, I., Hunke, E., Hutchings, J., Jackson, J., Kelley, D., Kwok, R., Layton, C., Melling, H., Perovich, D., Persson, O., Ruddick, B., Timmermans, M.-L., Toole, J., Ross, T., Vavrus, S., Winsor, P. Toward Quantifying the Increasing Role of Oceanic Heat in Sea Ice Loss in the New Arctic // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 2015. – V. 96. – P. 2079–2105. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00177.1>.
28. Chapman, W.L. and Walsh, J.E. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 1993. – V. 74. – P. 33–47. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1993\)074<0033:RVOSIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1993)074<0033:RVOSIA>2.0.CO;2).
29. Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W.J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A.J., Wehner, M. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Doschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, England. – 2013. – P. 1029–1136. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.024>.
30. Cowtan, K., Hausfather, Z., Hawkins, E., Jacobs, P., Mann, M.E., Miller, S.K., Steinman, B.A., Stolpe, M.B., Way, R.G. Robust comparison of climate models with observations using blended land air and ocean sea surface temperatures //

- Geophys. Res. Lett. – 2015. – V. 42. – P. 6526–6534.  
<https://doi.org/10.1002/2015GL064888>.
31. Cowtan, K., Way, R.G. Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends // Q. J. R. Meteorol. Soc. – 2014. – V. 140. – P. 1935–1944. <https://doi.org/10.1002/qj.2297>.
32. Dai, A., Luo, D., Song, M., Liu, J. Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO<sub>2</sub> // Nat. Commun. – 2019. – V. 10. – 121. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>.
33. Danabasoglu, G. et al. The community earth system model version 2 (CESM2) // J. Adv. Model. Earth Syst. – 2020. – V. 12. – e2019MS001916. <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>.
34. Davy, R., Chen, L., Hanna, E. Arctic amplification metrics // Int. J. Climatol. – 2018. – V. 38. – P. 4384–4394. <https://doi.org/10.1002/joc.5675>.
35. Davy, R., Outten, S. The Arctic Surface Climate in CMIP6: Status and Developments since CMIP5 // J. Clim. – 2020. – V. 33. – P. 8047–8068. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0990.1>.
36. Delworth, T.L., Knutson, T.R. Simulation of early 20th century global warming // Science. – 2000. – V. 287. – P. 2246–2250. <https://doi.org/10.1126/science.287.5461.2246>.
37. Dufour, A., Zolina, O., Gulev, S.K. Atmospheric moisture transport to the Arctic: assessment of reanalyses and analysis of transport components // J. Clim. – 2016. – V. 29. – P. 5061–5081.
38. Dukhovskoy, D.S., Yashayaev, I., Proshutinsky, A., Bamber, J.L., Bashmachnikov, I.L., Chassignet, E.P., Lee, C.M., Tedstone, A.J. Role of Greenland Freshwater Anomaly in the Recent Freshening of the Subpolar North Atlantic // J. Geophys. Res.: Oceans. – 2019. – V. 124. – P. 3333–3360.
39. England, M.R., Eisenman, I., Lutsko, N.J., Wagner, T.J.W. The Recent Emergence of Arctic Amplification // Geophys. Res. Lett. – 2021. – V. 48. – e2021GL094086. <https://doi.org/10.1029/2021GL094086>.

40. Fedorov, A.M., Raj, R.P., Belonenko, T.V., Novoselova, E.V., Bashmachnikov, I.L., Johannessen, J.A., Pettersson, L.H. Extreme Convective Events in the Lofoten Basin // *Pure Appl. Geophys.* – 2021. – V. 178 – P. 2379–2391. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02749-4>.
41. Francis, J.A., Vavrus, S.J. Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming // *Environ. Res. Lett.* – 2015. – V. 10. – 014005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/1/014005>.
42. Giorgetta, M.A. et al. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2013. – V. 5. – P. 572–597. <https://doi.org/10.1002/jame.20038>.
43. Gnatiuk, N., Radchenko, I., Davy, R., Morozov, E., Bobylev, L. Simulation of factors affecting *Emiliana huxleyi* blooms in Arctic and sub-Arctic seas by CMIP5 climate models: model validation and selection // *Biogeosciences.* – 2020. – V. 17. – P. 1199–1212. <https://doi.org/10.5194/bg-17-1199-2020>.
44. Golaz, J.-C. et al. The DOE E3SM Coupled Model Version 1: Overview and Evaluation at Standard Resolution // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2019. – V. 11. – P. 2089–2129. <https://doi.org/10.1029/2018MS001603>.
45. Goosse, H., Kay, J.E., Armour, K.C., Bodas-Salcedo, A., Chepfer, H., Docquier, D., Jonko, A., Kushner, P.J., Lecomte, O., Massonnet, F., Park, H.-S., Pithan, F., Svensson, G., Vancoppenolle, M. Quantifying climate feedbacks in polar regions // *Nat. Commun.* – 2018. – V. 9. – 1919. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04173-0>.
46. Graham, R.M. et al. Increasing frequency and duration of Arctic winter warming events // *Geophys. Res. Lett.* – 2017. – V. 44. – P. 6974–6983.
47. Greene, C.A. et al. The climate data toolbox for MATLAB // *Geochem. Geophys.* – 2019. – V. 20. – P. 3774–3781. <https://doi.org/10.1029/2019GC008392>.
48. Grinsted, A., Moore, J.C., Jevrejeva, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series // *Nonlinear Process.*



- Geophys. – 2004. – V. 11. – P. 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>.
49. Guo, Y. et al., 2020. Overview of the CMIP6 Historical Experiment Datasets with the Climate System Model CAS FGOALS-f3-L // *Adv. Atmos. Sci.* – 2020. – V. 37. – P. 1057–1066. <https://doi.org/10.1007/s00376-020-2004-4>.
50. Hajima, T. et al. Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks // *Geosci. Model Dev.* – 2020. – V. 13. – P. 2197–2244. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-2197-2020>.
51. Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., Lo, K. Global surface temperature change // *Rev. Geophys.* – 2010. – V. 48. – RG4004. <https://doi.org/10.1029/2010RG000345>.
52. Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S., Charabi, Y., ... Zhai, P.M. Observations: Atmosphere and surface, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., et al. (Eds.), *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge, England; New York, NY: Cambridge University Press. – 2013. – P. 159–254.
53. Hersbach, H. et al. The ERA5 global reanalysis // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2020. – V. 146. – P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
54. Hegerl, G.C., Brönnimann, S., Schurer, A., Cowan, T., 2018. The early 20th century warming: Anomalies, causes, and consequences // *WIREs Clim. Change.* – 2018. – V. 9. – e522. <https://doi.org/10.1002/wcc.522>.
55. Held, I.M. et al. Structure and performance of GFDL’s CM4.0 climate model // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2019. – V. 11. – P. 3691–3727. <https://doi.org/10.1029/2019MS001829>.
56. Hodson, D.L.R., Robson, J.I., Sutton, R.T. An Anatomy of the Cooling of the North Atlantic Ocean in the 1960s and 1970s // *J. Clim.* – 2014. – V. 27. – P. 8229–8243. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00301.1>.

57. Huang, J., Zhang, X., Zhang, Q., Lin, Y., Hao, M., Luo, Y., Zhao, Z., Yao, Y., Chen, X., Wang, L., Nie, S., Yin, Y., Xu, Y., Zhang, J. Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend // *Nat. Clim. Change*. – 2017. – V. 7. – P. 875–879. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0009-5>.
58. Hurrell, J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // *Science*. – 1995. – V. 269. – P. 676–679.
59. IPCC. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – 2001. – P. 881.
60. Ivanov, V. et al. Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback // *J. Phys. Oceanogr.* – 2016. – V. 46, 1437–1456. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0144.1>.
61. Jakobson, E. & Vihma, T. Atmospheric moisture budget in the Arctic based on the ERA-40 reanalysis // *Int. J. Climatol.* – 2010. – V. 30. – P. 2175–2194.
62. Ji, D. et al. Description and basic evaluation of Beijing Normal University Earth System Model (BNU-ESM) version 1 // *Geosci. Model Dev.* – 2014. – V. 7. – P. 2039–2064. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-2039-2014>.
63. Johannessen, O.M., Bengtsson, L., Miles, M.W., Kuzmina, S.I., Semenov, V.A., Alekseev, G.V., Nagurnyi, A.P., Zakharov, V.F., Bobylev, L.P., Pettersson, L.H., Hasselmann, K., Cattle, H.P., 2004. Arctic climate change: observed and modeled temperature and sea ice variability // *Tellus A*. – 2004. – V. 56. – P. 328–341. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v56i5.14599>.
64. Johannessen, O.M., Kuzmina, S.I., Bobylev, L.P., Miles, M.W. Surface air temperature variability and trends in the Arctic: new amplification assessment and regionalization // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 2016. – V. 68. – 28234. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.28234>.

65. Jones, P.W. First- and Second-Order Conservative Remapping Schemes for Grids in Spherical Coordinates // *Mon. Wea. Rev.* – 1999. – V. 127. – P. 2204–2210. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<2204:FASOCR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2204:FASOCR>2.0.CO;2).
66. Jungclaus, J.H., Koenigk, T. Low-frequency variability of the arctic climate: the role of oceanic and atmospheric heat transport variations // *Clim. Dyn.* – 2010. – V. 34. – P. 265–279.
67. Kelley, D.E. Fluxes through diffusive staircases: a new formulation // *J. Geophys. Res.* – 1990. – V. 95. – P. 3365–3371. <https://doi.org/10.1029/JC095iC03p03365>.
68. Kelley, M. et al. GISS-E2.1: Configurations and Climatology // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2020. – V. 12. – e2019MS002025. <https://doi.org/10.1029/2019MS002025>.
69. Kim, H., et al., Yeh, S.-W., An, S.-I., Song, S.-Y. Changes in the role of Pacific decadal oscillation on sea ice extent variability across the mid-1990s // *Sci. Rep.* – 2020. – V. 10. – 17564. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-74260-0>.
70. Kolås, E., Fer, I. Hydrography, transport and mixing of the West Spitsbergen Current: The Svalbard Branch in summer 2015 // *Ocean Sci.* – 2018. – V. 14. – P. 1603–1618. <https://doi.org/10.5194/os-14-1603-2018>.
71. Komatsu, K.K., Alexeev, V.A., Repina, I.A. & Tachibana, Y. Poleward upgliding Siberian atmospheric rivers over sea ice heat up Arctic upper air // *Sci. Rep.* – 2018. – V. 8. – 2872.
72. Krishfield, R., Toole, J., Proshutinsky, A., Timmermans, M. Automated Ice-Tethered Profilers for Seawater Observations under Pack Ice in All Seasons // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 2008. – V. 25. – P. 2091–2105. <https://doi.org/10.1175/2008JTECHO587.1>.
73. Kuhlbrodt, T. et al. The low-resolution version of HadGEM3 GC3.1: Development and evaluation for global climate // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2018. – V. 10. – P. 2865–2888. <https://doi.org/10.1029/2018MS001370>.
74. Kuzmina, S.I., Johannessen, O.M., Bengtsson, L., Aniskina, O.G., Bobylev, L.P., 2008. High northern latitude surface air temperature: comparison of

- existing data and creation of a new gridded data set 1900–2000 // *Tellus A.* – 2008. – V. 60. – P. 289–304. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2008.00303.x>.
75. Latonin, M.M. Assessment of Atmospheric Circulation in the Atlantic-Eurasian Region and Arctic Using Climate Indices. The Possible Applications of These Indices in Long-Term Weather Forecasts // In: Latola K., Savela H. (eds) *The Interconnected Arctic — UArctic Congress 2016*. Springer Polar Sciences. Springer, Cham. – 2017. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-57532-2\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-319-57532-2_9).
76. Latonin, M.M., Bashmachnikov, I.L., Bobylev, L.P. The Arctic Amplification Phenomenon and Its Driving Mechanisms // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika.* – 2020. – V. 13. – P. 3–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016>.
77. Latonin, M.M., Bashmachnikov, I.L., Bobylev, L.P., Davy, R. Multi-model ensemble mean of global climate models fails to reproduce early twentieth century Arctic warming // *Polar Science.* – 2021. – V. 30. – 100677. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2021.100677>.
78. Latonin, M.M., Lobanov, V.A., Bashmachnikov, I.L. Discontinuities in Wintertime Warming in Northern Europe during 1951–2016 // *Climate.* – 2020. – V. 8. – 80. <https://doi.org/10.3390/cli8060080>.
79. Lee, H.J., Kwon, M.O., Yeh, S.-W., Kwon, Y.-O., Park, W., Park, J.-H., Kim, Y.H., Alexander M.A. Impact of poleward moisture transport from the North Pacific on the acceleration of sea ice loss in the Arctic since 2002 // *J. Clim.* – 2017. – V. 30. – P. 6757–6769. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0461.1>.
80. Li, L. et al. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model Grid-Point Version 3 (FGOALS-g3): Description and Evaluation // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2020. – V. 12. – e2019MS002012. <https://doi.org/10.1029/2019MS002012>.
81. Lurton, T. et al. Implementation of the CMIP6 Forcing Data in the IPSL-CM6A-LR Model // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2020. – V. 10. – e2019MS001940. <https://doi.org/10.1029/2019MS001940>.

82. Malmberg, S.-A., Jonsson, S. Timing of deep convection in the Greenland and Iceland Seas // *ICES J. Mar. Sci.* – 1997. – V. 54. – P. 300–309. <https://doi.org/10.1006/jmsc.1997.0221>.
83. Martin, G.M. et al. The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations // *Geosci. Model Dev.* – 2011. – V. 4. – P. 723–757. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-723-2011>.
84. Masson-Delmotte, V, Kageyama, M., Braconnot, P., Charbit, S., Krinner, G., Ritz, C., Guilyardi, E., Jouzel, J., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Gladstone, R.M., Hewitt, C.D., Kitoh, A., LeGrande, A.N., Marti, O., Merkel, U., Motoi, T., Ohgaito, R., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Ross, I., Valdes, P.J., Vettoretti, G., Weber, S.L., Wolk, F., YU, Y. Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints // *Clim. Dyn.* – 2006. – V. 26. – P. 513–529. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0081-9>.
85. Morgan, P.P. SEAWATER: a library of MATLAB Computational Routines for the Properties of Sea Water, version 1.2. CSIRO Marine Laboratories: Hobart, Australia, 1994. – 37 p.
86. Morice, C.P., Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Jones, P.D. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset // *J. Geophys. Res.* – 2012. – V. 117. – D08101. <https://doi.org/10.1029/2011JD017187>.
87. Mortin, J. et al. Melt onset over Arctic sea ice controlled by atmospheric moisture transport // *Geophys. Res. Lett.* – 2016. – V. 43. – P. 6636–6642.
88. Müller, W. et al. A Higher-resolution Version of the Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM1.2-HR) // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2018. – V. 10. – P. 1383–1413. <https://doi.org/10.1029/2017MS001217>.
89. Myhre, G., Myhre, A., Stordal, F. Historical evolution of radiative forcing of climate // *Atmos. Environ.* – 2001. V. 35. – P. 2361–2373. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(00\)00531-8](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(00)00531-8).
90. Overland, J.E., Turet, P. & Oort, A.H. Regional variations of moist static energy flux into the Arctic // *J. Clim.* – 1996. – V. 9. – P. 54–65.

91. Park, S. et al. Global Climate Simulated by the Seoul National University Atmosphere Model Version 0 with a Unified Convection Scheme (SAM0-UNICON) // *J. Clim.* – 2019. – V. 32. P. 2917–2949. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0796.1>.
92. Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P.; Simmons, A.J.; Vitart, F.; Laloyaux, P., Tan, D.G.H.; Peubey, C., Thépaut, J.-N.; Trémolet, Y.; Hólm, E.V.; Bonavita, M.; Isaksen, L.; Fisher, M. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century // *J. Clim.* – 2016. – V. 29. – P. 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>.
93. Polyakov, I.V., Pnyushkov, A.V., Alkire, M.B., Ashik, I.M., Baumann, T.M., Carmack, E.C., Goszczko, I., Guthrie, J., Ivanov, V.V., Kanzow, T., Krishfield, R., Kwok, R., Sundfjord, A., Morison, J., Rember, R., Yulin, A. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Science.* – 2017. – V. 356. – P. 285–291. <https://doi.org/10.1126/science.aai8204>.
94. Proshutinsky, A., Bourke, R.H., McLaughlin, F.A. The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: seasonal to decadal climate scales // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – V. 29. – P. 15–1–15–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015847>.
95. Proshutinsky, A., Dukhovskoy, D., Timmermans, M.-L., Krishfield, R., Bamber, J.L. Arctic circulation regimes // *Phil. Trans. R. Soc. A.* – 2015. – V. 373. – 20140160. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0160>.
96. Proshutinsky, A., Johnson, M. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* – 1997. – V. 102. – P. 12493–12514.
97. Rahmstorf, S., Foster, G., Cahill, N. Global temperature evolution: Recent trends and some pitfalls // *Environ. Res. Lett.* – 2017. – V. 12. – 054001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa6825>.
98. Reid, P.C. Global impacts of the 1980s regime shift // *Glob. Chang. Biol.* – 2016. – V. 22. – P. 682–703. <https://doi.org/10.1111/gcb.13106>.

99. Rinke, A. et al. Extreme cyclone events in the Arctic: Wintertime variability and trends // *Environ. Res. Lett.* – 2017. – V. 12. – 094006.
100. Rochford, P. PeterRochford/SkillMetricsToolbox. GitHub. – 2020. – URL: <https://github.com/PeterRochford/SkillMetricsToolbox>.
101. Rogers, J.C. The 20th century cooling trend over the southeastern United States // *Clim. Dyn.* – 2013. – V. 40. – P. 341–352.
102. Rohde, R., Muller, R. A., Jacobsen, R., Muller, E., Perlmutter, S., Rosenfeld, A., Wurtele, J., Groom, D., Wickham, C. A. New Estimate of the Average Earth Surface Land Temperature Spanning 1753 to 2011 // *Geoinfor. Geostat.: An Overview.* – 2013. – V. 1. – 1. <http://dx.doi.org/10.4172/2327-4581.1000101>.
103. Rong, X., Li, J., Chen, H., Su, J., Hua, L., Zhang, Z., Xin, Y. The CMIP6 historical simulation datasets produced by the climate system model CAMS-CSM // *Adv. Atmos. Sci.* – 2021. – V. 38. – P. 285–295. <https://doi.org/10.1007/s00376-020-0171-y>.
104. Rossby, C.G. & Willett, H.C. The circulation of the upper troposphere and lower stratosphere // *Science.* – 1948. – V. 108. – P. 643–652.
105. Rudels, B. Arctic Ocean circulation, processes and water masses: a description of observations and ideas with focus on the period prior to the International Polar Year 2007–2009 // *Prog. Oceanogr.* – 2015. – V. 132. – P. 22–67. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.11.006>.
106. Sato, M., Hansen, J.E., McCormick, M.P., Pollack, J.B. Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990 // *J. Geophys. Res.* – 1993. – V. 98. – P. 22987–22994, <https://doi.org/10.1029/93JD02553>.
107. Schauer, U., Beszczynska-Möller, A. Problems with estimation and interpretation of oceanic heat transport — Conceptual remarks for the case of Fram Strait in the Arctic Ocean // *Ocean Sci.* – 2009. – V. 5. – P. 487–494. <https://doi.org/10.5194/os-5-487-2009>.
108. Schauer, U., Loeng, H., Rudels, B., Ozhigin, V.K., Dieck, W. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas // *Deep Sea Research Part I:*

- Oceanographic Research Papers. – 2002. – V. 49. – P. 2281–2298.  
[https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00125-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00125-5).
109. Séférian, R. et al. Evaluation of CNRM Earth System Model, CNRM-ESM2-1: Role of Earth System Processes in Present-Day and Future Climate // J. Adv. Model. Earth Syst. – 2019. – V. 11. – P. 4182–4227.  
<https://doi.org/10.1029/2019MS001791>.
110. Seland, Ø. et al. Overview of the Norwegian Earth System Model (NorESM2) and key climate response of CMIP6 DECK, historical, and scenario simulations // Geosci. Model Dev. – 2020. – V. 13. – P. 6165–6200.  
<https://doi.org/10.5194/gmd-13-6165-2020>.
111. Sellar, A. et al. Implementation of U.K. Earth System Models for CMIP6 // J. Adv. Model. Earth Syst. – 2020. – V. 12. – e2019MS001946.  
<https://doi.org/10.1029/2019MS001946>.
112. Semenov, V.A., Latif, M., Jungclaus, J.H., Park, W. Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // Geophys. Res. Lett. – 2008. – V. 35. – L11701. <https://doi.org/10.1029/2008GL033273>.
113. Semenov, V.A., Latif, M., Dommenges, D., Keenlyside, N.S., Strehz, A., Martin, T., Park, W. The impact of North Atlantic–Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // J. Clim. – 2010. – V. 23. – P. 5668–5677. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3347.1>.
114. Semmler, T., Jacob, D. & Schlunzen, K.H. The water and energy budget of the Arctic atmosphere. // J. Clim. – 2005. – V. 18. – P. 2515–2530.
115. Semmler, T. et al. Simulations for CMIP6 with the AWI climate model AWI-CM-1-1 // J. Adv. Model. Earth Syst. – 2020. – V. 12. – e2019MS002009.  
<https://doi.org/10.1029/2019MS002009>.
116. Serreze, M.C., Barrett, A.P. & Slater, A.G. The large-scale energy budget of the Arctic. // J. Geophys. Res. – 2007. – V. 112. – D11122.
117. Serreze, M.C., Barry, R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // Glob. Planet. Change. – 2011. – V. 77. – P. 85–96.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>.



118. Shaffrey, L.C., Sutton, R.T. The interannual variability of energy transports within and over the Atlantic Ocean in a coupled climate model // *J. Clim.* – 2004. – V. 17. – P. 1433–1448.
119. Shaffrey, L.C., Sutton, R.T. Bjerknes compensation and the decadal variability of the energy transports in a coupled climate model // *J. Clim.* – 2006. – V. 19. – P. 1167–1181.
120. Sippel, S., Fischer, E.M., Scherrer, S.C., Meinshausen, N. and Knutti, R. Late 1980s abrupt cold season temperature change in Europe consistent with circulation variability and long-term warming // *Environ. Res. Lett.* – 2020. – V. 15. – 094056. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab86f2>.
121. Sirevaag, A., Fer, I. Vertical heat transfer in the Arctic Ocean: the role of double-diffusive mixing // *J. Geophys. Res.* – 2012. – V. 117. – C07010. <https://doi.org/10.1029/2012JC007910>.
122. Smedsrud, L.H., Ingvaldsen, R., Nilsen, J.E.Ø., Skagseth, Ø. Heat in the Barents Sea: Transport, storage, and surface fluxes // *Ocean Sci.* – 2010. – V. 6. – P. 219–234. <https://doi.org/10.5194/os-6-219-2010>.
123. Smith, D.M., Screen, J.A., Deser, C., Cohen, J., Fyfe, J.C., García-Serrano, J., Jung, T., Kattsov, V., Matei, D., Msadek, R., Peings, Y., Sigmond, M., Ukita, J., Yoon, J.-H., Zhang, X. The Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6: Investigating the causes and consequences of polar amplification // *Geosci. Model Dev.* – 2019. – V. 12. – P. 1139–1164. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1139-2019>.
124. Sorteberg, A. & Walsh, J.E. Seasonal cyclone variability at 70°N and its impact on moisture transport into the Arctic // *Tellus A.* – 2008. – V. 60. – P. 570–586.
125. Steele, M., Morison, J.H., Curtin, T.B. Halocline formation in the Barents Sea // *J. Geophys. Res.* – 1995. – V. 100. – P. 881–894. <https://doi.org/10.1029/94JC02310>.

126. Suo, L., Otterå, O.H., Bentsen, M., Gao, Y, Johannessen O.M. External forcing of the early 20th century Arctic warming // *Tellus A.* – 2013. – V. 65. – 20578. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.20578>.
127. Svendsen, L., Keenlyside, N., Bethke, I., Gao, Y., Omrani, N.-E., 2018. Pacific contribution to the early twentieth-century warming in the Arctic // *Nat. Clim. Chang.* – 2018. – V. 8. – P. 793–797. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0247-1>.
128. Swart, N. et al. The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3) // *Geosci. Model Dev.* – 2019. – V. 12. – P. 4823–4873. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4823-2019>.
129. Tatebe, H. et al. Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6 // *Geosci. Model Dev.* – 2019. – V. 12. – P. 2727–2765. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2727-2019>.
130. Taylor, K.E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram // *J. Geophys. Res.* – 2001. – V. 106. – P. 7183–7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>.
131. Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* – 2012. – V. 93. – P. 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.
132. Toole, J.M., Timmermans, M.-L., Perovich, D.K., Krishfield, R.A., Proshutinsky, A., Richter-Menge, J.A. Influences of the ocean surface mixed layer and thermohaline stratification on Arctic Sea ice in the central Canada Basin // *J. Geophys. Res.* – 2010. – V. 115. – C10018. <https://doi.org/10.1029/2009JC005660>.
133. Torrence, C., Compo, G.P. A Practical Guide to Wavelet Analysis // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1998. – V. 79. – P. 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2).
134. Van der Swaluw, E., Drijfhout, S. & Hazeleger, W. Bjercknes compensation at high northern latitudes: the ocean forcing the atmosphere // *J. Clim.* – 2007. – V. 20. – P. 6023–6032.

135. Vázquez, M. et al. Atmospheric rivers over the Arctic: Lagrangian characterisation of their moisture sources // *Water*. – 2019. – V. 11. – 41.
136. Vesman, A.V., Bashmachnikov, I.L., Golubkin, P.A., Raj, R.P. The coherence of the oceanic heat transport through the Nordic seas: oceanic heat budget and interannual variability // *Ocean Sci. Discuss.* [preprint]. – 2020. <https://doi.org/10.5194/os-2020-109>.
137. Voldoire, A. et al. Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1 // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2019. – V. 11. – P. 2177–2213. <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>.
138. Volodin, E., Gritsun, A. Simulation of observed climate changes in 1850–2014 with climate model INM-CM5 // *Earth Syst. Dynam.* – 2018. – V. 9. – P. 1235–1242. <https://doi.org/10.5194/esd-9-1235-2018>.
139. Volodin, E.M. et al. Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5 // *Clim. Dyn.* – 2017. – V. 49. – P. 3715–3734. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3539-7>.
140. Volodin, E.M. et al. Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model // *Russ. J. Numer. Anal. M.* – 2018. – V. 33. – P. 367–374 <https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0032>.
141. Watanabe, S. et al. MIROC-ESM 2010: Model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments // *Geosci. Model Dev.* – 2011. – V. 4. – P. 845–872. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-845-2011>.
142. Wickström, S., Jonassen, M.O., Vihma, T. & Uotila, P. Trends in cyclones in the high-latitude North Atlantic during 1979–2016 // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2019. – V. 146. – P. 762–779.
143. Wilks, D.S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, second ed. International Geophysics Series: San Diego, CA, USA, 2006. – 648 p.
144. Wu, T. et al. The Beijing Climate Center Climate System Model (BCC-CSM): the main progress from CMIP5 to CMIP6 // *Geosci. Model Dev.* – 2019. – V. 12. – P. 1573–1600. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1573-2019>.

145. Wyser, K. et al. Warmer climate projections in EC-Earth3-Veg: the role of changes in the greenhouse gas concentrations from CMIP5 to CMIP6 // *Environ. Res. Lett.* – 2020. – V. 15. – 054020. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab81c2>.
146. Xu, D., Du, L., Ma, J. & Shi, H. Pathways of meridional atmospheric moisture transport in the Central Arctic // *Acta Oceanol. Sin.* – 2020. – V. 39. – P. 55–64.
147. Yamanouchi, T. Early 20th century warming in the Arctic: A review // *Polar Sci.* – 2011. – V. 5. – P. 53–71. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2010.10.002>.
148. Yang, H., Zhao, Y., Liu, Z., Li, Q., He, F., Zhang, Q. Heat Transport Compensation in Atmosphere and Ocean over the Past 22,000 Years // *Sci. Rep.* – 2015. – V. 5. – 16661.
149. Yoshimori, M., Abe-Ouchi, A. & Laîné, A. The role of atmospheric heat transport and regional feedbacks in the Arctic warming at equilibrium // *Clim. Dyn.* – 2017. – V. 49. – P. 3457–3472.
150. Yukimoto, S. et al. A new global climate model of the meteorological research institute: MRI-CGCM3 — *Model Description and Basic Performance* — // *J. Meteor. Soc. Japan.* – 2012. – V. 90A. – P. 23–64. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2012-A02>.
151. Yukimoto, S. et al. The Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and basic evaluation of the physical component // *J. Meteor. Soc. Japan.* – 2019. – V. 97. – P. 931–965. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-051>.
152. Zhuo, W. & Jiang, Z. A possible mechanism for winter sea ice decline over the Bering Sea and its relationship with cold events over North America // *J. Meteor. Res.* – 2020. – V. 34. – P. 575–585.

### Список сокращений

- ПНДВ – Потепление начала двадцатого века
- ТДК – Тихоокеанское декадное колебание
- ТПО – Температура поверхности океана
- СМІР – Coupled Model Intercomparison Project (Проект взаимного сравнения моделей общей циркуляции атмосферы и океана)
- ПТВ – Приземная температура воздуха
- ЭКФР – Эмпирические кумулятивные функции распределения
- СКВО – Среднеквадратическая ошибка
- СО – Стандартное отклонение
- АВ – Атлантическая вода
- ЕБ – Евразийский бассейн
- ВПС – Верхний перемешанный слой
- АМПЭ – Атмосферный меридиональный перенос энергии
- АОО – Arctic Ocean Oscillation (Колебание Северного Ледовитого океана)
- АО – Arctic Oscillation (Арктическое колебание)
- СЛО – Северный Ледовитый океан
- ЭОФ – Эмпирические ортогональные функции

SAINT PETERSBURG STATE UNIVERSITY

SCIENTIFIC FOUNDATION «NANSEN INTERNATIONAL ENVIRONMENTAL AND  
REMOTE SENSING CENTRE»

*As a manuscript*

Mikhail M. Latonin

**Arctic amplification and meridional oceanic and atmospheric heat transports into the  
Arctic**

Scientific specialty: 1.6.17. Oceanology

**DISSERTATION**

for the academic degree of  
candidate of geographical sciences

Translation from Russian

Supervisors:

candidate of geographical sciences, associate professor

Igor L. Bashmachnikov

candidate of physical and mathematical sciences

Leonid P. Bobylev

Saint Petersburg – 2021

## Table of contents

Introduction .....	5
Relevance of the research topic and the degree of its elaboration .....	5
Objective of the study .....	6
Tasks of the study.....	6
Scientific novelty of the research.....	7
Theoretical and practical significance of the work .....	8
Materials and methods of the research.....	9
The main results to be defended.....	10
Reliability and validity of the results .....	11
Personal contribution of the author .....	13
Structure and length of the PhD thesis .....	14
Acknowledgements .....	14
1. Arctic amplification during the periods of climate warming and cooling in the 20th and early 21st centuries .....	15
1.1 State-of-the-art .....	15
1.2 Analyzed datasets.....	17
1.2.1 Surface air temperature. Observational data and reanalysis .....	17
1.2.2 Surface air temperature. Global climate models CMIP5 and CMIP6 .....	18
1.3 Methods of analysis.....	23
1.3.1 Interpolation of surface air temperature data.....	23
1.3.2 Calculation of the Arctic amplification metric and statistical analysis .....	23
1.4 The ability of climate models to reproduce Arctic amplification and early twentieth century warming.....	25
1.4.1 Time series of Arctic amplification in different datasets.....	25

1.4.2 Distribution functions of the Arctic amplification in different datasets .....	29
1.4.3 Identification of the best CMIP5 model and regional contribution of the error in the model .....	34
1.4.4 Arctic amplification time series in the CMIP5 and CMIP6 models from the same institutions .....	36
1.4.5 Arctic amplification time series in the high-resolution CMIP6 models .....	39
1.4.6 Discussion and conclusions .....	41
2. Meridional oceanic and atmospheric heat transports into the Arctic and their relationship with Arctic amplification.....	44
2.1 State-of-the-art .....	44
2.1.1 Oceanic heat transport.....	44
2.1.2 Atmospheric heat transport .....	45
2.2 Data for the calculations and analysis .....	46
2.3 Methods .....	47
2.3.1 Selection of sections to calculate integral heat transports in the ocean and atmosphere across the «Atlantic Gate» .....	47
2.3.2 Calculation of integral heat transports in the ocean and atmosphere and statistical analysis.....	49
2.3.3 Spatio-temporal variability of Arctic amplification and its relationship with meridional heat transports .....	53
2.4 Integral heat transports in the ocean and atmosphere across the «Atlantic Gate» .....	54
2.5 Relationship between variability of atmospheric and oceanic heat transports ..	59
2.6 Relationship of meridional heat transports with Arctic amplification and Bjerknes compensation .....	63
2.7 Discussion of the results and conclusions .....	73



2.8 Reproduction of meridional heat transports by the climate model MIROC-ES2L .....	77
3. Regionalization of atmospheric heat transports into the Arctic across the parallel of 70°N.....	83
3.1 Data for the calculation of heat transports .....	83
3.2 Methods.....	84
3.2.1 Investigation of the monthly northward wind fields around the parallel 70°N .....	84
3.2.2 Calculation of the meridional sensible and latent heat transports across the latitude 70°N and their decomposition into the empirical orthogonal functions..	84
3.2.3 Investigation of the vertical distributions of the mean annual meridional sensible and latent heat transports across the latitude 70°N .....	85
3.2.4 Integral sensible and latent heat transports in the lower and entire troposphere and their net fluxes across the «Arctic Gate» .....	85
3.3 Mean meridional component of wind velocity in the atmospheric layers around 70°N.....	86
3.4 Analysis of empirical orthogonal functions for the time series of sensible and latent heat transports and the resulting large-scale regional division .....	88
3.5 Anti-phase pattern in the sensible and latent heat transports between the Eastern and Western Hemispheres .....	89
3.6 Integral sensible and latent heat transports in the lower and entire troposphere and their net values across the «Arctic Gate» .....	91
3.7 Discussion of the results and conclusions.....	94
Conclusion.....	95
References .....	97
List of abbreviations .....	115

## **Introduction**

### **Relevance of the research topic and the degree of its elaboration**

The climate system is currently in a phase of ongoing global warming that has begun in the 1980s. At the same time, the surface air temperature in the Arctic is increasing about twice as fast as the global average. This phenomenon is known as the Arctic amplification, the first scientific mention of which was given by the Swedish scientist Svante Arrhenius (Arrhenius, 1896). A direct consequence of the present Arctic amplification is a rapid reduction of the area of the Arctic sea ice, which opens up new economic opportunities associated with the intensification of navigation along the Northern Sea Route and extraction of mineral resources on the Arctic shelf. At the same time, the melting of permafrost, a significant part of which is located on the Russian territory, can cause huge economic damage and require new engineering solutions. The rise in global average temperature and the onset of the Blue Arctic Era by the middle of the 21st century was predicted by the Soviet scientist Mikhail Ivanovich Budyko (Budyko, 1972).

The Arctic amplification is a result of the simultaneous manifestation of a number of climate feedbacks due to the interaction of the atmosphere, land, ocean and sea ice, as well as of the meridional energy exchange (exchange of heat and moisture) between low and high latitudes. The most important mechanisms of the Arctic amplification are the feedbacks linked to the vertical air temperature gradient, albedo of the Earth's surface, Planck feedback, and others. Most of these feedbacks operate at low latitudes as well, but a number of studies have shown that positive feedbacks function the most effectively in the polar regions, whereas negative feedbacks are generally less efficient in stabilizing the polar climate system compared to the mid-latitudes or tropics. This explains larger changes in air temperature in the polar regions as a result of external perturbations. Despite the significant advances made during the past decade in understanding the mechanisms of the Arctic amplification, the relative importance of each of these mechanisms remains uncertain.

The role of the coupled variability of the meridional energy transport by atmospheric and oceanic circulation to polar latitudes is particularly poorly understood. This mechanism, however, might play a significant role in fluctuations of the intensity of the Arctic amplification at different time scales. This study aims to investigate the role of this latter mechanism in the dynamics of the Arctic amplification.

### **Objective of the study**

To reveal large-scale spatio-temporal variations in the development of the Arctic amplification and derive possible relationships between the interannual variability of the Arctic amplification and the oceanic and atmospheric meridional heat fluxes into the Arctic.

### **Tasks of the study**

1. To quantify how well the current global climate models of Phases 5 and 6 of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5 and CMIP6) reproduce the long-term variability of the Arctic amplification during the warming and cooling periods in the Arctic during the 20th and early 21st centuries.
2. To estimate the meridional heat transports in the ocean and atmosphere across the southern boundary of the Atlantic sector of the Arctic («Atlantic Gate») since the 1950s to the present, using the modern long-term reanalyses with advanced data assimilation schemes (ORAS4 and ERA5).
3. To reveal possible mechanisms of interannual variability of the coupled oceanic and atmospheric heat fluxes into the Arctic.
4. To assess how the spatio-temporal variability of the Arctic amplification might be related to oceanic and atmospheric heat fluxes across the «Atlantic Gate».
5. To validate with respect to the reanalyses the reliability of the interannual and long-term variability of the integral heat fluxes into

the Arctic in the modern CMIP6 climate models, which are found to be the most reliable in reproducing the long-term variability of the Arctic amplification, including the early twentieth century Arctic warming of 1920s–1940s.

6. To carry out the regionalization of the atmospheric heat fluxes into the Arctic across the parallel of 70°N based on typical patterns of their spatio-temporal variability.

### **Scientific novelty of the research**

This work is devoted to an investigation of the ability of ensembles of CMIP5 and CMIP6 global climate models to reproduce the Arctic amplification, including the early twentieth century Arctic warming. A novel approach of solving this problem is based on a comparison of ensembles of two types of CMIP experiments (historical and pre-industrial control) in understanding of the long-term variability of the Arctic amplification. This comparison has not been previously conducted. In the pre-industrial control experiments, external forcings do not change from the initial period (the 1850s), while in the historical ones they vary (for example, due to an increase of the CO<sub>2</sub> concentration). Comparison of the time series of the Arctic amplification in these two types of experiments makes it possible to estimate a relative contribution of the internal variability of the climate system and the external forcings (including, presumably, a significant contribution of anthropogenic forcing over the past decades). The Arctic amplification variability was investigated also by an analysis of a large ensemble of the most advanced models of CMIP6 project, where many models have a higher spatial resolution compared to CMIP5 models. This comparison has not been previously performed.

The role of meridional oceanic and atmospheric heat fluxes in the emergence of the Arctic amplification and in its variations in time remains poorly understood. The novelty of the study is in the joint assessment of the complex impact of the coupled atmospheric and oceanic heat fluxes on the interannual variability of the Arctic

amplification. The coupling of the heat fluxes in the ocean and atmosphere plays an important role in the observed climate tendencies. Therefore, a joint analysis of the role of these processes in the emergence of the Arctic amplification at different time scales was carried out, which made it possible to identify additional mechanisms that regulate the variability of the Arctic amplification.

### **Theoretical and practical significance of the work**

It was shown in this study, using the example of the early twentieth century Arctic warming, that a number of important mechanisms of internal variability are not reproduced by global climate models in a robust way, including the multi-model ensemble means. This issue is of great importance for both fundamental and applied research. For example, based on well-known hypotheses about the causes of warming during the 1920s–1940s in the Arctic and the most successful models' realizations, it is possible to generally improve the construction of global climate models. From a practical point of view, the possible future Arctic climate, from the model-based climate projections, also depends on model errors that appear when the historical climate is reproduced. Identification and account for model errors might be used to refine future climate projections. The reasoning for this is that at any levels of global warming, internal climate variability will be superimposed on external natural and anthropogenic forcings in the climate system.

This PhD work clearly shows that the meridional atmospheric heat transport across the «Atlantic Gate» largely determines the variability and intensity of the regional Arctic amplification over the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. At the same time, the trigger is the meridional heat transport in the Atlantic Ocean, because the ocean affects the atmosphere via the Bjerknes compensation mechanism. Moreover, the paper shows the possibility of long-term forecasting of low-frequency variability of the Arctic amplification over the Eurasian Basin of the Arctic. As a predictor, the data of the meridional oceanic heat transport in the layer of Atlantic waters across the section  $4.5^{\circ}\text{W}$ – $13.5^{\circ}\text{E}$  at the latitude of  $66.5^{\circ}\text{N}$  can be used. It was found that such a forecast is possible with an advance of 4 years, which gives high applied value to this

study. This is due to the fact that the sea ice area in the Eurasian Arctic Basin, a significant part of the Russian Arctic, depends on the magnitude of the Arctic amplification. In turn, changes in the sea ice conditions in the Arctic are closely related to the variability in the frequency and intensity of extreme weather events, such as polar lows, which pose a great danger to ships, drilling platforms and coastal infrastructure.

The PhD research also revealed several important large-scale features of meridional atmospheric heat fluxes at the entrance to the Arctic. The results show a clear division between the Eastern and Western Hemispheres, with the sensible heat transport prevailing in the Western Hemisphere and latent heat transport – in the Eastern Hemisphere. These novel findings are an important advance in our understanding of atmospheric and climate dynamics in the Arctic and the relationship between changes in the Arctic and those at lower latitudes. The revealed large-scale regionalization of atmospheric transports of heat and moisture also brings awareness that, along with the Northern and Southern Hemispheres, the Eastern and Western Hemispheres may also be very different in their physical processes.

### **Materials and methods of the research**

To conduct a verification of the Arctic amplification in the global climate models CMIP5 and CMIP6, the surface air temperature dataset GISTEMP v4 was selected as a benchmark. Additionally, the regional dataset NansenSAT, the HadCRUT4 and Berkeley Earth datasets, and the ERA-20C atmospheric reanalysis were used. The methodological basis for comparing the datasets is the construction of empirical cumulative distribution functions followed by the nonparametric Kolmogorov-Smirnov test, as well as the construction of Taylor diagrams.

The ORAS4 and ERA5 reanalyses formed the basis for calculating the meridional heat transports in the ocean and atmosphere. The ERA5 reanalysis was also used to assess the spatio-temporal variability of the Arctic amplification in relation to the heat transports. Wavelet analysis was a key methodology for analyzing time series in time-frequency space. Low-frequency variability was also investigated using the

low-pass Butterworth filter. Regionalization of atmospheric sensible and latent heat transports into the Arctic was carried out by means of the analysis of empirical orthogonal functions.

Each chapter of the PhD thesis contains a detailed description of the materials and methods used in this section.

### **The main results to be defended**

1. The multi-model ensemble means of global climate models CMIP5, as well as of CMIP6, do not correctly reproduce the early twentieth century Arctic warming in the 1920s–1940s. The largest errors in the climate models CMIP5 and CMIP6, in comparison with observations, are a consequence of the inaccuracy of the former in determining the surface air temperature and the corresponding anomalies in the Arctic region.
2. Unlike the periods of warming, which are manifested in the Arctic amplification during all seasons, the periods of cooling in the Arctic are manifested during the winter season only.
3. A low-frequency oscillation with a period of 10–15 years was revealed in the oceanic heat transport at the entrance to the Atlantic sector of the Arctic, and this oscillation weakened with the onset of global warming since the 1980s.
4. The 10–15 year variability of the Arctic amplification over the Eurasian Basin of the Arctic Ocean and the atmospheric heat transport at the entrance to the Atlantic sector of the Arctic is highly correlated, with the Arctic amplification lagging by 1 year.
5. The maximum anti-phase relationship between the oceanic and atmospheric heat fluxes at the entrance to the Atlantic sector of the Arctic in the low-frequency band peaks at 10–15 years, while the response of the atmosphere to the impact of the ocean occurs 3 years later. The atmospheric response is attributed to the Bjerknes compensation mechanism.
6. Time-altitude variability of the atmospheric sensible heat transport across the parallel of 70°N is significantly higher in the Western Hemisphere than in the

Eastern Hemisphere, while the opposite is observed for the latent heat transport. At the same time, there is a pronounced anti-phase variability of both components of the heat transport in different altitude ranges.

### **Reliability and validity of the results**

The reliability of the obtained results is high due to the wide usage of various observational data and reanalyses with the most advanced data assimilation schemes. The methods of analysis used in this work are based on the well-established concepts in the Earth Sciences.

The results obtained in the PhD thesis and directly related to it were published in international peer-reviewed journals and one book in 4 articles. One of the papers was published in a journal belonging to the quartile Q2:

1. **Latonin, M.M.**; Bashmachnikov, I.L.; Bobylev, L.P.; Davy, R. Multi-model ensemble mean of global climate models fails to reproduce early twentieth century Arctic warming. *Polar Science* 2021, 30, 100677. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2021.100677> (Q2)
2. **Latonin, M.M.**; Lobanov, V.A.; Bashmachnikov, I.L. Discontinuities in Wintertime Warming in Northern Europe during 1951–2016. *Climate* 2020, 8, 80. <https://doi.org/10.3390/cli8060080>
3. **Latonin, M.M.**; Bashmachnikov, I.L.; Bobylev, L.P. The Arctic Amplification Phenomenon and Its Driving Mechanisms. *Fundamental and Applied Hydrophysics* 2020, 13, 3, 3–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016>
4. **Latonin M.M.** (2017) Assessment of Atmospheric Circulation in the Atlantic-Eurasian Region and Arctic Using Climate Indices. The Possible Applications of These Indices in Long-Term Weather Forecasts. In: Latola K., Savela H. (eds) *The Interconnected Arctic — UArctic Congress 2016*. Springer Polar Sciences. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-57532-2\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-319-57532-2_9).



The results of the work were reported at 7 international and all-Russian conferences:

1. Arctic Frontiers 2020 “The Power of Knowledge”, 26–30 January 2020, Tromsø, Norway.
2. ARCTOS/Arctic Frontiers PhD Workshop, 26 January – 5 February 2020, Tromsø and Svolvær, Norway.
3. 5th Russian scientific conference of young scientists “Multidisciplinary study of the World Ocean (KIMO 2020)”, 18–22 May 2020, Kaliningrad, Russia (on-line).
4. International conference “Current problems of hydrometeorology and environmental monitoring over the territory of the Commonwealth of Independent States”, 22–24 October 2020, St. Petersburg, Russia.
5. Arctic Science Summit Week (ASSW 2021), 19–26 March 2021, Lisbon, Portugal (on-line).
6. Polar Early Career Conference, 5–6 May 2021, UK Polar Network (on-line).
7. APECS International Online Conference 2021 “Polar Science: Success stories from the field and from home”, 12 May 2021 (on-line).

Also, based on the results of the conferences, 4 abstracts and 2 conference proceedings were published:

1. Bobilev, L., Johannessen, O.M., Kuzmina, S., Bashmachnikov, I., and **Latonin, M.** (2020). Arctic amplification according to the observations and models. International conference “Comprehensive Research of the Natural Environment of the Arctic and Antarctic” devoted to 100 Anniversary of AARI, Saint Petersburg, Russia, 2–4 March 2020 (in Russian).
2. **Latonin, M.**, Bobilev, L., Bashmachnikov, I., and Davy, R. (2020). Arctic amplification according to the observational data, reanalyses and climate models. "Multidisciplinary study of the World Ocean – KIMO 2020", 18–22 May 2020, Kaliningrad, Russia (in Russian).
3. Bobilev, L.P., **Latonin, M.M.**, Bashmachnikov, I.L., Gnatiuk, N.V., and Radchenko, I.V. (2020). Arctic amplification in the observational data and

- climate models. International scientific conference “Earth. Space. Universe” commemorating the birth centenary of Professor Kirill Ya. Kondratyev, 20–21 October 2020, Saint Petersburg, Russia (in Russian).
4. **Latonin, M.M.**, Bobylev, L.P., Bashmachnikov, I.L., and Davy, R. (2020). Reproduction of Arctic amplification in the different databases. International conference “Current problems of hydrometeorology and environmental monitoring over the territory of the Commonwealth of Independent States”, 22–24 October 2020, Saint Petersburg, Russia (in Russian).
  5. **Latonin, M.M.** (2020). Present climate change in the subpolar region of the North Atlantic: interrupted pattern of the on-going wintertime warming in Northern Europe. A.G. Kolesnik International Young Scientists School "Environmental Physics", 02–04 November 2020, Tomsk, Russia (in Russian).
  6. **Latonin, M.**, Bashmachnikov, I., Bobylev, L., and Davy, R. (2021). Reproduction of early twentieth century Arctic warming by global climate models. Arctic Science Summit Week (ASSW 2021), 19–26 March 2021, Lisbon, Portugal.

### **Personal contribution of the author**

The author independently conducted the dissertation research taking into account the recommendations of supervisors. All the results presented in the work, including illustrative material, were obtained and analyzed by the author personally. For the technical implementation of the tasks, the author used the software package and the programming language «MATLAB», as well as the software packages «Climate Data Operators» and «netCDF Operators». The author also actively worked in the preparatory part on the formulation of research problems and downloaded the raw datasets. In publications in co-authorship on the topic of the dissertation, the author owns conceptualization, preparation of text, figures and tables, as well as submission of articles to journals and answers to reviewers.

## **Structure and length of the PhD thesis**

The dissertation consists of an introduction, three chapters, a conclusion, a bibliography with 152 references, and a list of abbreviations. The work is presented on 115 pages, including 29 figures and 11 tables.

## **Acknowledgements**

The author expresses his gratitude to his supervisor Dr. Igor L. Bashmachnikov for his support, attention to details, and the opportunity to regularly discuss the obtained results. The author is also grateful to two co-supervisors in the framework of the Nansen Fellowship Program: Dr. Leonid P. Bobylev from the Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre in St. Petersburg and Dr. Richard Davy from the Nansen Environmental and Remote Sensing Center in Bergen. Their participation contributed to the interdisciplinarity of the PhD thesis. The author would like to thank the supervisors for their prompt answers to questions and the opportunity to choose directions of research.

Research on the topic of the PhD thesis was supported by the Russian Foundation for Basic Research (RFBR), project number 19-35-90083 (competition «PhD students», the supervisor is Igor L. Bashmachnikov) and by the Nansen Scientific Society (Bergen, Norway).

The author would also like to note the projects supported by the Saint Petersburg State University (the supervisor is Igor L. Bashmachnikov) and by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (the supervisor is Leonid P. Bobylev). Due to these projects, it is possible to conduct further research on the topic of the PhD thesis and in related areas.

# **1. Arctic amplification during the periods of climate warming and cooling in the 20th and early 21st centuries**

## **1.1 State-of-the-art**

During the 20th and beginning of the 21st centuries, the Arctic climate system has experienced several remarkable warming and cooling periods. These are the 1900s–1910s cooling, which is a continuation of the cold period from the end of the 19th century (Hartmann et al., 2013), the well-known early twentieth-century warming (ETCW) in the 1920s–1940s (Yamanouchi, 2011), the 1960s–1970s cooling (Bekryaev et al., 2010), and the present-day warming, which has started in the 1980s and has continued during the 21st century (Rahmstorf et al., 2017).

The on-going warming period has been extensively studied, and various mechanisms have been proposed to explain this strong warming. In contrast, the cold period before the rapid transition to the ETCW has been the least investigated of the four periods, which is highlighted, e.g., in the advanced review by Hegerl et al. (2018). One of the reasons for this lack of investigation is a poor data coverage in the high latitudes during the early 20th century. The low density of observations has also affected our understanding of the ETCW period. For example, there is a high uncertainty in the sea ice extent during this period: from no reduction (Chapman and Walsh, 1993) to a significant decrease (Johannessen et al., 2004). The primary tools for studying the mechanisms of the ETCW are numerical climate models. Bengtsson et al. (2004) have suggested that a likely cause of the Arctic warming, on the background of a negative North Atlantic Oscillation (NAO), was a regional positive feedback associated with the sea ice reduction in the Barents Sea. This creates appropriate conditions for the intensification of the northwards heat transport both in the atmosphere and ocean towards the Barents Sea (Kalavichchi and Bashmachnikov, 2019; Kalavichchi and Bashmachnikov, 2020). These findings are consistent with the confinement of the warming to the high northern latitudes, with no warming or cooling in the lower latitudes (Semenov and Matveeva, 2020; Semenov, 2021). However, this mechanism alone cannot explain the warming in other parts of the Arctic, for instance,

in Greenland. According to the model results by Suo et al. (2013), this warming was mainly caused by a combination of natural forcings (low volcanic activity and high solar activity) with anthropogenic forcings. Given that the model used by Suo et al. (2013) successfully reproduced the ETCW, these results seem plausible; however, they may be very sensitive to the choice of model design and thus are not robust (Bentsen et al., 2013). Another recent study, using a coupled climate model, has claimed the dominant role of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and Aleutian Low in the ETCW (Svendsen et al., 2018). This suggests different regional drivers compared to Bengtsson et al. (2004). It is generally accepted that the ETCW is a result of different mechanisms caused by natural and anthropogenic forcings, regional feedbacks and internal climate variability (Yamanouchi, 2011; Hegerl et al., 2018).

The cold period during the 1960s–1970s is widely attributed to the increased amount of sulfate aerosols (Myhre et al., 2001; Boucher and Pham, 2002); however, other factors are also thought to be important. In particular, the abrupt cooling of the northern North Atlantic Ocean during the slowdown of the Atlantic Meridional Overturning Circulation and changes in the atmospheric circulation might have been essential (Hodson et al., 2014). Natural forcings could also result from an increased volcanic activity after a long period of no eruptions and a lower solar activity (Sato et al., 1993).

The present warming period, which has started in the 1980s, is global, with a higher warming rate in the Northern Hemisphere, a pronounced Arctic amplification and a very weak Antarctic amplification (Allen et al., 2018). This marks an era of increased anthropogenic forcing on the climate system; therefore, the present-day warming is often thought to be a result of the greenhouse gas emissions (Dai et al., 2019). Nevertheless, Arctic amplification is an inherent and robust feature of the global climate system, which was revealed from proxy records in paleoclimatology studies (Masson-Delmotte et al., 2006), observed now and predicted in the future (Collins et al., 2013). In the past, natural physical mechanisms were the only drivers of the Arctic amplification. Namely, this phenomenon is a result of climate feedbacks interplay in a nonlinear climate system and of variations in the meridional energy transport in the

atmosphere and ocean (Goosse et al., 2018; Latonin et al., 2020). The present positive phase of Arctic amplification is associated with the Arctic sea ice loss. For instance, a particularly strong reduction of sea ice area in the Arctic Pacific sector at the end of the melting season from the early 2000s was found to be related with the increased summertime atmospheric meridional moisture transport from the North Pacific. Moreover, the advected moist air induces a positive feedback via the subsequent effect of downward longwave radiation, which decelerates sea ice formation (Lee et al., 2017). A similar regime shift in the sea ice extent was examined with the PDO, and the results also indicated an anomalous meridional moisture transport during the most recent period, which started even from the end of the 20th century (Kim et al., 2020). In both cases, sea surface temperature (SST) anomalies in the North Pacific that define the PDO phases are thought to be the sources of abrupt regional increase in the poleward atmospheric moisture transport.

## 1.2 Analyzed datasets

### 1.2.1 Surface air temperature. Observational data and reanalysis

For the analysis, surface air temperature (SAT) data were downloaded at monthly temporal resolution. Four gridded observational datasets have been used along with a reanalysis that covers the whole 20th century (Table 1).

Table 1 – Observational data and reanalysis covering the 20th century.

Dataset	Grid resolution	Available years	Reference
NansenSAT	2.5° x 2.5°	1900–2008	Kuzmina et al. (2008)
HadCRUT4	5° x 5°	1850–present	Morice et al. (2012)
GISTEMP v4	2° x 2°	1880–present	Hansen et al. (2010)
Berkeley Earth	1° x 1°	1850–present	Rohde et al. (2013)

ERA-20C (reanalysis)	0.75° x 0.75°	1900–2010	Poli et al. (2016)
-------------------------	---------------	-----------	--------------------

The NansenSAT database covers the region 40°–90°N, whereas the other datasets have global coverage. Therefore, the NansenSAT data were combined with the HadCRUT4 data to cover the whole Northern Hemisphere. The HadCRUT4 dataset has quite a coarse spatial resolution and has many gaps in the Arctic region (Cowtan and Way, 2014). Therefore, these data are used in the tropical latitudes of the Northern Hemisphere below 40°N, whereas a more complete for the Arctic NansenSAT database is used in the higher latitudes. The details of interpolation and other processing techniques are described further in the section “1.3 Methods of analysis”.

The SAT implies air temperature at 2 m above the Earth’s surface; however, in the observational data, SST over the oceans is traditionally considered as more reliable compared to the marine SAT data. Taking into account also the variable Arctic sea ice edge, these issues introduce errors in the SAT trends (Cowtan et al., 2015). This stands in contrast to the reanalyses and climate models where the true SAT is calculated by the interpolation between the surface and the lowest model level. Therefore, a comparison of the blended observational data with the homogeneous SAT in the numerical models is also subject to biases. However, they are mostly noticeable for the present period of accelerated Arctic warming with the method employed in the HadCRUT4 dataset (Cowtan et al., 2015).

In this work, different observational datasets are used, which makes it difficult to perform a uniform blending for a more robust comparison with models. Also, the target period of ETCW represents the interdecadal variation of SAT; therefore, the errors in the exact values of trends are of secondary importance.

### **1.2.2 Surface air temperature. Global climate models CMIP5 and CMIP6**

For further analysis, SAT data from 9 of the 61 CMIP5 global climate models were downloaded. Only the models that had both historical and pre-industrial control

experiments for the period 1900–2004 were selected. Unfortunately, many climate models do not have this period of time for the pre-industrial control experiment. These experiments differ in how natural and anthropogenic forcings change over time: in the control experiment, their values are set at the pre-industrial level and do not change over time, while in the historical experiment their evolution is taken into account together with the carbon cycle (Taylor et al., 2012). The selected CMIP5 models with the information about horizontal resolution and references are shown in Table 2.

Table 2 – CMIP5 models selected for analysis (with r1i1p1 ensemble member per model). The data were downloaded from the ESGF portal: <https://esgf-node.llnl.gov/projects/esgf-llnl/>.

The bold font indicates the models used for comparison with the CMIP6 models.

Number	Model	Horizontal resolution	Reference
1	BNU-ESM	128 x 64	Ji et al. (2014)
2	<b>INM-CM4</b>	180 x 120	Volodin et a. (2017)
3	<b>MIROC-ESM</b>	128 x 64	Watanabe et al. (2011)
4	HadGEM2-CC	192 x 145	Martin et al. (2011)
5	<b>HadGEM2-ES</b>	192 x 145	Martin et al. (2011)
6	<b>MPI-ESM-LR</b>	192 x 96	Giorgetta et al. (2013)
7	MPI-ESM-MR	192 x 96	Giorgetta et al. (2013)
8	MPI-ESM-P	192 x 96	Giorgetta et al. (2013)
9	<b>MRI-CGCM3</b>	320 x 160	Yukimoto et al. (2012)

For the novel high-resolution CMIP6 models, only the historical experiment was considered to allow the use of a large ensemble. Overall, 32 models were selected with up to 5 ensemble members per model; therefore, the total number of considered realizations is 108. The modeling period is 1900–2014, which is longer than for CMIP5. A summary of the models is presented in Table 3.



Table 3 – CMIP6 models selected for analysis. N/A means that a paper has not been published yet. The bold font indicates the models used for comparison with the CMIP5 models.

Number	Model and reference	Number of ensemble members used	Horizontal resolution	Arctic region, °N	Reference region, °N
1	AWI-CM-1-1-MR (Semmler et al., 2020)	5	384 x 192	69.66–89.28	0.47–68.73
2	BCC-CSM2-MR (Wu et al., 2019)	3	320 x 160	68.97–89.14	0.56–67.85
3	BCC-ESM1 (Wu et al., 2019)	3	128 x 64	68.37–87.86	1.40–65.58
4	CAMS-CSM1-0 (Rong et al., 2019)	1	320 x 160	68.97–89.14	0.56–67.85
5	CanESM5 (Swart et al., 2019)	5	128 x 64	68.37–87.86	1.40–65.58
6	CESM2 (Danabasoglu et al., 2020)	5	288 x 192	70.21–90.00	0.47–69.27
7	CESM2-WACCM (Danabasoglu et al., 2020)	3	288 x 192	70.21–90.00	0.47–69.27
8	CNRM-CM6-1 (Voldoire et al., 2019)	5	256 X 128	69.34–88.93	0.70–67.94
9	CNRM-CM6-1-HR (Voldoire et al., 2019)	1	720 x 360	69.65–89.62	0.25–69.15
10	CNRM-ESM2-1 (Séférian et al., 2019)	5	256 x 128	69.34–88.93	0.70–67.94
11	E3SM-1-0	3	360 x 180	69.50–89.50	0.50–68.50

	(Golaz et al., 2019)				
12	EC-Earth3-Veg (Wyser et al., 2020)	1	512 x 256	69.82–89.46	0.35–69.12
13	FGOALS-f3-L (Guo et al., 2020)	3	288 x 180	69.50–89.50	0.50–68.50
14	FGOALS-g3 (Li et al., 2020)	3	180 x 80	68.69–90.00	1.01–66.26
15	GFDL-CM4 (Held et al., 2019)	1	288 x 180	69.50–89.50	0.50–68.50
16	GFDL-ESM4 (N/A)	1	288 x 180	69.50–89.50	0.50–68.50
17	GISS-E2-1-G (Kelley et al., 2020)	5	144 x 90	69.00–89.00	1.00–67.00
18	GISS-E2-1-G-CC (Kelley et al., 2020)	1	144 x 90	69.00–89.00	1.00–67.00
19	GISS-E2-1-H (Kelley et al., 2020)	5	144 x 90	69.00–89.00	1.00–67.00
20	<b>HadGEM3-GC3.1-LL</b> (Kuhlbrodt et al., 2018)	4	192 x 145	69.38–89.38	0.63–68.13
21	<b>INM-CM4-8</b> (Volodin et al., 2018)	1	180 x 120	69.75–89.25	0.75–68.25
22	INM-CM5-0 (Volodin and Gritsun, 2018)	4	180 x 120	69.75–89.25	0.75–68.25
23	IPSL-CM6A-LR (Lurton et al., 2020)	5	144 x 143	69.72–90.00	0.00–68.45

24	MIROC6 (Tatebe et al., 2019)	5	256 x 128	69.34– 88.93	0.70–67.94
25	<b>MIROC- ES2L</b> (Hajima et al., 2020)	3	128 x 64	68.37– 87.86	1.40–65.58
26	<b>MPI-ESM1-2- HR</b> (Müller et al., 2018)	5	384 x 192	69.66– 89.28	0.47–68.73
27	<b>MRI-ESM2-0</b> (Yukimoto et al., 2019)	5	320 x 160	68.97– 89.14	0.56–67.85
28	NESM3 (Cao et al., 2018)	5	192 x 60	69.95– 88.57	0.93–68.08
29	NorCPM1 (Bethke et al., 2021)	5	144 x 96	69.16– 90.00	0.95–67.26
30	NorESM2-LM (Seland et al., 2020)	1	144 x 96	69.16– 90.00	0.95–67.26
31	SAM0- UNICON (Park et al., 2019)	1	288 x 192	69.27– 90.00	0.47–68.32
32	UKESM1-0- LL (Sellar et al., 2020)	5	192 x 144	69.38– 89.38	0.63–68.13

The original model resolutions were used; therefore, the Arctic and reference regions are slightly different for each model. The reference region can be defined in different ways (see discussion in the section 1.3.2).

In both Tables, 5 models highlighted in bold are used for comparison because they are from the same institutions. As the CMIP5 models do not have the intra-model ensembles, only the first realization was considered in the CMIP6 models.

## **1.3 Methods of analysis**

### **1.3.1 Interpolation of surface air temperature data**

Observations, reanalysis and climate models have different horizontal resolution, and most of the models have irregular Gaussian grids. Given that many datasets are compared, this might cause biases because the calculation of the Arctic amplification metric is sensitive to the definitions of the regions (item 1.3.2). Therefore, to evaluate the performance of CMIP5 models, the data were regridded to a common  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  grid prior to the analysis. When regridding from a coarser resolution to a better resolution (BNU-ESM and MIROC-ESM models), bilinear interpolation was applied. In contrast, when regridding from a finer resolution to a coarser one, the conservative method was applied. This order and methods of interpolation were chosen based on the error estimates by Jones (1999). Therefore, observational and reanalysis data were also regridded to this resolution, when necessary. However, for the CMIP6 models, original model grids were used to highlight possible advantages of high-resolution models. In addition, the comparison of the same suite of CMIP5 and CMIP6 models was performed using original model resolutions.

### **1.3.2 Calculation of the Arctic amplification metric and statistical analysis**

Temporal variability of Arctic amplification can be expressed using a single time series as the difference in area-weighted average SAT anomalies in the Arctic and reference regions, which is based on the study by Francis and Vavrus (2015). In previous studies, as a rule, the average SAT anomalies in the Arctic region were compared with those for the entire Northern Hemisphere (Davy et al., 2018). The latter is taken as the reference SAT anomalies. The inclusion of the Arctic region in this reference SAT anomalies makes it difficult to analyze the peculiarities of climatic processes in the Arctic in comparison with lower latitudes, especially during periods when there is a significant contribution from polar latitudes to interannual SAT variability in the Northern Hemisphere. In our study, the metric of the Arctic

amplification was computed without overlapping: the SAT anomalies of the non-polar latitudes of the Northern Hemisphere were considered as the reference variability. The parallel of 70°N was chosen as the boundary of the Arctic region, previously often used in the literature as the southern boundary of the Arctic region (Francis and Vavrus, 2015; Davy et al., 2018).

The calculations were first performed for each month and then aggregated for four seasons and annual means. The period 1900–2004 was used for the CMIP5 models and 1900–2014 for the CMIP6 models. The time series of Arctic amplification were derived for each model and realization first, and then the ensemble averages were computed. The seasons were defined from winter to autumn as January–March, April–June, July–September, and October–December, which is consistent with the seasonal variability of the Arctic sea ice extent, with maximum in March and minimum in September. The SAT anomalies were estimated relative to the climate base period 1961–1990, as recommended by the World Meteorological Organization. To highlight the long-term variability, the results were smoothed using a moving average with a window of 11 years, and the tails were truncated. Therefore, the Arctic amplification time series changed their lengths to 1905–1999 and 1905–2009, respectively.

In order to distinguish the present Arctic amplification from the ETCW, anomaly maps were plotted for the corresponding periods using observational data GISTEMP v4 as a benchmark. This dataset has a good coverage over the Arctic, including the ETCW period, and a more comparable spatial resolution with the models, unlike the other observational datasets. The GISTEMP v4 database is also global compared to the regional NansenSAT database.

After deriving the time series of Arctic amplification, empirical cumulative distribution functions (ECDFs) were calculated (Wilks, 2006). The biases for every season and annual means were computed by finding the mean and median differences in the Arctic amplification time series between the observations GISTEMP v4 and CMIP5 ensemble average in the historical experiment. An important note here is that the differences were found first, and then the means and medians of the results were calculated. The two-sample Kolmogorov-Smirnov tests (two-sided) between pairs of

the time series were computed to show whether the compared datasets come from the same distribution (Semenov et al., 2008). The same way an uncertainty among the observational datasets was estimated. The tests were repeated for the mean centered time series to evaluate the effect of biases in the difference of SAT anomalies between the multi-model ensemble means and observations.

To find out which of the CMIP5 models perform better and how well the observations agree with each other, Taylor diagrams were plotted (Taylor, 2001; Rochford, 2020) for the winter season and annual means as most representative of Arctic amplification (Allen et al., 2018). After that, the best model and the benchmark dataset GISTEMP v4 were used to show how the results change when the Arctic region is represented by the observations, whereas the reference region is filled by the model and vice versa. This is a simple approach to show which of the regions gives the main errors in the model. The Taylor diagrams were also used for comparison of CMIP5 and CMIP6 models.

## **1.4 The ability of climate models to reproduce Arctic amplification and early twentieth century warming**

### **1.4.1 Time series of Arctic amplification in different datasets**

Figure 1 presents the time series of winter Arctic amplification in the two CMIP5 experiments.

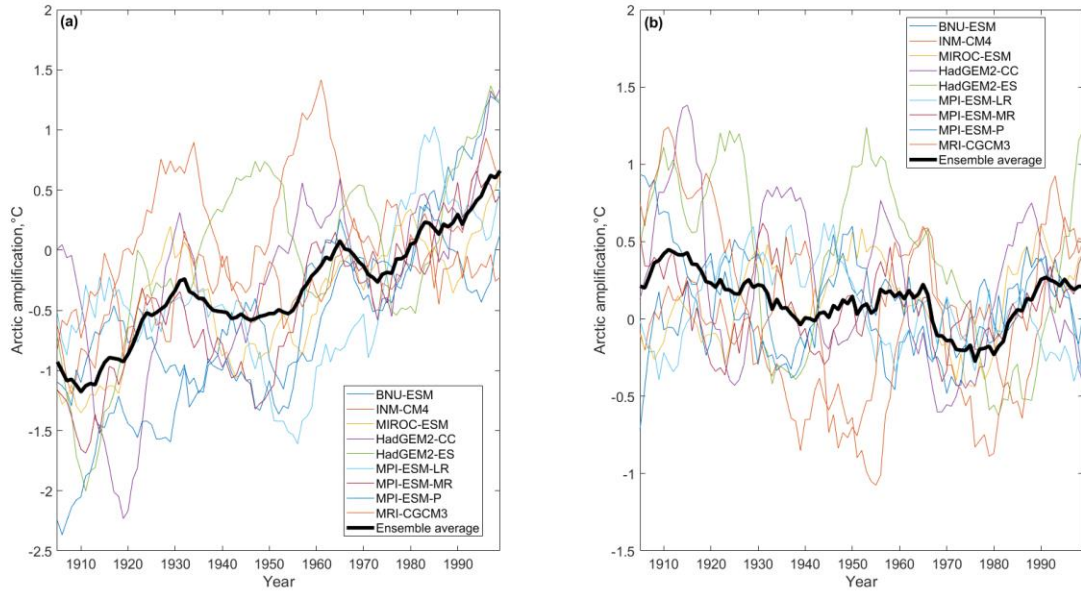


Figure 1. Time series of Arctic amplification for the winter season in every CMIP5 model and the ensemble averages in the (a) Historical experiment and (b) Pre-industrial control experiment.

The black curves in both experiments are the ensemble averages, and despite the small number of models and generally high wintertime variability, they provide clear insight into the trends and variability in both of the experiments. The curves of CMIP5 experiments presented below are the ensemble averages. The interpretation of these results is given below when all datasets are considered simultaneously for all seasons and annual values (Figure 2).

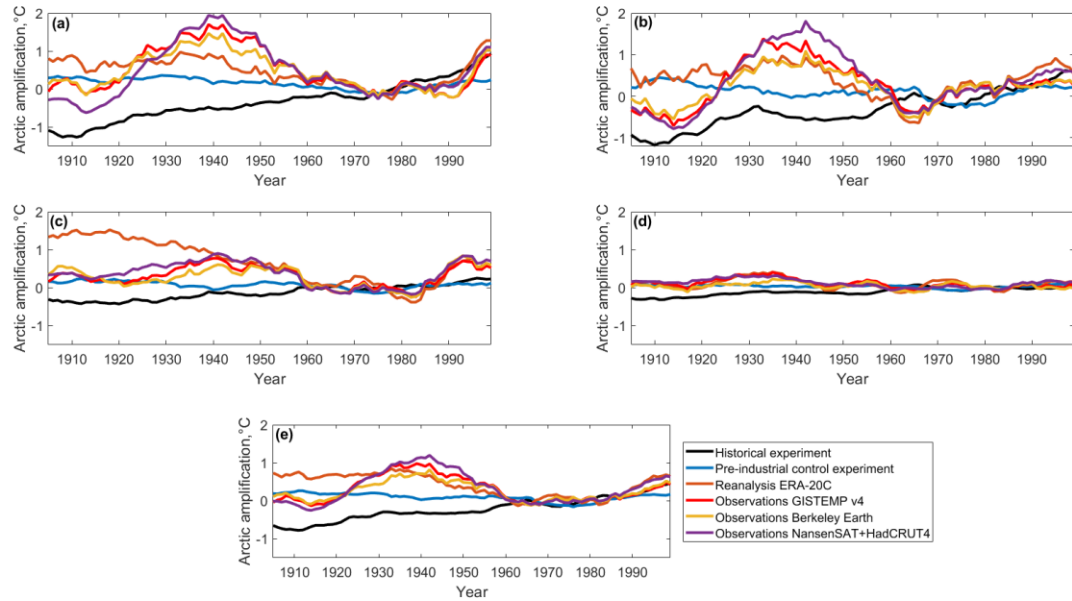


Figure 2. Time series of Arctic amplification in the observations, reanalysis and climate models CMIP5 for (a) Autumn season, (b) Winter season, (c) Spring season, (d) Summer season and (e) Annual values.

According to the observational data, changes in SAT anomalies in the Arctic are most pronounced in the autumn and winter seasons from October to March, and the cooling of the 1960s–1970s is noticeable in the winter season only. The curves obtained indicate that the current period of the Arctic amplification is successfully reproduced by the CMIP5 climate models in a historical experiment. This result is robust because it was obtained for the ensemble average from different models. At the same time, the pre-industrial control experiment shows the absence of significant deviations from zero, which confirms the crucial role of external forcings to induce strong SAT anomalies in the Arctic.

However, the Arctic warming in the 1920s–1940s, being one of the most noticeable manifestations of the ETCW (Hegerl et al., 2018), is not detected by the models in either experiment, and the reanalysis ERA-20C significantly underestimates it. To reproduce the possibility of this warming due to the internal variability of the climate system, a longer time series is required, covering at least several centuries (e.g., Suo et al., 2013). Therefore, in this case, the pre-industrial control experiment is not very representative. If we consider the mean over the models, then in the historical experiment of CMIP5 models, positive values start after the beginning of the 1980s



only. This points out to a systematic negative bias of the Arctic amplification magnitude (difference in the SAT anomalies between the Arctic and non-polar latitudes of the Northern Hemisphere) by the models compared to the observations.

Considering also the cold period during the 1900s–1910s in the observations, an important feature is that generally, the positive anomalies are clearly seen in the annual means, whereas negative anomalies are pronounced during the winter season only.

It is very important to note that from a physical point of view, the warming of the 1920s–1940s is not precisely the Arctic amplification because the warming pattern is not global, covering mostly the Arctic and the North Atlantic, and negative anomalies are also present (Figure 3).

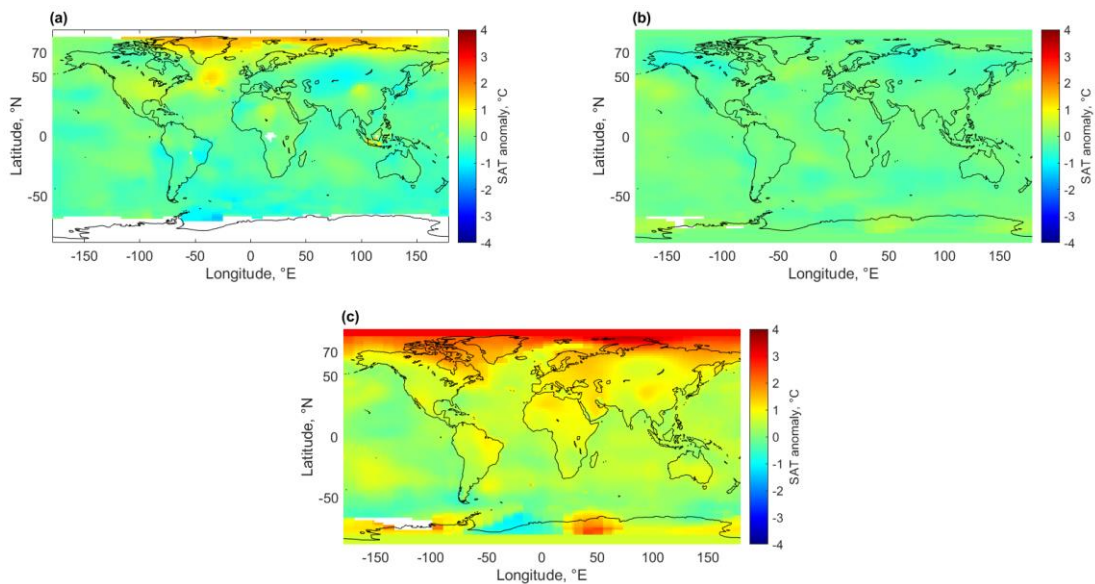


Figure 3. Annual average SAT anomalies according to the observations GISTEMP v4, but recalculated relative to the climate base period 1961–1990 for the three periods: (a) 1931–1940, (b) 1964–1973, (c) 2005–2014. White spaces mean data gaps.

In particular, there are no global unidirectional SAT anomalies enhanced in the Arctic during a long period of time, which is the characteristic pattern for the present Arctic amplification (Serreze and Barry, 2011; Goosse et al., 2018). As shown, in average annual values, the negative anomaly of the 1960s–1970s is nearly absent, which was also seen in Figure 2. However, the time series cannot reflect the fundamentally different structure of the 1920s–1940s warming and the present-day warming. The present Arctic amplification is manifested in an accelerated Arctic

warming north of  $70^{\circ}\text{N}$  over the reference global warming pattern. It was also checked that the inclusion of the Southern Hemisphere in the reference region makes almost no difference to the curves for the ETCW in the observations, but enhances the present Arctic amplification.

### 1.4.2 Distribution functions of the Arctic amplification in different datasets

From Figure 2 it was clear that there is evidence for the negative bias in the difference of SAT anomalies in the CMIP5 historical experiment compared to the observations. In order to assess this objectively, empirical cumulative distribution functions (ECDFs) were plotted (Figure 4).

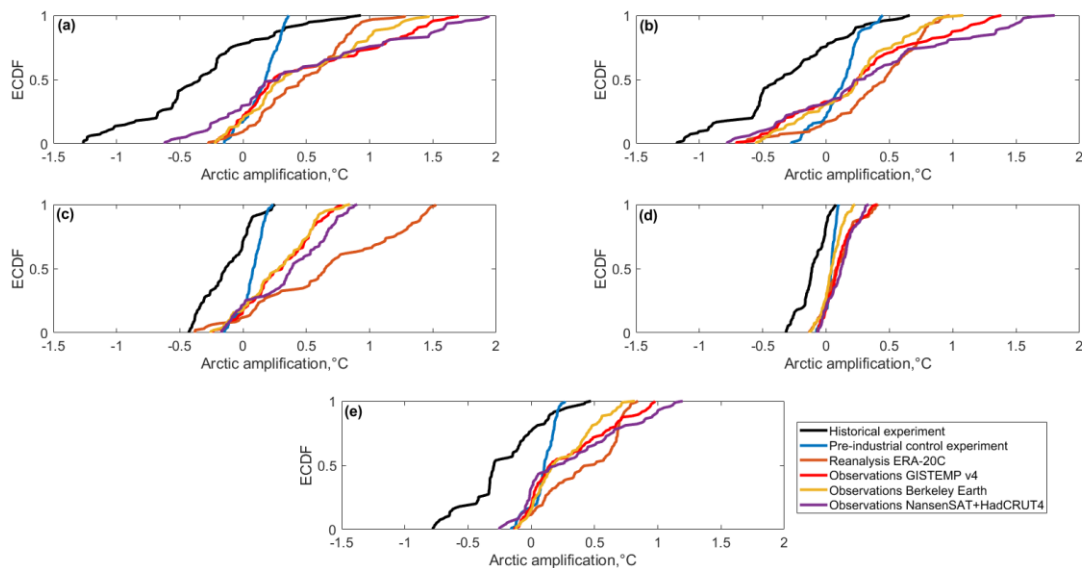


Figure 4. Empirical cumulative distribution functions (ECDFs) of Arctic amplification in the (a) Autumn season, (b) Winter season, (c) Spring season, (d) Summer season and for the (e) Annual values.

The ECDFs clearly show that the historical experiment is negatively biased relative to the observations and reanalysis, while the cumulative distributions themselves look very similar. The blue curve representing the pre-industrial control experiment has a quite different distribution: the number of values on both sides of the median is approximately equal, i.e. the distribution is symmetrical relative to its median value. The Arctic amplification time series fluctuate around zero for this experiment

(see Figures 2 and 1). Another important feature is that the reanalysis ERA-20C is positively biased relative to the observations because of the overestimation of the difference in the SAT anomalies at the beginning of the 20th century. This error was found for all seasons and the annual values, but it is most pronounced for the spring season (see also Figure 2). It is essential to note that despite the negative bias in the historical experiment of CMIP5 ensemble average relative to the observations, the models correctly reproduce the seasonality in the ECDFs. This feature is clearly seen from the coherent steepness' changes, with a lower accumulation rate in the autumn and winter seasons and higher accumulation rate in the spring and summer seasons both in the models and observations (Figure 4). The particular seasonal biases are shown in Table 4.

Table 4 – Mean and median differences for the whole range of observed (GISTEMP v4) and modeled (CMIP5 ensemble average) Arctic amplification, °C.

	<b>Autumn season</b>	<b>Winter season</b>	<b>Spring season</b>	<b>Summer season</b>	<b>Annual values</b>
Mean difference, °C	0.85	0.60	0.42	0.21	0.52
Median difference, °C	0.99	0.56	0.54	0.21	0.60

The differences decrease from the autumn season to the summer season due to the bias reduction.

To compare the ECDFs quantitatively, the two-sample Kolmogorov-Smirnov test was applied, which measures the distance between two ECDFs at a given value on the horizontal axis and determines whether the distributions come from the same distribution or from different ones. Table 5 shows the calculated p-values among the pairs of the datasets. The results are presented for the autumn and winter seasons, as well as for the annual means.

Table 5 – P-values between all pairs of the time series according to the two-sample Kolmogorov-Smirnov test for the 5% significance level. The bold font indicates that the time series come from the same ECDF, whereas the ordinary font shows that the distributions are different..

<b>Autumn season</b>						
	Historical	Control	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+HadCRUT4
Historical	1					
Control	0.00	1				
ERA-20C	0.00	0.00	1			
GISTEMP v4	0.00	0.00	0.01	1		
Berkeley Earth	0.00	0.00	<b>0.12</b>	<b>0.23</b>	1	
NansenSAT+HadCRUT4	0.00	0.00	≈0.00	<b>0.12</b>	<b>0.12</b>	1
<b>Winter season</b>						
	Historical	Control	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+HadCRUT4
Historical	1					
Control	0.00	1				
ERA-20C	0.00	0.00	1			
GISTEMP v4	0.00	0.00	0.03	1		
Berkeley Earth	0.00	0.00	≈0.00	<b>0.17</b>	1	
NansenSAT+HadCRUT4	0.00	0.00	0.02	<b>0.31</b>	0.03	1
<b>Annual values</b>						
	Historical	Control	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+HadCRUT4
Historical	1					

Control	0.00	1				
ERA-20C	0.00	0.00	1			
GISTEMP v4	0.00	0.00	0.02	1		
Berkeley Earth	0.00	0.00	0.00	<b>0.17</b>	1	
NansenSAT+HadCRUT4	0.00	0.00	≈0.00	<b>0.23</b>	0.04	1

As shown, the ensemble averages of CMIP5 historical and pre-industrial control experiments disagree with the observations, as well as with the reanalysis ERA-20C. Interestingly, the observations also show an uncertainty among each other because the NansenSAT + HadCRUT4 and Berkeley Earth are in poor agreement. The results for spring and summer seasons also showed significant discrepancies between the models and observations (not shown).

To investigate the role of negative bias in the magnitude of Arctic amplification in the ensemble average of CMIP5 historical experiment, the statistical testing was repeated for the mean centered time series of Arctic amplification. Therefore, the mean values were subtracted from the time series prior to the test. The results are presented in Table 6.

Table 6 – P-values between all pairs of the mean centered time series according to the two-sample Kolmogorov-Smirnov test for the 5% significance level. The bold font indicates that the time series come from the same ECDF, whereas the ordinary font shows that the distributions are different.

<b>Autumn season</b>						
	Historical	Control	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+HadCRUT4
Historical	1					
Control	≈0.00	1				
ERA-20C	<b>0.23</b>	0.00	1			

GISTEMP v4	≈0.00	0.00	≈0.00	1		
Berkeley Earth	<b>0.12</b>	0.00	<b>0.12</b>	<b>0.08</b>	1	
NansenSAT+Had CRUT4	0.01	0.00	≈0.00	<b>0.23</b>	<b>0.12</b>	1
<b>Winter season</b>						
	Historical	Control	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+Had CRUT4
Historical	1					
Control	≈0.00	1				
ERA-20C	<b>0.17</b>	≈0.00	1			
GISTEMP v4	<b>0.31</b>	≈0.00	<b>0.08</b>	1		
Berkeley Earth	<b>0.41</b>	0.01	<b>0.64</b>	<b>0.23</b>	1	
NansenSAT+Had CRUT4	<b>0.17</b>	≈0.00	0.02	<b>0.41</b>	0.00	1
<b>Annual values</b>						
	Historical	Control	ERA-20C	GISTEMP v4	Berkeley Earth	NansenSAT+Had CRUT4
Historical	1					
Control	0.00	1				
ERA-20C	<b>0.06</b>	0.00	1			
GISTEMP v4	≈0.00	0.00	<b>0.17</b>	1		
Berkeley Earth	<b>0.08</b>	0.00	<b>0.06</b>	0.04	1	
NansenSAT+Had CRUT4	≈0.00	0.00	<b>0.06</b>	0.01	0.00	1

The ECDFs are in good agreement between the CMIP5 historical experiment and all observations and the ERA-20C reanalysis for the winter season. For the annual

values, the agreement is worse, but it is found with the observations Berkeley Earth and reanalysis ERA-20C. The other seasons showed the following results: the autumn season nearly repeats the situation for the annual values, the spring season has a good agreement, except the CMIP5 historical experiment and NansenSAT + HadCRUT4, and the summer season has the same coherence as the winter season. Therefore, although there are some discrepancies, robust results were obtained: the cold bias in the reproduction of the difference in the SAT anomalies by the CMIP5 models contributes significantly to the poor consistency of the Arctic amplification with the observational data.

### **1.4.3 Identification of the best CMIP5 model and regional contribution of the error in the model**

The ensemble average may obscure the fact that an individual model performs well; therefore, Taylor diagrams were plotted for each CMIP5 model, their ensemble average and all other datasets, with GISTEMP v4 being a benchmark dataset (Figure 5).

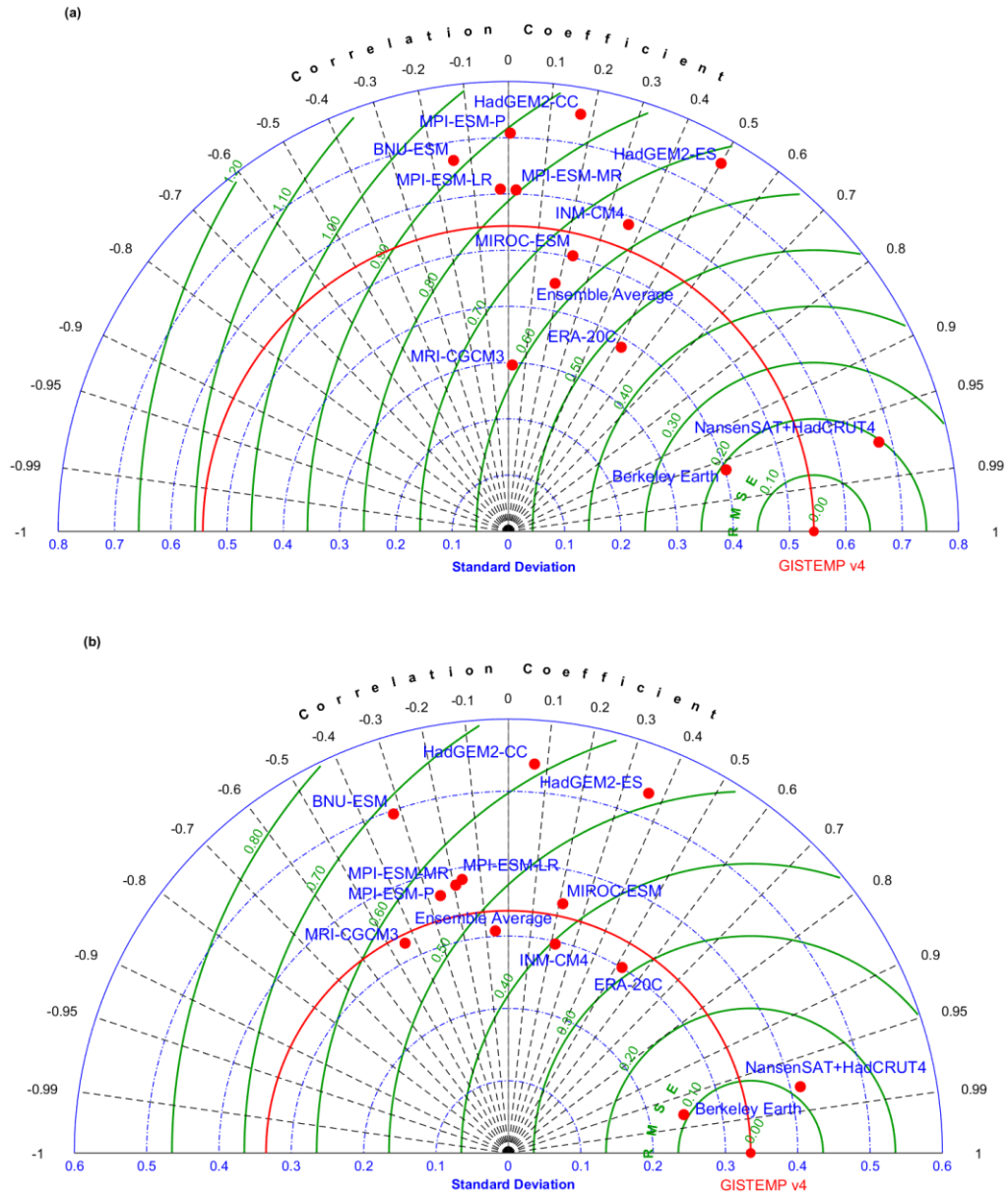


Figure 5. Taylor diagrams of the Arctic amplification time series in the CMIP5 historical experiment, observations and reanalysis for the (a) Winter season and (b) Annual values.

The results show that, for the winter season and the annual means, INM-CM4 and MIROC-ESM are the best models, as they most adequately reproduce the variability in the Arctic amplification (standard deviations). However, these models still do not reproduce timings of the Arctic amplification fluctuations (see also Figure 6), which is reflected in the low correlation coefficients and the high root-mean-square errors (RMSE). Overall, these models perform better than the ensemble average. Other models show significantly different standard deviations of Arctic amplification time series relative to those derived from GISTEMP v4. In addition, the observational



datasets Berkeley Earth and NansenSAT + HadCRUT4 also have different standard deviations, compared to the GISTEMP v4 dataset. Given that the two-sample Kolmogorov-Smirnov test showed that the observations Berkeley Earth and NansenSAT + HadCRUT4 have different distributions, this result confirms that the SAT errors in the observations are non-negligible.

The model INM-CM4 was further blended with the observations GISTEMP v4 by replacing either the INM-CM4 temperature in the Arctic (magenta curve in Figure 6) or off-Arctic (green curve in Figure 6) with the observations.

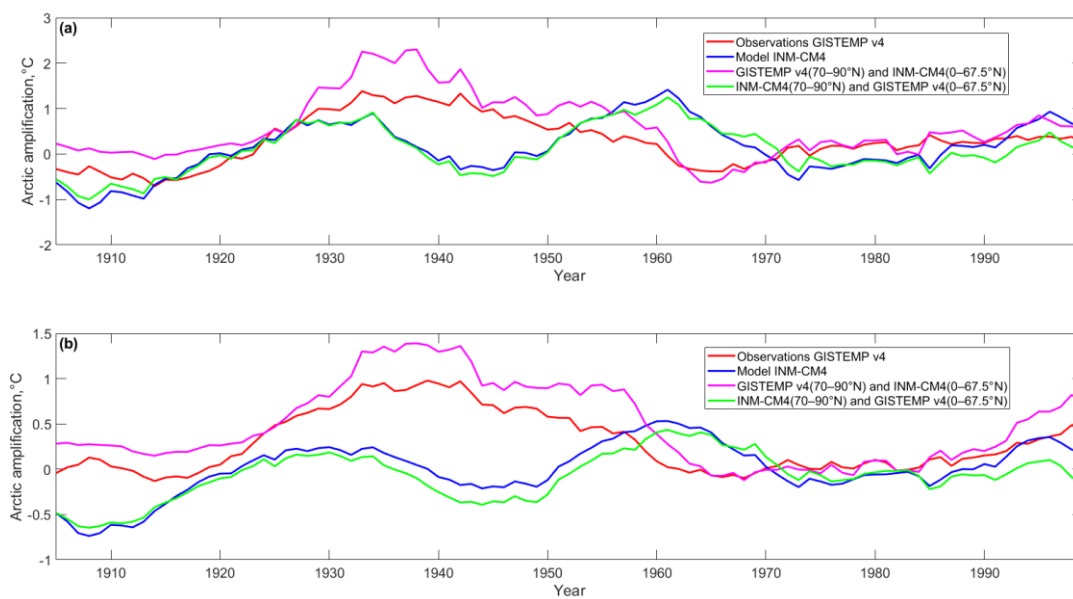


Figure 6. Arctic amplification time series obtained after blending the observations GISTEMP v4 and model INM-CM4 for the (a) Winter season and (b) Annual values.

The results (Figure 6) show that the underestimation of the Arctic amplification magnitude by the model in comparison with observations is mainly due to the differences in the variability of SAT anomalies in the Arctic region.

#### 1.4.4 Arctic amplification time series in the CMIP5 and CMIP6 models from the same institutions

In this section, 5 CMIP5 models are compared with 5 CMIP6 models from the same institutions relative to the observations GISTEMP v4. The time series of Arctic

amplification and corresponding ECDFs for the ensemble averages are shown in Figure 7.

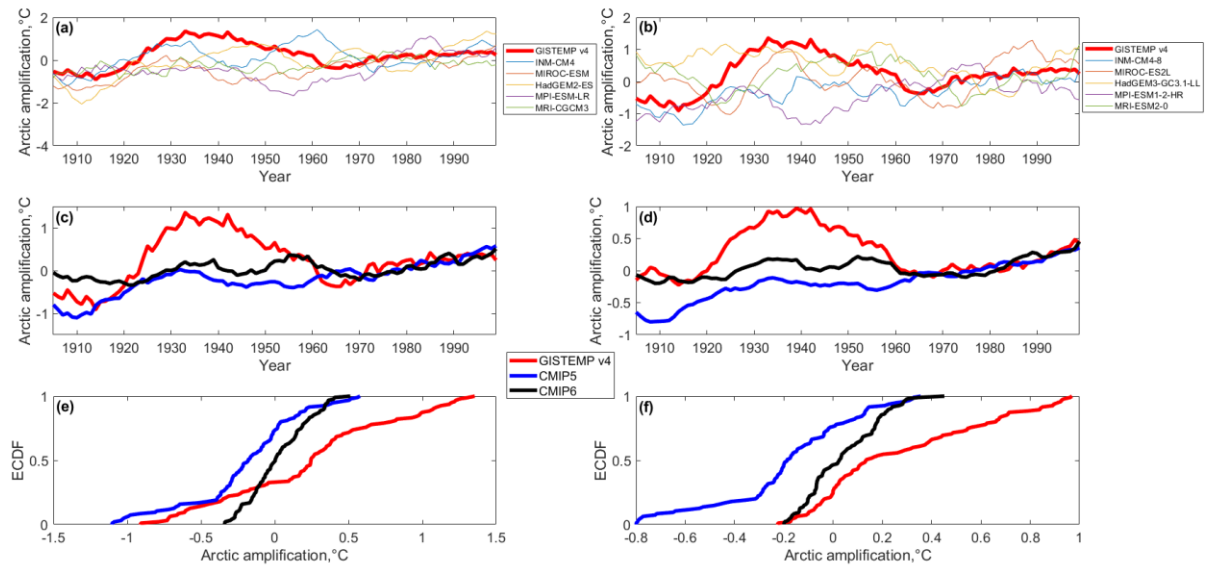


Figure 7. Arctic amplification time series for the winter season in the (a) individual CMIP5 models and (b) individual CMIP6 models relative to the observations GISTEMP v4; for the ensemble averages in the CMIP5 and CMIP6 historical experiments (small ensembles) and observations GISTEMP v4 for the (c) Winter season and (d) Annual values and the Empirical cumulative distribution functions (ECDFs) for the (e) Winter season and (f) Annual values. The original horizontal resolution was used in the models and observations.

In the CMIP5 models, the only model that nearly achieves the observed magnitude and correct timing of the wintertime Arctic warming during the 1920s–1940s is the INM-CM4 model (Figure 7a). There is a distinct improvement in the CMIP6 models because two models nearly reproduce this warming: MIROC-ES2L and HadGEM3-GC3.1-LL (Figure 7b). In contrast to the CMIP5 ensemble average of annual values, the corresponding CMIP6 ensemble average shows nearly no negative bias at the beginning of the century. However, the ETCW is practically not reproduced by the ensemble average of CMIP6 models (Figure 7c–d). The ECDFs (Figure 7e–f) also show that the greatest improvement in the CMIP6 ensemble average compared to CMIP5 is for the annual values because the previously noted negative bias of the cumulative distribution functions of the CMIP5 ensemble decreases significantly. Nevertheless, the accumulation rate of values for the CMIP6 models is significantly higher, which leads

to a distortion of the shape of the cumulative distribution function. This is largely due to the poor reproduction of the ETCW by the ensemble of the selected CMIP6 models.

Figure 8 displays Taylor diagrams for the winter season and annual values.

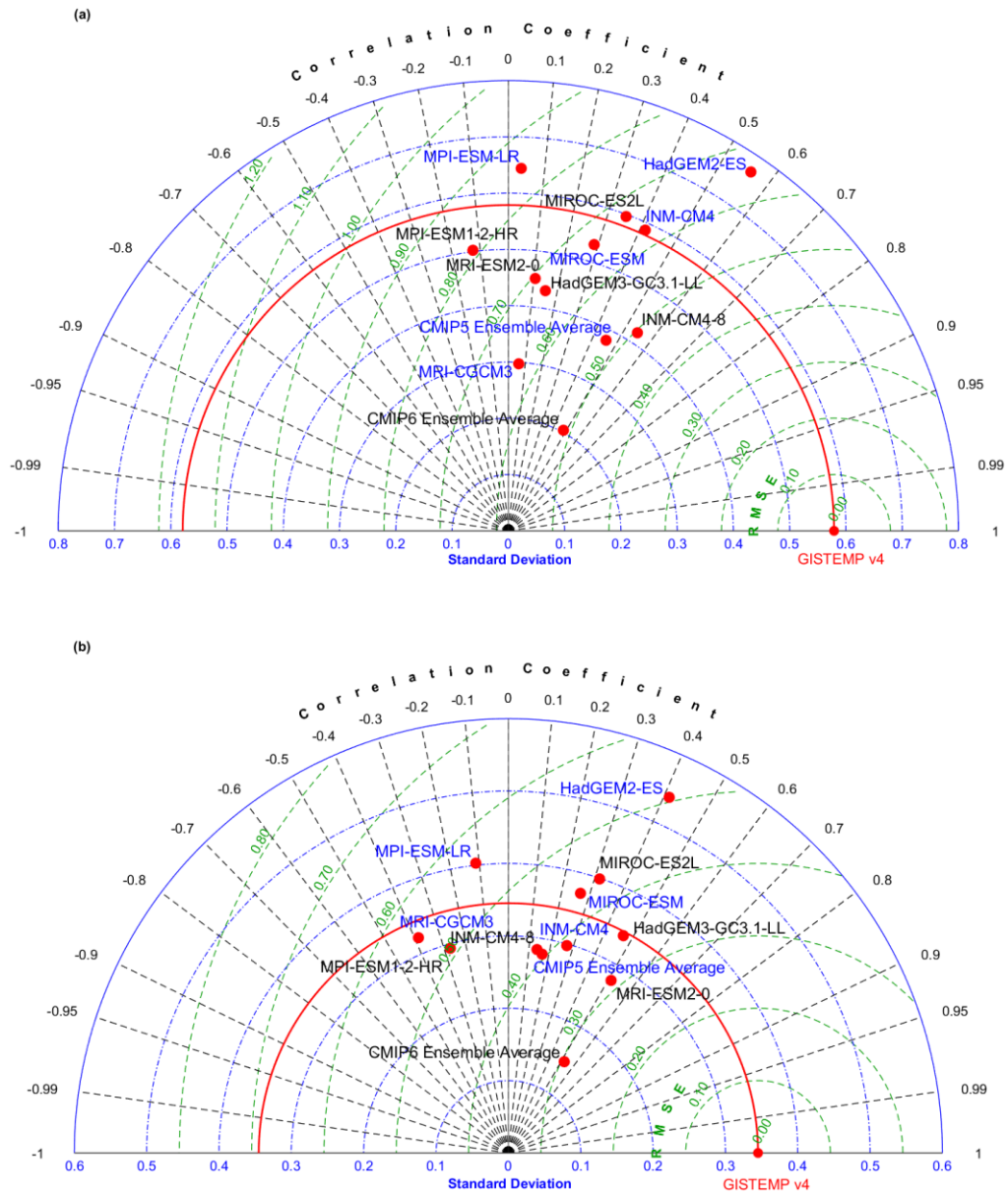


Figure 8. Taylor diagrams of the Arctic amplification time series in the CMIP5 and CMIP6 historical experiments and observations GISTEMP v4 for the (a) Winter season and (b) Annual values. CMIP5 models and corresponding ensemble average are denoted by the blue color, while CMIP6 models and their ensemble average are denoted by the black color. The original horizontal resolution was used in the models and observations.

Due to the original model grids, the CMIP5 models perform slightly better than their regridded versions (Figure 5). Most of the CMIP6 models have become better than

the CMIP5 models, which is confirmed by the higher correlation coefficients and the lower root-mean-square errors (RMSE). However, for some models, the variability is reproduced worse in the CMIP6 models, and this is also reflected in the CMIP5 and CMIP6 ensemble averages although two other parameters are improved in the CMIP6 ensemble average. Overall, there is a significant improvement from CMIP5 models to CMIP6 models. For instance, the model HadGEM3-GC3.1-LL is one of the best CMIP6 models for the annual values, whereas its previous version HadGEM2-ES was one of the worst models among the CMIP5 models (Figure 8b). It is important to note that among these models, the only model in the CMIP6 ensemble with a higher spatial resolution than in the CMIP5 ensemble is MPI-ESM1-2-HR. Compared to its CMIP5 version MPI-ESM-LR, there are no significant improvements for this model.

The considered 5 models in the CMIP5 and CMIP6 ensembles consist of two relatively good models, two relatively bad models and one intermediate model. Thus, the worst models deviate the ensemble average from the correct reproduction of the Arctic warming during the 1920s–1940s. However, due to the best models, the overall trend of Arctic amplification reproduces better. An assessment of how an increase in the number of ensemble members affects the trend and reproduction of the ETCW is explored in the next section.

#### **1.4.5 Arctic amplification time series in the high-resolution CMIP6 models**

The results obtained for the CMIP5 and CMIP6 models are based on the rather small ensembles, limited by the models which have both, control and historical experiments in the CMIP5 models. This was done to study the role of variability in the external forcing in representation of the Arctic amplification. Here, the Arctic amplification time series and their ECDFs were derived for the large ensemble of the next generation of high-resolution CMIP6 models (32 models, with the number of realizations from 1 to 5 per model – Table 3). The performance of the ensemble mean was assessed relative to the observations GISTEMP v4 previously defined as the benchmark dataset (Figure 9).

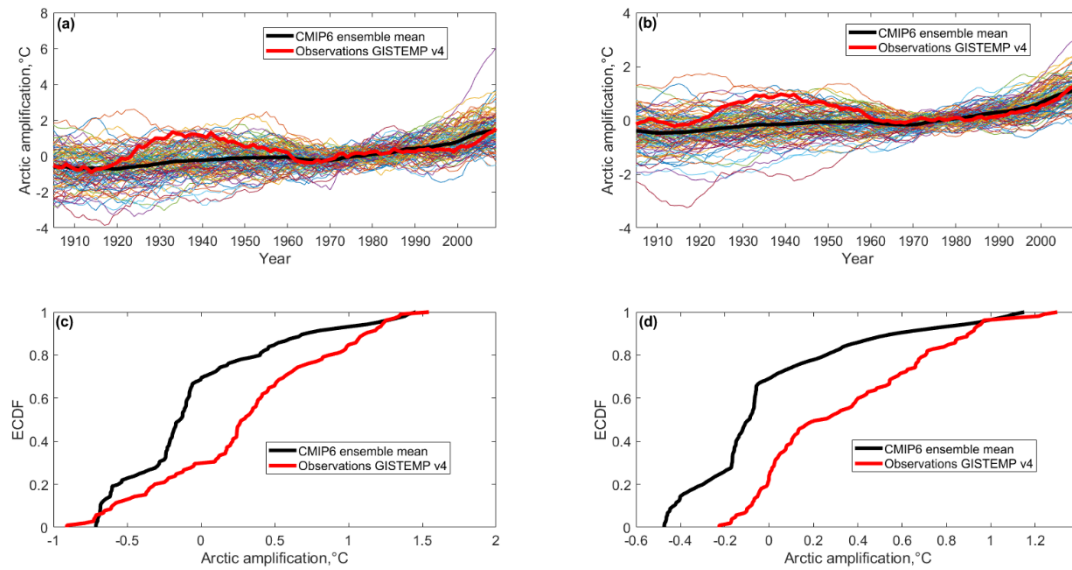


Figure 9. Arctic amplification time series in the 108 realizations from 32 CMIP6 models in the historical experiment (large ensemble) and observations GISTEMP v4 for the (a) Winter season and (b) Annual values and the Empirical cumulative distribution functions (ECDFs) for the (c) Winter season and (d) Annual values. The original horizontal resolution was used in the models and observations.

The CMIP6 ensemble mean successfully reproduces the cold wintertime anomalies during the 1900s–1910s and 1960–1970s, with a higher confidence for the latter period because of the convergence of models’ realizations (Figure 9a). The present Arctic amplification is also well reproduced by the models, similar to the results obtained with the small ensembles of CMIP5 and CMIP6 models. However, the ensemble mean of the large number of CMIP6 models’ realizations still significantly underestimates the ETCW in the Arctic. Nevertheless, the range of observed Arctic amplification is within the range of simulated Arctic amplification in the CMIP6 climate models during the 1920s–1940s. The inter-model spread is the highest for the first half of the 20th century, which might be indicative of unique internal variability in the individual climate models. The small CMIP5 and CMIP6 ensembles have the highest spread for this period too. Similar to the small ensembles of CMIP5 and CMIP6 models, the large ensemble of CMIP6 models also show a strong negative bias in the reproduction of the difference in the SAT anomalies, which is confirmed by the ECDFs (Fig. 9c–d). The two-sample Kolmogorov-Smirnov test showed that the distributions are

different for the original time series, but come from the same distribution for the winter season with the mean centered time series (p-values of **0.08** and 0.03 for the winter season and annual values, respectively).

Thus, the multi-model ensemble mean of the new generation of CMIP6 models still cannot reproduce the ETCW in the Arctic. Moreover, it is very likely that the previous results are not an artefact of biases due to small number of models in the CMIP5 and CMIP6 ensembles. Given similar results for the small ensemble of CMIP6 models, one may speculate that as the members of the ensemble increase, both good and bad realizations grow (as well as intermediate). This practically equates the quality of a large ensemble with a small one if the latter already contains the balanced suite of good, bad and intermediate models' realizations. However, compared to the small CMIP6 ensemble, the large CMIP6 ensemble correctly reproduces the magnitude of Arctic amplification outside of the ETCW period, both for the winter season and annual values.

#### **1.4.6 Discussion and conclusions**

This study has shown that one of the major problems in the contemporary global climate models is their inability to reproduce the ETCW in the Arctic in a robust way, i.e. by the multi-model ensemble mean. In spite of this failure, it is known that they do show some features of the ETCW globally under the combination of the natural and anthropogenic forcings (IPCC, 2001; Yamanouchi, 2011; Hegerl et al., 2018). Moreover, the models occasionally successfully reproduce the ETCW as, e.g., shown by Delworth and Knutson (2000) in their simulations with a coupled ocean-atmosphere model. However, the positive result was achieved in one of the five realizations, making the ETCW period an event with a low probability in the given climate model. The reproduction of this warming also varies among different models (Suo et al., 2013; Bentsen et al., 2013). In the perspective of the frequency of occurrence, the analysis in this dissertation's chapter for the large ensemble of the recently available CMIP6 models has shown similar results. Moreover, this study has indicated that the large ensemble of CMIP6 models does not give significant advantages over the small one.

The answer to these discrepancies between the models and observations might be in the internal climate variability, which is especially relevant for the highly sensitive Arctic region. According to Bengtsson and Hodges (2018), the climate of the 20th century, including the ETCW and subsequent cooling, was significantly shaped by the processes which are internal to the climate system. Semenov et al. (2010) argue that even under a not very high anthropogenic forcing, the internal climate variability has a potential to trigger noticeable climatic changes. It is also important to emphasize that the ETCW was observed for the all latitude bands of the Northern Hemisphere during its peak in the 1940s (Bokuchava and Semenov, 2018). However, its magnitude was significantly higher in the Arctic than in the low latitudes, which supports the concept of the Arctic origin of this warming. The stationarity of the wintertime SAT time series at the weather stations in Northern Europe during 1872–1950 and their non-stationarity during 1951–2016 also suggests a higher contribution of internal and natural climate variability in the ETCW than for the present Arctic amplification (Latonin et al., 2020).

A poor agreement of the models with the observations for the Arctic amplification time series, including the ETCW period, is strongly linked to the negative bias in the SAT over the Arctic. This deficiency of global climate models is known for CMIP5 models and partly has persisted in CMIP6 models. This bias is mostly wintertime and located over the sea ice, but with significant regional variations (Davy and Outten, 2020). However, this bias exists for the present period as well, whereas the models estimate the Arctic amplification quite accurately.

The causes of the models' failure in the Arctic SAT reproduction might be related to different processes, including high wintertime internal and natural climate variability. In addition, the SAT uncertainties in the observations, especially over the Arctic, are an essential factor to consider. Indeed, depending on the method by which the SAT dataset is obtained, different climate change estimates are derived, and they may significantly diverge from the IPCC assessments (Huang et al., 2017).

Overall, despite quite a good agreement of the CMIP5 and CMIP6 multi-model ensemble means with the observations during the present period, their persistent failure

to reproduce the reasonable magnitude and the observed duration of the ETCW in the Arctic poses questions whether the future Arctic climate projections are reliable enough. Occasional successful reproduction of the ETCW by a single model or a model's realization is not convincing. For instance, the present protocols of the Polar Amplification Model Intercomparison Project require using large ensembles with subsequent averaging to obtain robust climate projections (Smith et al., 2019).



## **2. Meridional oceanic and atmospheric heat transports into the Arctic and their relationship with Arctic amplification**

### **2.1 State-of-the-art**

#### **2.1.1 Oceanic heat transport**

The ocean transports heat into the Arctic mainly through the Faroe-Shetland Strait of the Atlantic Ocean; the Pacific region is of secondary importance in the heat transport. Atlantic water (AW) significantly changes its characteristics on its way to the north across the Nordic Seas: due to mixing with the surrounding more fresh and colder polar water, as well as due to heat exchange between the ocean and the atmosphere. The modified AW enters the Arctic Basin of the Arctic Ocean through the Fram Strait and further spreads under the pycnocline in the form of a layer of warmer and saltier water (Steele et al., 1995). AW forms the main source of heat for the waters of the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. Another branch of AW, entering the shallow Barents Sea, loses almost all of its heat there during heat exchange with the atmosphere and carries little oceanic heat to neighboring regions (Schauer et al., 2002; Smedsrud et al., 2010). The average annual volume transport of AW by the West Spitsbergen Current through the Fram Strait is about 3 Sv (Beszczynska-Möller et al., 2012), while the average annual heat transport is from 26 to 50 TW (1 TW = 1012 W) (Schauer & Beszczynska-Möller, 2009).

Until recently, the warm AW transported to the Eurasian Basin (EB) of the Arctic Ocean was considered a relatively insignificant factor in the sea ice reduction (Aagaard et al., 1981; Rudels, 2015; Sirevaag & Fer, 2012; Kelley, 1990). The main reason was the efficient separation of the much colder and fresher upper mixed layer (UML) in the Arctic from the warm and saline subsurface AW by a strong pycnocline. However, several recent studies have found episodic exceptionally strong mixing across the pycnocline in the western Nansen Basin, north and northeast of Svalbard (Carmack et al., 2015; Kolås & Fer, 2018). With continued warming, AW in the Nansen Basin can reach the UML, especially with increased convection during periods of winter cooling. This is associated with a reduction of the areas constantly covered

by sea ice, as well as with more intense haline convection during the intense formation of young sea ice, the area of which increases in the Arctic due to a reduction of the areas of slowly growing thick ice (Ivanov et al., 2016; Polyakov et al., 2017). The observed shoaling of the upper boundary of AW and the weakening of the pycnocline due to the AW temperature increase is another factor favoring the more intense penetration of Atlantic heat into the UML (Polyakov et al., 2017). Observations of 2013–2015 by means of oceanographic moorings and drifting Ice-Tethered Profiler buoys showed that, similar to the Eurasian Basin, the Canada Basin is presently also in a transition to a stronger mixing conditions (Toole et al., 2010; Krishfield et al., 2008). This deeper winter mixing, which is accompanied by a weakening of the subsurface halocline, is called the «atlantification» of the Arctic Ocean waters (Polyakov et al., 2017). The progress of the «atlantification» eastwards is a result of a positive ocean–ice feedback, when an additional heat, advected to the UML and below, induces a higher vertical mixing through the pycnocline, a reduction of the ice cover and a further intensification of the vertical heat flux to the UML through mixing. The additional heat, entering the UML, is partially released into the atmosphere, thus increasing the role of the oceanic heat transport through the Fram Strait in the Arctic amplification.

### **2.1.2 Atmospheric heat transport**

Atmospheric meridional energy transport (AMET) can be decomposed into internal energy transport (sensible and latent heat fluxes), potential and kinetic energy transports. The latter component is often disregarded due to its negligible contribution (Semmler et al., 2005; Serreze et. al., 2007). The remaining components are often referred to as the moist static energy transport (Overland et al., 1996; Yoshimori et al., 2017). In turn, each of them consists of transient eddies, stationary eddies, mean meridional circulation and net mass flow (Overland et al., 1996; Dufour et al., 2016). The latter term must tend to zero at monthly and longer time scales to fulfill the mass conservation law (Sorokina & Esau, 2011). However, there is no conventional way for computing AMET. One of the reasons for that is a desire to obtain a value with a specific unit of measurement, such as corresponding to the specific humidity for

moisture transport, by applying different normalisations and weights (Dufour et al., 2016; Lee et al., 2017; Xu et al., 2020; Kim et al., 2020).

Despite some discrepancies in the methodologies, important pathways and sources of AMET relevant for the Arctic have previously been identified, which are mostly the oceanic areas in the North Atlantic and North Pacific during the cold season (Graham et al., 2017; Alekseev et al., 2019), and continental areas in Eurasia and North America during the warm season, especially for the latent heat component of the internal energy (Jakobson & Vihma, 2010; Vázquez et al., 2019). The AMET is most often calculated at the 70°N parallel because Bjerknes compensation is strongest at this latitude (Van der Swaluw et al., 2007).

Among the AMET and its components, the latent heat flux into the Arctic is of the highest interest as it initiates a regional feedback by increasing the downward longwave radiation, and has a further potential of melting the Arctic sea ice (Mortin et al., 2016). For instance, Zhuo and Jiang (2020) demonstrated that 60% of winter sea ice decline in the Bering Sea is explained by the near-surface southeasterly winds and 40% by a subsequent change in the downward longwave radiation. The summertime moisture transport was also found to strongly shape the sea ice area in the Arctic Pacific sector (Lee et al., 2017). More globally, the importance of AMET in the current Arctic warming was documented in numerical experiments (Yoshimori et al., 2017) and in a modelling of an energy budget for possible future Arctic warming (Alexeev & Jackson, 2013).

## **2.2 Data for the calculations and analysis**

To calculate the meridional oceanic heat transport, seawater potential temperature data, salinity and meridional current velocity for different depths of the oceanic reanalysis ORAS4 were downloaded (<https://icdc.cen.uni-hamburg.de/daten/reanalysis-ocean/easy-init-ocean/ecmwf-ocean-reanalysis-system-4-oras4.html>). For the calculation of the meridional atmospheric heat transport, air temperature data, specific humidity and meridional wind velocity for isobaric surfaces of atmospheric reanalysis ERA5 (<https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis>)

were downloaded. Geopotential data were also downloaded from the website of ERA5 reanalysis. This variable was transformed into the geopotential heights after dividing by the gravitational acceleration ( $9.8 \text{ m s}^{-2}$ ). Table 7 shows the characteristics of the reanalyses.

Table 7 – Reanalyses used for the calculation of heat transports

<b>Dataset</b>	<b>Grid resolution</b>	<b>Available years</b>	<b>Reference</b>
ORAS4 (ocean)	$1^\circ \times 1^\circ$	1958–2017	Balmaseda et al., 2013
ERA5 (atmosphere)	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	1950–2020	Hersbach et al., 2020

A uniform period of 1958–2017 with monthly temporal resolution was used for the analysis. The same variables were downloaded for the CMIP6 model MIROC-ES2L for the period 1958–2014 in the historical experiment.

To calculate the Arctic amplification, the SAT data for the Northern Hemisphere were downloaded from the ERA5 reanalysis. For further analysis, the monthly mean sea level pressure data from the ERA5 reanalysis and the Arctic Ocean Oscillation index (<https://www2.whoi.edu/site/beaufortgyre/results/arctic-ocean-oscillation-index-aoi/>) were downloaded.

## 2.3 Methods

### 2.3.1 Selection of sections to calculate integral heat transports in the ocean and atmosphere across the «Atlantic Gate»

According to the data of the oceanic reanalysis ORAS4 and climatic reanalysis ERA5, the integral meridional heat transports across the «Atlantic Gate» in the ocean and atmosphere were calculated for the period 1958–2017. The following sections were

used along the latitude of  $66.5^{\circ}\text{N}$ : from  $4.5^{\circ}\text{W}$  to  $13.5^{\circ}\text{E}$  in the ocean and from  $5^{\circ}\text{W}$  to  $80^{\circ}\text{E}$  in the atmosphere (Figure 10).

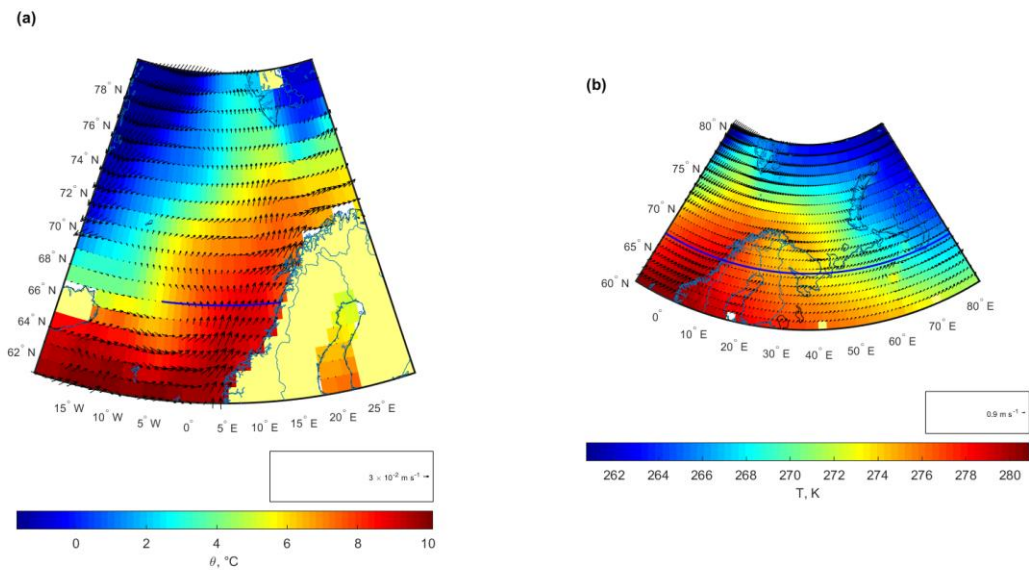


Figure 10. Average temperatures and total velocity vectors for the period 1958–2017 with monthly discreteness at a depth of 5 m in the ocean (a) and an isobaric surface of 1000 hPa in the atmosphere (b). The blue lines show the sections across which the heat transports were calculated.

This latitude practically corresponds to the Arctic Circle; therefore, the sections across it can be considered as the entrance to the Arctic. At the same time, the  $70^{\circ}\text{N}$  latitude was not chosen because here the calculation of meridional oceanic heat transport would be associated with larger errors due to the influence of the complex circulation of the Lofoten Basin. The oceanic section was bounded from below by the isopycnal of potential density of  $27.85 \text{ kg m}^{-3}$  (Morgan, 1994; Vesman et al., 2020), above which, within the section under consideration ( $4.5^{\circ}\text{W}$ – $13.5^{\circ}\text{E}$ ), the average transport is directed to the north (Figure 11). In the atmospheric circulation, the calculation was also bounded by the area of the section with the average heat transport to the north over the observational period: between  $5^{\circ}\text{W}$  and  $80^{\circ}\text{E}$  («Atlantic Gate»). From above, the calculation was bounded by an isobaric surface of 800 hPa, similar to the calculations in Alekseev et al. (2019). It was verified that it is in the 1000–800 hPa layer the average atmospheric heat transport over the period of analysis is directed mainly to the north across the «Atlantic Gate».

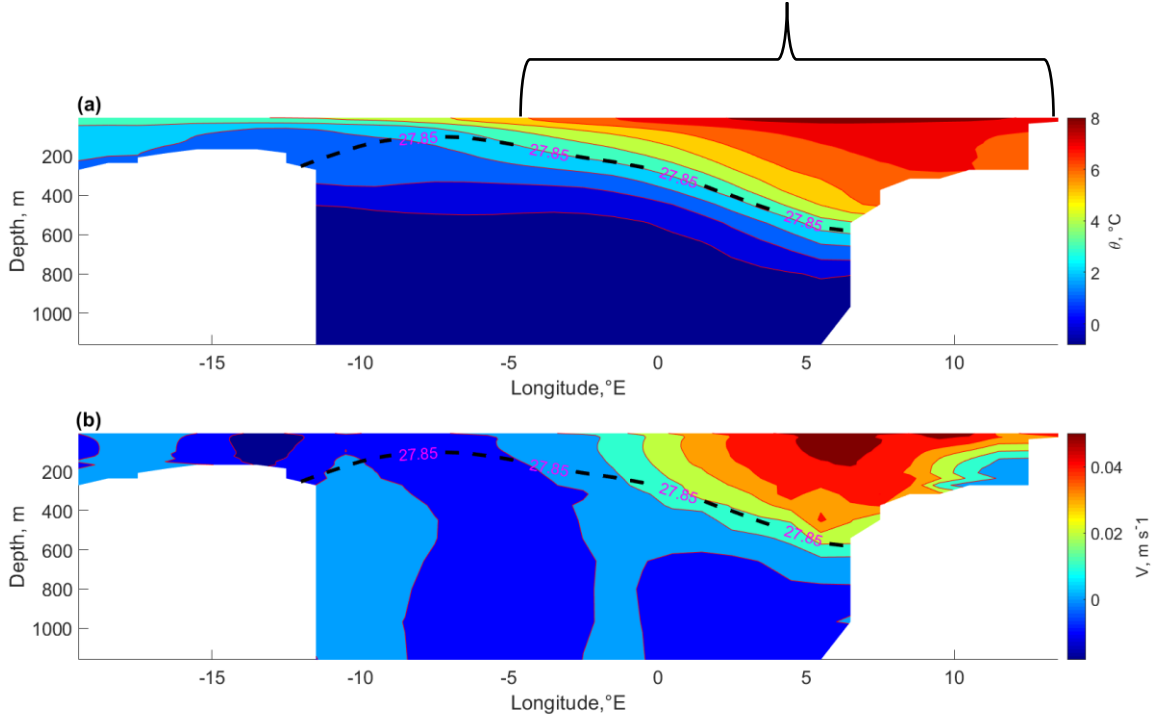


Figure 11. Zonal oceanic section along 66.5°N of the seawater potential temperature (a, °C) and of the meridional component of the current velocity (b, m s<sup>-1</sup>), averaged over the period 1958–2017 according to the ORAS4 reanalysis data. The black dashed curve is the isopycnal of the potential density of 27.85 kg m<sup>-3</sup> bounding the layer of Atlantic waters from below.

### 2.3.2 Calculation of integral heat transports in the ocean and atmosphere and statistical analysis

Oceanic heat transport (*OSHT*, W m<sup>-2</sup>) was calculated according to the following formula:

$$OSHT_{l,z,t(66.5^{\circ}N)} = C_p \rho (\theta_{l,z,t} - \theta_{ref.}) V_{l,z,t}, \quad (1)$$

where  $C_p$  is the mean specific heat capacity of seawater at constant pressure equal to 4000 J kg<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup>;

$\rho$  is the mean seawater density equal to 1028 kg m<sup>-3</sup>;

$l$  is longitude;

$z$  is depth;

t is time;

$\Theta$  is the monthly mean seawater potential temperature ( $^{\circ}\text{C}$  or  $\text{K}$ ; for comparison with the atmosphere, the calculations were also carried out with the absolute temperature scale);

$\Theta_{\text{ref.}}$  is the reference temperature chosen equal to  $0^{\circ}\text{C}$  or  $0\text{ K}$ ;

V is the monthly mean northward current velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ).

Integral transport (W) was calculated as follows:

$$OSHT_{\text{int.}} = \int_{5\text{m}}^{\sigma_{27.85}} \int_{-4.5^{\circ}\text{E}}^{13.5^{\circ}\text{E}} (OSHT_{l,z,t(66.5^{\circ}\text{N})}) dl dz, \quad (2)$$

where integration over the longitude was carried out from  $-4.5^{\circ}\text{E}$  to  $13.5^{\circ}\text{E}$  with a step  $dl = 1^{\circ}$ , and over the depth, it was carried out from 5 m to depths confined by the isopycnal  $\sigma = 27.85\text{ kg m}^{-3}$ . Numerical integration was carried out by the trapezoidal method.

Atmospheric sensible and latent heat transports (ASHT and ALHT,  $\text{W m}^{-2}$ ) were calculated according to the following formulas:

$$ASHT_{l,p,t(66.5^{\circ}\text{N})} = C_p \rho T_{l,p,t} V_{l,p,t}, \quad (3)$$

$$ALHT_{l,p,t(66.5^{\circ}\text{N})} = L_v \rho Q_{l,p,t} V_{l,p,t}, \quad (4)$$

where  $C_p$  is the mean specific heat capacity of air at constant pressure equal to  $1005\text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ;

$L_v$  is the mean latent heat of vaporization equal to  $2.5 \times 10^6\text{ J kg}^{-1}$ ;

$\rho$  is the mean air density equal to  $1.3\text{ kg m}^{-3}$ ;

p is isobaric surface;

T is the monthly mean air temperature ( $\text{K}$ );

Q is the monthly mean specific humidity ( $\text{kg kg}^{-1}$ );

$V$  is the monthly mean northward wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ).

Integral transports ( $W$ ) were calculated as follows:

$$ASHT_{\text{int.}} = \int_{1000\text{hPa}}^{800\text{hPa}} \int_{-5^{\circ}E}^{80^{\circ}E} (ASHT_{l,p,t(66.5^{\circ}N)}) dl dp, \quad (5)$$

$$ALHT_{\text{int.}} = \int_{1000\text{hPa}}^{800\text{hPa}} \int_{-5^{\circ}E}^{80^{\circ}E} (ALHT_{l,p,t(66.5^{\circ}N)}) dl dp, \quad (6)$$

where integration over the longitude was carried out from  $-5^{\circ}E$  to  $80^{\circ}E$  with a step  $dl = 0.25^{\circ}$ , and over the height, it was carried out from 1000 hPa to 800 hPa with a step  $dp = 25$  hPa in accordance with the data on geopotential heights (m) at every grid point corresponding to the isobaric surfaces. Numerical integration was carried out by the trapezoidal method.

The monthly values obtained were averaged for each year (January–December), and then interannual variability was analyzed. This temporal discreteness is the most significant from the climatic point of view, and the present Arctic amplification is better reproduced by the models for the mean annual values than for the winter season (Latonin et al., 2020). In the integral heat transports, means, standard deviations, and Pearson correlation coefficients were calculated. The confidence intervals for the uncertainties of the means were calculated based on the  $t$ -distribution at the 5% significance level. The presence of cycles and trends was also investigated. The statistical significance of linear trends was assessed by means of the Mann-Kendall test (Wilks, 2006; Greene et al., 2019). Cycles and phase shifts were identified based on the continuous wavelet transform using the Morlet wavelet (Torrence & Compo, 1998; Grinsted et al., 2004; Astaf'eva, 1996; Vityazev, 2001). The relationship of time series in the time-frequency space was estimated using the wavelet coherence. This is an analogue of coherence in spectral analysis; however, it depends not only on frequency, but also on time:

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)}, \quad (7)$$



where  $S$  is a smoothing operator;

$s$  is a time scale;

$W_n^{XY}(s)$  is the cross wavelet transform;

$W_n^X(s)$  is the wavelet transform of the first time series;

$W_n^Y(s)$  is the wavelet transform of the second time series.

In the wavelet coherence, the lag in years (Lag) of one time series relative to another was calculated by the formula:

$$Lag = \frac{\varphi T}{2\pi}, \quad (8)$$

where  $\varphi$  is a phase angle (radian);

$T$  is a period (years).

The phase angles of the wavelet coherence were taken into account not only for statistically significant regions, but also in cases where the values of the wavelet coherences exceeded 0.5. Wavelet analysis was carried out for the linearly detrended time series.

To analyze the reasons for the variability of oceanic and atmospheric heat transports, composite maps of sea level pressure anomalies were constructed for the maxima and minima of oceanic heat transport. The anomalies were calculated relative to the 1961–1990 climate normal and normalized by the standard deviation for this period. The maps were plotted for the North Atlantic – Eurasia – Arctic region (30°–90°N, 60°W–140°E).

### **2.3.3 Spatio-temporal variability of Arctic amplification and its relationship with meridional heat transports**

The Arctic amplification was calculated from the ERA5 reanalysis data using the same metric as in Chapter 1, but for the field of 60°–90°N with the maximum possible spatial resolution 0.25° x 0.25°. From the time series of SAT anomalies at every grid point in the Arctic region, the time series of area-weighted average SAT anomalies in the reference region of the Northern Hemisphere (0°–59.75°N) was subtracted. In both regions, SAT anomalies were also calculated relative to the 1961–1990 climate normal. Interannual variability was analyzed for both heat transports and Arctic amplification.

Correlation and cross-correlation analyses were used for every grid point in the Arctic region to identify areas where the Arctic amplification is associated with the heat transports entering the Arctic across the «Atlantic Gate». As heat transports into the Arctic contribute to the development of Arctic amplification, the relationship with a delay of the Arctic amplification relative to the heat transports was studied. Given that the Arctic amplification has a strong positive trend, the analysis was repeated for the time series with linear trends removed. This was done to assess the contribution of fluctuations in oceanic and atmospheric heat transports to the formation and variability of Arctic amplification. For the region, where statistically significant correlation coefficients were identified at the 5% significance level, a time series of the area-weighted average Arctic amplification was obtained. Subsequently, the relationship of heat transports with the Arctic amplification was estimated in the time-frequency space by means of wavelet coherence. The Butterworth low-pass filter (Greene et al., 2019) with a threshold of 6 years was also used. Before the joint analysis of the time series of heat transports and the regional Arctic amplification, linear trends were removed from them.

For a qualitative assessment of the possible operation of the Bjerknes compensation mechanism, cross-correlation analysis was applied for both the original time series and for the time series after an application of the low-pass filter. Then, for a time lag with the maximum anti-correlation between low-frequency variability of

oceanic and atmospheric heat transports, Bjerknes compensation was calculated numerically using the method of Van der Swaluw et al. (2007):

$$|dH_{tot}| = |dH_{ocn} + dH_{atm}|, \quad (9)$$

where  $dH_{tot}$  is the total anomaly of the oceanic ( $dH_{ocn}$ ) and atmospheric heat transports ( $dH_{atm}$ ) relative to the full time series length.

Then, the maximum anomaly of the heat transport ( $F$ ) was found according to the formula (10):

$$F = \max(|dH_{ocn}|, |dH_{atm}|). \quad (10)$$

Subsequently, the total anomaly of heat transports was normalized by the maximum heat transport anomaly as follows:

$$N = \frac{|dH_{tot}|}{F}. \quad (11)$$

As a result, the Bjerknes compensation (BC) was estimated in % in the following way:

$$BC = (1 - N) \times 100\%. \quad (12)$$

## 2.4 Integral heat transports in the ocean and atmosphere across the «Atlantic Gate»

Figure 12 shows the time series of integral heat transports in the ocean and atmosphere across the «Atlantic Gate» (66.5°N, 4.5°W–13.5°E and 66.5°N, 5°W–80°E), which are directed mainly to the north.

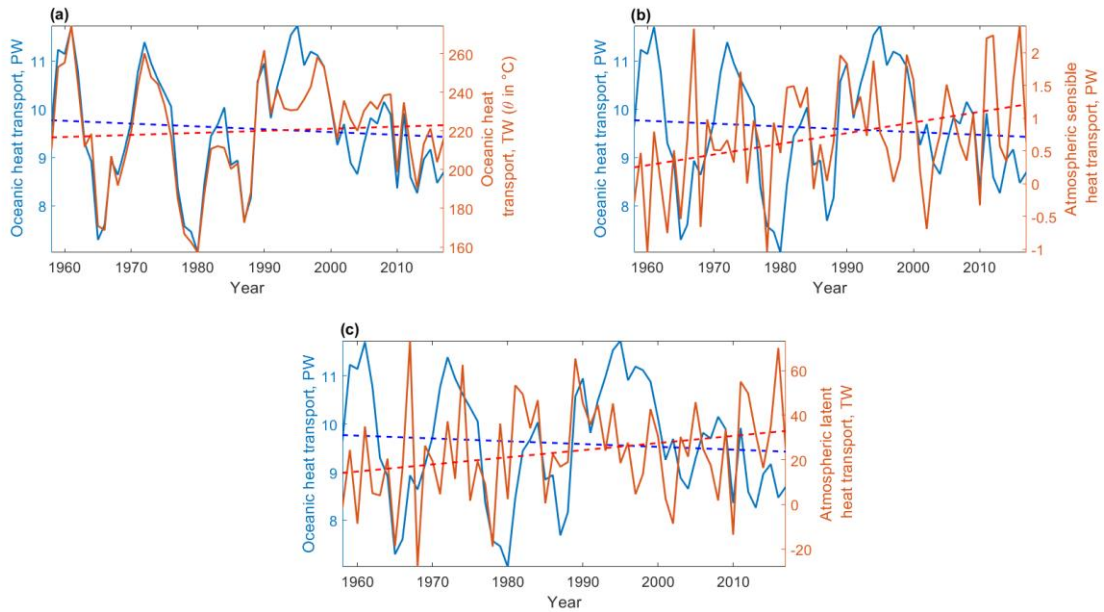


Figure 12. Meridional integral heat transports in the ocean (TW, PW) calculated according to two temperature scales (the right scale is in  $^{\circ}\text{C}$  and the left scale is in K (a)), atmospheric sensible heat transport in PW (b) and atmospheric latent heat transport in TW (c) at the entrance to the Atlantic sector of the Arctic (positive values correspond to the northward direction of transports). The dashed lines show linear trends.

In the oceanic heat transport, a pronounced cyclicity with a period of 10–15 years is visible, which, starting from the 2000s, is replaced by higher-frequency oscillations (Figure 12a). In the atmospheric heat transports, the leading role is played by high-frequency variability (Figure 12b, c). Calculation of the oceanic heat transport for the absolute temperature scale was performed for comparison with atmospheric heat transports. Due to the nonlinearity of the oceanic heat transport expression, the calculation of oceanic heat transports using the temperature scales in  $^{\circ}\text{C}$  and in K leads to slightly different results. In particular, a change in the sign of a weak trend is observed although the very nature of interannual variability remains practically unchanged (Figure 12a). However, the negative trend in the oceanic heat transport, calculated with the absolute temperature scale, is not statistically significant. Trends in the atmospheric heat transports are positive and statistically significant (Table 8).

Table 8 – Statistical characteristics of the oceanic and atmospheric heat transports across the «Atlantic Gate». The uncertainties of the means were calculated for the 5% significance level, SD is a standard deviation, k is a slope of the linear trend (statistically significant trends for the 5% significance level are in bold), R is the Pearson correlation coefficients between the oceanic heat transports calculated with the temperature of two scales (in °C or in K), between the oceanic and atmospheric sensible heat transports with the uniform absolute temperature scale (K) and between the atmospheric sensible and latent heat transports (ASHT and ALHT). The bold font indicates statistically significant correlation coefficients for the 5% significance level.

	Mean	SD	k, TW/year	R
Ocean ( $\Theta$ in °C, TW)	$220 \pm 7$	27	<b>0.1</b>	<b>0.91</b>
Ocean ( $\Theta$ in K, TW)	$9\,600 \pm 310$	1\,210	-10	
Atmosphere (ASHT, TW)	$730 \pm 220$	840	<b>20</b>	0.16
Atmosphere (ALHT, TW)	$24 \pm 6$	23	<b>0.3</b>	<b>0.92</b>

Table 8 also shows that, on average, despite the large length of the atmospheric section (Figure 10), the ocean transports 13 times more heat to the north than the atmosphere (the sum of sensible and latent heat transports). At the same time, the errors of the means for the atmospheric heat transports are comparable with the values of the transports themselves, while the errors of the means for the oceanic transports are significantly less than the means. This is due to the fact that in the ocean, the mean direction of the Norwegian Current to the north across the studied section is stable compared to the mean direction of the wind in the atmosphere. Therefore, in Figure 12, oceanic heat transports are only positive, whereas negative heat transports are present in the atmosphere, i.e. directed southward and representing cold air outbreaks from the Arctic. For the studied atmospheric section, polar air outbreaks arise either due to the displacement of the Arctic anticyclones from the Kara Sea and the Taimyr Peninsula, or

due to a positive pressure field anomaly over the Nordic Seas (Latonin, 2017). The calculation results also show that the standard deviations of atmospheric heat transports are less than that of oceanic ones, which is associated with a large amplitude of the 10–15-year cycle in the oceanic heat transport. However, when comparing means and standard deviations, the variability of atmospheric heat transports is much higher than that of oceanic heat transport. The correlation coefficient between the oceanic heat transport and the dominant atmospheric sensible heat transport is 0.16, and it is not statistically significant. This is due to the different dominant character of interannual variability of correlated heat transports. Atmospheric transports of sensible and latent heat are highly correlated with each other ( $R = 0.92$ ). Taking into account also the fact that the sensible heat transport is several orders of magnitude higher than the latent heat transport, subsequently, the atmospheric heat transport was considered as the sum of its components.

Figure 13 shows wavelet spectra and wavelet coherence of heat transports, with linear trends preliminary removed.

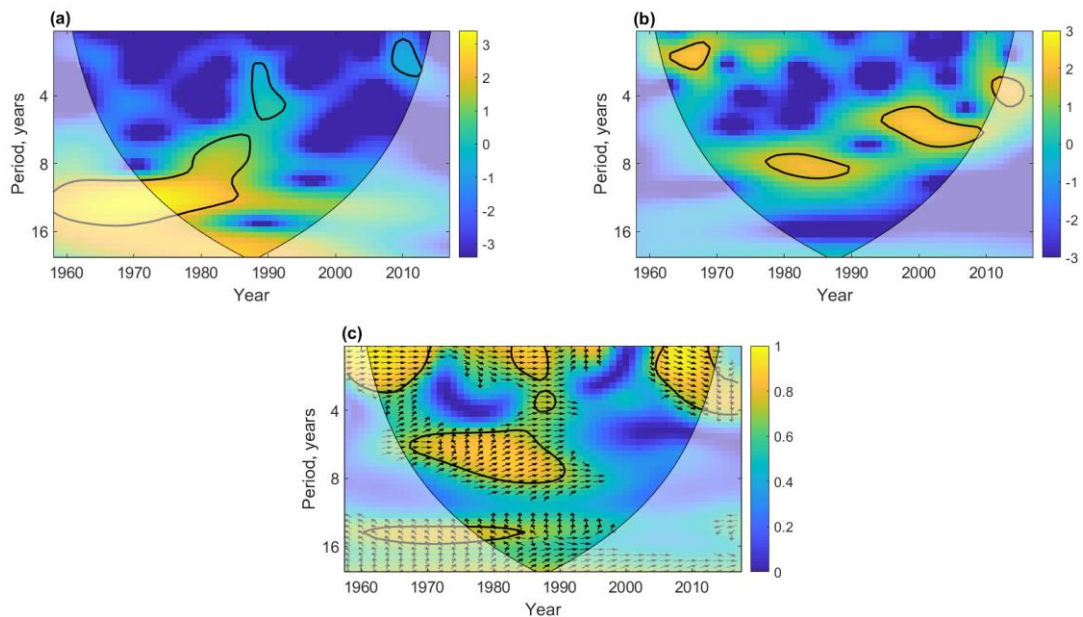


Figure 13. Wavelet power spectra of the oceanic heat transport (a), net (sensible and latent) atmospheric heat transport (b) and wavelet coherence between the oceanic and atmospheric heat transports (c). Wavelet power spectra (squares of wavelet amplitudes) are normalized by the variances of the original time series. Yellow areas, confined by the black curves, show significant cycles and coherences relative to the red noise spectrum at the 5% significance level. Black arrows on the panel (c) show the phase angle: directed to the right means in-phase and vertically upward means the atmospheric heat transport leads the oceanic one by  $90^\circ$  in the given frequency band. Lighter shade areas show the cone of influence, where oscillations' amplitudes might be distorted by edge effects.

The wavelet spectra indicate the presence of a 10–15-year cyclicality of the oceanic heat transport for the first half of the analyzed time interval (1958–1985; Figure 13a). Despite the fact that the beginning of the time series is within the cone of influence, the oscillations are present here (although wavelet analysis may underestimate their amplitude; see Figure 12a). After 1985, these oscillations are also distinguished in the form of the maximum of the wavelet spectrum; however, their amplitudes can no longer be considered reliable; shorter periodicities appear. The atmospheric heat transport is characterized by higher-frequency oscillations than in the ocean: in the 1980–1990s, 7–9-year oscillations dominate, with the period of dominant oscillations decreasing with time, giving way to a 5–7-year periodicity in the 1995–2010s and a 4-year periodicity after the 2010s (Figure 13b). Wavelet coherence (Figure 13c) indicates an episodic and predominantly in-phase relationship of the short-term variability (1–4 years) between the heat transports in the ocean and in the atmosphere.

For a periodicity of 6–8 years in the 1980s, the atmosphere leads the ocean by an amount from 1/4 to 1/8 of the period. This corresponds to a lag of the oceanic heat transport relative to the atmospheric heat transport by 1–2 years (Figure 13c). This pattern of oscillations probably indicates the leading influence of the atmosphere on the ocean. For lower frequencies (10–15 years), oscillations in the atmospheric and oceanic heat transports are nearly anti-phase (Figure 13c), with some advance of the onset of minima/maxima in the ocean relative to significantly weaker at these frequencies maxima/minima in the atmosphere by about 2–4 years. Such a relationship may indicate a delayed ocean's impact on the atmosphere via the Bjerknes compensation mechanism on decadal time-scales. For instance, the same phase shift was obtained in the study of meridional heat transports at high northern latitudes in a pre-industrial control experiment of the climate model HadCM3 (Van der Swaluw et al., 2007).

## **2.5 Relationship between variability of atmospheric and oceanic heat transports**

To reveal the mechanism of formation of the detected 10–15-year oscillations in the transport of oceanic heat to the polar regions, composite maps of normalized sea level pressure anomalies were constructed separately for the episodes of the maxima of oceanic heat transport (1961 and 1972) and for the episodes of its minima (1965 and 1980). One should note that this periodicity of oscillations was most pronounced from the 1960s to the 1980s. The subsequent change in the nature of oscillations occurs at the onset of a sharp rise in the temperature of present global warming and may characterize the transition of the climate system to a new state since the late 1980s (Reid et al., 2016; Latonin et al., 2020; Sippel et al., 2020). The region chosen was the North Atlantic – Eurasia – Arctic (30°–90°N, 60°W–140°E). The resulting maps are presented in Figure 14. Figure 15 also shows the corresponding pressure fields.



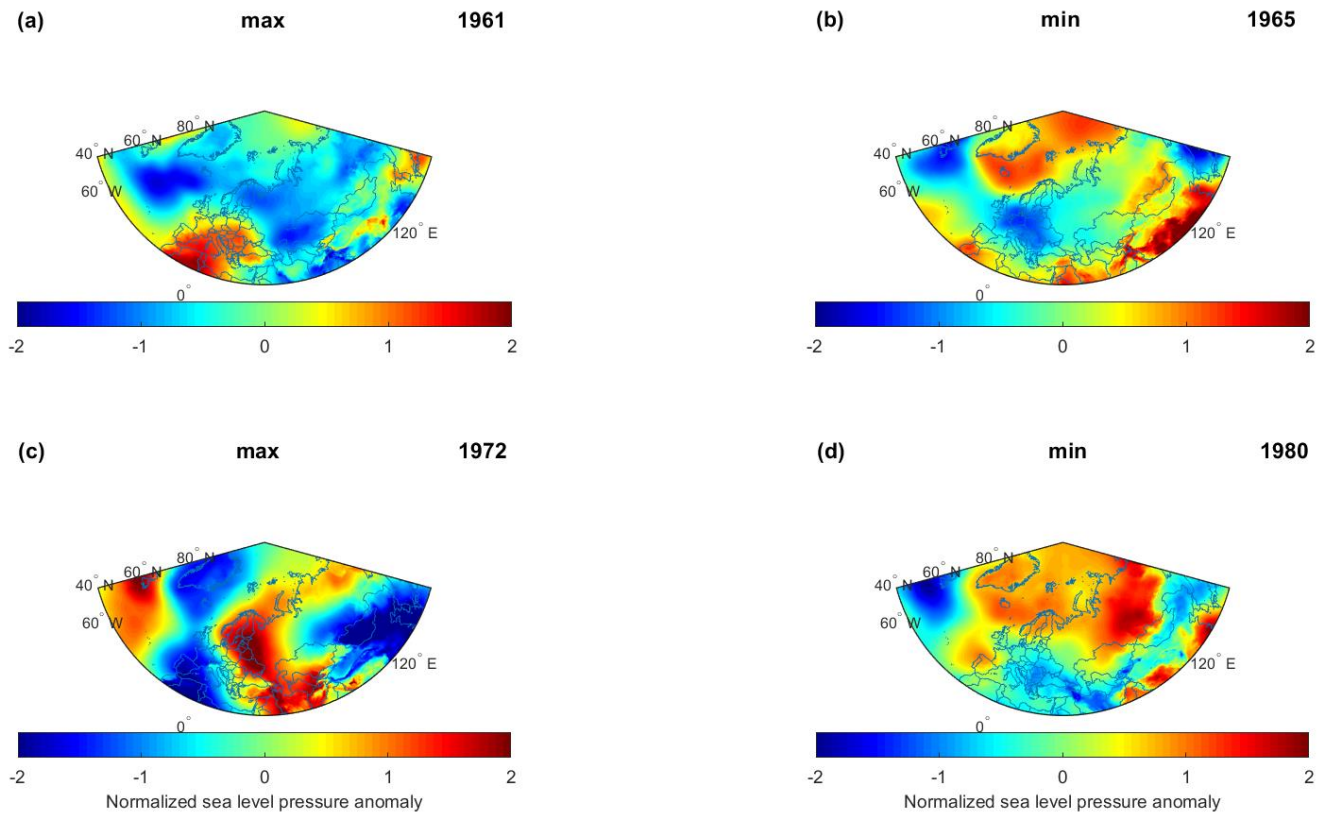


Figure 14. Composite maps of sea level pressure anomalies relative to 1961–1990 normalized by the standard deviation for this period. The maxima in the oceanic heat transport are on the left ((a) 1961 and (c) 1972), and the minima in the oceanic heat transport are on the right ((b) 1965 and (d) 1980).

The maxima in the oceanic heat transport are characterized by negative anomalies of the atmospheric pressure field over the subpolar North Atlantic (Figure 14a, c), which indicate an intensification of the Icelandic Low (Figure 15a, c). The resulting atmospheric circulation leads to an increase in cyclonic vorticity over the Nordic Seas, which leads to an increase in the intensity of the oceanic heat transport into the Arctic.

In contrast, the minima of the oceanic heat transport are characterized by positive pressure field anomalies over the Nordic Seas and the Central Arctic (Figure 14b, d), which leads to a weakening of the Icelandic Low and an increase in anticyclonic vorticity in the Arctic (Figure 15b, d). This should lead to a weakening of the oceanic heat transport to the north.

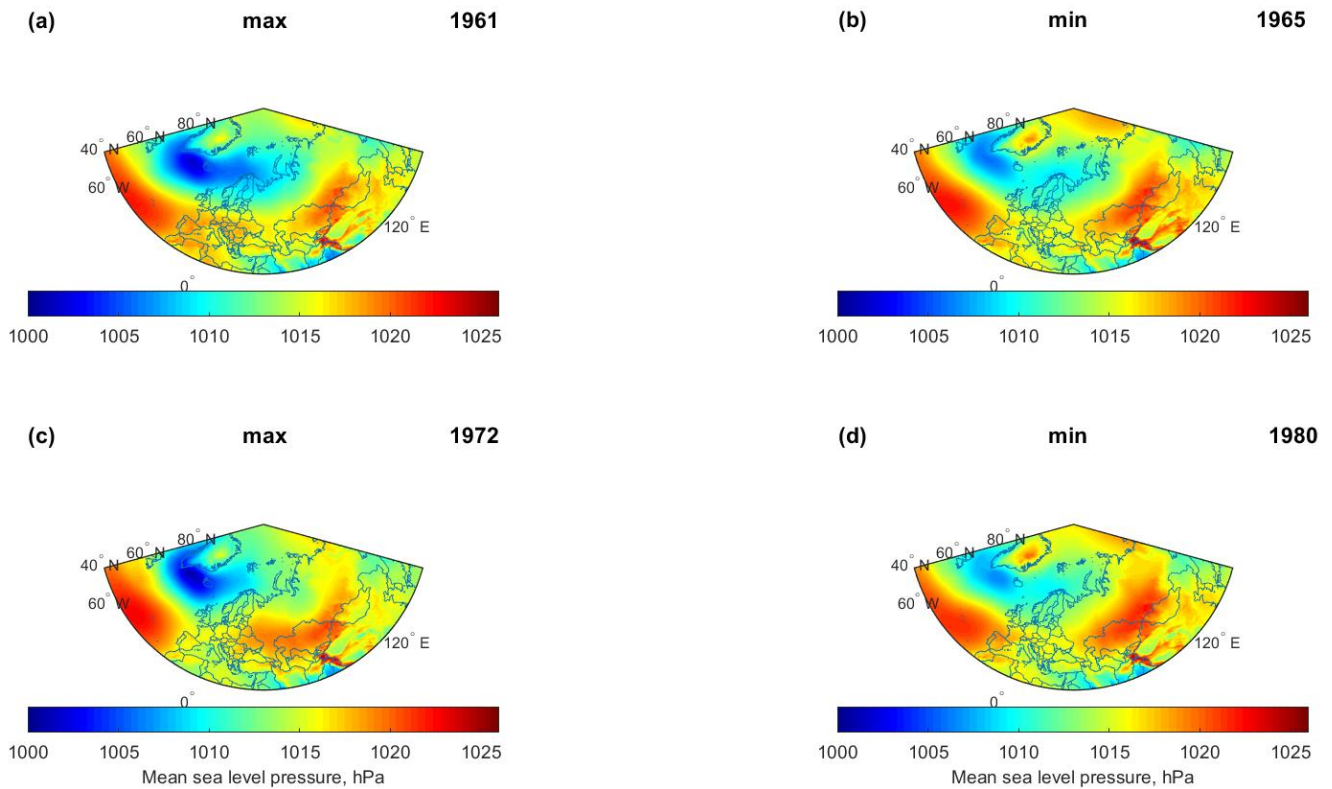


Figure 15. Composite maps of mean sea level pressure. The maxima in the oceanic heat transport are on the left ((a) 1961 and (c) 1972), and the minima in the oceanic heat transport are on the right ((b) 1965 and (d) 1980).

Thus, the maps indicate the important role of atmospheric processes over the subpolar North Atlantic and the Central Arctic. The mechanism of long-term oscillation between these regions was previously proposed by Proshutinsky & Johnson (1997) and Proshutinsky et al. (2015). It relates the transports of atmospheric heat into the Arctic and freshwater from the Arctic through a system of positive and negative feedbacks. The phase of the oscillation is determined through the Arctic Ocean Oscillation (AOO) index, which is largely determined by the large-scale atmospheric circulation field in the Arctic (Proshutinsky & Johnson, 1997; Proshutinsky et al., 2015). This index shows a pronounced low-frequency oscillation of the same period, which, with the acceleration of present climate warming has disappeared (or changed its periodicity for a longer one). Figure 16 shows the time series of oceanic and atmospheric heat transports into the Arctic along with the AOO index, as well as the wavelet coherence between them.

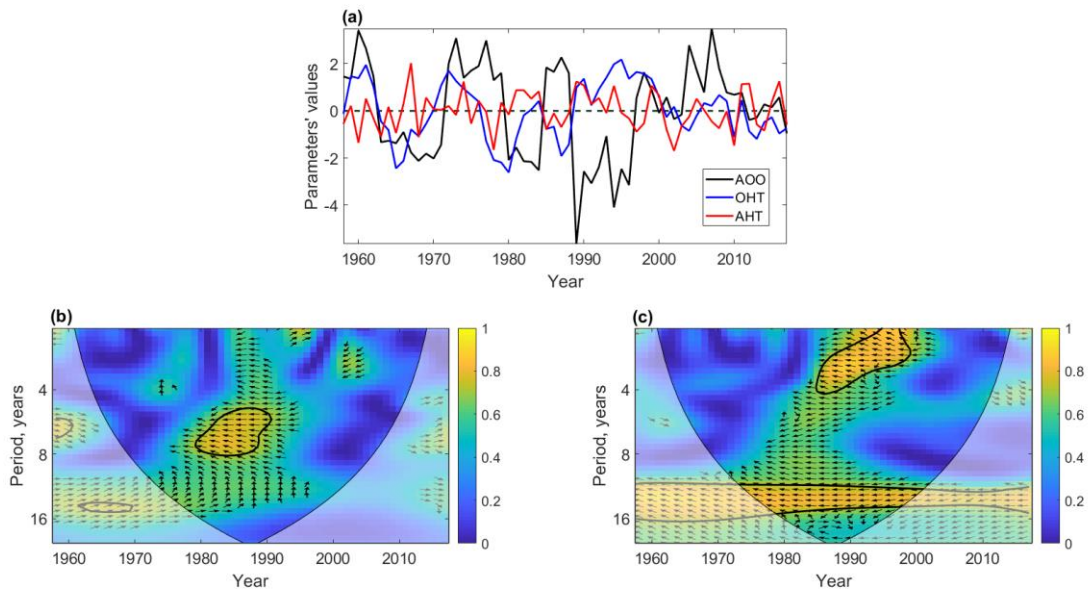


Figure 16. Time series of the AOO index, oceanic heat transport (OHT) and atmospheric heat transport (AHT) with linear trends removed (a), wavelet coherences between the AOO index and oceanic heat transport (b) and atmospheric heat transport (c). Yellow areas, confined by the black curves, show significant coherences relative to the red noise spectrum at the 5% significance level. Black arrows show the phase angle: directed to the right means in-phase and vertically upward means the oceanic/ atmospheric heat transport leads the AOO index by  $90^\circ$  in the given frequency band. Lighter shade areas on the panels (b) and (c) show the cones of influence, where oscillations' amplitudes might be distorted by edge effects.

The results indicate that the 10–15-year cycle (1960s–1980s) in the oceanic heat transport leads the similar cycle in the AOO index (Figure 16a, b). For the considered first 30 years of the beginning of the time series, the lead by oscillations in the oceanic heat transport of the AOO index ranged from 1.5 years to 3 years. This corresponds to the concept of increased heat flux from the surface of the Nordic Seas as a trigger for the change from the cyclonic regime of atmospheric circulation to the anticyclonic one (Proshutinsky et al., 2015).

There has been a long period of positive values of the AOO index since the late 1990s, when, over the past 20 years, the anticyclonic regime of oceanic circulation has prevailed in the Central Arctic (Proshutinsky et al., 2015). From the late 1970s to the early 1990s, the relationship between the mutual variability of the time series shifts to the region of higher frequencies corresponding to a periodicity of 5–8 years. Here,

oscillations in the oceanic heat transport and the AOO become almost anti-phase, which is also clearly seen in the original time series (Figure 16a, b).

Between the AOO index and the atmospheric heat transport, a stable anti-phase relationship is observed at periods of 10–15 years throughout the entire observational period (Figure 16c). Despite the significant contribution of high-frequency variability in the atmospheric heat transport (Figure 16a), during periods of the positive phase of the AOO index (high intensity of the Beaufort Sea gyre in the Central Arctic, which corresponds to an increase in the anticyclonic atmospheric circulation over the Arctic with a negative phase of the Arctic Oscillation (AO)), the heat transport from the Arctic prevails in the lower troposphere. In contrast, during periods of the negative phase of the AOO index (dominance of transpolar drift and more active removal of freshwater from the Central Arctic, which corresponds to a weakening of the anticyclonic atmospheric circulation over the Arctic with a positive phase of the AO index), the heat transport into the Arctic prevails in the lower troposphere. At the same time, the weakening of the cyclicity in the AOO index after the 1990s did not lead to a loss of relationship with the atmospheric heat transport. The AOO is considered here as an indicator of the large-scale interaction of the subpolar North Atlantic and the Arctic (Proshutinsky et al., 2015).

Thus, the results obtained suggest that the variability of the oceanic heat transport at the southern boundary of the Nordic Seas may serve as a trigger for a change in the anticyclonic and cyclonic regimes in the Arctic.

## **2.6 Relationship of meridional heat transports with Arctic amplification and Bjerknes compensation**

Figure 17 shows the present-day mean Arctic amplification calculated at every grid point of the ERA5 reanalysis as the difference between SAT anomalies in the Arctic and in the non-polar latitudes of the Northern Hemisphere.

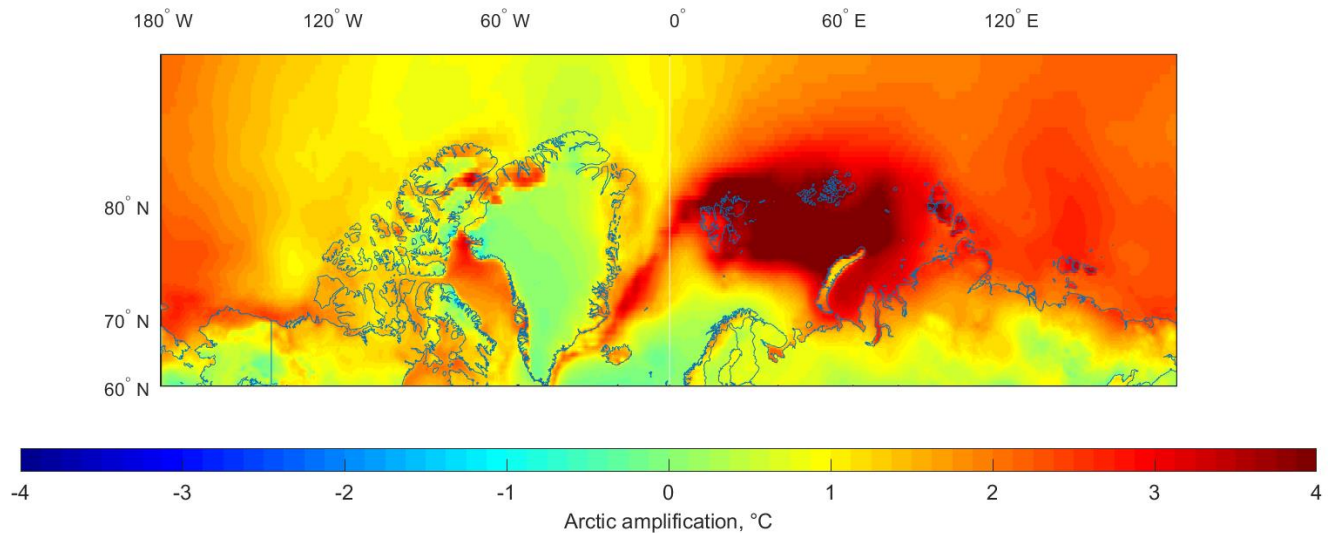


Figure 17. Mean annual Arctic amplification calculated at every grid point according to the ERA5 reanalysis. The present period is shown with averaging for 2006–2017. Mercator map projection is used.

As has already been noted in the previous chapter (Figure 3), the current Arctic amplification occurs mainly north of 70°N. Figure 17 also shows important regional features of the intensity of the Arctic amplification. The rate of SAT increase is much higher in the Eastern Hemisphere than in the Western Hemisphere. The maximum intensity of the Arctic amplification is observed in the northern part of the Barents and Kara Seas and in the adjacent areas of the Arctic Ocean, between Spitsbergen and Severnaya Zemlya in the latitudinal range 75°N–82°N. (Figure 17).

Figure 18 shows the maps of spatial variability of correlations of interannual variability of oceanic and atmospheric heat transports (across the sections shown in Figure 10) with the mean annual time series of the Arctic amplification. The Arctic amplification lags from 0 (a–b) to 4 years (i–j).

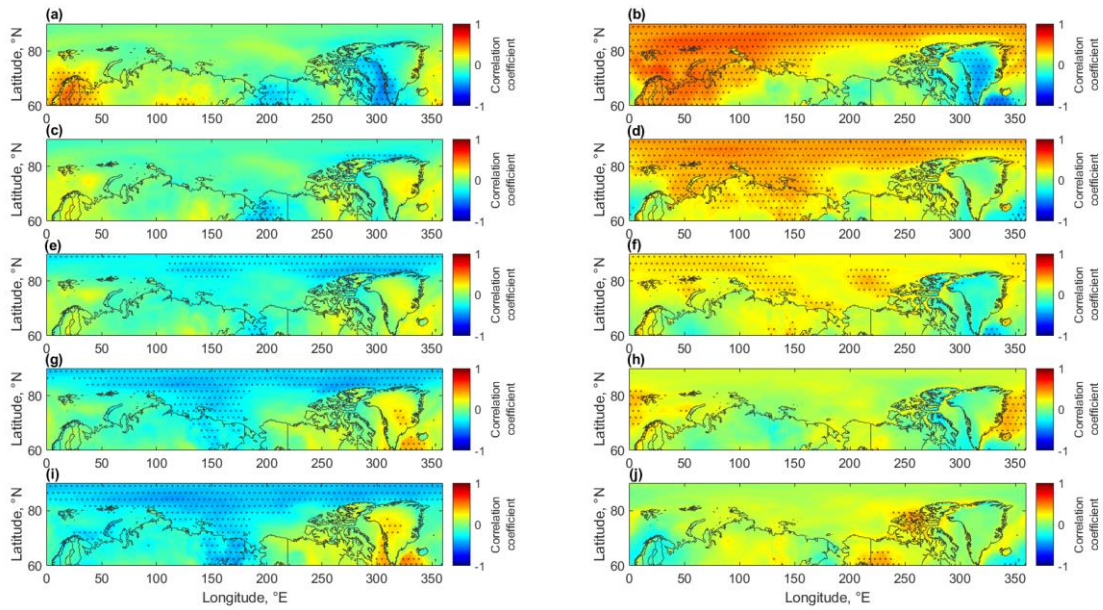


Figure 18. Correlation coefficients between the Atlantic *oceanic* heat transport at the entrance to the Arctic (across  $66.5^{\circ}\text{N}$  and  $4.5^{\circ}\text{W}$ – $13.5^{\circ}\text{E}$ ) and the Arctic amplification at every grid point (on the left) and between the *atmospheric* heat transport at the entrance to the Arctic (across  $66.5^{\circ}\text{N}$  and  $5^{\circ}\text{W}$ – $80^{\circ}\text{E}$ ) and the Arctic amplification at every grid point (on the right) according to the ORAS4 and ERA5 reanalyses data. (a) and (b) are correlations with zero lag, (c) and (d) are correlations when the Arctic amplification lags by 1 year, (e) and (f) are correlations when the Arctic amplification lags by 2 years, (g) and (h) are correlations when the Arctic amplification lags by 3 years, and (i) and (j) are correlations when the Arctic amplification lags by 4 years. The black dots indicate the areas of statistically significant correlation coefficients at the 5% significance level.

At zero lag, the Arctic amplification is mainly associated with variability in the oceanic heat transport in the Scandinavian region (Figure 18a). However, with an increase in the time lag (up to a delay of 4 years), the relationship between the variability of the Arctic amplification and the variability of the oceanic heat transport across the section at  $66.5^{\circ}\text{N}$  changes sign, and its influence spreads throughout the Arctic (Figure 18c,e,g,i). The highest correlations ( $-0.45$ ) are observed in the Russian Arctic north of  $80^{\circ}\text{N}$ . At higher time lags of 5 years or more, the relationship weakens (not shown).

The maximum correlation coefficients between the atmospheric heat transport and the Arctic amplification are also observed north of  $80^{\circ}\text{N}$  and primarily in the Russian Arctic, but only with zero lag (Figure 18b). In this case, they reach 0.6. With

a further delay of the Arctic amplification relative to the atmospheric heat transport, the relationship gradually weakens and almost completely disappears for the time lag of 3 years or more (Figure 18h, j).

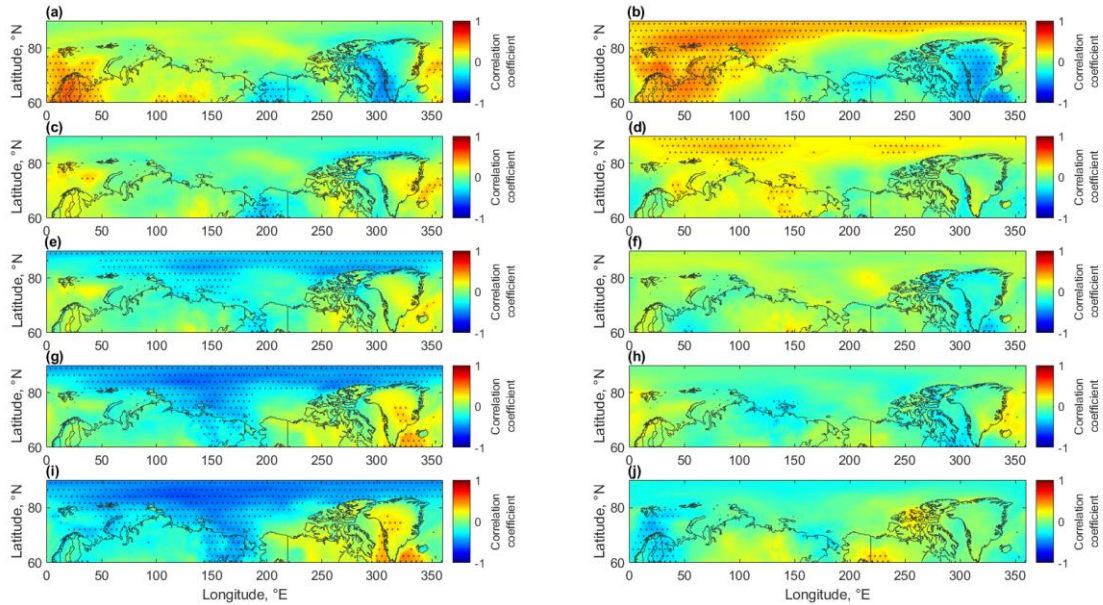


Figure 19. Correlation coefficients between the Atlantic *oceanic* heat transport at the entrance to the Arctic (across  $66.5^{\circ}\text{N}$  and  $4.5^{\circ}\text{W}$ – $13.5^{\circ}\text{E}$ ) and the Arctic amplification at every grid point (on the left) and between the *atmospheric* heat transport at the entrance to the Arctic (across  $66.5^{\circ}\text{N}$  and  $5^{\circ}\text{W}$ – $80^{\circ}\text{E}$ ) and the Arctic amplification at every grid point (on the right) according to the ORAS4 and ERA5 reanalyses data *with linear trends removed*. (a) and (b) are correlations with zero lag, (c) and (d) are correlations when the Arctic amplification lags by 1 year, (e) and (f) are correlations when the Arctic amplification lags by 2 years, (g) and (h) are correlations when the Arctic amplification lags by 3 years, and (i) and (j) are correlations when the Arctic amplification lags by 4 years. The black dots indicate the areas of statistically significant correlation coefficients at the 5% significance level.

High correlations are associated not only with the same intensity of high-frequency variability both in the atmospheric heat transport and in the Arctic amplification, but also with the same sign of the linear trend. To identify the role of the trend in the analysis results, correlation maps were also plotted for the time series with linear trends removed (Figure 19). The results did not fundamentally change. The correlation coefficients with the oceanic heat transport slightly increased, which, with a lag of the Arctic amplification by 4 years (Figure 19i) exceeded  $-0.6$  to the north of the Laptev Sea. The correlations of the Arctic amplification with the atmospheric heat

transport decreased slightly; at zero lag, the correlations reach 0.5 only (north of Franz Josef Land and Severnaya Zemlya, Figure 19b). Despite the fact that the maximum of correlations for the ocean is shifted slightly to the east of the corresponding maximum for the atmosphere, a single region can be distinguished where the relationship of the Arctic amplification is high both with the oceanic heat transport and with the atmospheric heat transport. This is the region of the Russian Arctic ( $80^{\circ}$ – $90^{\circ}$ N,  $50^{\circ}$ E– $140^{\circ}$ E), which is located to the north of the Barents, Kara and Laptev seas. The time series of the Arctic amplification averaged over this area, together with the time series of the oceanic and atmospheric heat transports, are shown in Figure 20.

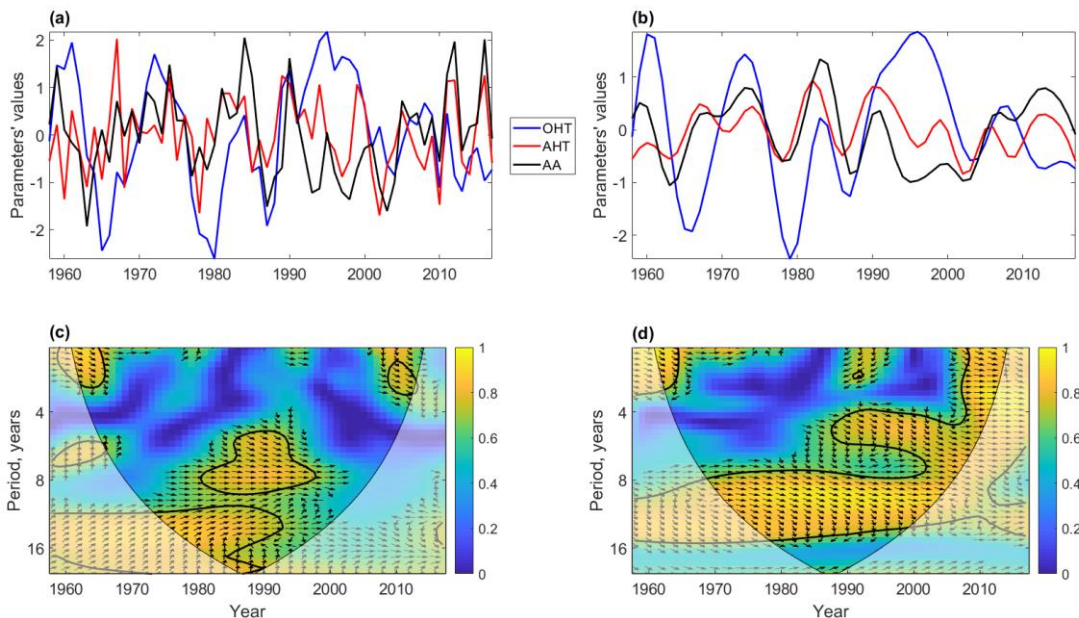


Figure 20. Time series of the oceanic heat transport (OHT), atmospheric heat transport (AHT) and regional Arctic amplification (AA) with linear trends removed (a) and after an application of the low-pass Butterworth filter with a threshold period of 6 years (b); wavelet coherences between the oceanic heat transport and the Arctic amplification (c) and between the atmospheric heat transport and the Arctic amplification (d). The mean annual values of the parameters of the panel (a) were used for the panels (c) and (d). Yellow areas, confined by the black curves, show significant coherences relative to the red noise spectrum at the 5% significance level. Black arrows show the phase angle: directed to the right means in-phase and vertically upward means the Arctic amplification leads the oceanic/atmospheric heat transport by  $90^{\circ}$  in the given frequency band. Lighter shade areas on the panels (c) and (d) show the cones of influence, where oscillations' amplitudes might be distorted by edge effects.



The results indicate a close relationship between the interannual variability of the Arctic amplification and the variability of the atmospheric heat transport. This linkage is primarily in the low-frequency region: 8–15 years (Figure 20d). At the same time, the atmospheric heat transport slightly leads the Arctic amplification. The reliability of the high coherence of the atmospheric heat transport with the Arctic amplification is also confirmed in the wavelet power spectra. They show similar temporal variability of the periods of significant cyclicities of both variables in the low-frequency region (Figure 21). It is important to note here a synchronous tendency towards a decrease in the period of oscillations with time, while a close connection between the oscillations remain. This is reflected in both wavelet coherence and wavelet power spectra.

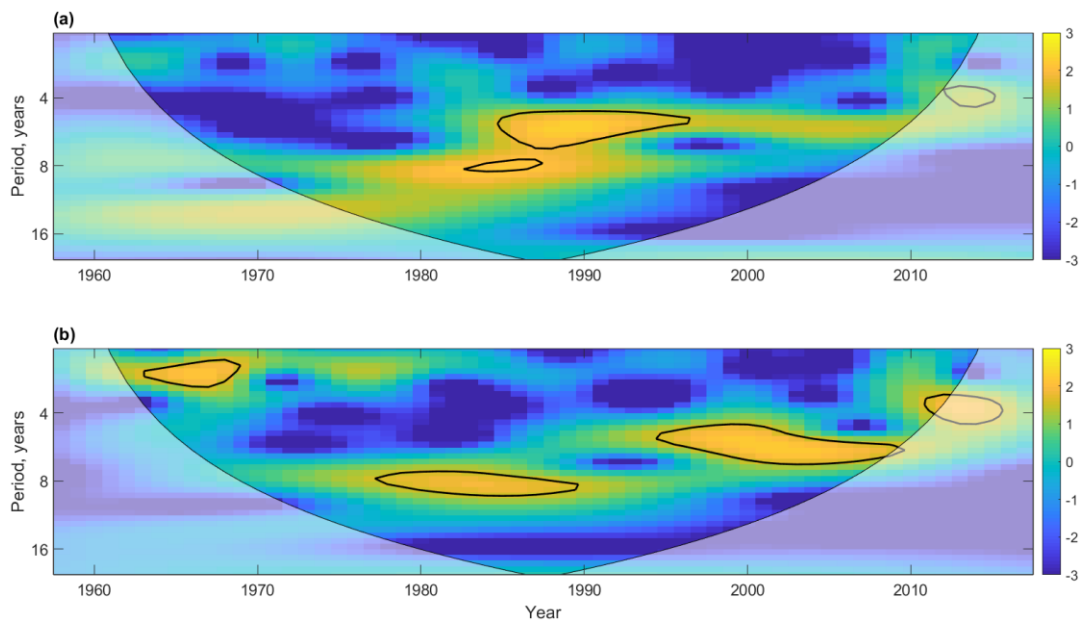


Figure 21. Wavelet power spectra of the regional Arctic amplification (a) and the net (sensible and latent) atmospheric heat transport (b). Wavelet power spectra (squares of wavelet amplitudes) are normalized by the variances of the original time series. Yellow areas, confined by the black curves, show significant cycles relative to the red noise spectrum at the 5% significance level. Lighter shade areas show the cone of influence, where oscillations' amplitudes might be distorted by edge effects.

The relationship between the regional Arctic amplification and atmospheric heat transport after the removal of high-frequency oscillations (Figure 20b) shows that the maximum correlation coefficient of 0.54 occurs when the Arctic amplification lags by

one year (see also Table 9). At the same time, the correlation of the time series without filtering, where the contribution of high-frequency variability dominated, showed the maximum relationship at zero time shift (Figures 18 and 19). The maximum correlation coefficient of 0.47 is observed at zero time lag for the average values of the Arctic amplification over the selected Arctic region (Figure 20a).

Table 9 shows the average wavelet coherences and phase shifts for the period with the maximum relationship of the Arctic amplification with the atmospheric heat transport at 9 years, as well as for the period of 13 years, where high correlations in the time-frequency space for the Arctic amplification are observed with both the atmospheric and oceanic heat transports.

Table 9 – Numerical characteristics of the relationship of the Arctic amplification with the atmospheric and oceanic heat transports obtained on the basis of wavelet analysis (Figure 20). The values are calculated for periods of oscillations with the maximum wavelet coherence between the heat transports and the Arctic amplification. The years included in the cone of influence were omitted.

	Atmospheric heat transport (9-years period, 1971–2004)	
Mean wavelet coherence	0.9	
Mean phase angle (degrees)	-26°	
Lag of Arctic amplification (years)	0.7	
	Oceanic heat transport (13-years period, 1976–1999)	Atmospheric heat transport (13-years period, 1976–1999)
Mean wavelet coherence	0.76	0.78
Mean phase angle (degrees)	18°	-79°

Lag of Arctic amplification (years)	4–6 (in anti-phase)	2.9
--	---------------------	-----

A large region of significant and/or high wavelet coherences is observed with the oceanic heat transport as well (Figure 20c). The phase shift at low frequencies, corresponding to periods of 12–16 years, indicates a slight advance by the Arctic amplification of oscillations in the oceanic heat transport (Figure 20c; Table 9). However, according to the results of Figures 18–19, it is probably more correct to interpret such a result as an advance of the maxima/minima in the oceanic heat transport of the corresponding minima/maxima (in anti-phase) of the Arctic amplification by 4–6 years. According to Figure 20b, the maximum negative correlation coefficient of -0.71 occurs when the Arctic amplification lags the oceanic heat transport by 4 years, similar to the time shift of the maximum correlations of the unfiltered time series in Figures 18 and 19. In contrast to the atmospheric heat transport, the variability of the oceanic heat transport is predominantly low-frequency. The maximum correlation coefficient of -0.54 for the unfiltered time series averaged over the selected Arctic region (Figure 20a) is achieved when the oceanic heat transport leads the Arctic amplification by 4 years.

The maximum negative correlation coefficient between the low-frequency variability of the oceanic and atmospheric heat transports (Figure 20b) occurs when the latter is delayed by 3 years (-0.53). For the unfiltered time series (Figure 20a), the maximum relationship is observed at the same time shift, but the correlation coefficient is significantly lower (-0.29). Thus, it cannot be excluded that the high correlation of the oceanic heat transport with the Arctic amplification, with a delay of the latter by 4 years, is an induced correlation arising from the anti-phase connection between the oceanic and atmospheric heat transports, the latter of which is associated with the Arctic amplification in-phase. Indeed, a negative correlation between the oceanic heat transport and the Arctic amplification would physically mean that an increase in the oceanic heat transport at the entrance to the Arctic leads to a decrease in the intensity of the Arctic amplification of the positive phase in the Eurasian Basin after 4 years. In

reality, the magnitude of the Arctic amplification decreases one year after the atmospheric advection of heat and moisture decreases, the minimum of which occurs 3 years after the maximum in the oceanic heat transport.

Thus, the analysis conducted confirms the hypothesis that the ocean is a trigger for the Arctic amplification variability affecting the atmospheric heat transport into the Arctic via the Bjerknes compensation mechanism (Van der Swaluw et al., 2007). In turn, the atmospheric heat transport modulates the magnitude of Arctic amplification.

One should also add that, according to the observations in the Arctic Ocean, during the studied period (1958–2017), the warmth of the Atlantic waters transported by warm currents into the Arctic practically did not enter the upper mixed layer and was not directly released into the atmosphere. Only the last few years are probably an exception (Aagaard et al., 1981; Rudels, 2015; Ivanov et al., 2016; Polyakov et al., 2017). Moreover, the scale of this influence on air temperature is not yet clear. Therefore, physically, the long-term variability of the Arctic amplification can be associated with the oceanic heat transport due to the heat flux from the surface of the Nordic Seas only, from where the heat could be transported further by the atmosphere. However, Figures 18a and 19a indicate the local effect of such a direct ocean's impact on the Arctic amplification.

Figure 22 shows the time series of the oceanic heat transport anomalies for 1958–2014 and atmospheric heat transport anomalies for 1961–2017, as well as the resulting Bjerknes compensation. Anomalies were obtained with linear trends preliminary removed and after applying the Butterworth low-pass filter with a cutoff period of 6 years (as in Figure 20b).

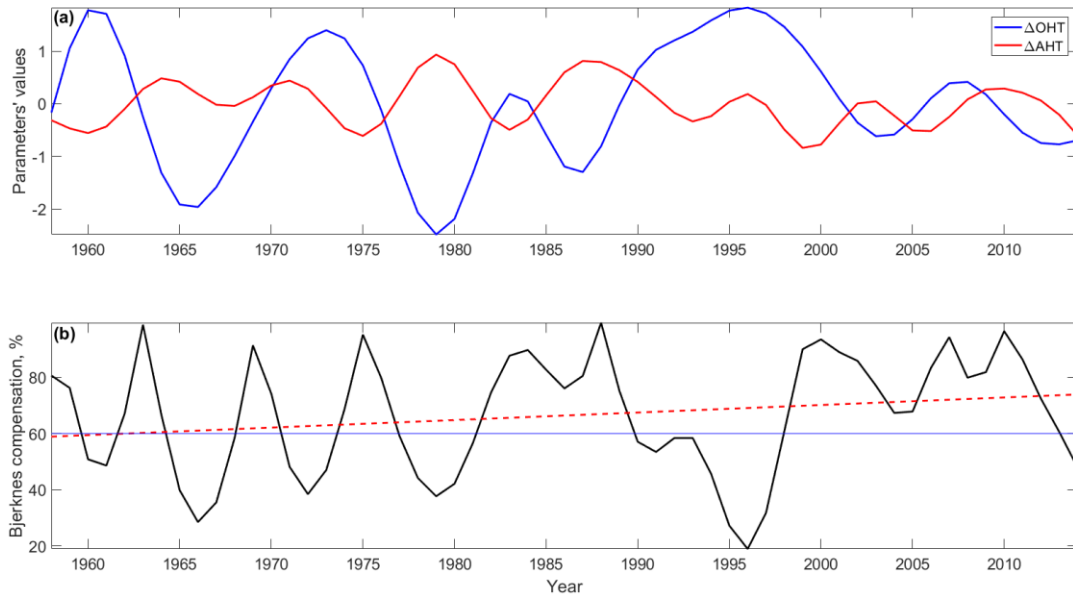


Figure 22. Low-frequency variability anomalies (according to the data of Figure 20b) of the oceanic and atmospheric heat transports (OHT and AHT) when the ocean leads by 3 years (a) and the corresponding Bjercknes compensation (b). Years on the panel (a) correspond to the values of the oceanic heat transport anomalies for the period 1958–2014. The values of the atmospheric heat transport anomalies are plotted with a lag of 3 years (1961–2017). The Bjercknes compensation is also calculated for this time lag. The dashed line shows the linear trend. For the value of 60%, the reference line is added.

Figure 22b shows that before the beginning of global warming in the 1980s, the magnitude of Bjercknes compensation was characterized by a stable oscillation with a period of about 6 years. After 1980, the prevailing period of oscillations increased. There are two extrema: a maximum in 1988 (99.45%) and a minimum in 1996 (18.96%). They may characterize a transition of the nature of heat exchange in polar and middle latitudes to a new state, where a regime with the high Bjercknes compensation has begun to prevail, with a significant weakening of the 6-year variability.

The mean Bjercknes compensation for the entire period is 66%, which indicates a fairly high efficiency of this mechanism. This proves the validity of the proposed chain of influences of the oceanic heat transport on the atmospheric advection and of the atmospheric heat transport on the Arctic amplification.

However, atmospheric heat transport anomalies do not fully compensate oceanic heat transport anomalies. In general, the larger the anomalies in the oceanic heat

transport, the less they are compensated by the atmospheric heat transport anomalies. For example, despite the pronounced anti-phase of the atmospheric and oceanic heat transports in 1979, large oceanic heat transport anomalies are observed, and the Bjerknes compensation is less than 40%.

At the same time, there is a positive statistically significant linear trend of an increase in the Bjerknes compensation magnitude by 0.3% per year, which corresponds to an increase of 15% along the trend line. Thus, in response to the climate warming, the Bjerknes compensation has begun to increase, which may indicate the tendency of the climate system to return to an equilibrium state.

## **2.7 Discussion of the results and conclusions**

The meridional heat transport in the ocean and atmosphere into the Atlantic sector of the Arctic has large differences, but is significantly interrelated at different time scales. Considering also the AOO index and the regional Arctic amplification over the Eurasian Arctic Basin, it can be concluded that the relationship between the long-term 10–15-year variability manifests itself in all parameters most steadily. According to the conceptual model of Arctic climate variability proposed by Proshutinsky et al. (2015), the mechanism of the decadal oscillation of the Arctic Ocean is self-regulated by two processes: the meridional atmospheric heat transport from the subpolar North Atlantic into the Arctic and the freshwater flux from the Arctic Ocean into the Nordic Seas. In the dissertation, the relationship between the AOO index and the meridional atmospheric heat transport was proved (Figure 16a, c). An increase in the atmospheric transport of heat and moisture into the Central Arctic leads to an increase in air temperature and an increase in cyclonic atmospheric vorticity in this region. As a result, the wind effect should lead to an increase in the freshwater flux from the Arctic Ocean into the Nordic Seas and a decrease in the surface salinity here. As a result, the stratification of the upper part of the Nordic Seas increases and winter convection weakens there, which leads to a decrease in vertical ocean–atmosphere heat fluxes and a weakening of cyclogenesis in this region. This, in turn, leads to a decrease in the atmospheric transport of heat and moisture into the Central Arctic, a decrease in air

temperature there and an increase in anticyclonic vorticity. The wind effect of the anticyclonic circulation regime leads to the accumulation of freshwater in the Beaufort Gyre of the Arctic Ocean due to the intensification of the Ekman transport convergence. As a result, the freshwater flux into the Nordic Seas decreases, where, as a result, salinity increases, which contributes to the intensification of winter convection due to the weakening of the stratification of the upper ocean's layer (Malmberg & Jonsson, 1997; Proshutinsky et al., 2002). Whether the change in the atmospheric advection of heat and moisture into the Central Arctic is related to the winter convection dynamics in the Nordic Seas should be checked separately. For instance, for the period from 1993 to 2016 studied in the work of Bashmachnikov et al. (2021), a convection in the Greenland Sea has intensified since the 2000s. As according to the AOO index, the anticyclonic circulation regime has prevailed in the Central Arctic since 1996, associated with a decrease in the atmospheric heat transport into the Central Arctic, for the mechanism's operation proposed in Proshutinsky et al. (2015), the convection in the Nordic Seas should have weakened instead. Moreover, according to the results of Bashmachnikov et al. (2021), the variability of the salinity of the upper part of the Greenland Sea is primarily associated not with the freshwater flux from the Arctic Ocean, but with the variability of the inflow of the Atlantic water. On the other hand, studies of winter convection in the northern part of the Norwegian Sea indicate that the intensification of convection is associated with an increase in the cyclonic vorticity over this region (Fedorov et al., 2021). However, it was found in the work that this vorticity leads to an increase in the northerly winds in the region, which leads to an increase in the convection. Whether the cyclonic vorticity anomaly itself is supported by the heat flux from the ocean, forming a positive feedback, is not clear yet.

A hypothesis about the destruction of the cyclicity in the AOO index since 1996 due to the possible contribution of freshwater, as a result of the melting of the Greenland Ice Sheet (Proshutinsky et al., 2015), has also not been confirmed. A recent model study showed that Greenland's freshwater nearly does not enter the Nordic Seas, and only very small fractions of a percent can penetrate into the region from the south

along with the North Atlantic Current about ten years after melted freshwater enters the ocean (Dukhovskoy et al., 2019).

Nevertheless, to clarify the mechanism's operation of long-term variability in the AOO index, it is necessary to study the intensity of winter convection for all Nordic Seas and for a longer period, which would cover the changes in circulation regimes in the Central Arctic, which was stably observed until 1996. One of the difficulties for such an analysis is an insufficient coverage of the water area with oceanographic observations' data in the 20th century.

The results of the study also showed that the meridional atmospheric heat transport across the «Atlantic Gate» plays an important role in the variability and modulation of the intensity of the regional Arctic amplification over the Eurasian Arctic Basin. It is important to note that here, the variability of the Arctic amplification is considered both in the present period of global warming with an accelerated increase in the SAT in the Arctic (e.g., England et al., 2021), and in the 1950–1970s, when the SAT changes in the Arctic, middle and low latitudes did not differ substantially. According to the regionalization of the Arctic climate based on the SAT data (Johannessen et al., 2016), the region of the Russian Arctic that we identified corresponds mainly to one of the clusters (№ 3), which covers the Arctic Ocean region north of the Kara Sea. As noted by the authors in Johannessen et al. (2016), this region is strongly influenced by the atmospheric transport of heat and moisture due to the penetration of extratropical cyclones from the North Atlantic, while the Atlantic water sinks here into the deeper layers of the ocean, and the heat transported by it can no longer significantly affect the SAT. This additionally confirms the above assumption that the revealed anti-phase of the meridional oceanic heat transport across the «Atlantic Gate» with the regional Arctic amplification over the Eurasian Arctic Basin reflects a completely different process. Considering the results obtained in this chapter, with a high degree of certainty, this is a manifestation of the Bjerknes compensation mechanism (Bjerknes, 1964). Bjerknes argued that with insignificant changes in the heat content of the ocean and the energy flux at the upper boundary of the atmosphere, in order to fulfill the energy conservation law, changes in the amplitudes of



atmospheric and oceanic heat transports must be the same and have the opposite sign, i.e. compensate each other. Shaffrey & Sutton (2004, 2006) showed that Bjerknes compensation is effective starting from decadal time scales because with interannual variability, ocean heat content and energy flux at the upper boundary of the atmosphere change significantly. Regionally, Bjerknes compensation is most pronounced near areas where interannual sea ice area variability is significant due to the impact of oceanic heat transport (Van der Swaluw et al., 2007). With an increase in the Atlantic oceanic heat transport into the Arctic, the sea surface temperature increases in the Nordic Seas, which, in turn, leads to a decrease in the meridional temperature gradient and, as a consequence, to a decrease in the meridional atmospheric pressure gradient. As a result, atmospheric heat transport into the Arctic by the synoptic eddies weakens, which forms the Bjerknes compensation (Shaffrey & Sutton, 2006; Jungclaus & Koenigk, 2010). When investigating Bjerknes compensation at high northern latitudes, Van der Swaluw et al. (2007) found that in the subpolar region of the North Atlantic, the maximum anti-correlation between the oceanic heat transport across the parallel of 70°N and the dominant component of atmospheric heat transport, represented by the moving synoptic eddies, is achieved when the atmospheric advection is delayed by 3–4 years. This result was obtained in a pre-industrial control experiment of a climate model, which indicates the fundamental nature of Bjerknes compensation as an internal mechanism of the climate system. In this section of the dissertation, the maximum anti-correlation between the oceanic and atmospheric heat transports was obtained with the former leading by 3 years, which is in good agreement with previous studies (Van der Swaluw et al., 2007). An essential role of the Bjerknes compensation mechanism in maintaining the stability of the Earth's climate was also confirmed in the study of climatic epochs over the past 22,000 years (Yang et al., 2015).

Thus, taking into account the pronounced relationship of the atmospheric heat transport with the Arctic amplification, especially in the low-frequency region with a lag of the latter by 1 year, the oceanic heat transport at the entrance to the Atlantic sector of the Arctic can be a predictor of low-frequency variability of the Arctic amplification over the Eurasian Arctic Basin with a lead time of 4 years.

## 2.8 Reproduction of meridional heat transports by the climate model MIROC-ES2L

In the first chapter, it was found that among the CMIP6 models, one of the best in reproducing the time series of Arctic amplification was the MIROC-ES2L model. At the same time, its previous version of the CMIP5 project (MIROC-ESM) is also one of the models that best reproduce the nature of the Arctic amplification variability. No other CMIP model has shown such a consistent positive result. Therefore, in this section, the meridional heat transports were calculated specifically for the MIROC-ES2L model for the period 1958–2014, and they were verified against the ORAS4 and ERA5 reanalyses, separately for the oceanic and atmospheric parts. It is important to note that the horizontal resolution of this model is significantly higher for the ocean ( $\approx 1^\circ \times 1.4^\circ$ ) than for the atmosphere ( $\approx 2.8^\circ \times 3^\circ$ ). The calculations were carried out for the same sections as in the reanalyses, after the preliminary interpolation of the parameters onto a single  $1^\circ \times 1^\circ$  grid. Some changes also affected the vertical sections: the isopycnal of the potential density of  $27.7 \text{ kg m}^{-3}$  was chosen for the ocean (Figure 23), which in the model turned out to be optimal for the confinement of the Atlantic waters' layer. At the same time, for the ORAS4 reanalysis, the isopycnal of  $27.85 \text{ kg m}^{-3}$  was chosen (Figure 11). For the atmosphere, due to the low vertical resolution in the lower troposphere, three isobaric surfaces available in the model were used: 1000 hPa, 925 hPa and 850 hPa.

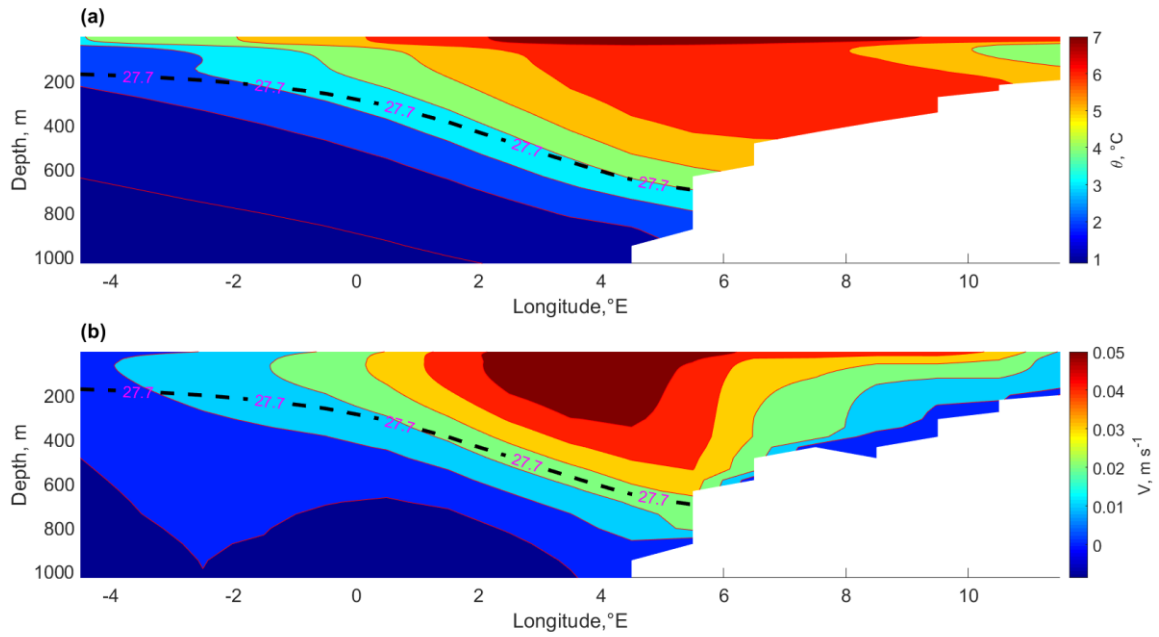


Figure 23. Profiles of seawater potential temperature (a) and meridional component of current velocity (b) of the oceanic section along  $66.5^{\circ}\text{N}$  averaged for the period 1958–2014 with monthly discreteness according to the MIROC-ES2L model. The black dashed curve is the isopycnal of the potential density of  $27.7 \text{ kg m}^{-3}$  bounding the layer of Atlantic waters from below.

Figure 24 compares the interannual variability of mean annual heat transports in the MIROC-ES2L model and the ORAS4 and ERA5 reanalyses.

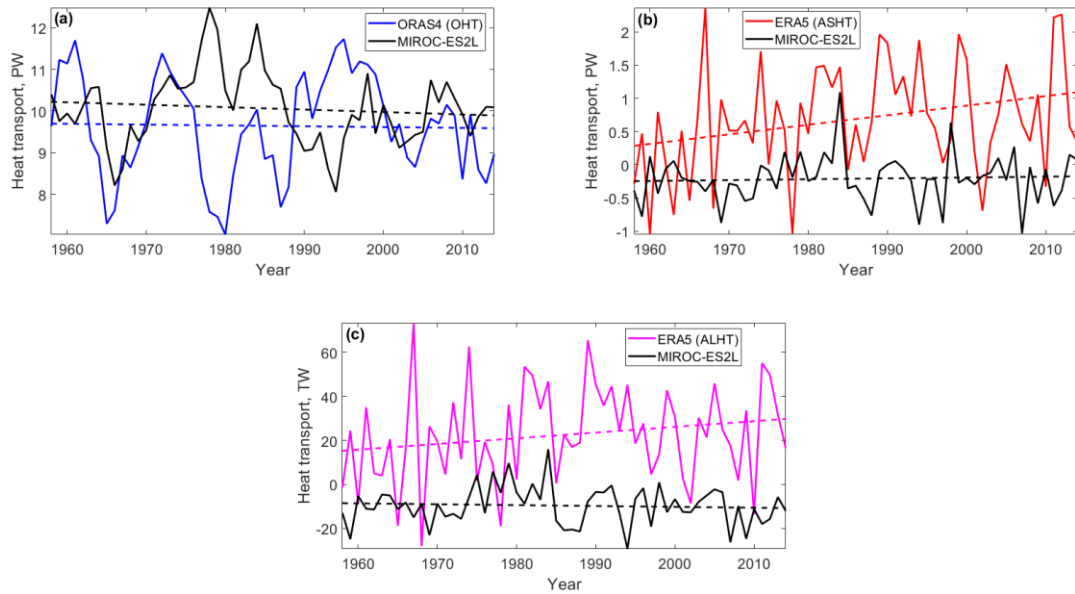


Figure 24. Comparison of meridional integral heat transports in the ocean (a), atmospheric sensible (b) and latent (c) heat transports at the entrance to the Atlantic sector of the Arctic (positive values correspond to the northward direction of transports) according to the MIROC-ES2L model with the reanalyses ORAS4 and ERA5. The dashed lines show the linear trends.

It can be seen that, in general, the model poorly reproduces the heat transports obtained from the reanalyses, especially the atmospheric heat transports. The important biases are that, on average, the model overestimates the oceanic heat transport (Figure 24a) and underestimates the atmospheric heat transports (Figure 24b–c). The error is much larger for the atmospheric heat transports, where not only interannual or decadal variability is not reproduced, but even the average atmospheric heat transport has the opposite sign. However, the nature of the long-term variability of the oceanic heat transport from the ORAS4 reanalysis is also not reproduced by the model. Table 10 presents numerical estimates of the statistical characteristics of heat transports into the Arctic in the MIROC-ES2L model relative to the reanalyses shown in Figure 24.

Table 10 – Comparison of statistical characteristics of the oceanic and atmospheric heat transports of the reanalyses ORAS4 and ERA5 with the MIROC-ES2L model’s results for the period 1958–2014. Uncertainties of the means are calculated for the 5% significance level, k is a slope of the linear trend (the bold font indicates statistically significant trends for the 5% significance level), R is a Pearson correlation coefficient, and RMSE is a root-mean-square error. ASHT is atmospheric sensible heat transport and ALHT is atmospheric latent heat transport.

<b>Ocean</b>	<b>Reanalysis ORAS4</b>	<b>Model MIROC-ES2L</b>
Mean (PW)	9.64 ± 0.33	10.06 ± 0.24
Standard deviation (PW)	1.23	0.89
k (PW/year)	-0.00	-0.01
R	-0.19	
Bias (PW)	0.42	
RMSE (PW)	1.69	
Relative error (%)	6	
<b>Atmosphere</b>	<b>Reanalysis ERA5 (ASHT)</b>	<b>Model MIROC-ES2L</b>
Mean (PW)	0.69 ± 0.22	-0.21 ± 0.1
Standard deviation (PW)	0.82	0.37
k (PW/year)	<b>0.01</b>	<b>0.001</b>
R	0.03	
Bias (PW)	-0.9	
RMSE (PW)	1.27	
Relative error (%)	-250	
<b>Atmosphere</b>	<b>Reanalysis ERA5 (ALHT)</b>	<b>Model MIROC-ES2L</b>
Mean (TW)	22.5 ± 5.9	-9.63 ± 2.33
Standard deviation (TW)	22.22	8.77
k (TW/year)	<b>0.26</b>	-0.04
R	0.04	
Bias (TW)	-32.13	
RMSE (TW)	39.72	
Relative error (%)	-198	

The data in Table 10 confirm a poor agreement of the model with the reanalyses in the reproduction of the mean value and variability of heat transports into the Arctic. However, for almost all parameters, the differences are significantly lower for the

oceanic heat transport than for the atmospheric one. According to the two-sample Student's t-test, the differences of means are statistically significant at the 5% significance level.

The seasonal cycles in the reanalyses and the model are compared in Figure 25.

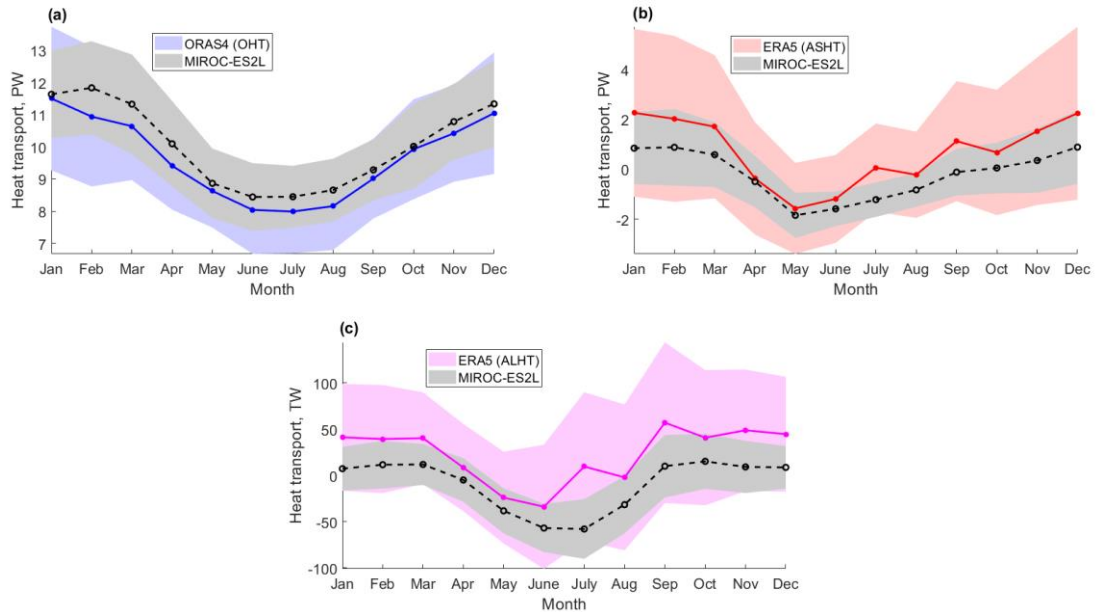


Figure 25. Seasonal cycles of meridional integral oceanic heat transport (a), atmospheric sensible (b) and latent (c) heat transports at the entrance to the Atlantic sector of the Arctic (positive values correspond to the northward direction of transports) according to the MIROC-ES2L model and reanalyses ORAS4 and ERA5. The curves are the variability of the means for each month during the period 1958–2014, while the shading is the variability of the standard deviations for each month during the period 1958–2014.

An overestimation of the means of the oceanic heat transport exists for each month; however, the ORAS4 reanalysis curve is within the MIROC-ES2L model's range of variability (Figure 25a). The seasonal cycle is well reproduced by the model. An underestimation of the monthly mean values of atmospheric heat transports in MIROC-ES2L is also observed for each month and for both components (Figure 25b–c). The seasonal variation is reproduced fairly accurately for both components of the atmospheric heat transport. At the same time, the onset of the summer minimum in the model is observed one month later in both the oceanic and atmospheric heat transports.

Taking into account also the fairly significant differences in the intensity of the present-day Arctic amplification in the Eastern and Western Hemispheres (Figure 17),

the next chapter analyzes the large-scale features of variability of atmospheric sensible and latent heat transports along the section at 70°N.

### **3. Regionalization of atmospheric heat transports into the Arctic across the parallel of 70°N**

As has been noted in the Chapter 2, meridional atmospheric energy transport into the Arctic is most often calculated across the parallel of 70°N. However, the results of Chapter 2 confirmed the feasibility of such an approach if only the atmosphere is considered. Previous studies based on the radiosonde data found that sensible and latent heat transports (internal energy) account for more than 70% of the total energy transport into the Arctic (Sorokina & Esau, 2011). Therefore, the potential energy flux is not considered in this chapter.

#### **3.1 Data for the calculation of heat transports**

ERA5 climate reanalysis data were downloaded at monthly temporal resolution for the period from January 1950 to December 2019. The reanalysis for the period 1950–1978 is only the preliminary version and is subject to changes yet due to unrealistically strong tropical cyclones, but the reanalysis' results from 1979 are considered reliable (Hersbach et al., 2020). As the high-latitude processes are studied in this chapter, the current issues for 1950–1978 should not affect the results presented here. The following variables were downloaded:

1. Monthly mean meridional component of wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ) on the 27 isobaric surfaces 1000–100 hPa in the area 60°N–80°N with a horizontal resolution  $1^\circ \times 1^\circ$  and vertical resolution 25–50 hPa (each available isobaric surface has been used). The highest spatial resolution  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  was not used, as it is not critical for this part of study and allows saving computational resources.
2. Monthly mean meridional component of wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ) on the 27 isobaric surfaces 1000–100 hPa at the latitude 70°N with a horizontal resolution  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  and vertical resolution 25–50 hPa.



3. Monthly mean air temperature (K) on the 27 isobaric surfaces 1000–100 hPa at the latitude 70°N with a horizontal resolution 0.25° x 0.25° and vertical resolution 25–50 hPa.
4. Monthly mean specific humidity (kg kg<sup>-1</sup>) on the 27 isobaric surfaces 1000–100 hPa at the latitude 70°N with a horizontal resolution 0.25° x 0.25° and vertical resolution 25–50 hPa.
5. Monthly mean geopotential (m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>) on the 27 isobaric surfaces 1000–100 hPa at the latitude 70°N with a horizontal resolution 0.25° x 0.25° and vertical resolution 25–50 hPa. These data were transformed to the geopotential heights (m) after dividing by the gravitational acceleration (9.8 m s<sup>-2</sup>).

## **3.2 Methods**

### **3.2.1 Investigation of the monthly northward wind fields around the parallel 70°N**

In this section, the mean meridional component of wind velocity was found at every grid point for the region 60°N–80°N in the three atmospheric layers (1000–800 hPa, 775–400 hPa and 350–100 hPa), which is nine isobaric surfaces per layer. The monthly values were first averaged over the isobaric surfaces, and then temporal means were found for 1950–1978 and 1979–2019. The periods are consistent with the known cooling and warming periods of the present climate (Rogers, 2013; Hodson et al., 2014; Rahmstorf et al., 2017).

### **3.2.2 Calculation of the meridional sensible and latent heat transports across the latitude 70°N and their decomposition into the empirical orthogonal functions**

Atmospheric heat transports were calculated according to the same formulas as in the Chapter 2 (equations 3 and 4), but across the parallel of 70°N and for the entire troposphere. This calculation's method was used by Alekseev et al. (2019), but the authors considered mainly the Atlantic-European region («Atlantic Gate»). The

equations (3) and (4) represent the instantaneous meridional fluxes because they are estimated for every longitude and isobaric surface at a given time. This approach provides much more detailed structure on the individual heat transport components than previous studies where these were computed from spatial (zonal and vertical) and temporal means (Overland et al., 1996). To investigate large-scale features of heat fluxes, the sensible and latent heat transports across 70°N (functions of longitude, isobaric surface, and time) were decomposed into the empirical orthogonal functions (EOFs) following the techniques described in Greene et al. (2019). Prior to the EOF analysis, the monthly time series were both detrended and deseasoned.

### **3.2.3 Investigation of the vertical distributions of the mean annual meridional sensible and latent heat transports across the latitude 70°N**

The longitudinal averaging was done for the Eastern and Western Hemispheres (0°–179.75°E and 180°–0.25°W, respectively) because the EOF analysis suggested different variability in these regions. The noisy monthly time series were averaged for every year to highlight the vertical structure of heat fluxes in the entire troposphere 1000–100 hPa by means of time-altitude diagrams. The standard deviations were analyzed along the temporal and vertical dimensions (over the years and isobaric surfaces). The annual means were used for this part of study only. In all other cases, monthly time series were analyzed.

### **3.2.4 Integral sensible and latent heat transports in the lower and entire troposphere and their net fluxes across the «Arctic Gate»**

The monthly times series of sensible and latent heat transports were further integrated in both hemispheres for two atmospheric layers previously identified by the mean directions of fluxes: 1000–800 hPa and 1000–100 hPa. The integration was carried out according to the formulas (5) and (6) of the Chapter 2. In the time series obtained the mean values were calculated for every case, and the confidence interval for the uncertainties of the means was estimated based on the *t*-distribution for the 5%

significance level (Wilks, 2006). The net heat transports across  $70^{\circ}\text{N}$  were also investigated. The loess smoothing was applied to high-frequency variability of monthly integral heat transports to highlight the anti-phase pattern between the hemispheres. The interquartile ranges (differences between 75<sup>th</sup> and 25<sup>th</sup> percentiles) were computed for the unsmoothed monthly time series for each hemisphere. Pearson correlation coefficients were computed for both unsmoothed and smoothed time series.

### **3.3 Mean meridional component of wind velocity in the atmospheric layers around $70^{\circ}\text{N}$**

For any component of AMET, an essential variable is the meridional wind velocity. The wind fields of the subpolar and polar regions of the Northern Hemisphere are shown in Figure 26.

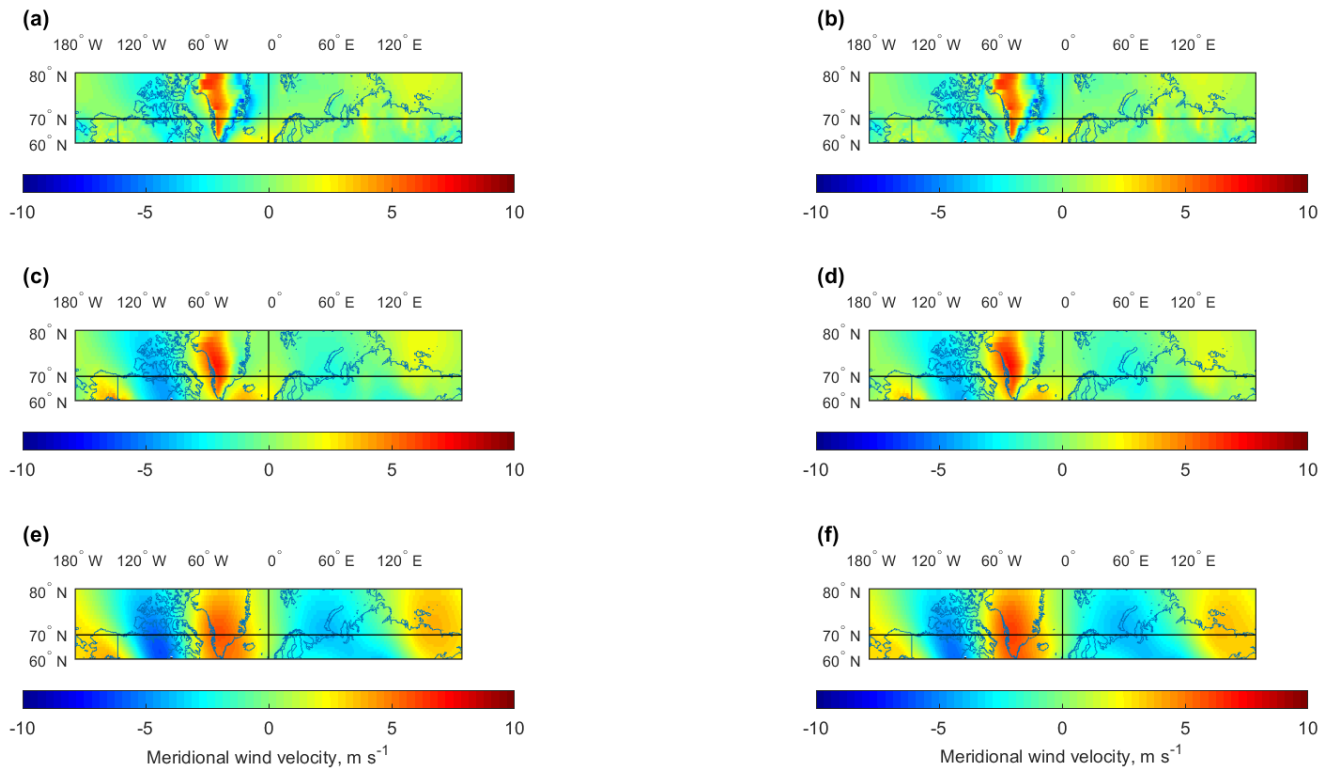


Figure 26. Meridional component of wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ) for the area  $60\text{--}80^\circ\text{N}$  in the different atmospheric layers averaged for 1979–2019 (left) and 1950–1978 (right). (a) 1979–2019 and 1000–800 hPa, (b) 1950–1978 and 1000–800 hPa, (c) 1979–2019 and 775–400 hPa, (d) 1950–1978 and 775–400 hPa, (e) 1979–2019 and 350–100 hPa, (f) 1950–1978 and 350–100 hPa. Positive values indicate northward direction. The reference lines are drawn at the  $70^\circ\text{N}$  and meridian  $0^\circ$ . Mercator map projection is used.

The three chosen layers represent the lower troposphere with a direct interaction with the Earth’s surface, the middle troposphere and the upper troposphere, where the main jet streams are located. The wind fields for both periods are very similar; therefore, we will focus on the present period 1979–2019.

The parallel of  $70^\circ\text{N}$  shows all the main anomalies of the high velocity of the meridional component of the wind field between the Arctic and temperate latitudes. This makes it possible to adequately assess the advective heat exchange of polar and non-polar regions. The meridional winds of both directions are the strongest over North America and Greenland. In the lower troposphere, the winds of both directions are weak over Eurasia, and there is a steady northward direction (Figure 26a–b). The most pronounced wind field anomalies are in the upper troposphere (Figure 26e–f). There are two weaker anomalies of the meridional component of the wind field of the

opposite sign over Eurasia and two stronger anomalies over North America and the North Atlantic. If one assumes that each of the groups of anomalies characterizes its own cyclonic transport structure, then the region can be divided into two hemispheres conventionally separated by the prime meridian:  $0^{\circ}$ – $179^{\circ}$ E and  $180^{\circ}$ – $1^{\circ}$ W.

### 3.4 Analysis of empirical orthogonal functions for the time series of sensible and latent heat transports and the resulting large-scale regional division

For a more objective identification of the transport areas, the spatio-temporal variability of the sensible and latent heat transports across the vertical section of  $70^{\circ}$ N (in the longitude–altitude coordinate system) was decomposed into empirical orthogonal functions (EOFs) (Figure 27).

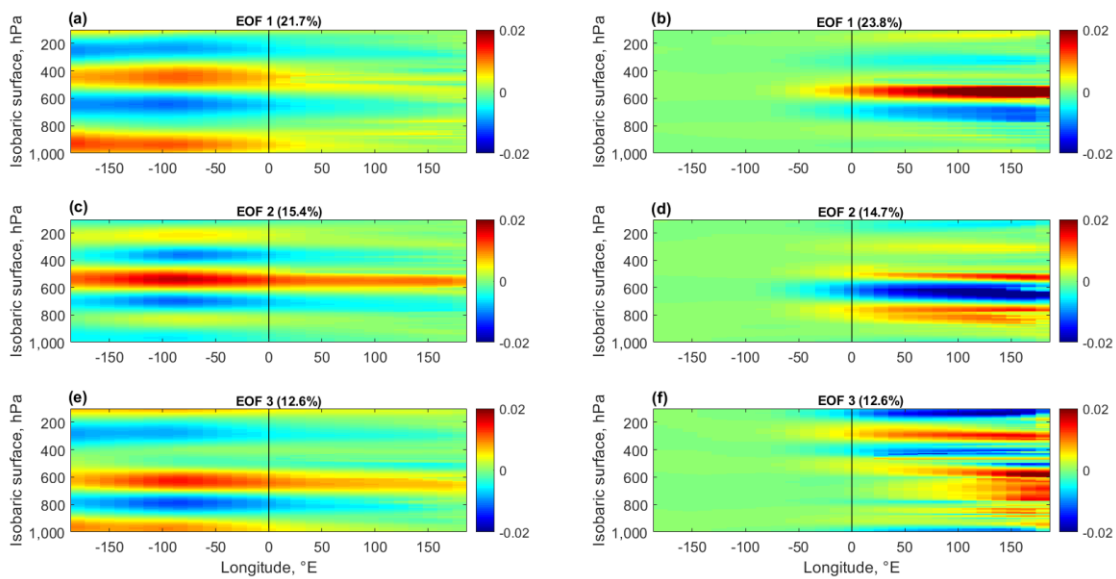


Figure 27. Empirical orthogonal functions (EOFs) of the sensible (left) and latent (right) heat transports (SHT and LHT). (a) First EOF for the SHT (21.7%), (b) First EOF for the LHT (23.8%), (c) Second EOF for the SHT (15.4%), (d) Second EOF for the LHT (14.7%), (e) Third EOF for the SHT (12.6%), (f) Third EOF for the LHT (12.6%). The reference lines are drawn at the prime meridian  $0^{\circ}$ . The values in the parentheses are the fractions of variance explained by each mode.

The decomposition showed that in the leading EOF modes (1–3), the pattern of variability in the Eastern and Western Hemispheres is significantly different. There is a strong vertical (and temporal) variability in the sensible heat transport in the Western

Hemisphere, while vertical variability in the latent heat transport is concentrated in the Eastern Hemisphere. The hemispheric division is more pronounced for the latent heat transport. The three EOFs in Figure 25 explain about 50% of the variability for each heat transport component. The hemispheric structure in the modes of variability with a similar nature of the time-altitude variability of the components of heat transport is retained in the first 8 EOF modes. They explain about 80% of the variance of sensible and latent heat transports into the Arctic. These results indicate the correctness of the previously proposed hemispheric division for the heat transport components. The possible physical reasons are addressed further.

### **3.5 Anti-phase pattern in the sensible and latent heat transports between the Eastern and Western Hemispheres**

In order to examine the vertical and temporal structure of sensible and latent heat transports in more detail, they were longitudinally averaged for the Eastern and Western Hemispheres. The noisy monthly time series were averaged to obtain annual means (Figure 28).

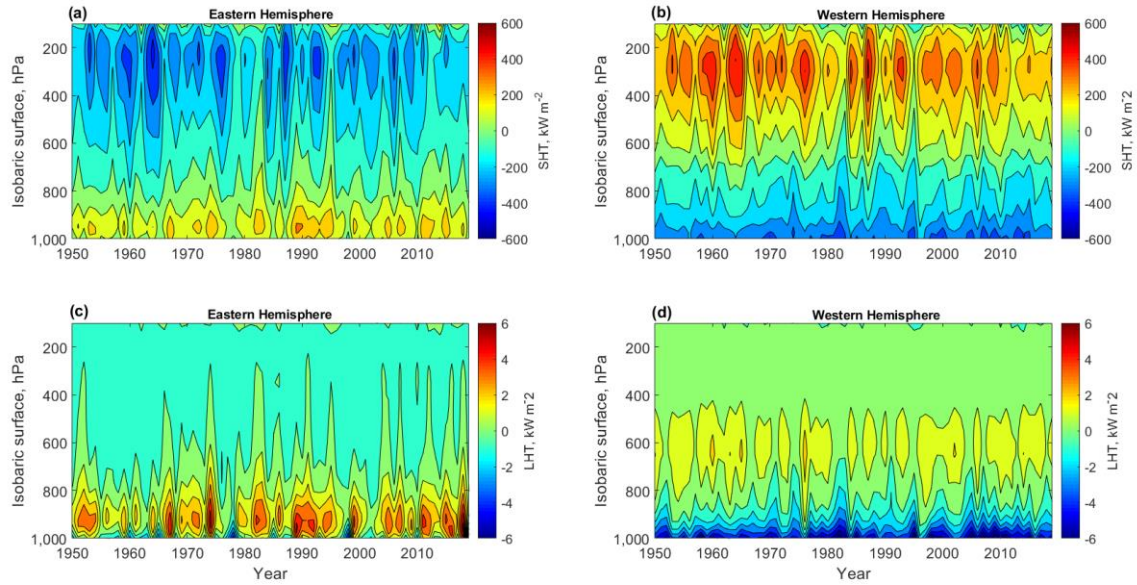


Figure 28. Vertical sections of heat transport components ( $\text{kW m}^{-2}$ ), their interannual variability and the anti-phase pattern between the hemispheres. (a) Annual average sensible heat transport (SHT) in the Eastern Hemisphere ( $0^{\circ}$ – $179.75^{\circ}\text{E}$ ), (b) Annual average sensible heat transport (SHT) in the Western Hemisphere ( $180^{\circ}$ – $0.25^{\circ}\text{W}$ ), (c) Annual average latent heat transport (LHT) in the Eastern Hemisphere ( $0^{\circ}$ – $179.75^{\circ}\text{E}$ ), (d) Annual average latent heat transport (LHT) in the Western Hemisphere ( $180^{\circ}$ – $0.25^{\circ}\text{W}$ ). The positive values indicate northward heat transport.

These time-altitude diagrams demonstrate the prevalence of sensible and latent heat transports into the Arctic in the lower troposphere (1000–800 hPa) and from the Arctic in the middle and upper troposphere for the Eastern Hemisphere. For the Western Hemisphere, the vertical distribution of the heat fluxes is opposite, which indicates a dipole anti-phase pattern between the hemispheres. According to the concept of the polar circulation cell (Rossby & Willet, 1948), heat transport should be directed into the Arctic in the upper troposphere and from the Arctic in the lower troposphere. Given the pronounced dominance of sensible heat transport (Figure 28), such a vertical structure is typical for the Western Hemisphere, but the directions of transport are opposite in the Eastern Hemisphere (Figure 28a–b).

The vertical sections (Figure 28a–d) show visually notable differences in the variability between the hemispheres, especially for the latent heat transport. Indeed, the interannual standard deviation averaged over the height of the troposphere (1000–100 hPa) is  $0.61 \text{ kW m}^{-2}$  for the latent heat transport in the Eastern Hemisphere and only

0.45 kW m<sup>-2</sup> in the Western Hemisphere. This means the interannual variability of latent heat transport is 1.4 times higher in the Eastern Hemisphere than in the Western Hemisphere. For the sensible heat transport, the interannual variability is comparable, being 68.5 kW m<sup>-2</sup> in the Western Hemisphere and 71.5 kW m<sup>-2</sup> in the Eastern Hemisphere, which is only 1.05 times higher.

The temporal mean of the standard deviations over the height reveals the dominance of sensible heat transport in the Western Hemisphere because it is 192.7 kW m<sup>-2</sup> here versus 131 kW m<sup>-2</sup> in the Eastern Hemisphere. This means the variability of sensible heat transport over the height is 1.5 times higher in the Western Hemisphere than in the Eastern Hemisphere (compare Figures 28b and 28a). The same estimates for the latent heat transport give a value of 1.4 kW m<sup>-2</sup> for the Western Hemisphere and 1 kW m<sup>-2</sup> for the Eastern Hemisphere. This means the variability of latent heat transport over the height is 1.4 times higher in the Western Hemisphere than in the Eastern Hemisphere.

### **3.6 Integral sensible and latent heat transports in the lower and entire troposphere and their net values across the «Arctic Gate»**

The monthly integral sensible and latent heat transports in the lower troposphere (1000–800 hPa) and the entire troposphere (1000–100 hPa) were studied (Figure 29). The layers were identified based on the dominant directions of heat transports in different hemispheres and at different heights (Figure 28).



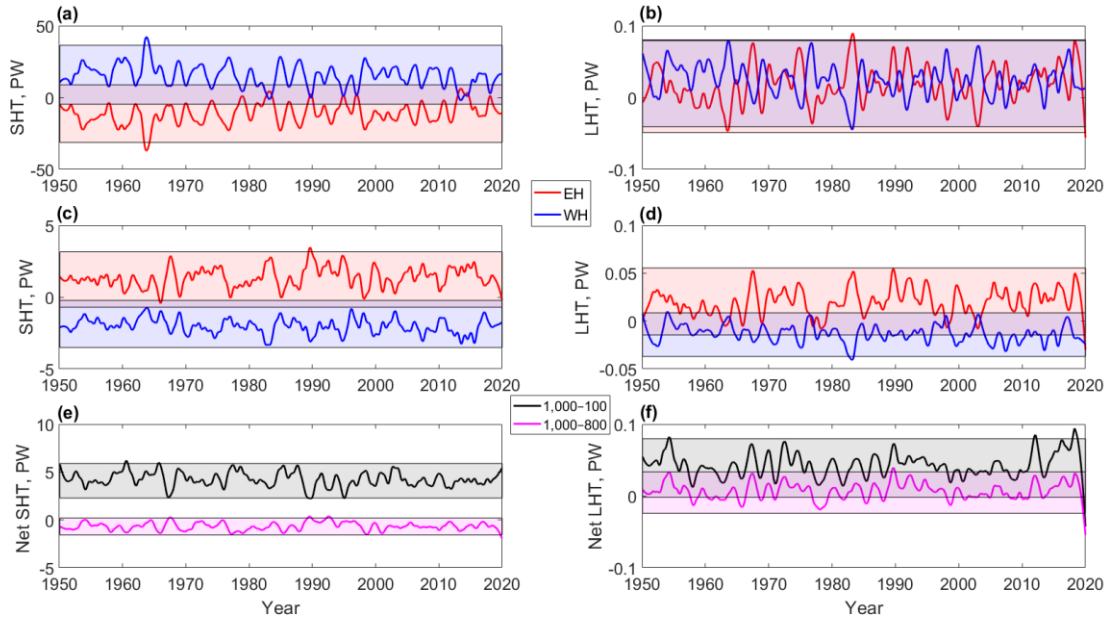


Figure 29. Smoothed time series of integral sensible and latent heat transports (SHT and LHT, Petawatt (PW)) in the lower and entire troposphere for the Eastern and Western Hemispheres (EH and WH) and the net fluxes. (a) 1000–100 hPa integral SHT in the EH and WH, (b) 1000–100 hPa integral LHT in the EH and WH, (c) 1000–800 hPa integral SHT in the EH and WH, (d) 1000–800 hPa integral LHT in the EH and WH, (e) Net fluxes of SHT (EH + WH), (f) Net fluxes of LHT (EH + WH). The lighter shaded areas indicate the interquartile ranges (differences between 75<sup>th</sup> and 25<sup>th</sup> percentiles) for the unsmoothed monthly time series, and the darker shaded areas show the intersections of the interquartile ranges for each pair of the time series. The loess smoothing was performed with a span of 5% of the values.

To remove the high-frequency component, the loess smoothing was applied. This was done to demonstrate the anti-phase structure between the hemispheres more clearly (Figure 29a–d) and the directions of the net fluxes (Figure 29e–f).

For the sensible heat transport in the entire troposphere (Figure 29a and e), heat transport is mostly directed into the Arctic due to a stronger mean heat influx in the Western Hemisphere than heat outflux in the Eastern Hemisphere. The correlation coefficients between the heat transports in the hemispheres for the unsmoothed and smoothed time series used in the Figure 27a are -0.997 and -0.996, respectively. For the sensible heat transport in the lower troposphere (Figure 29c and e), heat transport is mostly directed away from the Arctic due to a weaker mean heat influx in the Eastern Hemisphere than heat outflux in the Western Hemisphere. Thus, in the lower

troposphere, the direction of heat fluxes in the hemispheres is flipped. The correlation coefficients between the heat transports in the hemispheres for the unsmoothed and smoothed time series (Figure 29c) are -0.88 and -0.80, respectively.

For the latent heat transport in the entire troposphere (Figure 29b and f), heat transport is mostly directed into the Arctic due to a combined effect of mean positive heat influxes in the Eastern and Western Hemispheres. This is also confirmed by a large area of intersection for the interquartile ranges in Figure 29b and by significantly higher absolute values for the 75<sup>th</sup> percentiles than for the 25<sup>th</sup> percentiles. However, the clearly seen anti-phase pattern is preserved, and the correlation coefficients between the heat transports in the hemispheres for the unsmoothed and smoothed time series (Figure 29b) are -0.82 and -0.77, respectively. For the latent heat transport in the lower troposphere (Figure 29d and f), heat transport is also mostly directed into the Arctic, but due to a stronger mean heat influx in the Eastern Hemisphere than heat outflux in the Western Hemisphere. The correlation coefficients between the heat transports in the hemispheres for the unsmoothed and smoothed time series (Figure 29d) are -0.66 and -0.54, respectively.

The sums of sensible and latent heat fluxes in both hemispheres are  $-0.65 \pm 0.09$  PW for the lower troposphere 1000–800 hPa and  $4.28 \pm 0.18$  PW in the entire troposphere 1000–100 hPa. The sign is determined by the significant dominance of the sensible heat flux over the latent heat flux. The mean values and corresponding uncertainties for the intermediate cases are shown in the Table 11.

Table 11. Mean transports of sensible and latent heat (SHT and LHT) for the Eastern Hemisphere (EH) and Western Hemisphere (WH).

	SHT, PW ( $10^{15}$ W)		LHT, TW ( $10^{12}$ W)	
	EH	WH	EH	WH
1000–800 hPa	$1.35 \pm 0.19$	$-2.02 \pm 0.17$	$19.98 \pm 3.83$	$-13.16 \pm 2.64$
1000–100 hPa	$-11.14 \pm 2.11$	$15.38 \pm 2.17$	$18.01 \pm 7.15$	$24.75 \pm 6.40$
Net flux (1000–800 hPa)	$-0.66 \pm 0.09$		$6.81 \pm 2.89$	

Net flux (1000–100 hPa)	$4.24 \pm 0.18$	$42.75 \pm 4.12$
-------------------------------	-----------------	------------------

### 3.7 Discussion of the results and conclusions

This study has revealed the dipole pattern of the meridional sensible and latent heat transports into the Arctic between the Eastern and Western Hemispheres. This structure is expressed in the different intensity of time-altitude variability of heat transports in different hemispheres, as well as in the opposite directions of these transports in the lower and upper troposphere of the Eastern and Western Hemispheres. The latent heat transport is a major contributor to the heat excess into the Arctic. For this component, the net heat flux is positive both in the lower and in the entire troposphere. Excess moisture in the lower troposphere of the Arctic contributes to the development of a positive feedback when interacting with sea ice. This is due to the influence of downward long-wave radiation.

An explanation of the dominance of latent heat transport in the Eastern Hemisphere and of sensible heat transport in the Western Hemisphere requires further in-depth studies. However, it can be assumed that the dominance of latent heat transport in the Eastern Hemisphere is associated with several factors. First, the extratropical cyclones, originating in the North Atlantic, transport a large amount of moisture to the northeast, having the greatest impact on the Arctic in the western and central parts of the Eastern Hemisphere (Hurrell, 1995; Rinke et al., 2017; Wickström et al., 2019). Second, the cyclone tracks from the North Pacific are predominantly directed northwest (Sorteberg & Walsh, 2008), thus affecting the Arctic in the far eastern area of the Eastern Hemisphere. Third, the Siberian atmospheric rivers are responsible for the dominance of latent heat transport in the central and eastern parts of the Eastern Hemisphere (Komatsu et al., 2018). The three different processes work simultaneously and give rise to the large-scale convergence of the moisture transport into the Arctic in the Eastern Hemisphere.

## Conclusion

In this PhD thesis, a study of the long-term variability of the Arctic amplification and meridional oceanic and atmospheric heat fluxes at the entrance to the Arctic was carried out. It was found that despite the generally successful reproduction of the present Arctic amplification by CMIP global climate models, the early twentieth century Arctic warming is not properly detected by the multi-model ensemble means. This issue must be taken into account when assessing future Arctic climate projections. It was also shown that even the best model in the reproduction of the long-term variability of the Arctic amplification poorly reproduces the variability of the atmospheric and oceanic meridional heat fluxes into the Atlantic sector of the Arctic. Apparently, an optimal option for the formation of climate projections is a selection of the most appropriate sub-ensembles of climate models for each studied characteristic (see, e.g., Gnaniuk et al., 2020). However, for different parameters, the best sub-ensembles may belong to different models, and the best sub-ensembles of models for all parameters of interest may consist of an extremely small number of suitable models. This reduces the reliability of climate projections. In particular, in the present study, it was shown that the best model in reproducing the decadal variability of the Arctic amplification during the early and the mid-20th century quite poorly reproduces the oceanic and, in particular, the atmospheric heat fluxes into the Arctic. At the same time, the analysis of the ERA5 reanalysis shows that the variability of the atmospheric heat transport into the Arctic has high correlations with the Arctic amplification.

In the PhD work it is also shown that in the interannual variability of the annual means during 1958–2017, the low-frequency variability of 10–15 years dominates, both in the meridional heat transports across the «Atlantic Gate» and in the Arctic amplification in the Eurasian Basin of the Arctic. It is at these frequencies a stable chain of relationships oceanic heat transport – atmospheric heat transport – Arctic amplification is found. At the same time, this chain is regulated through the indirect effect of the ocean on the atmosphere, which is due to the Bjerknes compensation mechanism, and through the direct effect of the atmospheric advection of heat and moisture on the Arctic amplification. The time shifts identified in this chain make it

possible to predict the low-frequency variability of the regional Arctic amplification over the Eurasian Basin based on the data of the Atlantic oceanic heat transport at the entrance to the Arctic with an advance of 4 years.

Despite the fact that physically the long-term variability of the Arctic amplification, averaged over the entire Arctic, is not directly related to the oceanic heat transport, the maximum intensity of the current Arctic amplification in the northern Barents and Kara Seas indicates a possible important role of the ocean. The study of this feature is a promising direction for the further development of this PhD study. Taking into account the «atlantification» of the Arctic Ocean observed in the present period, the role of the oceanic heat transport and vertical ocean–atmosphere heat fluxes might be significant for a wider region of the Arctic Ocean as well. For example, according to some estimates, 4 years is sufficient for the propagation of thermohaline anomalies to the New Siberian Islands, and after 6–7 years, their influence spreads over the Eurasian Basin of the Arctic Ocean (Alekseev et al., 2021).

In addition, according to the results of the present study, atmospheric fluxes of sensible and latent heat have different influences on the Arctic climate in the Eastern and Western Hemispheres. At the same time, the intensity of the present Arctic amplification is also divided into these hemispheres, with much faster warming in the Eastern Hemisphere. The Arctic amplification is a distinctive feature of the surface climate; therefore, the predominance of heat and moisture transports in the lower troposphere into the Arctic over the Eastern Hemisphere and from the Arctic over the Western Hemisphere may indicate that atmospheric heat transports are largely responsible for the large-scale spatial inhomogeneity of the Arctic amplification intensity. This area of research is another promising direction for the further development of this study.

## References

1. Alekseev, G.V. et al. Changes in freshwater content in the upper layer of the Arctic Basin from the 1950s to the 2010s // *Fundamental and Applied Hydrophysics* (in print) (in Russian).
2. Astaf'eva, N.M. Wavelet analysis: theoretical foundations and examples of application // *Uspekhi fizicheskikh nauk* (Advances in Physical Sciences). – 1996. – V. 166. – P. 1145–1170 (in Russian).
3. Bokuchava, D.D., Semenov, V.A. Analysis of surface air temperature anomalies in the Northern Hemisphere in the 20<sup>th</sup> century using observational and reanalysis data // *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya* (Fundamental and Applied Climatology). – 2018. – V. 1. – P. 28–51. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2018-1-28-51> (in Russian).
4. Budyko, M.I. *Mankind's impact on climate*. – Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972. – 47 p. (in Russian).
5. Vityazev, V.V. *Wavelet analysis of time series*. – Saint Petersburg: Saint Petersburg State University Publishing House, 2001. – 58 p. (in Russian).
6. Semenov, V.A., Matveeva, T.A. Arctic sea ice in the first half of the 20th century: temperature-based spatiotemporal reconstruction // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2020. – V. 56. – P. 534–538. <https://doi.org/10.31857/S0002351520050107> (in Russian).
7. Semenov, V.A. Modern Arctic climate research: progress, change of concepts, and urgent problems // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2021. – V. 57. – P. 18–28. <https://doi.org/10.31857/S0002351521010119> (in Russian).
8. Kalavichchi, K.A., Bashmachnikov, I.L. On the mechanism of a positive feedback in long-term variations of the convergence of oceanic and atmospheric heat fluxes, and the ice cover in the Barents Sea // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2019. – V. 55. – P. 640–649. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515556171-181> (in Russian).
9. Kalavichchi, K.A., Bashmachnikov, I.L. Ocean–atmosphere interactions in the Barents Sea from reanalyses data // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*.

- 2021. – V. 57. – P. 159–169. <https://doi.org/10.31857/S0002351521020061> (in Russian).
10. Sorokina, S.A. & Esau, I.N. Meridional energy flux in the Arctic from data of the radiosonde archive IGRA // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics.* – 2011. – V. 47. – P. 572–583 (in Russian).
  11. Aagaard, K., Coachman, L.K., Carmack, E. On the halocline of the Arctic Ocean // *Deep Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Papers.* – 1981. – V. 28. – P. 529–545. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90115-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90115-1).
  12. Alekseev, G., Kuzmina, S., Bobylev, L., Urazgildeeva, A., Gnatiuk, N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming // *Int. J. Climatol.* – 2019. – V. 39. – P. 3582–3592. <https://doi.org/10.1002/joc.6040>.
  13. Alexeev, V.A. & Jackson, C.H. Polar amplification: is atmospheric heat transport important? // *Clim. Dyn.* – 2013. – V. 41. – P. 533–547.
  14. Allen, M.R., Dube, O.P., Solecki, W., Aragon-Durand, F., Cramer, W., Humphreys, S., Kainuma, M., Kala, J., Mahowald, N., Mulugetta, Y., et al. Framing and Context, in: Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Portner, H.-O., Roberts, D., Skea, J., Shukla, P.R., Pirani, A., Moufouma-Okia, W., Pean, C., Pidcock, R., et al. (Eds.), *Global Warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5 °C Above Pre-Industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty.* IPCC: Geneva, Switzerland. – 2018. – P. 49–91.
  15. Arrhenius, S. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground // *Philosophical Magazine and Journal of Science.* – 1896. – V. 41. – P. 237–276.
  16. Balmaseda, M.A., Mogensen, K., Weaver, A.T. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2013. – V. 139. – P. 1132–1161. <https://doi.org/10.1002/qj.2063>.

17. Bashmachnikov, I.L. et al. Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland sea // *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* – 2021. – V. 174. – 103557. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103557>.
18. Bekryaev, R.V., Polyakov, I.V., Alexeev, V.A. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming // *J. Clim.* – 2010. – V. 23. – P. 3888–3906. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>.
19. Bengtsson, L., Hodges, K.I. Can an ensemble climate simulation be used to separate climate change signals from internal unforced variability? // *Clim. Dyn.* – 2018. – V. 52. – P. 3553–3573. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4343-8>.
20. Bengtsson, L., Semenov, V.A., Johannessen O.M. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic—A Possible Mechanism // *J. Clim.* – 2004. – V. 17. – P. 4045–4057. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<4045:TETWIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<4045:TETWIT>2.0.CO;2).
21. Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J.B., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland, Ø., Drange, H., Roelandt, C., Seierstad, I.A., Hoose, C., Kristjánsson, J.E. The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation of the physical climate // *Geosci. Model. Dev.* – 2013. – V. 6. – P. 687–720. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-687-2013>.
22. Beszczynska-Möller, A., Fahrbach, E., Schauer, U., Hansen, E. Variability in Atlantic Water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 // *ICES Journal of Marine Science.* – 2012. – V. 69. – P. 852–863. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss056>.
23. Bethke, I. et al. NorCPM1 and its contribution to CMIP6 DCP6 // *Geosci. Model Dev.* – 2021. – V. 14. – P. 7073–7116. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7073-2021>.
24. Bjerknes, J. Atlantic Air-Sea Interaction // *Advances in Geophysics.* – 1964. – V. 10. – P. 1–82. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60005-9](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60005-9).
25. Boucher, O., Pham, M. History of sulfate aerosol radiative forcings // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – V. 29. – 1308. <https://doi.org/10.1029/2001GL014048>.



26. Cao, J. et al. The NUIST Earth System Model (NESM) version 3: description and preliminary evaluation // *Geosci. Model Dev.* – 2018. – V. 11. – P. 2975–2993. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2975-2018>.
27. Carmack, E., Polyakov, I., Padman, L., Fer, I., Hunke, E., Hutchings, J., Jackson, J., Kelley, D., Kwok, R., Layton, C., Melling, H., Perovich, D., Persson, O., Ruddick, B., Timmermans, M.-L., Toole, J., Ross, T., Vavrus, S., Winsor, P. Toward Quantifying the Increasing Role of Oceanic Heat in Sea Ice Loss in the New Arctic // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 2015. – V. 96. – P. 2079–2105. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00177.1>.
28. Chapman, W.L. and Walsh, J.E. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 1993. – V. 74. – P. 33–47. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1993\)074<0033:RVOSIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1993)074<0033:RVOSIA>2.0.CO;2).
29. Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W.J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A.J., Wehner, M. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Doschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, England. – 2013. – P. 1029–1136. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.024>.
30. Cowtan, K., Hausfather, Z., Hawkins, E., Jacobs, P., Mann, M.E., Miller, S.K., Steinman, B.A., Stolpe, M.B., Way, R.G. Robust comparison of climate models with observations using blended land air and ocean sea surface temperatures // *Geophys. Res. Lett.* – 2015. – V. 42. – P. 6526–6534. <https://doi.org/10.1002/2015GL064888>.
31. Cowtan, K., Way, R.G. Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2014. – V. 140. – P. 1935–1944. <https://doi.org/10.1002/qj.2297>.

32. Dai, A., Luo, D., Song, M., Liu, J. Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO<sub>2</sub> // *Nat. Commun.* – 2019. – V. 10. – 121. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>.
33. Danabasoglu, G. et al. The community earth system model version 2 (CESM2) // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2020. – V. 12. – e2019MS001916. <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>.
34. Davy, R., Chen, L., Hanna, E. Arctic amplification metrics // *Int. J. Climatol.* – 2018. – V. 38. – P. 4384–4394. <https://doi.org/10.1002/joc.5675>.
35. Davy, R., Outten, S. The Arctic Surface Climate in CMIP6: Status and Developments since CMIP5 // *J. Clim.* – 2020. – V. 33. – P. 8047–8068. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0990.1>.
36. Delworth, T.L., Knutson, T.R. Simulation of early 20th century global warming // *Science.* – 2000. – V. 287. – P. 2246–2250. <https://doi.org/10.1126/science.287.5461.2246>.
37. Dufour, A., Zolina, O., Gulev, S.K. Atmospheric moisture transport to the Arctic: assessment of reanalyses and analysis of transport components // *J. Clim.* – 2016. – V. 29. – P. 5061–5081.
38. Dukhovskoy, D.S., Yashayaev, I., Proshutinsky, A., Bamber, J.L., Bashmachnikov, I.L., Chassignet, E.P., Lee, C.M., Tedstone, A.J. Role of Greenland Freshwater Anomaly in the Recent Freshening of the Subpolar North Atlantic // *J. Geophys. Res.: Oceans.* – 2019. – V. 124. – P. 3333–3360.
39. England, M.R., Eisenman, I., Lutsko, N.J., Wagner, T.J.W. The Recent Emergence of Arctic Amplification // *Geophys. Res. Lett.* – 2021. – V. 48. – e2021GL094086. <https://doi.org/10.1029/2021GL094086>.
40. Fedorov, A.M., Raj, R.P., Belonenko, T.V., Novoselova, E.V., Bashmachnikov, I.L., Johannessen, J.A., Pettersson, L.H. Extreme Convective Events in the Lofoten Basin // *Pure Appl. Geophys.* – 2021. – V. 178 – P. 2379–2391. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02749-4>.

41. Francis, J.A., Vavrus, S.J. Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming // *Environ. Res. Lett.* – 2015. – V. 10. – 014005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/1/014005>.
42. Giorgetta, M.A. et al. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2013. – V. 5. – P. 572–597. <https://doi.org/10.1002/jame.20038>.
43. Gnatiuk, N., Radchenko, I., Davy, R., Morozov, E., Bobylev, L. Simulation of factors affecting *Emiliana huxleyi* blooms in Arctic and sub-Arctic seas by CMIP5 climate models: model validation and selection // *Biogeosciences.* – 2020. – V. 17. – P. 1199–1212. <https://doi.org/10.5194/bg-17-1199-2020>.
44. Golaz, J.-C. et al. The DOE E3SM Coupled Model Version 1: Overview and Evaluation at Standard Resolution // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2019. – V. 11. – P. 2089–2129. <https://doi.org/10.1029/2018MS001603>.
45. Goosse, H., Kay, J.E., Armour, K.C., Bodas-Salcedo, A., Chepfer, H., Docquier, D., Jonko, A., Kushner, P.J., Lecomte, O., Massonnet, F., Park, H.-S., Pithan, F., Svensson, G., Vancoppenolle, M. Quantifying climate feedbacks in polar regions // *Nat. Commun.* – 2018. – V. 9. – 1919. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04173-0>.
46. Graham, R.M. et al. Increasing frequency and duration of Arctic winter warming events // *Geophys. Res. Lett.* – 2017. – V. 44. – P. 6974–6983.
47. Greene, C.A. et al. The climate data toolbox for MATLAB // *Geochem. Geophys.* – 2019. – V. 20. – P. 3774–3781. <https://doi.org/10.1029/2019GC008392>.
48. Grinsted, A., Moore, J.C., Jevrejeva, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series // *Nonlinear Process. Geophys.* – 2004. – V. 11. – P. 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>.

49. Guo, Y. et al., 2020. Overview of the CMIP6 Historical Experiment Datasets with the Climate System Model CAS FGOALS-f3-L // *Adv. Atmos. Sci.* – 2020. – V. 37. – P. 1057–1066. <https://doi.org/10.1007/s00376-020-2004-4>.
50. Hajima, T. et al. Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks // *Geosci. Model Dev.* – 2020. – V. 13. – P. 2197–2244. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-2197-2020>.
51. Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., Lo, K. Global surface temperature change // *Rev. Geophys.* – 2010. – V. 48. – RG4004. <https://doi.org/10.1029/2010RG000345>.
52. Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S., Charabi, Y., ... Zhai, P.M. Observations: Atmosphere and surface, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., et al. (Eds.), *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge, England; New York, NY: Cambridge University Press. – 2013. – P. 159–254.
53. Hersbach, H. et al. The ERA5 global reanalysis // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2020. – V. 146. – P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
54. Hegerl, G.C., Brönnimann, S., Schurer, A., Cowan, T., 2018. The early 20th century warming: Anomalies, causes, and consequences // *WIREs Clim. Change.* – 2018. – V. 9. – e522. <https://doi.org/10.1002/wcc.522>.
55. Held, I.M. et al. Structure and performance of GFDL's CM4.0 climate model // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2019. – V. 11. – P. 3691–3727. <https://doi.org/10.1029/2019MS001829>.
56. Hodson, D.L.R., Robson, J.I., Sutton, R.T. An Anatomy of the Cooling of the North Atlantic Ocean in the 1960s and 1970s // *J. Clim.* – 2014. – V. 27. – P. 8229–8243. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00301.1>.
57. Huang, J., Zhang, X., Zhang, Q., Lin, Y., Hao, M., Luo, Y., Zhao, Z., Yao, Y., Chen, X., Wang, L., Nie, S., Yin, Y., Xu, Y., Zhang, J. Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend // *Nat. Clim.*

- Change. – 2017. – V. 7. – P. 875–879. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0009-5>.
58. Hurrell, J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // *Science*. – 1995. – V. 269. – P. 676–679.
59. IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – 2001. – P. 881.
60. Ivanov, V. et al. Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback // *J. Phys. Oceanogr.* – 2016. – V. 46, 1437–1456. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0144.1>.
61. Jakobson, E. & Vihma, T. Atmospheric moisture budget in the Arctic based on the ERA-40 reanalysis // *Int. J. Climatol.* – 2010. – V. 30. – P. 2175–2194.
62. Ji, D. et al. Description and basic evaluation of Beijing Normal University Earth System Model (BNU-ESM) version 1 // *Geosci. Model Dev.* – 2014. – V. 7. – P. 2039–2064. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-2039-2014>.
63. Johannessen, O.M., Bengtsson, L., Miles, M.W., Kuzmina, S.I., Semenov, V.A., Alekseev, G.V., Nagurnyi, A.P., Zakharov, V.F., Bobylev, L.P., Pettersson, L.H., Hasselmann, K., Cattle, H.P., 2004. Arctic climate change: observed and modeled temperature and sea ice variability // *Tellus A*. – 2004. – V. 56. – P. 328–341. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v56i5.14599>.
64. Johannessen, O.M., Kuzmina, S.I., Bobylev, L.P., Miles, M.W. Surface air temperature variability and trends in the Arctic: new amplification assessment and regionalization // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 2016. – V. 68. – 28234. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.28234>.
65. Jones, P.W. First- and Second-Order Conservative Remapping Schemes for Grids in Spherical Coordinates // *Mon. Wea. Rev.* – 1999. – V. 127. – P. 2204–2210. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<2204:FASOCR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2204:FASOCR>2.0.CO;2).

66. Jungclauss, J.H., Koenigk, T. Low-frequency variability of the arctic climate: the role of oceanic and atmospheric heat transport variations // *Clim. Dyn.* – 2010. – V. 34. – P. 265–279.
67. Kelley, D.E. Fluxes through diffusive staircases: a new formulation // *J. Geophys. Res.* – 1990. – V. 95. – P. 3365–3371. <https://doi.org/10.1029/JC095iC03p03365>.
68. Kelley, M. et al. GISS-E2.1: Configurations and Climatology // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2020. – V. 12. – e2019MS002025. <https://doi.org/10.1029/2019MS002025>.
69. Kim, H., et al., Yeh, S.-W., An, S.-I., Song, S.-Y. Changes in the role of Pacific decadal oscillation on sea ice extent variability across the mid-1990s // *Sci. Rep.* – 2020. – V. 10. – 17564. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-74260-0>.
70. Kolås, E., Fer, I. Hydrography, transport and mixing of the West Spitsbergen Current: The Svalbard Branch in summer 2015 // *Ocean Sci.* – 2018. – V. 14. – P. 1603–1618. <https://doi.org/10.5194/os-14-1603-2018>.
71. Komatsu, K.K., Alexeev, V.A., Repina, I.A. & Tachibana, Y. Poleward upgliding Siberian atmospheric rivers over sea ice heat up Arctic upper air // *Sci. Rep.* – 2018. – V. 8. – 2872.
72. Krishfield, R., Toole, J., Proshutinsky, A., Timmermans, M. Automated Ice-Tethered Profilers for Seawater Observations under Pack Ice in All Seasons // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 2008. – V. 25. – P. 2091–2105. <https://doi.org/10.1175/2008JTECHO587.1>.
73. Kuhlbrodt, T. et al. The low-resolution version of HadGEM3 GC3.1: Development and evaluation for global climate // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2018. – V. 10. – P. 2865–2888. <https://doi.org/10.1029/2018MS001370>.
74. Kuzmina, S.I., Johannessen, O.M., Bengtsson, L., Aniskina, O.G., Bobylev, L.P., 2008. High northern latitude surface air temperature: comparison of existing data and creation of a new gridded data set 1900–2000 // *Tellus A.* – 2008. – V. 60. – P. 289–304. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2008.00303.x>.

75. Latonin, M.M. Assessment of Atmospheric Circulation in the Atlantic-Eurasian Region and Arctic Using Climate Indices. The Possible Applications of These Indices in Long-Term Weather Forecasts // In: Latola K., Savela H. (eds) The Interconnected Arctic — UArctic Congress 2016. Springer Polar Sciences. Springer, Cham. – 2017. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-57532-2\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-319-57532-2_9).
76. Latonin, M.M., Bashmachnikov, I.L., Bobylev, L.P. The Arctic Amplification Phenomenon and Its Driving Mechanisms // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. – 2020. – V. 13. – P. 3–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016>.
77. Latonin, M.M., Bashmachnikov, I.L., Bobylev, L.P., Davy, R. Multi-model ensemble mean of global climate models fails to reproduce early twentieth century Arctic warming // *Polar Science*. – 2021. – V. 30. – 100677. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2021.100677>.
78. Latonin, M.M., Lobanov, V.A., Bashmachnikov, I.L. Discontinuities in Wintertime Warming in Northern Europe during 1951–2016 // *Climate*. – 2020. – V. 8. – 80. <https://doi.org/10.3390/cli8060080>.
79. Lee, H.J., Kwon, M.O., Yeh, S.-W., Kwon, Y.-O., Park, W., Park, J.-H., Kim, Y.H., Alexander M.A. Impact of poleward moisture transport from the North Pacific on the acceleration of sea ice loss in the Arctic since 2002 // *J. Clim.* – 2017. – V. 30. – P. 6757–6769. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0461.1>.
80. Li, L. et al. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model Grid-Point Version 3 (FGOALS-g3): Description and Evaluation // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2020. – V. 12. – e2019MS002012. <https://doi.org/10.1029/2019MS002012>.
81. Lurton, T. et al. Implementation of the CMIP6 Forcing Data in the IPSL-CM6A-LR Model // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2020. – V. 10. – e2019MS001940. <https://doi.org/10.1029/2019MS001940>.

82. Malmberg, S.-A., Jonsson, S. Timing of deep convection in the Greenland and Iceland Seas // *ICES J. Mar. Sci.* – 1997. – V. 54. – P. 300–309. <https://doi.org/10.1006/jmsc.1997.0221>.
83. Martin, G.M. et al. The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations // *Geosci. Model Dev.* – 2011. – V. 4. – P. 723–757. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-723-2011>.
84. Masson-Delmotte, V, Kageyama, M., Braconnot, P., Charbit, S., Krinner, G., Ritz, C., Guilyardi, E., Jouzel, J., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Gladstone, R.M., Hewitt, C.D., Kitoh, A., LeGrande, A.N., Marti, O., Merkel, U., Motoi, T., Ohgaito, R., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Ross, I., Valdes, P.J., Vettoretti, G., Weber, S.L., Wolk, F., YU, Y. Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints // *Clim. Dyn.* – 2006. – V. 26. – P. 513–529. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0081-9>.
85. Morgan, P.P. SEAWATER: a library of MATLAB Computational Routines for the Properties of Sea Water, version 1.2. CSIRO Marine Laboratories: Hobart, Australia, 1994. – 37 p.
86. Morice, C.P., Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Jones, P.D. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset // *J. Geophys. Res.* – 2012. – V. 117. – D08101. <https://doi.org/10.1029/2011JD017187>.
87. Mortin, J. et al. Melt onset over Arctic sea ice controlled by atmospheric moisture transport // *Geophys. Res. Lett.* – 2016. – V. 43. – P. 6636–6642.
88. Müller, W. et al. A Higher-resolution Version of the Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM1.2-HR) // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2018. – V. 10. – P. 1383–1413. <https://doi.org/10.1029/2017MS001217>.
89. Myhre, G., Myhre, A., Stordal, F. Historical evolution of radiative forcing of climate // *Atmos. Environ.* – 2001. V. 35. – P. 2361–2373. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(00\)00531-8](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(00)00531-8).
90. Overland, J.E., Turet, P. & Oort, A.H. Regional variations of moist static energy flux into the Arctic // *J. Clim.* – 1996. – V. 9. – P. 54–65.



91. Park, S. et al. Global Climate Simulated by the Seoul National University Atmosphere Model Version 0 with a Unified Convection Scheme (SAM0-UNICON) // *J. Clim.* – 2019. – V. 32. P. 2917–2949. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0796.1>.
92. Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P.; Simmons, A.J.; Vitart, F.; Laloyaux, P., Tan, D.G.H.; Peubey, C., Thépaut, J.-N.; Trémolet, Y.; Hólm, E.V.; Bonavita, M.; Isaksen, L.; Fisher, M. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century // *J. Clim.* – 2016. – V. 29. – P. 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>.
93. Polyakov, I.V., Pnyushkov, A.V., Alkire, M.B., Ashik, I.M., Baumann, T.M., Carmack, E.C., Goszczko, I., Guthrie, J., Ivanov, V.V., Kanzow, T., Krishfield, R., Kwok, R., Sundfjord, A., Morison, J., Rember, R., Yulin, A. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Science.* – 2017. – V. 356. – P. 285–291. <https://doi.org/10.1126/science.aai8204>.
94. Proshutinsky, A., Bourke, R.H., McLaughlin, F.A. The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: seasonal to decadal climate scales // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – V. 29. – P. 15–1–15–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015847>.
95. Proshutinsky, A., Dukhovskoy, D., Timmermans, M.-L., Krishfield, R., Bamber, J.L. Arctic circulation regimes // *Phil. Trans. R. Soc. A.* – 2015. – V. 373. – 20140160. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0160>.
96. Proshutinsky, A., Johnson, M. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* – 1997. – V. 102. – P. 12493–12514.
97. Rahmstorf, S., Foster, G., Cahill, N. Global temperature evolution: Recent trends and some pitfalls // *Environ. Res. Lett.* – 2017. – V. 12. – 054001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa6825>.
98. Reid, P.C. Global impacts of the 1980s regime shift // *Glob. Chang. Biol.* – 2016. – V. 22. – P. 682–703. <https://doi.org/10.1111/gcb.13106>.

99. Rinke, A. et al. Extreme cyclone events in the Arctic: Wintertime variability and trends // *Environ. Res. Lett.* – 2017. – V. 12. – 094006.
100. Rochford, P. PeterRochford/SkillMetricsToolbox. GitHub. – 2020. – URL: <https://github.com/PeterRochford/SkillMetricsToolbox>.
101. Rogers, J.C. The 20th century cooling trend over the southeastern United States // *Clim. Dyn.* – 2013. – V. 40. – P. 341–352.
102. Rohde, R., Muller, R. A., Jacobsen, R., Muller, E., Perlmutter, S., Rosenfeld, A., Wurtele, J., Groom, D., Wickham, C. A. New Estimate of the Average Earth Surface Land Temperature Spanning 1753 to 2011 // *Geoinfor. Geostat.: An Overview.* – 2013. – V. 1. – 1. <http://dx.doi.org/10.4172/2327-4581.1000101>.
103. Rong, X., Li, J., Chen, H., Su, J., Hua, L., Zhang, Z., Xin, Y. The CMIP6 historical simulation datasets produced by the climate system model CAMS-CSM // *Adv. Atmos. Sci.* – 2021. – V. 38. – P. 285–295. <https://doi.org/10.1007/s00376-020-0171-y>.
104. Rossby, C.G. & Willett, H.C. The circulation of the upper troposphere and lower stratosphere // *Science.* – 1948. – V. 108. – P. 643–652.
105. Rudels, B. Arctic Ocean circulation, processes and water masses: a description of observations and ideas with focus on the period prior to the International Polar Year 2007–2009 // *Prog. Oceanogr.* – 2015. – V. 132. – P. 22–67. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.11.006>.
106. Sato, M., Hansen, J.E., McCormick, M.P., Pollack, J.B. Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990 // *J. Geophys. Res.* – 1993. – V. 98. – P. 22987–22994, <https://doi.org/10.1029/93JD02553>.
107. Schauer, U., Beszczynska-Möller, A. Problems with estimation and interpretation of oceanic heat transport — Conceptual remarks for the case of Fram Strait in the Arctic Ocean // *Ocean Sci.* – 2009. – V. 5. – P. 487–494. <https://doi.org/10.5194/os-5-487-2009>.
108. Schauer, U., Loeng, H., Rudels, B., Ozhigin, V.K., Dieck, W. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas // *Deep Sea Research Part I:*

- Oceanographic Research Papers. – 2002. – V. 49. – P. 2281–2298.  
[https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00125-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00125-5).
109. Séférian, R. et al. Evaluation of CNRM Earth System Model, CNRM-ESM2-1: Role of Earth System Processes in Present-Day and Future Climate // J. Adv. Model. Earth Syst. – 2019. – V. 11. – P. 4182–4227.  
<https://doi.org/10.1029/2019MS001791>.
110. Seland, Ø. et al. Overview of the Norwegian Earth System Model (NorESM2) and key climate response of CMIP6 DECK, historical, and scenario simulations // Geosci. Model Dev. – 2020. – V. 13. – P. 6165–6200.  
<https://doi.org/10.5194/gmd-13-6165-2020>.
111. Sellar, A. et al. Implementation of U.K. Earth System Models for CMIP6 // J. Adv. Model. Earth Syst. – 2020. – V. 12. – e2019MS001946.  
<https://doi.org/10.1029/2019MS001946>.
112. Semenov, V.A., Latif, M., Jungclaus, J.H., Park, W. Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // Geophys. Res. Lett. – 2008. – V. 35. – L11701. <https://doi.org/10.1029/2008GL033273>.
113. Semenov, V.A., Latif, M., Dommenges, D., Keenlyside, N.S., Strehz, A., Martin, T., Park, W. The impact of North Atlantic–Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // J. Clim. – 2010. – V. 23. – P. 5668–5677. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3347.1>.
114. Semmler, T., Jacob, D. & Schlunzen, K.H. The water and energy budget of the Arctic atmosphere. // J. Clim. – 2005. – V. 18. – P. 2515–2530.
115. Semmler, T. et al. Simulations for CMIP6 with the AWI climate model AWI-CM-1-1 // J. Adv. Model. Earth Syst. – 2020. – V. 12. – e2019MS002009.  
<https://doi.org/10.1029/2019MS002009>.
116. Serreze, M.C., Barrett, A.P. & Slater, A.G. The large-scale energy budget of the Arctic. // J. Geophys. Res. – 2007. – V. 112. – D11122.
117. Serreze, M.C., Barry, R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // Glob. Planet. Change. – 2011. – V. 77. – P. 85–96.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>.

118. Shaffrey, L.C., Sutton, R.T. The interannual variability of energy transports within and over the Atlantic Ocean in a coupled climate model // *J. Clim.* – 2004. – V. 17. – P. 1433–1448.
119. Shaffrey, L.C., Sutton, R.T. Bjerknes compensation and the decadal variability of the energy transports in a coupled climate model // *J. Clim.* – 2006. – V. 19. – P. 1167–1181.
120. Sippel, S., Fischer, E.M., Scherrer, S.C., Meinshausen, N. and Knutti, R. Late 1980s abrupt cold season temperature change in Europe consistent with circulation variability and long-term warming // *Environ. Res. Lett.* – 2020. – V. 15. – 094056. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab86f2>.
121. Sirevaag, A., Fer, I. Vertical heat transfer in the Arctic Ocean: the role of double-diffusive mixing // *J. Geophys. Res.* – 2012. – V. 117. – C07010. <https://doi.org/10.1029/2012JC007910>.
122. Smedsrud, L.H., Ingvaldsen, R., Nilsen, J.E.Ø., Skagseth, Ø. Heat in the Barents Sea: Transport, storage, and surface fluxes // *Ocean Sci.* – 2010. – V. 6. – P. 219–234. <https://doi.org/10.5194/os-6-219-2010>.
123. Smith, D.M., Screen, J.A., Deser, C., Cohen, J., Fyfe, J.C., García-Serrano, J., Jung, T., Kattsov, V., Matei, D., Msadek, R., Peings, Y., Sigmond, M., Ukita, J., Yoon, J.-H., Zhang, X. The Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6: Investigating the causes and consequences of polar amplification // *Geosci. Model Dev.* – 2019. – V. 12. – P. 1139–1164. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1139-2019>.
124. Sorteberg, A. & Walsh, J.E. Seasonal cyclone variability at 70°N and its impact on moisture transport into the Arctic // *Tellus A.* – 2008. – V. 60. – P. 570–586.
125. Steele, M., Morison, J.H., Curtin, T.B. Halocline formation in the Barents Sea // *J. Geophys. Res.* – 1995. – V. 100. – P. 881–894. <https://doi.org/10.1029/94JC02310>.

126. Suo, L., Otterå, O.H., Bentsen, M., Gao, Y, Johannessen O.M. External forcing of the early 20th century Arctic warming // *Tellus A.* – 2013. – V. 65. – 20578. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.20578>.
127. Svendsen, L., Keenlyside, N., Bethke, I., Gao, Y., Omrani, N.-E., 2018. Pacific contribution to the early twentieth-century warming in the Arctic // *Nat. Clim. Chang.* – 2018. – V. 8. – P. 793–797. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0247-1>.
128. Swart, N. et al. The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3) // *Geosci. Model Dev.* – 2019. – V. 12. – P. 4823–4873. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4823-2019>.
129. Tatebe, H. et al. Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6 // *Geosci. Model Dev.* – 2019. – V. 12. – P. 2727–2765. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2727-2019>.
130. Taylor, K.E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram // *J. Geophys. Res.* – 2001. – V. 106. – P. 7183–7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>.
131. Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* – 2012. – V. 93. – P. 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.
132. Toole, J.M., Timmermans, M.-L., Perovich, D.K., Krishfield, R.A., Proshutinsky, A., Richter-Menge, J.A. Influences of the ocean surface mixed layer and thermohaline stratification on Arctic Sea ice in the central Canada Basin // *J. Geophys. Res.* – 2010. – V. 115. – C10018. <https://doi.org/10.1029/2009JC005660>.
133. Torrence, C., Compo, G.P. A Practical Guide to Wavelet Analysis // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* – 1998. – V. 79. – P. 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2).
134. Van der Swaluw, E., Drijfhout, S. & Hazeleger, W. Bjerknes compensation at high northern latitudes: the ocean forcing the atmosphere // *J. Clim.* – 2007. – V. 20. – P. 6023–6032.

135. Vázquez, M. et al. Atmospheric rivers over the Arctic: Lagrangian characterisation of their moisture sources // *Water*. – 2019. – V. 11. – 41.
136. Vesman, A.V., Bashmachnikov, I.L., Golubkin, P.A., Raj, R.P. The coherence of the oceanic heat transport through the Nordic seas: oceanic heat budget and interannual variability // *Ocean Sci. Discuss.* [preprint]. – 2020. <https://doi.org/10.5194/os-2020-109>.
137. Voldoire, A. et al. Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1 // *J. Adv. Model. Earth Syst.* – 2019. – V. 11. – P. 2177–2213. <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>.
138. Volodin, E., Gritsun, A. Simulation of observed climate changes in 1850–2014 with climate model INM-CM5 // *Earth Syst. Dynam.* – 2018. – V. 9. – P. 1235–1242. <https://doi.org/10.5194/esd-9-1235-2018>.
139. Volodin, E.M. et al. Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5 // *Clim. Dyn.* – 2017. – V. 49. – P. 3715–3734. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3539-7>.
140. Volodin, E.M. et al. Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model // *Russ. J. Numer. Anal. M.* – 2018. – V. 33. – P. 367–374 <https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0032>.
141. Watanabe, S. et al. MIROC-ESM 2010: Model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments // *Geosci. Model Dev.* – 2011. – V. 4. – P. 845–872. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-845-2011>.
142. Wickström, S., Jonassen, M.O., Vihma, T. & Uotila, P. Trends in cyclones in the high-latitude North Atlantic during 1979–2016 // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2019. – V. 146. – P. 762–779.
143. Wilks, D.S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, second ed. International Geophysics Series: San Diego, CA, USA, 2006. – 648 p.
144. Wu, T. et al. The Beijing Climate Center Climate System Model (BCC-CSM): the main progress from CMIP5 to CMIP6 // *Geosci. Model Dev.* – 2019. – V. 12. – P. 1573–1600. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1573-2019>.

145. Wyser, K. et al. Warmer climate projections in EC-Earth3-Veg: the role of changes in the greenhouse gas concentrations from CMIP5 to CMIP6 // *Environ. Res. Lett.* – 2020. – V. 15. – 054020. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab81c2>.
146. Xu, D., Du, L., Ma, J. & Shi, H. Pathways of meridional atmospheric moisture transport in the Central Arctic // *Acta Oceanol. Sin.* – 2020. – V. 39. – P. 55–64.
147. Yamanouchi, T. Early 20th century warming in the Arctic: A review // *Polar Sci.* – 2011. – V. 5. – P. 53–71. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2010.10.002>.
148. Yang, H., Zhao, Y., Liu, Z., Li, Q., He, F., Zhang, Q. Heat Transport Compensation in Atmosphere and Ocean over the Past 22,000 Years // *Sci. Rep.* – 2015. – V. 5. – 16661.
149. Yoshimori, M., Abe-Ouchi, A. & Laîné, A. The role of atmospheric heat transport and regional feedbacks in the Arctic warming at equilibrium // *Clim. Dyn.* – 2017. – V. 49. – P. 3457–3472.
150. Yukimoto, S. et al. A new global climate model of the meteorological research institute: MRI-CGCM3 — *Model Description and Basic Performance* — // *J. Meteor. Soc. Japan.* – 2012. – V. 90A. – P. 23–64. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2012-A02>.
151. Yukimoto, S. et al. The Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and basic evaluation of the physical component // *J. Meteor. Soc. Japan.* – 2019. – V. 97. – P. 931–965. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-051>.
152. Zhuo, W. & Jiang, Z. A possible mechanism for winter sea ice decline over the Bering Sea and its relationship with cold events over North America // *J. Meteor. Res.* – 2020. – V. 34. – P. 575–585.

**List of abbreviations**

ETCW – Early twentieth century warming

PDO – Pacific Decadal Oscillation

SST – Sea surface temperature

CMIP – Coupled Model Intercomparison Project

SAT – Surface air temperature

ECDFs – Empirical cumulative distribution functions

RMSE – Root-mean-square error

SD – Standard deviation

AW – Atlantic water

EB – Eurasian Basin

UML – Upper mixed layer

AMET – Atmospheric meridional energy transport

AOO – Arctic Ocean Oscillation

AO – Arctic Oscillation

EOFs – Empirical orthogonal functions