

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»

На правах рукописи

ЛЕМЕШКО ЕГОР ЕВГЕНЬЕВИЧ

КРУПНОМАСШТАБНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ И ТЕЧЕНИЙ
СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА
СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

Специальность 1.6.17 – Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель
кандидат физико-математических наук
старший научный сотрудник
Станичный Сергей Владимирович

Севастополь – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1 СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ И ЦИРКУЛЯЦИИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА	21
1.1 Характеристика объекта исследования	21
1.2 Факторы, влияющие на изменчивость уровня океана	31
1.3 Развитие представлений о климатической изменчивости циркуляции вод и гидрологических полей в Северном Ледовитом океане	35
1.4 Спутниковые наблюдения уровня океана	39
Выводы к главе 1	44
ГЛАВА 2 ТИПИЗАЦИЯ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В АРКТИКЕ	45
2.1 Материалы и методы исследований.....	45
2.1.1 Применение метода самоорганизующихся карт на основе нейронной сети для типизации атмосферной циркуляции в Арктике	46
2.2 Индексы сезонной, годовой и суммарной повторяемости типов атмосферной циркуляции	55
2.3 Классификация гидрометеорологических полей в зависимости от типа атмосферной циркуляции	59
Выводы к главе 2	67
ГЛАВА 3 ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ДАННЫХ АЛЬТИМЕТРИИ И ГРАВИМЕТРИИ	70
3.1 Характеристики изменчивости уровня и поверхностных геострофических течений	70
3.2 Влияние мезомасштабной динамики на оценку трендов уровня Северного Ледовитого океана	86
3.3 Оценка изменчивости манометрической компоненты уровня океана ...	90
3.4 Оценка изменчивости стерической компоненты уровня океана	94
Выводы к главе 3	99

ГЛАВА 4 МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ И ТЕЧЕНИЙ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТИПОВ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В АРКТИКЕ	102
4.1 Влияние типов атмосферной циркуляции на формирование режимов циркуляции вод Северного Ледовитого океана	102
4.2 Оценка количественных закономерностей изменчивости уровня океана и скорости течений в зависимости от величины суммарного индекса повторяемости типов атмосферной циркуляции	106
4.3 Влияние режимов атмосферной циркуляции на пространственное распределение манометрической и стерической компонент уровня океана.	111
Выводы к главе 4	119
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	122
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	127
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	128
ПРИЛОЖЕНИЕ.....	146

Актуальность темы исследования

Исследование пространственно-временной изменчивости уровня и поверхностных геострофических течений в условиях глобальных климатических изменений в настоящее время является фундаментальной и актуальной задачей для Северного Ледовитого океана (СЛО), поскольку до сих пор не сформировано достаточно полное представление о характеристиках изменчивости уровня и течений не только для свободных ото льда областей океана, но также и для покрытых льдом районов океана [Моря., 2021]. Недостаточная изученность пространственно-временной изменчивости уровня и течений океана в условиях существенных современных изменений крупномасштабной циркуляции атмосферы, термохалинной структуры океана и уменьшения ледовитости не способствует развитию фундаментальных знаний о гидрофизических процессах в СЛО и климате Арктики. Это, в свою очередь, тормозит развитие наукоемких и высокотехнологических прикладных исследований, важных для решения народно-хозяйственных задач и для устойчивого социально-экономического развития региона и обеспечения национальной безопасности в Арктике [Государственная..., 2021]. За период 1985–2015 гг. произошло улучшение ледовых условий плавания на трассах Северного морского пути (СМП). Однако опасные ледовые явления также зависят от пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических факторов (ветер, наклон уровня океана, течения) и от неоднородности ледяного покрова, которые в настоящий момент плохо поддаются длительному прогнозированию и влияют на безопасность эксплуатации СМП.

Актуальность исследований обусловлена современными вызовами и важностью не только научных, но и практических задач, связанных с влиянием изменчивости уровня океана и течений на эксплуатацию Северного морского пути, на навигацию, развитие инфраструктуры нефтегазовой отрасли, добычу полезных ископаемых, разработку новых нефтегазовых провинций, на

строительство гидротехнических сооружений и освоение арктического шельфа.

С 2011 года появились спутниковые данные на основе альтиметрических измерений об уровне океана для областей СЛО, покрытых льдом, и были рассчитаны поверхностные геострофические течения [Kwok et al., 2016; Armitage et al., 2016]. В настоящей работе впервые на основе анализа таких спутниковых данных получены оценки сезонной и межгодовой изменчивости уровня и течений для всей акватории СЛО, включая области, покрытые льдом. Результаты работы помогут уточнить существующие схемы поверхностных геострофических течений в СЛО, поскольку в зимний период инструментальных наблюдений за течениями практически не выполнялось. Наибольший вклад в потепление климата Арктики обеспечивает адвекция тепла к полюсу в результате циркуляции атмосферы и океана. Поэтому результаты работы по влиянию типов атмосферной циркуляции на формирование режимов поверхностной геострофической циркуляции актуальны для оценки поступления теплых и соленых атлантических вод, что влияет на сокращение площади морских льдов. Развитие представлений о динамике поверхностных течений в СЛО актуально также и для решения экологических задач, например, для уточнения трансграничного переноса радиоизотопов в арктических морях и уточнения оценки их радиэкологического состояния в «постъядерную эпоху» [Matishov et al., 2004]. Оказалось, что бóльшая часть поступающих в арктические моря радионуклидов ^{137}Cs и ^{90}S , как показано на примере Баренцева моря [Матишов и др., 2022], выводится через их границы именно в процессе водообмена.

Степень разработанности темы исследования

Арктика играет значительную роль в климатической системе Земли. Изменчивость уровня и циркуляции СЛО является индикатором воздействия атмосферы и теплообмена с океаном, водообмена с Атлантическим и Тихим океанами, изменения пресноводного баланса, включая таяние ледовых щитов Гренландии, морского льда и стока северных рек. Рост глобальной температуры воздуха вызвал такой феномен как усиленный рост приземной температуры воздуха (ПТВ) в Арктике (Арктическое усиление). В свою очередь повышение

температуры воздуха способствует быстрому таянию ледниковых щитов Гренландии, а поступление пресной воды в СЛО и вынос ее течениями в приполярную область Атлантики оказывает воздействие на термохалинную циркуляцию в регионе. В последние десятилетия наблюдалось усиление таких важных климатообразующих процессов в арктической климатической системе как увеличение притока атлантических вод (АВ), усиление циклонической завихренности атмосферы над СЛО и переноса тепла и влаги из Атлантики [Алексеев и др., 2016, 2019]. Кроме того, сокращение площади морского льда оказывает влияние на радиационный и тепловой баланс региона и передачу импульса от воздействия ветра к океану из-за ослабления демпфирующего влияния льда. В результате усиления стратификации верхних слоев субполярных морей прогнозируется ослабление тепловых потоков из океана в атмосферу с последующим уменьшением атмосферного меридионального переноса тепла в Арктику с циклонами. Это окажет существенное влияние на дальнейшее развитие климата, поскольку ослабление меридионального переноса тепла является отрицательной обратной связью, сдерживающей Арктическое усиление при происходящем глобальном потеплении [Dukhovskoy et al., 2019; Proshutinsky et al., 2015]. Таким образом Арктика представляет собой сложную многокомпонентную климатическую систему с цепью различных положительных и обратных связей, для понимания которых требуется дальнейшее изучение физических механизмов о взаимосвязях между влиянием атмосферы, изменениями площади распространения льда, температуры поверхности воды, уровня и течений океана [Bony et al., 2006].

Традиционно изменчивость уровня океана изучалась на основе многолетних архивных данных наблюдений на уровневых постах, а изменчивость термохалинной структуры СЛО – на основе многолетних гидрологических зондирований в морских экспедициях. Затем динамическим методом по гидрологическим данным рассчитывались геострофические течения. В результате анализа данных наблюдений был сделан вывод, что на рубеже XX и XXI вв. произошел климатический переход в эволюции термохалинного состояния и

динамики течений Северного Ледовитого океана, поскольку величины большинства океанографических характеристик в период 2007–2013 гг. настолько значительно отличались от наблюдавшихся величин во второй половине XX в. [Тимохов и др., 2016]. Пространственная изменчивость уровня океана на станциях арктических морей России также характеризуется значительной неоднородностью, которая связана с изменчивостью гидрометеорологических факторов, с районами стока крупных сибирских рек. Сопоставление многолетних изменений уровня в пунктах арктических морей с изменениями стерической составляющей уровня моря, зависящей от плотности морской воды, воздействия атмосферного давления и ветра показало, что наибольший вклад вносит ветровая составляющая и барометрические изменения уровня («обратный барометр») [Моря..., 2021]. Характерным для межгодовой изменчивости уровня является наличие трендов, связанных с низкочастотными колебаниями земной коры и глобальными изменениями климата. Учитывая гляциоэвстатические изменения уровня, которые по данным моделирования составляют от $-2,7$ мм/год (Мурманск) до $+0,26$ мм/год (остров Врангеля) при коррекции фактически наблюдаемых значений трендов за период 1985–2015 гг. была оценена часть тренда, обусловленная глобальными метеорологическими процессами. Во всех арктических морях России эта составляющая имеет положительные значения: $+1,39$ мм/год для среднего уровня Баренцева моря, $+2,71$ мм/год для Карского моря, $+2,59$ мм/год для моря Лаптевых, $+1,77$ мм/год для Восточно-Сибирского моря и $2,45$ мм/год для Чукотского моря [Моря..., 2021]. По данным уровенных постов за 1995–2015 гг. были также получены следующие оценки: для побережья Канады $+0,4 \pm 1,5$ мм/год, для Шпицбергена $+0,5 \pm 0,7$ мм/год, для побережья Норвегии $+2,3 \pm 1,7$ мм/год [Ludwigsen et al., 2022].

Следует отметить, что в указанных районах колебания уровня моря до 1985 года носили стационарный характер, а линейный тренд был близок к нулю, его среднее значение составляло $0,16 \pm 0,71$ мм/год. После 1985 года начался рост уровня, который достиг максимальных значений в 2005–2009 гг. В результате

величина тренда за период 1984–2015 гг. в среднем для арктических морей составила $2,5 \pm 0,92$ мм/год.

Величина сезонных колебаний по данным средних многолетних значений уровня составляет от 25 до 39 см, статическое влияние атмосферного давления в зимний период достигает в среднем 6 см, в летний 3–4 см. Стерическая составляющая понижает уровень на 2–4 см в зимние месяцы и повышает на 2–6 см в летние. Таким образом вклад действия ветра, атмосферного давления – барометрических изменений уровня («обратный барометр») и стерической составляющей на сезонный ход уровня арктических морей примерно одинаков, хотя в отдельные годы один из этих компонентов может превышать другие. В результате анализа данных наблюдений на уровневых постах Европейского побережья, Канады и Аляски получены близкие оценки сезонной и межгодовой изменчивости уровня моря. Тем не менее, только с появлением спутниковых альтиметрических наблюдений уровня СЛО с 1992 года удалось получить представления о межгодовой изменчивости уровня и сопоставить их с береговыми данными. Корреляции уровня по спутниковым данным и береговых измерений за 1991–2018 гг. составили 0,92, а среднеквадратические отклонения 5,5 см для областей открытой воды в течение всего года; а для покрытых льдом районов 0,55 и 12 см соответственно [Rose et al., 2019]. С учетом альтиметрических измерений уровня океана высокого разрешения за 2016–2020 гг. со спутников SARAL / AltiKa, CryoSat-2 и Sentinel-3Аи развитием алгоритмов обработки для покрытых льдом областей корреляции уровня и среднеквадратические отклонения, осредненные по 28 постам уровневых наблюдений, улучшились и составили 0,78 и 5,3 см [Prandi et al., 2021a]. В результате длительной методической работы и совершенствования аппаратуры дистанционного зондирования были сформированы массивы данных и получены оценки пространственных статистических характеристик для всей акватории СЛО с приемлемой точностью [Kwok et al., 2013; Prandi et al., 2021; Doglioni et al., 2023]. Оценка тренда среднего уровня области СЛО 66°–82° с.ш. за эру альтиметрических наблюдений 1992–2014 гг. составила $2,1 \pm 1,1$ мм/год, что

больше тренда среднего уровня СЛО по данным береговых наблюдений за тот же период $1,79 \pm 0,63$ мм/год [Andersen et al., 2016; Carret et al., 2017]. Кроме того, в последние годы были получены уточненные пространственные характеристики изменчивости уровня СЛО по данным альтиметрии [Rose et al., 2019; Ludwigsen et al., 2022] и гравиметрии [Peralta-Ferriz et al., 2014]. Установлено также влияние крупномасштабной атмосферной циклонической / антициклонической циркуляции, связанной с арктическим колебанием (АК) [Proshutinsky et al., 2015], на межгодовую изменчивость уровня океана и ее влияние на пути распространения вод с пониженной соленостью [Morison et al., 2012]. Основной причиной такого характера изменчивости уровня считается изменение макроциркуляционных процессов в атмосфере северного полушария [Вангенгейм, 1952; Гирс, 1971; Классификация., 2009; Кононова, 2018; Дмитриев и др., 2019].

До настоящего времени не сформировано достаточно полное представление о характеристиках изменчивости уровня и поверхностных течений не только для свободных ото льда областей океана, но также и для районов покрытых льдом [Моря., 2021]. До сих пор недостаточно полно исследованы пространственно-временные характеристики изменчивости уровня океана и поверхностных геострофических течений в зависимости от влияния на них различных типов атмосферной циркуляции.

В контексте поставленных вопросов и проблем появление современных спутниковых данных об уровне океана в 2019–2022 гг., включая покрытые льдом области и полярную область океана 82° – 89° с.ш., и их анализ могут дать новый импульс в развитие нашего понимания изменчивости уровня и поверхностных геострофических течений СЛО.

Цель исследования

Цель работы заключалась в получении пространственно-временных характеристик и количественных оценок изменчивости уровня и поверхностных геострофических течений СЛО на основе анализа спутниковых данных в зависимости от воздействия крупномасштабной атмосферной циркуляции на сезонных и межгодовых масштабах; в уточнении характеристик изменчивости

стерической и манометрической компонент уровня океана в условиях современных климатических изменений. В качестве объекта исследований выступает Северный Ледовитый океан, предметом исследования является крупномасштабная изменчивость уровня и поверхностных течений СЛО по спутниковым данным.

Задачи исследования

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Оценить характеристики изменчивости уровня и поверхностных геострофических течений Северного Ледовитого океана на основе анализа спутниковых альтиметрических наблюдений;
2. Оценить характеристики изменчивости манометрической компоненты уровня Северного Ледовитого океана на основе анализа спутниковых гравиметрических наблюдений GRACE;
3. Оценить характеристики изменчивости стерической компоненты уровня Северного Ледовитого океана на основе взаимного анализа спутниковой альтиметрии, гравиметрии и гидрологических данных;
4. Оценить влияние крупномасштабной атмосферной изменчивости на формирование режимов циркуляции Северного Ледовитого океана последних десятилетий.

Научная новизна Научная новизна работы заключается в том, что впервые:

1. Уточнена повторяемость типов атмосферной циркуляции в Арктике методом построения самоорганизующихся карт на основе нейронной сети и предложены индексы межгодовой и суммарной повторяемости типов атмосферной циркуляции;
2. Установлены особенности отклика уровня моря и поверхностных геострофических течений СЛО на циклонические / антициклонические типы циркуляции атмосферы. Получены количественные оценки изменчивости уровня моря и компонент поверхностных геострофических скоростей на основе регрессионных соотношений в зависимости от величины предложенного в работе индекса суммарной повторяемости типов атмосферной циркуляции;

3. Уточнены оценки пространственно-временной изменчивости уровня и поверхностных геострофических течений по спутниковым данным альтиметрии за 2003-2020 гг., включая покрытые льдом области СЛО и полярную область 82° - 89° с.ш., до 2011 г. недоступную для спутниковых наблюдений;

4. Получены оценки трендов и характеристики межгодовой изменчивости стерической компоненты уровня на основе реконструкции по данным альтиметрии и гравиметрии GRACE. Установлено, что для области «слепого» пятна 82° - 89° с.ш. и круговорота Бофорта стерический уровень является индикатором увеличения распреснения/осолонения водных масс и установлена его взаимосвязь с индексом суммарной повторяемости типов атмосферной циркуляции.

Методология и методы исследования

Для решения поставленных задач использовался анализ современных данных альтиметрии и гравиметрии (массивы сформированы в 2019–2022 гг.) с более высоким пространственным разрешением и улучшенной точностью по сравнению с предыдущими продуктами. Используемые данные покрывают всю область СЛО, включая область «слепого» пятна 82° - 89° с.ш. и покрытые льдом районы океана. Применялись современные методы анализа гидрометеорологической и спутниковой информации: метод построения самоорганизующихся карт на основе нейронной сети, корреляционный и регрессионный анализы, методы пространственно-временной фильтрации. Это позволило впервые провести районирование СЛО по величинам трендов уровня и его стерической и манометрической компонент, по многолетним режимам океанической циркуляции. Кроме того, оценить количественные взаимосвязи этих величин в зависимости от выделенных типов атмосферной циркуляции.

Положения, выносимые на защиту

1. Оценки пространственно-временной изменчивости уровня СЛО и поверхностных геострофических течений по спутниковым данным альтиметрии и гравиметрии на сезонных и межгодовых масштабах;

2. Особенности отклика уровня и поверхностных геострофических течений СЛО на циклонические/антициклонические типы циркуляции атмосферы;

3. Количественные оценки регрессионных соотношений для уровня моря и компонент поверхностных геострофических скоростей в зависимости от величины предложенного в работе индекса суммарной повторяемости типов атмосферной циркуляции;

4. Закономерности межгодовой изменчивости стерической компоненты уровня океана, реконструированной по спутниковым данным, в зависимости от типов атмосферной циркуляции;

Степень достоверности результатов

В диссертационной работе использовался большой объем данных разного типа. Для их анализа применялись как общепринятые методы анализа спутниковой информации, так и специализированные методы обработки данных. Комплексный анализ данных альтиметрии, гравиметрических данных GRACE позволил реконструировать стерический уровень для выбранных районов Северного Ледовитого океана, ранее недоступных для спутниковых наблюдений.

Выводы, сделанные в рамках диссертационной работы, подтверждают и развивают представления, полученные другими авторами за последнее десятилетие. Достоверность полученных результатов основывается на валидации спутниковых данных по имеющимся контактными измерениям уровня моря в прибрежной зоне и на островах СЛО, данных донных мареографов и скоростей течений по данным автономных буйковых станций, сопоставлением с картами динамической топографии и поверхностных геострофических скоростей, рассчитанных динамическим методом по архивам гидрологических наблюдений.

Достоверность изменчивости реконструированной по спутниковым данным стерической компоненты уровня основана на удовлетворительном сопоставлении с оценками изменчивости термостерической и халостерической компонент уровня, рассчитанных на основе использования непосредственно архивной гидрологической информации.

Достоверность выделенных типов атмосферной циркуляции и их влияния на крупномасштабную изменчивость уровня и поверхностных геострофических течений подтверждается сопоставлением с типами циркуляции атмосферы, характерными для климатических индексов АК и АД.

Достоверность подтверждается также публикациями в рецензируемых журналах из списка ВАК и SCOPUS, а также выступлениями на всероссийских и международных конференциях.

Выводы, сделанные в рамках диссертационной работы, подтверждают и развивают представления, полученные другими авторами за последнее десятилетие.

Теоретическая и практическая значимость работы

Теоретическая значимость работы заключается в выявлении физико-географических закономерностей крупномасштабной изменчивости уровня и поверхностных геострофических течений Северного Ледовитого океана и в уточнении представлений о влиянии на них различных типов атмосферной циркуляции. Полученные результаты могут быть использованы для уточнения взаимосвязей между воздействием атмосферы, динамикой океана, изменчивостью площади покрытия океана льдом для развития представлений о климатической системе Арктики.

Полученные автором новые результаты по реконструкции стерического уровня океана по спутниковым данным и вывод о том, что для приполярной области 82–89° с.ш. и круговорота Бофорта стерический уровень является индикатором увеличения распреснения/осолонения водных масс позволили предложить концептуальную схему режимов поверхностной циркуляции вод и распространения распресненных вод от стока арктических рек и таяния льда в зависимости от типов атмосферной циркуляции, что дает новый теоретический импульс для дальнейшего развития представлений об изменчивости термохалинных полей и динамики течений Северного Ледовитого океана.

Практическая значимость работы заключается в получении количественных оценок изменчивости уровня и скоростей поверхностных геострофических

течений океана в зависимости от типа атмосферной циркуляции в Арктике. Полученные соотношения имеют прикладное значение для прогностических систем на основе использования спутниковой информации для обеспечения безопасности мореплавания Северного морского пути и морехозяйственной деятельности, для оценивания трансграничного переноса радиоизотопов.

Апробация результатов Основные результаты работы представлялись на 11 международных и всероссийских научных конференциях: VII Международная научно-практическая конференция «Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий» (Майкоп, 15–19 мая 2023 г.), Всероссийская конференция с международным участием «XXIX Береговая конференция: натурные и теоретические исследования – в практику берегопользования» (Калининград, 18–24 апреля 2022 г.), XXVII Международный Симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (Москва, 05–09 июля 2021 г.), Всероссийская научная конференция «Моря России: Год науки и технологий в РФ – Десятилетие наук об океане ООН» (Севастополь, 21–24 сентября 2021 г.), VI Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (Москва, 18–24 апреля 2021 г.), Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов-2021» (Москва, 12–23 апреля 2021 г.), Всероссийская научная конференция «Моря России: исследования береговой и шельфовой зон» (XXVIII Береговая конференция) (Севастополь, 21–25 сентября 2020 г.), 18-я Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 16–20 ноября 2020 г.), XXV Международный Симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (Новосибирск, 01–05 июля 2019 г.), XV Международная научно-техническая конференция «Современные методы и средства океанологических исследований» (Москва, 16–18 мая 2017 г.), Молодежная научная конференция «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования» (Севастополь, 25–29 апреля 2016 г.).

Связь с научными программами, планами, темами

Работа выполнялась в рамках гранта РФФИ «Современные изменения режимов циркуляции атмосферы, уровня и водных масс Северного Ледовитого океана как показатели климатических изменений в Арктике» № 20-35-90061 «Аспирант». Разработка методов анализа спутниковых данных и построения самоорганизующихся карт, использованных в диссертации, выполнялась в соответствии с планами научных исследований Морского гидрофизического института РАН в рамках темы государственного задания № 0827-2014-0010 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем Черного и Азовского морей, на основе современных методов контроля состояния морской среды и гритехнологий» (шифр «Фундаментальная океанология»), №0827-2018-0004 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей» (шифр «Прибрежные исследования»).

Личный вклад соискателя

Постановка задач диссертационной работы проводилась соискателем совместно с научным руководителем к.ф.-м.н. С.В.Станичным. Аналитический обзор работ по теме исследования проводился соискателем самостоятельно. Им лично осуществлялся выбор методов исследования, алгоритмов для анализа данных и их программная реализации. Соискателем лично проводился поиск и формирование баз спутниковых данных, массивов атмосферного реанализа, гидрологической информации, данных береговых и донных мареографов, проведены обработка и анализ спутниковых данных по альтиметрии и гравиметрии, проведены расчеты реконструированной стерической компоненты уровня океана, выполнена типизация атмосферных полей методом построения самоорганизующихся карт на основе нейронной сети. Интерпретация полученных количественных пространственно-временных оценок изменчивости уровня и скоростей поверхностных геострофических течений проводились автором самостоятельно. Анализ и интерпретация результатов типизации атмосферных

полей над Арктикой проводились автором самостоятельно. Количественные оценки изменчивости уровня и скоростей поверхностных геострофических течений в зависимости от типа атмосферной циркуляции и их интерпретация проводились лично автором. Обсуждение результатов отдельных этапов исследования осуществлялось соискателем совместно с научным руководителем и соавторами научных публикаций. Соискатель лично представлял результаты работы на российских и международных конференциях, семинарах и школах.

Публикации по теме диссертации

Результаты диссертации опубликованы в 22 научной работе, из них 4 статьи в рецензируемых научных журналах, 15 статей в рецензируемых сборниках научных трудов и 3 тезисов докладов на Всероссийских и Международных конференциях.

Требованиям ВАК при Минобрнауки России по специальности 1.6.17 – океанология (географические науки) удовлетворяют 4 статьи в рецензируемых российских научных изданиях [1–4]. В их числе 1 работа в рецензируемом научном издании, входящем в наукометрическую базу SCOPUS.

Статьи в рецензируемых журналах:

1. **Лемешко Е. Е.** Межгодовая изменчивость режимов циркуляции вод Северного Ледовитого океана // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2023. № 1. С. 48–64. doi: 10.29039/2413-5577-2023-1-48-64.

2. **Лемешко Е. Е.,** Лемешко Е. М., Новицкая В. П. Влияние арктической осцилляции на формирование режимов циркуляции вод в секторе Северного, Норвежского и Баренцева морей // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2021. № 2. С. 47–64. EDN ULWWQC. doi: 10.22449/2413-5577-2021-2-47-64.

3. **Лемешко Е. Е.,** Лемешко Е. М. Тренды уровня Северного Ледовитого океана // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. No 2. С. 28–40. doi: 10.22449/2413-5577-2020-2-28-40.

4. **Лемешко Е. Е.** Самоорганизующиеся карты атмосферной циркуляции и межгодовая изменчивость гидрометеорологических полей в Арктике // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 3. С. 48–62. doi: 10.22449/2413-5577-2020-3-48-62.

Статьи в сборниках научных трудов:

5. Lemeshko E. M., **Lemeshko E. E.** Long-term variability of air temperature in the Arctic region for the period 1979-2017 // Proc. SPIE 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 112089I, 2019. doi: 10.1117/12.2540946.

6. **Lemeshko E. E.**, 2019. Inter-annual variability of the sea surface atmosphere dynamics of the Azov-Black Sea region according to the re-analysis for 1979-2017. Proc. SPIE 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 112089H (18 December 2019); doi: 10.1117/12.2540938

7. **Lemeshko E.E.**, Surkova G. V., Lemeshko E. M. Structure and long-term dynamics of surface atmosphere of Azov-Black Sea region on the base of self-organizing map analysis // Proc. SPIE 10833, 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 108337V, 2018. doi: 10.1117/12.2504291

8. **Лемешко Е. Е.**, Полозок А. А., Лемешко Е. М. Анализ изменчивости уровня Азовского моря методом самоорганизующихся карт по данным альтиметрии // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. – 2016.– № 3.– С. 54–60.

9. **Лемешко Е. Е.**, Репина И. А., Лемешко Е. М. Идентификация проявлений апвеллинга методом самоорганизующихся карт температуры поверхности Черного моря // Системы контроля окружающей среды, 2013, № 19, С.135–139.

10. **Лемешко Е. Е.** Крупномасштабная изменчивость уровня и течений Северного Ледовитого океана на основе спутниковых данных // Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Материалы VII Международной

научно-практической конференции. Часть 1. – Майкоп: Изд-во «ИП Кучеренко В.О.», 2023. – 306 с. ISBN 978-5-907004-00-9 ISBN 978-5-6049201-8-3– Ч.1, С. 286–295.

11. **Лемешко Е. Е.** Оценка трендов уровня Северного Ледовитого океана с учетом влияния мезомасштабной динамики // Сборник материалов всероссийской конференции с международным участием «XXIX Береговая конференция: натурные и теоретические исследования – в практику берегопользования», гл. ред. Б. В. Чубаренко [Электронный ресурс] : научное электронное издание. — Калининград : Издательство БФУ им. И. Канта, 2022. — 126-128с.

12. Лемешко Е. М., **Лемешко Е. Е.** Тренды уровня Черного моря по данным альтиметрии после удаления динамического шума // Материалы XXVIII Международного симпозиума "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы". [Электронный ресурс]. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2022. С. С-119-С-121. doi: 10.56820/ОАОРА.2022.47.77.001.

13. **Лемешко Е. Е.** Долговременная изменчивость стерического уровня в Норвежском и Баренцевом морях // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2021» / Отв. ред. И.А. Алешковский, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, Е.И. Зимакова. [Электронный ресурс] – М.: МАКС Пресс, 2021. – 1 электрон. опт. диск (DVD-ROM); 12 см. – 2000 экз. ISBN 978-5-317-06593-5.

14. **Лемешко Е. Е.** Межгодовая изменчивость режимов циркуляции атмосферы и Северного Ледовитого океана // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 18–24 апреля 2021 г. Москва: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2021, 538 с. doi:10.29006/978-5-6045110-3-9. ISBN 978-5-6045110-3-9.

15. **Лемешко Е. Е.** Оценка влияния Арктической осцилляции последних десятилетий на формирование режимов циркуляции Северного Ледовитого океана // Материалы XXVII Международного симпозиума "Оптика атмосферы и

океана. Физика атмосферы". [Электронный ресурс]. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2021. С. D-202-D-205. ISBN 978-5-94458-187-7.

16. **Лемешко Е. Е.** Тренды уровня Северного Ледовитого океана по спутниковым данным // Материалы 18-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва: ИКИ РАН, 2020. С. 223. DOI 10.21046/18DZZconf-2020a.

17. Лемешко Е. М., **Лемешко Е. Е.** Многолетняя изменчивость температуры воздуха в Арктическом регионе за период 1979-2017 гг. // Материалы XXV Международного симпозиума "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы". [Электронный ресурс]. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2019. С. E-103-E-106. ISBN 978-5-94458-176-1.

18. **Лемешко Е. Е.** Типизация синоптических ситуаций над Азовским морем на основе самоорганизующихся карт // Современные методы и средства океанологических исследований: Материалы XV Всероссийской научно-технической конференции «МСОИ-2017». Том I. – М., 2017. – 329 с. – С.155–159.

19. **Лемешко Е. Е.**, Полозок А. А., Лемешко Е. М. Анализ изменчивости уровня Азовского моря методом самоорганизующихся карт по данным альтиметрии // Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования. Сборник материалов молодежной научной конференции. – Севастополь, 25-29 апреля 2016 г.: ФГБУН МГИ, 2016. – С. 100–105.

Тезисы докладов на Всероссийских конференциях:

20. **Лемешко Е. Е.** Режимы циркуляции Северного Ледовитого океана по данным альтиметрии // Моря России: вызовы отечественной науки = The Seas of Russia: Challenges of the National Science: тезисы докладов Всероссийской научной конференции, Севастополь, 26–30 сентября 2022 г. – Севастополь : ФГБУН ФИЦ МГИ, 2022. – 392 с. ; 21 см. – 160 экз. – ISBN 978-5-6043409-5-0. – Текст : непосредственный. ISBN 978-5-6043409-5-0.

21. **Лемешко Е. Е.** Оценка изменчивости уровня моря и скорости течений в европейском секторе Северного Ледовитого океана // Моря России: Год науки и технологий в РФ – Десятилетие наук об океане ООН = The Seas of Russia: Year of Science and Technology in the RF – United Nations Decade of Ocean Science for Sustainable Development : тезисы докладов Всероссийской научной конференции, г. Севастополь, 20–24 сентября 2021 г. – Севастополь : ФГБУН ФИЦ МГИ, 2021. – 502 с. ; 21 см. – 200 экз. – ISBN 978_5_6043409_3_6. – Текст : непосредственный. ISBN ISBN 978_5_6043409_3_6.

22. **Лемешко Е. Е.** Оценка трендов уровня Арктического океана по данным Grace и данным измерений // Моря России: исследования береговой и шельфовой зон / Тезисы докладов всероссийской научной конференции. – г. Севастополь, 21–25 сентября 2020 г. – Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2020. – 505 с. ISBN 978-5-6043409-1-2.

Благодарности. Автор благодарит своего научного руководителя к.ф.-м.н. С.В. Станичного за последовательное руководство и ценные рекомендации; выражает глубокую признательность руководителю научно-квалификационной работы в аспирантуре к.ф.м.н. В.Л. Дорофееву, а также д.г.н. Ю.Н. Горячкину, д.г.н. В.Н. Белокопытову, д.г.н. Ю.В. Артамонову, к.ф.-м.н. А.А. Кубрякову за консультации и плодотворные обсуждения, что способствовало углублению понимания материала при подготовке диссертации. Автор признателен им за ценные советы в логической организации материала диссертации.

Структура и содержание работы. Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения, списка сокращений и условных обозначений, списка литературы и приложения. Объем работы составляет 153 страницы. Текст исследования иллюстрирован 47 рисунками. Библиографический список включает в себя 147 наименований, в том числе 85 на английском языке. В приложении содержится 8 иллюстраций.

ГЛАВА 1 СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ И ЦИРКУЛЯЦИИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

1.1 Характеристика объекта исследования

СЛО расположен в Северном полушарии между Евразией и Северной Америкой. Площадь океана составляет 14,75 млн км², средняя глубина 1225 м, наибольшая глубина 5527 м в Гренландском море. Шельф занимает около 45% площади СЛО. Принято выделять три обширные акватории: Арктический бассейн, Северо-Европейский бассейн и Канадский бассейн. Большая часть океана скована льдами в силу особенностей географического положения и климатических условий, о которых подробно изложено в [Моря..., 2021].

В последние три десятилетия климатические условия в Арктике значительно изменились. Отличие от предшествующих десятилетий заключается, прежде всего, в повышении температуры воздуха во все сезоны года, в среднем повышение температуры составило до 1,3^oC. Потепление привело к сокращению площади морских льдов, которая уменьшилась в арктических морях СЛО почти вдвое, а в сибирских морях в четыре раза. Наибольший вклад в потепление в Арктике в холодную часть года связан с атмосферным и океаническим притоком тепла и влаги из субполярной части Атлантики, что привело к образованию обратных связей в климатической системе Арктики. На потепление в морской части Арктики и сокращение льдов также влияет поступление теплой и соленой атлантической воды (АВ) в Баренцево и Гренландское моря. Значительные корреляции между температурой АВ, поступающей в Баренцево море и площадью льда отмечаются в течение всего периода нарастания льда с декабря по июнь. Приток АВ в СЛО начал увеличиваться с 90х годов XX-ого века. Это привело к увеличению температуры воды более чем на 1^oC во всем бассейне. Увеличение притока АВ влияет на содержание пресных вод в верхнем слое океана, на состояние морского льда, температуру воздуха и на циркуляцию атмосферы в регионе. Поступление АВ в Арктику происходит благодаря

глобальному океаническому конвейеру, который обеспечивает транспорт тепла, соли и пресной воды в СЛО. АВ переносятся системой течений в Норвежское, Гренландское и Баренцево моря и далее проникают в Арктический бассейн, где занимают промежуточный слой на глубинах от 100 до 800 метров. Соответственно в СЛО выделяются несколько слоев водных масс:

- поверхностный слой с глубиной до 25–50 м, низкой температурой ниже $-1,5$ °С и соленостью 28–33 ‰;
- подповерхностный слой с глубиной до 150–200 м, более холодный $-1,8$ °С и соленый 34 ‰;
- промежуточный водный слой с глубиной до 750–800 м с положительной температурой и повышенной соленостью более 35 ‰;
- глубинный водный слой с температурой $-0,9$ °С, соленостью 35 ‰;
- донная водная масса, которая формируется на дне наиболее глубоких котловин ложа океана (Нансена, Амундсена и Канадской) и почти не участвует в общей циркуляции океана поскольку период ее обновления составляет около 700 лет [Моря..., 2021].

Формирование атмосферной циркуляции в Арктике находится под влиянием крупномасштабных атмосферных образований в атлантико-евразийском секторе (исландского минимума и азорского максимума), в тихоокеанско-американском секторе (алеутского минимума и гавайского максимума). Дополнительное воздействие на развитие атмосферных процессов в Арктике оказывают сезонные центры действия атмосферы: азиатский и северо-американские циклоны (летом) и антициклоны (зимой). Таким образом, формирование атмосферной циркуляции в Арктике тесно связано с развитием и перестройкой общей циркуляции атмосферы всего Северного полушария. В целях изучения атмосферной циркуляции Арктики широко использовалась типизация крупномасштабных процессов в атмосфере, предложенная в работах Г.Я. Вангенгейма [Вангенгейм, 1952] и А.А. Гирса [Гирс, 1971]. Эти типизации позволяют учесть основные особенности крупномасштабных процессов в Северном полушарии и их связь с циркуляцией атмосферы в Арктике. Обе

классификации основаны на одних и тех же принципах диагностики состояния общей циркуляции атмосферы и географической локализации термобарических волн. В рамках этой типизации для атлантико-евразийского сектора совокупность синоптических процессов удалось свести к 26 типам, которые в свою очередь были обобщены в три циркуляционные формы: западную (*W*), восточную (*E*) и меридиональную (*C*). Было также показано, что смена основных форм циркуляции в атлантико-евразийском секторе является более значимой по сравнению с процессами тихоокеанско-американского сектора для смены циркуляции атмосферы в Арктике. За весь период наблюдений с 1891 по 2017 гг. были установлены 6 эпох, состоящих из 30 различных стадий. Длительность эпох колеблется от 9 до 29 лет, а циркуляционных стадий от двух до восьми лет. Каждая циркуляционная эпоха и их стадии характеризуются преобладанием одного или двух основных типов циркуляции, что отражает смену траекторий циклонов и антициклонов в Арктике [Дмитриев и др., 2018]. Анализ изменчивости крупномасштабных атмосферных процессов показывает существование длительных квазициклических колебаний в смене зональной и меридиональной циркуляции, представленных на Рисунке 1.1.

При сочетании разновидностей атмосферных процессов западной (ΔW) и восточной (ΔE) форм циркуляции отмечались устойчивые во всех сезонах высокоширотные траектории циклонов в полярной области, например в 2009–2012 и 2013–2016 гг. Соотношение типов зональной и меридиональной циркуляции атмосферы является основным критерием развития крупномасштабных атмосферных процессов и их влияния на изменения погодных условий и климата. Перестройка в развитии типов крупномасштабной атмосферной циркуляции, таким образом, влияет на смену типов адвекции теплых и холодных воздушных масс для всего полярного региона, что приводит к смене температурного режима и чередованию периодов потепления и похолодания. Циклические колебания зональных и меридиональных воздушных потоков при различных сочетаниях основных форм циркуляции атмосферы связывают с устойчивым периодом потепления и похолодания в Арктике.

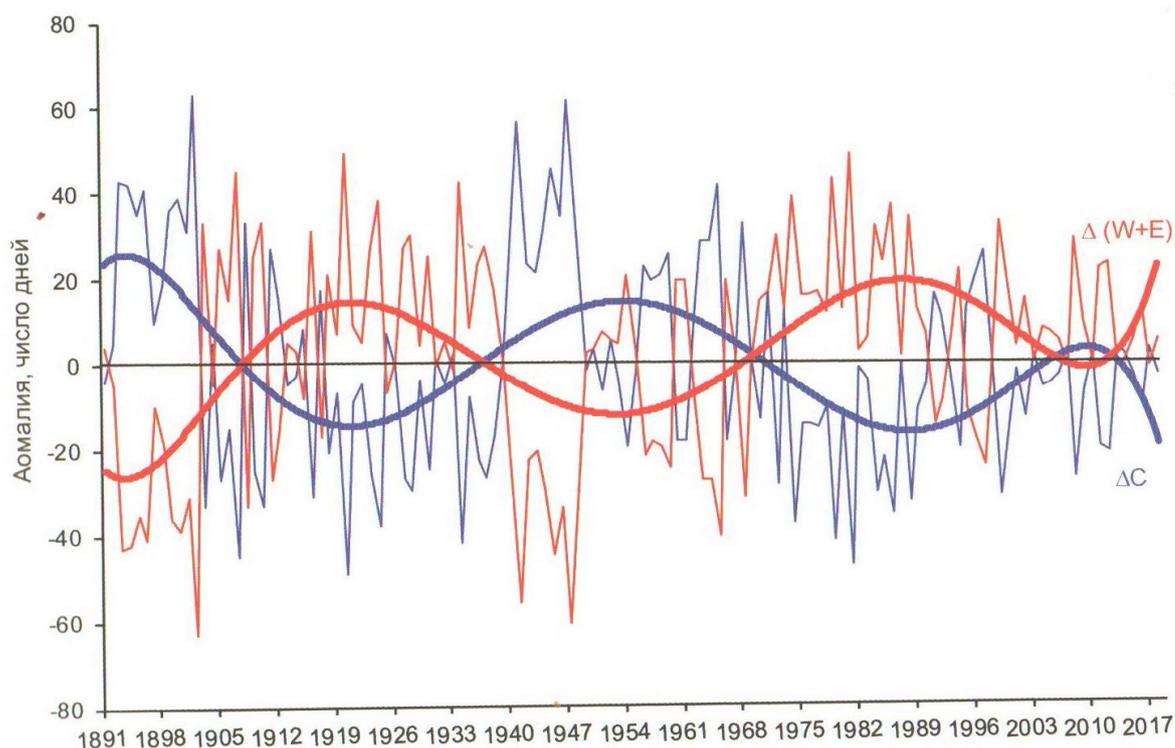


Рисунок 1.1 – Аномалии годового числа дней с меридиональной (ΔC) и суммой западной (ΔW) и восточной форм (ΔE) циркуляции по отношению к многолетнему среднему по классификации Г.Я. Вангенгейма [Моря..., 2021]

Получение схем циркуляции вод в СЛО представляет значительные методологические трудности: суровость климатических и ледовых условий не позволяет проводить всеобъемлющие инструментальные исследования по всей акватории океана. Наблюдений за течениями на автономных буйковых станциях недостаточно много, в зимний период наблюдения практически не выполнялись. В большинстве опубликованных работ, посвященных режиму циркуляции арктических морей приводятся схемы циркуляции вод без описания методов их получения [Атлас..., 1980]. Предполагается, что основой для построения таким схем течений послужили данные немногочисленных инструментальных наблюдения за течениями, данные о дрейфе льда и распределении температуры и солености. Затем данные гидрологии обрабатывались динамическим методом и рассчитывались геострофические течения, что не совсем корректно в случае мелководных морей с наличием шельфа и уклонами рельефа дна.

Циркуляция поверхностных вод СЛО определяется в основном притоком атлантических и тихоокеанских вод в океан (Рисунок 1.2).

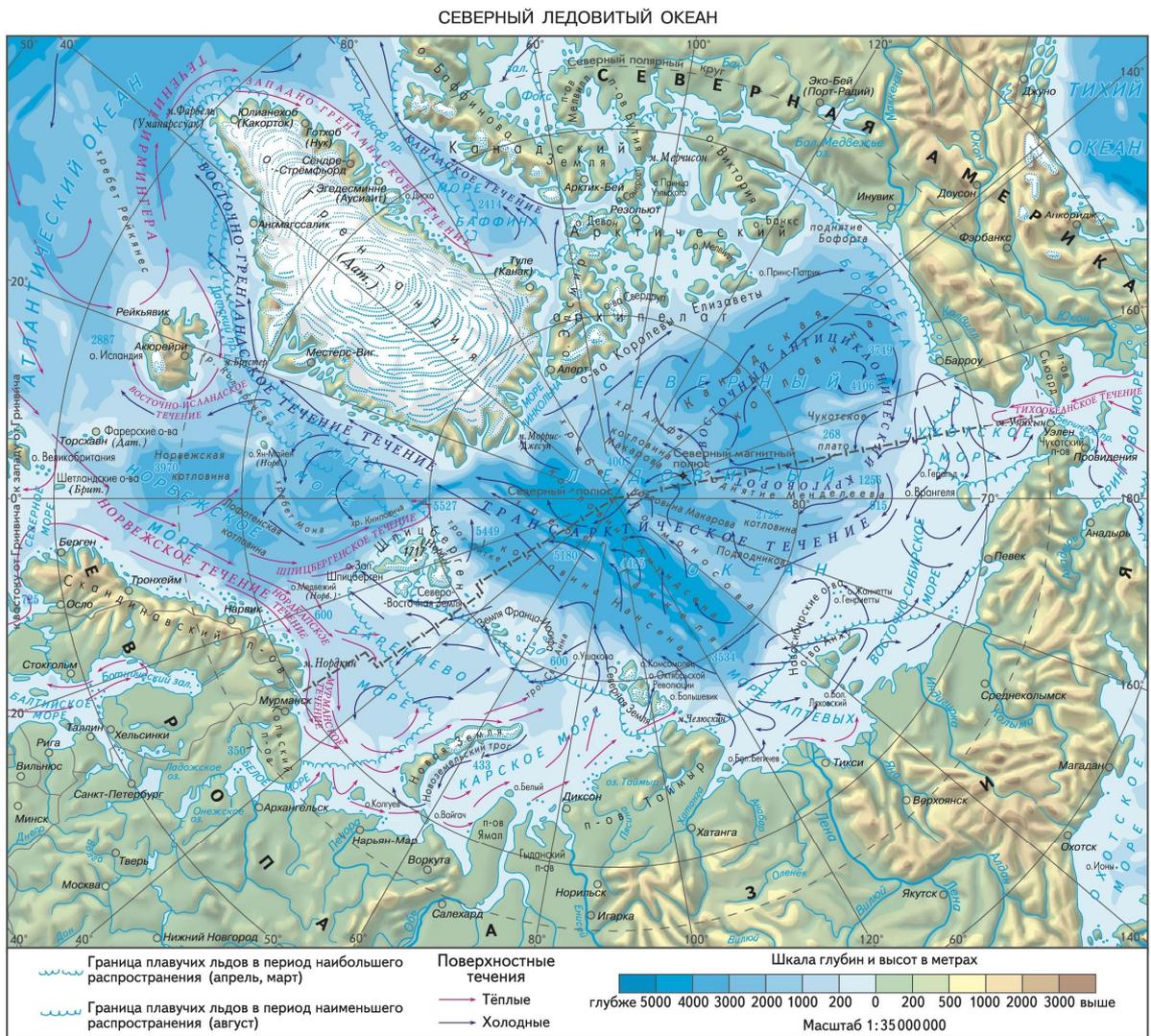


Рисунок 1.2 – Схема поверхностных течений Северного Ледовитого океана (теплые течения обозначены красными стрелками, а холодные течения – синими) [Атлас океанов..., 1980]

Тихоокеанское течение формируется из поступающих через Берингов пролив тихоокеанских вод. Теплое Северо-Атлантическое течение трансформируется в Шпицбергенское и Норвежское течения, затем в Нордкапское и Мурманское течения (Рисунок 1.2). Таким образом, приток атлантических вод определяет всю систему течений в Северо-Европейском бассейне. Затем атлантические воды поступают в Баренцево море и далее

трансформируются в Мурманское течение, которое переходит в Западно-Новоземельное течение, достигающее западной части Карского моря. В Карском море формируется региональный круговорот, который образует Восточно-Земельское и Ямальское течения. Существенную роль в формировании поверхностной циркуляции вод океана так же играет сток рек Азии и Аляски, что в результате приводит к возникновению стокового движения вод и льдов. Таким образом формируется Трансарктическое течение, которое также поддерживается притоком тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив. Трансарктическое течение затем переходит в Восточно-Гренландское течение. Скорости теплых течений в СЛО в среднем составляют до 20–25 см/с, холодных до 10–20 см/с [Моря..., 2021].

Другим крупномасштабным элементом циркуляции СЛО является круговорот Бофорта. Трансарктическое течение обеспечивает вынос распресненных вод и дрейф льда через весь океан вплоть до пролива Фрама между Шпицбергом и Гренландией. В море Баффина формируется Западно-Гренландское течение, которое в северной части моря сливается с притоком вод через Канадский архипелаг. Вследствие чего формируется холодное Канадское течение, которое также обеспечивает сток воды из СЛО в Атлантический океан.

Описанная схема поверхностных течений на Рисунке 1.2 дает представление о путях поступления теплых атлантических и тихоокеанских вод, формировании крупномасштабных элементов циркуляции таких как Трансарктическое течение и круговорот Бофорта и путях выноса холодных вод и льда из СЛО в субполярные области Атлантики.

Наиболее информативным показателем изменчивости климатической системы Арктики является площадь льдов в СЛО. Площадь ледяного покрова и его нарастание по толщине увеличивается в осенне-зимний период, и уменьшается в осенне-летний период. Максимум развития площади ледяного покрова приходится на март-апрель, минимум на сентябрь. В осенне-зимний период происходит полное замерзание всей акватории СЛО и российских арктических морей, кроме бассейнов Гренландского, Норвежского и Баренцева

морей. Сезонная изменчивость ледяного покрова в российских арктических морях имеет другой характер. Это обусловлено полным замерзанием в осенне-зимний период акватории всех морей, кроме Баренцева. Процессы увеличения площади и толщины льда продолжаются с октября по апрель. В апреле площадь ледяного покрова СЛО достигает максимума и составляет в среднем 12000 тыс. км² [Моря..., 2021].

На Рисунке 1.3 приведена сплоченность ледяного покрова для апреля 2012 года.

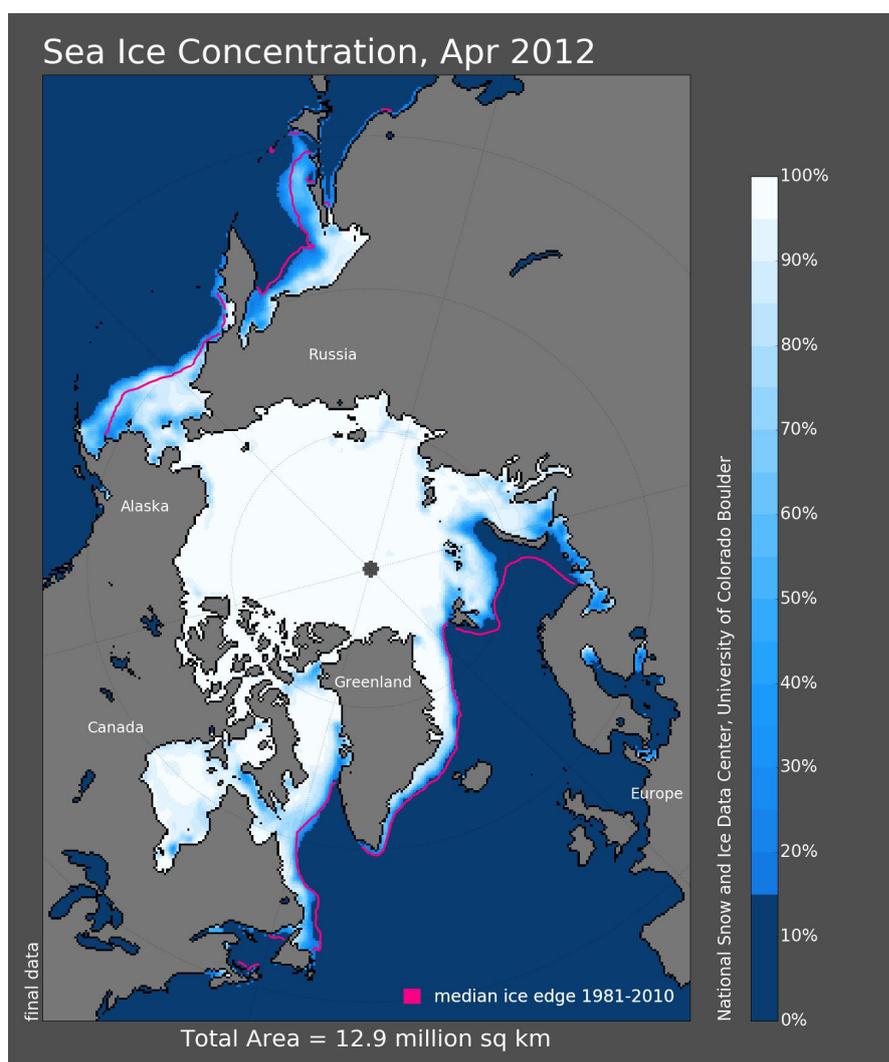


Рисунок 1.3 – Распределение ледяного покрова (сплоченность) для апреля 2012 года. Приведена медианная граница кромки льда 15% сплоченности (красная линия) за 1981–2010 гг. [Архив NSIDC]

В весенне-летний период наблюдается усиленное сокращение площади ледяного покрова за счет теплового разрушения и таяния, и выноса льда в основном через пролив Фрама. В сентябре таяние и сокращение ледяного покрова прекращается. Площадь льдов в сентябре примерно составляет 6000 тысяч км².

На Рисунке 1.4 представлена сплоченность ледяного покрова для сентября 2012 года.

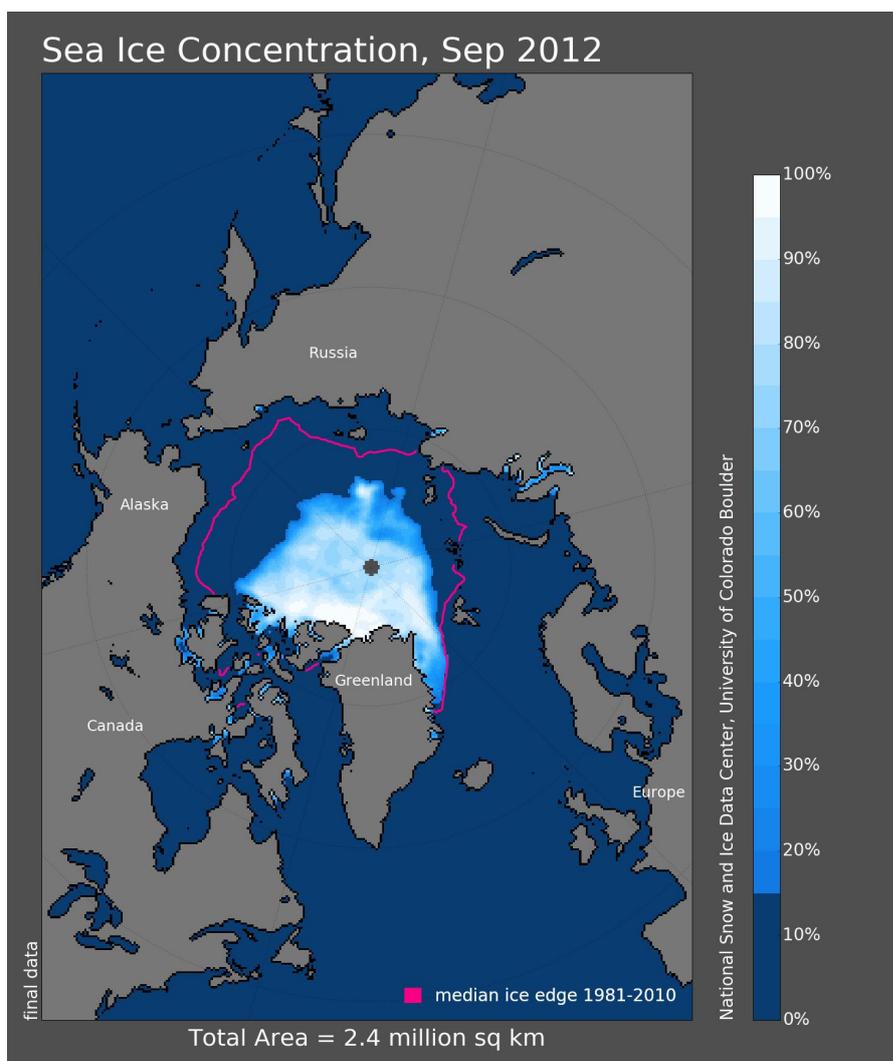


Рисунок 1.4 – Распределение ледяного покрова (сплоченность) для сентября 2012 года, приведена медианная граница кромки льда 15% сплоченности (красная линия) за 1981–2010 гг. [Архив NSIDC]

По данным National snow and ice data center на основе спутниковых наблюдений [Архив NSIDC] за период 1979–2022 гг. построены карты распределения ледяного покрова для СЛО. Наглядное представление о

межгодовой изменчивости льда дает карта распределений ледяного покрова для максимального сезонного увеличения льда в апреле 2012 года (Рисунок 1.3), когда наблюдалась самая большая ледовитость за последнее десятилетие 2010–2020 гг. Аналогично для самой малой ледовитости за это же десятилетие в сентябре 2012 года наблюдалось максимальное разрушение ледяного покрова (Рисунок 1.4).

По тем же массивам данных нами получена оценка линейных трендов для межгодовых изменений площади льдов за 1979–2017 гг. (Рисунок 1.5).

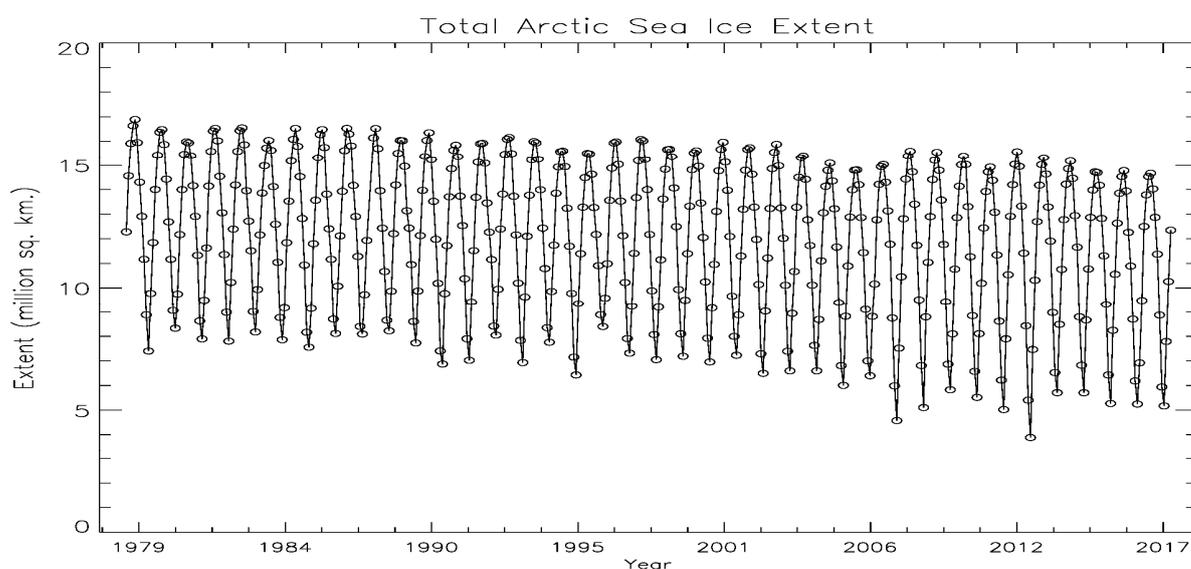


Рисунок 1.5 – Суммарная площадь льда в СЛО за 1979-2017 гг. (млн. км²) [Архив NSIDC]

Отрицательный тренд уменьшения площади ледяного покрова в СЛО $-53,2$ тыс. км²/год с коэффициентом детерминации $R^2=0,9$ привел к тому, что граница ледяного покрова после 2010 года не достигает медианной границы кромки льда 15% сплоченности за 1981–2010 гг. (Рисунок 1.3; 1.4).

Следует отметить, что существенные изменения состояния ледяного покрова СЛО начали устойчиво проявляться с начала 2000-х годов, примерно на 10-15 лет позже начала перестройки глобальных климатических, атмосферных (Рисунок 1.1) и гидрологических процессов.

Устойчивое уменьшение ледяного покрова приводит соответственно к увеличению площади открытой воды, что способствует увеличению передачи

импульса от влекущего действия ветра в океан, который раньше демпфировался льдом. В результате следует ожидать увеличения роли ветрового перемешивания, скорости поверхностных течений и изменчивости уровня моря.

Уровень арктических морей формируется в результате воздействия различных факторов: атмосферных процессов, речного стока, осадков и испарения, образования и таяния льда, географического расположения и других. Изменение уровня СЛО имеет сложный характер и существенную пространственно-временную изменчивость. В арктических морях России наблюдения за уровнем моря на береговых постах начались в 1920–1930 гг. В спектрах колебаний уровня СЛО можно выделить несколько пиков различного временного масштаба:

- межгодовая изменчивость с периодом в несколько лет, связанная с крупномасштабными океанологическими и атмосферными процессами, изменчивостью речного стока, долгопериодными астрономическими факторами;
- сезонная изменчивость с периодами от нескольких месяцев до года
- синоптическая изменчивость с периодами от одного до тридцати суток, определяемая влиянием синоптических атмосферных процессов [Моря..., 2021].

Наибольшая величина межгодовых колебаний проявляется в Карском и Чукотском морях и достигает 28 см. В море Лаптевых и Восточно-Сибирском море она составляет 16–18 см. Выявление роли отдельных факторов в процессах межгодовой изменчивости уровня моря является достаточно сложной задачей в силу недостаточности покрытия инструментальными наблюдениями всей акватории СЛО, так и в силу существования прямых и обратных связей между факторами.

Физико-географические особенности арктических морей способствуют генерации значительных колебаний уровня моря, что оказывает значительное влияние на гидрологический режим данных акваторий, ее экологическое состояние и хозяйственную деятельность.

1.2 Факторы, влияющие на изменчивость уровня океана

Усиление глобального потепления в Арктике оказывает фундаментальное воздействие на погоду и климат Северного полушария. Сокращение морского ледяного покрова усиливает потепление в Арктике больше, чем предполагалось. Это усиление будет становиться все более заметным по мере того, как в ближайшие десятилетия будет уменьшаться ледяной покров. Арктическое усиление влияет на погодные условия, изменив температурный градиент в атмосфере между Атлантикой и полярными областями, а также характер крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария [Serreze et al., 2014]. Это также влияет на изменчивость температуры воздуха и характер осадков в Европе, Евразии и Северной Америке, что в свою очередь влияет на поступление пресных вод в СЛО [Lewis et al., 2000]. Таяние Гренландского ледяного щита увеличилось, что в значительной степени способствует повышению уровня моря. Потепление океана и увеличение поступления воды в результате таяния ледников и ледяных щитов являются основными причинами повышения глобального уровня моря. За последние 15 лет тепловое расширение, таяние ледников и ледяных щитов являлись основными факторами наблюдаемого подъема уровня Мирового океана (МО). За последнее десятилетие температура воды, поступающей в СЛО из Тихого и Атлантического океанов увеличилась. Максимальная температура в слое атлантических вод в Арктическом бассейне особенно вблизи склона шельфа с 1990-х годов повысилась более чем на 1 °С [Моря..., 2021]. Несмотря на увеличение поступления пресной воды в СЛО в результате таяния льда и увеличения количества осадков и речного стока, пока мало признаков увеличения выноса пресной воды из Арктики. Изменения температуры и солености и их влияние на плотность воды (стерический эффект) в силу обратной связи могут оказывать воздействие на интенсивность термохалинной циркуляции в Атлантике и в субполярных областях, таким образом изменить глобальную циркуляцию океана к 2100 году [Intergovernmental..., 2007]. Уровень моря повышался за последние 50 лет, и

темпы его повышения ускоряются. Темпы роста уровня за последние 15 лет примерно в два раза выше, чем в предыдущие десятилетия. Прогнозируется, что в условиях продолжающегося потепления таяние ледяных щитов будет продолжаться необратимо в масштабах жизни человека и станет основной причиной повышения уровня моря в будущем, намного больше, чем в XX столетии. Ожидается, что к 2100 году уровень моря поднимется более чем на 1 метр, даже больше, чем считалось ранее, в основном из-за увеличения таяния ледовых щитов [Sommerkorn et al., 2009].

Изменение уровня Мирового океана является важным индикатором изменчивости климатической системы Земли в силу интегрального характера формирования уровня моря. В целом, средний уровень Мирового океана вырос за 1880–2009 гг. на 210 мм, при этом положительный линейный тренд за 1900–2009 гг. составил 1.7 ± 0.2 мм/год, а за период с 1961 по 2009 г. подъем уровня ускорился до $1,9 \pm 0,4$ мм/год [Church J.A. et al., 2011; Llovel et al., 2019]. Подавляющую долю дисперсии межгодовых изменений уровня описывает линейный тренд ($R^2=0,94$), что значительно облегчает изучение влияния различных факторов на его изменчивость, таких как термическое расширение, таяние ледников, Гренландского и Антарктического ледниковых щитов, изменчивость влагозапасов суши. Суммарная величина тренда уровня Мирового океана с учетом перечисленных факторов составляет от 1,58 до $2,8 \pm 0,7$ мм/год по оценкам различных авторов [Nerem et al., 2018; WCRP, 2018]. Для Северного Ледовитого океана, несмотря на неоднородность размещения уровенных постов и на пропуски в данных, линейный тренд среднего уровня океана по данным береговых мареографов составляет $1,5 \pm 0,3$ мм/год для периода 1950–2010 гг. [Svendsen et al., 2016], что меньше оценки для среднего уровня Мирового океана за тот же период. Альтернативный подход для оценки изменчивости уровня МО помимо анализа данных измерений уровня заключается в использовании уравнения баланса вод в гидросфере [Horwath et al., 2022]. В отечественных исследованиях в качестве альтернативы развит метод оценки с использованием уравнения пресноводного баланса Мирового океана как суммы эвстатических и

стерических факторов [Малинин и др., 2019]. В результате, определение компонентов водного баланса МО несколько проще, чем оценка изменений массы ледников криосферы и влагозапасов поверхностных и особенно подземных вод на суше.

Дополнительными факторами изменения уровня СЛО являются вертикальные движения земли [Ludwigsen et al., 2020] и учет гляциоэвстатической коррекции [Caron et al., 2018], которые необходимо учитывать при коррекции уровня моря по данным уровенных постов. Наиболее значительные тренды в СЛО, обусловленные вертикальными движениями земной коры, в районе Канадского архипелага до 15 мм/год, в то время, как на побережье моря Бофорта до минус 5–7 мм/год, в Гренландии до 10 мм/год, по дуге в районе Скандинавского полуострова – Шпицбергена – Новой Земли – Таймыра 5–7 мм/год, а далее до пролива Беринга до минус 3–5 мм/год [Ludwigsen et al., 2022]. С учетом коррекции на вертикальное движение земной коры абсолютного уровня СЛО по данным 12-ти береговых мареографов за период 1995–2015 гг. максимальный отрицательный линейный коэффициент тренда минус 7,45 мм/год отмечен на посту Ny-Alesund (Шпицберген), максимальный положительный тренд – на острове Котельный (море Лаптевых) 7,67 мм/год [Ludwigsen et al., 2022]. На побережье моря Бофорта выделен положительный тренд 1,75 мм/год (Prudnoe Bay) и 4,85 мм/год на посту Амдерма (южная часть Карского моря) [Ludwigsen et al., 2022].

На основе анализа данных гидрометеорологических наблюдений и уровня СЛО изменчивость уровня объясняется стерическими эффектами (35%), барометрическим вкладом (закон “обратного барометра”) (30%), воздействием ветра (10%) и изменением объема океана (25%) [Proshutinsky et.al., 2004]. Изменения стерического уровня СЛО меньше, чем в Мировом океане. При этом халостерическая компонента в СЛО дает больший вклад в стерический уровень, чем термостерическая [Ludwigsen et.al., 2022]. Поэтому увеличение солености из-за притока атлантических вод приводит к уменьшению стерического уровня в центральной части СЛО, а увеличение стока сибирских рек и таяние льда

приводит к росту стерического уровня на шельфе. Барометрический вклад в изменчивость уровня СЛО максимальный среди всех остальных районов Мирового океана [IPCC, 2007]. Воздействие ветра в Арктике испытывает значительные межгодовые вариации, обусловленные сменой длительных циклов циклонической / антициклонической циркуляции, связанной с АК [Proshutinsky et al., 2015] и оказывает влияние на пути распространения пресных вод [Morison et al., 2012]. Кроме того, годовой апвеллинг / даунвеллинг в центре СЛО приводит к тренду в экмановском транспорте вод $0,92-0,98 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ за 10 лет. Побережье моря Лаптевых, Канады, Аляски, моря Бофорта – это районы с максимальной интенсификацией экмановского транспорта [Ma et al., 2017].

Изменчивость термохалинных характеристик СЛО складывается в результате взаимодействия его с Атлантическим океаном через Северо-Европейский бассейн и проливы островов Канадского архипелага; с Тихим океаном через Берингов пролив, а также взаимодействие с полярной атмосферой и поступление пресных вод с материковым стоком [Фролов и др., 2009; Тимохов и др., 2016; Алексеев и др., 2017]. Влияние атлантических вод на вертикальную термохалинную структуру проявляется по всей толще СЛО [Иванов и др., 2019], а вклад атлантических вод в баланс вод Арктического бассейна вырос за последние десятилетия [Grabon et al, 2021].

Распределение слоя пресных вод (СПВ) коррелирует с положением верхней границы слоя Атлантических вод [Алексеев и др., 2019]. Содержание пресных вод увеличилось в круговороте Бофорта и районе Канадской котловины за период 1990–2010 гг. [Алексеев и др., 2021]. Основными причинами этого являются усиление притока атлантических вод, усиление циклонической завихренности атмосферы над Арктическим бассейном и переносы тепла и влаги из Атлантики [Алексеев и др., 2016, 2019]. Поступление атлантических вод в Арктический бассейн является важным климатообразующим процессом в арктической климатической системе и его мониторинг должен быть составной частью слежения за изменениями климата [Алексеев и др., 2009, 2011]. Изменение пресноводного баланса начиная с 2000-х годов по сравнению с периодом 1980–

2000 гг, обусловленное увеличением стока рек [Рябченко и др., 2001], уменьшением площади морского льда, таянием ледников Гренландии, что привело к увеличению изменчивости манометрической компоненты уровня океана [Dukhovskoy et al., 2019]. Среди макромасштабных изменений солёности СЛО выделяется аномальное распреснение верхнего перемешанного слоя Американо-Азиатского суббассейна с 2005–2007 гг., не наблюдавшееся в таких масштабах за всю историю наблюдений с 1950-х годов. Данное распреснение связано прежде всего с увеличением речного стока, усилением таяния льда и увеличением затока тихоокеанских вод через Берингов пролив [Чернявская и др., 2020].

На установленное увеличение стока арктических рек также влияет глобальное потепление, при котором усиливается атмосферный перенос тепла и влаги, и эта тенденция будет сохраняться по мере развития потепления [Вязилова и др., 2022]. Совокупность ключевых внешних факторов, которые вызывали колебания динамического режима СЛО в период климатической стадии 1949–1993 гг., не изменилась и в 2007–2013 гг., но интенсивность их воздействия оказалась аномальной [Тимохов и др., 2018].

1.3 Развитие представлений о климатической изменчивости циркуляции вод и гидрологических полей в Северном Ледовитом океане

Северный Ледовитый океан имеет ряд физических особенностей, создающих принципиальные трудности при моделировании его циркуляции: малый радиус деформации Россби [Kurkin et al., 2020], конвекция на открытой воде и подо льдом [Башмачников и др., 2019], сильная стратификация по вертикали, динамика и термодинамика морского льда сложной морфологии, по существу трехмерная структура пограничного слоя «атмосфера – лед – океан». В последних публикациях по климату Арктики основное внимание было уделено улучшению понимания роли Северного Ледовитого океана в изменениях климата, и процессов, ответственных за формирование современного состояния вод и

морского льда, циркуляции океана и теплообмена с атмосферой [Алексеев, 2004; Wunsch et al., 2007; Саркисян и др., 2013; Голубева и др., 2015; Колдунов и др., 2015; Яковлев, 2008, 2015; Кальницкий и др., 2020; Timmermans et al., 2020; Proshutinsky et al., 2015; Wang et al., 2017, 2022].

Межгодовая изменчивость циркуляции водных масс в СЛО в значительной степени обусловлена воздействием атмосферы. Поле ветра обусловлено пространственно-временной изменчивостью атмосферного давления над Арктикой, его характерные особенности описываются климатическими индексами: Северо-Атлантическим колебанием (САК), арктическим колебанием (АК) и арктическим диполем (АД). Индекс АК воспроизводит ситуации повышения или понижения атмосферного давления над Арктикой, отображая интенсификацию широтного обмена. Индекс АД отображает интенсификацию меридионального обмена. Крупномасштабная изменчивость атмосферы, связанная с САК и АК, влияет на смену режимов океанической циркуляции, процессы теплообмена между океаном и атмосферой, изменение площади льда в Арктике [Bromwich & Wang, 2008; Wang et al., 2017; Ivanov V. et al., 2019; Timmermans et al., 2020]. САК является основным модулятором атмосферной циркуляции в Северной Атлантике особенно в зимний сезон и влияет на транспорт влаги в арктический регион и на траектории распространения полярных мезомасштабных циклонов [Заболотских и др., 2015].

АК модулирует приток теплых течений атлантических вод и приток тихоокеанских вод через Берингов пролив. Ветровой режим, регулируемый АК, вызывает экмановский перенос льда и пресноводного стока рек. По аналогии с индексами САК и АК, был введен индекс арктического океанического колебания (АОК), определяющий тип и интенсивность дрейфовых течений циклонической или антициклонической циркуляции в СЛО [Proshutinsky et al., 1997; Лебедев и др., 2020], эти режимы чередуются с интервалами приблизительно от 5 до 7 лет. В абсолютном отклонении от этой схемы являлся аномально длительный режим антициклонической циркуляции, начавшийся в 1997 году, и который доминировал в Арктике в течение последних 17 лет [Proshutinsky et al., 2015].

Предположительно, увеличение пресноводного стока от таяния ледников Гренландии могло вызвать ослабление десятилетней изменчивости индекса АОК, наблюдавшейся в конце XX века. Дополнительным фактором является рост приземной температуры воздуха в Арктике, так по сравнению с 1980–1999 гг. отмечается рост значений коэффициентов линейного тренда, с максимумами до $0,18$ °С/год, которые охватывают более обширную, чем в период 1980–1999 гг. область 30° – 90° в.д., 76° – 84° с.ш., включая северо-восточную часть Баренцева моря [Lemeshko et al., 2019]. Причинами арктического усиления потепления помимо летнего сокращения площади льда, которое приводит к усилению тренда поверхностной температуры воздуха (ПТВ) в осенние месяцы с максимумом в ноябре, являются увеличение переноса тепла в высокие широты атмосферной циркуляцией и изменение радиационных притоков тепла в сторону увеличения потока нисходящей длинноволновой радиации вследствие роста содержания водяного пара в арктической атмосфере [Алексеев и др., 2011].

Во время циклонического режима Трансарктическое течение выносит пресноводный сток Евразийских рек через пролив Фрама, а во время антициклонической завихренности течений этот перенос ослабляется и пресная вода начинает поступать в круговорот (вихрь) Бофорта. Предполагается, что основной динамической причиной сбора пресной воды в круговороте Бофорта является экмановская накачка в условиях преобладания в атмосфере антициклонической циркуляции (отрицательная фаза АК) [Morison et al., 2021]. Обнаружена положительная обратная связь толщины слоя пресной воды и антициклонической завихренности течений в круговороте Бофорта, отмечены три периода повышенных значений толщины слоя пресной воды, сочетающиеся с повышенной антициклонической завихренностью течений в круговороте Бофорта: 1960-е, 1980-е годы и период 1999–2007 гг., что коррелирует с индексом АОК [Саркисян и др., 2013]. Эволюция антициклонической завихренности течений опережает изменения толщины слоя пресной воды в круговороте Бофорта на 1,75 года [Timmermans et al., 2023]. В проливе Фрама при росте индекса САК происходит усиление баротропной циклонической циркуляции в

океане и выноса относительно теплых атлантических вод в Арктический бассейн. Но эти явления гасятся бароклинным откликом в поле течений, связанным с возникновением теплой аномалии в поле температуры верхнего слоя океана. Продолжающееся таяние Гренландских ледников будет способствовать более длительным антициклоническим режимам, которые в дальнейшем могут привести к похолоданию Арктики с увеличением площади и толщины ледникового покрова – возвращение к условиям, которые наблюдались в 1970-х. В результате усиления стратификации верхних слоев субполярных морей произойдет ослабление тепловых потоков из океана в атмосферу с последующим уменьшением атмосферного меридионального переноса тепла в Арктику с циклонами. Это окажет существенное влияние на дальнейшие изменения климата, поскольку ослабление меридионального переноса тепла окажется отрицательной обратной связью, сдерживающей Арктическое усиление при происходящем глобальном потеплении [Dukhovskoy et al., 2019; Proshutinsky et al., 2015]. Выявленные квазисемилетние циклы в межгодовой изменчивости глубокой термохалинной конвекции в субполярных морях Северной Атлантики и СЛО являются еще одним механизмом климатической изменчивости теплообмена океана и атмосферы [Белоненко и др. 2018; Башмачников и др., 2019].

В результате численного моделирования выявлена система обратных связей, ответственная за регулирование обмена водами Арктики и Атлантики. Основной динамический механизм функционирования отмеченных обратных связей — совместный эффект бароклинности и рельефа дна [Саркисян и др., 2013]. Имеет место обратная связь баротропного и бароклинного компонентов скорости течения, стабилизирующая водообмен Атлантики и Арктики на межгодовых масштабах. На основании анализа данных наблюдений было высказано предположение, что также возникает отрицательная обратная связь, обусловленная ослаблением льдом напряжений ветра на поверхности океана, что может ограничивать накопление пресной воды в круговороте Бофорта [Wang et al., 2019; Ivanov et al., 2019]. Понимание физических механизмов, задействованных во взаимосвязях между влиянием атмосферы, изменениями

площади распространения льда, температуры поверхности воды, уровня и течений океана, позволит разработать методологии и улучшить оценивание обратных связей в климатической системе Арктики [Bony et al., 2006]. В результате проведенного анализа предложены ключевые показатели или индикаторы изменения состояния климатической системы, по которым оцениваются потенциально возможные функции ее отклика на внешние воздействия [Marshall et al., 2017; Vox et al., 2019]. Главное же климатическое событие в эволюции состояния СЛО произошло на рубеже XX и XXI вв. Величины большинства океанографических характеристик в период 2007–2013 гг. настолько значительно отличались от наблюдавшихся ранее во второй половине XX века, что происшедшие явления представляют научный интерес для исследования изменений уровня и системы течений Северного Ледовитого океана [Тимохов и др., 2012, 2016].

1.4 Спутниковые наблюдения уровня океана

С появлением спутниковой альтиметрии океана с 1992 года точность оценок среднего уровня Мирового океана существенно увеличилась [Chambers et al., 2017], а линейный тренд уровня МО по данным альтиметрии составил от $3,3 \pm 0,4$ мм/год до $3,15 \pm 0,2$ мм/год. С запуском в 2002 году спутника в рамках проекта Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), по данным которого стало возможным рассчитать вариации массы воды в океане, атмосфере, в ледниках и влагозапас суши [Wiese et al., 2016], удалось оценить манометрическую составляющую уровня Мирового океана, ее тренд за 2002–2018 гг. составил от $2,1 \pm 0,3$ мм/год до $2,13 \pm 0,12$ мм/год при 68% доверительном интервале. Альтиметрические данные в основном покрывают область океана от 66° с. ш. до 66° ю. ш., что делает затруднительным изучение изменчивости уровня СЛО, значительная часть которого к тому же постоянно занята ледяным покровом, что также ограничивает использование спутниковой информации о температуре поверхности моря. Условия СЛО затрудняют получение

гидрологических данных о его термохалинной структуре [Raj et al., 2020] и затрудняют развитие оперативных наблюдательных систем [Белокопытов, 2017]. Вместе с тем понимание особенностей изменчивости уровня и течений СЛО и факторов, их определяющих, является важной фундаментальной задачей.

Стерический уровень $H_{стер}$, обусловленный изменениями плотности воды, [Архипкин и др., 2005; Gregory et al., 2019] рассчитывается по гидрологическим данным из зондирований во время морских экспедиций и буев-профилемеров Argo. Уровень океана H определяется по данным альтиметрии. Таким образом, манометрический уровень моря, обусловленный перераспределением водных масс в океане [Wahr et al., 1998; Gregory et al., 2019] равен динамическому уровню H минус стерический уровень:

$$H_{ман} = H - H_{стер} \quad (1.1)$$

где H – динамический уровень;

$H_{ман}$ – манометрическая компонента уровня;

$H_{стер}$ – стерическая компонента уровня.

На Рисунке 1.6 приведена принципиальная схема измерений уровня моря для спутниковой альтиметрии. При движении спутника по орбите заданной высоты H_{orb} альтиметр измеряет высоту над уровнем моря H_{alt} . Таким образом, высота морской поверхности рассчитывается как $H_{SSH} = H_{orb} - H_{alt}$. Для океанологии важно знать высоту уровня моря относительно геоида $H_{DT} = H_{SSH} - H_G$, которую в публикациях по дистанционному зондированию Земли часто называют абсолютной динамической топографией или просто динамической топографией.

Геоид – эквипотенциальная поверхность земного поля силы тяжести (уровенная поверхность), приблизительно совпадающая со средним уровнем вод Мирового океана в невозмущенном состоянии и условно продолженная под материками. В реальности геоид имеет отклонения от земного эллипсоида до

100 м на масштабах до 100 км в силу неоднородной плотности земных недр и горных пород, которые вызывают гравитационные аномалии.

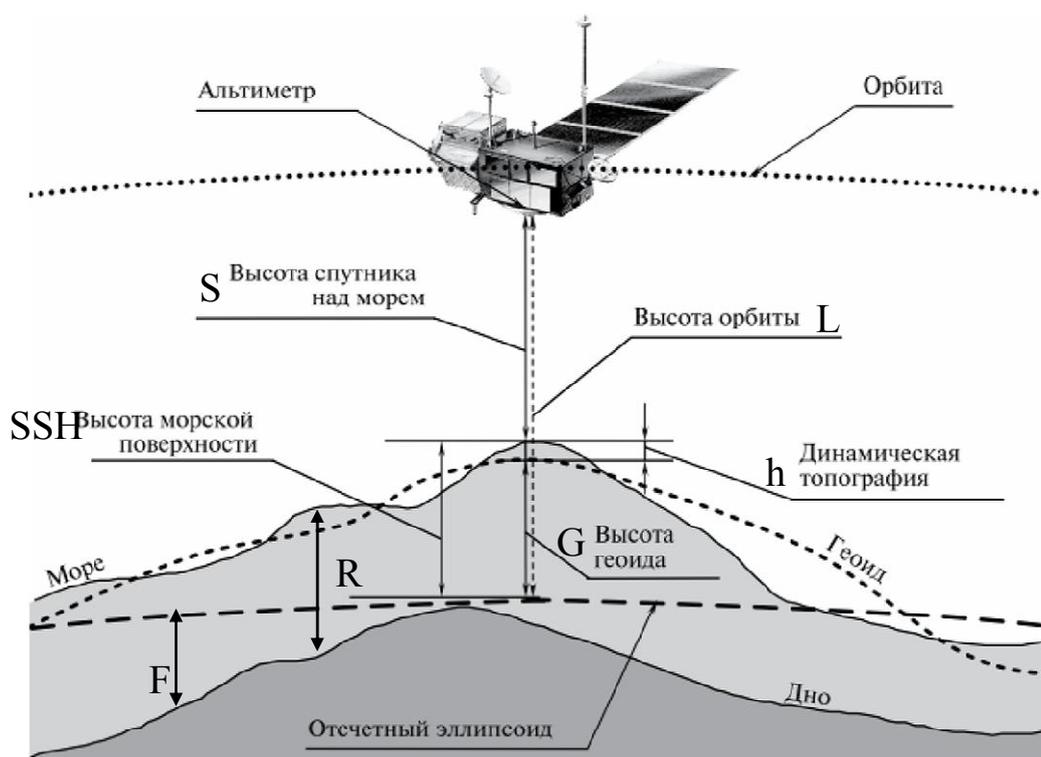


Рисунок 1.6 – Схема измерений уровня моря при работе альтиметра, S – высота спутника над морем, L – высота орбиты, SSH – высота морской поверхности относительно отсчетного эллипсоида, G – высота геоида относительно отсчетного эллипсоида, h – абсолютная динамическая топография, F – глубина дна, R – локальный уровень океана

Современные модели геоида GOCO03s [Архив GOCO] с учетом геофизических коррекций обеспечивают инструментальную точность измерений, которая дает погрешность в определении локальных трендов уровня моря в диапазоне от 0,78 до 1,22 мм/год, или в среднем по Мировому океану $\pm 0,83$ мм/год [Prandi et al., 2021]. Исторически термин динамическая топография используется в океанологии для обозначения динамических высот, которые рассчитываются как интеграл удельного объема морской воды относительно выбранной нулевой поверхности на основе данных гидрологических зондирований [Архипкин и др., 2005].

Для уровня океана $H_{DT} = H_{SSH} - H_G$, полученного из альтиметрии, применяются различные термины: динамический уровень, абсолютный уровень, динамическая топография. В работе будет использоваться термин абсолютная динамическая топография. Используя поля абсолютной динамической топографии по данным альтиметрии на основе геострофических соотношений рассчитываются поверхностные геострофические течения.

Следуя концепции терминологии для компонент уровня моря [Gregory et al., 2019] и во избежание разночтения терминов сделаем следующие определения. Локальный уровень моря ΔR – изменение уровня моря относительно дна океана $\Delta R = SSH - F$ (Рисунок 1.6). Локальный уровень оценивается из наблюдений уровенных постов. Стерическая компонента уровня – часть локального уровня моря ΔR , обусловленная изменениями плотности морской воды в предположении, что масса единичного столба воды не меняется. Манометрическая компонента уровня – часть локального уровня ΔR , обусловленная изменениями массы единичного столба жидкости в предположении, что плотность воды не меняется [Gregory et al., 2019].

Для ряда задач не требуется знание высоты геоида, в этом случае рассчитываются аномалии уровня моря H_{SLA} как отклонения высоты морской поверхности H_{SSH} от ее среднего по времени значения H_{MSS} : $H_{SLA} = H_{SSH} - H_{MSS}$.

Спутниковая миссия GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) направлена на изучение гравитационного поля Земли и его временных вариаций, связанных, в частности, с процессами изменений в криосфере, гидросфере и литосфере. GRACE измеряет аномалии гравитационного поля, измеряя положение двух идентичных спутников, которые находятся на полярной орбите на высоте 500 км. При обработке гравиметрии GRACE данные об аномалиях силы тяжести пересчитываются в изменчивость массы (объема) океана и затем в придонное давление согласно алгоритмам [Chambers et al., 2017; Wahr et al., 1998], в результате получают массивы манометрической компоненты уровня моря H_{man} . Ее изменение вследствие добавления или удаления объема воды называется эквивалентным слоем воды.

Данные альтиметрии пока еще недостаточно полно покрывают СЛО, тем не менее по информации спутников ERS-1/2/Envisat и CryoSat-2 за период 1996–2018 гг. были получены оценки тренда (без учета проблемных данных ERS-1) среднего уровня СЛО для области 68° – 82° с. ш. $2,22 \pm 0,4$ мм/год для 95% доверительного интервала [Rose et al., 2019], что меньше тренда для среднего уровня МО по данным альтиметрии (от 3 до 3,3 мм/год). Также в СЛО отмечено увеличение тренда после 2004 года как и для всего МО.

На основе расчета коэффициентов линейного тренда для данных GRACE были выделены три характерные области в СЛО и сделаны предварительные выводы, что использование этих данных позволяет оценить изменчивость манометрической компоненты уровня моря, обусловленной вариациями массы воды [Лемешко и др., 2020], что подтверждается независимыми оценками [Chambers et al., 2017; Wiese et al., 2016; Llovel et al., 2019]. Сопоставление GRACE с данными альтиметрии об уровне моря позволяет оценить тренд и пространственную изменчивость стерической компоненты уровня моря, которые хорошо согласуются с независимыми оценками по данным гидрологических зондирований [Ludwigsen et al., 2019]. С использованием данных GRACE с помощью формулы (1.1) получены оценки стерических высот, которые хорошо согласовывались с расчетами по имеющимся инструментальным наблюдениям [Armitage et al., 2016]. Было установлено, что манометрический уровень, обусловленный вариациями массы СЛО, повышался с 2003 года по 2014 год., и его вклад в многолетнюю изменчивость уровня океана преобладал ($2,1 \pm 0,7$ см). Также отмечена его высокая когерентность между сибирским шельфом и глубоководной частью СЛО, и в то же время отсутствие корреляции для стерического уровня между этими районами [Armitage et al., 2016].

Таким образом, несмотря на определенные успехи в развитии наблюдательных систем в Арктике с привлечением спутниковых данных и их совместного анализа, успехи в моделировании атмосферной и океанической циркуляции, требуется проведение исследований по установлению между ними количественных взаимосвязей, которые позволят уточнить механизмы обратных

связей, влияющих на гидрологическую структуру СЛО и режимы циркуляции океана, транспорт пресных вод, на изменчивость площади покрытия океана льдом.

Выводы к главе 1

1. Последние исследования показывают, что основными факторами, влияющими на изменчивость уровня Северного Ледовитого океана, являются стерический эффект (35%), барометрический вклад (30%), воздействие ветра (10%) и изменчивость водных масс океана (25%).

2. По результатам анализа публикаций диапазон оценок трендов среднего уровня Северного Ледовитого океана варьируется: по данным альтиметрии за период 1992–2014 гг. оценка тренда для области 68° – 82° с. ш. составила $2,1 \pm 1,1$ мм/год для 95% доверительного интервала, по данным измерений на береговых постах за тот же период тренд составил $1,79 \pm 0,63$ мм/год. Учитывая, что океанографические характеристики в 2007–2013 гг. значительно отличались от наблюдавшихся ранее величин, необходимы уточнения оценок трендов уровня СЛО за современный период 1992–2022 гг.

3. Из обзора литературы следует, что воздействие ветра в Арктике испытывает значительные межгодовые вариации, обусловленные сменой длительных периодов зональной и меридиональной циркуляции атмосферы. Каким образом такая смена режимов циркуляции атмосферы сказывается на пространственно-временной изменчивости уровня и поверхностных течений СЛО в настоящее время недостаточно полно изучено.

4. До настоящего времени не сформировано достаточно полное представление о характеристиках изменчивости уровня и поверхностных течений не только для свободных ото льда областей СЛО, но также и для районов покрытых льдом и недостаточно полно исследованы пространственно-временные характеристики изменчивости уровня океана и поверхностных геострофических течений в зависимости от влияния на них различных типов атмосферной циркуляции.

2.1 Материалы и методы исследований

Метод построения самоорганизующихся карт Кохонена (СОК) для нейронной сети [Кохонен, 2008] позволяет выделить аномальные пространственно-временные особенности метеорологических и гидрофизических полей и оценить влияние на них глобальных климатических процессов. В последнее время метод получил широкое распространение в геофизике [Sonnewald, M. et al., 2019], в метеорологии и климатологии [Mwasiagi, 2011; Johnsson, 2012; Wahle et al., 2023]. Упомянутые в указанных работах алгоритмы построения самоорганизующихся карт были реализованы автором в программной среде Matlab с использованием библиотеки процедур Matlab SOM Toolbox [Matlab Toolbox], проверены автором на тестах, предложенных в работе [Liu et al., 2006], а затем апробированы на регионе Азово-Черноморского бассейна для анализа режима циркуляции атмосферы [Lemeshko et al., 2018; Lemeshko, 2019] и уровня моря по данным альтиметрии [Лемешко и др. 2016]. Затем метод использовался для выделения характерных типов пространственного распределения поверхностной температуры воздуха в Арктике [Lemeshko et al., 2019]. В данной работе метод применялся для построения самоорганизующихся карт приземного атмосферного реанализа [Архив ERA-Interim].

Для анализа трендов, расчета доверительных интервалов распределения гидрометеорологических параметров, уровня и поверхностных геострофических течений применялись статистические методы пакетов Матлаба [Matlab Toolbox].

Автором лично проводился поиск и формирование баз спутниковых данных [Архив ARCTIC SEALEVEL 2019], массивов атмосферного реанализа [Архив ERA-Interim], гидрологической информации [Архив STERIC; Архив UDASH], данных береговых и донных мареографов [Архив PSMSL], проведены обработка и анализ спутниковых данных по альтиметрии [Архив SPOM] и гравиметрии [Архив GRACE], данных о площади морских льдов СЛО [Архив NSIDC].

Автором лично проведены расчеты реконструированной стерической компоненты уровня океана, выполнена типизация атмосферных полей методом построения самоорганизующихся карт на основе нейронной сети и построены композитные карты распределения гидрометеопараметров (Приложение).

2.1.1 Применение метода самоорганизующихся карт на основе нейронной сети для типизации атмосферной циркуляции в Арктике

Метод построения самоорганизующихся карт – нелинейный метод анализа данных и главным образом используется для представления многомерных, нелинейно связанных элементов в наглядной форме для выполнения классификации, идентификации и визуализации данных [Liu et al., 2006; Johnsson, 2012]. В результате данные представляются с определенной ошибкой аппроксимации – среднеквадратичного расстояния MSE от точки данных X_i до ближайшего образца $Y_{BMU}(X_i)$.

$$MSE = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - y_{BMU}(X_i))^2 \right)^{1/2}, \quad (2.1)$$

где N – количество элементов данных;

X_i – i -й элемент данных;

$y_{BMU}(X_i)$ – i -й элемент преобразованных методом данных.

Алгоритм построения самоорганизующихся карт по исходным данным подробно описан в [Кохонен, 2008; Mwasiagi, 2011;]. Вкратце, схема вычислений представлена на Рисунке 2.1. Исходные данные в цифровом виде для каждого момента времени представлены в виде двухмерной матрицы размерностью $p \cdot q$, где p – количество узлов по широте, q – по долготе. Матрица затем трансформируется в вектор длиной $p \cdot q$ элементов, который в блоке расчета СОК используется для расчета весового вектора.

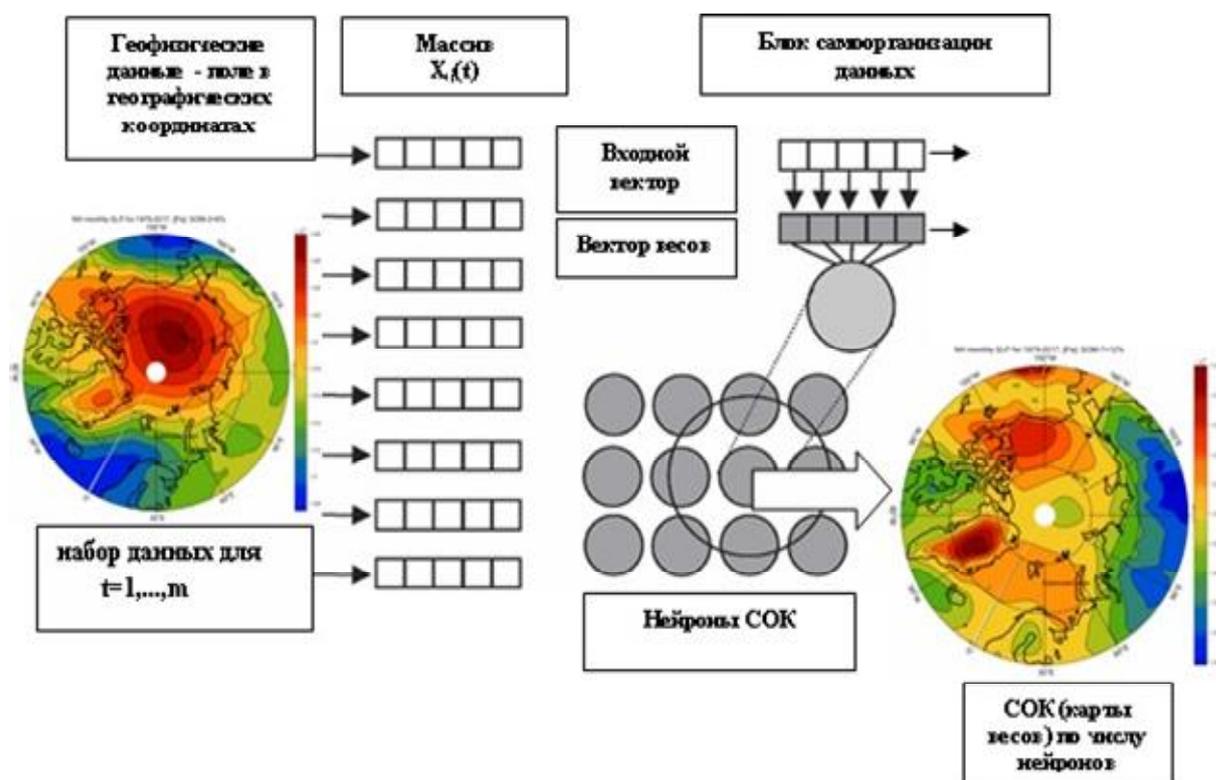


Рисунок 2.1 – Схема работы алгоритма расчета самоорганизующихся карт

Количество типов поля СОК задается априори, исходя из типа информации и целей исследования. Зачастую число типов поля задается эмпирически, исходя из экспертных соображений исследователей. Так, в 1945–1954 гг. вышли пионерские работы Б.Л. Дзердзеевского, посвященные исследованию циркуляции атмосферы внетропических широт северного полушария и циркуляции атмосферы в Арктическом бассейне [Дзердзеевский Б.Л., Монин А.С., 1954]. Основным признаком, по которому проводилась типизация, было наличие или отсутствие блокирующих процессов, их направление и количество. В отдельную группу были выделены процессы с циклонической циркуляцией на полюсе. Всего выделено 4 группы циркуляции, 13 типов, 41 подтип, который получил название — элементарный циркуляционный механизм и являлся основной единицей типизации. В работах Г.Я. Вангенгейма [Вангенгейм, 1952] и А.А. Гирса [Гирс, 1971] была предложена типизация циркуляции атмосферы на основе диагностики состояния общей циркуляции атмосферы и географической локализации термобарических волн. В рамках этого подхода для атлантико-евразийского сектора совокупность синоптических процессов удалось свести к 26 типам,

которые в свою очередь были обобщены в три циркуляционные формы: западную, восточную и меридиональную.

Сравнение новых и прежних схем показывает изменения в характере циркуляции, произошедшие в третьей четверти XX века, выразившиеся в увеличении площадей, занимаемых циклоническими областями, за счет уменьшения антициклонических областей, особенно в Арктике, и в смещении арктического антициклона с северного полюса на район Чукотского полуострова [Бышев и др., 2004; Кононова, 2018]. При использовании подхода самоорганизующихся карт можно задать различную степень детализации, то есть количество выделяемых типов циркуляции, однако необходимо обосновать насколько хороша будет полученная в результате кластеризация. Для этого в статистике существуют так называемые методы внутренней проверки, одним из которых является индекс Дэвиса-Боулдина [Johnsson, 2012]. Для облегчения интерпретации полученных результатов рекомендуется выбирать минимальную величину индекса Дэвиса-Боулдина.

Далее сетка узлов иницируется – размещается в пространстве данных. Затем следует: 1) случайным образом выбирается точка данных X_i , 2) среди узлов сетки выбирается ближайший к точке X_i , его радиус вектор – $y_{VMU}(X_i)$; 3) Все узлы сетки двигаются по направлению к X_i по правилу:

$$y_j' = y_j + h(r(y_j, y_{VMU}), t) * (X_i - y_j), \quad j=1, \dots, m, \quad (2.2)$$

где m – количество узлов СОК;

$h(x, t)$ – функция соседства (обычно имеет гауссов вид);

$r(y_i, y_j)$ – расстояние между узлами y_i и y_j .

Далее процесс расчета идет итеративно, шаги 1–3 повторяются, пока не будет достигнута заданная точность с учетом (1.1). В результате полученные весовые вектора для каждого узла самоорганизующейся карты преобразуются в двумерную матрицу размерностью $p \cdot q$, которая затем представляется в виде карты в географических координатах (Рисунок 2.1).

В качестве данных использовались среднемесячные значения атмосферного давления на уровне моря, температуры поверхности моря (ТПМ) для открытых ото льда районов СЛО, поверхностной температуры воздуха (ПТВ) и данные о площади морского льда с разрешением по пространству 0,125 градуса ре-анализа ERA-Interim для Северного полушария в полосе 60°–90° с.ш. за период 1979–2018 гг. [Архив ERA-Interim].

Согласно критерию Дэвиса-Боулдина [Liu et al., 2006] нами была выбрана сетка размерностью 2x3 нейрона, то есть задано представление исходного поля в виде 6 типов [Лемешко Е.Е., 2020]. Затем нами рассчитывались самоорганизующиеся карты, их повторяемость по времени, то есть определялся процент повторяемости типов (карт) атмосферного давления в течение всего периода анализируемых данных. В результате выполненной классификации атмосферных процессов получено распределение барического поля в Арктике для шести типов (карт). Повторяемость в процентах для каждого типа атмосферного давления за период 1979–2018 гг. приведена в Таблице 2.1 и указаны характеристики каждого типа поля приземного давления над Арктикой (Ц – циклонический; АЦ – антициклонический; Ц \ АЦ – циклонический \ антициклонический), все шесть типов приведены в Приложении А [Лемешко Е.Е., 2020а]. Полученные закономерности пространственно-временной изменчивости поля приземного давления в Арктике в целом развивают представление о его статистических характеристиках и могут использоваться в качестве предикторов для построения ретроспективных оценок различных климатических полей [Кононова, 2018].

Таблица 2.1 – Повторяемость (%) типов атмосферной циркуляции для Северного полушария за 1979–2018 гг.

№ тип циркуляции	1	2	3	4	5	6
Повторяемость, [%], (до целых)	14	13	15	15	25	18
Условная характеристика типа поля над Арктикой (Ц -циклонический; АЦ - антициклонический)	Ц\АЦ	Ц\АЦ	Ц\АЦЦ	АЦ	Ц	АЦ

Предлагаемый подход дает более детальную картину смены типов атмосферной циркуляции в сравнении с индексами арктической циркуляции и арктическим диполем [Лемешко Е.Е., 2020а]. Полученные нами типы атмосферной циркуляции уточняют представление о зональных и меридиональных типах атмосферной циркуляции (Рисунок 2.2–2.5). Пространственное распределение приземного атмосферного давления, характеризуемое климатическим индексом арктического колебания в положительной фазе (Рисунок 2.4, б), соответствует нашему пятому типу (Рисунок 2.4, а). Карта №5 демонстрирует зональное распределение атмосферного давления, когда над центром Арктики находится обширный циклон. В свою очередь карта № 4 характеризуется антициклоническим типом атмосферной циркуляции (Рисунок 2.3, б), что соответствует арктическому колебанию в отрицательной фазе [Лемешко Е.Е., 2020а].

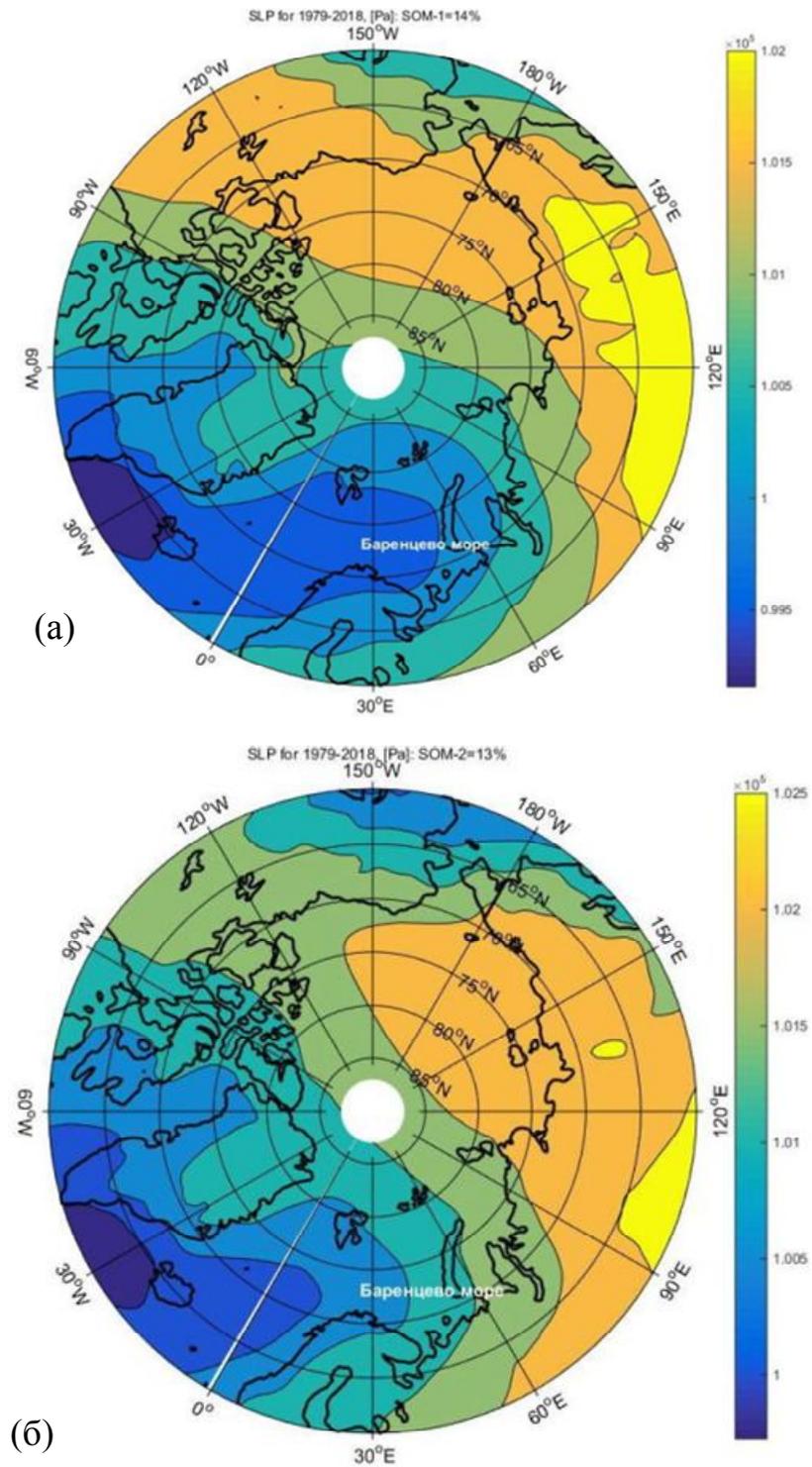


Рисунок 2.2 – Самоорганизующиеся карты приземного атмосферного давления для Северного полушария за весь период 1979–2018 гг.:

а) тип №1 (повторяемость 14%) и б) тип №2 (повторяемость 13%)

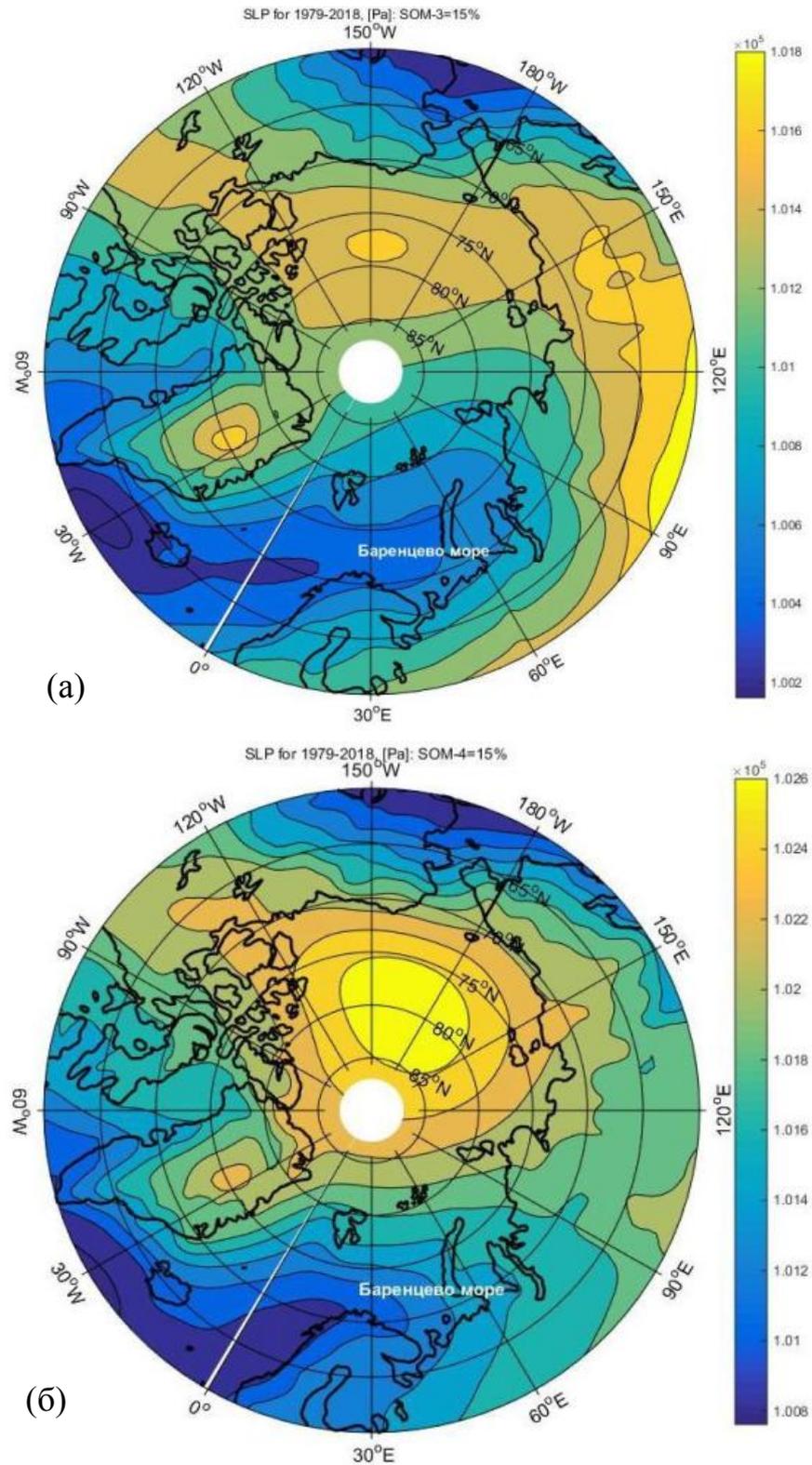


Рисунок 2.3 – Самоорганизующиеся карты приземного атмосферного давления для Северного полушария за весь период 1979–2018 гг.:

а) тип №3 (повторяемость 15%) и б) тип №4 (повторяемость 15%)

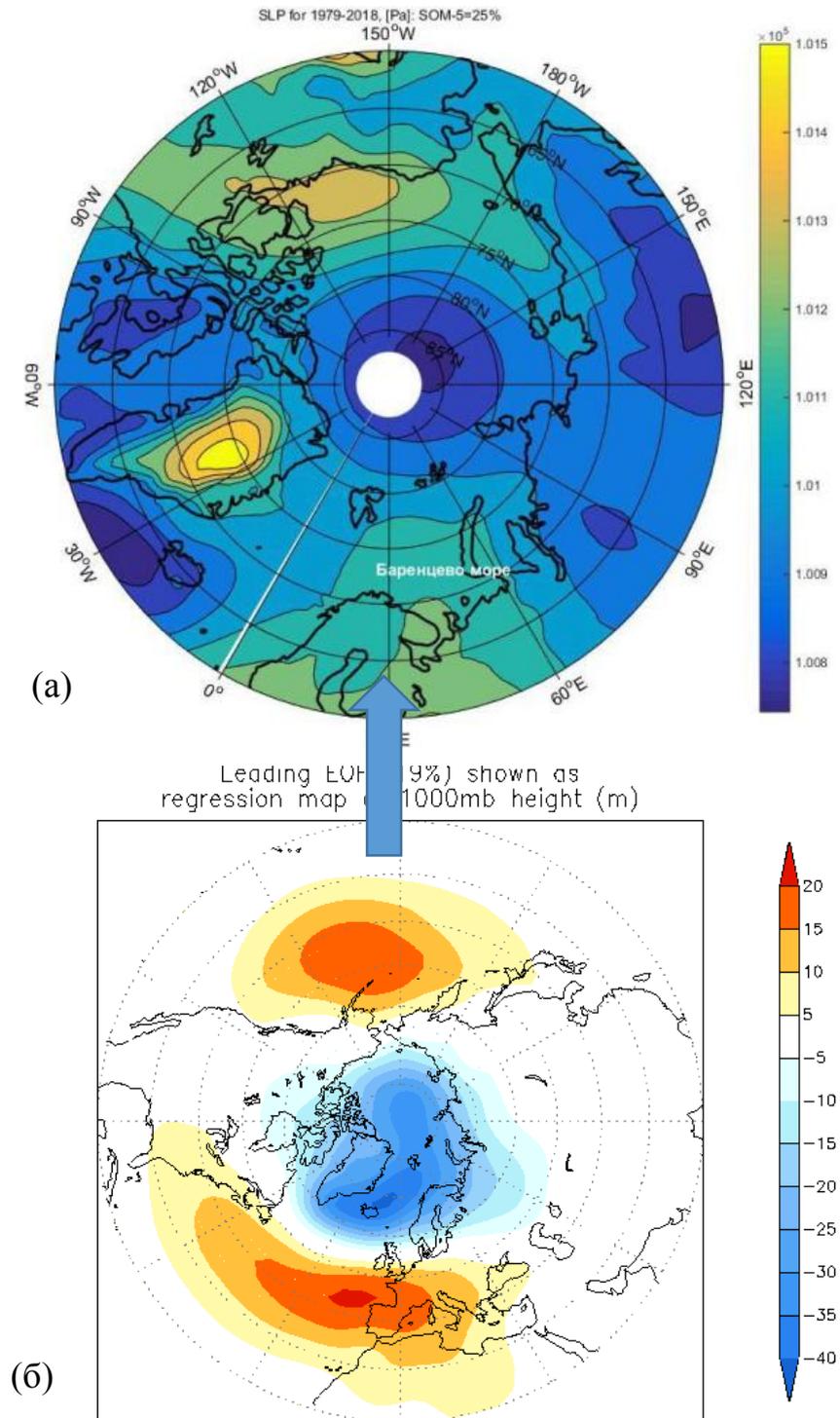


Рисунок 2.4 – Самоорганизующаяся карта приземного атмосферного давления для Северного полушария за весь период 1979–2018 гг.:
а) тип №5 (повторяемость 25%) и б) АК [Arctic Oscillation]

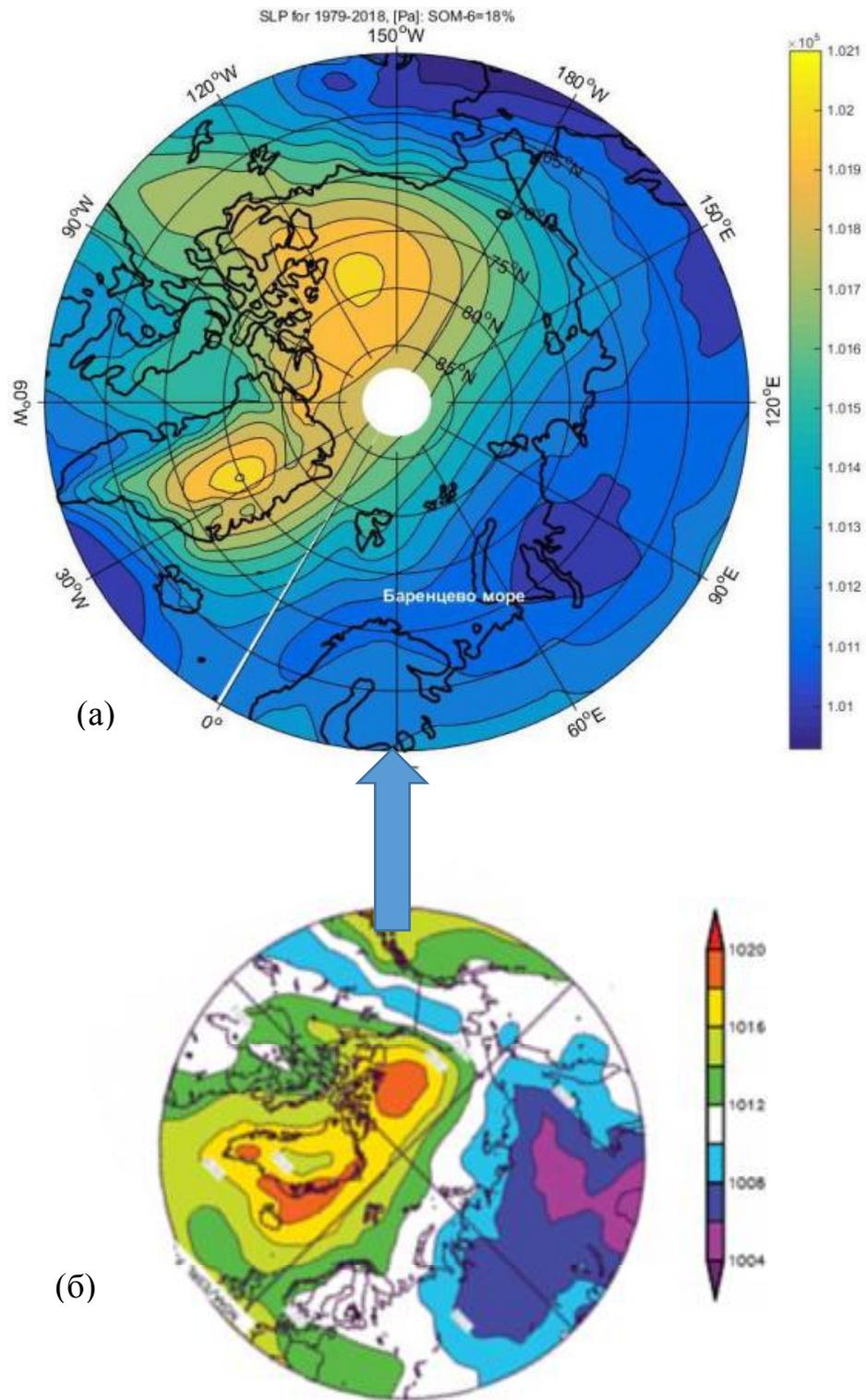


Рисунок 2.5 – Самоорганизующаяся карта приземного атмосферного давления для Северного полушария за весь период 1979–2018 гг.:
 а) тип №6 (повторяемость 18%) и б) АД [Arctic Dipole]

Меридиональный тип циркуляции, характерный для климатического индекса АД (Рисунок 2.5, б), когда область высокого давления находится над морем Бофорта и Гренландией, а область низкого давления над северо-восточной Евразией [Wang et al., 2009], представлен картой №6 (Рисунок 2.5, а).

Тип №1 и №2 (Рисунок 2.2) и тип №3 (Рисунок 2.5, б) представляют собой смешанные типы атмосферной циркуляции с нарушением зональности. Тип №3 близок к типу атмосферной циркуляции, характерной для арктического диполя, когда еще область низкого давления не охватила всю северо-восточную часть Евразии [Лемешко Е.Е., 2020а]. Все карты в более высоком разрешении представлены в Приложении А.

2.2 Индексы сезонной, годовой и суммарной повторяемости типов атмосферной циркуляции

Для описания сезонной изменчивости типов атмосферной циркуляции нами введен индекс сезонной повторяемости самоорганизующихся карт атмосферного давления, то есть среднемноголетней повторяемости в % каждого типа циркуляции в климатический месяц за период 1979–2018 гг. (Рисунок 2.6) [Лемешко Е.Е., 2020а].

Рассчитанный нами индекс на основе использования метода самоорганизующихся карт представлен в виде кумулятивного графика, сумма повторяемости всех шести типов составляет 100% (Рисунок 2.6). В сезонном ходе тип №5 представляет циклонический тип приземного давления, который доминирует в летние месяцы, достигая максимальной повторяемости 94% в июле и августе, в то время как в зимний период декабрь-февраль преобладают антициклонические типы №4 и №6 или смешанные типы циркуляции с преобладанием антициклонической циркуляции (типы №1,2,3); в весенний сезон преобладает антициклонический тип №6 с максимальной повторяемостью в мае до 60% (Рисунок 2.6). Следует отметить, что в летний сезон доминирует циклонический режим циркуляции, который в июне представлен двумя типами

карт: №5 с повторяемостью до 60% и тип №6 с повторяемостью до 40%, который описывает диполь циклон - антициклон, а в осенний период преобладают смешанные типы циркуляции - тип №3 с повторяемостью 40-55% и тип №6 до 20% (Рисунок 2.6).

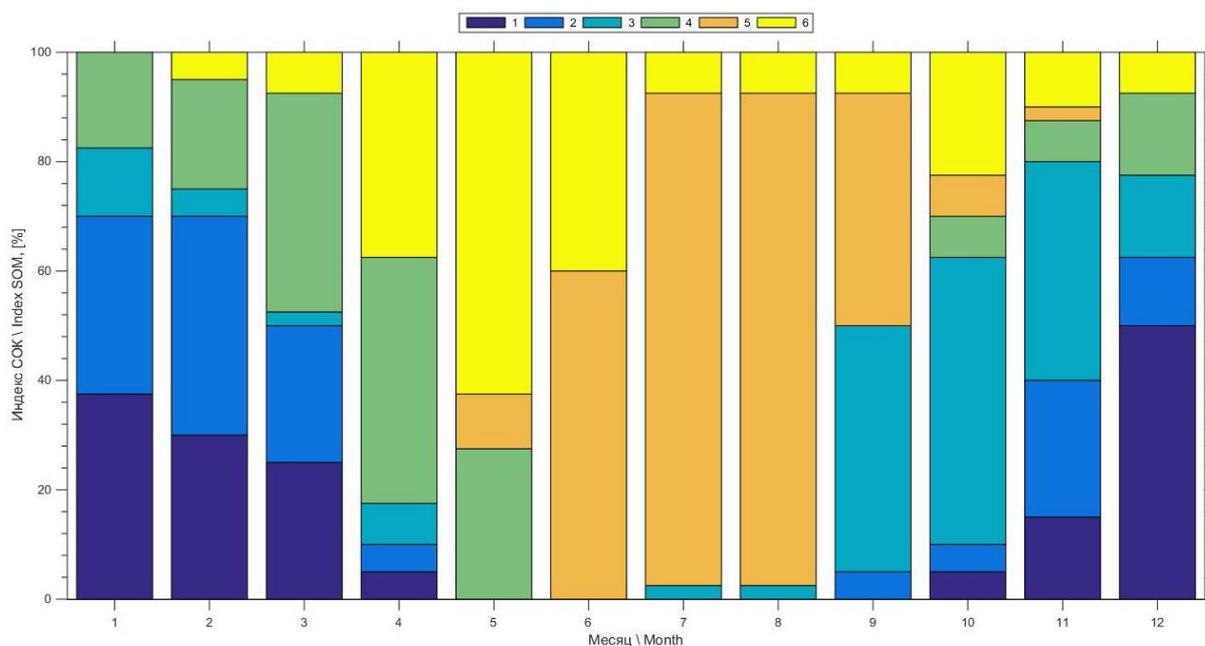
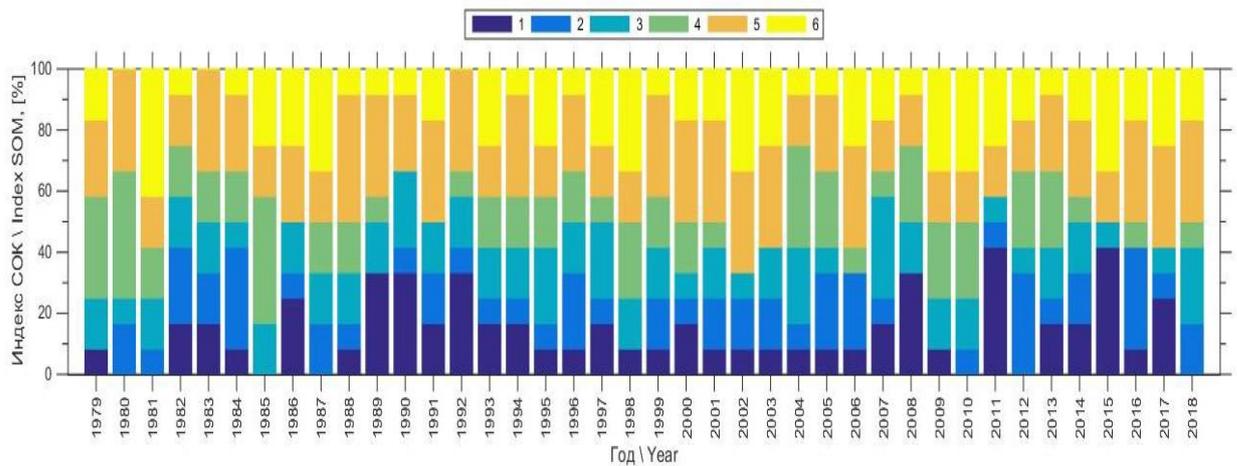


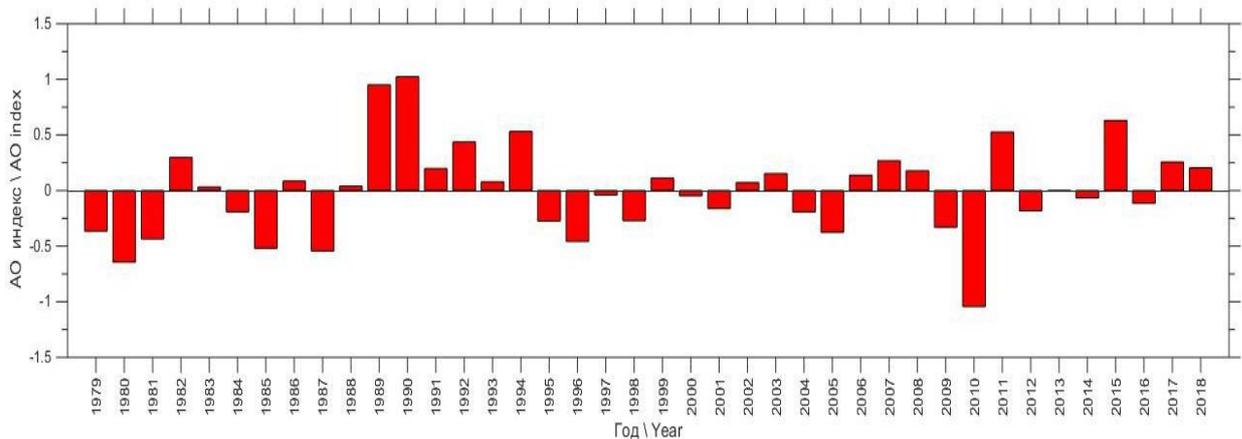
Рисунок 2.6 – Гистограмма с накоплением индекса сезонной повторяемости самоорганизующихся карт атмосферного давления – типов №1–№6 за период 1979–2018 гг. [Лемешко Е.Е., 2020]

Для описания межгодовой изменчивости режимов циркуляции атмосферы нами был введен индекс годовой повторяемости самоорганизующихся карт атмосферного давления, т.е. повторяемость каждого типа циркуляции рассчитывается в течение текущего года в процентах [Лемешко Е.Е., 2020а] и представлена в кумулятивном виде на графике (Рисунок 2.7, а). Этот индекс позволяет оценить межгодовую изменчивость режимов циркуляции атмосферы (Таблица 2.1) и характеризует смену шести основных режимов циркуляции атмосферы над Арктикой от чисто циклонического типа №5 до антициклонического типа №4,6 и с переходными фазами между ними (типы №1,2,3). Повторяемость типов циркуляции атмосферы испытывает значительную межгодовую изменчивость и в целом дополняет индекс АК. Во время

положительной фазы годовой индекс АК достигал значения до +1,1 в 1989–1992 гг. и +0,5 в 2011 году и в 2015 году. (Рисунок 2.7, б). В эти же периоды в индексе повторяемости самоорганизующихся карт атмосферного давления преобладает вклад карт, описывающих циклонический режим циркуляции: карта №5 до 40% и карты №1–№3 в сумме до 45%, а карта №4, описывающая антициклонический режим, дает минимальный вклад в повторяемость до 8%, либо вообще отсутствует как в 1990, 1991, 2011, 2015, 2017 годах. (Рисунок 2.7, а).



(a)



(б)

Рисунок 2.7 – (а) Гистограмма с накоплением индекса годовой повторяемости самоорганизующихся карт атмосферного давления: типы №1 – №6 за период 1979–2018 гг.; (б) годовой индекс арктического колебания [Лемешко Е.Е., 2020]

Во время отрицательной фазы годовой индекс АК достигал значения до минус $\sim 0,7$ в 1979–1981 гг., 1985 и 1987 годах, и минус 1,1 в 2010 году (Рисунок 2.7, б). В те же периоды в индексе повторяемости самоорганизующихся карт атмосферного давления преобладает вклад типов, описывающих антициклонический режим циркуляции: тип №4 до 40%, при этом отсутствуют типы №1, №2, (Таблица 2.1), а вклад типа №5, представляющий циклоническое поле уменьшается до 15% [Лемешко, 2020а].

Для характеристики общей изменчивости приземного атмосферного давления введем суммарный индекс циркуляции атмосферы:

$$P_{SOM}(t) = -\frac{1}{100} \sum_{i=1}^{N_{SOM}} \alpha_i(t) \cdot P_{SOM}^i, \quad (2.3)$$

где N_{SOM} – количество типов СОК;

$\alpha_i(t)$ – повторяемость по времени t в %;

P_{SOM}^i – среднее значение атмосферного давления для i -й самоорганизующейся карты (типа).

В нашем случае $N_{SOM}=6$, выделено шесть типов атмосферной циркуляции, α – повторяемость представлена на (Рисунке 2.7, а). График суммарного индекса циркуляции атмосферы представлен на Рисунке 2.8, его корреляция с индексом АК составляет 0,85 [Лемешко, 2023а].

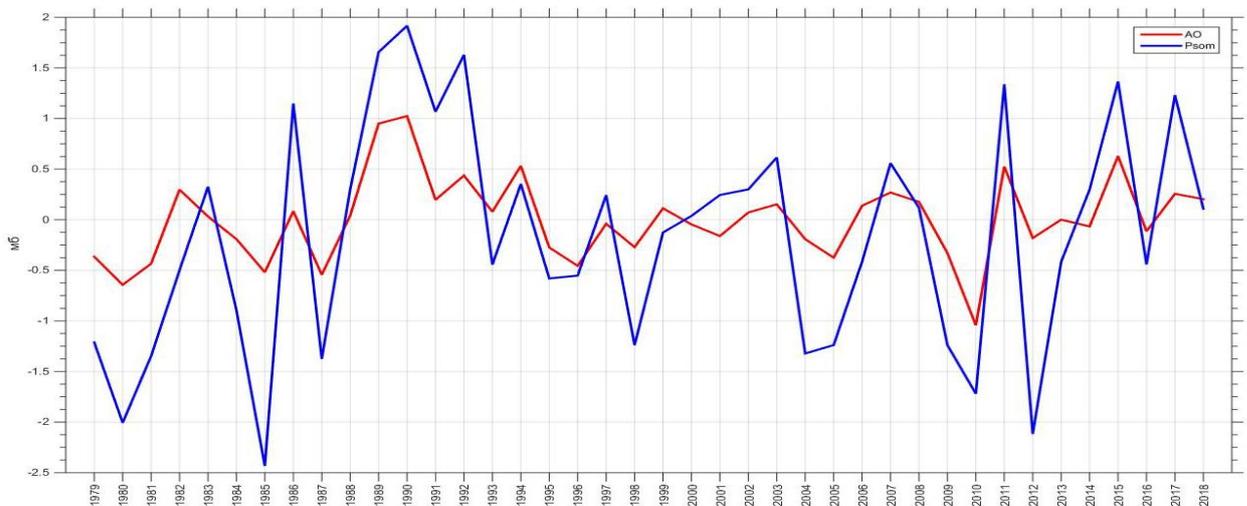


Рисунок 2.8 – Годовой индекс арктического колебания АК (красный) и суммарный индекс циркуляции атмосферы P_{SOM} (синий), корреляция с АК 0,85

2.3 Классификация гидрометеорологических полей в зависимости от типа атмосферной циркуляции

Для каждого выделенного типа поля атмосферного давления нами было предложено рассчитывать связанное с ним пространственное распределение заданного метеорологического или гидрофизического параметра. Для этого, после расчета самоорганизующихся карт давления, поле метеопараметра осредняется по тем же периодам времени, когда существовал данный тип циркуляции в течение 1979–2018 гг. Такой композитный анализ для каждого из шести типов циркуляции был проведен для температуры поверхности моря, поверхностной температуры воздуха, потоков тепла и влаги, площади морского льда за весь период 1979–2018 гг. [Lemeshko et al., 2019, Лемешко, 2020a].

На Рисунке 2.9 приведено наиболее характерное распределение циклонической циркуляции приземной атмосферы над Арктикой, описываемое типом №5 с повторяемостью 25% (Рисунок 2.4, а; 2.9, а). Там же приведен соответствующий ему тип распределения температуры поверхности моря (Рисунок 2.9, б), характеризующий поступление теплых Атлантических вод в Баренцево море и далее в глубоководную часть океана и соответствующее этому типу циркуляции атмосферы уменьшение площади морского льда (Рисунок 2.9, в). Карта №4 с повторяемостью 15% (Рисунок 2.3, б) представляет антициклонический тип приземного давления и соответствующий ему тип распределения температуры поверхности моря, характеризующий уменьшение поступления теплых Атлантических вод в Баренцево море (Рисунок 2.10, б). Также этому типу циркуляции атмосферы соответствует значительное увеличение площади морского льда (Рисунок 2.10, в; Приложение А). Наибольшая повторяемость типа №4 наблюдается в зимне-весенний сезон (Рисунок 2.6), то есть антициклоническое распределение атмосферного давления и, соответственно, поля скорости ветра способствует увеличению площади морского льда с учетом сезонного хода температуры поверхности воздуха.

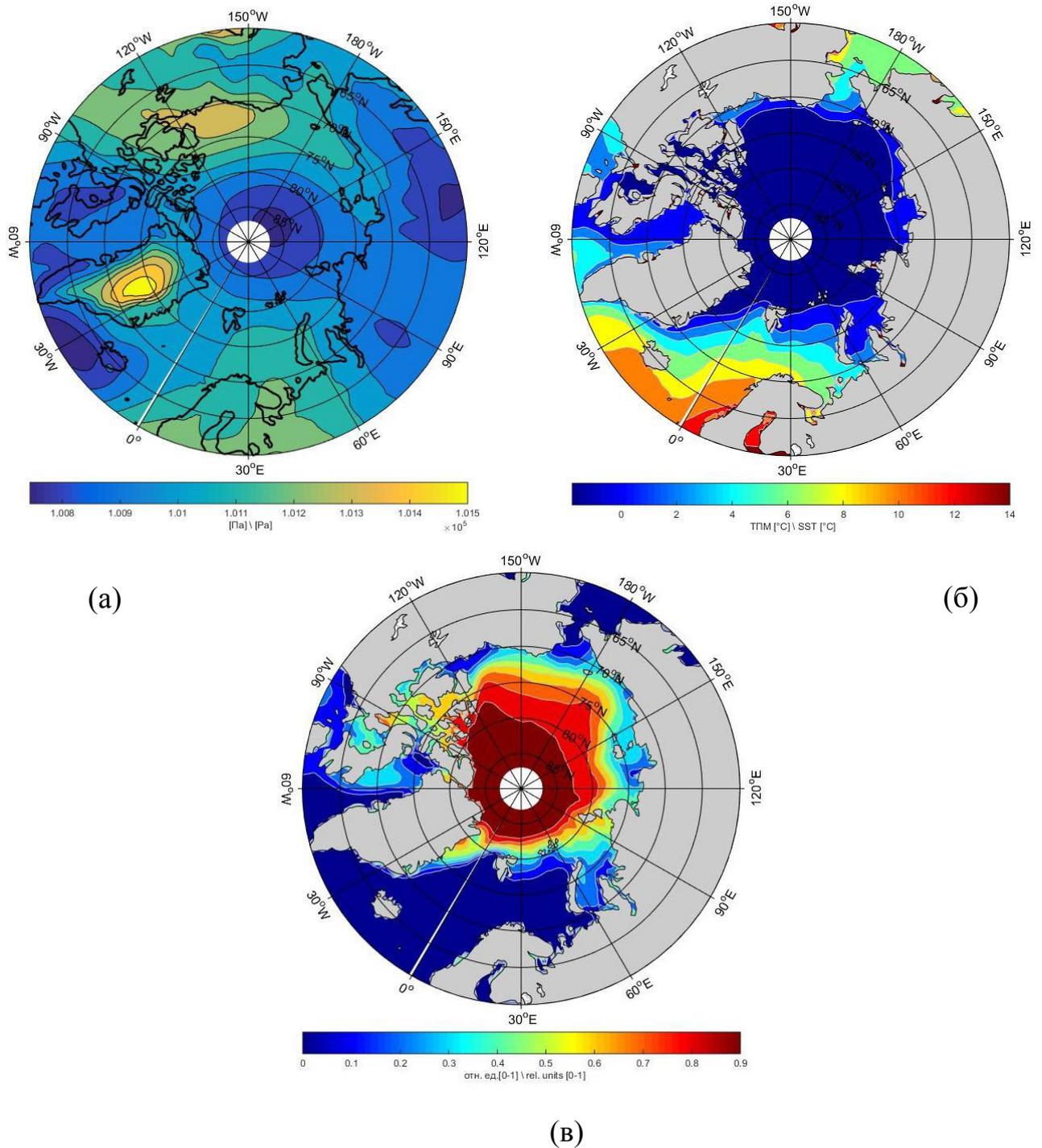


Рисунок 2.9 – Режим I. Циклонический тип приземного давления над Арктикой за 1979–2018 гг. (а) СОК №5 [Па], (повторяемость 25%). Изобара нормального атмосферного давления $1,013 \cdot 10^5$ Па. (б) распределение ТПМ [°С] – описывает соответствующее этому типу поступление теплых Атлантических вод в Баренцево море и (в) уменьшение площади распространения морского льда (сплоченность), относительные единицы (0-1) [Лемешко Е.Е., 2020]

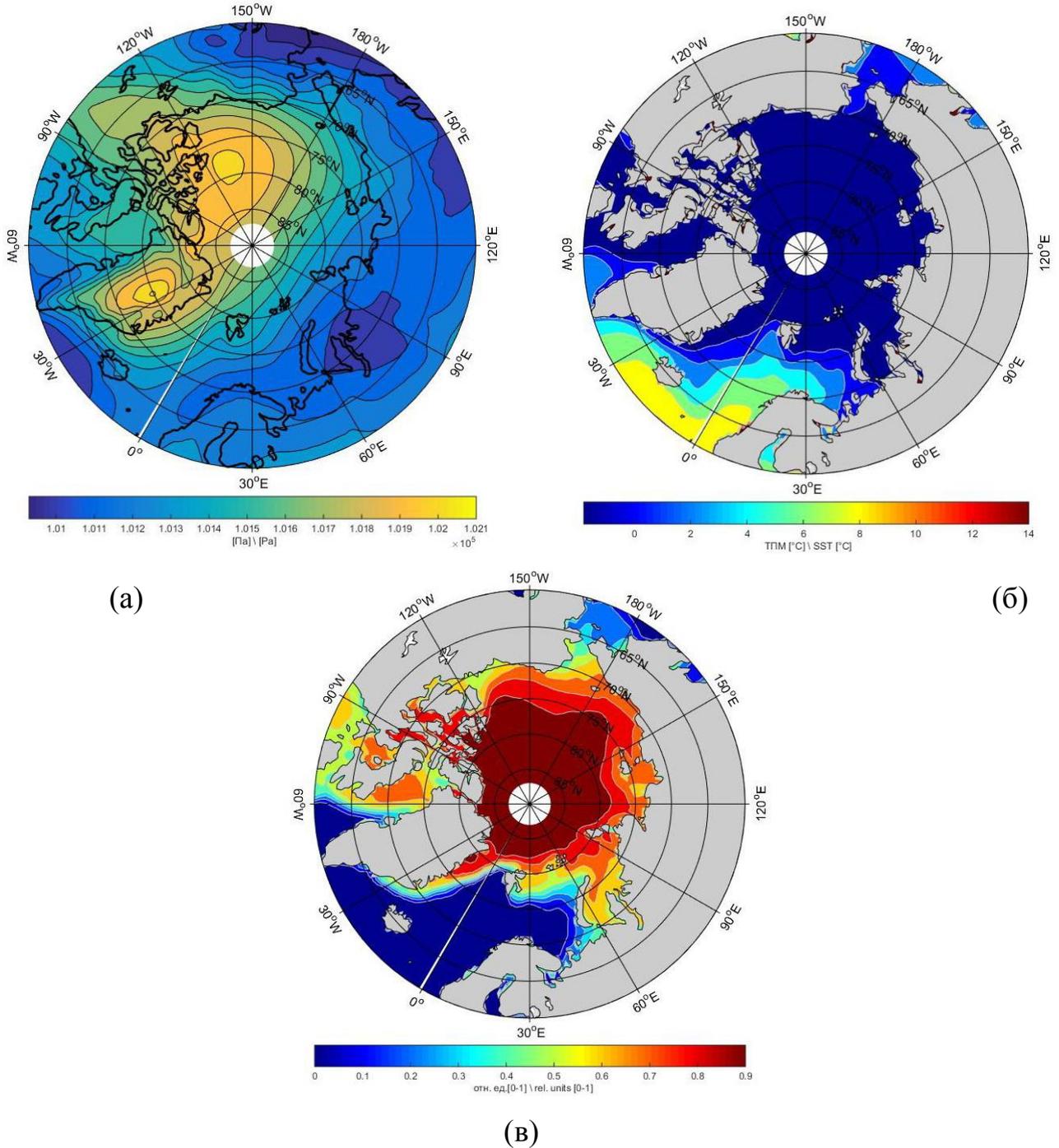


Рисунок 2.10 – Режим II. Антициклонический тип приземного давления. (а) СОК №6 [Па], (повторяемость 18%). Изобара нормального атмосферного давления $1,013 \cdot 10^5$ Па. (б) распределение ТПМ [°С] – описывает соответствующее этому типу уменьшение поступления теплых Атлантических вод в Баренцево море и (в) увеличение площади распространения морского льда (сплоченность), относительные единицы (0-1) [Лемешко Е.Е., 2020]

Тип №6 в сезонном ходе дает повторяемость от 40% до 60% в мае–июне, поэтому влияние сезонного хода ПТВ на площадь распространения морского льда по сравнению с типом №4 будет меньше (Рисунок 2.6). Тип №6 с повторяемостью 18% представляет антициклонический тип приземного давления (Рисунок 2.5, а; 2.10, а), и соответствующее ему распределение поля температуры поверхности моря (Рисунок 2.10, б), характеризующее уменьшение поступления теплых Атлантических вод в Баренцево море и далее в центр СЛО, что приводит к увеличению площади морского льда (Рисунок 2.10, в). На обеих картах в поле ТПМ выделяются меридиональные градиенты температуры.

Поэтому потоки тепла в системе "океан-атмосфера" в юго-восточной части Баренцева моря ниже, чем в его северо-западной и северо-восточной части. Выявленные характерные типы распределения ТПМ в Баренцевом море модулируются атмосферной циркуляцией в регионе (выделяются по индексу повторяемости самоорганизующихся карт атмосферного давления) и являются индикатором адвекции тепла атлантическими водами, которые хорошо трассируются по картам температуры поверхности моря.

Влияние антициклонических типов атмосферной циркуляции, прежде всего типа № 6 (Рисунок 2.10, а), который представляет область высокого давления, характерную для арктического диполя (Рисунок 2.5), проявляется также на межгодовом масштабе изменчивости в изменении площади льда в Арктике. На Рисунке 2.11 представлен график суммарной площади льда СЛО за период 1979–2017 гг. (млн. км²) по данным National Snow and ICE data Center (США) [Архив NSIDC]. Отличительной чертой полученных нами оценок межгодовой изменчивости ледяного покрова за 41 год является наличие отрицательного устойчивого статистически значимого (на 95% уровне значимости) линейного тренда: -37,9 тыс. км²/год для апреля месяца с коэффициентом детерминации $R^2=0,75$; -79,1 тыс. км²/год для сентября с $R^2=0,79$; и -53,16 тыс. км²/год для среднегодовых значений $R^2=0,91$ (Рисунок 2.11). Минимумы площади льда

наблюдались в 1979, 1985, 1990, 1995, 2007, 2012 годах, а самые минимальные значения в 2007 году около 4,5 млн. км² и в 2012 году ~4 млн. км² (Рисунок 2.11).

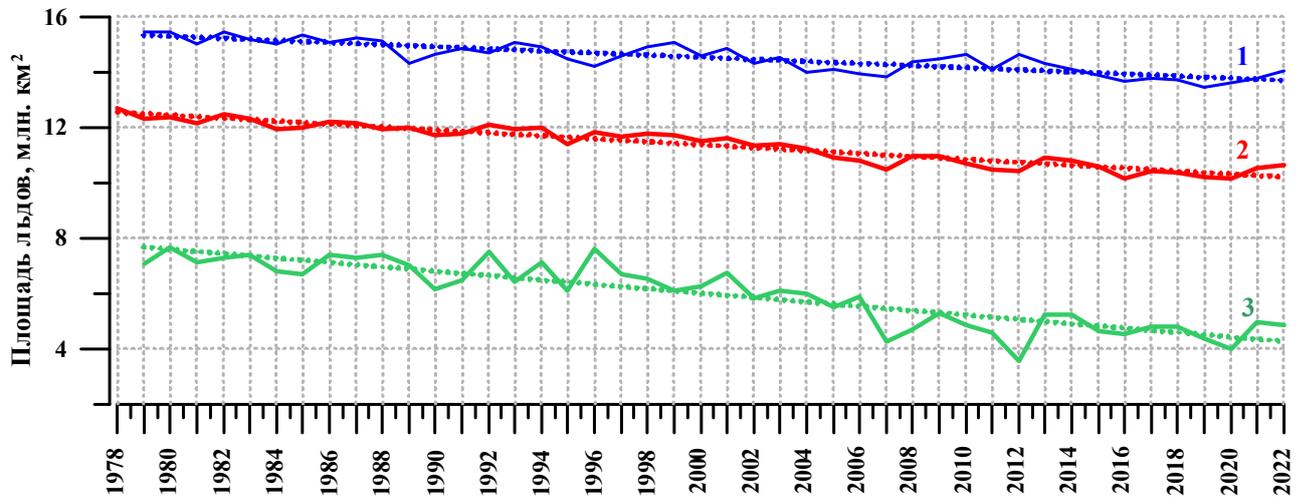


Рисунок 2.11 – Межгодовое изменение площади ледяного покрова в СЛО и их линейные тренды: 1 – площадь льда на период его максимального накопления в апреле, коэффициент тренда $\kappa = -37,9$ тыс. км²/год, $R^2=0,75$; 2 – среднегодовая площадь льда, $\kappa = -53,2$ тыс. км²/год, $R^2=0,91$; 3 – площадь льда на период его максимального разрушения в сентябре., $\kappa = -79,1$ тыс. км²/год, $R^2=0,79$

В эти периоды увеличивалась повторяемость, а следовательно, и длительность антициклонических типов атмосферной циркуляции – прежде всего типа №6 (аналогичного арктическому диполю), типа №4 (аналог арктического колебания в отрицательной фазе) и тип №3 (Рисунок 2.7, а). В указанные периоды уменьшения суммарной площади льда усиливается вынос льда из СЛО через пролив Фрама под действием антициклонических типов атмосферной циркуляции №3,4,6. Ранее увеличение выноса льда из СЛО отмечалось в работе [Wang et al., 2009] для климатических состояний атмосферной циркуляции, характеризующихся АД и АК в период ее отрицательной фазы.

Современная фаза климата Арктики характеризуется прежде всего ростом приземной температуры воздуха, уменьшением площади ледяного покрова и ростом уровня СЛО. В Арктике рост температуры воздуха почти в два раза больше, чем в среднем по всему миру (Арктическое усиление), которое по

сути является механизмом глобальной климатической системы со множеством взаимосвязанных причин, действующих по спектру пространственных и временных масштабов. Для СЛО это проявляется в изменении объема морского льда, сокращения его площади, потоков тепла и влаги между океаном и атмосферой, переноса тепла в атмосфере и океане и других эффектах. Как ожидается, Арктическое усиление будет возрастать в ближайшие десятилетия, поскольку сезон таяния морского льда удлиняется, что будет приводить к изменениям океанической и атмосферной циркуляции, изменению пресноводного баланса Арктики.

Нами исследовалась межгодовая изменчивость ПТВ в Арктическом регионе за период 1979–2017 гг. на основе использования данных ре-анализа ERA-Interim. Построены карты средних значений ПТВ, СКО и коэффициентов линейного тренда. Полученные оценки сопоставляются с данными наблюдений, и с влиянием процессов крупномасштабной циркуляции атмосферы [Lemeshko et al., 2019]. Минимальный положительный тренд $0-0,01$ °C/год в арктическом секторе Атлантики, восточной части России и северных окраинах США и Канады (Рисунок 2.12). Максимальные положительные тренды $0,16-0,18$ °C/год выделяется на северо-востоке Баренцева море и в секторе Ледовитого океана $30^{\circ}-90^{\circ}$ в.д., $76^{\circ}-84^{\circ}$ с. ш.; значения $0,1-0,12$ °C/год охватывают почти всю российскую часть Арктики. При этом в самом Баренцевом море как в переходной зоне от области минимальных трендов к области их максимальных значений выделяются семь зональных зон с постепенным увеличением значений коэффициента положительного линейного тренда приповерхностной температуры воздуха (Рисунок 2.12). Сравним полученные оценки средних значений, СКО и линейных трендов с результатами других исследователей. Анализ аномалий зонально-осредненной приповерхностной температуры воздуха, полученной из наблюдений, для области $30^{\circ}-90^{\circ}$ с. ш. за период 1890–2000 гг. показал, что увеличение температуры за последние двадцать лет XX века составило $1,2$ °C/20 лет [Johannessen O.M. et al., 2004], или $0,06$ °C/год по нашей шкале на Рисунке 2.12 [Lemeshko et al., 2019].

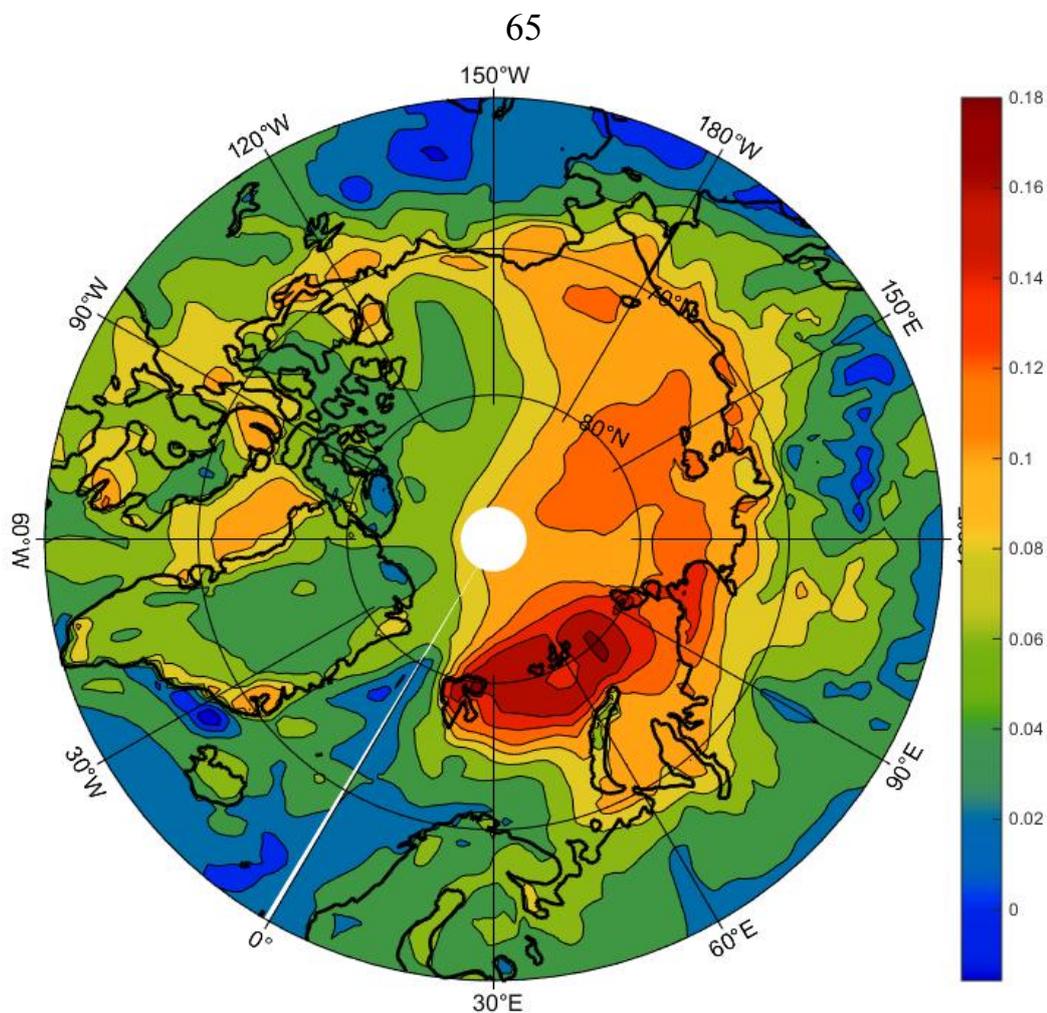


Рисунок 2.12 – Карта коэффициентов линейного тренда приповерхностной температуры воздуха за период 1979-2018 гг., ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$)

Максимум увеличения температуры составил $3^{\circ}\text{C}/20$ лет (или $0,15^{\circ}\text{C}/\text{год}$) и располагался севернее Новой Земли (Рисунок 2.12). В Баренцевом море тренд составил около $0,05^{\circ}\text{C}/\text{год}$. По данным наблюдений было зафиксировано также потепление в первой половине двадцатого века в 1920–1939 гг., которое было ограничено высокими широтами, с положительным трендом $0,05\text{--}0,10^{\circ}\text{C}/\text{год}$, в то время как последнее потепление распространяется почти на все полушарие и с большими значениями коэффициентов тренда.

Сравнивая выделенные типы атмосферной циркуляции (Рисунок 2.2–2.5) с расположением областей максимальных и минимальных значений трендов температуры поверхности моря (Рисунок 2.12) можно сделать вывод, что эти области тесно связаны с колебаниями общей циркуляции атмосферы и с

изменением продолжительности каждого типа циркуляции, характеризующегося изменчивостью сезонного (Рисунок 2.6) и годового индексов (Рисунок 2.7, а), что согласуется с результатами других исследований [Кононова и др., 2017]. Следует отметить, что построенные композитные карты поверхностной температуры для каждого из шести выделенных типов атмосферной циркуляции согласуются с соответствующими композитными картами для ТПМ, льда и все приведены в Приложении А. На Рисунке 2.13 представлена композитная карта распределения приповерхностной температуры воздуха за период существования циклонического типа №5 циркуляции атмосферы (Рисунок 2.9, а). Зональное распределение приповерхностной температуры воздуха (Рисунок 2.13) и более высокие значения температуры 0-10 °С над Норвежским, Баренцевым и Карским морями соответствуют циклоническому типу атмосферной циркуляции и связанному с ним распределению температуры поверхности моря (Рисунок 2.9, б) и площади льда (Рисунок 2.9, в). Для антициклонического типа атмосферной циркуляции и соответствующего ему пространственному распределению температуры поверхности моря и льда (Рисунок 2.10) область положительных значений приповерхностной температуры воздуха 0–5 °С сдвинута к западу (Рисунок 2.14) [Lemeshko et al., 2019].

Полученные оценки увеличения приповерхностной температуры воздуха согласуются как с данными наблюдений, так и с результатами численных экспериментов совместной климатической модели системы атмосфера–океан–лед ЕСНАМ4/ОРУС [Johannessen O.M. et al., 2004]. Однако по сравнению с 1980–1999 гг. отмечаются большие значения коэффициентов линейного тренда, с максимумами до 0,18 °С/год, которые охватывают более обширную чем в период 1980–1999 гг. область 30°–90° в. д., 76°–84° с. ш., включая северо-восточную часть Баренцева моря.

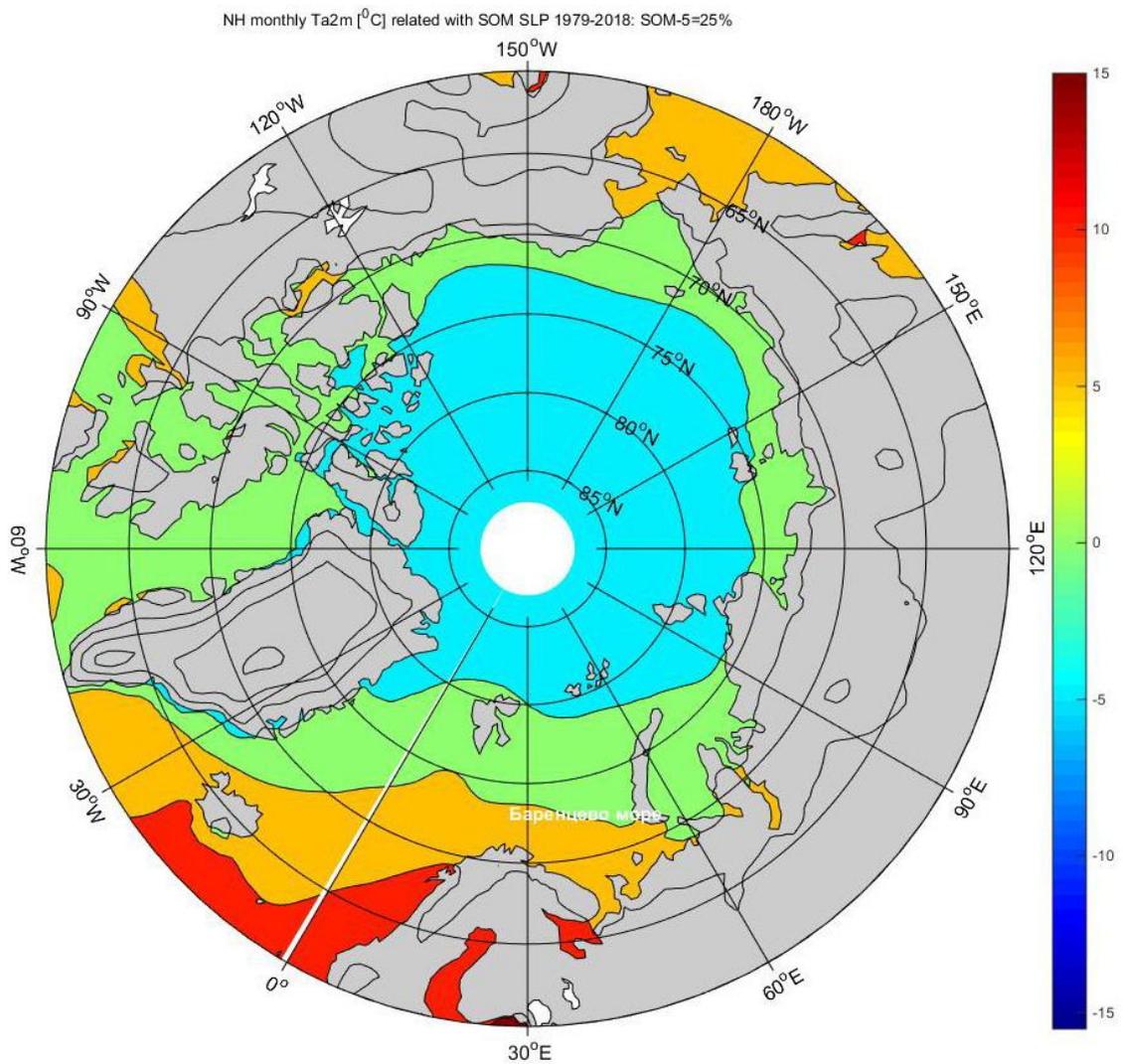


Рисунок 2.13 – Композитная карта распределения приповерхностной температуры воздуха за период существования циклонического типа №5 циркуляции атмосферы в 1979-2018 гг., ($^{\circ}$ C)

Выводы к главе 2

1. Выполнена типизация режимов циркуляции атмосферы в Арктике на основе предложенного метода построения самоорганизующихся карт приземного давления. Для период 1979–2018 гг. выделено шесть типов: циклонический, два антициклонических и три смешанных типа.

2. Предложены индексы сезонной, межгодовой повторяемости типов и суммарный индекс циркуляции атмосферы P_{SOM} , позволяющие исследовать

временную изменчивость режимов циркуляции атмосферы на сезонных и межгодовых масштабах.

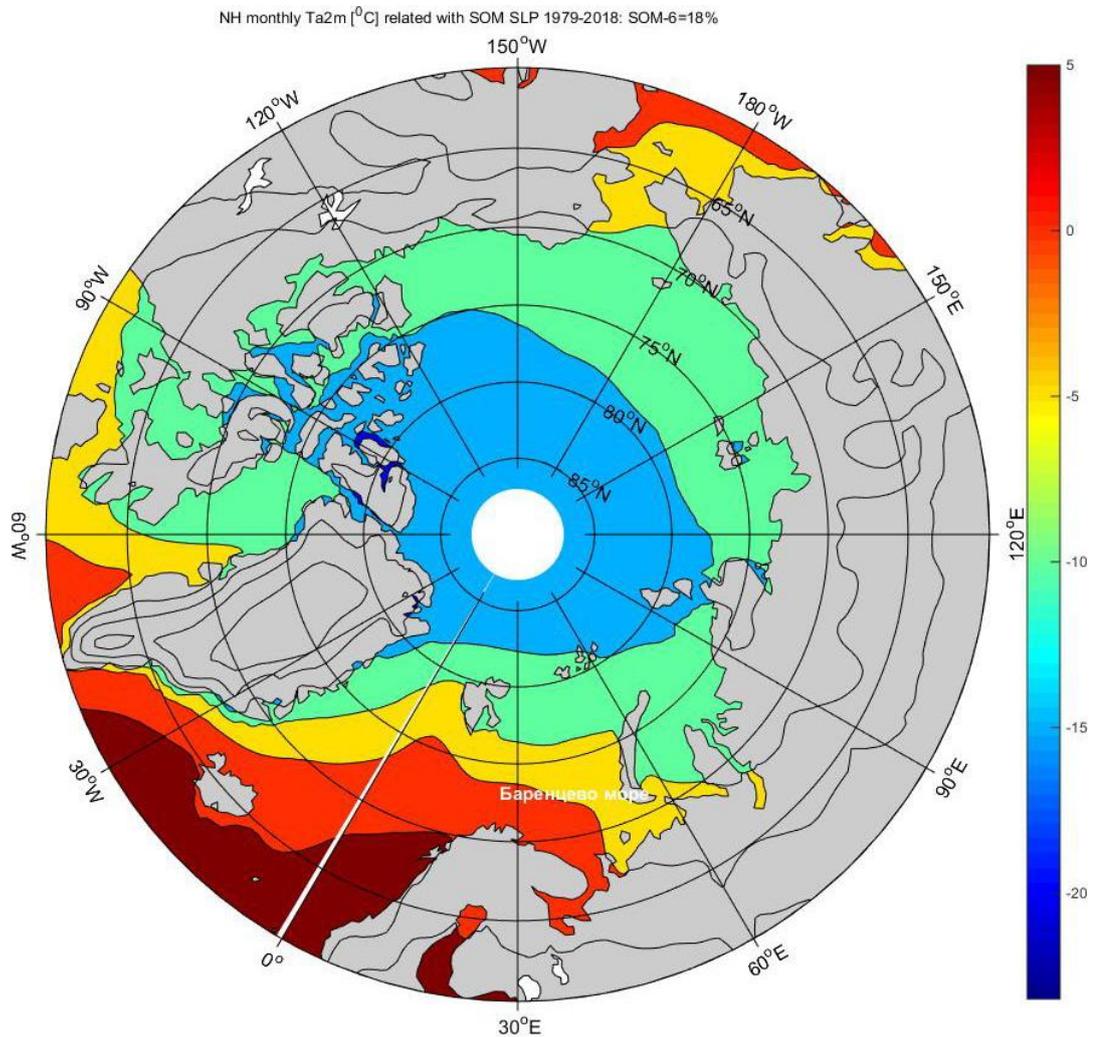


Рисунок 2.14 – Композитная карта распределения приповерхностной температуры воздуха за период существования антициклонического типа №6 циркуляции атмосферы в 1979-2018 гг., ($^{\circ}$ C)

Следует отметить, что в летний сезон доминирует циклонический режим циркуляции, который в июне представлен двумя типами карт №5 с повторяемостью до 60% и тип №6 с повторяемостью до 40%, которая описывает диполь циклон - антициклон, а в осенний период преобладают смешанные типы циркуляции - №3 с повторяемостью 40–55% и тип №6 до 20% , в зимний период декабрь-февраль преобладают антициклонические типы №4, №6 или смешанные

типы циркуляции с преобладанием антициклонической циркуляции типы №1,2,3; в весенний сезон преобладает антициклонический тип №6 с максимальной повторяемостью в мае до 60%.

3. Предложен композитный метод расчета присоединенных карт гидрометеорологических параметров, позволяющий оценивать влияние на их распределение выделенных типов атмосферной циркуляции.

Выделены режимы изменчивости площади распространения морского льда, температуры воздуха, температуры поверхности моря в зависимости от типа атмосферной циркуляции с помощью предложенного композитного метода:

- циклонический тип №5 приземного давления над Арктикой за 1979–2018 гг. с повторяемостью 25% влияет на распределение температуры поверхности моря, которое для этой композитной карты демонстрирует увеличение поступления теплых атлантических вод в Баренцево море и далее в центр океана, что также проявляется в уменьшении площади морского льда на его композитной карте.

- антициклонический тип №4 приземного давления с повторяемостью 15% и соответствующая ему композитная карта ТПМ, наоборот, характеризуют уменьшение поступления теплых атлантических вод в Баренцево море, что проявляется в значительном увеличении площади морского льда.

- композитные карты площади распространения морского льда, температуры воздуха, температуры поверхности моря для остальных типов атмосферной циркуляции приведены в Приложении А.

4. Корреляция суммарного индекса циркуляции атмосферы P_{SOM} и индекса АК равна 0,85, индекс P_{SOM} является обобщением индексов арктического колебания и арктического диполя с учетом других типов циркуляции атмосферы.

Результаты исследований, представленные во второй главе диссертации, опубликованы в [Лемешко, 2020а; Лемешко, 2021б; Лемешко и др., 2016; Lemeshko et al., 2018, 2019; Lemeshko, 2019a].

ГЛАВА 3 ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА И ТЕЧЕНИЙ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ДАННЫХ АЛЬТИМЕТРИИ И ГРАВИМЕТРИИ

3.1 Характеристики изменчивости уровня и поверхностных геострофических течений

В настоящее время для Арктики достигнут прогресс в обработке альтиметрической информации и повышения ее точности, а запуск спутников Envisat и CryoSat-2 позволил увеличить площадь покрытия в высоких широтах до 89° с.ш. [Rose et al., 2019; Llovel W. et al., 2019]. В работе использовались массивы месячных данных аномалий уровня моря за 1992–2018 гг. [Архив ARCTIC SEALEVEL] в зоне 66° – 82° с.ш. с разрешением сетки $0,25 \times 0,50$ градусов; динамической топографии океана и поверхностных геострофических скоростей за 2003–2014 гг. с разрешением $0,25 \times 0,75$ градусов, предоставленные Centre for Polar Observation and Modelling, (CPOM) University College London [Архив CPOM], и в зоне 66° – 89° с. ш. с разрешением 20 км за период 2011–2020 гг. При обработке сигнала радаров, использующихся на спутниках для дистанционного зондирования уровня океана, используется ряд геофизических коррекций на прохождение сигнала в ионосфере и тропосфере Земли, влияния барометрического вклада атмосферы ("обратный" барометр) и океанских приливов [Armitage et al., 2016; Rose et al., 2019]. В результате при месячном осреднении альтиметрических данных по уровню океана достигается погрешность $\pm 1,1$ см, а при осреднении за год $\pm 0,9$ см [Armitage et al., 2016]. Использование новых данных альтиметрии как для районов СЛО, покрытых льдом, так и для открытой ото льда акватории, позволили получить оценки динамической топографии для СЛО южнее 89° с. ш. Описание методики расчета уровня моря по данным альтиметрии для районов океана, покрытых льдом, приводится в работах [Kwok et al., 2011, 2016; Rose et al., 2019; Doglioni et al., 2021]. Сравнение данных альтиметрии с измерениями уровня моря на уровне

постах показало их высокую коррелированность: средний коэффициент корреляции для Баренцева моря в периоды открытой воды составил 0,89 [Armitage et al., 2018], для Норвежского моря – в среднем 0,86 [Rose et al., 2019]. Было установлено, что поверхностные геострофические скорости, рассчитанные по абсолютной динамической топографии, находятся в достаточно хорошем соответствии с данными измерений течений на автономных буйковых станциях. Например, для района моря Бофорта среднеквадратичные отклонения разницы значений модуля геострофических скоростей по данным альтиметрии и измерений скоростей на автономных буйковых станциях за 2005–2008 гг. составили $\sim 1\text{--}2$ см/с [Armitage et al., 2018, Doglioni et al., 2021].

Нами были рассчитаны коэффициенты линейных трендов среднего уровня СЛО и Мирового океана, которые приведены в сравнении с результатами других авторов в Таблице 3.1. Оценки линейных трендов среднего уровня СЛО по данным береговых постов дают меньшие значения, чем для среднего уровня Мирового океана. Оценки же трендов по спутниковым данным выше, чем по уровенным постам (Таблица 3.1). По данным альтиметрии [Архив ESA] был рассчитан средний уровень Мирового океана при этом исключен барометрический вклад атмосферы ("обратный" барометр), а по данным GRACE [Архив GRACE] средний манометрический уровень Мирового океана, из обоих рядов исключен сезонный ход. Полученная оценка линейного тренда уровня МО за 1993–2018 гг. составила $3,15 \pm 0,20$ мм/год при 68%-ном доверительном интервале (ДИ) [Лемешко и др., 2020] и согласуется с оценками других авторов [Llovel et al., 2019], приведенными в (Таблица 3.1). Следует отметить увеличение линейного тренда на 0,8 мм/год за 2004–2015 гг. в сравнении с 1993–2004 гг. Оценка линейного тренда средней манометрической компоненты уровня Мирового океана по данным GRACE за 2002–2018 гг. составила $2,13 \pm 0,12$ мм/год при 68%-ном ДИ [Лемешко и др., 2020].

Для валидации данных альтиметрии с уровнем моря на береговых постах акватория СЛО была разделена на отдельные сектора (Рисунок 3.1), в каждом из которых выделяются характерные гидрологические структуры и

Таблица 3.1 – Оценки трендов среднего уровня океана и его составляющих по данным разных авторов и настоящего исследования

№	Параметры	Оценки тренда, мм/год		
		[Church et al., 2011, Chambers D.P. et al., 2017]	[Llovel et al., 2019]	[Лемешко, 2020]
1	Уровень Мирового океана, альтиметрия (сезонный сигнал отфильтрован), 1993-2018 гг.	$3 \pm 0,4$ $3,35 \pm 0,4$	$3,3 \pm 0,4$	$3,15 \pm 0,2$
2	Уровень Мирового океана по данным уровенных постов в XX веке.	$1,9 \pm 0,4$	$1,7 \pm 0,2$	-
3	Манометрический уровень Мирового океана (сезонный сигнал отфильтрован), GRACE, 2002-2018 гг.	$2,1 \pm 0,3$	$1,6 \pm 0,16$	$2,13 \pm 0,12$
4	Уровень Северного Ледовитого океана по данным альтиметрии за 1992-2018 гг.	$1,54 \pm 0,27$	$1,85 \pm 0,25$	$2,22 \pm 0,4$

элементы циркуляции, которые будут рассмотрены ниже. Для каждого сектора нами были выбраны данные уровня океана из базы данных Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) [Архив PSMSL], которые затем были скорректированы на эффект обратного барометра для сравнения с альтиметрией, для чего

использовались данные ре-анализа ERA-Interim для Северного полушария в полосе 60-90° с.ш. с разрешением по пространству 0,125 градуса за 1979–2018 гг. Результаты сравнения данных сведены в Таблице 3.2 с указанием местоположения уровенного поста, количества месяцев наблюдений, СКО разницы уровня моря по данным поста и ближайшем к его положению узлу данных альтиметрии, их взаимная корреляция. СКО и корреляция рассчитывались до и после гляциоэвстатическую коррекции, поправки по вертикальным смещениям земли брались из базы [Архив VESL], описание методики расчета поправок и их валидации приведены в работе [Caron et al., 2018]. Поправки на гляциоэвстатическую коррекцию уровня улучшили СКО и оценки корреляций (Таблица 3.2) только для станций, расположенных в I секторе и частично во II секторе (Рисунок 3.1), для III сектора СКО и корреляции между данными остались без изменения (Таблица 3.2). Самые высокие корреляции до 0,8-0,9 и минимальные СКО ~ 5,1 см оказались для I сектора на Шпицбергене и в Баренцевом море, где большую часть года отсутствует лед. Самые низкие корреляции во II секторе 0,36 в море Лаптевых и 0,52 в Карском море, где зимой наблюдается лед, таким образом, в данных много пропусков в измерениях уровня океана (Таблица 3.2). Несмотря на неоднородность размещения постов и пропуски в данных, линейный тренд среднего уровня по данным 71 берегового поста в российском секторе Арктики составляет $1,85 \pm 0,33$ мм/год в период 1954–1989 гг. для области 68–82° с. ш. [Proshutinsky et al., 2004], что хорошо согласуется с оценкой за тот же период для среднего уровня Мирового океана ($1,8 \pm 0,3$ мм/год) [Church et al., 2011]. По результатам сравнения (Таблица 3.2) и обзора работ по валидации уровня по данным альтиметрии и других уровенных постов, и по валидации рассчитанных по спутниковой абсолютной динамической топографии поверхностных геострофических течений с инструментальными измерениями скорости течений [Peacock et al., 2004; Armitage et al., 2016; Carret et al., 2017; Proshutinsky et al., 2019; Rose et al., 2019; Doglioni et al., 2023] следует, что данные альтиметрии адекватно описывают изменчивость уровня и

поверхностных геострофических течений СЛО, включая области океана, покрытые льдом.

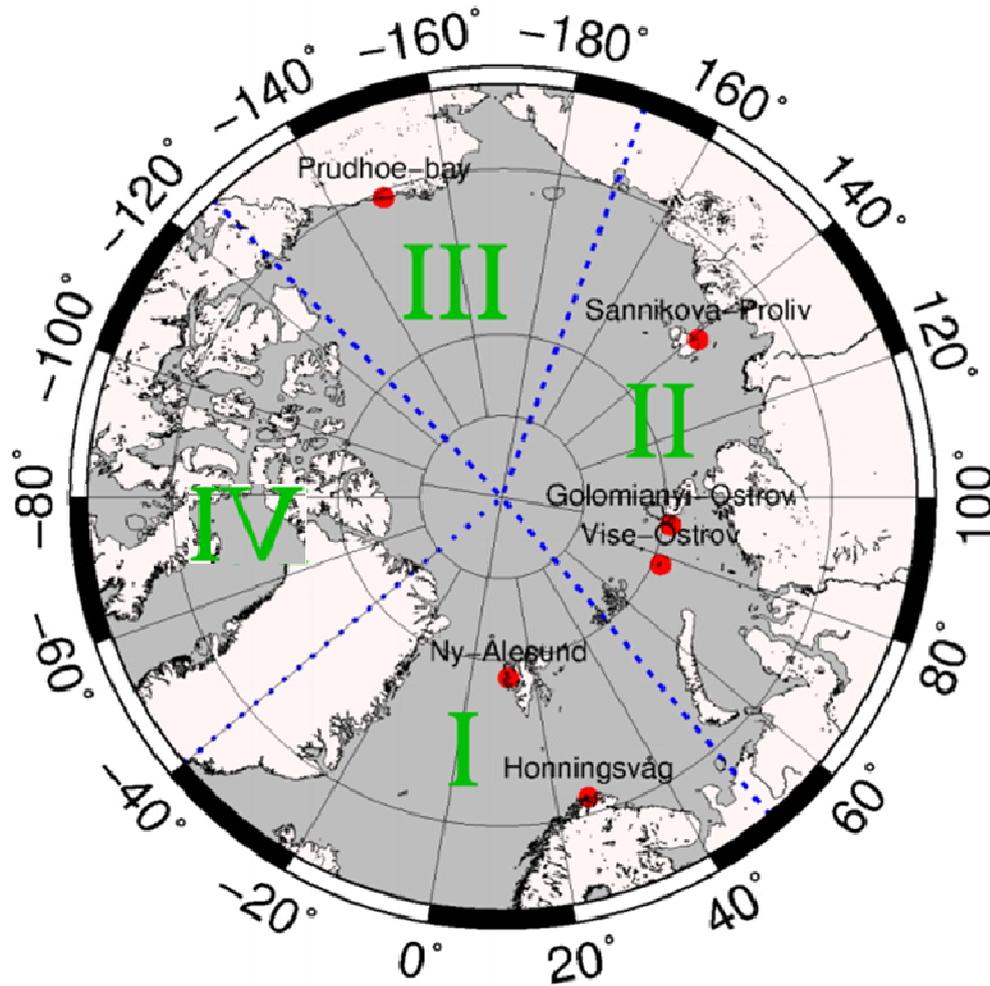


Рисунок 3.1 – Выбор положения уровенных постов для валидации альтиметрии по данным береговых наблюдений из базы PSMSL [Rose et al., 2019]

Спутниковая альтиметрия дает представление о пространственной изменчивости уровня СЛО для области 66° - 82° с.ш. начиная с 1992 г. В работе [Svendsen et al., 2016] реализовали идею реконструкции уровня по всей акватории СЛО, используя представления о пространственной изменчивости уровня океана по данным альтиметрии и временную изменчивость уровня океана по данным уровенных постов по всему побережью СЛО. В результате была получена реконструкция уровня океана за 1950-2012 гг. [Архив ARCTIC SEALEVEL] [Svendsen et al., 2016], по которому нами была рассчитаны карты среднегодового уровня (Рисунок 3.2) и линейного тренда (Рисунок 3.3).

Таблица 3.2 – Сравнение данных уровенных постов со спутниковой альтиметрией за 1993-2018 гг. для секторов на Рисунке 3.1. Указаны СКО и корреляции до и после гляциоэвстатической коррекции

Уровенный пост: сектор, расположение	Кол-во месяцев наблюдений	СКО (до коррекции), (см)	Корреляция (до коррекции)	СКО, (см) (после коррекции)	Корреляция (после коррекции)
I: Ny Alesund	312	7,15	0,71	5,1	0,80
I: Honningsvåg	312	5,65	0,89	5,5	0,91
II: Остров Визе (Карское море)	216	10,9	0,52	10,1	0,52
II: Голомянный о-в (Карское море)	204	8,45	0,53	8,1	0,53
II: Пролив Санникова (море Лаптевых)	240	13,5	0,38	13,5	0,36
III: Prudnoe bay	264	11,4	0,54	11,4	0,54

На карте реконструированного уровня СЛО, осредненного за 1950–2012 гг. выделяется область отрицательных значений, соответствующая циклонической циркуляция в Норвежском, Баренцевом и Карском морях; и область положительных значений, соответствующая антициклоническому круговороту в море Бофорта и повышения уровня океана на арктическом шельфе восточнее 120° в.д. (Рисунок 3.2). Полученная нами оценка тренда среднего уровня СЛО по данным реконструкции составила $1,5 \pm 0,3$ мм/год за 1950–2010 гг. с учетом гляциоэвстатической коррекции [Svendsen et al., 2016]. Однако по пространству величины тренда уровня меняются неравномерно, изолиния 1,5 мм/год идет зонально примерно вдоль 78° с.ш. (Рисунок 3.3).

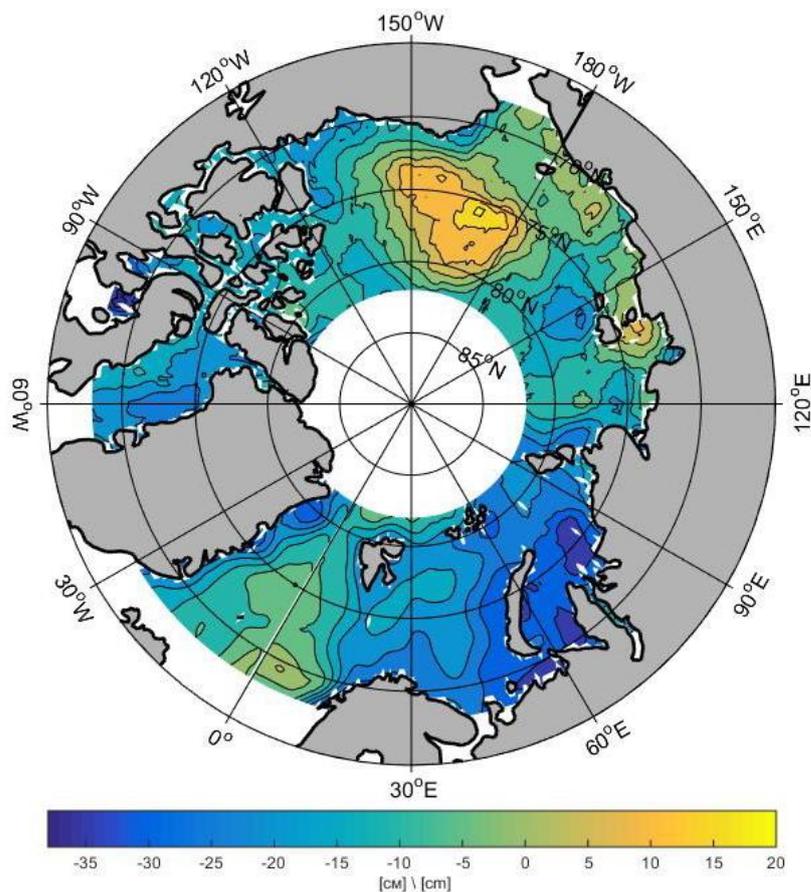


Рисунок 3.2 – Средний уровень СЛО по данным реконструкции за 1950–2012 гг. (см)

Отрицательные значения коэффициентов тренда занимают всю центральную часть океана, положительные занимают область южнее 78° с.ш. (Рисунок 3.3). Максимальные положительные коэффициенты тренда уровня океана до 4-5 мм/год приходятся на море Бофорта, положительные тренды до 2–4 мм/год выделяются для Берингова пролива и на арктическом шельфе восточнее 120° в. д. (Рисунок 3.3).

Уточнение характеристик межгодовой изменчивости уровня СЛО далее нами производилось по спутниковым альтиметрическим данным за 1992-2018гг, полученным для всего океана, включая покрытые льдом области [Архив ARCTIC SEALEVEL 2019]. Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда, рассчитанных нами для аномалий уровня океана по данным альтиметрии

1992–2018 гг., в целом аналогично Рисунку 3.3 (Рисунок 3.4, а). Среднее значение линейного тренда по акватории СЛО за 1992–2018 гг, включая области океана, занятые льдом, составило $2,2 \pm 0,4$ мм/год для 95% уровня значимости [Лемешко и др., 2020]. По данным альтиметрии коэффициенты положительных значений трендов увеличились по сравнению с оценками для реконструированного уровня за 1950-2012 гг., максимальные коэффициенты до 5-10 мм/год приходятся на круговорот Бофорта и 3-7 мм/год для районов Норвежского и Баренцева морей (Рисунок 3.4, а) [Лемешко и др., 2020, 2021]. При этом доверительный интервал для 95% уровня значимости для оценок коэффициентов линейного тренда минимален $\pm 0,15$ мм/год для области Северного, Норвежского и Баренцева морей, а максимален $\pm 0,4$ мм/год для Канадского бассейна (Рисунок 3.4, б).

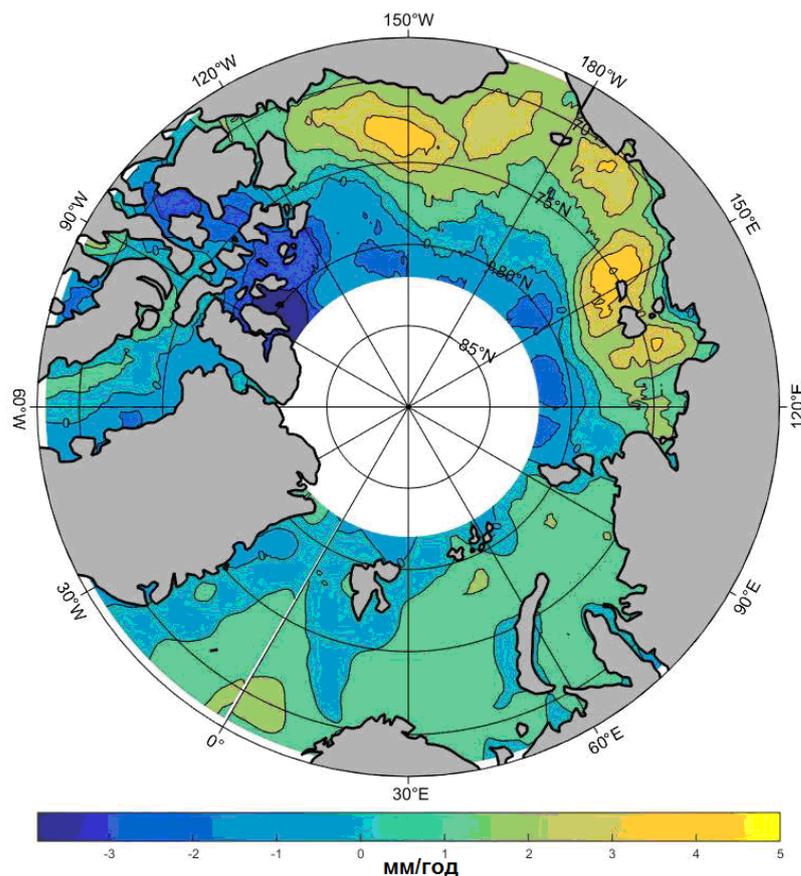


Рисунок 3.3 – Коэффициенты линейных трендов СЛО по данным реконструкции за 1950-2012 гг. после удаления сезонного сигнала (мм/год)

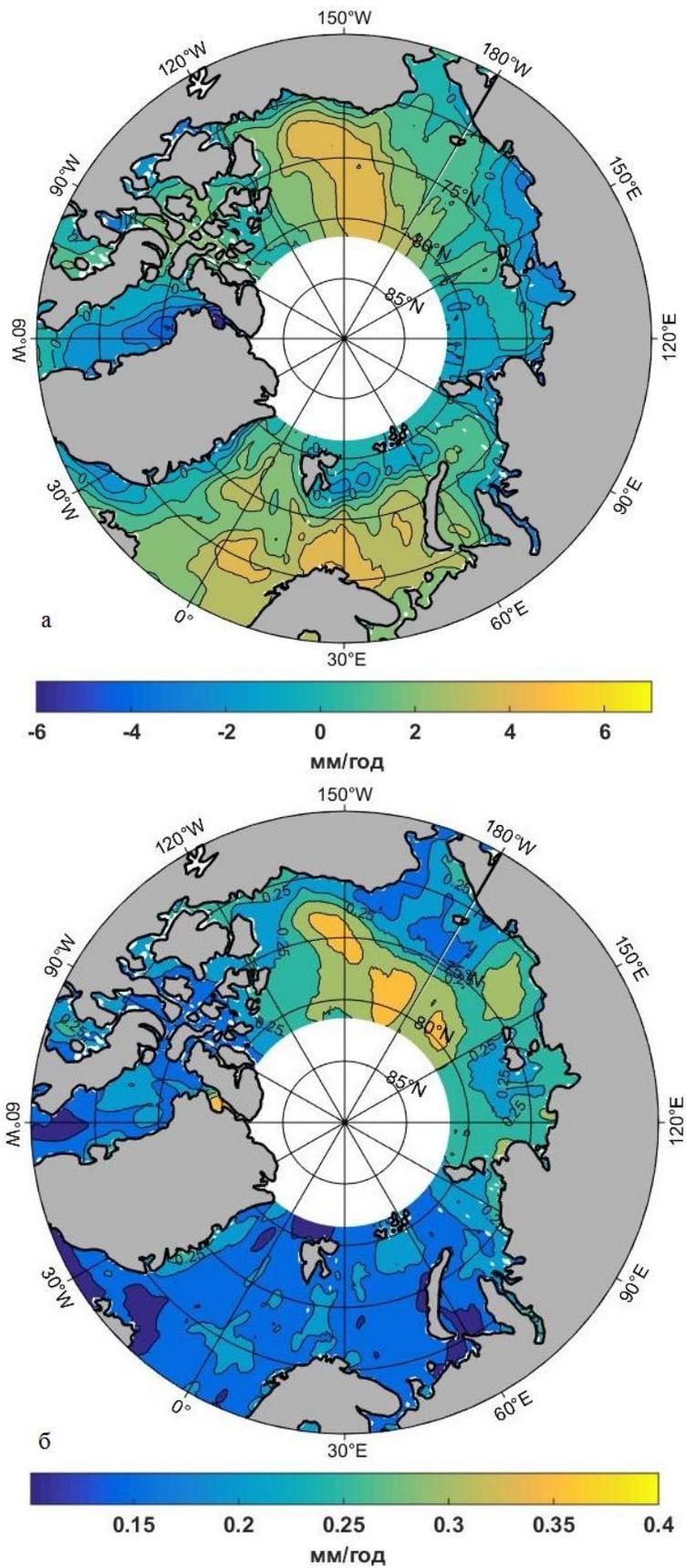


Рисунок 3.4 – Коэффициенты линейных трендов СЛЮ аномалий уровня моря по данным альтиметрии (SLA) за 1992–2018 гг. после удаления сезонного сигнала (а); доверительный интервал для 95% уровня значимости (б)

Для понимания какие элементы циркуляции океана соответствуют выделенным областям изменения тренда уровня необходимо анализировать поля абсолютной динамической топографии (АДТ). По среднегодовым значениям абсолютной динамической топографии по данным СРОМ и поверхностных геострофических течений за период 2003–2014 гг. нами выделены все известные элементы циркуляции СЛО: Норвежское течение, Западно-Шпицбергенское течение, Восточно-Гренландское течение, Трансарктическое течение, круговорот Бофорта (БК) (Рисунок 3.5, 1.2) [Лемешко и др., 2020; Лемешко, 2023].

На Рисунке 3.5 выделена область севернее 82° с.ш., область «слепого» пятна (СП), недоступную для альтиметрических наблюдений до 2011 года. Данные СРОМ за второй период 2011-2020 гг. позволили наконец оценить пространственно-временную изменчивость уровня океана и скоростей течений в «слепой» полярной зоне СЛО 82° - 89° с.ш. Данные за период 2011-2020 гг. имеют более высокое пространственное разрешение $25\text{км} \times 25\text{км}$ по сравнению с первым массивом СРОМ за 2003-2014 гг. Это позволило уточнить расположение Норвежского течения, Западно-Шпицбергенского течения, Восточно-Гренландского течения и Трансарктического течения, особенно в районе области «слепого» пятна (Рисунок 3.6) [Лемешко, 2023].

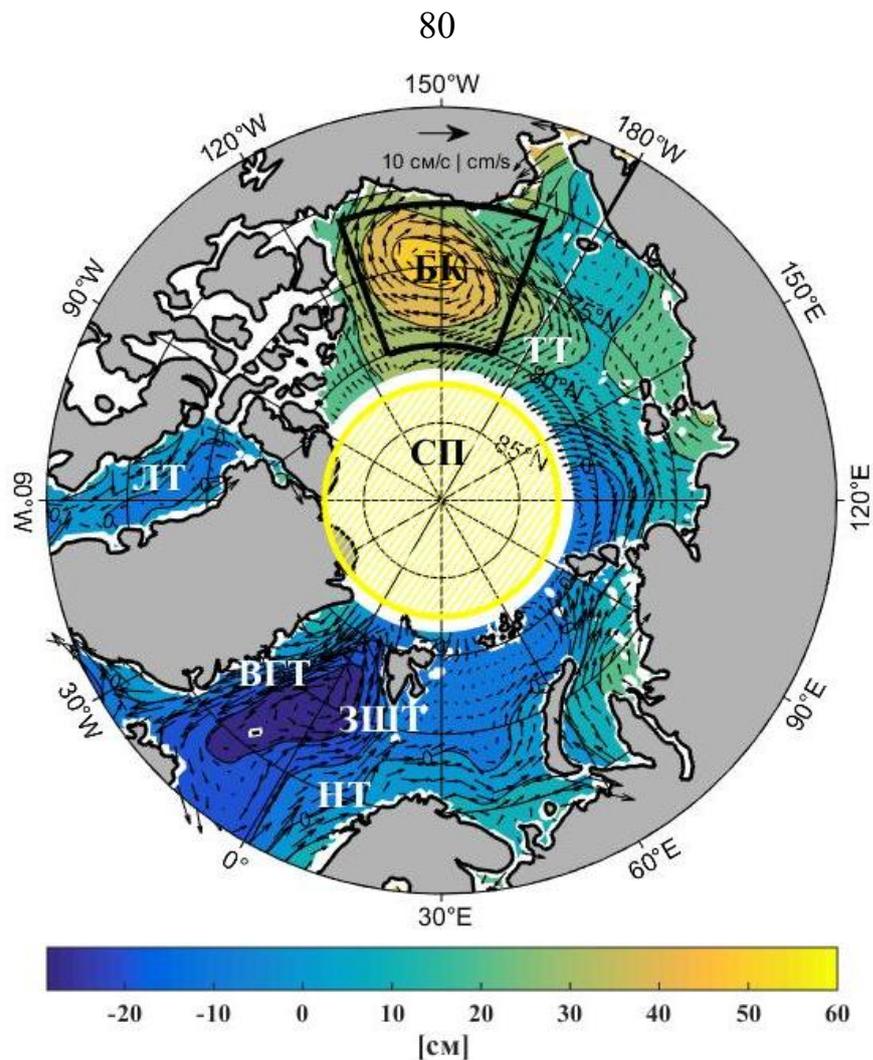


Рисунок 3.5 – Среднегодовое поле абсолютной динамической топографии (см) и геострофических скоростей течений (см/с) по данным СРОМ за 2003–2014 гг. *НТ*– Норвежское течение, *ЗШТ*– Западно-Шпицбергенское течение, *ВГТ*– Восточно-Гренландское течение, *ЛТ* – Лабрадорское течение, *ТТ*–Трансарктическое течение, *БК* - Бофорта круговорот. *СП* - область «слепого» пятна альтиметрии до 2011 г.

По данным за 2011-2020гг. в сравнении со схемой течений за 2003-2014 гг. (Рисунок 3.5) стало более детально выделяется формирование Трансарктического течения на северной границе Восточно-Сибирского моря и поступление с востока через Берингов пролив тихоокеанских вод, их дальнейшее распространение через область «слепого» пятна (Рисунок 3.6) [Лемешко, 2023, 2023а].

Сравнение рассчитанных нами диаграмм распределения модуля скорости поверхностных геострофических течений для 2003-2014гг. и 2011-2020гг.

показывает, что во втором периоде максимум распределения скоростей увеличился для значений 3 см/с и увеличилось число распределения значений модуля скорости в диапазоне 8-12 см/с.

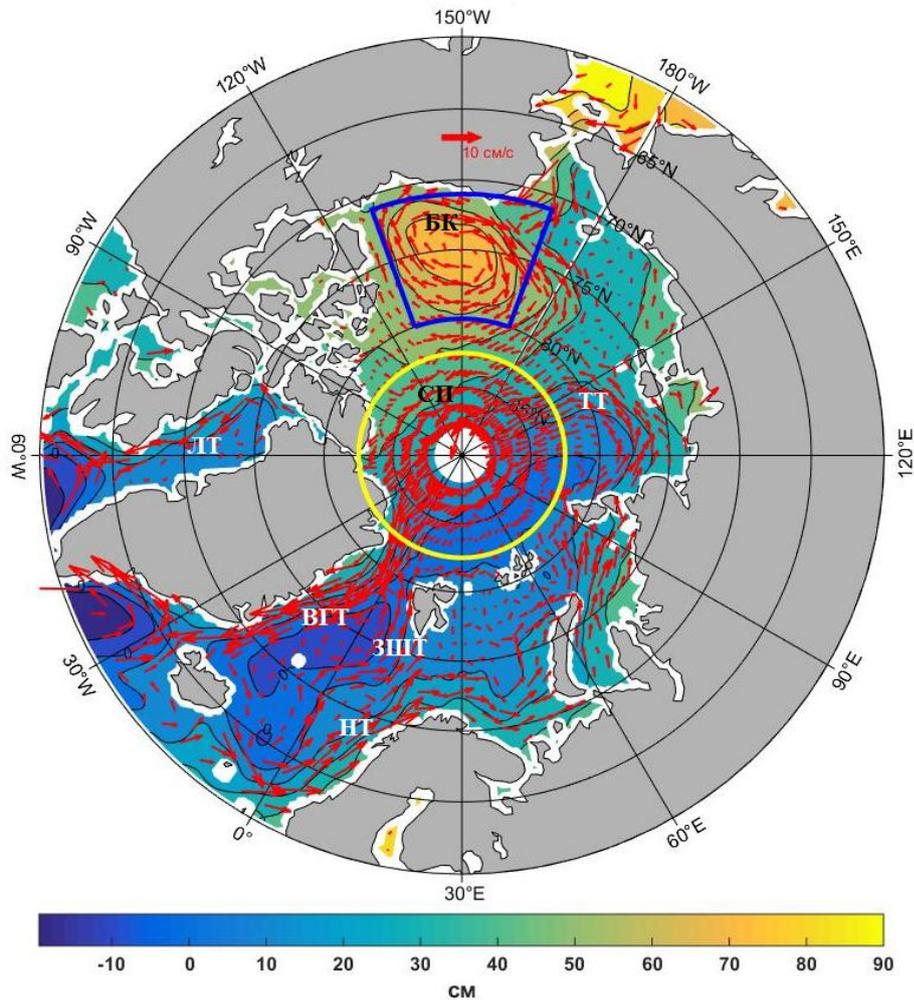


Рисунок 3.6 – Среднегодовое поле абсолютной динамической топографии (см) и геострофических скоростей течений (см/с) по данным СРОМ за 2011-2020 гг. *НТ*– Норвежское течение, *ЗШТ*– Западно-Шпицбергенское течение, *ВГТ*– Восточно-Гренландское течение, *ЛТ* – Лабрадорское течение, *ТТ*–Трансарктическое течение, *БК* - Бофорта круговорот. *СП* - область «слепого» пятна альтиметрии до 2011 г.

Проведенный нами пространственный анализ распределения тренда абсолютной динамической топографии по акватории СЛО выявил следующие закономерности. Максимум положительного тренда за 2003-2014 гг. достигал $2 \pm$

0,21 см/год и был локализован в районе моря Бофорта 75°-80° с.ш. и 145°-180° з.д. (Рисунок 3.7, а) [Лемешко, 2023, 2023а].

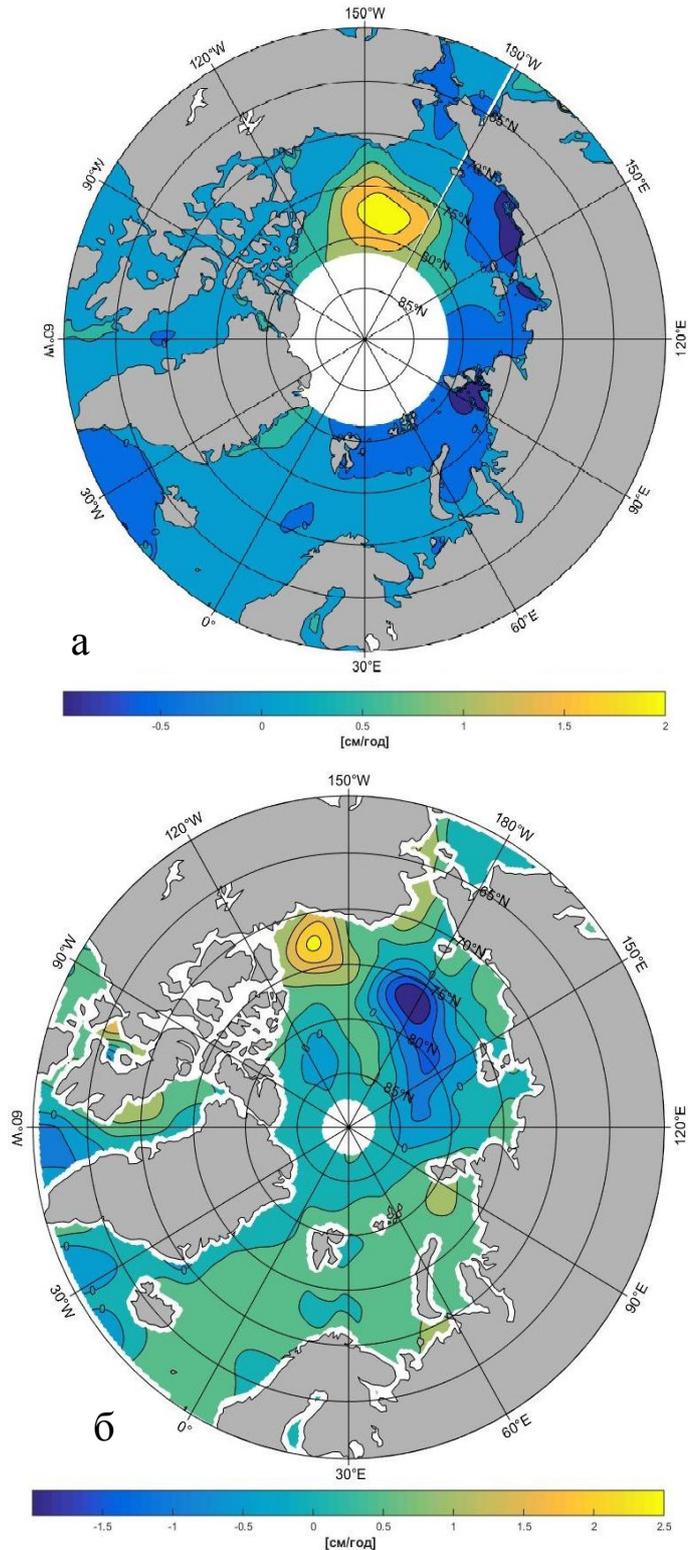


Рисунок 3.7 – Карты трендов абсолютной динамической топографии по данным альтиметрии после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев: а) за 2003–2014 гг.; б) за 2011-2020 гг.

За следующее десятилетие 2011-2020 гг. максимум был около 2,5 см/год и смещен южнее к берегу и западнее 70° - 75° с.ш. и 130° - 150° з.д. (Рисунок 3.7, б). Минимум отрицательного тренда за 2003-2014 гг. до минус 1 см/год расположен на шельфе Карского и Восточно-Сибирского моря, тогда как за период 2011-2020 гг. минимум до минус 2 см/год смещен севернее 75° с.ш., а для области сибирского шельфа тренд становится положительным до 0.5 см/год (Рисунок 3.7). В этой же области отмечается значительная изменчивость – СКО уровня моря достигает максимума 10-12 см за тот же период. Следует отметить увеличение линейного тренда на 0,25 см/год за 2011–2020 гг. в сравнении с 2003–2014 гг. для района Норвежского, Баренцева и Карского морей и шельфа Канады (Рисунок 3.7) [Лемешко и др., 2021; Лемешко, 2023, 2023а].

Нами были рассчитаны карты сезонной изменчивости абсолютной динамической топографии, которые сравнивались для обоих массивов данных альтиметрии СПОМ. В целом наблюдается усиление интенсивности течений, круговорота Бофорта и других элементов циркуляции СЛО в зимний период с последующим уменьшением градиентов уровня океана и скоростей течений к летнему сезону (Рисунок 3.8, 3.9). Распределение уровня океана для января месяца для периода 2003-2014 гг. и второго периода 2011-2020 гг. аналогично. Более полное покрытие акватории СЛО данными альтиметрии и их более высокое разрешение по пространству во время второго периода позволили нам уточнить положение изолиний уровня океана, проходящих через район «слепого» пятна и соответствующих положению Трансарктического течения в зимний (Рисунок 3.8) и летний периоды (Рисунок 3.9) [Лемешко, 2023, 2023а].

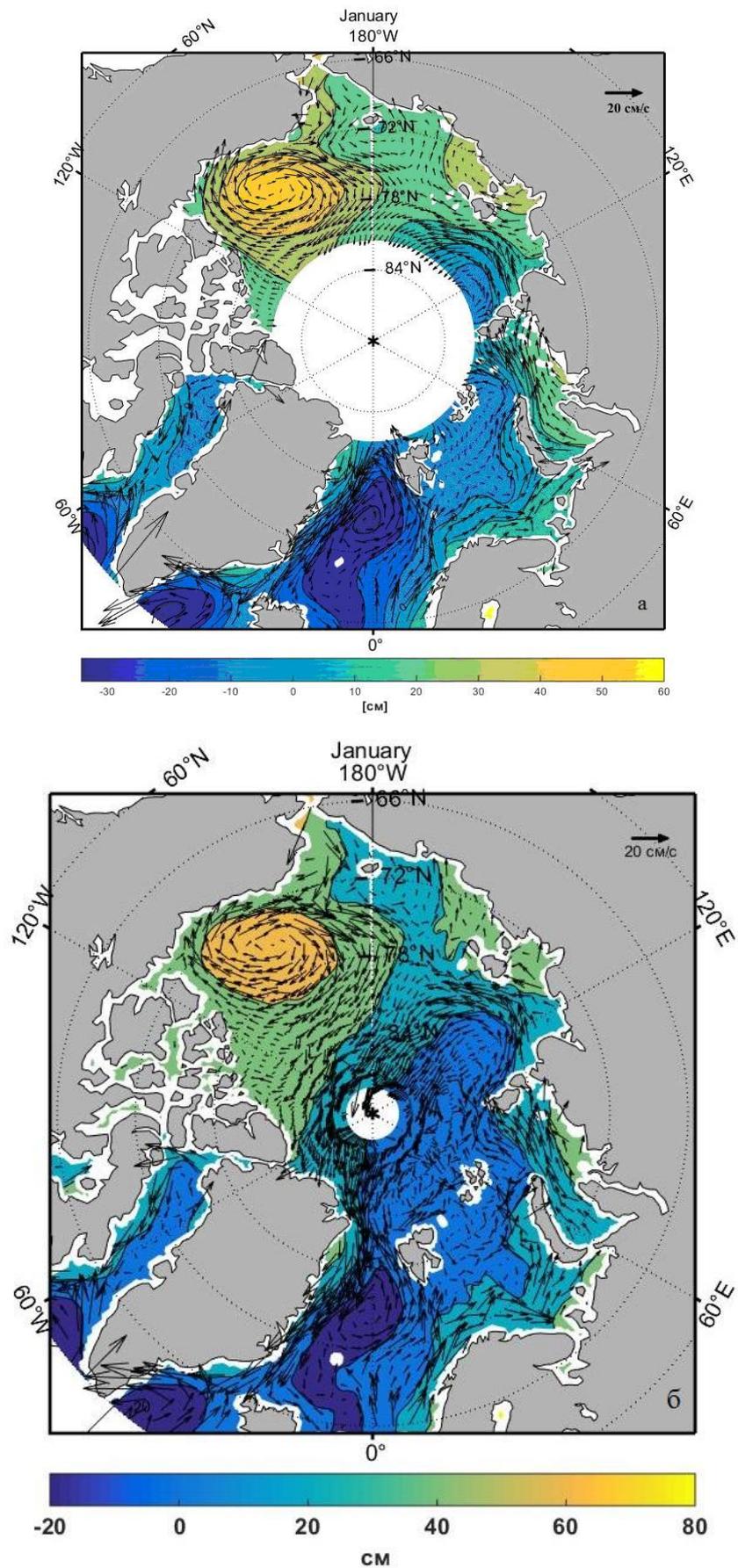


Рисунок 3.8 – Среднемноголетнее среднее значение абсолютной динамической топографии для января: а) за период 2003–2014 гг.; б) за период 2011–2020 гг.

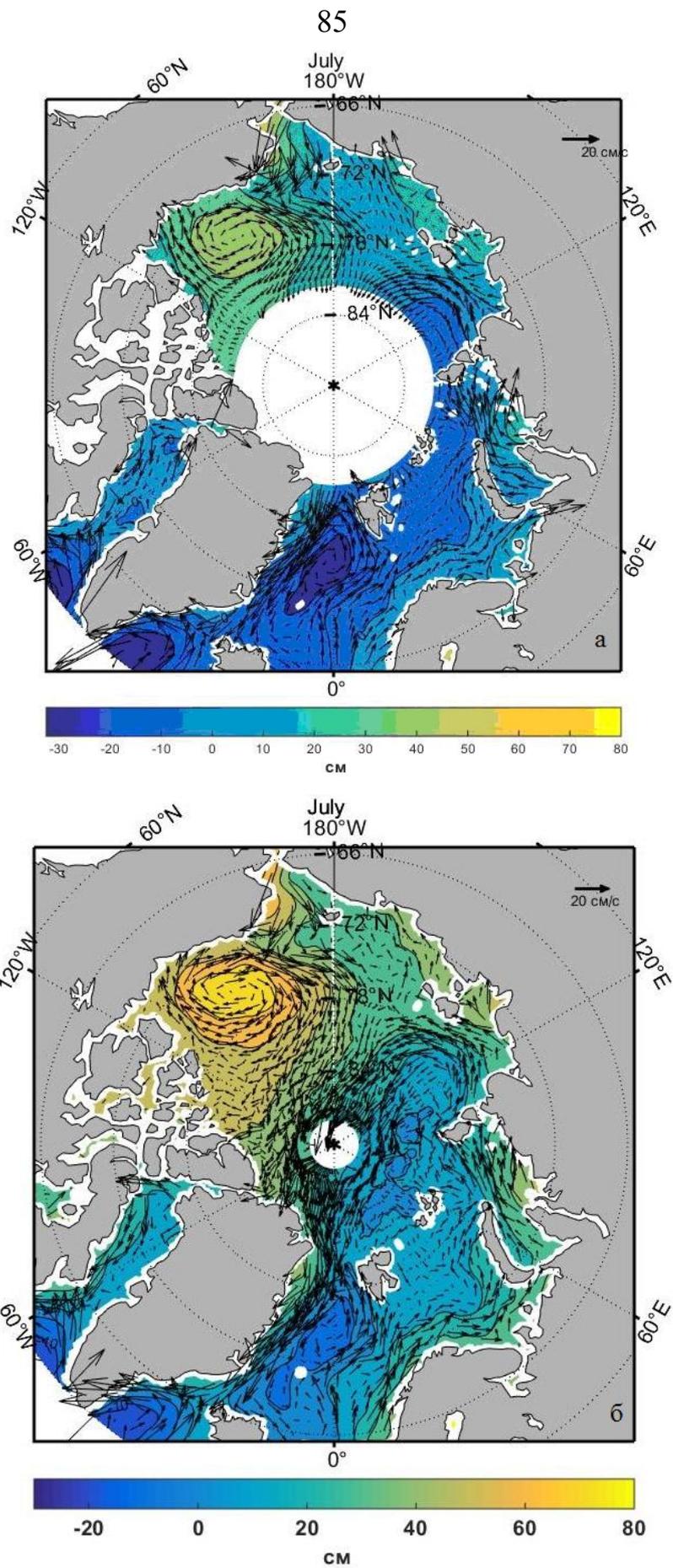


Рисунок 3.9 – Среднемноголетнее среднее значение абсолютной динамической топографии для июля: а) за период 2003–2014 гг.; б) за период 2011-2020 гг.

3.2 Влияние мезомасштабной динамики на оценку трендов уровня Северного Ледовитого океана

В СЛО наблюдается достаточно большое количество мезомасштабных вихрей с диаметром 5-15 км и характерным временем существования 5-30 суток [Timmermans et al., 2020]. В этой связи нас интересовал вклад мезомасштабной изменчивости в величину тренда уровня океана. Оценки инструментальных ошибок спутниковых наблюдений и применяемых коррекций для обработки данных альтиметрии достаточно подробно изложены в публикациях: средняя ошибка оценки линейного тренда 0,83 мм/год (от 0,78 до 1,22 мм/год); а ошибка оценки ускорения тренда составляет в среднем 0,063 мм/год² (от 0,057 до 0,10 мм/год²) [Prandi et al., 2021, Rose et al., 2019]. Для уточнения коэффициентов линейных и квадратичных трендов ("ускорения" линейных трендов) по данным альтиметрии нами применялась пространственно-временная фильтрация данных уровня для исключения влияния мезомасштабной динамики на оценки трендов [Лемешко, 2023а]. Фильтрация выполнялась следующим образом. В каждом узле сетки убирался сезонный ход и внутригодовая изменчивость фильтрацией скользящего среднего с шириной окна 12 месяцев. Высокочастотная пространственная изменчивость уровня, генерируемая мезомасштабными вихрями, может маскировать проявление крупномасштабной изменчивости уровня. Чтобы убрать этот высокочастотный шум от мезомасштабных процессов, применялась пространственная фильтрация гауссовским пространственным фильтром с шириной окна 3°x3°, общий подход разделения процессов по пространственно-временным масштабам представлен в [Forget et al., 2015]. В результате получены массивы коэффициентов линейного и квадратичного тренда, графически представленные на Рисунке 3.10 [Лемешко, 2023а]. Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда уровня моря, обусловленное крупномасштабной изменчивостью уровня моря, подобно карте трендов на Рисунке 3.4, а количественно ~ на 30-40% меньше, что объясняется примененной нами пространственно-временной фильтрацией шума.

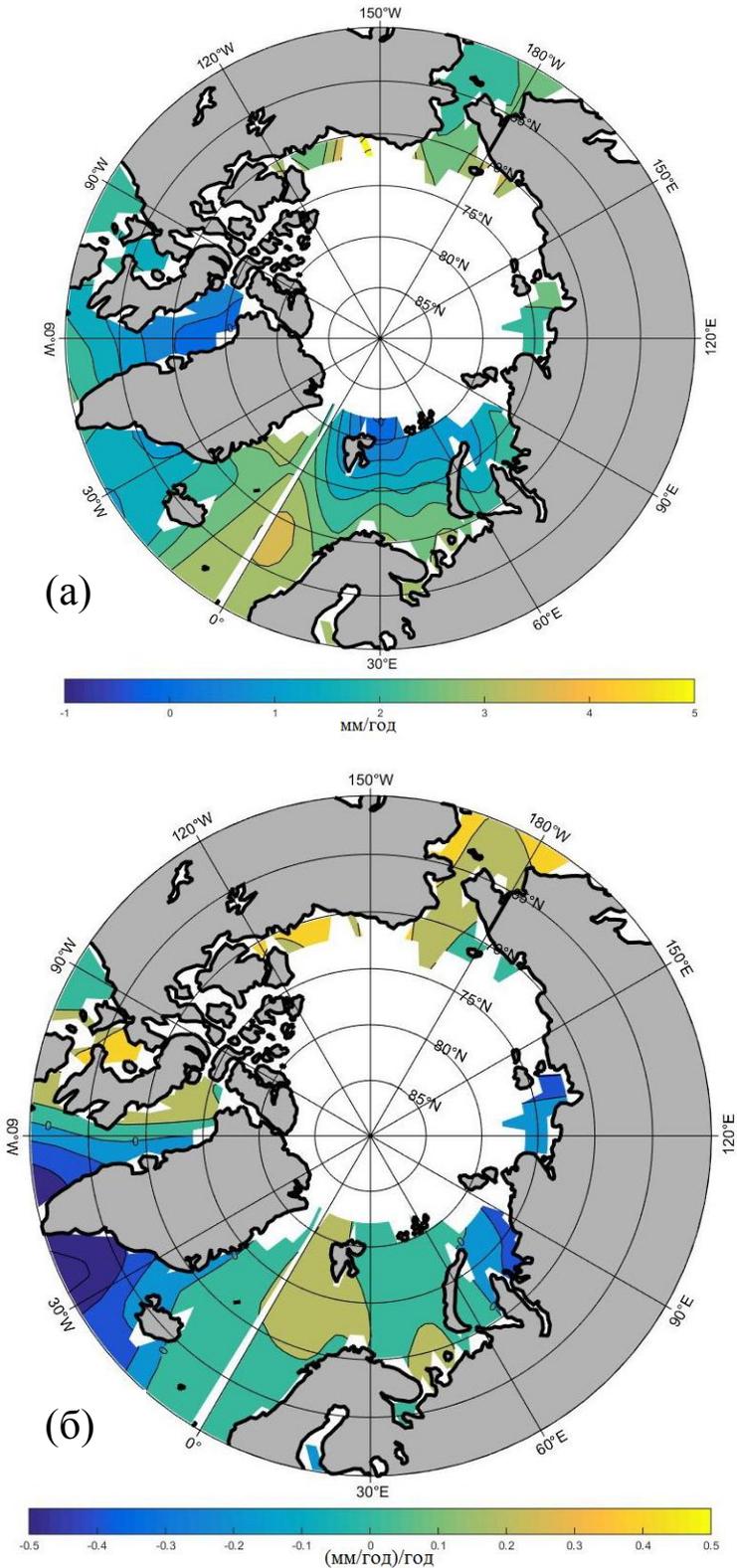


Рисунок 3.10 – Карты: (а) линейного (мм/год) и б) квадратичного коэффициентов тренда ("ускорения" тренда) аномалий уровня моря по данным альтиметрии после пространственной фильтрации с шириной окна $3^\circ \times 3^\circ$, [(мм/год)/год] за 1992-2018 гг.

Квадратичные коэффициенты тренда уровня моря, или "ускорение" тренда имеют отрицательные значения до минус $0,3 \text{ см/год}^2$ в Чукотском море и в центральной части Американо-Сибирского суббассейна СЛО, до минус $0,1 \div 0,2 \text{ см/год}^2$ в Норвежском, Баренцевом и Карском морях (Рисунок 3.10). Положительные значения ускорения тренда до $\sim 0,6 \text{ см/год}^2$ в Восточно-Сибирском море; до $\sim 0,1 \div 0,2 \text{ см/год}^2$ в море Лаптевых и в секторе $80^\circ\text{-}85^\circ$ с.ш. и 30° з.д.- 150° в.д.; до $0,1 \text{ см/год}^2$ в Северной Атлантике и у побережья Канады (Рисунок 3.10).

В сравнении с картой линейных трендов (Рисунок 3.4) можно сделать вывод о замедлении тренда уровня в секторе $75^\circ\text{-}85^\circ$ с.ш. и 150° в.д.- 150° з.д. и наоборот об ускорении роста уровня в Восточно-Сибирском море, в море Бофорта и у берегов Канады. Причины такой низкочастотной изменчивости требуют дальнейшего исследования.

Чтобы уточнить, процессы каких временных масштабов вносят основной вклад в изменчивость уровня СЛО, нами были рассчитаны коэффициенты относительного вклада процесса Y в дисперсию исходного ряда X [Лемешко и др., 2020]

$$\sigma_{\%} = 100\% \times \left(1 - \frac{\sigma(X - Y)}{\sigma(X)}\right), \quad (3.1)$$

где в качестве ряда X использовался исходный ряд значений динамической топографии; а ряда Y - ряд после процедуры фильтрации ряда X методом скользящего среднего с окном 12 месяцев в каждом узле сетки. Таким образом, ряд Y содержит сигнал межгодовой изменчивости уровня.

Процессы на шельфе северных морей России имеют в основном внутригодовой характер изменчивости, соответственно доля межгодовой изменчивости там составляет около 10-20% в дисперсии исходного поля (Рисунок 3.11). Две четко выраженные области с вкладом процессов межгодовой изменчивости 70-80% в дисперсию исходного поля локализованы в районе круговорота Бофорта и в секторе $75^\circ\text{-}80^\circ$ с.ш. и 150° в.д.- 165° з.д. (Рисунок 3.10). В этих же областях был отмечен рост тренда уровня в море Бофорта до $2,5 \text{ см/год}$

и отрицательный тренд в указанном секторе до -2 см/год (Рисунок 3.7) [Лемешко и др., 2020].

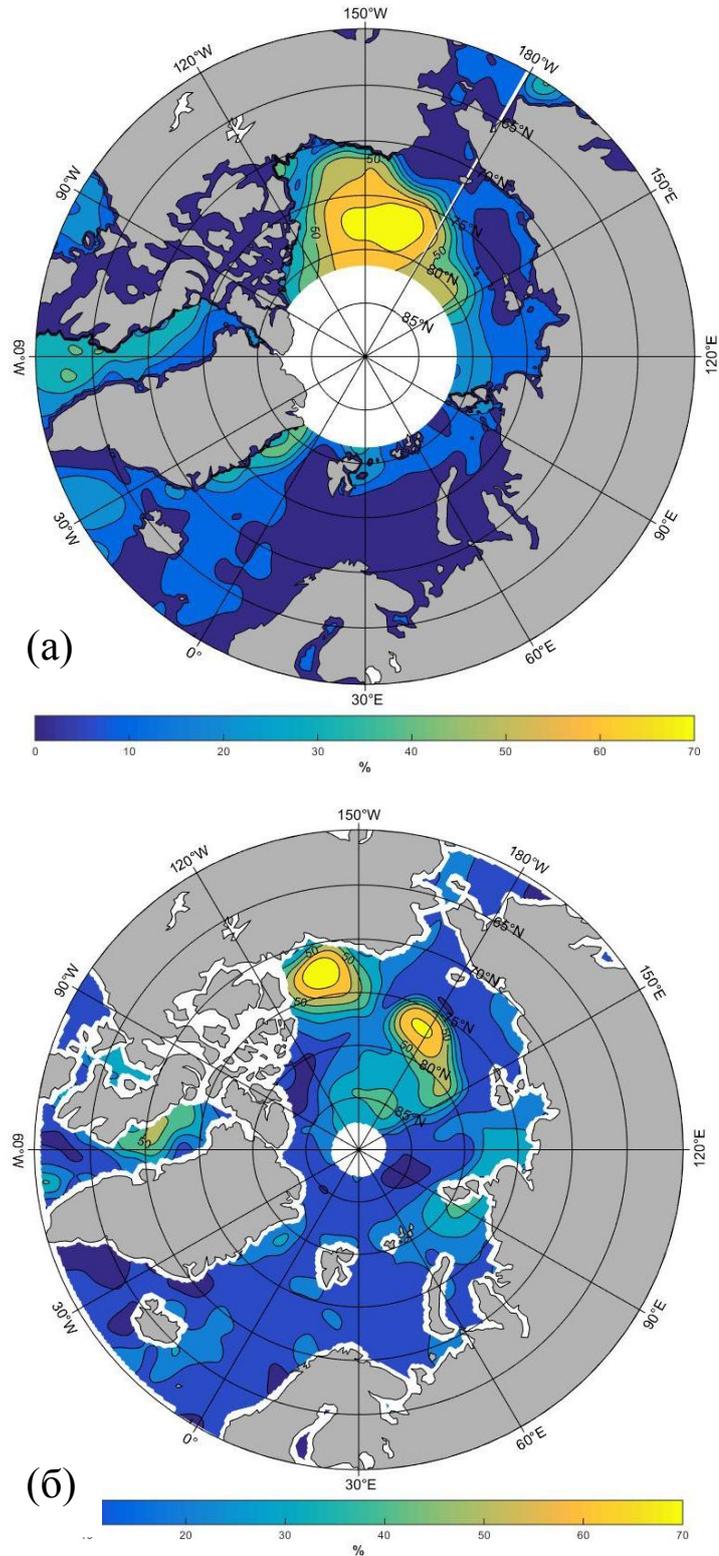


Рисунок 3.11 – Процентный вклад межгодового сигнала абсолютной динамической топографии $\sigma_{\%}$ (%) в дисперсию исходного поля по данным СРОМ за период: а) 2003-2014 гг.; б) 2011 – 2020 гг.

3.3 Оценка изменчивости манометрической компоненты уровня океана

Для оценки манометрической компоненты уровня океана используются гравиметрические данные спутника GRACE. Спутник GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) был запущен в 2002 г. Принцип измерений: две платформы спутника измеряют гравиметрический потенциал Земной системы: суша + криосфера + океан + атмосфера. Для удаления влияния высокочастотной изменчивости распределения атмосферных и океанических масс, масс льда, влияния приливов в твердом теле Земли применяется ряд геофизических коррекций [Chambers et al., 2017; Wiese et al., 2016; Wahr et al., 1998]. После процесса обработки данных измерений на выходе получают среднемесячные данные для океана в виде придонного давления, которое после удаления барометрического вклада атмосферы через уравнение гидростатики пересчитывают в толщину эквивалентного слоя воды [Chambers et al., 2017]. Изменение уровня моря в результате изменения массы единичного столба воды в океане называют манометрической компонентой уровня [Gregory et al., 2019]. В Таблице 3.1 приведены оценки его тренда для Мирового океана за 2002-2018 гг. $2,1 \pm 0,3$ мм/год при 68% доверительном интервале [Лемешко и др., 2020]. Продление эксперимента Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-On (GRACE-FO) в 2018г. [Миссия GRACE] и развитие новых методов обработки данных гравиметрии позволили достигнуть прогресса в точности оценивания манометрической компоненты уровня для СЛО [Ludwigsen et al., 2022]. Валидация GRACE с придонным давлением по данным пяти донных мареографов в различных районах Мирового океана показала хорошие результаты: корреляция составила от 0,4 (Северная Атлантика, пролив Дрейка) до 0,84 (в СЛО) при 98% доверительном интервале [Peralta-Ferriz et al., 2017]. Причем самая высокая корреляция среди всех пяти районов была для донного мареографа в СЛО. Более детальные исследования выявили нестабильность датчиков придонного давления, был обнаружен дрейф нулевой отметки около

0,001% от всей шкалы измерений, что дало тренд в изменчивости придонного давления $\sim 0,33$ мм/мес [Proshutinsky et al., 2019]. Для Северного Ледовитого океана данные GRACE нами сопоставлялись с данными донного мареографа за период 2005-2014 гг. в районе Северного полюса, в точке с координатами $89,97^\circ$ с.ш.; 33° з.д. [Лемешко и др., 2020] С учетом дрейфа датчика давления коэффициент корреляции составил 0,81, а среднеквадратичное отклонение между ними 3,42 см при 95% доверительном интервале. За период 2005-2014 гг. линейный тренд для данных донного мареографа составил $2,5 \pm 1,2$ мм/год (Рисунок 3.12) [Лемешко и др., 2020].

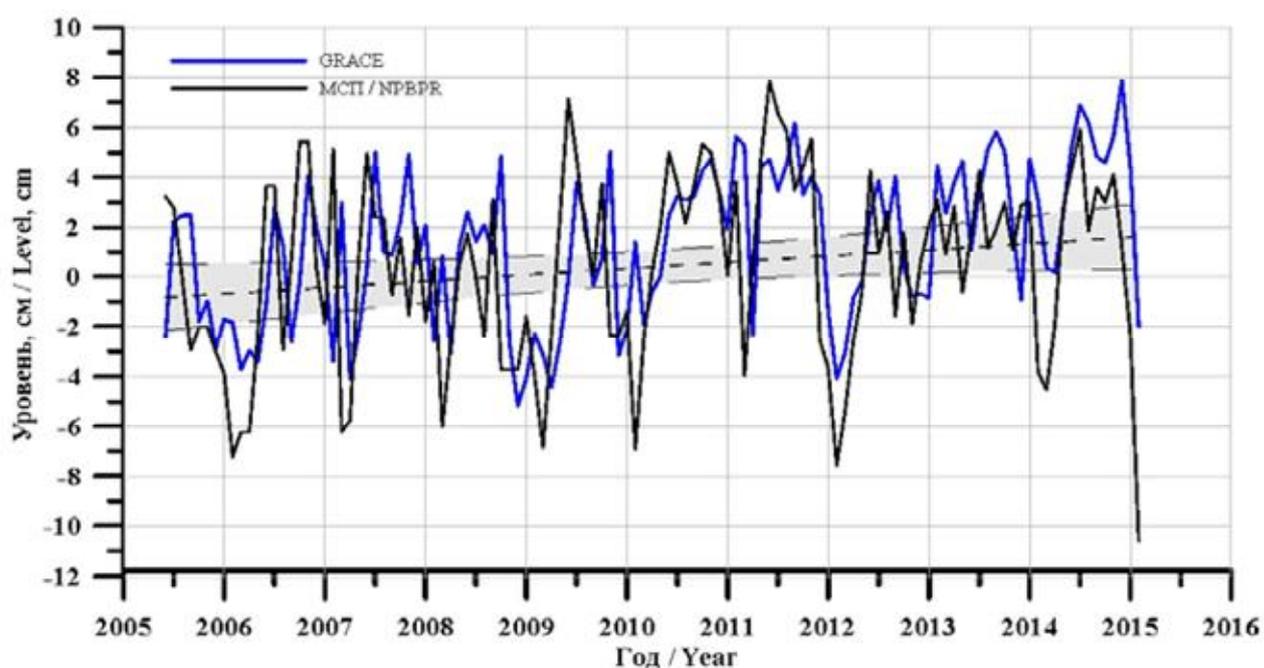


Рисунок 3.12 – Аномалии уровня моря относительно нуля поста по данным донного мареографа (черная линия), расположенного у Северного полюса ($89,97^\circ$ с.ш.; 33° з.д.) и в ближайшем к нему узле данных GRACE (синяя линия). Линейный тренд (штрих-пунктир) и 95% доверительные интервалы (серый фон)

Для Северного Ледовитого океана по данным GRACE выделены положительные аномалии манометрической компоненты уровня в районе Норвегии и в Восточно-Сибирском море; отрицательные – в районе Гренландии (Рисунок 3.13) [Лемешко и др., 2020]. Эти области согласуются с известной

схемой течений в СЛО и с водообменом через Берингов пролив, а также с районами поступления пресных вод от таяния ледников Гренландии, выносом распресненных вод Восточно-Гренландским и Лабрадорским течениями в Атлантику (Рисунок 3.13). Три области четко выделяются и на карте коэффициентов линейного тренда для данных GRACE (Рисунок 3.14) [Лемешко и др., 2020].

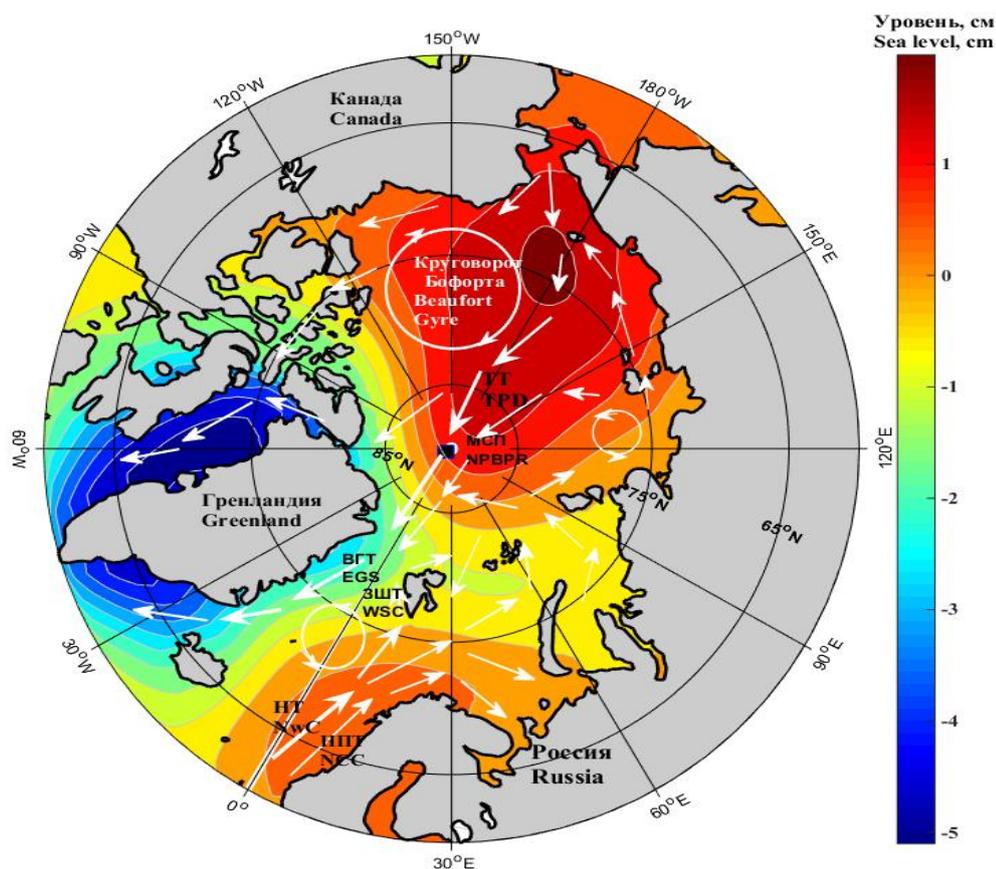


Рисунок 3.13 – Среднемноголетний манометрический уровень СЛО (см) по данным GRACE за период 2002–2015 гг. *МСП* - положение донного мареографа (89,97° с.ш.; 33° з.д.) Приведена схема течений: *НТ*- Норвежское течение; *НПТ* - Норвежское прибрежное течение; *ЗШТ*- Западно-Шпицбергенское течение; *ВГТ*- Восточно-Гренландское течение; *ТТ*- Трансарктическое течение

В Норвежском море выделен положительный тренд около 1мм/год, в западной части Баренцева моря тренд нулевой, а в восточной части выделяется слабый отрицательный тренд ~ -2 мм/год; в море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях положительный тренд 1-5 мм/год; около

Гренландии выделяется значительный отрицательный тренд $-10\div-20$ мм/год (Рисунок 3.14) [Лемешко и др., 2020]. По формуле (3.1) был оценен вклад процессов межгодовой изменчивости в общую дисперсию манометрического уровня. Процессы изменчивости манометрической компоненты уровня в Норвежском, Баренцевом и арктических морях России имеют в основном сезонный и внутригодовой характер, вклад межгодовой изменчивости составляет менее 20-30% [Лемешко и др., 2020].

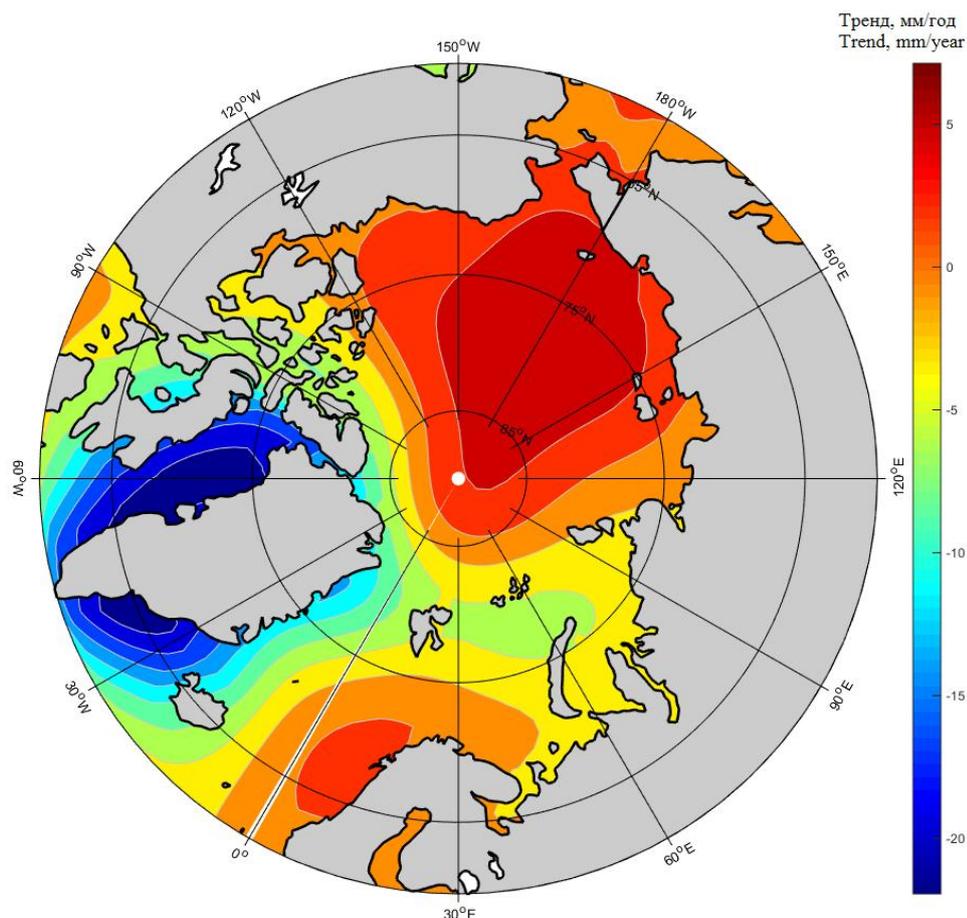


Рисунок 3.14 – Коэффициенты линейного тренда манометрической компоненты уровня Северного Ледовитого океана [мм/год] по данным GRACE за период 2002–2015 гг., сезонный сигнал удален

В Восточно-Сибирском, Чукотском морях и в море Бофорта вклад межгодовой изменчивости достигает 50%; процессы перераспределения водных масс в районе Гренландии характеризуются в основном межгодовой изменчивостью, которая дает 70-90% вклада в суммарную дисперсию

манометрического уровня (Рисунок 3.15). Для региона Норвежского и Баренцева морей этот вклад достигает 20%. Таким образом изменчивость манометрической компоненты уровня имеет в основном внутригодовой характер [Лемешко и др., 2020]. Следовательно, баротропный отклик уровня моря на ветровое воздействие имеет масштаб нескольких месяцев и может маскироваться более долговременной изменчивостью стерического уровня.

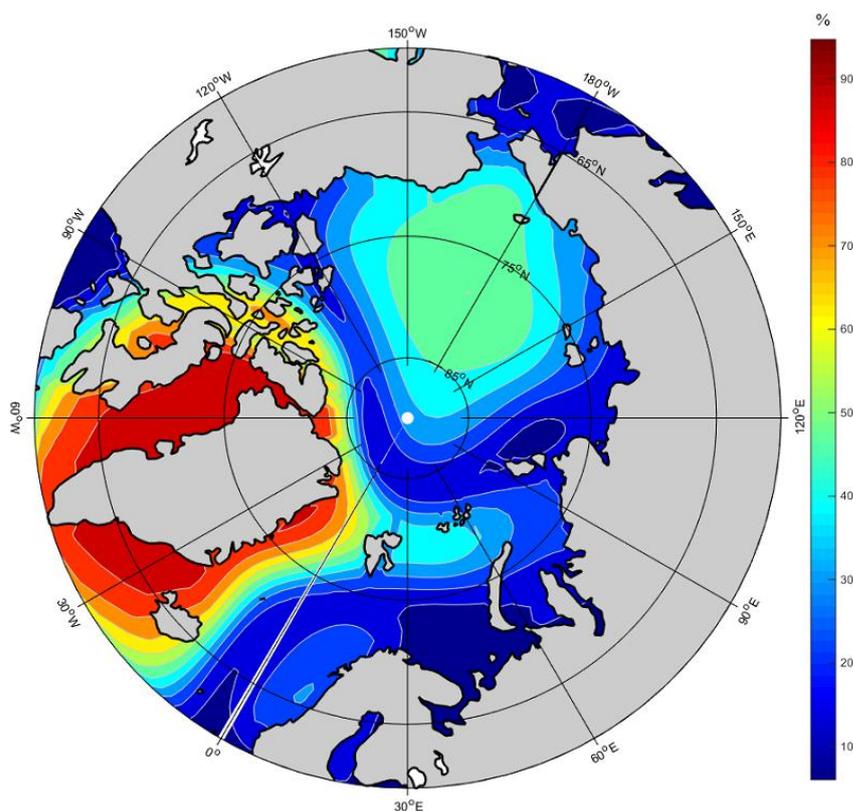


Рисунок 3.15 – Процентный вклад межгодового сигнала манометрической компоненты уровня Северного Ледовитого океана $\sigma\%$ (%) в дисперсию исходного поля по данным GRACE за 2002–2015 гг.

3.4 Оценка изменчивости стерической компоненты уровня океана

Стерическая компонента уровня является индикатором термохалинных изменений в СЛО. Стерическая компонента уровня СЛО рассчитывается по среднемесячным гидрологическим данным температуры и солености из архива UDASH (Unified Database for Arctic and Subarctic Hydrography) за период 1992–2018 гг., интерполированным на стереографическую сетку 50×50 км и на

стандартные горизонты по глубине [Behrendt et al., 2018; Ludwigsen et al., 2022]. Коэффициент корреляции уровня моря по данным альтиметрии со стерической компонентой уровня моря в среднем составляет $\sim 0,9$ для СЛО [Armitage et al., 2017]. Исторически сложилось, что обеспеченность гидрологическими данными наиболее высокая для сектора океана (65° – 85° с. ш., 0° – 70° в. д.), объединяющего Северное, Норвежское и Баренцево моря (СНБ). Анализ стерической компоненты уровня моря и его халостерической и термостерической составляющих проводился нами по упомянутым данным [Архив STERIC] за период 1992-2018 гг. [Лемешко и др., 2021, 2021a].

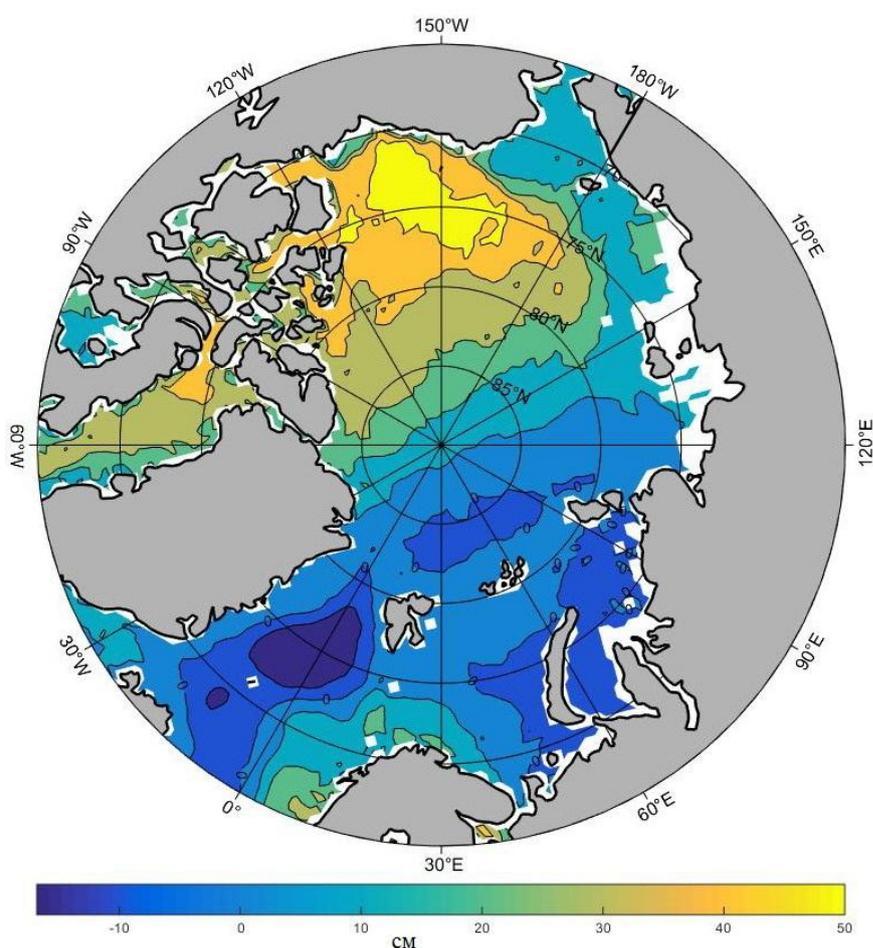


Рисунок 3.16 – Среднегодовое стерическое изменение уровня океана, рассчитанное по данным гидрологии за 1992-2018 гг.

Распределение стерического уровня в Северном Ледовитом океане достигает максимума в море Бофорта, а минимума в Гренландском море (Рисунок

3.16) и соответствует положениям максимумов и минимумов абсолютной динамической топографии по данным альтиметрии (Рисунок 3.5, 3.6) .

На Рисунке 3.17 приведены рассчитанные нами коэффициенты линейного тренда стерической компоненты уровня океана по данным гидрологии за 1992-2018 гг. Максимальные положительные значения коэффициентов линейного тренда стерического уровня наблюдаются в море Бофорта до $7 \pm 0,4$ мм/год а отрицательные значения в Карском море и море Лаптевых до $-7 \pm 0,4$ мм/год (Рисунок 3.17). Следует отметить преобладающий вклад халостерической компоненты в тренд стерического уровня в районе круговорота Бофорта и западной области «слепого» пятна до $+5-7 \pm 0,4$ мм/год (Рисунок 3.18, а) против вклада термостерической компоненты $+1 \pm 0,4$ мм/год (Рисунок 3.18, б). В районе поступления теплых атлантических вод в Северное, Норвежское и Баренцево моря вклад термостерической компоненты $+2-3 \pm 0,2$ мм/год в тренд стерического уровня превышает вклад халостерической компоненты $-1 \pm 0,2$ мм/год (Рисунок 3.18).

Обеспеченность гидрологических данных в районах СЛО, покрытых большую часть времени года льдом гораздо хуже сектора СНБ, в целом обеспеченность данными в летний период также выше, чем в зимний. Это приводит к потере сезонного сигнала стерического уровня в таких районах. Тем не менее, расчеты линейного тренда реконструированного уровня по сумме стерической и манометрической (GRACE) компонент для сектора СНБ, где обеспеченность гидрологическими данными наиболее высокая, достаточно хорошо совпадают с коэффициентами линейных трендов аномалий уровня моря по данным альтиметрии за тот же период 1992-2018 гг. [Лемешко и др., 2021, 2021a]. Это позволяет решить обратную задачу – реконструировать поле стерического уровня из данных альтиметрии и GRACE, в том числе и на сезонных масштабах, включая область «слепого» полярного пятна $82^{\circ}-89^{\circ}$ с.ш. и других районов с низкой обеспеченностью гидрологическими измерениями.

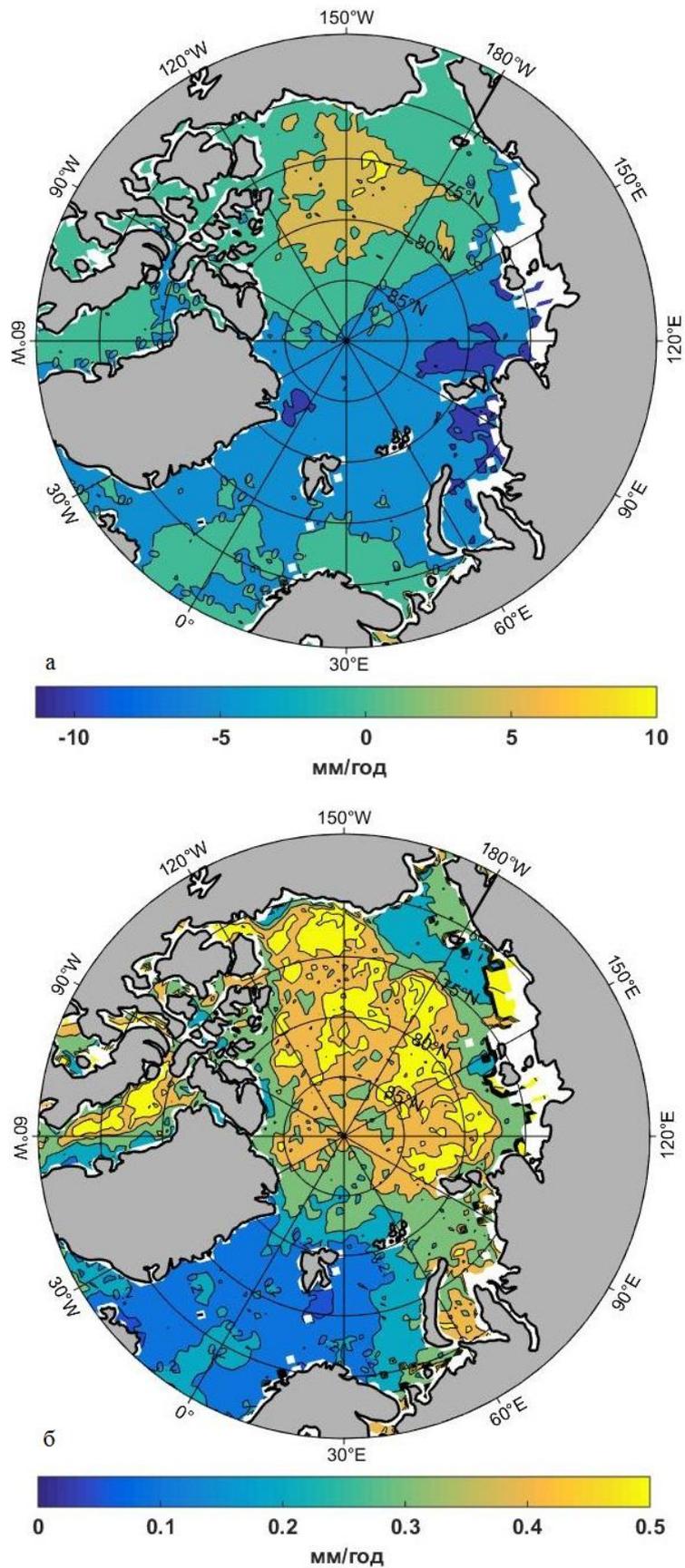


Рисунок 3.17 – Тренд стерической компоненты уровня океана, рассчитанной по данным гидрологии за 1992-2018 гг. (а); доверительный интервал для 95% уровня значимости (б)

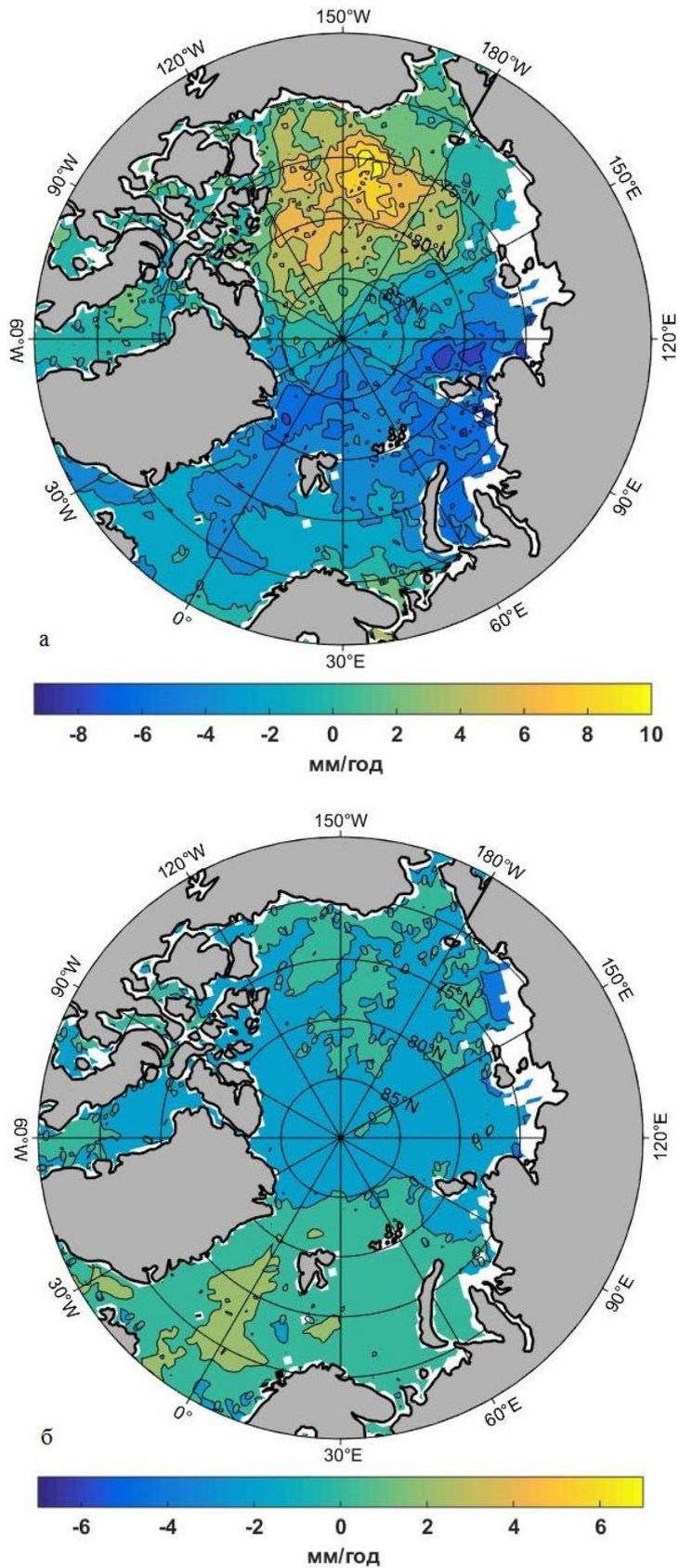


Рисунок 3.18 – Тренды халоостерической компоненты уровня океана (а) и термостерической компоненты уровня (б), рассчитанных по данным гидрологии за 1992-2018 гг.

В сезонном цикле уровня моря вклад стерической компоненты преобладает над вкладом манометрической компоненты уровня, что связано с транспортом пресных вод от стока рек, от разницы осадков минус испарение и от втекания относительно менее соленых вод через Берингов пролив. К реконструкции стерического уровня по данным альтиметрии и манометрического уровня вернемся в главе 4.

Выводы к главе 3

1. Данные альтиметрии адекватно описывают изменчивость уровня СЛО и включая области океана, покрытые льдом. Корреляции аномалий уровня океана с данными уровенных постов составляют для открытой воды в среднем 0,86, среднеквадратичные отклонения $\sim 3-5$ см. Для периодов покрытия льдом корреляции уменьшаются до 0,52, а среднеквадратичные отклонения достигают 5-10 см. Средний тренд уровня СЛО за 1992-2018 гг. составил $2,22 \pm 0,4$ мм/год. Области положительных значений тренда уровня приходятся на круговорот Бофорта 5-10 мм/год и 3-7 мм/год для районов Норвежского и Баренцева морей.

2. Поверхностные геострофические скорости, рассчитанные по абсолютной динамической топографии, находятся в достаточно хорошем соответствии с данными измерений течений на автономных буйковых станциях. Для района моря Бофорта среднеквадратичные отклонения разницы значений модуля геострофических скоростей по данным альтиметрии и измерений скоростей на автономных буйковых станциях за 2005–2008 гг. составили $\sim 1-2$ см/с.

3. Процессы на шельфе северных морей России имеют в основном внутригодовой характер изменчивости, их вклад составляет до 20% в дисперсию исходного поля уровня. Две четко выраженные области с вкладом процессов межгодовой изменчивости до 70-80% в дисперсию исходного поля локализованы в районе круговорота Бофорта и в секторе $75^\circ-80^\circ$ с.ш. и 150° в.д.- 165° з.д. В этих же областях был отмечен рост абсолютной динамической топографии в море

Бофорта до 2 см/год и отрицательный тренд в указанном секторе до $-1,5$ см/год за 2003-2014 гг. В области «слепого» пятна севернее 82° с.ш. отмечен слабый рост абсолютной динамической топографии 0,10-0,20 см/год за 2011-2020 гг.

4. Более высокое пространственное разрешение данных альтиметрии по пространству в 2011-2022 гг. позволило выделить среднегодовое и сезонное положение изолиний уровня океана, проходящих через район «слепого» пятна и соответствующих положению Трансарктического течения. По векторам геострофических скоростей удалось также уточнить расположение Норвежского течения, Западно-Шпицбергенского течения, Восточно-Гренландского течения и формирование Трансарктического течения, особенно в районе области «слепого» пятна. Сравнение диаграмм распределения модуля скорости поверхностных геострофических течений для 2003-2014 гг. и 2011-2020 гг. показывает, что во втором периоде максимум распределения скоростей увеличился для значений 3 см/с и увеличилось число распределения значений модуля скорости в диапазоне 8-12 см/с.

5. Показана удовлетворительная валидация данных GRACE на основе сопоставления с измерениями донного мареографа за период 2005-2014 гг. в районе Северного полюса в точке с координатами $89,97^\circ$ с.ш.; 33° з.д. Коэффициент корреляции составил 0,81, а среднеквадратичное отклонение между ними 3,42 см при 95% доверительном интервале. За период 2005-2014 гг. линейный тренд уровня по данным донного мареографа составил $2,5 \pm 1,2$ мм/год.

6. Получены оценки трендов манометрической компоненты уровня моря, обусловленной распределением водных масс. В Норвежском море выделен положительный тренд около 1 мм/год, в Баренцевом море выделяется отрицательный тренд ~ -2 мм/год; в море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях положительный тренд 1-5 мм/год.

7. Получены по данным гидрологии за 1992-2018 гг. оценки трендов стерической компоненты уровня океана, обусловленной изменениями плотности морской воды. Максимальные положительные значения коэффициентов линейного тренда стерического уровня наблюдаются в море Бофорта 4-6 мм/год, а отрицательные

значения в Карском море и море Лаптевых, Восточно-Сибирском море от -2 мм/год до -6 мм/год.

8. Высокочастотная изменчивость уровня, генерируемая мезомасштабными процессами, завышает значения трендов крупномасштабной изменчивости уровня. После пространственной фильтрации мезомасштабных процессов, коэффициенты линейных трендов в среднем уменьшились на 30-40%.

Результаты исследований, представленные в третьей главе диссертации, опубликованы в [Лемешко, 2020, 2021а, 2022; Лемешко и др., 2020, 2021].

ГЛАВА 4 МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ И ТЕЧЕНИЙ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТИПОВ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

4.1 Влияние типов атмосферной циркуляции на формирование режимов циркуляции вод Северного Ледовитого океана

В главе рассматривается влияние типов атмосферной циркуляции, выделенных в главе 2, на формирование режимов циркуляции вод СЛО. Были рассчитаны средние значения динамической топографии по двум продуктам спутниковой альтиметрии: в области океана до 82° с.ш. за 2003–2014 гг. и в области до 89° с.ш. за 2011-2020гг. [Архив СРОМ], чтобы установить насколько эти данные согласуются между собой. Соответствие между ними достаточно хорошее в период перекрытия данных 2011-2014гг. с учетом бóльшей области покрытия в районе Северного полюса в 2011-2020гг. по сравнению с первым периодом 2003–2014 гг. (Рисунок 4.1) [Лемешко 2023, 2023а].

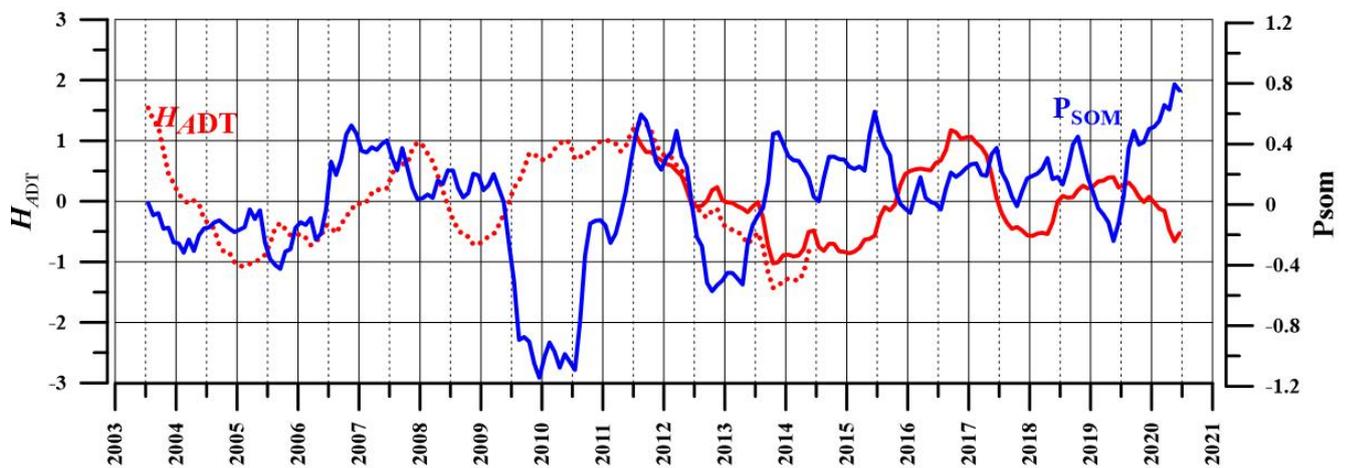


Рисунок 4.1 – Графики осредненной по СЛО абсолютной динамической топографии по данным альтиметрии (H_{ADT}) за период 2003–2014 гг. (красный пунктир), за период 2011-2020гг. (красная линия) и суммарный индекс циркуляции атмосферы (P_{SOM}) после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев

Во время положительной фазы суммарного индекса циркуляции атмосферы P_{SOM} (формула (2.3)) в Арктике наблюдается циклоническая циркуляция атмосферы, а во время отрицательной фазы индекса над Арктикой находится антициклоническая область давления. Отметим, что в целом наблюдается соответствие режимов циркуляции атмосферы и океана. Выделяются длительные периоды отрицательной фазы индекса P_{SOM} в 2003-2006 гг., 2009-2011 гг., 2012-2013 гг., 2016-2017 гг., которым соответствует антициклоническая циркуляция в СЛО: средние по акватории значения абсолютной динамической топографии положительны (Рисунок 4.1). В период положительной фазы индекса P_{SOM} выделяются отрицательные значения средней по СЛО абсолютной динамической топографии, наиболее хорошо это проявляется в 2013-2016 гг. (Рисунок 4.1). Во время преобладания циклонического режима в атмосфере (положительной фазы P_{SOM}) циклоническая циркуляция океана проявлялась в понижении среднего уровня моря с временной задержкой в 1 год от фазы индекса P_{SOM} (Рисунок 4.1).

В каждом узле сетки из данных абсолютной динамической топографии после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев устранялся линейный тренд. Полученные аномалии уровня океана осреднялись по периодам положительной ($P_{SOM} > 0$) и отрицательной ($P_{SOM} < 0$) фаз индекса P_{SOM} . Сначала такой подход был опробован для сектора океана (65° – 81.5° с. ш., 0° – 70° в. д.), объединяющего Северное, Норвежское и Баренцево моря за период 2003-2014 гг. [Лемешко и др., 2021], а в качестве индикатора циклонической/антициклонической циркуляции атмосферы использовался индекс арктического колебания. В периоды, когда индекс АО находится в положительной фазе, центральную часть этого сектора занимает циклоническая область с отрицательными значениями аномалий уровня до -3 см, нулевая изолиния уровня соответствует примерно изобате 300 м, а в южной части Баренцева моря и в Карском море выделяются положительные аномалии уровня до 3 см, вектора аномалий скоростей (~ 1 см/с) соответствуют циклоническому режиму циркуляции [Лемешко Е. Е. и др., 2021]. Для периодов, когда индекс АО находился в отрицательной фазе, аномалии уровня океана и скоростей

соответствуют антициклоническому режиму циркуляции. Затем такой подход был применен для всей акватории СЛО за период 2011-2020гг., и были выделены циклонический режим циркуляции во время положительной фазы индекса $AO > 0$ и антициклонический режим циркуляции во время отрицательной фазы индекса $AO < 0$ [Лемешко, 2023]. Предложенный в главе 2 суммарный индекс атмосферной циркуляции P_{SOM} коррелирует с индексом AO со значением равным 0,85. Отдельно для каждой фазы P_{SOM} были построены средние карты абсолютной динамической топографии [Лемешко, 2023а].

С помощью композитного метода, предложенного в главе 3, нами были построены карты аномалии абсолютной динамической топографии для циклонических типов атмосферной циркуляции (№1, 3, 5) с суммарной повторяемостью 54% (Рисунок 4.2) и для антициклонических типов (№2,4,6) с суммарной повторяемостью 46% (Рисунок 4.3). Разница между областями положительных и отрицательных значений уровня СЛО создает градиент давления, который вызывает поверхностные геострофические течения вдоль кромки шельфа в восточном направлении для циклонического режима ($P_{SOM} > 0$) (Рисунок 4.2) и в западном для антициклонического режима ($P_{SOM} < 0$) (Рисунок 4.3).

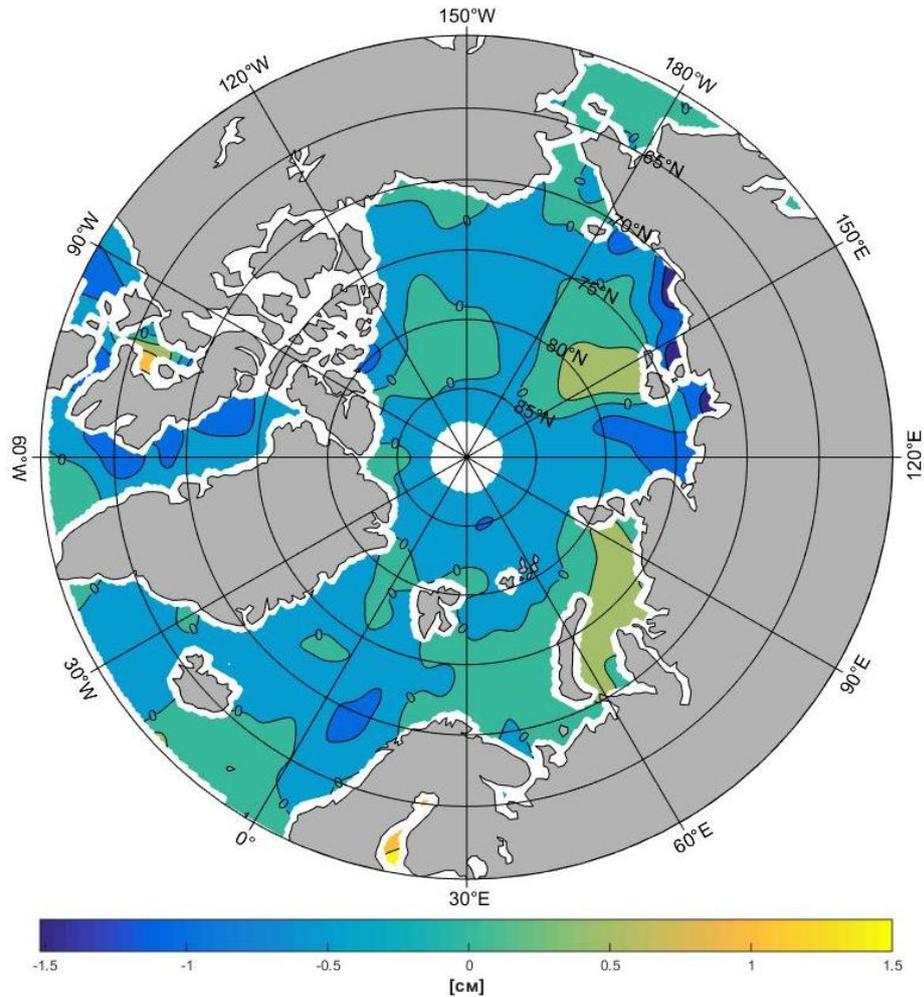


Рисунок 4.2 – Аномалии абсолютной динамической топографии (см) за 2011–2020 гг.: циклонический режим циркуляции океана во время положительной фазы индекса $P_{SOM} > 0$

Значения скоростей поверхностных геострофических течений, осредненных за 2003–2014 гг. и за 2011–2020 гг., равны ~ 10 см/с вдоль кромки шельфа и в целом согласуются с известной картиной течений в СЛО.

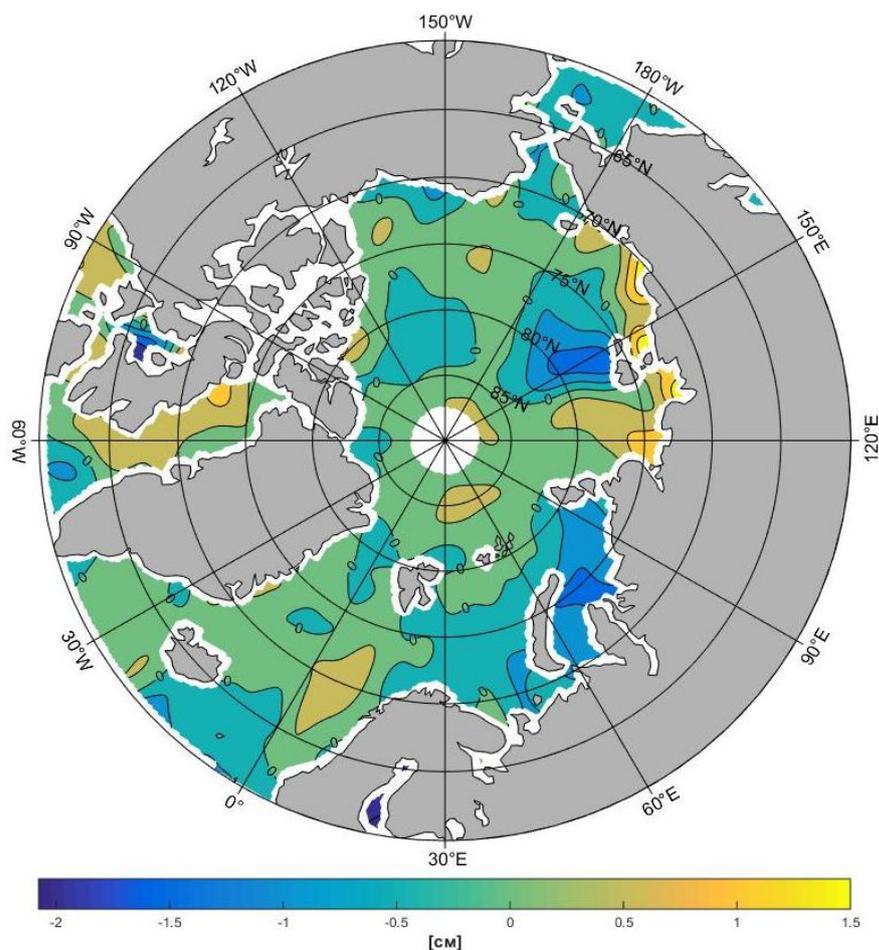


Рисунок 4.3 – Аномалии абсолютной динамической топографии (см) за 2011–2020 гг.: антициклонический режим циркуляции океана во время отрицательной фазы индекса $P_{SOM} < 0$

4.2 Оценка количественных закономерностей изменчивости уровня океана и скорости течений в зависимости от величины суммарного индекса повторяемости типов атмосферной циркуляции

Для количественного оценивания влияния типов атмосферной циркуляции на изменчивость аномалий абсолютной динамической топографии H_{DT} и поверхностных геострофических скоростей U , V использовался линейный регрессионный анализ [Seber et al., 1977; Малинин, 2003; Сикан, 2007]

$$\begin{aligned}
H_{DT}^i &= \alpha_{DT}^i \cdot P_{SOM} + \varepsilon_{DT}^i, \\
U^i &= \alpha_U^i \cdot P_{SOM} + \varepsilon_U^i, \\
V^i &= \alpha_V^i \cdot P_{SOM} + \varepsilon_V^i,
\end{aligned} \tag{4.1}$$

где коэффициенты регрессии для уровня α_{DT}^i и компонент скоростей α_U^i , α_V^i оценивались в каждом i -м узле сетки, а ε_{DT}^i , ε_U^i , ε_V^i представляют собой некоррелированный белый шум. Коэффициенты модуля скорости течений α_{modV}^i рассчитываются по формуле

$$\alpha_{modV}^i = [(\alpha_U^i)^2 + (\alpha_V^i)^2]^{1/2}, \tag{4.2}$$

где α_{modV}^i – коэффициент модуля скорости течений;

α_U^i , α_V^i – коэффициенты компонент U , V скорости течений.

Данный подход был сначала опробован для сектора океана (65° – 81.5° с. ш., 0° – 70° в. д.), объединяющего Северное, Норвежское и Баренцево моря за период 2003-2014гг. [Лемешко Е. Е. и др., 2021]. Рассчитанные коэффициенты линейной регрессии α_{DT}^i для аномалий уровня моря составляют ~ 2 см в шельфовой зоне и около -1 см в глубоководной части этого сектора [Лемешко Е. Е. и др., 2021].

Данный подход был применен для всей акватории СЛО [Лемешко, 2023, 2023а]. Чтобы повысить робастность регрессии из данных индекса P_{SOM} , абсолютной динамической топографии и геострофических скоростей после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев устранялся также линейный тренд. Полученные таким образом аномалии обрабатывались по формуле регрессии (4.1), результаты для коэффициентов линейной регрессии для аномалий динамической топографии α_{DT}^i (см/единица P_{SOM}) и аномалий поверхностных геострофических скоростей в виде векторов (4.2) приведены на (Рисунке 4.4 а) для периода 2003-2014гг. и коэффициенты линейной регрессии для аномалий динамической топографии α_{DT}^i на (Рисунке 4.4, б). Коэффициенты детерминации R^2 регрессии (4.1) для аномалий динамической топографии α_{DT}^i в

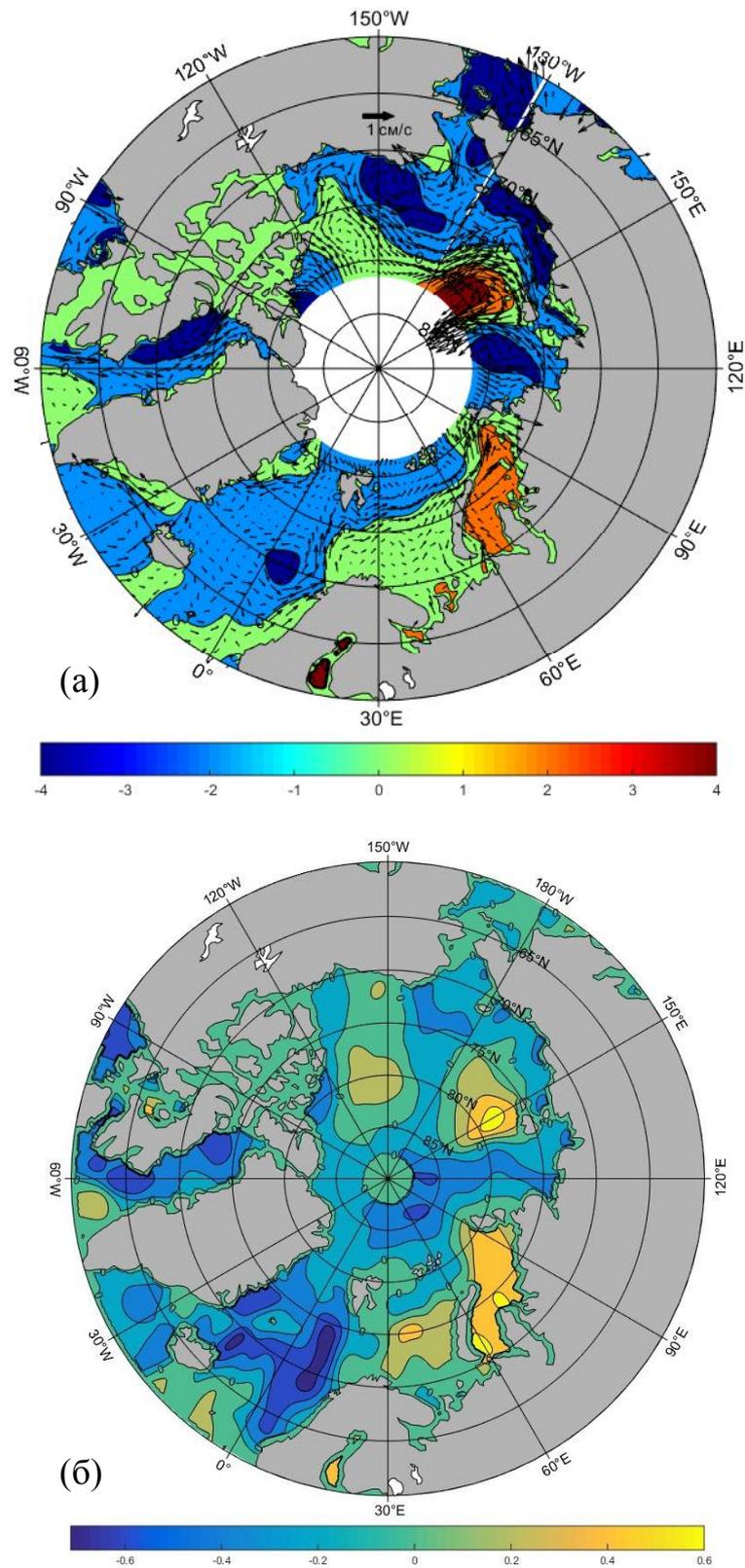


Рисунок 4.4 – Пространственное распределение коэффициентов линейной регрессии для α_{DT}^i , (см/ P_{SOM}): с векторами аномалий скорости течений (см/с)/ P_{SOM} за 2003–2014 гг. (а); α_{DT}^i , α_{mod}^i (см/ P_{SOM}) за 2011–2020 гг. (б)

среднем по СЛО составили 0,70 для 2003-2014гг. и 0,72 для 2011-2020гг. Соответствующее (Рисунку 4.4, б) поле коэффициентов линейной регрессии для модулей аномалий скорости течений (см/с)/ P_{SOM} за 2011–2020 гг. приведено на (Рисунке 4.5) [Лемешко, 2023, 2023а].

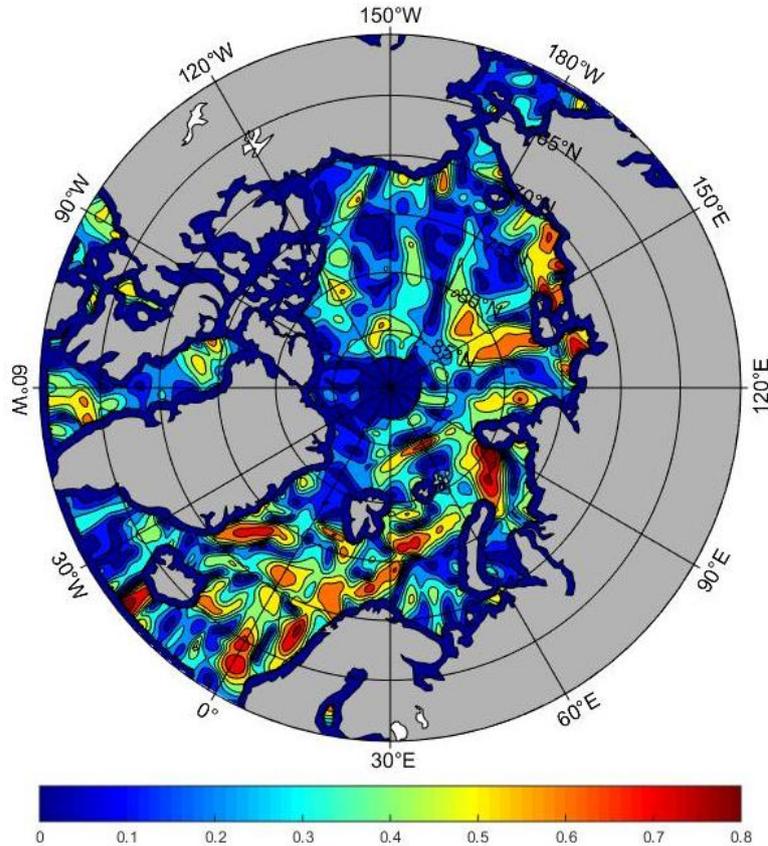


Рисунок 4.5 –Пространственное распределение коэффициентов линейной регрессии для модулей аномалий скорости течений $\alpha_{\text{mod}V}^i$ (см/с)/ P_{SOM} за 2011–2020 гг.

Пространственное распределение рассчитанных коэффициентов линейной регрессии аномалий динамической топографии и поверхностных скоростей соответствует циклоническому режиму циркуляции в СЛО при положительных значениях индекса P_{SOM} согласно выражению (4.1) и, таким образом, согласуется с распределением аномалии абсолютной динамической топографии (Рисунок 4.2) и скоростей для положительной фазы индекса P_{SOM} . Аналогично, для отрицательной фазы индекса P_{SOM} распределение коэффициентов линейной регрессии аномалий абсолютной динамической топографии и поверхностных

скоростей дает антициклоническую картину циркуляции и согласуется с картой средних за отрицательную фазу индекса P_{SOM} значений уровня моря и скоростей течений (Рисунок 4.3).

В результате нами получены регрессионные соотношения для уровня моря и компонент геострофических скоростей в зависимости от величины индекса P_{SOM} . Рассчитанные коэффициенты линейной регрессии α_{DT}^i для аномалий уровня моря составляют более ~ 2 см в шельфовой зоне и около -2 см в глубоководной части океана (Рисунок 4.4, 4.5).

Для Норвежского моря, северной части Баренцева и Карского морей, для шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря коэффициенты линейной регрессии модуля аномалий скорости течений α_{modV}^i имеют значения ~ 0.5 см/с на 1 единицу индекса P_{SOM} для данных альтиметрии за 2003–2014 гг. и $0.6 \div 0.8$ см/с на 1 единицу индекса P_{SOM} для данных за 2011–2020 гг. (Рисунок 4.4, 4.5). Для «слепого» пятна $81.5^\circ\text{--}89^\circ$ с. ш. в секторе $30^\circ\text{--}80^\circ$ в. д. и $130^\circ\text{--}180^\circ$ в. д. также отмечаются высокие значения коэффициентов ($0.6\text{--}0.8$ см/с на 1 единицу индекса P_{SOM}), а в секторе 120° з. д. – 30° в. д. наоборот низкие значения ($0.1\text{--}0.2$ см/с на 1 единицу индекса P_{SOM}) (Рисунок 4.4, б; 4.5).

Перепад уровня моря между шельфом и более глубоководной частью составляет ~ 4 см на 1 единицу индекса P_{SOM} . Этот перепад усиливается в Карском море до ~ 5 см, а в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море – до ~ 8 см на 1 единицу индекса P_{SOM} в секторе $150\text{--}180^\circ$ в. д. (Рисунок 4.4; 4.5).

Усиление градиентов уровня моря приводит к усилению градиентов давления между шельфом и более глубоководной частью океана и, как следствие, к увеличению геострофических скоростей до ~ 1.5 см/с на 1 единицу индекса P_{SOM} . Следовательно, во время положительной фазы P_{SOM} происходит увеличение транспорта пресных вод от шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря в центральную часть океана.

Таким образом, во время положительной фазы индекса P_{SOM} , когда центральная часть Арктики занята циклоном, наблюдается увеличение аномалий скоростей течений, что способствует увеличению притока теплых атлантических

вод в Баренцево море и центральную часть океана, и уменьшению притока тихоокеанских вод через Берингов пролив. Во время отрицательной фазы P_{SOM} , когда над Арктикой находится антициклоническая область давления, знаки аномалии скоростей течений меняются на противоположные, что уменьшает приток теплых атлантических вод в СЛО и увеличивает поступление тихоокеанских вод через Берингов пролив.

4.3 Влияние режимов атмосферной циркуляции на пространственное распределение манометрической и стерической компонент уровня океана

Влияние режимов атмосферной циркуляции на пространственное распределение манометрической компоненты уровня океана изучалось на основе композитного анализа для каждого из шести типов циркуляции за весь период наблюдений GRACE 2002-2016гг. В зависимости от типа ветрового режима происходит изменение манометрического уровня, обусловленного вариациями водных масс из-за адвекции морских течений, дрейфа морского льда, экмановского транспорта распресненных вод от стока рек из районов Сибирского и Канадского шельфа, разницы осадков и испарения над СЛО. Во время преобладания циклонических режимов, описываемых картами № 5 (Рисунок 2.4, а) и №1,2 (Рисунок 2.2) и №3 (Рисунок 2.3, а), которым соответствует положительная фаза индекса P_{SOM} , в периоды 1989-1990гг., 2007-2008гг. (Рисунок 4.1) циклоническая циркуляция океана проявлялась в понижении среднего уровня моря с временной задержкой в 1 год. Распределение манометрического уровня во время преобладания циклонического типа №5 циркуляции атмосферы приведено на Рисунке 4.6.

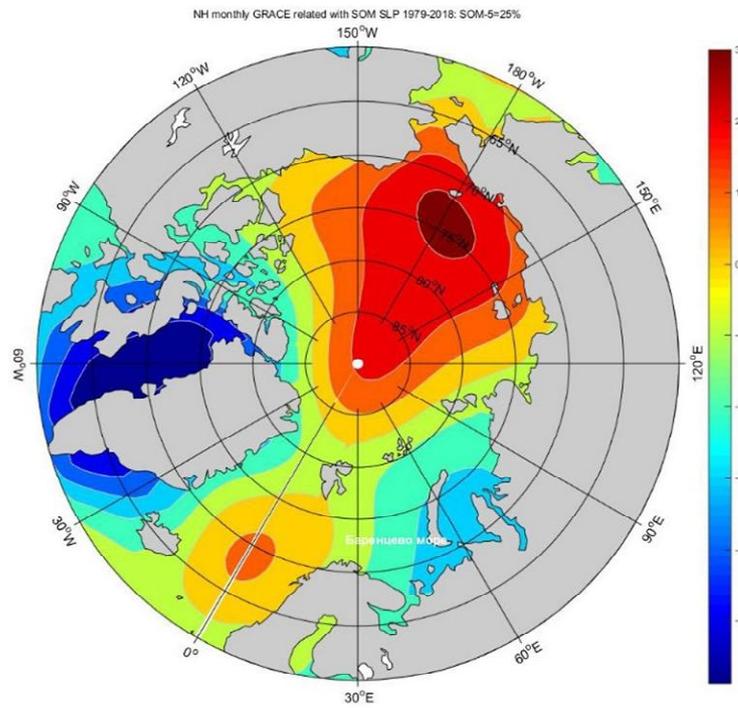


Рисунок 4.6 – Композитная карта распределения манометрического уровня H_{man} (см) (GRACE) для циклонического типа №5 приземного давления над Арктикой за 1979–2018 гг. (повторяемость 25%)

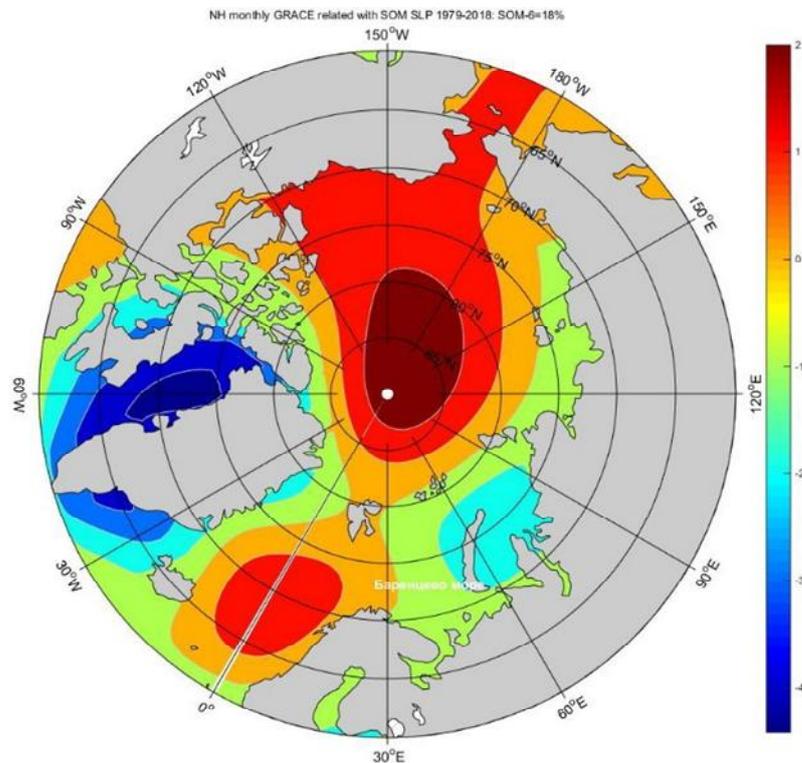


Рисунок 4.7 – Композитная карта распределения манометрического уровня H_{man} (см) (GRACE) для антициклонического типа №6 приземного давления над Арктикой за 1979–2018 гг. (повторяемость 18%)

Во время циклонических типов циркуляции атмосферы распресненные воды распространяются вдоль сибирского шельфа и далее транспортируются Трансарктическим течением через пролив Фрама. Соответственно распределение манометрического уровня имеет максимум в районе Восточно-Сибирского моря в период положительной фазы индекса P_{SOM} (Рисунок 4.6). Во время антициклонических типов циркуляции атмосферы ($P_{SOM} < 0$), распресненные воды сибирского шельфа под действием экмановского переноса транспортируются в область круговорота Бофорта. Поэтому манометрический уровень имеет максимум в центральной части СЛО (Рисунок 4.7). Аналогично, для каждого из оставшихся четырех типов циркуляции атмосферы построены соответствующие им пространственные распределения манометрического уровня. Используя подход получения количественных оценок методами множественной линейной регрессии, изложенный в разделе 4.2, можно получить пространственные количественные оценки манометрического уровня для каждого из шести типов атмосферной циркуляции.

В зависимости от преобладающего типа атмосферной циркуляции может как возрастать, так и уменьшаться поступление теплых атлантических вод в Баренцево море с соответствующим воздействием на морской лед и интенсификацией/блокированием обратных связей в климатической системе Арктики.

Данные альтиметрии и GRACE использовались для оценки манометрической компоненты уровня СЛО. Манометрический уровень H_{man} обусловлен вариациями массы водного столба. Уровень океана H определяется по данным альтиметрии. Реконструированная стерическая компонента уровня моря H_{Sth} равна уровню моря H минус манометрическая компонента уровня на основе соотношения (1.1) [Gregory et al., 2019; Лемешко, 2020].

С использованием соотношения (1.1) нами были реконструированы поля стерического уровня по данным альтиметрии и GRACE. Реконструированный стерический уровень сравнивался со стерическим уровнем, рассчитанным по гидрологическим данным (Unified Database for Arctic and Subarctic

Hydrography, UDASH [Архив UDASH]. В работах [Pnyushkov et al., 2022; Proshutinsky et al., 2019] показано, что в стерическом уровне СЛО преобладает вклад халостерической компоненты над термостерической. Таким образом, изменчивость стерического уровня СЛО является индикатором распределения верхнего слоя океана [Pnyushkov et al., 2022]. Методика расчета стерического уровня по данным альтиметрии и GRACE и его валидации описана в [Лемешко и др., 2021]. Данные альтиметрии за 2011–2020 гг. в полярной области севернее $81,5^\circ$ с. ш. позволили получить оценки стерического уровня для области «слепого» пятна (Рисунок 3.5). На Рисунке 4.8 приведен реконструированный стерический уровень, осредненный по этой области.

Стерический уровень в области «слепого» пятна может рассматриваться как индикатор процесса распределения/осолонения, так как основной вклад в стерический уровень вносит его халостерическая компонента в приполярных областях океана. Тренд стерического уровня в этой области положительный и составляет 0,3–0,4 см/год (Рисунок 4.8), что является индикатором увеличения содержания пресных вод за 2011–2020 гг. [Лемешко, 2023, 2023а] и согласуется с вкладом халостерической компоненты в тренд стерического уровня, рассчитанный нами в параграфе 3.4 (Рисунки 3.17, 3.18).

Реконструированный стерический уровень испытывает значительные межгодовые колебания и достигает максимумов в период отрицательной фазы индекса P_{SOM} , например в 2012–2013 гг. и 2015–2017 гг., что является индикатором увеличения распределения водных масс (Рисунок 4.8). Соответственно, в периоды положительной фазы индекса P_{SOM} в 2010–2012 гг. и 2014–2015 гг. наблюдались минимумы стерического уровня, что свидетельствует об увеличении солености в эти периоды (Рисунок 4.8). Следует отметить особенность изменчивости стерического уровня во время отрицательной фазы P_{SOM} в 2018–2020 гг. – амплитуда колебаний упала в 3–4 раза при сохранении положительного тренда [Лемешко, 2023а]. Полученный вывод подтверждается сопоставлением изменчивости содержания пресных вод в верхнем 100-метровом слое в полярной области, рассчитанной по данным гидрологических съемок

относительно изохалины 34,80 [Pnyushkov et al., 2022; Proshutinsky et al., 2019]. Тренд содержания пресных вод в верхнем 100-метровом слое за 1994–2008 гг. составил 11,19 см/год [Pnyushkov et al., 2022].

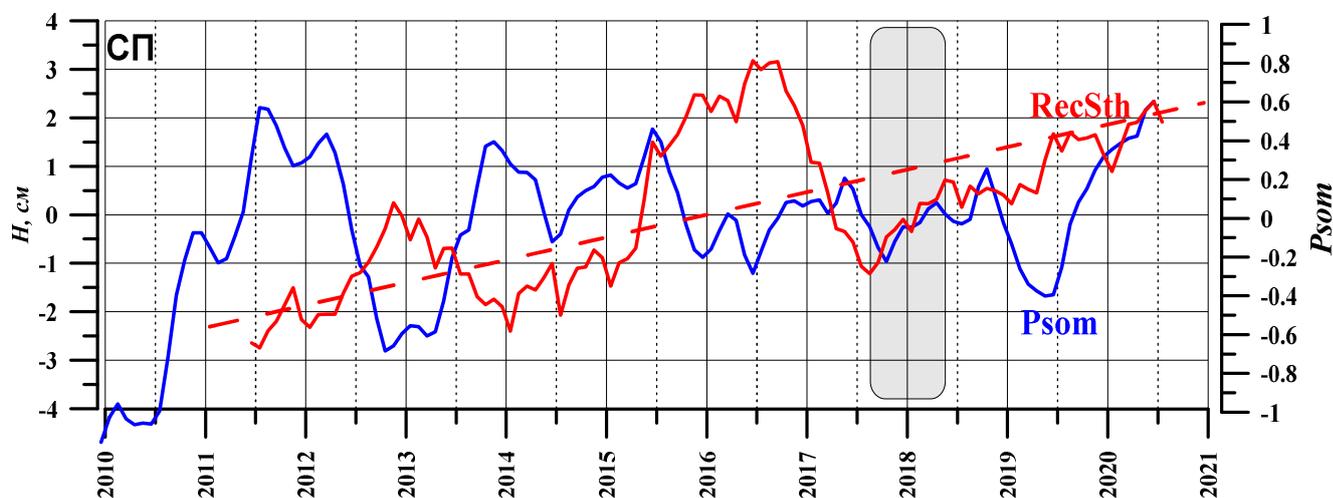


Рисунок 4.8 – Графики осредненного по области «слепого» пятна (Рисунок 3.5) реконструированного стерического уровня (см) за 2011–2020 гг. (красная сплошная линия), его тренда (красная штриховая линия) и индекс P_{SOM} (синяя линия) после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев. Данные GRACE за 07.2017–05.2018 проинтерполированы (серая область)

Пересчет в величину стерического уровня производился при использовании константы 35,5 [Proshutinsky et al., 2019], что дает значение тренда стерического уровня 0,34 см/год и соответствует полученному нами значению тренда реконструированного стерического уровня 0,3–0,4 см/год.

Аналогично для области круговорота Бофорта (Рисунок 3.5) мы получили положительный тренд реконструированного стерического уровня (Рисунок 4.9). [Лемешко, 2023, 2023а]. Значение тренда реконструированного по данным альтиметрии и GRACE стерического уровня составило 0,45 см/год, а пересчет тренда содержания пресных вод в верхнем 100-метровом слое круговорота Бофорта по гидрологическим данным за 1994–2008 гг. дает 0,57 см/год, что согласуется с нашей оценкой с учетом погрешности определения тренда содержания пресных вод в верхнем 100-метровом слое [Pnyushkov et al., 2022].

Сравнение с оценками тренда стерического компонента уровня, рассчитанной по данным гидрологии за 1992-2018 гг. дает аналогичные величины: 0,40-0,50 см/год для района круговорота Бофорта и 0,10-0,20 см/год для области «слепого» пятна (Рисунок 3.17, 3.18).

Следует отметить, что накопление пресных вод во время положительной фазы P_{SOM} наблюдалось в круговороте Бофорта в 2010–2013 гг., а в 2013–2015 гг., наоборот, наблюдалось уменьшение стерического уровня, обусловленное выносом распресненных вод из круговорота Бофорта. После 2015 г. накопление пресных вод происходило уже во время отрицательной фазы P_{SOM} , что привело к росту стерического уровня (Рисунок 4.9). Возможно, сбой фазы графика реконструированного уровня в 2012 г. связан с отсутствием в этом году циклонического типа №1 циркуляции атмосферы (Рисунок 2.7, а).

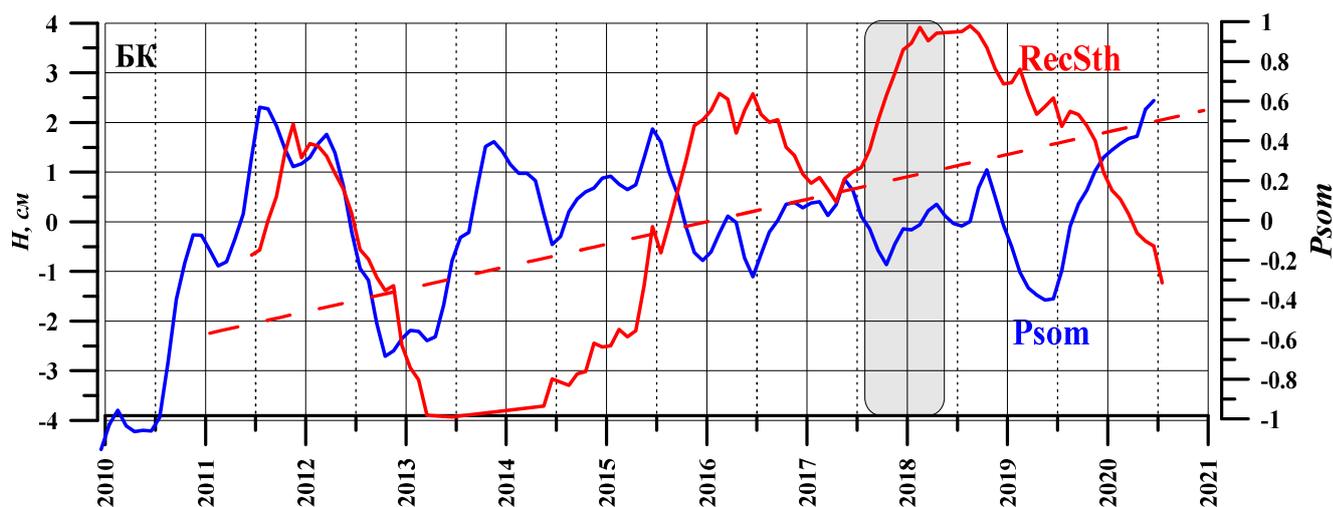


Рисунок 4.9 – Графики осредненного по области круговорота Бофорта (Рисунок 3.5) реконструированного стерического уровня (см) за 2011–2020 гг. (красная сплошная линия), его тренда (красная штриховая линия) и индекс P_{SOM} после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев. Данные GRACE за 07.2017–05.2018 проинтерполированы (серая область)

Анализ изменчивости атмосферной циркуляции, идентифицируемой по фазам индекса P_{SOM} , пространственно-временной изменчивости абсолютной динамической топографии и реконструированного стерического уровня позволяет

предложить концептуальную схему поверхностной циркуляции СЛО, которая дана на Рисунок 4.10. Во время отрицательной фазы P_{SOM} высокое приземное давление над Арктикой вызывает антициклоническую циркуляцию над большей частью СЛО (Рисунок 4.10, а) [Лемешко, 2023, 2023а].

Распресненные воды от стока Евразийских рек распространяются через Евразийский бассейн и выносятся из СЛО в области Трансарктического течения (Рисунок 3.5), что показано на (Рисунке 4.10, а) синими стрелками. Результаты анализа изменчивости реконструированного стерического уровня, осредненного по области «слепого» пятна показали, что он достигает максимумов в период отрицательной фазы P_{SOM} , например в 2012–2013 гг. и 2015–2017 гг., что является индикатором увеличения распреснения водных масс (Рисунок 4.8) и согласуется со схемой на (Рисунке 4.10, а). С другой стороны, для области круговорота Бофорта наблюдалось накопление пресных вод и во время отрицательной фазы P_{SOM} после 2015 г. (Рисунок 4.9), что обусловлено конвергенцией экмановского переноса распресненных вод на шельфе и показано зелеными стрелками на (Рисунке 4.10, а) для круговорота Бофорта, которому соответствуют положительные значения абсолютной динамической топографии по данным альтиметрии [Лемешко, 2023, 2023а].

Во время положительной фазы P_{SOM} низкое приземное давление над Арктикой вызывает циклоническую циркуляцию в Евразийском бассейне СЛО (Рисунок 4.10, б). Распресненные воды от стока Евразийских рек распространяются вдоль арктического шельфа России геострофическими течениями и вторичной циркуляцией океана и захватываются круговоротом Бофорта, что показано на (Рисунке 4.10, б) синими и фиолетовыми стрелками. Результаты анализа изменчивости реконструированного стерического уровня, осредненного по области «слепого» пятна показали, что во время положительной фазы P_{SOM} в 2010–2012 гг. и 2014–2015 гг. наблюдались минимумы стерического уровня, что свидетельствует об увеличении солености в эти периоды (Рисунок 4.8) и согласуется со схемой циркуляции на (Рисунке 4.10, б). Для области круговорота Бофорта наблюдалось накопление пресных вод во время

положительной фазы P_{SOM} только в 2011–2013 гг., а в 2013–2015 гг., наоборот, наблюдалось уменьшение стерического уровня (Рисунке 4.9). Тем не менее за весь период 2011–2020 гг. в круговороте Бофорта увеличивалось накопление пресных вод, поскольку тренд стерического уровня был положительным (0.45 см/год), что также подтверждается положительным трендом халостерической компоненты стерического уровня (Рисунок 3.17, 3.18, а) и положительным трендом содержания пресных вод в верхнем 100-метровом слое круговорота Бофорта по гидрологическим данным за 1994–2008 гг. [Pnyushkov et al., 2022; Proshutinsky et al., 2019].

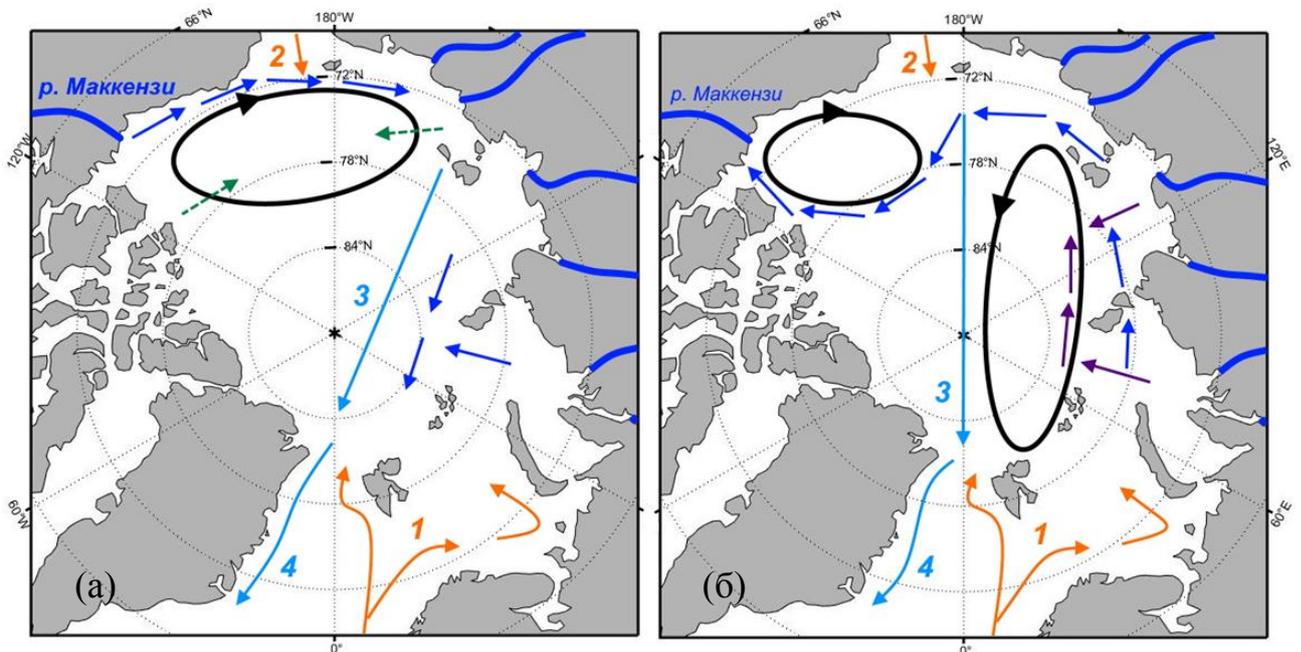


Рисунок 4.10 – Концептуальная схема циркуляции СЛО: а – во время отрицательной фазы P_{SOM} (антициклонической); б – во время положительной фазы P_{SOM} (циклонической). Черные стрелки обозначают поверхностную геострофическую циркуляцию, оранжевые – поступление атлантических (1) и тихоокеанских вод (2); голубые – Трансарктическое (3) и Восточно-Гренландское течение (4). Синие и фиолетовые стрелки показывают распространение пресных вод от реки Маккензи и стока евразийских рек. Зеленые стрелки – экмановский перенос распресненных вод. Жирными синими линиями обозначены впадающие в СЛО реки

В итоге предлагаемая концептуальная схема на (Рисунке 4.10) интегрирует полученные результаты анализа абсолютной динамической топографии, поверхностных геострофических течений по данным альтиметрии и реконструированного стерического уровня и индекса P_{SOM} в зависимости от смены режимов циркуляции атмосферы на пути распространения распресненных вод в СЛО [Лемешко, 2023, 2023а].

Выводы к главе 4

1. Описаны особенности отклика уровня моря и поверхностных геострофических течений СЛО на циклонические/антициклонические типы циркуляции атмосферы и суммарный индекс атмосферной циркуляции P_{SOM} .

С помощью композитного метода, предложенного в главе 3, были построены карты аномалии абсолютной динамической топографии для циклонических типов атмосферной циркуляции (№1, 3, 5) с суммарной повторяемостью 54% и для антициклонических типов (№2,4,6) с суммарной повторяемостью 46%. Разница между областями положительных и отрицательных значений уровня СЛО создает градиент давления, который вызывает поверхностные геострофические течения вдоль кромки шельфа в восточном направлении для циклонического режима ($P_{SOM} > 0$) и в западном для антициклонического режима ($P_{SOM} < 0$). Во время преобладания циклонического режима в атмосфере (положительной фазы P_{SOM}) циклоническая циркуляция океана проявлялась в понижении среднего уровня моря с временной задержкой в 1 год от фазы индекса P_{SOM} .

2. Получены количественные оценки зависимости межгодовой изменчивости аномалий уровня моря и поверхностных геострофических течений на основе регрессионных соотношений в зависимости от величины индекса P_{SOM} : перепад уровня между шельфом и более глубоководной частью составляет ~ 4 см на 1 единицу индекса P_{SOM} , для аномалий скорости течений $\sim 0.6-0.8$ см/с на 1

единицу индекса P_{SOM} за 2003–2014 гг. Этот перепад усиливается в Карском море до ~ 5 см и до ~ 8 см на 1 единицу индекса P_{SOM} в секторе 150° – 180° в. д. (в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море) в 2011–2020 гг. Усиление градиентов уровня приводит к усилению градиентов давления между шельфом и более глубоководной частью океана и, как следствие, к увеличению геострофических скоростей до ~ 1.5 см/с на 1 единицу индекса P_{SOM} .

Показано, что во время положительной фазы индекса P_{SOM} , когда в Арктике преобладают циклонические типы циркуляции атмосферы, наблюдается увеличение скоростей аномалий поверхностных геострофических течений, что способствует увеличению притока теплых атлантических вод в Баренцево море и центральную часть океана, и ослаблению притока тихоокеанских вод через Берингов пролив. Во время отрицательной фазы P_{SOM} , когда над Арктикой преобладают антициклонические типы циркуляции атмосферы, знаки аномалии скоростей течений меняются на противоположные.

3. Впервые получены характеристики межгодовой изменчивости и оценки трендов стерической компоненты уровня для области «слепого» пятна севернее 81.5° с. ш. и района круговорота Бофорта на основе реконструкции по данным альтиметрии и *GRACE* за 2011–2020 гг.: величины 0,3–0,4 см/год и 0,45 см/год соответственно. Значения трендов согласуются с независимыми оценками тренда стерической компоненты уровня, рассчитанной по гидрологическим данным.

4. Уточнена межгодовая изменчивость реконструированной по спутниковым данным стерической компоненты уровня, осредненной по области «слепого» пятна севернее 81.5° с. ш. и для района круговорота Бофорта за 2011–2020 гг. Для обеих областей стерический уровень является индикатором увеличения распреснения/осолонения водных масс. Соответственно, в периоды положительной фазы P_{SOM} (циклонической) наблюдаются минимумы стерического уровня, что свидетельствует об увеличении солености в эти периоды времени, а в периоды отрицательной фазы P_{SOM} (антициклонической) наблюдаются максимумы стерического уровня, что свидетельствует об уменьшении солености.

5. На основании полученных результатов предложена концептуальная схема режимов поверхностной циркуляции и распространения распресненных вод в зависимости от типов атмосферной циркуляции и суммарного индекса P_{SOM} . Схема согласуется с режимами циркуляции океана на основе анализа поверхностных геострофических течений по данным альтиметрии и межгодовой изменчивостью реконструированной по спутниковым данным стерической компоненты уровня для полярной области океана и круговорота Бофорта за 2011–2020 гг.

Результаты исследований, представленные в четвертой главе диссертации, опубликованы в [Лемешко, 2023, 2023а, 2021б, 2021в; Лемешко и др., 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе исследована пространственно-временная изменчивость уровня и поверхностных геострофических течений Северного Ледовитого океана на основе анализа спутниковых альтиметрических и гравиметрических данных, включая области океана покрытые льдом. Дополнительно привлекались данные атмосферного реанализа, архивные гидрологические базы и наблюдения уровня океана на уровневых постах и донных мареографах.

Изменение уровня Северного Ледовитого океана является важным индикатором изменчивости климата Арктики и в целом климатической системы Земли в силу интегрального характера формирования уровня моря. Для Арктики в последнее десятилетие достигнут прогресс в обработке альтиметрической информации и повышения ее точности, а запуск спутников Envisat и CryoSat-2 позволил увеличить площадь покрытия в высоких широтах до 89° с.ш. Поэтому использование современных данных альтиметрии как для районов СЛО, покрытых льдом, так и для открытой акватории, позволили получить оценки абсолютной динамической топографии и поверхностных геострофических скоростей для СЛО севернее 82° с.ш., а с использованием гравиметрических данных GRACE получить оценки изменчивости манометрической и стерической компонент уровня океана, которые хорошо согласуются с расчетами по имеющимся инструментальным наблюдениям. Влияние режимов атмосферной циркуляции на пространственно-временную изменчивость уровня океана и поверхностных течений также изучалось на основе применения метода построения самоорганизующихся карт Кохонена. Этот метод позволил выделить шесть типов циркуляции атмосферы и ввести сезонный, годовой и суммарный индексы циркуляции атмосферы, которые использовались в дальнейшем для анализа изменчивости уровня и поверхностных геострофических течений океана, а также других гидрометеорологических полей. На основании полученных результатов предложена концептуальная схема режимов поверхностной

циркуляции и распространения распресненных вод в зависимости от типов атмосферной циркуляции. Схема согласуется с межгодовой изменчивостью реконструированной по спутниковым данным стерической компоненты уровня для полярной области океана за 2011–2020 гг. и согласуется с гипотезой, что основной динамической причиной накопления в круговороте Бофорта воды с пониженной соленостью является экмановская накачка в условиях преобладания в атмосфере антициклонических типов циркуляции.

В итоге основные результаты диссертационной работы можно сформулировать следующим образом:

1. Выполнена типизация режимов циркуляции атмосферы в Арктике на основе предложенного метода построения самоорганизующихся карт приземного давления. За период 1979–2018 гг. выделено шесть типов: циклонический, два антициклонических и три смешанных типа.

2. Предложены индексы сезонной, межгодовой повторяемости типов и суммарный индекс циркуляции атмосферы P_{SOM} , позволяющие исследовать временную изменчивость режимов циркуляции атмосферы на сезонных и межгодовых масштабах и предложен композитный метод расчета присоединенных карт гидрометеорологических параметров. Корреляция суммарного индекса циркуляции атмосферы P_{SOM} и индекса арктического колебания равна 0.85, индекс P_{SOM} является обобщением индекса арктического колебания и арктического диполя с учетом других типов циркуляции атмосферы. Во время преобладания циклонических типов циркуляции атмосферы (положительной фазы P_{SOM}) циклоническая циркуляция океана проявлялась в понижении среднего уровня моря с временной задержкой в 1 год от фазы индекса P_{SOM} .

3. Выделены режимы изменчивости площади распространения морского льда, температуры воздуха, температуры поверхности моря в зависимости от типа атмосферной циркуляции, композитные карты приведены в Приложении №1.

4. Динамические процессы на шельфе северных морей России имеют в основном внутригодовой характер изменчивости, их вклад составляет до 20% в дисперсию исходного поля уровня. Две четко выраженные области с вкладом

процессов межгодовой изменчивости 70-80% в дисперсию исходного поля локализованы в районе круговорота Бофорта и в секторе 75° - 80° с.ш. и 150° в.д.- 165° з.д. В этих же областях был отмечен положительный рост абсолютной динамической топографии в море Бофорта до 1,5 см/год и отрицательный тренд в указанном секторе до минус 1,5 см/год за 2003-2014гг. В области «слепого» пятна севернее 82° с.ш. отмечен слабый рост абсолютной динамической топографии 0,10-0,20 см/год за 2011-2020гг.

5. Получены количественные оценки зависимости межгодовой изменчивости аномалий уровня моря и поверхностных геострофических течений на основе регрессионных соотношений в зависимости от величины индекса P_{SOM} : перепад уровня между шельфом и более глубоководной частью составляет ~ 4 см на 1 единицу индекса P_{SOM} , для аномалий скорости течений $\sim 0.6-0.8$ см/с на 1 единицу индекса P_{SOM} . за 2003–2014 гг. Этот перепад усиливается в Карском море до ~ 5 см и до ~ 8 см на 1 единицу индекса P_{SOM} . в секторе $150^{\circ}-180^{\circ}$ в. д. (в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море) в 2011–2020 гг. Усиление градиентов уровня приводит к усилению градиентов давления между шельфом и более глубоководной частью океана и, как следствие, к увеличению геострофических скоростей до ~ 1.5 см/с на 1 единицу индекса P_{SOM} . Таким образом, во время положительной фазы индекса P_{SOM} , когда в Арктике преобладают циклонические типы циркуляции атмосферы, наблюдается увеличение скоростей аномалий поверхностных геострофических течений, что способствует увеличению притока теплых атлантических вод в Баренцево море и центральную часть океана, и ослаблению притока тихоокеанских вод через Берингов пролив. Во время отрицательной фазы P_{SOM} , когда над Арктикой преобладают антициклонические типы циркуляции атмосферы, знаки аномалии скоростей течений меняются на противоположные.

6. Уточнена пространственно-временная изменчивость стерической и манометрической компонент уровня моря, получены оценки их трендов по данным альтиметрии, GRACE и гидрологии. Получены оценки изменчивости стерического уровня для районов Северного Ледовитого океана, где почти

отсутствует или низка обеспеченность гидрологических измерений (Т,S), в том числе и для «слепого» пятна для области 82°-89° с.ш. недоступной для альтиметрии до 2011г.

7. Впервые получены характеристики межгодовой изменчивости и оценки трендов стерической компоненты уровня для области «слепого» пятна севернее 81.5° с. ш. и района круговорота Бофорта на основе реконструкции по данным альтиметрии и *GRACE* за 2011-2020гг.: величины 0,3–0,4 см/год и 0,45 см/год соответственно. Значения трендов согласуются с независимыми оценками тренда стерической компоненты уровня, рассчитанной по гидрологическим данным. Для области «слепого» пятна и круговорота Бофорта стерический уровень является индикатором увеличения распреснения/осолонения водных масс. Соответственно, в периоды положительной фазы индекса P_{SOM} (циклонической) наблюдаются минимумы стерического уровня, что свидетельствует об увеличении солености в эти периоды времени, а в периоды отрицательной фазы P_{SOM} (антициклонической) наблюдаются максимумы стерического уровня, что свидетельствует об уменьшении солености.

8. На основании полученных результатов предложена концептуальная схема режимов поверхностной циркуляции и распространения распресненных вод в зависимости от типов атмосферной циркуляции и суммарного индекса P_{SOM} . Схема согласуется с режимами циркуляции океана на основе анализа поверхностных геострофических течений по данным альтиметрии и межгодовой изменчивостью реконструированной стерической компоненты уровня для полярной области океана и круговорота Бофорта за 2011–2020 гг.

9. Практическая значимость работы заключается в получении количественных оценок изменчивости уровня и скоростей поверхностных геострофических течений океана в зависимости от типа атмосферной циркуляции в Арктике. Полученные соотношения имеют прикладное значение для прогностических систем на основе использования спутниковой информации, в том числе будут способствовать улучшению прогнозов ледовых явлений на трассах Северного морского пути для обеспечения безопасности мореплавания и

морехозяйственной деятельности в Арктике. Развитие представлений о динамике поверхностных течений в Северном Ледовитом океане необходимо и для решения экологических задач, например, для оценивания трансграничного переноса радиоизотопов и оценки радиэкологического состояния арктических морей.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

АД – Арктический диполь

АК – Арктическое колебание

АОК – Арктическая океаническое колебание

СЛО – Северный Ледовитый океан

GRACE – Gravity Recovery and Climate Experiment

МО – Мировой океан

ТПМ – температура поверхности моря

ПТВ – поверхностная температура воздуха

СНБ – Северное, Норвежское и Баренцево моря

САК – Североатлантическое колебание

СКО – среднеквадратичное отклонение

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев, Г.В. Формирование и динамика современного климата Арктики / Г.В. Алексеев // Гидрометеоздат, Санкт - Петербург, 2004. – ISBN: 5-286-01461 – 5. – 266 с.
2. Алексеев, Г.В. Влияние притока из Атлантики на содержание пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна / Г.В. Алексеев, А.В. Пнюшков, А.В. Смирнов, А.Е. Вязилова, Н.И. Глок // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2019. – 65 (4). – С. 363–388. – DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-363-388.
3. Алексеев, Г.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике / Г.В. Алексеев, С.И. Кузмина, Н.И. Глок, А.Е. Вязилова, Н.Е. Иванов, А.В. Смирнов // Лёд и Снег. – 2017. – 57 (3). – С. 381–390. – DOI: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390.
4. Алексеев, Г.В. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период / Г.В. Алексеев, С.И. Кузмина, А.В. Уразгильдеева, Л.П. Бобылев // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2016. – Т. 1. – С. 43–63.
5. Алексеев, Г.В. Комплексная оценка климатических изменений в морской Арктике с использованием данных МПГ 2007/08 / Г.В. Алексеев, А.В. Пнюшков, Н.Е. Иванов, И.М. Ашик, В.Т. Соколов, П.Н. Головин, П.В. Богородский // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2009. – Т. 1. – № 81. – С. 7–14.
6. Алексеев, Г.В. Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века / Г.В. Алексеев, Н.Е. Иванов, А.В. Пнюшков, Н.Е. Харланенкова // Метеорологические и геофизические исследования. М.: Европейские издания, 2011. – С. 3–25.
7. Алексеев, Г.В. Изменения содержания пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна с 1950-х по 2010-е годы / Г.В. Алексеев, А.В. Смирнов, А.В. Пнюшков, А.Е. Вязилова, М.Ю. Кулаков, Н.И. Глок // Фундаментальная и

- прикладная гидрофизика. – 2021. – 14 (4). С. 25–38. – DOI: 10.7868/S2073667321040031.
8. Артамонов, Ю.В. Внутригодовая изменчивость поля температуры в Арктическом бассейне / Ю.В. Артамонов, Е.А. Скрипалева, Н.В. Никольский // Вестник Московского университета. Серия 5: География. –2020. – Т. 2, – С. 100–109.
 9. Артамонов, Ю.В. Сезонная изменчивость температурных фронтов на поверхности Баренцева моря / Ю.В. Артамонов, Е.А. Скрипалева, А.В. Федирко // Метеорология и гидрология. – 2019. – № 1. – С. 78–90.
 10. Архив ARCTIC SEALEVEL. – URL: https://ftp.space.dtu.dk/pub/ARCTIC_SEALEVEL/ (дата обращения 23.08.2023).
 11. Архив ARCTIC SEALEVEL 2019. – URL: https://ftp.space.dtu.dk/pub/ARCTIC_SEALEVEL/DTU_TUM_V3_2019/ (дата обращения 23.08.2023).
 12. Архив CPOM. – URL: https://www.cpom.ucl.ac.uk/dynamic_topography (дата обращения 09.07.2023).
 13. Архив ERA-Interim. – URL: <https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-moda/levtype=sfc/> (дата обращения 17.08.2023).
 14. Архив ESA. – URL: <http://www.esa-sealevel-cci.org/products> (дата обращения 19.07.2023).
 15. Архив GOCO. – URL: <http://www.goco.eu> (дата обращения 15.07.2023).
 16. Архив GRACE. – URL: <https://podaac.jpl.nasa.gov/datasetlist?search=tellus> (дата обращения 09.07.2023).
 17. Архив NSIDC. – URL: https://nsidc.org/data/seaice_index (дата обращения 25.08.2023).
 18. Архив PSMSL. – URL: <http://www.psmsl.org/data/obtaining/> (дата обращения 09.07.2023).
 19. Архив STERIC. – URL: <https://ftp.space.dtu.dk/pub/DTU19/STERIC> (дата обращения 23.07.2023).
 20. Архив UDASH. – URL: <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.872931> (дата обращения 27.08.2023).
 21. Архив VESL. – URL: <https://vesl.jpl.nasa.gov/solid-earth/gia/> (дата обращения 14.08.2023).

22. Архипкин, В.С. Океанология: физические свойства морской воды / В.С. Архипкин, С.А. Добролюбов. М.: МАКС Пресс, 2005. – 214 с.
23. Атаджанова, О.А. Особенности субмезомасштабной вихревой динамики Баренцева, Карского и Белого морей по данным спутниковых наблюдений / О.А. Атаджанова, А.В. Зимин, А.А. Коник, Е.И. Свергун, Д.А. Романенков // Процессы в геосредах. – 2018. – № 3 (17). – С. 191–192.
24. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. – М.: изд-во ГУНИО МО СССР ВМФ, – 1980. – 184 с.
25. Башмачников, И.Л. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 2: индексы интенсивности конвекции / И.Л. Башмачников, А.М. Федоров, А.В. Весман, Т.В. Белоненко, Д.С. Духовской // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2019. – Т. 16. – № 1. – С. 191–201. – DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201.
26. Белокопытов, В.Н. Факторы, снижающие эффективность работы систем оперативных океанографических прогнозов в Арктическом бассейне / В.Н. Белокопытов // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 2. – С. 21–27. – DOI: 10.22449/0233-7584-2017-2-21-27.
27. Белоненко, Т.В. Стерические колебания уровня и глубокая конвекция в Лабрадорском море и море Ирмингера / Т.В. Белоненко, А.М. Федоров // Исследование Земли из космоса. – 2018. – № 3. – С. 56–69. – DOI: 10.7868/S0205961418030041.
28. Белоненко, Т.В. О трендах стерических колебаний уровня в северной Атлантике / Т.В. Белоненко, А.В. Колдунов // Исследование Земли из космоса. – 2018. – № 5. С. 31–40. [Электронный ресурс]. – DOI: 10.31857/S020596140003236-0.
29. Бышев, В.И. Количественная оценка параметров климатической изменчивости системы океан-атмосфера / В.И. Бышев, Н.К. Кононова, В.Г. Нейман, Ю.А. Романов // Океанология. – 2004. – Том 44. – № 3. – С. 341–353.

30. Вангенгейм, Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики / Г.Я. Вангенгейм // Труды ААНИИ. – 1952. – Т.34. – 314 с.
31. Вязилова, А.Е. Влияние глобального потепления на приток речных вод в арктические моря / А.Е. Вязилова, Г.В. Алексеев, Н.Е. Харланенкова // Метеорология и гидрология. – 2022. – № 6. – С. 46–55. – DOI: 10.52002/0130-2906-2022-6-46-55. – EDN WQZDVM.
32. Гирс, А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы / А.А. Гирс. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 280с.
33. Голубева, Е.Н. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана / Е.Н. Голубева, Г.А. Платов, Д.Ф. Якшина // Лёд и Снег. – 2015. – № 2 (130). – С. 81–92. – DOI: 10.15356/2076-6734-2015-2-81-92.
34. Государственная программа Российской Федерации «Социально–экономическое развитие Арктической зоны Российской Федерации» [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.pravo.gov.ru> (дата обращения: 25.05.2022).
35. Дзердзеевский, Б.Л. Типовые схемы общей циркуляции атмосферы в Северном полушарии и индекс циркуляции / Б.Л. Дзердзеевский, А.С. Монин // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954. – № 6. – С. 562–574.
36. Дмитриев, А.А. Атмосферные процессы Северного полушария (1891–2018 гг.), их классификация и использование / А.А. Дмитриев, В.Ф. Дубравин, В.А. Беязо. – СПб.: Супер, 2018. – 306 с.
37. Ершова, А.А. Исследование загрязнения микропластиком морей российской Арктики и Дальнего Востока / А.А. Ершова, Т.Р. Еремина, А.Л. Дунаев и др. // Арктика: экология и экономика. – 2021. – Т. 11, № 2. – С. 164–177. – DOI: 10.25283/2223-4594-2021-2-164-177.
38. Заболотских, Е.В. Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледового покрова / Е.В.

- Заболотских, И.А. Гурвич, Б. Шапрон // Исследование Земли из космоса. – 2015. – № 2. – С. 64–77. – DOI: 10.7868/S0205961415020116.
39. Зимин, А.В. Субмезомасштабные вихри в Белом море по данным спутниковых радиолокационных измерений / А.В. Зимин, О.А. Атаджанова, Д.А. Романенков, И.Е. Козлов, Б. Шапрон // Исследование Земли из космоса. – 2016. – №1–2. – С. 129–135.
40. Иванов, В.В. Атлантические воды в арктической циркуляционной трансполярной системе / В.В. Иванов, Л.А. Тимохов // Метеорология и гидрология. – 2019. – № 4. – С. 36–53.
41. Иванов, В.В. Межгодовая изменчивость термохалинных параметров верхнего слоя в Арктическом бассейне Северного Ледовитого океана / В.В. Иванов, П.Н. Головин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2019. – 12 (3). – С. 13–25. – DOI: 10.7868/S2073667319030031.
42. Кальницкий, Л.Ю. Сезонная изменчивость циркуляции вод и морского льда в Северном Ледовитом океане в модели высокого разрешения / Л.Ю. Кальницкий, М.Н. Кауркин, К.В. Ушаков, Р.А. Ибраев // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2020. – Т. 56. – № 5. – С. 598–610.
43. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / Н.К. Кононова; отв. ред. А.Б. Шмакин; Российская акад. наук, Ин-т географии. – М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.
44. Колдунов, А.В. Применение спутниковых данных для валидации гидродинамической модели Северного Ледовитого океана / А.В. Колдунов, Н.В. Колдунов, Д.Л. Волков, Т.В. Белоненко // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2015. – Т. 12. – №6. – С. 111–124.
45. Кононова, Н.К. Колебания температуры воздуха в высоких широтах России и их связь с циркуляцией атмосферы Северного полушария / Н.К. Кононова, О.Ф. Самохина // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2017. – №3. – С. 28–56. – DOI: 10.21513/2410-8758-2017-3-28-56.

46. Кононова, Н.К. Типы глобальной циркуляции атмосферы: результаты мониторинга и ретроспективной оценки за 1899-2017 гг. / Н.К. Кононова // *Фундаментальная и прикладная климатология*. – 2018. – Т. 3. – С. 108–123. – DOI: 10.21513/2410-8758-2018-3-108-123. – EDN YNFLQT.
47. Кохонен, Т. Самоорганизующиеся карты / Т. Кохонен. – М.: Бином, 2008. – 655 с. ISBN 978-5-94774-352-4.
48. Лебедев, К.В. Океанологические исследования / К.В. Лебедев, Б.Н. Филлюшкин, Щепёткин. – 2020. – Т.48. – № 2. – С. 34–50. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(2).3.
49. Лемешко Е. Е. Межгодовая изменчивость режимов циркуляции вод Северного Ледовитого океана // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2023. № 1. С. 48–64. doi: 10.29039/2413-5577-2023-1-48-64.
50. Лемешко, Е.Е. Тренды уровня Северного Ледовитого океана / Е.Е. Лемешко, Е.М. Лемешко // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. – 2020. – № 2. – С. 28–40. – DOI: 10.22449/2413-5577-2020-2-28-40.
51. Лемешко, Е.Е. Влияние арктической осцилляции на формирование режимов циркуляции вод в секторе Северного, Норвежского и Баренцева морей / Е.Е. Лемешко, Е.М. Лемешко, В.П. Новицкая // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. – 2021. – № 2. – С. 47–64. – DOI: 10.22449/2413-5577-2021-2-47-64.
52. Лемешко, Е.Е. Анализ изменчивости уровня Азовского моря методом самоорганизующихся карт по данным альтиметрии / Е.Е. Лемешко, А.А. Полозок, Е.М. Лемешко // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. – 2016. – № 3. – С. 54–60.
53. Лемешко, Е.Е. Самоорганизующиеся карты атмосферной циркуляции и межгодовая изменчивость гидрометеорологических полей в Арктике / Е.Е. Лемешко // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. – 2020а. – № 3. – С. 48–62. – DOI: 10.22449/2413-5577-2020-3-48-62.

54. Лемешко Е. Е. Крупномасштабная изменчивость уровня и течений Северного Ледовитого океана на основе спутниковых данных // Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Материалы VII Международной научно-практической конференции. Часть 1. – Майкоп: Изд-во «ИП Кучеренко В.О.», 2023а. – 306 с. ISBN 978-5-907004-00-9 ISBN 978-5-6049201-8-3– Ч.1, С. 286–295.
55. Лемешко Е. Е. Оценка трендов уровня Северного Ледовитого океана с учетом влияния мезомасштабной динамики // Сборник материалов всероссийской конференции с международным участием «XXIX Береговая конференция: натурные и теоретические исследования – в практику берегопользования», гл. ред. Б. В. Чубаренко [Электронный ресурс] : научное электронное издание. — Калининград : Издательство БФУ им. И. Канта, 2022. — 126-128с.
56. Лемешко Е. Е. Долговременная изменчивость стерического уровня в Норвежском и Баренцевом морях // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2021» / Отв. ред. И.А. Алешковский, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, Е.И. Зимакова. [Электронный ресурс] – М.: МАКС Пресс, 2021а. – 1 электрон. опт. диск (DVD-ROM); 12 см. – 2000 экз. ISBN 978-5-317-06593-5.
57. Лемешко Е. Е. Межгодовая изменчивость режимов циркуляции атмосферы и Северного Ледовитого океана // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 18–24 апреля 2021 г. Москва: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2021б, 538 с. doi:10.29006/978-5-6045110-3-9. ISBN 978-5-6045110-3-9.
58. Лемешко Е. Е. Оценка влияния Арктической осцилляции последних десятилетий на формирование режимов циркуляции Северного Ледовитого океана // Материалы XXVII Международного симпозиума "Оптика атмосферы

- и океана. Физика атмосферы". [Электронный ресурс]. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2021в. С. D-202-D-205. ISBN 978-5-94458-187-7.
59. Лемешко Е. Е. Тренды уровня Северного Ледовитого океана по спутниковым данным // Материалы 18-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва: ИКИ РАН, 2020б. С. 223. DOI 10.21046/18DZZconf-2020a.
60. Малинин, В.Н. Физико–статистический метод прогноза гидрологических характеристик (на примере Северо-Европейского бассейна) / В.Н. Малинин, С.М. Гордеева. – Мурманск: ПИНРО, 2003. – 129 с.
61. Малинин, В.Н. Изменения уровня Мирового океана в текущем столетии / В.Н. Малинин, С.М. Гордеева, О.И. Шевчук // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2019. – Т. 16. – № 5. – С. 9–22. – DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-9-22.
62. Матишов, Г.Г. Реконструкция поступления и миграции ^{137}Cs и ^{90}Sr в экосистеме Баренцева моря / Г.Г. Матишов, И.С. Усягина, Г.В. Ильин // Вестник Российского фонда фундаментальных исследований. – 2022. – № 2 (114) апрель–июнь 2022 г. – С. 119–135. – DOI: 10.22204/2410-4639-2022-114-02-119-135.
63. Медведев, И.П. Экстремальные колебания уровня в морях российской Арктики в условиях глобального изменения климата / И.П. Медведев, М.Е. Куликов, Е.А. Куликов, А.Ю. Медведева, О.И. Яковенко, Д.А. Смирнова // Вестник Российского фонда фундаментальных исследований. – 2022. – № 2 (114) апрель–июнь 2022 г. – С. 84–101. – DOI: 10.22204/2410-4639-2022-114-02-84-101.
64. Миссия GRACE. – URL: <https://gracefo.jpl.nasa.gov/mission/overview/> (дата обращения 23.08.2023).
65. Моря Российской Арктики в современных климатических условиях / Под редакцией И. М. Ашика. – СПб.: ААНИИ, 2021. – 360 с.

66. Рябченко, В.А. Распространение речных вод в Северном Ледовитом океане / В.А. Рябченко, Г.В. Алексеев, И.А. Неелов, А.Ю. Дворников // Метеорология и гидрология. – 2001. – Т. 9. – С. 61–69.
67. Саркисян, А.С. Моделирование обратных связей климатообразующих процессов в Северном Ледовитом океане / А.С. Саркисян и др. // Арктика: экология и экономика. – 2013. – № 1 (9). – С. 12–23.
68. Сикан, А.В. Методы статистической обработки гидрологической информации / А.В. Сикан. – СПб.: изд. РГГМУ, 2007. – 279 с.
69. Тимохов, Л.А. Изменения термохалинных характеристик трансполярной системы Северного Ледовитого океана / Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов, Х. Кассенс, В.Ю. Карпий, Н.В. Лебедев, С.Ю. Малиновский, И.В. Поляков, Е. Хелеманн // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2016. – (2). – С. 34–49.
70. Тимохов, Л.А. Климатические изменения динамической топографии и геострофической циркуляции Северного Ледовитого океана / Л.А. Тимохов, В.В. Иванов, Х. Кассенс, Н.В. Лебедев, И.Е. Фролов, Е. Хелеманн // Доклады академии наук. – 2018. – Т. 480. – № 3. – С. 359–362. – DOI: 10.7868/S0869565218150215.
71. Тимохов, Л.А. Динамическая топография океана и поверхностная геострофическая циркуляция в Арктическом бассейне в период 2007–2011 гг. / Л.А. Тимохов, Н.В. Лебедев, В.Ю. Карпий, Е.Г. Никифоров // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2012. – № 2 (91). – С. 89–102.
72. Фролов, И.Е. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана / И.Е. Фролов, И.М. Ашик, Х. Кассенс, И.В. Поляков, А.Ю. Прошутинский, В.Т. Соколов, Л.А. Тимохов // ДАН, – 2009. – Т. 429. – № 5. – С. 688–690.
73. Чернявская, Е.А. Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна / Е.А. Чернявская, Л.А. Тимохов, В.С. Карпий, С.Ю. Малиновский // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2020. – 66 (4). – С. 404–426. – DOI: 10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426.

74. Яковлев, Н.Г. Моделирование климата океана и морского льда Северного Ледовитого океана с помощью конечно-элементной модели FEMAO: к вопросу о понимании роли различных физических процессов в формировании наблюдаемого состояния и воспроизведении их в моделях глобального климата / Н.Г. Яковлев // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008. – 1 (78).
75. Яковлев, Н.Г. Современные проблемы моделирования Арктики ИВМ РАН / Н.Г. Яковлев // Глава в книге: Научно-технические проблемы освоения Арктики. Российская Академия наук. М.: Наука, 2015. – 490 с.
76. Andersen, O.B. Recent Arctic Sea Level Variations from Satellites / O.B. Andersen, G. Piccioni // Front. Mar. Sci. – 2016. – V.3:76. – P.1–6. – DOI: 10.3389/FMARS.2016.00076.
77. Armitage, T.W.K. Arctic sea surface height variability and change from satellite radar altimetry and GRACE, 2003–2014 / T.W.K. Armitage, S. Bacon, A.L. Ridout, S.F. Thomas, Y. Aksenov, D.J. Wingham (2016). // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2016. – V. 121, – P. 4303–4322. – DOI: 10.1002/2015JC011579.
78. Armitage, T.W.K. Arctic Sea Level and Surface Circulation Response to the Arctic Oscillation / T.W.K. Armitage, S. Bacon, R. Kwok // Geophysical Research Letters. – 2018. – 45 (13). – P. 6576–6584. – DOI: 10.1029/2018GL078386.
79. Armitage, T. W. K. Arctic Ocean surface geostrophic circulation 2003–2014 / T.W.K. Armitage [et al.] // The Cryosphere. – 2017. – V. 11, – Iss. 4. – P. 1767–1780. – DOI: 10.5194/tc -11-1767-2017.
80. Arctic Dipole. – URL: <https://nsidc.org/arcticseaicenews/tag/arctic-dipole-anomaly/> (дата обращения 23.07.2023).
81. Arctic Oscillation. – URL: https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.loading.shtml (дата обращения 23.07.2023).
82. Behrendt, A. UDASH – Unified Database for Arctic and Subarctic Hydrography / A. Behrendt [et al.] // Earth System Science Data. – 2018. – V. 10. – Iss. 2. – P. 1119–1138. – DOI: 10.5194/essd-10-1119-2018.

83. Bony, S. How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes? / S. Bony [et al.] // *J. Climate*, 2006. – 19. – P. 3445–3482. – DOI: 10.1175/JCLI3819.1.
84. Box, J.E. Key indicators of Arctic climate change: 1971– 2017 / J.E. Box // *Environ. Res. Lett.* – 2019. – 14. – 045010. – 19 P. – DOI: 10.1088/1748-9326/aafc1b.
85. Bromwich, D.H. A review of the temporal and spatial variability of Arctic and Antarctic atmospheric circulation based upon ERA-40 / D.H. Bromwich, S.H Wang // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. – 2008. – V. 44. – Iss. 3-4. – P. 213–243. – DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2007.09.001.
86. Caron, L. GIA model statistics for GRACE hydrology, cryosphere, and ocean science / L. Caron, E.R. Ivins, E. Larour, S. Adhikari, J. Nilsson, G. Blewitt // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – 45. – P. 2203–2212. – DOI: 10.1002/2017GL076644.
87. Carret, A. Arctic Sea Level During the Satellite Altimetry Era / A.Carret, J.A. Johannessen, O.B. Andersen et al. // *Surv Geophys.* – 2017. – 38. – P.251–275. – DOI: 10.1007/S10712-016-9390-2
88. Chambers, D.P. Evaluation of the Global Mean Sea Level Budget between 1993 and 2014 / D.P. Chambers [et al.] // *Surveys in Geophysics*. – 2017. – V. 38. – P. 309–327. – DOI: 10.1007/s10712-016-9381-3.
89. Church, J.A. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century / J.A. Church [et al.] // *Surveys in Geophysics*. – 2011. – V. 32. – P. 585–602. – DOI: 10.1007/s10712-011-9119-1.
90. Doglioni, F. Sea surface height anomaly and geostrophic current velocity from altimetry measurements over the Arctic Ocean (2011–2020) / F. Doglioni, R. Ricker, B. Rabe, A. Barth, C. Troupin, T. Kanzow // *Earth Syst. Sci. Data*. – 2023. – 15. – P. 225–263. – DOI: 10.5194/essd-15-225-2023.
91. Dukhovskoy, D.S. Role of Greenland freshwater anomaly in the recent freshening of the Subpolar North Atlantic / D.S. Dukhovskoy, I. Yashayaev, A. Proshutinsky, J.L. Bamber, I.L. Bashmachnikov, E. Chassignet, C.M. Lee, A.J. Tedstone // *Journal of*

- Geophysical Research: Oceans. – 2019. – V. 124, – Iss. 5. – P. 3333–3360. – DOI: 10.1029/2018JC014686.
92. Forget, G. The partition of regional sea level variability / G. Forget, R.M. Ponte // Progress in Oceanography. – 2015. – 137. – P. 173–195. – DOI: 10.1016/j.pocean.2015.06.00.
93. Grabon, Jeffrey S. An analysis of Atlantic water in the Arctic Ocean using the Arctic subpolar gyre state estimate and observations / Jeffrey S. Grabon, M. Toole John, An T. Nguyen, A. Krishfield Richard // Progress in Oceanography. – 2021. – V. 198. – 102685. – DOI: 10.1016/j.pocean.2021.102685.
94. Gregory, J.M. Concepts and Terminology for Sea Level: Mean, Variability and Change, Both Local and Global / J.M. Gregory, S.M. Griffies, C.W. Hughes [et al.] // Surv Geophys. – 2019. – 40. – P. 1251–1289. – DOI: 10.1007/s10712-019-09525-z.
95. Horwath, M. Global sea-level budget and ocean-mass budget, with a focus on advanced data products and uncertainty characterization / M. Horwath [et.al.] // Earth Syst. Sci. Data. – 2022. – 14. – P. 411–447. – DOI: 10.5194/essd-14-411-2022.
96. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)., Climate Change 2007: The Scientific Basis—Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of IPCC /, Cambridge Univ. Press, New York, – 2007. – 944 pp.
97. Ivanov, V. Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean-Air Heat Exchange in the Late Summer / V. Ivanov [et. al.] // Atmosphere. – 2019. – V. 10, – Iss. 4. – 184. – DOI: 10.3390/atmos10040184.
98. Johannessen, O.M. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea ice variability / O.M. Johannessen, L. Bengtsson, M.W. Miles [et al.] // Tellus. – 2004. – V. 56A. – P. 328–341.
99. Johnsson, M. Applications of Self-Organizing Maps / M. Johnsson // InTech. – 2012. – ISBN 978-953-51-0862-7. – 298 pp. – DOI: 10.5772/3464.
100. Kwok, R. Dynamic topography of the ice covered Arctic Ocean from ICESat / Kwok, R. and J. Morison // Geophys. Res. Lett.–2011.–V. 38, L02501.–P.1–6.– DOI: 10.1029/2010GL046063.

101. Kwok, R. Arctic sea ice circulation and drift speed: Decadal trends and ocean currents / R. Kwok, G. Spreen, and S. Pang // *J. Geophys. Res. Oceans.* – 2013. – 118. – P.2408–2425. – DOI:10.1002/JGRC.20191
102. Kwok, R. Sea surface height and dynamic topography of the ice-covered oceans from CryoSat-2: 2011–2014 / Kwok, R. and J. Morison // *J. Geophys. Res. Oceans.* – 2016. – 121. – P. 674–692. – DOI:10.1002/2015JC011357
103. Lemeshko, E.M. Long-term variability of air temperature in the Arctic region for the period 1979-2017 / E.M. Lemeshko, E.E. Lemeshko // *Proc. SPIE 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 2019.* – 112089I. – DOI: 10.1117/12.2540946.
104. Lemeshko, E.E. Structure and long-term dynamics of surface atmosphere of Azov-Black Sea region on the base of self-organizing map analysis / E.E. Lemeshko, G.V. Surkova, E.M. Lemeshko. // *Proc. SPIE 10833, 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 2018.* – 108337V. – DOI: 10.1117/12.2504291.
105. Lemeshko E.E. Inter-annual variability of the sea surface atmosphere dynamics of the Azov-Black Sea region according to the re-analysis for 1979-2017 / E.E. Lemeshko // *Proc. SPIE 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 2019a.* – 112089H. – DOI: 10.1117/12.2540938.
106. Lewis, E.L. *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean* / E.L. Lewis [et al.] // Kluwer Academic Publishers, NATO Series 2. Environment Security, 2000. – V. 70. – 630 pp. – ISBN 978-0-7923-6440-5. – ISBN 978-94-011-4132-1 (eBook). – DOI: 10.1007/978-94-011-4132-1.
107. Liu, Y. Performance evaluation of the self-organizing map for feature extraction / Y. Liu, R.H. Weisberg, C.N.K. Mooers // *J. Geophys. Res.* – 2006. – V. 111. – C05018. – DOI: 10.1029/2005JC003117.
108. Llovel, W. Global ocean freshening, ocean mass increase and global mean sea level rise over 2005–2015 / W. Llovel [et al.] // *Scientific Reports.* – 2019. – V. 9. – 17717. – DOI: 10.1038/s41598-019-54239-2.

109. Ludwigsen, C.A. Contributions to Arctic sea level from 2003 to 2015 / C.A. Ludwigsen, O.B. Andersen // *Advances in Space Research*. – 2019. – DOI: 10.1016/j.asr.2019.12.027.
110. Ludwigsen, C. Vertical Land Motion from present-day deglaciation in the wider Arctic / C. Ludwigsen, S.A. Khan, O.B. Andersen, B. Marzeion // *Earth and Space Science Open Archive*. – 2020. – P.18. – DOI: 10.1002/essoar.10502890.1.
111. Ludwigsen, C.B. Components of 21 years (1995–2015) of absolute sea level trends in the Arctic / C.B. Ludwigsen, O.B. Andersen, S.K. Rose // *Ocean Sci.* – 2022. – 18. – P. 109–127. – DOI: 10.5194/os-18-109-2022.
112. Ma, B. Ekman circulation in the Arctic Ocean: Beyond the Beaufort Gyre / B. Ma, M. Steele, C.M. Lee // *J. Geophys. Res. Oceans*. – 2017. – 122. – P. 3358–3374. – DOI: 10.1002/2016JC012624.
113. Marshall, J. Climate Response Functions' for the Arctic Ocean: a proposed coordinated modeling experiment / J. Marshall, J. Scott, A. Proshutinsky // *Geosci. Model Dev. Discuss.* – 2017. – DOI: 10.5194/gmd-2016-316.
114. Matishov, D.G. Radioecology in Northern European Seas / D.G. Matishov, G.G. Matishov. – Germany, Berlin, Heidelberg: Springer Publ. – 2004. – 336 pp. – DOI: 10.1007/978-3-662-09658-1.
115. Matlab Toolbox. – URL: <https://www.mathworks.com> (дата обращения 11.07.2023).
116. Morison, J. Changing Arctic Ocean freshwater pathways / J. Morison, R. Kwok, C. Peralta-Ferriz, M. Alkire, I. Rigor, R. Andersen, M. Steele // *Nature*. – 2012. – 48. – 1 (7379). – P. 66–70. – DOI: 10.1038/nature10705.
117. Morison, J. The Cyclonic Mode of Arctic Ocean Circulation / J. Morison, R. Kwok, S. Dickinson, R. Andersen, C. Peralta-Ferriz, D. Morison, I. Rigor, S. Dewey, J. Guthrie // *Journal of Physical Oceanography*. – 2021. – 51 (4). – P. 1053–1075. – DOI: 10.1175/JPO-D-20-0190.1.
118. Mwasiagi, J.I. Self Organizing Maps - Applications and Novel Algorithm Design / J.I. Mwasiagi // *Intech, Rijeka, Croatia*. – 2011. – ISBN 978-953-307-546-4. – P. 714.

119. Nerem, R.S. Climate-change–driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era / R.S. Nerem, B.D. Beckley, J.T. Fasullo, B.D. Hamlington, D. Masters, G.T. Mitchum // *Proc. National Academy of Sciences*. – 2018. – V. 115. – No. 9. – P. 2022–2025. – DOI: 10.1073/pnas.1717312115.
120. Peacock, N. R. Sea surface height determination in the Arctic Ocean from ERS altimetry / N. R. Peacock, S. W. Laxon // *J. Geophys. Res.* – 2004. – 109. – C07001. – DOI:10.1029/2001JC001026.
121. Peralta-Ferriz, C. Arctic Ocean Circulation Patterns Revealed by GRACE / C. Peralta-Ferriz, J.H. Morison, J.M. Wallace, J.A. Bonin, J. Zhang // *Journal of climate*. – 2014. – V. 27. – Iss. 4. – P. 1445–1468. – DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00013.1.
122. Peralta-Ferriz, C. Remote sensing of bottom pressure from GRACE satellites / C. Peralta-Ferriz [et al.] // *US CLIVAR Variations*. – 2017. – V. 15. – Iss. 2. – P. 22–28.
123. Pnyushkov A. V. On the interplay between freshwater content and hydrographic conditions in the Arctic Ocean in the 1990s–2010s / Pnyushkov A. V., Alekseev G. V., Smirnov A. V. // *Journal of Marine Science and Engineering*. –2022.– Vol. 10.– iss. 3. 401. – P.1–24.–DOI:10.3390/jmse10030401
124. Prandi, P. Local sea level trends, accelerations and uncertainties over 1993–2019 / P. Prandi, B. Meyssignac, M. Ablain [et al.] // *Sci Data*. – 2021. – 8. – 1. – DOI: 10.1038/s41597-020-00786-7.
125. Prandi, P. Arctic sea surface height maps from multi-altimeter combination / P. Prandi, J.-C. Poisson, Y. Faugère, A.Guillot and G. Dibarboure // *Earth Syst. Sci. Data*. –2021a. – 13. – P.5469–5482. – DOI.ORG/10.5194/ESSD-13-5469-2021.
126. Proshutinsky, A. Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean / A. Proshutinsky, I.M. Ashik, E.N. Dvorkin, S. Haäkkinen, R.A. Krishfield, W.R. Peltier // *J. Geophys. Res.* – 2004. – 109. – C03042. – DOI: 10.1029/2003JC002007.

127. Proshutinsky, A. Arctic circulation regimes / A. Proshutinsky, D. Dukhovskoy, M.-L. Timmermans, R. Krishfield, J.L. Bamber // *Philosophical transactions of the Royal Society A*. – 2015. – V. 373. – Iss. 2052. – DOI: 10.1098/rsta.2014.0160.
128. Proshutinsky, A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean / A. Proshutinsky, M. Johnson // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1997. – V. 102. – Iss. C6. – P. 12493–12514.
129. Proshutinsky, A. Analysis of the Beaufort Gyre freshwater content in 2003–2018 / A. Proshutinsky, R. Krishfield, J.M. Toole, M.-L. Timmermans, W. Williams, S. Zimmermann [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019. – 124. – P. 9658–9689. – DOI: 10.1029/2019JC015281.
130. Raj, R.P. Arctic Sea Level Budget Assessment during the GRACE/Argo Time Period / R.P. Raj [et al.] // *Remote Sens*. – 2020. – 12. – 2837. – DOI: 10.3390/rs12172837.
131. Rose, S.K. Arctic Ocean Sea Level Record from the Complete Radar Altimetry Era: 1991–2018 / S.K. Rose, O.B. Andersen, M. Passaro, C.A. Ludwigsen, C. Schwatke // *Remote Sensing*. – 2019. – 11 (14). – 1672. – DOI: 10.3390/rs11141672.
132. Seber, J.A.F. *Linear Regression Analysis* / J.A.F. New York : Wiley & sons, 1977. – P. 465.
133. Serreze, M. *The Arctic Climate System* / M. Serreze, R. Barry // *Cambridge Atmospheric and Space Science Series*. Cambridge: Cambridge University Press. – ISBN 978-1-107-03717-5. – P. 1– 442. – DOI: 10.1017/CBO9781139583817.015.
134. Sommerkorn, M. *Arctic Climate Feedbacks: Global Implications* / M. Sommerkorn, S.J. Hassol // *WWF International Arctic Programme*, Oslo, 2009. – P. 97.
135. Sonnewald, M. Unsupervised learning reveals geography of global ocean dynamical regions / M. Sonnewald, C. Wunsch, P. Heimbach // *Earth and Space Science*. – 2019. –V. 6. – DOI: 10.1029/2018EA000519.

136. Svendsen, L.P. Stable reconstruction of Arctic sea level for the 1950–2010 period / L.P. Svendsen [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2016. – V. 121. – Iss. 8. – P. 5697–5710. – DOI: 10.1002/2016JC011685.
137. Timmermans, M-L. Understanding Arctic Ocean circulation: A review of ocean dynamics in a changing climate / M-L. Timmermans, J. Marshall // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2020. – V. 125. – Iss. 4. – e2018JC014378. – DOI: 10.1029/2018JC014378.
138. Timmermans, M-L. The Arctic Ocean's Beaufort Gyre / M-L. Timmermans, Toole, M. John // *Annu. Rev. Mar. Sci.* – 2023. – Vol. 15. – P. 223–248. – DOI: 10.1146/annurev-marine-032122-012034
139. Volkov, D.L. Nonseasonal fluctuations of the Arctic Ocean mass observed by the GRACE satellites / D.L. Volkov, F.W. Landerer // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2013. – V. 118. – Iss. 12. – P. 6451–6460. – DOI: 10.1002/2013JC009341.
140. Wahle, K. Detecting anomalous sea-level states in North Sea tide gauge data using an autoassociative neural network / K. Wahle, E.V. Stanev, J. Staneva // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* – 2023. – 23. – P. 415–428. – DOI: 10.5194/nhess-23-415-2023.
141. Wang, J. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? / J. Wang, J. Zhang, E. Watanabe, M. Ikeda, K. Mizobata, J.E. Walsh, X. Bai, B. Wu // *Geophys. Res. Lett.* – 2009. – 36. – L05706. – DOI: 10.1029/2008GL036706.
142. Wang, Z. Variations in freshwater pathways from the Arctic Ocean into the North Atlantic Ocean / Z. Wang, J. Hamilton, J. Su // *Progress in Oceanography*. – 2017. – V. 155. – P. 54–73. – DOI: 10.1016/j.pocean.2017.05.012.
143. Wang, Q. On the Feedback of Ice–Ocean Stress Coupling from Geostrophic Currents in an Anticyclonic Wind Regime over the Beaufort Gyre / Q. Wang, J. Marshall, J. Scott, G. Meneghello, S. Danilov, T. Jung // *J. Phys. Oceanogr.* – 2019. – 49. – P. 369–383. – DOI: 10.1175/JPO-D-18-0185.1.

144. Wang, Q. A Synthesis of the Upper Arctic Ocean Circulation During 2000–2019: Understanding the Roles of Wind Forcing and Sea Ice Decline / Q. Wang, S. Danilov // *Front. Mar. Sci.* – 2022. – 9. – 863204. – DOI: 10.3389/fmars.2022.863204.
145. Wahr, J.M. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effect and their possible detection using GRACE / J.M. Wahr [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* – 1998. – V. 103. – Iss. B12. – P. 30205–30229. – DOI: 10.1029/98JB02844.
146. WCRP Global Sea Level Budget Group. Global sea-level budget 1993-present // *Earth System Science Data.* – 2018. – V. 10. – No. 3. – P. 1551–1590.
147. Wiese, D.N. Quantifying and reducing leakage errors in the JPL RL05M GRACE mascon solution / D.N. Wiese [et al.] // *Water Resources Research.* – 2016. – V. 52. – Iss. 9. – P. 7490–7502. – DOI: 10.1002/2016WR019344.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

(справочное)

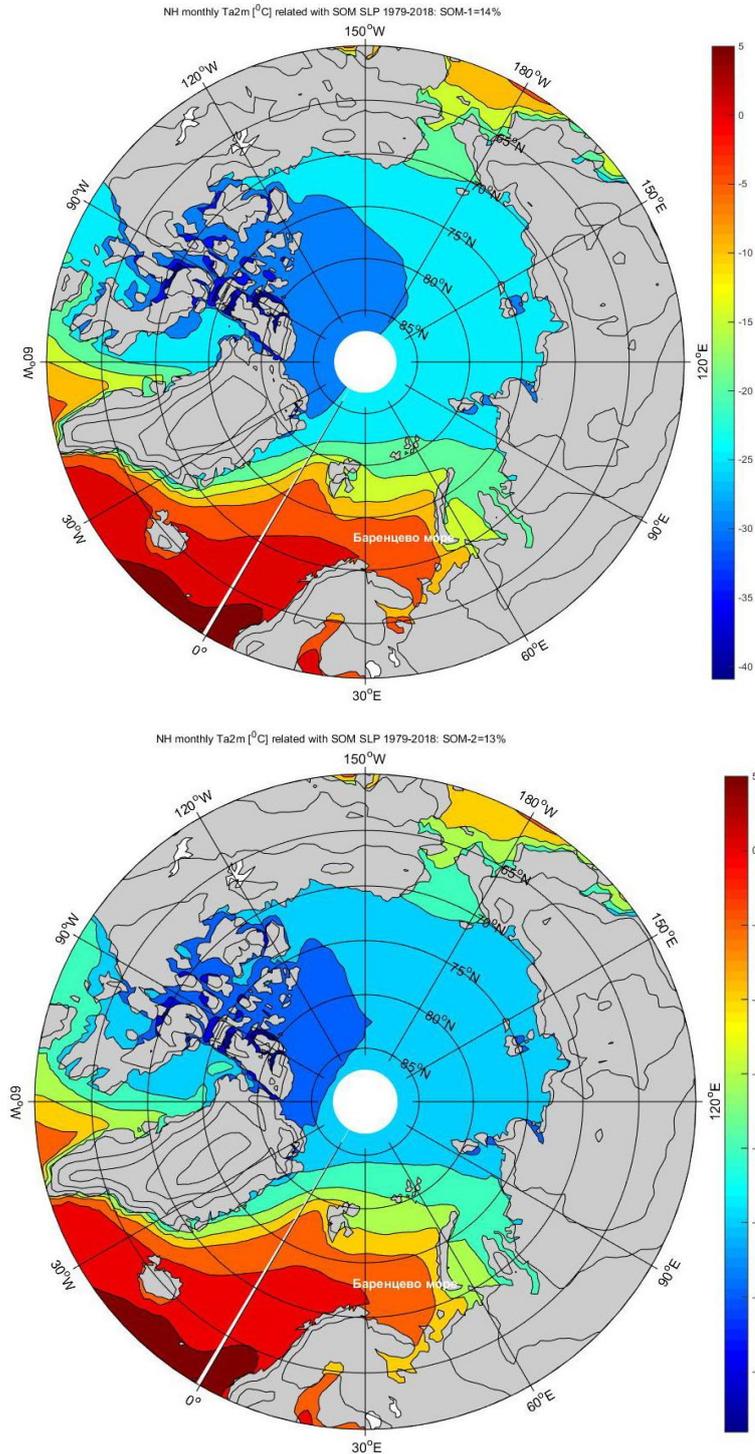


Рисунок А.1 – Композитная карта распределения приповерхностной температуры воздуха за период существования типа №1 и №2 циркуляции атмосферы в 1979–2018 гг., (°C)

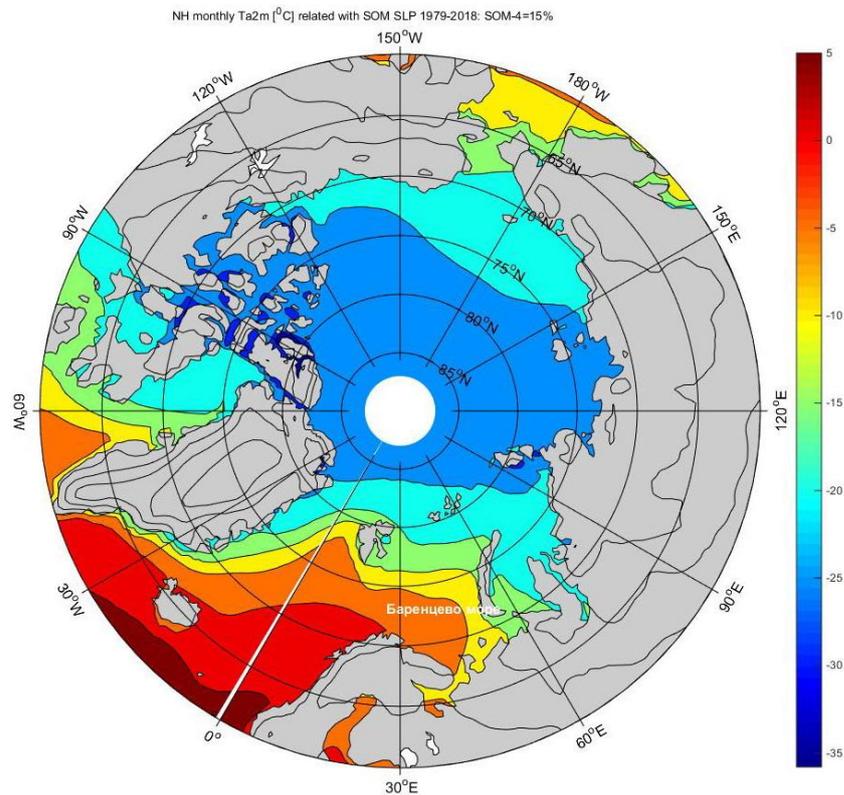
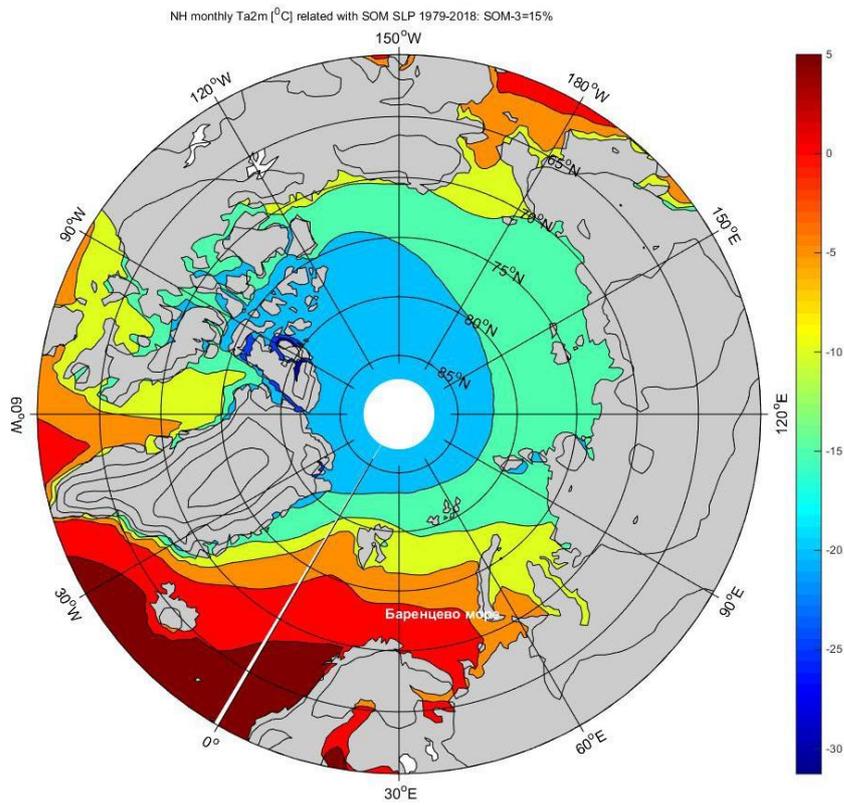


Рисунок А.2 – Композитная карта распределения приповерхностной температуры воздуха за период существования типа №3 и №4 циркуляции атмосферы в 1979–2018 гг., ($^{\circ}$ C)

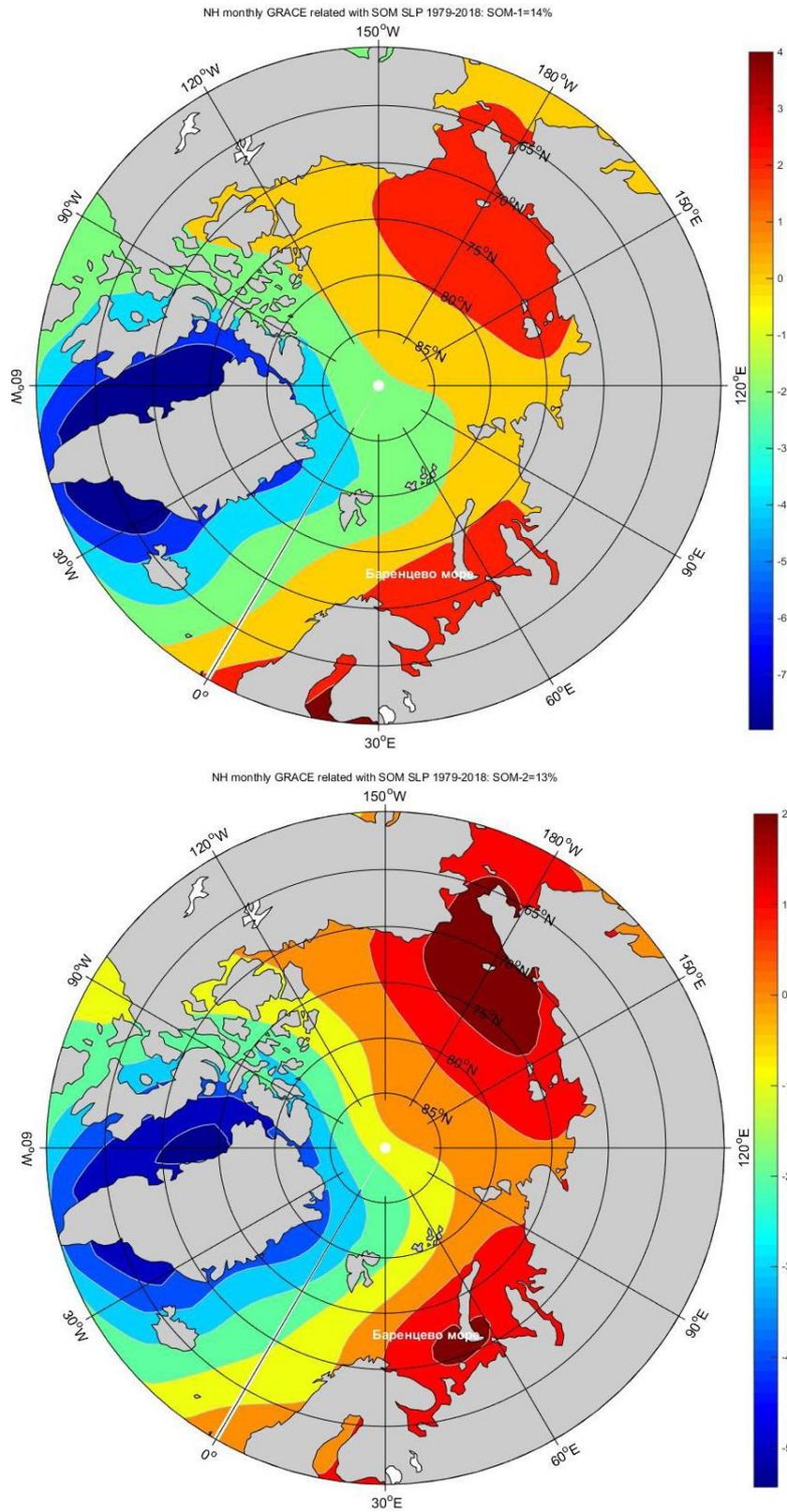


Рисунок А.3 – Композитная карта распределения манометрического уровня H_{man} (см) (GRACE) за период существования типа №1 и №2 циркуляции атмосферы в 1979–2018 гг.

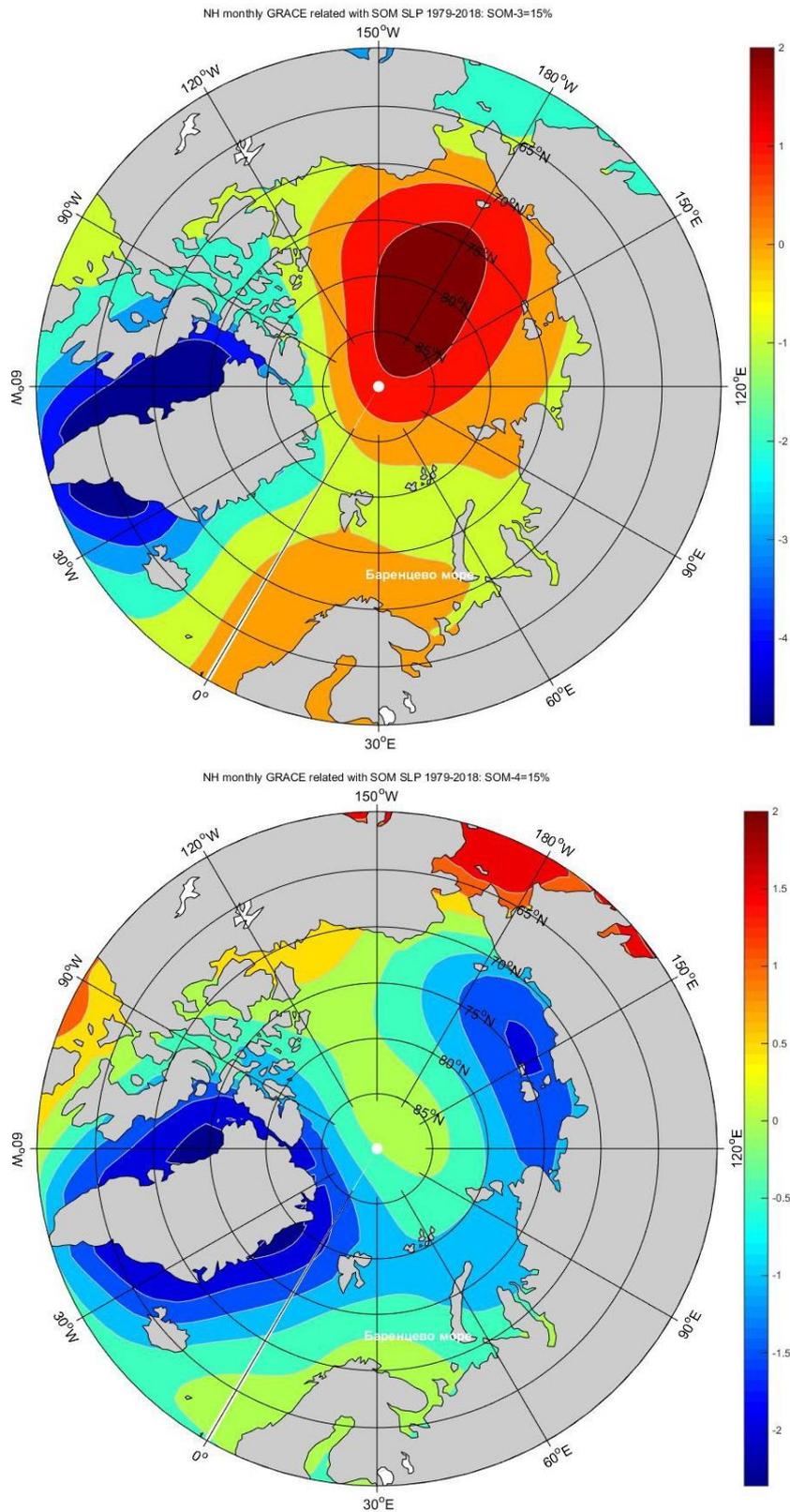


Рисунок А.4 – Композитная карта распределения манометрического уровня H_{man} (см) (GRACE) за период существования типа №3 и №4 циркуляции атмосферы в 1979–2018 гг.

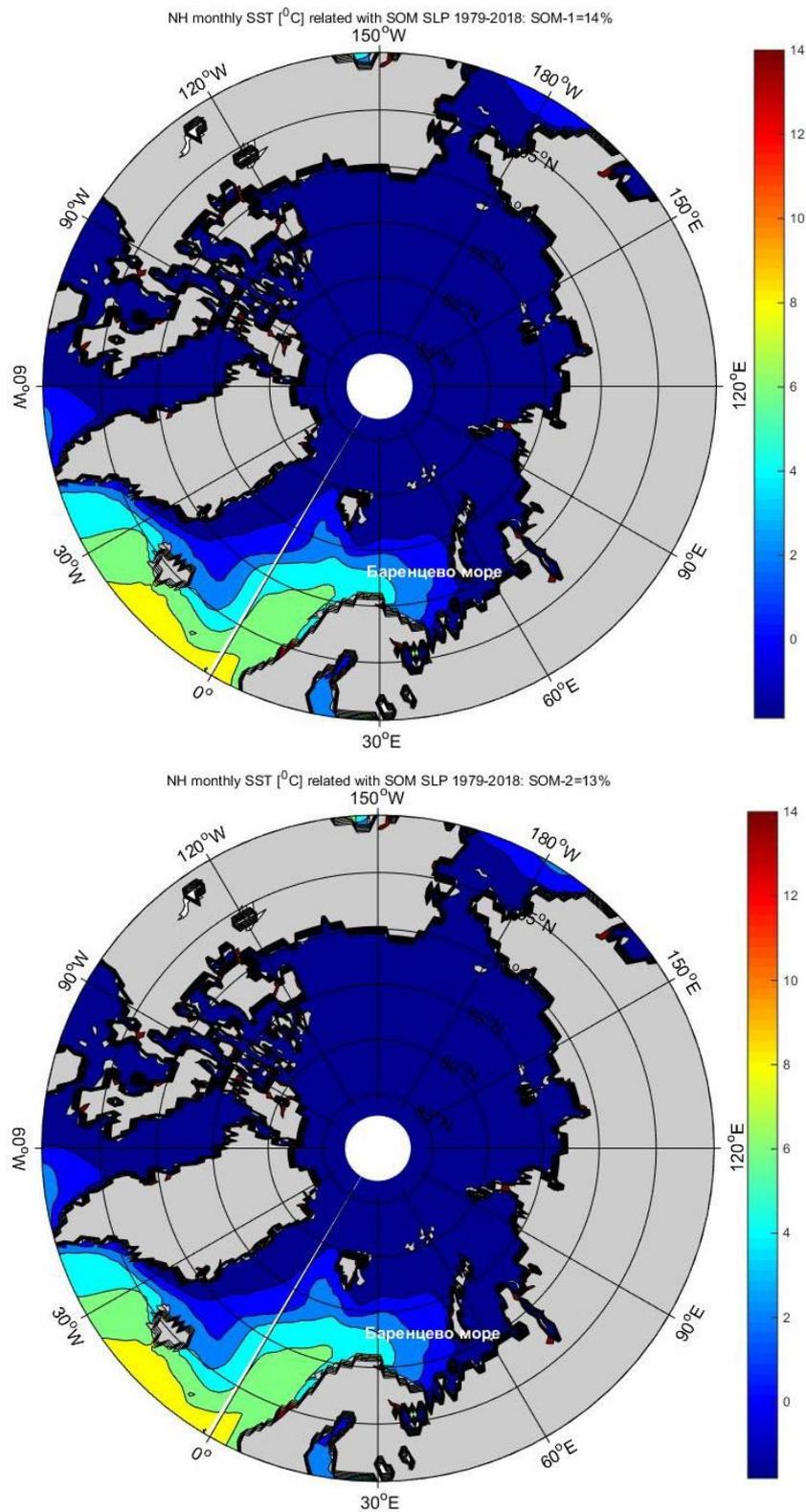


Рисунок А.5 – Композитная карта распределения температуры поверхности моря за период существования типа №1 и №2 циркуляции атмосферы в 1979–2018 гг. ($^{\circ}$ C)

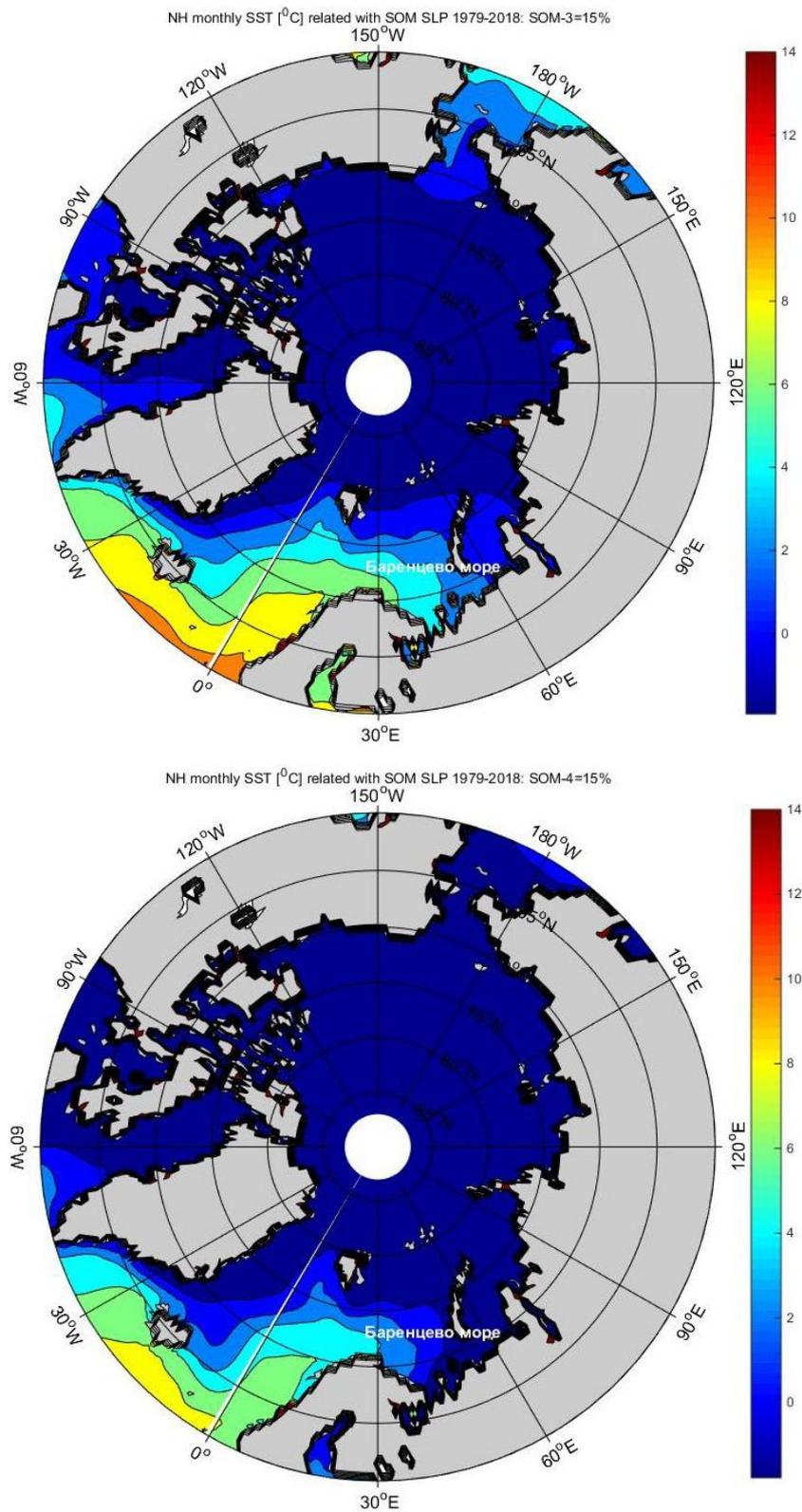


Рисунок А.6 – Композитная карта распределения температуры поверхности моря за период существования типа №3 и №4 циркуляции атмосферы в 1979–2018 гг. ($^{\circ}$ C)

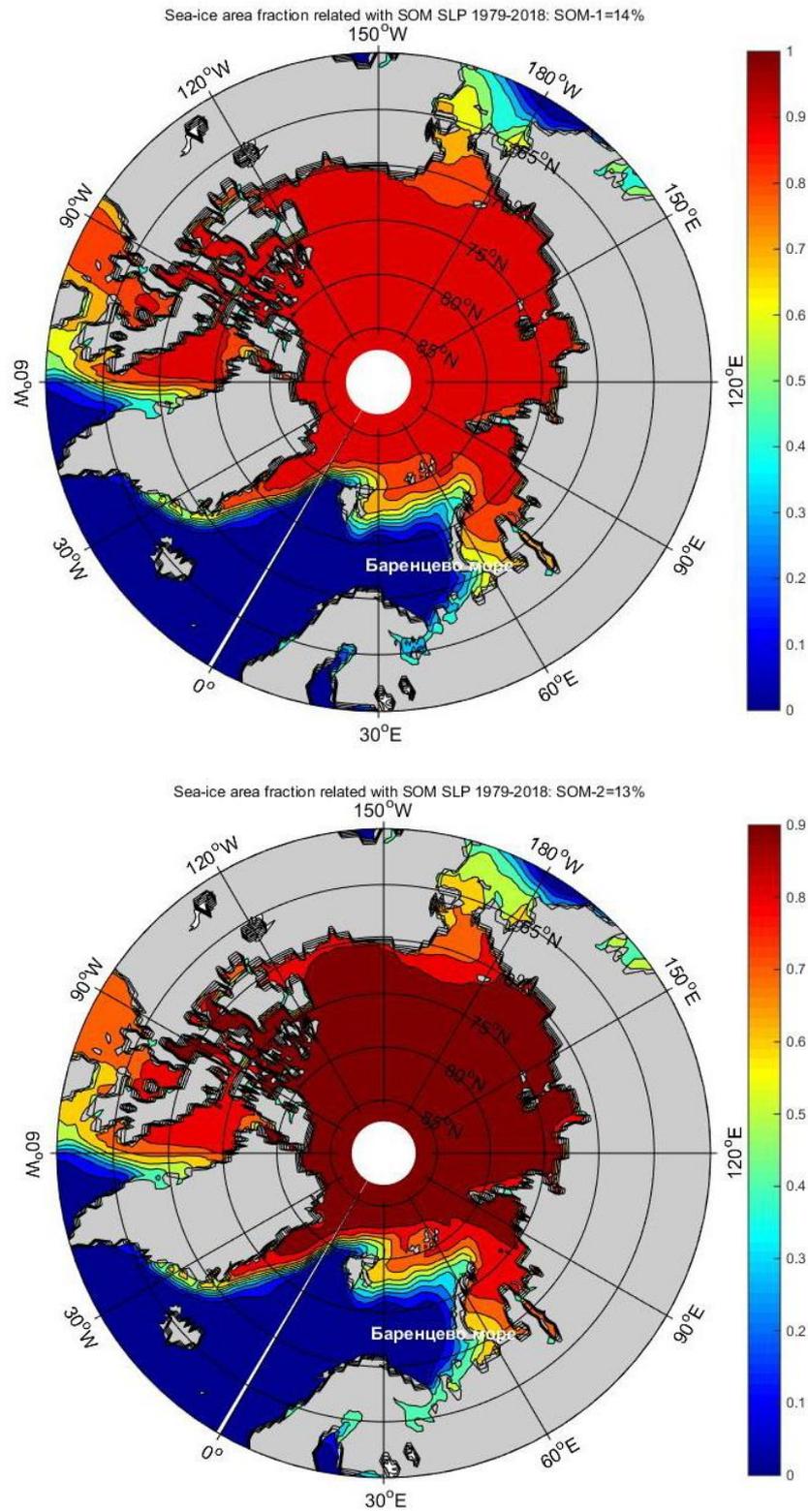


Рисунок А.7 – Композитная карта распределения площади распространения морского льда (сплоченность) за период существования типа №1 и №2 циркуляции атмосферы в 1979–2018 гг. (относительные единицы (0-1))

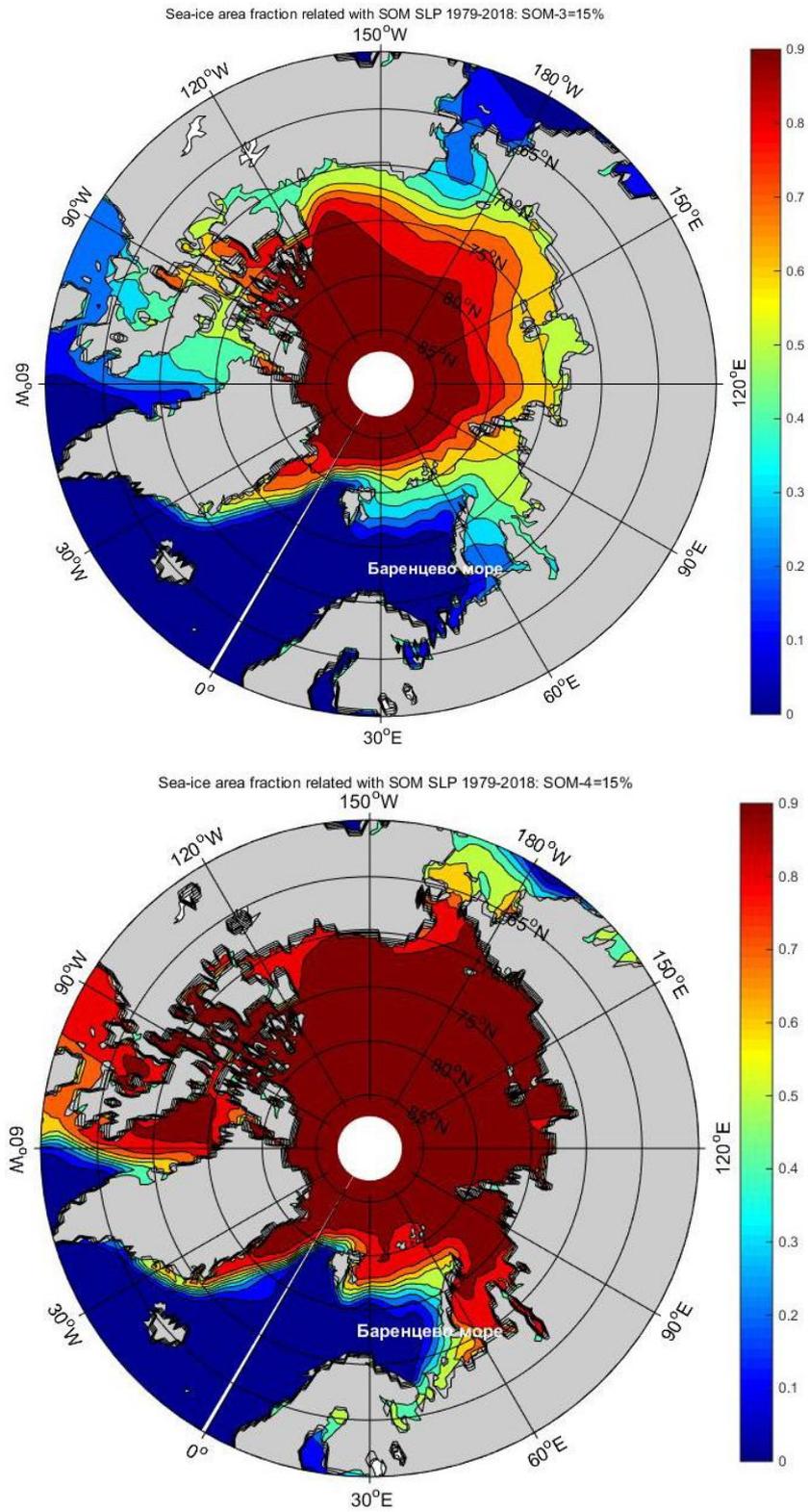


Рисунок А.8 – Композитная карта распределения площади распространения морского льда (сплоченность) за период существования типа №3 и №4 циркуляции атмосферы в 1979–2018 гг. (относительные единицы (0-1))