

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт вычислительной математики и математической геофизики
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи



Якшина Дина Фаруковна

**Исследование влияния океанических потоков
тепла на состояние морского льда
Северного Ледовитого океана
на основе численного моделирования**

25.00.29 – физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
доктор физико-математических наук
Голубева Елена Николаевна

Новосибирск - 2022

Оглавление

Введение.....	6
Глава 1. Численная модель океана и морского льда SibCIOM.....	19
1.1 История и модификация океанической модели.....	19
1.2. Математическая постановка задачи.....	21
1.2.1 Система уравнений модели океана	21
1.2.2 Область моделирования	22
1.2.3 Граничные условия.....	22
1.3. Параметризация мелкомасштабных движений.....	24
1.4. Основные алгоритмы построения численной модели океана.....	25
1.4.1. Алгоритм решения уравнений движения	25
1.4.2. Пространственная аппроксимация переменных.....	27
1.4.3. Алгоритм решения уравнения переноса-диффузии	28
1.4.4. Аппроксимация оператора переноса	29
1.4.5. Аппроксимация диффузионного уравнения	31
1.5. Параметризация вертикального конвективного и турбулентного обмена, не разрешенного в крупномасштабных моделях океана.....	34
1.5.1. Базовая параметризация вертикального перемешивания модели океана, основанная на интегральном критерии Ричардсона	34
1.5.2. Параметризации вертикального перемешивания с использованием пакета турбулентных моделей GOTM	35
1.6. Ледовая модель.....	37
1.7. Выводы Главы 1.....	37
Глава 2. Численное моделирование климатической изменчивости Северного Ледовитого океана с 1948 по настоящее время.....	39
2.1 Введение.....	39
2.2. Изменчивость состояния арктического ледового покрова по данным наблюдений.....	40

2.3. Постановка численных экспериментов по воспроизведению термохалинного состояния океана и ледового покрова.....	42
2.4. Изменчивость состояния арктического ледового покрова по результатам моделирования.....	43
2.5. Основные черты крупномасштабной циркуляция вод Северного Ледовитого океана.....	45
2.6. Осредненная циркуляция вод СЛО по результатам численного моделирования.....	47
2.7. Изменчивость поверхностной циркуляции океана.....	49
2.8. Изменчивость слоя атлантических вод в СЛО по данным наблюдений и результатам моделирования.....	51
2.9. Изменчивость траектории тихоокеанских вод по данным наблюдений и моделирования.....	54
2.10. Влияние на состояние ледового покрова со стороны океана.....	56
2.11. Анализ изменчивости тепловых потоков океан-лед.....	60
2.11.1. Вычисление тепловых потоков.....	62
2.11.2. Изменчивость тепловых потоков в различных регионах и связь с изменчивостью ледового покрова	62
2.12. Выводы Главы 2.....	65
Глава 3. Чувствительность численной модели к параметризациям вертикального перемешивания, усвоения коротковолновой радиации, диффузии и вихревого переноса.....	67
3.1. Чувствительность климатической системы океан-лед к выбору параметризации вертикального перемешивания в численной модели.....	67
3.1.1. Вертикальное распределение океанических характеристик	67
3.1.2. Параметризации вертикального перемешивания в численном моделировании	69
3.1.3. Постановка численных экспериментов	69
3.1.4. Термохалинное состояние верхних слоев океана.....	71
3.1.5. Состояние ледового покрова	73
3.1.6. Содержание пресной воды.....	74

3.2. Влияние параметризации солнечной радиации на формирование подповерхностного температурного максимума в вертикальном распределении температуры.....	76
3.2.1. Введение	76
3.2.2. Параметризация учета солнечной радиации	79
3.2.3. Результаты экспериментов по чувствительности учета солнечной радиации к формированию ПТМ	79
3.2.4. Итоги исследования о влиянии параметризации солнечной радиации на формирование подповерхностного температурного максимума в вертикальном распределении температуры.....	82
3.3. Чувствительность воспроизведения состояния вод СЛО к выбору параметризации диффузии в численной модели океана.....	82
3.3.1. Введение	82
3.3.2. Численные проблемы	85
3.3.3. Численные эксперименты	85
3.3.4. Итоги исследования по выбору параметризации диффузии в численной модели океана	89
3.4. Выводы Главы 3.....	90
Глава 4. Чувствительность ледяного покрова Северного Ледовитого океана к вариациям внешнего воздействия и начального состояния океанических и ледовых полей.....	91
4.1. Влияние динамики атмосферы в климатической системе Арктики.....	91
4.1.1. Эксперимент 1. Исследование чувствительности морского льда в СЛО к состоянию атмосферы.....	92
4.1.2. Эксперимент 2. Влияние атмосферной циркуляции в предарктическом регионе на состояние морского льда.....	95
4.1.3. Итоги исследования о влиянии ветровой циркуляции над Норвежским и Гренландским морями на морской лёд в Арктике.....	98
4.2. Исследование чувствительности модели к начальному состоянию океанических и ледовых полей.....	99

4.2.1. Исследование чувствительности модельных полей на однолетнем временном интервале	100
4.2.2 Исследование чувствительности модельных полей к начальному состоянию на пятилетнем временном интервале.....	103
4.2.3. Выводы к серии экспериментов по чувствительности ледовых полей к начальному состоянию океана и льда.....	106
4.3. Исследование влияния вод Берингова пролива на состояние ледового покрова и теплосодержания вод в Чукотском море и море Бофорта.....	107
4.3.1. Постановка численных экспериментов. Граничные условия в Беринговом проливе	107
4.3.2. Результаты численного моделирования	110
4.3.3. Анализ потока тепла, поступающего в Берингов пролив для граничных данных в численных экспериментах	114
4.3.4. Влияние изменений в Беринговом проливе на ледовый покров. Сравнение результатов экспериментов BS-20 и BS-21	115
4.3.5. Потепление 2016-2019. Эксперимент BS-obs	117
4.3.6. Выводы исследования о влиянии вод Берингова пролива на состояние льда и вод Чукотского моря и моря Бофорта.....	118
4.4. Выводы Главы 4.....	119
Заключение.....	120
Список литературы.....	122
Приложение.....	144

Введение

Актуальность исследования

Арктический регион играет важную роль в формировании климата Земли. Ледовый щит Северного Ледовитого океана (СЛО) оказывает влияние на циркуляцию водных и воздушных потоков. Высокое альbedo снежного покрова и морского льда способствует отражению большей части солнечной радиации, а сезонные изменения площади ледового покрова приводят к увеличению диапазона колебаний поступления энергии к поверхности Земли. Северный Ледовитый океан, составляющий около 3,7 % площади всего Мирового океана, поставляет 10% объема пресной воды, которая образуется благодаря таянию льдов и речному стоку, особенно существенному в морях сибирского региона Арктики [Океанографическая энциклопедия, 1974]. Сменяющие друг друга процессы образования и таяния морского льда приводят к изменению плотности воды на поверхности, и, в связи с этим к изменению структуры водных масс, что оказывает влияние на термохалинную циркуляцию не только в Арктике, но и через систему меж океанской циркуляции во всем Мировом океане [Coachman, 1969].

Ввиду труднодоступности региона активное освоение и изучение гидрологического режима Арктики началось относительно недавно. Первый международный полярный год 1882-1883 положил начало ее научного освоения, начались организации комплексных морских экспедиций в Арктику, открытие полярных метеорологических станций. Интенсивное изучение центральной части Арктического бассейна было развернуто в начале тридцатых годов прошлого столетия в связи с организацией второго полярного года. В 50-х годах развитие космического зондирования позволило организовать сбор информации о гидрометеорологических процессах и ледяном покрове в объемах, многократно превышающих сведения, полученные прежними средствами наблюдений [Трешников, Баранов, 1972]. Тем не менее Северный Ледовитый океан оставался наименее изученным районом Мирового океана.

Изменения климата Земли, наблюдаемые в последние десятилетия, и их последствия, проявляющиеся в различных областях природной среды, способствовали активизации исследований в области изучения климатической системы и ее компонентов. Наиболее интенсивные изменения климата, происходящие в полярных широтах Северного полушария, являются отражением полярного усиления [Langen, Alexeev, 2007, Holland, Bitz, 2003, Serreze, Barry, 2011, Walsh, 2014]. Прежде всего это отражается в ускоренном повышении приземной температуры воздуха полярных широт по сравнению с глобальным средним как для Северного

полушария, так и всего Земного шара. Этот процесс сопровождается катастрофическим сокращением площади и объёма морского льда Северного Ледовитого океана [Comiso et al, 2008, Kwok and Rothrock, 2009, Polyakov, 2017], повышением температуры поверхностного слоя арктических морей [Reynolds et al, 2007], таянием многолетней мерзлоты [Biskaborn, Vyse, 2019] и разрушением арктических берегов [Jones et al., 2020].

Сложные взаимодействия в климатической системе приводят к тому, что процесс сокращения арктического морского льда оказывает влияние на климат и формирование погодных условий как в Арктике, так и за ее пределами. Подробный анализ работ представлен в обзорной работе [Vihma, 2014]. Последствия сокращения морского льда для атмосферы можно разделить на локальные и отдаленные.

Локальные эффекты происходят в регионах, в которых в течение последних десятилетий морской лед растаял или стал тоньше. В работах [Serreze et al., 2009] и [Screen and Simmonds, 2010] показали, что недавние аномально большие площади открытой воды в сентябре привели к сильному переносу тепла и влаги из перемешанного слоя океана в атмосферу, что привело к значительному повышению температуры воздуха. Повышение температуры воздуха, следующее за снижением концентрации морского льда в свою очередь приводит к снижению вертикальной статической устойчивости [Francis et al., 2009; Overland and Wang 2010; Stroeve et al., 2011; Jaiser et al., 2012, Rinke, 2013], что делает атмосферу более склонной к бароклинной неустойчивости [Jaiser et al., 2012]. В работе [Francis et al., 2009] также связали сокращение летнего морского льда с увеличением общего содержания водяного пара в данных реанализа атмосферы NCEP/NCAR следующей зимой.

Отдаленные эффекты ощущаются над континентами или морскими районами, которые всегда были свободны ото льда. Простейший механизм отдаленного воздействия заключается в том, что положительные температурные аномалии генерируются над районами, где растаял морской лед, а атмосферная циркуляция распространяет аномалии по горизонтали, оказывая влияние на соседние регионы [Serreze et al., 2009, 2011, Stroeve et al., 2012]. Потеря морского льда способствовала возникновению аномалии высокого давления над субарктикой, что отчасти является результатом меньшего количества циклонов из-за ослабления меридионального температурного градиента над зоной морского льда [Tang et al., 2013].

Предшествующее летне-осеннее сокращение морского льда также увеличивает частоту возникновения сильных погодных явлений, таких как снежные бури и похолодания [Liu, 2012], и приводит к аномалиям холода зимой от Европы до Дальнего Востока [Honda et al., 2009]. В работе [Overland и др., 2011] также обратили внимание на связь теплой Арктики с окружающими ее холодными континентами зимой 2009–2010 гг. и в декабре 2010 г. Обнаружено существование тесной связи между изменениями поверхностной температуры Атлантики в низких широтах и

ледовитостью Арктики с коэффициентами корреляции до 0,90 и задержками до 3 лет [Алексеев и др., 2017].

Исследование физических механизмов, определяющих современное состояние Северного Ледовитого океана, изменчивость арктического морского льда и их возможное состояние в будущем является актуальной задачей. Многочисленные исследования, основанные на анализе данных наблюдений, определяют ведущую роль термодинамического воздействия атмосферы в формировании современного состояния морского льда. Повышение температуры приземного слоя атмосферы принимается основным фактором, ответственным за сокращение арктического льда [Overland et al., 2011]. Исследования [Kapsch et al., 2013] указывают на влияние атмосферы на площадь морского льда в межгодовых временных масштабах за счет обратных связей, связанных с усиленным переносом влаги в Северном полушарии. В годы, когда протяженность морского льда в конце лета значительно ниже нормы, весной наблюдается значительно усиленный перенос влажного воздуха в район, где происходит отступление льда. Этот усиленный перенос влажного воздуха приводит к аномальной конвергенции влажности и увеличению облачности. Увеличение облачности и влажности приводит к усилению парникового эффекта. В результате нисходящее длинноволновое излучение у поверхности больше, чем обычно весной, что усиливает таяние льда [Kapsch, 2013].

Работы [Stroeve et al., 2011; Makshtas, 2003; Иванов и др., 2013; Wang et al., 2009] показывают, что изменчивость динамического состояния атмосферы играет не менее важную роль, способствуя выносу льда за пределы арктического бассейна.

Влияние океанических вод на сокращение морского льда остается дискуссионной темой. Диссертационная работа также посвящена выяснению этого вопроса. Ранее считалось, что роль океана в наблюдаемом сокращении морского льда СЛО является менее значимой. В работе [Иванов и др., 2013] обсуждаются причины такого заключения. В XX столетии даже в летний сезон обширная акватория Арктического бассейна оставалась покрытой льдом, что приводило к отражению значительной части коротковолновой радиации и препятствовало прогреву верхнего слоя океана. Накопленное за лето тепло не оказывало заметного воздействия на морской лед. Теплые воды, поступающие круглый год из соседних регионов Тихого и Атлантического океана и являющиеся одним из основных источников тепла для СЛО, распространяются на глубине 50-200 м (тихоокеанские) и 150-900 м (атлантические). На большей части Арктического бассейна они были отделены от верхнего однородного слоя и морского льда слоем холодного галоклина, что препятствовало поступлению тепла к ледовой поверхности [Aagaard et al., 1981].

В 90-е годы прошлого столетия было зафиксировано повышение объема атлантических вод, поступающих в Арктический бассейн [Quadfasel, 1991; Алексеев и др., 1998; Rudels et al., 2000]. Начиная с 1999 года, произошло повышение температуры в слое атлантических вод на 1

градус по сравнению с климатической нормой 1950-1990 гг. [Polyakov et al., 2005], продолжающееся в последующие годы. Анализ, проведенный в работе [Polyakov et al., 2010], показал, что тепловой вклад океана в уменьшение толщины льда в 2000-е годы сопоставим с вкладом атмосферы. В работе [Alexeev et al., 2013] приводятся расчеты, показывающие, что дополнительный объем льдов, который сформировался бы при отсутствии теплового влияния атлантических вод, составил в 2006-2008 гг. 150-200 км³/год, что эквивалентно 20% от общего уменьшения льда в Арктическом бассейне с 2004 по 2008 гг.

С начала 2010-х годов по настоящее время в данных наблюдений регистрируется постепенное повышение температуры (достигающее 1,5°C) и подъем верхней границы (до 80 м) атлантического слоя в восточной части Евразийского бассейна [Polyakov et al., 2020]. Анализ данных [Polyakov et al., 2017, 2018, 2020] показывает продолжающееся ослабление стратификации галоклина, способствующее увеличению потока тепла в зимний сезон от слоя атлантических вод к ледяному покрову и в атмосферу в среднем с 3-4 Вт/м² в 2007-08 гг. до >10 Вт/м² в 2016-18 гг. Анализ вклада тепла атлантических вод в современное сокращение арктического морского льда на основе упрощенных моделей обсуждался в работах [Ivanov, Repina, 2018].

Возрастание притока атлантических вод, приводящее к сокращению морского льда, получило название «атлантификация». Будучи первоначально примененной к Баренцеву морю, оно было расширено сначала для западной части бассейна Нансена [Иванов и др., 2014], а затем и для всего бассейна [Polyakov et al., 2017]. В работе [Аксенов, Иванов, 2018] анализируются физические механизмы «атлантификации» бассейна Нансена. Наиболее вероятной причиной считается зимняя термическая конвекция. Авторы показали, что приток тепла из атлантического слоя к поверхности океана способствует замедлению нарастания льда и его таянию в зимний сезон. По оценкам, проведенным в работе [Polyakov et al., 2017], тепла, содержащегося в слое атлантических вод, хватит, чтобы растопить весь арктический лед несколько раз.

Хотя поток тепла от Тихого океана в Арктику меньше по сравнению с потоком тепла от Атлантического океана, он оказывает большее влияние на состояние ледового покрова, поскольку воды Тихого океана протекают на глубинах ближе к поверхности, чем воды Атлантики [Coachman, Barner, 1961], и создают подповерхностный резервуар тепла для большей части западной части СЛО, влияя на протяженность и толщину льда в этом регионе [Woodgate, 2010]. Наибольшее влияние тепло, переносимое водами, поступающими через Берингов пролив, оказывает на сезонное таяние морского льда в районе Чукотского моря [Spall, 2007, Woodgate, 2015]. В работе [Serreze, 2016] было показано, что дата отступления ледового покрытия в Чукотском море на 80% коррелирует с притоком тепла в Берингов пролив с апреля по июнь. В работах на основе анализа данных наблюдений показано, что в последние два десятилетия

увеличилось поступление в СЛО теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив. Объем поступающей в Арктику тихоокеанской воды через Берингов пролив составляет 0,8-1,2 Св (1 Св = 10^6 м³/с) с теплосодержанием 12 ТВт [Woodgate, 2017]. В последние десятилетия расход увеличивался на ~ 0,01 Св/год с 1990 по 2019 год, что оказало влияние на термохалинную структуру морей Чукотского и частично Бофорта, и способствовало интенсификации таяния морского льда [Woodgate, Peralta-Ferriz, 2021].

Для изучения климатической системы Арктики, исследований существующих закономерностей и предсказаний будущих изменений климата наивысшую степень важности имеют регулярные наблюдения за состоянием атмосферных, океанических и ледовых характеристик и их анализ. Несмотря на активизацию международных исследований, развитие системы спутниковых наблюдений, Арктика и Антарктика остаются регионами с самым слабым охватом наблюдений в мире. Для понимания процессов, формирующих климатическую изменчивость гидрологических и ледовых характеристик СЛО, проводимых измерений недостаточно ввиду фрагментарности информации и отсутствия длительных рядов наблюдений. Восполнить этот пробел могут методы математического моделирования, позволяющие проводить диагностические и сценарные расчеты, интерпретировать данные наблюдений. Архивы численных данных, полученные в результате моделирования, в отличие от данных наблюдений, распространяются на всю область моделирования и ограничены только степенью пространственно-временного разрешения модели. Численные модели являются основным и наиболее перспективным инструментом решения задач воспроизведения современного климатического распределения, выявления причин наблюдаемых изменений и прогноза возможных будущих состояний системы. Особенно полезными они оказываются для определения взаимосвязей между отдельными характеристиками климатической системы, а также определения физических процессов, которые сыграли определяющую роль в том или ином климатическом событии в прошлом и настоящем [McGuffie, Henderson-Sellers, 2001, Schlesinger, 1988]. В настоящее время объединение исследований, основанных на анализе данных наблюдений и результатах численного моделирования, является особенностью международных проектов, посвященных исследованию климата Земли и полярных регионов.

Актуальность исследований в этом регионе породила множество международных научно-исследовательских проектов направленных на исследование происходящих климатических изменений и развитие численных моделей. Среди таких проектов выделяются FAMOS (Forum for Arctic Modeling & Observational Synthesis, прежнее название AOMIP - Arctic Ocean Model Intercomparison Project) [<https://web.who.edu/famos/>], ASOF (Arctic-Subarctic Ocean Fluxes) [<https://asof.awi.de/science/projects/>], BEPSII (Biogeochemical Exchanges Processes at Sea Ice

Interfaces) [<https://sites.google.com/site/bepsiiwg140/home?authuser=0>], АМАР (Arctic Monitoring & Assessment Programme) [<https://www.amap.no/>].

Численные модели океана, разрабатываемые научными коллективами [<http://www.icesfoundation.org/Pages/ScienceItems.aspx?sitid=5>], основаны на одних и тех же базовых физико-математических законах, но отличаются физической наполненностью, способами параметризации подсеточных процессов, методами аппроксимации исходных уравнений и численными алгоритмами [Fox-Kemper et. al., 2019].

В России также существует несколько научных коллективов, проводящих исследования на основе отечественных моделей океана. В том числе проводится моделирование физических процессов в Северном Ледовитом океане. В настоящее время в нашей стране развивается несколько океанических моделей: модель ИВМИО [Ибраев и др., 2012], сигма-модель общей циркуляции океана ИНМОМ [Дианский, 2013], ФЕМАО [Яковлев, 2008]. В работах, выполненных на основе этих моделей [Кальницкий и др., 2020, Мошонкин и др., 2011, Яковлев, 2009, Hunke и др., 2015], в первую очередь уделяется внимание исследованиям климата и сезонной изменчивости СЛО. Основной задачей ставится воспроизведение моделями океана и морского льда ряда основных черт циркуляции вод СЛО. В работе [Мошонкин и др., 2011] анализируется приток атлантических вод в СЛО, полученный в результате численного эксперимента в модели ИВМ РАН (расчетный период 1958-2006 гг., пространственное разрешение - 0.25° , атмосфера из данных реанализа CORE.) В работах [Яковлев, 2008, 2009] обсуждаются вопросы описания динамического взаимодействия океана и морского льда. Работа [Кальницкий и др., 2020] является этапом в разработке вихререзающей модели Мирового океана с моделью динамики - термодинамики морского льда CICE5.1 [Hunke, 2015], в ней на основе трехмерной модели динамики океана ИВМИО проанализированы характеристики модельного решения, в том числе пути распространения и вертикальная структура слоя теплых атлантических вод, площадь и объем морского льда (пространственное разрешение - 0.1°).

Коллектив ИВМиМГ СО РАН разрабатывает отечественную модель океана и морского льда SibCIOM (Siberian coupled ice-ocean model/Сибирская совместная модель океана и морского льда). Основными составляющими модели являются океаническая базовая модель [Golubeva and Platov, 2007, Голубева, 2008] и адаптированная ледовая модель CICE 3 [<http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE>]. Региональная версия модели SibCIOM, реализованная в области Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана, неоднократно апробирована в сравнении с данными наблюдений и в координированных экспериментах международного проекта FAMOS/AOMIP [Proshutinsky et al., 2011, Proshutinsky et al., 2019, Aksenov et al., 2015, Aksenov et al., 2014, Timmermans et al., 2014]. Модификация численной модели проводится по мере совершенствования численных алгоритмов и появления новых параметризаций

подсеточных процессов. Адекватность модели и ее составных частей: вычислительных алгоритмов, граничных условий, схем усвоения данных и используемых параметризаций - требует регулярного уточнения и проверки. Поэтому тестирование модели на возможность применения физических параметризаций и на чувствительность модельных полей к включению этих параметризаций является необходимой частью процесса моделирования климатических систем.

Целью работы является исследование влияния вод Северного Ледовитого океана на изменчивость состояния ледяного покрова в условиях глобального изменения климата с помощью усовершенствованной численной модели океана и морского льда.

Для достижения этой цели были поставлены и решены следующие **задачи**:

1. Модификация численной модели океана на основе учета современных параметризаций подсеточного масштаба: изопикнической диффузии и вихревого переноса, включения семейства турбулентных моделей для параметризации вертикального турбулентного и конвективного перемешивания.
2. Исследование чувствительности численной модели океана к параметризациям подсеточного масштаба, включенным в модель.
3. Исследование изменчивости циркуляции океана и морского льда Северного Ледовитого океана как отклика на меняющееся атмосферное воздействие на основе анализа численных экспериментов, проведенных с моделью SibCIOM.
4. Исследование чувствительности состояния морского льда к интенсивности поступления в Северный Ледовитый океан атлантических и тихоокеанских вод. Исследование вклада атмосферного воздействия, состояния океана, начального состояния льда в сокращение площади ледового покрова в летний период.

Методология и методы исследования

В качестве основного метода исследования рассматривается метод трехмерного численного моделирования с использованием региональной версии численной модели океана и морского льда SibCIOM, адаптированной к акватории Северной и Экваториальной Атлантики и Арктики. Уравнения модели основаны на фундаментальных физических законах сохранения массы, энергии, количества движения с использованием традиционных приближений Буссинеска и гидростатики. Аппроксимация математической модели проводится с помощью метода конечного объема и с использованием явных и полунявных численных схем. Последняя версия численной модели реализована с использованием методов параллельного программирования.

В соответствии с задачами диссертационной работы проведено усовершенствование численной модели океана. В алгоритмической части модели модифицирована нелинейная часть блока расчета уравнений движения. Для учета физических процессов, не описываемых в рамках пространственного разрешения модели, включены дополнительные процедуры, параметризующие эти процессы. В соответствии с работами [Gent P.R., McWilliams 1990] разработана процедура, описывающая диффузию трассеров вдоль изопикнических поверхностей и параметризацию вихревого взаимодействия. В условиях сложной стратификации верхнего слоя Северного Ледовитого океана, обусловленной процессами намерзания и таяния льда, пресноводным стоком рек и поступлением соленых океанических вод из прилежащих акваторий процессы вертикального турбулентного и конвективного обмена оказываются чрезвычайно важными. В ходе диссертационного исследования к модели SibCIOM был подключен пакет современных моделей вертикального турбулентного и конвективного перемешивания GOTM (General Ocean Turbulence Model, <http://www.gotm.net/>).

Постановка численных экспериментов предполагала использование данных атмосферного реанализа NCEP/NCAR [Kalnay, 1996 <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>] для формирования потоков на границе океан-атмосфера и атмосфера-лед и использование данных наблюдений о температуре, солености и расходе вод на Беринговом проливе и данных о расходе рек [Shiklomanov, 2021 <https://arcticgreativers.org/discharge>], впадающих в океан.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения, списка литературы и приложения. Общий объем работы составляет 145 страниц, включая 57 рисунков и 3 таблицы. Список литературы содержит 214 наименований.

Содержание работы

Первая глава содержит описание региональной численной модели Северной Атлантики и Арктики SibCIOM, используемой для исследования климатической изменчивости, а также произведенные автором модификации океанического блока модели. Новая версия модели включает в себя учет изопикнической диффузии, подключенный блок семейства турбулентных моделей GOTM для параметризации вертикального перемешивания.

Вторая глава содержит обзор современного состояния Северного Ледовитого океана и климатической изменчивости по данным измерений и результатам моделирования. Проводится постановка численного эксперимента на временном промежутке 1948-2015 гг. с использованием

данных реанализа атмосферы NCEP/NCAR для изучения климатической изменчивости СЛО, а также выявления факторов, оказывающих влияние на эту изменчивость.

При анализе изменчивости площади моделируемого ледового покрова проводится сравнение с данными Национального центра снега и льда, США (NSIDC, National Snow and Ice Data Center). При изучении факторов, влияющих на состояние ледового покрова, большее внимание уделяется океаническим (атлантическим и тихоокеанским) водам, поступающим в Северный Ледовитый океан.

Исследование проводится с помощью численного моделирования изменчивости траектории и интенсивности поступления атлантических и тихоокеанских вод в СЛО, в ходе которого делается оценка влияния этой изменчивости на изменчивость состояния ледового покрова.

Оцениваются потоки тепла на границах океан-лед и атмосфера-лед, и с помощью коэффициентов линейной корреляции рассчитывается их вклад в изменчивость ледового покрова. Высокая связь между объёмом льда и потоком океан-лёд вдоль траектории атлантических вод в Арктике указывает на влияние атлантических вод на сокращение арктического льда.

В третьей главе отмечены физические процессы, которые оказывают существенное влияние на термохалинные характеристики СЛО: вертикальное турбулентное и конвективное перемешивание, изопикническая диффузия, проникновение коротковолновой солнечной радиации. Описаны численные эксперименты, направленные на определение чувствительности численной модели к параметризациям вертикального перемешивания, к параметризациям усвоения проникающей солнечной коротковолновой радиации и к параметризации горизонтальной диффузии.

Проводится сравнительный анализ схем параметризации вертикального перемешивания по качеству их воспроизведения вертикального распределения температуры и солёности, а также интегральных характеристик, связанных с состоянием ледового покрова и содержанием пресной воды. Исследуется влияние параметризации солнечной радиации на формирование приповерхностного температурного максимума (ПТМ) в вертикальном распределении температуры. Исследуется чувствительность воспроизведения слоя теплых атлантических вод к выбору параметризации горизонтальной диффузии в численной модели.

В четвертой главе анализируется серия сценарных численных экспериментов, направленных на исследование чувствительности модельного ледового покрова к вариациям внешнего воздействия и начального состояния океанических и ледовых полей.

Рассматриваются два численных эксперимента, в которых анализируются последствия дополнительного усиления циклонической и антициклонической ветровой циркуляции над

Норвежским и Гренландским морями. Результаты численного моделирования показывают, что усиление ветровой активности в субарктическом регионе приводит к вариациям в интенсивности переноса тепла в Баренцево море и через пролив Фрама, что в конечном итоге отражается на состоянии ледового покрова Евразийского бассейна СЛО.

Исследуется чувствительность состояния ледового покрова к изменчивости начального состояния льда и температуры верхнего слоя океана. Полученное в ходе контрольного эксперимента распределение ледяного покрова отражает его катастрофическое состояние в последнее десятилетие. Сокращение ледового покрова сопровождается формированием акваторий с аномально высокой поверхностной температурой. Серия численных экспериментов, в которых варьировалось начальное состояние ледового покрова и вод СЛО, была проведена на однолетнем (декабрь 2019-декабрь 2020) и пятилетнем временном интервале (декабрь 2016-декабрь 2020). Вариации начальных данных основывались на состоянии океана и морского льда, относящемуся к началу 2000-х годов, и подразумевали более толстый лед и более холодный верхний слой СЛО.

Исследуется чувствительность состояния океана и ледового покрова западного сектора СЛО (Чукотского моря и моря Бофорта) к изменению гидрологических характеристик тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив. Значения расхода и температуры тихоокеанских вод, поступавших в Арктику через Берингов пролив в 2003-2015 гг., были выше по сравнению с периодом 1990-2004 гг. Исследуется их влияние на теплосодержание морской воды, объем и распределение ледового покрова. Короткопериодная изменчивость в летний период в 2016-2019 гг. в северной части Тихого океана, известная как волны тепла, привела к образованию дополнительного притока тепла в Северный Ледовитый океан. Оценивается величина дополнительного потока тепла, поступающего в СЛО, и рассчитывается площадь ледового покрова, которую это тепло способно растопить.

В заключении сформулированы основные результаты работы.

Научная новизна

Результаты диссертационного исследования на момент публикации являлись новыми. С помощью численного моделирования воспроизведены основные изменения, происходящие в климатической системе океан - лед Северного Ледовитого океана со второй половины XX столетия по декабрь 2021 г.: сокращение ледового покрова, изменчивость траектории атлантических и тихоокеанских вод, обусловленная вариациями атмосферной динамики, повышение теплосодержания верхнего слоя океана.

Впервые на основе трехмерного численного моделирования показано, что современное состояние океана и морского льда является существенными предпосылками для формирования в

летний период обширных акваторий СЛО, свободных ото льда, в которых наблюдается аномально высокая для арктических вод температура воды.

Научная значимость работы состоит в 1) развитии отечественной модели океана за счет включения параметризаций физических процессов подсеточного масштаба, влияющих на описание гидрологических и ледовых характеристик Северного Ледовитого океана; 2) исследовании влияния океанических вод на состояние морского льда Северного Ледовитого океана в условиях современного климата.

Практическая значимость работы

Усовершенствованная версия численной модели динамики океана используется в качестве базовой для определения основных взаимосвязей в сложной климатической системе, для проведения исследований с целью оценки последствий возможных климатических изменений, происходящих в арктической зоне, в среднесрочной и долгосрочной перспективе.

Положения, выносимые на защиту

1. Усовершенствована региональная численная модель Северной Атлантики и Арктики на основе модификации блока расчета нелинейных уравнений движения, включения современных параметризаций процессов подсеточного масштаба, неразрешенных в численной модели: реализации изопикнической диффузии и вихревого переноса, адаптации пакета GOTM (general ocean turbulent models) моделей вертикального турбулентного и конвективного перемешивания.
2. Проведено исследование климатической изменчивости Северного Ледовитого океана с середины прошлого столетия по настоящее время по результатам численного моделирования с помощью усовершенствованной региональной численной модели океана и морского льда. На основе трехмерного численного моделирования показано влияние атлантических и тихоокеанских вод на состояние ледового покрова в Арктике.
3. Проведено исследование чувствительности моделируемых на основе численной модели SibCIOM океанических характеристик к параметризациям процессов подсеточного масштаба: изопикнической диффузии и вихревого переноса, параметризациям вертикального турбулентного перемешивания, учету солнечной коротковолновой радиации.
4. Исследована чувствительность состояния арктического морского льда к изменению атмосферного воздействия, интенсивности поступления океанических потоков из

соседних акваторий, начальному состоянию океана и морского льда на однолетнем и многолетнем периодах.

5. Показано, что сформировавшееся за последние десятилетия современное состояние океана и морского льда является существенной предпосылкой для формирования в летний период обширных акваторий СЛО, свободных ото льда, в которых наблюдается аномально высокая для арктических вод температура воды.

Степень достоверности и обоснованность результатов

Численная модель SibCIOM, с помощью которой проводятся исследования, принимала участие в международном проекте FAMOS (Forum for Arctic Ocean Modeling and Observational Synthesis, ранее AOMIP Arctic Ocean Model Intercomparison Project) – проект сравнения численных моделей океан-лед Арктического бассейна. Достоверность результатов, полученных на ее основе, подтверждена многочисленными апробациями численной модели, проводимыми коллективом исследователей на протяжении двух десятилетий.

В настоящей работе проводилось сравнение с данными наблюдений океанических и ледовых характеристик, анализ которых представлен в научных публикациях, а именно: траекториями распространения, глубиной верхней границы и температурой атлантических и тихоокеанских вод, вертикальным распределением температуры, содержанием пресной воды в море Бофорта и состоянием ледового покрова. Для сравнения ледовых характеристик, таких как толщина, сплоченность льда, площадь ледового покрытия, использовались данные Национального центра снега и льда, США (NSIDC, National Snow and Ice Data Center).

Публикации по теме диссертации и апробация работы

По теме диссертации опубликовано 17 научных работ, из них 4 работы представлены в журналах из перечня ВАК, 3 работы в базе Web of Science, 3 работы в базе SCOPUS.

Основные результаты, вошедшие в диссертационную работу, были представлены на российских и международных конференциях и совещаниях:

XIX Всероссийская научная конференция-школа "Современные проблемы математического моделирования», Абрау-Дюрсо, 2021 г.; Всероссийская научная конференция «Моря России: исследования береговой и шельфовой зон» (XXVIII Береговая конференция), 2020 г. Севастополь; Международная молодежная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде: «CITES-2019», Москва; Марчуковские научные чтения – 2019 «Актуальные проблемы вычислительной и прикладной математики 2019» (АПВПМ-2019), Новосибирск; XX Всероссийская конференция молодых учёных по математическому моделированию и информационным технологиям, Новосибирск,

2019 г.; Международная конференция по вычислительной математике и математической геофизике, посвященная 90-летию со дня рождения академика А.С. Алексеева, 2018 г., Новосибирск; XXIII Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», 2017 г., Иркутск; XXIII рабочая группа «Аэрозоли Сибири», 2016 г., Томск; The 5th annual FAMOS School and Meeting, Woods Hole Oceanographic Institution, 2016 г.; VIII Всероссийская конференция «Актуальные проблемы прикладной математики и механики», посвященная памяти академика А.Ф. Сидорова, Абрау-Дюрсо, 2016 г.; Международный научный конгресс «Интерэкспо ГЕО-Сибирь», 2015-2017 гг., 2021 г., Новосибирск; EGU General Assembly Вена, 2013 г..

Личный вклад автора

Проведено усовершенствование численной модели океана за счет модификации блока численного решения уравнений движения, включения параметризации изопикнической диффузии и вихревого переноса, адаптации пакета моделей турбулентных моделей GOTM. Автор принимал участие как в постановке задачи, так и в проведении численных экспериментов, анализе и интерпретации результатов.

Благодарности

Автор выражает глубокую искреннюю благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н. Голубевой Елене Николаевне за интересные задачи, постоянное внимание, поддержку и помощь в работе, д.ф.-м.н. Платову Геннадию Алексеевичу за ценные советы и полезные дискуссии, способствовавшие успешному решению поставленных задач, Фофоновой Вере Владимировне за сотрудничество, полезный опыт и помощь в работе. Автор выражает благодарность своей коллеге Градовой Марине Алексеевне за помощь в подготовке рукописи.

Часть работы, посвящённая оценке влияния атлантических вод на состояние ледового покрова Северного Ледовитого океана, была выполнена при поддержке молодежного проекта РФФИ (№16-35-00439), руководителем которого являлся автор. Автор выражает благодарность своей коллеге Крайневой Марине Владимировне за активное сотрудничество в выполнении задач этого и других проектов.

Автор также выражает благодарность всему коллективу лаборатории математического моделирования процессов в атмосфере и гидросфере ИВМиМГ СО РАН за создание творческой и доброжелательной атмосферы в работе.

Глава 1. Численная модель океана и морского льда

SibCIOM

1.1 История и модификация океанической модели

Региональная трехмерная численная модель океан-лёд SibCIOM (Siberian Coupled Ice-Ocean Model), разработанная в Институте вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, адаптированная для Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана, была использована для проведения исследований. Модель SibCIOM включает в себя численную модель океана, ледовую модель CICE-3 [<http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE>], блок взаимодействия между океаном, морским льдом и атмосферными данными (рис. 1.1), пакет численных программ GOTM, General Ocean Turbulence Model [<http://www.gotm.net/>].

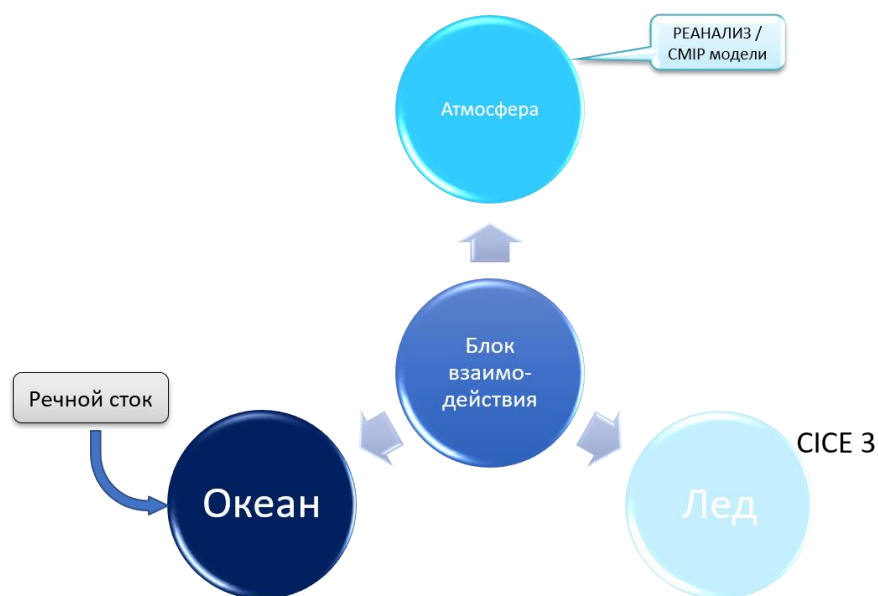


Рис. 1.1. Схема действующего комплекса моделей атмосферы, суши, земли, океана, связанных между собой блоком взаимодействия, SibCIOM.

Океанический блок модели представляет собой z-уровневую версию численной модели динамики океана, разрабатываемую в Институте вычислительной математики и математической геофизики СО РАН. Основные принципы построения модели и используемых параметризаций были описаны в работах [Golubeva, Platov, 2007, Голубева и др. 1992, Голубева 2008, 2010].

История создания этой модели начинается с 1980-х гг., когда в Вычислительном Центре СО АН СССР (в настоящее время ИВМиМГ СО РАН) разрабатывалась версия численной модели циркуляции Мирового океана, основанная на преобразовании вертикальной координаты (σ -модель). Особенностью разработанной численной модели являлось применение метода конечных элементов для дискретизации дифференциальных уравнений. Эта версия численной модели подробно представлена в работах [Кузин, 1985; Кузин, Голубева, 1984, 1986, Голубева и др., 1992].

В начале 1990-х гг. в ВЦ СО АН СССР вслед за σ -версией модели была разработана версия численной модели циркуляции океана, основанная на ступенчатой аппроксимации рельефа дна океана (z -версия модели). Эта модель являлась аналогом σ -версии с сохранением основных подходов в методах аппроксимации и алгоритмах расчетов.

В дальнейшем численная модель была существенно переработана [Golubeva, 2001]. Модификация модели продолжалась в дальнейшем в ходе исследований, связанных с изучением климатической изменчивости Северного Ледовитого океана. Уравнения модели были переписаны для системы общих ортогональных криволинейных координат. Недостаточность вычислительных ресурсов в начале 2000-х гг. ограничило область моделирования бассейнами Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана, при этом в постановку задачи были введены условия на «жидких границах», включающие сток рек, условия в Беринговом проливе и на южной границе области. Необходимость использования менее «вязких» схем для описания процесса переноса трассеров и уменьшения коэффициентов диффузии и вязкости привели к изменению блока расчета переноса тепла и соли и отказу от использования в этих уравнениях метода конечных элементов в пользу метода конечных объемов.

Численная модель океана постоянно совершенствуется в соответствии с появлением новых численных методов для решения системы уравнений и параметризаций мелкомасштабных процессов, неразрешенных в численной модели, но являющихся важными для формирования современного состояния океана. По сравнению с прежним вариантом модели [Голубева, 2010] в настоящее время в модели проведен ряд изменений. В ходе диссертационного исследования изменен алгоритм вычисления горизонтальных составляющих скорости: 1) в последнем варианте модели он реализуется без разделения на баротропную и бароклинную составляющие, в численный алгоритм включен расчет урвенной поверхности, новый подход допускает вычисления при использовании приближения «твердой крышки» без изменения алгоритма; 2) аппроксимация нелинейного оператора в уравнениях движения проводится на основе применения схемы QUICKEST [Leonard, 1979] аналогично тому, как это было сделано в прежней версии модели для аппроксимации переноса тепла и соли. Хотя метод расщепления [Марчук, 1988] по-прежнему остается методологической основой построения модели, для диффузионных

операторов в основном применяются явные схемы, что обусловлено реализацией кода модели на многопроцессорных ЭВМ. Параметризация мелкомасштабных движений включает расчет изопикнической диффузии и вихревого переноса. Создан блок обмена крупномасштабной модели с пакетом одномерных турбулентных моделей GOTM для нахождения коэффициентов вертикальной вязкости и диффузии.

1.2. Математическая постановка задачи

1.2.1 Система уравнений модели океана

Для океанической области Ω , ограниченной береговой линией Γ_0 и рельефом дна океана $H(\xi_1, \xi_2)$ в системе криволинейных ортогональных координат ξ_1, ξ_2, z , где ось z направлена вертикально вниз, рассматриваются полные нелинейные уравнения гидротермодинамики океана с учетом приближения Буссинеска и гидростатики для переменных, обозначающих компоненты скорости течения u, v, w , потенциальную температуру T и соленость S

Уравнения движения:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u u) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v u) \right] + \frac{\partial}{\partial z} (w u) + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} u v - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} v v - l v = \\ = - \frac{1}{\rho_0 h_1} \frac{\partial p}{\partial \xi_1} + \frac{\partial}{\partial z} v_v \frac{\partial u}{\partial z} + F(u, \mu_v), \end{aligned} \quad (1.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u v) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v v) \right] + \frac{\partial}{\partial z} (w v) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} u u + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} v u + l u = \\ = - \frac{1}{\rho_0 h_2} \frac{\partial p}{\partial \xi_2} + \frac{\partial}{\partial z} v_v \frac{\partial u}{\partial z} + F(v, \mu_v). \end{aligned} \quad (1.2)$$

Уравнение неразрывности:

$$\frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v) \right] + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (1.3)$$

Уравнение гидростатики:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g. \quad (1.4)$$

Уравнение состояния:

$$\rho = \rho(T, S, p_0), \quad (1.5)$$

Уравнения переноса-диффузии тепла и соли:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u \phi) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v \phi) \right] + \frac{\partial}{\partial z} (w \phi) = \frac{\partial}{\partial z} v_T \frac{\partial T}{\partial z} + F(T, \mu_T), \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u \phi) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v \phi) \right] + \frac{\partial}{\partial z} (w \phi) = \frac{\partial}{\partial z} v_S \frac{\partial T}{\partial z} + F(S, \mu_S). \quad (1.7)$$

В системе используются следующие обозначения: p – давление, $p_0 = \rho_0 g z$, ρ – плотность воды, ρ_0 – средняя плотность, $l = 2\Omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса, φ – географическая широта, μ_v, ν_v и $\mu_{T,S}, \nu_{T,S}$ – коэффициенты горизонтальной и вертикальной вязкости и диффузии, h_1, h_2 – метрические коэффициенты, F описывают параметризацию движений малых масштабов.

1.2.2 Область моделирования

Для моделирования процессов взаимодействия Арктического бассейна и Северной Атлантики рассматривается область Северного Ледовитого океана и северная часть Атлантического океана, начиная с 20° ю.ш. Используется трехполярная ортогональная криволинейная система координат: сферическая в Северной Атлантике и репроективная к северу от 65° с.ш. (рис.1.2). Процесс построения репроективной сетки для высоких широт и сопряжения ее со сферической сеткой описан в работе [Murray, 1996]. Разрешение сетки для Северной Атлантики выбиралось равным $1^\circ \times 1^\circ$ (G-1) и $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (G-0.5). Максимальное разрешение при этом достигается в полярном районе. В среднем узлы численной сетки в области Северного Ледовитого океана находятся на расстоянии около 18 км для сетки G-0.5 и 35 км для G-1. Вертикальное разбиение составляют 38 горизонтальных уровней со сгущением у поверхности, где разрешение равно 5 м. В область моделирования включены наиболее значимые проливы внутри Канадского архипелага.

1.2.3 Граничные условия

Область исследования Ω ограничена поверхностью океана, рельефом дна океана $z = H(\xi_1, \xi_2)$, «твердыми» боковыми границами Γ_0 , а также «жидкими» боковыми границами Γ_n с соседними акваториями. Граничные условия для исходной системы принимаются следующими: на поверхности океана $z = -\eta(\xi_1, \xi_2, t)$:

$$w = -\frac{d\eta}{dt} \delta, \quad v_v \frac{\partial(u, v)}{\partial z} = -\frac{(\tau_x, \tau_y)}{\rho_0}, \quad v_{T,S} \frac{\partial(T, S)}{\partial z} = (Q_T, Q_S) \quad (1.8)$$

на дне $z = H(\xi_1, \xi_2)$:

$$w = \frac{1}{h_1 h_2} \left[u \frac{\partial H h_2}{\partial \xi_1} + v \frac{\partial H h_1}{\partial \xi_2} \right], \quad v \frac{\partial(u, v)}{\partial z} = -R \sqrt{u^2 + v^2}(u, v), \quad v_{T,S} \frac{\partial(T, S)}{\partial z} = 0, \quad (1.9)$$

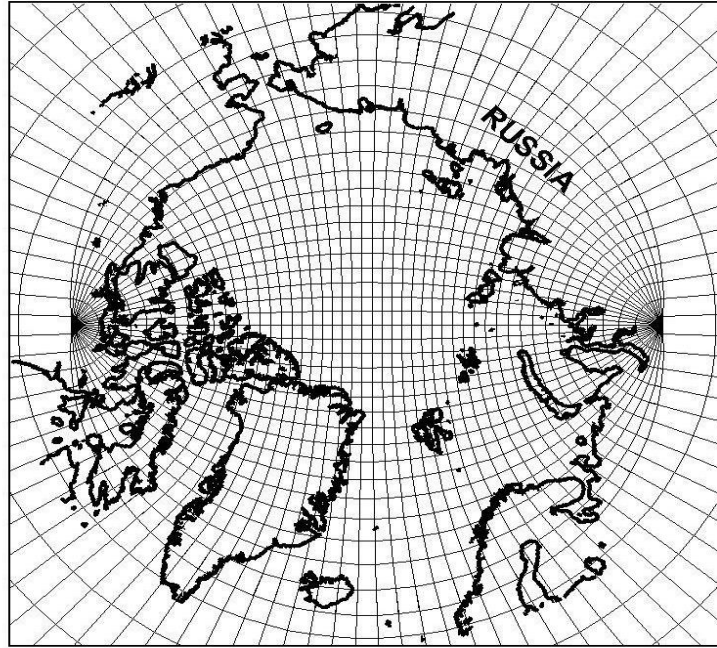


Рис. 1.2. Репроjektивная сетка, используемая в численных экспериментах по моделированию циркуляции в бассейнах Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана

на «твердых» боковых границах задавались условия равенства нулю для скорости и условия отсутствия потоков тепла и соли:

$$\Gamma_0: u = 0, v = 0, \quad v_{T,S} \frac{\partial(T,S)}{\partial n} = 0. \quad (1.10)$$

Здесь η – уровенная поверхность, τ_x, τ_y – компоненты вектора касательного напряжения трения на поверхности океана, R – коэффициент трения о дно, Q_T, Q_S – потоки тепла и соли на поверхности, δ равняется единице (если используется приближение «твердой крышки», то его значение равняется нулю), n – внешняя нормаль.

На «жидких» границах, включающих Берингов пролив и устья рек, задавались среднемесячные климатические значения расхода, температуры и солёности поступающих вод. На южной границе области, расположенной в Экваториальной Атлантике, равномерно распределенный задавался сброс вод, поступивших через открытые границы, условия свободного протекания выходящего потока и климатические значения температуры и солёности.

«Жидкая» граница включала: а) Берингов пролив с заданным расходом баротропного течения и значениями температуры и солёности; б) области притока рек, где также задавался расход, нулевая солёность и температура, равная температуре прилегающей океанической области; в) южную границу на 20^0 ю.ш., где задавался сброс массы, поступившей в бассейн через Берингов пролив и из рек. Условия на этой границе допускают свободную адвекцию за пределы моделируемой области в том случае, когда скорость направлена из области. Если же скорость на границе направлена в область, то использовались данные климатического распределения.

1.3. Параметризация мелкомасштабных движений

Один из возможных вариантов параметризации мелкомасштабных движений океана – использование оператора Лапласа, применявшегося в первых моделях циркуляции океана.

$$F(\phi, \mu) = \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(\mu \frac{h_2}{h_1} \frac{\partial \phi}{\partial \xi_1} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(\mu \frac{h_1}{h_2} \frac{\partial \phi}{\partial \xi_2} \right) \right] \quad (1.11)$$

Эта параметризация по-прежнему является одной из опций в современных численных океанических моделях.

Параметризация слагаемых $F(\phi, \mu_T, \mu_I, \mu_G)$ в уравнениях сохранения тепла и соли включает базовую диффузию, представленную оператором Лапласа (1.11), диффузию вдоль изопикнических поверхностей [Redi, 1982, Cox, 1984] и параметризацию переноса геострофических вихрей [Gent, McWilliams 1990], μ_T, μ_I, μ_G – соответствующие коэффициенты.

Параметризация изопикнической диффузии осуществляется в форме $\nabla \cdot K_{Redi} \nabla \phi$,

$$\text{где } K_{Redi} = \begin{pmatrix} \mu_I & 0 & \mu_I s_x \\ 0 & \mu_I & \mu_I s_y \\ \mu_I s_x & \mu_I s_y & \mu_I (s_x^2 + s_y^2) \end{pmatrix}, \quad s_x = \frac{\partial \rho}{h_1 \partial \xi_1} / \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad s_y = \frac{\partial \rho}{h_2 \partial \xi_2} / \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (1.12)$$

при условии, что $|S| \ll 1$.

Вихревой перенос температуры и солёности, $-\nabla \cdot \phi U^*$, где $U^* = (u^* v^* w^*)$, проводится с помощью параметризации скорости вихря [Gent, McWilliams 1990] в виде

$$u^* = \frac{\partial \mu_{GM} s_x}{\partial z}, \quad v^* = \frac{\partial \mu_{GM} s_y}{\partial z}, \quad w^* = -\frac{1}{h_1 h_2} \left(\frac{\partial h_2 \mu_{GM} s_x}{\partial \xi_1} + \frac{\partial h_1 \mu_{GM} s_y}{\partial \xi_2} \right) \quad (1.13)$$

Несложно заметить, что скорости удовлетворяют уравнению неразрывности:

$$\frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u^*) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v^*) \right] + \frac{\partial w^*}{\partial z} = 0. \quad (1.14)$$

В этом случае к рассчитанной скорости течений добавляются соответствующие составляющие вихревых скоростей. Преимущество этого подхода состоит в том, что перенос вихревыми скоростями можно аппроксимировать монотонными схемами, как это делается для переноса температуры и солёности крупномасштабными течениями.

С другой стороны, после дополнительных преобразований [Griffies, 1998]

$$\nabla \cdot K_{Redi} \nabla \phi - \nabla \cdot \phi U^* = \nabla \cdot (K_{Redi} + K_{GM}) \nabla \phi, \quad \text{где } K_{Redi} + K_{GM} = \mu_\rho \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 2s_x & 2s_y & (s_x^2 + s_y^2) \end{pmatrix}, \quad \text{при условии, что } \mu_I = \mu_{GM} = \mu_\rho. \quad (1.15)$$

В этом случае к симметричному диффузионному оператору добавляются только два слагаемых.

1.4. Основные алгоритмы построения численной модели океана

1.4.1. Алгоритм решения уравнений движения

Дискретизацию по времени уравнения модели представим в виде

$$\frac{u^{n+1} - u^n}{\Delta t} - \gamma l v^{n+1} = -\frac{g}{h_1} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_1} - \frac{1}{\rho_0 h_1} \frac{\partial p^h}{\partial \xi_1} + (1 - \gamma) l v^n + F_u^n; \quad (1.16)$$

$$\frac{v^{n+1} - v^n}{\Delta t} + \gamma l u^{n+1} = -\frac{g}{h_2} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_2} - \frac{1}{\rho_0 h_2} \frac{\partial p^h}{\partial \xi_2} - (1 - \gamma) l u^n + F_v^n \quad (1.17)$$

Здесь слагаемые

$$F_u = -L(u) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} u v + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} v v + \frac{\partial}{\partial z} v_v \frac{\partial u}{\partial z} + F(u, \mu_v), \quad (1.18)$$

используют значения скорости с предыдущего шага в отличие от прежней версии численной модели, где оператор горизонтальной вязкости расщеплялся на одномерные операторы и численно решался с помощью неявных схем. Оператор вертикальной вязкости может также быть реализован с помощью неявной схемы в случае использования параметризаций пакета GOTM и формирования больших значений коэффициента вертикальной вязкости. В системе уравнений (1.16-1.17) используется представление давления в виде суммы давления на невозмущенной поверхности и гидростатического давления

$$p = p_s + p^h = \rho_0 g \eta(\xi_1, \xi_1) + \int_0^z \rho g dz \quad (1.19)$$

Решение по времени предполагает выполнение последовательности шагов.

Шаг 1. Адвекция-диффузия скорости

$$\frac{u^{n+1/3} - u^n}{\Delta t} = -L(u^n) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} u^n v^n + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} v^n v^n + F(u^n, \mu_v); \quad (1.20)$$

$$\frac{v^{n+1/3} - v^n}{\Delta t} = -L(v^n) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} u^n v^n + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} u^n u^n + F(v^n, \mu_v). \quad (1.21)$$

где

$$L(\phi) = \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u^n \phi) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v^n \phi) \right] + \frac{\partial}{\partial z} (w \phi), \quad (1.22)$$

$$F(\phi, \mu) = \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(\mu \frac{h_2}{h_1} \frac{\partial \phi}{\partial \xi_1} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(\mu \frac{h_1}{h_2} \frac{\partial \phi}{\partial \xi_2} \right) \right], \quad (1.23)$$

Шаг 2. Изменение скоростей за счет вертикальной вязкости и напряжения трения на поверхности океана

$$\frac{u^{j+2/3} - u^{j+1/3}}{\Delta t} = \frac{\partial}{\partial z} v_T \frac{\partial u^{j+2/3}}{\partial z} \quad (1.24)$$

$$\frac{v^{j+2/3} - v^{j+1/3}}{\Delta t} = \frac{\partial}{\partial z} v_T \frac{\partial v^{j+2/3}}{\partial z} \quad (1.25)$$

Шаг 3. Адаптация к полю давления. Определим вспомогательные скорости u^*, v^* :

$$\frac{u^* - u^{n+2/3}}{\Delta t} = -\frac{1}{\rho_0 h_1} \frac{\partial p^h}{\partial \xi_1} + (1 - \gamma) l v^n; \quad (1.26)$$

$$\frac{v^* - v^{n+2/3}}{\Delta t} = -\frac{1}{\rho_0 h_2} \frac{\partial p^h}{\partial \xi_2} - (1 - \gamma) l u^n. \quad (1.27)$$

Шаг 4. Тогда из решения системы уравнений

$$\begin{bmatrix} 1 & -\gamma \Delta t l \\ \gamma \Delta t l & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u^{n+1} \\ v^{n+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} u^* - \frac{\Delta t g}{h_1} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_1} \\ v^* - \frac{\Delta t g}{h_2} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_2} \end{bmatrix} \quad (1.28)$$

u^{n+1}, v^{n+1} могут быть определены после нахождения η^{n+1} следующим образом

$$\begin{bmatrix} u^{n+1} \\ v^{n+1} \end{bmatrix} = \frac{1}{\varepsilon} \begin{bmatrix} u^* - \frac{\Delta t g}{h_1} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_1} + \alpha \left(v^* - \frac{\Delta t g}{h_2} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_2} \right) \\ -\alpha \left(u^* - \frac{\Delta t g}{h_1} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_1} \right) + v^* - \frac{\Delta t g}{h_2} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_2} \end{bmatrix}, \quad \alpha = \gamma l (\xi_1, \xi_2) \Delta t, \quad \varepsilon = 1 + \alpha^2. \quad (1.29)$$

Граничные условия на каждом шаге расщепления определяются в соответствии с заданными условиями для основной системы уравнений.

Для нахождения урвенной поверхности η^{n+1} подставим u^{n+1}, v^{n+1} в уравнение неразрывности (1.3), проинтегрируем по глубине с учетом граничных условий, получим

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(h_2 \int_{-\eta}^H u^{n+1} dz \right) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(h_1 \int_{-\eta}^H v^{n+1} dz \right) \right] = 0. \quad (1.30)$$

На временном интервале $[t_n, t_{n+1}]$ после подстановки u^{n+1}, v^{n+1} получим

$$\begin{aligned} & -\delta \frac{\eta^{n+1} - \eta^n}{\Delta t} h_1 h_2 + g \Delta t \frac{\partial}{\partial \xi_1} \frac{h_2 (H + \delta \eta^n)}{h_1 \varepsilon} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_1} + g \Delta t \frac{\partial}{\partial \xi_2} \frac{h_1 (H + \delta \eta^n)}{h_2 \varepsilon} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_2} \\ & + g \Delta t \frac{\partial}{\partial \xi_1} \frac{\alpha}{\varepsilon} (H + \delta \eta^n) \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_2} - g \Delta t \frac{\partial}{\partial \xi_2} \frac{\alpha}{\varepsilon} (H + \delta \eta^n) \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_1} = \\ & = \frac{\partial}{\partial \xi_1} \frac{\alpha h_2}{\varepsilon} \int_{-\delta \eta}^H v^* dz - \frac{\partial}{\partial \xi_2} \frac{\alpha h_1}{\varepsilon} \int_{-\delta \eta}^H u^* dz + \frac{\partial}{\partial \xi_1} \frac{h_2}{\varepsilon} \int_{-\delta \eta}^H u^* dz \\ & + \frac{\partial}{\partial \xi_2} \frac{h_1}{\varepsilon} \int_{-\delta \eta}^H v^* dz. \end{aligned} \quad (1.31)$$

В случае использования приближения «твердой крышки» вертикальная скорость на поверхности океана равняется нулю. В этом случае уравнение на уровенную поверхность принимает вид

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial \xi_1} \frac{h_2 H}{h_1 \varepsilon} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_1} + \frac{\partial}{\partial \xi_2} \frac{h_1 H}{h_2 \varepsilon} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_2} + \frac{\partial}{\partial \xi_1} \frac{\alpha H}{\varepsilon} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_2} - \frac{\partial}{\partial \xi_2} \frac{\alpha H}{\varepsilon} \frac{\partial \eta^{n+1}}{\partial \xi_1} = \\ & = \frac{1}{g \Delta t} \left(\frac{\partial}{\partial \xi_1} \frac{\alpha h_2}{\varepsilon} \int_0^H v^* dz - \frac{\partial}{\partial \xi_2} \frac{\alpha h_1}{\varepsilon} \int_0^H u^* dz + \frac{\partial}{\partial \xi_1} \frac{h_2}{\varepsilon} \int_0^H u^* dz \right. \\ & \left. + \frac{\partial}{\partial \xi_2} \frac{h_1}{\varepsilon} \int_0^H v^* dz \right) \end{aligned} \quad (1.32)$$

Рассматриваемый алгоритм без разделения скорости на бароклинную и баротропную составляющую является модификацией подхода, используемого в численной модели океана Массачусетского технологического института (MITgcm) [Adcroft et al., 2004]. Отличием является применение метода расщепления и обработка слагаемого, описывающего силу Кориолиса.

1.4.2. Пространственная аппроксимация переменных

Пространственная аппроксимация переменных в узлы сеточной области представлена на рис.1.3.

Численные схемы для аппроксимации операторов переноса и вязкости построены на основе метода конечных объемов и аналогичны схемам для переноса-диффузии тепла и соли, которые будут выписаны ниже. С учетом расположения переменных (рис.1.3.) сеточное представление градиента давления и уровенной поверхности определяются следующим образом

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \xi_1} \sim \frac{\varphi_{i+1,j+1} - \varphi_{i,j+1} + \varphi_{i+1,j} - \varphi_{i,j}}{\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i,j+1}}, \quad \frac{\partial \varphi}{\partial \xi_2} = \frac{\varphi_{i+1,j+1} - \varphi_{i+1,j} + \varphi_{i,j+1} - p\varphi_{i,j}}{\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i+1,j}}, \quad (1.33)$$

где $\varphi_{i,j} = (\eta_{i,j}, p_{i,j,k}^h)$, $p_{i,j,k}^h = \sum_{k=1}^{KZ} 0.5g(\rho_{i,j,k} + \rho_{i,j,k+1}) \cdot \Delta z_k$.

Значения u^* , v^* определяются следующим образом

$$u_{i,j}^* = u_{i,j}^{n+2/3} - \Delta t \frac{1}{\rho_0} \frac{p_{i+1,j+1,k}^h - p_{i,j+1,k}^h + p_{i+1,j,k}^h - p_{i,j,k}^h}{\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i,j+1}} + \Delta t(1 - \gamma) l_{i,j} v_{i,j}^n \quad (1.34)$$

$$v_{i,j}^* = v_{i,j}^{n+2/3} - \Delta t \frac{1}{\rho_0} \frac{p_{i+1,j+1,k}^h + p_{i,j+1,k}^h - p_{i+1,j,k}^h - p_{i,j,k}^h}{\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i,j+1}} - \Delta t(1 - \gamma) l_{i,j} u_{i,j}^n \quad (1.35)$$

Для аппроксимации уравнений (1.31, 1.32) по пространству все операции с уравнением неразрывности проводятся на основе сеточного представления величин $u_{i,j,k}^{n+1}$, $v_{i,j,k}^{n+1}$

$$u^{n+1}_{i,j} = \left(\frac{u^*_{i,j}}{\varepsilon_{i,j}} - \frac{\Delta t g}{\varepsilon_{i,j}} \frac{\eta_{i+1,j+1} - \eta_{i,j+1} + \eta_{i+1,j} - \eta_{i,j}^{n+1}}{\Delta x_{i,j+1} + \Delta x_{i,j}} + \alpha_{i,j} \frac{v^*_{i,j}}{\varepsilon_{i,j}} - \frac{\alpha_{i,j} \Delta t g}{\varepsilon_{i,j}} \frac{\eta_{i+1,j+1} + \eta_{i,j+1} - \eta_{i+1,j} - \eta_{i,j}^{n+1}}{\Delta y_{i+1,j} + \Delta y_{i,j}} \right), \quad (1.36)$$

$$v^{n+1}_{i,j} = \left(-\frac{\alpha_{i,j} u^*_{i,j}}{\varepsilon_{i,j}} + \frac{\alpha_{i,j} \Delta t g}{\varepsilon_{i,j}} \frac{\eta_{i+1,j+1} - \eta_{i,j+1} + \eta_{i+1,j} - \eta_{i,j}^{n+1}}{\Delta x_{i,j+1} + \Delta x_{i,j}} + \frac{v^*_{i,j}}{\varepsilon_{i,j}} - \frac{\Delta t g}{\varepsilon_{i,j}} \frac{\eta_{i+1,j+1} + \eta_{i,j+1} - \eta_{i+1,j} - \eta_{i,j}^{n+1}}{\Delta y_{i+1,j} + \Delta y_{i,j}} \right) \quad (1.37)$$

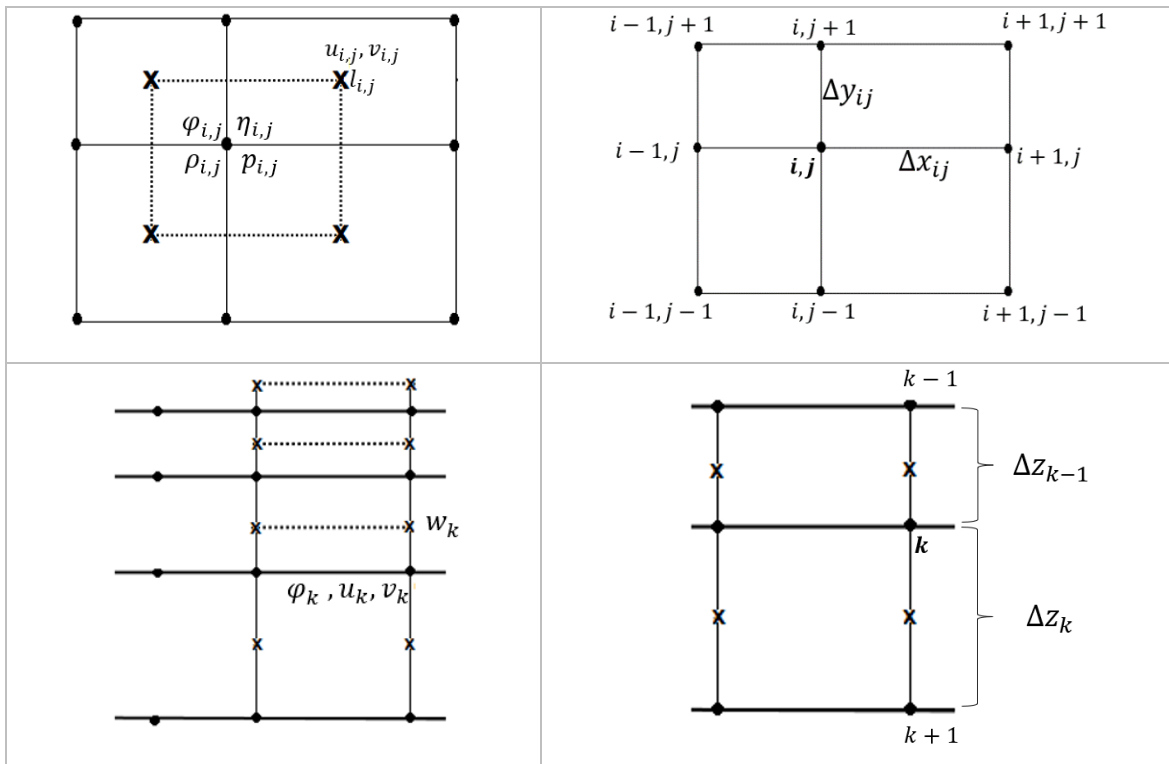


Рис. 1.3. Пространственная аппроксимация переменных в узлы сеточной области.

Граничные условия для нахождения уровенной поверхности определяются на основе учета значений скорости, нулевых на твердой границе и определяемых на основе расхода рек и Берингова пролива на жидких границах. Полученное 9-точечное уравнение решается итерационным методом.

1.4.3. Алгоритм решения уравнения переноса-диффузии

Процесс переноса - диффузии температуры и солености реализован на основе метода расщепления по физическим процессам с использованием преимущественно явных схем.

$$\frac{\Phi^{j+1/4} - \Phi^j}{\Delta t} + \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u \Phi^j) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v \Phi^j) \right] + \frac{\partial}{\partial z} (w \Phi^j) = 0, \quad (1.38)$$

$$\frac{\Phi^{j+1/2} - \Phi^{j+1/4}}{\Delta t} - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(\mu \frac{h_2}{h_1} \frac{\partial \Phi^{j+1/4}}{\partial \xi_1} \right) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(\mu \frac{h_1}{h_2} \frac{\partial \Phi^{j+1/4}}{\partial \xi_2} \right) = 0, \quad (1.39)$$

Для параметризации учета проникающей коротковолновой радиации для температуры включен дополнительный шаг

$$\frac{\Phi^{j+3/4} - \Phi^{j+1/2}}{\Delta t} = \frac{1}{c_p \rho_o} \frac{\partial I}{\partial z} * \delta_{ts}, \quad \delta_{ts} = \begin{cases} 1, \Phi = T \\ 0, \Phi = S \end{cases}, \quad (1.40)$$

Согласно подходу [Jerlov, 1968] поток нисходящей радиации убывает экспоненциально с увеличением глубины.

$$I(z) = Q_{sw}(re^{z/\mu_1} + (1-r)e^{z/\mu_2}) \quad (1.41)$$

Здесь, $I(z)$ - поток нисходящей солнечной радиации на глубине z (м), Q_{sw} - поток солнечной радиации на поверхности океана. Параметры μ_1 , μ_2 , r , определены для каждого из типов воды, определенных по [Jerlov, 1968] и отличающихся различной степенью прозрачности. Неявная схема применяется только для оператора вертикальной диффузии.

$$\frac{\Phi^{j+1} - \Phi^{j+3/4}}{\Delta t} = \frac{\partial}{\partial z} v_T \frac{\partial \Phi^{j+1}}{\partial z} \quad (1.42)$$

1.4.4. Аппроксимация оператора переноса

Для аппроксимации оператора переноса используется схема QUICKEST [Leonard, 1979]. В соответствии с многомерной реализацией COSMIC [Leonard et al., 1996] для горизонтальной части оператора рассчитаем вспомогательные переменные $\Phi_{i,j,k}^{Ay}$, $\Phi_{i,j,k}^{Ax}$ по схеме первого порядка

$$\begin{aligned} \Phi_{i,j,k}^{Ay} &= \Phi_{i,j,k}^n - \Delta t \frac{v_{i,j,k}^T + |v_{i,j,k}^T|}{2} (\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i,j-1,k}^n) - \Delta t \frac{v_{i,j,k}^T - |v_{i,j,k}^T|}{2} (\Phi_{i,j+1,k}^n - \Phi_{i,j,k}^n), \\ \Phi_{i,j,k}^{Ax} &= \Phi_{i,j,k}^n - \Delta t \frac{u_{i,j,k}^T + |u_{i,j,k}^T|}{2} (\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i-1,j,k}^n) - \Delta t \frac{u_{i,j,k}^T - |u_{i,j,k}^T|}{2} (\Phi_{i+1,j,k}^n - \Phi_{i,j,k}^n) \end{aligned} \quad (1.43)$$

где индекс Т обозначает, что значения скорости рассматриваются в температурных точках:

$$v_{i,j,k}^T = 0.25 * \frac{(v_{i,j,k} \Delta s_{i,j} + v_{i-1,j,k} \Delta s_{i-1,j} + v_{i,j-1,k} \Delta s_{i,j-1} + v_{i-1,j-1,k} \Delta s_{i-1,j-1})}{\gamma_{i,j}^{surf}}, \quad (1.44)$$

$$\gamma_{i,j}^{surf} = (\Delta s_{i,j} + \Delta s_{i-1,j} + \Delta s_{i-1,j-1} + \Delta s_{i,j-1})/4, \quad (1.45)$$

$$\Delta s_{i,j} = 0.25 * (\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i,j+1}) \cdot (\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i+1,j}) \quad (1.46).$$

Определим вспомогательные значения переменных $\Phi_{i,j,k}^{*x}$ и $\Phi_{i,j,k}^{*y}$:

$$\Phi_{i,j,k}^{*x} = \frac{\Phi_{i,j,k}^n + \Phi_{i,j,k}^{Ay}}{2}, \quad \Phi_{i,j,k}^{*y} = \frac{\Phi_{i,j,k}^n + \Phi_{i,j,k}^{Ax}}{2}. \quad (1.47)$$

Численную схему, аппроксимирующую уравнение (1.38), представим в следующем виде

$$\begin{aligned} \gamma^h T_{i,j,k}^* + (Xflux_r_{i,j,k} - Xflux_l_{i,j,k}) + \\ + (Yflux_n_{i,j,k} - Yflux_s_{i,j,k}) + \\ + (Zflux_b_{i,j,k} - Zflux_t_{i,j,k}) = \gamma^h T_{i,j,k}^n, \end{aligned} \quad (1.48)$$

где

$$\gamma^h = \gamma_{i,j,k} = \frac{\gamma_{i,j}^{surf} (\Delta z_{k-1} + \Delta z_k)}{2}, \quad (1.49)$$

аппроксимация потоков в операторе переноса проводится в соответствии со знаком числа

Куранта, определяемым направлением движения вод:

$$Xflux_l_{i,j,k} = cr_l \cdot \Phi_l \cdot (\Delta z_k + \Delta z_{k-1}) \cdot \frac{\Delta x_{i-1,j} (\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i,j-1} + \Delta y_{i-1,j} + \Delta y_{i-1,j-1})}{8}, \quad (1.50)$$

$$\Phi_l = \frac{\Phi_{i,j,k}^{*x} + \Phi_{i-1,j,k}^{*x}}{2} - 0.5 cr_l \frac{\Phi_{i,j,k}^{*x} - \Phi_{i-1,j,k}^{*x}}{2} - \frac{1}{6} (1 - cr_l^2) \cdot curv_l \cdot \Delta x_{i-1,j}^2, \quad (1.51)$$

$$cr_l = \frac{u_{i-1,j-1,k} \cdot (\Delta y_{i-1,j-1} + \Delta y_{i,j-1}) + u_{i-1,j,k} \cdot (\Delta y_{i-1,j} + \Delta y_{i,j})}{\Delta x_{i-1,j} (\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i,j-1} + \Delta y_{i-1,j} + \Delta y_{i-1,j-1})} \Delta t, \quad (1.52)$$

$$curv_l = \begin{cases} \frac{2}{\Delta x_{i-1,j} + \Delta x_{i-2,j}} \left(\frac{\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i-1,j,k}^n}{\Delta x_{i-1,j}} - \frac{\Phi_{i-1,j,k}^n - \Phi_{i-2,j,k}^n}{\Delta x_{i-2,j}} \right), & cr_l > 0, \\ \frac{2}{\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i-1,j}} \left(\frac{\Phi_{i+1,j,k}^n - \Phi_{i,j,k}^n}{\Delta x_{i,j}} - \frac{\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i-1,j,k}^n}{\Delta x_{i-1,j}} \right), & cr_l < 0. \end{cases} \quad (1.53)$$

$$Yflux_{s_{i,j,k}} = cr_s \cdot \Phi_s \cdot (\Delta z_k + \Delta z_{k-1}) \cdot \frac{\Delta y_{i,j-1} (\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i,j-1} + \Delta x_{i-1,j} + \Delta x_{i-1,j-1})}{8}; \quad (1.54)$$

$$\Phi_s = \frac{\Phi_{i,j,k}^{*y} + \Phi_{i,j-1,k}^{*y}}{2} - 0.5 cr_s \frac{\Phi_{i,j,k}^{*y} - \Phi_{i,j-1,k}^{*y}}{2} - \frac{1}{6} (1 - cr_s^2) \cdot curv_s \cdot \Delta y_{i,j-1}^2, \quad (1.55)$$

$$cr_s = \frac{v_{i-1,j-1,k} \cdot (\Delta x_{i-1,j-1} + \Delta x_{i-1,j}) + v_{i,j-1,k} \cdot (\Delta x_{i,j-1} + \Delta x_{i,j})}{\Delta y_{i,j-1} (\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i,j-1} + \Delta x_{i-1,j} + \Delta x_{i-1,j-1})} \Delta t, \quad (1.56)$$

$$curv_s = \begin{cases} \frac{2}{\Delta y_{i,j-1} + \Delta y_{i,j-2}} \left(\frac{\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i,j-1,k}^n}{\Delta y_{i,j-1}} - \frac{\Phi_{i,j-1,k}^n - \Phi_{i,j-2,k}^n}{\Delta y_{i,j-2}} \right), & cr_s > 0, \\ \frac{2}{\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i,j-1}} \left(\frac{\Phi_{i,j+1,k}^n - \Phi_{i,j,k}^n}{\Delta y_{i,j}} - \frac{\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i,j-1,k}^n}{\Delta y_{i-1,j}} \right), & cr_s < 0. \end{cases} \quad (1.57)$$

$$Zflux_{t_{i,j,k}} = cr_t \cdot \Phi_t \cdot \frac{\Delta z_{k-1} (\Delta s_{i,j} + \Delta s_{i-1,j} + \Delta s_{i-1,j-1} + \Delta s_{i,j-1})}{4}, \quad (1.58)$$

$$\Phi_t = \frac{\Phi_{i,j,k}^n + \Phi_{i,j,k-1}^n}{2} - 0.5 cr_t \frac{\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i,j,k-1}^n}{2} - \frac{1}{6} (1 - cr_t^2) \cdot curv_t \cdot \Delta z_{k-1}^2, \quad (1.59)$$

$$cr_t = w_{i,j,k-1} \cdot \Delta t / \Delta z_{k-1}, \quad (1.60)$$

$$curv_t = \begin{cases} \frac{2}{\Delta z_{k-1} + \Delta z_{k-2}} \left(\frac{\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i,j,k-1}^n}{\Delta z_{k-1}} - \frac{\Phi_{i,j,k-1}^n - \Phi_{i,j,k-2}^n}{\Delta z_{k-2}} \right), & cr_t > 0, \\ \frac{2}{\Delta z_k + \Delta z_{k-1}} \left(\frac{\Phi_{i,j,k+1}^n - \Phi_{i,j,k}^n}{\Delta z_k} - \frac{\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i,j,k-1}^n}{\Delta z_{k-1}} \right), & cr_t < 0. \end{cases} \quad (1.61)$$

Выполняются условия

$$\begin{aligned} Xflux_{-r_{i-1,j,k}} &= Xflux_{-l_{i,j,k}}, \\ Yflux_{-n_{i,j-1,k}} &= Yflux_{-s_{i,j,k}}, \\ Zflux_{-t_{i,j,k-1}} &= Zflux_{-l_{i,j,k}}. \end{aligned} \quad (1.62)$$

На границе области для вычисления потоков используется двухточечный шаблон.

1.4.5. Аппроксимация диффузионного уравнения

Сеточный аналог диффузионного уравнения имеет следующий вид

$$\begin{aligned} \gamma^h \frac{\Phi_{i,j,k}^{n+2/3} - \Phi_{i,j,k}^{n+1/3}}{\Delta t} + cx_i (\Phi_{i+1,j,k}^{n+2/3} - \Phi_{i,j,k}^{n+2/3}) - cx_{i-1} (\Phi_{i,j,k}^{n+2/3} - \Phi_{i-1,j,k}^{n+2/3}) \\ + cy_j (\Phi_{j+1,j,k}^{n+2/3} - \Phi_{i,j,k}^{n+2/3}) - cy_{j-1} (\Phi_{i,j,k}^{n+2/3} - \Phi_{i,j-1,k}^{n+2/3}) = 0 \end{aligned} \quad (1.63)$$

$$\begin{aligned} \gamma^h \frac{\Phi_{i,j,k}^{n+1} - \Phi_{i,j,k}^{n+3/4}}{\Delta t} + \delta_H cz_k (\Phi_{i,j,k+1}^{n+1} - \Phi_{i,j,k}^{n+1}) \\ - (1 - \delta_{surf}) cz_{k-1} (\Phi_{i,j,k}^{n+1} - \Phi_{i,j,k-1}^{n+1}) = \delta_{surf} \gamma^{surf} Q_\Phi \end{aligned} \quad (1.64)$$

В представленной системе коэффициенты

$$cx_i = -\mu_{s1} \frac{\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i+1,j}}{8\Delta x_{i,j}} (\Delta z_{k-1} \delta_{i,j,k} + \Delta z_k \delta_{i,j,k+1}) - \mu_{s4} \frac{\Delta y_{i,j-1} + \Delta y_{i+1,j-1}}{8\Delta x_{i,j}} (\Delta z_{k-1} \delta_{i,j-1,k} + \Delta z_k \delta_{i,j-1,k+1}), \quad (1.65)$$

$$cy_i = -\mu_{s1} \frac{\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i,j+1}}{8\Delta y_{i,j}} (\Delta z_{k-1} \delta_{s1,k} + \Delta z_k \delta_{s1,k+1}) - \mu_{s2} \frac{\Delta x_{i-1,j} + \Delta x_{i-1,j+1}}{8\Delta y_{i,j}} (\Delta z_{k-1} \delta_{s2,k} + \Delta z_k \delta_{s2,k+1}), \quad (1.66)$$

$$cz_k = -\frac{\nu_{i,j,k} + \nu_{i,j,k+1}}{2\Delta z_k} \cdot \delta_{i,j,k} \cdot \gamma_{i,j}^{surf}, \quad (1.67)$$

δ_{surf} равняется нулю и принимает значение, равное единице только для расчетных точек на поверхности области, δ_H равняется единице во всех точках области, кроме точек, расположенных на линии, аппроксимирующей рельеф дна, где значение становится равным нулю. Значение $\delta_{i,j,k}$ равняется единице, если множество сеточных узлов (i, j) , $(i+1, j)$,

$(i, j+1)$, $(i+1, j+1)$ на вертикальном горизонте k принадлежит расчетной области. В противном случае значение $\delta_{i,j,k}$ равняется нулю, обеспечивая выполнение граничных условий отсутствия потока тепла.

Первое уравнение решается явно, в отличие от прежней версии численной модели. Это, прежде всего, обусловлено реализацией модели на многопроцессорных ЭВМ, предполагающей разбиение области на подобласти. Оператор вертикальной диффузии обрабатывается неявно методом трехточечной прогонки.

Для решения уравнения диффузионного уравнения с изопокической диффузией на временном интервале $[t^n, t^{n+1}]$ используется неявная численная схема по времени для вертикального направления и явная численная схема для горизонтальных направлений

$$\begin{aligned} & \frac{\Phi^{n+1} - \Phi^n}{\Delta t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(v_\Phi + \mu_l (s_x^2 + s_y^2) \right) \frac{\partial \Phi^{n+1}}{\partial z} - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu_l s_x \frac{h_2 \partial \Phi^n}{\partial \xi_1} \right) \\ & - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu_l s_y \frac{h_1 \partial \Phi^n}{\partial \xi_2} \right) \\ & - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(\mu_l \frac{h_2 \partial \Phi^n}{h_1 \partial \xi_1} + \mu_l s_x \frac{h_2 \partial \Phi^n}{\partial z} \right) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(\mu_l \frac{h_1 \partial \Phi^n}{h_2 \partial \xi_2} + \mu_l s_y \frac{h_1 \partial \Phi^n}{\partial z} \right) = 0, \end{aligned} \quad (1.68)$$

Пространственная дискретизация оператора уравнения:

$$\begin{aligned} & \gamma^h \frac{\Phi_{i,j,k}^{n+1} - \Phi_{i,j,k}^n}{\Delta t} + cz_k (\Phi_{i,j,k+1}^{n+1} - \Phi_{i,j,k}^{n+1}) - cz_{k-1} (\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i,j,k-1}^n) + \\ & + cx_i (\Phi_{i+1,j,k}^n - \Phi_{i,j,k}^n) - cx_{i-1} (\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i-1,j,k}^n) + \\ & + cy_j (\Phi_{i,j+1,k}^n - \Phi_{i,j,k}^n) - cy_{j-1} (\Phi_{i,j,k}^n - \Phi_{i,j-1,k}^n) + \\ & + czx_k \hat{\Phi}_{x,k} - czx_{k-1} \hat{\Phi}_{x,k-1} + czy_k \hat{\Phi}_{y,k} - czy_{k-1} \hat{\Phi}_{y,k-1} + \\ & + cxz_i \hat{\Phi}_{zx,i} - cxz_{i-1} \hat{\Phi}_{zx,i-1} + cyz_j \hat{\Phi}_{zy,j} - cyz_{j-1} \hat{\Phi}_{zy,j-1} = 0. \end{aligned} \quad (1.69)$$

Здесь

$$\begin{aligned} cx_i = & -\mu_l s_1 \frac{\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i+1,j}}{8\Delta x_{i,j}} (\Delta z_{k-1} \delta_{i,j,k} + \Delta z_k \delta_{i,j,k+1}) \\ & - \mu_l s_4 \frac{\Delta y_{i,j-1} + \Delta y_{i+1,j-1}}{8\Delta x_{i,j}} (\Delta z_{k-1} \delta_{i,j-1,k} + \Delta z_k \delta_{i,j-1,k+1}), \end{aligned} \quad (1.70)$$

$$\begin{aligned} cy_i = & -\mu_l s_1 \frac{\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i,j+1}}{8\Delta y_{i,j}} (\Delta z_{k-1} \delta_{s1,k} + \Delta z_k \delta_{s1,k+1}) \\ & - \mu_l s_2 \frac{\Delta x_{i-1,j} + \Delta x_{i-1,j+1}}{8\Delta y_{i,j}} (\Delta z_{k-1} \delta_{s2,k} + \Delta z_k \delta_{s2,k+1}), \end{aligned} \quad (1.71)$$

$$cz_k = -\frac{v_{i,j,k} + v_{i,j,k+1}}{2\Delta z_k} \cdot \delta_{i,j,k} \cdot \gamma_{i,j}^{surf} -$$

$$-\frac{sx_{i,j,k}^2 + sy_{i,j,k}^2}{\Delta z_k} \cdot \delta_{i,j,k} \cdot \frac{(\mu_{I s1} \Delta s_{i,j} + \mu_{I s2} \Delta s_{i-1,j} + \mu_{I s3} \Delta s_{i-1,j-1} + \mu_{I s4} \Delta s_{i,j-1})}{4}, \quad (1.72)$$

$$cxz_i = \frac{-\mu_{I s1} \cdot (\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i+1,j}) - \mu_{I s4} \cdot (\Delta y_{i,j-1} + \Delta y_{i+1,j-1})}{4} \cdot \frac{sx_{i,j,k} + sx_{i+1,j,k}}{2}, \quad (1.73)$$

$$cyz_j = \frac{-\mu_{I s1} \cdot (\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i,j+1}) - \mu_{I s2} \cdot (\Delta x_{i-1,j} + \Delta x_{i-1,j+1})}{4} \cdot \frac{sy_{i,j,k} + sy_{i,j+1,k}}{2}, \quad (1.74)$$

$$czx_k = \frac{-(\mu_{I s1} \Delta s_{i,j} + \mu_{I s2} \Delta s_{i-1,j} + \mu_{I s3} \Delta s_{i-1,j-1} + \mu_{I s4} \Delta s_{i,j-1})}{2(\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i-1,j})} \cdot \frac{sx_{i,j,k} + sx_{i,j,k+1}}{2}, \quad (1.75)$$

$$czy_k = \frac{-(\mu_{I s1} \Delta s_{i,j} + \mu_{I s2} \Delta s_{i-1,j} + \mu_{I s3} \Delta s_{i-1,j-1} + \mu_{I s4} \Delta s_{i,j-1})}{2(\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i,j-1})} \cdot \frac{sy_{i,j,k} + sy_{i,j,k+1}}{2}. \quad (1.76)$$

$$\text{Здесь } sx_{i,j,k} = \frac{\rho_x}{\rho_z}, \quad sy_{i,j,k} = \frac{\rho_y}{\rho_z}, \quad (1.77)$$

$$\rho_x = \frac{(\rho_{i+1,j,k} - \rho_{i,j,k}) \frac{\Delta x_{i-1,j}}{\Delta x_{i,j}} + (\rho_{i,j,k} - \rho_{i-1,j,k}) \frac{\Delta x_{i,j}}{\Delta x_{i-1,j}}}{\Delta x_{i,j} + \Delta x_{i-1,j}}, \quad (1.78)$$

$$\rho_y = \frac{(\rho_{i,j+1,k} - \rho_{i,j,k}) \frac{\Delta y_{i,j-1}}{\Delta y_{i,j}} + (\rho_{i,j,k} - \rho_{i,j-1,k}) \frac{\Delta y_{i,j}}{\Delta y_{i,j-1}}}{\Delta y_{i,j} + \Delta y_{i,j-1}}, \quad (1.79)$$

$$\rho_z = \frac{(\rho_{i,j,k+1} - \rho_{i,j,k}) \frac{\Delta z_{k-1}}{\Delta z_k} + (\rho_{i,j,k} - \rho_{i,j,k-1}) \frac{\Delta z_k}{\Delta z_{k-1}}}{\Delta z_k + \Delta z_{k-1}}, \quad (1.80)$$

$$\begin{aligned} \hat{\Phi}_{zx,i} &= \frac{\Phi_{i+1,j,k+1} + \Phi_{i,j,k+1} - \Phi_{i,j,k} - \Phi_{i+1,j,k}}{4\Delta z_k} \Delta z_{k-1} \\ &+ \frac{\Phi_{i+1,j,k} + \Phi_{i,j,k} - \Phi_{i,j,k-1} - \Phi_{i+1,j,k-1}}{4\Delta z_{k-1}} \Delta z_k, \\ \hat{\Phi}_{zy,i} &= \frac{\Phi_{i,j+1,k+1} + \Phi_{i,j,k+1} - \Phi_{i,j,k} - \Phi_{i,j+1,k}}{4\Delta z_k} \Delta z_{k-1} \\ &+ \frac{\Phi_{i,j+1,k} + \Phi_{i,j,k} - \Phi_{i,j,k-1} - \Phi_{i,j+1,k-1}}{4\Delta z_{k-1}} \Delta z_k, \\ \hat{\Phi}_{x,k} &= \frac{\Phi_{i+1,j,k+1} + \Phi_{i+1,j,k} - \Phi_{i,j,k+1} - \Phi_{i,j,k}}{4\Delta x_{i,j}} \Delta x_{i-1,j} \\ &+ \frac{\Phi_{i,j,k+1} + \Phi_{i,j,k} - \Phi_{i-1,j,k+1} - \Phi_{i-1,j,k}}{4\Delta x_{i-1,j}} \Delta x_{i,j}, \\ \hat{\Phi}_{y,k} &= \frac{\Phi_{i,j+1,k+1} + \Phi_{i,j+1,k} - \Phi_{i,j,k+1} - \Phi_{i,j,k}}{4\Delta y_{i,j}} \Delta y_{j-1} + \\ &+ \frac{\Phi_{i,j,k+1} + \Phi_{i,j,k} - \Phi_{i,j-1,k+1} - \Phi_{i,j-1,k}}{4\Delta y_{i,j-1}} \Delta y_j. \end{aligned} \quad (1.81)$$

Предполагается, что в численной модели остается фоновая диффузия, описываемая оператором Лапласа, для обеспечения устойчивости вычислений, $\mu_I = \mu_{T,S}$.

1.5. Параметризация вертикального конвективного и турбулентного обмена, не разрешенного в крупномасштабных моделях океана

Турбулентное и конвективное перемешивание, влияя на вертикальное распределение гидрологических характеристик и глубину проникновения ветрового импульса, вносит существенный вклад в перенос тепла и соли внутри океана и в формирование потоков между океаном и атмосферой. В настоящий момент времени ни одна климатическая модель не обладает достаточным разрешением, чтобы описать процессы турбулентного перемешивания в рамках уравнений модели. Для такого описания шаг по времени должен быть порядка 1 минуты, а пространственное разрешение порядка 1 метра [Pacanowski and Philander, 1981]. Для описания таких процессов в крупномасштабных численных моделях используются параметризации.

1.5.1. Базовая параметризация вертикального перемешивания модели океана, основанная на интегральном критерии Ричардсона

Параметризация вертикального перемешивания проводится на основе привлечения дополнительной модели верхнего квазиоднородного слоя океана. В качестве таковой при проведении численных экспериментов была использована модификация модели верхнего квазиоднородного слоя ИО АН СССР, представленная в работах [Иванов, 1981, Голубева и др., 1992].

Модель реализует процедуру мгновенного вертикального перемешивания, целью которого является ликвидация статической и динамической неустойчивости, возникающей в результате интегрирования крупномасштабной модели, и образование слоя с однородным распределением характеристик. Начальным критерием определения неустойчивости вертикального профиля служит число Ричардсона

$$Ri = g \frac{d\rho}{dz} / \left(\frac{du}{dz} \right)^2 \quad (1.82)$$

Устойчивость слоя толщиной z_k определяется на основе сравнения критического числа $Ri_{кр}$ и $Ri(z_k)$, имеющего в численной модели следующий вид

$$Ri(z_k) = \frac{g(\rho_{k+1} - \bar{\rho})(z_{k+1} - z_k)}{(u_{k+1} - \bar{u})^2 + (v_{k+1} - \bar{v})^2}, \quad (1.83)$$

где используется осреднение $\overline{(\rho)} = \frac{1}{z_k} \int_0^{z_k} \rho dz$.

При выполнении условия $Ri \leq Ri_{кр}$ слой считается неустойчивым и проверяется устойчивость следующего слоя. В результате последовательной проверки устанавливается нижняя граница слоя неустойчивости k^* : $Ri(z_{k^*}) \leq Ri_{кр}$, $Ri(z_{k^*+1}) > Ri_{кр}$. Выделенный слой объявляется слоем интенсивного перемешивания, в результате которого устанавливается однородное распределение океанических характеристик: температуры, солености и горизонтальных составляющих скорости. Значения этих характеристик формируются на основе выполнения закона сохранения массы и закона сохранения импульса.

1.5.2. Параметризации вертикального перемешивания с использованием пакета турбулентных моделей GOTM

Пакет GOTM [www.gotm.net] включает набор одномерных турбулентных моделей, которые могут быть использованы в качестве параметризаций вертикального перемешивания в крупномасштабных численных моделях океана. Этот пакет находится в открытом доступе, написан на языке FORTRAN и доступен для использования в численных моделях океана в качестве подключаемой библиотеки. В численной модели работает процедура, обеспечивающая интерфейс между трехмерными характеристиками модели и одномерными моделями библиотеки на каждом шаге по времени. Итогом работы каждой модели пакета GOTM является формирование вертикального распределения коэффициентов вертикальной вязкости и диффузии, используемых на следующем временном интервале в крупномасштабной модели. В случае сильной неустойчивости, возникшей между вертикальными слоями океана, коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии ν_T , ν_S и ν_V в этих слоях значительно превышают базовые постоянные значения, что при решении диффузионного уравнения способствует формированию в численном решении квазиоднородных слоев.

Различия в схемах пакета GOTM заключаются в способах определения неустойчивости, глубины перемешанного слоя, параметрических уравнениях, используемых для расчета коэффициентов диффузии, эмпирических коэффициентах в параметрических уравнениях. При проведении экспериментов с численной моделью SibCIOM в данной работе были использованы три модели, описывающие вертикальное турбулентное и конвективное перемешивание: два варианта схем ТКЕ (Turbulent kinetic energy) и схема KPP (Nonlocal K-Profile Parameterization).

Схема KPP (Nonlocal K-profile parameterization) для вычисления коэффициентов турбулентности была предложена в работе [Large et al., 1994]. Особенностью схемы KPP является

отдельный расчет диффузионного коэффициента для граничных (верхнего перемешанного и придонного) слоев и для внутреннего океана. В верхнем слое кроме диффузионного коэффициента ν_T, ν_S рассчитывается также дополнительный адвективный коэффициент (non-local term) для тепла и соли γ_T, γ_S , соответствующий физическому состоянию турбулентного переноса при неустойчивости, вызванной поверхностными силами, что приводит диффузионную часть основной модели к виду:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial T}{\partial z} - \gamma_T \right), \quad \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_S \frac{\partial S}{\partial z} - \gamma_S \right) \quad (1.84)$$

Коэффициенты для внутреннего океана учитывают сдвиговую, волновую неустойчивость и процессы двойной диффузии. Многочисленные апробации схемы KPP в крупномасштабных моделях океана (например, NEMO, <https://www.nemo-ocean.eu/>; HYCOM, <https://www.hycom.org/>) показывают удовлетворительные результаты.

Более сложный подход, применяемый в моделях, получивших название ТКЕ (Turbulent kinetic energy/ турбулентная кинетическая энергия), для определения вертикальных коэффициентов диффузии и вязкости использует эволюционные уравнения для турбулентной кинетической энергии и её диссипации. Коэффициенты k_T и k_V для решения диффузионных уравнений рассчитываются следующим образом:

$$k_T = C_1 L \sqrt{E}, \quad k_V = C_3 L \sqrt{E} \quad (1.85)$$

Здесь E – кинетическая энергия, L – масштаб турбулентности, связанный с диссипацией кинетической энергии ε следующим равенством

$$\varepsilon = C_2 E^{\frac{3}{2}} L^{-1} \quad (1.86)$$

Для расчета кинетической энергии и масштаба турбулентности решаются два дифференциальных уравнения ($E - \varepsilon$)

$$\frac{\partial E}{\partial t} = D + P + B - \varepsilon, \quad (1.87)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = D_\varepsilon \varepsilon + \frac{\varepsilon}{E} (C_{1\varepsilon} P - C_{2\varepsilon} \varepsilon + C_{3\varepsilon} B), \quad (1.88)$$

(Здесь D – дивергенция вертикального потока кинетической энергии, P, B – генерация турбулентной кинетической энергии соответственно посредством сдвига скоростей и плавучестью, D_ε – дивергенция вертикального потока диссипации кинетической энергии $C_{1\varepsilon}, C_{2\varepsilon}, C_{3\varepsilon}$ – константы.

Различие схем ТКЕ определяется заданием коэффициентов C_1, C_2, C_3 . Их выбор в пакете GOTM достаточно обширен. Одна из схем, которая была включена для проведения расчетов (далее ТКЕ-

1), использует коэффициенты C_1, C_2, C_3 , определенные в работе [Schumann, Gerz, 1995] как эмпирические функции безразмерных параметров течения на основе лабораторных экспериментов.

Еще один вариант схемы ТКЕ, отличающийся от схемы ТКЕ-1, описанной в предыдущем пункте, способом расчета коэффициентов C_1, C_2, C_3 . Они выводятся алгебраически из модели турбулентности более высокого порядка, включающей в себя помимо уравнения кинетической энергии и масштаба турбулентности также уравнения переноса для напряжений после параметризации моментов третьего порядка и корреляций деформации давления.

C_1, C_2, C_3 являются функциями от безразмерных параметров

$$\alpha_M = \frac{M^2 L^2}{2E} \quad \alpha_N = -\frac{N^2 L^2}{2E} \quad (1.89)$$

Здесь $M^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2$, $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ – частота Брента-Вяйсяля.

Описание модели представлено в работе [Canuto et al., 2001], коэффициенты определены также в соответствии с этой работой. В дальнейшем эту схему будем обозначать ТКЕ-2.

1.6. Ледовая модель

Используемая модель морского льда CICE-3, известная под названием упруго-вязкопластическая модель (elastic viscous-plastic) [Hunke and Dukowicz, 1997], является модификацией стандартной вязкопластической модели динамики льда [Hibler, 1979]. Толщина снежного покрова и льда вычисляется на основе термодинамической модели [Bitz, Lipscomb, 1999] для шести категорий льда и одной категории снега Горизонтальный перенос льда осуществляется с помощью адвективной схемы полулагранжевого типа [Lipscomb, Hunke, 2004].

1.7. Выводы Главы 1

Произведена разработка новой версии океанического блока региональной численной модели SibCIOM, предназначенной для исследования климатической изменчивости океана и морского льда. Новая версия модели включает в себя модификацию алгоритма вычисления скорости течений, позволяющую проводить расчет с учетом меняющейся уровенной поверхности и приближением «твердой крышки», аппроксимацию оператора переноса на основе использования схемы третьего порядка точности по пространству. Численная модель дополнена процедурой расчета изопикнической диффузии и вихревого переноса. В океаническую модель адаптирован пакет GOTM (General Ocean Turbulence Model) семейства одномерных

турбулентных моделей, на основе которых вычисляются коэффициенты вертикальной диффузии и вязкости, участвующие в параметризации вертикального перемешивания в модели крупномасштабной циркуляции океана.

Глава 2. Численное моделирование климатической изменчивости Северного Ледовитого океана с 1948 по настоящее время

2.1 Введение

Северный Ледовитый океан является сравнительно небольшим океаном (всего 3,7% площади Мирового океана), обладающим определенными особенностями. В каком-то смысле он представляет собой "внутреннее море", связанное проливами с Атлантическим и Тихим океанами. Теплая и соленая атлантическая вода (АВ) поступает в СЛО через пролив Фрама и Баренцево море и распространяется в Арктическом бассейне на глубинах от 200-800 метров [Timofeev, 1957, Aagaard, 1989, Rudels et al., 1994, Woodgate et al., 2001, Schauer et al., 2002, Karcher et al., 2003, Polyakov et al., 2005, 2017, Иванов и Репина, 2018]. Через Берингов пролив поступают воды Тихого океана (ТВ), менее соленые и менее теплые, чем атлантические [Steele et al 2002, Pickart and Stossmeister, 2008, Woodgate et al., 2012, Woodgate, 2017]. Также поступают пресноводные потоки из рек. Потоки вод разной солености в совокупности с условиями, приводящими к формированию и таянию льда, формируют уникальную стратификацию вод, определяемую в основном соленостью, а не температурой, как в остальном океане [Rudels et al., 1991].

Отличительной особенностью СЛО от других океанов является ледовое покрытие, сезонное и многолетнее. Поэтому климатические изменения последних десятилетий, связанные с повышением температуры приземного слоя атмосферы, здесь проявляются гораздо ярче [Walsh, 2014]. Наиболее очевидным последствием потепления климата является катастрофическая потеря льда [Kwok et al., 2009, 2018, Stranne, 2014, Ricker et al., 2018]. В работе [Olonscheck et al., 2019], где изолировали воздействие отдельных движущих сил в модели Земной системы, было показано, что внутренняя изменчивость морского льда в первую очередь вызвана непосредственно колебаниями температуры атмосферы. Кроме повышения температуры атмосферы среди физических механизмов и процессов, изменения которых отражаются на состоянии ледового покрова, отмечаются следующие: океанический поток тепла, поступающий в Арктику [Helland-Hansen and Nansen, 1909, Sand et al., 2010], атмосферно-океанический поток тепла [Smedsrud et al., 2013, Olonscheck et al., 2019], изменение альбедо льда [Lindsay and Zhang,

2005], циркуляция атмосферы [Overland et al., 2008], вынос льда из Арктики [Spren et al., 2011; Krumpfen et al., 2019].

В работе [Lindsay and Zhang, 2005] указывается на доминирующее воздействие на процессы сокращения толщины льда внутренних термодинамических изменений, связанных с положительной обратной связью лед – альbedo. Из-за более тонкого ледяного покрова увеличивается дрейф морского льда, и морской лед перемещается быстрее в системе Трансполярного дрейфа [Spren et al., 2011; Krumpfen et al., 2019].

В свою очередь, освобождение территорий ото льда приводит к интенсификации прямого взаимодействия океана с атмосферой, включающего обмен импульсом и энергией. Уменьшение площади летнего ледового покрытия приводит к увеличению радиационного взаимодействия и увеличению поглощения солнечного излучения верхними слоями океана [Perovich et al., 2008], что в свою очередь сказывается на состоянии ледового покрова.

Авторы работы [Ivanov et al., 2016] обращают внимание на повышение роли поступающих в Арктический бассейн атлантических и тихоокеанских вод, как источника тепла для вод СЛО. Несмотря на то, что обмен вод с Тихим и Атлантическим океанами происходит через узкие проливы, тепло от этих вод поступает в Арктический бассейн круглогодично, в отличие от сезонного атмосферного тепла, поэтому атлантические и тихоокеанские воды являются одним из основных источников тепла в СЛО [Ivanov et al., 2016, Woodgate et al., 2015].

В данной главе обсуждаются вопросы, связанные с анализом климатической изменчивости состояния вод и ледового покрова Северного Ледовитого океана, на основе обзора работ о современном состоянии СЛО по данным измерений, а также с помощью численного моделирования с использованием численной модели SibCIOM, описанной в первой главе.

В главе рассматривается изменчивость состояния ледового покрова в СЛО, изменчивость траектории и интенсивности поступления атлантических и тихоокеанских вод в Арктический бассейн, анализируется влияние этих вод на ледовый покров. В процессе исследования анализируются потоки тепла на ледовой границе с океаном и атмосферой, рассчитываются коэффициенты корреляции этих потоков с объемом льда в регионе.

2.2. Изменчивость состояния арктического ледового покрова по данным наблюдений

По данным Национального Центра обработки данных снега и льда в США (National Snow and Ice Data Center, далее NSIDC) к настоящему времени абсолютный минимум площади льда в СЛО составляет 3.41 млн. кв. км (сентябрь 2012г.), что на 49% ниже среднего значения за

период с 1979 по 2000 гг. Также в последние десятилетия было зафиксировано еще два локальных минимума площади льда: в 2007 году минимальная площадь льда составила - 4,154 млн. кв. км. (18 сентября), в 2016 - 4,137 млн. кв. км.

Одновременно с площадью ледового покрова уменьшается также его толщина и сплоченность. По данным наблюдений [Kwok and Rothrock, 2009, Polyakov et al., 2017] в центральной Арктике произошло уменьшение толщины льда на 1,7 м за период спутниковых наблюдений.

Важным параметром, характеризующим состояние ледового покрова, является возраст льда. В течение последних двух десятилетий происходило постепенное замещение многолетнего льда однолетним [Kwok et al., 2009, 2018, Stranne, 2014], после 2007 года сезонный лед стал превалировать над многолетним по площади [Kwok et al., 2009, Ivanov et al., 2013]. По исследованиям в работах [Polyakov et al., 2012, 2017], касающихся обширной территории евразийского бассейна, граница многолетнего льда сместилась к северу, оставив территории однолетнему льду, либо образованного на месте, либо привнесенном с юга и востока. Однолетний лед более хрупкий, более подвержен изломам и более подвижный, в однолетнем льду чаще происходит образование проталин и полыньи.

Периоды открытой воды увеличились с менее чем одного месяца до трех месяцев за последние годы [Polyakov et al., 2017]. При сохранении сложившейся тенденции следует ожидать полностью свободного ото льда океана в течение летнего периода [Screen and Deser, 2019].

Концентрация льда снижается неоднородно, в территориях западного бассейна Нансена, расположенного вдоль траектории движения атлантических вод концентрация была понижена последние годы [Ivanov et al., 2016]. Более того в этом регионе были обнаружены локальные минимумы в зимние месяцы. Ледовое покрытие в районе Баренцева моря стабильно тоньше или не формируется вообще, так в период 2006-2008 годы воды Баренцева моря были полностью свободны ото льда вплоть до Новой Земли [Alexeev et al., 2012].

По оценкам, выполненным в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (АНИИ), общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2020 г. составила 3,68 млн км² при норме 5,9 млн км² и, таким образом, была на 37,6 % меньше среднего многолетнего значения. Значение общей площади дрейфующих льдов в СЛО оказалось на 2,20 млн км² меньше среднего значения ледовитости за весь ряд наблюдений (1978—2020 гг.). Площадь ледяного покрова в СЛО в середине сентября, на период максимального ее сокращения, стала второй по рангу за все годы измерений.

Количество молодых льдов, появившихся в СЛО с середины сентября по середину октября, составило около 1,3 млн км², что было на 28 % меньше среднего

многолетнего значения за длинный ряд наблюдений с 1979—2020 гг. (1,8 млн км²) [Обзор гидрометеорологических процессов в Северной полярной области, 2020, ААНИИ].

Понимание процессов, определяющих изменчивость состояния морского льда и его тренды, имеет большое значение для составления прогнозов площади ледового покрытия океана. Основным фактором, оказывающим воздействие на состояние льда, является повышение температуры атмосферы [Иванов и др., 2013, Polyakov, 2010], однако состояние вод СЛО также вносит свой вклад в этот процесс, поскольку возможно поступление тепла на нижней границе льда из океана. Чаще к этому влиянию относят тихоокеанские воды [Woodgate et al., 2015; Serreze et al., 2016], а атлантические считаются менее важными в процессах таяния льда из-за различий в стратификации, так как более плотные АВ находятся на большем расстоянии от поверхности океана, чем менее соленые тихоокеанские.

Однако климатические процессы, происходящие в последние годы, усиливают роль АВ в сокращении ледового покрова. Повышение температуры и подъем ядра атлантических вод к поверхности способствуют передаче тепла в вышележащие слои и подтаиванию морского льда.

2.3. Постановка численных экспериментов по воспроизведению термохалинного состояния океана и ледового покрова

Для изучения изменчивости термохалинного состояния океана и ледового покрова в СЛО, используется метод численного моделирования на основе трехмерной численной модели океана и морского льда SibCIOM. В качестве данных атмосферы используются данные реанализа NCEP/NCAR [<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>], а именно: скорость и направление приземного ветра; потенциальная и абсолютная температура нижнего слоя атмосферы; удельная влажность; приземное давление и плотность воздуха; суммарная нисходящая солнечная и инфракрасная радиация; интенсивность выпадения осадков. В качестве начального состояния было использовано зимнее распределение массива климатических данных РНС [Steele, 2000]. Массив РНС является комбинацией данных Левитуса [Levitus, 1984, 1986] и ряда океанографических данных, собранных в результате сенсорных исследований Арктики и прилегающих районов, и представляет собой ежемесячное трехмерное распределение температуры и солености в слое до 1 км глубины, а также сезонные (зима и лето) и среднегодовые данные для всего диапазона глубин.

Область моделирования включала СЛО и северную часть Атлантического океана с экваториальной зоной, начиная с 20° ю.ш. Представленные ниже результаты численного

моделирования, в основном, получены на сеточном разбиении G-0.5 (глава 1). В некоторых экспериментах использовалось одноградусная численная сетка, информация об этом представлена в тексте.

Представленный ниже материал объединяет исследование, проводимое на основе нескольких численных экспериментов, часть которых являлись продолжением предыдущих. В результате численных экспериментов получены среднемесячные трехмерные характеристики распределенные по области моделирования: температура, соленость, скорость, а также среднемесячные двумерные поля ледовых характеристик, среди которых данные о толщине и сплоченности льда, скорости таяния/замерзания, потоки на границах и т.д.

2.4. Изменчивость состояния арктического ледового покрова по результатам моделирования

Численные эксперименты, проведенные для временного интервала с середины прошлого столетия по настоящее время, моделируют процесс катастрофического сокращения объема льда СЛО и площади ледового покрытия в летний период в последние десятилетия (рис.2.1).

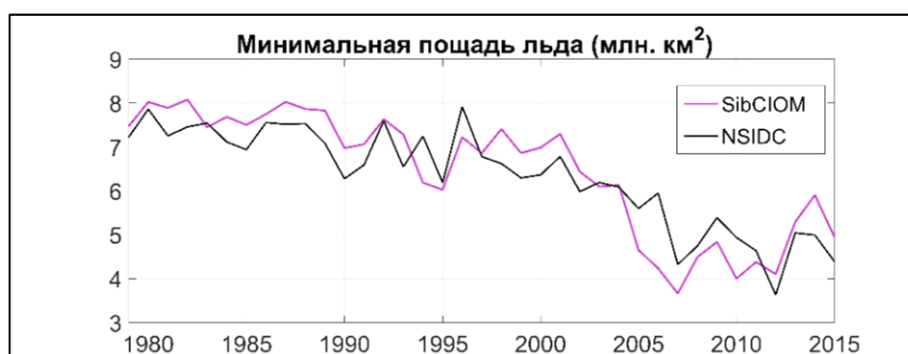


Рис. 2.1. Площадь ледового покрова в СЛО по результатам моделирования и данным NSIDC (National Snow and Ice Data Center)

Значительное сокращение минимальной площади Арктического льда, полученное в численном эксперименте, закономерно, поскольку в качестве модельного форсинга используются данные реанализа, отражающие процесс повышения температуры атмосферы в полярных широтах северного полушария. На рис. 2.2. показаны поля концентрации льда (сентябрь) 2005, 2012, 2015 гг., полученные по результатам численного моделирования и данным наблюдений. Ниже, при обсуждении влияния тихоокеанских вод будет представлено поле для 2007г. Мы показываем, что пространственное распределение толщины и концентрации льда, полученное в численном эксперименте, содержит определенную долю погрешности относительно реального распределения и не всегда летнее распределение соответствует данным

наблюдений. Например, распределение для 2012 года, когда был зафиксирован абсолютный минимум площади льда, воспроизводится численной моделью хуже, чем минимумы 2005 г. и 2007 г.

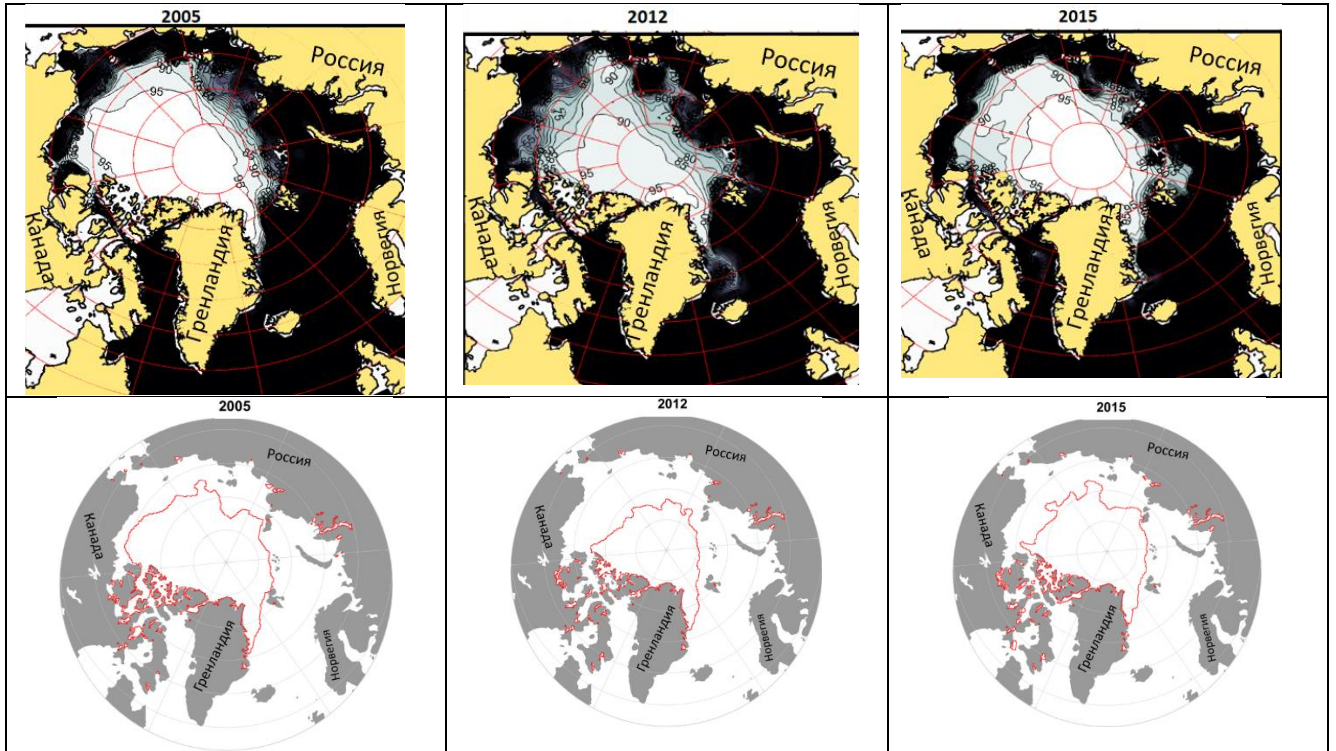


Рис 2.2 Сплошность льда для сентября 2005, 2012, 2015гг, полученная в результате работы численной модели и поданным NSIDC

Второе десятилетие настоящего столетия оказалось для сибирских арктических морей теплее первого. Последние годы являются экстремальными с точки зрения состояния ледового покрова и оценки температуры морской поверхности. Особенно это заметно для акватории сибирских арктических морей и граничащих с ними регионов. Летом 2019 и 2020 года поверхностная температура этих морей достигла максимальных значений, превышающих климатические среднемесячные и 90% порог всех среднемесячных значений за период с 1981 по 2010 гг. [Golubeva et.al., 2021]. На рис.2.3. представлено модельное поле концентрации льда для сентября 2020 и линия, соответствующая среднему положению кромки льда по данным моделирования за 2000-2010 гг.

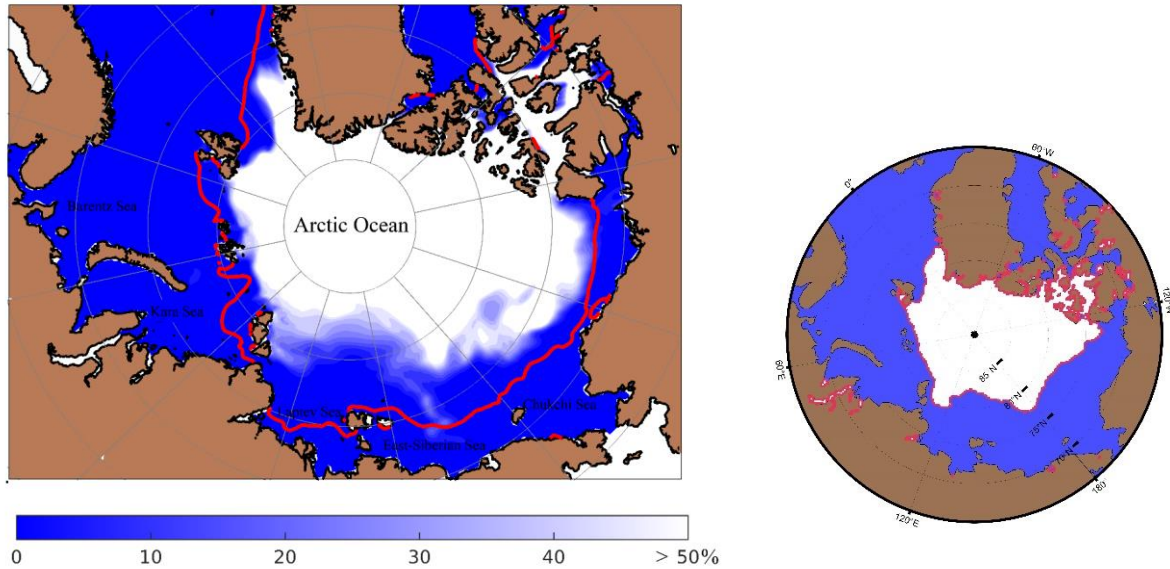


Рис. 2.3. Сокращение площади модельного ледового покрова во втором десятилетии 21 столетия. Концентрация льда представлена для сентября 2019 г (слева). Красная линия показывает линию ледового покрова, осредненную за 2000-2010 гг. Данные NSIDC для сентября 2019 г (справа).

Несмотря на погрешности моделирования, общий процесс сокращения ледового покрова воспроизводится численной моделью, что позволяет проводить исследование физических механизмов, ответственных за этот процесс, на основе численного моделирования, в частности влияние океанических потоков тепла.

2.5. Основные черты крупномасштабной циркуляция вод Северного Ледовитого океана

Данные наблюдений показывают, что поверхностная циркуляция вод и дрейф морского льда СЛО формируется под действием ветра и речного стока [Тимофеев, 1960; Никифоров, Шпайхер, 1980]. Основные черты поверхностной циркуляции СЛО схематически обозначены на рис.2.4. К ним относятся Трансарктическое течение, переносящее лед и поверхностные воды от Берингова пролива и Чукотского моря к побережью Гренландии, антициклонический круговорот в районе моря Бофорта и циклоническая циркуляция в системе шельфовых морей. Тихоокеанские воды поступают в СЛО через Берингов пролив и распространяются в виде поверхностного течения на шельфе Чукотского моря [Coachman and Barnes, 1961]. Летом тихоокеанские воды модифицируются на Чукотском шельфе за счет обмена с атмосферой и процессов перемешивания, заглубляются, поскольку обладают более высокой соленостью по сравнению с поверхностными водами СЛО, и распространяются далее в глубинной части СЛО в слое от 50 до

150 м, отдавая тепло соседним слоям, способствуя повышению температуры поверхностного слоя и сокращению толщины ледяного покрова.

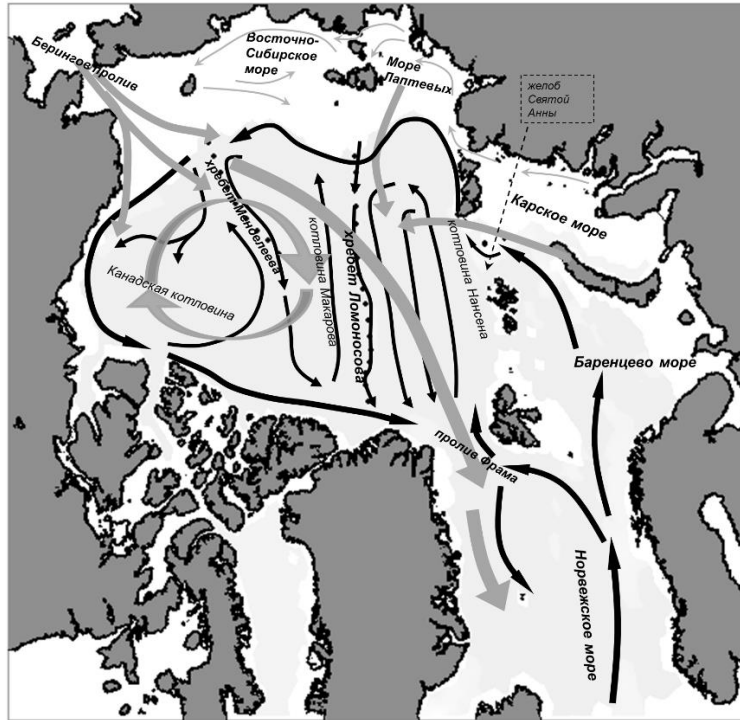


Рис.2.4. Схематическое представление циркуляции вод СЛО. Серые стрелки обозначают поступление тихоокеанских вод через Берингов пролив, Трансарктическое течение, антициклоническую циркуляцию в Канадском бассейне. Черные стрелки отражают принятую в настоящее время схему циркуляции атлантических вод. Схема построена на основе работ [Никифоров, Шнайхер, 1980; Rudels, 1994]

Атлантическая вода поступает в СЛО через Норвежское море, где происходит ее разделение на 2 ветви. Одна из них проходит через Баренцево море и через желоб св. Анны выносится в котловину Нансена. Вторая ветвь – Шпицбергенское течение - проникает в Арктический бассейн через пролив Фрама. Общая схема траектории атлантических вод в Арктике, полученная из гидрографических наблюдений [Rudels et al., 1994], в дальнейшем подтвержденными данными наблюдений [Carmack et al., 1995; Rudels et al., 1999; Swift et al., 1997] и результатами моделирования [Holland et al., 1996; Karcher and Oberhuber, 2002; Karcher et al., 2003] заключается в следующем. Поступая через пролив Фрама и Баренцево море и частично перемешиваясь по мере продвижения с холодными арктическими водами, атлантическая вода распространяется на глубинах 200-800 м, движется в восточном направлении вдоль границы континентальных окраин Евразийского бассейна и бассейна Макарова, и сопровождается батиметрическими возвратными течениями вдоль хребтов Ломоносова и Менделеева в сторону пролива Фрама. Баренцевоморская ветвь гораздо шире [Тимофеев, 1960],

но ввиду того, что глубина в этом регионе гораздо меньше чем в проливе Фрама, АВ больше контактирует с атмосферой и теряет больше тепла к тому моменту как займет промежуточное глубинное положение. Основное поступление теплой воды в Арктику происходит именно с Шпицбергенским течением через пролив Фрама, по оценкам Тимофеева [Тимофеев, 1960] это 40 % поступающего тепла в Арктический бассейн.

В процессе поступления атлантической воды в СЛО она смешивается с арктической водой, формирует верхний квазиоднородный слой, толщиной 10-170 м. Этот слой позволяет изолировать АВ от поверхности и избежать теплопотери при взаимодействии с атмосферой. При такой изоляции дальнейшая трансформация АВ может происходить только под действием процессов вертикального и горизонтального перемешивания с ограничивающими ее водными массами [Иванов, 2012].

2.6. Осредненная циркуляция вод СЛО по результатам численного моделирования

Поле течений, осредненное за 1960-1980 гг. по результатам численного моделирования на основе модели SibCIOM (Рис. 2.5-2.7), отражает обозначенные выше черты циркуляции вод. Поверхностная циркуляция вод включает поступление тихоокеанских вод через Берингов пролив, антициклонический круговорот Канадского бассейна, Трансполярный дрейф, вынос вод из Карского моря и моря Лаптевых, Баренцевоморскую ветвь атлантических вод. На глубине 200 м модель показывает две ветви атлантических вод, поступающих в СЛО через пролив Фрама и Баренцево море. Фрамовская ветвь распространяется вдоль материкового склона и в районе желоба св. Анны смешивается с Баренцевоморской ветвью. На глубине 400 м видно проникновение атлантических вод вдоль материкового склона Евразии в Канадский бассейн.

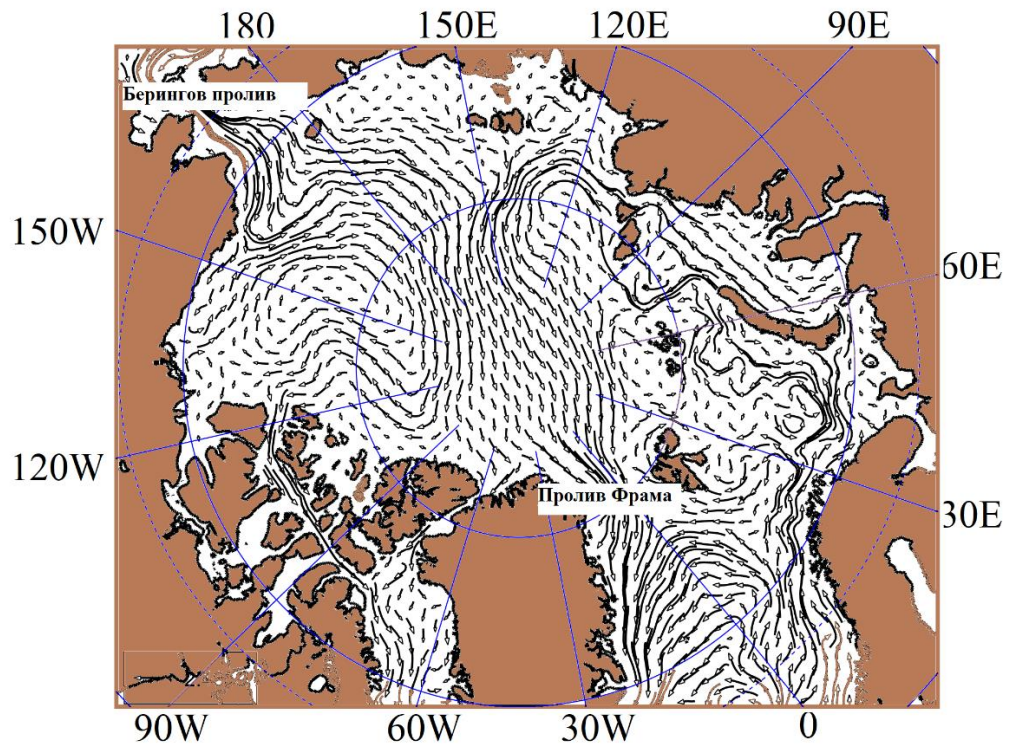


Рис.2.5. Осредненная за период 1960-1980 гг. поверхностная циркуляция вод СЛО.

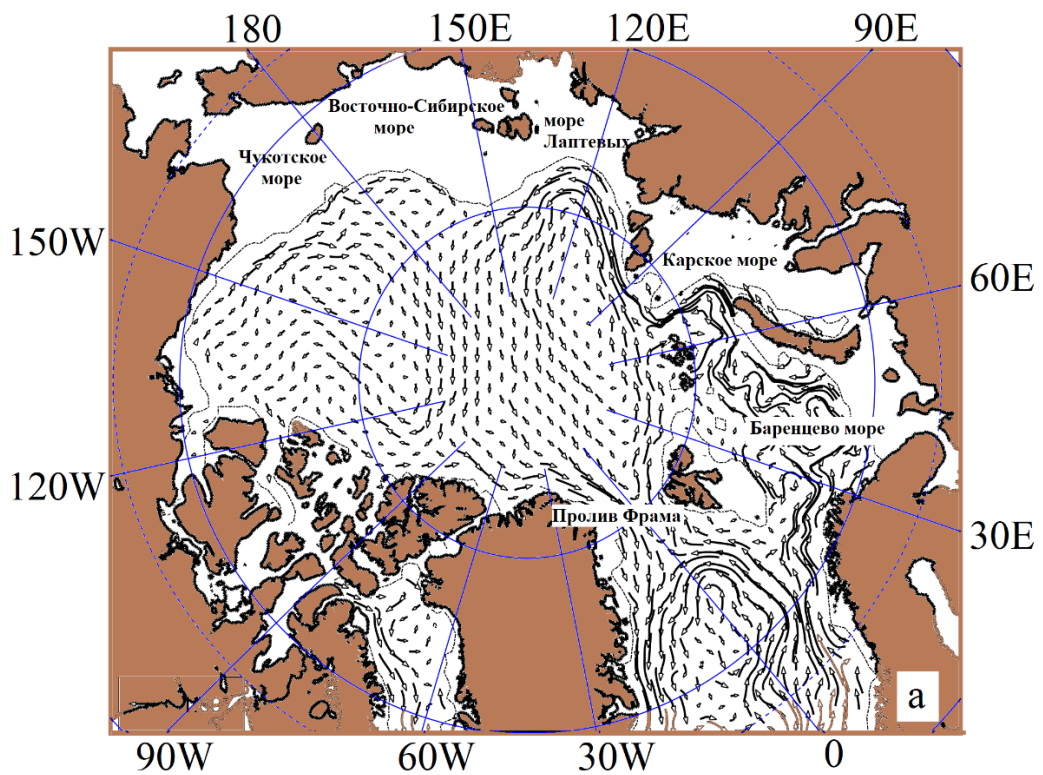


Рис.2.6. Осредненная за период 1960-1980 гг. циркуляция вод СЛО на глубине 200м

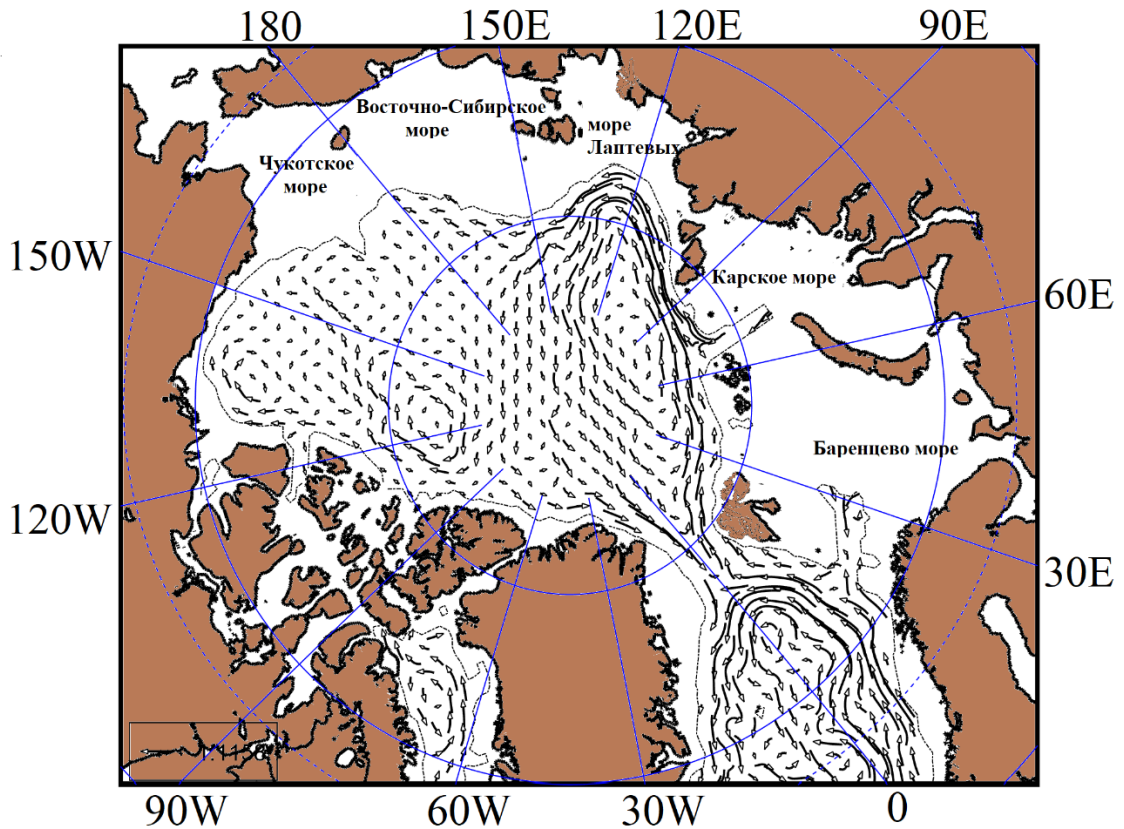


Рис.2.7. Осредненная за период 1960-1980 гг. циркуляция вод СЛО на глубине 400м

2.7. Изменчивость поверхностной циркуляции океана

Влияние преобладающих типов атмосферной циркуляции (антициклонического и циклонического) над Арктикой приводит к смещению оси Трансарктического течения и смене направления движения водных масс в поверхностном слое Арктического бассейна [Proshutinsky, Johnson, 1997]. Проследить изменение циркуляции в численном моделировании удобно с помощью системы трассеров. В качестве таковых могут выступать речные воды, имеющий определенный химический состав. Изменение направления распространения вод сибирских рек, вызванное сменой циркуляционного режима атмосферы, обсуждалось в работах [Morison et.al., 2012, Proshutinsky et.al., 2019].

Для отслеживания распределения речной воды в модели SibCIOM используется метод лагранжевых частиц, работающий непосредственно во время счета задачи. Частицы выбрасываются периодически в районе определенного источника и движутся в расчетной области с модельной скоростью. Чтобы вычислить положение частицы \vec{r} , движущейся с

определенной скоростью \vec{v} из начальной точки \vec{r}_0 , можно использовать явное уравнение переноса в форме Лагранжа:

$$\vec{r} = \vec{r}_0 + \vec{v} \cdot dt,$$

где скорость \vec{v} — интерполянт модельного поля скоростей в точке \vec{r}_0 , а dt — шаг модели по времени.

Движение частиц также сопровождается диффузией, которая рассматривается как стохастический процесс. Положение частицы, захваченной в слое конвективного или ветрового перемешивания, также определяется стохастически на основе равномерного распределения в перемешанном слое. Частица любого речного стока была развернута таким образом, что представляет объем $V_0=0,6859$ км³. Это означает, что временной интервал между двумя последовательными выбросами частиц определяется как $\Delta t = V_0/R(t)$, где $R(t)$ — текущий расход реки в км³/с. По результатам численного эксперимента были проанализированы возможные пути распространения речных вод наиболее полноводных сибирских рек: Оби, Енисея и Лены на основе рассмотрения траекторий трассеров, поступающих в шельфовую зону сибирских морей с речными водами [Golubeva et., 2017, 2019].

Достигнув материкового склона, речные трассеры вовлекаются в систему крупномасштабной циркуляции Арктического бассейна. Два основных режима поверхностной циркуляции Северного Ледовитого океана, циклонический и антициклонический, определяемые атмосферной динамикой, неоднократно обсуждались в литературе [Proshutinsky, Johnson, 1997, 2001, 2011]. Анализируя пути распространения трассеров, мы попытались выделить эти два основных периода, когда траектории трассеров существенно различаются. На рис.2.8 представлено распределение речных трассеров, выходящих из трех основных сибирских рек - Лены, Оби и Енисея. Рисунок 2.8а показывает распределение трассеров, выпущенных в 1989-1996 гг. Эти годы характеризуются повышенным отрицательным индексом Северо-Атлантического колебания, Северо-Атлантического колебания (САК, North Atlantic Oscillation, <https://webarchive.library.unt.edu/eot2008/20080916181853/http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>), что соответствует формированию циклонического режима циркуляции поверхностных вод. Рисунок 2.8а показывает, в основном, северо-восточное распределение речных трассеров.

Переход к антициклоническому режиму циркуляции в последующие 2000-2006 гг. показан на рис. 2.8б. Значительно меньше трассеров, выбрасываемых в эти годы, появляется в центральной части бассейна. Очевидно, они распространяются в сторону пролива Фрама. На рисунке также показано процентное содержание трассеров на различных глубинах.

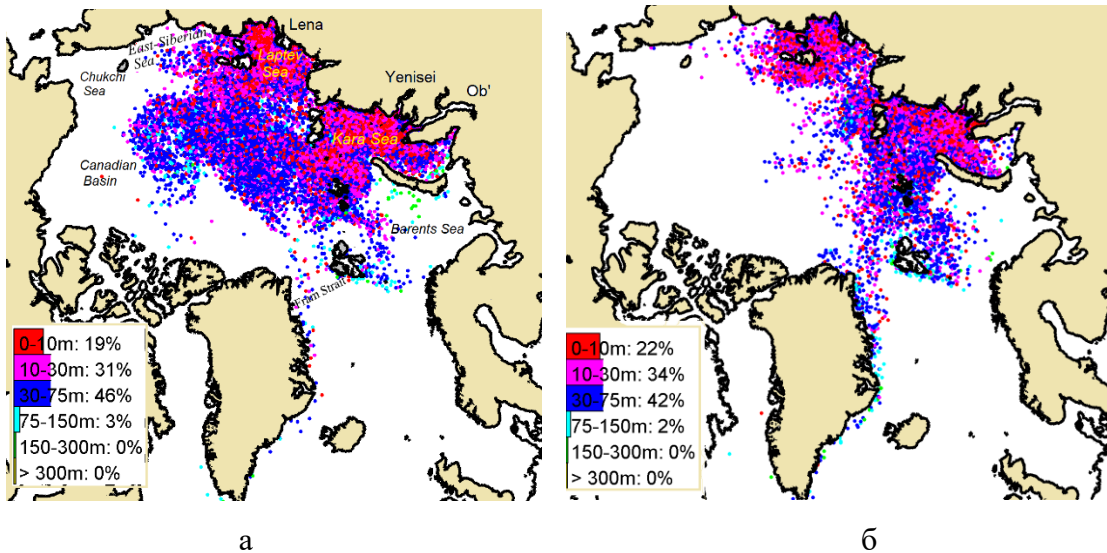


Рис. 2.8. Распределение модельных трассеров сибирских рек, выпущенных в период с 1989 по 1996 гг. (слева) и 2000-2006 (справа)

2.8. Изменчивость слоя атлантических вод в СЛО по данным наблюдений и результатам моделирования

Установление с конца 80-х продолжительной положительной фазы САК совпадает с интенсификацией поступления теплых вод через пролив Фрама и установлению циклонического режима циркуляции поверхностного слоя [Алексеев и др., 1998, Proshutinsky et al., 1997, Swift, 2005]. Преобладающая атмосферная циркуляция над Арктикой оказывает воздействие не только на дрейф льда и систему течений поверхностного слоя, но и на циркуляцию атлантических вод [Proshutinsky et al., 2015].

Наблюдения за состоянием вод СЛО свидетельствуют о наличии процессов потепления и охлаждения в атлантическом слое. Так, в 90-е годы прошлого столетия был зафиксирован поток аномально теплых вод (более чем на 1°C превышающих климатическую норму) через пролив Фрама [Quadfasel, 1991, Алексеев и др., 1998]. Начиная с 1999 года, произошло повышение температуры атлантической воды на 1 градус по сравнению с климатической нормой 1950-1990 гг. [Polyakov et al., 2005], сохраняющееся по настоящий момент. В период 2004-2006 гг. наблюдения показывают наличие еще нескольких теплых импульсов в слое атлантических вод в СЛО уже относительно температуры 2000-х (рис. 2.9). Основной отличительной чертой потепления 2000-х является его долгая продолжительность, составляющая более 15 лет.

С увеличением температуры АВ также увеличивается ее влияния на ледовый покров. Периоды достижения минимумов площади ледового покрова совпадают с периодами поступления более теплой АВ в СЛО [Carmack and Melling, 2011, Polyakov et al., 2011, 2012].

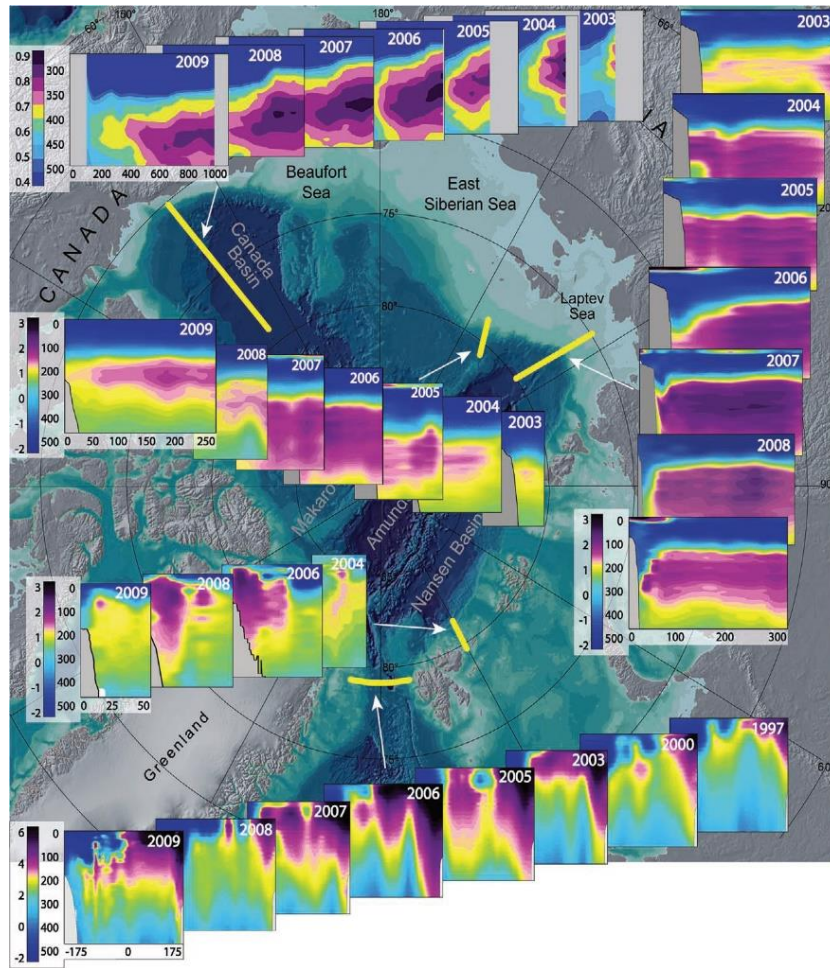


Рис. 2.9. Распространение тепловой аномалии в СЛО в слое АВ в 2000-е годы [Polyakov et al., 2011]. ©American Meteorological Society. Used with permission.

По результатам нашего моделирования на основе SibCIOM в 1989-1993 годы преобладающая циклоническая циркуляция в атмосфере усиливала циклоническую циркуляцию атлантических вод. В этот период результаты моделирования показывают, что Фрамовская ветвь проникает за пределы бассейна Нансена и вносит свой вклад в изменение атлантического слоя за пределами хребта Ломоносова, способствуя повышению температуры воды вдоль материкового склона. Результаты модельных расчетов отражают этот процесс. В численном эксперименте в 1981 модельном году был активирован непрерывно действующий распределенный трассер в проливе Фрама. В течение 1990-х годов трассер распространился вдоль материкового склона СЛО не только в область Евразийского бассейна, но и за пределы хребта Ломоносова в бассейн Макарова (рис. 2.10а). Как уже отмечалось, в последующий период, со второй половины 90-х годов, снижается интенсивность циклонического движения и к 2007 году в поверхностном слое

Канадского бассейна формируется интенсивная антициклоническая, распространяясь по глубине до промежуточного слоя. Концентрация трассеров Фрамовской ветви сокращается вдоль материкового склона и наблюдается в Канадском бассейне в виде размытых потоков, проникающих за пределы хр. Ломоносова, движение которых более близко к антициклоническому (рис. 2.10б).

В работе [Fetterer, 2002] приводятся результаты численных экспериментов, также показывающие изменение направления движения в слое атлантических вод с 2004 года с циклонического на антициклоническое. В этой же работе приводятся доказательства существования такого режима на основе анализа данных наблюдений содержания изотопа йода I^{129} в арктических водах. С другой стороны, в работе [Woodgate et al., 2007] на основе анализа данных говорится только о снижении температуры атлантического слоя в Канадском бассейне и предположительном изменении направления циркуляции в глубинных слоях моря Бофорта, а не всего Канадского бассейна.

По-видимому, реальный процесс распространения атлантических вод намного сложнее и возможно, что проведение численных экспериментов на более подробном разрешении, где будет усилена нелинейная составляющая движения, выявит дополнительные механизмы, ответственные за этот процесс. Настоящая же работа только обозначает реакцию океана на меняющееся атмосферное воздействие и даёт подтверждение выявленной изменчивости в данных наблюдений.

В работе [Karcher et al, 2012] описана ситуация перехода от циклонической циркуляции к антициклонической над Канадским бассейном в 2004 году: произошло ослабление распространения атлантических вод в восточном направлении вдоль континентального склона и усилилось возвратное течение по направлению к проливу Фрама вдоль хребтов Менделеева и Альфа.

В периоды усиления интенсивности Баренцевоморской ветви АВ, происходит увеличение струи выходящей через желоб Святой Анны, и в итоге происходит смещение фрамовской ветви вглубь бассейна [Gerdes and Shauer, 1997, Smedsrub et al, 2013]. В результате моделирования удалось получить данные режимы с отклонением фрамовской ветви и без отклонения (рис.2.10).

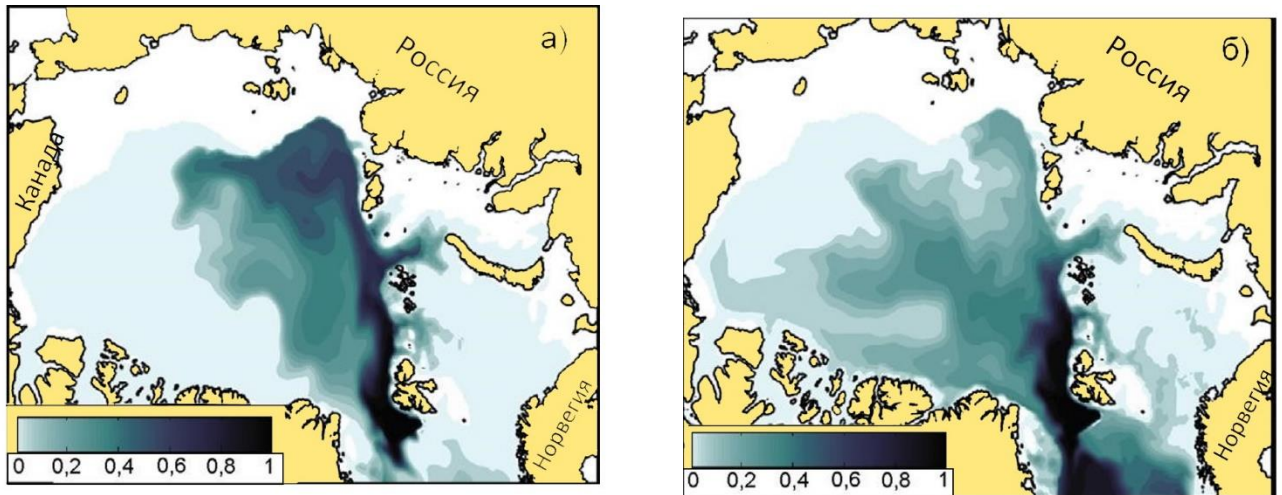


Рис. 2.10. а) Концентрация трассера фрамовской ветви атлантических вод в слое 100-500м в период с 1989 по 1995г.; б) – то же в период с 2000 по 2009 г.

2.9. Изменчивость траектории тихоокеанских вод по данным наблюдений и моделирования

Траектория движения тихоокеанских вод в численной модели значительно меняется при смене циркуляционного режима атмосферы. Это можно проследить по распространению трассера, который задавался с помощью включения непрерывно действующего распределенного источника, расположенного в Беринговом проливе. Распространение трассера рассчитывается для двух периодов: 1989-1995 гг. и 2000-2007 гг. Первый из них соответствует периоду преобладающего циклонического режима циркуляции атмосферы, что можно видеть по графикам индекса как Северо-Атлантического колебания (NAO/CAK), так и Арктического колебания (АО/АК) (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/teleconnections.shtml). Для второго периода индексы САК и АО не показывают явно выраженного антициклонического атмосферного режима, однако индекс АОО (Arctic Ocean Oscillation), соответствует именно антициклонической реакции океана [Proshutinsky et al., 1997, 2011].

На рис. 2.11 представлено поверхностное распределение трассера и поле трассера на глубине 100 м. В период, характеризующий циклонический режим (конец 80-х – середина 90-х), распространение происходит преимущественно вдоль побережья Аляски и Канады (рис. 2.11 а, в). В поверхностном слое виден поток через канадские проливы. Отчетливо виден спуск трассера вдоль материкового склона и дальнейшее его распространение в северном направлении. Граница области распространения трассера ограничивается с запада хребтом Менделеева. Для периода с

2000 по 2009 годы поверхностное распределение показывает следующее вдоль побережья Аляски течение, как и в предыдущем случае, однако дальнейшего распространения трассера в сторону канадских проливов модель не дает, поскольку антициклоническое движение поверхностного слоя усиливает перенос в направлении Восточно-Сибирского шельфа (рис. 2.11 б, г).

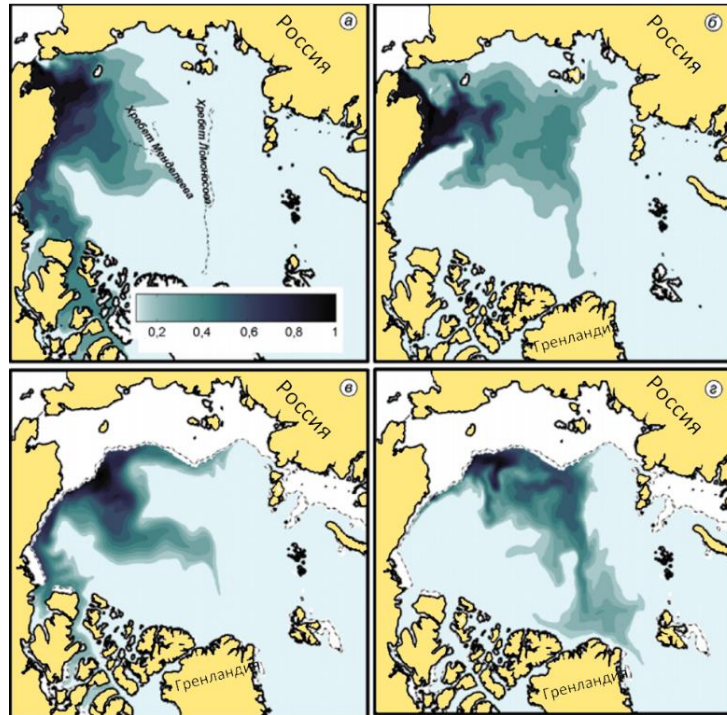


Рис. 2.11. Концентрация трассера тихоокеанских вод: а), в) - в период 1989 по 1995, преобладание циклонической циркуляции, б), г) – в период 2000-2009, преобладание антициклонической циркуляции. В верхнем ряду (а, б) представлена концентрация трассера на поверхности, в нижнем (в, г) – на глубине 100м.

Топографические особенности определяют области концентрации трассера, заметно движение в центральную часть Канадского бассейна и в сторону пролива Фрама. Положение хребта Ломоносова совпадает с границей распространения тихоокеанского трассера в этот период.

Полученная в численных экспериментах перестройка циркуляции тихоокеанских вод с циклонической (в 1990-х годах) на антициклоническую (в 2000-х годах), вызванная изменчивостью атмосферной динамики, подтверждается данными наблюдений [Bourgain, Gascard, 2012]. Поскольку тихоокеанские воды распространяются в верхнем 150- метровом слое океана, влияние атмосферной циркуляции на их движение вполне закономерно.

2.10. Влияние на состояние ледового покрова со стороны океана

И тихоокеанские, и атлантические воды, представляя собой источник тепла для Арктического бассейна, влияют на состояние ледяного покрова. Из данных наблюдений известно, что АВ проходят на глубине 200-800м, нижняя граница воды теплее 2 градусов пролегает между 400-500 метров [Beszczynska-Möller, 2012]. Похожую картину мы получили в результате численного моделирования.

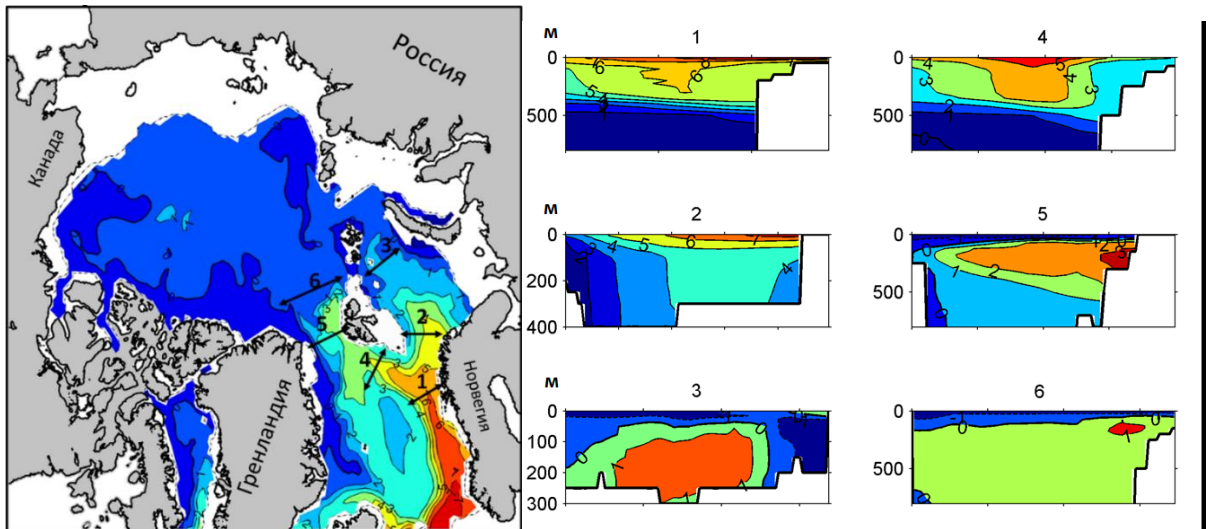


Рис.2.12. Среднегодовое распределение температуры на глубине 200 метров (слева) по результатам моделирования для 2010 года. Стрелками показаны разрезы, по которым показано вертикально распределение (справа).

По данным наблюдений [Beszczynska-Möller, 2016] в проливе Фрама температура ядра АВ составляет 1–4 градуса, в Баренцевом море 3–6. Значения, полученные в результате численного моделирования, соответствуют этому диапазону (рис. 2.12).

Непосредственное влияние атлантических вод на ледовый покров в численной модели прослеживается к северу от Шпицбергена и вдоль материкового склона к северу от Баренцева моря, где процессы перемешивания способствуют передаче тепла вышележащим слоям.

Передача тепла от атлантических вод в атмосферу и к морскому льду в модели наиболее отчетливо проявляется в Баренцевом и Норвежском морях, а также в восточной части Гренландского моря (рис 2.13а), на части этих областей лед отсутствует даже в зимний период. Влияние атлантических вод прослеживается к северу от Шпицбергена, где толщина льда в модельном расчете меняется от 1 до 50 см несмотря на то, что дрейф льда направлен на юг.

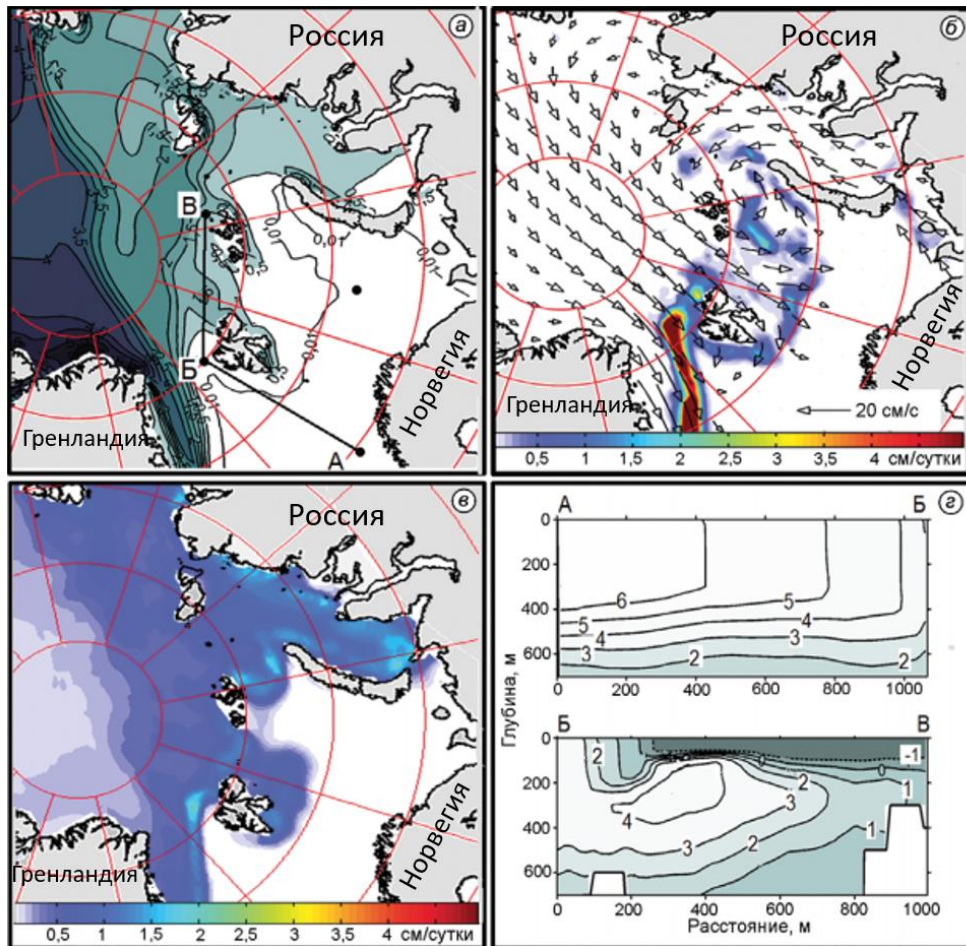


Рис. 2.13. Результат моделирования влияния атлантических вод на состояние ледового покрова Северного Ледовитого океана. Результат расчета для 2006г. а) толщина льда в феврале б) поле дрейфа и скорость таяния льда на нижней поверхности в феврале в) *-----* в июле г) распределение температуры в разрезе вдоль траектории Фрамовской ветви атлантических вод в феврале

Поле скорости таяния льда на нижней поверхности в зимний период устойчиво показывает ненулевые значения в этой области и на кромке льда в Гренландском море (рис. 2.13б). В некоторые годы рассчитанная здесь скорость таяния льда на нижней поверхности льда в зимний период больше, чем в летний (рис. 2.13в). Также заметно сокращение толщина льда вдоль материкового склона Евразии, к северу от Баренцева моря (линия БВ на рис. 2.13а). В этой области тёплые атлантические воды находятся ближе всего к поверхности, и процессы перемешивания способствуют вовлечению вод и передаче тепла вышележащим слоям. На температурном разрезе (рис. 2.13г) вдоль траектории Фрамовской ветви (рис. 2.13а) вертикальное распределение изотерм подтверждает процесс интенсивного перемешивания в области к северу от Шпицбергена.

Влияние циркуляции вод и вклад тепла, поступающего от тихоокеанских вод, заметны в поле скорости таяния на нижней поверхности ледяного покрова (рис. 2.14).

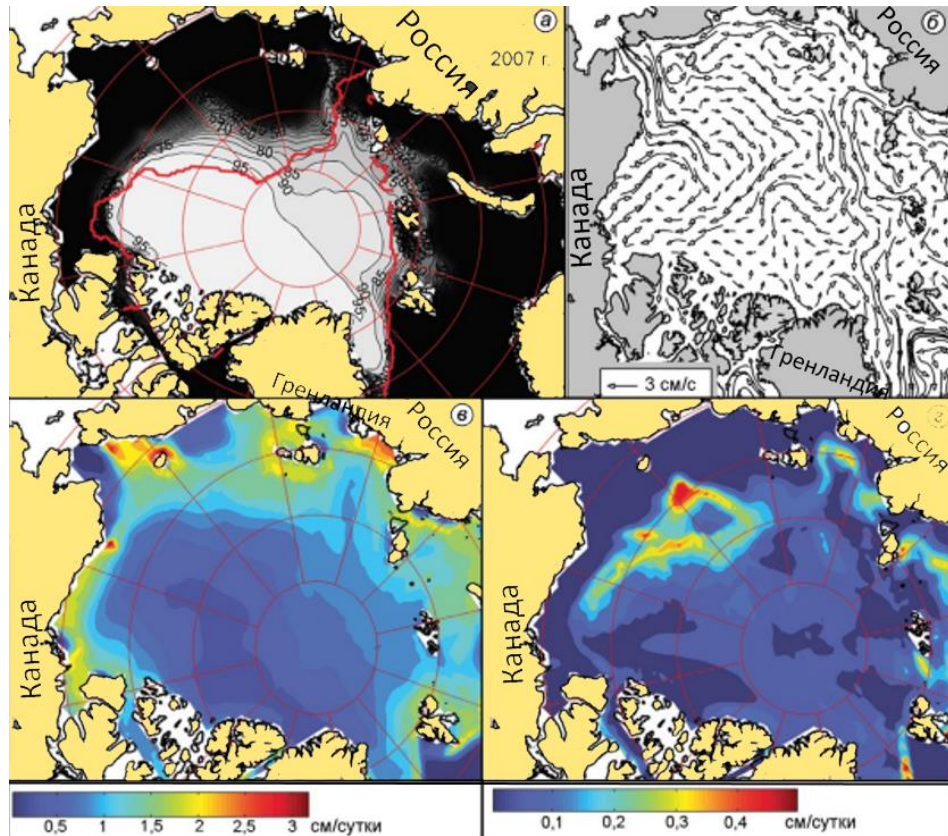


Рис. 2.14. Модельное состояние льда летом 2007г. а) – поле сплоченности льда в сентябре, %. Сплошная красная линия указывает наблюдавшееся положение границы ледяного поля, соответствующее 15%-сплоченности, по данным NSIDC; б) – поле течений в поверхностном 150-метровом слое; в) – скорость таяния льда на нижней поверхности в июле; г) – скорость таяния льда на нижней поверхности в сентябре.

Летнее сокращение льда в 2007 г (рис. 2.14а) в значительной степени связывают с аномальной адвекцией тепла в Чукотское море [Woodgate et al., 2010]. В численной модели положение кромки в тихоокеанском секторе в распределении для 2007 г. явно отражает вклад потока тихоокеанских вод. В модельных расчетах для июля 2007 г. (рис. 2.14в) наибольшие скорости таяния нижней поверхности льда отмечаются в прибрежной области, особенно на шельфе Чукотского моря (около 3 см/сут). Значения порядка 1.25-1.75 см/сут характерны для области, прилегающей к Восточно-Сибирскому шельфу. Пространственное распределение изолиний соответствует антициклонической циркуляции вод поверхностного слоя (рис. 2.14б), установившейся с середины первой декады 2000-х годов в Канадском бассейне. Освобождение ото льда тихоокеанского сектора СЛО способствовало дополнительному нагреву этой части океана в июле и августе и последующему переносу тепла океаническими течениями. Продолжение таяния льда в сентябре (рис. 2.14г) в численном расчете обусловлено только передачей тепла от океана в область морского льда.

В работах последних лет все чаще подчеркивается важность влияния атлантических вод на состояние ледового покрова. В работах [Иванов, 2012, Иванов и др., 2012] на основе данных наблюдений проводился анализ о сплоченности льда и факторов на него влияющих. Данные о сплоченности льда были взяты из архива Nimbus - 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) и Defence Meteorological Satellite Program (DMSP) Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) Passive Microwave Data dataset (www.nsidc.org/data/nsidc-0051.html). На основе данных метеорологического реанализа ERA-Interim (www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-interim) показано, что характерное положение минимумов толщины льда не может быть объяснено аномалиями приземной температуры воздуха и не связано с особенностями ветрового поля. Также в работе [Иванов, 2012] приводятся данные повторяющихся гидрологических съемок, выполнявшихся в период с 2004 по 2009 год, поперек континентального склона котловины Нансена из отчета экспедиции NABOS-2008, www.nabos.iarc.uaf.edu. Эти данные подтверждают гипотезу о важном вкладе потока тепла от АВ ко льду, АВ в 2000-е годы достигала поверхности океана, и в силу этого была способна передавать тепло морскому льду путем контактного теплообмена.

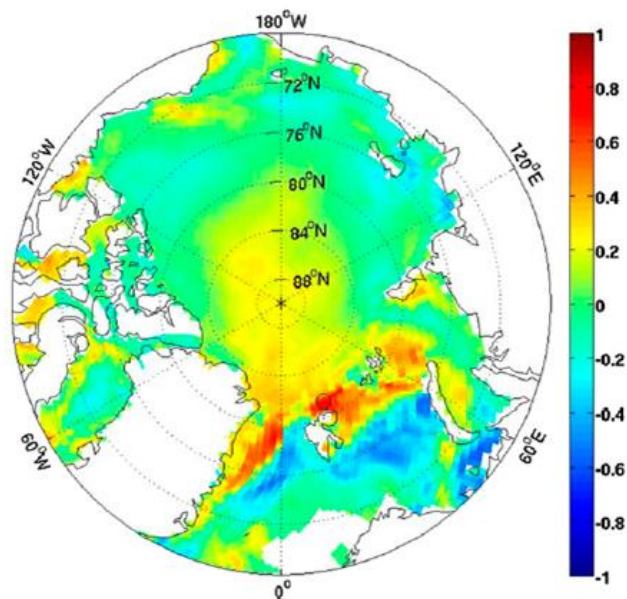


Рис. 2.15. Пространственное распределение корреляции между температурой в проливе Фрама на глубине 100-200м и скоростью таяния льда на нижней границе по среднегодовым значениям периода 1958-2007. По работе [Ivanov et al., 2016]. © American Meteorological Society. Used with permission

В работе [Ivanov et al., 2016] говорится о возрастающем влиянии океанического тепла на уменьшение площади ледового покрова к северо-востоку от Шпицбергена (рис. 2.15). Существуют оценки [Koldunov et al., 2010], что периоды усиления притоков АВ в северную часть

моря Лаптевых оказывают влияние на характеристики ледового покрова. В работе [Polyakov et al., 2010] делается вывод о том, что тепловой вклад океана в уменьшение толщины льда в 2000-е годы сопоставим с вкладом атмосферы. В работе [Alexeev et al., 2013] приведены расчеты, показывающие, что дополнительный объем льда, который сформировался бы при отсутствии теплового влияния АВ, составил в 2006-2008 гг. 150-200 км³/год, что эквивалентно 20% от общего уменьшения льда в Арктическом бассейне с 2004 по 2008 гг. По оценкам в работе [Polyakov et al., 2017] тепла, содержащегося в АВ, хватит, чтобы растопить весь арктический лед несколько раз.

Хотя поток тепла от Тихого океана в Арктику меньше по сравнению с потоком тепла от Атлантического океана, он оказывает большее влияние на состояние ледового покрова, поскольку воды Тихого океана проникают на глубинах ближе к поверхности, чем воды Атлантики [Jackson, 2010] и создают подповерхностный резервуар тепла для большей части западной части Северного Ледовитого океана, влияя на протяженность и толщину льда в этом регионе [Woodgate, 2010, Якшина, Голубева, 2017]. Объем поступающей в Арктику тихоокеанской воды через Берингов пролив составляет 0,8-1,2 Св с теплосодержанием 12 ТВт [Woodgate, 2018] и в последние десятилетия сток увеличивается на ~ 0,01Св / год с 1990 по 2019 год.

Океаническое тепло, переносимое водами, поступающими через Берингов пролив влияет на сезонное таяние морского льда в районе Чукотского моря [Федорова, Янкина, 1963; Raquette and Bourke, 1974; Ahlnas and Garrison, 1985; Spall, 2007; Woodgate et al., 2010; Woodgate et al., 2015; Serreze et al., 2016a]. В работах [Serreze, 2016, Ballinger, 2019] было показано, что период существования ледового покрытия над Чукотским морем сильно коррелирует с притоком тепла из Тихого океана через Берингов пролив.

2.11. Анализ изменчивости тепловых потоков океан-лед

По недавним оценкам [Polyakov, 2017] в восточной части Евразийского бассейна произошло увеличение в 2-4 раза зимнего восходящего потока тепла от слоя АВ с 2007 по 2014-2015 гг., и количество льда, растаявшего под действием потоков тепла от АВ стали сравнимы с количеством льда, растаявшего вследствие атмосферного термодинамического воздействия.

Скорость таяния льда на нижней границе довольно существенно (1 м/месяц [Kwok, 2011]) и этот показатель прямо или косвенно связан с ролью океана в состоянии льда.

Известно, что таяние льдов происходит на нижней и верхней границах и вызвано тепловыми потоками, подходящими ко льду со стороны океана и атмосферы, соответственно.

Считается, что тепловые потоки, подходящие от океана к нижней границе ледового покрова и вызывающие таяние льда, обусловлены атлантическими промежуточными водами. Эта гипотеза не была подтверждена данными измерений, она наблюдается лишь в аналитических моделях [Rudels, 1996, Steele and Boyd, 1998].

Передача тепла от АВ к поверхности льда происходит под действием различных физических механизмов. Одним из этих механизмов является зимнее конвективное перемешивание [Ivanov, 2012]. Устойчивая стратификация в Арктике обычно препятствует интенсивной зимней конвекции. При дефиците пресной воды, обусловленной отсутствием льда либо сложившейся циркуляцией, стратификация может нарушаться, например, в западной части бассейна Нансена в отсутствии холодного галоклина перемешивание достигает глубины 100 м, подключая АВ [Ivanov, 2012]. Также возможно усиление динамического воздействия на поверхность в результате уменьшенной сплоченности льда. Вследствие этого происходит усиление вертикального перемешивания в поверхностном слое и углубление верхнего перемешанного слоя, что в свою очередь способствует более интенсивной передаче тепла от АВ к поверхности.

По данным наблюдений за 2013 год в Центральном бассейне Амундсена [Polyakov, 2017] поток тепла с января по апрель от АВ к перемешанному слою оценивается примерно в 3-4 В/м². 1 В/м² достаточно, чтобы растопить 10 см льда.

В работе [Kwok and Untersteiner, 2011] приводятся оценки дополнительной тепловой энергии (1 В/м²), требуемой для того, чтобы объяснить сокращение толщины льда за последние 50 лет. Этой энергии достаточно для того, чтобы растопить 10 см льда в год. На данный момент неточности в измерениях, составляющих теплового баланса, не позволяют приписать дополнительное тепло какому-либо источнику или механизму способному объяснить сокращение льда [Kwok, 2011]. Наряду с влиянием океана на лед оказывают влияние также атмосферные характеристики [Иванов, 2013], такие как температура и влажность атмосферы, имеющие в последнее годы тренд на увеличение, и циркуляция атмосферы, способствующая ветровому выносу льда за пределы Арктики. В исследовании [Ivanov, 2012] для периода 1980-2010 в регионе Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена по данным наблюдений было замечено, что несмотря на то, что температура атмосферы растет, разница между поверхностной температурой и атмосферой сначала уменьшалась, а затем стояла на месте.

2.11.1. Вычисление тепловых потоков

Для того чтобы оценить роль океана в сокращении арктического льда были оценены потоки тепла на границах океан-лед и атмосфера-лед и с помощью коэффициентов линейной корреляции рассчитан вклад тех и других в изменчивость ледового покрова.

Поток тепла на нижней границе льда пропорционален разнице температуры воды верхнего слоя океана и температуры ее точки замерзания и может быть аппроксимирован формулой [McPhee, 1992]

$$F_{ocn-ice} = \rho c_p c_h u_* (T_{frz} - T_{ocn}) \quad (2.1)$$

Здесь c_p - удельная теплоемкость морской воды ($c_p = 3,99 \cdot 10^3$ Дж/кг/К), c_h - коэффициент трансформации тепла, u_* - скорость трения на границе океан-лед, ρ - плотность воды

Для расчета теплового потока, действующего на лёд со стороны атмосферы, были суммированы три составляющих радиационного баланса: поток явного тепла (F_{sens}), поток скрытого тепла (F_{lat}) и поток длинноволнового излучения (F_{lwup}).

$$F_{atm-ice} = F_{sens} + F_{lat} + F_{lwup} \quad (2.2)$$

2.11.2. Изменчивость тепловых потоков в различных регионах и связь с изменчивостью ледового покрова

Взаимосвязь между временными изменениями теплового потока океан-лед и изменением объема льда проследим по графикам этих величин, осредненных по каждому из 20 регионов (рис. 2.16). Графики (рис.2.17) представлены только для регионов с наиболее сильным влиянием.



Рис. 2.16. Регионы в СЛО, по которым проводится осреднение во время анализа трехмерных полей, полученных в результате численного моделирования.

Для определения тесноты связи между величиной теплового потока и объемом льда рассчитаны коэффициенты линейной корреляции, информация о коэффициентах корреляции по всем рассматриваемым регионам для потоков атмосфера-лёд и океан-лёд представлена в таблице 1. Коэффициенты линейной корреляции рассчитывались для каждого из 20 регионов из массивов среднегодовых значений потоков океан-лед и объема льда для периода 1997-2015 гг. Из ряда был удален линейный тренд, характерный для двух последних десятилетий, так что коэффициенты корреляции характеризуют связь именно между изменчивостью тепловых потоков и состоянием льда.

Номер региона	14	1	2	3	5	15	16	17	8	4	6	10
Океан-Лёд	0.7	0.69	0.76	0.7	0.6	0.25	0.25	0.77	0.33	0.73	0.5	0.17
Атмосфера-Лёд	0.6	0.28	0.22	-0.03	0.23	0.6	-0.1	0.32	0.1	0.31	0.08	-0.02

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между потоком Атмосфера-Лёд и Океан-Лёд и объемом льда, информация по различным регионам СЛО (рис. 2.16).

Значения из таблицы 1 показывают, что корреляция между объёмом льда и потоком океан-лёд наиболее высока в регионах 14,1,2,3,5. Данные регионы расположены вдоль траектории двух ветвей поступления атлантических вод в Арктику. Особенно важно влияние океана в 14 регионе, где атлантическая вода имеет более высокую температуру. Тем не менее, корреляция объема льда с потоком атмосфера-лед в регионах 14,15 также высока. Не исключено, что это обусловлено взаимным влиянием потоков из атмосферы и из океана в регионах с низкой концентрацией льда. В регионах Баренцева моря и территориями пролива Фрама (15,14 регионы) велика взаимосвязь между океаном и атмосферой (0,6), что закономерно при большой площади круглогодично открытой воды, поэтому прямое влияние океана здесь оценить сложнее.

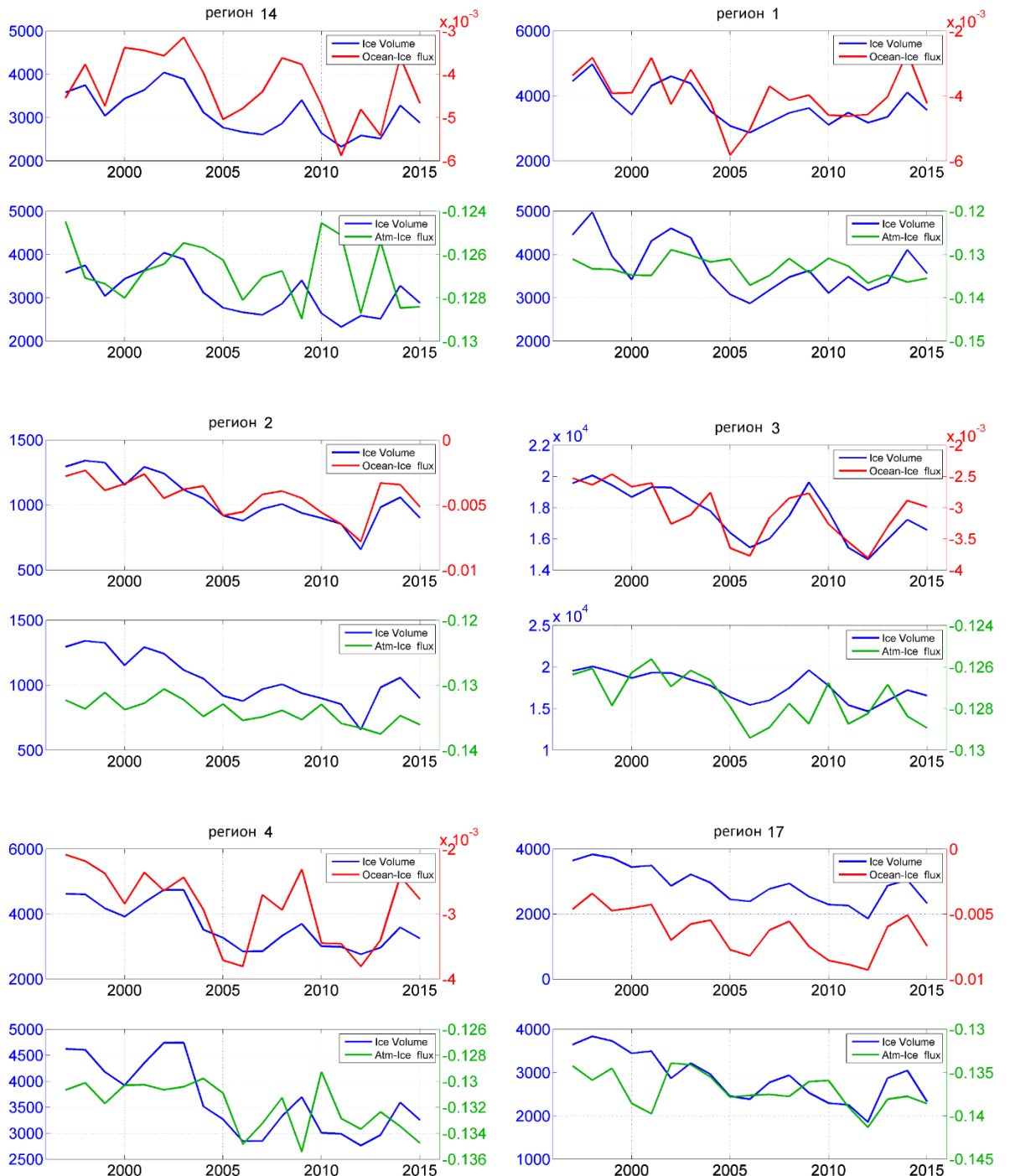


Рис. 2.17. Графики объема льда и потоков океан-лёд (верхний) и атмосфера-лед (нижний) для регионов а) 14, 1, 2,3,4,17, полученных в результате численного моделирования для периода 1997-2015. Величины потоков океан-лед и атмосфера-лед изображены с обратным знаком.

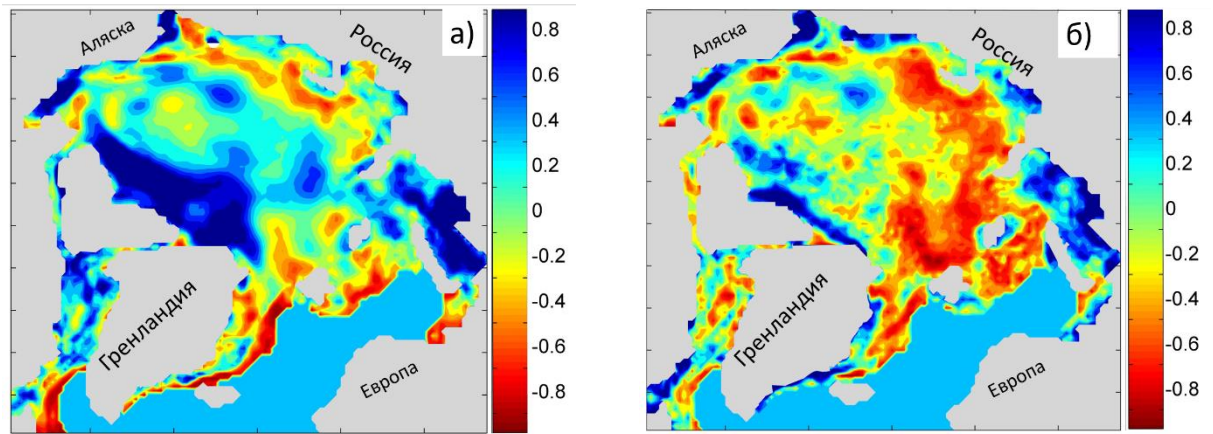


Рис. 2.18. Двумерное распределение коэффициентов корреляции между объемом льда и тепловыми потоками а) со стороны атмосферы б) со стороны океана. Анализ проведен по результатам численного моделирования для временного периода 1997-2015 гг.

Двумерные картины корреляции (Рис. 2.18) позволяют сделать представление о пространственном распределении корреляции между льдом и тепловыми потоками из океана и атмосферы. На рис. 2.18 можно выделить регионы высокого влияния океана, они расположены в областях сообщения СЛО с атлантическим и тихоокеанским регионами, а также охватывают существенную часть траектории распространения атлантических вод внутри СЛО.

Атмосфера же оказывает наибольшее воздействие только на регионы в прибрежной части, что может быть следствием более долгих периодов существования открытой воды.

2.12. Выводы Главы 2

На основе численной модели океана и морского льда SibCIOM с использованием данных реанализа атмосферы для периода с 1948 года по настоящее время проведено моделирование изменчивости состояния вод и ледового покрова, обусловленной вариациями атмосферы.

1. В численных экспериментах получено продолжающееся катастрофическое сокращение арктического морского льда в 21 столетии, вызванное прежде всего повышением температуры атмосферы полярных широт.

2. Показано, что изменчивость атмосферной циркуляции Арктики отражается не только на состоянии морского льда, приводя к существенному сокращению его летней площади в последние два десятилетия, но и к изменению в системе течений поверхностного и промежуточного слоев СЛО. В этих слоях происходит распространение теплых тихоокеанских и атлантических вод, поступающих в Арктический бассейн.

3. Являясь источником тепла для Арктического бассейна, тихоокеанские и атлантические воды оказывают воздействие на состояние ледяного покрова. В численной модели влияние этих водных масс на распределение и толщину льда проявляется в приатлантическом и тихоокеанском секторах. В модельных результатах выделяются области, где максимальная скорость таяния на нижней поверхности льда соответствует траектории распространения тихоокеанских и атлантических вод.
4. Рассчитанные коэффициенты линейной корреляции между льдом и тепловыми потоками из океана позволяют выделить регионы повышенного влияния океана. Ими являются акватории интенсивного обмена СЛО с атлантическим и тихоокеанским регионами, а также существенная часть траектории распространения атлантических вод внутри СЛО.

Глава 3. Чувствительность численной модели к параметризациям вертикального перемешивания, усвоения коротковолновой радиации, диффузии и вихревого переноса

Численная модель включает в себя как основные уравнения, так и параметризации физических процессов, не разрешаемых на пространственно-временной сетке. Параметризации основаны на физических законах и включают ряд полуэмпирических констант, полученных в результате сравнения работы моделей с данными наблюдений в регионе. В настоящей главе отмечены физические процессы, которые оказывают существенное влияние на термодинамические характеристики СЛО: вертикальное перемешивание, изопикническая диффузия, проникновение коротковолновой солнечной радиации. Описаны численные эксперименты, направленные на определение чувствительности численной модели к параметризациям этих процессов.

3.1. Чувствительность климатической системы океан-лед к выбору параметризации вертикального перемешивания в численной модели

3.1.1. Вертикальное распределение океанических характеристик

Распределение по вертикали гидрофизических характеристик в океане имеет общие закономерности. Характерной особенностью осредненных профилей температуры, солёности, плотности, практически на всех широтах, за исключением иногда полярных областей, является наличие более или менее перемешанного верхнего слоя, слоя скачка с большим или незначительным градиентом этих величин (сезонный термоклин) и области с их плавным изменением (главный термоклин) [Aagaard, 1981, Emel'yanov, 1986]. Ниже главного термоклина (на глубинах больше 1.5-2.0 км) практически не наблюдается вертикального градиента в распределении температуры и солёности [Карлин и др., 1984].

Вертикальное распределение в СЛО кроме ярко выраженного перемешанного слоя и термоклина, имеет ряд особенностей. Поступающие через проливы Фрама и Баренцево море соленые атлантические воды и через Берингов пролив менее соленые тихоокеанские воды, а также пресная вода, поступающая из рек и образующаяся в результате таяния льда, формируют уникальную стратификацию вод, в большей степени определяемую соленостью, а не температурой, как в остальном океане [Rudels, 1991].

Важным звеном в процессе обмена потоками океана с ледовым покрытием и атмосферой является верхний квазиоднородный слой океана (ВКС), формирование которого происходит под воздействием процессов конвекции и турбулентных течений. В результате возникает слой, в котором параметры среды, температура и соленость, в частности, являются квазиоднородными [Гилл, 1986]. Состояние ВКС подвержено внутригодовой изменчивости с различной амплитудой колебаний. Толщина ВКС также претерпевает сезонные изменения, наиболее существенные в полярных областях.

Верхний перемешанный слой играет важную роль системе обмена океан-лед-атмосфера. Ввиду того что теплоемкость океана много больше атмосферы, он является резервуаром для хранения тепла, принимая его летом и отдавая зимой. Именно ВКС здесь играет роль, ввиду того что обмен между ним и глубоким океаном невелик. Чем больше толщина ВКС, тем меньшие сезонные вариации будет претерпевать поверхностная температура и, следовательно, потоки тепла на поверхности будут подвержены меньшим колебаниям [Uttal et al., 2002, Perovich et al., 1999].

Толщина ВКС в Арктике по данным наблюдений, как правило, не велика и составляет не более 40 метров [Peralta-Ferriz and Woodgate, 2015].

Для моделирования отклика системы океан-лед на происходящие климатические изменения необходимо корректное воспроизведение процессов конвективного и турбулентного вертикального перемешивания. Эти процессы играют большую роль в формировании вертикальной структуры верхнего океана. Причинами интенсивного вертикального перемешивания являются ветровая и сдвиговая неустойчивость, нарушения устойчивости стратификации, вызываемые поверхностным выхолаживанием, испарением и образованием льда [Монин, Обухов, 1954].

При моделировании океанической циркуляции региона Арктика - Северная Атлантика особенно важно достоверно описывать ВКС и в целом процессы вертикального перемешивания, так как этот регион особенно подвержен возникновению неустойчивости и очень чувствителен к климатическим изменениям [Aagaard, 1981, Rudels et al., 1986, Mcphee, 2008]. Недостаточное перемешивание может привести к слабой реакции океана к атмосферным колебаниям, а слишком

интенсивное, способно разрушить термоклин и привести к переохлаждению теплых вод, поступающих в Арктику.

3.1.2. Параметризации вертикального перемешивания в численном моделировании

Временной масштаб процессов турбулентного и конвективного перемешивания составляет порядка нескольких минут [McPhee, 1992], что много меньше шага по времени любой современной крупномасштабной численной модели океана. Характерный же пространственный масштаб составляет порядка 1 м. [McPhee, 1992], что меньше вертикального разрешения современных моделей океана (от 5м). Ввиду того, что пространственно-временные масштабы процессов вертикального перемешивания невелики, в крупномасштабной модели океана для их описания требуется использовать параметризации.

Достоверное описание вертикального перемешивания на сегодняшний день одна из актуальных задач в численном моделировании океана. Тестирование параметризаций в климатических моделях достаточно трудоемкий процесс, поэтому получила распространение научная кооперация в этой области (проект CVMIX – [Griffies, Levy, Danabasoglu, Large, Ringler, Adcroft, Hallberg и др., 2014]).

На сегодняшний день существует большое количество параметризаций, основанных на разных соображениях и различающихся по своей вычислительной эффективности и достоверности. К сожалению, настройка параметров происходит либо экспериментально, либо путем приведения в соответствие с данными наблюдений, причем зачастую для конкретных областей. Для этой цели, как правило, выбираются такие области, в которых проведено достаточное количество наблюдений, а, как известно, полярные регионы этим не отличаются. Несмотря на большое количество различных параметризаций ВКС и работ, посвященных их тестированию [Griffies, Levy, Danabasoglu, Large, Ringler, Adcroft, Hallberg и др., 2014], вопрос допустимости применения той или иной параметризации в Арктике остается не исследованным.

3.1.3. Постановка численных экспериментов

Для проведения сравнительного анализа параметризаций вертикального перемешивания в численном моделировании климатической изменчивости СЛО была произведена серия численных экспериментов со следующими спецификациями.

- 1) В качестве данных атмосферы используются данные реанализа NCEP/NCAR [Kalnay et al., 1996] (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>), а именно: скорость и направление приземного ветра; потенциальная и абсолютная температура нижнего слоя

атмосферы; его удельная влажность и плотность; приземное давление воздуха; суммарная нисходящая солнечная и инфракрасная радиация на подстилающей поверхности; интенсивность выпадения осадков.

- 2) В качестве начального состояния было использовано зимнее распределение температуры и солености из массива климатических данных РНС [Steele, 2000]. Массив РНС является комбинацией данных Левитуса [Levitus, 1984, 1986] и ряда океанографических данных, собранных в результате сенсорных исследований Арктики и прилегающих районов, и представляет собой ежемесячное трехмерное распределение температуры и солености в слое до 1 км глубины, а также сезонные (зима и лето) и среднегодовые данные для всего диапазона глубин.
- 3) В качестве разрешения модельной сетки выбрано G-1 (глава 1).
- 4) Для параметризации диффузии – стандартная горизонтальная/вертикальная диффузия с коэффициентами $5 \cdot 10^5$ см²/с и 0,02 см²/с соответственно.
- 5) Для тестирования в полярной области были выбраны 4 варианта турбулентных моделей:
 - RI - параметризация формирования однородного вертикального слоя, основанная на интегральном критерии Ричардсона;
 - ТКЕ-2 - ТКЕ с коэффициентами, определенными в соответствии с работой [Canuto, 2001];
 - ТКЕ-1 - ТКЕ с коэффициентами, определенными в соответствии с работой [Schumann and Gerz, 1995];
 - KPP [Large, 1994].

Описание используемых параметризаций вертикального перемешивания дается в главе 1.

При проведении анализа основное внимание уделяется временной изменчивости вертикальной структуры температуры океана в регионах, расположенных на стыке между Северной Атлантикой и Арктикой. В этих регионах наблюдается выраженное сезонное изменение температуры атмосферы и при этом они свободны ото льда, что способствует более выраженному отклику океана на термическое и динамическое влияние атмосферы. К тому же именно здесь происходит формирование теплых промежуточных вод, являющихся одним из основных источников тепла в Арктике. Кроме сравнения характеристик и состояния атлантических вод (АВ) при анализе параметризаций проводится сравнение обобщенных интегральных характеристик, таких как площадь ледового покрова и содержание пресной воды.

3.1.4. Термохалинное состояние верхних слоев океана

В ходе анализа результатов численного эксперимента было исследовано вертикальное распределение температуры в трех регионах 1,2,3 (рис. 3.1), расположенных вдоль траектории распространения атлантических вод.



Рис. 3.1. Регионы 1, 2, 3 расположены на границе между Северной Атлантикой и СЛО. Разрезы АВ и CD.

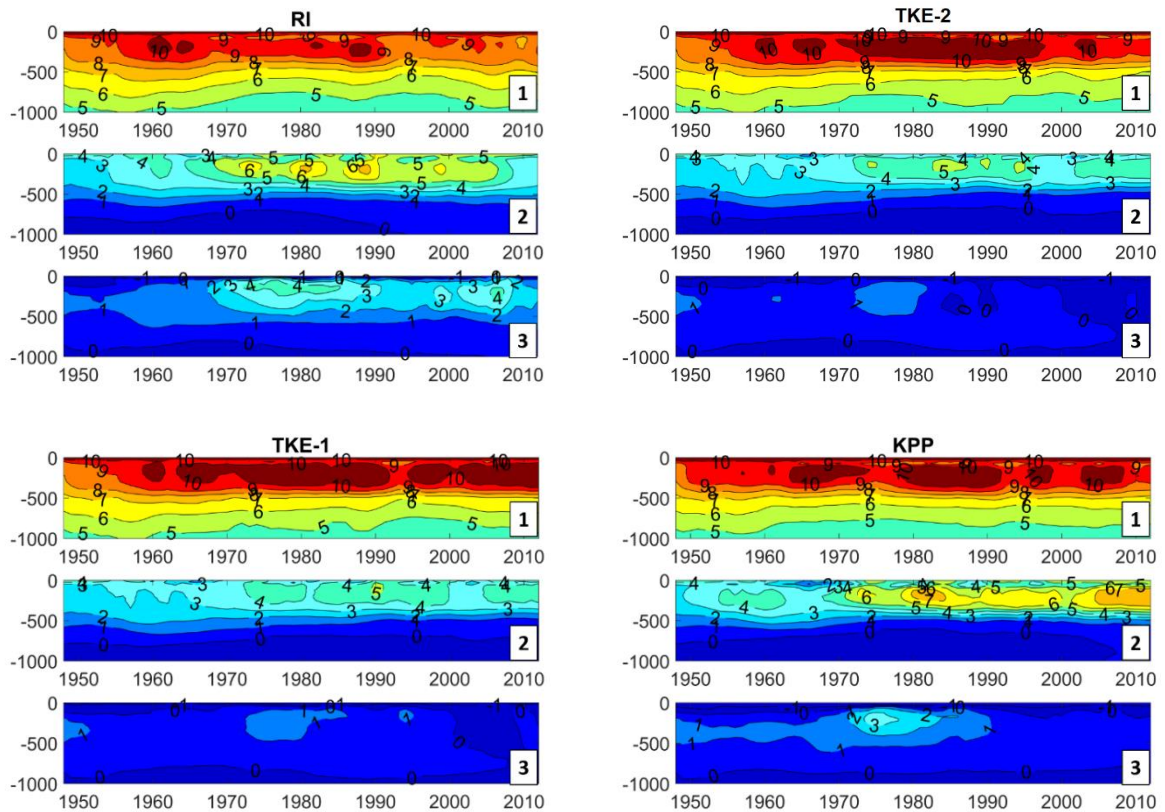


Рис. 3.2. Временной ход вертикального распределения температуры в период 1948-2012. Результаты работы численной модели со следующими параметризациям перемешивания: RI, TKE-2, TKE-1, KPP.

Для наблюдения за распространением теплового сигнала в слое атлантических вод был воспроизведен временной ход вертикального профиля температуры осредненного по каждому из трех регионов, полученного в результате численного моделирования.

Результаты показывают устойчиво более теплый атлантический слой в регионе 1 при использовании ТКЕ-2, по сравнению с RI, начиная с 1980 года (рис. 3.2). Однако при дальнейшем распространении, в регионе 2 и далее в регионе 3, ситуация обратная. Температура в слое атлантических вод при использовании ТКЕ-2 оказывается более низкой. При использовании ТКЕ-1 (рис. 3.2) температура слоя занимает промежуточное значение между RI и ТКЕ-2, однако более приближена к значению расчета ТКЕ-2.

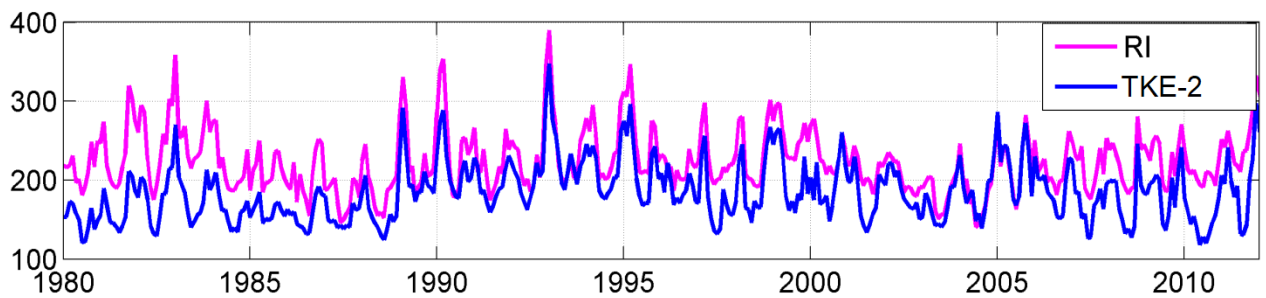


Рис. 3.3. Среднемесячный поток воды ($10^3 \text{ км}^3/\text{с}$) через сечение АВ (Рис. 3.1) полученный в результате работы модели с параметризациям RI и ТКЕ-2.

При рассмотрении графика среднегодового потока (рис. 3.3) через сечение АВ (рис. 3.1) оказывается, что в результате использования RI усилено поступление теплой воды в регионы 2,3 и в дальнейшем, и в Арктику. Таким образом, различие в тепловых сигналах в предарктическом регионе для различных модельных расчетов могут быть обеспечены высокой скоростью течения в регионе формирования атлантических вод.

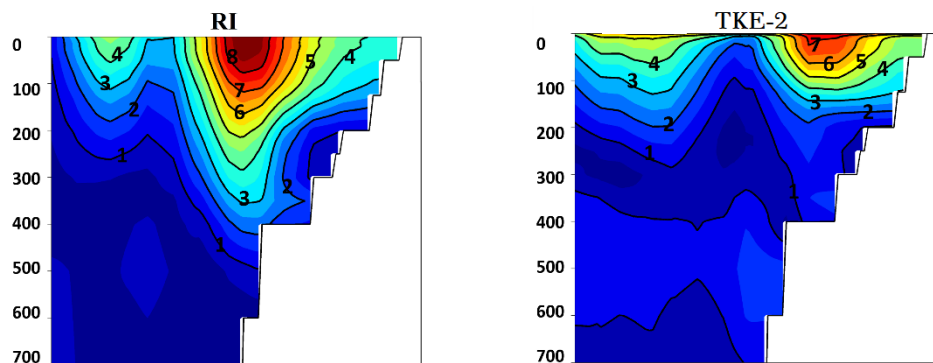


Рис. 3.4. Нормальная компонента скорости к сечению АВ (рис. 3.1), полученная в результате работы модели с параметризациям RI и ТКЕ-2. 1992 расчетный год.

Значения нормальной компоненты скорости на разрезе АВ (рис. 3.4) подтверждают это предположение, а также дают представление о структуре течения. В результатах расчета с использованием RI скорости течения, обусловленные ветровой циркуляцией, распространяются

на глубины до 600 метров, а в результатах с использованием ТКЕ-2 сосредоточены у поверхности, что приводит к уменьшению проникновения тепла промежуточного атлантического слоя в предарктический регион в расчете с использованием ТКЕ-2.

Самые теплые сигналы тепла в регионах 1 и 2 были получены в расчете с использованием КРР, однако в 3 регионе тепловые сигналы полностью пропадают, что, вероятно, обусловлено чрезмерным перемешиванием. Характер распределения солёности (рис. 3.5) на вертикальном разрезе CD (рис. 3.1), расположенном в регионе 2 вдоль границы с регионом 3, позволяет сделать предположение о причинах такой ситуации. Вероятно, в некоторых частях океана в поверхностном слое происходят процессы, которые в рамках концепции КРР расцениваются как сильная неустойчивость и происходит перемешивание всего вертикального столба воды вплоть до однородности.

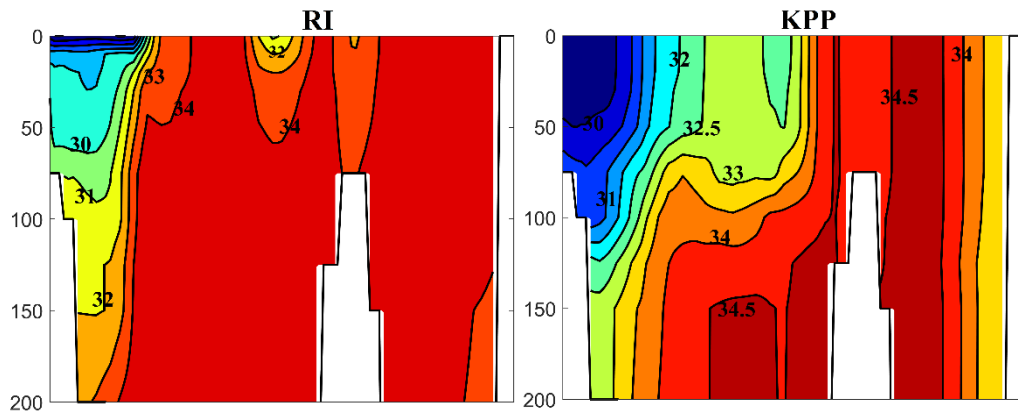


Рис. 3.5. Распределение солёности на сечении CD (рис. 3.1), полученная в результате работы модели с использованием параметризаций RI и КРР для сентября 1991 г.

3.1.5. Состояние ледового покрова

При численном моделировании климатической изменчивости СЛО одним из показателей достоверности расчетов является площадь сезонного минимума ледового покрова, поэтому при подборе параметров вертикального перемешивания мы ориентировались, в том числе и на этот показатель.

На графике минимальной площади ледового покрова (рис. 3.6) видно, что все варианты расчетов показывают тренд понижения площади ледового покрова в последние десятилетия, что соответствует данным NSIDC. Хорошо просматриваются минимумы, достигнутые в 2007 и 2012 годах. Широко используемая в численных моделях схема КРР давала результаты, наиболее близко отражавшие состояние ледяного покрова СЛО до 2002 г., однако в последующий период значения площади ледяного покрова оказались существенно заниженными. В целом характер изменчивости площади ледового покрова одинаков для всех модельных расчетов. По-видимому, состояние ледового покрова в большей мере обусловлено атмосферными характеристиками, чем

параметрами модели. К тому же, как видно из графика, после 2005 года все модельные расчеты занижают площадь ледового покрова, что, также является не следствием выбора параметризации перемешивания, а особенностью либо численной модели, либо используемых атмосферных данных.

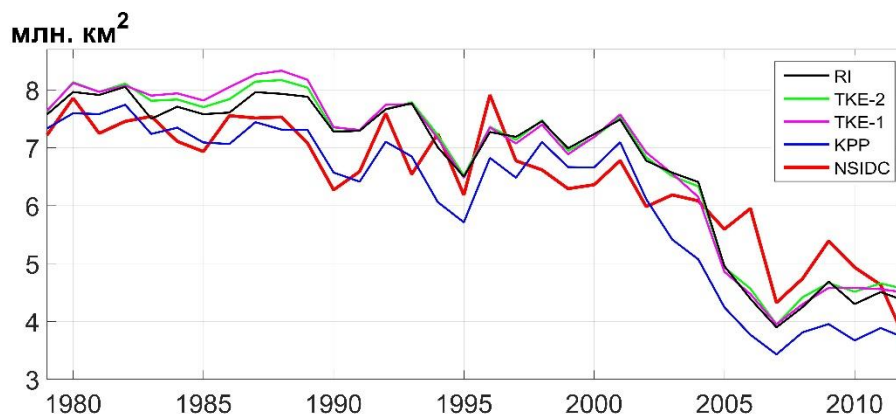


Рис. 3.6. Межгодовая изменчивость минимальной (сентябрь) площади арктического льда, полученная при использовании 4-х параметризаций вертикального турбулентного и конвективного обмена RI, TKE-2, TKE-1, KPP и по данным наблюдений NSIDC (<http://nsidc.org/>).

3.1.6. Содержание пресной воды

Содержание пресной воды является количественной характеристикой, описывающей дефицит солей в составе водных масс океана. В Арктике оно тесно связано с объемом растаявшего льда [Aagaard, Carmack, 1989]. Кроме этого, в качестве причин, оказывающих влияние на объем пресной воды, называют тип циркуляции вод в Арктике и Северной Атлантике и связанный с ним индекс арктического колебания, количество выпавших осадков и объем речного стока [Carmack 2000, Peterson, 2003, Serreze, 2006].

Последнее время большое внимание уделяется содержанию пресной воды в море Бофорта, как самого крупного хранилища воды пониженной солености (далее пресной воды) в Арктике [Proshutinsky, 2002, Proshutinsky, 2019, Zhong et al., 2019]. Циркуляция в море Бофорта преимущественно антициклоническая, что приводит к экмановской конвергенции и даунвеллингу поверхностных пресных вод. Кроме этого, изменение содержания пресной воды тесно связано с десятилетними режимами арктической океанической осцилляции АОО (Arctic Ocean Oscillation) [Proshutinsky, 2009].

Количественно содержание пресной воды рассчитывается как суммарная высота воды нулевой солености, которую нужно удалить для того, чтобы соленость всей воды сделать не ниже референсной S_0 . В качестве референсной величины солености обычно принимают величину $S_0 =$

34.8 ‰. Таким образом, содержание пресной воды FWC можно найти с помощью интегрирования по вертикальной координате, а именно

$$FWC = \int_0^H D dz, \quad (3.1)$$

где

$$D = \begin{cases} \frac{S_0 - S}{S_0}, & \text{если } S < S_0 \\ 0, & \text{если } S \geq S_0 \end{cases} \quad (3.2)$$

Таким образом, среднее содержание пресной воды \overline{FWC} в некоторой области Ω равно

$$\overline{FWC} = \frac{1}{\text{mes } \Omega} \int_{\Omega} FWC d\Omega \quad (3.3)$$

При анализе результатов расчетов мы ориентировались на среднее содержание пресной воды в море Бофорта, в том числе и из-за доступности данных наблюдений в промежуток 2002-2012 [<http://www.whoi.edu/page.do?pid=153276>]. В результате мы обнаружили весьма слабый рост содержания пресной воды при использовании всех 4-х параметризаций (рис. 3.7), хотя по данным наблюдений в последние годы произошло весьма существенное увеличение FWC . Это увеличение является следствием влияния совокупности вышеуказанных причин, в частности увеличения таяния ледового покрова, наблюдаемого в последние десятилетия. Среднеквадратичные ошибки расчета составили соответственно 0.59 (RI), 6.8 (ТКЕ-2), 16.4 (ТКЕ-1), 2.3 (КРР). Наиболее близок к данным наблюдений расчет модели с параметризацией RI. Но ввиду отсутствия данных до 2002 года, пока нельзя сказать однозначно, что эта параметризация наилучшим образом подходит для дальнейшего моделирования FWC .

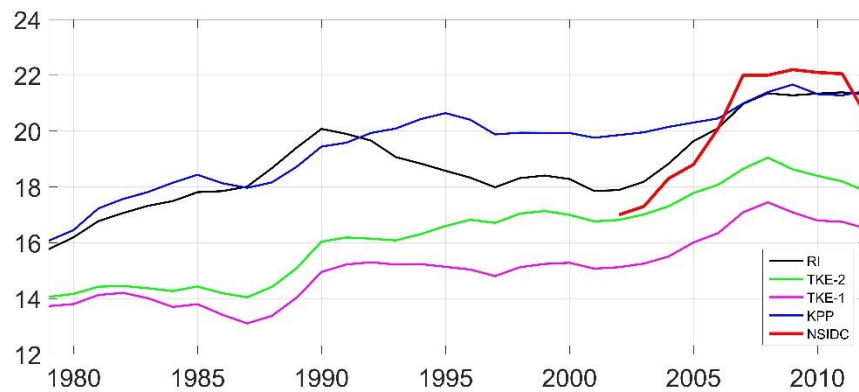


Рис. 3.7. Среднегодовое содержание пресной воды в море Бофорта (м) по результатам четырёх экспериментов RI, ТКЕ-2, ТКЕ-1, КРР и по результатам измерений (NSIDC).

На данном этапе мы не можем определенно сказать, что конкретная параметризация подходит по всем характеристикам для численного моделирования состояния СЛО. Для моделирования поступления атлантических вод наилучшим образом подходит параметризация RI, для воспроизведения состояния ледового покрова наиболее близко к данным наблюдений параметризация KPP, для расчета содержания пресной воды – параметризация RI. Данное исследование требует дальнейшего развития. По-видимому, параметризации из пакета GOTM нуждаются в настройке параметров для их применения в полярных широтах.

3.2. Влияние параметризации солнечной радиации на формирование подповерхностного температурного максимума в вертикальном распределении температуры

3.2.1. Введение

Разность между поступлением и потерей радиации земной поверхностью составляет ее радиационный баланс и выражается уравнением

$$R = S + D - Q_{\text{отр}} - E_3 + E_A \quad (3.4)$$

где R — радиационный баланс; S — прямая солнечная радиация; D — рассеянная радиация; $Q_{\text{отр}}$ — отраженная радиация; E_3 — излучение земной поверхности; E_A — противоизлучение атмосферы [Океанографическая энциклопедия, 1974].

В радиационном балансе на границе между океаном и атмосферой выделяется солнечная коротковолновая радиация, так как в отличие от длинноволновой радиации способна проникать в более глубокие слои океана. Глубина проникновения зависит от интенсивности радиации и мутности воды [Jerlov, 1968]. Вследствие этого солнечная радиация ответственна за существование так называемого подповерхностного температурного максимума (ПТМ - локального максимума в вертикальном распределении температуры верхнего слоя океана [Jackson, 2010]. Предпосылки формирования ПТМ реализуются в летние месяцы, когда достаточное количество солнечной радиации проникает в верхние слои океана. В осенне-зимний период поверхностное выхолаживание не сразу достигает соответствующих глубин, в результате чего формируется остаточный подповерхностный максимум. Продолжительность его существования зависит от многих факторов. В частности, увеличение содержания пресной воды, обусловленное таянием льда, приводит к усилению стратификации поверхностных вод, что сокращает перемешивание поверхностных слоев и может изолировать ПТМ под слоем галоклина [Jackson, 2010]. Экмановская конвергенция при антициклонической циркуляции в северном

полушарии приводит к процессу даунвеллинга поверхностных вод, вследствие чего ПТМ может оказаться под перемешанным слоем и тем самым сохранить тепло от атмосферного выхолаживания. Чем больше температура ПТМ, тем больше вероятность его сохранения в течение года. По имеющимся данным наблюдений [Jackson, 2011] ранее ПТМ существовал только поздним летом, а в последние годы происходит тенденция к его сохранению в течение зимы. ПТМ является одним из индикаторов происходящего глобального потепления.

В работе [Steele, 2011] проводилось исследование ПТМ с помощью совместной региональной модели океан-лед PIOMAS. Были отмечены территории существования ПТМ, ими являются области центральной Арктики и области в море Бофорта. В море Бофорта была выявлено наличие всех трех вышеуказанных факторов (увеличение содержания пресной воды, антициклоническая циркуляция в Арктике, увеличение температуры в слое ПТМ), в течение 2007-2008 гг., что привело не только к сохранению ПТМ в течение зимы, но и к наличию двух ПТМ летом 2008 года, расположенных на разных глубинах. Сочетание факторов привело к тому, что солнечное излучение проникло сквозь тонкий лед, нагрел слой, находящийся под холодной замерзающей поверхностью, нисходящее движение, вызванное экмановской конвергенцией из-за антициклонической поверхностной циркуляции, оказалось достаточно сильно относительно поверхностного перемешивания, что заставило ПТМ проникнуть ниже перемешанного слоя, и сохраниться в течение зимы.

Далее в этой главе также проводится воспроизведение ПТМ на основе численной модели, выясняются причины, приводящие к образованию ПТМ, а также исследуется его влияние на состояние ледового покрова.

Вертикальное распределение температуры в Канадском бассейне Северного Ледовитого океана имеет достаточно сложную структуру с несколькими максимумами, расположенными на разных глубинах [Coachman and Barnes, 1961, McPhee, 1998, Jackson, 2010]. При воспроизведении ПТМ в математической модели отдельной задачей является его выявление и отличие от других температурных локальных максимумов

Разные слои теплых вод имеют различную соленость, тихоокеанские воды имеют соленость 31-33 ‰, ПТМ - менее 31, атлантические воды – более 33 ‰. Наряду с глубиной соленость может также быть критерием идентификации слоя.

В работе [Jackson, 2010] были сформулированы критерии, выявленные на основе многолетних данных, полученных с помощью закрепленных на поверхности льда профилографов ИТР (Ice-tethered profiler) [<http://www.whoi.edu/page.do?pid=20781>], для определения существования ПТМ:

- **критерий 1.** Температура $T_{max} - T_f > 0.2^{\circ}\text{C}$. Здесь T_{max} – локальный максимум температуры, T_f – температура замерзания воды;

- **критерий 2.** Температура T_{max} более чем на 0.1° выше, чем у T_{min} , T_{min} – локальный минимум, расположенный в непосредственной близости в нижележащих слоях;
- **критерий 3.** Соленость должна быть менее 31 ‰, для того, чтобы исключить тихоокеанские воды

На основе данных критериев по расчетным полям, полученных в результате моделирования (базовый эксперимент, описанный в главе 2), были построены карты распределения температуры ПТМ для сентября, января и марта 2008-2009 гг. Начало формирования ПТМ происходит в августе-сентябре (рис. 3.8а, 3.8в), в период, когда лед становится достаточно тонким для прохождения солнечной радиации или когда формируется открытая вода за счёт термических или динамических процессов. Образуется ПТМ в областях, находящихся на границе ледового покрытия близ центральной Арктики и в Канадском бассейне. В работе [Steele et al., 2011] получены аналогичные территории существования ПТМ. Как правило, в этих местах лед достаточно тонкий и прозрачный для проникновения солнечной радиации, тем не менее, стратификация подо льдом достаточно сильная, так как воды слабо подвержены конвекции и защищены от ветрового воздействия. Наличие этих факторов способствует образованию ПТМ. К январю ПТМ не исчезает, хотя и несколько сокращается в площади, отдельные территории сохраняют тепло в ПТМ вплоть до марта (рис. 3.8б, 3.8г).

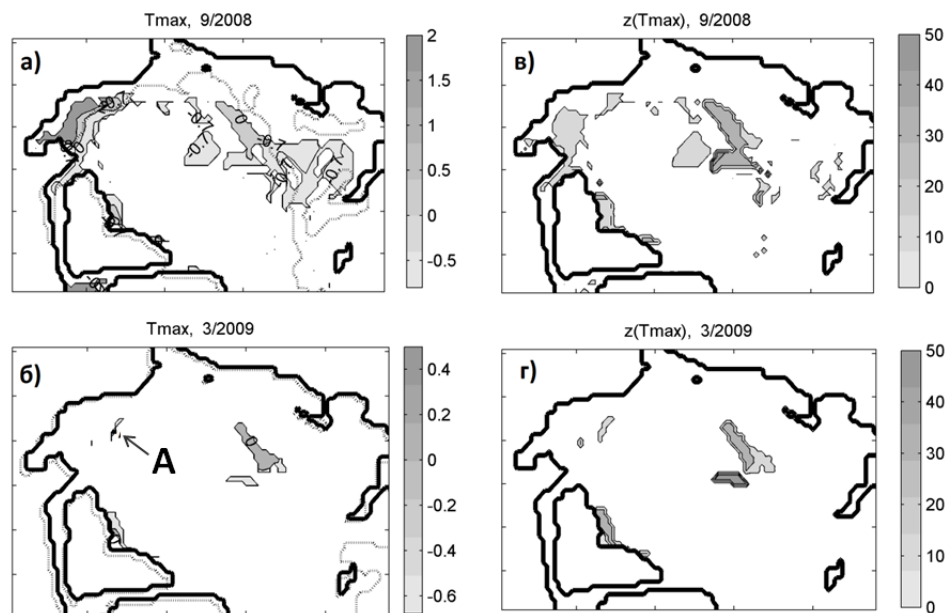


Рис. 3.8. Величина температурного максимума (а-б) и глубины его расположения (в-г) в области СЛО, данные показаны для территорий с глубиной >200 м. Точечной линией обозначена граница ледового покрова (а-б).

Далее мы проследили за одной из точек области, находящейся в море Бофорта (т. А, рис. 3.8б), в которой ПТМ формируется и сохраняется в течение зимы. На рис. 3.9а изображен временной ход температуры и толщины льда для периода 2003-2011.

В некоторые годы наблюдается появление подповерхностного температурного максимума. (2007, 2008, 2009, 2011). Также на рисунке отчетливо выявляется взаимосвязь между периодами ярко выраженного температурного максимума и уменьшенной толщины льда.

3.2.2. Параметризация учета солнечной радиации

В работе [Jackson, 2010] указывается на то, что основным механизмом, ответственным за образование ПТМ является поглощение солнечной радиации верхним перемешанным слоем в течение летнего периода.

Для выявления чувствительности образования ПТМ к способу поглощения солнечной радиации было проведено 2 эксперимента с численной моделью:

- **Эксперимент 1. Вариант с учетом проникающей радиации** - проникновение коротковолновой солнечной радиации на основе подхода [Jerlov, 1968]. Поглощение проникающей солнечной радиации поверхностным слоем океанических вод описывается с помощью параметризации [Jerlov, 1968], в которой поток нисходящей радиации убывает экспоненциально с увеличением глубины.

$$I(z) = Q_{sw}(re^{z/\mu_1} + (1-r)e^{z/\mu_2}) \quad (3.5)$$

Здесь, $I(z)$ - поток нисходящей солнечной радиации на глубине z (м), Q_{sw} - поток солнечной радиации на поверхности океана. Параметры μ_1 , μ_2 , r , определены для каждого из типов воды, определенных по [Jerlov, 1968] и отличающихся различной степенью прозрачности. Для более точного определения прозрачности необходим биогеохимический блок, которого на данный момент в численной модели нет, в данном эксперименте мы использовали параметры, соответствующие абсолютно прозрачной по определению [Jerlov, 1968] воде $\mu_1 = 0.35$ м, $\mu_2 = 23$ м, $r = 0.58$.

- **Эксперимент 2. Вариант без учета проникающей радиации** - вся поступающая коротковолновая солнечная радиация поглощается в верхнем 2,5 метровом слое океана и учитывается в виде граничного условия для потока тепла на поверхности.

3.2.3. Результаты экспериментов по чувствительности учета солнечной радиации к формированию ПТМ

При анализе экспериментов для выбранной точки были построены графики временного хода толщины льда и температуры (рис. 3.9). В эксперименте 1 с учетом проникающей радиации подповерхностный максимум был получен на глубине 10-20 метров. В эксперименте 2 без учета проникающей радиации максимум температуры образуется на поверхности, а не в толще воды и существует непродолжительное время. На профилях температуры (рис. 3.10) рассматриваемой

точки для трех месяцев 2009 года видно, что в эксперименте 2 локальный максимум температуры сосредоточен на поверхности в сентябре, в дальнейшем в связи с осенне-зимним выхолаживанием поверхности он смещается вниз, и к марту устанавливается перемешанный слой глубиной 20 метров, и ПТМ полностью исчезает (рис. 3.10б). В эксперименте 1 величина температурного максимума постепенно сокращается в течение года, величина перемешанного слоя составляет только 5 метров, и ПТМ фиксируется в течение всего зимнего периода (рис. 3.10а).

Ранее была выявлена взаимосвязь между периодами существования ПТМ и уменьшенной толщиной льда. При анализе эксперимента чувствительности было также обнаружено, что таяние льда преобладает, если солнечная радиация не проникает в глубокие слои, а остается в верхних 2,5 метрах. Нарастание льда также преобладает в варианте без проникающей радиации. Когда начинается процесс образования льда, температура поверхности примерно одинакова, но в эксперименте с учетом радиации тепло из подповерхностного слоя тормозит процесс образования льда. Для детального рассмотрения влияния проникающей радиации на лед были построены графики теплового потока океан-лед (рис.3.11). В весенние и летние месяцы в эксперименте 2 без учета проникающей радиации поверхность нагревается сильнее, вследствие этого поток тепла от океана ко льду и скорость таяния льда становятся интенсивней. В зимние же месяцы тепловой поток от океана ко льду интенсивней для эксперимента 1 с проникающей радиацией, более интенсивный поток в зимние месяцы препятствует образованию льда.

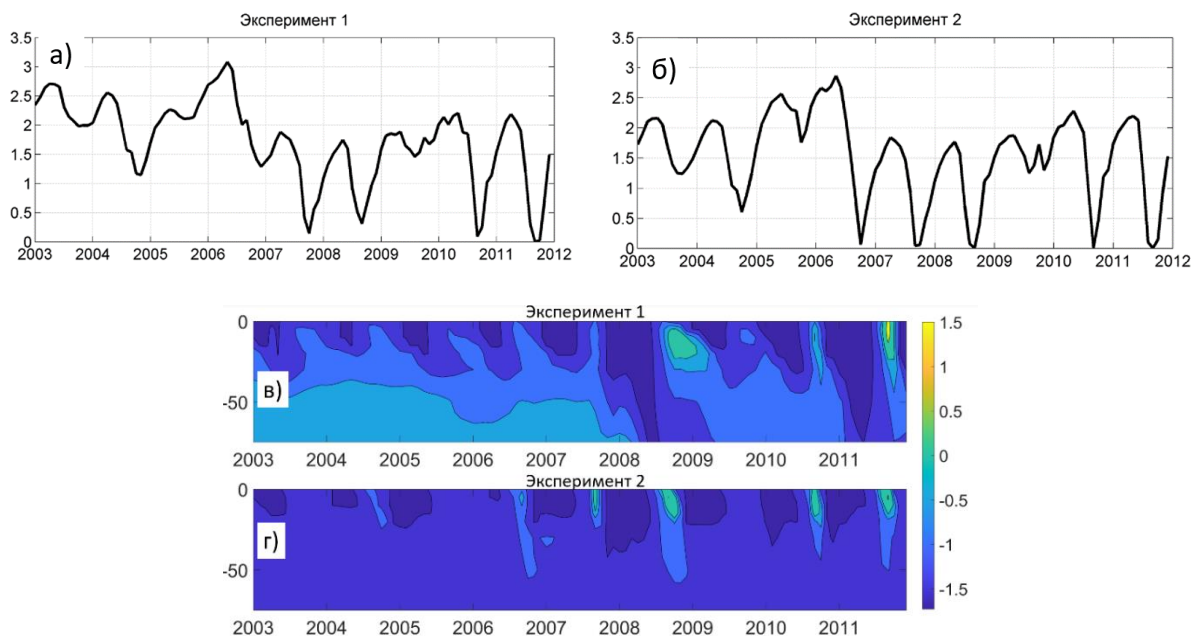


Рис. 3.9. Временной ход толщины льда (а, б) и температуры (в, г) для периода 2003-2011. а, в) Эксперимент 1 с проникающей солнечной радиацией на основе подхода [Jerlov, 1968] б, г) Эксперимент 2, в котором вся поступающая радиация поглощается в верхнем 2,5 метровом слое океана

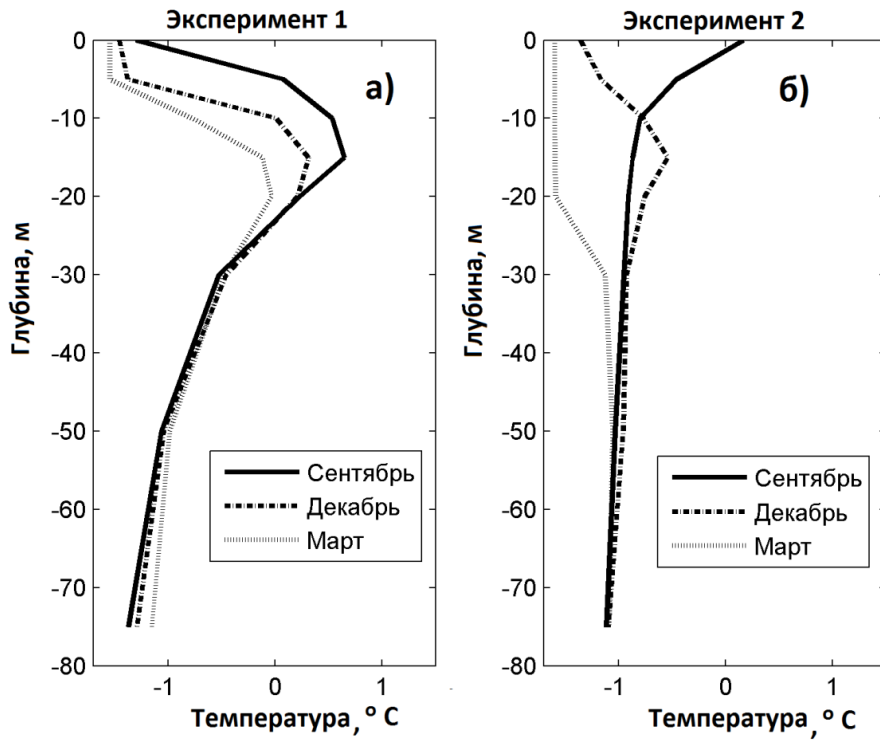


Рис. 3.10. Вертикальные профили температуры для т. А (рис. 3.8б), полученные в результате численного моделирования для сентября и декабря 2008 года и марта 2009 года. а) Эксперимент 1 (с учетом проникающей радиации) б) Эксперимент 2 (без учета проникающей радиации)

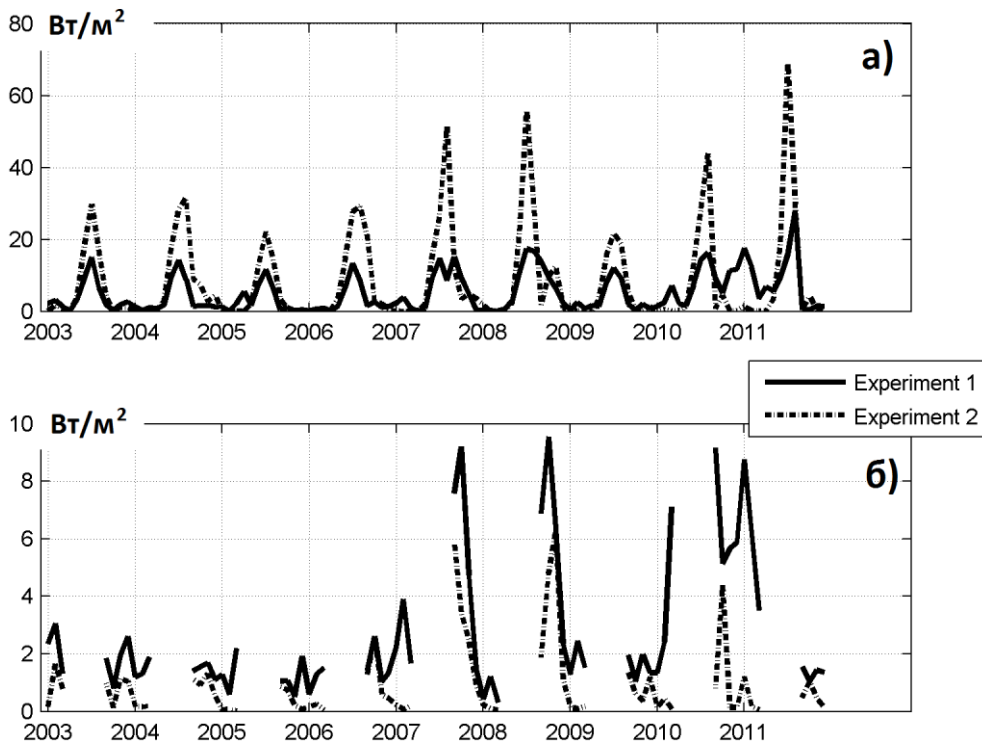


Рис. 3.11. а) Осредненный по СЛЮ поток океан - лед ($Вт/м^2$) для периода 2003-2011. Сплошная линия – эксперимент 1 (с учетом проникающей радиацией), пунктирная линия – эксперимент 2 (без учета проникающей радиации). б) Уточнение информации для зимних месяцев.

3.2.4. Итоги исследования о влиянии параметризации солнечной радиации на формирование подповерхностного температурного максимума в вертикальном распределении температуры

Основные области образования ПТМ находятся на границе летнего ледового покрова. Как правило, в этих местах лед достаточно тонкий и прозрачный для поступления солнечной радиации, тем не менее, стратификация подо льдом достаточно сильная, так как воды слабо подвержены конвекции и защищены от ветрового воздействия. Наличие этих факторов способствует образованию ПТМ. Области, в которых ПТМ сохраняется в течение зимы, большей частью находятся на достаточной глубине и изолированы от влияния со стороны атмосферы.

Так как предполагается, что основным механизмом образования ПТМ является поглощение коротковолновой солнечной радиации [Jackson, 2010], было проведено исследование на чувствительность к способу её поглощения в численной модели. Проведены численные эксперименты, в которых либо вся радиация поглощается в верхнем 2,5-метровом слое, либо поток радиации убывает экспоненциально по глубине. Результаты численных экспериментов показали, что поглощение радиации в верхнем слое приводит к исчезновению ПТМ, сглаживанию вертикальных профилей температуры, а также к сокращению толщины льда. При этом расчеты модели без учета проникающей радиации показывают более сильное таяние льда весной, а также усиленное нарастание осенью. Это обусловлено усиленными тепловыми потоками от океана ко льду в весенне-летний период, но ослабленными в осенне-зимний период.

ПТМ создает более сложную структуру в вертикальном распределении температуры. В связи с этим процессы вертикального перемешивания, особенно интенсивные в поверхностных слоях и способные разрушить ПТМ, обретают все большую значимость и требуют тщательного тестирования их параметризации в численных моделях океана.

3.3. Чувствительность воспроизведения состояния вод СЛО к выбору параметризации диффузии в численной модели океана

3.3.1. Введение

Энергия мезомасштабных движений, таких как бароклинные водовороты, внутренние волны и их взаимодействие с топографией, оказывают значительное влияние на циркуляцию океана. На большей части океана масштаб этих движений обычно составляет от 10 до 100 км [Nurser, Bacon, 2014]. Даже численные модели с высоким разрешением часто не могут разрешить

эти движения, которые могут повлиять на глобальный перенос. При моделировании важно, чтобы эти мезомасштабные эффекты были включены в крупномасштабный поток. Целесообразно применять различные параметризации: полуэмпирические формулы, отражающие кумулятивное подсеточное влияние на крупномасштабные процессы. Такие параметризации особенно важны для правильной работы в применении к Арктике, поскольку явное моделирование мезомасштабных вихрей требует высокого пространственного разрешения, радиус Россби в этой области может быть менее 5 км. Измерения температуры, солености и скорости, проведенные в течение одного года на пересечении хребта Ломоносова с шельфом, показывают, что в основном водные массы в этом районе перемещаются циклонически в виде слабого потока (1–5 см/с) с сильными изолированными вихрями (до 40 см/с) [Woodgate et al., 2001], что не может быть описано с заданным разрешением сетки. Таким образом, в настоящее время широкое распространение получила параметризация движений подсеточного масштаба, которая учитывает тот факт, что свойства частиц более эффективно переносятся по изопикническим поверхностям, чем по горизонтальным поверхностям [Solomon, 1971, Redi 1982]. Это так называемая изопикническая диффузия (ISO). Обычно в сочетании с этим используется метод вихревого перемешивания Гента Мак-Вильямса (GM) [Gent, McWilliams, 1991], также называемый диффузией по толщине слоя. Различные модели показывают разные эффекты от использования этих параметризаций. В общем, они указывают на различия и улучшения, когда ISO сравнивается с параметризацией горизонтальной/ вертикальной (HOR) диффузии и когда результаты модели с параметризацией GM сравниваются с результатами другой версии модели без GM. Некоторые из этих моделей раскрывают устранение эффекта Верониса [Matthew, 2008, Danabasoglu et al., 1994] при использовании ISO. Горизонтальная диффузия вызывает ложный апвеллинг, которого не было бы, если бы диффузия происходила вдоль изопикнических поверхностей [Veronis, 1975]. Эффект Верониса снижает меридиональную циркуляцию в Северной Атлантике и связанный с этим перенос тепла на север.

В [Danabasoglu et al., 1995] были обнаружены такие преимущества использования изопикнической диффузии, как более резкий главный термоклин, более холодный глубинный океан, меридиональный перенос тепла, что лучше согласуется с наблюдениями. В работе [Knutti et al., 2000] авторы отмечают, что уменьшенное диапикническое перемешивание при использовании ISO в модели приводит к резким границам между водными массами, отражая тот факт, что механизм перемешивания, сглаживающий градиенты плотности, был ослаблен, особенно в областях сильно наклонных изопикн. В результате получилась более сильная и глубокая циркуляция Атлантического круговорота. Также упоминается, что в больших частях океана изопикнические поверхности приблизительно горизонтальны, и изопикническая/диапикническая диффузия в ISO оказывает, по существу, тот же эффект, что и

горизонтальная/вертикальная диффузия в HOR. Еще больше изменений было замечено в моделях при использовании GM. Консервативные свойства параметризации хорошо поддерживаются на декартовой сетке, и GM работает намного лучше, чем HOR в сохранении градиентов плотности. GM выравнивает изопикнические наклоны, но сохраняет градиент изопикн, в то время как HOR способствует рассеиванию фронта между водой разной плотности [Gent et al., 1995]. Вихревой перенос тепла в океане имеет тот же порядок величин и такое же широтное распределение, что и по результатам наблюдений, и по вихререзающим моделям [Gent et al., 1995]. GM также приводит к резкому сокращению конвективного приспособления в модели по сравнению с результатами, полученными при горизонтальном перемешивании; в результате в высоких широтах моделируемые распределения трассеров улучшаются. В работе [Duffy et al., 1995, 1997, Danabasoglu et al., 1994, 1995] отмечается снижение температуры в нижнем слое при использовании GM. В работе [Hirst and Cai, 1994] сделали тот же вывод при использовании изопикнической диффузии без диффузии по толщине. В работе [Robitaille and Weaver, 1995] обнаружили, что их смоделированная температура в самом нижнем модельном слое ниже примерно на $1,5^{\circ}\text{C}$ с параметризацией GM и примерно вдвое меньше с параметризацией ISO.

GM имеет тенденцию сглаживать изопикны и, следовательно, уменьшать меридиональные градиенты плотности. Последствия, указанные в работе [Knutti et al., 2000], включают резкое снижение конвективной адаптации, значительное ослабление крупномасштабной циркуляции и большую тенденцию к серьезным изменениям или реорганизации циркуляции. Согласно [Danabasoglu, 1995], GM-версия дает самые реалистичные результаты среди трех рассмотренных схем. Тенденция GM к сглаживанию изопикн снижает развитие статической неустойчивости в большей части океана, в то время как вертикальные потоки тепла и соли продолжают осуществляться изопикническим перемешиванием. Снижение конвективной активности было также отмечено в работах [Duffy, 1995, Danabasoglu et al., 1994, 1995, Hirst and Cai, 1994], где было продемонстрировано, что при использовании изопикнического перемешивания конвекция в значительной степени заменяется продольно-изопикническим перемешиванием около максимально допустимого наклона для плотностных поверхностей. В работе [Gough, 1991] также сообщается о резком сокращении количества статически нестабильных точек в модели, в которой использовалась изопикническая диффузия по сравнению с аналогичной моделью, в которой использовалось стандартное горизонтальное/вертикальное диффузия. Поскольку модель становилась все более изопикнической, то есть допустимый изопикнический наклон становился более крутым, а значение фонового горизонтального коэффициента диффузии понижалось, количество статически нестабильных точек упало почти до нуля. Включение в модель GM приводит к снижению степени глубокой вентиляции Южного океана за счет демпфирования или устранения

ложной конвекции открытого океана, наблюдаемой в ранее полученных решениях. С арктическими моделями, чувствительными к параметрам модели, проводилось не так много исследований. Наша основная задача заключалась в исследовании влияния рассмотренных типов параметризации диффузии на термохалинную циркуляцию в этом регионе.

3.3.2. Численные проблемы

В процессе реализации изопикнической диффузии и перемешивания GM применительно к численной модели возникают некоторые проблемы и вопросы. Один из них - возникновение численных неустойчивостей, для подавления которых требуется фоновая горизонтальная диффузия. На этот факт указывает ряд исследований. В работе [Griffies, 1998] показывают, как эта проблема возникает в классической дискретизации Кокса [Cox, 1987] (формула 1.12) из-за недиагональных элементов в тензоре (1.12). В работе [Cox, 1987] подчеркивается, что схема Кокса не удовлетворяет двум свойствам: 1) нисходящей ориентации диффузионных потоков вдоль изопикнических направлений и 2) нулевому изопикническому диффузионному потоку локальной потенциальной плотности. Это объясняет необходимость добавления в эту схему фоновой горизонтальной диффузии. Также показано, как эту задачу можно решить, используя различные методы усреднения. В работе [Mathieu and Deleersnijder, 1997] исследовали немонотонное поведение изопикнической формулы Кокса. Авторы показали, почему дискретизация смешанных производных ответственна за нарушение принципа максимума в поле трассера. Они приравнивали важность сохранения монотонности в формулировке изопикнического перемешивания к поиску сложных схем адвекции. В работе [Gough, 1997] было выявлено, что для подавления шума узлов сетки необходим небольшой фоновый горизонтальный коэффициент диффузии, хотя это приводит к увеличенной кросс-изопикнической диффузии. Был предложен способ смягчения этой проблемы путем локального уменьшения изопикнической диффузии в областях крутых изопикн. Это уменьшает изопикническое перемешивание, но устраняет нежелательное перекрестное изопикническое перемешивание. В работе [Beckers et al., 1998] считают, что стандартная диффузия вдоль координатных поверхностей должна сохраняться применительно к мелководным морям, чтобы учесть влияние топографии на движения подсеточного масштаба.

3.3.3. Численные эксперименты

Для оценки чувствительности численного решения при воспроизведении состояния воды Северного Ледовитого океана к параметризации диффузии была проведена серия численных экспериментов. В качестве атмосферного форсинга мы взяли характеристики атмосферы из

данных реанализа CIAF (<http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/mom4/COREv2.html>). В качестве исходных данных для температуры и солёности использовался массив климатических данных РНС [Steele, 2000]. Моделирование проводилось для периода с 1948 по 2012 год. В качестве разрешения модельной сетки выбрано G-1 (глава 1). Термохалинная структура Северного Ледовитого океана обусловлена атмосферными условиями и состоянием воды, поступающей из Атлантического и Тихого океанов. Несмотря на многочисленные данные наблюдений, собранные за последние десятилетия, информации все еще недостаточно даже для восстановления циркуляции Северного Ледовитого океана. Сведения о структуре температуры и солёности также неполны. Все это свидетельствует о том, что относительная роль различных механизмов формирования и изменчивости термохалинной структуры Северного Ледовитого океана не ясна.

При анализе результатов эксперимента мы уделили особое внимание влиянию диффузионных механизмов на циркуляцию и состояние теплого слоя атлантических вод. Использование изопикнической параметризации и параметризации Гента-МакВильямса в численной модели океана выявило несколько примечательных особенностей. Сравнение численного эксперимента трех версий модели показало, что более интенсивные и направленные потоки были получены в версиях модели ISO и GM по сравнению с результатами версии NOR (Рис. 3.12). Увеличение интенсивности потока можно наблюдать на вертикальном разрезе течения в Арктике (Рис. 3.13). Результаты показывают, что использование диффузии по изопикнам увеличивает скорость циклонической циркуляции с 2 до 6 см/с вдоль хребта Ломоносова и с 4 до 5 см/с вдоль евразийского континентального склона. Причем поток стал более узким и направленным. Эти изменения носят локальный характер и проявляются только в верхнем слое, преимущественно вдоль континентального склона. Причиной такого усиления потоков является усиление горизонтальных градиентов температуры и солёности, что приводит к перепаду давления. Горизонтальная диффузия, сглаживает эти градиенты и подавляет ускорение, диффузия же по изопикнам поддерживает градиенты температуры, солёности, плотности и давления, что приводит к увеличению потоков.

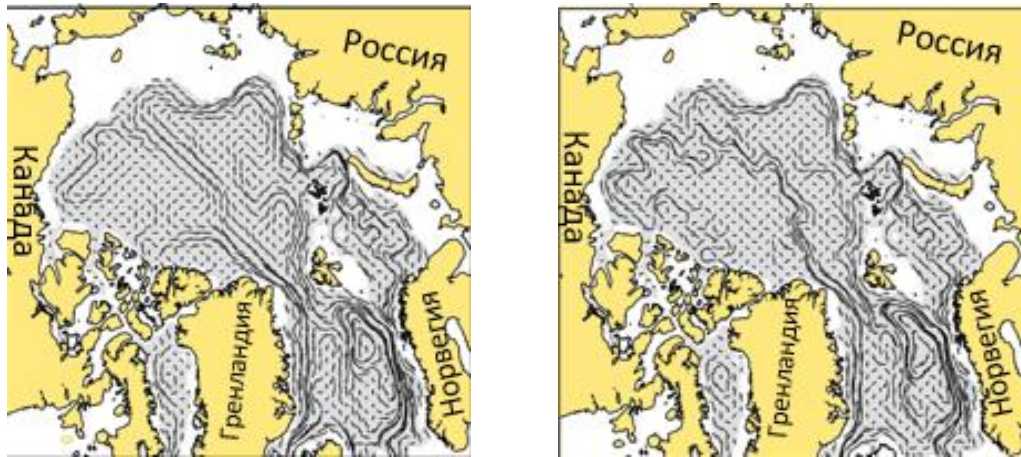


Рис.3.12. Средняя циркуляция в Северном Ледовитом океане на глубине 200 м за 1972 год в моделях версии HOR (слева) и ISO (справа)

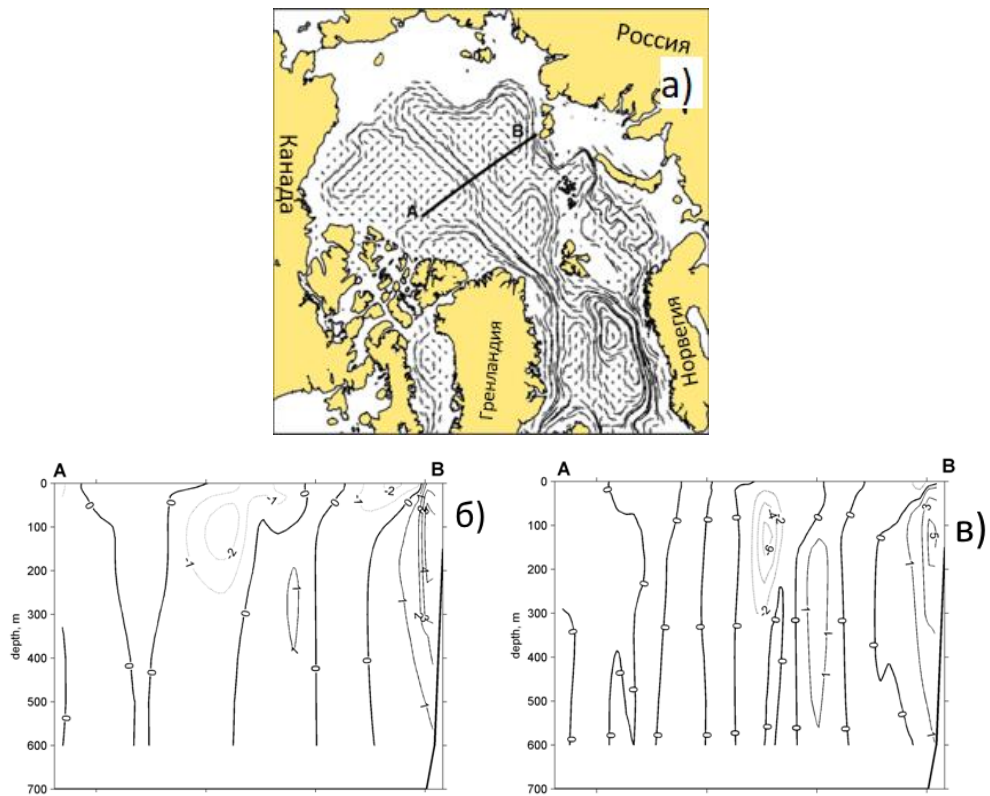


Рис.3.13. а) Расположение рассматриваемого участка АВ в Северном Ледовитом океане б-в) Составляющая скорости на участке АВ ($\text{см}^2 / \text{с}$) для 1972 года, в версии модели HOR (б) и ISO (в)

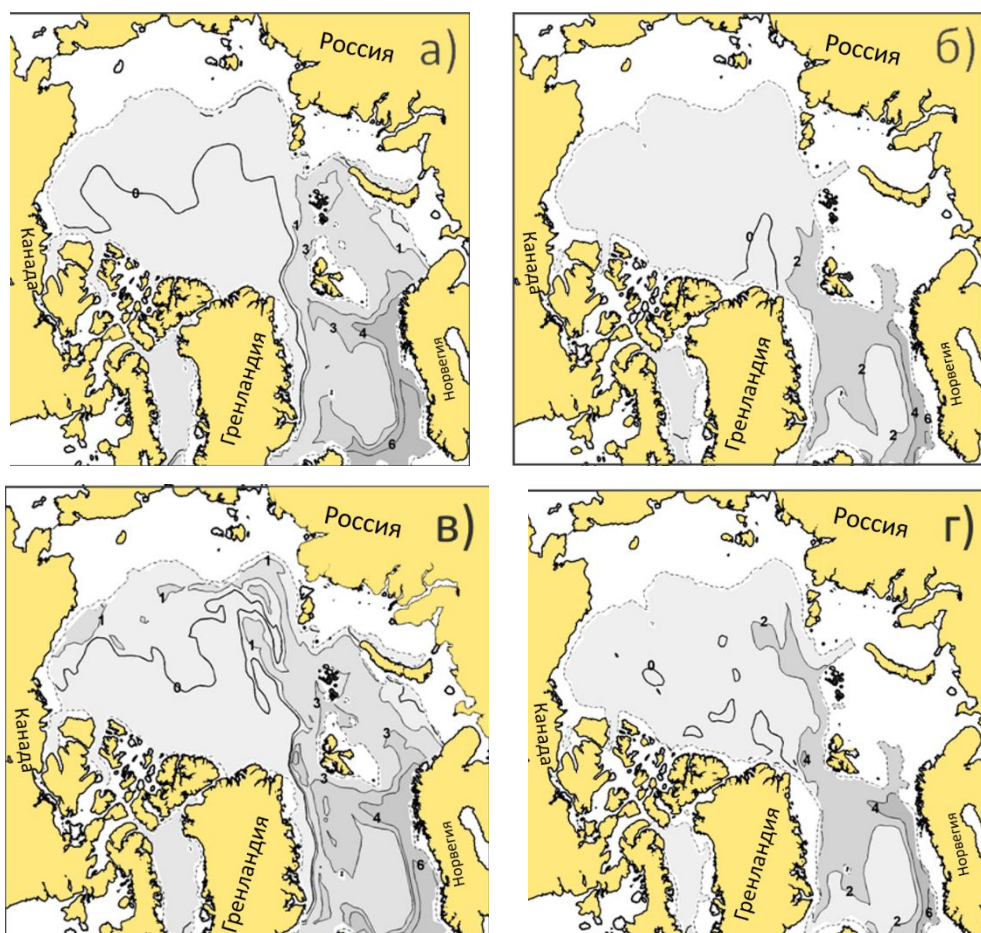


Рис.3.14. Температура ($^{\circ}\text{C}$) для 1982 года, версия а) HOR, на глубине 200 м б) HOR, на глубине 400 м в) ISO, на глубине 200 м г) ISO, на глубине 400 м

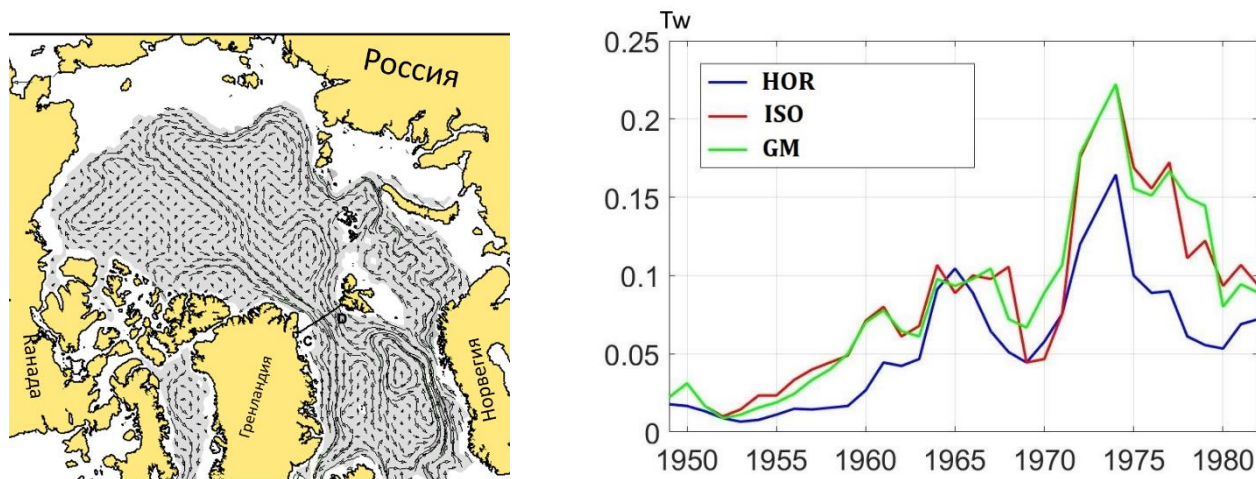


Рис.3.15. справа - усредненный тепловой поток через разрез CD (слева) в проливе Фрама.

Еще один заметный результат - усиление притока тепла в Арктику через пролив Фрама. На рисунке 3.14 показано распределение температуры на глубине 200 м и 400 м в 1982 году. Видно, что в результате применения ISO приток теплой воды через пролив усилился по сравнению с вариантом HOR. Увеличение теплового притока в течение всего периода работы модели лучше видно на рисунке 3.15, изображающем расчетный средний тепловой поток через

поперечное сечение в проливе Фрама. Использование параметризации GM не приводит к заметным изменениям по сравнению с ISO ни в полях температуры и солености, ни в циркуляции.

3.3.4. Итоги исследования по выбору параметризации диффузии в численной модели океана

Была проведена оценка чувствительности региональной модели океанической циркуляции к параметризации движений подсеточного масштаба. Один из полученных результатов - более интенсивные потоки, наблюдаемые в картине арктической циркуляции в варианте модели с изопикнической диффузией ISO. Также показано, что замена стандартной горизонтальной/вертикальной диффузии изопикнической диффузией вызывает больший приток тепла в Северный Ледовитый океан через пролив Фрама. Данные наблюдений фиксируют положительную температуру в атлантическом слое менее 2 градусов [Polyakov et al., 2013, Schauer et al., 2002]. Температурное поле, воспроизводимое нашей моделью, показывает значения, достигающие 3–4 градусов. Использование изопикнической диффузии приводит к еще большему повышению температуры в атлантическом слое, и, таким образом, результаты становятся менее реалистичными. По-видимому, процессы, ответственные за теплообмен, описаны недостаточно хорошо. Возможно применение параметризации турбулентности ТКЕ, в ходе которой ранее нами было обнаружено более интенсивное остывание атлантического слоя, является более уместным в сочетании с параметризацией ISO. По результатам наших экспериментов можно утверждать, что использование такой параметризации приводит к заметному увеличению притока тепла в Арктику. Никаких существенных изменений при использовании параметризации GM по сравнению с ISO не наблюдалось. Мы решили добавить его к изопикнической диффузии, потому что считается, что она ближе к физической природе [Gent McWilliams, 1990]. А так как нет четкого понимания, какой должен быть коэффициент вихревого перемешивания, мы сделали его равным коэффициенту изопикнической диффузии. Мы не обнаружили проблем, возникающих в упомянутых выше работах [Griffies, 1998, Mathieu and Deleersnijder, 1997, Gough, 1997], при использовании схемы Кокса, хотя мы не использовали горизонтальную фоновую диффузию. Мы считаем, что в нашей модели численная нестабильность и отрицательные значения сглаживаются другими методами, в основном, с использованием схемы переноса третьего порядка QUICKEST [Golubeva, 2008]. Аналогичный результат был получен Уивером [Weaver and Eby, 1997], который использовал алгоритм переноса с коррекцией потоков в качестве адвективной схемы для устранения численных проблем, возникающих при применении параметризации изопикнической диффузии.

3.4. Выводы Главы 3

Проведено исследование по чувствительности численной модели океан-лед к параметризациям вертикального перемешивания, диффузии и усвоения солнечной радиации.

В ходе проведенных численных экспериментов были получены следующие выводы:

1. Получено, что среди тестируемых параметризаций вертикального перемешивания отсутствует универсальная, использование которой в модели SibCIOM дает наилучшее соответствие данным наблюдений.
2. Показано, что учет поглощения коротковолновой солнечной радиации существенно важен при численном моделировании для воспроизведения подповерхностного температурного максимума в водах СЛО. Формирование подповерхностного температурного максимума, наличие которого подтверждается данными наблюдений, вносит вклад в изменение потоков на границе между океаном и морским льдом.
3. Приведены результаты экспериментов по оценке чувствительности состояния вод Северного Ледовитого океана в численной модели к параметризации диффузии и вихревого переноса. Один из полученных результатов - более интенсивный адвективный перенос, наблюдаемый в картине арктической циркуляции в варианте модели, использующей изопикническую диффузию и параметризацию вихревого переноса, в частности, повышенный приток тепла в Северный Ледовитый океан через пролив Фрама.

Глава 4. Чувствительность ледяного покрова Северного Ледовитого океана к вариациям внешнего воздействия и начального состояния океанических и ледовых полей

Данная глава посвящена исследованию чувствительности состояния ледяного покрова, воспроизведенного численной моделью SibCIOM, к изменению состояния вод верхнего слоя СЛО. В численных экспериментах анализируются влияние вариаций динамического состояния атмосферы в арктическом регионе на морской лед СЛО. За последнее десятилетие произошло значительное сокращение ледяного покрова и повышение теплосодержания верхних слоев океана. Для того чтобы оценить, насколько каждое из этих событий способствует интенсификации процессов освобождения океана ото льда, была исследована чувствительность численной модели к начальному состоянию океана и морского льда.

Исследуется влияние тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив на теплосодержание верхнего слоя океана, объем и распределение ледового покрова. Короткопериодная изменчивость в летний период в 2016-2019 гг. в северной части Тихого океана, известная как волны тепла, привела к образованию дополнительного потока тепла, поступающего в Северный Ледовитый океан. Проводится количественная оценка этого потока тепла, а также последовавших за этим изменений в объеме льда.

4.1. Влияние динамики атмосферы в климатической системе Арктики

В сложной климатической системе Арктики на состояние ледового покрова оказывают влияние многие факторы. Среди них наиболее значимыми являются температурные тренды в атмосфере, однако весьма существенна и динамическая составляющая.

Изменчивость циркуляции атмосферы может оказывать влияние на состояние льда по нескольким причинам. Во-первых, изменяется расположение прохождения трансарктического дрейфа, который осуществляет вынос льда за пределы Арктики [Makshtas, 2003, Иванов и др.,

2013]. Во-вторых, изменения направления круговорота вод в центральной Арктике способны отклонять траекторию распространения атлантических вод положительной температуры, являющихся одним из источников тепла в СЛО. Интенсивность циркуляции атмосферы циклонического направления над Норвежским и Гренландским морями влияет на интенсивность поступления тепла из Атлантики в СЛО с воздушными и водными массами.

В данном разделе на основе численного моделирования оценивается чувствительность изменчивости состояния ледового покрова к изменчивости атмосферной циркуляции. Отдельное внимание уделено циркуляции над Норвежским и Гренландским морями как областью формирования начальной траектории распространения атлантических вод в СЛО.

4.1.1. Эксперимент 1. Исследование чувствительности морского льда в СЛО к состоянию атмосферы

В настоящем исследовании мы оценили долговременное влияние двух состояний атмосферы на ледовый покров в Арктике. Для этого мы использовали данные реанализа атмосферы NCEP/NCAR для 1960 и 1989 годов. Во время 1960 года ветровая циркуляция над Атлантикой была преимущественно антициклонической (АС), во время 1989 – циклонической (СС) (рис. 4.1). Также присутствуют различия в температуре атмосферы между этими двумя годами, в 1989 году температура в течение года была выше, чем в 1960 году (рис. 4.2). Кроме того, индекс NAO, отвечающий за интенсивность циклонической циркуляции в Норвежском и Гренландском морях, для 1960 года представлял одно из самых низких значений, а для 1989 года – наибольшее значение за всю историю наблюдений (1948-2014).

Сначала был произведен модельный запуск на период 1948-1965 с массивом климатических данных РНС [Steele, 2000] в качестве начального распределения. Далее были запущены эксперимент на 10 лет с двумя различными атмосферными условиями СС и АС. В качестве начального распределения были использованы массивы данных, полученные в результате spin-up 1948-1965. В качестве разрешения модельной сетки выбрано G-1 (глава 1).

Мы предполагаем, что, если сложившееся состояние атмосферы влияет на состояние ледового покрова, различия между результатами работы модели с противоположно направленными циркуляциями будут увеличиваться с каждым годом, и после 10 лет работы модели мы увидим существенную разницу.

Результаты эксперимента

Анализ результатов предполагал оценку состояния льда по различным регионам СЛО, так как чувствительность к атмосферным изменениям зависит от расположения региона

относительно основных атмосферных передвижений, дрейфа льда, траекторий прохождения теплых течений.

Анализ показал, что качественные различия были получены в трех регионах СЛО: большая часть Евразийского бассейна (ЕАВ), территория, включающая в себя весь канадский бассейн и бассейн Макарова (СВ) и небольшая территория к северу от Гренландии, включающая море Линкольна (LS) (рис. 4.1). Во время анализа эксперимента в большей части Арктики (ЕАВ и СВ) мы обнаружили уменьшенный объем льда при атмосферных условиях СС (рис. 4.3).

Прямо противоположный результат мы получили для региона LS. Результаты эксперимента показывают существенное увеличение количества льда в этой области при атмосферных условиях СС в отличие от АС, тогда как для рядом расположенного канадского бассейна циркуляция СС способствовала сокращению количества льда. В качестве возможной причины такого различия мы можем указать географическое расположение этой территории, так как она находится рядом с траекторией трансарктического дрейфа, выносящего лед за пределы Арктики. При преобладании циклонической циркуляции в атмосфере над Арктикой траектория трансарктического дрейфа смещается в сторону моря Линкольна, и количество льда в этом регионе увеличивается за счет льда, приносимого течениями из остальной части канадского бассейна (рис. 4.5). Таким образом, циркуляция атмосферы оказывает прямое воздействие на содержание льда в регионе LS.

Что касается остальной части Арктики, здесь условия СС по сравнению с условиями АС приводят к уменьшенному содержанию льда. Причем, в регионе СВ разница растет постоянно, а в области ЕАВ разница в различиях не всегда увеличивается со временем, по истечении 5 лет графики начинают сближаться, скорость таяния льда для атмосферных условий СС падает. В качестве возможной причины такого различия мы можем предположить только влияние океана, так как в данном эксперименте атмосферные условия на протяжении 10 лет не менялись. С целью установления взаимосвязи между влиянием океана и состоянием льда был рассчитан поток тепла, поступающий с океаническими водами в Арктику через пролив Фрама и Баренцево море (рис. 4.4).

Для Баренцева моря тепловой поток, рассчитанный для условий СС, устойчиво превышает поток, рассчитанный для условий АС. Это объясняется усиленной циркуляцией атмосферы над Норвежским и Гренландским морями для условий СС. Для пролива Фрама увеличенная циркуляция атмосферы давала отклик в объеме поступающего тепла только первые годы, после 4-х лет наблюдается снижение. Тепловые сигналы поступающей в Арктику атлантической воды часто связывают с высоким значением индекса NAO, когда тепло из субарктического региона при усилении циркуляции поступает в СЛО. Однако, по результатам эксперимента, длительное существование усиленной циркуляции в субарктическом регионе

приводит к ослаблению теплового потока, при слабой же циркуляции поток устойчиво растет с течением времени и после 6 лет превышает значения аналогичного эксперимента для условий АС. И в это же время разница между объемами льда для условий СС и АС в Евразийском бассейне начинает сокращаться (рис. 4.3).

Таким образом, состояние льда в большей части Арктики обусловлено состоянием атмосферы. Но в евразийском бассейне влияние океана было также замечено.

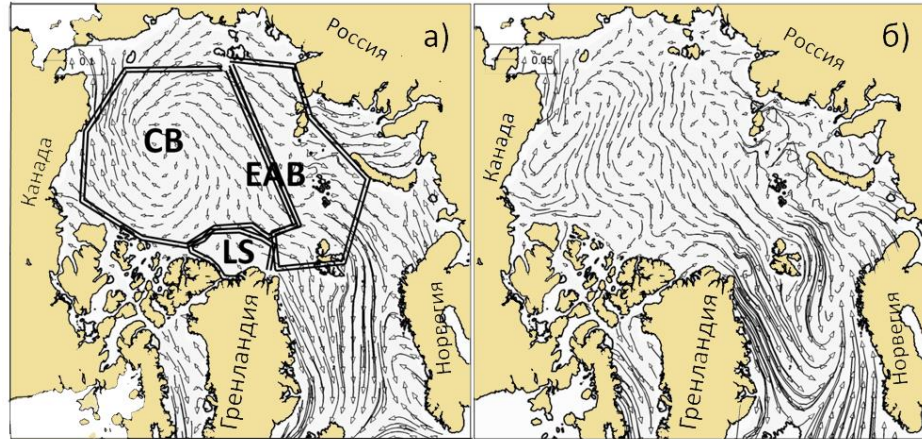


Рис. 4.1. Среднегодовые поля атмосферной циркуляции в СЛО для 1960 года (а) и 1989 года (б)

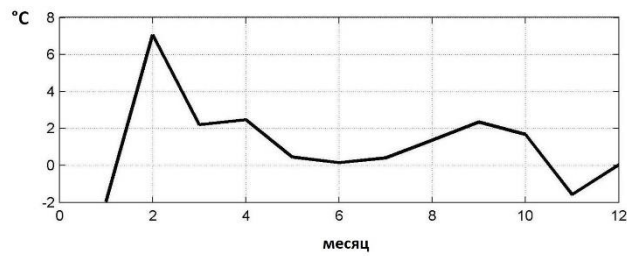


Рис. 4.2. Разница в среднемесячной температуре атмосферы между данными реанализа NCEP/NCAR для 1989 и 1960 гг. по всей области СЛО. T_{1989} минус T_{1960} .

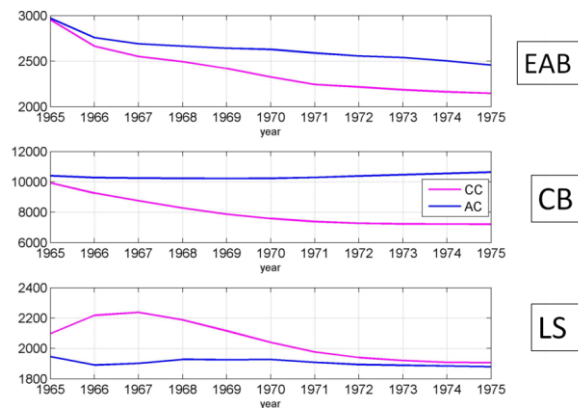


Рис. 4.3. Объем льда (км^3) в трех регионах Арктики изображенных на рис. 4.1. Сиреневая линия показывает результат эксперимента СС (с циклонической циркуляцией), синяя линия показывает результат эксперимента АС (с антициклонической циркуляцией).

Динамический фактор влияния атмосферы явно проглядывается лишь в территориях к северу от Гренландии (LS), на остальной части СЛО возможен как динамический, так и термический фактор влияния атмосферы. Температура воздуха для условий СС в течение всего года превышала температуру воздуха для условий АС, и наряду с циркуляцией атмосферы могла быть причиной понижения толщины арктического льда.

Чтобы отделить динамический фактор влияния атмосферы от термического фактора, в следующем эксперименте мы провели серию запусков численной модели с одинаковыми данными реанализа, отличающимися лишь циркуляцией в Норвежском и Гренландском морях.

4.1.2. Эксперимент 2. Влияние атмосферной циркуляции в преарктическом регионе на состояние морского льда

Мы провели продолжительный численный эксперимент, направленный на анализ чувствительности климатической системы океан-лед к длительным возмущениям небольшой амплитуды в атмосферной циркуляции над Норвежским и Гренландским морями.

В качестве атмосферного воздействия для базового эксперимента использовались данные реанализа атмосферы NCEP/NCAR [Kalnay E, 1996] (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>). Два следующих эксперимента включали дополнительные циклоническое или антициклоническое возмущения в поле атмосферного давления с центром в точке 72.64° с.ш., 2.93° в.д., радиусом действия 1000 км и амплитудой 4 мб.

- BASE – базовый эксперимент, атмосферные данные NCEP/ NCAR;
- GS_1 – атмосферные данные NCEP/ NCAR + антициклоническое возмущение;
- GS_2 – атмосферные данные NCEP/ NCAR + циклоническое возмущение.

Численные эксперименты были проведены для периода 1970-2014 гг. В качестве начального распределения гидрологических характеристик использовался массив климатических данных РНС [Steele, 1998].

Мы предполагаем, что от интенсивности циклонической циркуляции атмосферы этого региона зависит интенсивность поступления атлантических вод в СЛО через пролив Фрама и Баренцево море, и это отразится на состоянии ледового покрова.

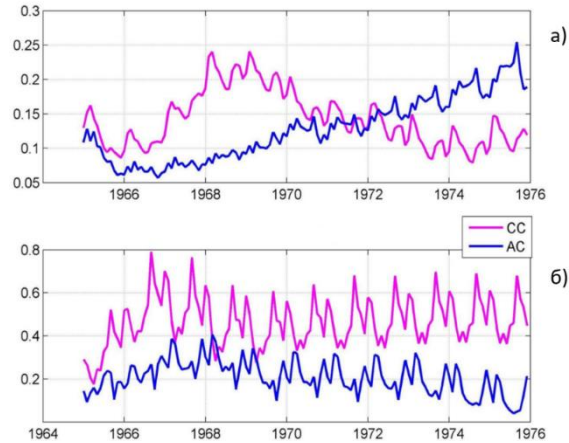


Рис. 4.4. Поток тепла (ТВт), поступающий в Арктику через пролив Фрама (а) и Баренцево море (б).

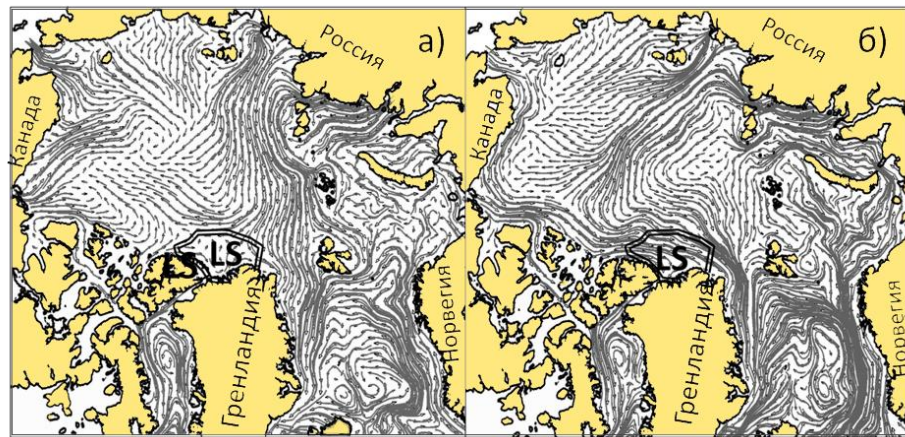


Рис. 4.5. Поле течений на поверхности СЛО. Выделенный регион LS - море Линкольна. а) 1960 б) 1989.

Результаты эксперимента

Результаты численного эксперимента моделируют изменчивость состояния вод и морского льда СЛО, обусловленных изменчивостью атмосферного воздействия. Для анализа чувствительности состояния ледового покрова к вариациям атмосферной динамики региона Норвежского и Гренландского морей мы проанализировали изменчивость объема льда, полученную в результате работы трех экспериментов в расчетный период. На рис. 4.6 представлены графики изменения отклонения объема льда для экспериментов GS_1 и GS_2 по сравнению с базовым экспериментом BASE. В процентном соотношении отклонения составляют около 15 процентов для пролива Фрама и около 25 процентов для Баренцева моря (действительно для GS_1, годы 2000, 2012). Основным результатом проведенного сравнения является вывод о том, что включение дополнительной циклонической циркуляции в регионе Норвежского и Гренландского морей способствует уменьшению ледового покрова, а антициклонической циркуляции – увеличению ледового покрова СЛО. Наиболее чувствительными к изменению

ветровой циркуляции оказались два региона, расположенные в начале траектории распространения атлантических вод в Арктике: регион А - пролив Фрама и склон Евразийского шельфа (рис. 4.6а), соответствующие прохождению фрамовской ветви атлантических вод, и регион Б – Баренцево море (рис. 4.6б), по которому проходит баренцевоморская ветвь атлантических вод. На фоне нашего общего вывода о влиянии антициклонической и циклонической аномалии в субарктическом регионе на состояние арктического льда можно провести дополнительную уточнение. Из рис. 4.6 видно, что в период с 1980 до 1990 года наиболее существенны отклонения результатов эксперимента GS_2 от базового эксперимента BASE.

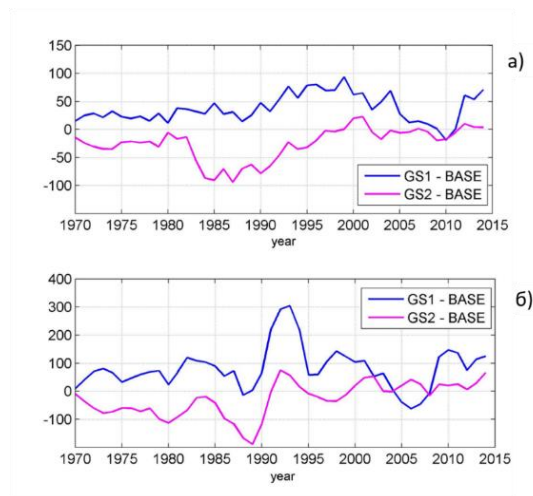


Рис. 4.6. График отклонения объема льда от базового эксперимента BASE (км^3), для двух численных экспериментов GS_1 и GS_2 для периода 1970-2014гг. в регионе (а) - пролива Фрама и Евразийского склона и (б) - Баренцева моря.

В отдельные периоды (1990-2000, 2007-2012) наблюдается наиболее сильное различие между результатами экспериментов BASE и GS_1. При этом между BASE и GS_2 изменения практически отсутствуют. Особенно заметны эти различия для региона Баренцева моря, что подтверждается также картиной распределения толщины льда для марта 1993 года для эксперимента BASE и GS_1 (рис. 4.7). Эти результаты могут быть обусловлены сильной базовой циклонической циркуляцией в эти годы, поэтому ее усиление (GS_2) не дает дополнительного вклада в потепление в регионе. С другой стороны, ее ослабление, к которому приводит использование GS_1, способствует увеличению толщины льда не только из-за ослабления притока атлантических вод, но и из-за формирования выноса льда через Баренцево море.

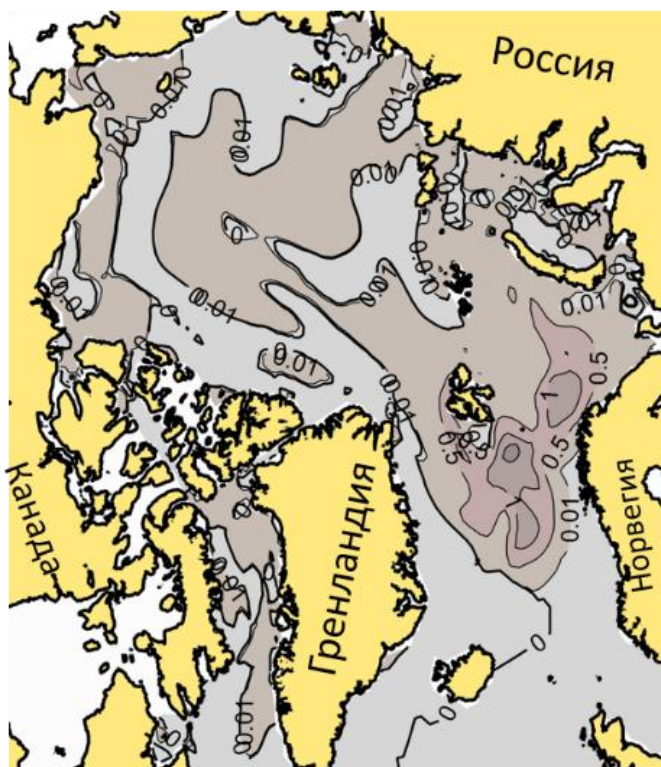


Рис. 4.7. Различия в толщине льда между результатами двух численных экспериментов GS_1 минус BASE. Результаты показаны за март 1993.

4.1.3. Итоги исследования о влиянии ветровой циркуляции над Норвежским и Гренландским морями на морской лёд в Арктике

Результаты двух экспериментов показали, что в изменении состояния ледового покрова в СЛО важную роль играет динамический фактор атмосферы. Это относится как к ветровому воздействию на дрейф льда на поверхности океана, так и влиянию ветра в субарктическом регионе на интенсивность поступления теплых атлантических вод в Арктический бассейн.

Численные эксперименты по воспроизведению состояния ледового покрова СЛО показали уменьшенную толщину льда при атмосферных условиях с преобладанием циклонической циркуляции в Канадском бассейне и центральной Арктике, по сравнению с условиями преобладания антициклонической циркуляции. Хотя, это не единственный фактор, оказывающий воздействие на ледовый покров, так как существует также различие в температуре атмосферы для рассматриваемых периодов. В пользу динамического фактора говорят результаты, показывающие увеличение объема льда в море Линкольна к Северу от Гренландии для циклонической циркуляции в атмосфере при одновременном его уменьшении в остальной части канадского бассейна. То есть при циклонической циркуляции по сравнению с антициклонической происходит частичное перераспределение ледового покрова и усиление выноса его за пределы Арктики.

Циркуляция атмосферы в предарктическом регионе также оказывает воздействие на скорость таяния льда в Арктике. Увеличение интенсивности циркуляции атмосферы в циклоническом направлении в этом регионе влечет за собой увеличение скорости потока атлантических вод, поступающих в Арктику, и следовательно способствует уменьшению толщины льда.

Однако нельзя сказать о том что эта зависимость прямая, так как при продолжительном периоде действия устоявшейся атмосферной циркуляции однозначное влияние на ледовый покров продолжается только первые 5 лет эксперимента. Дальнейший характер изменения ледового покрова по-видимому обусловлен физическими процессами, протекающими за пределами СЛО.

4.2. Исследование чувствительности модели к начальному состоянию океанических и ледовых полей

Во второй главе мы показали, что в численных экспериментах, проведенных до декабря 2020 года, продолжается процесс сокращения морского льда. На рисунке 2.3 главы 2 видна свободная от морского льда акватория в летний период, простирающаяся до 82° с.ш. Возникновение обширной области открытой воды приводит к поглощению солнечного тепла и возникновению регионов с аномально высокой для них температурой поверхностных вод. Целью описанных ниже численных экспериментов было выяснение роли сложившегося за два десятилетия 21 столетия состояния вод и морского льда в процессе продолжающегося сокращения объема морского льда, формирования обширных областей открытой воды и повышенной температуры поверхностного слоя вод в летний период. Постановка численных экспериментов предполагала использование атмосферного форсинга, характерного для последних лет второго десятилетия, способствующего интенсивному сокращению льда и повышению температуры поверхностных вод. В ходе проведения численного расчета A0 сохраняются как среднемесячные данные, так и рестарт модели (состояние ледовых и океанических полей на последний день месяца), что позволяет запуск модели с любого месяца расчета с выбором начального ледового и океанического состояния, в частности, использовать в качестве начальных полей состояние СЛО для 2000-х годов. Сравнение результатов моделирования проводится с результатами численного эксперимента, описанного во второй главе, который мы будем считать контрольным (A0). Анализировалась чувствительность модели к изменению начальных полей океана и морского льда на временном интервале 1 года и 5 лет. Проведенные эксперименте перечислены в Таблице 2.

Название эксперимента	Начальное состояние льда	Начальное состояние океана	Продолжительность эксперимента
V1	Ноябрь 2003, лед толстый	Ноябрь 2019, океан теплый	ноябрь 2019 - декабрь 2020
V2	Ноябрь 2019 лед тонкий	Ноябрь 2003, океан холодный	ноябрь 2019 - декабрь 2020
V3	Ноябрь 2003 лед толстый	Ноябрь 2003, океан холодный	ноябрь 2019 - декабрь 2020
V11	Январь 2004, лед толстый	Январь 2016, океан теплый	январь 2016 - декабрь 2020
V33	Январь 2004, лед толстый	Январь 2004, океан холодный	январь 2016 - декабрь 2020

Таблица 2. Информация о численных экспериментах.

4.2.1. Исследование чувствительности модельных полей на однолетнем временном интервале

Три численных эксперимента (Таблица 2) проводились с использованием данных атмосферного реанализа NCEP/NCAR [Kalnay, 1996] для временного интервала с ноября 2019 по декабрь 2020. Эксперименты отличались только начальными полями океанических и ледовых характеристик, выбираемых из рестартов контрольного эксперимента A0 для 2003 г. и 2019г. Выбор начальных полей 2003 г. обеспечивал для модели более холодный верхний слой океана и более толстый лед по сравнению с состоянием этих полей в ноябре 2019 контрольного эксперимента A0.

В эксперименте V1 начальное состояние океанических полей соответствовало ноябрю 2019 года из эксперимента A0 (теплый океан). В качестве исходных полей для морского льда использовались расчетные данные эксперимента A0 для ноября 2003 г., характеризующегося более толстым льдом. Полученное распределение толщины и концентрации льда в сентябре 2020 г. (рис. 4.8а) отличается от аналогичных полей A0 в Канадском бассейне и вдоль континентального склона Евразийского бассейна. Район севернее 75° с.ш. в Восточно-Сибирском и Чукотском морях и от 77° с.ш. в море Лаптевых покрылся льдом. Отклонения ледового поля составляют от 10 см до 1,5 м. Отклонения в поле температуры в указанной области составляют 1–4 °C (рис.4.8г).

В эксперименте В2, в отличие от В1, для определения начальных океанических полей использовалось предыдущее состояние океана для ноября 2003 г. из эксперимента А0, характеризующееся более холодным верхним слоем океана, и начальное состояние льда в ноябре 2019 г., полученное в эксперименте А0. Наиболее критические различия в толщине льда отмечены к северу от Баренцева моря, Гренландии и Канадских проливов (рис.4.8б). Хотя наиболее значительные отклонения в распределении ледяного покрова наблюдаются у Гренландии, это не повлияло на изменение температуры поверхности, так как в этом районе в А0 также присутствовал толстый лед. Охлаждение верхнего слоя океана по сравнению с контрольным А0 привело к увеличению толщины льда вдоль материкового склона Евразийского бассейна. Область изменения соответствует траектории прохождения атлантических вод в СЛО. Изменения толщины льда не столь интенсивны, как в эксперименте В1. Однако сохранение ледяного покрова летом, в отличие от А0, в северных районах Карского моря и морей Лаптевых ограничивало проникновение солнечного тепла в поверхностный слой моря. В северо-западной части моря Лаптевых сохранились льды толщиной от 15 до 50 см. В этом же районе отклонения температуры от базового эксперимента отрицательные (рис.4.8д).

Эксперимент В3 объединил два предыдущих. В этом эксперименте использовано начальное состояние, наиболее отличающееся от эксперимента А0: для инициализации мы взяли состояния льда и океана для ноября 2003 года, полученное в контрольном эксперименте А0. Для сентябрьского распределения 2020 г. (рис. 4.8в) результаты расчетов показывают наиболее значительное отклонение от результатов эксперимента А0 моделируемой толщины и сплоченности льда вдоль материкового склона Евразийского бассейна, северного района Карского моря и глубоководной части моря Лаптевых. Из-за сохранения льда в летний период в В3 модель не воспроизводит экстремальный нагрев поверхностного слоя, который имел место в А0. Отклонения температуры поверхностных вод от эксперимента А0 достигли 6°C (рис. 4.8е). Наиболее незначительные отличия анализируемых полей от эксперимента А0 получены к северо-востоку от Новосибирских островов. Все эксперименты показывают положительную разницу в толщине льда и отрицательную разницу в SST по сравнению с экспериментом А0 в исследуемом районе.

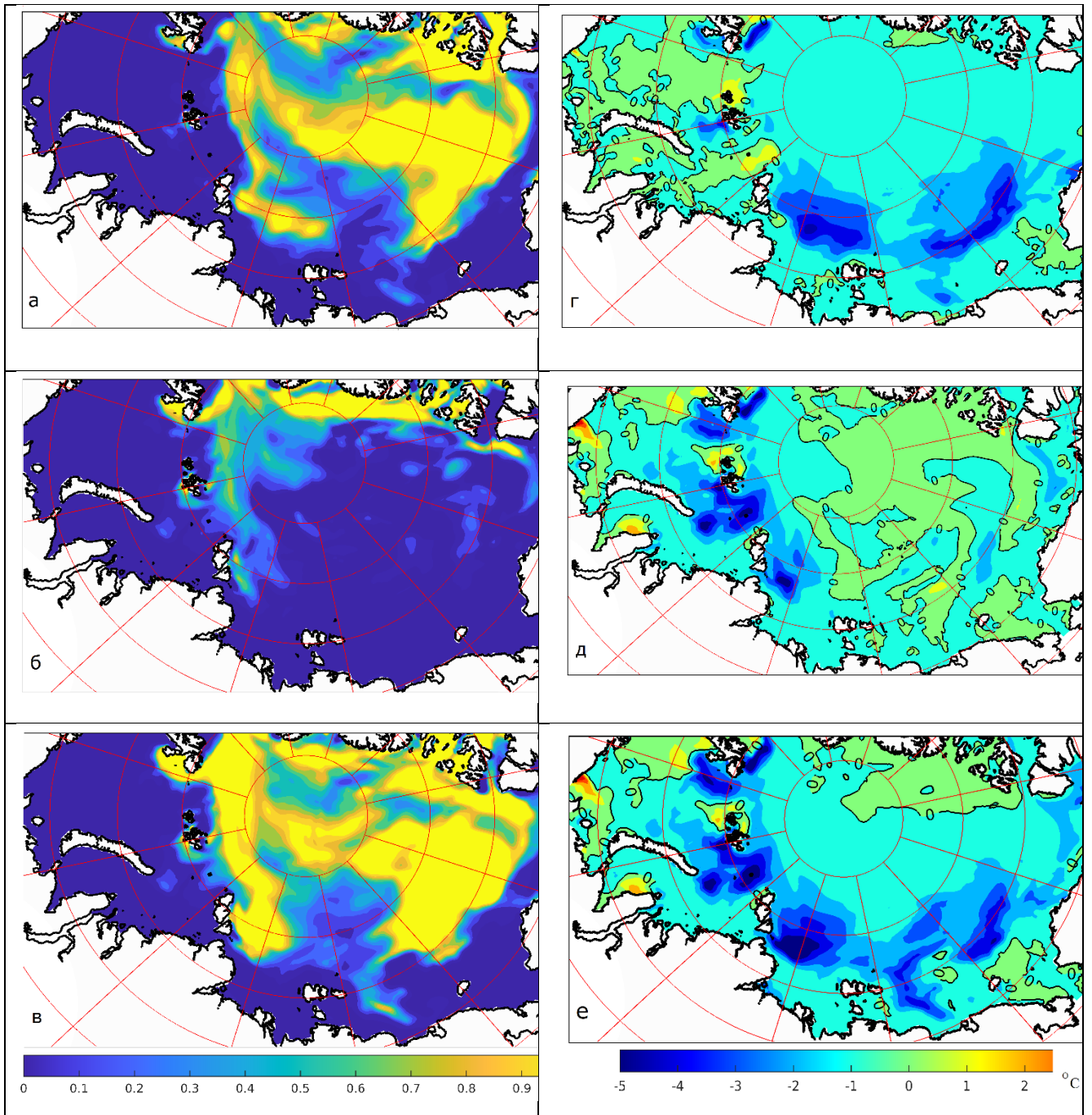


Рис.4.8. Чувствительность состояния морского льда к изменению начальных условий эксперимента на однолетнем периоде с ноября 2019 по декабрь 2020 гг. Пространственное распределение отклонений от значений контрольного эксперимента A0 : отклонения толщины льда (в м, слева) а) V1-A0, б) V2-A0, в) V3-A0 и поверхностной температуры (справа) г) V1-A0, д) V2-A0, е) V3-A0.

4.2.2 Исследование чувствительности модельных полей к начальному состоянию на пятилетнем временном интервале

В наших следующих двух экспериментах, В11 и В33 (Таблица 2), мы увеличили продолжительность эксперимента до пяти лет. Начальной точкой для этих экспериментов и атмосферного воздействия был январь 2016 г. Соответственно, в В11 начальное распределение для океанических полей было взято из эксперимента А0 для этого периода. Мы также взяли распределение льда А0 за январь 2004 г. для инициализации. Анализируя полученные результаты (рис. 4.9а), мы обнаружили, что скорость уменьшения разницы между временными рядами объема льда в В11 и А0 одинакова для трех районов 75–81° с.ш.: в Карском море, море Лаптевых, и Восточно-Сибирское море. На рис. 4.9а видно, что чувствительность объема льда к его исходному состоянию наиболее выражена в первый год эксперимента и равномерно снижается во второй и последующие годы.

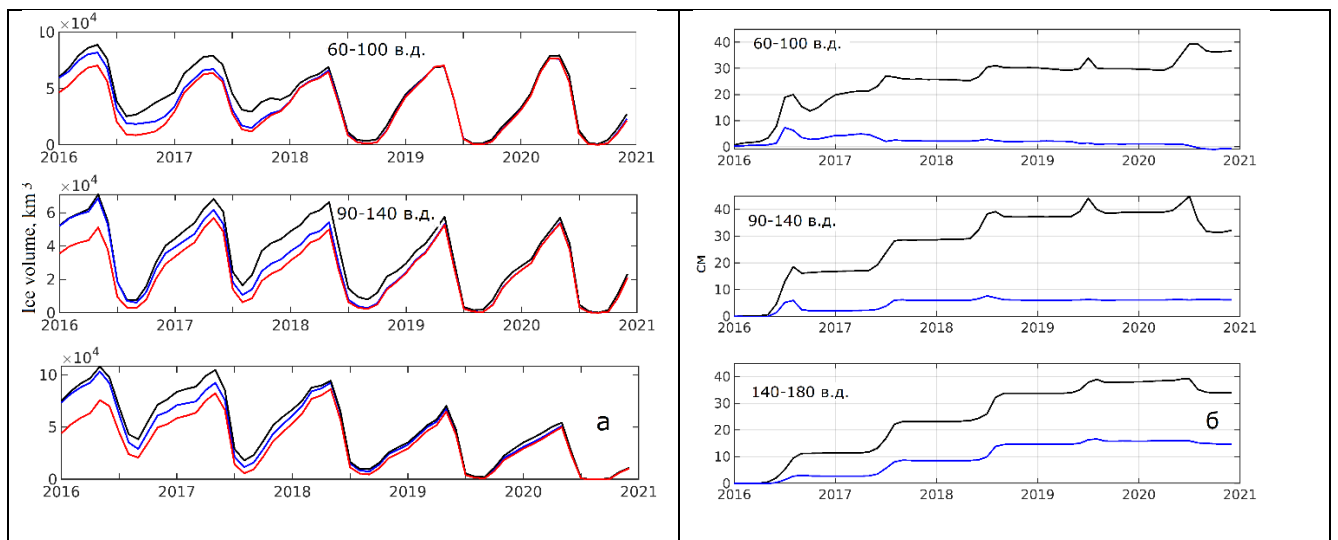


Рис.4.9. Чувствительность состояния морского льда к изменению начальных условий эксперимента на 5-летнем периоде 2016-2020 гг. на акватории 75° с.ш. - 81° с.ш. в численных экспериментах А0 (красная линия), В11(синяя линия), В33(черная линия) для северных районов Карского моря (60-100° в.д.), моря Лаптевых (90-140° в.д.), Восточно-Сибирского моря (140-180° в.д): а) изменение объема льда; б) оценка изменения средней толщины льда в регионе относительно эксперимента А0 за счет сокращения скорости таяния на границе с океаном.

Пространственное распределение разности толщины льда между В11 и А0 в летний период, представленное на рис.4.10, также показывает, что наибольшие отклонения от контрольного эксперимента возникают в первый год расчета, а уже на второй год расчета отклонения значительно сокращаются. В последующие годы они практически невидимы.

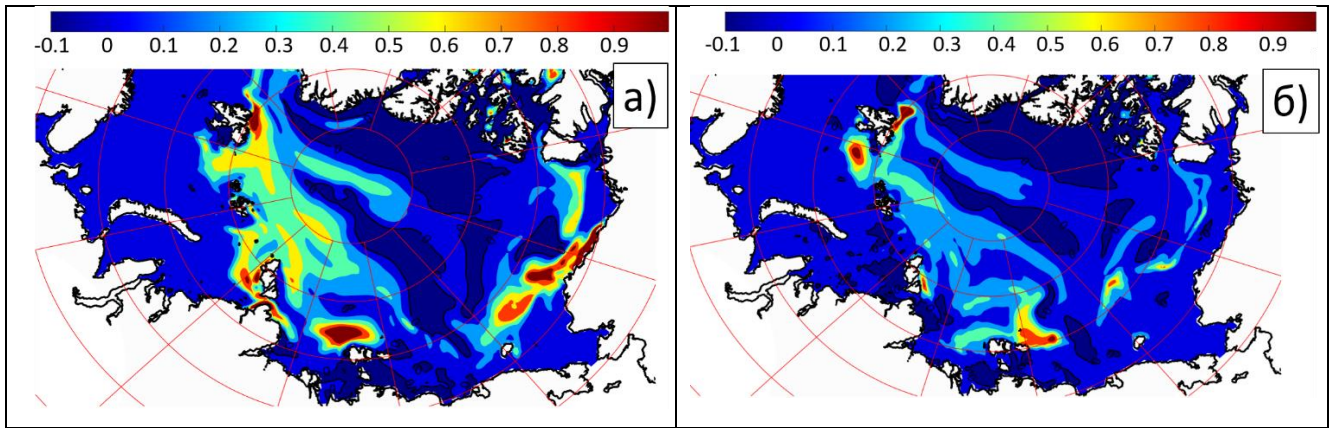


Рис.4.10. Пространственное распределение отклонения толщины льда в эксперименте В11 от соответствующего распределения контрольного эксперимента а) сентябрь 2016 г.; б) сентябрь 2017 г.

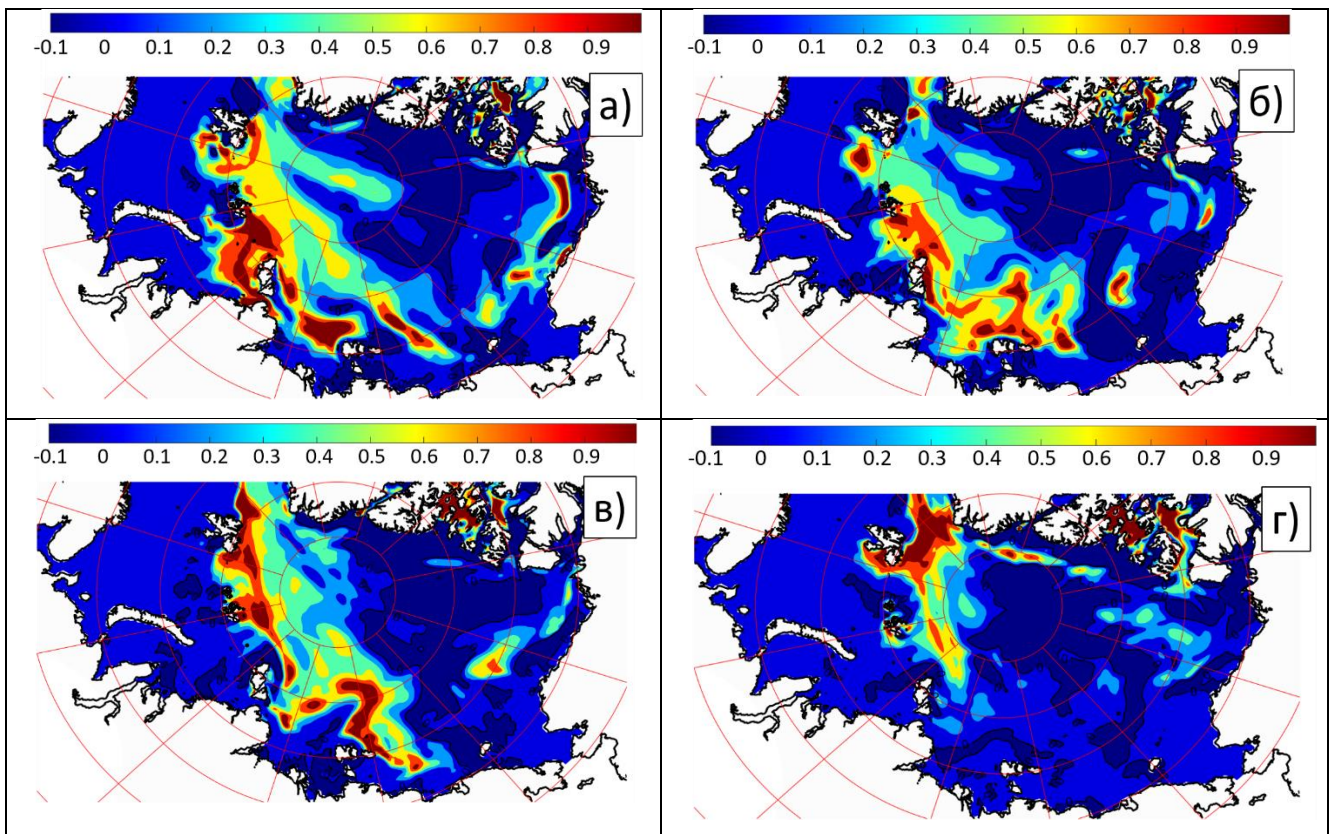


Рис.4.11. Пространственное распределение отклонения толщины льда в эксперименте В33 от соответствующего распределения контрольного эксперимента а) сентябрь 2016 г.; б) сентябрь 2017 г.; в) сентябрь 2018 г.; г) сентябрь 2020 г.

В эксперименте В33, включающем дополнительно чувствительность к начальному состоянию океана (как и в В3), начальное распределение для океанических полей было взято из эксперимента А0 также для января 2004 г. В поле льда постепенно появляются отклонения, вызванные дополнительным изменением начального состояния океана. Начиная с летнего периода первого года расчета разница объема льда между В11 и В33 увеличивается, значительно

превышая разницу между В11 и А0 (рис.4.9). Как следует из представленных графиков на рис.4.9, в отличие от В11, в В33 сокращение различий между кривыми больше зависит от региона. В северной части Карского моря наиболее значительные отклонения проявляются с июля по декабрь в первый и второй годы расчета. Для северного района, включая море Лаптевых, наиболее значительные отклонения формируются в зимний период второго и третьего годов эксперимента. К третьему году отклонения больше, чем во втором. Для региона, включающего Восточно-Сибирское море, затухание отклонений более равномерное. Влияние океана в эксперименте В33 наиболее сильно проявляется зимой второго года эксперимента и постепенно исчезает в последующий период. Через три года различий между экспериментами в этом регионе практически нет.

Пространственное распределение полей толщины льда (рис.4.11) в эксперименте В33 показывает, что в первый год расчета отклонение толщины льда от контрольного эксперимента значительно больше, чем в В11. Следует заметить, что в отличие от В11 в последующие два года отклонения в толщине льда в В33 от распределения А0 сохраняется или нарастает вдоль материкового склона Евразии, где максимальные отклонения проявляются на третий год расчета. Наш предыдущий анализ (рис. 4.9а) показывает тот же временной интервал. В дальнейшем отклонения в толщине льда постепенно исчезают. Тем не менее, к сентябрю 2020 они сохранились в Евразийском бассейне. Это, в свою очередь, отражается на значениях поверхностной температуры. На пятый год расчета модель показывает в сентябре 2020г. отклонения поверхностной температуры от значений А0 в северной части Карского моря ($-3\text{ }^{\circ}\text{C}$) и моря Лаптевых ($-4\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Сравнение результатов численных экспериментов В11, В33 и А0 показало, что из-за большей толщины льда и более холодного океана происходит снижение скорости таяния льда на его нижней границе с морской водой. На рис. 4.9b представлена оценка разницы толщины накопленного льда из-за снижения скорости таяния на границе лед-океан для экспериментов В11 и В33 по сравнению с экспериментом А0. Из рисунка видно, что изменение состояния верхнего слоя океана вызывает соответствующие изменения состояния ледового покрова сибирских арктических морей за период от одного до трех лет. Изменение толщины ледяного покрова за счет изначально толстого льда и холодного океана (В33) достигает в среднем 40 см. Численные эксперименты показывают, что чувствительность модели к увеличению начальной толщины льда без изменения состояния океана (В11) существенно ниже в Карском море и море Лаптевых (до 5 см). В северной части Восточно-Сибирского моря чувствительность модели к изменению льда более значительна, чем для двух других районов (до 18 см); однако здесь существенный вклад вносит влияние океана.

Аналогичное исследование, основанное на изменении скорости таяния на верхней поверхности льда, показывает, что изменения толщины льда наименее выражены в Карском море. Накопление льда за счет уменьшения скорости таяния на третий год учета в Карском море не превышает 2 см, в море Лаптевых около 10 см, в Восточно-Сибирском море — около 15 см. Различия между экспериментами В11 и В33 менее выражены количественно, и по полученному распределению нельзя сделать вывод о преобладающем вкладе одного из процессов.

4.2.3. Выводы к серии экспериментов по чувствительности ледовых полей к начальному состоянию океана и льда

Из проведенных экспериментов следует, что в масштабе одного года состояние морского льда, образовавшегося в зимний период, является одним из определяющих факторов, наряду с тепловым и динамическим воздействием атмосферы. Чувствительность модели к изменению состояния океанических полей в масштабе одного года менее значительна. Однако, сочетание обоих факторов значительно повышает чувствительность модели. Модель показывает, что при увеличении продолжительности эксперимента до пяти лет отклонения в поле льда из-за различий в его начальном состоянии затухают в первые три года. Отклонения в поле льда, вызванное различиями начальных океанических полей, наоборот, увеличиваются в течение 2-3 лет, а затем постепенно снижаются до уровня 15-20% по отношению к среднегодовому распределению. Численная модель показывает, что чувствительность модельных полей температуры поверхности при изменении начального состояния океана и морского льда сохраняется в течение пяти лет. Уменьшение таяния льда на его границе с океаном летом из-за более холодного состояния океана способствует сохранению ледяного покрова. Наличие льда летом предотвращает поглощение атмосферного тепла и образование областей аномально теплых поверхностных вод даже при экстремально теплом состоянии атмосферы региона. Таким образом, численные эксперименты показывают, что современное состояние океана и морского льда является существенными предпосылками для формирования обширных акваторий свободных ото льда, в которых наблюдается аномально высокая для арктических вод температура воды.

4.3. Исследование влияния вод Берингова пролива на состояние ледового покрова и теплосодержания вод в Чукотском море и море Бофорта

В работах [Woodgate, 2017, Woodgate et al., 2021] на основе анализа данных наблюдений показано, что в последние два десятилетия увеличилось поступление в СЛО теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив, Объем поступающей в Арктику тихоокеанской воды через Берингов пролив составляет 0,8-1,2 Св с теплосодержанием 12 ТВт [Woodgate, 2017] и в последние десятилетия расход увеличивается на 0,01 Св/год с 1990 по 2019 год, что оказало влияние на термохалинную структуру морей Чукотского и, частично, Бофорта, и способствовало интенсификации таяния морского льда. В работе [Timmermans, 2018] показано, что в одной из основных структур Арктического бассейна, круговороте Бофорта, за последние три десятилетия (1987-2017 гг.) произошло увеличение теплосодержания (относительно температуры замерзания) галоклина почти в два раза. Это потепление авторы работы связывают с аномальным солнечным прогревом поверхностных вод на севере Чукотского моря, где поглощение солнечного тепла в летний период увеличилось в пять раз главным образом за счет исчезновения ледового покрова. Оценки солнечного тепла, накопленного поверхностными водами, и скоростей погружения этих вод соответствуют наблюдаемому потеплению галоклина. Авторы работы ставят вопрос, будет ли возможный дальнейший рост поглощения тепла на шельфе Чукотского моря влиять на увеличение теплосодержания и скорость роста и таяния льда в море Бофорта. В настоящей работе исследуется чувствительность моделируемых характеристик трехмерной численной модели океана и морского льда к повышению температуры и интенсивности поступления тихоокеанских вод. Моделируется процесс погружения тепла, формирующегося в придонных слоях на шельфе Чукотского моря, вдоль материкового склона. Анализируется временная изменчивость объема льда и теплосодержания моря Бофорта и Чукотского моря как реакция на изменение характеристик тихоокеанских вод в Беринговом проливе.

4.3.1. Постановка численных экспериментов. Граничные условия в Беринговом проливе

Постановка численного эксперимента включала атмосферное воздействие основано на данных реанализа NCEP/NCAR [Kalnay, 1996], включающих приземную температуру, влажность, давление на уровне моря, интенсивность осадков, потоки нисходящей длинноволновой и коротковолновой радиации, а также скорость ветра в приземном слое. В

качестве начального распределения для океанических и ледовых полей использовались результаты для 2000 г из предыдущих расчетов, проведенных с 1948 г. [Голубева и др., 2015].

В настоящей работе оценка вклада обозначенных изменений в поступлении тепла через Берингов пролив в изменение состояния вод и морского льда Чукотского моря и моря Бофорта опирается на численные эксперименты, проведенные для временного периода 2000-2019 гг. с использованием трех видов граничных значений. На рисунке (рис. 4.12) представлены используемые значения придонной и поверхностной температуры и расхода вод в Беринговом проливе. Проведенные численные эксперименты представлены в Таблице 3.

В первом эксперименте, далее BS-20 (Bering Strait, 20 century), для всего периода моделирования 2000-2019 гг. в качестве граничных условий на Беринговом проливе используются климатические данные, рекомендованные в работе [Woodgate, 2005] для использования в региональных моделях Северного Ледовитого океана. Среднемесячные значения расхода, придонной температуры и солености вод, осредненные по временному периоду 1990-2004 гг., получены на основе обработки измерений на глубине 45 м примерно в 35 км к северу от Берингова пролива. Данные [Woodgate, 2005] доступны по адресу [psc.apl.washington.edu/BeringStrait.html]. В работе [Woodgate, 2005] отмечается, что результаты измерения в поверхностном слое имеются в небольшом количестве, имеющиеся данные говорят о том, что в зимний период поток является однородным. В летний период предполагалось, что в поверхностном слое температура выше придонной на 1-2⁰С. В численном эксперименте поступающий поток являлся однородным. На графике (рис. 4.12) значения температуры и расхода вод из этого массива представлены черной линией.

В работе [Woodgate, 2017], в связи с изменившимися характеристиками вод, поступающих через Берингов пролив, было рекомендовано использовать новые граничные условия в численных экспериментах, моделирующих период 2004-2015 гг. Расход течения в новых данных выше на 0,23 Св, среднегодовая температура выше на 0,35⁰С, максимальное отклонение в новых данных достигает 5⁰С. Этот массив был использован во втором эксперименте, далее BS-21 (Bering Strait, 21 century) в качестве граничных условий для периода моделирования 2004-2019 гг. Для периода 2000-2003 гг. эксперимент BS-21 идентичен эксперименту BS-20. На графике (рис.4.12) данные по придонной и поверхностной температуре и расходу течения из этого массива представлены синей линией.

Рекомендованные значения океанических характеристик на Беринговом проливе [Woodgate, 2005, 2017] является осреднением данных измерений за продолжительный временной период и не отражает короткопериодные колебания в состоянии поступающих тихоокеанских вод. Анализируя ежедневные данные наблюдений [Reynolds, 2007: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html>] в Беринговом проливе, мы

подготовили среднемесячные значения поверхностной температуры, в которых нашли отражение процессы аномального потепления вод северных районов Тихого океана в 2016-2019, известные как морские волны тепла [Carvalho, 2021]. Эти данные поверхностной температуры, наряду с новыми данными измерений придонной температуры и расхода в Беринговом проливе [Woodgate, Peralta-Ferriz, 2021] были использованы в виде граничных условий для третьего численного эксперимента BS-obs. На графике (рис. 4.12) эти данные представлены линиями красных и желтых оттенков. В основном эти данные превышают климатические значения, используемые в BS-20 и BS-21.

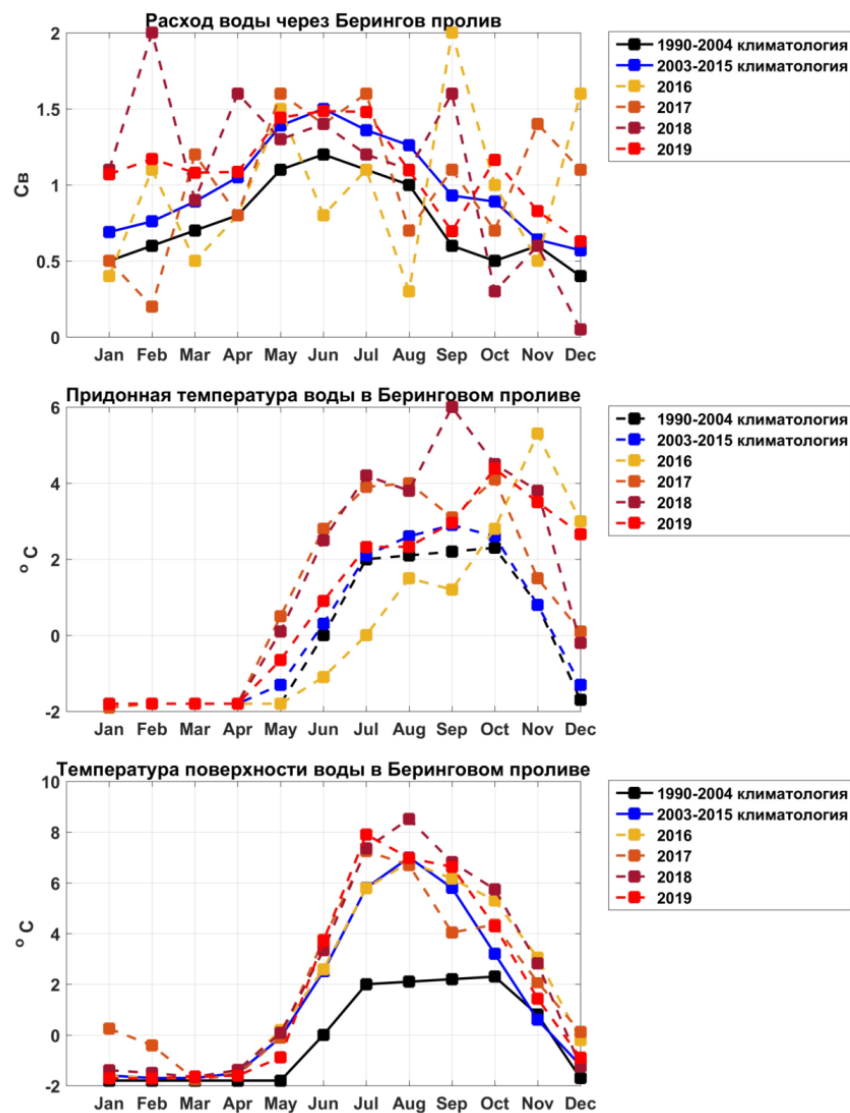


Рис.4.12. Данные, используемые для восстановления расхода, придонной температуры и поверхностной температуры в Беринговом проливе при численном моделировании. График составлен на основе данных, опубликованных в работах [Woodgate, 2005, Woodgate, 2017, Woodgate, 2021, Reynolds, 2007]

Код эксперимента	Граничные условия в Беринговом проливе	Начальные условия	Период моделирования
BS-20	1990-2003 Bering Strait climatology [20]	Расчетные океанические и ледовые поля для 2000г.	2000-2019 гг.
BS-21	2004-2015 Bering Strait climatology [8]	Расчетные океанические и ледовые поля для 2000г.	2000-2019 гг.
BS-obs	Данные измерений 2016-2019 [9,21]	Расчетные океанические и ледовые поля BS-21 для 2016г.	2016-2019 гг.

Таблица 3. Информация о численных экспериментах.

4.3.2. Результаты численного моделирования

В настоящем исследовании акцент делается на анализе чувствительности численной модели к увеличению потока и температуры тихоокеанских вод, поступающих на шельф Чукотского моря. Два численных эксперимента BS-20 и BS-21, отличающихся среднемесячными значениями характеристик тихоокеанских вод, проводились на одинаковом временном периоде. Поле течений верхнего слоя океана, полученное в результате этих численных экспериментов, (рис. 4.13), показывает перенос вод от Берингова пролива на шельф Чукотского моря. Распространяясь далее в глубоководную часть океана, они включаются в систему циркуляции вод преимущественно антициклонического типа, характерного для настоящего периода с начала 2000-х годов.

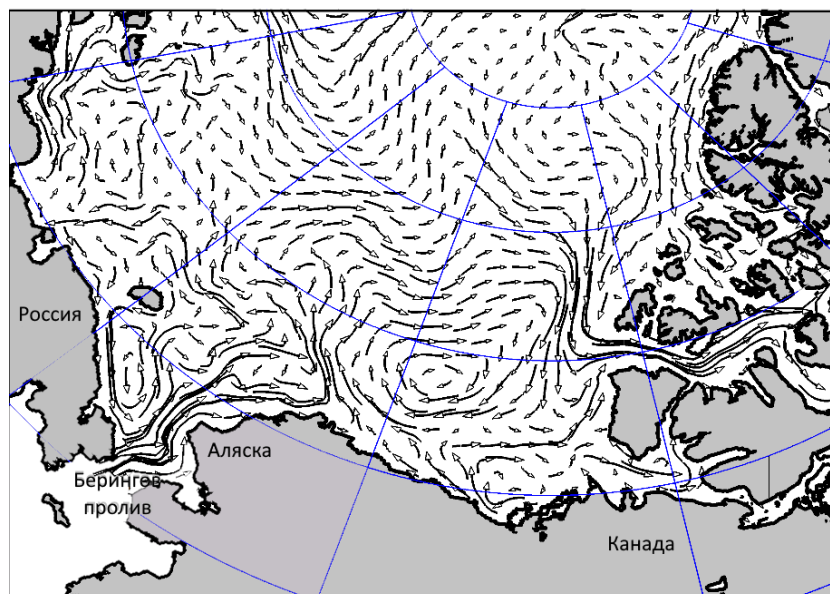


Рис.4.13. Поле течений в летний период в поверхностном 10-метровом слое, полученное в результате численных экспериментов.

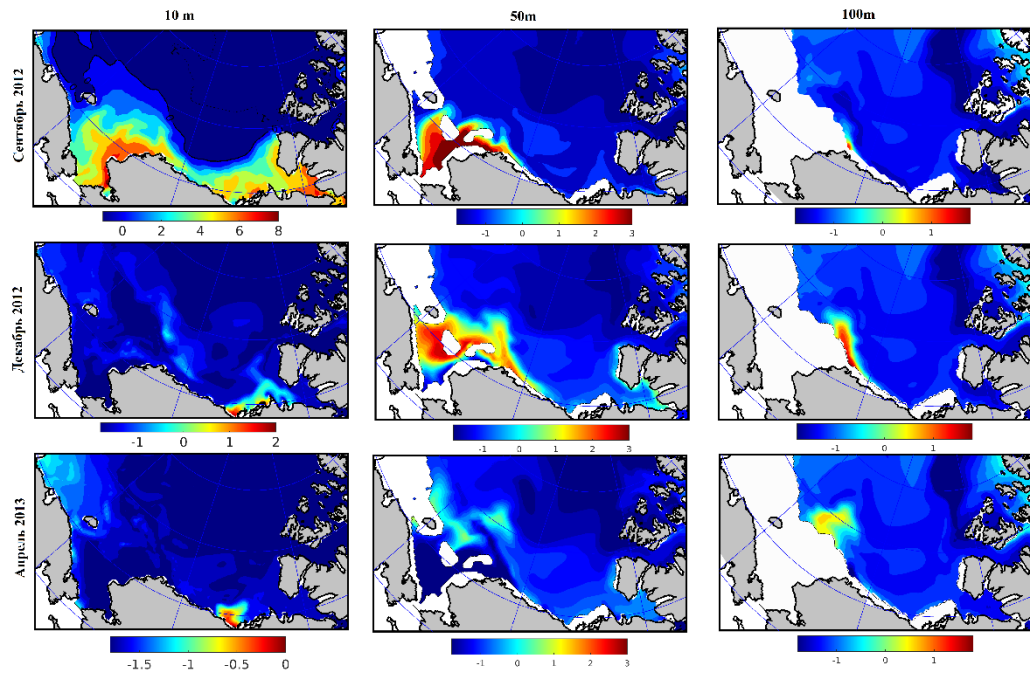


Рис.4.14. Распределение модельных полей температуры в Чукотском море и море Бофорта для сентября, декабря 2012 и апреля 2013 г. на глубинах 10 м, 50 м и 100 м. Результат расчета эксперимента BS-21.

Среднемесячные значения расчетных полей позволяют выявить сезонную и межгодовую изменчивость вод региона. На рис. 4.14 показаны среднемесячные поля температуры на выбранных горизонтах 10 м, 50 м и 100 м в отдельные периоды 2012-2013 гг. На основе представленного распределения можно проследить перенос теплых вод, сформировавшихся на шельфе Чукотского моря в летний период, в глубоководные районы, в частности, в море Бофорта.

Верхняя панель рисунка показывает среднемесячные поля температуры, полученные для сентября 2012 г. Прогретые за летний период воды сосредоточены в верхнем 50-метровом слое на шельфе Чукотского моря, максимальные значения сосредоточены в поверхностном слое и области прохождения Аляскинского течения. Осенне-зимнее охлаждение поверхностного слоя (рисунок для декабря 2012, 10 м) сопровождается интенсивным перемешиванием и переносом тепла в придонный слой шельфовой зоны. В распределении температуры на глубине 50 м и 100 м для декабря 2012 видно расширение области, занятой положительными значениями, и распространение тепла вдоль материкового склона. Дальнейшее распространение теплого сигнала на глубинах 100-150 м обусловлено циркуляцией вод. На распределении на 100 м для апреля 2013 г на рис. 4.14 видна тенденция к переносу в море Бофорта. Ситуация 2012-2013 гг., показанная на рис.4.13, не является единичным случаем. Спуск теплых вод вдоль материкового склона показан также на вертикальном сечении (рис. 4.15).

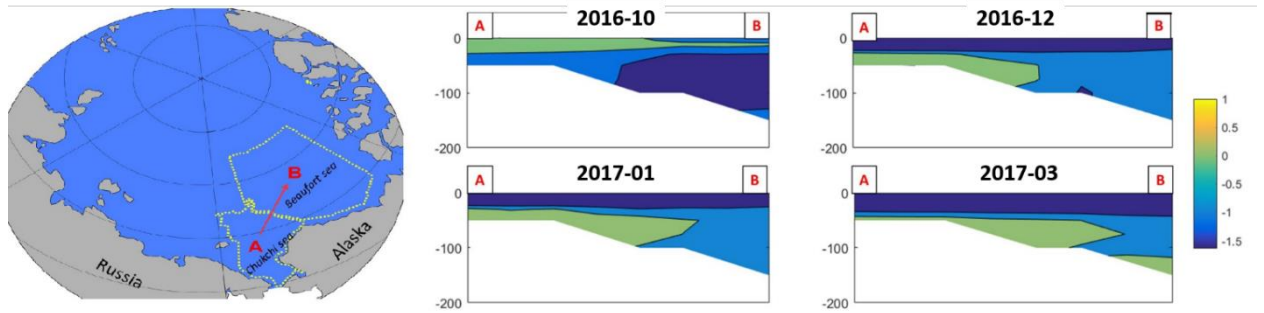


Рис. 4.15. Расположение вертикального сечения АВ. Температура на вертикальном сечении АВ. Погружение теплых вод по материковому склону с октября 2016 по март 2017 г.

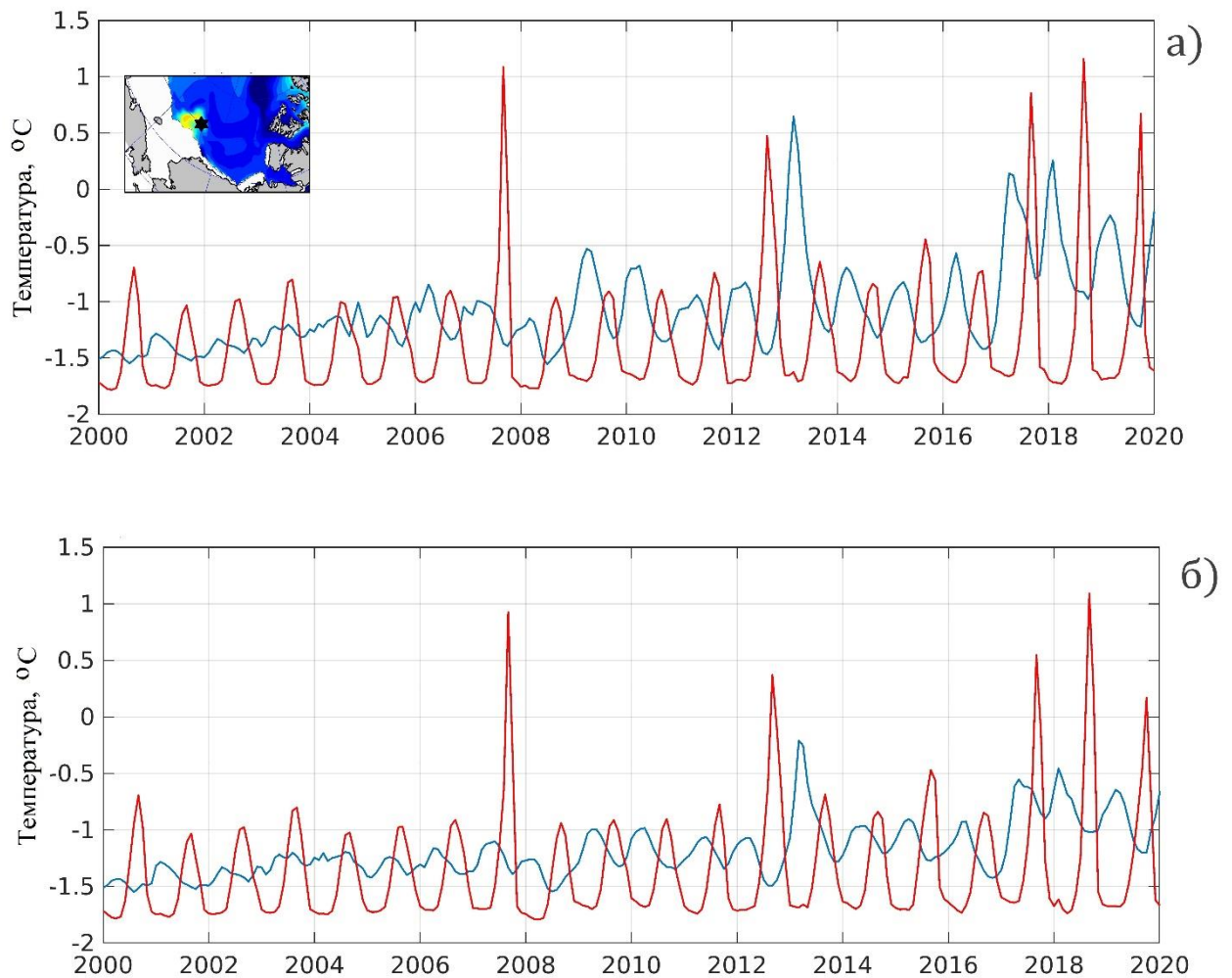


Рис.4.16. Изменение температуры на поверхности (красная линия) и на глубине 100 м (синяя линия) в точке, обозначенной черной звездочкой на вставке: а) в эксперименте BS-21, б) в эксперименте BS-20.

На рис. 4.16а представлены графики сезонной изменчивости температуры в поверхностном и придонном слое в одной из точек области, в которой происходит перенос тепла из шельфовых районов в глубоководную часть. На графиках выделяются максимальные значения

в поверхностном слое летом 2007 г. и 2012г., что соответствует зарегистрированным на основе данных наблюдений минимальным значениям площади ледового покрова СЛО. Изменение температуры в придонном слое подтверждает сделанное выше заключение о переносе тепла в осенне-зимний период из прилежащих регионов. В последние годы расчета представленное распределение показывает увеличение амплитуды сезонных колебаний температуры поверхностного слоя и значительное повышение температуры на глубине 100 м.

Для анализа вклада тихоокеанских вод в повышение температуры в промежуточном слое глубоководной части Чукотского моря и моря Бофорта мы провели сравнение результатов BS-21 с результатами численного эксперимента BS-20, где в Беринговом проливе использовались значения из ранее рекомендованной климатологии, приемлемой до 2003 г. [Woodgate, 2005]. Сезонный ход и межгодовая изменчивость температуры в выделенной ранее точке представлена на рис.4.16б. Сравнение графиков для двух экспериментов показывает, что в эксперименте BS-21 с учетом новой климатологии значения температуры больше, чем в эксперименте BS-20. Более того, по сравнению с изменениями, произошедшими в поверхностном слое, изменение температуры в выделенной точке на глубине 100 м более чувствительно к изменению гидрологических характеристик в Беринговом проливе.

Оценка изменения теплосодержания вод на единицу площади в морях Бофорта и Чукотском за моделируемый период проводилась на основе вертикального интегрирования по глубине в верхнем 150-метровом слое отклонения потенциальной температуры от температуры замерзания

$$Q = \int_0^{\min(h(x,y),150)} \rho c_p (T - T_{ref}) dz \quad (4.1)$$

Здесь $c_p = 3996$ Дж/(кг*К) – удельная теплоемкость морской воды, $\rho = 1025$ кг/м³ – средняя плотность морской воды, $T_{ref} = -1.8^\circ\text{C}$ температура замерзания, определяемая с учетом солености морской воды.

На рис. 4.17 представлен график изменения теплосодержания для экспериментов BS-20 и BS-21, показывающий, что в дополнение к поступлению тепла в океан за счет летнего нагрева и сокращения толщины и площади морского льда, влияние более интенсивного поступления тихоокеанских вод приводит к повышению теплосодержания в Чукотском море и море Бофорта.

Разница в теплосодержании увеличивается с течением времени, в 2004 году составляет 10^7 Дж/км² и к 2019 году достигает значения 10^8 Дж/км². В Чукотском море сезонные колебания теплосодержания выражены сильнее и проявляются уже в первые годы расчета. По результатам эксперимента BS-21 в летний период получено увеличение теплосодержания на 10^8 Дж/км² в Чукотском море по сравнению с экспериментом BS-20. Близкое расположение к Берингову проливу способствует раннему таянию льда, более позднему замерзанию, в результате чего

количество безледных дней увеличивается и происходит поглощение солнечной радиации, что в свою очередь еще больше увеличивает теплосодержание в летний период. В зимний период теплосодержание резко падает, отсутствует тренд в накоплении тепла, характерный для моря Бофорта.

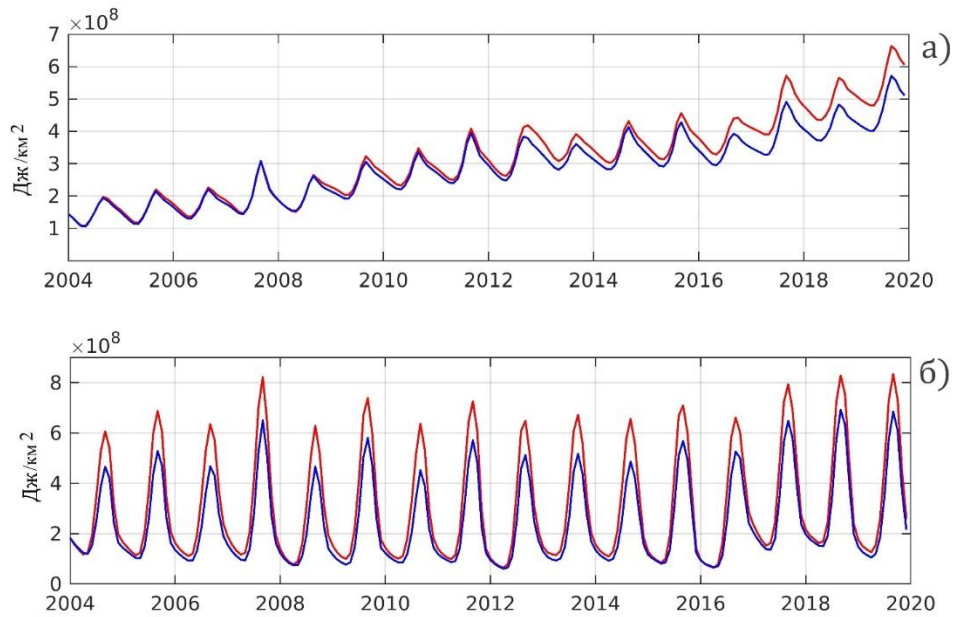


Рис.4.17. Изменение среднего теплосодержания ($\text{Дж}/\text{км}^2$) в верхнем 150м слое в море Бофорта(а) и Чукотском море(б) по результатам экспериментов BS-20, BS-21. Красная линия соответствует результатам эксперимента BS-21, синяя линия - BS-20.

4.3.3. Анализ потока тепла, поступающего в Берингов пролив для граничных данных в численных экспериментах

Значения температуры и расхода вод, используемые в численных экспериментах, позволяют определить поступающий через Берингов пролив поток тепла F_B

$$F_B = \rho \cdot C_p \cdot v_T \cdot (T - T_{ref}). \quad (4.2)$$

В дополнение к обозначениям для формулы (4.1) здесь используется обозначение v_T [куб. м/с] расхода воды через пролив. На рис. 4.18 представлены графики изменчивости по времени ежемесячных значений потока тепла в период с 2016 по 2019 гг. для трех экспериментов. Осреднение по времени за 4 года показало, что в данных, используемых для эксперимента BS-21, поток тепла поступает в среднем больше на $1.7 \cdot 10^{20}$ Дж/год, чем в эксперименте BS-20 (рис. 4.18).

Аналогичный расчет показывает, что для эксперимента BS-obs, в среднем, увеличение потока тепла через Берингов пролив составит $1.257 \cdot 10^{20}$ Дж/год по сравнению с BS-21 (рис.4.18). Для оценки возможного влияния поступившего за год тепла на ледовый покров рассмотрим соотношение

$$Q = \rho_{ice} \cdot S \cdot h \cdot c \quad (4.3)$$

где $Q=1.25 \cdot 10^{20}$ Дж, $\rho_{ice} = 918$ кг/м³ – плотность морского льда, $c=332$ кДж/кг - удельная теплота плавления льда, S – площадь ледового покрытия, h - толщина льда. Предполагая толщину льда равной одному метру, мы получим площадь ледового покрова $S=4.1 \cdot 10^5$ км². Для сравнения в 1996 году ледовое покрытие в Арктике составляло $\sim 8 \times 10^6$ км² а в аномально теплый 2012 год, $\sim 3 \times 10^6$ км² [<https://nsidc.org>]. Следовательно, дополнительное тепло, поступившее в СЛО через Берингов пролив в период 2016-2019гг., потенциально способно растопить ледовый покров толщиной один метр, соизмеримый с одной седьмой частью его площади в СЛО в границах 2012 года.

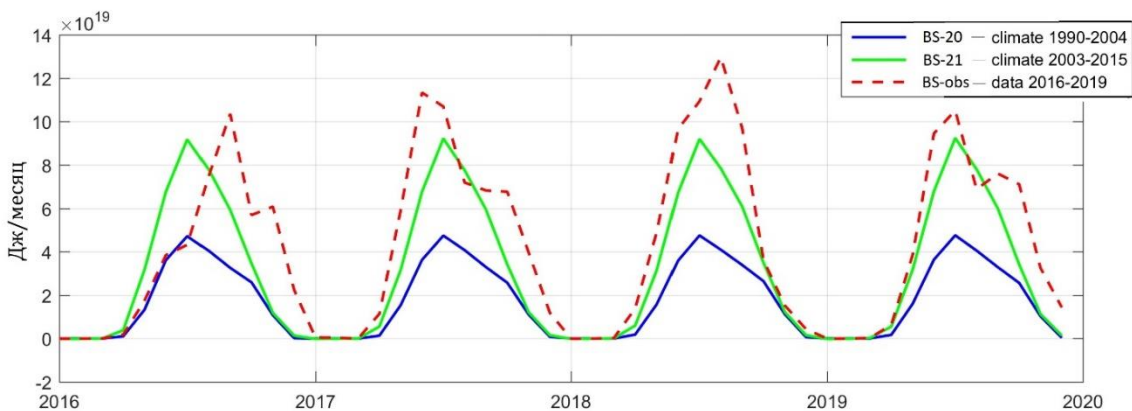


Рис. 4.18. Изменение по времени потока тепла, поступающего через Берингов пролив, в экспериментах BS-20, BS-21, BS-obs.

4.3.4. Влияние изменений в Беринговом проливе на ледовый покров.

Сравнение результатов экспериментов BS-20 и BS-21

Изменение теплосодержания вод не могло не отразиться на состоянии ледового покрова рассматриваемого региона. Результаты численного моделирования отражают тенденцию к снижению среднегодового объема морского льда для моря Бофорта и для Чукотского моря на протяжении всего периода 2004-2019 в результатах обоих экспериментов BS-20 и BS-21 (рис. 4.19). Небольшое сокращение объема льда получено в BS-21 по сравнению с BS-20. Относительная разница в значениях объема льда для BS-21 к BS-20 составляет для моря Бофорта до 4%. В Чукотском море различия более заметны, и эта величина и достигает 12% для 2017 года. Различия в положении кромки льда, определяемой по 25% концентрации льда для BS-20 и BS-21 показаны на рис. 4.10 за несколько месяцев 2019 года. Представленные поля показывают,

меньшую площадь ледового покрова для BS-21. Основные изменения происходят в Чукотском море и в той части моря Бофорта которая примыкает к Чукотскому морю. Воды Берингова пролива именно здесь имеют большее влияние на ледовый покров. Следует заметить, что несмотря на полученный отклик в состоянии ледового покрова в эксперименте BS-21, в результатах модельных полей не получилось запаздывание в формировании ледового покрова в Беринговом проливе и прилегающей акватории Чукотского моря, известное из данных наблюдений [<https://nsidc.org>].

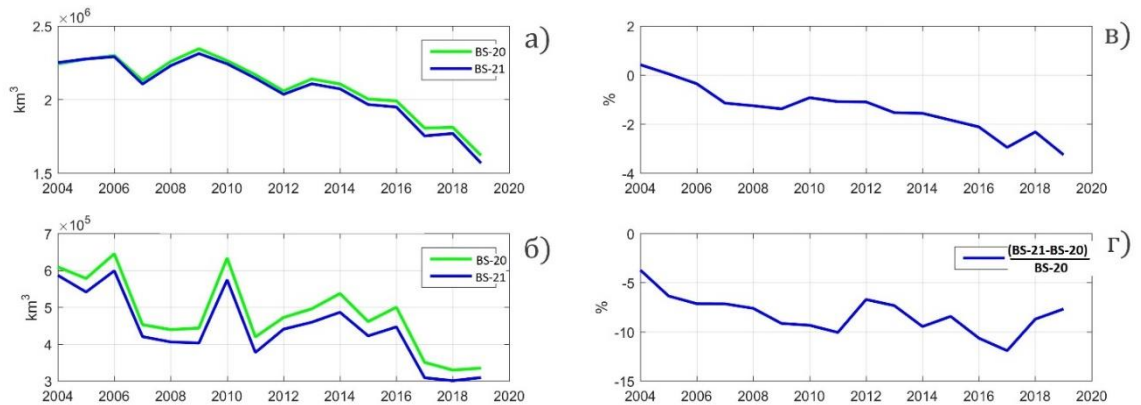


Рис.4.19. Среднегодовой объем льда для результатов экспериментов BS-20, BS-21: а) в море Бофорта, б) в Чукотском море; относительное отклонение объема льда для BS-21 от BS-20 ($\frac{V_{BS-21}-V_{BS-20}}{V_{BS-20}}$): в) в море Бофорта г) в Чукотском море.

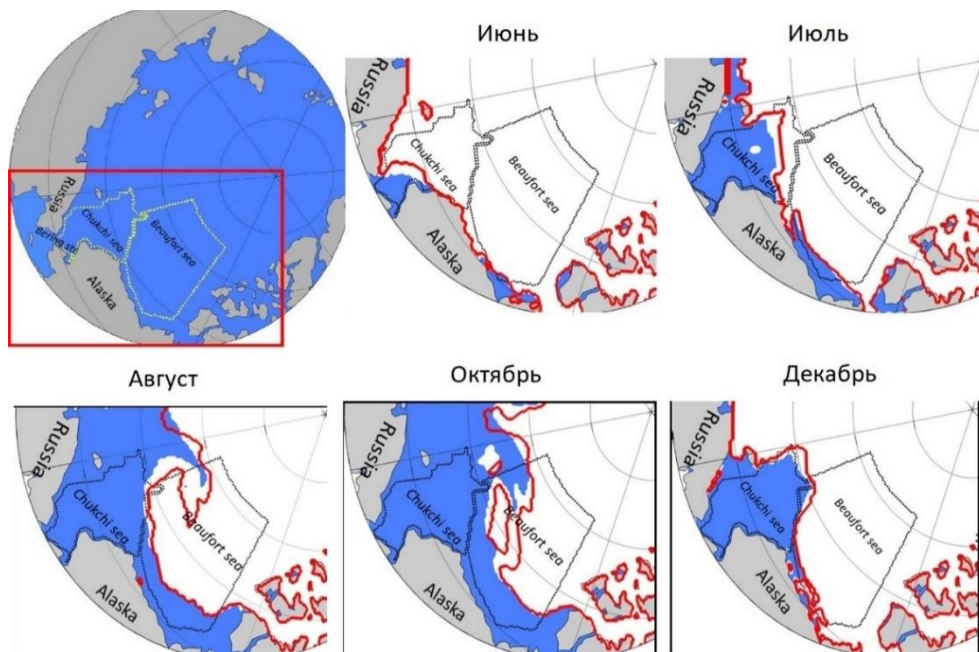


Рис.4.20. Распределение ледового покрова для нескольких месяцев 2019 г. для экспериментов BS-20, BS-21. Белым цветом показано распределение ледового покрова для результатов экспериментов BS-20. Красная линия показывает границу ледового покрова для результатов эксперимента BS-21.

4.3.5. Потепление 2016-2019. Эксперимент BS-obs

Предыдущие эксперименты использовали среднемесячные климатические значения океанических характеристик на Беринговом проливе. Выше было получено, что дополнительный поток тепла, рассчитанный на основе разности климатических условий и среднемесячных значений 2016-2019 гг., способен растопить довольно значительный объем льда. Очевидно, что не все поступившее тепло будет реализовано на таяние льда. Целью численного эксперимента Bs-obs было исследование чувствительности модельных полей к поступлению через Берингов пролив в течение нескольких лет аномально теплых вод, учитываемых в модели в виде значений океанологических характеристик, полученных на основе данных наблюдений [Reynolds, 2007, Woodgate, Peralta-Ferriz, 2021].

В данных измерений 2016-2019 гг. температура поступающих вод в основном выше, чем в климатических данных, используемых в BS-20 и BS-21. Исключение составляет 2016 год, в большей части которого температура в Беринговом проливе была ниже новых климатических значений, и только к ноябрю-декабрю стала превышать их, составило 4-5^oC. В течение 2017-2019 гг. тенденция к превышению климатических значений температуры сохранилась. Сравнение результатов численных экспериментов BS-21 и BS-obs для Чукотского моря показало, что изменение в среднегодовом объеме льда для BS-obs и BS-21 менее кардинальные, чем при сравнении BS-21 с BS-20, и не превышают 5%. В отдельные периоды разница возрастает, так в декабре 2016 разница составляет 10%, в декабре 2017- 20%, в декабре 2018 – 10%, в декабре 2019 – 12%. Разница в теплосодержании морей по результатам эксперимента BS-obs составляет около 1% по сравнению с экспериментом BS-21.

Сравнение пространственного распределения полученных полей концентрации льда, представленное на рис. 4.21, показывает, что в декабре 2017 в эксперименте BS-obs область Берингова пролива и примыкающая мелководная часть Чукотского моря оставалась свободной ото льда. Это отличает полученное распределение от эксперимента BS-21 и больше соответствует данным наблюдений [<https://nsidc.org>].

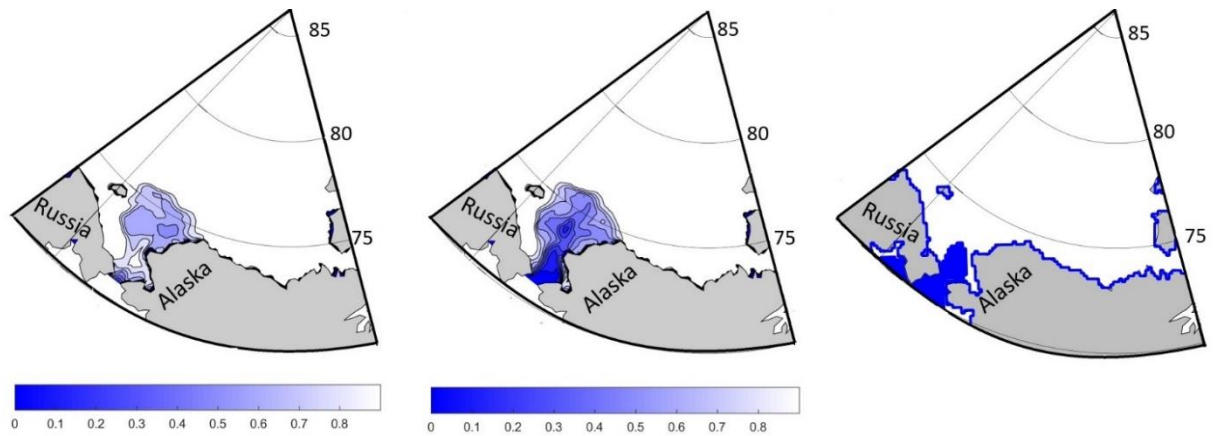


Рис. 4.21. Концентрация ледового покрова для декабря 2017 г. полученная по результатам экспериментов BS-21 (слева), BS-obs (центр). Линия границы льда для декабря 2017 г., построенная по данным спутниковых наблюдений NSIDC [<https://nsidc.org>] (справа).

4.3.6. Выводы исследования о влиянии вод Берингова пролива на состояние льда и вод Чукотского моря и моря Бофорта

На основе численного моделирования с использованием численной модели SibCIOM было исследовано влияние изменчивости расхода и температуры поступающих тихоокеанских вод на шельфе Чукотского моря и в море Бофорта. Исследовалось влияние на теплосодержание морской воды, объем и распределение ледового покрова. В результате работы показано, что тихоокеанские воды, поступающие в Арктику через Берингов пролив, и в 2003-2015 увеличившие свою температуру и расход по сравнению с периодом 1990-2004, способствуют увеличению теплосодержания воды, а также сокращению площади льда в море Бофорта и Чукотском море. Основные изменения в концентрации льда происходят в Чукотском море и в той части моря Бофорта которая примыкает к Чукотскому морю. Воды Берингова пролива именно здесь имеют большее влияние на ледовый покров.

Короткопериодная изменчивость в летний период в 2016-2019 в северной части Тихого океана, известная как волны тепла, привела к образованию дополнительного потока тепла, поступающего в Северный Ледовитый океан. Показано, что размер дополнительного потока тепла составляет $1.25 \cdot 10^{20}$ Дж в год. Такой поток тепла способен растопить ледовый покров, соизмеримый с одной седьмой частью его площади в СЛО толщиной один метр в границах 2012 года. Численные эксперименты показали, что поступление дополнительного потока тепла привело к более позднему образованию льда в декабре и снизило декабрьский объем ледового покрова в Чукотском море.

4.4. Выводы Главы 4

Проведена серия численных экспериментов по исследованию отклика численной модели SibCIOM на изменение атмосферного воздействия, начального состояния океана и морского льда, характеристик поступающих в СЛО океанических вод.

1. Проведено исследование чувствительности численной модели к вариациям внешнего воздействия. Показано, что вариации в состоянии атмосферы в Норвежском и Гренландском морях, влияя на интенсивность обмена вод, приводят к изменению объема льда в западной части Евразийского бассейна и Баренцевом море.

2. На основе экспериментов по исследованию чувствительности моделируемого летнего состояния океана и морского льда к начальному состоянию океана и морского льда на однолетнем и пятилетнем временных интервалах показано, что современное состояние океана и морского льда является существенными предпосылками для формирования в летний период обширных акваторий СЛО, свободных ото льда, в которых наблюдается аномально высокая для арктических вод температура воды.

3. Проведено исследование чувствительности состояния океана и ледового покрова западного сектора СЛО (Чукотского моря и моря Бофорта) к изменению гидрологических характеристик тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив. Показано, что повышение расхода и температуры вод в Беринговом проливе, начавшееся после 2004 г., привело к дополнительному повышению теплосодержания вод Чукотского моря и моря Бофорта и задержке сроков формирования льда в Чукотском море.

Заключение

1. Усовершенствована региональная численная модель Северной Атлантики и Арктики на основе модификации блока расчета нелинейных уравнений движения, включения современных параметризаций процессов подсеточного масштаба, неразрешенных в численной модели: реализации изопикнической диффузии и вихревого переноса, адаптации пакета GOTM (general ocean turbulent models) моделей вертикального турбулентного и конвективного перемешивания.
2. С помощью модифицированной численной модели проведено исследование климатической изменчивости СЛО с 1948 по 2020 гг., показывающее катастрофическое сокращение ледового покрова СЛО в последнее десятилетие 21 столетия.
3. Проведена оценка роли атлантических вод в изменчивости состояния ледового покрова в Арктике. По результатам численного моделирования получено, что влияние со стороны океана на ледовый покров наиболее высоко в регионах, относящихся к начальной траектории распространения атлантических вод в Арктике.
4. Проведен сравнительный анализ климатических характеристик на основе версий численной модели с различными моделями параметризации турбулентного перемешивания. Показано, что среди тестируемых параметризаций отсутствует универсальная, использование которой в модели SibCIOM дает наилучшее соответствие данным наблюдений. Базовая параметризация, основанная на интегральном числе Ричардсона, используемая в модели, наиболее близка к параметризациям ТКЕ при оценке площади льда, в то же время она дает лучшее соответствие при оценке содержания пресной воды в море Бофорта. Широко используемая в численных моделях схема КРР давала результаты, наиболее близко отражавшие состояние ледяного покрова СЛО до 2002 г., однако в последующий период значения площади ледяного покрова оказались существенно заниженными.
5. Проведено исследование, демонстрирующее необходимость учета проникающей солнечной коротковолновой радиации в океане, покрытом льдом. Способ поглощения коротковолновой солнечной радиации существенно важен при моделировании для воспроизведения подповерхностного температурного максимума температуры (ПТМ), существование которого вносит изменения в поток тепла, поступающий от океанических вод к морскому льду в период формирования льда.

6. Проведено исследование по чувствительности численной модели к вариациям внешнего атмосферного воздействия. Проанализированы последствия дополнительного усиления циклонической и антициклонической ветровой циркуляции над Норвежским и Гренландским морями. Результаты численного моделирования, показали, что усиление ветровой активности в преарктическом регионе приводят к вариациям в интенсивности переноса тепла в Баренцево море и через пролив Фрама, что в конечном итоге отражается на состоянии ледового покрова Евразийского бассейна СЛО.
7. Исследована чувствительность состояния океана и ледового покрова западного сектора СЛО (Чукотского моря и моря Бофорта) к изменению гидрологических характеристик тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив. Анализ результатов численных экспериментов с использованием трех типов граничных значений : климатических данных температуры, солености и расхода течения для 1990-2003 гг. и 2004-2015 гг., и данных измерений 2016-2019 гг., показал, что повышение расхода и температуры вод в Беринговом проливе, начавшееся после 2004 г, привело к дополнительному повышению теплосодержания верхнего слоя морей и задержке сроков формирования льда в Чукотском море.
8. На основе экспериментов по исследованию чувствительности моделируемого летнего состояния океана и морского льда к начальному состоянию океана и морского льда на однолетнем и пятилетнем временных интервалах показано, что современное состояние океана и морского льда является существенными предпосылками для формирования в летний период обширных акваторий СЛО, свободных ото льда, в которых наблюдается аномально высокая для арктических вод температура воды.

Список литературы

1. Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.В. Тепловая экспансия атлантических вод в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 7. – С. 69-78.
2. А. Гилл. Динамика атмосферы и океана. В 2-х томах. Перевод с английского В. Э. Рябинина, А. Н. Филатова. под редакцией Г. П. Курбаткина. Москва «Мир» 1986. Том 1— 396 с.
3. Голубева Е.Н., Иванов Ю.А., Кузин В.И., Платов Г.А. Численное моделирование циркуляции Мирового океана с учетом верхнего квазиоднородного слоя. // Океанология. – 1992. – Т. 32, вып.3. – С. 5-405.
4. Голубева Е.Н. Численное моделирование динамики Атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST. // Вычислительные технологии. – 2008. – Т.13, № 5. – С.11-24.
5. Голубева Е. Н., Платов Г. А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948 – 2007 гг. // Известия РАН, серия ФАО. – 2009. – Т.45. №1. – С.145 -160. 10.1134/S0001433809010095.
6. Голубева Е.Н. Моделирование циркуляции океана и его отклика на вариации атмосферной динамики // Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Новосибирск. - 2010.
7. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якшина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана. // Лёд и Снег. – 2015. – № 2 (130). – С. 81-92.
8. Иванов Ю.А. Крупномасштабная и синоптическая изменчивость полей в океане. – М.: Наука, 1981.

9. Иванов Владимир Владимирович. Структурообразующие гидрофизические процессы в приатлантической Арктике: диссертация ... доктора физико-математических наук: 25.00.28 / Иванов Владимир Владимирович; [Место защиты: Институт океанологии РАН]. – Москва, 2012. – 243 с.: ил.
10. Иванов В.В., В. А. Алексеев, Т. А. Алексеева, Н. В. Колдунов, И. А. Репина, А. В. Смирнов. Арктический ледяной покров становится сезонным? ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА. – 2013. – № 4. – С. 50-65.
11. Иванов В. В., Репина И. А. Влияние сезонной изменчивости температуры атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54, № 1. – С. 73-82.
12. Карлин Л.Н., Е.Ю. Ключиков, В.П. Кутько, В.Н. Стасенко. Изменчивость термохалинной структуры верхних слоев океана – Л. – 1984. – 186 с.
13. Кузин В.И. Метод конечных элементов в моделировании океанических процессов. ВЦ СО АН СССР. Новосибирск: 1985. – 190 с.
14. Кузин В.И., Голубева Е.Н. Численное моделирование температуры и течений в Мировом океане с использованием метода конечных элементов. // Численное моделирование климата Мирового океана. – М. – 1986. – С.137-150.
15. Кузин В.И., Голубева Е.Н. Расчет функции тока в Мировом океане на неравномерной сетке. – Численное моделирование динамики океана и внутренних водоемов. – Новосибирск. – 1984. – С.58-72.
16. Марчук Г.И. Методы расщепления. - М.: Наука. - 1988. - 263 с.
17. Монин, А.С., Обухов, А. (1954). «Основные законы турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы». Тр. Акад. Наук СССР, Геофиз. Inst. —1954. — 24: С.163–187.
18. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1980, 270 с.
19. Океанографическая энциклопедия. – Л.: Гидрометеиздат, 1974.

20. Тимофеев В.Т. Атлантические воды в Арктическом бассейне. // Проблемы Арктики, сб. статей, 1957. — вып. 2, Л., Морской транспорт. — С. 41–52.
21. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. — Л.: Гидрометеиздат. — 1960, 191с.
22. Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Циркуляция вод Арктического бассейна. — Л.: Гидрометеиздат, 1972, 158 с.
23. Федорова З.П., Янкина З.Т. Поступление тихоокеанской воды через Берингов пролив в Чукотское море. // Океанология, т. 3, вып. 5, 1963. 57с.
24. Якшина Д.Ф., Голубева Е.Н. Изучение влияния ветровой циркуляции над Норвежским и Гренландским морями на морской лед в Арктике // Интерэкспо Гео-Сибирь. — 2017. — Т. 4. № 1. — С. 151-155.
25. Aagaard Knut, Coachman L.K., Carmack Eddy. On the halocline of the Artic Ocean. Deep Sea Research Part A. // Oceanographic Research Papers. — 1981. — 28. — P. 529-545. 10.1016/0198-0149(81)90115-1.
26. Aagaard, K., and E. C. Carmack, The role of sea ice and fresh water in the Arctic circulation. // J. Geophys. Res. — 1989. — 94. — P.14.485—14.498
27. Aagaard, K. A synthesis of the Arctic Ocean circulation. Rapp. P. V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer. 1989. — 188. — P.11-22.
28. Adcroft, A., C. Hill, J.-M. Campin, J. Marshall, and P. Heimbach, Overview of the formulation and numerics of the MITgcm, in Proceedings of the ECMWF seminar series on Numerical Methods, Recent developments in numerical methods for atmosphere and ocean modelling. - 2004. - P.139-149. ECMWF, 2004b.
29. Ahlnas, K., and G. R. Garrison. Satellite and oceanographic observations of the warm coastal current in the Chukchi Sea, // Arctic. — 1985. — 37 — P.244-254
30. Aksenov Yevgeny, Karcher Michael, Herbaut Christophe, Houssais Marie-Noelle, Nurser George, Golubeva Elena, Platov Gennady. Pathways, variability and Modification of the Arctic Atlantic water in the model inter-comparison experiment. // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2014.

31. Aksenov Yevgeny, Karcher Michael, Proshutinsky Andrey, Gerdes Rüdiger, Cuevas Beverly, Golubeva Elena, Kauker F., Nguyen An, Platov Gennady, Wadley Martin, Watanabe Eiji, Coward Andrew, Nurser George. Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Intercomparison experiments. // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. – 121. 10.1002/2015JC011299.
32. Aksenov, Y.; Karcher, M.; Proshutinsky, A.; Gerdes, R.; de Cuevas, B.; Golubeva, E.; Kauker, F.; Nguyen, A.T.; Platov, G.A.; Wadley, M.; et al. Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Intercomparison experiments. // *J. Geophys. Res..Oceans*. – 2016. – 121. – P.27–59.
33. Alexeev, V. A., Ivanov, V. V., Kwok, R., and Smedsrud, L. H.: North Atlantic warming and declining volume of arctic sea ice. // *The Cryosphere Discuss.* — 7. — P.245-265, <https://doi.org/10.5194/tcd-7-245-2013>, 2013.
34. Ballinger, T.J., Lee, C.C., Sheridan, S.C. et al. Subseasonal atmospheric regimes and ocean background forcing of Pacific Arctic sea ice melt onset. // *Clim Dyn.* – 2019. – 52. – P.5657–5672 <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4467-x>
35. Beckers J.-M., Burchard H., Campin J.-M., Deleersnijder E., Mathieu P. Another reason why simple discretizations of rotated diffusion operators cause problems in ocean models: Comments on “Isoneutral diffusion in a z-coordinate ocean model” // *J. Phys. Oceanogr.* – 1998. – Vol. 28. – P. 1552 – 1559.
36. Beszczynska-Möller, A., Fahrbach, E., Schauer, U., and Hansen, E. Variability in Atlantic water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, – 1997—2010. – 2012. — *ICES J. Mar. Sci.* 69. — P.852-863.
37. Beszczynska-Möller, Agnieszka, Øystein Skagseth, Wilken-Jon von Appen, Waldemar Walczowski, Vidar Lien. Splitting of Atlantic water transport towards the Arctic Ocean into the Fram Strait and Barents Sea Branches-mechanisms and consequences *Geophysical Research Abstracts*. – Vol. 18, EGU2016-15059. – 2016.
38. Biskaborn, B., Vyse, S. Permafrost is warming at an alarming rate. // *Earth System Knowledge Platform [www.eskp.de]*. – 2019. - 6. doi:10.2312/eskp.031

39. Bitz C.M., Lipscomb W.H. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice // *J. Geophys. Res.* – 1999. – Vol. 104. 15. – P. 669-677.
40. Bogoyavlensky Vasily, Kishankov Aleksei, Yanchevskaya Alisa, Bogoyavlensky Igor. Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas. // *Geosciences*. 2018. — 8. — 453. 10.3390/geosciences8120453.
41. Bourgain P., Gascard J.C. The Atlantic and summer Pacific waters variability in the Arctic Ocean from 1997 to 2008 // *Geophys. Research Letters*. - 2012. - V. 39. № 5. - L05603. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL051045>.
42. Canuto, V. M., A. Howard, Y. Cheng, and M. S. Dubovikov, Ocean turbulence. Part I: One point closure model—momentum and heat vertical diffusivities. // *J. Phys. Oceanogr.* – 2001. — 31. — P.1413–1426.
43. Carmack, Eddy. Large scale physical oceanography of Polar Seas. —1990. 10.1016/B978-0-12-653031-5.50009-6.
44. Carmack, E. C., R. W. Macdonald, R. G. Perkin, F. A. McLaughlin, and R. J. Pearson. Evidence for warming of Atlantic water in the southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: Results from the Larsen-93 expedition // *Geophys. Res. Lett.*, — 1995. — 22. – P.1061-1064, doi:10.1029/95GL00808.
45. Carmack, Eddy. The Arctic Ocean’s Freshwater Budget: Sources, Storage and Export. —2000. — P.91-126. 10.1007/978-94-011-4132-1_5.
46. Carmack, Eddy, Melling, Humfrey. Warmth from the deep. *Nature Geoscience*. – 2011. – 4 (1). – P.7-8 doi:10.1038/ngeo1044
47. Carvalho, K.S.; Smith, T.E.; Wang, S. Bering Sea marine heatwaves: Patterns, trends and connections with the Arctic.// *J. Hydrol.* – 2021. – 600. 126462.
48. Coachman, L. K., and C. A. Barnes, The contribution of Bering Sea water to the Arctic Ocean, *Arctic*, 1961. – 14. – P.146–161.
49. Coachman, L. K. Physical oceanography in the arctic ocean. // *Arctic*, 1969. — 15. — P.25-277.

50. Comiso, J., Parkinson, C., Gersten, R., Stock, L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. // *Geophysical Research Letters* – 2008. - 35: L01703. 10.1029/2007GL031972
51. Cox M.D. Isopycnal diffusion in a z-coordinate ocean model // *Ocean Modelling*. – 1987. – Vol. 74. – P. 1-5.
52. Danabasoglu G., McWilliams J., Gent P. The role of mesoscale tracer transports in the global ocean circulation // *Science*. – 1994. – Vol. 264. – P. 1123-1126.
53. Danabasoglu G., McWilliams J.C. Sensitivity of the global ocean circulation to parameterizations of mesoscale tracer transports // *J. Climate*. – 1995. – Vol. 8. – P. 2967-2987.
54. Duffy P.B., Caldeira K. Sensitivity of simulated salinity in a three-dimensional ocean model to upper ocean transport of salt from sea-ice formation // *Geophys. Res. Lett.* – 1995. – Vol. 24. – P. 1323-1326.
55. Duffy P.B., Caldeira K., Selvaggi J., Hoffert M.I. Effects of subgridscale mixing parameterizations on simulated distributions of natural ^{14}C , temperature, and salinity in a three-dimensional ocean general circulation model // *J. Phys. Oceanogr.* – 1997. – Vol. 27. – P. 498-523.
56. Dukhovskoy Dmitry, Myers Paul, Platov Gennady, Timmermans Mary-Louise, Curry Beth, Proshutinsky Andrey, Bamber Jonathan, Chassignet Eric, Hu Xianmin, Lee Craig, Somavilla Raquel. Greenland freshwater pathways in the sub-Arctic Seas from model experiments with passive tracers. // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2015. –121. 10.1002/2015JC011290.
57. Eifler, W., and W. Schrimpf, Ispramix, a hydrodynamic program for computing regional sea circulation patterns and transfer processes, Tech. Rep. EUR 14856 EN, European Commission Joint Research Center, Ispra, Italy, 1992.
58. Emel'yanov M.V., Kostianoy Andrey, Fedorov K.N. Thermohaline structure of intermediate waters of the ocean and intrathermocline eddies. *Intrathermocline Eddies in the Ocean*. – 1986. — 8-34.

59. Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M. 2002, updated daily. Sea Ice Index. Monthly Shapefiles. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. <http://dx.doi.org/10.7265/N5QJ7F7W>.
60. Fox-Kemper, B., Adcroft, A., Böning, C. W., Chassignet, E. P., Curchitser, E., Danabasoglu, G., ... Yeager, S. G. Challenges and prospects in ocean circulation models. // *Frontiers In Marine Science*. – 2019. – 6. – 65. doi:10.3389/fmars.2019.00065
61. Francis J.A., Chan W, Leathers D.J., Miller J.R., Veron D.E. Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent. // *Geophys Res Lett*. – 2009. - 36. - L07503
62. Gent P.R., McWilliams J.C. Isopycnal mixing in ocean circulation models// *J. Phys. Oceanogr*. – 1990. – Vol. 20. – P. 150-155.
63. Gent P.R., Willebrand J., McDougall T., McWilliams J. Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models // *J. Phys. Oceanogr*. – 1995. – Vol. 25. – P. 463-474.
64. Gerdes R. and Ursula Schauer Large-scale circulation and water mass distribution in the Arctic Ocean from model results and observations *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 102, NO. C4, PAGES 8467-8483, APRIL 15, 1997
65. Golubeva E. On the numerical modeling of the World Ocean circulation in the sigma coordinate system. // *Numerical Modeling in Atmosphere, Ocean, and Environment Studies*. — 2001. — 7 — P. 1-16
66. Golubeva, E., Platov, G. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean. // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – 112. 10.1029/2006JC003734.
67. Gough W. Parameterizing convection using isopycnal mixing // *C2GCR Quarterly*. McGill University. – 1991. – Vol. 2(4). – P. 6-8.
68. Gough W. Isopycnal mixing and convective adjustment in an ocean general circulation model // *Atmos.–Ocean*. – 1997. – Vol. 35. – P. 495-511.
69. Griffies S.M. The Gent-McWilliams skew flux // *J. Phys. Oceanogr*. – 1998.– Vol. 28. – P. 831-841.

70. Griffies, S. M., Levy, M., Adcroft, A. J., Danabasoglu, G., Hallberg, R. W., Jacobsen, D., Large, W., and Ringler, T.: Theory and Numerics of the Community Ocean Vertical Mixing (CVMix) Project, Tech. rep., 20
71. Helland-Hansen, B., & Nansen, F. The Norwegian Sea. // Rep. Norw. Fish. Invest. - 1909. - 2 (2).
72. Hibler W.D. A dynamic thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanography. – 1979. – Vol. 9, – 4. – P. 815-846.
73. Hirst A.C., Cai W. Sensitivity of a World Ocean GCM to changes in subsurface mixing parametrization // J. Phys. Oceanogr. – 1994. – Vol. 24. – P. 1256-1279.
74. Holland, D. M., L. A. Mysak, and J. M. Oberhuber. An investigation of the general circulation of the Arctic Ocean using an isopycnal model. // Tellus, Ser. A. – 1996. – 48, – P.138–157, doi:10.1034/j.1600-0870.1996.00008.x.
75. Holland, Marika M. and Cecilia M. Bitz. Polar amplification of climate change in coupled models. // Climate Dynamics. – 2003. - 21. – P.221-232.
76. Honda M., Inoue J., Yamane S. Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. // Geophys Res Lett. – 2009. – 36. - L08707.
77. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics // J. Phys. Oceanography. – 1997. – Vol. 27, 9. – P. 1849-1867.
78. Huntingford, Chris & Jones, P & Livina, Valerie, M Lenton, Timothy & Cox, Peter. (2013). No increase in global temperature variability despite changing regional patterns. Nature. 500. 10.1038/nature12310.
79. Iakshina D.F., Golubeva E.N. Sensivity study of the warm atlantic layer to diffusion parametrization in the arctic modeling //Bull. Of Novosibirsk Comp. Center – 2014.–Vol.14. – P.1-15.
80. IOC, SCOR and IAPSO, 2010: The international thermodynamic equation of seawater - 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 196 pp.

81. Ivanov, Vladimir V., Vladimir A. Alexeev, Irina Repina, Nikolay V. Koldunov, and Alexander Smirnov Tracing Atlantic Water Signature in the Arctic Sea Ice Cover East of Svalbard 2012 Hindawi Publishing Corporation, *Advances in Meteorology*, Volume 2012, Article ID 201818, 11 pages doi:10.1155/2012/201818
82. Ivanov V., V. Alexeev, N.V. Koldunov, I.A. Repina, A.B. Sandoe, H. Smedsrud and A. Smirnov, 2016, Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback, *Journ. Phys. Oceanogr.* – 46. – P.1437-1456, DOI: 10.1175/JPO-D-15-0144.1;
83. Jerlov N.G. *Optical oceanography*. // Elsevier oceanogr. ser. Amsterdam. Elsevier. – 1968. – Vol. 5. – 194 p.
84. Jackson, J. M., E. C. Carmack, F. A. McLaughlin, S. E. Allen, and R. G. Ingram, Identification, characterization, and change of the near-surface temperature maximum in the Canada Basin, 1993–2008 // *J. Geophys. Res.* – 2010. – Vol. 115. C05021, doi:10.1029/2009JC005265.
85. Jackson, J.M., S.E. Allen, F.A. McLaughlin, R.A. Woodgate, and E.C. Carmack. Changes to the near-surface waters in the Canada Basin, Arctic Ocean from 1993-2009: A basin in transition // *J. Geophys. Res.* – 2011. – Vol.116. – C10008, doi:10.1029/2011JC007069.
86. Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J. Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. // *Tellus.* – 2012. – A 64– 11595
87. Jones, B., Irrgang, A., M. Farquharson, Lantuit, H., Whalen, D., Ogorodov, S., Grigoriev, M., Tweedie, C., Gibbs, A., Strzelecki, M., Baranskaya, A., Belova, N., Sinitsyn, A., Kroon, A., Maslakov, A., Vieira, G., Grosse, G., Overduin, P., Nitze, I., Romanovsky, V. Coastal Permafrost Erosion // *Arctic Report Card 2020.* – 2020. 10.25923/e47w-dw52.
88. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J. et al "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis," Project. // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* - 1996. - 77. - P.437–471 NCEP/NCAR Global Reanalysis Products, Research Data Archive <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>.
89. Kantha, L. H., and C. A. Clayson, An improved mixed layer model for geophysical applications, *J. Geophys. Res.* – 99 – P.25.235–25.266. – 1994.

90. Kapsch, M.L., Graversen, R. & Tjernström, M. Springtime atmospheric energy transport and the control of Arctic summer sea-ice extent. // *Nature Clim Change*. – 2013. – 3. – P.744–748
<https://doi.org/10.1038/nclimate1884>
91. Karcher, M. J., and J. M. Oberhuber. Pathways and modification of the upper and intermediate water of the Arctic Oceans. // *J. Geophys. Res.* – 2002. – 107(C6), 3049, doi:10.1029/2000JC000530
92. Karcher, M., R. Gerdes, F. Kauker, and C. Koeberle. Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic Seas and the Arctic Ocean. // *J. Geophys. Res.* – 2003. – 108(C2), 3034, doi:10.1029/2001JC001265.
93. Karcher, M., Smith, J. N. , Kauker, F. , Gerdes, R. and Smethie Jr, W. (2012): Recent changes in Arctic Ocean circulation revealed by 129-Iodine observations and modelling // *Journal of Geophysical Research - Oceans*. . doi: 10.1029/2011JC007513
94. Koldunov N.V., Stammer D., Marotzke J. Presentday Arctic Sea ice variability in the coupled ECHAM5/MPIOM model // *J. Clim.* – 2010. – V. 23. № 10.
95. Knutti R., Stocker T.F., Wright D.G. The effects of sub-grid-scale parameterizations in a zonally averaged ocean model // *Journal of Physical Oceanography*. – 2000. – Vol. 30. – P. 2738-2752.
96. Krumpen, T., Belter, H.J., Boetius, A. et al. Arctic warming interrupts the Transpolar Drift and affects long-range transport of sea ice and ice-rafted matter. // *Sci Rep.* – 2019. – 9, – 5459.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-41456-y>
97. Kwok, R., and N. Untersteiner. The thinning of Arctic Sea ice, *Phys. Today*, – 2011.– 64(4), P.36–41.
98. Kwok, R., and D. A. Rothrock. Decline in Arctic Sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958 – 2008. // *Geophys. Res. Lett.*, – 2009. – 36, L15501, doi:10.1029/2009GL039035.

99. Kwok, R. Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958–2018). // *Environ. Res. Lett.* – 2018. - 13. - 105005. doi: 10.1088/1748-9326/aae3ec
100. Langen, Peter L. and Vladimir A Alexeev. “Polar amplification as a preferred response in an idealized aquaplanet GCM. // *Climate Dynamics.* – 2007. - 29. - P.305-317.
101. Large, W. G., J. C. McWilliams, and S. C. Doney, 1994: Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 32, 363-403.
102. Leonard B.P. A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation. // *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering.* – 1979. – V.19. – P. 59–98.
103. Leonard, B.P., A.P. Lock, and M.K. Macvean. Conservative, explicit, unrestricted time step, multi-dimensional, constancy-preserving advection schemes. // *Mon. Weather Rev.* – 1996. – 124. – P. 2588–2606.
104. Levitus,S., Annual cycle of temperature and heat storage in the World Ocean // *J.Phys.Oceanogr.* – 1984. – 14. – P.727-746.
105. Levitus,S., Annual cycle of salinity and salt storage in the World Ocean // *J.Phys.Oceanogr.*, 1986. – 16. – P.322-343.
106. Lind Pedro, Titz Sven, Kuhlbrodt Till, Corte-Real J., Kurths Juergen, Gallas Jason, Feudel Ulrike. Coupled Bistable Maps: a Tool to Study convection Parameterization in Ocean Models. *I. J. Bifurcation and Chaos.* 2004. – 14. – P.999-1015. 10.1142/S0218127404009648.
107. Lindsay, R. W. and J. Zhang. The thinning of arctic sea ice, 1988-2003: have we passed a tipping point? // *J. Climate.* - 2005. - 18. – P.4879–4894.
108. Lipscomb W.H., Hunke E.C. Modeling Sea ice transport using incremental remapping // *Mon. Wea. Rev.* – 2004. – Vol. 132. – 6. – P. 1341-1354.
109. Liu J., Curry J.A., Wang H., Song M., Horton R.M. Impact of declining Arctic Sea ice on winter snowfall. // *Proc Natl Acad Sci USA.* – 2012. – 109. – P.4074–4079.

110. Makshtas A.P., Shoutilin S.V., Andreas E.L. Possible dynamic and thermal causes for the recent decrease in sea ice in the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* – 2003. – V. 108. № C7. doi: 10.1029/2001JC000878.
111. Malakhova V., Golubeva Elena, Eliseev A., Platov Gennady. Estimation of possible climate change impact on methane hydrate in the Arctic Ocean. // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2018. – 211. – 012017. 10.1088/1755-1315/211/1/012017.
112. Mathieu P., Deleersnijder E. What's wrong with isopycnal diffusion in World Ocean models? // *Appl. Math. Model.* – 1997. – Vol. 22. – P. 367- 378.
113. Matthew W. *Ocean Modeling in an Eddy Regime*. – Washington, D.C.: American Geophysical Union. – 2008 / Ed. Hecht, Hiroyasu Hasumi, vii.
114. McGuffie, K., Henderson-Sellers, A. Forty years of numerical climate modeling. // *International Journal of Climatology*, – 2001. – 21(9). – P.1067–1109.
115. McPhee, Miles G, Turbulent Heat fluxes in the Upper Ocean Under Sea Ice, *Journal Geophysical Research*. – 1992. – Vol. 97. – NO. C4. – P.5365-5379.
116. McPhee, M. G., T. P. Stanton, J. H. Morison, and D. G. Martinson. Freshening of the upper ocean in the Arctic: Is perennial sea ice disappearing? *Geophys. Res. Lett.*, 1998 – 25(10). – P.1729–1732.
117. Mcphee, Miles. Air-ice-ocean interaction: Turbulent ocean boundary layer exchange processes. – 2008. 10.1007/978-0-387-78335-2.
118. Mellor, G. L., and T. Yamada, Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. // *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1982. – 20. – P. 851–875.
119. Morison, J., R. Kwok, C. Peralta-Ferriz, M. Alkire, I. Rigor, R. Andersen, and M. Steele, Changing Arctic Ocean freshwater pathways. // *Nature*. – 2012. - 481(7379). – P.66–70.
120. Munk, W. H., and E. R. Anderson, Notes on the theory of the thermocline // *J. Mar. Res.*, 1948. – 3. – P. 276–295.
121. Murray R.J. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models // *J. Comput. Phys.* – 1996. – V. 126. – P. 251-273.

122. Nurser A., Bacon S. The rossby radius in the arctic ocean // *Ocean Sci.* – 2014. – 10, – P.967–975.
123. Olonscheck, D., Mauritsen, T., Notz, D. Arctic sea-ice variability is primarily driven by atmospheric temperature fluctuations. // *Nature Geoscience*, P. 2019.–12.–P.430-434.
124. Overland, James, Wang, Muyin, SALO, S. The recent Arctic warm period. // *Tellus A.* – 2008. – 60. – P.589 – 597. 10.1111/j.1600-0870.2008.00327.x.
125. Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes associated with the recent loss of Arctic sea ice. // *Tellus.* – 2009. 62A. – P.1–9.
126. Overland J.E., Wang M., Walsh J.E., Christensen J.H., Kattsov V.M., Champan W.L. Climate model projections for the Arctic. In: *AMAP, Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway.* – 2011, xii + 538 pp.
127. Pacanowski, R. C. and S. Philander. “Parameterization of Vertical Mixing in Numerical Models of Tropical Oceans. // *Journal of Physical Oceanography.* – 1981. – 11. – P.1443-1451.
128. Paquette, R. G., and R. H. Bourke. Observations on the coastal current of Arctic Alaska. // *J. Mar. Res.* – 1974. – **32**, – P.195–207.
129. Peralta-Ferriz C. and Woodgate R., 2015 Seasonal and inter-annual variability of pan-Arctic surface mixed layer properties from 1979 to 2012 from hydrographic data. // *Progress in Oceanography*, 2015. – 134. – P.19-53.
130. Perovich, D. K., and Coauthors. The surface heat budget of the Arctic Ocean. // *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 1999. – 80, – P.481-486.
131. Peterson Bruce, Holmes Robert, McClelland James, Vörösmarty Charles, Lammers Richard, Shiklomanov Alexander, Shiklomanov Igor, Rahmstorf Stefan. Increasing River Discharge to the Arctic Ocean. // *Science (New York, N.Y.)* – 2003. – 298. – P.2171-2173. 10.1126/science.1077445.
132. Pickart, R.S. and G. Stossmeister, 2008: Outflow of Pacific water from the Chukchi Sea to the Arctic Ocean. // *Chinese Journal of Polar Oceanography*, – 2008. – **19**. – No. 2, – P.135-148.

133. Platov, G.A. Numerical modeling of the Arctic Ocean deepwater formation: Part II. Results of regional and global experiments. // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* – 2011. – 47. – P.377–392. 10.1134/S0001433811020083.
134. Polyakov, I. V., Beszczynska, A., Carmack, E. C., Dmitrenko, I. A., Fahrbach, E., Frolov, I. E., et al. One more step toward a warmer Arctic. // *Geophys. Res.Lett.* – 2005. – 32:L17605. doi: 10.1029/2005GL023740
135. Polyakov, I., Timokhov, L., Alexeev, V., Bacon, S., Dmitrenko, I., Fortier, L., et al. (2010). Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap. // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. – 40. – P.2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1
136. Polyakov, I. V., Bhatt, U. S., Walsh, J. E., Abrahamsen, E. P., Pnyushkov, A. V. and Wassmann, P. F. Recent oceanic changes in the Arctic in the context of long-term observations. *Ecological Applications.* – 2013. – 23. – P.1745–1764. doi:10.1890/11-0902.1
137. Polyakov, I. V. , Pnyushkov, A. V. , Alkire, M. B. , Ashik, I. M. , Baumann, T. M. , Carmack, E. C. , Goszczko, I. , Guthrie, J. , Ivanov, V. V. , Kanzow, T. , Krishfield, R. , Kwok, R. , Sundfjord, A. , Morison, J. , Rember, R. and Yulin, A. (d): Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, *Science*, 2017. – 356 (6335). – P. 285-291 . doi: 10.1126/science.aai8204
138. Proshutinsky A.Y., Johnson M. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *Journ. of Geophys. Research.* – 1997. –V.102. P..12493-12504.
139. Proshutinsky A.Y., Johnson M. Two Regimes of the Arctic's Circulation from Ocean Models with Ice and Contaminants. // *Marine Pollution Bulletin.* – 2001. – Vol. 43. – 1-6. – P. 61-70.
140. Proshutinsky, Andrey, Bourke, R, McLaughlin, F. The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: Seasonal to decadal climate scales. // *Geophysical Research Letters.* – 2002. - 29. 10.1029/2002GL015847.
141. Proshutinsky, A., R. Krishfield, M.-L. Timmermans, J. Toole, E. Carmack, F. McLaughlin, W. J. Williams, S. Zimmermann, M. Itoh, and K. Shimada. Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations, *J. Geophys. Res.* – 2009. – 114. – C00A10, doi:10.1029/2008JC005104

142. Proshutinsky A., Johnson M. Arctic Ocean Oscillation Index (AOO): interannual and decadal changes of the Arctic climate // *Geophys Research Abstracts* 2011 V 13 EGU20117850, 2011, EGU General Assembly 2011, Viena, Austria.
143. Proshutinsky Andrey, Aksenov Yevgeny, Kinney Jaclyn, Gerdes Rüdiger, Golubeva Elena, Holland David, Holloway Greg, Jahn Alexandra, Johnson Mark, Popova Ekaterina, Steele Mike, Watanabe Eiji. Recent Advances in Arctic Ocean Studies Employing Models from the Arctic Ocean Model Intercomparison Project. *Oceanography*. 2011. – 24. – P.102-113. 10.5670/oceanog.2011.61.
144. Proshutinsky A., Krishfield R., Toole J., Timmermans M-L, Williams W., Zimmerman S., Yamamoto-Kawai Michiyo, Armitage, T.W.K., Dukhovskoy Dmitry, Golubeva Elena, Manucharyan G.E., Platov Gennady, Watanabe E., Kikuchi T., Nishino S., Itoh M., Kang, Sung-Ho, Cho, Kyoung-Ho, Tateyama, K., Zhao, J.. Analysis of the Beaufort Gyre Freshwater Content in 2003–2018. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019.– 124. 10.1029/2019JC015281.
145. QUADFASSEL, D., SY, A., WELLS, D. et al. Warming in the Arctic. // *Nature*. – 1991. – 350. – 385. <https://doi.org/10.1038/350385a0>
146. Redi, M. H. Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. // *J. Phys. Oceanogr.* – 1982. – 12, – P.1154–1158.
147. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B.; Casey, K.S., Schlax, M.G. Daily High-Resolution Blended Analyses for Sea Surface Temperature. // *J. Clim.* – 2007. – 20, – P.5473–5496. NOAA high resolution SST data are provided by NOAA/OAR/ESRL PSD (Boulder, CO, USA) from their website <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html>. (дата обращения: 18.03.2022).
148. Ricker, R.; Girard-Ardhuin, F.; Krumpen, T.; Lique, C. Satellite-derived sea ice export and its impact on Arctic ice mass balance. // *Cryosphere*. – 2018. – 12. – P.3017–3032. doi: 10.5194/tc-12-3017-2018.
149. Rinke A., Dethloff K., Dorn W., Handorf D., Moore J.C. Simulated Arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies. // *J Geophys Res.* – 2013. – 118. doi:10.1002/jgrd.50584

150. Robertson Robin, Dong, Changming. An evaluation of the performance of vertical mixing parameterizations for tidal mixing in the Regional Ocean Modeling System (ROMS). // *Geoscience Letters*. – 2019. – 6. 10.1186/s40562-019-0146-y.
151. Robitaille D.Y., Weaver A.J. Validation of sub-gridscale mixing schemes using CFCs in a global ocean model // *Geophys. Res. Lett.* – 1995. – Vol. 22. – P. 2917-2920.
152. Rothrock, D.A., J. Zhang, and Y. Yu. The arctic ice thickness anomaly of the 1990s: A consistent view from observations and models. // *J. Geophys. Res.*–2003.– 108(C3), doi:10.1029/ 2001JC001208.
153. Rudels B., A. M. Larsson, and P. I. Sehlstedt. Stratification and water mass formation in the Arctic Ocean: some implications for the nutrient distribution // *Polar Res.* – 1991. – **10**, 19-31.
154. Rudels, B., Jones, E. P., Anderson, L. G., Kattner, G. On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In O. M. Johannessen, R. D. Muench, J. E. Overland (eds.). *The Polar oceans and their role in shaping the global environment*, AGU Geophysical Monographs, 1994. – 85. – P. 33-46. Washington DC: American Geophysical Union.
155. Rudels, B., L. G. Anderson, and E. P. Jones. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. // *J. Geophys. Res.* –1996. – 101. – P.8807-8821.
156. Rudels, B., Friedrich, H. J., Quadfasel, D. 1999: The Arctic circumpolar boundary current. *Deep Sea Research Part II* 46. –1999. – P.1023-1062.
157. Sandø, A. B., Nilsen, J. E. Ø., Gao, Y., and Lohmann, K., Importance of heat transport and local air-sea heat fluxes for Barents Sea climate variability. // *J. Geophys. Res.* – 2010. – 115. – C07013, doi:10.1029/2009JC005884.
158. Sand_, A. B., Y. Gao, and H. R. Langehaug. Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM1-simulations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 2014. – 119. – P. 2095-2108, doi:10.1002/ 2013JC009435.
159. Schauer Ursula, Loeng Harald, Rudels Bert, Ozhigin Vladimir, Dieck Wolfgang. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas. *Deep Sea Research Part I // Oceanographic Research Papers*. 2002. – 49. – P. 2281-2298. 10.1016/S0967-0637(02)00125-5.

160. Schauer, U., A. Beszczynska-Moller, W. Walczowski, E. Fahrbach, J. Piechura, and E. Hansen. 2008. Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006. Pp. 65–85 in *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes*. R.R. Dickson, J. Meincke, and P. Rhines, eds, Springer, Dordrecht.
161. Schlesinger ME (ed.). *Physically Based Modelling of Climate and Climatic Change: Parts 1 and 2*, NATO ASI Series. – 1988. – C: No 243. Kluwer Academic Publishers: Dordrecht.
162. Schumann and T. Gerz, Turbulent mixing in stably stratified shear flows. // *J. Appl. Meteorol.*, 1995. – 34, P.33-48.
163. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. // *Nature*. – 2010a. – 464. – P.1334 -1337
164. Screen J.A., Simmonds I. Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. // *Geophys Res Lett*. – 2010b. – 37. – L16797.
165. Screen, J. A., and C. Deser. Pacific Ocean variability influences the time of emergence of a seasonally ice-free Arctic Ocean. // *Geophys. Res. Lett.*, – 2019. – 46, – P. 2222-2231, <https://doi.org/10.1029/2018GL081393>.
166. Serreze Mark, Barrett Andrew, Slater Andrew, Woodgate Rebecca, Aagaard Knut, Lammers Richard, Steele Michael, Moritz Richard, Meredith Michael, Lee Craig, Serreze Citation. The large-scale freshwater cycle of the Arctic. // *J. Geophys. Res.* – 2006. – 111. 10.1029/2005JC003424.
167. Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J.C., Kindig D.N., Holland M.M. The emergence of surface-based Arctic amplification. // *Cryosphere*. – 2009. - 3. – P.11-19
168. Serreze M.C., Barrett A.P., Cassano J.J. Circulation and surface controls on the lower tropospheric temperature field of the Arctic. // *J Geophys Res*. – 2011. – 116. - D07104
169. Serreze, M., Barry, R. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. // *Global and Planetary Change - GLOBAL PLANET CHANGE*. – 2011. – 77. – P.85-96. 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.

170. Serreze M. C., A. D. Crawford, J. Stroeve, A. P. Barrett, and R. A. Woodgate, Variability, trends, and predictability of seasonal sea ice retreat and advance in the Chukchi Sea // *J. Geophys. Res.: Ocean.* – 2016. – 18pp, doi: 10.1002/2016jc011977
171. Serreze, Mark & Stroeve, J.C. & Barrett, Andrew & Boisvert, Linette. Summer atmospheric circulation anomalies over the Arctic Ocean and their influences on September sea ice extent: A cautionary tale: CIRCULATION AND SEA ICE. // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* – 2016a. – 121. 10.1002/2016JD025161.
172. Shiklomanov, A.I.; Holmes, R.M.; McClelland, J.W.; Tank, S.E.; Spencer, R.G.M. Arctic Great Rivers Observatory. Discharge Dataset, 2021, Version 20210527. Available online: <https://arcticgreatrivers.org/discharge/> (accessed on 20 June 2021).
173. Smedsrud, L.H., et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Rev. Geophys.* – 2013 . – 51, doi: 8755-1209/13/10.1002/rog.20017.
174. Solomon, H., 1971: On the representation of isentropic mixing in ocean models. // *J. Phys. Oceanogr.* – 1971. – 1. – P.233–234.
175. Spall, M. A. Circulation and water mass transformation in a model of the Chukchi Sea // *J. Geophys. Res.* – 2007. – 112, C05025, doi: 10.1029/2005jc003364
176. Spreen, G., Kwok, R., and Menemenlis, D. Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009. // *Geophys. Res. Lett.* – 2011. – 38, L19501, doi:10.1029/2011GL048970.
177. Steele, M., and T. Boyd, 1998: Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. // *J. Geophys. Res.*, – 103, – P.10 419-10 435.
178. Steele M., Morley R., Ermold W. PHC: A global hydrography with a high-quality Arctic Ocean// *J. Climate.* – 2000. – V. 14. № 9. – P. 2079-2087.
179. Steele Michael, Morison James, Ermold W., Ortmeyer M., Shimada Koji. Summer Pacific Water in the Arctic Ocean: Circulation and Variability. // *AGU Fall Meeting Abstracts.* – 2002
180. Steele, M., W. Ermold, and J. Zhang. Modeling the formation and fate of the near-surface temperature maximum in the Canadian Basin of the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* – 2011. – Vol. 116, – C11015, doi:10.1029/2010JC006803.

181. Stranne C., M. Jakobsson, G. Björk, Arctic Ocean perennial sea ice breakdown during the early Holocene insolation maximum. // *Quat. Sci. Rev.* – 2014. – 92, – P.123-132.
182. Stroeve J.C., Maslanik J., Serreze M.C., Rigor I., Meier W., Fowler C. Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010. // *Geophys Res Lett.* – 2011. – 38. doi:10.1029/2010GL045662.
183. Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Maslanik J., Barrett A.P. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Clim Change.* – 2012. - 110. – P.1005–1027 <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>
184. Swift, J. H., E. P. Jones, K. Aagaard, E. C. Carmack, M. Hingston, R. W. Macdonald, F. A. McLaughlin, and R. G. Perkin, Waters of the Makarov and Canada basins. // *Deep Sea Res., Part II*, . – 1997. – 44, – P.1503– 1529.
185. Swift J.H., Aagaard K., Timokhov L., Nikifirov E.G. Long-term variability of Arctic Ocean waters: Evidence from a reanalysis of the EEWG data set // *Journal of Geophys. Research.* – 2005. – V. 110. doi:10.1029/2004JC002312.
186. Tang Q., Zhang X., Yang X., Francis J.A. Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic Sea ice loss. // *Environ Res Lett.* – 2013. – 8:014036.
187. Timmermans Mary-Louise, Proshutinsky Andrey, Golubeva Elena, Jackson Jennifer, Krishfield Richard, McCall Margaret, Platov Gennady, Toole John, Williams William. Mechanisms of Pacific Summer Water variability in the Arctic's Central Canada Basin. // *Journal of Geophysical Research: Oceans.* in press. – 2014. 10.1002/2014JC010273.
188. Timmermans, M.-L. The impact of stored solar heat on Arctic sea-ice Growth. // *Geophysical Research Letters.* – 2015. – 42. 10.1002/2015GL064541.
189. Timmermans Mary-Louise, Toole John, Krishfield Richard Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins // *Science Advances.* – 2018. – 4.
190. Titz S., Kuhlbrodt Till, Gallas Jason, Feudel, Ulrike. Spreading of Convection As Parameterized In Ocean Models Studied With Conceptual Models. – 2022.
191. Uttal Taneil, Curry Judith, Mcphee Miles, Perovich Donald, Moritz Richard, Maslanik James, Guest Peter, Stern Harry, Moore James, Turenne Rene, Heiberg Andreas, Serreze Mark, Wylie

- Donald, Persson Ola, Paulson Clayton, Halle Christopher, Morison James, Wheeler Patricia, Makshtas A., Grenfeld Thomas. Surface Heat Budget of the Arctic Ocean. // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2002 – 83. – P.255–276. 10.1175/1520-0477(2002)083<0255:SHBOTA>2.3.CO;2.
192. Veronis G. The role of ocean models in tracer studies // *Numerical Models of Ocean Circulation*, Natl. Acad. Sci. – 1975. – P. 133-146.
193. Vihma, Timo. Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review. // *Surveys in Geophysics*. – 2014. – 35. 10.1007/s10712-014-9284-0.
194. Walsh, J. E. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes. // *Global Planet. Change*. 2014. – 117. – P.52–63, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.03.003.
195. Wang, M., Overland, J. A sea ice free summer Arctic within 30 years? // *Geophys. Res. Lett.* – 2009. – 36. – L07502, doi:10.1029/2009GL037820. 10.1029/2009GL037820.
196. Weaver A.J., Eby M. On the numerical implementation of advection schemes for use in conjunction with various mixing parameterizations in the GFDL ocean model // *Journal of Physical Oceanography*. – 1997. – Vol. 27. – P. 369-377.
197. Woodgate R.A., Aagaard K., Muench R.D., Gunn J., Bjork G., Rudels B., Roach A.T., Schauer U. The Arctic Ocean boundary current along the Eurasian slope and the adjacent Lomonosov Ridge: Water mass properties, transports and transformations from moored instruments // *Deep-Sea Res.* – 2001. – Vol. 48. – P. 1757-1792.
198. Woodgate R., Aagaard K. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait throughflow // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – 32. 10.1029/2004GL021880.
199. Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // *Geophys. Research Letters*. – 2010. – V. 37. – P.1–5. doi:10.1029/2009GL041621.
200. Woodgate Rebecca, Weingartner Thomas, Lindsay, Ron. Observed increases in Bering Strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic Ocean water column: INCREASING BERING STRAIT OCEANIC FLUXES. // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – 39. – 24603 – 10.1029/2012GL054092.

201. Woodgate, Rebecca & Stafford, Kathleen & Prah, Fredrick. A Synthesis of Year-Round Interdisciplinary Mooring Measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA Years (2004–2011). // *Oceanography*. – 2015. – 28. – P.46-67. 10.5670/oceanog.2015.57.
202. Woodgate R.. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Progress in Oceanography*. – 2017. – 160. 10.1016/j.pocean.2017.12.007
203. Woodgate, R., Peralta Ferriz C.. Warming and Freshening of the Pacific Inflow to the Arctic From 1990-2019 Implying Dramatic Shoaling in Pacific Winter Water Ventilation of the Arctic Water Column // *Geophysical Research Letters*. – 2021. – 48. 10.1029/2021GL092528.
204. Xu Wenyue, Lowell R., Peltzer, Edward. (2001). Effect of seafloor temperature and pressure variations on methane flux from a gas hydrate layer: Comparison between current and late Paleocene climate conditions. // *Journal of Geophysical Research*. – 2001. – 106. – P. 26413-26424. 10.1029/2001JB000420.
205. Yeh, Sang-Wook & Kang, Yune-Jung & Noh, Yign & Miller, Arthur. The North Pacific Climate Transitions of the Winters of 1976/77 and 1988/89. // *Journal of Climat*. – 2011. – 24. 10.1175/2010JCLI3325.1.
206. Zhong Wenli, Zhang Jinlun, Steele Michael, Zhao Jinping, Wang Tao. Episodic extrema of surface stress energy input to the western Arctic Ocean contributed to step changes of freshwater content in the Beaufort Gyre. *Geophysical Research Letters*. – 2019. 10.1029/2019GL084652.
207. BERING STRAIT DATA — psc.apl.washington.edu/BeringStrait.html (дата обращения: 18.03.2022).
208. National Snow and Ice Data Center — <https://nsidc.org> (дата обращения: 18.03.2022).
209. CICE MODEL — <http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE> (дата обращения: 18.03.2022).
210. GOTM Turbulence Model — <http://www.gotm.net> (дата обращения: 18.03.2022).
211. NCEP/NCAR Reanalysis data —

<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>

(дата обращения: 18.03.2022).

212. NAO index — <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml> (дата обращения: 18.03.2022).

213. AOO index —

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/teleconnections.shtml

(дата обращения: 18.03.2022).

214. ИТР: Ice-Tethered Profiler — <http://www.whoi.edu/page.do?pid=20781> (дата обращения: 18.03.2022).

Приложение

Публикации по теме диссертации

1. Golubeva, E.; Kraineva, M.; Platov, G.; **Iakshina, D.**; Tarkhanova, M. Marine Heatwaves in Siberian Arctic Seas and Adjacent Region. Remote Sens. 2021, 13, 4436. <http://dx.doi.org/10.3390/rs13214436> ,(Web of Science Q1)
2. Голубева Е. Н., Г. А. Платов, Д. Ф. **Якшина**, Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана. // Лёд и Снег 2015, № 2 (130), сс. 81-92, <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-2-81-92>, (ВАК)
3. **Якшина Д.Ф.**, Голубева Е.Н. Исследование механизмов формирования подповерхностного максимума температуры в Канадском бассейне Северного Ледовитого океана. // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 11. С. 980–985. (ВАК)
4. Платов Г. А., Рапуга В. Ф. , Крупчатников В. Н., Голубева Е. Н., Малахова В. В., Леженин А. А., Боровко И. В., Крылова А. И., Якшина Д.Ф., Крайнева М. В., Кравченко В. В., Коробов О. А. Создание и развитие многокомпонентного комплекса моделей гидродинамических процессов Земли // журнал "Проблемы информатики", 2019, № 2, с.4-35 (ВАК)
5. Голубева Е.Н., Малахова В.В., Платов Г.А., Крайнева М.В., **Якшина Д.Ф.** Динамика и тенденции изменения состояния вод и криолитозоны моря Лаптевых в XX-XXI В в. Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 6. С. 529-535 (ВАК).
6. Platov G; **Iakshina D**; Krupchatnikov V. Characteristics of Atmospheric Circulation Associated with Variability of Sea Ice in the Arctic// Geosciences, 2020, 10(9), 359; <https://doi.org/10.3390/geosciences10090359> (Web of Science Q2)
7. Golubeva E., G. Platov, **D. Iakshina**, M. Kraineva. The simulated distribution of the Siberian river runoff in the Arctic Ocean//IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 386 (2019) 012022 IOP Publishing doi:10.1088/1755-1315/386/1/012022 (Scopus)
8. **Iakshina D.F.** Study of the influence of Atlantic water on the ice cover state in the Eurasian basin of the Arctic Ocean using numerical simulation, Bul . Nov. Comp. Center, Num.Model.in Atmosph.,etc., 17(2019), p 9–19 (РИНЦ)

9. Krupchatnikov V., **D F Iakshina**, G Platov, Y Martynova and I Borovko On the interaction of atmospheric dynamics Arctic and mid-latitudes under climate change, В сборнике IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, Volume 211, Number 1, 2018 (**Scopus**)
10. **Iakshina D. F.**; E. N. Golubeva. Influence of the vertical mixing parameterization on the modeling results of the Arctic Ocean hydrology//Proc. SPIE 1046 1046657 (30 November 2017); doi: 10.1117/12.2285723 (**Web of Science**)
11. Golubeva, E., Platov, G., Malakhova, V., Kraineva, M., **Iakshina, D.** Modelling the long-term and inter-annual variability in the Laptev Sea hydrography and subsea permafrost state. 2017 Polarforschung 87(2), с. 195-210 (**Scopus**)
12. **Якшина Д.Ф.**, Голубева Е.Н. Исследование влияния атлантических вод на состояние ледового покрова в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана с помощью методов численного моделирования, Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии : труды III Всероссийской научной конференции с международным участием: в 4 т. – Барнаул, 2017. – Т. 2. – 240 с.
13. **Якшина Д.Ф.**, Голубева Е.Н. Изучение влияния ветровой циркуляции над Норвежским и Гренландским морями на морской лед в Арктике., Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017. Т. 4. № 1. С. 151-155.(РИНЦ)
14. **Iakshina D.F.**, E.N. Golubeva, Studying the influence of the wind circulation above the Norwegian and the Greenland seas on the Arctic sea ice, Bul. Nov. Comp. Center, Num.Model.in Atmosph.,etc., 16(2017), pp 1–11(РИНЦ)
15. Golubeva E., Platov G., Malakhova V., **Iakshina D.**, Kraineva M. Modeling the impact of the Lena River on the Laptev Sea summer hydrography and submarine permafrost state Bul. Nov. Comp. Center, Num.Model.in Atmosph.,etc.,. 2015. Т. 15. С. 13-22.(РИНЦ)
16. Голубева Е. Н, Платов Г. А., **Якшина Д. Ф.** Численное моделирование влияния атлантических вод на состояние арктического морского льда // Материалы научного конгресса «Гео-Сибирь-2015», 20-22 апреля 2015г . 2015. Т. 4. № 1. С. 205-209. (РИНЦ)
17. **Iakshina D.**, Golubeva E. Sensitivity study of a warm Atlantic layer to diffusion parametrization in the Arctic modeling, Bul. Nov. Comp. Center, Num.Model.in Atmosph.,etc.,. 2014. Т. 14. С. 1-15.(РИНЦ)