

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.465.45

doi:10.15356/2076-6734-2015-2-81-92

Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана

© 2015 г. Е.Н. Голубева^{1,2}, Г.А. Платов¹, Д.Ф. Якшина¹¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск;²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

elen@ommfao.sccc.ru

Numerical simulations of the current state of waters and sea ice in the Arctic Ocean

E.N. Golubeva^{1,2}, G.A. Platov¹, D.F. Iakshina¹¹Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk;²Novosibirsk State University

Статья принята к печати 25 марта 2015 г.

*Арктика, атлантические воды, изменение климата, морской лёд, Северный Ледовитый океан, тихоокеанские воды, численное моделирование, циркуляция вод.**Arctic Ocean, Atlantic waters, climate change, numerical modeling, ocean circulation, Pacific waters, sea ice.*

В работе представлены результаты численного моделирования изменчивости площади морского льда и циркуляции вод Северного Ледовитого океана с использованием данных реанализа атмосферы. Результаты моделирования отражают реакцию океана на смену режимов циркуляции атмосферы, что проявляется в изменении траектории движения вод, поступающих в Арктический бассейн из Тихого и Атлантического океанов. Показано влияние тихоокеанских и атлантических вод на распределение и толщину арктического льда.

The paper presents results of numerical simulation of variability of the sea ice area and water circulation in the Arctic Ocean performed with use of the atmosphere reanalysis data for the period from middle of the last century to the present time. The model results reflect the ocean responses to changes of the atmosphere circulation regimes that manifests in changes of trajectories of waters coming into the Arctic Ocean from the Pacific and Atlantic oceans. The model results show influence of the Pacific and Atlantic waters on distribution and thickness of the Arctic ice.

Введение

В последние два десятилетия в климатической системе Земли происходят значительные изменения. На это указывает множество физических процессов, среди которых наиболее яркий — резкое сокращение в летний период площади Арктического морского льда. Объём многолетнего льда уменьшается, сезонный лёд начинает доминировать над многолетним [20]. По данным Национального центра обработки данных по изучению снега и льда в США (National Snow and Ice Data Center, далее NSIDC) в настоящее время абсолютный минимум площади льда в Северном Ледовитом океане составляет 3,41 млн км² (сентябрь 2012 г.), что на 49% ниже среднего значения в 1979–2000 гг. [33]. Определяющая роль в этом процессе отводится атмосфере в связи с регистрируемым повышением приземной температуры воздуха в полярных широтах и изменением цир-

куляционного режима, формирующего устойчивый вынос льда за пределы Арктического бассейна [3, 22]. Среди вероятных причин современного состояния ледяного покрова Северного Ледовитого океана рассматривается также усиление теплового воздействия поступающих в Арктический бассейн атлантических и тихоокеанских вод. В приатлантическом секторе доказательства влияния теплового воздействия атлантических вод на ледяной покров в западной части котловины Нансена получены на основе обработки данных гидрологических съёмки о температуре атлантических вод, сплочённости и толщине льда за период 1979–2011 гг. [17, 23]. В тихоокеанском секторе с 2001 по 2007 г. в два раза увеличился поток тепла, поступающий в океан через Берингов пролив. Оценки потока тепла для 2007 г. показали, что он сравним с потоком коротковолновой радиации в Чукотское море и способен растопить 30% общего объёма льда, растаявшего летом 2007 г. [32].

Неоднозначность причинно-следственных связей в системе атмосфера–лёд–океан в Арктике требует более тщательного изучения климатических процессов для выявления физических механизмов, определяющих его состояние и изменчивость Северного Ледовитого океана. Основная проблема — труднодоступность океана, поэтому, несмотря на повышенный интерес к этому региону в последние двадцать лет, банк имеющихся данных не позволяет ответить на многие вопросы, касающиеся состояния и циркуляции вод, а также механизмов, их формирующих. Использование трёхмерных численных моделей динамики океана и морского льда даёт возможность воспроизвести пространственно-временную картину процессов. Однако тестирование моделей существенно ограничено ввиду отсутствия длительных рядов наблюдений.

К особенностям Северного Ледовитого океана можно отнести: малый бароклинный радиус деформации Россби (порядка 3–5 км); малый масштаб Райнса (также порядка 3–5 км на материковом склоне); наличие ледяного покрова; сочетание в одном регионе как сильно устойчивой стратификации в летний сезон (в связи с формированием тёплого и пресного верхнего слоя), так и неустойчивой стратификации с зонами глубокой конвекции, проникающей до дна. Всё это — причины, по которым Северный Ледовитый океан относится к области, чрезвычайно сложной для моделирования. Международный проект FAMOS (Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis, <http://www.who.edu/projects/famos>) предусматривает разработку современных моделей океана на основе сравнения существующих моделей с имеющимися данными наблюдений и проведения координированных экспериментов. В настоящей работе приводятся результаты, отражающие изменчивость состояния морского льда и динамики вод Северного Ледовитого океана, полученные в результате численного моделирования, выполненного по протоколу FAMOS на основе региональной модели океана, а также северной и экваториальной Атлантики.

Постановка задачи

Термохалинная структура и циркуляция вод Северного Ледовитого океана формируются в результате воздействия внешних факторов и внутренних процессов. Среди внешних факто-

ров в качестве основных можно выделить термическое и динамическое взаимодействие с атмосферой, радиационные потоки, поступление в океан тёплых и солёных атлантических вод через пролив Фрама и Баренцево море и тихоокеанских вод через Берингов пролив, речной сток в арктические моря. Из внутренних физических процессов наиболее важны механизмы и явления, связанные с формированием и таянием льда, его динамикой, торошением, изменением альбедо, выносом льда и водных масс через пролив Фрама и проливы Канадского архипелага, а также конвективные, адвективные, турбулентные и диффузионные процессы в океане. Предполагается воспроизвести обозначенные процессы и их пространственно-временную изменчивость с помощью непрерывного расчёта на основе численной модели океана и морского льда, используя данные атмосферного реанализа для оценки потоков на поверхности океана с 1948 г. по настоящее время. Данная работа представляет собой продолжение исследования [2], в котором подробно рассматривалась реакция Северного Ледовитого океана на вариации атмосферного воздействия в период с 1948 по 1995 г.

Численная модель

Для проведения численных экспериментов используется региональная численная модель океана и морского льда ИВМиМГ СО РАН (Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН). Океаническая модель [2, 13] основана на системе полных нелинейных уравнений гидротермодинамики океана, записанных в криволинейных ортогональных координатах. Используются приближения гидростатики и «твёрдой крышки». В модель включены следующие параметризации: изопикнической диффузии тепла и соли [16]; мгновенного конвективного перемешивания на основе привлечения дополнительной модели верхнего квазиоднородного слоя океана; переноса аномалий плотной воды вдоль наклонного шельфа [6]. Для наглядности представления изменчивости циркуляции вод рассчитывается поле концентрации трассеров, распространяющихся от непрерывно действующих источников, где концентрация задаётся равной единице. Трассеры трактуются как пассивная примесь, распростра-

няющаяся системой течений и вовлекаемая в процесс конвективного перемешивания.

В качестве ледового блока модели используется модель SIC3, представляющая собой модификацию стандартной вязкопластической модели динамики льда [14, 15]. Толщина снежного покрова и льда вычисляется на основе термодинамической модели [10] для шести категорий льда и одной категории снега. Горизонтальный перенос льда осуществляется с помощью адвективной схемы полулагранжевого типа [21].

Область моделирования и численная сетка.

В область моделирования входят Северный Ледовитый океан и северная часть Атлантического океана с экваториальной зоной, начиная с 20° ю.ш. При построении численной модели используется репроективная трёхполярная сетка, сопрягающаяся со сферической на 65° с.ш. Пространственное разрешение для Атлантики выбрано равным 0,5° × 0,5°, что обеспечивает разрешение в океане 15–25 км. Вертикальное разрешение модели – 38 горизонтов, при этом в поверхностном слое шаг сетки по вертикали составляет 5 м.

Начальные данные и граничные условия. Начальные распределения полей температуры и солёности соответствуют климатическим данным РНС (Polar science center Hydrographic Climatology) [28] для зимы. На поверхности океана потоки тепла, пресной воды и импульса определялись на основе использования данных атмосферного реанализа CORE2 [34]. Граничные условия на дне не допускают потоков тепла и соли через эти границы, локальное трение о дно пропорционально квадрату придонной скорости. На «твёрдой» береговой границе ставятся условия отсутствия потока тепла и соли, а также условие равенства нулю горизонтальной составляющей движения. В области Берингова пролива задаётся баротропный поток из Тихого океана среднемесячной температуры и солёности [28] в период с 1948 по 2003 г. Среднегодовой расход потока 0,8 Св. В последующий период использовались данные из работы [32]. Граничные условия для притока пресной воды рек задаются согласно имеющимся данным о средноклиматическом сезонном изменении стока основных 13 рек Арктического региона, суммарный сток которых составляет 8,6 км³/день, и 23 рек северной и экваториальной Атлантики, расход которых в среднем равен 29,7 км³/день [30]. Южная граница области на 20° ю.ш. считается «жидкой границей», на кото-

рой компенсируются суммарный сток рек и поступление вод через Берингов пролив. Допускаются свободная адвекция температуры и солёности за пределы области и перенос заданных климатических значений температуры и солёности при условии потока, направленного в расчётную область.

Результаты численных экспериментов

Поверхностная циркуляция вод и морского льда Северного Ледовитого океана формируется системой ветров и речным стоком [5, 7]. Основные её элементы: Трансарктическое течение, переносящее лёд и поверхностные воды от Чукотского моря к побережью Гренландии; антициклонический круговорот в районе моря Бофорта; циклоническая циркуляция в системе шельфовых морей (рис. 1). 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 [24]. Наиболее важные черты изменчивости поверхностной циркуляции и дрейфа льда можно воспроизвести с использованием численных моделей невысокого пространственного разрешения [2, 8]. Важный фактор – изменчивость поступающих в Арктический бассейн тёплых атлантических и тихоокеанских вод, не подверженных прямому или модифицированному льдом воздействию ветра. Распространяясь ниже поверхностного слоя, они могут передавать тепло вышележащим слоям за счёт процессов конвективного перемешивания и двойной диффузии. Увеличение объёма поступления этих вод и повышение их температуры могут привести к росту теплового потока на нижнюю поверхность ледяного покрова.

Изменчивость траектории тихоокеанских вод. Тихоокеанские воды поступают в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив и распространяются в виде поверхностного течения на шельфе Чукотского моря [11]. Летом тихоокеанские воды трансформируются на Чукотском шельфе за счёт обмена с атмосферой и процессов перемешивания, заглубляются, поскольку имеют более высокую солёность по сравнению с поверхностными водами океана, и распространяются далее в его глубинной части в слое от 50 до 150 м, отдавая тепло соседним слоям и способствуя повышению температуры

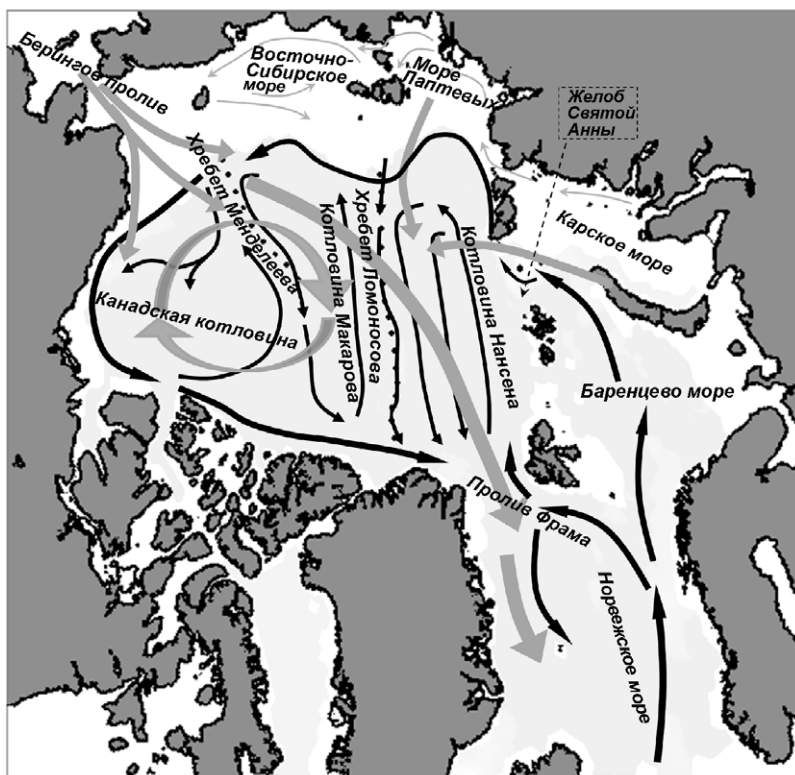


Рис. 1. Схематическое представление циркуляции вод Северного Ледовитого океана.

Серые стрелки обозначают распространение тихоокеанских вод, Трансарктическое течение, антициклоническую циркуляцию в Канадском бассейне. Чёрные стрелки отражают принятую в настоящее время схему циркуляции атлантических вод. Схема построена на основе данных работ [5, 26]

Fig. 1. Schematic representation of the water circulation in the Arctic Ocean.

Gray arrows indicate the movement of the Pacific waters, the Transpolar current, anticyclonic circulation in the Canadian Basin. Black arrows show a pattern of the Atlantic water circulation in the Arctic Ocean. The scheme is based on [5, 26]

поверхностного слоя и соответственно сокращению толщины ледяного покрова. В Арктическом бассейне эти воды, получившие название летних тихоокеанских вод (ЛТВ), выделяются по локальному максимуму температуры, расположенному под верхним перемешанным слоем. Траектория движения этих вод в численной модели значительно меняется при смене циркуляционного режима атмосферы. Это можно проследить по распространению трассера, источник которого в численном расчёте задавался в Беринговом проливе. Распространение трассера рассчитывается для двух периодов: 1989–1995 и 2000–2007 гг. Первый из них соответствует периоду преобладающего циклонического режима циркуляции атмосферы, что можно видеть по графикам индекса как Северо-Атлантического колебания (North Atlantic Oscillation, NAO), так и Арктического колебания (Arctic Oscillation, AO) [35]. Для второго периода индексы NAO и

АО не показывают явно выраженного антициклонического атмосферного режима, однако индекс АОО (Arctic Ocean Oscillation) отвечает именно антициклонической реакции океана [24, 25].

В период, характеризующий циклонический режим (конец 1980-х – середина 1990-х годов), распространение происходит преимущественно вдоль побережья Северной Америки (рис. 2, а, в). В поверхностном слое виден поток через канадские проливы. Отчётливо заметны спуск трассера вдоль материкового склона и дальнейшее его распространение в северном направлении. Область распространения трассера ограничена с запада хребтом Менделеева. Для периода 2000–2009 гг. поверхностное распределение показывает следующее вдоль побережья Аляски течение, как и в предыдущем случае, однако дальнейшего распространения трассера в сторону канадских проливов модель не даёт, поскольку антициклоническое движение поверхностного

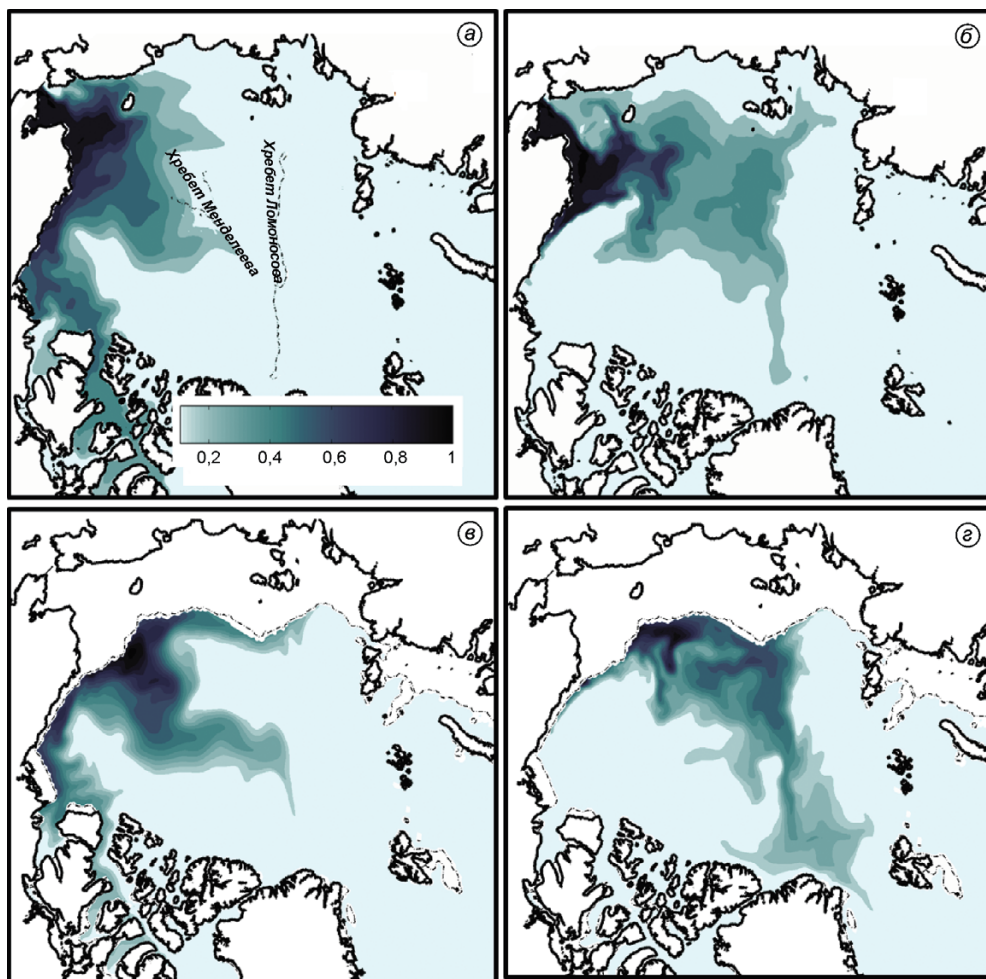


Рис. 2. Концентрация трассера тихоокеанских вод:

a, в – в период с 1989 по 1995 г.; *б, г* – в период с 2000 по 2009 г. В верхнем ряду (*a, б*) представлена концентрация трассера на поверхности, в нижнем (*в, г*) – на глубине 100 м

Fig. 2. Concentration of Pacific water tracer:

a, в – in 1989–1995; *б, г* – in 2000–2009. Upper panels (*a, б*) show tracer concentration at the sea surface, lower panels (*в, г*) – at the depth of 100 m

слоя усиливает перенос в направлении Восточно-Сибирского шельфа (см. рис. 2, *б, г*). Топографические особенности определяют области концентрации трассера; заметно движение в центральную часть Канадского бассейна и в сторону пролива Фрама. Положение хр. Ломоносова совпадает с границей распространения тихоокеанского трассера в этот период.

В 1960–70-х годах присутствие тихоокеанских вод, определяемых на основе химического анализа, прослеживалось до границы Амеразийского бассейна, проходящей по хр. Ломоносова [19]. Считается, что исчезновение признаков тихоокеанской водной массы из области котловины Макарова и северной части бассейна Нан-

сена, а также сдвиг границы их распространения в область хр. Менделеева произошли в середине 1980-х годов [29]. К концу первой декады 2000-х годов распространение ЛТВ опять прослеживалось вплоть до хр. Ломоносова [4, 9].

Изменения, происходящие в слое атлантических вод. Промежуточный слой воды с положительной температурой – одна из основных особенностей термохалинной структуры вод Северного Ледовитого океана [5, 7]. Основу этого слоя составляют тёплые и солёные атлантические воды, поступающие в Норвежское море и образующие систему тёплых потоков. Восточная ветвь атлантических вод, проходящая через Баренцево море, теряет бóльшую часть своего

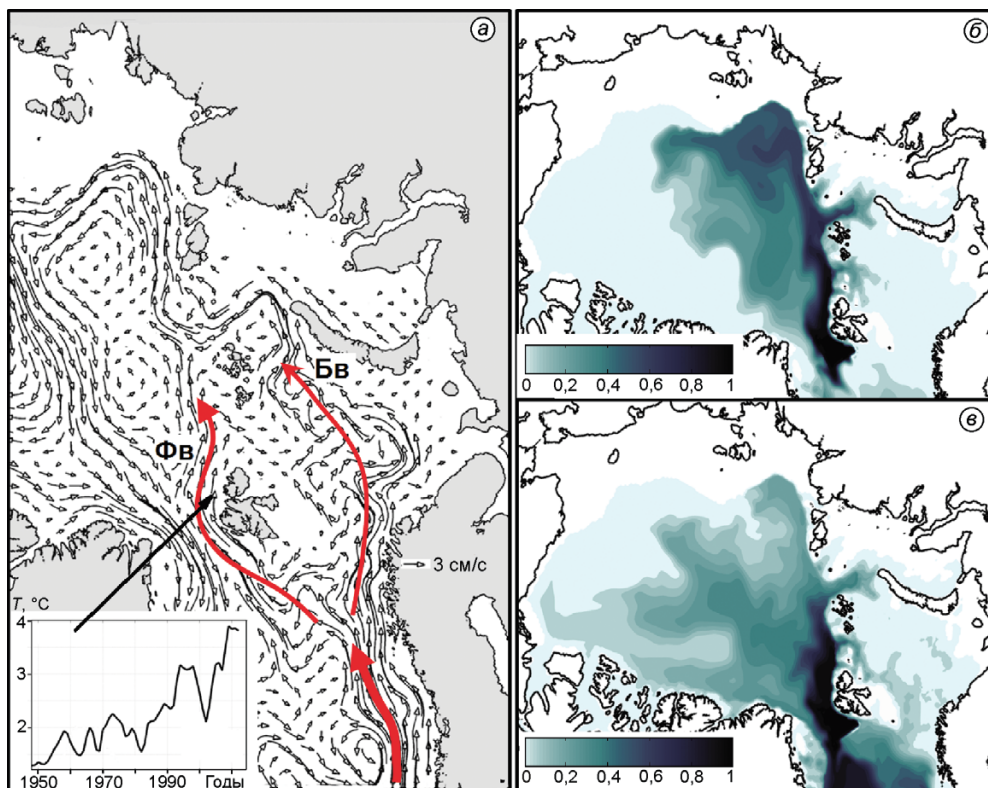


Рис. 3. Результат моделирования распространения атлантических вод в Арктическом бассейне. *a* – осреднённое поле скорости в слое 100–200 м, установившееся в модели к 1975 г. На рисунке стрелками показаны потоки атлантических вод (Фв – Фрамовская ветвь, Бв – Баренцевоморская ветвь) и временной ряд максимальной температуры в ядре атлантических вод к северу от Шпицбергена; *b* – концентрация трассера Фрамовской ветви атлантических вод в слое 100–500 м в период с 1989 по 1995 г.; *в* – то же в период с 2000 по 2009 г.

Fig. 3. The result of modeling of the Atlantic water spreading in the Arctic Ocean:

a – velocities of currents averaged over depth interval of 100–200 m, in 1975. The major flows of Atlantic waters are shown with the arrows (Фв – Fram Strait Branch, Бв – Barents Sea branch) and the time series of the maximum temperature in the core of the Atlantic waters north of Spitsbergen; *b* – distribution of the Fram Strait tracer in 100–500 m in 1989–1995; *в* – the same as (*b*) in 2000–2009

тепла в результате интенсивного обмена с атмосферой и влияет на процессы образования льда. Модифицированная Баренцевоморская атлантическая вода, в среднем имеющая отрицательную температуру, через жёлоб Св. Анны выносится в котловину Нансена. Вторая ветвь атлантических вод – Западно-Шпицбергенское течение – поступает в Арктический бассейн через пролив Фрама (далее Фрамовская ветвь) и, перемешиваясь с холодной арктической водой, опускается на уровень промежуточных вод. На рис. 1 приведена схема [26], принятая в настоящее время, которая отражает движение атлантических вод вдоль материкового склона и циклонические циркуляции в каждом топографическом бассейне. Устойчивость траектории атлантических вод остаётся под вопросом, особенно в Канадском бассейне. Предполага-

ется, что атлантические и промежуточные воды большей части Северного Ледовитого океана представляют собой воды Баренцевоморской ветви. Фрамовская ветвь возвращается к проливу Фрама, не покидая бассейна Нансена, и только иногда распространяется вдоль материкового склона за пределы хр. Ломоносова [27].

Модельное поле течений отражает основные потоки, определяющие обмен между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном. Среди них можно выделить две ветви атлантических вод, поступающих в Северный Ледовитый океан, и южный поток Восточно-Гренландского течения (рис. 3, *a*). Тёплое ядро атлантических вод в модельных расчётах в бассейне Нансена находится над материковым склоном на глубине 200–400 м. В численном расчёте моделируется известный из материалов наблюдений [26]

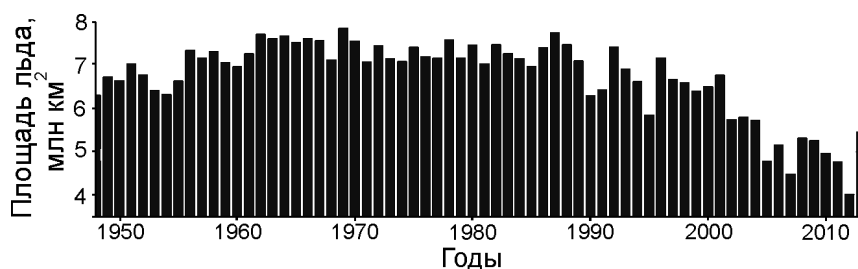


Рис. 4. Временной ряд среднемесячной (сентябрь) площади арктического льда в период с 1948 по 2013 г. (модельный расчёт)

Fig. 4. Monthly averaged Arctic sea ice extent for Septembers of 1948–2013, resulting from numerical experiment

процесс охлаждения в слое атлантических вод по мере продвижения их вдоль материкового склона бассейна Нансена. Основное понижение температуры воды происходит между Карским морем и морем Лаптевых, где тёплые и солёные воды Фрамовской ветви перемешиваются с охлаждёнными и менее солёными водами Баренцевоморской ветви, поступающими через желоб Св. Анны. Дальнейшее охлаждение атлантического слоя протекает на материковом склоне моря Лаптевых. Известное из данных наблюдений повышение температуры в ядре атлантических вод, поступающих через пролив Фрама, с конца 1980-х годов [1, 22, 27, 29] воспроизводится в численном эксперименте (см. рис. 3, а). Дальнейшее перераспределение тепла, поступившего в Арктический бассейн, зависит от различных факторов, в частности от направления и скорости течения в слое атлантических вод.

Установление длительной положительной фазы NAO с конца 1980-х годов совпадает с интенсификацией поступления тёплых вод через пролив Фрама и формированием циклонического режима циркуляции поверхностного слоя Северного Ледовитого океана [1, 24, 29]. В этот период Фрамовская ветвь проникает за пределы бассейна Нансена и вносит свой вклад в изменение атлантического слоя за пределами хр. Ломоносова, способствуя повышению температуры воды вдоль материкового склона. Трассеры, непрерывно действующий источник которых в численном эксперименте был размещён в проливе Фрама и активизирован в 1981 модельном году, в течение 1990-х годов распространились вдоль материкового склона не только в область Евразийского бассейна, но и за пределы хр. Ломоносова, в бассейн Макарова (см. рис. 3, б). Интенсивная антициклоническая циркуляция, сформировавшаяся в Канадском бассейне в первой декаде 2000-х годов, по глубине распространилась 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 (см. рис. 3, в).

Полученный результат согласуется с выводами работы [18], где анализируются модельные расчёты и данные наблюдений содержания ^{129}I в арктических водах. Вместе с тем в работе [31] на основе анализа данных отмечаются только понижение температуры атлантического слоя в Канадском бассейне и предположительное изменение 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 при более подробном разрешении, когда будет усилена нелинейная составляющая течения, позволит установить дополнительные механизмы, ответственные за этот процесс.

Сокращение площади арктического льда. Значительное сокращение площади арктического льда в последнее десятилетие, полученное в численном эксперименте (рис. 4), закономерно, поскольку в качестве модельного форсинга используются данные реанализа, отражающие процесс повышения температуры воздуха в полярных широтах Северного полушария. Три минимума — 2005, 2007 и 2012 гг., известные по данным наблюдений NSIDC [33], выделяются на фоне общего сокращения в период с 2000 по 2013 г. Для практических целей, кроме общего тренда, необходимо воспроизведение положения кромки льда. В тихоокеанском секторе летнее сокращение льда в 2007 г. (рис. 5, а) в значительной степени связывают с аномальной адвекцией тепла в Чукотское море [32]. С точки зрения авторов, влияние циркуляции вод (см. рис. 5, б) и вклад тепла, поступающего от тихоокеанских вод, заметны в поле скорости таяния

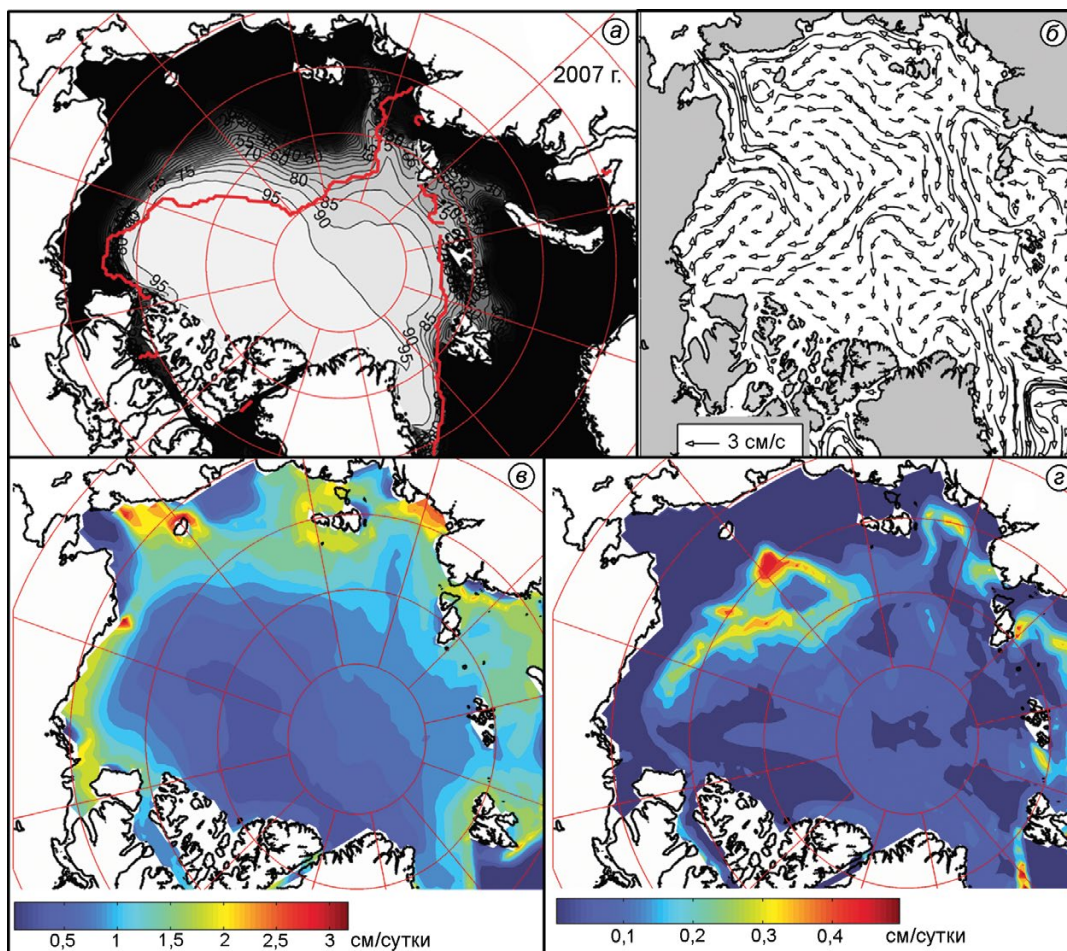


Рис. 5. Модельное состояние льда летом 2007 г.

Поле сплочённости льда в сентябре, %. Сплошная красная линия указывает наблюдавшееся положение границы ледяного поля, соответствующее 15%-й сплочённости, по данным NSIDC [12] (а); поле течений в поверхностном 150-метровом слое (б); скорость таяния льда на нижней поверхности в июле (в) и в сентябре (з)

Fig. 5. Model sea ice state in summer 2007.

September sea-ice concentration (in %). The red line shows observed position of sea ice edge (15% concentration) derived from NSIDC data [12] (a); averaged velocity in the upper 150 m layer (b); ice melting rate in July (v) and in September (z)

на нижней поверхности ледяного покрова. В модельных расчётах для июля 2007 г. (см. рис. 5, в) 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 (см. рис. 5, б), установившейся с середины первой декады 2000-х годов в Канадском бассейне. Освобождение ото льда тихоокеанского сектора Северного Ледовитого океана способствовало дополнительному нагреву этой части океана в

июле и августе и последующему переносу тепла океаническими течениями. Продолжение таяния льда в сентябре (см. рис. 5, з) в численном расчёте обусловлено только передачей тепла от океана в область морского льда.

Различия между рассчитанными и наблюдаемыми значениями положения кромки льда (см. рис. 5, а) определяются множеством причин, среди которых, несомненно, присутствуют недостатки параметризации потоков на границе атмосфера–лёд–океан и несовершенство численной модели льда. С нашей точки зрения, это также может быть обусловлено недостаточным учётом воздействия океанических течений на морской лёд. Возможно, недостаточный учёт

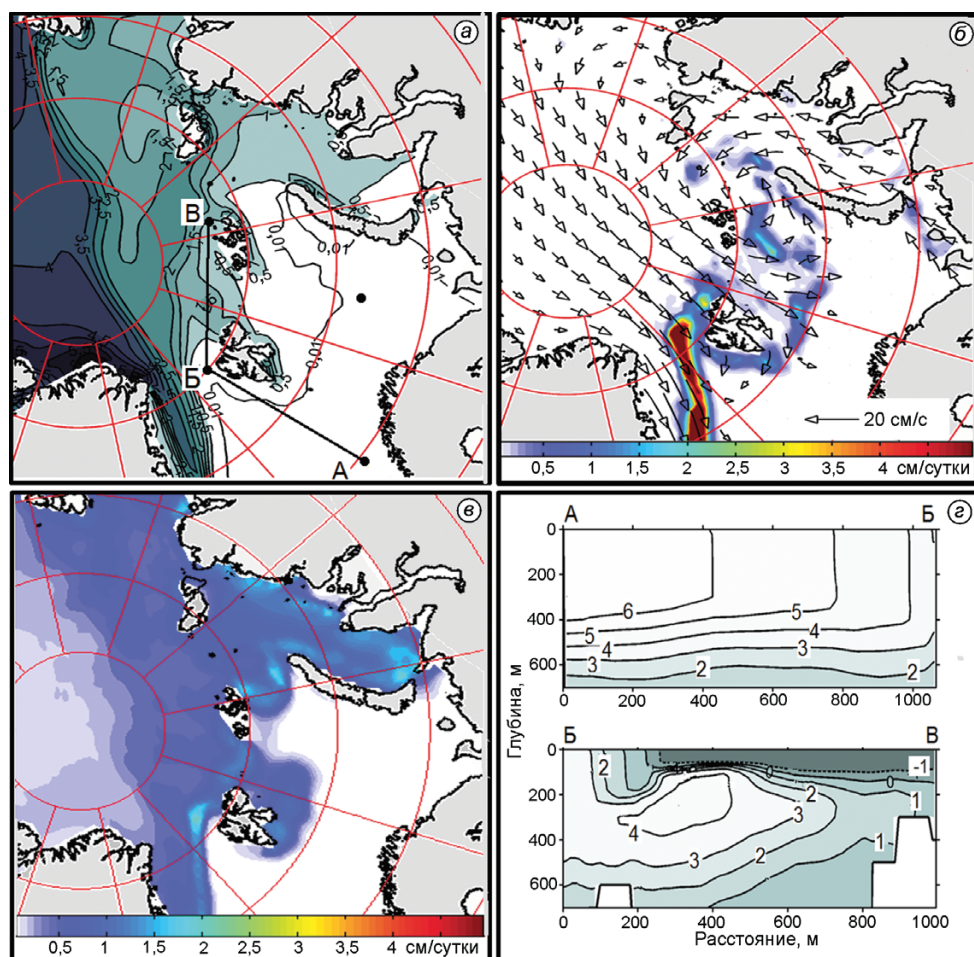


Рис. 6. Результат моделирования влияния атлантических вод на состояние ледяного покрова Северного Ледовитого океана.

Толщина льда (м) в феврале (а); поле дрейфа льда и скорость таяния льда на нижней поверхности в феврале (б) и в июле (в); распределение температуры на разрезе вдоль траектории Фрамовской ветви атлантических вод в феврале (г). Результат расчёта для 2006 г.

Fig. 6. Model result of the Atlantic water influence on the Arctic sea ice.

Ice thickness (m) in February 2006 (a), ice drift and ice melting in February (b) and in July (c); temperature at the transect along Fram Strait branch of Atlantic Water in February (d). Model results for 2006

вихревой составляющей в поле скорости течений тихоокеанских вод в численной модели на грубом разрешении привёл к тому, что положение кромки льда имеет верную тенденцию, но не совпадает с распределением, известным по данным наблюдений [12].

Передача тепла от атлантических вод в атмосферу и в область морского льда в модели наиболее отчётливо проявляется в Баренцевом и Норвежском морях, а также в восточной части Гренландского моря (рис. 6, а), где лёд отсутствует даже в зимний период. Влияние атлантических вод прослеживается к северу от Шпицбергена, где толщина льда в модельном расчёте меняется от 1

до 50 см, несмотря на то, что дрейф льда направлен на юг. Поле скорости таяния льда на нижней поверхности в зимний период устойчиво показывает ненулевые значения в этой области и на кромке льда в Гренландском море (см. рис. 6, б). В некоторые годы рассчитанная здесь скорость таяния льда на нижней поверхности ледяного покрова в зимний период больше, чем в летний (см. рис. 6, в). Также заметно сокращение толщины льда вдоль материкового склона Евразии, к северу от Баренцева моря (линия БВ на рис. 6, а). 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 (см. рис. 6, *з*) вдоль траектории Фрамовской ветви (см. рис. 6, *а*) вертикальное распределение изотерм подтверждает процесс интенсивного перемешивания в области к северу от Шпицбергена. Перенос тепла от ядра атлантических вод в вышележащий слой вдоль материкового склона Евразии подтверждается данными наблюдений и модельными расчётами [22]. На основе анализа данных наблюдений и результатов расчётов толщины однолетнего льда вклад теплового воздействия атлантических вод в сокращение средней толщины льда в западной части котловины Нансена в период с 2004 по 2008 г. оценивается в 20% [3, 17].

Заключение

В настоящей работе представлены результаты исследования Северного Ледовитого океана, проведённого на основе численной модели океана и морского льда, которая разработана в ИВМиМГ СО РАН с использованием данных реанализа атмосферы для периода с 1948 по 2013 г. Результаты численного эксперимента позволили установить, 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 на изменении течений подповерхностного и промежуточного слоёв Северного Ледовитого океана. В этих слоях происходит распространение тёплых тихоокеанских и атлантических вод, поступающих в Арктический бассейн. Полученная в модельном расчёте перестройка циркуляции тихоокеанских вод с циклонической (в 1990-х годах) на антициклоническую (в 2000-х годах), обусловленная изменчивостью атмосферной динамики, подтверждается данными наблюдений [4, 9]. Поскольку тихоокеанские воды распространяются в верхнем 150-метровом слое океана, влияние атмосферной циркуляции на их движение вполне закономерно.

Менее ожидаемо полученное в численном эксперименте изменение направления движения атлантических вод в Канадском бассейне. Если в 1990-е годы моделируется траектория циклонического направления вдоль материкового склона Евразии, то в 2000-е годы атлантические воды распространяются преимущественно в бас-

сейне Нансена, а в Канадский бассейн поступают в виде размытых потоков, движение которых более близко к антициклоническому. Поскольку гипотезы о распространении атлантических вод в 2000-е годы, построенные на основе численного моделирования и данных наблюдений [9, 18, 31], противоречивы, то и они, и полученный нами результат требуют дополнительной проверки на моделях с более подробным пространственным разрешением.

И тихоокеанские, и атлантические воды, представляя собой источник тепла для Арктического бассейна, влияют на состояние ледяного покрова. В численной модели воздействие этих водных масс на распределение и толщину льда проявляется и в приатлантическом, и в тихоокеанском секторах. В модельных полях выделяются области, где максимальная скорость таяния на нижней поверхности льда соответствует траектории распространения и тихоокеанских, и атлантических вод. Влияние тихоокеанских вод наиболее выражено летом 2007 г., когда произошло исчезновение льда в восточном секторе Северного Ледовитого океана. В приатлантическом секторе постоянное отсутствие льда в зимний период в Баренцевом море и в восточной части Гренландского моря обусловлено распространением тёплых атлантических вод. Влияние атлантических вод на толщину льда прослеживается к северу от Шпицбергена и вдоль материкового склона к северу от Баренцева моря, где процессы перемешивания способствуют передаче тепла вышележащим слоям. Результаты моделирования соответствуют выводам, полученным на основе анализа данных наблюдений [17, 22, 23, 32].

Благодарности. Авторы благодарны координаторам FAMOS за предоставление финансовой поддержки для поездки на совещания, а также рецензентам за сделанные замечания, способствовавшие улучшению работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 13-05-00480, № 14-05-00730) и ИП СО РАН № 109, Минобрнауки России (ПНИЭР RFMEFI61014X0006). Исследование проводится в соответствии с темами, обсуждаемыми на ежегодных совещаниях программы FAMOS, финансируемой National Science Foundation Office of Polar Programs (PLR-1313614 и PLR-1203720).

Литература

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. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан–лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // Изв. РАН. Серия Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 145–160.
3. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдун Н., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65. doi:10.7868/S0205961413040076.
4. Махотин М.С. Распространение летних тихоокеанских вод в арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 89–96.
5. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
6. Платов Г.А. Численное моделирование формирования глубинных вод Северного Ледовитого океана: Ч. II. Результаты региональных и глобальных расчетов // Изв. РАН. Серия Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 3. С. 409–425.
7. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 191 с.
8. Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг.: Ч. 2. Состояние ледового и снежного покрова // Изв. РАН. Серия Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 4. С. 513–530.
9. Bitz C.M., Lipscomb W.H. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice // Journ. of Geophys. Research. 1999. V. 104. P. 15669–15677.
10. 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>.
11. Coachman L.K., Barnes C.A. The contribution of Bering Sea Water to the Arctic Ocean // Arctic. 1961. V. 14. № 3. P. 147–161.
12. 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>.
13. Golubeva E.N., Platov G.A. On improving the simulation of Atlantic water circulation in the Arctic Ocean // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112. doi:10.1029/2006JC003734.
14. Hibler W.D. A dynamic thermodynamic sea ice model // Journ. of Phys. Oceanography. 1979. V. 9. № 4. P. 815–846.
15. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics // Journ. of Phys. Oceanography. 1997. V. 27. № 9. P. 1849–1867.
16. Iakshina D.F., Golubeva E.N. Sensitivity study of the warm Atlantic layer to diffusion parameterization in the Arctic modeling // Bulletin of the Novosibirsk computing center. Ser. Numerical Modeling in Atmosphere, Ocean, and Environment Studies. 2014. Iss. 14. P. 1–15.
17. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Repina I., Koldunov N.V., Smirnov A. Tracing Atlantic Water signature in the Arctic sea ice cover east of Svalbard // Advances in Meteorology. 2012. P. 1–11. doi:10.1155/2012/201818.
18. Karcher M., Smith J.N., Kauker F., Gerdes R., Smethie Jr. W. Recent changes in Arctic Ocean circulation revealed by 129-Iodine observations and modelling // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. C08007. doi:10.1029/2011JC007513.
19. Kinney P., Arhelger M.E., Burrell D.C. Chemical Characteristics of Water Masses in the Amerasian Basin of the Arctic Ocean // Journ. of Geophys. Research. 1970. V. 75. P. 4097–4104.
20. Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // Journ. of Geophys. Research. 2009. V. 114. C07005. doi:10.1029/2009JC005312.
21. Lipscomb W.H., Hunke E.C. Modeling Sea ice transport using Incremental remapping // Monthly Weather Review. 2004. V. 132. № 6. P. 1341–1354.
22. Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap // Journ. of Physical Oceanography. 2010. V. 40. P. 2743–2756. doi:10.1175/2010JPO4339.1.
23. Polyakov I.V., Walsh J.E., Kwok R. Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes // Bull. American Meteorol. Society. 2012. V. 93. P. 145–151. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00070.1>.
24. Proshutinsky A.Y., Johnson M. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // Journ. of Geophys. Research. 1997. V. 102. P. 12493–12504.
25. Proshutinsky A., Johnson M. Arctic Ocean Oscillation Index (AOO): interannual and decadal changes of the Arctic climate // Geophys. Research Abstracts. 2011. V. 13. EGU2011-7850, 2011, EGU General Assembly 2011, Vienna, Austria.
26. Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Kattner G. On the intermediate depth water of the Arctic Ocean // The

- Polar Oceans and their role in the shaping the global environment / Eds: O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland. The Nansen centennial volume Geophysical Monograph 85. American Geophys. Union, Washington DC, USA, 1994. P. 33–46.
27. Rudels B., Schauer U., Björk G., Korhonen M., Pisarev S., Rabe B., Wisotzki A. Observations of water masses and circulation with focus on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean from the 1990s to the late 2000s // *Ocean Science*. 2013. V. 9. P. 147–169. doi:10.5194/os-9-147-2013.
 28. Steele M., Morley R., Ermold W. PHC: A global hydrography with a high quality Arctic Ocean // *Journ. of Climate*. 2000. V. 14. P. 2079–2087.
 29. 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 // *Journ. of Geophys. Research*. 2005. V. 110. doi:10.1029/2004JC002312.
 30. Völösmarty C.J., Fekete B., Tucker B.A. River Discharge Database. Version 1.1 (RivDIS v1.0 supplement). University of New Hampshire, Durham NH (USA). 1998.
 31. 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.
 32. Zhong W., Zhao J. Deepening of the Atlantic Water Core in the Canada Basin in 2003–11 // *Journ. of Physical Oceanography*. 2014. V. 44. P. 2353–2369. <http://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-13-084.1>.
 33. <http://nsidc.org/arcticseaicenews/2014/09/>. NSIDC: Arctic sea ice reaches minimum extent for 2014. Arctic Sea Ice News and Analysis. National Snow and Ice Data Center (NSIDC), Boulder, CO. 2014.
 34. <http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/mom4/COREv2.html>. Version 2 forcing for coordinated ocean-ice reference experiments (core).
 35. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/teleconnections.shtml. AAO, NAO, PNA & AO.

Summary

Noticeable shortening of minimal summer area of the sea ice in the Arctic Ocean is a certain indicator of ongoing climate changes. The atmosphere is believed to play a crucial role in this process, while the role of the ocean is considered to be less impor-

tant. However, the temperature of the Atlantic and Pacific waters entering the region increased during the past two decades. It makes to draw a special attention to the condition of the water masses and water circulation in the Arctic Ocean since this may be an additional mechanism of the heat exchange within the climate system.

A regional North Atlantic – Arctic Ocean numerical model enhanced by the atmosphere reanalysis data for 1948–2013 is used for investigation the Arctic Ocean sea ice and water variability. Simulation results reveal significant reduction of the summer Arctic sea ice extent during the last two decades with local minima in 2005, 2007 and 2012, which is in agreement with observations. However, position of sea ice boundaries reproduced by the model deviates from the observational data. One of the main reasons for that could be the circulation of the Atlantic and Pacific water (AW and PW) masses entering the Arctic Ocean, which are not sufficiently simulated by the numerical model. These water masses are important heat sources in the Arctic Basin, providing an additional mechanism of the heat exchange in the Arctic «atmosphere–ice–ocean» system and, as a consequence, influence on the compactness and thickness of the sea ice.

The simulation results made possible to reveal that variability of the atmosphere dynamics influences not only on the sea ice, but it also exerts a certain effect on the PW and AW trajectories. Change in the direction of AW and PW circulation is the most typical for the Canadian Basin. The areas, where the maximal melting rate at the ice lower boundary corresponds to the trajectories of the PW and AW, have been identified. The influence of PW is most pronounced in the summer of 2007, when the ice in the Eastern sector of the Arctic Ocean disappeared. In the Atlantic region of the Arctic Ocean, the flow of warm AW causes a permanent absence of ice in winter in the Barents Sea and in the Eastern part of the Greenland Sea. The effect of AW on the Arctic sea ice may be followed to the North of the Spitsbergen and along the continental slope north of the Barents Sea, where the mixing processes cause warming of overlying layers and thinning of the ice.