# Е.В. Блошкина, М.С. Махотин, Д.Л. Волков, Н.В. Колдунов

# СРАВНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ И ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАСЧЕТА РЕГИОНАЛЬНОЙ КОНФИГУРАЦИИ МОДЕЛИ MITGCM

E.V. Bloshkina, M.S. Makhotin, D.L. Volkov, N.V. Koldunov

# COMPARISON THE ARCTIC OCEAN THE THERMOHALINE CHARACTERISTICS DISTRIBUTION FROM THE OBSERVED DATA AND MITGCM MODEL SIMULATED DATA

В статье рассматриваются еженедельные поля термохалинных характеристик в акватории Северного Ледовитого океана, рассчитанные с использованием региональной конфигурации модели Массачусетского технологического института (MITgcm) с 2000 по 2012 г. По результатам сравнения расчетных и натурных данных показано, что модель достаточно хорошо воспроизводит главные особенности вертикального распределения температуры и солёности в Арктическом бассейне. Также модель показывает наличие атлантической водной массы в Арктическом бассейне примерно в том же диапазоне глубин, что и по данным наблюдений. Модель отображает наличие локального максимума температуры в слое летних тихоокеанских вод со значениями, близкими к измеренным.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Арктический бассейн, гидродинамическая модель MITgcm, ECCO2, термохалинные характеристики, водные массы, атлантические воды, летние тихоокеанские воды.

Here we show weekly average distribution of temperature and salinity in the Arctic Ocean calculated by regional configuration of the MITgcm model between 2000 and 2012. Based on comparison simulated and observed data the model shows close approximation of temperature and salinity vertical distribution in the Arctic Basin. Calculated depths of the Atlantic water are close to observed data. Modeling results show local temperature maximum in the layer of Pacific origin water characterised by values close to measured.

Key words: Arctic ocean, Arctic basin, hydrodynamic model MITgcm, ECCO2, thermohalin characteristics, water masses, Atlantic waters, Pacific waters.

#### Введение

Глобальное изменение климатической системы нашей планеты является одной из ключевых проблем, оказывающих существенное влияние практически на все сферы

человеческой деятельности. Полярные области Земли и, в частности, Северный Ледовитый океан (СЛО) — важнейший индикатор и фактор этих изменений [8]. Скорость потепления в Арктике в два раза больше глобальной скорости [20, 21]. В последние десятилетия Арктические регионы характеризуются увеличением до 0,8 °С/(10 лет) и более для среднегодовой приповерхностной температуры и до 1 °С/(10 лет) и более для среднесезонной [5]. Наряду с наблюдаемыми в последние десятилетия интенсификацией циклонической деятельности в атмосфере и сокращением ледяного покрова происходят изменения и в структуре водной толщи: потепление и опреснение в Амеразийском суббассейне, осолонение верхнего слоя океана в Евразийском суббассейне, потепление, осолонение и рост толщины слоя атлантических вод, потепление слоя тихоокеанских вод и увеличение их объема, поступающего через Берингов пролив [13, 16, 28, 29, 30, 34, 41, 43].

Несмотря на развитие методов современных технологий измерений различных характеристик океанографического режима, остаётся проблема регулярности их выполнения, обусловленная наличием льда большую часть года, тяжелыми климатическими условиями, отсутствием соответствующей инфраструктуры. На основе получаемых данных, которые в большинстве случаев являются эпизодическими, очень сложно оценить динамику природных процессов и спрогнозировать эволюцию системы в условиях происходящих изменений. В связи с этим, наиболее перспективным является использование гидродинамических моделей, в частности региональных конфигураций существующих глобальных моделей, которые могут послужить как для решения задач прогноза, так и для проверки новых параметризаций.

На данный момент наибольшее внимание сфокусировано на исследовании и прогнозировании с помощью моделей состояния ледяного покрова в Арктике и воспроизведения характеристик поверхностного слоя. При этом результаты, получаемые по распределению характеристик ледяного покрова, температуры и солености воды на поверхности и в приповерхностных слоях согласуются с натурными данными [22]. Намного хуже получаются результаты моделирования в глубинных слоях СЛО. Основные проблемы связаны с воспроизведением особенностей распространения атлантических вод и воспроизведением баланса пресной воды в Арктике.

Данная работа посвящена сравнению распределения температуры и солености вод, некоторых характеристик водных масс СЛО, полученных по результатам расчета региональной конфигурации модели MITgcm (Massachusetts Institute of Technology general circulation model) [33, 40] и данным измерений, выполненных в период Международного Полярного Года. Региональная модель СЛО была установлена и успешно работает в Ресурсном центре «Вычислительный центр СПбГУ» с 2014 г. Результаты по сравнению модельных расчетов ледяного покрова со спутниковыми данными были опубликованы в [3].

#### Модель

Модель СЛО, с помощью которой велись расчеты, основана на региональной конфигурации модели общей циркуляции океана Массачусетского технологического института (MITgcm) [25–27, 40]. Область моделирования включает в себя СЛО и северные части Атлантического и Тихого океанов. Расчётная сетка криволинейная с пространственным шагом около 4 км (1680×1536 ячеек). По вертикали модель имеет 50 уровней (система z-координат) с толщиной, изменяющейся от 10 м у поверхности до 450 м в районе максимальной модельной глубины (около 6000 м). В качестве начальных условий были взяты поля из World Ocean Atlas 2009 (WOA09) [15, 24], атмосферный форсинг из японского реанализа — Japanese 25-year ReAnalysis (JRA25). Граничные условия взяты из оптимального решения глобальной модели ЕССО2 (Estimating Circulation and Climate of the Ocean, Phase II). В результате были получены осредненные за недельный период поля температуры и солености для всей акватории СЛО.

# Данные

Для сравнения модельных расчетов с результатами измерений использовалась океанографическая база термохалинных характеристик отдела океанологии Федерального государственного бюджетного учреждения «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (ФГБУ «ААНИИ») за летние месяцы (август – сентябрь) 2007–2009 гг. Эти данные включают в себя результаты измерений российских и зарубежных экспедиций, полученных в рамках исследований по программе Международного Полярного Года (МПГ), который был проведен с 1 марта 2007 г. по 1 марта 2009 г.

# Метод построения карт

Натурные данные, полученные в августе – сентябре 2007–2009 гг., характеризуются неоднородностью во времени и пространстве. На рис. 1 приведены примеры распределения станций на глубине 5 м и 2000 м. При этом данные модели имеют регулярный шаг сетки и еженедельное осреднение. В связи с этим для сравнения натурных и модельных данных расчетные поля приводились к измеренным. Для этого был применен следующий алгоритм:

- 1) из базы данных брался вертикальный профиль, выполненный в определенный момент времени;
- из всех расчетных полей за интересующий период выбиралось то поле, которому соответствовала дата, максимально близкая к дате измерения;
- из всех узлов расчетной сетки удовлетворяющего по дате расчетного поля выбирался узел, расположенный максимально близко к измеренному вертикальному профилю;
- для каждого уровня, на котором проводились сравнения, была сделана проверка на наличие данных, как в модели, так и по данным наблюдений. В итоге для каждого горизонта использовались только те точки, в которых были как результаты расчета, так и результаты измерений.

Таким образом, в результате для каждой точки с натурными данными была найдена максимально близкая по расстоянию и времени точка с расчетными данными. В дальнейшем при построении карт, как для натурных, так и для расчетных данных, использовался один и тот же метод интерполяции с одинаковыми параметрами.



Рис. 1. Распределение станций с натурными наблюдениями на глубине 5 м (а) и 2000 м (б)

#### Распределение температуры и солености на заданных горизонтах

# Особенности распределения термохалинных характеристик в Северном Ледовитом океане

В Арктическом бассейне (глубоководная часть СЛО) принято выделять несколько водных масс.

- 1. Поверхностные водные массы, характеризующиеся низкими значениями температуры и невысокими значениями солености. В летние месяцы верхний слой (до 25–50 м) подо льдом имеет отрицательные значения температуры, близкие к температуре замерзания при данной солености; на акваториях, свободных от ледяного покрова, наблюдаются значения температуры выше 0 °C [7]. Пониженные значения солености в летний период связаны с мощным выносом речных вод и процессами таяния льда. Под ним на глубинах в слое 25–100 м залегает слой холодного галоклина (с относительно однородной температурой ниже 0 °С и соленостью от 33 до 34,5 ‰ [35]). В [14] было сделано предположение, что образование этого слоя связано с проникновением в Арктический бассейн соленых холодных вод, образовавшихся в зимний период на шельфе морей Карского и Лаптевых. Из-за более высокой плотности они по мере распространении погружаются под сравнительно распресненные воды, поступающие из притихоокеанской части Арктического бассейна. В дальнейшем было высказано предположение, что воды холодного галоклина формируются благодаря процессам зимней конвекции непосредственно в Арктическом бассейне [37]. Под слоем холодного галоклина наблюдается промежуточный слой, в котором значения термохалинных характеристик являются переходными между характеристиками слоя холодного галоклина и атлантическими водными массами [18].
- В Амеразийском суббассейне под верхним перемешанным слоем залегают летние и зимние тихоокеанские воды. Летние тихоокеанские воды идентифицируются по наличию локального максимума температуры в слое с соленостью от 31 до 33 % [17]. За верхнюю и нижнюю границы обычно принимаются глубины положения

изотермы –1,4 °C [1, 2, 7, 39]. Зимние тихоокеанские воды характеризуются наличием температурного минимума в районе солености 33,1 ‰, высокой концентрацией биогенных элементов и низким содержанием кислорода [23].

- Атлантические водные массы (АВ), характеризующиеся положительными значениями температур и соленостью 34,5–35 ‰ [9, 10, 31]. Глубина залегания 100–1000 м.
- 4. Донные водные массы, залегающие на глубинах свыше 1000 м и характеризующиеся отрицательными значениями температуры (−0,4...0,9 °C) и однородно высокой соленостью 34,93–34,99 ‰ [35].

На рис. 2 представлены примеры наблюдавшихся и модельных вертикальных профилей температуры и солености для различных районов Арктического бассейна.



Рис. 2. Вертикальное распределение температуры (*t*) и солености (*S*) по данным наблюдений и по результатам расчета модели: станция № 1 (*a*, *c*) выполнена 23.08.2008; станция № 2 (*б*, *д*) выполнена 09.04.2008; станция № 3 (*s*) выполнена 14.09.2009

На гидрологический режим арктических морей наибольшее влияние оказывает водообмен с соседними бассейнами, речной сток (в особенности для Карского моря и моря Лаптевых), наличие ледяного покрова.

В летний период воды Карского моря и моря Лаптевых имеют схожую вертикальную структуру на большей части акватории: поверхностный прогретый распреснённый слой с положительными значениями температур и солёностью от 3 до 25 ‰ (толщина 5–15 м), слой галоклина, характеризующийся значительными градиентами характеристик (глубина 15–25 м), и придонный слой с отрицательными значениями температуры и соленостью выше 34 ‰. В северных частях этих морей верхние слои заняты поверхностной арктической водной массой, в промежуточных слоях наблюдаются AB.

Воды Норвежского и Баренцева морей в летние месяцы характеризуются высокими значениями температуры (5–11 °C) и солености (34–35 ‰) в поверхностном слое, обусловленными поступлением теплых и соленых AB. Вблизи устьев рек наблюдаются более низкие значения солености. В глубоководных слоях температура понижается до отрицательных значений. Северные районы Баренцева моря подвержены влиянию водных масс Арктического бассейна (AБ).

Водные массы Восточно-Сибирского моря формируются под влиянием вод, поступающих из АБ, из моря Лаптевых, из Чукотского моря, и, в меньшей мере, под влиянием относительно теплых речных вод. Восточно-Сибирское море большую часть года покрыто льдами, поэтому даже летом на большей части акватории наблюдаются отрицательные значения температуры. Исключения составляют свободные ото льда прибрежные мелководные районы. Вследствие мелководности и отсутствия глубоководных желобов на подавляющей части акватории моря от поверхности до дна залегают поверхностные арктические воды.

Гидрологический режим Чукотского моря определяется неравномерным в течение года поступлением солнечной радиации к поверхности воды, а также потоком вод тихоокеанского происхождения, проникающим на акваторию моря через Берингов пролив. В летний период через восточную часть Берингова пролива на шельф Чукотского моря поступают теплые и соленые воды из Берингова моря. В летний период на шельфе Чукотского моря практически вся толща воды обладает положительной температурой и сравнительно высокой соленостью. Холодные воды поступают в Чукотское море с севера и северо-запада (из Восточно-Сибирского моря). В свободной ото льдов центральной части моря соленость, определяемая поступающими тихоокеанскими водами, может достигать 32,5 ‰, тогда как вблизи кромки льдов она уменьшается в результате их таяния до 24 ‰.

#### Распределение термохалинных характеристик по вертикали

Для сравнения вертикального распределения термохалинных характеристик по натурным и модельным данным были выбраны три профиля, расположенных в различных районах Арктического бассейна: в проливе Фрама, в Евразийском и Амеразийском суббассейнах (рис. 2).

Как видно из рис. 2, особенности вертикального распределения температуры и солености по результатам измерений и расчетов хорошо соотносится друг с другом. При этом, значения температуры, полученные по результатам модели, в большинстве случаев завышены относительно наблюденных. Для профилей, выполненных в Евразийском и Амеразийском суббассейнах, модель дает более высокие значения температуры по сравнению с натурными данными. Максимальная разница наблюдается в

обоих случаях в слое атлантических вод (для профиля № 1 в ядре атлантических вод она достигает 2–3 °С, для профиля № 2 – 1,5–2,5 °С). Исключение составляют глубинные слои, где расчетные значения температуры меньше наблюденных (для профиля № 1 разница достигает 0,1 °С, для профиля № 2 – 0,2 °С). Для станции расположенной в проливе Фрама характерна незначительная разница между натурными и модельными значениями температуры в ядре атлантических вод, по мере увеличения глубины разница между измеренными и рассчитанными значениями температуры увеличивается (модельные значения температуры превышают измеренные в среднем на 0,5 °С).

Измеренные значения солености для профиля № 3 больше расчетных по всей глубине в среднем на 0,3 ‰. Максимальная разница наблюдается на поверхности  $(1-2\%_0)$ , минимальная на придонных горизонтах  $(0,1\%_0)$ . Для профиля № 2, наоборот, характерны завышенные расчетные значения солености по сравнению с наблюденными. Максимальная разница  $(0,9-1,2\%_0)$  наблюдается в ядре атлантических вод и в поверхностном слое (до 2 ‰). На профиле № 1 на горизонтах расположенных выше слоя атлантических вод разница между измеренными и расчетными значениями солености положительна (разница постепенно уменьшается от поверхности  $(1-2\%_0)$  до 100 м  $(0,02\%_0)$ . Глубже разность между натурными и модельными данными становится отрицательной.

#### Распределение температуры и солености в поверхностном слое

По данным измерений в летний период 2007–2009 гг. было зафиксировано уникальное тепловое состояние поверхностного слоя океана в летний период [13]. Прежде всего, отметим, что летом 2007-2009 гг. поверхностная температура воды на большей части акватории АБ и арктических морей была значительно выше среднемноголетней. При этом нулевая изотерма в Амеразийском суббассейне достигала в отдельных областях широты 80°, положения изотерм отрицательных температур были также сильно смещены к северу по отношению к их климатическому положению. В проливе Фрама значения температуры поверхности составляли 5-7 °C, что на 3-5 °C выше климатической нормы. В Восточно-Сибирском и Чукотском морях наблюдались более высокие значения температуры воды в связи с отступлением кромки ледяного покрова на север. Положительные аномалии температуры в Карском море и море Лаптевых составили 2-5 °С. В поле солености были зафиксированы следующие особенности. В Амеразийском суббассейне наблюдались экстремально низкие значения солености, достигавшие в некоторых районах 24–27 ‰ (на 2–4 ‰ ниже климатических). В Евразийском суббассейне, наоборот, были зафиксированы повышенные значения солености [32–33 ‰ (климат 30-32 %)]. При этом контраст солености по разные стороны от хребта Ломоносова составил 3 %, что в три раза больше климатических данных. В морях Карском и Лаптевых положение фронтальных зон, связанных с выносом пресных речных вод, и значения солености в них были близки к историческим данным.

По данным, полученным по результатам модельных расчетов, распределение температур на глубине 5 м в летние периоды 2007-2009 гг. в целом хорошо соотносится с особенностями, описанными выше (рис. 3, *a*-*e*). Положение фронтальных зон в Баренцевом и Чукотском морях идентично реальным измерениям. Значения градиентов температуры в них также близки друг другу. Наибольшее несоответствие наблюдается в зоне выноса речных вод: в Карском море фронтальная зона смещена к югу по отношению к измеренным данным, в море Лаптевых градиенты температуры выражены слабо, что полностью не соответствует реальности. В Амеразийском суббассейне изотермы -1,5 °C и 0 °C смещены к северу по сравнению с климатическими данными. Положение же изотерм -0,5 °C и -1 °C совпадает со среднемноголетним. Значения температуры в целом тоже достаточно близки друг к другу. В арктических морях они в большинстве случаев занижены, за исключением Баренцева моря. Наибольшая разница наблюдается в море Лаптевых, где она достигает 3-6 °C. Площадь с отрицательными значениями температуры в АБ несколько больше реальной. Максимальная разница наблюдается к северу от Новосибирских островов.

Поле солености в поверхностном слое в модели воспроизведено несколько хуже по сравнению с полем температуры. Особенно это касается значений солености в Амеразийском суббассейне и в зоне выноса речных вод. При этом положение фронтальных зон в АБ и арктических морях близко к реальным. Также модель воспроизводит низкие относительно среднемноголетних значения солености в Канадской котловине, повышенную по сравнению с климатическими данными разницу между соленостью в Евразийском и Амеразийском суббассейнах (фронтальная зона между суббассейнами смещена к западу по сравнению с реальными данными), увеличение по сравнению со средними многолетними значениями солености к северу от Карского моря. Значения же солености и градиентов во фронтальных зонах в большинстве случаев не совпадает с измеренными. Наибольшая разница наблюдается в морях Карском и Лаптевых, где она может составлять до 20 ‰. В Канадской котловине значения солености выше измеренных на 2–4 ‰.

На горизонте 25 м (рис. 3,  $\partial$ -3) большая часть акватории СЛО занята водными массами с отрицательными значениями температуры. Исключение составляют Баренцево и Чукотское моря, находящиеся под влиянием теплых атлантических и тихоокеанских вод соответственно. Летом 2007–2009 гг. в Амеразийском суббассейне изотермы температуры ниже 0 °С, также как и на горизонте 5 м, были смещены к северу относительно климатических данных. Также более высокие значения температуры по сравнению со среднемноголетними наблюдались в проливе Фрама (выше на 2–3 °С), в Беринговом проливе и Чукотское море (выше на 1–2 °С), в Баренцевом море (выше на 0,5–1 °С). В поле солености в летние месяцы 2007–2009 гг. были зафиксированы те же особенности, что и на поверхности: аномально низкие значения солености (до 28 ‰) в Амеразийском суббассейне, наличие ярко выраженной фронтальной зоны между Евразийским и Амеразийском суббассейне (на 0,5–1 °С) выше среднемноголетних).

При сравнении полей температуры на глубине 25 м, полученных по натурным и расчетным данным, можно сделать вывод, что модель завышает значения температуры: в глубоководной части в среднем на 0,5 °C, в Баренцевом и Чукотском морях — на 1-2 °C. Наибольшее несоответствие наблюдается в Карском море, где полностью отсутствуют отрицательные температуры на глубине 25 м, хотя для центральной и северной частей акватории является характерным наличие донной водной массы со значениями температуры ниже 0 °C, залегающей глубже 10-15 м. Также непонятным является присутствие вод с положительными температурами к северу от Новосибирских островов.



Рис. 3. Распределение температуры (°С) ( $a, \delta, \partial, e$ ) и солености (‰) ( $e, e, \infty, 3$ ) на глубине 5 м (a–e) и 25 м ( $\partial$ –3) (слева — данные наблюдений, справа — данные модели)

В поле солености в АБ по результатам модели наблюдаются те же несоответствия с реальными данными, что и на горизонте 5 м. В арктических морях воспроизведенное моделью поле солености близко к реальному.

#### Распределение температуры и солености в промежуточных слоях

На горизонте 105 м по данным измерений вдоль континентального шельфа Евразийского суббассейна наблюдаются АВ. Положение нулевой изотермы совпадает с положением изогалины 34,5 % (рис. 4, a-r). Остальная акватория АБ занята водами с отрицательными значениями температуры. В Баренцевом море, за исключением северных районов, наблюдаются высокие положительные значения температуры.

По результатам модели AB занимают практически весь Евразийский суббассейн и южную часть Амеразийского суббассейна. При этом положению изотермы 0 °C соответствует положение изогалины 34,1%, хотя, как было отмечено выше, согласно [7, 15, 24] соленость этой водной массы должна быть не меньше 34,5%. Разница расчетных и измеренных температур на континентальном шельфе Евразийского суббассейна в отдельных районах достигает 3-4 °C. В остальной части AБ значения температур также завышены относительно измерений (в среднем на 0,3-0,4 °C). На акватории Баренцева моря, за исключением северных районов, положение фронтальных зон совпадает, измеренные и расчетные значения температур близки друг к другу.

Расчетное поле солености неплохо воспроизводит положение фронтальных зон на глубине 105 м, но сами значения солености в большинстве случаев не совпадают: в Амеразийском суббассейне они опять завышены по сравнению с наблюденными, в Баренцевом море занижены. Максимальное несовпадение значений наблюдается на континентальном склоне морей Восточно-Сибирского и Лаптевых.

На глубине 500 м (рис. 4,  $\partial$ -3) практически вся акватория СЛО занята AB с положительными значениями температуры и высокой соленостью. При этом поля солености и температуры характеризуются малой изменчивостью значений на большей части акватории. Исключение составляет Норвежское море, где наблюдались значительные градиенты температуры и солености. По данным наблюдений максимальные значения температуры (4,5 °C) и солености (35,2 ‰) были зафиксированы в Норвежском море. В АБ значения термохалинных характеристик постепенно понижаются от пролива Фрама к Канадской котловине. При этом изотермы и изогалины ориентированы вдоль основных хребтов АБ. По расчетным данным значения температуры и солености меняются в меньшем диапазоне относительно наблюденных. Максимальные значения температуры также были получены в Норвежском море, а в АБ значения температуры убывают от пролива Фрама к Канадской котловине. При этом для всей акватории АБ расчетные значения температуры в Евразийском суббассейне выше измеренных (в среднем на 1 °C), в Амеразийском суббассейне они завышены на 0,5–1 °C.

Воспроизведенное поле солености не отражает особенностей распределения данной характеристики в СЛО на глубине 500 м. По результатам модели соленость увеличивается по мере продвижения от пролива Фрама к Земле Франца-Иосифа. Материковый склон от Земли Франца-Иосифа до берегов Америки характеризуется одними и теми же значениями солености. В целом значения солености по результатам расчета завышены по сравнению с измеренными на всей акватории АБ на 0,05–0,1 ‰.



Рис. 4. Распределение температуры (°С) ( $a, \delta, \partial, e$ ) и солености (‰) (b, e, w, s) на глубине 105 м (a–e) и 500 м ( $\partial$ –s) (слева — данные наблюдений, справа — данные модели)

На глубине 1000 м (рис. 5, a-e) АВ наблюдаются только в Канадской котловине. На остальной части акватории значения температуры ниже 0 °С. По данным наблюдений в летние месяцы 2007–2009 гг. минимальные значения температуры (до -0,6 °C) были зафиксированы в Норвежском море. В Евразийском суббассейне диапазон изменений температуры незначительный: от -0,3 до -0,15 °C. В отличие от натурных данных по результатам модели на глубине 1000 м вся акватория АБ занята водной массой с положительными значениями температуры (отрицательные значения были получены только в Норвежском море). При этом вдоль континентального склона модель показывает аномально высокие значения температуры (до 1,1 °C). Особенности распределения поля солености также не соответствуют данным наблюдений. Расчетные значения солености в Амеразийском суббассейне выше, чем в Евразийском. Минимальные значения были получены в норвежском море. По данным наблюдений, наоборот, максимальные значения солености наблюдаются в Норвежском море, а минимальные — в Канадской котловине.

По данным наблюдений на глубине 1400 м (рис. 5,  $\partial$ -3) на всей акватории залегает водная масса с отрицательными значениями температуры и высокой соленостью. При этом самые низкие значения были зафиксированы в Норвежском море (-0,6...-0,7 °C), а самые высокие — в Амеразийском суббассейне (-0,25 °C). В целом, значения температуры убывают от пролива Фрама к Канадской котловине. Поле солености имеет более сложную структуру. Диапазон изменений солености очень маленький: от 34,88 до 34,92 ‰.

Рассчитанное по модели поле температуры не отражает особенностей ее распределения в Амеразийском суббассейне. В отличие от измерений модель показывает наличие AB в южных областях котловин Макарова и Канадской. В Евразийском суббассейне и Норвежском море значения температуры и их изменчивость в пространстве очень близки друг к другу.

Диапазон изменчивости модельных значений солености больше по сравнению с данными в два раза: от 34,9 до 35 ‰. Максимальные значения были получены в южном районе котловины Макарова. По данным же наблюдений здесь, наоборот, были зафиксированы минимальные значения солености.

#### Распределение температуры и солености в глубинных слоях

Глубоководные слои АБ характеризуются малой изменчивостью термохалинных характеристик, отрицательными значениями температуры и высокими значениями солености. Основной особенностью пространственного распределения значений температуры и солености является наличие фронтальной зоны, располагающейся над хребтом Ломоносова и относительной однородностью значений характеристик внутри Евразийского и Амеразийского суббассейнов. При этом в Амеразийском суббассейне значения температуры и солености выше по сравнению с Евразийским, за исключением значений солености на горизонте 3000 м, где они изменяются в одном и том же диапазоне по обе стороны от хребта Ломоносова.

На глубинах 2000 и 3000 м в летние месяцы 2007—2009 гг. в Евразийском суббассейне значения температуры изменялись в диапазоне от -0,8 °C до -0,7 °C, значения солености — от 34,92 до 34,94 ‰ (рис. 6). В Амеразийском суббассейне наблюдалась температура  $-0,3 \dots -0,4$  °C и соленость 34,94—34,96 ‰.



Рис. 5. Распределение температуры (°С) ( $a, \delta, \partial, e$ ) и солености (‰) ( $s, e, \mathscr{K}, 3$ ) на глубине 1000 м (a-e) и 1400 м ( $\partial-3$ ) (слева — данные наблюдений, справа — данные модели)



Рис. 6. Распределение температуры (°С) ( $a, \delta, \partial, e$ ) и солености (‰) ( $s, e, \mathscr{K}, 3$ ) на глубине 2000 м (a-e) и 3000 м ( $\partial-3$ ) (слева — данные наблюдений, справа — данные модели)

Рассчитанные по модели поля термохалинных характеристик воспроизводят наличие над хребтом Ломоносова фронтальной зоны, но градиенты в ней меньше, и ее восточная граница смещена к хребту Менделеева. Так же, как и по данным наблюдений, в Амеразийском суббассейне значения температуры (2000 и 3000 м) и солености (только 2000 м) выше по сравнению с Евразийским. Значения в поле солености на горизонте 3000 м мало изменяются по разные стороны от хребта Ломоносова. Стоит отметить, что хотя особенности распределения термохалинных характеристик по данным наблюдений и модели совпадают, абсолютные значения расчетных и измеренных значений температуры и солености отличаются друг от друга. Так, к востоку от хребта Ломоносова модельные значения температуры ниже в среднем на 0,1 °C относительно наблюденных, в Евразийском суббассейне значения температуры на глубине 2000 м совпадают, на 3000 м расчетные значения занижены на 0,1 °C. Значения солености в большинстве случаев по результатам расчета выше измеренных. Исключение составляет глубина 3000 м в Амеразийском суббассейне, где модельные и наблюденные значения солености совпадают.

#### Распределение характеристик атлантической водной массы

Теплые соленые AB — одна из главных особенностей гидрологического режима СЛО. AB впервые были зафиксированы в AБ во время известного дрейфа «Фрама» в 1893—1896 гг. В дальнейшем Нансеном было показано, что теплая прослойка AB является продолжением Западно-Шпицбергенского течения [31]. В 1910 [19] и 1912 г. Нансеном [32] были проведены исследования характеристик AB к западу и северо-западу от Шпицбергена, на основе чего был сделан вывод о том, что AB втекают в AБ хорошо выраженным потоком, который распространяется вдоль континентального склона Шпицбергена и после этого часть их поворачивает на восток, продолжая следовать вдоль континентального склона Евразийского суббассейна. Позднее В.Т. Тимофеевым [9, 11] было установлено, что поток AB, распространяясь вдоль континентального склона Евразийского суббассейна, достигает моря Лаптевых. В дальнейших работах В.Т. Тимофеев и А.Ф. Трешников показали, что AB распространяются по всему AБ [11, 12].

Согласно А.Ф. Трешникову и Г.И. Баранову [12], АВ воды образуют два циклонических круговорота. Первый из них расположен в котловинах Нансена и Амундсена, второй — в Канадской котловине. В районе поднятия Альфа и хребта Менделеева эти два круговорота сопрягаются весьма слабым антициклональным круговоротом, являющимся продолжением поверхностного. На горизонте 1000 м над котловиной Амундсена этот круговорот несколько усиливается, и на его южной периферии происходит водообмен между Евразийским и Амеразийским суббассейнами.

Руделсом в работе [36] была предложена уточненная схема циркуляции в АБ. Согласной ей, АВ поступают в АБ через пролив Фрама — фрамовская ветвь и из Баренцева моря — баренцевоморская ветвь. Баренцевоморская ветвь затекает в Арктический бассейн в основном через глубоководные желоба Карского моря и затем движется вдоль Евразийского континентального склона. Часть вод фрамовской ветви попадает через желоб Святой Анны в Баренцево и Карское моря, остальные затекают в центральную часть Арктического бассейна [38]. Конвергенция этих двух ветвей к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа создает фронтальную зону со значительными горизонтальными градиентами в поле температуры и солености. По мере продвижения эти два потока образуют несколько топографически обусловленных циклональных круговоротов над котловинами АБ (котловины Нансена, Амундсена, Макарова, Канадская).

По данным наблюдений в летние месяцы 2007—2009 гг. верхняя граница AB в Евразийском суббассейне располагалась на глубинах 70—200 м (рис. 7). Минимальные значения глубины залегания верхней границы (70—90 м) были зафиксированы в проливе Фрама и на континентальном склоне к востоку от арх. Шпицберген. Также в Евразийском суббассейне наблюдались минимальные значения толщины слоя AB и глубины залегания их ядра. По мере продвижения AB вдоль континентального склона глубины залегания границ AB и ядра постепенно увеличиваются, достигая максимальных значений в Канадской котловине.

Модель достаточно реалистично воспроизводит положение верхней границы и ядра AB в Евразийском суббассейне. В Амеразийском суббассейне область с минимальными значениями глубины залегания верхней границы и ядра смещена к северу относительно наблюденной. При этом верхняя граница и ядро по данным модели расположены выше в среднем на 100–150 м по сравнению с реальными данными. Наибольшая разница между измерениями и расчетами была зафиксирована на континентальном шельфе на участке от Северной Земли до берегов Америки и вдоль о-вов Королевы Елизаветы.

Особенности распределения нижней границы AB моделью не воспроизводятся. Значения глубин ниже наблюденных в среднем на 300 м. Также модель показывает наличие фронтальных зон в Амеразийском суббассейне, которые не были зафиксированы по данным натурных наблюдений.

Распределение характеристик ядра AB имеет следующие закономерности: уменьшение температуры и солености по мере продвижения AB от пролива Фрама вдоль континентального шельфа и вглубь AБ, наличие фронтальной зоны в поле температуры в котловине Нансена, незначительный диапазон изменений значений температуры в Амеразийском суббассейне относительно Евразийского суббассейна, малая изменчивость солености во всем AБ.

Модель показывает уменьшение температуры от Евразийского к Амеразийскому суббассейну (рис. 8). Также она отражает наличие фронтальной зоны в котловине Нансена. При этом значения температуры завышены в среднем на 1–1,5 °С, а распределение изотерм в Амеразийском суббассейне не совпадает с данными наблюдений. Наибольший вопрос вызывает существования «теплого пояса» вокруг всего Амеразийского суббассейна. Поле солености, воспроизведенное моделью, не отражает основной закономерности: уменьшение солености от пролива Фрама вдоль континентального склона. Как видно из рис. 8, соленость в проливе Фрама в ядре АВ меньше, чем в море Лаптевых.

Еще одной важной характеристикой AB является их теплосодержание. Как видно из рис. 8, по результатам расчета теплосодержание превышает реальные значения в среднем в два раза. Так, максимальные различия наблюдаются на участке континентального склона от арх. Северная Земля до побережья Америки. Особенности распределения теплосодержания модель не воспроизводит.



Рис. 7. Глубина залегания (м) верхней (a,  $\delta$ ) и нижней границ ( $\partial$ , e) и ядра (s,  $\epsilon$ ) АВ (слева — данные наблюдений, справа — данные модели)

#### Распределение характеристик летних тихоокеанских вод

Тихоокеанские воды, поступающие через Берингов пролив, составляют 1/3 приходной части пресноводного баланса СЛО и являются мощным источником тепла, способным оказывать влияние на толщину и распространение ледяного покрова [43, 38, 42]. Летом тихоокеанские воды (ЛТВ), проходящие через Берингов пролив в Чукотское море, хорошо прогреты и несколько опреснены. Дойдя до кромки льда в виде Геральдовской и Аляскинской ветвей, эти воды частично отдают свое тепло на таяние льда, немного опресняются и, обладая несколько более высокой соленостью и плотностью, погружаются под поверхностные арктические воды, растекаясь в своем изопикническом слое на глубинах 50–75 м почти по всей акватории восточной части Арктического бассейна [6].



Рис. 8. Распределение температуры (°С) (a,  $\delta$ ), солености (‰) (e, c) в ядре AB и теплосодержания (гДж/м<sup>2</sup>) ( $\partial$ , e) (слева — данные наблюдений, справа — данные модели)

По данным наблюдений в летние месяцы в период с 2007 по 2009 г. (рис. 9) ЛТВ занимали практически всю акваторию Амеразийского суббассейна за исключением котловины Подводников. Максимальные значения температуры (выше 0 °C) в слое ЛТВ были зафиксированы у побережья Аляски, где распространяются теплые воды Аляскинского течения. По мере продвижения ЛТВ от Берингова пролива к побережью Гренландии значения температуры ядра постепенно понижаются до -1,3 °C, а

солености, напротив, увеличиваются с 31 до 32,5 ‰. Минимальные значения (30,9 ‰) солености наблюдались над хребтом Ломоносова. Максимумы температуры в слое ЛТВ наблюдались в диапазоне глубин от 30 до 110 м. Минимальные глубины залегания температурного максимума были зафиксированы над хребтом Ломоносова, максимальные (110 м) — у о-вов Королевы Елизаветы.

По результатам модельных расчетов слой ЛТВ с соленостью от 31 до 33 ‰ с температурой выше -1,4 °С в летний период 2007–2009 гг. занимал практически всю акваторию АБ, в том числе и часть Евразийского суббассейна, присутствие в котором ЛТВ (за исключением акватории у берегов Гренландии) никогда не наблюдалось [4]. Тем не менее, следует заметить, что модель МІТgcm одна из немногих, которая отображает наличие локального максимума температуры на вертикальном профиле (см. рис. 2). Диапазон изменений температуры в ядре ЛТВ по натурным данным сопоставим с расчетными значениями и составляет -1,4...+0,2 °С. Однако положение самих изотерм на акватории СЛО сильно различается. Согласно модельным расчетам, слой ЛТВ к северо-востоку от моря Бофорта был значительно теплее (на 0,4–0,6 °С) по сравнению с натурными данными. В целом модель отражает тенденцию уменьшения температуры слоя ЛТВ по направлению от Берингова пролива и моря Бофорта к проливу Фрама.

### Выводы

На основе сравнения данных наблюдений в летние месяцы 2007—2009 гг. с результатами модельных расчетов можно сделать следующие выводы:

- модель вполне реалистично воспроизводит основные особенности вертикальной структуры вод СЛО;
- 2) модель достаточно хорошо воспроизводит распределение термохалинных характеристик в поверхностном слое Северного Ледовитого океана. Хуже всего отображаются фронтальные зоны выноса речных вод в поле температуры в море Лаптевых и в поле солености в Карском море, что возможно связано с недостаточно хорошим отображением речного стока. Абсолютные значения температуры лучше соотносятся с реальными данными, чем значения солености;
- 3) модель отображает наличие локального максимума температуры в слое ЛТВ со значениями, близкими к наблюденным. Диапазон изменений температуры в ядре ЛТВ по натурным данным сопоставим с расчетными значениями и составляет -1,4...+0,2 °C. Однако пространственное распространение значений максимальной температуры в слое ЛТВ не совпадает с наблюденными, что особенно заметно в канадском секторе СЛО к северу от моря Линкольна, где разница рассчитанных и наблюденных значений достигает 0,5 °C. Также следует отметить, что ареал распространения ЛТВ по модельным данным значительно больше по сравнению с наблюденным в период 2007–2009 гг.;
- 4) модель показывает наличие атлантической водной массы в АБ примерно в том же диапазоне глубин, что и по данным наблюдений. При этом значения в ядре атлантических вод и теплосодержание слоя атлантических вод значительно завышены. Наличие «теплого пояса» вокруг Амеразийского суббассейна и увеличение

солености от пролива Фрама к морю Лаптевых позволяет сделать предположение о проблемах в воспроизведении вертикальных и горизонтальных потоков тепла и соли на границах AB;

5) В целом значения температуры в модели завышены по сравнению с наблюденными. С увеличением глубины воспроизведение значений и особенностей термохалинных характеристик ухудшается.



Рис. 9. Распределение температуры (°С) ( $a, \delta$ ), солености (‰) (e, c) в ядре ЛТВ и глубина залегания максимума температуры в слое ЛТВ (d, e) (слева — данные наблюдений, справа — данные модели)

Работа выполнена при поддержке гранта СПбГУ № 18.38.142.2014 с использованием оборудования Ресурсного центра «Вычислительный центр СПбГУ».

#### Литература

- Блинов Н.И., Воробьев В.Н. Изменчивость температуры и глубин залегания тихоокеанских вод к северу от Чукотского моря // Труды ААНИИ, 1976, т. 319, с. 73–80.
- Гущенков Е.М. Распространение и метаморфизация тихоокеанских вод в Арктическом бассейне // Океанология, 1964, т. 4, № 1, с. 36–42.
- Колдунов А.В., Колдунов Н.В., Волков Д.Л., Белоненко Т.В. Применение спутниковых данных для валидации гидродинамической модели Северного Ледовитого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2015, т. 12, № 6, с. 53–66.
- Махотин М.С. Распространение летних тихоокеанских вод в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики, 2010, № 3(86), с. 89–96.
- 5. *Мохов И.И., Хон В.Ч.* Продолжительность навигационного периода и ее изменения для Северного морского пути: модельные оценки // Арктика: экология и экономика, 2015, № 2, с. 88–95.
- 6. *Никифоров Е.Г., Белышева Е.В., Блинов Н.И*. О структуре водных масс восточной части Арктического бассейна // Океанология, 1996, т. 6, № 1.
- Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. — Л.: Наука, 1980. — 269 с.
- Состояние арктических морей и территорий в условиях изменения климата: сб. тезисов Всероссийской конференции с международным участием. Под ред. С.В. Рябченко. — Архангельск: ИД САФУ им. М.В. Ломоносова, 2014. — 199 с.
- 9. Тимофеев В.Т. Атлантические воды в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики, 1957, № 2, с. 41-51.
- 10. *Тимофеев В.Т.* О «возрасте» атлантических вод в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики, 1958, № 5, с. 27–32.
- 11. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 191 с.
- Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Под ред. А.Ф. Трешникова. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 158 с.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. Под ред. И.Е. Фролова. СПб., 2015. — 117 с.
- Aagaard K., Coachman L.K., Carmack E.C. On the halocline of the Arctic Ocean // Deep Sea Research, Part A: Oceanographic Research Papers, 1981, vol. 28, iss. 6, pp. 529–545.
- Antonov J. I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Johnson D.R. World Ocean Atlas 2009. Vol. 2. Salinity. – U.S. Government Printing Office, 2010. – 184 p.
- Carmack E.C., Aagaard K., Swift J.H., Macdonald R.W., McLaughlin F.A., Jones E.P., Perkin R.G., Smith J.N., Ellis K.M., Kilius L. Changes in temperature and tracer distributions within the Arctic Ocean: Results from the 1994 Arctic Ocean Section // Deep Sea Research, Part II: Topical Studies in Oceanography, 1997, vol. 44, iss. 8, pp. 1487–1502.
- Coachman L.K., Barnes C.A. The contribution of Bering Sea water to the Arctic Ocean // Arctic, 1961, vol. 14, pp. 147–161.
- Coachman L.K., Barnes C.A. Surface Water in the Eurasian basin of the Arctic Ocean // Arctic, 1962, vol. 15, pp. 251–277.
- Helland-Hansen B., Nansen F. The sea west of Spitsbergen // Norske vidensk. ak. Skrifter. I. Mat. -naturv. Klasse, 1912, № 12. — 89 p.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. — Cambridge Univ., Cambridge, 2013. — 1535 p.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. — Cambridge Univ., Cambridge, 2014. — 688 p.
- Johnson M., Proshutinsky A., Aksenov Y., Nguyen A., Lindsay R., Haas C., Zhang J., Diansky N., Kwok R., Maslowski W., Hakkinen S., Ashik I., Cuevas B. Evaluation of Arctic sea ice thickness simulated by AOMIP models // Journal of Geophysical Research: Oceans, 2012, vol. 117, iss. C8.
- 23. *Kinney P., Arhelger M.E., Burrell D.C.* Chemical characteristics of water masses in the Amerasian Basin of the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research, 1970, vol. 75, pp. 4097–4104.
- Locarnini R. A., Mishonov A.V., Antonov J.I., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Johnson D.R. World Ocean Atlas 2009. Volume 1: Temperature. U.S. Government Printing Office, 2010. 184 p.

- Losch M., Menemenlis D., Campin J.-M., Heimbach P., Hill C. On the formulation of sea-ice models. Part 1: Effects of different solver implementations and parameterizations // Ocean Modelling, 2010, vol. 33, iss. 1–2, pp. 129–144.
- Marshall J., Hill C., Perelman L., Adcroft A. Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling // Journal Of Geophysical Research: Oceans, 1997, vol. 102, iss. C3, pp. 5733–5752.
- Marshall J., Adcroft A., Hill C., Perelman L., Heisey C. A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers // Journal Of Geophysical Research: Oceans, 1997, vol. 102, iss. C3, pp. 5753–5766.
- McLaughlin F.A., Carmack E.C., Macdonald R.W., Bishop J.K. Physical and geochemical properties across the Atlantic/Pacific water mass front in the southern Canadian Basin // Journal Of Geophysical Research: Oceans, 1996, vol. 101, pp. 1183–1197.
- McPhee M.G., Stanton T.P., Morison J.H., Martinson D.G. Freshening of the upper ocean in the Arctic: Is perennial sea ice disappearing // Geophysical Research Letters, 1998, vol. 25, iss. 10, pp. 1729–1732.
- 30. *Morison J., Steele M., Anderson R.* Hydrography of the upper Arctic Ocean measured from the nuclear submarine USS Pargo // Deep Sea Research, Part I: Oceanographic Research Papers, 1998, vol. 45, iss. 1, pp. 15–38.
- Nansen F. Oceanography of the North Pole Basin // The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896, Scientific Results, 1902, vol. 2. – 427 p.
- 32. Nansen F. Spitsbergen waters // Norske vidensk.-ak. Skrifter. I. Mat. -naturv. Klasse, 1915, № 2. 132 p.
- 33. Nguyen A.T., Menemenlis D., Kwok R. Arctic ice–ocean simulation with optimized model parameters: approach and assessment // Journal Of Geophysical Research: Oceans, 2011, vol. 116, iss. C4.
- Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K. A., Schauer U., Simmons H.L., Skagseth Ø., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E. Onemore step toward a warmer Arctic // Geophysical Research Letters, 2005, vol. 32.
- Rudels B., Larsson A.-M., Sehlstcdt P.-I. Stratification and water mass formation in the Arctic Ocean: some implications for the nutrient distribution // Polar Research, 1991, vol. 10, pp. 19–32.
- Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Kattner G. On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean // The Polar Oceans and their Role in Shaping the global environment. Geophysical Monograph series 85, 1994, pp. 33–46.
- Rudels B., Anderson L.G., Jones E.P. Formation and evolution of the surface mixed layer and the halocline of the Arctic Ocean // Journal Of Geophysical Research: Oceans, 1996, vol. 101, iss. C4, pp. 8807–8821.
- Schauer U., Rudels B., Jones E.-P., Anderson L.G., Muench R.D., Bjork G., Swift G.H., Ivanov V., Larsson A.-M. Confluence and redistribution of the Atlantic water in the Nansen, Amudsen and Makarov basin // Annales Geophysicae, 2002, vol. 20, pp. 257–273.
- 39. *Steele M., Morison J., Ermold W., Rigor I., Ortmeyer M., Shimada K.* Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean // Journal Of Geophysical Research: Oceans, 2004, vol. 109, iss. C2.
- Volkov D.L., Kubryakov A.A., Lumpkin R. Formation and variability of the Lofoten Basin vortex in a high-resolution ocean model // Deep Sea Research, Part I: Oceanographic Research Papers, 2015, vol. 105, pp. 142–157.
- 41. *Walczowski W., Piechura J.* New evidence of warming propagation toward the Arctic Ocean // Geophysical Research Letters, 2006, vol. 33.
- 42. *Woodgate R.A., Aagaard K.* Revising the Bering Strait freshwater flux into the Arctic Ocean // Geophysical Research Letters, 2005, vol. 32.
- 43. *Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R.* The 2007 Bering Strait Oceanic Heat Flux and anomalous Arctic Sea-ice Retrea // Geophysical Research Letters, 2010, vol. 37, iss. 1.