

СОВМЕСТНАЯ МОДЕЛЬ ВНУТРИГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД И ЛЬДА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

*И.В. Громов^{1,4}, А.Ю. Коромыслов^{1,5}, К.В. Ушаков^{1,2,3},
М.Н. Кауркин^{1,2,3}, Р.А. Ибраев^{1,2,3,4}*

¹*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации;*

²*Институт вычислительной математики РАН;*

³*Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Москва;*

⁴*Московский физико-технический институт
(государственный университет);*

⁵*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
gromov@phystech.edu, kor175@mail.ru, ushakovkv@mail.ru,
sherema@yandex.ru, ibrayev@mail.ru*

Введение

Арктика является важной территорией как в научном, так и в экономическом плане. Северный Ледовитый океан (СЛО) часто называют Арктическим морем или эстуарием Атлантического океана, что небезосновательно. Из-за сравнительно небольшого объема СЛО и протяженной границы с Атлантическим океаном происходящие в Северной Атлантике процессы во многом определяют его состояние. С другой стороны, он испытывает влияние более пресных тихоокеанских вод, приходящих через Берингов пролив.

К Северному Ледовитому океану примыкают территории России, Дании, Исландии, Канады, Норвегии и Соединенных Штатов Америки. В течение большей части года он используется для морских перевозок и добычи биологических и минеральных ресурсов. Для обеспечения экономической деятельности России в Арктике необходима точная и надежная оперативная информация

о состоянии морской среды, в том числе о ледовой обстановке, что требует применения методов математического моделирования. Сезонный модельный прогноз состояния Арктики также имеет огромную значимость, дополнительно подчеркиваемую наблюдаемыми тенденциями потепления региона в целом [25], сокращения площади и объема морского льда, прежде всего многолетнего [1, 8, 12, 32], и при этом увеличением частоты экстремальных погодных явлений. Численным исследованиям циркуляции Арктического бассейна посвящено большое количество работ, таких как, например, проект АОМIP по сравнению и калибровке моделей [19].

Целью данной работы является первый опыт воспроизведения внутригодовой изменчивости состояния СЛО новой совместной моделью океана и морского льда и исследования с помощью модели механизмов, формирующих особенности сезонной изменчивости состояния морской среды региона. Выполненный нами численный эксперимент представляет собой расчет квазиравновесного состояния климатической системы СЛО, установившегося под воздействием циклически повторяющегося хода атмосферных параметров и солнечной радиации, взятых из данных базы CORE-II [21] за 1948 год. Для валидации полученных результатов использованы базы данных реанализа ERA-20C [26] и климатологии WOA09 [9, 22].

Далее в разделе 1 приведено описание используемых численных моделей океана и морского льда, а также технологии их объединения в совместную модель. В разделе 2 описана постановка численного эксперимента. В разделе 3 анализируются результаты расчетов. Раздел 4 содержит заключение, выводы и планируемые направления дальнейшей работы.

1. Описание совместной модели

Для выполнения численного эксперимента использовалась глобальная совместная модель океана и морского льда с горизонтальным разрешением $0,25^\circ$. Океанский компонент представлен моделью термогидродинамики океана ИВМИО4.1, разработанной в ИВМ РАН и ИО РАН. Морской лед описан с помощью модели CICE-5.1 Лос-Аламосской национальной лаборатории США.

Совместная модель реализована на массивно-параллельных компьютерах под управлением Программного комплекса совместного моделирования ПКСМ2.0, разработанного в ИВМ РАН.

1.1. Модель океана ИВМИО

Численная модель Мирового океана ИВМИО разработана для исследования циркуляции морских вод в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. Полная система уравнений трехмерной динамики океана в приближениях Буссинеска и гидростатики аппроксимирована методом конечных объемов [11] на произвольной локально-ортогональной сетке типа В Аракавы для горизонтальных координат. По вертикали используется обычная z -система координат. Поверхность раздела воздух – вода свободная с заданием потоков тепла, импульса и воды по балк-формулам пограничного слоя атмосферы CORE [20]. Под температурой здесь и далее понимается потенциальная температура. На твердых границах используется условие свободного скольжения и отсутствия потоков тепла и соли. Для дополнительного обеспечения численной устойчивости в уравнениях переноса импульса, температуры и солёности применяются бигармонические фильтры. В модели имеется встроенный блок расчета термодинамики льда [29], который также использовался в данной работе.

Для расчета переноса импульса применена схема центральных разностей, для переноса скалярных полей (тепла, соли и, при необходимости, дополнительных примесей) – схема с коррекцией потоков [31]. Схемы переноса массы воды и скаляров численно согласованы. Для аппроксимации производных по времени используется схема чехарда с периодическим включением шага по методу Эйлера для взаимной релаксации двух численных мод. С целью эффективного использования вычислительных ресурсов быстрая баротропная динамика океана моделируется отдельно от бароклинных процессов путем решения системы уравнений мелкой воды с малым шагом по времени по схеме предиктор-корректор [16]. Вертикальное перемешивание параметризуется по схеме Манка – Андерсона с включением конвективного приспособления. Фоновые значения вертикальных вязкости и диффузии

составляют 10^{-4} и 10^{-6} м²/с, максимальные значения в районах с малым числом Ричардсона равны, соответственно, 10^{-2} и 10^{-3} м²/с. За исключением вертикального турбулентного перемешивания, все процессы описаны с помощью явных численных методов, что позволило эффективно распараллелить программный код [5]. Более подробное описание модели приведено в [3].

1.2. Модель льда CICE-5.1

Модель морского льда CICE широко используется научными группами по всему миру, но до настоящего времени достаточно редко применялась в отечественных работах, за исключением исследований ИВМиМГ СО РАН [2]. Модель описывает состояние льда и снега в терминах функции их распределения $g(t, x, h)$ во времени, географическом пространстве и пространстве толщин, при этом для льда отдельно описываются несколько (по умолчанию 5) категорий толщины. Основными прогностическими переменными для каждой категории являются сплоченность льда, средние по ячейке толщины льда и снега, внутренние энергии льда и снега, соленость льда и температура поверхности [18].

В данной работе модель CICE запускалась в термодинамическом режиме, рассчитывающем локальные процессы роста, таяния и взаимного преобразования льда и снежного покрова в соответствии с вертикальными потоками и осадками, диффузионного переноса тепла, распространения радиации разных диапазонов, турбулентного обмена теплом с атмосферой и океаном, испарения и соответствующего потока скрытого тепла, обмена водой и солью с океаном и другие процессы, без учета пространственного перемещения и механических напряжений. Термодинамика льда описывается в пористом приближении, согласно которому морской лед рассматривается как среда чистого пресного льда, заполненная вкраплениями рассола, задающими распределение солености и энтальпии [14]. Для описания теплопроводности применяется пузырьковая параметризация [27]. Дополнительно к описанию снежного покрова модель воспроизводит эволюцию снежиц в виде трасеров, в том числе просачивание из них талой воды в океан. Поглощение солнечной радиации описывается по схеме Дельта – Эддингтон.

1.3. Составление совместной модели

Совместная модель океана и морского льда реализована для массивно-параллельных компьютеров с помощью Программного комплекса совместного моделирования (ПКСМ), обеспечивающего в полностью параллельном режиме межпроцессорные обмены, многоуровневую интерполяцию данных и асинхронную работу с файловой системой [4]. Функциональность ПКСМ позволяет запускать абстрактную совместную модель, состоящую из произвольного числа компонентов (программных модулей), каждый из которых, в свою очередь, подключает к себе библиотеки соответствующей физической модели (океана, льда, атмосферы, суши и т. д.) и организует собственный цикл по времени, решая уравнения модели и периодически посылая и принимая двумерные поля данных, описывающих процессы на границах раздела сред. В процессе пересылки эти поля переинтерполируются ПКСМ с сетки отправителя на сетку получателя.

В созданной нами совместной модели компонент льда пересылает компоненту океана интегральные по всем категориям поля сплоченности льда, составляющих напряжения трения между водой и льдом, потоков тепла, соли, пресной воды и прошедшей сквозь лед солнечной радиации. Океан пересылает для компонента льда поля поверхностных температуры, солености и составляющих скорости течения, наклон поверхности океана и потенциал намерзания-таяния. Последний вычисляется непосредственно перед пересылкой данных и равен среднему за интервал между пересылками потоку тепла, требуемого для приведения температуры воды в данной ячейке к точке замерзания. В случае, если потенциал положительен (т. е. температура воды ниже точки замерзания), модель океана одномоментно приравняет температуру воды точке замерзания, а при последующей работе модель льда вычисляет соответствующие изменения объема и сплоченности льда.

Компонент атмосферы реализован с помощью функции ПКСМ, считывающей атмосферные данные из файлов и пересылающей их океану и льду. Океан и лед получают от атмосферы поля температуры, удельной влажности и составляющих скорости ветра на высоте 10 м, нисходящих длинноволновой и коротковолновой составляющих радиации, интенсивности дождя и снега.

2. Постановка численного эксперимента

Целью проведенного численного эксперимента является воспроизведение внутригодовой изменчивости циркуляции вод и состояния льда СЛО под действием сезонного хода атмосферной циркуляции. Постановка эксперимента соответствует протоколу CORE-II, определяющему среднесуточные нисходящие радиационные потоки, среднemesячные осадки и речной сток, а также суточный ход параметров атмосферы (температуры, влажности и скорости ветра на высоте 10 м) по данным реанализа NCEP/NCAR за 1948 год. Данные содержат ряд модификаций для обеспечения теплового баланса модели океана, работающей без интерактивной модели атмосферы [15]. С циклическим повторением годового хода этих данных выполнен расчет на 5 лет модельного времени. Континентальный сток при этом задается полем среднemesячных климатических значений, распределенным подобно осадкам по поверхности океана вблизи берегов океана и устьев рек.

Во избежание дрейфа среднего уровня океана на поверхности применяется нормализация (вычитание среднего глобального значения) для суммарного потока влаги. Начальные поля температуры и солёности взяты равными среднегодовым полям WOA09, начальные значения скорости течений нулевые. Начальное распределение льда заполняет океан выше 70° с. ш. слоем толщиной 2 м. Топография дна океана задана по данным ETOPO5 [13], при этом внутриматериковые водоемы и Черное море в расчетах не учитываются. Шаг по времени составляет 10 мин для бароклинных и ледовых процессов, 20 сек для баротропных процессов.

Во избежание численной неустойчивости из-за уменьшения горизонтальных шагов сетки при схождении меридианов для модели океана нами применена трехполярная сетка [24] с полюсами в Сибири, на северо-западе Канады и географическом Южном полюсе. Разрешение сетки в сферической части (южнее 60° с. ш.) составляет $0,25^{\circ}$. Размеры ячеек сетки меняются от 28×28 км на экваторе до 6×28 км на побережье Антарктиды, 8×17 км на Северном полюсе и 11×8 км на континентальном побережье СЛО. Вертикальная дискретизация включает 49 горизонтов с шагом от 6 м в верхнем слое до 250 м в глубине. Для модели льда применена

та же горизонтальная сетка, но покрывающая только часть Северного полушария начиная от 42° с. ш. Поскольку Антарктика не является предметом исследования данной работы, в ней для экономии вычислительных ресурсов применена встроенная упрощенная модель льда [29].

Переменный по пространству коэффициент горизонтальной диффузии взят пропорциональным среднему геометрическому горизонтальных шагов сетки, коэффициент бигармонической диффузии пропорционален третьей степени этой величины. Аналогично масштабируются и фоновые поля коэффициентов вязкости и бигармонической вязкости. Соответствующие значения для диффузии на экваторе равны $10^3 \text{ м}^2/\text{с}$ и $-9 \cdot 10^9 \text{ м}^4/\text{с}$. Коэффициент горизонтальной вязкости задается по методу Смагоринского, фоновое значение на экваторе равно $10^3 \text{ м}^2/\text{с}$. Для бигармонической вязкости множитель тот же, фоновое значение на экваторе равно $-27 \cdot 10^9 \text{ м}^4/\text{с}$. В уравнении мелкой воды используется коэффициент вязкости $100 \text{ м}^2/\text{с}$.

3. Результаты расчетов

Анализируя результаты расчетов, рассмотрим последний, пятый год проведенного эксперимента. Полученное поле сплоченности льда сравним с данными реанализа ERA-20С Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды для месяцев наибольшего и наименьшего распространения льда – марта и сентября (рис. 1). Для марта получено достаточно четкое согласование результатов модели с данными реанализа. Исключение составила северная часть Тихого океана, где модель показала немного большее распространение морских льдов. Этот результат подтверждает наблюдение работы [6], что для воспроизведения зимнего ледового покрова Северного полушария в целом достаточно термодинамической модели льда.

Сентябрьский ледовый покров в модели оказался завышенным в Атлантике и прилежащем секторе Арктики, вероятно, из-за неточного описания переноса тепла в силу грубого разрешения и вязкости модельного океана. Также возможной причиной ошибки является невозпроизведение выноса льда Лабрадорским

и Восточно-Гренландским течениями в более низкие широты в силу выключенного динамического блока ледовой модели. Тихоокеанский сектор СЛО, напротив, в модели оказался более свободен ото льда, что, вероятно, связано с проблемой воспроизведения расхода течения через Берингов пролив или индивидуальными особенностями данного года, невоспроизводимыми в отрыве от межгодовой изменчивости.

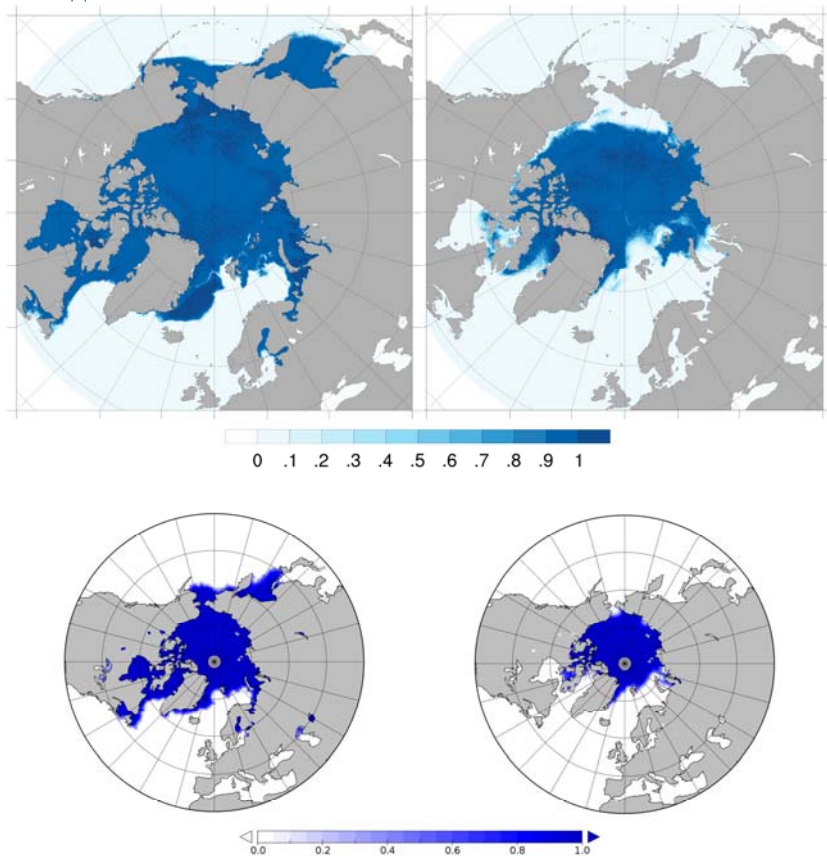


Рис. 1. Среднемесячная сплоченность льда по данным совместной модели (вверху) и реанализа ERA-20C (внизу) для марта (слева) и сентября (справа) 1948 г.

Начиная с 90-х гг. XX века имеется достаточно много измерений, дающих среднегодовую величину этого расхода на уровне около 0,8 Св на север, например [28]. Для середины века данных значительно меньше и их разброс выше, от 1 до 2–3 Св [10]. В этой связи полученная в нашем эксперименте величина расхода 1,2 Св представляется качественно реалистичной, однако данный вопрос требует более детального исследования как на предмет возможной междекадной изменчивости течения, так и в плане оценки точности измерений и данных реанализов. Отметим, что близкая величина расхода (около 1,3 Св) была получена для 50-х гг. XX века в [7] в расчетах модели ИВМИО с высоким разрешением и межгодовым форсингом ERA40.

На рис. 2 показаны отклонения среднемесячных температур, полученных моделью, от соответствующих полей ERA-20С за выбранный год. В пределах СЛО отклонения оказались невелики. Что касается соседних бассейнов, значительные аномалии в марте приурочены к границам ледового покрова в морях Лабрадор и Гренландском. Подобные сезонные условия являются трудными для воспроизведения в отсутствие интерактивной модели атмосферы. Механизмы возникновения ошибочных потоков тепла в этом случае описаны в [15].

На распределение мартовских температур большое влияние оказывают процессы вертикального перемешивания, так как в этом месяце оно, как правило, наиболее интенсивно. Для анализа температурных отклонений рассмотрим поля глубины мартовского поверхностного перемешанного слоя (ППС), полученные по данным модели и по климатологии WOA09 (рис. 3).

Нижнюю границу ППС в соответствии с [23] будем определять как уровень, на котором отклонение потенциальной плотности (вычисленной по среднемесячным полям T , S) от поверхностного значения достигает величины 0,125 σ -единиц. Отображаемый диапазон глубин ограничен 1000 м. Видно, что модель достаточно хорошо воспроизводит распределение глубин ППС, занижая только глубину перемешивания на западе умеренных широт Атлантики, вероятно, из-за особенностей погоды данного конкретного года.

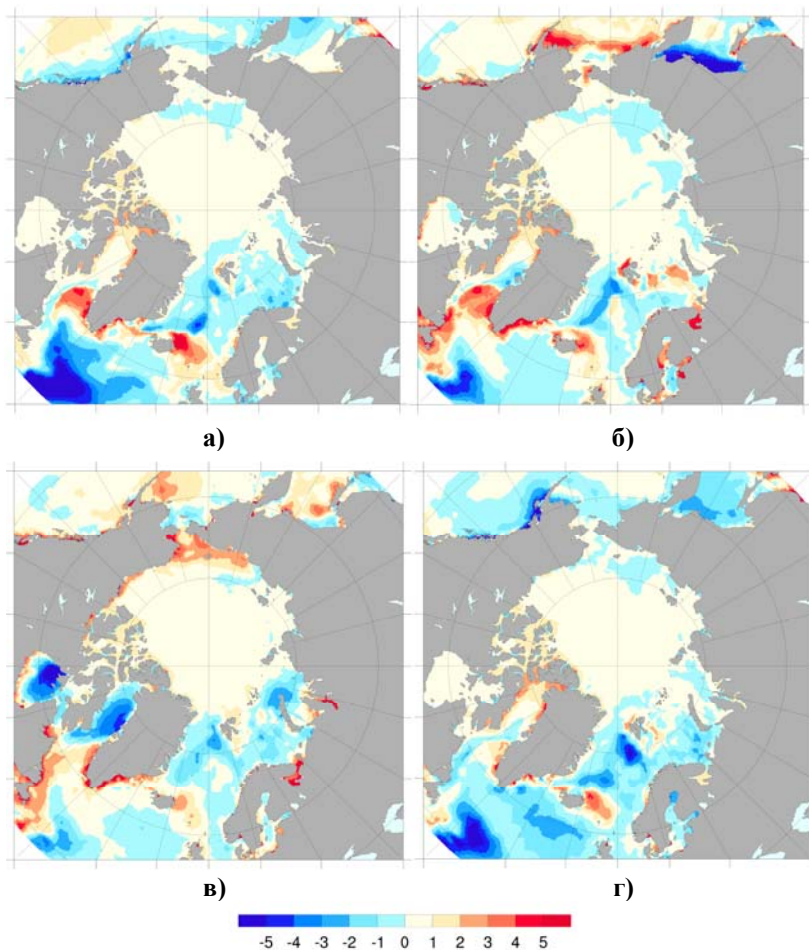


Рис. 2. Отклонения среднемесячных модельных температур поверхности океана от данных ERA-20C (°C): март (а), июнь (б), сентябрь (в), декабрь (г).

Границы перегрева поверхности океана в море Лабрадор оказались близки к границам области, где в модели происходит глубокое перемешивание, а в данных климатологии нет. Действительно, из графиков вертикальных мартовских распределений температу-

ры и солености на севере моря Лабрадор (62° с. ш., 54° з. д.) по данным модели и WOA09 (рис. 4) видно, что в модельных расчетах мгновенное конвективное перемешивание проникает до 25-го горизонта, что соответствует глубине 550 м, а ниже этого уровня совпадение данных модели и климатологии качественно верное. Глубина модельного перемешанного слоя в соответствии с указанным выше критерием равна в этой точке 2875 м, что совпадает с полной глубиной океана. Глубина климатологического перемешанного слоя составляет около 100 м, а разница потенциальных плотностей на поверхности и на дне равна 0,5 σ -единиц. Таким образом, можно сделать вывод, что причиной перегрева воды на севере моря Лабрадор в марте являются ошибки воспроизведения моделью стратификации вод, существующей в этом районе.

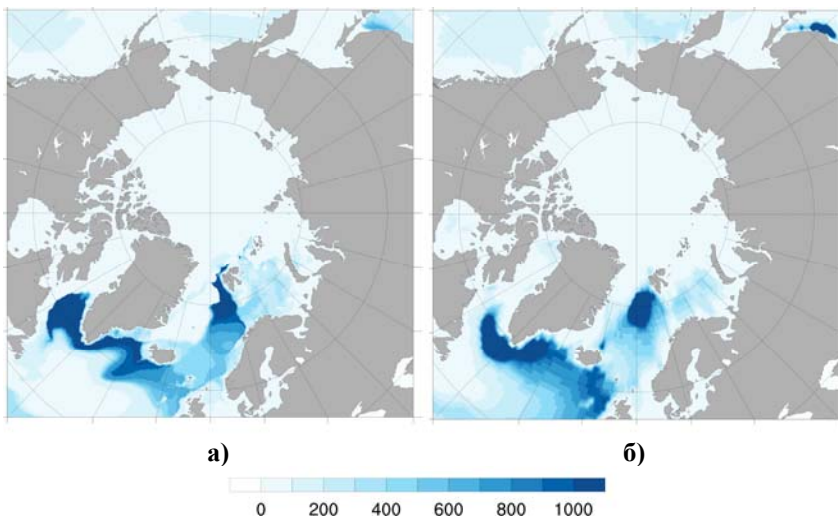


Рис. 3. Глубина поверхностного перемешанного слоя океана в марте, (м): модельный расчет (а), по данным WOA09 (б).

Механизм их возникновения заслуживает отдельного исследования, вероятно, необходимо уточнение модельной параметризации вертикального перемешивания. К аналогичному выводу приводит анализ вертикальных профилей в районе юго-западного

побережья Шпицбергена, где вертикальная конвекция в холодный сезон приводит к возникновению в модельном решении области с пониженной температурой поверхности, которая не полностью восстанавливается в течение лета.

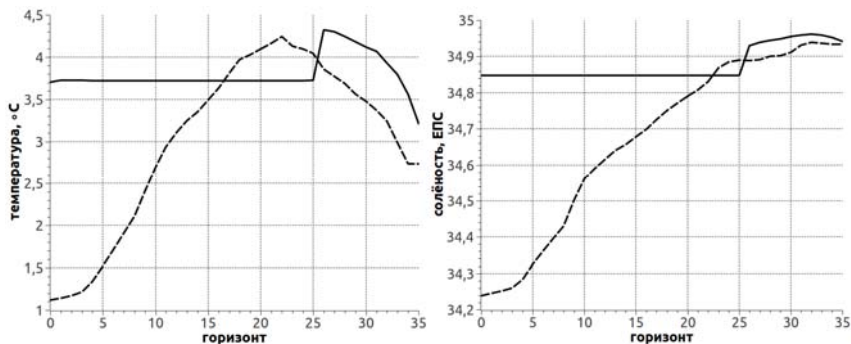


Рис. 4. Вертикальные профили температуры и солёности по данным модели (сплошная линия) и климатологии WOA09 (пунктир) в марте на севере моря Лабрадор (62° с. ш., 54° з. д.).

С другой стороны, аналогичный анализ вертикальных распределений к востоку и северо-востоку от Исландии показывает, что вертикальное перемешивание не имеет прямого отношения к возникновению «дипольного» отклонения поверхностной температуры от данных реанализа и климатологии, существующего в этом районе в течение всего года. Этот эффект наиболее выражен зимой, и, вероятнее всего, его причина в неправильном воспроизведении сложной структуры течений в районе кромки льда и Полярного фронта [30].

Наконец, заслуживает рассмотрения вопрос о механизмах возникновения сентябрьской теплой воды в Чукотском море. Рис. 5 иллюстрирует годовой ход поверхностных параметров океана на примере точки (69° с. ш., 170° з. д.). Потоки в соответствии с соглашением, принятым в CICE, приведены в расчете на единицу площади льда, а толщина льда и снега – средняя по площади ячейки сетки.

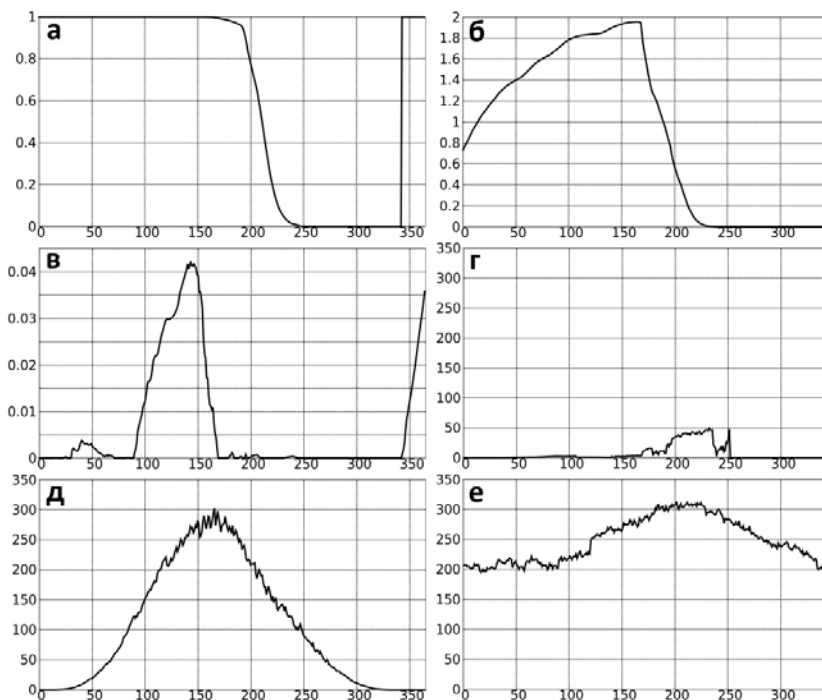
Видно, что кардинальное изменение поверхностных характеристик океана в рассматриваемой точке происходит на 170-й день года. Именно в этот момент температура воды становится выше точки замерзания, и начинается быстрое сокращение как площади, так и толщины льда. Поскольку до этого момента океан закрыт льдом и поверхностный поток тепла и радиации близок к нулю, можно сделать вывод, что постепенный нагрев океана обусловлен притоком более теплой тихоокеанской воды, расход которой в Беринговом проливе достаточно стабилен. Дополнительный вклад сюда вносит также исчезновение снежного покрова, начавшееся на 140-й день с переходом температуры воздуха через нулевое значение и приводящее к увеличению потока солнечной радиации, поглощаемого льдом и водой под ним. Этот процесс сопровождается постепенным распреснением океана, ускоряющимся с началом таяния льда и останавливающимся на 190-е сутки, когда течение в проливе уменьшается и становится нестабильным. Таким образом, на качественном уровне освобождение Чукотского моря ото льда в сентябре можно объяснить последовательным действием двух механизмов: 1) постепенным нагревом тихоокеанскими водами и солнечной радиацией из-за сошедшего снега; 2) запущенным механизмом резкого таяния льда и нагрева воды вследствие уменьшения альбедо поверхности и дальнейшего увеличения поглощения солнечной радиации. В [17] указано на существенную роль осадков в распреснении данного района в этот период. Роль этого фактора в термогидродинамике исследуемых процессов еще предстоит выяснить.

Заключение

В работе приведен обзор результатов расчетов характеристик Северного Ледовитого океана в рамках совместной модели с разрешением $0,25^\circ$ по горизонтали и 49 уровнями по вертикали. Выполненный численный эксперимент продолжительностью пять модельных лет является важным шагом в разработке современной совместной модели океана и морского льда. Анализ результатов показал, что на рассматриваемых пространственных и временных масштабах модель ИВМИО – CICE способна на качественном

уровне верно воспроизводить внутригодовую изменчивость термогидродинамических характеристик СЛО. Были идентифицированы механизмы основных отклонений решения от «реальных» данных, в качестве которых взяты данные реанализа ERA-20С и климатологии WOA09.

Модель океана и льда может быть мощным инструментом как для исследований крупномасштабной циркуляции, так и для оценки и прогноза региональных процессов. Дальнейшие работы будут связаны с настройкой модели в вихредопускающем режиме с учетом динамики льда, усовершенствованием параметризаций, переходом к более высокому разрешению. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-37-00053) в ФГБУ «Гидрометцентр России».



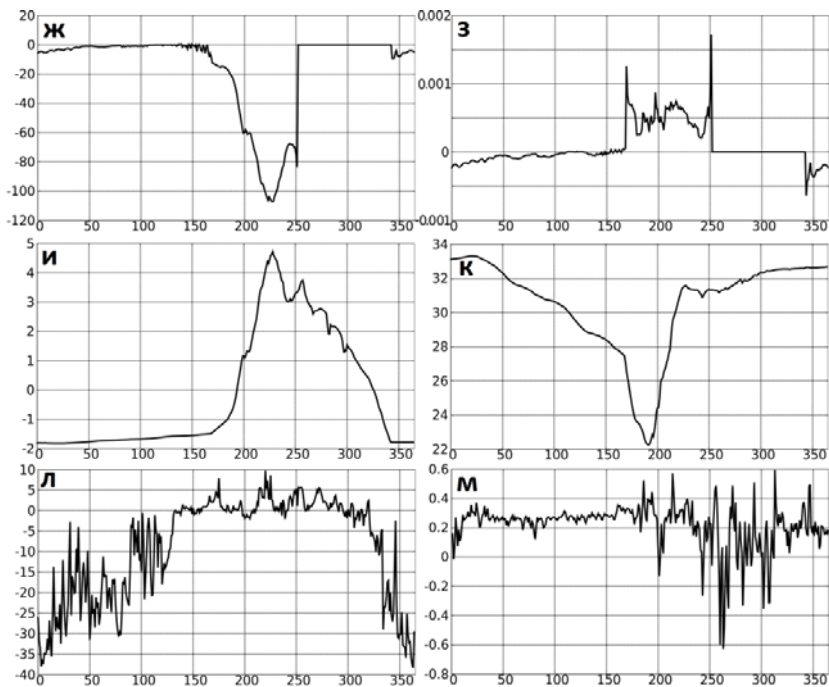


Рис. 5. Годовой ход поверхностных параметров океана в Чукотском море (69° с. ш., 170° з. д):

- а – сплоченность льда; б – толщина льда, м;
 - в – толщина снега, м;
 - г – поток проникающей через лед коротковолновой радиации, Вт/м²;
 - д – поток падающей коротковолновой радиации, Вт/м²;
 - е – поток падающей длинноволновой радиации, Вт/м²;
 - ж – поток тепла изо льда в океан (без учета образования молодого льда на открытой воде, Вт/м²);
 - з – поток пресной воды изо льда в океан, кг/(м²·с);
 - и – температура поверхности океана, °С;
 - к – соленость поверхности океана, ЕПС;
 - л – температура воздуха, °С;
- В самой узкой части Берингова пролива:
- м – средняя скорость на поверхности океана, м/с.

Список использованных источников

1. Александров В.Ю. Изменения толщины льда в Арктике с конца XIX века // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2012. – № 4 (94). – С. 63–73.
2. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якишина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана // Лед и Снег. – 2015. – № 55(2). – С. 81–92.
3. Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. Вихререзрашающая $1/10^\circ$ модель Мирового океана // Изв. РАН. ФАО. – 2012. – Т. 48, № 1. – С. 45–55.
4. Калмыков В.В., Ибраев Р.А. Программный комплекс совместного моделирования системы океан-лед-атмосфера-почва на массивно-параллельных компьютерах // Выч. мет. и прогр. – 2013. – Т. 14. – С. 88–95.
5. Калмыков В.В. Программный комплекс численного моделирования совместной системы океан – атмосфера на массивно-параллельных компьютерах: Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. – М.: ИВМ РАН, 2013.
6. Ушаков К.В., Ибраев Р.А., Калмыков В.В. Воспроизведение климата Мирового океана с помощью массивно-параллельной численной модели // Изв. РАН. ФАО. – 2015. – Т. 51, № 4. – С. 416–436.
7. Хабеев Р.Н. Особенности циркуляции вод Северной Атлантики в трехмерной вихререзрашающей модели Мирового океана: Дисс. канд. физ.-мат. наук. – М.: МГУ, 2013.
8. Шалина Е.В. Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового микроволнового зондирования // Совр. пробл. дист. зонд. Земли из космоса. – 2013. – Т. 10, № 1. – С. 328–336.
9. Antonov J.I. et al. World Ocean Atlas 2009. Volume 2: Salinity // S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69. – 2010. – 184 pp.
10. Bloom G.L. Water transport and temperature measurements in the Eastern Bering Strait, 1953–1958 // J. Geophys. Res. – 1964. – Vol. 69, No. 16. – P. 3335–3354.
11. Bryan K. A numerical method for the study of the circulation of the World ocean // J. Comp. Physics. – 1969. – Vol. 4, No. 3. – P. 347–376.
12. Comiso J.C. Abrupt decline in the Arctic winter sea ice cover // J. Geophys. Res. Lett. – 2006. – Vol. 33. – L18504.
13. ETOPO5. Data Announcement 88-MGG-02. Digital relief of the Surface of the Earth. – Colorado: NOAA. National Geophysical Data Center, 1988.
14. Feltham D.L., Untersteiner N., Wettlaufer J.S., Worster M.G. Sea ice is a mushy layer // J. Geophys. Res. Lett. – 2006. – Vol. 33. – L14501.

15. *Griffies S.M., Biastoch A., Böning C. et al.* Coordinated ocean-ice reference experiments (COREs) // Ocean modelling. – 2009. – Vol. 26, No. 1–2. – P. 1–46.
16. *Griffies S.M.* Elements of the Modular Ocean Model (MOM) (2012 release with updates) // GFDL Ocean Group Technical Report. – No. 7 – 645 p.
17. *He Y. et al.* Observed features of temperature, salinity and current in central Chukchi Sea during the summer of 2012 // Acta Oceanol. Sin. – 2015. – Vol. 34, No. 5 – P. 51–59.
18. *Hunke E.C. et al.* CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual Version 5.1. – 2015. – URL: <http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE/attachment/wiki/WikiStart/cicedoc.pdf?format=raw>
19. *Johnson M., Proshutinsky A., Aksenov Ye., Nguyen A. T., Lindsay R., Haas C., Zhang J., Diansky N., Kwok R., Maslowski W., Häkkinen S., Ashik I., Cuevas B.* Evaluation of Arctic sea ice thickness simulated by Arctic Ocean Model Intercomparison Project models // J. Geophys. Res. – 2012. – Vol. 117. – C00D13.
20. *Large W., Yeager S.* Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies // NCAR Technical Note: NCAR/TN-460+STR. CGD Division of the National Center for Atmospheric Research. – 2004. – 105 p.
21. *Large W., Yeager S.* The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set // Clim. Dyn. – 2009. – Vol. 33, No. 2–3. – P. 341–364.
22. *Locarnini R.A. et al.* World Ocean Atlas 2009. Volume 1: Temperature // S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68. – 2010. – 184 p.
23. *Monterey G., Levitus S.* Climatological cycle of mixed layer depth in the world ocean. – U.S. government printing office, NOAA NESDIS, Washington, DC, 1997. – 5 p.
24. *Murray R.J.* Explicit Generation of Orthogonal Grids for Ocean Models // J. Comp. Phys. – 1996 – Vol. 126, No. 2. – P. 251–273.
25. *Pistone K. et al.* Observational determination of albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice // Proc. Natl. Acad. Sc. – 2014. – Vol. 11, No. 9. – P. 3322–3326.
26. *Poli P. et al.* An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century // J. Climate. – 2016. – Vol. 29. – P. 4083–4097.
27. *Pringle D.J., Eicken H., Trodahl H.J., Backstrom L.G.E.* Thermal conductivity of landfast Antarctic and Arctic sea ice // J. Geophys. Res. – 2007. – Vol. 112. – C04017.

28. *Roach A.T. et al.* Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // *J. Geoph. Res. Oceans.* – 1995. – Vol. 100, No. 18. – P. 443–458.

29. *Schrum C., Backhaus J.* Sensitivity of atmosphere-ocean heat exchange and heat content in North Sea and Baltic Sea. A comparative Assessment // *Tellus* – 1999. – Vol. 51A. – P. 526–549.

30. *Wanamaker A.D. et al.* Surface changes in the North Atlantic meridional overturning circulation during the last millennium // *Nat. Commun.* – 2012. – Vol. 3. – P. 899.

31. *Zalesak S.T.* Fully multidimensional flux-corrected transport algorithm for fluids // *J. Comput. Phys.* – 1979. – Vol. 31. – P. 335–362.

32. *Zhang J. et al.* What drove the dramatic retreat of arctic sea ice during summer 2007? // *Geophys. Res. Lett.* – 2008. – Vol. 35. – L11505.

Поступила в редакцию 29.07.2016 г.