

МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА К ИЗМЕНЕНИЯМ ФОРСИНГОВ

канд. физ.-мат. наук М.Ю.КУЛАКОВ, д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС,
канд. физ.-мат. наук С.В.ШУТИЛИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: mod@aari.ru

Анализируются результаты специальных модельных экспериментов, направленных на изучение чувствительности ледяного покрова Северного Ледовитого океана к изменениям различных форсингов, ответственных за его изменчивость.

Ключевые слова: морской лед, циркуляция вод, Северный Ледовитый океан, динамико-термодинамическая модель, потоки тепла.

Существенное сокращение площади и толщины ледяного покрова в Северном Ледовитом океане (СЛО), особенно явно проявившееся в 2007 г., вызвало многочисленные попытки объяснить данное явление. В качестве возможных механизмов были предложены увеличение притока тепла в полярную атмосферу [Maykut, Rothrock, 2004; Graversen et al., 2008] и арктические моря [Skagseth et al., 2008; Woodgate et al., 2006], увеличение выноса льда через пролив Фрама [Smedsrud et al., 2008], динамическое воздействие атмосферы на ледяной покров [Makshtas et al., 2003], изменение радиационных притоков тепла [Eisenman et al., 2007]. Численные модели ледяного покрова позволяют количественно оценить вклады различных механизмов в изменчивость ледовитости. В данной работе приведены результаты численных экспериментов, выполненных на разработанных в ААНИИ динамико-термодинамической модели ледяного покрова [Makshtas et al., 2003] и модели совместной циркуляции вод и льдов СЛО AARI–IOCM [Кулаков и др., 2012]. В первой серии экспериментов, воспроизводящих ледовитость СЛО за период с 1948 по 2011 г., была использована динамико-термодинамическая модель, в которой взаимодействие океана и ледяного покрова параметризовано введением климатических данных о динамической топографии верхней поверхности океана (в уравнении баланса импульса), а описание термодинамических процессов в океане проведено в рамках интегрального подхода для хорошо перемешанного верхнего тридцатиметрового слоя. Пространственное разрешение характеристик моделируемого ледяного покрова составляло 56 км. Полная версия модели совместной циркуляции вод и льдов СЛО AARI–IOCM с пространственным разрешением 13,8 км была использована в экспериментах, воспроизводящих ледовитость СЛО за период с 2000 по 2010 г.

В первом эксперименте основное внимание было уделено учету облачности, поскольку, как показано в работах [Eisenman et al., 2007; Makshtas et al., 2007; Walsh et al., 1996], воспроизведение облачности, основного регулятора радиационных по-

токов тепла, в моделях общей циркуляции атмосферы, равно как и данных об облачности в различных реанализах, весьма неадекватно. Это обстоятельство обусловило использование при расчете длинноволнового и коротковолнового балансов верхней поверхности льда в динамико-термодинамической модели ледяного покрова ААНИИ климатических значений балла общей облачности из Атласа Северного Ледовитого океана [Атлас океанов, 1980]. Чтобы оценить влияние облачности на текущие состояние и изменения ледяного покрова Арктического бассейна, была выполнена серия расчетов для всего временного периода, описываемого реанализом NCEP/NCAR (1948–2011 гг.). При этом в первом расчете балл облачности задавался в соответствии с климатическими значениями, а ее оптическая толщина по данным работы [Andreas, 1996]. В последующих расчетах балл общей облачности изменялся в пределах ± 3 балла и значения оптической толщины облачности – ± 30 %.

На рис. 1 приведены графики изменчивости интегрального объема льда в СЛО для апреля и сентября, месяцев максимального и минимального развития ледяного покрова, и площади ледяного покрова в сентябре рассчитанные при различных величинах оптической плотности облаков и балла облачности. Как видно из рисунка, в целом результаты всех численных экспериментов демонстрируют существенное уменьшение как объема льда в СЛО, так и площади морского ледяного покрова в последнее десятилетие. При этом можно отметить известную стабилизацию величины объема льда после его резкого уменьшения в 1989–1990 гг. Качественно эти результаты соответствуют натурным данным, приведенным в работе [Kwok, Rothrock, 2009]. Возможные причины резкого уменьшения объема льда в этот период были рассмотрены в работе [Makshtas et al., 2003].

Из рис. 1а, в, д следует, что уменьшение оптической плотности облаков приводит, по сравнению со стандартным вариантом, к уменьшению объема льда на 7 % в апреле и 13 % в сентябре. При этом площадь ледяного покрова уменьшается на 10 %. Увеличение оптической плотности приводит к некоторому увеличению как объема, так и площади ледяного покрова. Результат очевиден, поскольку уменьшение оптической плотности приводит к увеличению приходящей солнечной радиации, более раннему началу таяния и, соответственно, уменьшению альбедо. К сожалению, при использовании данной параметризации в модели не учитывается зависимость длинноволнового излучения атмосферы от оптической плотности облаков. Вследствие этого приведенные на указанных рисунках результаты численных экспериментов не отражают полностью роль данного фактора в формировании ледяного покрова.

Результаты расчетов, приведенные на рисунках 1б, г, д, в которых варьировалась величина балла общей облачности, с этой точки зрения более репрезентативны и менее тривиальны, поскольку величина балла облачности в модели учитывается при расчете как коротковолнового, так и длинноволнового балансов подстилающей поверхности. Как видно из рисунков, увеличение облачности на 3 балла приводит к существенному уменьшению объема льда как в апреле (до 10 %), так и в сентябре (до 13 %). В то же время уменьшение балла облачности в апреле приводит к увеличению объема, наиболее выраженному в 1950–1970 и в 1990–2000 гг., и его уменьшению по отношению к стандартному варианту – в сентябре.

Наиболее интересным результатом проведенного численного эксперимента является отсутствие сколько-нибудь заметного различия в величине и изменчивости

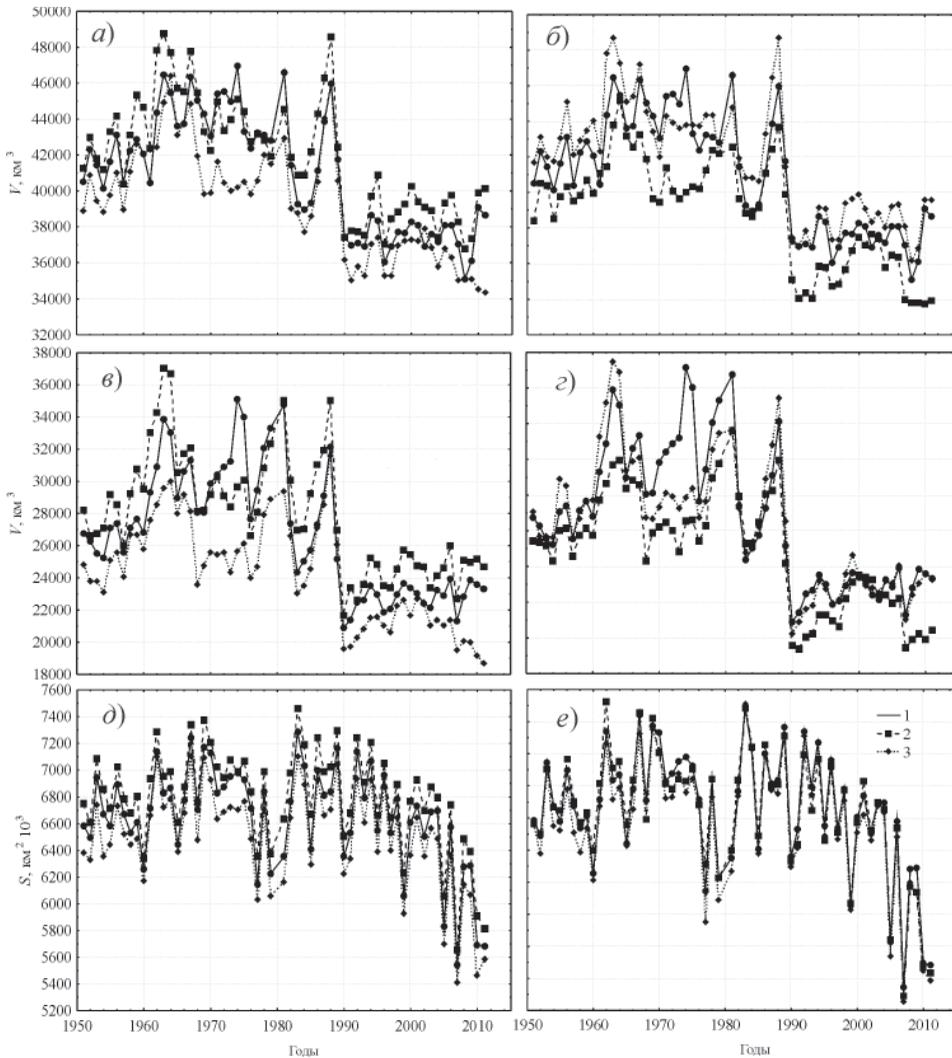


Рис. 1. Объем модельного ледяного покрова СЛО в апреле (*а, б*) и сентябре (*в, з*) и его площади в сентябре (*д, е*) в зависимости от оптической плотности (*а, в, д*) и балла облачности (*б, з, е*): 1 – стандартные оптическая плотность или балл облачности; 2 – оптическая плотность облачности увеличена на 30 % или балл облачности на 3 балла; 3 – оптическая плотность облачности уменьшена на 30 % или балл облачности на 3 балла.

площади ледяного покрова в сентябре при варьировании балла общей облачности. При этом все результаты расчетов достаточно адекватно отражают наблюдающееся в последнее десятилетие резкое уменьшение площади льдов, максимальное в 2007 г. Можно сделать вывод, что, по крайней мере в рамках данной модели, величина минимальной площади моделируемого ледяного покрова СЛО, в отличие от его объема, не чувствительна к точности задания величины общей облачности.

Рис. 2, на котором приведен сезонный ход осредненных за весь период интегрирования значений средних по площади ячейки, расположенной вблизи Северного

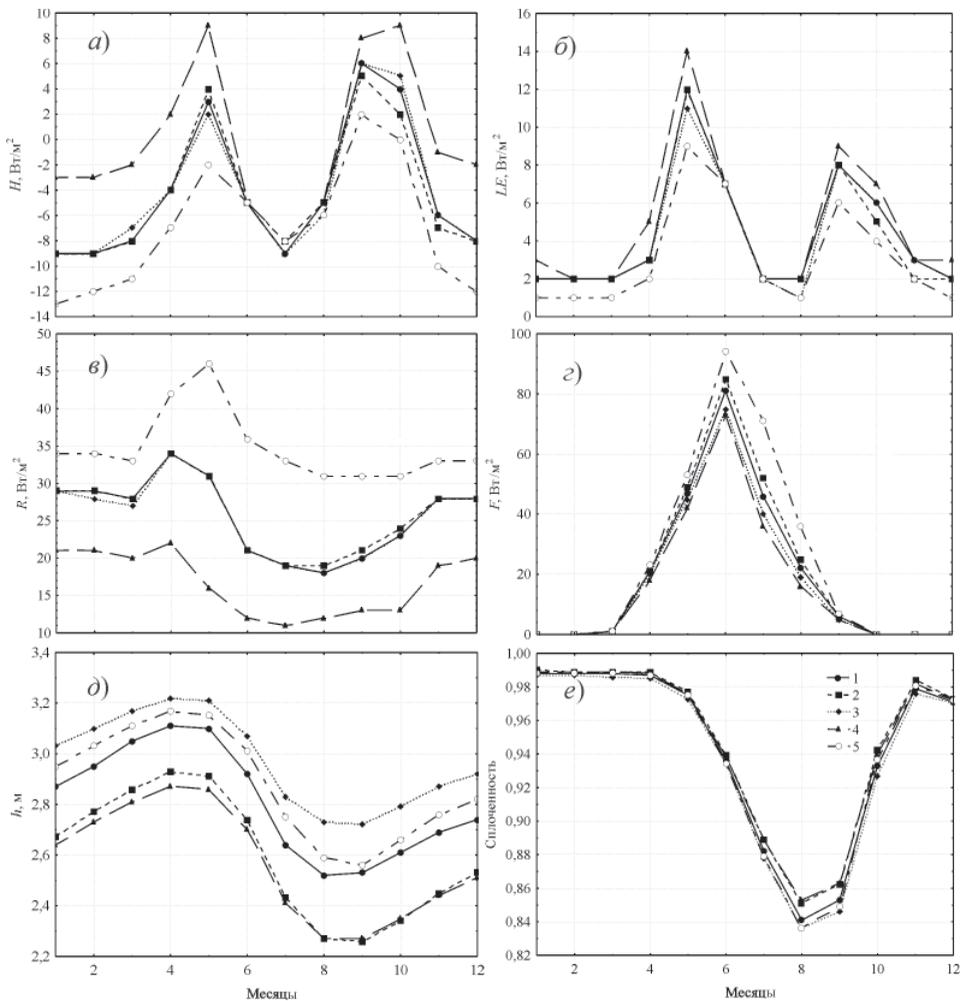


Рис. 2. Среднеголетние среднемесячные величины основных составляющих теплового баланса верхней поверхности ледяного покрова: *a, б* – вертикальные турбулентные потоки явного и скрытого тепла, *в, г* – длинноволновый и коротковолновый радиационные балансы; средняя толщина и сплоченность ледяного покрова (*д, е*) в районе Северного полюса.

1 – стандартные оптическая плотность и балл облачности, 2, 3 – оптическая плотность облачности увеличена (уменьшена) на 30 %, 4, 5 – облачность увеличена (уменьшена) на 3 балла.

полюса, потоков тепла (с учетом процессов энергообмена на ровном льду, торосах и разводьях), дает известное физическое объяснение описанному выше результату. Как видно из рисунка, изменение оптической толщи облаков мало влияет на величину турбулентных потоков тепла и длинноволновый радиационный баланс и приводит к практически постоянному сдвигу средней толщины льда в сторону увеличения или уменьшения в зависимости от изменения оптической плотности и, соответственно, величины поглощенной коротковолновой радиации.

Принципиально другой является реакция основных составляющих теплового баланса при изменении балла облачности. Как видно из рисунков 2*a, б, в, г*, уменьшение

облачности приводит к существенному увеличению радиационного выхолаживания во все сезоны года, практически полностью компенсируемому соответствующим изменением турбулентных потоков явного и скрытого тепла. Отмеченная обратная связь была подробно проанализирована в работе [Makshtas et al., 1999]. При этом сезонный ход толщины льда практически совпадает с рассчитанным по стандартному форсингу. Увеличение балла облачности также приводит к компенсации радиационного выхолаживания турбулентными потоками тепла, однако не столь ярко выраженной. Это связано с тем обстоятельством, что в течение июля – сентября величина балла облачности в стандартном варианте составляет 8 баллов и более, а максимальная величина балла облачности не может превышать 10 баллов.

Для выявления вкладов термического и динамического факторов был выполнен ряд численных экспериментов с полным вариантом модели AARI–IOCM с высоким пространственным разрешением. При постановке этого эксперимента было введено понятие ледового года. Под данным термином будем понимать промежуток времени с октября по сентябрь следующего года, т.е. период, за который лед от наименьшего своего объема совершает квазигармонический цикл. В работе [Кулаков и др., 2012] было показано, что наиболее суровые ледовые условия в первом десятилетии нашего тысячелетия наблюдались в 2001 г., а наиболее легкие – в 2007 г. Было проведено два расчета: с периодически повторяющимися в течение декады температурами *холодного ледового года* (2000–2001) и *теплого ледового года* (2006–2007). При этом остальные форсинги остаются такими же, как и при стандартном расчете по воспроизведению ледовых условий. На рис. 3 представлено сравнение средних сентябрьских ледовитостей, рассчитанных по реальным форсингам и температурам *теплого и холодного ледовых годов*.

Длина рядов не позволяет получить достоверные статистические параметры изменчивости результатов расчетов, но грубые оценки получить можно. При анализе

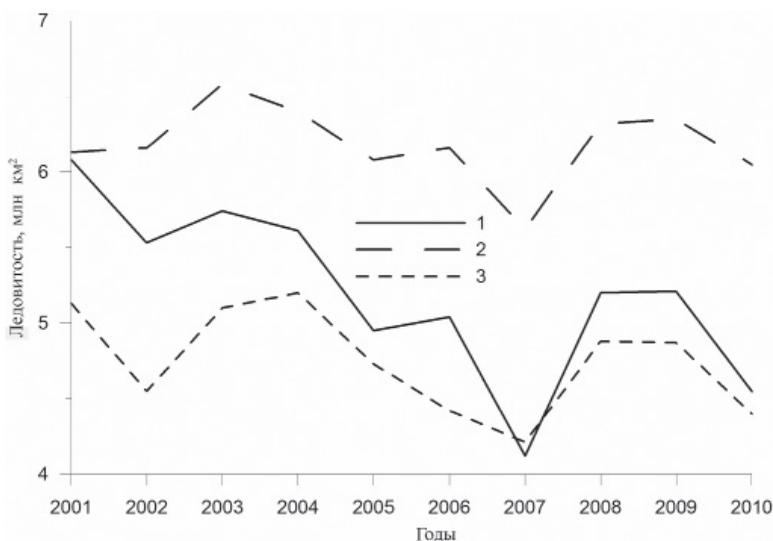


Рис. 3. Результаты воспроизведения ледовитости СЛО в сентябре по разным сценариям: 1 – реальные форсинги; 2 – температура холодного ледового года; 3 – температура теплого ледового года).

результатов будем исходить из того, что межгодовая изменчивость ледовитости по реальному сценарию является результатом совместного действия термического и динамического факторов, а в двух остальных сценариях она обусловлена только динамическим фактором. Элементарные статистические расчеты показали следующие оценки. Для реального сценария размах колебания ледовитости составляет 1,96 млн км² при среднеквадратическом отклонении – 0,58 млн км². Для *теплого ледового года* эти оценки оказались равными 0,99 и 0,34, а для *холодного ледового года* – 0,96 и 0,26 млн км² соответственно, т.е. примерно половине от соответствующих характеристик изменчивости ледовитости СЛО, рассчитанной по реальным форсингам. Полученные оценки свидетельствуют, что вклады термического и динамического факторов в короткопериодную изменчивость ледовитости СЛО примерно одинаковы.

Существенные тренды в результатах расчетов по теплому и холодному сценариям отсутствуют. Максимальная разница между ледовитостями *теплого и холодного ледовых годов* составила 1,87 млн км², что практически совпадает с реальным размахом колебания и показывает, что именно термический фактор является ответственным за наблюдаемый в последнее десятилетие тренд к уменьшению ледовитости СЛО. Легко заметить на рис. 3, что и для холодного и для теплого сценариев минимальная ледовитость приходится на 2007 г. Это свидетельствует о том, что абсолютный минимум ледовитости СЛО в 2007 г. обусловлен взаимным действием термического и динамического факторов.

Результаты расчетов, приведенные в работе [Кулаков и др., 2012], продемонстрировали удовлетворительное совпадение модельных расчетов с данными наблюдений. Однако в сценарии эксперимента были приняты постоянные граничные условия для температуры воды на границе расчетной сетки, в Северной Атлантике. При этом в качестве начального приближения использовались данные по температуре воды из World Ocean Atlas (WOA05) для летнего периода. В дальнейшем во всех точках области температура в СЛО рассчитывалась по уравнению диффузии и адвекции, в то время как температура воды на границе оставалась равной ее летнему значению. Таким образом, поток тепла, поступающий из Атлантики в струе Северо-Атлантического течения, оказывался завышенным. Для устранения этого недостатка граничные условия модели были модернизированы путем добавления гармонического годового хода. Амплитуды для различных горизонтов были определены по разнице температур для летнего и зимнего периодов (WOA05). Температура менялась в течение года на 5 °С в поверхностном слое, с уменьшением до 0 °С на горизонте 150 м. Максимум температуры приходился на 1 сентября, минимум на 1 марта. В остальном сценарий эксперимента и задаваемые форсинги (давление и температура воздуха из NCEP/NCAR) повторяли те, что были выполнены в работе [Кулаков и др., 2012]. Сравнение результатов воспроизведения ледовых условий в СЛО за период с 2000 по 2010 г., полученных при постоянных граничных условиях и при гармонических продемонстрировали практически полную идентичность. Это свидетельствует о том, что изменчивость теплосодержания в струе Северо-Атлантического течения в низких широтах не оказывает существенного влияния на моделируемую ледовитость СЛО.

В следующем эксперименте проверялась чувствительность ледовитости СЛО к начальным условиям. В предыдущих экспериментах в качестве начальных условий задавались сплоченность льда по данным спутниковых наблюдений на середину сентября года начала расчетов и толщина льда, равная 150 см. В данном эксперименте

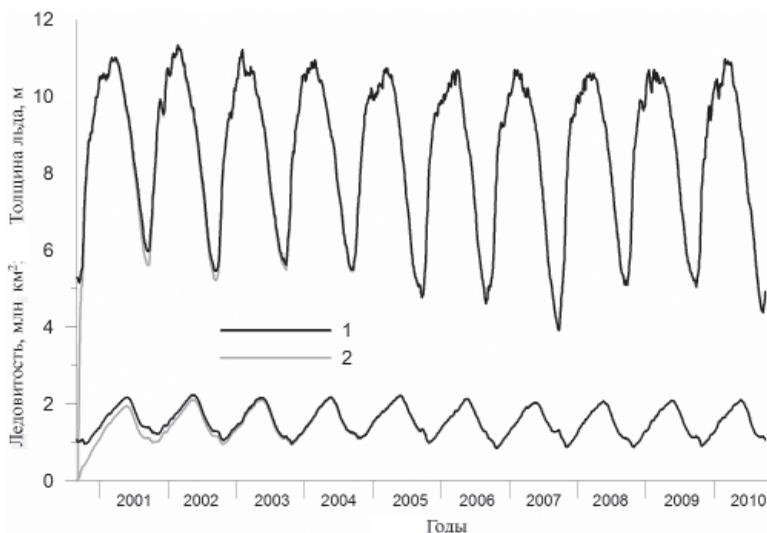


Рис. 4. Сравнение результатов воспроизведения ледовых условий в СЛО за период с 2000 по 2010 г.

Ледовитость вверху, средняя толщина льда внизу. 1 – реальные начальные условия, 2 – нулевые начальные условия.

на начало расчетов (1 сентября 2000 г.) было задано полное отсутствие льда на всей акватории СЛО. На рис. 4 представлено сравнение результатов воспроизведения ледовых условий в СЛО за период с 2000 по 2010 г., полученных при реальных начальных условиях и при условии полного отсутствия льда.

Анализ рисунка показывает, что на восстановление характерных для СЛО ледовых условий понадобилось только три года. При этом толщина льда увеличивалась достаточно монотонно, сравнявшись с толщиной, рассчитанной по реальному сценарию, летом 2003 г. Ледовитость пришла в норму уже зимой 2000–2001 гг. Только в августе–сентябре 2001, 2002 и 2003 гг. она была ниже реальной. Меньшая ледовитость в летние месяцы этих лет объясняется тем, что более тонкий лед интенсивней тает. Данный результат интересен как с методической точки зрения, так и в чисто научном плане. Что касается методики, то очень важно, что качество задания начальных условий не оказывает существенного влияния на результаты расчетов ледовитости СЛО на период в несколько лет. С другой стороны, полученные результаты в известной степени противоречат гипотезе о том, что если лед в СЛО хоть однажды полностью исчезнет, то он уже никогда больше не восстановится в полном объеме и в СЛО будет существовать только сезонный ледяной покров.

Результаты, полученные в эксперименте, достаточно интересны, однако не в полной мере репрезентативны. Дело в том, что данные о температуре воздуха из NCEP/NCAR Reanalysis отражают, в том числе, и влияние реального ледяного покрова на поверхности океана. При ее расчете в реанализе при наличии ледяного покрова в качестве нижнего граничного условия задается температура подстилающей поверхности не выше температуры таяния льда. Но в действительности при отсутствии льда поверхность океана вследствие меньшего альбедо нагревается до больших величин и, соответственно, передает атмосфере часть этого тепла посредством турбулентного

обмена. Полноценный ответ на вопрос, поставленный в эксперименте, может быть получен только при использовании совместной модели «атмосфера–лед–океан». Тем не менее проведенный эксперимент показал, что не следует переоценивать влияние на ледяной покров теплозапаса океана, возникающего в летний период из-за уменьшения ледовитости СЛО, наблюдавшегося в последние годы. Распреснение поверхностного слоя океана за счет таяния льда и летнего усиления стока рек, а также повышение температуры воды за счет прогрева приводят к сильной устойчивой стратификации водной толщи, что препятствует проникновению тепла к нижележащим слоям. В результате достаточно быстро нагревается только тонкий поверхностный слой воды, который столь же быстро и охлаждается вследствие длинноволнового радиационного и турбулентного энергообмена. В то же время коротковолновый радиационный нагрев океана сравнительно невелик из-за малой высоты солнца в высоких широтах. Таким образом, океан не может запасти достаточно тепла в безледный период, чтобы ледяной покров приобрел сезонный характер.

По результатам проведенных экспериментов можно сделать следующие выводы:

- обе модели достаточно адекватно воспроизводят наблюдаемое в последние годы уменьшение площади и объема ледяного покрова в СЛО;
- величина отрицательного тренда площади ледяного покрова в СЛО в сентябре, в отличие от его объема, не чувствительна к точности задания (в разумных пределах) величины оптической толщи облачности;
- абсолютный минимум ледовитости СЛО, наблюдавшийся в сентябре 2007 г., был обусловлен взаимным однонаправленным действием термического и динамического факторов;
- тепло из Атлантического океана, поступающее в СЛО в струе Северо-Атлантического течения, не оказывает существенного влияния на ледовитость СЛО;
- начальные условия по распределению льда в СЛО не оказывают существенного влияния на результаты расчетов ледовитости СЛО на период в несколько лет;
- даже если когда-нибудь весь лед в СЛО исчезнет, то при существующем климате он через несколько лет восстановится.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2013 годы» по Госконтракту № 16.420.12.0002 и гранта РФФИ 09-05-00625

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас океанов. Т. 3. Северный Ледовитый океан / Под ред. С.Г.Горшкова. Л.: ГУНИО МО СССР, 1980. 184 с.
- Кулаков М.Ю., А.П.Макитас, С.В.Шутилин. AARI–IOCM – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 6–18.
- Andreas E.L. The atmospheric boundary layer over polar marine surfaces // Physics of Ice-Covered Seas. Vol. 2. M: Lepparanta: Helsinki University Press, 1998. P. 715–773.
- Eisenman I., Untersteiner N., Wutlauser J.S. On the reliability of simulated Arctic sea ice in global climate models // Geophys. Res. Lett. Vol. 34. L10501. 2007. doi:10.1029/2007GL029914.

- Graversen R., Mauritsen T., Tjernström M., Källen E., Svensson G.* Vertical structure of recent Arctic warming // *Nature*. 2008. Vol. 541. P. 53–56. doi:10.1038/nature06502.
- Kwok R., Rothrock D.A.* Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 // *Geophys. Res. Lett.* 2009. Vol. 36. L15501. doi:10.1029/2009GL039035.
- Makshatas A.P., Andreas E.L., Svyashennikov P.N., Timachev V.F.* Accounting for clouds in sea ice model // *Atmospheric Research*. 1999. Vol. 52. P. 77–113.
- Makshatas A., Shoutilin S., Andreas E.* Possible dynamic and thermal causes for the recent decrease in sea ice in the Arctic // *J. Ceophys. Res.* 2003. Vol. 108. P. 25–1 – 25–13.
- Makshatas A.P., Atkinson D., Kulakov M., Shutilin S., Krishfield R., Proshutinsky A.* Atmospheric forcing validation for modeling the central Arctic // *Geophys. Res. Lett.* 2007. Vol. 34. L20706, doi: 10.1029/2007 GL031378.
- Maykut Yu.Y., Rothrock D.* Changes in the thickness distribution of Arctic sea ice between 1958–1970 and 1993–1997 // *J. Ceophys. Res.* 2004. Vol. 109. C08004. doi:10.1029/2003JC001982.
- Skagseth Ø., Furevik T., Ingvaldsen R., Loeng H., Mork K., Orvik K., Ozhigin V.* Volume and heat transport to the Arctic Ocean via Norwegian and Barents seas // *Arctic-Subarctic ocean fluxes / By R.Dickson, J.Meicke and P.Rhines edited.* New York: Springer, 2008. P. 45–64.
- Smedsrud L.H., Sorteberg A., Kloster K.* Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover // *Geophys. Res. Lett.* 2008. Vol. 35. L20503. doi:10.1029/2008GL034813.
- Walsh J.E., Chapman W.L., Portis D.H.* Arctic cloud fraction and radiative fluxes in atmospheric reanalyses // *Journal of Climate*. 2009. Vol. 32. P. 2316–2334.
- Walsh J.E., Chapman W.L., Shy T.L.* Recent decrease of sea level pressure in the Central Arctic // *Journal of Climate*. 1996. Vol. 9. P. 480–486.
- Woodgate R., Aagaard K., Weingarther T.* Interannual changes in the Bering Strait fluxes of volume, heat and freshwater between 1991 and 2004 // *Geophys. Res. Lett.* 2006. Vol. 33. L15609. doi:10.1029/2006GL026931.

M.YU.KULAKOV, A.P. MAKSHATAS, S.V. SHUTILIN

MODELLING ESTIMATIONS OF SENSITIVITY OF THE ARCTIC OCEAN ICE COVER TO CHANGES OF FORCINGS

The results of special numerical experiments, directed to study the sensitivity of sea ice cover in the Arctic Ocean to different forcing variations are analyzed.

Keywords: sea ice, water circulation, Arctic Ocean, dynamic-thermodynamic model, heat fluxes.