

УДК 551.465.41

ВОССТАНОВЛЕНИЕ КРУПНОМАСШТАБНОГО СОСТОЯНИЯ ВОД И МОРСКОГО ЛЬДА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В 1948–2002 гг. ЧАСТЬ 2: СОСТОЯНИЕ ЛЕДОВОГО И СНЕЖНОГО ПОКРОВА

© 2009 г. Н. Г. Яковлев

Институт вычислительной математики РАН

119991 Москва, ул. Губкина, 8

E-mail: iakovlev@inm.ras.ru

Поступила в редакцию 29.01.2008 г., после доработки 14.10.2008 г.

Представлены результаты восстановления состояния ледового и снежного покровов Северного Ледовитого океана за период 1948–2002 гг., полученные с помощью совместной модели циркуляции океана и эволюции морского льда. Рассматривается область Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана к северу от 65°N, без учета Гудзонова залива. Анализируются среднемесячные площади льда и площади области, занятой морским льдом. Тренды этих площадей рассчитываются отдельно по периодам 1970–1979, 1979–1990 и 1990–2002 гг. Наблюдается систематическое небольшое занижение моделью площади, занятой льдом. Оценка показывает, что такая ошибка соответствует ошибке в 100 км в определении положения кромки льда, т.е. порядка разрешения модели. Отмечается, что летом модель не воспроизводит многочисленные полыньи, отмечаемые в наблюдениях: по данным наблюдений в центральной части СЛО сплоченность составляет порядка 0.8, модель дает порядка 0.99. Средний тренд за период 1960–2002 гг. составляет для области распространения льда $-13931 \text{ км}^2/\text{год}$, или примерно 2% за декаду, площадь льда имеет тренд $-17643 \text{ км}^2/\text{год}$, или 3% за декаду. Это примерно в 3 раза меньше данных, полученных со спутников. Рассчитанная толщина льда в конце зимы колеблется от 3.5 до 4.8 м, выделяются периоды толстого льда (60–70-е годы) и относительно тонкого льда (80-е годы), начиная с 1995 г. толщина льда быстро уменьшается. Максимальное накопление льда отмечается в 1977 и 1988 г, при этом средний тренд отрицательный $-121 \text{ км}^3/\text{год}$ (или 5.5% за декаду). В 1996–2002 гг. среднее изменение толщины льда составило $+1.7 \text{ см}/\text{год}$. Это говорит о том, что в это время шло относительно быстрое исчезновение тонких фракций льда. Модель дает также некоторое снижение массы снега с трендом $-2.5 \text{ км}^3/\text{год}$ (это примерно 0.35 мм снега в год, или 0.1 мм жидкой воды в год). Анализ среднемесячной скорости дрейфа льда говорит о хорошем качестве модели. Приводятся данные по средней скорости дрейфа и сравнение результатов расчетов со спутниковыми данными в конкретные месяцы. Сравнение с данными наблюдений за 1990–1996 гг. в проливе Фрама показывает, что модель дает среднюю за период толщину льда 3.28 м против примерно 3.26 м. За тот же период модель дает среднемесячный перенос 291.29 км^3 , в сравнении с 237.17 км^3 , полученными по наблюдениям. Сравнение измеренных и рассчитанных скоростей дрейфа в проливе Фрама показывает, что модель дает среднюю скорость дрейфа порядка 9.78 см/с, что сравнимо с измеренными 10.2 см/с. Отмечаются проблемы с описанием перераспределения льда по градициям толщины, что иллюстрируется сравнением с данными по толщине льда в проливе Фрама.

1. ВВЕДЕНИЕ

Состояние снежного и ледового покровов Северной полярной области является одним из наиболее очевидных индикаторов процессов изменения глобального климата. Одним из ключевых вопросов, стоящих в настоящее время перед мировой наукой, можно считать вопрос: “Наступит ли в обозримом будущем такое состояние климатической системы Земли, когда летом Северный Ледовитый океан будет полностью свободен ото льда?”. Тот или иной ответ имеет массу практических следствий: например, для прогноза транспортной деятельности (возможность мореплавания неподготовленных судов через полюс напрямую из Европы в Юго-Восточную Азию), для работ на шельфах арктических мо-

рей, для выработки мероприятий, связанных с обороной страны, и т.д. В то же время ответ на этот вопрос только на основе анализа данных имеющихся наблюдений неочевиден и связан с решением различных научных задач, направленных на понимание физических механизмов наблюдаемой изменчивости состояния ледового и снежного покровов.

За последние три десятилетия отмечается значительный прогресс в понимании физики и в моделировании морского льда, что прослеживается в большом числе публикаций, посвященных данной теме. Только данные по дрейфующим буям использованы более чем в 500 опубликованных работ! Поэтому сделать обзор всех работ по исследованию состояния морского льда Северного Ледовитого океана практически невозможно, однако можно выделить

основные идеи. Прежде всего – это идея о том, что изменчивость морского льда на достаточно больших масштабах времени объясняется взаимодействием термодинамических и динамических процессов, так что невозможно отдать приоритет ни одному из этих процессов. В одни годы большее значение имеет повышение температуры воздуха, в другие – усиление скорости дрейфа льда, перераспределение его по акватории СЛО и вынос через пролив Фрама. Поэтому развитие численных моделей идет по пути усложнения как локально-одномерных термодинамических моделей, так и моделей дрейфа льда со сложным описанием процессов динамики, связанной с нелинейной реологией льда и с процессами торошения.

В настоящей работе представлены результаты восстановления состояния ледового и снежного покровов Северного Ледовитого океана за период 1948–2002 гг., полученные в рамках идеологии программы сравнения моделей СЛО АОМIP [1] (Arctic Ocean Model Intercomparison Project, официальный интернет-сайт программы http://fish.cims.nyu.edu/project_aomip/overview.htm).

Описание совместной модели океана и морского льда (используемые параметризации, внешнее воздействие и численные схемы) представлено в первой части серии работ, представленной в журнале “Известия РАН. Физика атмосферы и океана”. Эта модель представляет собой глубоко переработанную версию модели [2–4], особенно сильные изменения коснулись блока дрейфа морского льда. Здесь приведем краткое описание основных характеристик используемой численной модели динамики и термодинамики морского льда.

Рассматривается область Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана к северу от 65°N , без учета Гудзонова залива. Учитывая невысокое пространственное разрешение модели, Канадский Архипелаг детально не описывается, но считается, что в нем есть три пролива: Нарский, Мак-Клур и модельный пролив в районе о-ва Принс-Патрик. Берингов пролив считается открытым. Учитывается восемь основных рек, эстуарии которых рассматриваются как специального вида проливы. Белое море, которое при данном пространственном разрешении не описывается с достаточной точностью, рассматривается как эстуарий реки Северная Двина. Проливы Канадского архипелага и эстуарии рек (в том числе и Горло Белого моря) считаются закрытыми для дрейфа льда. Уравнения динамики океана и морского льда рассматриваемой модели записываются в широко распространенной системе координат “сферического слоя” (λ, θ, z) (долгота, дополнение широты до 90° , глубина, отсчитываемая вертикально вниз от поверхности океана в состоянии покоя относительно Земли) с полюсами, расположенными в точках с географическими координатами $180^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}\text{N}$. – “Северный” полюс, $0^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}\text{N}$ –

“Южный” полюс. Пространственное разрешение модели – 1° по горизонтальным переменным в повернутой системе координат, т.е. около 111.2 км. По вертикали бралось 16 неравноотстоящих уровней в z -системе координат со сгущением к поверхности океана.

В целом модель локально-одномерной термодинамики льда основана на идеях, изложенных в работе [5] и практически не отличается от модели, использовавшейся автором в работе [2], за исключением параметризации потоков тепла и массы, которые были сделаны в соответствии с требованиями программы АОМIP. Термодинамический блок применяется к каждой из 14 градаций льда по толщине: 0 см (открытая вода), 10, 20, 30, 50, 70 см, 1, 1.5, 2, 3, 4, 5, 6, 10 и более 10 м. Изменения массы льда и снега и сплоченности льда вычисляются отдельно для каждой градации льда по толщине. Предполагается, что изменение сплоченности за счет бокового таяния пропорционально изменению толщины льда за счет таяния его на нижней поверхности, с коэффициентом пропорциональности $5 \times 10^{-5} \text{ см}^{-1}$ (см. обзор параметризаций [6]). Перераспределение массы льда по градациям толщины происходит в результате процессов таяния и образования льда и при торошении льда при его движении. Последний процесс описывается аналогично тому, как это предложено в работах [7–9].

Большое значение для воспроизведения состояния ледового и снежного покровов имеет выбор альbedo снега и льда – параметризация альbedo приведена в таблице. В данной модели нет теплоемкости льда, поглощение солнечной радиации в самом верхнем слое льда параметрически учитывается через изменение эффективного альbedo, параметр поглощения зависит от балла облачности.

Расчет скорости дрейфа морского льда основан на работах [10–12]. Выбрана упруго-вязко-пластичная реология [11, 12]. Вычисление давления во льду (или прочности льда) основано на работах [7–9].

Как и вся модель, пространственная аппроксимация блока морского льда делается с помощью технологии метода конечных элементов. Отметим, что использование метода конечных элементов позволяет более точно вычислить вертикальное распределение потока проникающей в океан солнечной радиации. Это способствует более точному воспроизведению положения кромки льда летом.

В качестве начальных условий задавались однородная толщина льда 2 м и снега 10 см там, где температура поверхности океана была меньше или равна $T_F + 0.2$, где $T_F = T_F(S)$ – точка замерзания, функция солёности S . Выбор сдвига 0.2 связан с тем, что поверхностная температура в использованных данных по температуре и солёности [13] завышена, и необходимо было подобрать такой сдвиг, чтобы область, занятая льдом в начальный момент, наи-

Параметризация альбедо снега и льда в зависимости от температуры поверхности T и толщины льда h_i и снега h_s . Параметр i_0 – доля проникающей в лед радиации, считается зависящей от балла облачности $i_0 = 0.18 + 0.17 \times N$

Поверхность	Сухой $T < -1^\circ\text{C}$	Мокрый $T > -1^\circ\text{C}$
α_s , снег	0.8	$\alpha_s = 0.8 - 0.1 \times (T + 1)$
α_i , лед толщиной h_i	$\alpha_i = \alpha_w + h_i(0.65 - \alpha_w)/50$, если $h_i \leq 50$ см, $\alpha_i = 0.65$, если $h_i > 50$ см,	$\alpha_i = \alpha_w + (0.65 - 0.075 \times (T + 1) - \alpha_w)/50$, если $h_i \leq 50$ см, $\alpha_i = 0.65 - 0.75 \times (T + 1)$, если $h_i > 50$ см.
α_w , вода		0.1
Эффективное альбедоснега толщиной h_s , лежащего косами	$\alpha = s_f \times \alpha_s + (1 - s_f) \times (\alpha_i + (1 - \alpha_i) \times i_0)$, $s_f = \frac{h_s}{h_s + 2 \text{ см}}$	

Параметр i_0 – доля проникающей в лед радиации, считается зависящей от балла облачности $i_0 = 0.18 + 0.17 \times N$.

лучшим образом аппроксимировала наблюденную область, занятую льдом в тот же момент времени.

Для упрощения численной реализации блоки океана и льда были “оторваны” друг от друга: сначала находилась скорость дрейфа льда с линеаризацией на каждом шаге по времени квадратичного трения на границе раздела “вода–лед”, затем решалась линеаризованная на каждом шаге по времени задача для скорости течений. Динамика морского льда вычисляется по явно-неявной схеме – неявно вычисляются сила Кориолиса и трение о воду. Это помогает стабилизировать решение. Реология, в силу ее нелинейности, интегрируется по времени по явной схеме Эйлера, и задача о динамике морского льда решается с использованием внутреннего цикла, с шагом по времени 60 с.

При переносе характеристик морского льда и снега используется искусственная диффузия [14], вычисляемая не по скорости переноса, а по проекции скорости переноса на градиент решения [15]. Это снижает диссипативность схемы и оставляет высокую вычислительную диффузию только в областях с сильными градиентами решения.

В целом уровень модели морского льда соответствует современному мировому уровню. Одной из задач настоящей работы является проверка качества модели в сравнении с данными наблюдений и доказательство того факта, что разработанная модель может быть использована для исследования климатической системы Земли, например, как блок морского льда в глобальной климатической модели ИВМ РАН (описание модели дано в [16], результаты вошли в 4-й доклад Межправительственной группы экспертов по изменениям климата IPCC [17]).

2. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОБЛАСТИ ОКЕАНА, ПОКРЫТОЙ ЛЬДОМ, И ПЛОЩАДИ ЛЬДА

Несомненно, наиболее изучена в настоящее время область океана, покрытого льдом. Данные тако-

го рода с 1979 г. систематически получают со спутников, и точность этих данных непрерывно растет. До 1979 г. данные основаны на авиационной ледовой разведке и на судовых журналах – последние в основном фиксировали положение “кромки” льда. Несомненно, что само положение льда зависит от субъективной оценки состояния этой “кромки”. Обычно считается, что лед занимает некоторую площадь, если его сплоченность превосходит 0.15. Термины площадь льда (ice area) и площадь области, занятой льдом (ice extent) являются в настоящее время общепотребительными. Однако если определить площадь льда просто, то формального определения площади области, занятой льдом, нет. Мы будем понимать под этой площадью площадь области, имеющей своей границей “кромку” льда. При анализе результатов считалось, что область, занятая льдом, состоит из объединения модельных ячеек, в которых сплоченность льда больше или равна 0.15.

Результаты работы модели сравниваются с данными [18]. При анализе этих данных оказалось полезно разбить весь период наблюдений на доспутниковый и период после запуска спутников в 1979 г. Кроме того, полезно выделить период после 1990 г., когда произошла смена датчиков на спутниках (личное сообщение Jean-Claude Gascard, Университет им. Пьера и Марии Кюри, Париж). На рис. 1 показаны среднемесячные площади области, занятой морским льдом. Там же показаны тренды, рассчитанные отдельно по каждому периоду – 1970–1979, 1979–1990 и 1990–2002 гг. Отметим, что наблюдается систематическое небольшое занижение моделью площади, занятой льдом. Оценка показывает, что такая ошибка соответствует ошибке в 100 км в определении положения кромки льда. Полученный результат говорит о хорошем качестве модели динамики океана, т.к. именно температура поверхности океана определяет в значительной мере положение кромки льда.

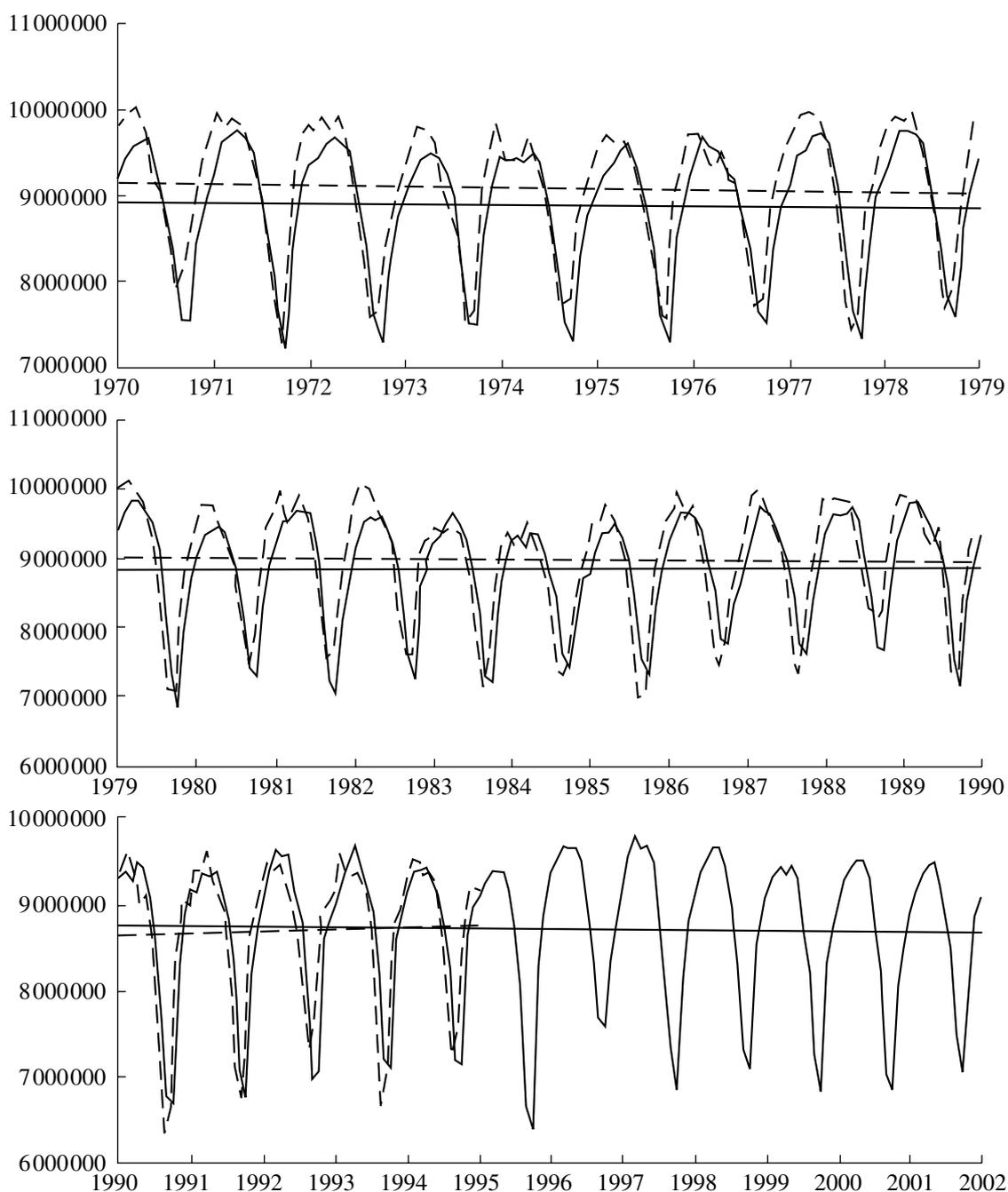


Рис. 1. Площадь области, занятой льдом. Пунктиром показаны данные наблюдений. Также показаны соответствующие тренды.

На рис. 2 показана площадь льда с учетом открытой воды (начиная с 1970 г.). В этом случае отмечается обратная ситуация – модель в среднем завышает площадь льда, особенно в летние месяцы. Один из самых плохих месяцев с точки зрения воспроизведения площади льда – сентябрь 1989 г. Рассмотрим этот месяц более внимательно. На рис. 3 видно, что основная ошибка в воспроизведении положения кромки льда приходится на Восточно-Сибирское

море и на воды у побережья Аляски. Как уже отмечалось в первой части серии, ошибка в воспроизведении кромки льда на шельфе Сибирских морей может быть связана с неточностями в задании облачности и с погрешностями в определении параметров проникновения солнечной радиации в воду (в модели считается, что вода прозрачная, в то время как летом на шельфе это условие может нарушаться в связи с переносом взвеси из рек и с развитием

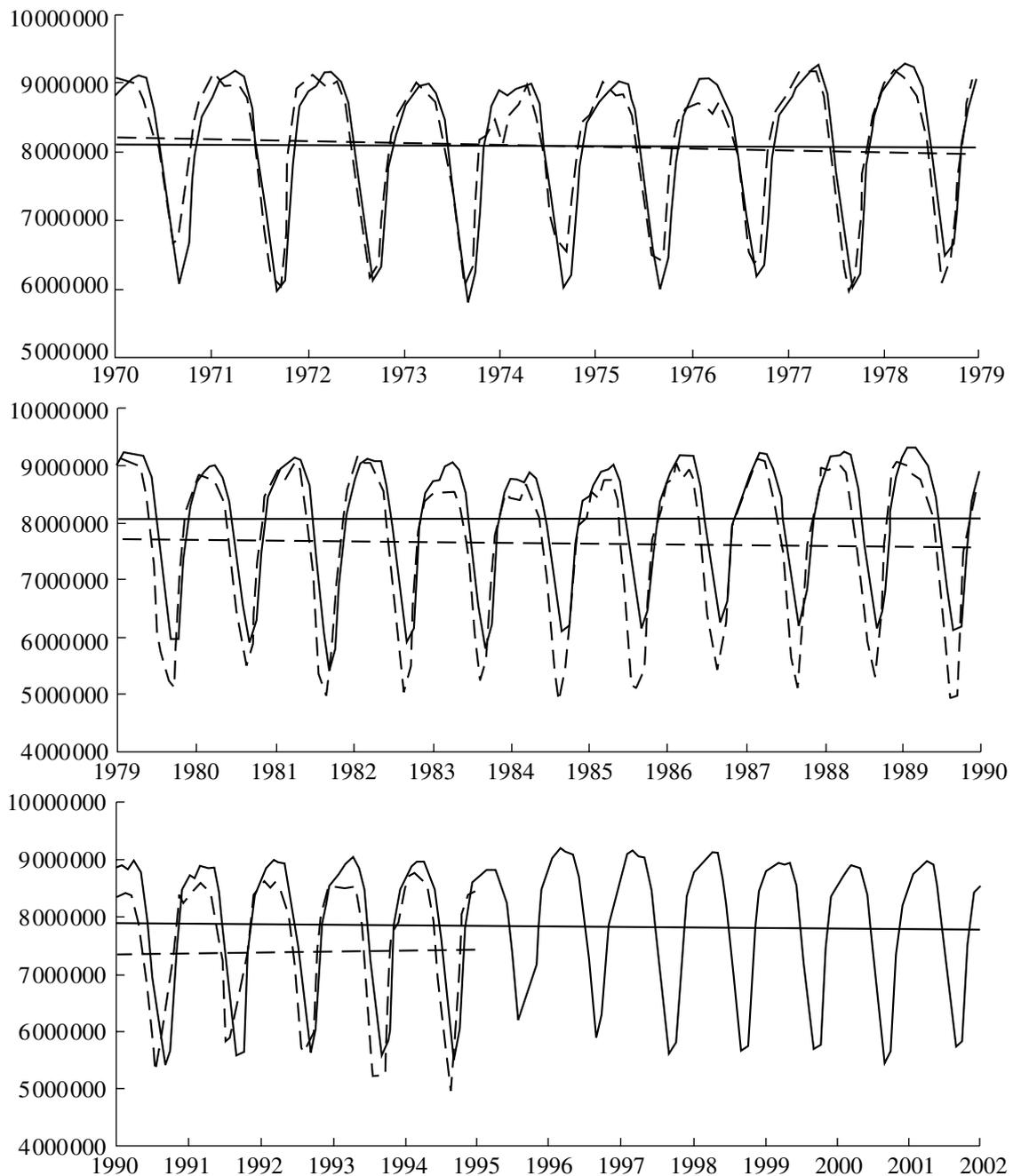


Рис. 2. Площадь льда с учетом открытой воды (сплоченности льда)

планктона). Сравнение полей сплоченности показывает, что модель не воспроизводит многочисленные поляны, отмечаемые в наблюдениях. Так, если по данным наблюдений в центральной части СЛО сплоченность составляет порядка 0.8, то модель дает порядка 0.99. Эта ситуация характерна вообще для всех летних месяцев.

Если рассмотреть тренды – рассчитанные и полученные по данным наблюдений – то модель воспроизводит их достаточно хорошо (кроме началь-

ной фазы разгона модели, естественно). В период 1990–2002 гг. тренд в уменьшении площади льда составляет 1.5% за десятилетие, что почти в два раза больше тренда уменьшения площади, занятой льдом (0.8% в декаду). Скорее всего это происходит за счет более интенсивного исчезновения фракций тонкого льда летом.

Начиная с 1979 г., появляются систематические ошибки в воспроизведении площади льда. Это может быть связано с тем, что данные до 1979 г., когда

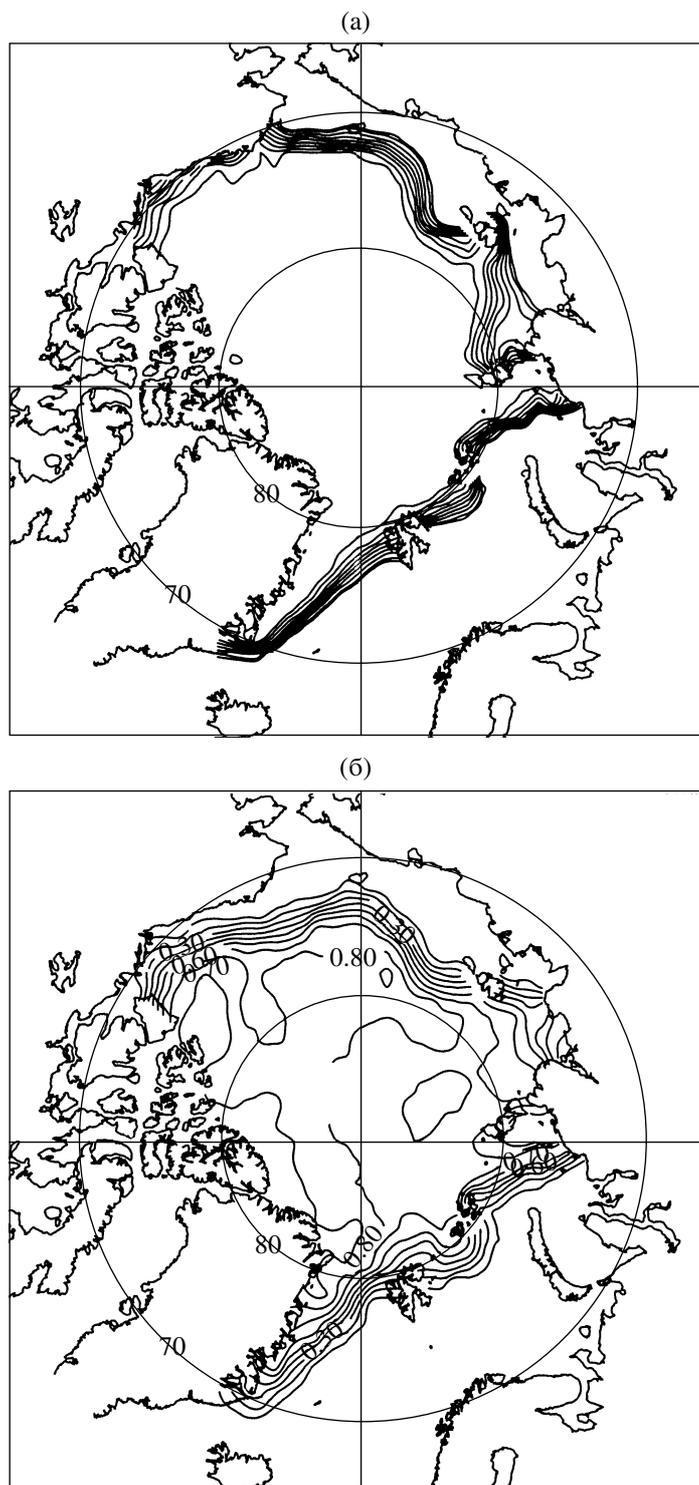


Рис. 3. Сплоченность льда в сентябре 1989 г. Рассчитанная (а) и измеренная (б).

начали систематически работать спутниковые системы, были более “климатическими”. Поскольку модельный форсинг в большой его части также среднемноголетний – облачность, осадки, влажность, температура и соленость океана в проливах,

расходы течений через проливы, – то модель хорошо воспроизводит средние состояния, когда конкретная синоптическая ситуация близка к среднемноголетней. Удастся хорошо воспроизвести данные 1970-х годов, во время которых сформировался

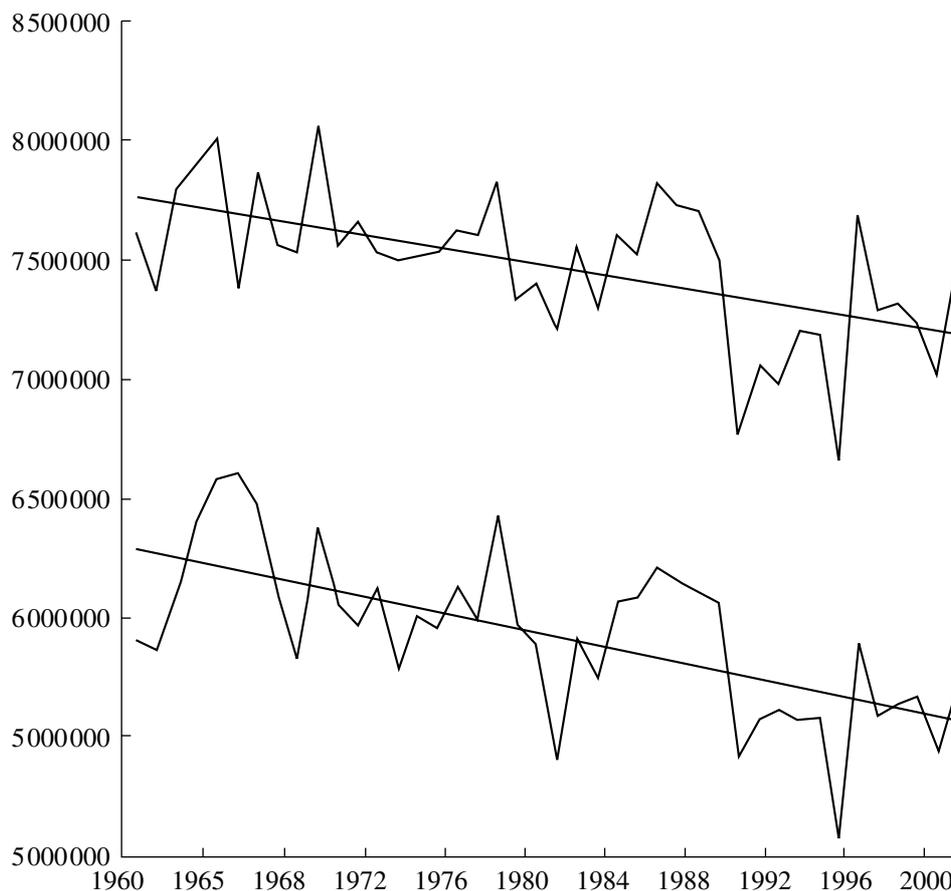


Рис. 4. Минимальная площадь распространения и площадь льда за период 1960–2002 гг.

основной массив данных, в частности, по температуре и солености океана. Основная проблема в воспроизведении площади льда после 1990 г. может быть связана с резким изменением площади льда в СЛО в этот год, связанным с явлением, которое не описано в модели. Таким явлением может быть аномальный перенос теплой воды из Северной Атлантики. Действительно, многочисленные данные наблюдений и модельные расчеты по различным моделям показывают, что именно в 1990 г. был отмечен аномально высокий индекс Северо-Атлантического колебания, которое сопровождалось аномально сильным переносом теплой воды на север вдоль побережья Норвегии. Следовательно, косвенно получена оценка влияния Северной Атлантики на формирование состояния СЛО. Очевидно, что улучшение воспроизведения характеристик СЛО будет получено при учете влияния Северной Атлантики – либо параметрически, либо напрямую, за счет увеличения модельной области.

Один из принципиальных вопросов: что происходит с многолетним льдом? Для этого проанализируем минимальную за каждый год площадь льда – в полученных данных это наблюдается в августе. Есте-

ственно ожидать, что оставшийся в августе лед переживет лето и, следовательно, с большой вероятностью станет многолетним. Аналогичная техника была предложена в работе [19]. Полученные результаты за период 1960–2002 гг, когда уже прошли процессы разгона модели, представлены на рис. 4. Средний тренд за этот период составляет для области распространения льда $-13931 \text{ км}^2/\text{год}$, или примерно 2% за декаду, площадь льда имеет тренд $-17643 \text{ км}^2/\text{год}$, или 3% за декаду. Это примерно в 3 раза меньше данных, полученных со спутников. Несколько большие тренды модель дает для “спутникового” периода 1979–2002 гг. Причина этого, как уже было отмечено, – недооценка уменьшения площади льда и уменьшения области его распространения в 1990 г. Такая же ситуация повторилась и в 1995 г., что можно отметить, сравнив полученные данные со спутниковыми наблюдениями. В то же время следует отметить, что такого рода анализ, особенно экстраполяция полученных трендов в будущее, должны делаться крайне осторожно, учитывая высокую изменчивость состояния ледового покрова, наблюдаемую начиная с 1990 г. Так, если строить тренды для периода 1990–2002 гг., то модель дает увеличение минимальных площадей льда и рас-

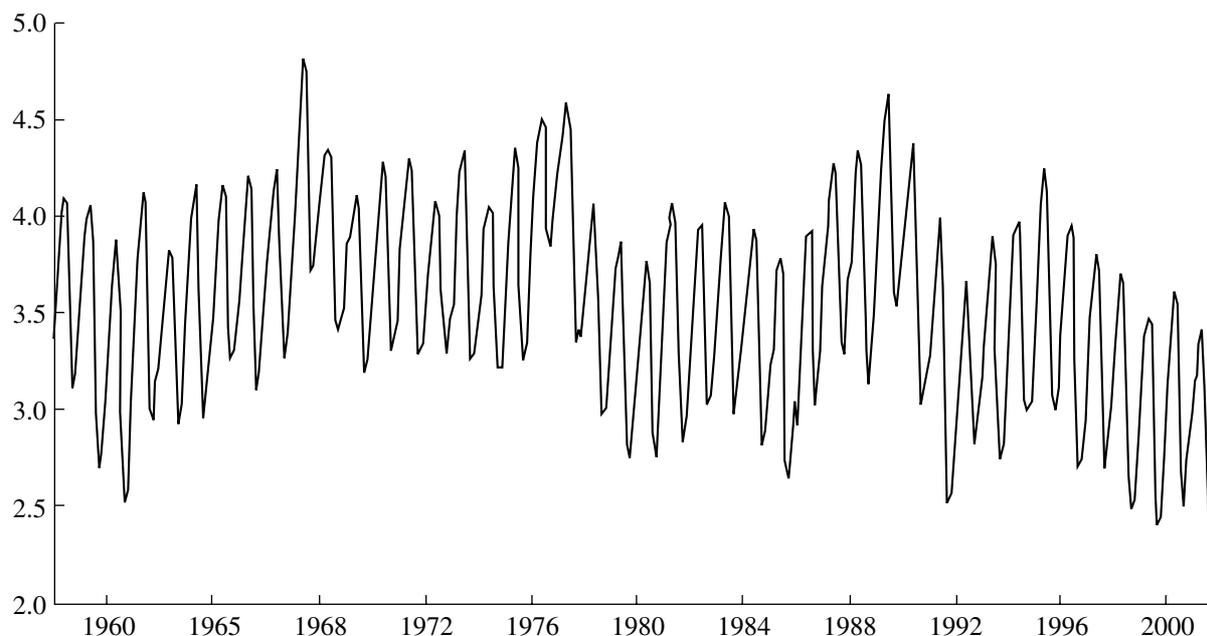


Рис. 5. Среднемноголетняя среднемесячная толщина льда на Северном полюсе (см).

пространения льда, т.е. в этот период не отмечается деградации многолетнего льда.

3. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОБЪЕМА И ТОЛЩИНЫ ЛЬДА

Как известно, массовое измерение толщины льда затруднительно (следовательно, наблюдательная сеть редка), а пространственная изменчивость толщины льда очень высокая (достаточно посмотреть данные по осадке льда, полученные с подводных лодок). Надежных авиационных или спутниковых методов, позволяющих получать карты для всей акватории СЛО, не существует. Поэтому в понимании эволюции толщины льда остаются серьезные неопределенности. В работе [20] было показано, что прямое использование разреженных и несинхронных данных может приводить к неверной оценке изменчивости ледового покрова.

На рис. 5 показан ход средней толщины льда в районе Северного полюса в период 1958–2002 гг., по которому можно провести сравнение с данными наблюдений. В целом полученные результаты вполне приемлемы. Толщина льда в конце зимы колеблется от 3.5 до 4.8 м, выделяются периоды толстого льда (60–70-е годы) и относительно тонкого льда (80-е годы), начиная с 1995 г. толщина льда быстро уменьшается. Полученные результаты можно сравнить с известными данными по осадке льда, полученными с подводных лодок [21–23] (см. также обзор, приведенный в [24]). Так, в районе Северного Полюса измерения [21] дают толщину льда в конце зимы порядка 4.3 м, в то время как

согласно оценкам [22] полученных с подводных лодок за период 1958–1992 гг., толщина льда в апреле–мае меняется от 3.1 до 4.8 м со средним значением 4 м. Летом модель дает в среднем по всему периоду интегрирования толщину льда около 3 м, что вполне сопоставимо с многочисленными результатами расчетов по другим моделям.

На рис. 6. показан график изменений объема морского льда (в км³) за период 1970–2002 гг. Можно отметить квазидесятилетние колебания, которые также отмечаются в поле приземного давления атмосферы [24]. Максимальное накопление льда отмечается в 1977 и 1988 г., при этом средний тренд отрицательный –121 км³/год (или 5.5% за декаду). Эта оценка вполне сравнима с оценкой дисбаланса объема льда, полученной в работе [26] – 89 км³/год (4% за декаду). Для оценки пресноводного баланса необходимо учесть также и объем снега, который представлен также на рис. 6 и который в данном случае также имеет небольшой отрицательный тренд.

Естественно, что так же, как и в воспроизведении площади льда, не удается воспроизвести резкого уменьшения объема льда в начале 1990-х.

Как уже было показано, в период 1996–2002 гг. сильного изменения средней толщины многолетнего льда в сторону его уменьшения нет. Этот же результат можно получить, проанализировав и изменение объема льда. Действительно, изменение объема можно оценить по формуле

$$\delta V = h\delta A + A\delta h,$$

где для периода 1996–2002 гг. $\delta V = -201$ км³/год, изменение площади $\delta A = -1.1 \times 10^5$ км²/год, средняя

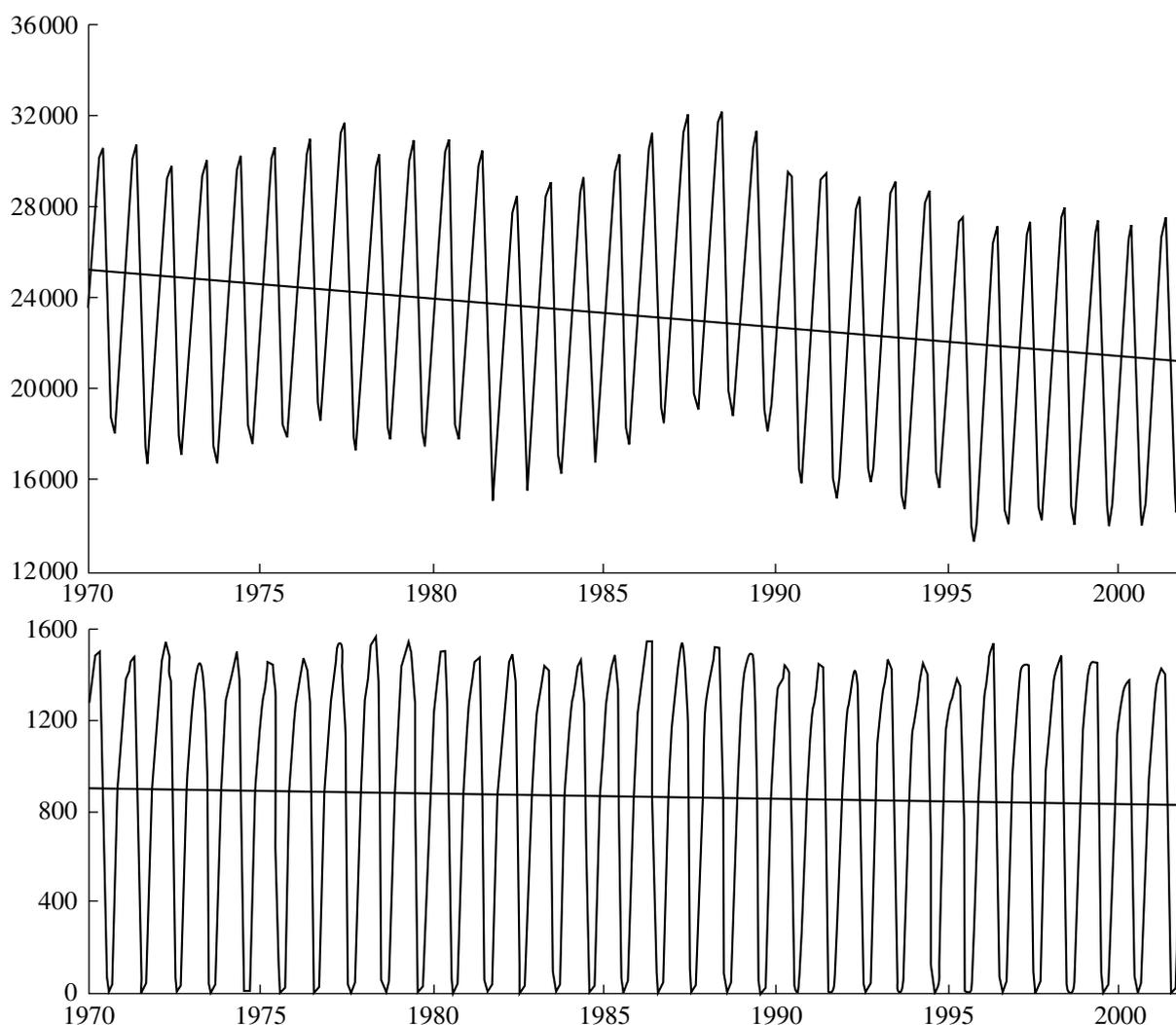


Рис. 6. Объем льда и снега (км³).

толщина льда $h = 3$ м, средняя площадь льда $A = 7.5 \times 10^6$ км² (в 1996–2002 гг. было отмечено самое интенсивное уменьшение площади льда). Следовательно, среднее изменение толщины льда составляет +1.7 см/год, т.е. средняя по области и за год толщина льда растет. Это говорит о том, что в 1996–2002 гг. шло относительно быстрое исчезновение тонких фракций льда. В частности, это может происходить потому, что альbedo тонкого льда ниже, чем альbedo толстого льда. Аналогичные результаты получены в [26], где модель в среднем за год дает уменьшение доли тонкого льда.

Для сравнения, за период 1965–2002 гг. получим обратную тенденцию – отрицательный тренд средней толщины льда в –1.7 см/год, т.е. в основном в этот период времени шло перераспределение объема льда в сторону образования тонких фракций льда – в частности, за счет медленного таяния тон-

кого льда летом и, следовательно, относительно медленного уменьшения площади льда.

4. ТОЛЩИНА СНЕГА

Основные характеристики пространственного распределения снежного покрова были приведены в первой части работы. Отметим здесь еще раз некоторые особенности и выскажем предположения по поводу механизмов формирования крупномасштабного распределения снежного покрова.

Прежде всего, снег полностью исчезает в модели во всей области к началу июля. Это несколько противоречит данным [27], где считается, что около Гренландии снег остается круглый год. В то же время это соответствует данным, приведенным в [28]. Напомним, что данные по осадкам [29], рекомендованные к использованию в программе АОМIP, оказались слишком “влажными”. Сравнение с различ-

ными данными из других архивов [30–32] показало, что данные [29] дают интенсивность осадков на 30% больше. При этом, при попытке использовать эти данные были получены большие толщины снега, снег оставался лежать круглый год даже при неадекватно малых альбедо снега и постепенно происходило его накопление. Поэтому данные [29] были умножены на 2/3.

Проведенные расчеты показали, что толщина снега в значительной степени зависит от заданных осадков. Поскольку в модели задавались среднемесячные среднегодовое осадки, то не приходится ожидать существенной межгодовой изменчивости. Так как летом снег полностью исчезает, то влияние дрейфа льда оказывается незначительным и структура распределения толщины снега оказывается близкой к структуре зимних осадков. Ясно, что предположение о пренебрежимо малой межгодовой изменчивости осадков в Арктике несколько упрощенное. В качестве опровержения можно привести данные из работ [33–35], где показано, что средняя интенсивность осадков в северной части Арктики (севернее 70°N) составляет от 230 мм/год до 300 мм/год. При этом 1960-е годы были относительно более влажными, а 1970-е – более сухими, с абсолютным минимумом 230 мм/год в 1977 г.

Вероятно, если допустить сохранение в Центральной Арктике некоторой массы снега летом, – не обязательно каждый год! – то можно ожидать, что этот снег будет перенесен затем дрейфующим льдом к Гренландии, где будет происходить его медленно накопление, уплотнение и превращение в лед. При этом будет сохраняться контроль над толщиной снега над основной акваторией Арктики, где в обычные годы снег будет полностью исчезать летом. Таким образом, использование более точных данных, учитывающих межгодовую изменчивость осадков, может быть полезным для воспроизведения климатического распределения снега.

Модель дает некоторое снижение массы снега с трендом $-2.5 \text{ км}^3/\text{год}$ (это примерно 0.35 мм снега в год, или 0.1 мм жидкой воды в год, рис. 6). При этом необходимо учесть, что заданные осадки и параметры влажной атмосферы (влажность и облачность) считались неизменными год от года, так что изменение массы снега может быть отнесено к повышению температуры воздуха и, вероятно, к более интенсивному переносу снега через пролив Фрама дрейфующим льдом. Поскольку, как было отмечено выше, наблюдения за осадками показывают, что существует довольно значительная изменчивость, следовательно, полученный тренд можно считать недостоверным.

К сожалению, проблема воспроизведения толщины снега до сих пор не поставлена в крупных международных проектах по исследованию и моделированию СЛО.

5. СКОРОСТЬ ДРЕЙФА ЛЬДА

В первой части работы было отмечено, что модель хорошо воспроизводит среднюю скорость дрейфа льда и в целом – структуру дрейфа в сравнении с данными дрейфующих буев [36]. Среднемесячная средняя по всей занятой льдом области скорость дрейфа представлена на рис. 7, отдельно для периодов 1970–1980, 1980–1990, 1990–2002 гг., с указанием соответствующих средних по периоду скоростей. Прежде всего, можно отметить, что явно выделяется годовой ход – зимой дрейф льда значительно более интенсивный, со средней скоростью до 8 см/с. Летом скорости дрейфа невелики, до 1 см/с. Этот результат, очевидно, связан с характером атмосферной циркуляции зимой (сильные ветра) и летом (преимущественно штилевая погода). Средняя скорость дрейфа льда имеет тенденцию к медленному росту – в 1970–1980 гг. она составляла 3.26 м/с, в 1980–1990 – 3.63 см/с, а в 1990–2002 – 3.78 см/с. В среднем по десятилетиям можно выделить “быстрое” состояние льда в зимние месяцы 1972, 1974, 1976, 1981, 1983, 1986, 1988, 1994, 2002 годов и несколько более “медленное” – в 1984, 1987, 1990–1993, 1996–2000 гг.

На внутrigодовом масштабе времени изменчивость средней скорости дрейфа очень большая, что подтверждает предположение, что на большей части акватории СЛО лед имеет малую инерцию, и его изменчивость на относительно малых масштабах времени определяется в основном изменчивостью ветра.

Также, даже не проводя специально гармонического анализа, можно заметить квазидвухлетнюю изменчивость, особенно отчетливо проявляющуюся в максимумах зимней скорости дрейфа.

Чтобы проверить способность модели количественно воспроизводить скорость дрейфа льда, была рассмотрена достаточно яркая ситуация зимы 1993–1994 года, когда скорость дрейфа льда, согласно модельным данным, составлявшая 7.5 см/с в декабре, резко упала в феврале до 3.2 см/с. Имеющиеся на этот период спутниковые данные со спутников QuikSCAT и SSM/I, обработанные в IFREMER (Французский исследовательский институт изучения моря, данные можно получить по адресу <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/psi-drift/data/arctic/>) показывают, что модель исключительно точно (учитывая разрешение 100 км) воспроизводит структуру поля скоростей дрейфа льда (рис. 8). Оценка средней скорости дрейфа показывает, что в декабре 1993 г. данные дают скорость порядка 8 см/с, а в феврале 1994 г. – 3 см/с. К сожалению, летом, когда скорости дрейфа малы, спутниковые технологии не позволяют построить аналогичные карты.

Аналогичные оценки получаются и при сравнении с данными, полученными с дрейфующих буев по программе IABP [36] (данные можно взять по адресу <http://iabp.apl.washington.edu/>). Совпадают как структура поля дрейфа льда, так и абсолютные скорости.

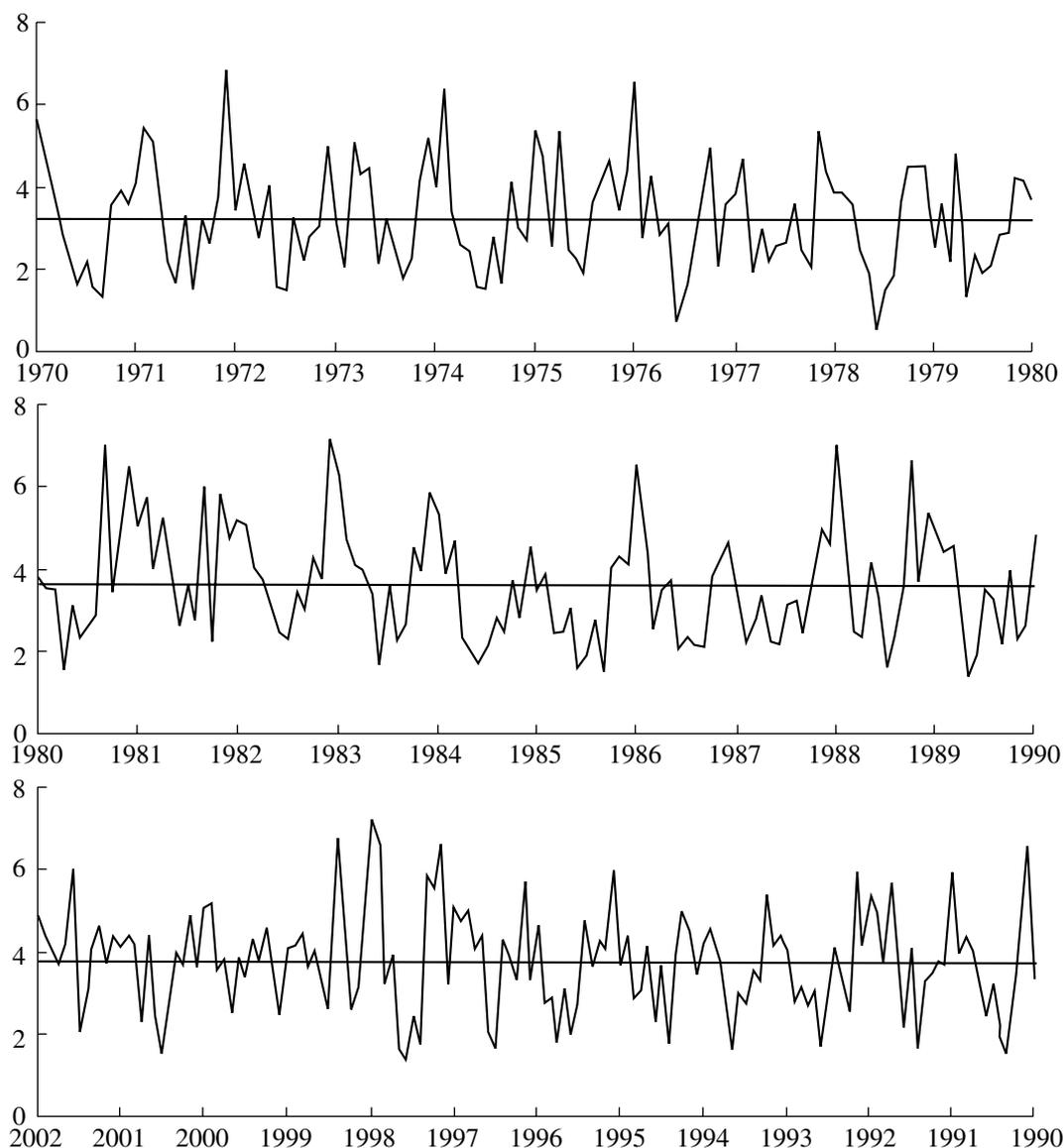


Рис. 7. Средняя по области скорость дрейфа льда, см/с.

6. ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА В ПРОЛИВЕ ФРАМА

Большое количество данных по морскому льду получено в проливе Фрама, где существует возможность установки на дне сонаров, ведущих непрерывные измерения. Эти данные также подкрепляются данными со спутников и с дрейфующих буев. В данной работе обратим внимание на среднюю толщину льда, скорость дрейфа льда и на объемный перенос льда. Рассмотрим также среднемесячное среднелетнее распределение льда по грациям толщины.

Временной ход средней по ширине пролива среднемесячной толщине льда представлен на рис. 9. Выделены три декады 1970–1980, 1980–1990 и 1990–

2002 гг. Также показаны тренды, рассчитанные отдельно для каждого периода. Первые двадцать лет идет повышение толщины льда – 0.08 м/год в первую декаду (при средней толщине 2.70 м) и 0.06 м/год – во вторую (при средней толщине 3.44 м). Отметим очень толстый лед в 1968 г. – особенно летом. Вероятно, такой характер изменения толщины льда связан с процессами формирования льда первые примерно 10 лет модельного времени (установление примерного термодинамического равновесия в системе “лед–верхний слой океана” с учетом процессов перераспределения льда по грациям толщины в процессе его движения и термической эволюции). В период 1970–1980 гг. средняя толщина составила 3.09 м, с максимальной толщиной более 4 м

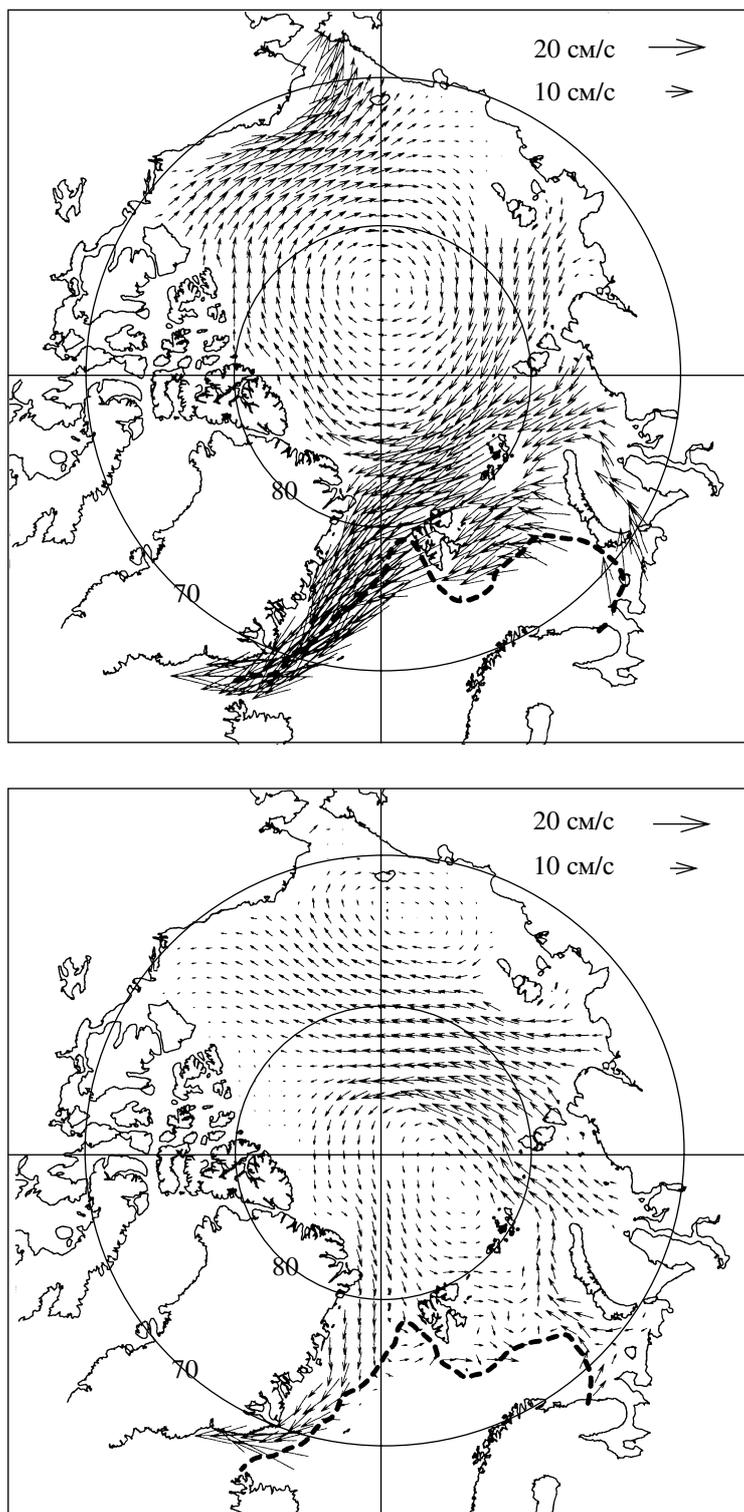


Рис. 8. Поля скорости дрейфа льда в декабре 1993, январе и феврале 1994 г., полученные по модели.

(конце 1977 г.) и минимальной около 1.5 м в сентябре 1979 г. Тренд составил -0.03 м/год. В следующее десятилетие тренд был положительным – около 0.08 м/год, при средней толщине 3.13 м. Этот тренд

был сформирован очень толстым льдом зимой 1988–1990 гг., когда толщина льда достигала 5 м. В то же время, в 1985 и 1986 гг. толщина льда зимой составляла всего 2.5–3 м. В период 1990–2002 гг. тол-

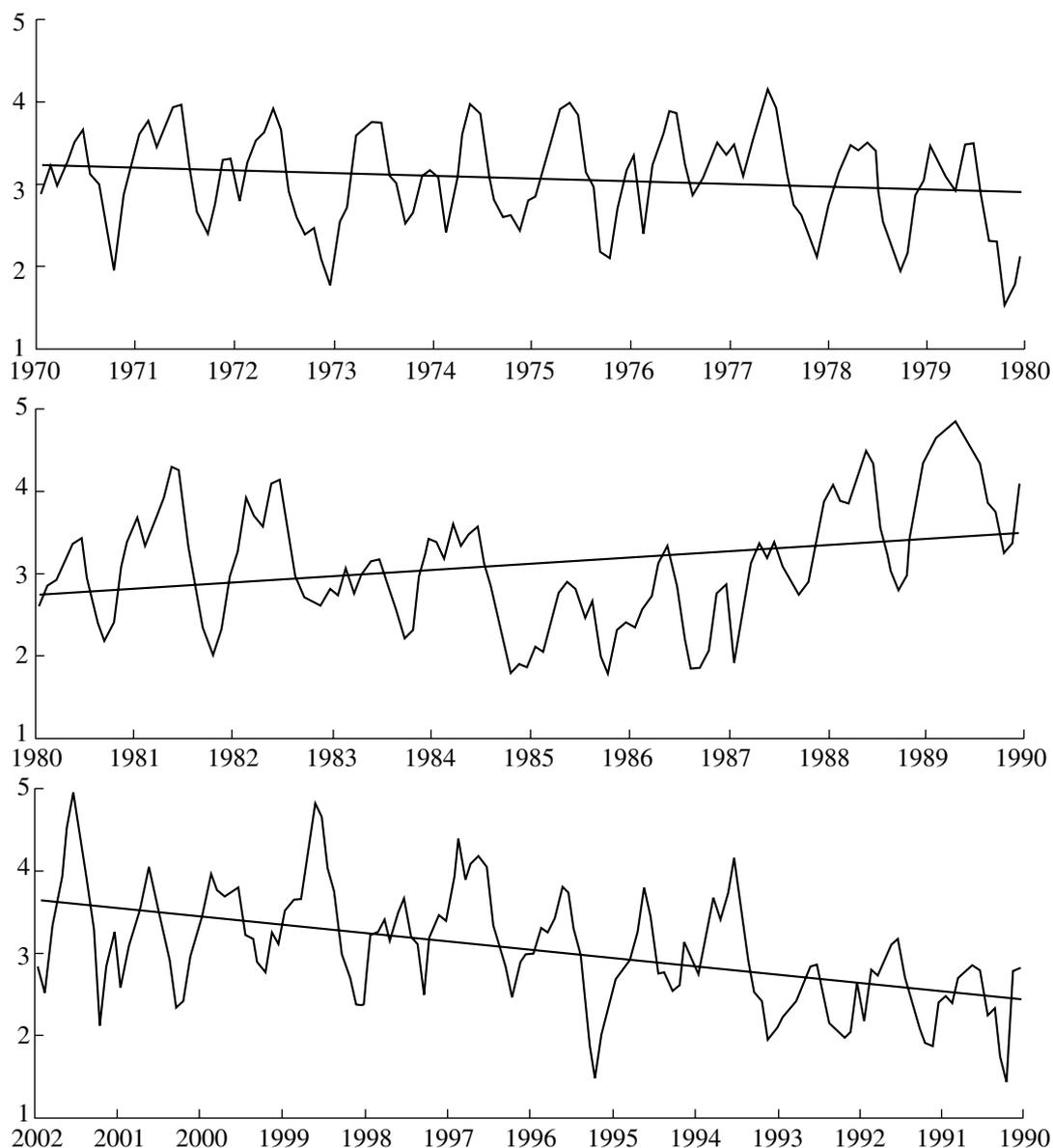


Рис. 9. Средняя по ширине пролива Фрама толщина льда (м).

щина льда неуклонно уменьшалась с заметным трендом -0.1 м/год, так что в сентябре 2002 года было всего порядка 1.5 м (сравнимо с аномалией осени 1996 г.). При этом уменьшалась и зимняя толщина льда – с 5 м до 3 м.

На рис. 10 представлен временной ход переноса льда через пролив Фрама (положительные значения соответствуют переносу льда на юг). Для анализа возьмем только период с 1970 г. Естественно, что отмечается сильный сезонный ход – зимой толщина льда и скорость дрейфа больше, летом лед имеет меньшую толщину и скорость дрейфа – вплоть до того, что летом скорость дрейфа льда может быть направлена на север. В среднем по выделенным пе-

риодам наблюдается увеличение выноса льда из Центральной Арктики на юг – в 1970–1980 гг. в среднем 245.5 км³/месяц, в 1980–1990 гг. – 249.7 , в 1990–2002 гг. – 261.2 км³/месяц, несмотря на уменьшение средней по ширине пролива толщине льда. В то же время скорость дрейфа увеличилась незначительно.

Сравнение с данными наблюдений за 1990–1996 гг. показывает, что модель дает среднюю за период толщину льда 3.28 м против примерно 3.26 м [37]. За тот же период модель дает среднемесячный перенос 291.29 км³, в сравнении с 237.17 км³, полученными в работе [37]. Относительная ошибка составляет около 13%, или порядка погрешности измерений. В то же время сравнение среднемесяч-

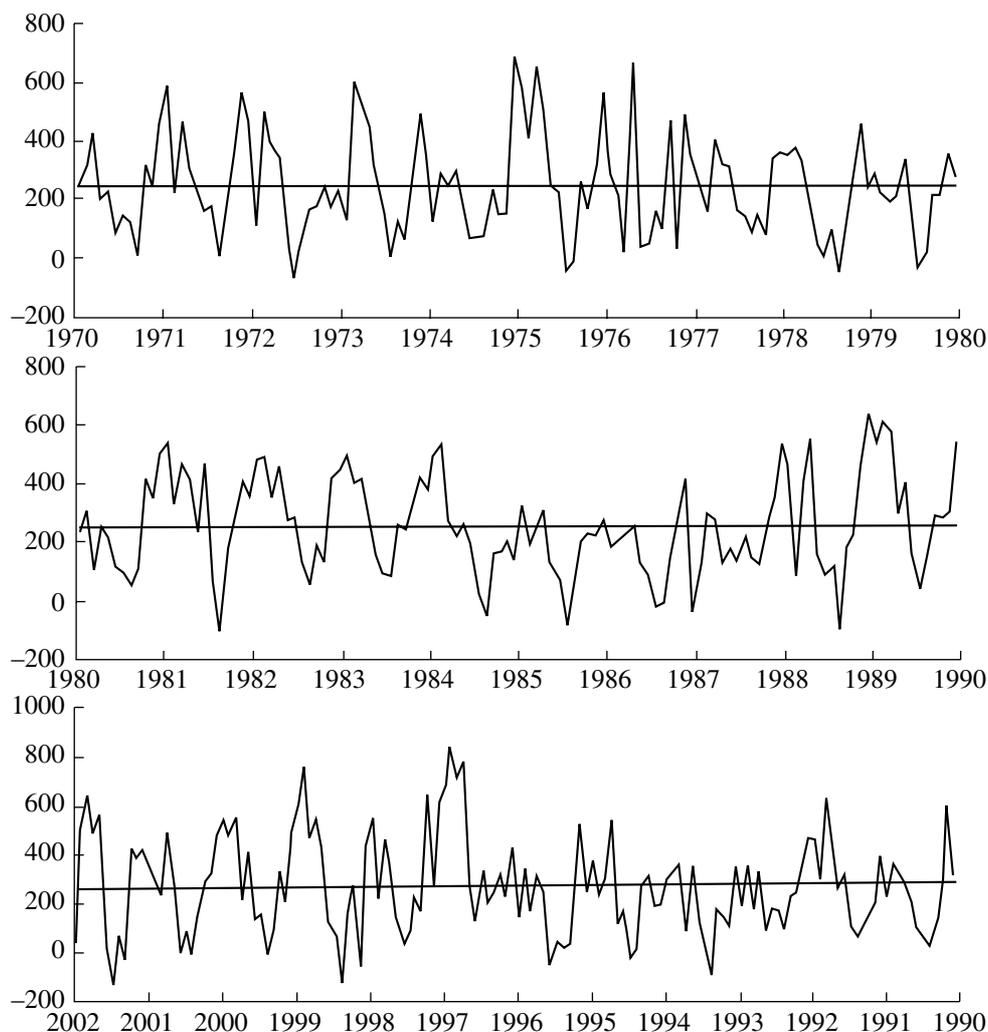


Рис. 10. Перенос льда в проливе Фрама ($\text{км}^3/\text{месяц}$). Положительное направление – на юг.

ных данных за конкретный месяц показывает, что относительная ошибка зимой может превосходить 100% – модель дает завышенные значения. Эта ошибка компенсируется летом, когда модель дает направленный на север перенос, что не отмечается в данных наблюдений. Сравнение измеренных и рассчитанных (рис. 11) скоростей дрейфа показывает, что модель дает несколько заниженную, хотя и вполне реалистичную, среднюю скорость дрейфа в проливе Фрама порядка 9.78 см/с , что сравнимо с измеренными 10.2 см/с [37].

Можно также сравнить рассчитанные и измеренные функции распределения льда по градациям толщины. В той же работе [37] приводятся графики вероятностей наблюдения льда заданной толщины. Аналогичные графики были построены по результатам модельных расчетов (на рис. 12 приводятся среднееголетние среднемесячные данные для января, марта, мая, июля, сентября, и ноября) за период 1958–2002 гг. Приводятся вероятности встретить

лед с толщиной, попадающей в одну из 14 модельных градаций – на графиках середины интервалов градаций толщины отмечены жирными точками. Зимой модель дает вполне реалистичное распределение толщины льда, с двумя максимумами – в интервале тонкого льда 30–50 см и в интервале 2–3 м. Летом явного максимума в фракциях толстого льда нет, распределение по толщине льда практически равновероятное. Это противоречит данным наблюдений, согласно которым летом есть отчетливый максимум при толщине льда около 3 м. Такое расхождение с данными наблюдений нуждается в специальном изучении. Наблюдаемые на графиках осцилляции в летний период могут быть проинтерпретированы как проявление немонотонности схемы переноса (перераспределение льда по градациям толщины при его термодинамической эволюции может рассматриваться как перенос в пространстве толщины льда [6, 9]). Возможно также, что в модели не учитывается какой-то систематический меха-

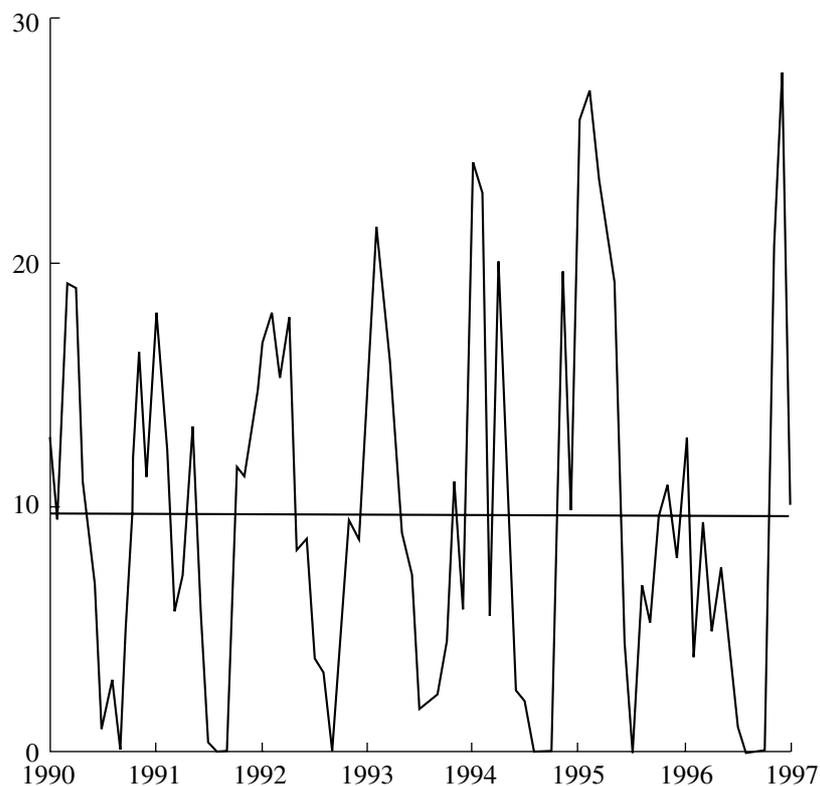


Рис. 11. Средняя скорость дрейфа льда в проливе Фрама (см/с).

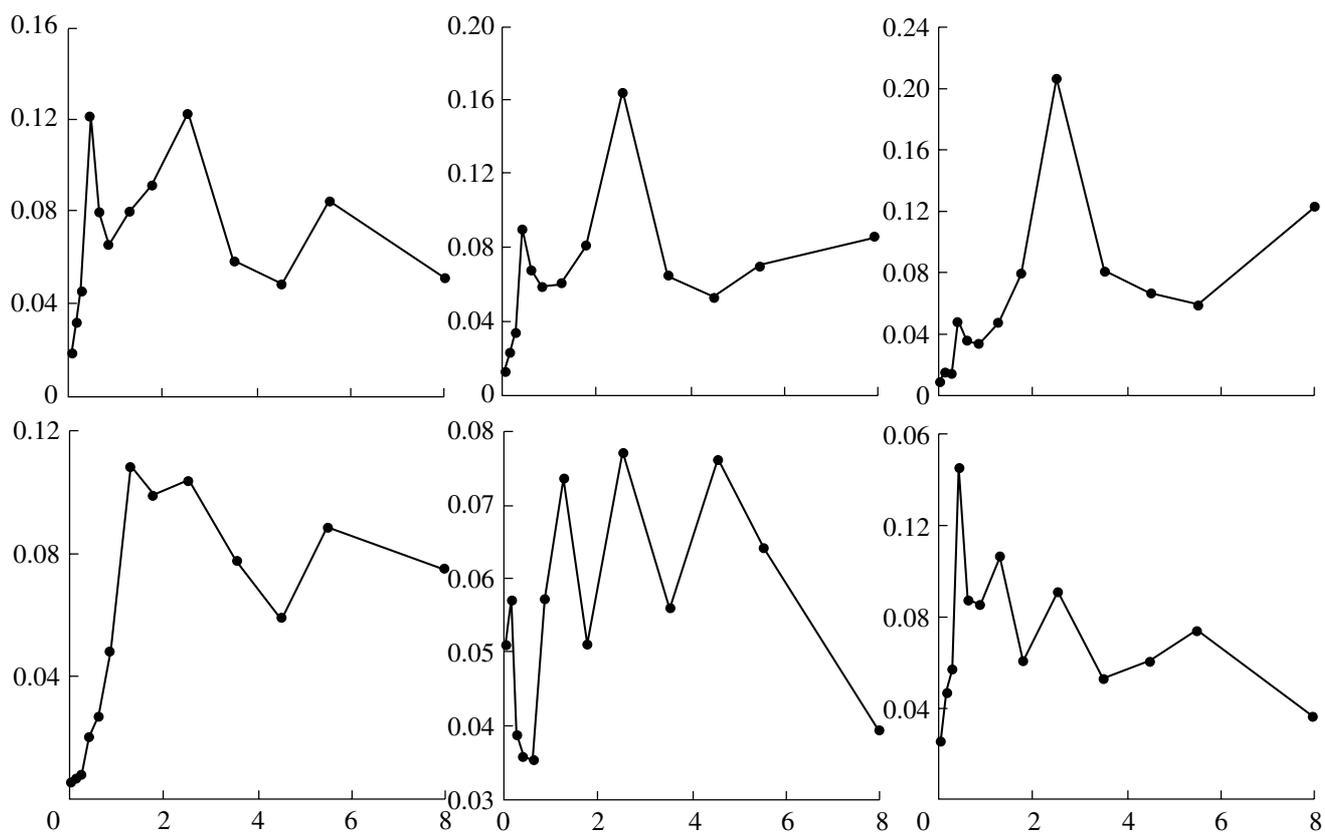


Рис. 12. Рассчитанная в модели вероятность распределения льда по толщине – использовались модельные интервалы градиций льда по толщине, середины которых показаны точками.

низм, формирующий наблюдаемое распределение льда по грациям толщины.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одна из основных задач, которая ставилась в этой работе – понимание основных механизмов формирования наблюдаемого климата Северного Ледовитого океана (СЛО) и ледового покрова в частности. Для этого делалась попытка воспроизведения наблюдаемого состояния СЛО в период 1948–2002 гг., которое генерировалось заданным океанским (потоки через проливы, соединяющие СЛО с Атлантическим и Тихими океанами), речным и атмосферным форсингом. Результаты расчетов сравнивались с данными наблюдений и с результатами расчетов по другим моделям.

Поскольку морской лед оказывает существенное влияние на состояние океана и на всю климатическую систему в целом посредством целого ряда связей, понимание динамических и термодинамических механизмов эволюции морского льда необходимо для успешного решения задач прогноза состояния Арктики и климата Земли в целом. Среди более узких задач анализа изменений климата можно отметить задачи реакции СЛО на изменения пресноводного баланса Северной полярной области Земли. Определенный интерес представляют также задачи анализа распространения загрязняющих веществ, которые в полярных областях, покрытых льдом, имеют свои существенные особенности и решение которых также зависит от качества описания эволюции морского льда.

Очевидно, что в рамках одной статьи провести всеобъемлющее исследование невозможно, поэтому внимание было сконцентрировано на некоторых основных характеристиках состояния ледового покрова. Прежде всего, выяснилось, что модель хорошо воспроизводит среднемесячную скорость дрейфа морского льда. Это подтверждается сравнением с различными данными измерений – спутниковыми, данными с дрейфующих буев и данными с направленных вверх сонаров в проливе Фрама. Было получено в целом удовлетворительное описание эволюции площади льда и площади его распространения – полученные ошибки в сравнении с данными наблюдений могут быть проинтерпретированы как следствие слишком упрощенного задания потоков тепла из Северной Атлантики. Кроме того, в статье отмечена и проблема построения сквозного ряда данных по времени. Показано, что летом модель завышает площадь льда и дает завышенные значения сплоченности. Это может быть связано как с неудовлетворительной параметризацией бокового таяния, так и с более сложными проблемами, связанными с механизмами формирования открытой воды – например, с неудовлетворительным описанием высокочастотного компонента дрейфа льда.

Толщина льда воспроизводится моделью в целом удовлетворительно, учитывая качество имеющихся данных. Анализ трендов массы льда показывает, что можно говорить о преимущественном исчезновении тонких фракций льда в 1996–2002 гг, масса толстых фракций в рассматриваемый период меняется значительно медленнее.

Вопрос об адекватном воспроизведении снежно-го покрова остается открытым, так как есть большие проблемы с получением и интерпретацией данных наблюдений по толщине снега и по осадкам в высоких широтах.

Интересный вопрос, возникающий при анализе результатов, – почему модель неплохо воспроизводит среднюю толщину льда и скорость дрейфа льда в проливе Фрама и дает большие ошибки в воспроизведении переноса объема льда? Вполне вероятно, что это результат влияния второго момента модельного решения ($\overline{u'_{ice}, m'_{ice}}$), которым при анализе пренебрегалось (u'_{ice}, m'_{ice}) – высокочастотные пульсации скорости дрейфа и массы льда определенной грации по толщине, черта сверху – осреднение по времени и по грациям по толщине).

Отмечаются также проблемы с описанием перераспределения льда по грациям толщины при его термодинамической эволюции, что иллюстрируется сравнением с данными в проливе Фрама. Как было отмечено, это может быть связано с особенностями схемы перераспределения массы льда по грациям толщины в процессе его термодинамической эволюции. В то же время возможно, что причиной формирования наблюдаемого распределения льда по грациям толщины, с максимумом вероятности около 3 м, является систематическое торошение. Причиной такого торошения может быть, например, прилив. В настоящее время приливы явно не учитываются в климатических моделях. Эта гипотеза представляется интересной и нуждается в дополнительной проверке.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 06-05-65225). Часть работы выполнена в рамках совместного проекта РФФИ и Немецкого Научно-исследовательского общества по исследованию устойчивости пресноводного баланса Арктики (грант № 08-05-91951-ННИО). Полученные результаты используются для создания нового блока морского льда в модели климата ИВМ РАН нового поколения, проект РФФИ № 07-05-12033-офи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Proshutinsky A., Steele M., Zhang J. et al. Multinational effort studies differences among Arctic Ocean models // EOS. 2001. V. 82. No 51. P. 637–644.

2. Яковлев Н.Г. Совместная модель общей циркуляции океана и эволюции морского льда в Северном Ледовитом океане // Изв РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 3. С. 394–409.
3. Яковлев Н.Г. Численное моделирование крупномасштабной циркуляции вод и морского льда Северного Ледовитого океана // География и природные ресурсы. Спец. вып. “Материалы конференции по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS-2004”. 2004. С. 277–283.
4. Uotila P., Holland D.M., Morales Maqueda M.A. et al. An energy-diagnostics intercomparison of coupled ice-ocean Arctic models // Ocean Modelling. 2006. V. 11. No 1–2. P. 1–27.
5. Parkinson C.L., Washington W.M. A large-scale numerical model of sea ice // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № C1. P. 311–337.
6. Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke T.C. et al. Description of the Community Climate System Model version 2: Sea ice model. National Center for Atmospheric Research. 2002. Доступно по адресу <<http://www.cesm.ucar.edu/models/ice-csim4>>.
7. Hibler W.D. III. Modeling a variable thickness sea ice cover // Mon. Wea. Rev. 1980. V.108. № 12. P. 1943–1973.
8. Flato G.M., Hibler W.D. III. Ridging and stress in modeling the thickness distribution of Arctic sea ice // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № C9. P. 18611–18626.
9. Rothrock D.A. The energetics of the plastic deformation of pack ice by ridging // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. № 33. P. 4514–4519.
10. Hibler W.D. III. A dynamic-thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanogr. 1979. V. 9. № 4. P. 815–846.
11. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. № 9. P. 1849–1867.
12. Hunke E.C. Viscous-plastic sea ice dynamics in the EVP model: Linearization issues // J. Comput. Phys. 2001. V. 170. № 1. P. 18–38.
13. Steele M., Morley R., Ermold W. PHC: A global ocean hydrography with a high quality Arctic Ocean // J. Climate. 2001. V. 14. № 9. P. 2079–2087.
14. Hughes T.J.R., Brooks A. A multi-dimensional upwind scheme with no crosswind diffusion // Ed. T.J.R. Hughes. Finite Element Method for Convection Dominated Flows. New York: AMD, ASME, 1979. V. 34. P. 19–35.
15. Hughes T.J.R. Recent progress in the development and understanding of SUPG methods with special reference to the compressible Euler and Navier-Stokes equations // Int. J. Numer. Meth. Fluids. 1987. V. 7. P. 1261–1275.
16. Володин Е.М., Дианский Н.А. Моделирование изменений климата в XX–XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы океана. 2006. Т. 42. № 3. С. 291–306.
17. IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds: Solomon S., Qin D., Manning M. et al. Cambridge University Press, Cambridge: 2007. 996 p.
18. Chapman W., Walsh J. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes // Bull. Amer. Mech. Soc. 1993. V. 74. № 1.
19. Comiso J.C. A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. № 20. 1956, doi: 10.1029/2002CL015650.
20. Holloway G., Sou T. Has Arctic sea ice rapidly thinned? // J. Climate. 2002. V. 15. № 13. P. 1691–1701.
21. Bourke R.H., Garrett R.P. Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean // Cold Regions Science and Technology, Elsevier Sci. New York. 1987. V. 13. P. 259–280.
22. Wadhams P. Sea ice thickness changes and their relation to climate // The polar oceans and their role in shaping the Global environment // Geophys. Monograph. 1994. V. 85. AGU, Washington, USA. P. 337–361.
23. McLaren A.S., Bourke R.H., Walsh J.E. et al. Variability in sea-ice thickness over the North Pole from 1958 to 1992 // The polar oceans and their role in shaping the Global environment // Geophys. Monograph. 1994. V. 85. AGU, Washington, USA. P. 363–371.
24. Thomas D., Martin S., Rothrock D. et al. Assimilating satellite concentration data into an Arctic sea ice mass balance model, 1979–1985 // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № C9. P. 20849–20868.
25. Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind driven Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № C6. P. 12493–12514.
26. Rothrock D.A., Zhang J. Arctic Ocean sea ice volume: What explains its recent depletion? // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. C01002, doi: 10.1029/2004JC002282.
27. Warren S.G., Rigor I.G., Untersteiner N. et al. Snow depth on Arctic sea ice // J. Climate. 1999. V. 12. № 6. P. 1814–1829.
28. Хрол В.П. Водный баланс Северной полярной области. СПб.: Гидрометеоздат. 2000. 142 с.
29. Serreze M.C., Clark M.P., Bromwich D.H. Monitoring precipitation over the Arctic terrestrial drainage system: Data requirements, shortcomings and applications of atmospheric reanalysis // J. Hydrometeorol. 2003. V. 4. P. 387–407.
30. Атлас Арктики / Под ред. А.Ф. Трешникова. М.: ГУГК, 1985. 204 с.
31. Xie P.P., Arkin P.A. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions // J. Climate. 1996. V. 9. № 2. P. 840–858.
32. Environmental Working Group (EWG), 2000: Joint U.S. – Russian Arctic Atlas: The Arctic Climatology Project: Arctic Meteorology and Climate Atlas [CD-ROM]. Natl. Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado.
33. Александров Е.И., Деметьев А.А. База приземных метеорологических данных полярных районов и ее использование // Формирование базы данных по морским льдам и гидрометеорологии. СПб.: Гидрометеоздат, 1995. С. 67–75.

34. Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А. Метеорологический режим Арктического бассейна (по данным дрейфующих станций) / Под ред. В.Ф. Радионова. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 343 с.
35. Формирование и динамика современного климата Арктики. Гл. 3 / Под ред. Г.В. Алексеева. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. 265 с.
36. Colony R., Rigor I. Arctic ocean buoy data program report // Appl. Phys. Lab. Tech. Memo. APL-UW TM 10-91. Nat. Snow and Ice Data Cent. (NSIDC), Boulder, Colorado. 1995.
37. Vinje T., Nordlund N., Kvambekk A. Monitoring ice thickness in Fram Strait // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C5. P. 10437-10450.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ КРУПНОМАСШТАБНОГО СОСТОЯНИЯ ВОД И МОРСКОГО ЛЬДА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В 1948–2002 гг. ЧАСТЬ 2: СОСТОЯНИЕ ЛЕДОВОГО И СНЕЖНОГО ПОКРОВА

© 2009 г. Н. Г. Яковлев

Институт вычислительной математики РАН

119991 Москва, ул. Губкина, 8

E-mail: iakovlev@inm.ras.ru

Поступила в редакцию 29.01.2008 г., после доработки 14.10.2008 г.

Представлены результаты восстановления состояния ледового и снежного покровов Северного Ледовитого океана за период 1948–2002 гг., полученные с помощью совместной модели циркуляции океана и эволюции морского льда. Рассматривается область Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана к северу от 65°N, без учета Гудзонова залива. Анализируются среднемесячные площади льда и площади области, занятой морским льдом. Тренды этих площадей рассчитываются отдельно по периодам 1970–1979, 1979–1990 и 1990–2002 гг. Наблюдается систематическое небольшое занижение моделью площади, занятой льдом. Оценка показывает, что такая ошибка соответствует ошибке в 100 км в определении положения кромки льда, т.е. порядка разрешения модели. Отмечается, что летом модель не воспроизводит многочисленные полыньи, отмечаемые в наблюдениях: по данным наблюдений в центральной части СЛО сплоченность составляет порядка 0.8, модель дает порядка 0.99. Средний тренд за период 1960–2002 гг. составляет для области распространения льда –13931 км²/год, или примерно 2% за декаду, площадь льда имеет тренд –17643 км²/год, или 3% за декаду. Это примерно в 3 раза меньше данных, полученных со спутников. Рассчитанная толщина льда в конце зимы колеблется от 3.5 до 4.8 м, выделяются периоды толстого льда (60–70-е годы) и относительно тонкого льда (80-е годы), начиная с 1995 г. толщина льда быстро уменьшается. Максимальное накопление льда отмечается в 1977 и 1988 г, при этом средний тренд отрицательный –121 км³/год (или 5.5% за декаду). В 1996–2002 гг. среднее изменение толщины льда составило +1.7 см/год. Это говорит о том, что в это время шло относительно быстрое исчезновение тонких фракций льда. Модель дает также некоторое снижение массы снега с трендом –2.5 км³/год (это примерно 0.35 мм снега в год, или 0.1 мм жидкой воды в год). Анализ среднемесячной скорости дрейфа льда говорит о хорошем качестве модели. Приводятся данные по средней скорости дрейфа и сравнение результатов расчетов со спутниковыми данными в конкретные месяцы. Сравнение с данными наблюдений за 1990–1996 гг. в проливе Фрама показывает, что модель дает среднюю за период толщину льда 3.28 м против примерно 3.26 м. За тот же период модель дает среднемесячный перенос 291.29 км³, в сравнении с 237.17 км³, полученными по наблюдениям. Сравнение измеренных и рассчитанных скоростей дрейфа в проливе Фрама показывает, что модель дает среднюю скорость дрейфа порядка 9.78 см/с, что сравнимо с измеренными 10.2 см/с. Отмечаются проблемы с описанием перераспределения льда по градициям толщины, что иллюстрируется сравнением с данными по толщине льда в проливе Фрама.