

Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования

© 2015 г. С.В. Клячкин, Р.Б. Гузенко, Р.И. Май

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург
svkl@aari.ru

Numerical model of the ice cover evolution in Arctic Seas for the operational forecasting

S.V. Klyachkin, R.B. Guzenko, R.I. May

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg

Статья принята к печати 25 марта 2015 г.

*Ледовые прогнозы, ледяной покров, оправдываемость и эффективность прогноза, режимные оценки, сжатия льда, численная модель.
Ice compressions, ice cover, ice forecasts, numerical model, statistical estimates, skill score and efficiency of the forecast.*

Разработана динамико-термодинамическая модель эволюции ледяного покрова, применяемая для оперативных ледовых прогнозов заблаговременностью до 5 суток и для получения некоторых режимно-статистических оценок состояния ледяного покрова. Модель представляет собой численную реализацию уравнений теплового баланса и баланса количества движения вод океана и ледяного покрова с соответствующими граничными условиями. С её помощью выявлены особенности сезонного хода и пространственной изменчивости сжатий льда в Баренцевом и Карском морях.

The dynamic-thermodynamic model of the ice cover evolution is used for operational 5-day ice forecasts in the Russian Arctic seas and to obtain some statistical estimates of the ice cover state. The model is a numerical realization of the heat budget and the motion balance equations for sea and ice cover with appropriate boundary conditions. The statistical processing of the data resulted in revealing characteristics of seasonal and spatial variability of the ice compression in the Barents and Kara Seas.

Введение

Актуальность задачи краткосрочного (до пяти суток) прогноза эволюции ледяного покрова и оценки его режимно-статистических характеристик в районах активной хозяйственной деятельности очевидна. В первую очередь это относится к российским арктическим морям, где мощный ледяной покров существенно влияет на добычу и транспортировку минеральных ресурсов. Один из наиболее широко распространённых методов решения задач такого рода — численное математическое моделирование. В начале 2000-х годов в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (АНИИ) была разработана численная модель эволюции ледяного покрова, «заточенная» под составление краткосрочных ледовых прогнозов для арктических и замерзающих неарктических морей России; чуть позже эта модель была реализована в виде компьютерной технологии.

В основу модели положена система базовых уравнений динамики и термодинамики моря и ледяного покрова с соответствующими граничными условиями. Технологически модель представляет собой автоматизированное рабочее место прогнозиста, позволяющее ассимилировать, усваивать и комплексировать разнородную исходную инфор-

мацию, выполнять собственно прогностический (или ретроспективный) расчёт, визуализировать результаты прогноза (расчёта) непосредственно на рабочем месте прогнозиста и преобразовывать результаты в форматы современных электронных средств визуализации географически распределённой информации. В настоящей работе излагаются физико-математические основы модели и основные принципы её численной реализации, описывается опыт составления оперативных краткосрочных ледовых прогнозов, а также полученные с помощью модели режимные оценки сжатий льда как одного из важнейших (с точки зрения практики) явлений в ледяном покрове.

Авторы выражают глубокую благодарность покойному профессору З.М. Гудковичу, стоявшему у истоков численного моделирования эволюции ледяного покрова как самостоятельного направления ледоведения и внёсшему неоценимый вклад в выполнение работ, обобщённых в настоящей статье.

Физические основы модели

Прогноз изменения термохалинной структуры водной толщи основан на уравнениях баланса тепла и солей, проинтегрированных по вертикали в пределах от поверхности до глубины *верхне-*

го квазиоднородного слоя (ВКС) [4, 10]. Граничные условия задаются следующим образом. Поток тепла на границе вода–воздух состоит из четырёх слагаемых: скрытый поток тепла, связанный с испарением; явный поток тепла (контактный теплообмен); поток длинноволновой радиации; поток коротковолновой радиации. Эти слагаемые рассчитываются в соответствии с методами, предложенными в работах [4, 14, 16, 17]. Поток солей через границу вода–воздух определяется толщиной слоя испарившейся воды. В данной версии модели осадки не учитываются из-за трудности оперативного прогнозирования этого параметра в количественном выражении. Потоки тепла и солей через нижнюю границу ВКС определяются соответствующими вертикальными градиентами и коэффициентом вертикального турбулентного обмена, который принят равным $10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$. При наличии льда температура подлёдного слоя воды равна температуре замерзания и зависит только от солёности, которая в свою очередь меняется довольно заметно, так как увеличение толщины льда связано с выпадением солей.

Таким образом, снижение температуры воды (при отсутствии льда) и рост солёности (либо за счёт испарения при отсутствии льда, либо за счёт выпадения солей при ледообразовании) приводят к развитию конвективного перемешивания. Образовавшийся «дефицит» тепла и избыток солей равномерно распределяются в пределах ВКС. Глубина ВКС рассчитывается численно методом итераций. Итерации выполняются до тех пор, пока не будет найдено новое устойчивое состояние водной толщи. Плотность воды находится с помощью эмпирического уравнения состояния [4], связывающего плотность с температурой и солёностью. В принципе, возможен случай, когда толщина ВКС определяется не конвективным, а ветровым перемешиванием. Это – наиболее вероятно на ранних стадиях осеннего охлаждения воды, когда конвекция проникла сравнительно неглубоко.

Методика расчёта (прогноза) термохалинной структуры океана, используемая в данной модели, основана на хорошо известных в литературе и достаточно проверенных положениях. Прогноз динамики моря строится на основе нестационарной модели океана, в которой используются уравнения неразрывности и движения в гидростатическом приближении с граничными услови-

ями, традиционными для задач подобного рода. Вода считается несжимаемой, а давление зависит только от высоты столба воды. Модель позволяет рассчитывать мезомасштабные и синоптические течения в ВКС, которые трансформируют поле постоянной горизонтальной поверхностной циркуляции вод, заданное по данным работы [2].

Учёт приливных явлений основан на задании в каждой ячейке сетки гармонических постоянных главных приливных волн ($M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1$) согласно методике, предложенной в [13, 15], однако все модельные расчёты и прогнозы, положенные в основу настоящей статьи, выполнялись без учёта приливов. Термическая эволюция ледяного покрова основывается на уравнении теплового баланса двухслойной среды «лёд–снег»:

$$k\rho_{\text{л}} \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = \lambda_{\text{л}} \frac{\partial T_{\text{л}}}{\partial z} - Q_w, \quad (1)$$

где H – толщина льда; $\lambda_{\text{л}}, \lambda_s$ – соответственно теплопроводность льда и снега; Q_w – поток тепла от воды к нижней поверхности льда; $T_{\text{л}}, T_s$ – соответственно температура льда и снега; k – удельная теплота плавления льда; $\rho_{\text{л}}$ – плотность льда.

Для системы (1) принимаются следующие граничные условия: 1) на нижней поверхности льда (граница лёд–вода) температура льда равна температуре замерзания воды, отток тепла компенсируется ледообразованием и потоком тепла от нижележащих слоёв воды ко льду; 2) на границе лёд–снег температуры и потоки тепла равны; 3) на верхней поверхности (граница снег–воздух) поток тепла из нижележащих слоёв снега к поверхности снега уравнивается потоком тепла через границу снег–воздух.

В период нарастания толщины льда система (1) решается аналитически при следующих допущениях [9]: а) вертикальные профили температуры льда и температуры снега в период ледообразования считаются линейными; б) потоки тепла через лёд и через снег считаются одинаковыми; в) толщина снега определяется по толщине льда с помощью эмпирических соотношений. Поток тепла от воды к нижней поверхности льда определяется подлёдной конвекцией, связанной с выпадением соли при ледообразовании, а также турбулентным потоком тепла через нижнюю границу ВКС. Выпадение солей или, точнее говоря, увеличение солёности верхнего

квазиоднородного слоя ΔS в результате ледообразования определяется с помощью формул, приведённых в работе [10]:

$$\Delta S = S_{\text{л}} \Delta H / (h_c + \Delta H),$$

где $S_{\text{л}}$ – солёность льда; h_c – толщина ВКС; ΔH – увеличение толщины льда за промежуток времени, равный шагу модели.

Солёность льда определяется по формуле [10]:

$$S_{\text{л}} = S_w \frac{7 \sqrt{\frac{dH}{dt}} K_{\text{л}}}{7 \sqrt{\frac{dH}{dt}} + 10,3},$$

где S_w – солёность подлёдного слоя воды; dH/dt – скорость нарастания толщины льда, мм/ч; $K_{\text{л}}$ – эмпирический коэффициент, учитывающий стекание рассола.

В период таяния ледяного покрова учитывается изменение альbedo снежно-ледяной поверхности. Динамика ледяного покрова прогнозируется на основе уравнения баланса количества движения в нестационарной постановке:

$$M_{\text{л}} \frac{\partial \vec{W}}{\partial t} = \vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w + \vec{F}_c + \vec{F}_g + \vec{F}_p, \quad (2)$$

где $M_{\text{л}}$ – масса льда в столбике единичной площади; \vec{W} – скорость дрейфа льда; $\vec{\tau}_a$, $\vec{\tau}_w$ – соответственно касательные напряжения на верхней и нижней поверхностях льда; \vec{F}_c – сила Кориолиса; \vec{F}_g – сила, обусловленная наклоном уровня моря; \vec{F}_p – сила внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

Слагаемые в правой части уравнения (2) определяются следующим образом.

Тангенциальное напряжение на верхней поверхности льда $\vec{\tau}_a$ определяется через составляющие приземного ветра [3]:

$$\tau_{ax} = c_a \rho_a V_x |V_x|;$$

$$\tau_{ay} = c_a \rho_a V_y |V_y|.$$

где c_a – коэффициент трения на границе лёд–воздух, меняющийся от $1,5 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-3}$ в зависимости от торосистости; ρ_a – плотность воздуха; V_x , V_y – составляющие скорости ветра.

Тангенциальное напряжение на нижней границе ледяного покрова $\vec{\tau}_w$ определяется относительной скоростью дрейфа льда [3]:

$$\tau_{wx} = c_w \rho_w (U_x - W_x) |U_x - W_x|;$$

$$\tau_{wy} = c_w \rho_w (U_y - W_y) |U_y - W_y|,$$

где c_w – коэффициент трения на границе лёд–вода, меняющийся от $5 \cdot 10^{-2}$ до $25 \cdot 10^{-2}$ в зависимости от торосистости; U_x , U_y – компоненты скорости подлёдного течения.

Сила Кориолиса \vec{F}_c и проекция силы тяжести на поверхность моря \vec{F}_g задаются традиционно.

Параметризация силы внутреннего взаимодействия в ледяном покрове \vec{F}_p определяется принятой в данном случае вязко-пластической реологической моделью. Вязкая часть внутреннего взаимодействия подробно рассмотрена в работе [1]. Согласно этой работе, сила внутреннего взаимодействия пропорциональна дивергенции внутренних напряжений. Внутренние напряжения $\sigma_{\xi\xi}$, $\sigma_{\chi\chi}$, соответствующие главным осям тензора скоростей деформаций, рассчитываются по формулам

$$\sigma_{\xi\xi} = K \dot{\epsilon}_{\xi\xi}; \quad \sigma_{\chi\chi} = K \dot{\epsilon}_{\chi\chi}.$$

Параметр K определяется следующим образом:

1) $K = K_0 H (3C - 2)$ при выполнении каждого из всех следующих условий:

$$C \geq 0,67; \quad \text{div}(\vec{W}) \leq 0; \quad \dot{\epsilon}_{\xi\xi} < 0; \quad \dot{\epsilon}_{\chi\chi} < 0; \quad (3)$$

2) $K = 0$ при невыполнении хотя бы одного из условий (3);

где $K_0 = 10^{10}$ кг·с⁻¹·м⁻²; $\dot{\epsilon}_{\xi\xi}$, $\dot{\epsilon}_{\chi\chi}$ – инварианты тензора скоростей деформаций, соответствующие осям ξ , χ эллипса деформаций; C – сплочённость льда; W – скорость дрейфа.

Отличительная особенность деформирования пластических сред – наличие порогового механизма, т.е. среда деформируется при достаточно больших внешних нагрузках. Если напряжения, возникающие в ледяном покрове под влиянием пространственной неоднородности дрейфа, превышают некоторый предел, то это может привести к торошению. В данном случае этот предел оценивается как устойчивость ледяной пластины, лежащей на упругом основании, по отношению к продольному изгибу [11]. Если в данной ячейке происходит накопление «лишнего» объёма льда (свыше 10 баллов), то это означает торошение. Однако когда напряжение недостаточно, то, чтобы накопление лишнего объёма не происходило, применяется специальный искусственный приём, заключающийся в итеративной коррекции поля дрейфа в соответствии с условием $\text{div}(\vec{W}) \geq 0$.

Описанный принцип, по существу, имитирует пластическое поведение ледяного покрова.

На твёрдой границе при нажимном дрейфе нормальная к берегу компонента равна нулю, касательная компонента дрейфа трансформируется в зависимости от угла между направлением дрейфа и направлением береговой черты. На жидкой границе напряжения равны нулю. На границах расчётной области при дрейфе, направленном внутрь расчётной области, градиенты сплочённости (общей и частной) и скорости равны нулю; при выносном дрейфе градиенты сплочённости и скорости на границе равны соответствующим градиентам в ближайшей внутренней ячейке.

Особенности численной реализации модели

Расчётная область модели аппроксимируется регулярной равноплощадной сеткой. Шаг сетки может варьировать в зависимости от размеров расчётной области: от 5 км для небольших заливов, проливов и т.п. до 50 км для Северного Ледовитого океана в целом. Временной шаг модели для тепловых процессов в воде и льду составляет 12 часов, для динамических – 10 минут, что соответствует условию Куранта. Ледяной покров представлен набором маркеров, каждый из которых характеризуется пространственными координатами в декартовой системе, толщиной, прибавкой толщины за счёт торосов, разрушенностью и скоростью. Дрейф льда рассчитывается как «средний по ячейке» (эйлеровский подход), а перемещение – «персонально» для каждого маркера (лагранжевский подход):

$$x_{t+\Delta t} = x_t + W_x \Delta t \quad y_{t+\Delta t} = y_t + W_y \Delta t,$$

где $x_t, y_t, x_{t+\Delta t}, y_{t+\Delta t}$ – декартовы координаты маркера в моменты времени t и $t + \Delta t$ соответственно; Δt – временной шаг модели.

Зная общее число маркеров в данной ячейке, а также распределение маркеров по толщинам, элементарно определяются общая и частная сплочённости льда в этой ячейке:

$$\begin{aligned} C_{tot} &= N_{tot}/N_{max}; \\ C_{pi} &= N_{pi}/N_{max} \end{aligned} \quad (4)$$

где C_{tot} – общая сплочённость льда; N_{tot} – общее число маркеров; N_{max} – максимально возмож-

ное число маркеров; C_{pi} – частная сплочённость i -й возрастной градации; N_{pi} – число маркеров, толщина которых соответствует i -й возрастной градации.

Понятно, что при этом автоматически выполняются следующие условия:

$$N_{tot} = \sum_{i=1}^m N_{pi}; \quad C_{tot} = \sum_{i=1}^m C_{pi},$$

где m – число возрастных градаций, принятых в данной модели.

В принципе, максимально возможное число маркеров N_{max} может быть любым, так как маркеры – это условные льдины, имеющие единичную площадь. В данной модели принято, что N_{max} равно 20. Тогда модель позволяет определять сплочённость с точностью до 0,05 (или 0,5 балла), т.е. с традиционной точностью оценки сплочённости. Параметр m (число возрастных градаций и соответственно градаций толщины льда) формально также может быть любым. В данной модели приняты следующие возрастные градации льда: молодой лёд (включая нилас, серый лёд, серо-белый лёд); однолетний тонкий лёд, однолетний средний лёд, однолетний толстый лёд, двухлетний лёд и многолетний лёд, т.е. $m = 6$.

Как уже отмечалось, если сплочённость льда в ячейке превышает 10 баллов ($N_{tot} > 20$) и при этом напряжения становятся выше критического значения, то происходит торошение. Это означает, что маркеры, имеющие наименьшую толщину, «выторашиваются», т.е. исключаются из дальнейшего расчёта, а их суммарная толщина равномерно распределяется среди оставшихся маркеров данной ячейки как прибавка толщины за счёт торосов. Число выторашиваемых маркеров определяется разностью между общим числом маркеров N_{tot} и максимально возможным числом маркеров N_{max} , равным, как отмечалось ранее, 20.

Разрушенность льда – это условная нефизическая величина, характеризующая стадию таяния льда. Разрушенность традиционно оценивается в баллах в соответствии с 5-балльной шкалой. В отечественной литературе предлагается несколько эмпирических формул, устанавливающих соответствие между баллом разрушенности и толщиной стаявшего слоя льда. В данной модели за основу принят простейший

принцип линейной связи между разрушенностью и изменением толщины льда:

$$M_{t+\Delta t} = 5 - \frac{(5 - M_t) H_{t+\Delta t}}{H_t}, \quad (5)$$

где $M_{t+\Delta t}$, M_t , $H_{t+\Delta t}$, H_t – разрушенность и толщина льда в моменты времени t и Δt соответственно.

Прибавка толщины льда за счёт торосов и разрушенность льда определяются не по отдельным возрастным градациям, а осредняются по всем маркерам в данной ячейке. Термическое изменение толщины рассчитывается отдельно для каждого маркера. После расчёта изменения толщины маркеров выполняются: оценка частной сплочённости по стандартным возрастным градациям по формуле (4); оценка средней толщины льда каждого возраста; оценка разрушенности льда по формуле (5). Расчёт сил внутреннего взаимодействия основан на эйлеровском подходе, т.е. напряжения в ледяном покрове определяются для ячейки в целом. Использование метода маркеров позволяет автоматически выполнять условие сохранения массы и полностью исключить проблемы, связанные с вычислительной вязкостью.

Постановка начальных условий

Исходными данными для составления ледового прогноза служат электронные ледовые карты в формате ГИС ArcMap, которые составляются на основе спутниковых снимков и матрицы среднесезонных полей температуры и солёности воды на стандартных горизонтах [12]. В зимний период электронные ледовые карты содержат информацию о сплочённости (общей и частной) и возрастном составе ледяного покрова, в летний – только об общей сплочённости. Технология прогноза позволяет автоматически преобразовывать эту информацию из формата ГИС ArcMap в формат численной модели, при этом пропуски в исходных данных восполняются путём привлечения результатов предыдущего прогноза, данных наблюдений на береговых гидрометеорологических станциях, донесений с проходящих судов, а также экспертных знаний о ледовом режиме региона.

Отметим, что электронные ледовые карты в формате ГИС, основанные на спутниковых

данных, не содержат информацию о толщине, торосистости и разрушенности льда в явном виде. Этот пробел восполняется следующим образом. В зимний период при отсутствии данных предыдущего прогноза толщина льда каждой возрастной градации принимается равной середине стандартного диапазона толщины данной возрастной градации. Например, для однолетнего тонкого льда диапазон толщин – от 30 до 70 см, в соответствии с этим толщина однолетнего тонкого льда принимается равной середине диапазона, т.е. 50 см. В летний период при отсутствии данных предыдущего прогноза толщина льда в данной точке рассчитывается с помощью эмпирической методики, предложенной в работе [8]. Согласно этой методике, для оценки толщины льда в летний период используются: средняя климатическая толщина льда в данной точке в момент сезонного максимума; время, прошедшее после начала таяния; сплочённость льда в данной точке. Соотношение между получившейся толщиной льда и климатической толщиной в момент сезонного максимума позволяет с помощью формулы (3) оценить разрушенность льда на момент составления прогноза (расчёта). При наличии предыдущего прогноза толщина, торосистость и разрушенность льда берутся из его результатов.

Подготовка начальных условий состояния вод океана заключается в коррекции среднего климатического поля температуры воды в соответствии с фактическим распределением ледяного покрова. В качестве нулевого приближения исходных данных по термохалинной структуре моря используются средние сезонные поля температуры и солёности воды на стандартных горизонтах [12]. Для получения соответствия между полем температуры воды и фактическим распределением ледяного покрова на момент составления прогноза применяется специальная процедура коррекции. В зонах отсутствия льда температура воды в пределах ВКС рассчитывается по формуле

$$T = 8,7 - 8,7 \exp(-2 \cdot 10^{-6} R^2), \quad (6)$$

где R – расстояние от рассматриваемой точки до кромки льда, км.

В зонах наличия льда применяется несколько иной подход. Сначала рассчитывается условная температура воды T_c , зависящая от расстоя-

ний между рассматриваемой точкой и кромкой льда и рассматриваемой точкой и границей 10-балльного льда:

$$T_r = \Theta \left(1 - \frac{R_{10}}{R_{10} + R_0} \right), \quad (7)$$

где Θ – температура замерзания воды; R_{10} и R_0 – соответственно расстояния от рассматриваемой точки до границы 10-балльного льда и до кромки льда.

Затем вводится поправка на сплочённость льда в рассматриваемой точке:

$$\begin{aligned} T &= T_r - 2T_r(0,5 - C_{tot}) \text{ при } C_{tot} < 0,5; \\ T &= T_r + 2(T_r - \Theta)(0,5 - C_{tot}) \text{ при } C_{tot} \geq 0,5, \end{aligned} \quad (8)$$

где C_{tot} – общая сплочённость льда.

Из формул (6)–(8) легко увидеть, что в зонах отсутствия льда температура воды непосредственно у кромки равна 0°C , затем, по мере удаления от кромки, температура экспоненциально возрастает, но не превышает $8,7^\circ\text{C}$. Это ограничение, отчасти искусственное, не может внести существенную погрешность, так как в арктических морях температура воды достигает значений близких к $8\text{--}9^\circ\text{C}$ на столь значительном удалении от кромки, что это не может повлиять на качество краткосрочного ледового прогноза. Применительно к зонам, где присутствует лёд, формулы (7) и (8) отражают следующие закономерности: 1) чем ближе к «чистой воде», тем вода теплее, а непосредственно на кромке температура достигает 0°C ; 2) чем ближе к сплошным льдам, тем вода холоднее, а непосредственно на границе 10-балльных льдов температура достигает точки замерзания; 3) чем выше сплочённость, тем вода холоднее, причём в зонах, покрытых сплошным льдом, температура воды равна температуре замерзания, а в зонах минимальной сплочённости температура воды близка к 0°C .

Порядок оценки достоверности прогнозов

Оценка достоверности прогнозов обычно выполняется по сплочённости льда (общей и частной), так как это единственный параметр ледяного покрова, который надёжно определяется по спутниковому снимку и практически всегда чётко и однозначно указывается на ледовых

картах. Для оценки качества расчётов сплочённости льда использовались две характеристики, рекомендуемые руководящим документом [6, 7]: оправдываемость и эффективность.

Под *оправдываемостью прогноза* понимается величина

$$P = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n p_i \cdot 100\%,$$

где p_i – оправдываемость прогноза в i -й ячейке (равна либо единице, либо нулю); n – число ячеек сетки, в которых проводится сопоставление; если ошибка прогноза в i -й ячейке не превышает предельно допустимую величину, то $p_i = 1$, в противном случае – 0.

Под *эффективностью прогноза*, заблаговременность которого не превышает 15 суток, понимается величина

$$E = P - P_{inert},$$

где P_{inert} – оправдываемость так называемого инерционного прогноза.

Инерционный прогноз – это предположение, что к концу прогностического срока значение прогнозируемой характеристики будет таким, как в начале, т.е. в момент составления прогноза. Оправдываемость инерционного прогноза получается путём сравнения фактических начальных и фактических конечных значений исследуемого элемента, причём используются те же формальные процедуры, что и при оценке оправдываемости модельного прогноза. Для признания прогноза удовлетворительным необходимо, чтобы оправдываемость была не менее 75%, а эффективность – положительной. Если хотя бы одно из этих условий не выполняется, то данный прогноз считается неудачным. Если же такие «неудачи» имеют систематический характер, т.е. оправдываемость и эффективность, осреднённые по достаточно большому числу прогнозов, не удовлетворяют упомянутым условиям, то метод в целом не может применяться для прогностического обеспечения.

Результаты оценок достоверности прогнозов

Оперативное обеспечение морских операций краткосрочными численными ледовыми прогнозами с помощью настоящей модели началось в 2001 г. Первые прогнозы составлялись

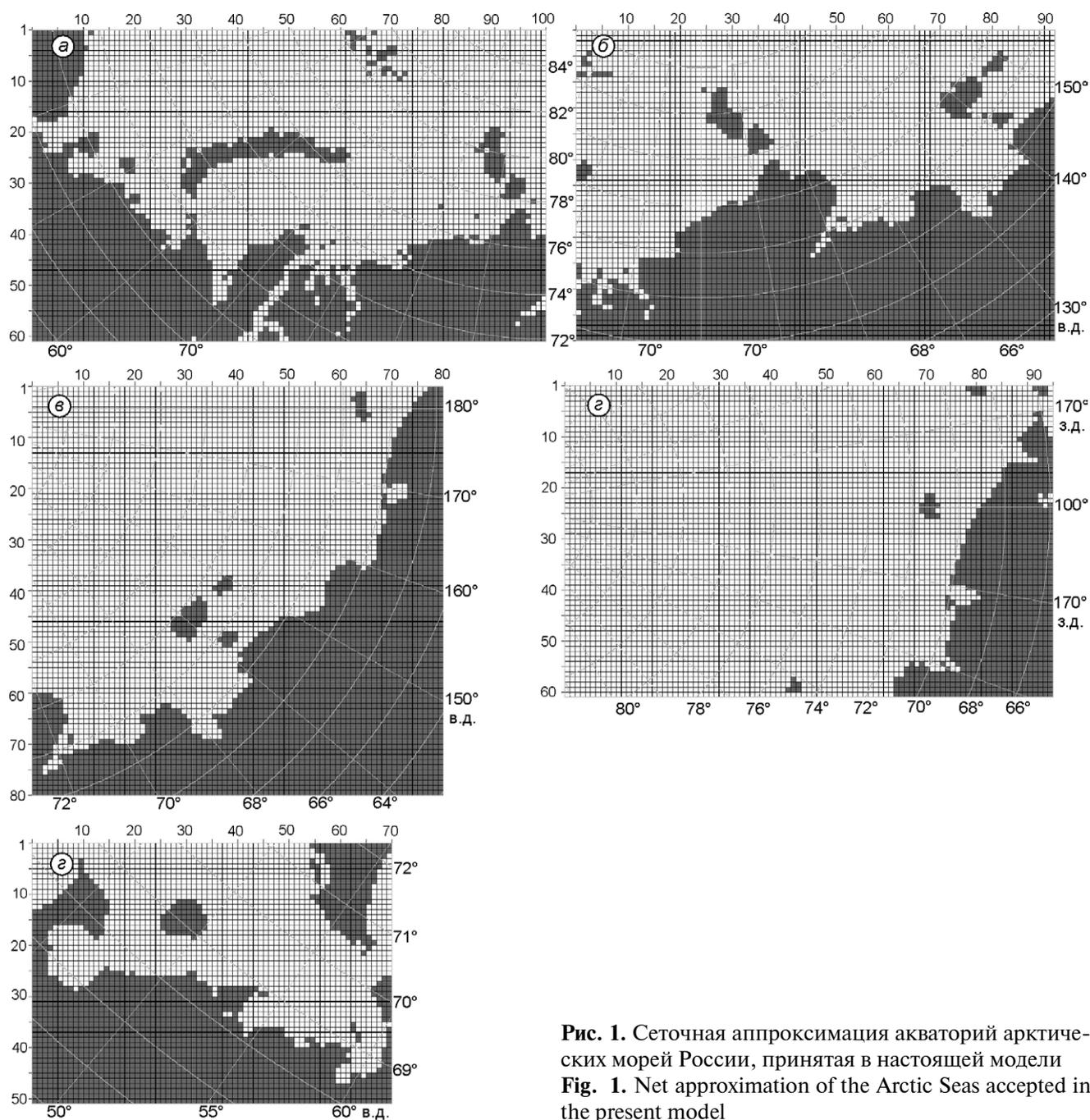


Рис. 1. Сеточная аппроксимация акваторий арктических морей России, принятая в настоящей модели
Fig. 1. Net approximation of the Arctic Seas accepted in the present model

по Печорскому морю, с 2002 г. – по Баренцеву и Карскому морям, с 2003 г. – по морям Лаптевых, Восточно-Сибирскому и Чукотскому. Расчётные области модели построены таким образом, что каждый модельный регион «захватывает» два соседних моря: Баренцево–Карское моря, Карское–море Лаптевых, Лаптевых–Восточно-Сибирское море и Восточно-Сибирское–Чукотское моря (рис. 1). Поскольку все эти регионы имеют примерно одинаковый геогра-

фический масштаб, шаг сетки во всех случаях составлял 25 км. Помимо упомянутых «сдвоенных» регионов, модель адаптирована к Печорскому морю как отдельному модельному региону (шаг сетки равен 10 км).

В таблице представлены обобщённые за все годы результаты оценок достоверности прогнозов общей и частной сплочённости льда по каждому модельному региону. Анализ таблицы позволяет сделать ряд важных выводов.

Обобщённые результаты оценок достоверности краткосрочных прогнозов общей и частной сплочённости льда (молодой и однолетний лёд)*

Регион	Общая сплочённость	Молодой лёд	Однолетний лёд		
			тонкий	средний	толстый
Баренцево–Карское море	92,6**/3,0	85,2/2,0	90,9/3,1	94,7/2,6	98,5/1,3
Печорское море	88,2/4,1	80,1/2,7	85,8/3,7	94,7/1,9	–
Карское–море Лаптевых	93,1/3,2	86,2/2,0	95,1/2,8	98,1/1,2	96,1/2,0
Лаптевых–Восточно-Сибирское море	93,0/4,3	85,1/1,9	97,5/2,0	–	–
Восточно-Сибирское–Чукотское море	90,9/4,5	–	–	–	–
<i>Среднее</i>	91,6/3,8	84,2/2,1	92,3/2,9	95,8/1,9	97,3/1,6

*Прочерки в таблице обусловлены следующими обстоятельствами: 1) в Печорском море однолетние толстые льды вообще не встречаются; 2) прогнозы по региону Лаптевых–Восточно-Сибирское моря составлялись только летом и в начальный период зимы, когда однолетних средних и однолетних толстых льдов ещё нет; 3) прогнозы по региону Восточно-Сибирское–Чукотское моря составлялись только летом, когда определяется только общая сплочённость льда. **В числителе приводится оправдываемость, в знаменателе – эффективность.

1. Оправдываемость прогнозов высокая – от 85 до 97%, т.е. модель достаточно адекватно воспроизводит природный процесс.

2. Эффективность прогнозов в основном устойчиво положительная, хотя и не столь значительная – от 1,5 до 4,5%. Это означает, что в среднем в течение 2–5 суток состояние ледяного покрова на 80–90% остаётся неизменным, т.е. ледяной покров – довольно консервативная среда.

3. По мере увеличения возраста льда (от молодых до однолетних толстых) оправдываемость прогнозов увеличивается (с 84,2 до 97,3%), эффективность сначала тоже увеличивается (с 2,1 до 2,9%), а затем снижается (до 1,6%). Это показывает, что молодые льды – наименее инерционная составляющая ледяного покрова и прогноз частной сплочённости молодых льдов весьма сложен. Но чем толще лёд, тем он менее подвижен, более инерционен, и прогноз частной сплочённости становится более успешным. Вместе с тем рост инерционности приводит к снижению эффективности прогнозов. Исключение составляют однолетние тонкие льды: при высокой оправдываемости (более 92%) отмечается сравнительно высокая эффективность (почти 3%).

4. Эффективность прогнозов общей сплочённости льда оказалась наибольшей (почти 4%), хотя оправдываемость примерно соответствует общему фону (около 92%). Этот результат можно объяснить тем, что основная часть прогнозов приходится на летний период, когда общая сплочённость действительно характеризуется низкой инерционностью.

Как уже отмечалось, заблаговременность прогнозов обычно варьирует в диапазоне 1–5 суток.

Вопрос о влиянии заблаговременности на достоверность прогнозов вызывает определённый интерес. Специально выполненный анализ показал, что увеличение заблаговременности прогнозов приводит к снижению оправдываемости (в среднем примерно на 0,8% на каждые сутки) и росту эффективности (примерно на 0,6% на каждые сутки). Это понятно: чем выше заблаговременность, тем больше ошибок содержит прогноз, что и вызывает снижение оправдываемости. Однако с ростом заблаговременности оправдываемость инерционного прогноза снижается ещё резче, т.е. с каждыми сутками отличия между начальными условиями (на момент составления прогноза) и контрольными условиями (на момент проверки прогноза) нарастают всё с большей скоростью. Это и приводит к росту эффективности прогнозов. Получается, что наиболее оптимальное сочетание эффективности и оправдываемости имеют прогнозы заблаговременностью 2–4 суток. При меньшей заблаговременности недостаточно высока эффективность, а при большей – оправдываемость.

Наконец, интересная закономерность проявляется при анализе сезонного хода достоверности прогнозов (рис. 2). На этом рисунке показан осреднённый сезонный ход оправдываемости и эффективности прогнозов общей сплочённости льда (сплошные линии) и оправдываемости и эффективности прогнозов частной сплочённости, осреднённых по всем возрастным градациям (пунктирные линии) в регионе Баренцева и Карского морей. Как видно, сезонный ход оправдываемости общей сплочённости имеет два выраженных минимума: в начале зимы (ок-

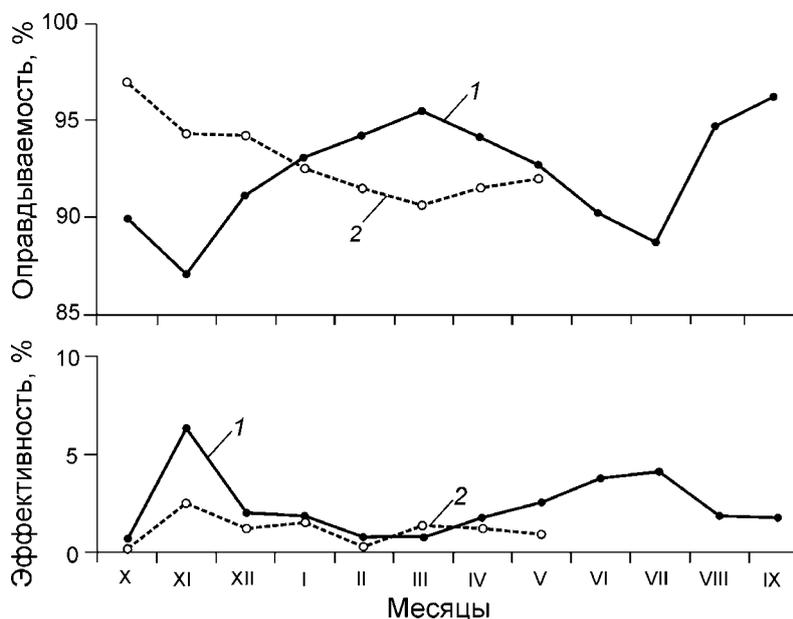


Рис. 2. Сезонный ход оправдываемости и эффективности прогнозов общей сплочённости льда (1) и оправдываемости и эффективности обобщённых прогнозов частной сплочённости (2) в регионе Баренцево–Карское моря

Fig. 2. Seasonal time-progress of the skill score and effectiveness of the total ice concentration forecasts (1) and generalized skill score and effectiveness of the partial ice concentration forecasts (2) in the Barents–Kara Seas

тябрь–декабрь) и в начале лета (июнь–июль). Эти минимумы объясняются тем, что именно в эти периоды происходят наиболее резкие изменения площади льда, поэтому ошибки прогнозов проявляются чаще. Но в эти же самые периоды наблюдаются максимумы эффективности: чем резче изменения фактических условий, тем ниже достоверность инерционного прогноза и тем выше эффективность модельных прогнозов. В середине и в конце зимы (январь–май), а также в конце лета (август–сентябрь) площадь льда и положение кромки несколько стабилизируются, число ошибок прогнозов снижается и оправдываемость возрастает. Однако эта относительная стабильность приводит к снижению эффективности прогнозов.

Что касается частной сплочённости, то здесь картина несколько иная. В начале зимы, как уже отмечалось, площадь льдов меняется довольно быстро, однако их возрастной состав весьма прост: преобладают молодые льды плюс некоторые включения остаточных. Это обстоятельство обуславливает сравнительно высокую оправдываемость прогнозов частной сплочённости при сравнительно высокой эффективности (за счёт изменения площади льдов). Затем, по мере раз-

вития ледяного покрова, площадь льдов стабилизируется, но возрастной состав начинает усложняться: молодые льды переходят в однолетние тонкие, те, в свою очередь, в однолетние средние и т.д. Из-за этих изменений ошибки прогнозов возрастают, что приводит к снижению оправдываемости, но эффективность остаётся примерно на том же уровне. В конце зимы, когда тепловые изменения ледяного покрова минимальны, происходит общая стабилизация и по площади льдов, и по возрастному составу. В результате оправдываемость прогнозов несколько возрастает, а вот эффективность снижается. Таким образом, оправдываемость и эффективность меняются примерно в противофазе: в периоды относительной стабильности оправдываемость растёт, а эффективность снижается, а в периоды повышенной изменчивости – наоборот.

Оценки режимных характеристик ледяного покрова по результатам модельных расчётов

В рамках настоящего исследования была предпринята попытка получить режимные характеристики параметров ледяного покрова арктических морей России на примере сжатия льда,

которое, как известно, относится к категории опасных природных явлений. В качестве «географического» полигона был использован регион Баренцево–Карское моря, наиболее хорошо обеспеченный фактическими данными. Абсолютные значения сжатия могут меняться в очень широких пределах и порой достигают весьма значительной величины, равной прочности самого льда и сопоставимой с прочностью инженерных объектов, что может привести (а иногда приводит) к их повреждению и даже разрушениям.

Основные причины возникновения сжатия льдов – различия в скорости и направлении дрейфа. Направление, степень, площадь распространения и продолжительность действия сжатий зависят от пространственно-временной изменчивости внешних сил, действующих на ледяной покров (ветер, течения, приливо-отливные явления, наклон уровня моря), а также от неоднородности свойств самого ледяного покрова (толщина и торосистость льда). Кроме того, исключительное значение при формировании неоднородностей поля дрейфа льда имеют препятствия – берега, острова, стамухи, припай. Для решения поставленной задачи по выбранному региону моря был подготовлен набор электронных ледовых карт, отражающих среднемноголетнее состояние ледяного покрова в каждом месяце, т.е. 12 карт. В качестве данных атмосферного форсинга используются архивы популярного исторического ре-анализа NCEP-NCAR. Мы выбрали три года, относящиеся к типу тёплых, средних и холодных. Критерий выбора – суммы накопленных отрицательных температур. Затем для каждого месяца и каждого типа сезона выполнена месячная расчётная серия с дискретностью записи результатов 12 часов. Это позволило получить для каждого месяца от 168 до 186 (в зависимости от продолжительности месяца) модельных значений сжатий льда в каждой ячейке сетки.

Модельные значения сжатия льда, полученные в физических единицах (кПа), переводились во внесистемные единицы, соответствующие традиционным баллам: а) сжатие менее 10 кПа – 0 баллов («отсутствие сжатия»); б) сжатие от 10 до 40 кПа – 1 балл («слабое сжатие»); в) сжатие от 40 до 80 кПа – 2 балла («среднее сжатие»); г) сжатие более 80 кПа – 3 балла («сильное сжатие»). В результате обработки модельных резуль-

татов для каждого месяца получены цифровые матрицы, отражающие вероятность проявления сжатия заданной интенсивности (слабое, среднее, сильное). Расчёты показали, что в Баренцевом море можно выделить две основные зоны проявления сжатий:

1) северо-восточная часть (примерно между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа). Этот район отличается чрезвычайно активной динамикой льда, что приводит к формированию сжатий;

2) юго-восточная часть (Печорское море). Здесь основную роль в формировании сжатий играют берега, острова, кромки припая, т.е. препятствия на пути дрейфа льда. Конфигурация береговой черты такова, что при ветрах западной четверти значительные массы дрейфующего льда оказываются в своеобразном «мешке», в результате в ледяном покрове возникают значительные напряжения.

Наиболее интенсивные сжатия встречаются в Баренцевом море в середине зимы (январь–март). В этот период слабые сжатия распространены здесь практически по всей акватории моря (естественно, за исключением юго-западного «угла», где льда вообще нет), в основном с вероятностью от 20 до 40%. В восточной части Печорского моря, в Чёшской губе и у отдельных участков побережья Новой Земли вероятность слабых сжатий может достигать 50–60%. В северо-восточной части Баренцева моря вероятность слабых сжатий в основном составляет 40–60%, а местами достигает 65–70%. Вероятность сжатий средней силы практически нигде не превышает 20%. Основные области локализации сжатий средней силы – южная часть Баренцева моря: подходы к проливам Карские Ворота и Югорский Шар, Поморский пролив, Чёшская губа, а также северо-восточная часть моря (между Новой Землёй и Землёй Франца-Иосифа). Вероятность сильных сжатий лишь в отдельных небольших районах превышает 5–10%. Это – западное побережье островов Колгуев и Вайгач, юго-западное побережье Новой Земли и область, примыкающая к Земле Франца-Иосифа.

В Карском море слабые сжатия вероятностью 20–40%, а местами – до 40–60% характерны для всей акватории в течение всего зимнего сезона. Средние и сильные сжатия в основном сосредоточены в северо-восточной части моря, реже – в юго-западной. Вероятность средних

сжатий редко превышает 20%, вероятность сильных сжатий — не более 5–10%. Отметим, что, как и в Баренцевом, в Карском море к концу зимы интенсивность сжатий несколько снижается, хотя именно к этому времени толщина льда достигает сезонного максимума. Это снижение обусловлено тем, что с ростом толщины льда снижается скорость его дрейфа, т.е. лёд становится менее подвижным. Видимо, именно в середине зимы складываются условия, наиболее благоприятные для возникновения сжатий: с одной стороны, толщина льда уже достигает значительных величин (около 1 м), с другой стороны — лёд ещё достаточно мобилен.

В этот период в Карском море слабые сжатия охватывают всю акваторию за исключением районов, занятых припаем. К западу от 65-го меридиана вероятность слабых сжатий составляет 20–40%, к востоку — 40–60%. В самой северной части моря вероятность слабых сжатий местами достигает 60–80%. Сжатия средней силы встречаются практически по всей акватории Карского моря, однако их вероятность в основном не превышает 5–20%. Исключение составляет полоса шириной 50–300 км, протянувшаяся примерно от середины створа о. Белый — мыс Желания на северо-восток до середины створа Северная Земля — Земля Франца-Иосифа. Вероятность сжатий средней силы в этой полосе составляет 20–40%. Вероятность сильных сжатий в Карском море в основном не превышает 5%, однако в упомянутой полосе она может достигать 5–20%. Такая локализация сжатий связана с тем, что эта полоса представляет собой стрежень преобладающего в Карском море потока льда, идущего из юго-западной части на северо-восток и далее вливающегося в Центральный Арктический Бассейн. На рис. 3 показаны карты вероятности проявлений сжатий различной интенсивности в Баренцевом и Карском морях в середине зимы.

Обсуждение результатов

В рамках настоящей работы, во-первых, обобщён опыт оперативного квазирегулярного краткосрочного прогнозирования ледовых условий в арктических морях России, которое выполняется в ААНИИ с 2002 по 2014 г., и, во-вторых, сделана попытка получить режим-

ные характеристики сжатий льда в Баренцевом и Карском морях, основываясь на результатах численного моделирования. Опыт составления краткосрочных численных прогнозов показал, что в целом модель позволяет получить вполне адекватное представление о ледовых условиях, ожидаемых в ближайшие 1–5 суток. Оправдываемость прогнозов достаточно высока, эффективность — устойчиво положительна. Зависимость достоверности прогнозов от их заблаговременности, а также сезонный ход достоверности в принципе соответствуют здравому смыслу: чем больше заблаговременность прогноза, тем ниже оправдываемость и выше эффективность, а в сезонном плане в периоды относительной стабилизации ледовых условий повышается оправдываемость прогнозов и снижается эффективность, а в периоды повышенной изменчивости — наоборот.

Однако нельзя не отметить, что по некоторым позициям результаты прогнозов, хотя и удовлетворяют формальным требованиям, оставляют желать лучшего. В первую очередь это относится к прогнозам частной сплочённости молодых льдов, оправдываемость которых ниже остальных на 7–13%. Такой результат связан с повышенной изменчивостью наиболее тонких льдов, которая обусловлена двумя наиболее вероятными причинами: а) молодые льды локализируются в основном в прикромочных областях, где происходят постоянные изменения: интенсивный дрейф, ледообразование, частичное таяние и т.д.; б) вдали от кромок дрейф льда сопровождается дивергенцией, из-за которой появляются разрывы (разводья, полыньи и т.п.), быстро покрываемые молодыми льдами, и конвергенцией, которая приводит к выторашиванию в первую очередь молодых льдов. Логично предположить, что модель не всегда адекватно воспроизводит эти явления. Однако с практической точки зрения молодые льды наименее интересны, что в какой-то мере смягчает негативный эффект, обусловленный не слишком высокой достоверностью прогнозов молодых льдов.

Расчёт вероятностных характеристик сжатия льдов в Баренцевом и Карском морях, выполненный на основе результатов моделирования, показал принципиальную возможность использования представленной модели для получения режимно-статистических оценок. К сожалению,

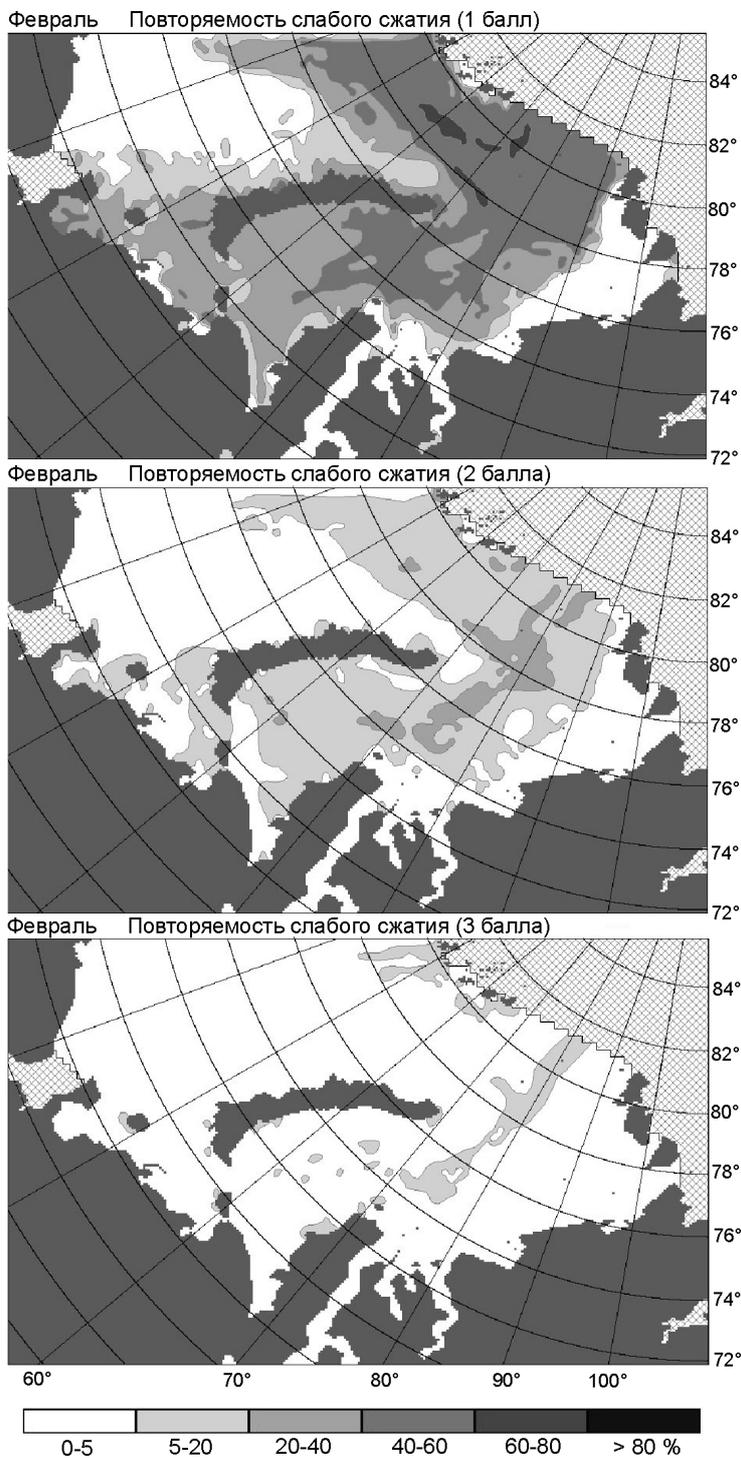


Рис. 3. Повторяемость сжатий в Баренцевом и Карском морях в середине зимы
Fig. 3. Frequency of occurrence of ice pressure in the Barents and Kara Seas in the middle of winter

имеющихся данных наблюдений по сжатиям недостаточно для полноценного количественного сопоставления расчётных и фактических сжатий. Тем не менее, полученные результаты в целом, по крайней мере качественно, непроти-

воречивы. В пользу такого утверждения свидетельствует то, что они в принципе согласуются с некоторыми достоверными фактами, а именно:

1) получившиеся функции распределения интенсивности сжатий соответствуют за-

кономерности, известной из наблюдений: слабые сжатия имеют наибольшую повторяемость, сильные – наименьшую;

2) получившиеся поля сжатий соответствуют конфигурации берегов и припая, направлениям господствующих ветров и самое главное – существующим представлениям о генеральной схеме дрейфа льдов в Баренцевом и Карском морях.

Второй пункт заслуживает дополнительного комментария. Во многих замерзающих бассейнах конфигурация берегов, будучи «постоянно действующим» фактором, играет определяющую роль в режиме сжатий, тогда как все остальные факторы (ветры, течения и т.д.) изменчивы. Действительно, сжатия, связанные с влиянием берегов, бывают очень сильны, но проявляются они лишь при нажимном дрейфе. Однако в Карском море нажимной дрейф – не преобладающий, наоборот, чаще отмечается вынос льдов с юга на север через створ Новая Земля – Северная Земля. Льды, движущиеся из юго-западной части моря, огибают Новую Землю и несколько отклоняются вправо (к востоку), а льды, движущиеся из притаймырской части моря, огибают Северную Землю и несколько отклоняются влево (к западу). Получается своего рода сужение сечения потока, в результате чего в центральной части створа Новая Земля – Северная Земля возникает область повышенной вероятности сжатий, тогда как вблизи берегов и границ припая сжатия имеют меньшую повторяемость.

Несколько неожиданный, но вполне логичный результат свидетельствует, что наиболее интенсивные сжатия происходят не в конце зимы, когда ледяной покров достигает сезонного максимума, а в середине. Это связано, как отмечалось ранее, с оптимальным сочетанием таких параметров, как толщина и мобильность льда. Действительно, в начале зимы лёд имеет высокую подвижность, но незначительную толщину, в конце зимы – наоборот: большая толщина обуславливает малую подвижность. В середине зимы уже довольно значительная толщина сочетается с ещё сохраняющейся мобильностью. Аналогичный вывод даётся в работе [5], где показано, что наиболее сильные сжатия характерны для однолетних средних льдов, толщина которых составляет от 0,7 до 1,2 м, они преобладают в арктических морях в период с января по март.

Таким образом, численное моделирование короткопериодной изменчивости ледяного покрова – мощный инструмент, позволяющий прогнозировать состояние льда на несколько суток вперёд. Это существенно облегчает проведение различных морских операций, а также даёт возможность оценивать режимные характеристики ледяного покрова, что имеет большое практическое значение для проектирования долговременных инженерных объектов в условиях дефицита данных наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет) в рамках Целевой научно-технической программы «Научно-исследовательские, опытно-конструкторские, технологические и другие работы для государственных нужд в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды» на 2014–2016 годы.

Литература

1. *Аппель И.Л., Гудкович З.М.* Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. Л.: Гидрометеоиздат, 1992. 143 с.
2. Атлас Арктики / Под ред. А.Ф. Трешникова. М.: изд. ГУГК при СМ СССР, 1985. 204 с.
3. *Гудкович З.М., Доронин Ю.П.* Дрейф морских льдов. СПб: Гидрометеоиздат, 2001. 112 с.
4. *Доронин Ю.П.* Взаимодействие океана и атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 288 с.
5. *Клячкин С.В., Гудкович З.М., Гузенко Р.Б.* Оценка экстремальных значений дрейфа и сжатий льда по результатам численного моделирования // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 4. URL: www.science-education.ru/104-6706 (дата обращения: 20.06.2013).
6. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 56 с.
7. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч. III. М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. 102 с.
8. *Никифоров А.Е.* Метод автоматической коррекции расчётных полей толщины и сплочённости ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1987. Т. 402. С. 139–145.
9. *Николаева А.Я., Шестериков Н.П.* Метод расчёта ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 143–217.
10. *Фролов И.Е.* Численная модель осенне-зимних ледовых явлений // Тр. ААНИИ. 1981. Т. 372. С. 73–81.

11. Хейсин Д.Е., Ивченко В.О. Распространение ледовых сжатий в сплочённых льда // *Океанология*. 1975. Т. 15. № 5. С. 803–812.
12. Conkright M.E., Locarnini R.A., Garcia H.E., O'Brien T.D., Boyer T.P., Stephens C., Antonov J.I. *World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics and Figures*. Silver Spring, MD: 2002. CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center. 17 p.
13. Foreman M.G.G. *Manual for tidal heights analysis and prediction* // *Pacific Marine Science Report*. 1996. 77–10. 58 p.
14. Gill A.E. *Atmosphere–Ocean Dynamics*. Academic Press. International Academic Series. 1982. V. 30. 662 p.
15. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // *Geophys. Research Letters*. 2004. V. 31. Issue 2. Article first published online: 24 JAN 2004. doi:10.1029/2003GL019003.
16. Rosati A., Miyakoda K. A general-circulation model for upper-ocean simulation // *Journ. of Physical Oceanography*. 1988. № 18. P. 1601–1626.
17. Zillman J.W. Study of some aspects of the radiation and heat budgets of the Southern Hemisphere oceans // *Bureau of Meteorology*. 1972. Report 26. P. 44–62.

Summary

In early 2000s, the numerical model of ice cover evolution specially intended for the short-range ice forecasts in Russian Arctic and non-Arctic freezing Russian seas had been developed. The forecast of the thermo-haline structure is based on the equations of heat and salinity budgets integrated within the upper quasi-homogeneous layer. The boundary conditions are parameterized by the heat and salt fluxes through the sea surface and lower boundary of the upper quasi-homogeneous layer. The forecast of the ocean dynamics is based on the non-stationary ocean model consisting of equations of continuity

and motion balance in the hydrostatic approximation with boundary conditions traditional for similar type of models. The thermal evolution of ice cover is calculated on the basis of the heat balance equation of the two-layer medium «snow–ice». The basic condition of the model is equality of heat fluxes passing through the ice and snow.

Forecasting of the ice cover dynamics is based on the non-stationary equation of the motion balance. The tangential stresses on the upper and lower ice surfaces are calculated using the square-law; forces of internal interaction within the ice cover are described by the viscous-plastic rheological model. Quality of the ice forecasts is estimated using two parameters: the skill score (a ratio of number of grid cells with adequate forecast to a total number of all grid cells) and efficiency (advantage of the model forecast relative to the inertial forecast).

The authors' experience of the operational short-range forecasting did show that, in general, the model allowed obtaining quite adequate pattern of the ice conditions expected within the nearest 1–5 days. The forecast skill score is enough satisfactory, and the efficiency is steadily positive. Increase of the forecast advance period results in decrease of the skill score and growth of the efficiency. Periods of relative stabilization of the ice conditions are characterized by higher skill score and lower efficiency, while the intensive variability of ice conditions results in the opposite picture. Statistical processing of results of the retrospective model simulations made possible to reveal zones of higher probability of the ice compressions in the Barents and Kara Seas. As for seasonal variability, the most significant occurrence of the ice compressions is typical for middle of winter due to the optimal combination of ice thickness and its mobility.