

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАРАСТАНИЯ ЛЬДА В ЗАПРИПАЙНОЙ ПОЛЫНЬЕ

канд. физ.-мат. наук П.В.БОГОРОДСКИЙ¹, д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС¹,
канд. физ.-мат. наук А.В.ПНЮШКОВ^{1,2}

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: bogorodski@aari.ru

² – Международный арктический исследовательский центр, Фэрбенкс, США

На основе концептуальной термодинамической модели рассмотрены особенности замерзания заприпайной полыньи. Проанализирован механизм ее образования под воздействием ветровой нагрузки. С использованием в качестве внешнего атмосферного форсинга данных реанализа NCEP/NCAR получены количественные оценки эволюции морского льда для акватории моря Лаптевых к северо-востоку от полуострова Таймыр.

Ключевые слова: энергообмен моря и атмосферы, отрыв припая, заприпайная полынья, льдообразование.

ВВЕДЕНИЕ

Заприпайные полыньи являются характерной особенностью ледяного покрова шельфовых морей Северного Ледовитого океана (СЛО) и играют важную роль в арктической климатической системе [Dmitrenko et al., 2005; Minnet, Key, 2007]. Сформированные в основном под воздействием ветра в виде обширных, быстро замерзающих пространств открытой воды между припаем и дрейфующими льдами, полыньи значительно увеличивают интенсивность теплообмена между океаном и атмосферой в полярных районах [Головин, 2008; Макштак, 1984]. Поскольку их образование происходит преимущественно на мелководье, что исключает теплообмен между нижней поверхностью ледяного покрова и теплыми промежуточными водами Северного Ледовитого океана, замерзающие полыньи играют основную роль в увеличении объема льда в зимний период [Barber, Massom, 2007; Wettlaufer et al., 2006].

Несмотря на активные исследования, в т.ч. и по программе МПГ в 2008–2009 гг., большинство натурных данных о заприпайных полыньях получено с помощью ИСЗ [Barber et al., 2000; Spreen et al., 2008], без должного покрытия исследуемых областей измерениями *in situ*. По этой причине описание процессов энерго- и массообмена моря и атмосферы, играющих ключевую роль в эволюции полыней, остается практически нерешенной проблемой полярной океанологии [Morales Maqueda et al., 2004; Williams et al., 2007; Wilmot et al., 2007]. Неясна роль различных гидрометеорологических факторов (ветра, течений, приливов) в формировании напряженного состояния припая, локальном нарушении его сплошности и последующем отрыве от основного массива [Клячкин, 2011; Divine et al., 2005]. Как следствие, адекватные модели молодого, быстрорастущего ледяного покрова заприпайных полыней отсутствуют и для расчета темпов его нарастания до сих пор применяются полуэмпирические зависимости,

использующие в качестве единственного управляющего параметра «сумму градусо-дней мороза» [Dmitrenko et al., 2005; Ehn et al., 2007].

Экспериментальные данные показывают, что новообразованный морской лед (ледяные иглы, ледяное сало, снежура, шуга, нилас) представляет собой протяженную область, заполненную жидкой (рассол) и твердой (пресный лед) фазами, находящимися в термодинамическом равновесии, – двухфазную зону, эволюция которой определяет специфику процесса энергообмена воды и воздуха в полыньях [Богородский, Пнюшков, 2007; Богородский и др., 2009; Васильев и др., 1997; Wettlaufer et al., 2006; Wettlaufer et al., 1997]. Для описания двухфазной зоны развиты подходы, основанные на механике многофазных сред, успешно применяемые, в частности, для изучения теплопереноса в промерзающих грунтах. Однако соответствующие математические модели (так называемые модели кристаллизации в спектре температур) для полыней до настоящего времени не применялись. Это связано как с нестационарностью уравнений теплопереноса в двухфазной зоне, так и со сложностью граничных условий, определяемых параметризацией составляющих теплового и радиационного баланса поверхности растущего льда.

В настоящей работе на основе физически обоснованного критерия с использованием данных атмосферного реанализа NCEP/NCAR предпринята попытка расчета сроков образования заприпайной полыни моря Лаптевых под влиянием напряжения трения ветра. Для исследования динамики замерзания полыни впервые использована нелинейная термодинамическая модель, учитывающая фазовый состав льда и процессы энергообмена в приледном слое атмосферы. С помощью модели выполнен расчет типичных характеристик процессов взаимодействия океана и атмосферы и соответствующее им нарастание морского льда в зимний период в данном регионе.

ОБРАЗОВАНИЕ ПОЛЫНИ

В качестве основного механизма образования полыни рассматривается воздействие отжимной (перпендикулярной от берега) компоненты поля скорости ветра [Гудкович, 1974; Клячкин, 2011; Divine et al., 2005], поскольку принято считать, что именно отжимной ветер является основной причиной отрыва припая. По крайней мере, статистический анализ, выполненный в работе [Barber et al., 2000], показал, что отрицательная корреляция между протяженностью припая и скоростью отжимного ветра является значимой и превышает по абсолютному значению величину 0,55. Оценку критической величины V_a^* , необходимой для отрыва мористой части припая (считается, что он вызывается не средним, а максимальным ветром), можно получить из равенства интегрального напряжения в ледяном покрове, обусловленного ветром

$P = \int_0^{L_0} \tau dx = c_1 \rho_a V_a^2 L$, и его сопротивления на разрыв $R = \int_0^{h_m} c_2 \sigma dh_m = c_2 \bar{\sigma} h_m$. Это

приводит к корневой зависимости

$$V_a^* = \sqrt{c_2 \bar{\sigma} h_m / c_1 \rho_a L_0}, \quad (1)$$

где L_0 – ширина припая; x – горизонтальная координата; τ – тангенциальное напряжение ветра; c_1 – коэффициент трения на верхней поверхности льда; σ – предел прочности льда на разрыв; c_2 – эмпирический коэффициент, или «коэффициент сопротивляемости», характеризующий потенциальную возможность припая выдерживать нагрузку [Клячкин, 2011]; индекс «a» используется для обозначения параметров

атмосферы. (Аналогичным действием на припай обладает и вдольбереговой ветер, однако в этом случае сопротивление R будет определяться пределом прочности льда на срез, который примерно в два раза выше, чем на разрыв.)

Из всех величин, входящих в соотношение (1), наибольшей неопределенностью отличается коэффициент c_2 , на значение которого влияют, во-первых, свойства самого льда и, во-вторых, характер его крепления к берегу. Последний определяется как шириной подошвы припая (области контакта льда с грунтом на мелководье – основного элемента удержания ледяной пластины), так и наличием дополнительных закрепляющих элементов (прибрежные отмели, островки, стамухи и т.п.). Положение подошвы припая определяется батиметрией прибрежной зоны, амплитудой прилива и толщиной льда. Все эти факторы способствует увеличению сопротивляемости по мере приближения к берегу, где на линии уреза воды она неограниченно возрастает, и уменьшению при удалении от берега, где сопротивляемость более зависит от толщины льда и его прочностных свойств [Клячкин, 2011]. Как следствие, значения c_2 могут варьировать в достаточно широких пределах в зависимости от конкретных океанографических условий, обуславливающих доминирование того или иного из перечисленных факторов [Клячкин, 2011; Divine et al., 2005]. Другим слабым местом модели отрыва, базирующейся на соотношении (1), является то, что наибольшие ледовые напряжения реализуются на берегу и при образовании полыньи лед должен отрываться практически от берега, тогда как в реальности это происходит обычно на расстояниях в десятки и даже сотни километров от берега. Влияние подошвы припая в данном случае мало, поскольку ее протяженность в направлении от берега не превышает обычно десятков метров.

Зависимость (1) изображена на рис. 1. Для оценок было использовано значение $c_2 = 0,005$, близкое по величине к примененному в [Клячкин, 2011] для расчета отрыва припая в море Лаптевых, а также типичные значения всех остальных величин ($\rho_a = 1,25$ кг/м³; $c_1 = 0,0015$; $\sigma = 0,5$ МПа). Как видно из рисунка, влияние ширины припая после достижения 20 км, равно как и его толщины – после 0,4 м, на величину V_a^* невелико.

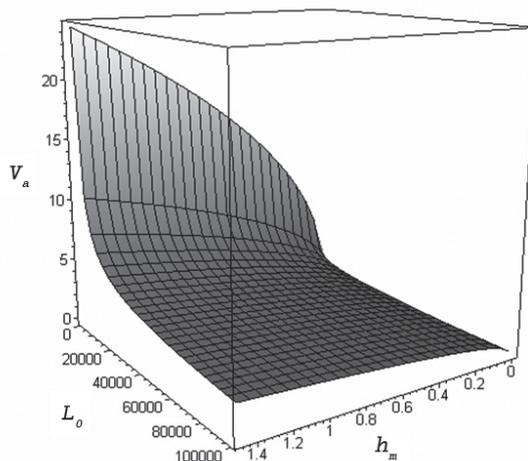


Рис. 1. Связь критической скорости ветра V_a^* (м/с) с шириной L_0 и толщиной h_m припая (м).

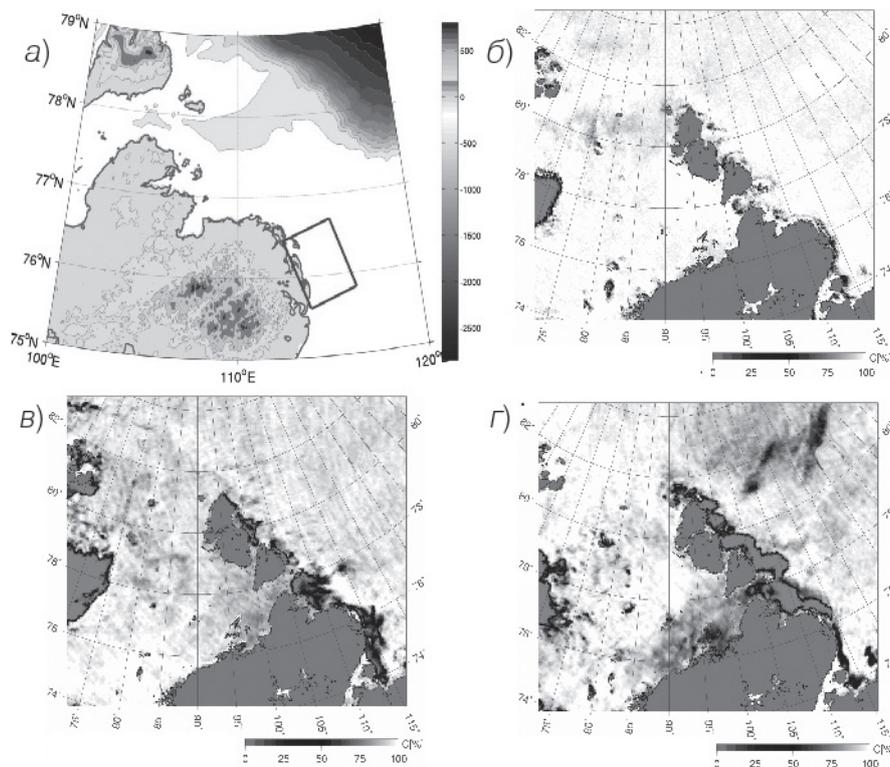


Рис. 2. Область осреднения спутниковых данных концентрации морского ледяного покрова (а), спутниковые изображения сплоченности льда на 8 января (б), 26 марта (в) и 10 апреля (г) 2007 г.

Для моделирования был выбран участок акватории моря Лаптевых к северо-востоку от полуострова Таймыр, где в зимний период образуется квазистационарная полынья, наибольшая в системе циркумполярных заприпайных полыней [Dmitrenko et al., 2005; Reimnitz et al., 1995]. Этот район достаточно удален от устьев крупных рек, что уменьшает влияние нестационарного пресноводного стока на гидрологический режим и термохалинный баланс подледного слоя. Для валидации критического значения V_a^* для выбранного района были привлечены данные спутниковых наблюдений за сплоченностью морского ледяного покрова с высоким пространственным разрешением (~ 3 км), позволившие определить точные сроки образования полыньи для региона моделирования. Снимки с временным разрешением в 1 сутки были получены с использованием 89-ГГц канала сканирующего радиометра AMSR-E [Spreen et al., 2008], установленного на спутнике Национального управления США по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA). Поскольку районы отрыва припайного льда и конфигурация образовавшейся области открытой воды могут изменяться в зависимости от конкретных условий динамического воздействия океана и атмосферы на лед, в качестве количественного индикатора процессов образования полыньи была выбрана пространственно-осредненная концентрация льда, захватывающая как непосредственно припайный лед, так и зоны образовавшейся открытой воды (рис. 2). Поскольку на спутниковых снимках

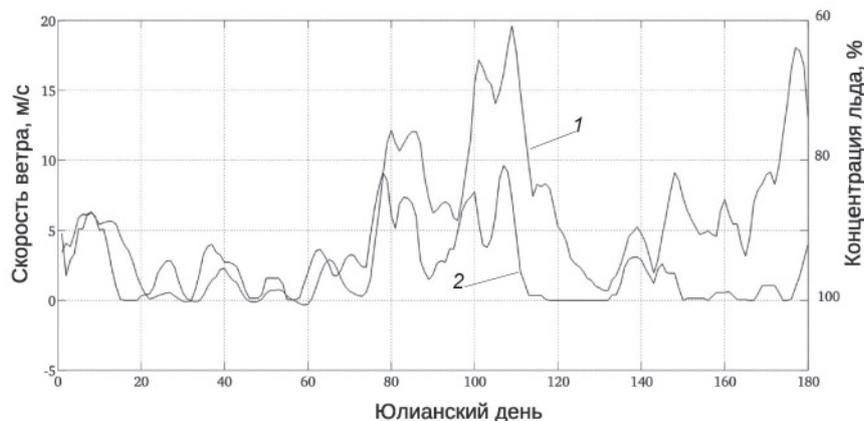


Рис. 3. Интегральная концентрация (1) морского льда и положительная отжимная компонента ветра по данным NCEP/NCAR реанализа для выбранного района (2) зимой–весной 2007 г., сглаженные скользящим средним с шириной окна 5 суток. Нуль соответствует 1 января.

однолетний припайный лед имеет концентрацию близкую к 100 %, уменьшение интегральной сплоченности до 80–90 % в достаточно широкой (порядка 100 км) пространственной области может служить надежным критерием отрыва припайного льда. Изменения интегральной концентрации льда показывают, что в 2007 г. полынья к северо-востоку от п-ова Таймыр открывалась трижды – в первой декаде января, в конце марта и начале апреля (рис. 2 б, в, з). Как и следовало ожидать, интегральная сплоченность демонстрирует сильную антикорреляцию ($r = -0,6$) с положительной (отжимной) компонентой ветра. Сопоставление обеих кривых, изображенных на рис. 3, дает основание использовать в качестве критического значения V_a^* значение 5 м/с, соответствующее уменьшению интегральной концентрации льда до 90 %, которое позволяет удовлетворительно воспроизвести реальную динамику припайного льда в 2007 г. В целом такая величина согласуется с оценками критических скоростей для других акваторий, согласно которым отрыв припая происходит, как правило, при скоростях отжимного ветра в диапазоне 5–10 м/с и более [Головин, 2008; Клячкин, 2011].

Таким образом, несмотря на, безусловно, упрощенное описание образования полыньи, оно имеет под собой известное физическое обоснование, поддерживаемое данными наблюдений, что позволяет использовать его здесь в качестве первого приближения к решению проблемы.

МОДЕЛЬ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Для расчетов использовался вариант термодинамической модели с кристаллизацией в спектре температур, подробно описанный в [Богородский, Пнюшков, 2007; Богородский и др., 2009]. Морской лед представляет собой двухфазную зону, переходящую в самых верхних слоях в сплошной (пресный) лед (рис. 1). При постоянстве потока тепла в слоях снега и льда основные уравнения и граничные условия модели имеют вид

$$T(z, t) = \frac{\Theta - T_1(t)}{h_m(t) - h_i(t)} (z - h_i(t)) + T_1(t), \quad h_i(t) \leq z \leq h_m(t), \quad (2 a)$$

$$f_w \frac{\partial S}{\partial t} = -S \frac{\partial f_w}{\partial t}, \quad T(z, t) = -\gamma S(z, t), \quad (2 \text{ б, в})$$

$$EH = H + LE + R + F, \quad z = -h_s(t), \quad (3)$$

$$\rho_i L f_{w1} \frac{dh_i}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z} - (k_i (1 - f_w) + k_w f_w) \frac{\partial T^+}{\partial z}, \quad S^+ \frac{dh_i}{dt} = -D f_{w1} \frac{\partial S^+}{\partial z}, \quad z = h_i(t), \quad (4 \text{ а, б})$$

$$\rho_i L f_{i2} \frac{dh_m}{dt} = (k_i (1 - f_w) + k_w f_w) \frac{\partial T^-}{\partial z} - q, \quad z = h_m(t). \quad (5)$$

Начальная температура и соленость морской воды считаются заданными по всей толще

$$T = T_\infty \equiv \Theta = -\gamma S_\infty, \quad S = S_\infty, \quad z \in [0, \infty), \quad t = 0. \quad (6 \text{ а, б})$$

В уравнениях (2)–(6): T – температура; S – соленость; t – время; z – вертикальная координата; f – объемная доля фазы; L – скрытая теплота фазового перехода; k – теплопроводность; ρ – плотность; γ – константа, определяющая линейную связь температуры замерзания воды и ее солености; h – положение движущейся границы раздела; Θ – температура замерзания; EH , H , LE , R и F – поток тепла через снежно-ледяной покров, турбулентные потоки явного и скрытого тепла, длинно- и коротковолновый радиационный баланс поверхности; D – коэффициент диффузии соли; q – поток тепла к нижней поверхности льда; знаки $-$ и $+$ обозначают верхнюю и нижнюю стороны границы раздела; индексы m , i , s , w , ∞ , 1 и 2 – лед (морской и пресный), снег, вода (раствор и морская), верхняя и нижняя граница двухфазной зоны. Теплофизические характеристики сплошного и пресного льда, равно как и раствора и морской воды, для простоты полагаются одинаковыми.

Турбулентные потоки тепла H и LE рассчитываются по интегральным аэродинамическим формулам с постоянными коэффициентами обмена. Для расчета R используется формула Ангстрема. Поток F определяется на основе модели, предложенной в работе [Dobson, Smith, 1988].

В качестве атмосферного форсинга в модели для выбранного района использовались среднесуточные данные о температуре и относительной влажности воздуха, атмосферном давлении и скорости ветра за октябрь 2006 – апрель 2007 гг. из NCEP/NCAR реанализа для точки, лежащей внутри области осреднения. Альbedo заснеженного льда принималось равным 0,84. Для описания облачности были использованы обобщенные данные для Арктического бассейна, приведенные в работе [Makshtas et al., 1998]. Динамика снегонакопления выражается статистической зависимостью $h_s = 1/h_m$ [Макумас, 1984]. Начало льдообразования по обоим сценариям определялось условием $T_s < \Theta$, окончание – $T_s > \Theta$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Численные расчеты проводились при следующих значениях входных параметров задачи [Макумас, 1984; Назинцев, Панов, 2000; Ehn et al., 2007; Makshtas et al., 1988]: $\rho_i = 910 \text{ кг/м}^3$, $C_i = 2,09 \text{ кДж/(кг} \cdot \text{°C)}$, $k_i = 2,24 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$, $L = 3,34 \cdot 10^5 \text{ кДж/м}^3$, $\gamma = 0,054 \text{ °C/\%}$, $L^* = 2,55 \cdot 10^6 \text{ Дж/кг}$, $f_{i2} = 0,4$, $D = 2,4 \cdot 10^{-9} \text{ м}^2/\text{с}$, $k_w = 0,5 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$ и $S_\infty = 32 \text{ ‰}$. Нарастание морского льда в течение зимы 2006–2007 гг. в выбранной точке по модели (2)–(6) рассчитывалось по двум сценариям. Первый сценарий предполагал непре-

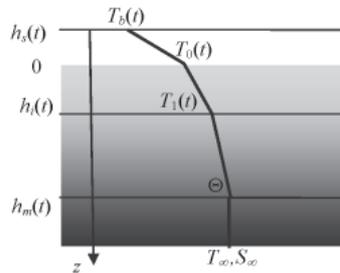


Рис. 4. Схема распределения температуры в слоях снега, льда и воды. Температура нижней поверхности льда равна температуре замерзания воды

рывный, с начала льдообразования, рост льда в течение всей зимы. Вторым учитывал периодический отрыв припая, обусловленный достижением отжимной компонентой ветра критической величины. Атмосферное воздействие и, следовательно, начало и окончание льдообразования (274-й юлианский день (ЮД) 2006 г. и 132-й ЮД 2007 г. соответственно) для обоих сценариев принималось одинаковым. При этом считалось, что возвратное движение оторванного льда отсутствует, так что закрытие полыньи обусловлено только ее замерзанием. Анализ временного хода отжимной компоненты скорости ветра показал, что, согласно выбранному критерию, отрыв припая происходил на 6, 77 и 97 ЮД 2007 г. (рис. 5). Соответственно, с этих дней начинался новый расчет нарастания льда с чистой воды.

Качественный вид полученных распределений позволяет наглядно проследить влияние открытия полыньи на нарастание льда и энергообмен океана с атмосферой. Результаты расчетов показывают, что параметры эволюции припая по первому (непрерывному) сценарию хорошо соответствуют средним величинам для неподвижного льда как по толщине, так и по переходу в очередные возрастные стадии (нилас – серобелый – однолетний тонкий) [Reimnitz et al., 1995]. В соответствии с ними, припай достигает своей максимальной толщины 1,88 м на 223 сутки с начала образования. При этом интенсивность энергообмена моря с атмосферой, как и скорость роста льда, закономерно уменьшается по мере его нарастания. Второй сценарий демонстрирует существенное отличие от первого по толщине выросшего льда, темпам его роста и интенсивности процессов энергообмена (рис. 5). Так, в конце зимнего периода суммарная толщина льда, образующегося в выбранной точке при трехразовом образовании полыньи, достигает 3,84 м, что почти в два раза больше, чем по первому расчетному сценарию (рис. 5а). Безусловно, что этот эффект отчасти объясняется и более тонким снежным покровом, обусловленным выбранной параметризацией снегонакопления. Расчетная скорость льдообразования dh_m/dt в первые сутки после отрыва льда составляет 1,15 см/ч для первого отрыва льда, 0,57 см/ч для второго и 0,08 см/ч – для третьего. Для сравнения, скорость льдообразования в первые сутки на 274-й ЮД 2006 г. составила 0,11 см/ч. Соответствующие величины эквивалентной (т.е. отвечающей термодинамическому состоянию двухфазной зоны) пористости льда составили 0,45, 0,48 и 0,50 соответственно, что объясняется более быстрым ростом твердой фазы (пресноводного скелета льда) при увеличении охлаждения. Аналогичное соотношение наблюдается и для объема льда V , нарастающего на участке акватории полыньи 100×100 м (рис. 5в). Периодически возникающие при открытии полыньи

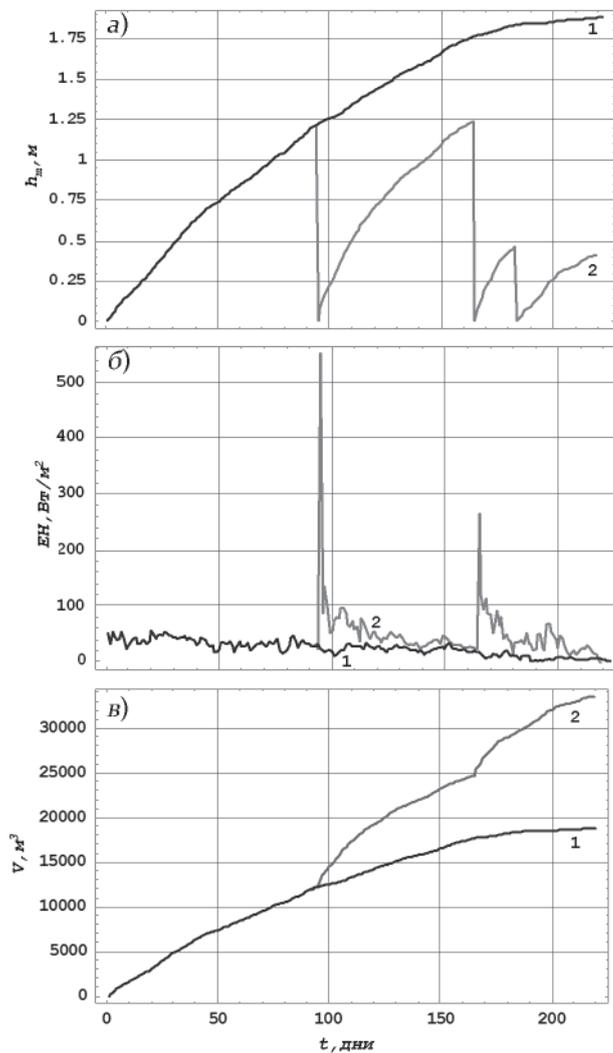


Рис. 5. Временной ход толщины льда (а), потока тепла через снежно-ледяной покров (б) и объема (в) льда, образующегося на участке полярной 100×100 м в точке 77,5° с.ш. и 112,5° в.д. по первому (1) и второму (2) сценариям. Нуль по оси времени соответствует 274 юлианскому дню (1 октября) 2006 г.

температурные контрасты приводят к значительным величинам турбулентного потока явного тепла и потока тепла через снежно-ледяной покров (рис. 5б) и, как следствие, быстрому росту льда (рис. 5а). Сопоставление расчетных данных показывает, что потоки H и EH при отрыве припая почти на два порядка превышают соответствующие величины для более толстого льда, нарастающего с осени. Следует отметить, что такая высокая интенсивность энергообмена затрудняет применение для подобных расчетов термодинамических моделей, использующих классический (фронтный) вариант задачи Стефана, из-за присущего им несоответствия с физикой процесса при быстром льдообразовании [Васильев и др., 1997], не говоря уже о полуэмпи-

рических соотношениях, основанных на «сумме градусо-дней мороза». В то же время лед толщиной 20–40 см, образующийся в полыньях за несколько суток, вносит основной вклад в формирование положительного турбулентного потока H , направленного в атмосферу, препятствуя тем самым ее выхолаживанию вследствие турбулентного теплообмена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Численные эксперименты с использованием модели замерзания в спектре температур позволили оценить влияние регулярно формирующихся в море Лаптевых заприпайных полыней на процессы энергообмена океана и атмосферы и соответствующее нарастание морского льда в зимний период в данном регионе.

Результаты расчетов роста льда и сроков образования полыньи, рассчитанные по превышению отжимной компонентой скорости ветра критического значения, показали хорошее соответствие с экспериментальными данными. Это дает основание считать, что предложенный в настоящей работе подход достаточно адекватно отражает физические процессы интенсивного взаимодействия океана и атмосферы на количественном уровне. Сопоставление результатов моделирования по двум расчетным сценариям показало близкий к двукратному рост образовавшегося в зимний период льда, обусловленный многократным отрывом припая. С учетом значительных площадей, занимаемых заприпайными полыньями, их высокая льдопродуктивность может оказывать существенное влияние на формирование гидрологического режима поверхностного слоя вод и являться важным климатическим фактором, влияющим на состояние СЛО.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богородский П.В., Пнюшков А.В.* Простая модель кристаллизации морской воды в спектре температур // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 4. С. 539–545.
- Богородский П.В., Махитас А.П., Пнюшков А.В.* Нарастание льда со свободной поверхности в условиях нестационарности характеристик энергообмена океана и атмосферы // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 3. С. 359–367.
- Васильев В.И., Максимов А.М., Петров Е.Е., Цыпкин Г.Г.* Тепломассоперенос в промерзающих и оттаивающих грунтах. М.: Наука, 1997. 224 с.
- Головин П.Н.* Роль квазистационарной заприпайной полыньи в формировании плотных шельфовых вод в зимний период и их последующем склоновом каскадинге (на примере моря Лаптевых) // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 11. С. 57–75.
- Гудкович З.М.* Воздействие тангенциальных сил ветра и течений на припай // *Труды ААНИИ*. 1974. Т. 316. С. 96–106.
- Клячкин С.В.* Моделирование эволюции припая в арктических морях // *Метеорология и гидрология*. 2011. № 1. С. 92–101.
- Махитас А.П.* Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
- Назинцев Ю.Л., Панов В.В.* Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
- Barber D.G., Massom R.A.* The role of sea ice in Arctic and Antarctic Polynyas // *Polynyas: Windows To the World* / Eds. W.O. Smith, Jr, D.G. Barber. New York: Elsevier, 2007. Ser. 47. P. 1–43.
- Barber D.G., Yackel G.J., Hanesiak J.* Sea ice, RadarSat-1, and Arctic climate processes: A review and update // *Can. J. Remote Sens.* 2000. Vol. 27(1). P. 51–56.

Divine D.V., Korsnes R., Makshtas A.P., Godtlibsen F., Svendsen H. Atmospheric-driven state transfer of shore-fast ice in the northeastern Kara Sea. // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110. 13 p. C09013, doi:1029/2004JC002706.

Dmitrenko I.A., Tyshko K.N., Kirillov S.A., Eicken H., Hölemann J.A., Kassens H. Impact of flaw polynyas on the hydrography of the Laptev Sea // Elsevier Ser. Global and Planetary Change. 2005. Vol. 48. P. 9–27.

Dobson F.W., Smith S.D. Bulk models of solar radiation at sea // *Quart. J. Royal Met. Soc.* 1988. Vol. 114. P. 165–182.

Ehn J.K., Hwang B.J., Galley R., Barber D.G. Investigations of newly formed sea ice in the Cape Bathurst polynya: 1. Structural, physical, and optical properties // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. C05002, doi:101029/2006JC003702.

Makshtas A.P., Andreas E.L., Syvashchennikov P.N., Timachev V.F. Accounting for clouds in sea ice models // *CRREL Rep.* 1998. Vol. 98-9. 39 p.

Minnett P.J., Key E.L. Meteorology and atmosphere-surface coupling in and around polynyas // *Polynyas: Windows To the World* / Eds. W.O.Smith, Jr, D.G.Barber. New York: Elsevier, 2007. Ser. 47. P. 127–154.

Morales Maqueda M.A., Willmott A.J., Biggs N.R.T. Polynya dynamics: A review of observations and modeling // *Rev. Geophys.* 2004. Vol. 42. RG1004, doi:10.1029/2002RG000116.

Reimnitz E., Eicken H., Martin T. Multiyear fast ice along the Taymyr Peninsula, Siberia // *Arctic.* 1995. Vol. 48. № 4. P. 359–367.

Spreen, G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113, C02S03, doi:10.1029/2005JC003384.

Wetlaufer J.S., Worster M.G., Huppert H.E. Solidification of leads: Theory, experiment and field observations // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 105(C1). P. 1123–1134.

Wetlaufer J.S., Worster M.G., Huppert H.E. The phase evolution of young sea ice // *Geophys. Res. Lett.* 1997. Vol. 24 (10). P. 1251–1254.

Williams W.J., Carmack E.C., Ingram R.G. Physical oceanography of Polynyas // *Polynyas: Windows To the World* / Eds. W.O.Smith, Jr, D.G.Barber. New York: Elsevier, 2007. Ser. 47. P. 55–77.

Willmott A.J., Holland D.M., Morales Maqueda M.A. Polynya Modeling // *Polynyas: Windows To the World* / Eds. W.O.Smith, Jr, D.G.Barber. New York: Elsevier, 2007. Ser. 47. P. 87–122.

P.V.BOGORODSKIYI, A.P.MAKSHTASI, A.V.PNYUSHKOV

MODELING OF ICE GROWTH IN FLAW LEAD

The peculiarities of flaw lead freezing were studied using the conceptual thermodynamic model. Mechanism of polynya forming under wind stress was analysed. Quantitative characteristics of sea ice evolution for the Northeastern Taimyr area of Laptev Sea were obtained with the use of NCEP/NCAR reanalysis data as the atmospheric forcing.

Keywords: Air-sea energy exchange, fast ice separation, flaw lead, ice forming.