

БЫСТРОЕ ТАЯНИЕ ПРИПАЙНОГО ЛЬДА В ЗАЛИВЕ СОГО (БУХТА ТИКСИ) ВЕСНОЙ 2011 г.

д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС, канд. физ.-мат. наук П.В.БОГОРОДСКИЙ,
асп. В.Ю.КУСТОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, maksh@aari.ru

Представлены и проанализированы данные измерений радиационных и термодинамических характеристик припая залива Сого, выполненных в конце мая – начале июня 2011 г. Описаны особенности термометаморфических процессов в ледяном покрове, в том числе – быстрое расплавление его верхних слоев, обусловленное радиационным нагревом. Данные наблюдений дополнены результатами расчетов эволюции тающего ледяного покрова, полученными с помощью концептуальной термодинамической модели.

Ключевые слова: припай, радиационные и турбулентные потоки тепла, снежница, термодинамическая модель.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия устойчиво прослеживается тенденция к уменьшению площади и толщины морских льдов Северного Ледовитого океана [Rothrok, 1999; Makshtas et al., 2003; Comiso et al., 2008], состояние которых является одним из основных индикаторов глобальных климатических изменений. Признаки и последствия этих изменений проявляются как в Центральном Арктическом бассейне, так и в районах арктических островов и архипелагов, где, наряду с ускоренным таянием ледников, наблюдается сокращение площади и особенно продолжительности существования припайных льдов [Макштас и др., 2011].

Припайные льды являются важной частью морского ледяного покрова Арктики, их протяженность и время существования зависят не только от прямого термодинамического воздействия атмосферы и подледного слоя океана, но и в значительной степени от состояния снежного покрова на их поверхности, обладающего теплоизолирующими и отражательными свойствами на порядок выше, чем у бесснежного льда [Gerland et al., 1999; Hanesiak et al., 2001]. Как показали численные эксперименты с нульмерной термодинамической моделью морского льда [Макштас, 1990], вариации величины интегрального альбедо снежного покрова в пределах от 0,83 до 0,87 могут привести к отсутствию таяния модельного льда в летний период при стандартных для Центральной Арктики метеорологических условиях. Неоднородности снежного покрова и обусловленная ими пространственная изменчивость альбедо во многом обуславливают скорость формирования снежниц [Barber, Yackel, 1999; Yackel et al., 2000], процессы таяния льда в которых существенно влияют на баланс массы льдов.

В весенний период 2011 г. на снежно-ледяном покрове залива Сого, на берегу которого расположена Гидрометеорологическая обсерватория Тикси (ГМО Тикси), были проведены натурные исследования начальной стадии термодинамического разрушения припайных льдов. Преимуществом выбранного района является пространственная однородность ледяного покрова (отсутствие восторженных льдов), обусловленная практически полным отсутствием деформационных процессов вследствие дрейфа ледяных полей. В то же время комплексные наблюдения, проводимые в ГМО Тикси, обеспечивают максимально возможную освещенность района исследований необходимыми метеорологическими данными.

В период с 22 мая по 5 июня на маршруте длиной 100 м с дискретностью 10 м было выполнено 10 съемок альбедо снежно-ледяного покрова, сопровождавшихся снегомерной съемкой и отбором кернов льда для оценки вертикального распределения температуры и солености в его толще. Для измерения приходящей и отраженной коротковолновой радиации использовался стандартный пиранометр М-80. Плотность снега определялась снегомером ВС-43. Соленость отобранных образцов льда, полученных распиливанием керна на отдельные фрагменты длиной 20 см сразу после измерения в нем профиля температуры, определялась после их расплавления в лабораторных условиях термосолемером YSI 30М. Кроме этого, при анализе были использованы осредненные за каждый час данные о характеристиках приходящей и отраженной коротковолновой и длинноволновой радиации, измеряемых развернутым в ГМО Тикси комплексом аппаратуры, соответствующим стандартам станции Базовой сети радиационных наблюдений ВМО (http://www.bsrn.awi.de/fileadmin/user_upload/Home/Publications/McArthur.pdf), и данные восьмисрочных стандартных метеорологических наблюдений.

ТЕРМОМЕТАМОРФИЗМ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

На рис. 1 приведены основные характеристики метеорологических и радиационных условий, при которых проводились исследования. Длинноволновый и коротковолновый радиационные балансы рассчитаны с использованием данных об отраженной коротковолновой радиации и длинноволновом излучении подстилающей поверхности, полученных на близлежащем участке тундры. При этом следует отметить, что при сопоставлении данных о величинах и временной изменчивости альбедо поверхности припайных льдов и тундры они оказались практически одинаковыми. Наиболее примечательным на приведенных рисунках является резкое кратковременное повышение температуры воздуха и приземного давления, а также уменьшение относительной влажности воздуха 28–29 мая. Практически в течение суток температура воздуха превышала 12 °С.

Столь значительное повышение температуры воздуха, сопровождающееся увеличением облачности и, соответственно, уменьшением радиационного выхолаживания, привело к полному таянию снега и уменьшению величины альбедо ледяного покрова от 0,8 до 0,25, что практически соответствует альбедо открытой водной поверхности (рис. 2). При этом одновременно с таянием снега на поверхности льда стал формироваться слой воды, глубина которого в конце периода измерений составила от 20 до 25 см.

Следуя классификации [Тышко и др., 2000], можно отметить, что в течение двух недель наблюдений ледяной покров претерпел три (из пяти) стадии таяния, характеризующиеся рядом процессов, обусловленных радиационным прогревом. К ним, прежде всего, следует отнести интенсивную миграцию солевых и воздушных включений,

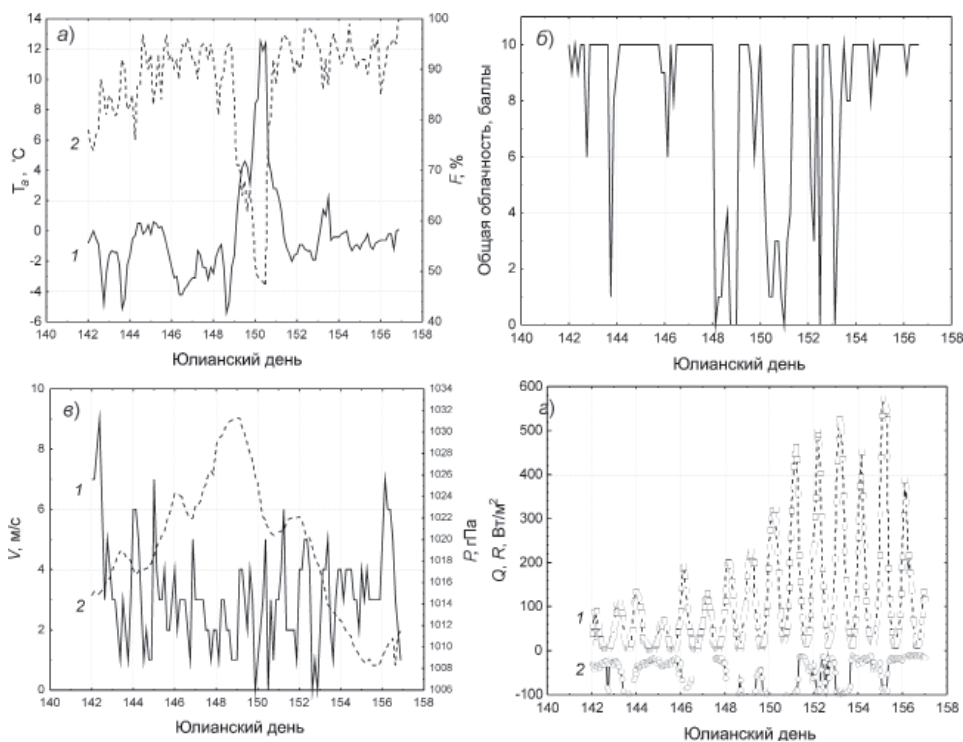


Рис. 1. Метеорологические и радиационные характеристики атмосферы в районе залива Сого по данным ГМО Тикси:

а – температура (1) и относительная влажность (2) воздуха; б – балл общей облачности; в – скорость ветра (1) и атмосферное давление (2); г – коротковолновый (1) и длинноволновый (2) радиационные балансы подстилающей поверхности.

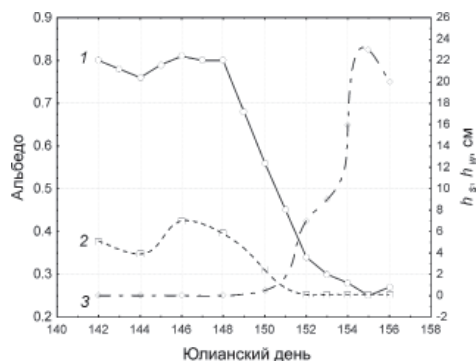


Рис. 2. Осредненные по маршруту альbedo (1), высота снежного покрова (2) и глубина слоя воды (3) в период эксперимента.

которые сами становятся очагами внутреннего таяния, и рост пористости и таяния по межкристаллическим прослойкам, за счет которых происходит помутнение льда, увеличивающее рассеивание и поглощение радиации внутренними слоями. Одновременно в ледяной толще развивались стоковые русла и началась фильтрация талой воды через ледяной покров, способствовавшая его быстрому опреснению (рис. 3).

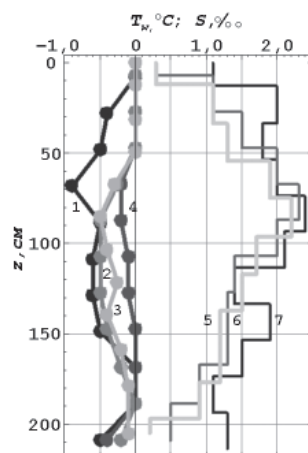


Рис. 3. Вертикальные распределения температуры (1, 2, 3, 4) и солёности (5, 6, 7) припая в начале (1, 2, 7), середине (3, 6) и в конце (4, 5) периода наблюдений.

Двадцать второго мая на припая стали отчетливо проявляться признаки радиационного таяния – оплавливание отдельных зерен снежного покрова и опреснение поверхностных слоев льда (до 1 ‰). С этого дня на поверхности припая стал образовываться слой инфильтрационного льда, а нижние слои снежного покрова – пропитываться водой. В толще льда сформировались солевые поры и стала развиваться сеть стоковых русел диаметром 5–7 мм. Общее опреснение ледяной толщи достигло 1–2,5 ‰, с максимумом солёности на глубине 0,8 м (рис. 3). На этой же глубине был отмечен и минимум температуры ($-0,5 \div -1$ °C).

Тридцатого мая стали формироваться первые снежицы, слой инфильтрационного льда исчез. На следующий день началось интенсивное поверхностное таяние, способствующее углублению снежиц и их объединению в один бассейн. Практически весь припайный лед в пределах видимости превратился в одну гигантскую снежицу. К третьему июня стоковые русла развились по всей толще льда и заполнились водой. Средняя по толщине солёность льда к концу периода наблюдений не превышала 1,5 ‰.

Необходимо еще раз отметить, что таяние верхних слоев льда и образование обширного пространства талой воды, занявшего всю обозримую часть залива Сого, произошло буквально за один день – 31 мая. Причиной столь быстрого таяния стало, кроме непосредственного радиационного и турбулентного прогрева, конвективное перемешивание в слое талой воды, обеспечившее эффективную теплопередачу к поверхности льда [Богородский, 1995]. Действительно, для нагреваемых сверху водоемов теплый распресненный поверхностный слой становится плотнее, чем холодный придонный. Это приводит к опусканию поверхностных вод и их замещению водой придонных слоев. Возникновение конвекции имеет место при динамической неустойчивости слоя расплава, характеризующейся превышением числа Рэлея:

$$Ra = g\beta\Delta Th_w^3 / (\nu_w \cdot \chi_w),$$

где g – ускорение свободного падения; $\chi = k/(\rho C)$, β , k , ν – коэффициенты температуропроводности, теплового расширения, теплопроводности и кинематической вязкости соответственно; ρ – плотность; h_w – положение фазовой границы (глуби-

на снежицы); ΔT – перепад температур между верхней и нижней границей слоя, индекс «и» – талая вода, своего критического значения. Простейшие оценки для $g = 9,81 \text{ м/с}^2$, $\beta = 5 \times 10^{-5} \text{ 1/}^\circ\text{C}$, $\chi_w = 1/19 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, $\nu_w = \text{м}^2/\text{с}$, $h_w = 0,1 \text{ м}$ и $\Delta T = 0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ дают значение числа Рэлея, близкое к 10^6 , что в сотни тысяч раз превышает его критическое значение как для длинноволновой ($Ra = 288$), так и для ячеистой ($Ra = 630$) конвекции. Поэтому учет конвективного перемешивания является одним из краеугольных камней моделирования процессов таяния припайных льдов, учитывающего в явном виде расплавление его верхней границы.

МОДЕЛЬ

Для расчетов интенсивности таяния припайного льда использована модель, подробно описанная в работе [Богородский, Пнюшков, 2010]. Ее основой являются уравнения теплового баланса фазовых границ, движение которых определяется из условия Стефана. Поток тепла через снежно-ледяную толщу полагается постоянным [Макштас, 1984]. Методика решения задачи состояла в последовательном расчете характеристик ледяного покрова на различных этапах его таяния (таяние без образования расплавленной зоны, сход снега, расплавление верхних слоев льда). Общими для них являются граничные условия и параметризация процессов энергообмена на внешних границах. На верхней границе задается условие теплообмена с атмосферой

$$FDI = FSW + FLW + FSH + FLH. \quad (1)$$

На нижней границе $z = h_i(t)$ – классическое условие теплового баланса (Стефана), а также условие замерзания (ликвидуса):

$$\rho_i L \frac{dh_i}{dt} = k_i \frac{\partial T}{\partial z}, \quad T \equiv \Theta = -\Gamma S_w. \quad (2)$$

Здесь: FDI – диффузионный поток тепла через снежно-ледяной покров; FSW , FLW , FSH и FLH – турбулентные потоки явного и скрытого тепла, длинно- и коротковолновый баланс поверхности соответственно; T – температура нижней границы льда, соответствующая солёности S_w подледного слоя воды; Θ – температура замерзания; L – скрытая теплота фазового перехода; t – время; Γ – константа; индексы «i» при параметрах обозначают лед.

Нарастание или таяние льда (без таяния снежного покрова и без образования расплавленной зоны) происходит в течение времени $t_0 < t < t_1$, при $T_b < \Theta$ или $\Theta < T_b < 0 \text{ }^\circ\text{C}$, где T_b – температура верхней поверхности, и описываются одними и теми же уравнениями и граничными условиями. В этом случае на поверхности «снег–лед» $z = 0$, выполняются условия непрерывности распределения температуры и теплового потока:

$$T^- = T^+ = T_0, \quad k_i \frac{\partial T^+}{\partial z} - k_s \frac{\partial T^-}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

где знаки «–» и «+» обозначают верхнюю и нижнюю стороны границы раздела, а «s» – снег.

Сход снега начинается при выполнении условия $T_b = 0 \text{ }^\circ\text{C}$, занимает время $t_1 < t < t_2$ и определяется из балансового соотношения

$$\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} + (FSH + FLH + FSW + FLW - FDI) = 0. \quad (4)$$

В качестве начальных условий задаются рассчитанные на предыдущем этапе толщины слоев льда $h_{i,0}$ и снега $h_{s,0}$:

$$h_{s,0} = h_s(t_1), \quad h_{i,0} = h_i(t_1). \quad (5)$$

Расплавление верхних слоев льда начинается сразу после схода снега и протекает при выполнении условия $T_b > \theta$, где $\theta = -\Gamma S_i$ – температура дна снежницы, соответствующая температуре замерзания воды соленостью S_i . Считается, что весь поток коротковолновой радиации усваивается модельной поверхностью, граничащей с атмосферой. Температура воды в снежнице и движение фронта плавления определяются из системы уравнений

$$(\rho C)_w \left(h_w \frac{dT_w}{dt} + (T_w - \theta) \left(\frac{dh_w}{dt} + w \right) \right) = FDI - FCM, \quad (6)$$

$$\rho_i L \left(\frac{dh_w}{dt} + w \right) = k_i \frac{\partial T^+}{\partial z} + FCM, \quad (7)$$

где FCM – поток тепла ко дну снежницы вследствие конвективного перемешивания, w – скорость фильтрации (дренажа) талой воды; $T_w = T_b$.

Начальными условиями являются толщина слоя льда $h_{i,0}$ и положение фронта плавления $h_{w,0}$:

$$h_{i,0} = h_i(t_2), \quad h_{w,0} = \varepsilon h_i(t_2), \quad (8)$$

где $\varepsilon \rightarrow 0$ – безразмерный малый параметр.

Численные эксперименты с моделью проводились при следующих значениях параметров [Назинцев, Панов, 2000]: $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$, $\rho_i = 910 \text{ кг/м}^3$, $\rho_a = 1,3 \text{ кг/м}^3$, $k_w = 0,58 \text{ Вт/(мК)}$, $k_i = 2,23 \text{ Вт/(мК)}$, $C_w = 4190 \text{ Дж/(кгК)}$, $C_i = 2000 \text{ Дж/(кгК)}$, $L = 333,7 \text{ кДж/кг}$, $\Gamma = 0,054 \text{ }^\circ\text{C/‰}$. При этом полагалось, что стадии внутреннего таяния льда, схода снега и образования снежницы следуют друг за другом, а рекристаллизация талой воды отсутствует. Для FSW использовались проинтегрированные за сутки значения $FSW \downarrow \times (1 - \alpha)$, где α – альбедо, рассчитанное по средним значениям на разрезах (см. рис. 1). Для FLW использовались также проинтегрированные за сутки данные прямых измерений. Расчет FSH и FLH проводился по интегральным аэродинамическим формулам с постоянными значениями коэффициентов тепло- и влагообмена $1,7 \times 10^{-3}$ [Макштас, 1984]. FDI рассчитывался с учетом линейности профилей температуры в слоях снега и льда как $FDI = k_i(T_b - \theta)/(h_i + h_s(k_i/k_s))$, где k_s определялся по данным измерений из формулы $k_s = 2,22362(\rho_s)^{1,885}$ [Yen, 1981]. Поток тепла ко дну снежницы FCM описывался законом «четырёх третьих» для турбулентной конвекции [Taylor, Feltham, 2004]: $FCM = \text{sign}(T_w - \theta)(\rho C)_w J |T_w - \theta|^{4/3}$, где $J = \gamma(g\beta\kappa^2/\nu_w)^{1/3}$, а γ – коэффициент. Термодинамические свойства талой и морской воды для простоты полагались постоянными. Атмосферный форсинг задавался срочными данными Гидрометеорологической обсерватории Тикси в рассматриваемый период.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Расчеты по модели (1)–(8), результаты которых приведены на рис. 4, выполнялись для начальной солености расплава 1 ‰ и характерных для условий эксперимента солености морской воды 10 ‰ и толщины льда 2,1 м. Начальная толщина снега бралась на основе измерений равной 5 см (рис. 2). Модель интегрировалась на 160 ч. Начало расчетов соответствовало 0 ч 22 мая, окончание – 21 ч 5 июня.

Согласно рис. 2, период интегрирования включал в себя нарастание – внутреннее таяние льда (0–53 ч), сход снега (53–170 ч) и расплавление льда (170–348 ч). За этот период рассчитанная осадка льда, обусловленная изменением его структуры, не претерпела сколько-нибудь заметных изменений, составив единицы миллиметров, что соответствует результатам ее измерений *in situ*.

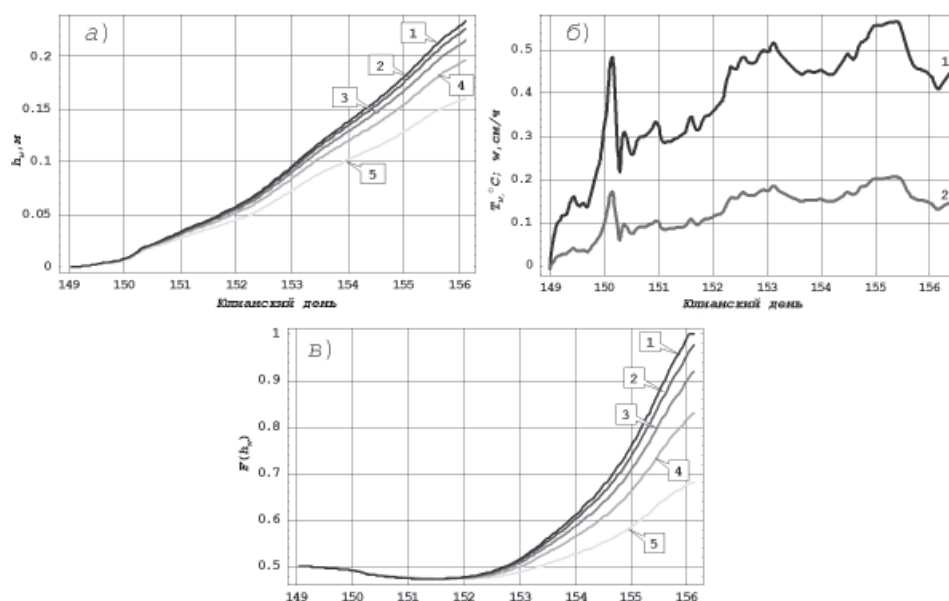


Рис. 4. Модельные оценки *а* – изменения толщины слоя талой воды для скоростей фильтрации 0 (1), 0,1 (2), 0,2 (3), 1 (4) и 2 (5) см/сутки, *б* – изменения температуры талой воды (1) и скорости таяния льда (2) для скорости дренажа 0,2 см/сут., *в* – площади распространения талой воды для скоростей фильтрации 0 (1), 0,1 (2), 0,2 (3), 1 (4) и 2 (5) см/сут.

Рост глубины слоя талой воды, рассчитанный для различных скоростей фильтрации, приведен на рис. 4*а*. Как следует из рисунка, скорость дренажа талой воды оказывает существенное влияние на эволюцию ледяного покрова. Ее значения варьируют в довольно широких пределах. Так, в работе [Taylor, Feltham, 2004] предложено подразделять скорость дренажа на 3 диапазона: низкая (0–1,5 см/сут.), средняя (1,5–2,0 см/сут.) и высокая (> 2,0 см/сут.). Однако для начального периода таяния льда трудно представить, что скорость дренажа сразу устанавливается постоянной, хотя бы потому, что в процессе образования стоковых русел происходит режеляционная перекристаллизация – замерзание инфильтрационной жидкости под влиянием отрицательных температур [Тышко и др., 2000], сохраняющихся, как это следует из рис. 3, в толще льда. Этот процесс, бесспорно, останавливает на некоторое время фильтрацию талой воды. По этой причине скорость фильтрации при моделировании задавалась растущей по линейному закону от 0 на 170 ч модельного времени, до максимальных значений $w_{\max}$, равных 0,1; 0,2; 0,5; 1 и 2 см/сут. на 348 ч интегрирования. Учитывая измеренную глубину расплава, близкую в последний день измерений к величине 23–25 см, $w_{\max}$ может быть оценена величиной 0,1–0,2 см/сут. Именно для такого изменения скорости дренажа были рассчитаны временные изменения скорости таяния льда и температуры талой воды, приведенные на рис. 4*б*.

Ввиду своей важности, скорость дренажа расплава w является предметом рассмотрения почти всех моделей эволюции снежниц [Scott, Feltham, 2010; Lüthje et al., 2006; Taylor, Feltham, 2004]. Теоретически ее можно рассчитать по данным наблю-

дений, используя закон Дарси, причем принципиальными здесь являются значения проницаемости льда π_v . Согласно [Scott, Feltham, 2010] для слоя воды на льду он может быть записан в следующем упрощенном виде:

$$w = \pi_v \frac{g \rho_w h_w^*}{\mu_w h_i^*}, \quad (9)$$

где π_v – проницаемость льда в вертикальном направлении; $\mu_w = (\nu \rho)_w$ – динамическая вязкость талой воды; h_i^* – толщина льда; h_w^* – возвышение поверхности снежницы над уровнем моря. Необходимое для расчетов значение π_v может быть оценено по предложенной в работе [Golden et al., 2001] формуле $\pi_v = 3m^3 \cdot 10^{-9}$, где m – пористость.

В ходе настоящих исследований пористость льда определялась по возвышению ледяного покрова над уровнем моря, измеряемому после каждого выбуривания керна, что дало среднюю величину π_v , близкую к $2,85 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2$. Эта вполне правдоподобная для обсохшего льда величина π_v дала совершенно неправдоподобную оценку скорости фильтрации, превышающую принятую в настоящей работе более чем на два порядка. К сожалению, отбор кернов непосредственно в снежниках при более чем двухметровой толщине льда с помощью ручного бура Черепанова не представлялся возможным и в течение всего периода наблюдений проводился на сухих участках припая. Поэтому определение скорости дренажа непосредственно из наблюдений по выражению (9) было обусловлено невозможностью измерения пористости под слоем расплава и, следовательно, неопределенностью в оценке π_v . В полной мере это относится и к возвышению поверхности снежницы над уровнем моря. По-видимому, с аналогичными проблемами столкнулись и авторы работы [Scott, Feltham, 2010], поскольку, несмотря на приведенную ими формулу (9), они использовали для расчетов постоянную величину π_v , равную $2,4 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. В подтверждение они ссылались на результаты работы [Eicken et al., 2002], в которой было показано, что в ходе таяния величина π_v может меняться на несколько порядков.

Еще одним важным фактором, влияющим на глубину снежницы, является эмпирический коэффициент γ . В современных моделях используется его значение порядка нескольких десятых [Taylor, Feltham, 2004]. Критерием величины γ может служить толщина слоя расплава и температура слоя талой воды T_w , которая уменьшается с ростом γ за счет ускорения плавления льда и, как следствие, понижения T_w . При значении $\gamma = 0,5$, использованном в настоящих расчетах, температура расплава приближается к $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 4б), что соответствует ее средним величинам, измеренным на припае, а также приведенным в работе [Taylor, Feltham, 2004] в качестве типичных для снежницы.

Располагая данными о скорости изменения глубины расплавленного слоя, можно попытаться оценить темпы роста площади ледяного покрова, покрытой снежниками. Соответствующая параметризация была предложена в работе [Pedersen et al., 2009] как для многолетних, так и для однолетних льдов на основе модели эволюции снежниц, описанной в работе [Lüthje et al., 2006], учитывающей расплавление верхних слоев льда как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях и использующей типичную топографию верхней поверхности ледяного покрова, проницаемость льда и скорость дренажа в качестве входных данных. При этом скорость таяния варьировалась с шагом $0,1 \text{ см/сут.}$ от $1,0$ до $3,0 \text{ см/сут.}$ Связь глубины снежницы с площадью ее распространения для однолетнего льда описывается в работе [Pedersen et al., 2009] гиперболической зависимостью:

$$F(h_w) = 0,5 \operatorname{th}(30h_w - 2,5) + 0,5, \quad (10)$$

хорошо согласующейся, по мнению авторов, с результатами наблюдений для относительно мелких водоемов.

Расчеты по формуле (10) для модельных оценок h_w , соответствующих различным скоростям фильтрации (рис. 4а), приведены на рис. 4б. Как видно из приведенного рисунка, сходство распространения талой воды, рассчитанной по формуле (10), с наблюдавшейся в заливе Сого исчерпывается лишь максимальным значением относительной площади, занятой снежницей. При наблюдавшихся 30 мая – 5 июня атмосферных условиях для этого, согласно (10), потребовалось бы около 7 суток, что почти на порядок медленнее, чем в реальности. Интересно, что до 100-го часа относительная площадь снежниц вообще варьирует вблизи начального значения 0,5 и даже опускается ниже его в течение ближайших суток после начала таяния верхних слоев льда, что также не соответствует действительности. По всей видимости, параметризация (10) пригодна для достаточно неоднородных дрейфующих льдов. Однако и в этом случае ее результаты следует рассматривать как сугубо ориентировочные, характеризующие некие примерные значения распространения талой воды на дрейфующем однолетнем льду.

ВЫВОДЫ

Натурные исследования начального периода таяния ровных припайных льдов залива Сого показали, что кратковременное, но достаточно большое повышение температуры воздуха может служить триггером для начала интенсивного таяния снежно-ледяного покрова, не прекращающегося при последующем понижении температуры воздуха ниже точки замерзания. Основой данного механизма является скачкообразное уменьшение альбедо подстилающей поверхности от величины, характерной для свежевыпавшего снега (0,8), до альбедо водной поверхности (0,2). Увеличение вследствие этого доли поглощенной солнечной радиации обуславливает продолжение процесса таяния. Выявлено, что однородность верхней поверхности припая, совместно с отсутствием нарушений его сплошности, определяет быстрое распространение снежниц вплоть до покрытия достаточно глубоким слоем воды (до 25 см) всей наблюдаемой поверхности припайных льдов, толщина которых при этом достигала более двух метров. Данное обстоятельство может послужить источником ошибок при оценке состояния (наличия) ледяного покрова по данным спутниковых наблюдений. При этом имеющиеся параметризации таких темпов распространения снежниц не описывают.

Несмотря на принятые упрощения, разработанная и валидированная по данным наблюдений гидротермодинамическая модель, описывающая начальный, наиболее важный период таяния припайных льдов, оказалась достаточно эффективной. Это позволило не только количественно воспроизвести скорость таяния и временную изменчивость формирующегося на верхней границе ледяного покрова распресненного слоя воды, но и получить новые оценки скорости дренажа через ледяной покров, а также оценить применимость ряда параметризаций процесса формирования снежниц.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 09-05-00652-а, 10-05-92516-ИК_а и 11-05-10066-к).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский П.В. Конвекция в снежнице // Метеорология и гидрология. 1995. № 1. С. 65–69.
2. Богородский П.В., Пнюшков А.В. Влияние снежниц на формирование многолетнего морского ледяного покрова // Океанология. 2009. Т. 49. № 3. С. 359–367.
3. Макинтас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
4. Макинтас А.П., Большакова И.И., Гунн Р.М., Жукова О.Л., Иванов Н.Е., Шутилин С.В. Климат района Гидрометеорологической обсерватории Тикси // Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen, 2011 (в печати).
5. Макинтас А.П., Иванов Б.В. Квазистационарная одномерная модель морского льда // Труды ААНИИ. 1990. Т. 420. С. 18–31.
6. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
7. Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 66 с.
8. Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R. and Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Lett. 2008. 35:L01703.
9. Barber D.G., Yackel J. The physical, radiative and microwave scattering characteristics of melt ponds on Arctic landfast sea ice // J. Remote Sensing. 1999. Vol. 20 (10). P. 2069–2090.
10. Eicken H., Krouse H.R., Kadko D., Perovich D. Tracer studies of pathway and rates of meltwater transport through Arctic summer sea ice // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. № C10. doi:10.1029/2000JC000583.
11. Gerland S., Winther J.-G., Orbak K.B., Ivanov B. Physical properties, spectral reflectance and thickness development of first year fast-ice in Kongsfjorden, Svalbard // Polar Research. 1999. Vol. 18. P. 275–282.
12. Hanesiak J., Yackel J. and Barber D. Effect of melt ponds on first-year sea ice ablation – integration of RADARSAT-1 and thermodynamic modeling // Canadian Journal of Remote Sensing. 2001. Vol. 7. P. 433–442.
13. Golden K.M., Eicken H., Heaton A.L., Miner J., Pringle D.J., and Zhu J. Thermal evolution of permeability and microstructure in sea ice // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34. L16501, doi:10.1029/2007GL030447.
14. Lüthje M., Feltham D.L., Worster M.G. Modeling the summertime evolution of sea-ice melt ponds // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. C02001, doi:10.1029/2004JC002818.
15. Makshtas A., Shoutilin S., Andreas E. Possible dynamic and thermal causes for the recent decrease in sea ice in the Arctic // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108, № C7, 3232, doi:10.1029/2001JC000878.
16. Rothrok D.A., Y.Yu, and G.A. Maykut. Thinning of the Arctic sea-ice cover // Geophys. Res. Lett. 1999. Vol. 26. P. 3469–3472.
17. Scott F., Feltham D.L. A model of the three-dimensional evolution of Arctic melt ponds on first-year multiyear sea ice // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. C12064, doi:10.1029/2010JC006156.
18. Taylor P.D., Feltham D.L. A model of melt pond evolution on sea ice // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. C12007, doi:10.1029/2004JC002361.
19. Pedersen C.A., Roeckner E., Lüthje M., Winter J.-G. A new sea ice albedo parameterization including melt ponds for ECHAM5 GCM // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. D08101, doi:10.1029/2008JD010440.
20. Yackel, J., Hanesiak J. and Barber D.G. Melt ponds on sea ice in the Canadian Arctic Archipelago. Part 1 – Variability in morphology and surface radiation // Journal of Geophysical Research-Oceans. 2000. 105: 22049–22060.
21. Yen Y.-C. Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. CRREL Rep., 1981. 27 p.

A.P.MAKSHTAS, P.V.BOGORODSKIY, V.YU.KUSTOV

**RAPID MELT OF LAND FAST-ICE IN SOGO BAY (TIKSI GULF)
DURING SPRING 2011**

The data of measurements of Sogo Bay land fast-ice radiation and thermodynamical properties are presented and analyzed. The thermo-metamorphic transformations into ice including fast melting of its surface layer due to radiation flux absorption are described. The observational data are completed with the results of melting ice cover evolution computation performed using the conceptual thermodynamic model.

Keywords: land fast-ice, radiation and turbulent heat fluxes, melt pond, thermodynamic model.