

П.В.БОГОРОДСКИЙ¹, А.В.МАРЧЕНКО^{1,2,3}, А.В.ПНЮШКОВ¹

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² – Институт общей физики РАН им. А.М.Прохорова, Москва

³ – Университетский Центр на Свальбарде, Лонгйир

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЗАМЕРЗАНИЯ СНЕЖНИЦ НА МНОГОЛЕТНЕМ ЛЬДУ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА (ПО ДАННЫМ 23-ГО РЕЙСА НЭС «АКАДЕМИК ФЕДОРОВ»)

Представлены результаты наблюдений снежниц на дрейфующих льдах Арктического бассейна, выполненных в июле–сентябре 2005 г. в ходе 23-го рейса НЭС «Академик Федоров», а также термодинамическая модель их замерзания. Показано, что наличие прудов талой воды, даже с небольшой соленостью, является качественным элементом морского снежно-ледяного покрова, оказывающим существенное влияние на его нарастание в целом.

Введение. В последние годы непрерывно возрастает интерес к элементам ледяного покрова и проблеме их учета в прогностических и климатических моделях морского льда [6]. При этом особое внимание привлекают снежницы, или пруды талой воды, которые образуются в период таяния в результате термометаморфических преобразований поверхностных слоев снежно-ледяного покрова [2–4]. Занимая в летний период более 50 % его площади [4] и поглощая долю приходящей солнечной радиации в несколько раз большую, чем остальная часть, талые пруды являются своеобразными энергоактивными зонами морского льда [11]. Пруды талой воды считаются важным элементом арктической климатической системы и неизменно фигурируют в качестве одного из приоритетных объектов программ натуральных исследований взаимодействия атмосферы и океана в Арктическом бассейне [9, 13].

Не менее важна, хотя и гораздо менее изучена, роль снежниц в период замерзания. Поскольку компенсация потока тепла в атмосферу происходит за счет кристаллизации талой воды, замерзающие пруды представляют серьезное препятствие для выхолаживания морского льда. Учитывая значительную площадь и глубину снежниц, которая может достигать нескольких метров [4], можно полагать, что этот процесс в значительной степени определяет термодинамику ледяного покрова в осенний период. Этим объясняется растущий интерес к эволюции снежниц и появление работ [9, 12], в которых на основании натуральных экспериментов предприняты попытки феноменологического описания и моделирования механизмов замерзания снежниц. Известный вклад в исследование характерных режимов теплопереноса и нарастания льда, учитывающих специфику задачи, внесли наблюдения, выполненные в ходе экспедиции «Арктика-2005» (23-й рейс НЭС «Академик Федоров»), В настоящей работе описаны основные результаты измере-

ний, а также развитая на их основе квазистационарная термодинамическая модель процесса. Выявлены основные закономерности изменения толщин слоев рекристаллизационного и морского льда, солёности талой воды, а также соответствующее им изменение параметров энергообмена атмосферы и океана для реального изменения метеопараметров. На основании наблюдений и расчетов предложен сценарий эволюции снежницы в осенне-зимний период.

1. Наблюдения проводились на пяти ледовых станциях: № 2–6 на различных участках акватории Арктического бассейна (табл. 1) с 5 августа до 19 сентября 2005 г. и, таким образом, охватывали переходный для состояния ледяного покрова период завершения таяния – начала льдообразования, что позволило проследить основные этапы замерзания поверхностных водоемов. На станции № 1 проводилась настройка оборудования и отработка методики измерений. К сожалению, время работ на ледовых станциях было жестко ограничено и не превышало 2 суток. Для измерений в режиме зондирования использовался портативный зонд YSE CE300 (США) с погрешностью измерений не менее $\pm 0,2$ °С по температуре и $\pm 0,3$ ‰ по солёности. Дискретность отсчетов по глубине составляла 5 см. Выбирались снежницы различного размера и глубины, образовавшиеся среди разнообразных форм рельефа поверхности многолетнего льда. С установлением на водоемах снежно-ледяного покрова дополнительно измерялись толщины снега и льда.

Таблица 1

Даты выполнения и координаты ледовых станций			
№ ледовой станции	Дата	Координаты	
		φ	λ
1	30.07	75° 56' с.ш.	179° 03' в.д.
2	2.08	77° 20' с.ш.	177° 25' в.д.
3	5.08–7.08	78° 41' с.ш.	178° 11' з.д.
4	30.08–31.08	89° 55' с.ш.	54° 55' в.д.
5	4.09	86° 27' с.ш.	37° 43' з.д.
6	17.09–19.09	85° 27' с.ш.	116° 49' в.д.

Все обследованные снежницы в период максимального развития (станции № 2, 3) располагались на обсохшем ледяном покрове и имели отчетливо выраженные берега, обусловленные стеканием основной массы талой воды под лед [4]. Наибольший размер водоемов варьировал от 2 до 6 м, глубина – от 20 до 105 см. Некоторые из них, независимо от размеров, имели сквозные донные отверстия. Цвет снежниц менялся от светло-голубого до коричневатого и зеленоватого и определялся глубиной, состоянием донного льда и количеством биогенного или взвешенного вещества [10]. Вертикальное распределение температуры определялось теплым ядром в центре водоема (рис. 1а). Максимальная температура воды, зарегистрированная за весь период наблюдений, достигала в ядре 2,2 °С. Снежницы глубиной более 40–50 см имели небольшую солёность, обусловленную вовлечением в летнее таяние глубинных слоев льда. При этом солёная вода концентрировалась в локальных впадинах на дне водоемов. Ряд профилей отражал развитие конвективных процессов, обусловленных инверсией плотности талой воды [1, 2, 12]. Водоемы, расположенные у торосов, как правило, оказывались солоноватыми и характеризовались слоистой стратификацией.

Совершенно иная картина наблюдалась на станции № 4, выполненной в районе географического Северного полюса. За 3 недели, прошедшие с выполнения станции № 3, температура воздуха понизилась до -10 °С, выпал снег и поверх-

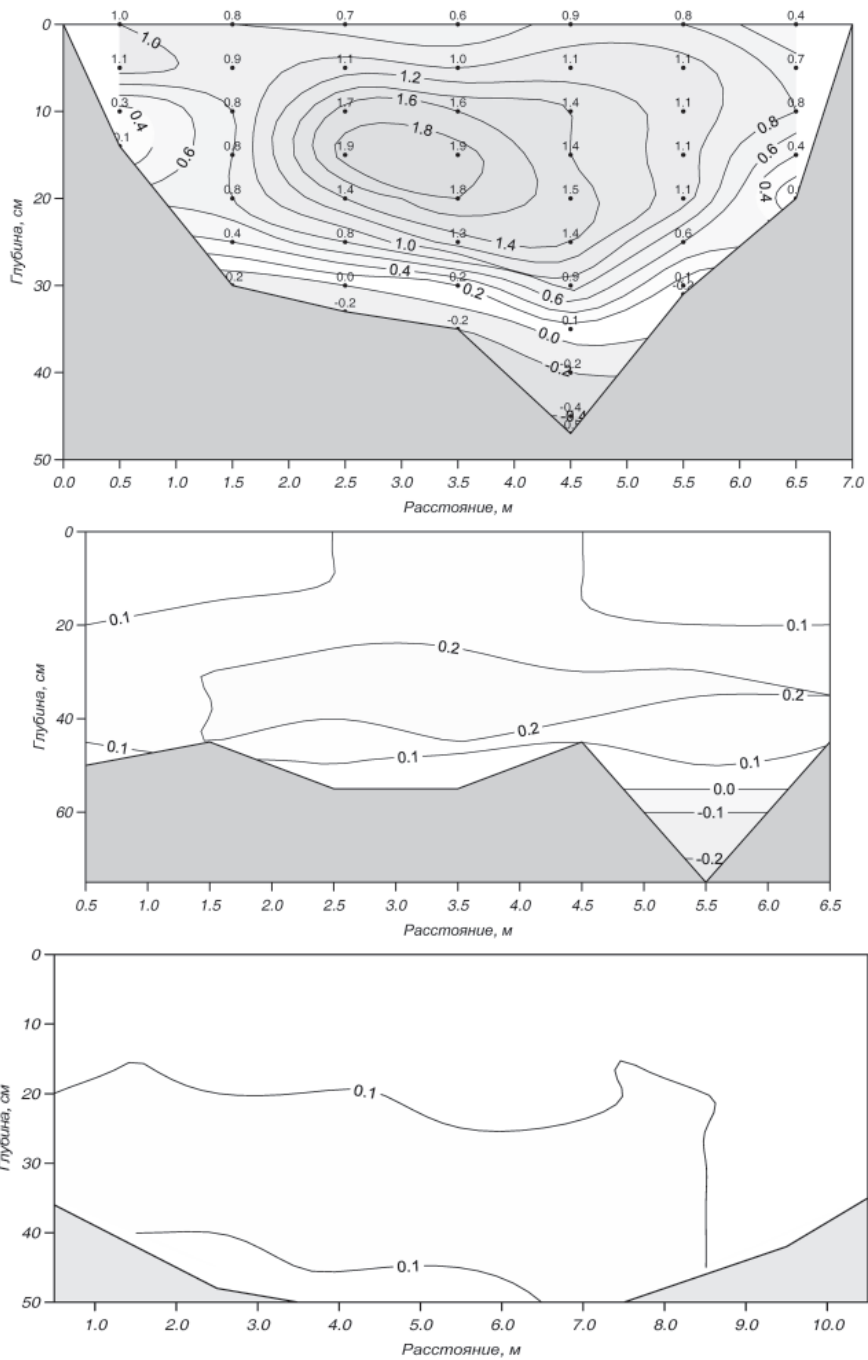


Рис. 1. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) в снежнице: *а* – в период максимального развития (6 августа), *б* – начала замерзания (31 августа), *в* – развития замерзания (18 сентября)

ность снежниц замерзла. Анализ карт приземного давления показал, что понижение температуры воздуха за период между выполнением станций № 3 и № 4 отражало временное изменение синоптической ситуации, типичной для этого времени года. Толщина льда составляла, в среднем, 15–20 см и обнаруживала замечательное соответствие с глубиной снежницы. Слой талой воды значительно выхолодился и стал более однородным (рис. 1б).

Процессы льдообразования и снегонакопления, отмеченные на станции № 4, получили свое дальнейшее развитие на станциях № 5 и 6. На замерзших снежницах установился снежный покров (5 см на станции № 5 и 5–10 см на станции № 6). Слой льда стал еще толще, воды – однороднее (рис. 1в). К началу выполнения станции № 6 теплозапас водоемов был почти исчерпан и они находились в состоянии, близком к полному замерзанию. Снежный покров скрывал реальную конфигурацию снежниц, поэтому измерение их горизонтальных размеров оказалось невозможным. При этом выпавший снег, перераспределенный за счет ветрового переноса, скапливался вдоль контура снежниц, тогда как центральные их части были еще бесснежными. По этой причине лед под снегом вдоль краев на расстоянии 30–40 см у большинства исследованных водоемов отсутствовал, а его наибольшая толщина наблюдалась в их центральных частях (рис. 2).

Для анализа хода замерзания 18 сентября (станция № 6) из верхнего и нижнего слоя льда снежницы были выбурены керны. Их длина составила 30 и 70 см при шестисантиметровой толщине снега на верхней границе. Формирование верхнего слоя льда за счет собирательной режеляционной перекристаллизации в сочетании с инфильтрационным льдообразованием при метаморфизме снежного покрова в весенне-летний период и нижнего в результате интенсивного замерзания морской воды в зоне активной подвижки льда позволяет отнести их соответственно к типам Г4 и В3-В4 по классификации льдов природных водоемов [8]. Замерзший слой талой воды характеризовался пузыристой структурой и молочным цветом. Морской лед имел выраженную волокнистую текстуру с высокой пористос-

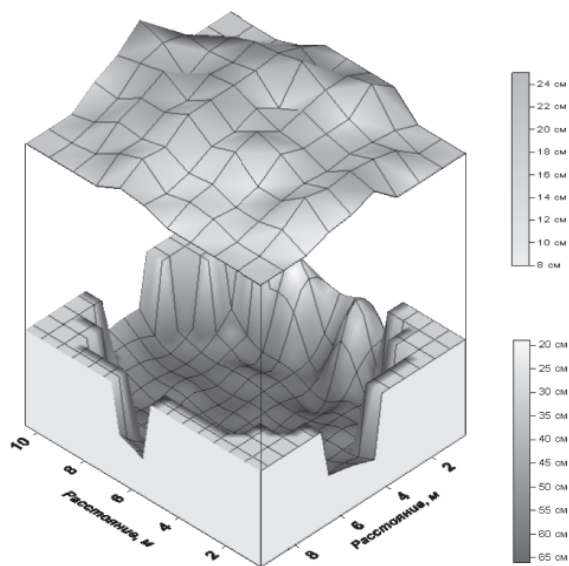


Рис. 2. Распределение толщин льда и глубин (см) в снежнице в начальный период льдообразования (станция № 5)

тью в верхней трети и типичный для этих типов льда серый цвет, светлеющий по мере стока жидкой фазы. Измерения температуры, выполненные сразу после извлечения образцов, показали возможность аппроксимации ее профилей линейной функцией толщины обоих слоев льда.

2. С целью определения основных характеристик процесса рассматривается система, состоящая из двух слоев льда (индекс i) толщины $h_1(t)$ и $h_3(t) - h_2(t)$, разделенных слоем талой воды (индекс w) толщиной $h_2(t) - h_1(t)$ с температурой T_w и соленостью S_w , плавающих на поверхности океана (индекс ∞) с температурой T_∞ и соленостью S_∞ (рис. 3). При этом предполагается, что поток тепла к нижней поверхности морского льда отсутствует, а на поверхности замерзающей снежицы непрерывно образуется снежный покров (индекс s). Специфика задачи заключается в том, что процессы фазового перехода происходят на всех поверхностях системы, разделяющих жидкую и твердую фазы, которые, таким образом, являются неизвестными. На них выполняются условия теплового баланса (Стефана)

$$\rho_i L \frac{dh_j}{dt} = k_i \frac{\partial T}{\partial z}, z = h_j, j = (1-3), \quad (1)$$

где ρ – плотность, L – теплота фазового перехода вода–лед, k – коэффициент теплопроводности, T – температура, z – направленная вниз вертикальная координата.

На границе с атмосферой (индекс a) ставится граничное условие, определяющее тепловой поток

$$k_s \frac{\partial T}{\partial z} = EH, z = -h_s, \quad (2)$$

где в отсутствие солнечной радиации $EH = H + LE + R$ – поток тепла через снежно-ледяной покров; H и LE – турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно; R – радиационный баланс поверхности.

На границе раздела снег–лед выполняются условия непрерывности температуры и теплового потока:

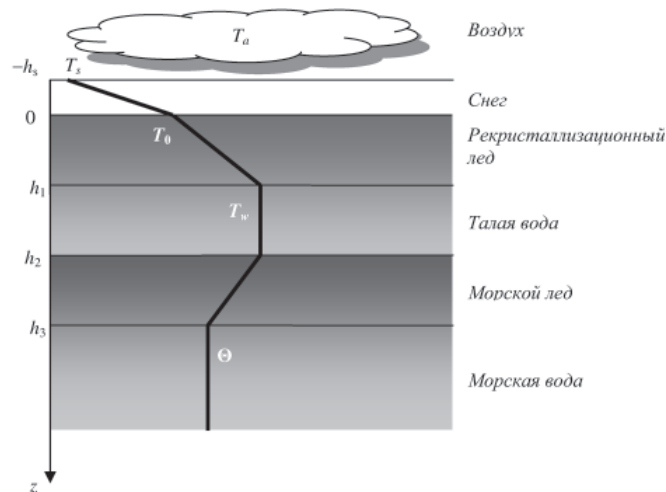


Рис. 3. Схема распределения температуры в слоях снега, льда и воды

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

где индексы + и – обозначают нижнюю и верхнюю стороны границы раздела соответственно. Считается, что температура нижней границы системы равна температуре морской воды, равной, в свою очередь, температуре ее замерзания при данной солености Θ , определяемой из условия локального термодинамического равновесия

$$T_\infty \equiv \Theta = -\gamma S_\infty, \quad z = h_3, \quad (4)$$

где γ – наклон линии ликвидуса. Следуя данным измерений, температура талой воды T_w полагается постоянной по вертикали вследствие конвективного перемешивания, обусловленного полным отторжением растворенных солей при льдообразовании, и также равной температуре ее замерзания:

$$T_w = -\gamma S_w, \quad h_2 < z < h_3. \quad (5)$$

В качестве начальных условий задаются положение фронтов кристаллизации и соленость снежицы:

$$h_1 = \varepsilon h_{2,0}, \quad h_2 = h_{2,0}, \quad h_3 = h_{3,0}, \quad S_w = S_{w0}, \quad t = 0. \quad (6a, б, в, г)$$

Таким образом, в начальный момент времени фронт кристаллизации предполагается уже существующим на некотором малом расстоянии $\varepsilon \ll 1$ (ε – малый параметр) от замерзающей поверхности. Соленость снежицы S_w определяется из закона сохранения растворенной соли соотношением

$$S_w = S_{w0} \frac{h_{2,0} - h_{1,0}}{h_2 - h_1}, \quad h_2 < z < h_3. \quad (7)$$

Профили температуры задаются линейными (рис. 4) с различным наклоном в слоях снега и льда

$$T = \frac{T_s - T_0}{h_s} z + T_0, \quad -h_s < z < 0, \quad (8a)$$

$$T = T_s + \frac{T_w - T_s}{h_1} z, \quad 0 < z < h_1, \quad (8б)$$

$$T = \frac{T_\infty h_2 - T_w h_3}{h_2 - h_3} + \frac{T_w - T_\infty}{h_2 - h_3} z, \quad h_2 < z < h_3, \quad (8в)$$

с таким значением температуры охлаждаемой поверхности T_s , чтобы в начальный момент времени $t = 0$ разность тепловых потоков на границах разделов равнялась нулю и, следовательно, их скорости dh_j/dt , согласно граничному условию (6), также равнялись нулю. Заметим, что вычитание уравнений (1) при $j = 2$ и при $j = 3$ друг из друга с учетом (8) дает

$$\rho_i L \frac{d(h_3 - h_2)}{dt} = 0. \quad (9)$$

Таким образом, очевидно, что в случае отсутствия потока тепла из океана $h_3 - h_2 \equiv const$. Кроме того, линейность профилей температуры позволяет легко рассчитать поток тепла через снежно-ледяной покров (2):

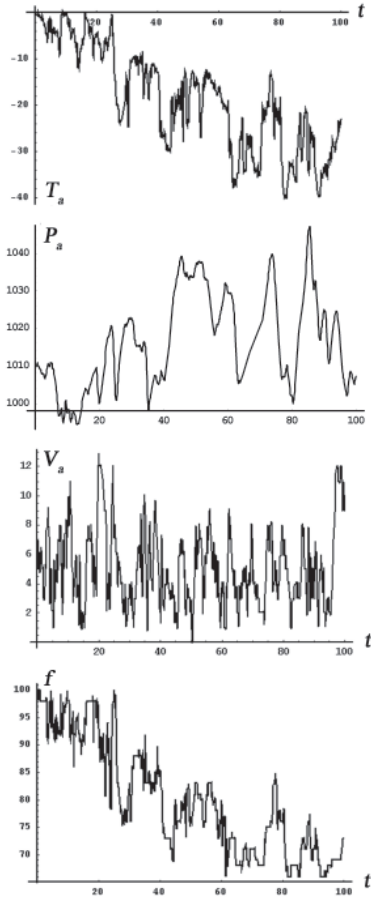


Рис. 4. Временной ход (100 сут.) температуры воздуха (T_a , °C), атмосферного давления (P_a , МПа), скорости ветра (V_a , м/с) и относительной влажности воздуха (f , %). Нулевое значение абсциссы соответствует 25 августа

$$EH = -k_i \frac{T_s - T_w}{h_1 + (k_i/k_s)h_s}, \quad (10)$$

а также, вместе с условием (3), температуру границы снег–лед. Для определения составляющих теплового баланса используются формулы

$$H = \rho_a C_a S t V_a (T_b - T_a), \quad LE = L_a^* D a V_a (q_b - q_a), \quad (11a)$$

$$q_s = (0,622e_0/P_a) 10^{a_1 T_s / (b_1 + T_s)}, \quad q_a = (0,622e_0 f / P_a) 10^{a_1 T_a / (b_1 + T_a)}, \quad (11б)$$

$$R = (T_a + 273)^3 \left((T_a + 273)(a + b \cdot 10^{-ce}) + 4(T_0 - T_a) \right). \quad (11в)$$

В (10) σ – постоянная Больцмана; δ – излучательная способность (степень черноты серого тела); q_a, e, P_a и V_a – удельная влажность, упругость водяного пара, давление и скорость ветра соответственно, измеряемые обычно на высоте 2 м; q_s –

удельная влажность верхней границы снежно-ледяного покрова; St и Da – числа Стэнтона и Дальтона; C – теплоемкость; L^* – удельная теплота испарения; a, b, c, a_1, b_1 – эмпирические коэффициенты. Расчеты по нульмерной термодинамической модели [5], формализованной в виде уравнения теплового баланса (2) для зимнего периода, показали, что параметризация (9) – (10) достаточно хорошо отражает реальные условия теплообмена между океаном и атмосферой через тонкие льды и сравнительно корректно оценивает величины основных потоков тепла [5, 6].

Уравнения (1) совместно с соотношениями (2) – (11) представляют замкнутую систему для нахождения трех неизвестных функций $h_j(t)$, а также температуры осолоняющейся талой воды T_w .

3. Задача (1) – (11) решалась численно при следующих значениях параметров льда: $\rho_l=910$ кг/м³, $k_l=2,24$ Вт/(мК), $L=3,34 \times 10^5$ кДж/м³, $g=0,054$ °С/‰, $L^*=2,55 \times 10^6$ Дж/кг; снега: $k_s=2,24$ Вт/(мК), $\delta=0,6$, $\sigma=5,67 \times 10^{-8}$ Вт/(м²К⁴); воздуха: $\rho_a=1,3$ кг/м³, $C_a=10^3$ Дж/(кг К), $St=Da=1,7 \times 10^{-3}$, $e_0=611$, $a=0,18$, $b=0,25$, $c=0,052$, $a_1=9,5$, $b_1=265,5$ К [6, 7]. Для представления о реальных характеристиках процесса использовались распределения метеопараметров, измеренных на борту НЭС «Академик Федоров» и дрейфующей станции СП-34 (рис. 4). На рис. 5–8 представлены результаты счета для 100-суточного периода, полученные при $S_{w0}=1$ ‰, $S_{w\infty}=32$ ‰, $h_{2,0}=1$ м и $h_{3,0}=2$ м. Рис. 5 изображает временной ход границ раздела h_j и солёности талой воды, рис. 6 – скорости движения границ w_j слоистого (со снежинцей) и w_3 сплошного снежно-ледяного покрова с начальной толщиной $h_{3,0}^*=h_{3,0}$. Изменения температуры границ, а также составляющих теплового баланса поверхности этих видов ледяного покрова изображены на рис. 7 и 8. Для обеспечения сравнимости результатов снегонакопление для слоистого и сплошного снежно-ледяного покрова задавалось одинаковым в форме $h_s=0,1t/(100 \times 24 \times 3600)$ (10 см за 100 суток).

Как и следовало ожидать, основное нарастание льда в системе происходит на верхней границе системы (рис. 5). При этом скорость ее движения w_1 значительно (на порядок) опережает w_2 и w_3 (рис. 6, отрицательные значения обусловлены движением границы вверх). Согласно (9), обе границы морского льда h_2 и h_3 начинают двигаться вверх с одинаковыми скоростями, что означает для верхней границы замерзание, а для нижней – таяние. Этот эффект продолжается до достижения слоев талой воды некоторой критической толщины (солёности), определяемой величинами S_{w0} и $h_{2,0}$ и $h_{3,0}$, после чего граница h_3 начинает двигаться вниз. При длительном замерзании снежинцы расчетная солёность талой воды может достигать сотен промилле при толщине снежинцы менее 1 см. Расчетные данные свидетельствуют о сохранении закономерностей изменения характера движения фронтов h_j , несмотря на скачкообразное изменение T_s , следствием которого является неравномерное нарастание границы h_1 . Замерзающий слой талой воды на поверхности морского льда задерживает нарастание его нижней границы, по сравнению с замерзанием сплошного льда такой же толщины, который начинает нарастать, как только температура его поверхности опустится ниже температуры замерзания морской воды. Как следует из расчетов, соответствующая разность толщин близка к 30 см. При этом снежинца не вымораживается целиком, а продолжает существовать в толще льда в виде тонкой (порядка 1 см) жидкой прослойки. Если положить время замерзания снежинцы как время достижения слоев талой воды критической толщины, то, как видно из рис. 5 и 6, для наблюдающихся температур воздуха оно составит величину порядка двух месяцев. Толщина нижележащего слоя морского льда практически не влияет на темп роста h_2 . Расчеты показывают, что с ростом величины S_0 скорость замерзания несколько уменьшается, что объясняется более медленной кристаллизацией солёной воды.

Для оценки адекватности модели результаты расчетов толщины льда сравнивались с результатами расчетов по эмпирической формуле [3] для снежинцы

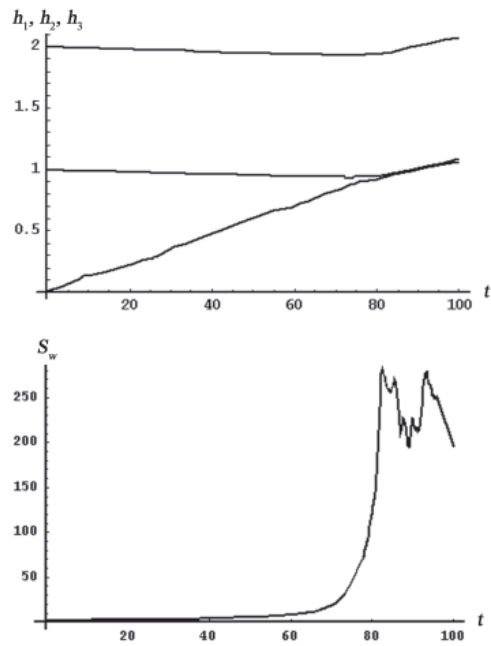


Рис. 5. Временной ход границ раздела h_1 , h_2 и h_3 (снизу вверх) системы (вверху) и солёности талой воды (‰) в течение 100 суток (внизу). Нулевое значение абсциссы соответствует 25 августа

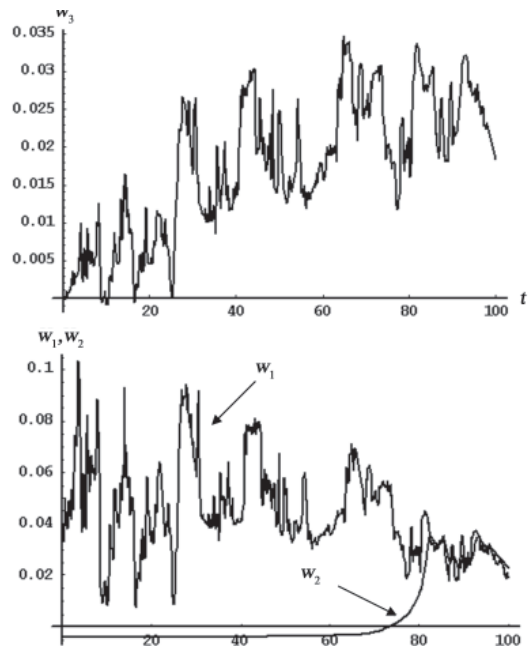


Рис. 6. Скорость движения нижней границы w_3 (см/ч) сплошного льда (вверху) и границ многослойного льда w_1 (см/час) и $w_2=w_3$ в течение 100 суток (внизу). Нулевое значение абсциссы соответствует 25 августа

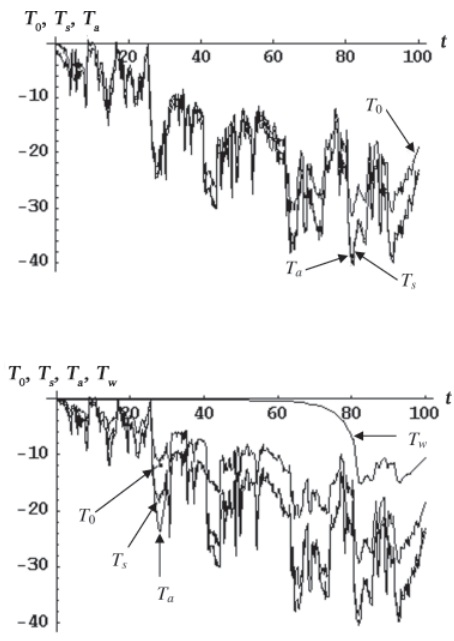


Рис. 7. Временной ход температуры ($^{\circ}\text{C}$) границ сплошного (вверху) и слоистого (внизу) льда в течение 100 суток. Нулевое значение абсциссы соответствует 25 августа

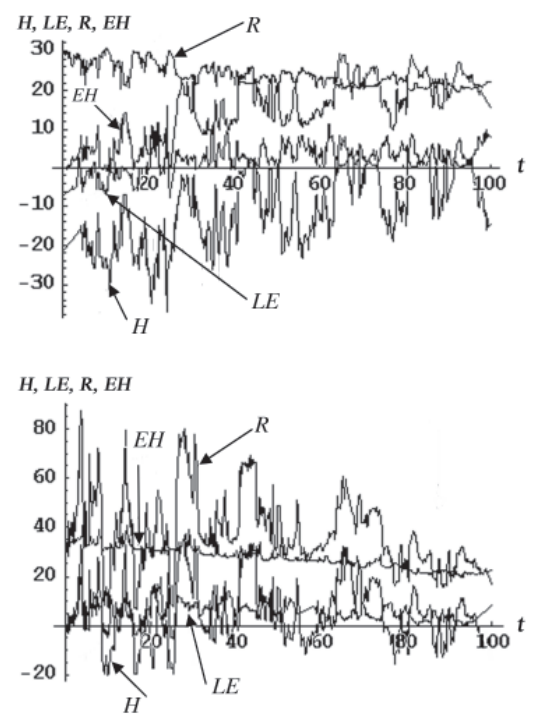


Рис. 8. Временной ход составляющих теплового баланса ($\text{Вт}/\text{м}^2$) сплошного (вверху) и многослойного льда (внизу) в течение 100 суток. Нулевое значение абсциссы соответствует 25 августа

$$h_1^* = -(8 + 4,6\bar{h}_s)\sqrt{64 - 13,5\sum(-T_a)}, \quad (12)$$

где \bar{h}_s – высота снега, осредненная за период нарастания; $\sum(-T_a)$ – сумма градусо-дней мороза. Результаты расчетов, для сопоставимости которых игнорировалось снегонакопление и задавалась постоянная температура $T_a = -10$ °С, приведены в табл. 2. Как следует из сравнения оценок динамики процесса, модельные результаты несколько превышают результаты расчетов по формуле (12). По-видимому, это не является свидетельством завышения толщины растущего льда моделью, поскольку известно, что из-за сложности процессов теплообмена вблизи поверхности снежно-ледяного покрова входящее в модель значение T_s и фигурирующее в соотношении (12) значение T_a , определяемое на высоте 2 м при стандартных наблюдениях, в зависимости от метеопараметров и толщины льда могут отличаться друг от друга на несколько градусов [6]. Очевидно, что для льда на поверхности снежицы разность температур T_s и T_a может быть еще больше. Кроме того, авторы [3] указывали на пригодность своей формулы только для мелководных (20–25 см) водоемов, а также отмечали постоянное занижение рассчитанных по ней толщины льда и времени промерзания по сравнению с наблюдаемыми. Такое различие они объясняли тем, что толщина льда, образовавшегося при полном промерзании снежицы, за счет увеличения объемом льда на 10 % объема воды, из которой он образовался, превышает ее начальную глубину. Последнее обстоятельство является принципиальным для возникновения избыточного гидростатического давления. Поэтому область приложения построенной модели, предполагающей бесконечную протяженность слоя замерзающей воды, ограничена режимом замерзания, когда повышение давления, связанное с льдообразованием, не приводит к понижению температуры фазового перехода.

Таблица 2

Месячное нарастание льда, рассчитанное по модели для $T_a = -10$ °С и формуле (12) в отсутствие снегонакопления

Время, сутки	Сумма градусо-дней мороза	Толщина льда, см	
		h_1	h_1^*
1	10	11	6
5	50	25	20
10	100	35	30
15	150	44	38
20	200	50	44
25	250	55	50
30	300	61	56

Временной ход температуры поверхностей раздела показан на рис. 7. Их величины закономерно связаны с изменением метеопараметров и, в первую очередь, с устойчивым понижением температуры атмосферы T_a . Сравнение показывает, что величина T_s превышает T_a , построенную по данным срочных наблюдений, в среднем на $1,5 \div 2$ °С, доходя в отдельные периоды, соответствующие, в основном, резкому повышению температуры воздуха, до $4 \div 5$ °С. Примерно такая же закономерность отмечается и в увеличивающейся за счет снегонакопления разности величин T_0 и T_s . (Из этого же рисунка следует, что разность соответствующих температур в сплошном льду существенно меньше.) Видно, что для наблюдавшихся процессов в атмосфере значение T_s приближается к значению T_a в течение временного интервала около 65 суток, соответствующего достижению толщиной слоя талой воды критического значения. В течение этого же периода происходит постепенное уменьшение температуры T_w ; далее ее значения скачкообразно

понижаются и следуют общим изменениям температуры верхних границ, превосходя последние на примерно постоянную величину, близкую к 10°C .

Наличие слоя замерзающей воды на поверхности морского льда оказывает существенное влияние на его тепловой баланс по сравнению со сплошным льдом (рис. 8). Модель достаточно адекватно воспроизводит изменчивость вертикальных турбулентных потоков тепла, обусловленную началом зимнего выхолаживания и выявленную на основании теоретических и экспериментальных данных. При этом необходимо учесть, что погрешность определения H и LE по экспериментальным данным составляет не менее 30 %. Важную роль в этом процессе играет снежный покров. Увеличение его мощности приводит к сглаживанию температурных контрастов между приледным слоем воздуха и поверхностью ледяного покрова, а следовательно, и уменьшению потоков тепла [5, 6], что является принципиальным обстоятельством для изменения температуры льда и, тем самым, темпов его нарастания и свидетельствует о важности точной зависимости h_3 от h_2 .

4. Поскольку основное нарастание льда происходит сверху и лед, под действием гидростатического давления, деформируется как упругое тело, замерзание снежницы сопровождается деформацией льда на ее верхней границе, что частично компенсирует увеличение объема жидкой фазы. Следовательно, давление в снежнице и напряжение во льду должны существенно возрастать по мере нарастания объема льда. Однако ни в одной из обследованных снежниц, несмотря на довольно большую толщину образовавшегося льда (до 30 см), признаков избыточного давления (фонтанирование из скважины при пробуривании льда или его вспучивание) не отмечалось. Более того, даже в ходе последних измерений уровень воды в выбуренной скважине ни разу не превышал верхней поверхности льда, а соотношение его надводной и подводной части неизменно подчинялось закону Архимеда. Таким образом, модель качественно правильно описывает теплоперенос в замерзающем на льду слое талой воды в течение достаточно длительного периода и вполне отвечает интуитивным физическим представлениям о процессе.

По-видимому, увеличение давления в жидкой фазе обуславливается характером замерзания снежниц. Как правило, толщина льда наиболее интенсивно увеличивается в центральных частях водоемов; вдоль краев снежниц, где накапливается выпавший снег, скорость его нарастания существенно замедляется. При этом за счет гладкой поверхности растущего льда формирование снежного покрова в центральной части водоема продолжается существенно дольше. Поэтому в то время как эта часть вымораживается полностью, вдоль контура сохраняется жидкая зона, которая, по оценкам [3], затвердевает, в среднем, на 15–20 суток позднее. Очевидно, что в этом случае роста давления в снежнице не происходит. Однако в тех случаях, когда снежница не имеет отчетливо выраженных ледяных берегов или ее поверхность оказывается бесснежной, промерзание распространяется от краев водоема к центру либо происходит равномерно по всей площади. В этом случае возникает естественный вопрос о судьбе жидкой фазы при полном замерзании водоема.

Можно предположить, что увеличивающееся за счет льдообразования (верхнего, нижнего и бокового) гидростатическое давление позволяет воде существовать в жидкой фазе, несмотря на значительное понижение температуры воздуха. Влияние давления на температуру фазового перехода воды аналогично влиянию растворенной соли: давление понижает температуру ее замерзания. Ситуация для ее сохранения становится еще более благоприятной после установления снежного покрова. При этом основным механизмом компенсации роста давления, по-видимому, служит частичное расплавление нижележащих слоев льда за счет понижения температуры замерзания. Физику явления можно пояснить следующим образом. Градиент давления во льду приводит к формированию градиента температу-

ры в слое талой воды. Благодаря условию фазового равновесия, лед плавится в теплой части слоя и замерзает в холодной. В результате слой воды может перемещаться вниз, в сторону более теплого льда – аналогично миграции замкнутых солевых ячеек в толще льда [4]. На это указывает высокая пористость и разрушенность верхней 20-сантиметровой части керна, выбуренного из подстилающего снежницу слоя морского льда. Не исключено, что при достижении слоем воды некоторой критической глубины происходит его поршневое оттеснение в направлении движения фронта по системе сквозных каналов, развитой в нижней части льда вниз, в его толщу и далее – в морскую воду.

Выводы. Сохраняющиеся в период интенсивного льдообразования в толще морского льда снежницы представляют серьезное препятствие для его выхолаживания. Чем толще слой талой воды, тем больше его теплозапас и тем больше время, необходимое для его полного промерзания. Очевидно, что если рост гидростатического давления в жидкости существенно не понизит температуру фазового перехода воды, то нарастания льда под снежницей, до ее полного промерзания, не происходит. Более того, процесс замерзания талой воды сопровождается таянием нижней границы морского льда. С учетом площади снежниц эти эффекты могут иметь большое климатическое значение. В этой связи представляет несомненный интерес постановка на дрейфующих станциях «Северный полюс» долговременных измерений температуры и давления в замерзающем слое талой воды. Была бы крайне желательной и постановка аналогичного лабораторного эксперимента, например, в ледовом бассейне ААНИИ. Результаты подобных наблюдений, выполненных с помощью малоинерционных чувствительных датчиков и растворения красителей в слое талой воды с выбуриванием кернов после полного замерзания водоема, смогли бы при сравнительно небольших затратах существенно расширить современные представления о характере термодинамических процессов в толще морского льда в зимний период.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 05-05-6442) и Программы поддержки ведущих научных школ (НШ 4710.2006.1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский П.В. Конвекция в снежнице // Метеорология и гидрология. 1995. № 1. С. 65–69.
2. Богородский П.В., Макштас А.П. К вопросу о формировании снежниц в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. 1996. № 8. С. 72–80.
3. Бузуев А.Я., Спичкин В.А. Роль снежниц в формировании пространственной неравномерности толщины многолетних льдов в зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 1977. Вып. 49. С. 53–58.
4. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1945. 360 с.
5. Иванов Б.В., Макштас А.П. Квазистационарная нульмерная модель арктических льдов // Тр. ААНИИ. 1990. Т. 420. С. 18–31.
6. Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
7. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
8. Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 66 с.

9. Fetterer F., Untersteiner N. Observations of melt ponds on Arctic sea ice // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. №. C11. P. 24 821–24 835.
10. Grenfell T.C., Maykut G.A. The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin // J. Glaciol. 1977. Vol. 18. P. 445–463.
11. Perovich D.K., Tucker III W.B. Arctic sea ice conditions and the distribution of solar radiation during summer // Ann. Glaciol. 1997. Vol. 25. P. 445–450.
12. 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.
13. Tucker III W.B., Gow A.J., Meese D.A., Bosworth H.W. Physical characteristics of summer sea ice across the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. № C1. P. 1489–1504.

P.V.BOGORODSKY, A.V.MARCHENKO AND A.V.PNYUSHKOV

THE MAIN FEATURES OF MELT PONDS FREEZING ON MULTY-YEAR
ARCTIC SEA ICE (BY OBSERVATIONS DURING THE 23-RD CRUISE
OF RV «AKADEMIK FEDOROV»)

The results of Arctic melt ponds observations performed in the July-September 2005 during the 23-rd cruise of RV «Akademik Fedorov» and also the thermodynamic model of their freezing are presented. The presence of meltwater layers, even with low salinity, is shown to be a qualitative element of sea ice cover which defines its growing pattern.