

ВЛИЯНИЕ РОСТА АРКТИЧЕСКОГО ПРИПАЯ НА ПРОМЕРЗАНИЕ ЛЕЖАЩЕГО ПОД НИМ ДНА

канд. физ.-мат. наук П.В.БОГОРОДСКИЙ¹, науч. сотр. А.В.ПНЮШКОВ^{1,2}

¹ ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, bogorodski@aari.ru

² Международный центр исследования Арктики, Фэрбенкс, США.

В работе представлена концептуальная термодинамическая модель сезонного замерзания слоя морской воды и лежащего под ней слоя донных отложений под влиянием энергообмена моря и атмосферы. Особенностью модели является комбинация способов локализации областей фазового перехода – фронтального для припая и в спектре температур – для слоя донных осадков. С помощью разработанной модели исследованы особенности промерзания дна залива Сога (бухта Тикси) зимой 2009–2010 гг.

Ключевые слова: припайный лед, мелководье, подводная мерзлота, фазовые переходы, взаимодействие моря и атмосферы.

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежные зоны играют особую роль в динамике берегов и дна арктических морей [2]. В холодное время года на их акватории формируется припай – связанный с берегом неподвижный ледяной покров, граница которого обычно проходит по изобатам 20–30 м. Становление припайного льда начинается вблизи берегов, где выхолаживание воды происходит быстрее и имеет ряд особенностей, связанных со спецификой льдообразования на мелководье [2, 5]. На малых глубинах слой воды промерзает полностью и лед ложится на грунт, оказывая непосредственное влияние на изменение его физико-механических свойств, в том числе за счет промерзания донных осадков и появления новообразований мерзлых пород [3, 5, 8].

Несмотря на важность проблемы формирования криолитозоны шельфа и ряд соответствующих экспериментальных и теоретических работ [10, 11, 13, 14], промерзание донных осадков изучено довольно слабо. Помимо дефицита данных измерений, важным фактором, осложняющим понимание особенностей формирования донной мерзлоты, является игнорирование взаимосвязей в системе «морской лед–рассол–грунт». Имеющиеся модели, как правило, не описывают взаимодействия пограничных слоев моря, атмосферы и дна [11]. Как следствие, адекватное математическое описание промерзания донных осадков, несмотря на настоятельную потребность в нем, до настоящего времени отсутствует, а необходимые расчеты льдообразования зачастую ведутся, как и полвека назад, по полуэмпирическим зависимостям, использующим «сумму градусо-дней мороза» [12].

Ниже представлена, по-видимому, первая концептуальная модель замерзания под влиянием меняющихся атмосферных условий граничащих друг с другом слоев морской воды и засоленного грунта как единой системы, что принципиально отличает ее от аналогов для отдельных сред [11]. Особенностью модели является использование обоих известных способов локализации области фазового перехода – классического (фронтального), для припая и в спектре температур – для слоя донных осадков. Поскольку основная цель настоящей работы – моделирование

формирования сезонной мерзлоты, исследование ограничено случаем промерзания изначально талого подводного грунта (вся субаквальная мерзлота полностью оттаивает к началу льдообразования) и рядом других упрощающих предположений. На верхней границе рассматриваемой системы задается условие теплового баланса, а на нижней вводится геотермический поток тепла. С помощью разработанной модели исследованы особенности сезонного промерзания воды и дна залива Сого (бухта Тикси) зимой 2009–2010 гг. и получены количественные характеристики процесса. Выявленные на их основе взаимосвязи между всеми слоями системы позволяют рассчитывать процессы промерзания донного грунта на региональном или локальном уровне.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Рассматривается плоскопараллельный процесс промерзания системы, состоящей из контактирующего с воздухом (индекс «а») слоя морской воды (индекс «w», $0 \leq z < h$), и насыщенного ею же полубесконечного слоя талого грунта (индекс «th», $h < z < \infty$), где z – направленная вниз вертикальная координата (рис. 1а). Льдообразование в слое воды описывается классической задачей Стефана с учетом накопления снега (индекс «s») на поверхности растущего морского льда (индекс «i»), льдообразование в слое донных осадков – вариантом задачи Стефана с протяженной двухфазной (частично мерзлой) областью (индекс «m»), в которой кристаллизация воды происходит в спектре температур. Слой воды к началу льдообразования считается полностью выхолаженным. Из-за более высокой скорости процесса распространения тепла по сравнению с диффузией соли [3] математическая формулировка задачи предполагает трехслойную структуру промерзающего грунта: верхний талый слой – двухфазная зона – полубесконечный нижний талый слой (рис. 1б). В талых зонах $h < z < h_2$ и $h_2 < z < \infty$ отсутствует лед; в двухфазной зоне ($h < z < h_1$) фазовый состав равновесной смеси льда и незамерзшего раствора характеризуется искомой функцией влажности $v(z, t)$ – объемной доли воды в единице порового объема, значение которой на фронтах фазовых переходов может изменяться скачкообразно. Все границы разделов (индексы «0», «1», «2» и «3» соответственно) представляют собой плоские поверхности, процессы энергообмена на которых считаются квазистационарными, что достаточно хорошо описывает реальную ситуацию, когда слои имеют высокие теплоизолирующие свойства, а их толщины сравнительно невелики

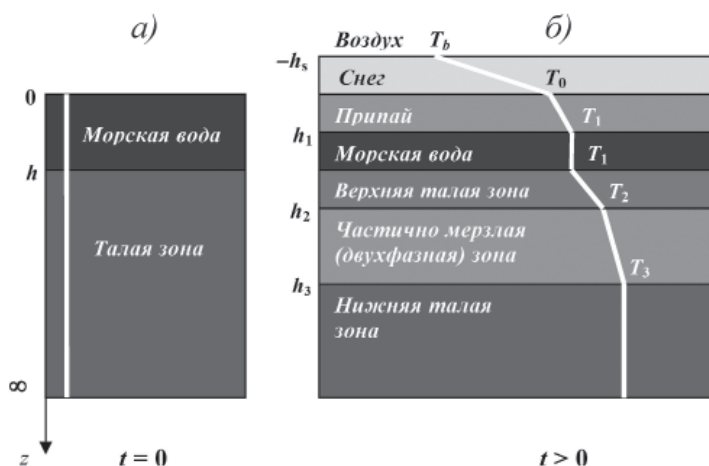


Рис. 1. Схема распределения температуры (белая ломаная линия) в слоях системы до (а) и после (б) начала льдообразования

[6]. С учетом принятых в термодинамике грунтов допущений [3, 9] предполагается, что замерзающий слой донных осадков представляет собой пористую среду, насыщенную только льдом и незамерзшей водой, скелет которой (индекс «g»), лед и поровая жидкость несжимаемы и неподвижны; молекулы примеси в кристаллической структуре льда отсутствуют, а вся растворенная соль при образовании льда отторгается в объем незамерзшей влаги. Изменением плотности и химического состава жидкой фазы при фазовом переходе пренебрегается.

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Распространение тепла в слоях снега $-h_s \leq z \leq 0$ и льда $0 \leq z \leq h_1$ описывается уравнениями теплопроводности:

$$(\rho C)_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_s \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad -h_s \leq z \leq 0; \quad (1)$$

$$(\rho C)_i \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_i \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad 0 \leq z \leq h_1. \quad (2)$$

Здесь полагается, что T – температура; t – время; C – теплоемкость; ρ – плотность; k – теплопроводность.

Подледный слой воды $0 < z < h$ полагается однородным вследствие конвективного перемешивания, обусловленного полным отторжением растворенных солей при льдообразовании. Его температура считается постоянной и равной температуре замерзания для данной солености S , имеющей вид

$$T = T_{eq} - \alpha S,$$

где α и T_{eq} – константы. Концентрация определяется из закона сохранения растворенной соли уравнением

$$S = S_0 (h - h_{1,0}) / (h - h_1(t)), \quad z \in (h_1, h), \quad (3)$$

где индекс «0» обозначает начальный момент времени $t=0$. Приток тепла к нижней поверхности льда не учитывается.

В талой зоне $h < z < h_2$ происходят диффузионные процессы перераспределения температуры и концентрации растворенной соли:

$$(\rho C)_{th} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{th} \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (4a)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = D \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}, \quad t > 0. \quad (4b)$$

В двухфазной зоне $h_2 < z < h_3$ уравнения тепломассопереноса имеют вид

$$\frac{\partial}{\partial t} [(\rho C)_m T] + m \rho_i L \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (5a)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (vS) = D \frac{\partial}{\partial z} \left(v \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad z \in (h_2, h_3), \quad t > 0. \quad (5b)$$

Кроме того, здесь выполняется условие термодинамического равновесия

$$T = T_{eq} - \alpha S.$$

В уравнениях (1)–(5)

$$(\rho C)_m = (1 - m)(\rho C)_g + m v (\rho C)_w + m(1 - v)(\rho C)_i; \quad (\rho C)_{th} = (1 - m)(\rho C)_g + m(\rho C)_w;$$

$$k_m = (1 - m)k_g + m v k_w + m(1 - v)k_i; \quad k_{th} = (1 - m)k_g + m k_w;$$

L – скрытая теплота фазового перехода; D – коэффициент диффузии соли; m – пористость.

На верхней границе системы выполняется граничное условие, определяющее суммарный тепловой поток в атмосферу:

$$k_s \frac{\partial T}{\partial z} = EH, \quad z = h_b, \quad (6)$$

где $EH = H + LE + R$; H и LE – турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно; R – длинноволновый радиационный баланс поверхности (для простоты коротковолновая радиация для осенне-зимнего периода игнорируется).

На поверхности, разделяющей снег и лед, выполняются условия непрерывности распределения температуры и теплового потока:

$$T^- = T^+ \equiv T_0, \quad k_i \frac{\partial T^+}{\partial z} - k_s \frac{\partial T^-}{\partial z} = 0, \quad z = 0, \quad (7a, б)$$

где знаки «-» и «+» обозначают верхнюю и нижнюю стороны границы раздела.

На движущейся поверхности фазового перехода выполняются условия сопряжения:

$$T^- = T^+ = T_{eq} - \alpha S \equiv T_1, \quad z = h_1(t), \quad (8a, б)$$

– непрерывность распределения температуры при переходе через поверхность раздела фаз и условие термодинамического равновесия;

$$\rho_i L \frac{dh_1}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z}, \quad (8в)$$

– тепловой баланс (классическое условие Стефана).

Неподвижная граница $z=h$ охлаждается морской водой, температура которой равняется температуре нижней поверхности растущего льда:

$$T^- = T^+ = T_{eq} - \alpha S \equiv T_1, \quad z = h. \quad (9)$$

На верхней границе двухфазной зоны выполняются условия баланса тепла и массы соли, учитывающие искомую величину влажности v_2 на ней, а также условие сопряжения (ликвидуса):

$$(1 - v_2) \frac{dh_2}{dt} - v_2 D \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right)^+ + D \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right)^- = 0, \quad (10a)$$

$$m(1 - v_2) \rho_i L \frac{dh_2}{dt} = k_m \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^- - k_m v_2 \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^+, \quad (10б)$$

$$T^- = T^+ = T_{eq} - \alpha S \equiv T_2, \quad t > 0. \quad (10в)$$

Для нижней границы раздела двухфазной и талой зон ставится условие Стефана, а также условие сопряжения (ликвидуса):

$$m(1 - v_3) \rho_i L \frac{dh_3}{dt} = k_m \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^- - Q, \quad (11a)$$

$$v^- = v_3, \quad v^+ = 1, \quad T^- = T^+ = T_{eq} - \alpha S \equiv T_3, \quad z = h_3(t), \quad t > 0, \quad (11б, в, г)$$

где Q – геотермический поток тепла. Диффузией соли здесь пренебрегается.

Начальные условия имеют вид $t = 0$:

$$T(z, 0) = T_0, \quad S(z, 0) = S_0, \quad z \in [0, h], \quad (12a, б)$$

$$v = v_{\infty} = 1, \quad h_1(0) = 0, \quad h_2(0) = h_3(0) = h, \quad (12\text{в}, \text{з}, \text{д})$$

$$T = T_0, \quad S = S_0, \quad z \in [h, \infty).$$

ПАРАМЕТРИЗАЦИИ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Условие постоянства потока тепла через снежно-ледяной покров (5) выражается формулой

$$EH = -k_i \frac{T_b - T_1}{h_1 + h_3 (k_i / k_s)}, \quad (13)$$

причем профили температуры являются линейными, с различным наклоном в слоях снега, льда и грунта. Для определения составляющих теплового и радиационного баланса поверхности используются соотношения, хорошо зарекомендовавшие себя в многочисленных расчетах энергообмена моря и атмосферы через льды различной толщины [2, 6]:

$$H = (\rho C)_a St u (T_b - T_a), \quad LE = L^* \rho_a Da u (q_b - q_a), \quad (14\text{а}, \text{б})$$

$$R = \delta \sigma (T_a + 273)^3 \left[(T_a + 273) (0,18 + 265,5 \times 10^{-0,052e}) + 4 (T_b - T_a) \right] (1 - 0,82 n), \quad (14\text{в})$$

где u – скорость ветра; St и Da – коэффициенты тепло- и влагообмена (влияние стратификации не учитывается); L^* – удельная теплота возгонки; q – удельная влажность; σ – постоянная Больцмана; δ – излучательная способность льда; e – упругость водяного пара; n – балл облачности. Подстановка параметризаций потоков (14а, б, в) в уравнение (5) дает трансцендентное алгебраическое уравнение для температуры охлаждаемой поверхности T_b , определение которой сводит модель к системе уравнений теплового и массового баланса поверхностей фазовых переходов (5)–(7). Необходимое для ее решения значение v_2 определяется интегрированием уравнения (5б) при условии $D \rightarrow 0$ с учетом (10в) и (11з), которое дает распределение влажности внутри двухфазной зоны

$$v = \frac{v_2 T_2 (h_2 - h_3)}{(T_2 - T_3)(z - h_2) + T_2 (h_2 - h_3)}, \quad (15)$$

откуда

$$v_2 = v_3 (T_3 / T_2). \quad (16)$$

Из этих же соображений, аппроксимируя влажность ее стационарным аналогом [13] $v = \text{const}$ и интегрируя уравнение (5б) по времени, а затем по толщине слоя, можно получить ее эквивалентное значение

$$v_{eq} = 2T_3 v_3 / (T_2 + T_3), \quad (17)$$

отвечающее термодинамическому состоянию двухфазной зоны. При этом влажность нижней границы v_2 является свободным параметром, значение которого не может быть определено из рассматриваемой модели, а задается *a priori*.

Численные эксперименты с моделью проводилось при следующих значениях параметров сред [3, 6, 7]: $\rho_w = 1000$ кг/м³, $\rho_i = 910$ кг/м³, $\rho_s = 2000$ кг/м³, $\rho_a = 1,3$ кг/м³, $k_w = 0,58$ Вт/(мК), $k_i = 2,23$ Вт/(мК), $k_s = 0,31$ Вт/(мК), $k_g = 2$ Вт/(мК), $C_w = 4190$ Дж/(кгК), $C_i = 2000$ Дж/(кгК), $C_s = 1920$ Дж/(кгК), $C_a = 1000$ Дж/(кгК), $m = 0,35$, $L = 333,7$ кДж/кг, $\alpha = 0,054$ °С/‰, $T_{eq}^* = 0$ °С, $L^* = 2,55 \times 10^6$ Дж/кг, $Q = 0,06$ Вт/м², $\delta = 0,98$, $\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$ Вт/(м²К⁴), $St = Da = 1,7 \times 10^{-3}$. Ввиду отсутствия данных о влажности границы мерзлой и талой зон, значение v_2 выбиралось в пределах $0,5 \leq v_2 \leq 0,6$ согласно соображениям, изложенным в [1]. В качестве объекта моделирования был принят мелководный (глубина 5 м) залив Сого, расположенный в юго-западной

части бухты Тикси (губа Буор-Хая). Атмосферный форсинг, включая динамику снегонакопления на припае, задавался по данным зимы 2009/10 г. гидрометеорологической обсерватории Тикси, расположенной на берегу залива.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Расчеты, результаты которых изображены на рис. 2–4 выполнялись для начальной солёности воды 10 ‰ и глубин 1, 1,5, 2, 3 и 5 м, для которых сохраняется адекватность принятого в модели предположения о квазиоднородности подледного слоя. Модель интегрировалась на 240 сут. Начало расчетов (0 по оси абсцисс) соответствовало понижению температуры поверхности ниже точки замерзания (1 октября 2009 г.), окончание – ее повышению до 0 °С (1 июня 2010 г.).

Нарастание припая на различных глубинах изображено на рис. 2. Как видно, характер его роста в течение первых 70 суток примерно одинаков. Далее на мелководье наблюдается прекращение роста льда, обусловленное осолонением подледного слоя, которое для глубины 1 м может достигать 800 ‰, что соответствует температуре замерзания ниже 43 °С (рис. 3а). Минимальная толщина жидкой прослойки между нижней поверхностью припая и дном составила для глубины 1 м – 1,3 см (достигнута на 138 сутки с начала льдообразования), 1,5 м – 2,35 см (170 сутки), 2 м – 7,0 см (212 сутки), 3 м – 82,8 см (227 сутки). На глубинах, превышающих 3 м, влияние осолонения на толщину припая становится незначительным. Сохранение прослойки рассола теоретически исключает смерзание припая с дном даже при самых низких температурах, что не противоречит результатам лабораторных

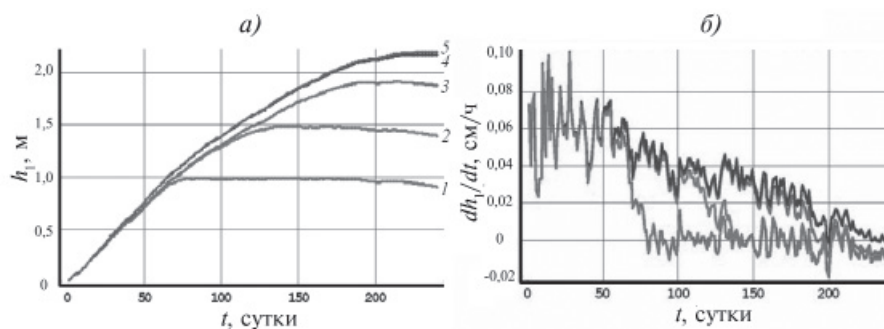


Рис. 2. Модельные оценки изменения толщины и скорости нарастания припая для бассейна глубиной 1 (1), 1,5 (2), 2 (3), 3 (4) и 5 (5) м

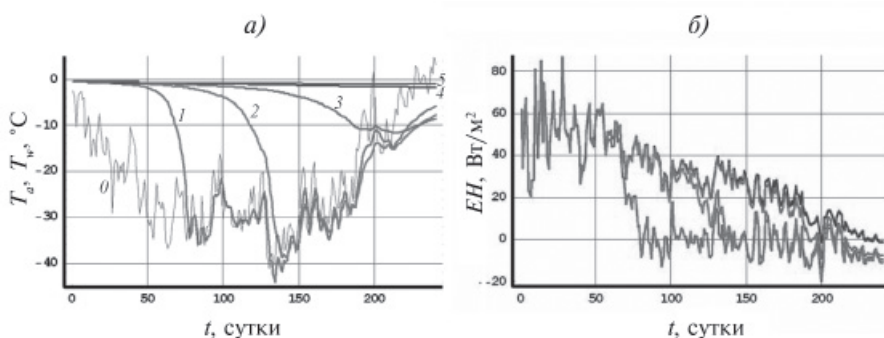


Рис. 3. Модельные оценки изменения температуры подледного слоя (а) и потоков тепла через припай (б) для бассейна глубиной 1 (1), 1,5 (2), 2 (3), 3 (4) и 5 (5) м. Линия 0 на рис. 3а изображает временной ход температуры воздуха

экспериментов (соответствующие данные для естественных условий авторам неизвестны), согласно которым адгезия льда с повышением минерализации уменьшается [5]. Модельные результаты хорошо совпадают с измеренными зимой 2009/10 г. характеристиками припая в заливе Сого, как по толщинам, так и по переходам в очередные возрастные стадии – от ниласа до однолетнего толстого льда. Так, толщина припайного льда по данным измерений достигла максимального значения 2,21 м на 226 сутки с начала льдообразования, что практически не отличается от результатов модели – 2,19 м и 228 сутки, соответственно.

Поток тепла через морской снежно-ледяной покров бассейна различной глубины изображен на рис. 3б. Как видно, во второй половины зимы за счет повышения температуры воздуха температура нижней поверхности льда оказывается ниже, чем верхней, что приводит к смене направления потока тепла через ледяной покров и, в силу условия Стефана, его таянию, несмотря на сохраняющуюся отрицательную температуру воздуха. Особенно сильным этот эффект оказывается на мелководье, где слой рассола охлаждается сильнее всего. Таким образом, припайный лед здесь будет таять, в то время как в более глубоких местах – нарастать.

Вследствие охлаждения на границе $z = h$, происходит продвижение фронта замерзания. Эволюция толщины частично мерзлого слоя изображена на рис. 4а. Согласно имеющимся представлениям считается, что промерзание донных осадков начинается после полного вымораживания слоя воды и смерзания льда со дном. Результаты моделирования показывают, что в рамках принятой постановки задачи рост мерзлоты начинается значительно раньше, практически одновременно с началом кристаллизации морской воды. Нарастание верхней талой зоны, обусловленной таянием образовавшегося в порах льда, при отрицательной температуре при контакте с рассолом, из-за малой величины диффузии соли, ограничено единицами мм и качественно повторяет рост частично мерзлого слоя. Как и следовало ожидать, наиболее быстро замерзает дно на глубине 1 м – последовательное понижение температуры замораживающей жидкости приводит ко все более полному промерзанию среды. При росте глубин от 1 до 5 м наблюдается уменьшение толщины двухфазной зоны от 5 до 0,5 м. Такое понижение его толщины почти на порядок уменьшает эквивалентную влажность двухфазной зоны (рис. 4б). Благодаря насыщению грунта морской водой, ее начальная соленость не оказывает существенного влияния на рост мерзлоты. Расчеты показывают, что при глубине 1,5 м с ее ростом от 5 до 25 ‰ соответствующая толщина увеличивается лишь с 3,36 до 3,5 м.

Вообще говоря, несмотря на правдоподобность полученных величин, в целом отвечающих интуитивным представлениям об исследуемом процессе, из-за ряда допущений, принятых при постановке задачи, их следует рассматривать как сугубо оценочные, характеризующие экстремальные значения параметров эволюции рас-

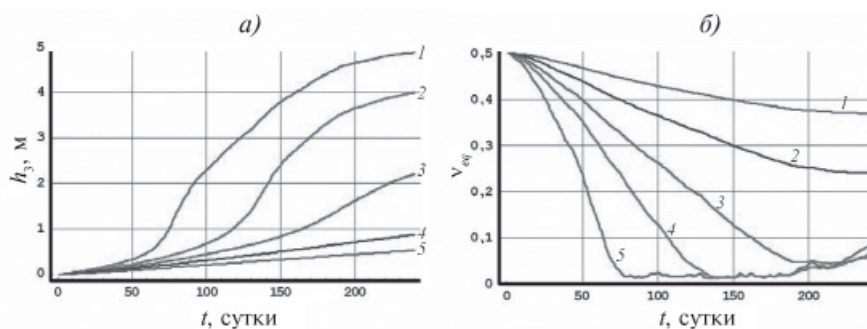


Рис. 4. Модельные оценки эволюции толщины двухфазного (а) слоя грунта и его эквивалентной влажности (б) для бассейна глубиной 1 (1), 1,5 (2), 2 (3), 3 (4) и 5 (5) м в осенне-зимний период

смаатриваемой системы. Прежде всего, вследствие горизонтального перемешивания и адвекции, которые одномерная модель не воспроизводит в принципе, в условиях ровного дна реальные величины солености, скорее всего, не достигают расчетных значений. Их учет в рамках применяемого подхода затруднен, поскольку требует использования полностью трехмерной нелинейной гидродинамической модели. Описанный эффект осолонения наиболее типичен для локальных топографических зон мелководных впадин с характерными глубинами 2–4 м и ограниченной динамикой по контуру. Вместе с тем для малых величин приливных колебаний в заливе Сого (около 30 см) и, следовательно, незначительности обусловленных ими реверсивных адвективных потоков соли влияние последних, по-видимому, не может оказывать большого эффекта на интенсивность охлаждения подледного слоя и, следовательно, нарастание подводной мерзлоты на временных масштабах порядка сезона. Средние уклоны дна к горизонтальной плоскости, определенные по батиметрической карте, здесь также незначительны и могут быть оценены величиной порядка 0,001, что позволяет пренебречь бароклинным течением от плотного рассола.

Кроме того, принятая постановка задачи не учитывает возможное переохлаждение поровых вод донных осадков, величина которого зависит от их минерализации (с ее ростом переохлаждение усиливается) и прямо пропорциональна времени переохлаждения. Экспериментально установлено, что в диапазоне температур замерзания от 0 до $-1,5$ °C эта зависимость является линейной, а при дальнейшем понижении переходит в степенную [5]. С другой стороны, переохлаждение поровой влаги грунта наблюдается далеко не всегда. Так, согласно данным, приведенным в [4], при засолении свыше 5 % переохлаждения порового раствора зачастую не происходит. Взаимодействие морской воды с донными осадками приводит к диффузии и осмосу, развитие которых может существенно изменить количество поровой влаги, ее минерализацию, ионно-солевой состав, а также теплофизические свойства отложений. Из изложенного следует, что при использовании условия термодинамического равновесия в грунте (6) и, следовательно, описании промерзающего грунта протяженной областью фазовых переходов («двухфазной зоной») следует осознавать, что принятые в данной модели параметризации не исчерпывают всех особенностей такого сложного физико-химического процесса, каким является замерзание поровой влаги засоленных осадков.

ВЫВОДЫ

Несмотря на принятые упрощения, использование модели оказалось достаточно эффективным, что позволило не только получить количественные оценки процесса промерзания мелководья, не противоречащие, по крайней мере, имеющимся данным [5, 8], но и выявить ряд его особенностей. Наличие незамерзающей прослойки рассола подо льдом, обусловленной сильной минерализацией подледного слоя, является качественным элементом системы «лед–рассол–грунт». Благодаря этой прослойке, водоем теоретически не может промерзнуть до дна, даже при самых низких температурах воздуха. Осолонение подледного слоя воды может стать причиной таяния припая на мелководье даже при сохраняющихся отрицательных температурах воздуха, обеспечивающих его одновременное нарастание вдали от берегов. Льдообразование в слоях воды и донных осадков начинается одновременно, хотя и протекает по-разному на различных глубинах. Нарастание припая на мелководье к середине зимы замедляется или даже прекращается совсем, в то время как слой донных осадков здесь промерзает наиболее глубоко.

Испытанная на примере залива Сого модель может быть использована для изучения сходных природных процессов, элементом которых является взаимодействие талых пород с охлажденными до отрицательных температур минерализованными водами, таких, например, как зимнее промерзание дна соленых озер, взаимодействие криопэггов с тальми породами и др.

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

Авторы благодарят д-ра физ.-мат наук А.П.Макитаса за полезные обсуждения и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Д.В., Малыгин А.П. Аналитическое описание кристаллизации морской воды в трещинах льдов и их влияние на теплообмен между океаном и атмосферой // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 3. С. 390–394.
2. Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В., Огородов А.С. Формирование припая и его воздействие на береговую зону арктических морей // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 345–354.
3. Васильев В.И., Максимов А.М., Петров Е.Е., Цыпкин Г.Г. Тепломассоперенос в промерзающих и протаивающих грунтах. М.: Наука; Физматлит, 1997. 224 с.
4. Гришин П.А. Температура замерзания засоленных грунтов // Труды СОЮЗМОРНИИпроекта. 1963. № 3(9). С. 84–91.
5. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
6. Макитас 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. Хименков А.Н. Океанический криолитолиз / А.Н.Хименков, А.В.Брушков; Отв. ред. В.П.Мерзляков. М.: Наука, 2003. 336 с.
9. Цыпкин Г.Г. Течения с фазовыми переходами в пористых средах. М.: Физматлит, 2009. 232 с.
10. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитолиз в пределах арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 49–60.
11. Harrison W.D., Ostercamp T.E. Heat and mass transport processes in subsea permafrost. 1. An analysis of molecular diffusion and its consequences // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. № C9. P. 4707–4712.
12. Marchenko A., Shestov A., Karulin E., Morozov E., et al. Field studies of sea water and ice properties in Svalbard fjords // Proc. 21th Int. Conf. Port and Ocean Engineering Conditions, July 10–14, 2011, Montreal, Canada.
13. Overduin P.P., Grigoriev M.N., Junker R., Rachold V., et al. Subsea permafrost studies in the near-shore zone of the Laptev Sea // Reports on Polar and Marine Research. Russian-German cooperation System Laptev Sea: Coast Drilling Campaign 2005: The Expedition COAST 1. 2007. Vol. 550. P. 1–40.
14. Rachold V., Bolshiyarov D. Y., M. N. Grigoriev, H.-W. Hubberten et al. Nearshore Arctic subsea permafrost in transition // Eos, Transactions, American Geophysical Union. 2007. Vol. 88. № 13. P. 149–156.

P.V.BOGORODSKY, A.V.PNYUSHKOV

IMPACT OF ARCTIC LAND FAST-ICE GROWTH ON SUBWATER GROUND FREEZING

Conceptual thermodynamical model of seasonal freezing of sea water layer and underwater ground, which takes into account air-sea energy and mass exchange processes, is presented in this study. A special feature of the model is combination of phase transition approaches – frontal one is for fast-ice and in temperature range approach is for the underwater ground layer. Using model simulations the features of bottom freezing in the Sogo Gulf (Tiksi Bay) during winter 2009-2010 have been examined.

Keywords: land fast-ice, shallow water zone, subsea permafrost, phase transitions, air-sea interaction.