

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИПАЙНОГО ЛЬДА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ЗАМЕРЗАЮЩИХ МОРЕЙ

П. В. БОГОРОДСКИЙ¹, А. В. МАРЧЕНКО^{1,2,3,4}, А. В. ПНЮШКОВ¹

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² – Государственный океанографический институт, Москва

³ – Университетский центр в Свальбарде, Лонгйербюэн

⁴ – Институт общей физики РАН им. А. М. Прохорова, Москва

С помощью специально построенной термодинамической модели, учитывающей энергообмен в пограничном слое атмосферы, рассмотрено формирование припайного (неподвижного) льда в прибрежной зоне замерзающих морей. На примере Байдарацкой губы Карского моря получены количественные оценки процесса. Исследованы условия, при которых возможно выдвигание льда на берег под влиянием силы трения ветра о лед.

ВВЕДЕНИЕ

В прибрежной зоне замерзающих морей в холодное время года формируется припай – связанный с берегом неподвижный ледяной покров. Его нарастание начинается вблизи берегов, где выхолаживание воды происходит быстрее, и имеет ряд особенностей, связанных со спецификой льдообразования на мелководье [3]. Устойчивое положение припая обычно достигается спустя 2–3 месяца после начала льдообразования, в течение которого он неоднократно взламывается и отрывается от берега. Устойчивость мористой границы припая определяется положением стамух, препятствующих отрыву и выносу льда в море. Она зависит также от наличия островов, конфигурации береговой линии и расположения приливных трещин.

На мелких глубинах лед ложится на дно, образуя подошву припая. Ее положение определяется батиметрией береговой зоны, амплитудой прилива и толщиной льда. Натурные наблюдения показывают, что поверхность подошвы припая расположена на одном уровне с поверхностью плавающего ледяного покрова в периоды максимального прилива. В другое время поверхность плавающего льда расположена несколько ниже поверхности подошвы припая. Между ними имеется несколько приливных трещин, играющих роль пластических шарниров при приливных деформациях льда. При повышении уровня моря вода проникает в трещины и образует в их окрестности небольшие водоемы. Ледяной покров в окрестности приливных трещин деформирован. В результате регулярных циклических сжатий его поверхность становится бугристой. Температура и соленость припая в подошве несколько ниже, чем у плавающего льда, поскольку плотный холодный рассол может вытекать из подошвы при понижении уровня моря.

Подошва припая предохраняет береговую зону от навалов льда на берег и воздействия льда на морское дно. Несмотря на исключительную важность оценок

ее размеров для расчетов этого влияния, они до сих пор отсутствуют. В данной работе впервые предпринята попытка определения размеров налегания льда на дно Байдарацкой губы в районе трассы планируемого подводного трубопровода. Исследованы условия, при которых возможно выдавливание льда на берег, исходя из типичных для данной акватории характеристик процесса льдообразования. Для их расчета построена термодинамическая модель, адаптированная для условий мелководья и описывающая изменение толщины ледяного покрова под влиянием меняющихся атмосферных условий, снегонакопления, а также соответствующее осолонение подледного слоя и изменение составляющих теплового и радиационного баланса поверхности льда.

СТРУКТУРА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ПРИПАЯ

Средние углы наклона дна в береговой зоне Байдарацкой губы оцениваются с использованием сетки батиметрических данных с пространственным разрешением $0,03^\circ$. Рассчитанные по формуле $grad = \sqrt{(\partial h/\partial x)^2 + (\partial h/\partial y)^2}$, где $h(x, y)$ – глубина моря, градиенты наклона дна к горизонтальной плоскости оказались очень малы и не превышают $0,001$. Профиль морского дна в районе планирования строительства подводного трубопровода, построенный по данным эхолота, показан на рис. 1 [10]. Средние градиенты наклона дна в районе ямальского и уральского берегов оцениваются величинами порядка $\alpha_y = 0,001$ и $\alpha_u = 0,0004$. В связи с отсутствием подробных батиметрических данных о рельефе береговой зоны предположим, что глубина моря изменяется линейно с углом наклона α (рис. 2).

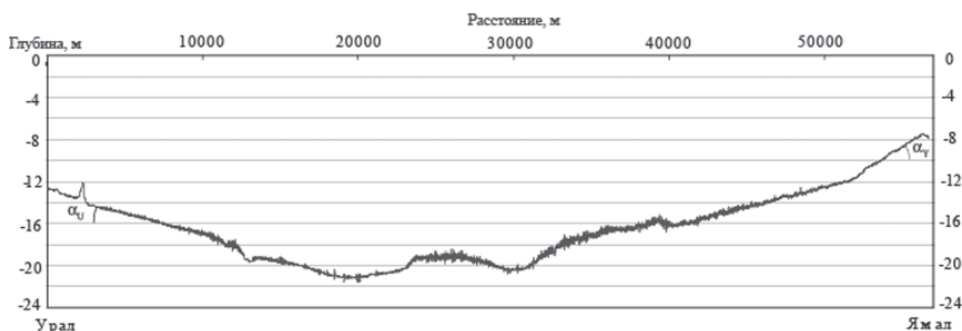


Рис. 1. Профиль морского дна в районе подводного перехода по данным эхолота

Положим, что поверхность подошвы припая соответствует максимальному уровню моря и осадка плавающего льда равна h_i . В этом случае при максимальном уровне моря длина налегания льда на дно в береговой зоне (ширина подошвы припая) равна $L = h_i \operatorname{ctg} \alpha$ (рис. 2 а, б), и при понижении уровня моря на величину A , длина налегания льда на дно становится равной $L_1 = (h_i + A) \operatorname{ctg} \alpha$ (рис. 2 б). Графики зависимости L и L_1 от угла наклона дна α показаны на рис. 3 при $A = 1$ м и толщине льда 1 м и 1,5 м.

Исследуем условия, при которых возможно выдавливание льда на берег под влиянием силы трения ветра о лед. Абсолютное значение погонной силы трения ветра определяется формулой

$$F_a = \rho_a C_a V_a^2 l, \quad (1)$$

где ρ_a – плотность воздуха, $C_a = 0,002$ – коэффициент трения, V_a – скорость ветра (м/с), l – длина накопления ветровых напряжений (м). Для оценок положим $l = 50$ км, что

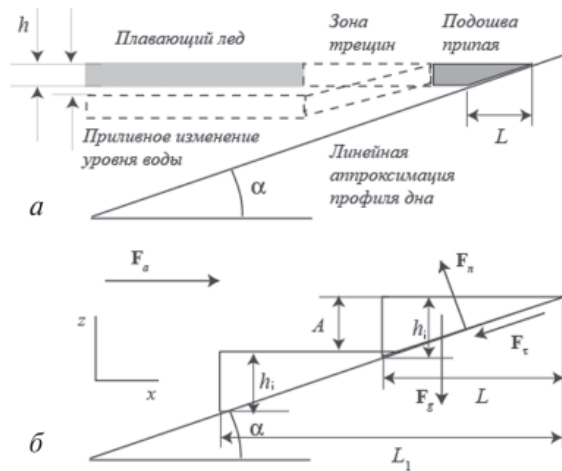


Рис. 2. Структура припая в береговой зоне (а). Схема для расчета размера зоны налегания льда на морское дно (б)

примерно соответствует максимальной ширине области, занятой дрейфующим льдом и припаем около одного из берегов в районе подводного перехода.

Запишем баланс сил, приложенных к подошве припая

$$\mathbf{F}_a + \mathbf{F}_g + \mathbf{F}_n + \mathbf{F}_\tau = 0, \quad (2)$$

где $\mathbf{F}_a = \{F_a, 0\}$ – сила трения ветра, приложенная в горизонтальном направлении, $\mathbf{F}_g = \{0, -\rho_w g h_i^2 \operatorname{ctg} \alpha / 2\}$ – вес подошвы припая (ρ_w – плотность воды), $\mathbf{F}_n = -F_n \{\sin \alpha, -\cos \alpha\}$ – нормальная к дну проекция реакции дна на подошву припая, $\mathbf{F}_\tau = -F_\tau \{\cos \alpha, \sin \alpha\}$ – касательная к дну проекция реакции дна на подошву припая.

Положим, что нормальная и касательная проекции силы реакции дна связаны условием сухого трения

$$F_\tau = k \operatorname{tg} \varphi \cdot F_n, \quad (3)$$

где φ – угол внутреннего трения. Коэффициент k характеризует плотность прилегания подошвы припая ко дну и равен $k = L_c / L$, где L_c – длина фактического контакта подошвы припая со дном. Для оценок полагается $\varphi = 30^\circ$ и $0,5 < k < 1$.

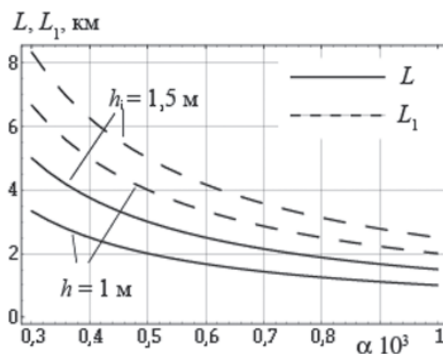


Рис. 3. Ширина подошвы припая при осадке льда 1,5 м и 1 м (сплошные линии) и ширина зоны припая, налегающего на дно при понижении уровня моря на 1 м (пунктирные линии) при осадке льда 1,5 м и 1 м

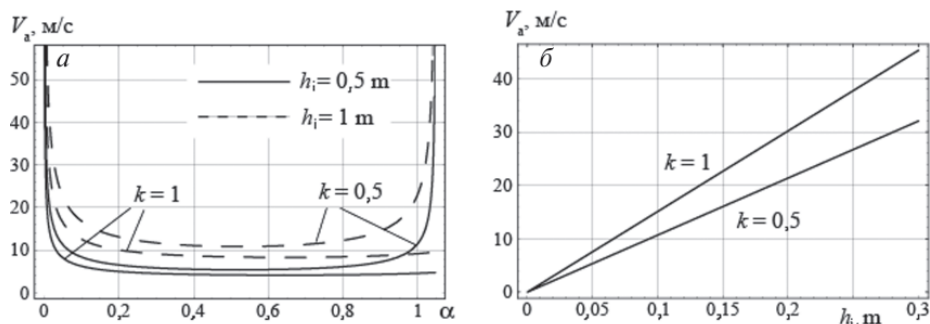


Рис. 4. Зависимости скорости ветра V_a от угла наклона дна α (а) и осадки льда h_i (б)

Из формул (2) и (3) вытекает соотношение между скоростью ветра V_a , необходимой для выдавливания припая на берег и осадкой льда h_i

$$V_a = \beta h_i \quad (4)$$

Зависимость скорости ветра V_a от угла наклона дна α показана на рис. 4 а для осадки льда $h_i = 0,5$ и 1 м и коэффициента плотности прилегания подошвы припая ко дну $k = 0,5$ и 1. На рис. 4 б показана зависимость скорости ветра V_a от осадки льда h_i при угле наклона дна $\alpha = 0,001$ и $k = 0,5$ и 1. Как следует из последнего рисунка, при реальных значениях скорости ветра ($V_a \leq 20$ м/с) на берег может выдавливаться только тонкий лед с осадкой не более 0,2 м.

На рис. 5 а приведено изменение скорости ветра на мысе Харасавей в октябре 1980 г., построенное по срочным данным, и роза ветров в зимний период [7]. Видно, что реальная скорость ветра временами может достигать 20 м/с, причем роза ветров (на врезке) показывает преимущественно северо-восточные направления. Такие ветры, наблюдающиеся в начальный период льдообразования, в принципе вполне способны вызвать надвиги льда на берег Ямала. Вероятность навалов льда на уральский берег в несколько раз меньше.

НАРАСТАНИЕ ЛЬДА

Необходимость учета распределения глубины и солености бассейна, а также сложность процессов его теплообмена с атмосферой практически исключают возможность применения полуэмпирических формул расчета нарастания льда [4] для

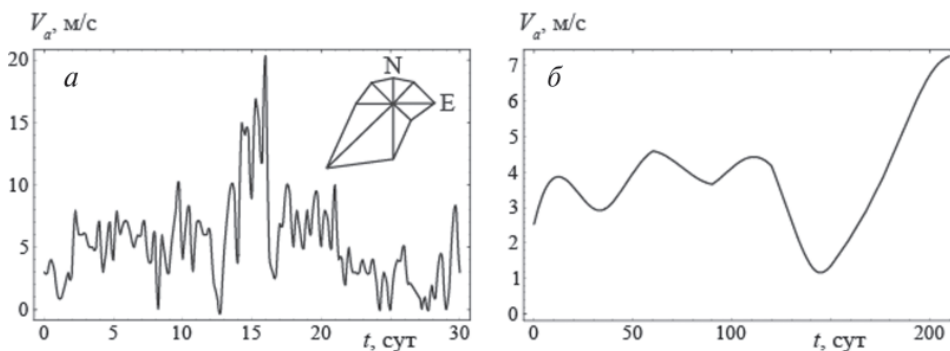


Рис. 5. Временной ход скорости ветра, измеренный на мысе Харасавей в период 3 октября – 3 ноября 1980 г. (а) и восстановленный по данным реанализа NCEP/NCAR в точке с координатами $70^{\circ}00'$ с.ш. и $67^{\circ}00'$ в.д. в течение 210 сут., начиная с 1 октября 2004 г. (б). На врезке (а) изображена роза ветров в зимний период [7]

задачи определения условий навалов припая на берега Байдарацкой губы. Для этой цели использовалась специально разработанная термодинамическая модель с ледовым блоком, реализующим классический вариант задачи Стефана с локализацией процессов фазового перехода на плоской поверхности – фронте [1] (см. Приложение). Модель описывает изменение толщины ледяного покрова h_i в бассейне глубиной h под влиянием меняющихся атмосферных условий, снегонакопления, а также соответствующее осолонение подледного слоя и изменение составляющих теплового и радиационного баланса поверхности льда. Основной управляющий параметр – температура охлаждаемой поверхности – рассчитывается из уравнения теплового баланса. В качестве атмосферного форсинга в модели использовались среднемесячные данные NCEP/NCAR реанализа по температуре воздуха, атмосферному давлению, относительной влажности и скорости ветра за октябрь 2004 – апрель 2005 г., как наиболее близкие к среднедекадным температурам для заданной области моделирования в период льдообразования.

Пример временного хода скорости ветра в осенне-зимний период (октябрь–март) по данным реанализа приведен на рис. 5 б (начало координат соответствует 1 октября 2004 г.).

Нарастание льда со свободной поверхности в прибрежном мелководном ($70^{\circ}00'$ с.ш., $67^{\circ}00'$ в.д.) и центральном, более глубоком ($69^{\circ}30'$ с.ш., $66^{\circ}00'$ в.д.) участках акватории Байдарацкой губы за 210 сут., начиная с 1-го октября, изображено на рис. 6. Как следует из рисунка, характер его роста в течение первых 60–70 суток примерно одинаков для обоих участков бассейна. Отличительной чертой льдообразования на малых глубинах является стабилизация толщины льда. Начиная с глубины 3 м ход нарастания льда практически одинаков на всех участках акватории. Толщины 0,2 м, критической для выдавливания на берег, припай достигает примерно через 35 суток с начала образования. Модельные результаты хорошо совпадают с измеренными как по толщинам, согласно которым их среднее значение изменяется в пределах 1,2–1,4 м (при минимальном и максимальном 1,1 и 1,7 м соответственно [7, 10]), так и по переходам в очередные возрастные стадии (нилас и молодые льды – серо-белые льды – однолетние тонкие льды – однолетние толстые льды). Это наглядно подтверждается рис. 7, на котором изображено изменение средней толщины льда вблизи уральского (п. Усть-Кара) и ямальского (п. Марре-Сале) берегов.

Скорость льдообразования с течением времени закономерно уменьшается за счет увеличения толщины льда и снегонакопления. Последнее приводит к сглаживанию температурных контрастов между приледным слоем воздуха и поверхностью льда, а следовательно, и к уменьшению потоков тепла, что является принци-

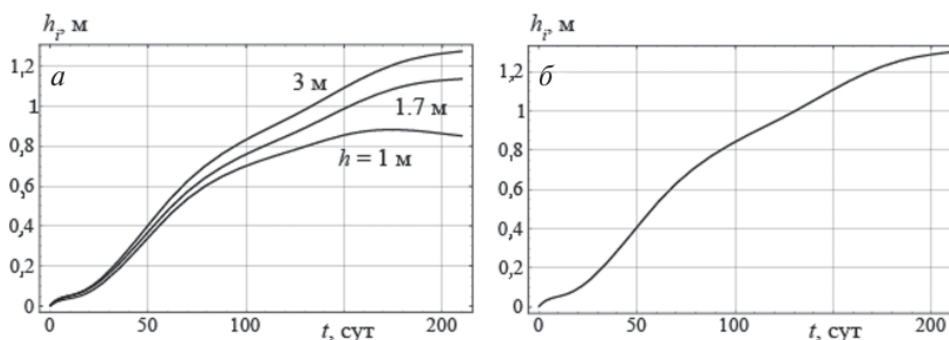


Рис. 6. Модельные оценки изменения толщины льда (м) на глубинах 1, 1,7, 3 (а) и 21 м (б) в осенне-зимний период

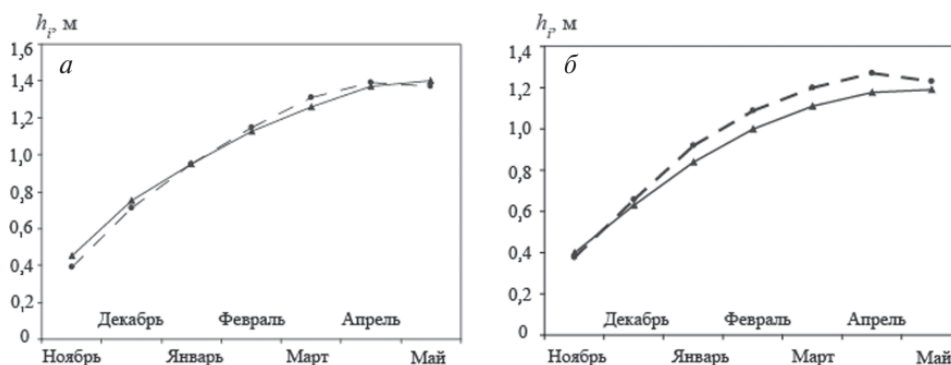


Рис. 7. Средняя толщина ледяного покрова, измеренная до 1995 г. (сплошные линии) и после 1995 г. (пунктирные линии) на полярных станциях Марре-Сале (а) и Усть-Кара (б)

пиальным обстоятельством для изменения температуры льда. На рис. 8 а показан временной ход температуры поверхностей раздела лед–вода T_i , снег–лед T_0 , воздух–лед T_b , а также температуры воздуха T_a для мелководного участка бассейна. Видно, что для заданного хода метеопараметров значение T_b , как правило, отличается от T_a , совпадая с ним лишь в течение примерно 30 суток (с 30 по 60); для реальных атмосферных условий такое совпадение едва ли возможно вообще. (Этим, в частности, объясняются ошибки в расчетах толщины льда по эмпирическим формулам, использующим сумму градусо-дней мороза [4].) Примерно такая же закономерность отмечается и в увеличивающейся за счет снегонакопления разности величин T_0 и T_b для центральной части бассейна.

В холодное время года происходят резкие колебания температуры воздуха T_a , обусловленные сменой синоптических процессов в атмосфере. После длительного выхолаживания типична ситуация, при которой в результате повышения значения T_a , температура нижней поверхности льда T_i окажется выше, чем верхней T_b . Это приведет к смене направления потока тепла через ледяной покров EH (рис. 8 б) и к его таянию, несмотря на сохраняющуюся отрицательную температуру воздуха (см. рис. 6 а). При заданных атмосферных условиях этот эффект произойдет примерно через 20 суток после достижения температурой воздуха своего минимума, при толщине припая 90 см. Таким образом, при сохранении близких атмосферных условий часть припайного льда, расположенного вблизи берега на мелководье, будет таять, а более удаленная – нарастать (см. рис. 6 а).

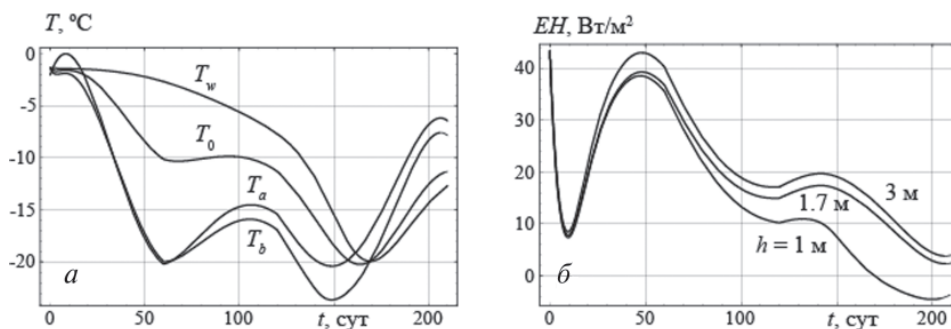


Рис. 8. Изменение температуры границ раздела снежно-ледяного покрова (а) и потока тепла через него (б) в прибрежной части бассейна в течение 210 суток начиная с 1-го октября

ФОРМИРОВАНИЕ ПЛОТНЫХ СОЛЕННЫХ ВОД В РАЙОНЕ ПОДОШВЫ ПРИПАЯ

Неоднородности микрорельефа прибрежных областей моря (небольшие песчаные бары, локальные понижения и повышения морского дна) обуславливают неплотное прилегание подошвы припая к дну (рис. 9). Натурные измерения показывают, что в этих участках морского дна с замедленным водообменом возможна концентрация морской воды повышенной солености (рассола) S_w в 80–85 ‰, представляющая коррозионную опасность для подводных конструкций [7, 10]. Очевидно, что скорость нарастания льда над ними с течением времени должна закономерно уменьшаться за счет понижения температуры замерзания осолоненного слоя воды, благодаря чему водоем теоретически не может промерзнуть до дна, даже при самых низких температурах воздуха. Из рис. 6 а видно, при глубине 1 м стабилизация толщины льда, обусловленная ростом солености, наступает при достижении ею значения примерно в 90 см. При глубине 3 м ход нарастания льда на мелководье и больших глубинах практически одинаков, несмотря на осолонение подледного слоя до 50 ‰. Расчеты показывают, что при длительном замерзании мелководного бассейна глубиной 1 м значение S_w может достигать 315 ‰ (рис. 10), существенно превышая начальную соленость морской воды (25 ‰ для прибрежных районов и 27,5 ‰ для мористых). Высокая соленость рассола, скапливающегося в ложбинах морского дна, позволяет воде существовать в жидкой фазе, несмотря на значительное (до $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$) понижение ее температуры. Этот же эффект должен приводить к увеличению пористости льда в подошве припая, а также оказывать влияние на процессы фазовых переходов в донном грунте. Для оценки плотности осолоненной воды можно использовать формулу $\rho_w = \rho_{w0} / (1 - S_w)$, предложенную в [12] для расчета плотности рассола морского льда, где ρ_{w0} – плотность чистой (пресной) воды, S – массовая соленость рассола, которая дает величину, близкую к 1400 кг/м^3 .

Заметим, что в условиях ровного дна такое осолонение маловероятно вследствие горизонтального перемешивания и адвекции, которые одномерная модель не учитывает в принципе. Величины реверсивных адвективных потоков соли при приливных колебаниях, способствующие поступлению распресненных вод на фазе подъема уровня и оттоку уже осолоненных на фазе спада, не могут оказывать большого влияния на интенсивность льдообразования на временных масштабах порядка сезона. Учет же адвекции вод за счет остаточной приливной циркуляции, вызванной нелинейным взаимодействием прилива, в рамках применяемого подхода затруднен, поскольку требует использования полностью трехмерной нелинейной гидродинамической модели.

Перемена знака градиента температуры в ледяном покрове, обусловленная повышением температуры его верхней поверхности, отмечается характерным максимумом во временном ходе солености. Несмотря на последующее таяние нижней поверхности льда, которое приводит к распреснению подледного слоя на ве-

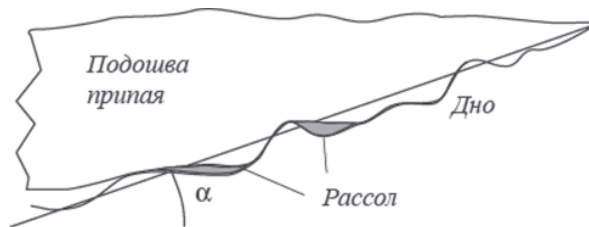


Рис. 9. Микроструктура подошвы припая

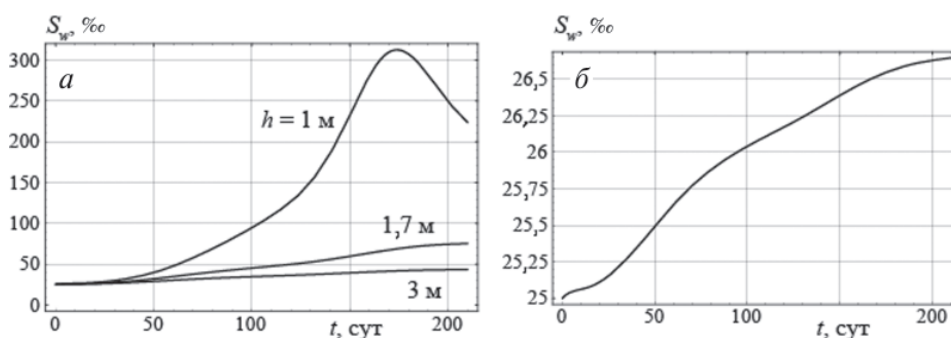


Рис. 10. Изменение солености подледного слоя на глубинах 1, 1,7, 3 м (а) и 21 м (б) в течение 210 суток начиная с 1-го октября

личину порядка 100 ‰, его соленость остается достаточно высокой, что позволяет рассолу достаточно долго сохраняться в локальных углублениях дна.

ВЫВОДЫ

Возможность надвигов ледяного покрова на берега Байдарацкой губы определяется скоростью ветра, дистанцией накопления ветровых напряжений и шириной подошвы припая, зависящей от угла наклона дна в нормальном направлении к береговой линии и осадки припая. Ширина подошвы припая увеличивается при понижении уровня моря и уменьшается при его повышении. Поэтому наиболее благоприятные условия для навалов льда на берег создаются при максимальном уровне воды сизигийного прилива. При небольших наклонах дна надвиги льда на берег в районе подводного трубопровода возможны в течение первого месяца нарастания припая (октябрь – начало ноября), при ветрах порядка 20 м/с и толщинах льда менее 20 см. Преобладание в этот период ветров северо-восточного направления, со скоростью до 20 м/с и выше, указывает на большую вероятность выдавливания льда на ямальский берег.

Характер роста льда в течение первых 60–70 сут. почти одинаков для всего бассейна. Толщины 0,2 м, критической для выдавливания на берег, припай достигает примерно через 35 сут. с начала образования. Отличительной чертой льдообразования на малых глубинах (1–3 м) является стабилизация толщины льда, наступающая после 150 сут. нарастания и связанная с осолонением подледного слоя. При этом локальная соленость морской воды в ложбинах мелководных участков дна с глубиной порядка 1 м под подошвой припая может достигать до 315 ‰, при глубинах около 2–3 м – 50–100 ‰. Благодаря понижению температуры замерзания рассола, водоем теоретически не может промерзнуть до дна, даже при самых низких температурах воздуха. Плотные переохлажденные воды с температурой и плотностью до $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 1400 кг/м^3 соответственно могут оказывать существенное влияние на процессы фазовых переходов в донном грунте. Высокая соленость воды представляет опасность для стальных конструкций за счет коррозионного воздействия. Осолонение подледного слоя воды может стать причиной таяния припая в прибрежных мелководных районах даже при сохраняющихся отрицательных температурах воздуха, обеспечивающих его одновременное нарастание вдали от берегов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 07-05-12072 и 07-05-13558) и Программы поддержки ведущих научных школ (НШ 4710.2006.1).

ПРИЛОЖЕНИЕ. РАСЧЕТ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В БАЙДАРАЦКОЙ ГУБЕ

Рассматривается процесс кристаллизации слоя морской воды толщиной h в предположении, что на поверхности льда образуется снежный покров (рис. 11). Распространение тепла в слоях снега и льда описывается уравнениями теплопроводности

$$c_s \rho_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_s \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (5)$$

$$c_i \rho_i \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_i \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad 0 \leq z \leq h_i. \quad (6)$$

Здесь полагается, что T – температура; t – время; z – вертикальная координата; c – теплоемкость; ρ – плотность; k – теплопроводность; $h(t)$ – положение движущейся границы раздела; индексы i и s – лед и снег соответственно.

На верхней границе растущего снежно-ледяного покрова выполняется граничное условие, определяющее суммарный тепловой поток в атмосферу (коротковолновая радиация для осенне-зимнего периода считается отсутствующей)

$$k_s \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=-h_s} = EH, \quad (7)$$

где $EH = H + LE + R$; H и LE – турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно; R – радиационный баланс поверхности.

Начальные температура и соленость воды считаются заданными

$$T(z, 0) = T_{w,0}, \quad S(z, 0) = S_{w,0}, \quad z \in [0, h]. \quad (8)$$

Величины H , LE и R определяются формулами [5]:

$$H = \rho_a c_{pa} S t V_a (T_b - T_a), \quad LE = L^* \rho_a D a V_a (q_b - q_a), \quad (9 \text{ а, б})$$

$$q_b = (0,622 e_0 / p_a) 10^{a T_b / (h_b + T_b)}, \quad q_a = (0,622 e_0 f / p_a) 10^{a T_a / (h_a + T_a)}, \quad (9 \text{ в, г})$$

$$R = (T_a + 273)^3 \left((T_a + 273)(a + b 10^{-ce}) + 4(T_b - T_a) \right), \quad (9 \text{ д})$$

где σ – постоянная Больцмана; δ – излучательная способность (степень черноты серого тела); q_a , e , T_a и V_a – удельная влажность, упругость водяного пара, температура

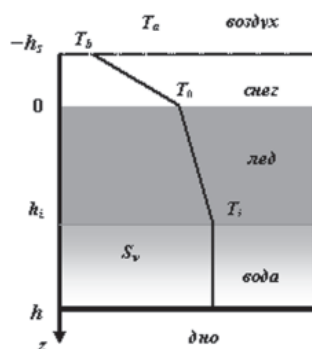


Рис. 11. Схема распределения температуры в слоях снега, льда и воды. На нижней поверхности льда температура равна температуре замерзания воды

тура воздуха и скорость ветра соответственно; e_0 – давление насыщенных паров воды при 0°C ; c_{pa} – теплоемкость воздуха; q_b – удельная влажность верхней границы снежно-ледяного покрова; f – относительная влажность; St и Da – числа Стэнтона и Дальтона; L^* – удельная теплота возгонки; a, b, c, a_1, b_1 – эмпирические коэффициенты; индекс « a » используется для обозначения параметров атмосферы.

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

$$T^- = T^+ = T_0, \quad k_i \frac{\partial T^+}{\partial z} - k_s \frac{\partial T^-}{\partial z} = 0. \quad (10)$$

На движущейся поверхности фазового перехода выполняются условия сопряжения – непрерывность распределения температуры при переходе через поверхность раздела фаз и условие термодинамического равновесия – тепловой баланс (классическое условие Стефана).

$$T^- = T^+ = T_i \equiv T_L(S_w) = T_{eq} - \gamma S_w, \quad z = h_i(t) \quad (11)$$

$$\rho_i L \frac{dh_i}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z} \quad (12)$$

В (10)–(12) L – скрытая теплота фазового перехода; знаки « $-$ » и « $+$ » обозначают верхнюю и нижнюю стороны границы раздела; $T_L(S)$ и T_{eq} – температура замерзания соленой и пресной воды; γ – наклон линии ликвидуса.

Слой воды полагается однородным вследствие конвективного перемешивания, обусловленного полным отторжением растворенных солей при льдообразовании. Его температура считается постоянной и равной температуре замерзания для данной солености S , которая определяется из закона сохранения растворенной соли уравнением

$$S_w = S_{w,0} \frac{h - h_{i,0}}{h - h_i(t)}, \quad (13)$$

где $h_{i,0}$ – значение функции $h_i(t)$ в начальный момент времени $t = 0$. Приток тепла к нижней поверхности льда не учитывается, поскольку стратификация в мелководном бассейне считается отсутствующей [5]. Снегонакопление описывается линейной зависимостью $h_s = 0,3t/(210 \cdot 24 \cdot 3600)$, близкой к измеренной *in situ* [11].

Предполагается постоянство потока тепла во всей толще ледяного покрова (линейность профиля температуры) [5, 6], что позволяет рассчитать поток тепла через снежно-ледяной покров по формуле

$$EH = -k_i \frac{T_b - T_w}{h_i + h_s(k_i/k_s)}. \quad (14)$$

Подстановка формул (9) и (14) в соотношение (7) дает трансцендентное алгебраическое уравнение для величины T_b , определение которой сводит модель к уравнению теплового баланса нижней поверхности снежно-ледяного покрова (12). Численные эксперименты с моделью проводилось при следующих характеристиках льда: $\rho_i = 910 \text{ кг/м}^3$, $c_i = 2,09 \text{ кДж/(кгК)}$, $k_i = 2,24 \text{ Вт/(мК)}$, $L = 3,34 \cdot 10^5 \text{ кДж/м}^3$, $\gamma = 0,054 \text{ }^\circ\text{C}/\text{‰}$, $L^* = 2,55 \cdot 10^6 \text{ Дж/кг}$ [6, 12], снега: $\rho_s = 100 \text{ кг/м}^3$, $c_s = 2,09 \text{ кДж/(кгК)}$, $k_s = 2,24 \text{ Вт/(мК)}$, $\delta = 0,6$, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/(м}^2\text{К}^4)$ [11], и воздуха: $\rho_a = 1,3 \text{ кг/м}^3$, $c_{pa} = 10^3 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$, $St = Da = 1,7 \cdot 10^{-3}$, $e_0 = 611 \text{ гПа}$, $a = 0,18$, $b = 0,25$, $c = 0,052$, $a_1 = 9,5$, $b_1 = 265,5 \text{ К}$ [5].

Для решения задачи восстановления метеорологической информации в узлы модельной сетки использовался метод объективного анализа на базе оптимальной интерполяции. Теоретическая основа метода заключается в минимизации функционала ошибки, определяемого внутри радиуса корреляции на основе варьирования набора весов интерполяции [8, 9]. После определения весовых коэффициентов, удовлетворяющих условию минимума ошибки, значение интерполируемой величины может быть найдено как линейная комбинация весовых коэффициентов и значений измеренного параметра. Как показал проведенный анализ вариограмм, рассчитанные радиусы корреляции для метеорологических полей оказались порядка 1000 км, что хорошо согласуется с существующими оценками [2]. Информация по топографии дна бассейна бралась из одноминутного массива глубин GEBCO. Величины солености воды выбирались из источников [7, 10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский П.В., Дворников А.Ю., Пнюшков А.В. Фронтальная модель образования морского льда с учетом снегонакопления на верхней границе // Метеорология и гидрология. 2006. № 10. С. 73–81.
2. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 257 с.
3. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1945. 360 с.
4. Кузнецов И.М., Гарманов А.Л. О практическом использовании формул для расчета толщины морского льда // Метеорология и гидрология. 1987. № 11. С. 116–120.
5. Макутас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
6. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
7. Природные условия Байдаратской губы: Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр. М.: ГЕОС, 1997. 432 с.
8. Cressie N. Statistics for Spatial Data, revised edition. Wiley, New York, 1993. 928 p.
9. Isaaks E.H., Srivastava R.M. An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press, 1989. 768 p.
10. Marchenko, A.V., Ogorodov, S.A., Shestov, A.V., Thsvetsinsky, A.S. Ice gouging in Baydaratskaya Bay of the Kara Sea: field studies and numerical simulations. Recent development of Offshore Engineering in Cold Regions, Yue (ed.), POAC-07, Dalian, China, Dalian University of Technology Press, Dalian. P. 747–759.
11. Perovich D.K., Grenfell T.C., Light B., Richter-Menge J.A., Sturm M., Tucker III W.B., Eicken H., Maykut G.A., B.Elder. SHEBA: snow and ice studies [CD-ROM], 1999. Hanover NH: U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
12. Schwerdtfeger P. The thermal properties of sea ice // J. Glaciol. 1963. Vol. 4. № 36. P. 789–807.

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

FEATURES OF LAND FAST-ICE FORMING AT FREEZING SEAS COASTAL ZONE

The land fast ice forming at freezing seas coastal zone is considered with the use of thermodynamic model taking into account energy exchange in atmospheric boundary layer. On the example of Baydaratskaya Bay of the Kara Sea the quantitative estimates for fast ice growth under changing meteorological situations are elaborated. The conditions of ice moving up to the coast under wind effect have been studied. It was shown that during ice forming period the under ice water layer salinity can exceed for an order its initial value.