

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ СНЕГА И ПОТОКА ТЕПЛА ОТ ВОДЫ НА ИЗМЕНЕНИЕ ТОЛЩИНЫ ЛЬДА В АЗОВСКОМ МОРЕ

Анд.А. Букатов

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2
E-mail: bukat@list.ru

В статье рассматривается процесс нарастания и таяния ледяного покрова в условиях Азовского моря. При допущении малости влияния солнечной радиации приводятся результаты численных расчетов величины нарастания льда при наличии и отсутствии снега для разных значений температуры поверхности снежно-ледяного покрова и потока тепла от воды.

Введение. Прогнозирование интенсивности образования и таяния льда в акватории Азовского моря представляет несомненный интерес для планирования и наиболее рационального использования природных ресурсов в этом районе. Лед на Азове является важным компонентом гидрологического режима в зимний период. Характер поверхностного волнения зависит от массы льда, его упругости и сил взаимодействия между льдинами [1].

Началом холодного периода принято считать переход температуры через ноль. Для прибрежных станций на Азовском море самый ранний переход отмечается 28 ноября в Таганроге, самый поздний – 06 января – в Керчи. Зимний сезон наиболее длителен на северном побережье Азовского моря – 108 дней в Таганроге. На южном берегу Азовского моря его длительность существенно меньше и составляет 78 – 80 дней. Устойчивый переход температуры воздуха через -5 °C отмечается только в Мариуполе, Таганроге и небольшой части Таганрогского залива. На побережье длительность указанного периода составляет 35 – 36 дней. Устойчивый переход через -10 °C и ниже для Азовского моря отсутствует. Для периода 1935 – 1965 гг. была рассчитана условная вероятность морозов ниже -10 °C и -20 °C различной

продолжительности. Наибольшее число временных интервалов с температурой ниже -10 °C и -20 °C в Таганроге равно соответственно 14.7 и 2.8, наименьшее в Мысовом – 3.2 и 0.4. Больше половины периодов с температурой ниже -10 °C и около трех четвертей периодов с температурой ниже -20 °C имеют длительность 12 ч и менее. Абсолютное число периодов ниже -10 °C с продолжительностью 5 суток и более в Таганроге составляет 10, в Керчи и Мысовом 4, в Темрюке и в Бердянске 6.

Самые низкие суточные температуры наблюдаются в январе и феврале при вторжениях арктического воздуха в тылу циклонов. Температура воздуха при этом может понижаться до -32 °C на севере и до -26 °C...-29 °C на южном побережье Азовского моря. Последние отрицательные значения минимальных температур отмечаются на прибрежных станциях в мае, а первые – в октябре [2].

Современное повышение температуры воздуха в этом районе наиболее выражено зимой и в первой половине весны. Это проявляется в изменении суровости зим. За последние 30 лет повторяемость умеренных зим составила 42 %, мягких 48 %, суровых 10 %. (За период в 120 лет 43 %, 36 %, 21 % соответственно) [3]. Так же типичным стало более раннее образование льдов. Увеличилась вероятность появления льда в декабре, как в мягкие так и в умеренные зимы. В январе в умеренные зимы прослеживается пониженная ледовитость [4]. Непостоянство ледовых условий в зависимости от суровости зим является основной особенностью ледового режима Азовского моря. Продолжительность ледового сезона зависит от района моря (от 122 дней в вершине Таганрогского залива до 61 дня в южных районах моря). Наиболее мощный (практически пресный) лед образуется в Таганрогском заливе, его среднемноголетняя максимальная толщина составляет 42 см. В южных районах максимальная среднемесячная толщина 21 – 26 см. В суровые зимы толщина льда может достигать 80 см в Таганрогском заливе и 44 см в южных районах. Например, в зимний сезон 2005 – 2006 годов с 6 по 22 февраля толщина льда в Таганрогском заливе составляла

50 – 70 см [4]. Так как глубина Азовского моря невелика и запас тепла незначителен, ледовые условия на море могут резко меняться при изменении погодных факторов, т. е. они отличаются большим непостоянством. В период замерзания возможно неоднократное появление и исчезновение льда. За ледовый сезон в среднем отмечается 3 – 6 случаев очищения ото льда, а в некоторых пунктах в отдельные годы число очищений достигает 10 – 12 . В разгар зимы ледяной покров может покрывать всю акваторию Азовского моря и образовывать почти сплошной проплай, а в отдельные годы большая часть моря остается свободной ото льда.

Наряду с циркуляционными факторами на процессы появления и исчезновения ледяного покрова влияет и солнечная радиация. В осенне-зимний период ее влияние уменьшается, так как над морем преобладает пасмурная погода. В период таяния льда значительно увеличивается число ясных дней. Наличие снега оказывает заметное влияние на формирование ледяного покрова, радиационные характеристики его поверхности и прочностные характеристики льда. Толщина снежного покрова на припое, по данным прибрежных гидрометеостанций, невелика. Ее минимальные значения составляют несколько сантиметров, а максимальные превышают 30 см вдоль северного побережья Таганрогского залива, а в остальных районах составляют окруженно 20 – 25 см (за исключением Керчи). Наибольшая толщина снежного покрова отмечается в январе-феврале. При этом снежный покров на Азовском море весьма неустойчив [2].

Общей закономерностью является то, что температура поверхности тонкого льда обычно значительно отличается от температуры воздуха. Для толстого же льда температура верхней поверхности льда близка к температуре воздуха [5]. По данным работы [6] для Арктики, при наблюдении за образованием молодого льда в разводье в январе месяце, температура льда и воздуха фиксировались в первые сутки -4 °C (льд) и -22 °C (воздух на высоте 2 м). Для Байкала [7] температура воздуха на поверхности чистого льда на 1 °C – 2 °C выше, чем темпера-

тура спокойного воздуха в тихую погоду на высоте 2 м, а температура льда под полуметровым снежным покровом на 3 °C – 4 °C ниже температуры воды под ледяным покровом. При этом толщина льда при отсутствии снега достигает 100 – 110 см, а при наличии снежного покрова в 40 – 60 см толщина льда около 60 см. Средняя температура самого поверхностного слоя льда в средней части южной оконечности Байкала -0.5 °C, а воздуха на высоте 2 м -1.3 °C; в центральном районе -0.9 °C и -2.3 °C, северном Байкале -2.1 °C и -3.2 °C. Средняя температура для всего Байкала на поверхности льда -1 °C, а воздуха на высоте 2 м -2.2 °C.

Аналитические выражения для исследования нарастания и таяния льда. Как было показано в работах [6,8], в случае квазистационарности процессов на границах снежно-ледяного покрова при условии постоянства теплофизических свойств льда и снега и отсутствия тепловых источников во льду, распределение температуры близко к линейному, а поток тепла через снежно-ледяной покров можно рассчитывать по формуле

$$EH = -\lambda_2 \frac{T_0 - T_2}{\frac{\lambda_2}{h_2} + \frac{\lambda_1}{h_1}}, \quad (1)$$

где T_2 – температура на границе лед-вода, равная температуре замерзания воды при данной солености [8].

Температуру замерзания при данной солености можно определить по формуле $T_2 = -0.053S$; где S – соленость [9]. В формуле (1) индекс 1 обозначает характеристики снега, 2 – льда; h – толщина льда или снега; λ – теплопроводность, T_0 – температура верхней поверхности льда или снега.

Для суммарного потока тепла на границе снег (лед) - атмосфера используется формула $\Phi = H + LE + Rg + F$; где H , LE – вертикальные турбулентные потоки явного и скрытого тепла; Rg , F – длинноволновой и коротковолновой радиационный баланс.

В случае льда со снегом, при отсутствии таяния, для расчета потока тепла через снежно-ледяной покров использу-

ется формула (1) при условиях $h_1 \geq 0.01$ м; $h_2 \geq 0.05$ м; T_0 меньше температуры замерзания при данной солености.

Нарастание льда снизу Δh_2 рассчитывается на основании формулы

$$\Delta h_2 = (EH - \Phi_0) \Delta t / L_2 \rho_2, \quad (2)$$

где L_2 – удельная теплота плавления льда, Φ_0 – поток тепла от нижележащего слоя моря. Если снега нет, то

$$h_1 = 0, EH = -\lambda_2 (T_0 - T_2) / h_2. \quad (3)$$

Если снег есть, то его прирост $\Delta h_1 = v_1 \cdot \Delta t$, где v_1 – интерполированная скорость выпадения твердых осадков.

Теперь рассмотрим случай таяния льда без снега: $h_1 < 0.01$ м; $h_2 \geq 0.05$ м; T_0 больше или равна температуре замерзания при данной солености; $i_0 = 0.3$; $\varepsilon = \varepsilon_2$; $\alpha = \alpha_2$; $h_1 = 0$.

Здесь $\varepsilon_{1,2}$ – излучательная способность льда или снега, $\alpha_{1,2}$ – альбедо снега или льда, i_0 – коэффициент, определяющий, какая часть коротковолновой радиации поглощается в толще ледяного покрова.

Фиксируем T_0 и находим разбаланс тепла $Q = H + LE + Rg + F - EH$ который идет на таяние льда сверху: $\Delta h'_2 = \frac{Q \Delta t}{\rho_2 L_2}$.

Таяние льда снизу определяется по формулам (2) и (3). Суммарное изменение толщины льда за счет таяния будет: $\Delta h_2 + \Delta h'_2$.

В этом режиме можно учитывать параметризацию проникающей в лед коротковолновой радиации, предложенную Семтнером. Согласно этой параметризации предполагается, что поглощенная внутри льда коротковолновая радиация не идет непосредственно на таяние с поверхности, а вызывает внутреннее таяние на включениях (солевые прослойки). При этом происходит интенсивный рост проталин, однако растущие объемы жидкости остаются включенными в решетку льда. В дальнейшем эти включения замерзают, поддерживая температу-

ру поверхности около 0 °C, пока запасенная в них энергия полностью не иссякнет.

Поглощенная солнечная радиация

$$\Delta Q_1 = -\frac{F i_0}{1 - i_0} \Delta t \text{ запасается в ледяном}$$

покрове до тех пор, пока ее количество во льду не превысит трети количества тепла, необходимого для таяния льда, т.е. $Q_1 = \sum \Delta Q_1 \leq 0.3 L_2 \rho_2 h_2$.

Выражение для таяния льда сверху $\Delta h'_2$ запишется в виде:

$$\Delta h'_2 = (Q_1 - 0.3 L_2 \rho_2 h_2) \Delta t / (\rho_2 L_2).$$

Для определения турбулентных потоков явного и скрытого тепла можно использовать [8] интегральные аэродинамические формулы

$$H = \rho c_p St u (T_0 - T);$$

$$LE = L' \rho Da u [q_0(T_0) - q],$$

где T , u – температура воздуха и скорость ветра на высоте 10 м; здесь St , Da – числа Стэнтона и Дальтона; ρ , c_p – плотность и теплоемкость воздуха; L' – удельная теплота испарения; $q_0(T_0)$, q – массовая доля влаги подстилающей поверхности и воздуха.

Значение Rg можно получить, используя формулу Брента, линеаризованную относительно $T_0 - T$, с параметрическим учетом облачности:

$$Rg = \varepsilon_{1,2} \sigma [T^4 (a - b \sqrt{e}) + 4T^3 (T_0 - T)] \cdot (1 - \bar{C} n),$$

где σ – постоянная Стефана-Больцмана; n – балл общей облачности; a, b, \bar{C} – эмпирические коэффициенты; e – парциальное давление водяного пара в атмосфере.

Расчет коротковолнового радиационного баланса поверхности можно провести по Формуле Зиллмана с параметризацией влияния облачности по Маршуновой:

$$F = \frac{-S \cos^2 z_\Theta (1 - \alpha_{1,2})(1 - i_0)(1 - Cn)}{(\cos z_\Theta + 2.7) \cdot 10^{-5} + 1.085 \cos z_\Theta + 0.1}$$

где S – солнечная постоянная; z_Θ – солнечный зенитный угол; C – эмпирический коэффициент.

Результаты расчетов. При допущении малости влияния солнечной радиации, оценим величину нарастания льда на Азовском море за период 10 суток при наличии и отсутствии снега, исходя из формул (1)-(3). Начальная толщина льда 10 см. Толщина снега 5 см и его теплопроводность берем 0.25 Вт/(м·К) – для слежавшегося снега. Температура верхней поверхности (лед или снег) берется в диапазоне от -1°C до -2°C , поток тепла от нижележащего слоя моря от $5 \text{ Вт}/\text{м}^2$ до $8 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Такие значения потока тепла использовались в моделях для Арктики [8]. Температура замерзания при данной солености (12 промилле) равна -0.64°C . Удельная теплота плавления льда $3.3 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{кг}$, его теплопроводность $2.09 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, плотность $917 \text{ кг}/\text{м}^3$. На рис. 1 представлены графики нарастания льда при величине потока тепла от моря $8 \text{ Вт}/\text{м}^2$ и отсутствии снега. Штриховая линия – для температуры верхней поверхности -2°C . Штрихпунктирная – температура верхней поверхности -1.5°C . Сплошная линия для -1°C . При температуре поверхности льда -1°C нарастание не происходит. При температуре поверхности льда -2°C за 10 суток (240 часов) его толщина достигает 35 см. Максимальный прирост наблюдается первые 5 суток. При температуре поверхности -1.5°C толщина составляет чуть более 20 см за 10 суток и максимальный рост наблюдается в течении 4 суток. Далее увеличение толщины льда практически прекращается.

На рис. 2 представлен случай потока тепла $5 \text{ Вт}/\text{м}^2$ при отсутствии снега и тех же значениях температуры верхней поверхности льда. При температуре -1°C (сплошная линия) общая толщина льда не достигает 15 см за 10 суток. Температуре -1.5°C (штрихпунктирная линия) соответствует рост льда до 35 см, а при температуре верхней поверхности льда -2°C (штриховая линия) толщина льда превышает 50 см за 10 суток.

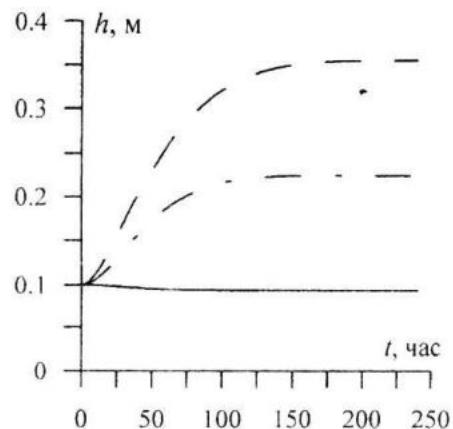


Рис. 1. Изменение толщины льда. Поток тепла $8 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Температура верхней поверхности: -1°C (сплошная линия); -1.5°C (штрихпунктирная); -2°C (штриховая)

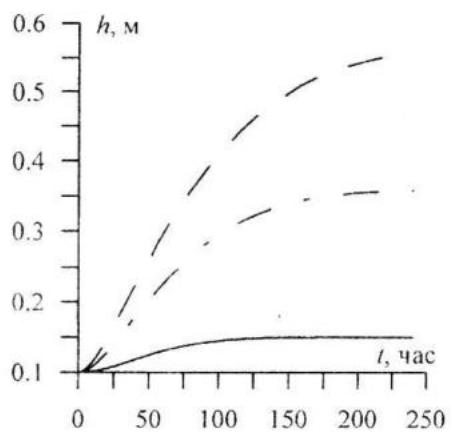


Рис. 2. Изменение толщины льда. Поток тепла $5 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Температура верхней поверхности: -1°C (сплошная линия); -1.5°C (штрихпунктирная); -2°C (штриховая)

Наличие снега значительно влияет на величину нарастания льда. Это показывают графики на рис. 3. При величине потока тепла от моря $5 \text{ Вт}/\text{м}^2$ и температуре верхней поверхности -2°C общая толщина льда достигает 25 см за 10 суток при толщине лежалого снега 5 см (сплошная линия), а при его отсутствии (штриховая линия) превышает 50 см. Теплопроводность лежалого снега берется $0.25 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$. На рис. 4 приведены графики изменения толщины льда при наличии снега на его поверхности. Поток тепла от моря $2 \text{ Вт}/\text{м}^2$, температура верхней поверхности -2°C . Начальная толщина льда 0.10 м, снега 0.05 м. Сплошной линией показан случай свежего снега теплопроводностью

0.10 Вт/(м·К). Штриховой линией – случай лежалого снега, теплопроводностью 0.25 Вт/(м·К). Если при наличии лежалого снега толщина льда нарастает, то при тех же значениях температуры поверхности и потока тепла для случая свежего снега начинает таять.

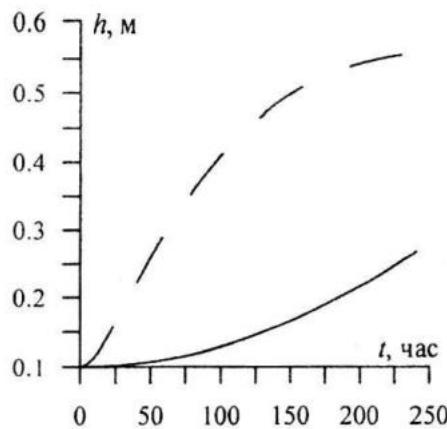


Рис. 3. Изменение толщины льда. Поток тепла 5 Вт/м². Температура верхней поверхности -2 °С. Сплошная линия – лежалый снег 5 см; штриховая – снега нет

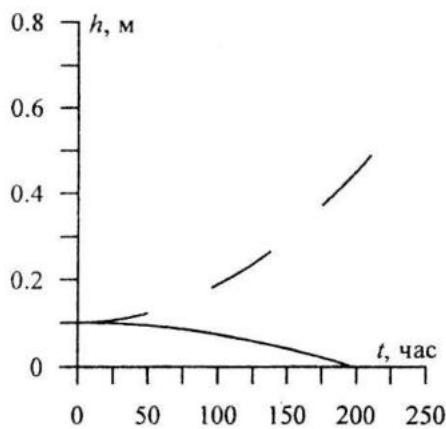


Рис. 4. Изменение толщины льда. Поток тепла 2 Вт/м². Температура верхней поверхности -2 °С. Сплошная линия – свежий снег. штриховая – снег лежалый

Заключение. Таким образом, при допущении линейного распределения температуры во льду и малости влияния солнечной радиации проведено исследование величины нарастания льда для условий Азовского моря. Вычисления проводились как при наличии снежного покрова, так и без него, а так же при разных значениях потока тепла от нижележащего моря и температуры верхней

поверхности снежно-ледяного покрова. Показано, что, уменьшение температуры поверхности снежно – ледяного покрова даже на -0.5 °С приводит к значительному росту толщины морского льда. При характерных для Азовского моря непрерывных периодах устойчивых морозов, наличие снега значительно влияет на изменение толщины льда, замедляя его нарастание. Теплофизические свойства снега (свежий или лежалый снег) так же существенно влияют на прирост льда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Букатова О.М., Соломаха Т.А. Влияние ледяного покрова на волновые возмущения в Азовском море // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – №4. – С. 11 – 22.
- <http://www.azovskoe.com/>
- Букатов А.Е., Моисеева Е.А. Климатическая изменчивость ледового режима Азовского моря // Системы контроля окружающей среды: / Сб. научных трудов МГИ НАНУ Украины. – Севастополь. – 2009. – С. 273 – 279.
- Боровская Р.В., Ломакин П.Д., Панов Б.Н., Спиридонова Е.О. Современное состояние ледовых условий в Азовском море и Керченском проливе на базе спутниковой информации.// Препринт. Севастополь.– 2008. – 41 с.
- Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. – Ленинград: Гидрометеоиздат. – 1975. – 317 с.
- Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Ленинград: Гидрометеоиздат. – 1984. – 65 с.
- <http://ozeroobaikal.info/>
- Трешников А.Ф., Алексеев Г.В., Макштас А.П., Нагурный А.П., Савченко В.Г., Хрол В.П. Взаимодействие океана и атмосферы в Северной полярной области. Ленинград: Гидрометеоиздат. – 1991. – 175 с.
- Перри А.Х., Уокер Дж.М. Система океан-атмосфера. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1979. – 195 с.