

О.М.АНДРЕЕВ, Б.В.ИВАНОВ

ГНИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОЛЕННОСТИ ОДНОЛЕТНЕГО МОРСКОГО ЛЬДА ДЛЯ ЗАДАЧ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В АРКТИКЕ

Представлена разработанная параметризация эволюции вертикального распределения соленности однолетнего морского льда в Арктическом бассейне. Выполнено сравнение профилей, получаемых с помощью предложенной параметризации и реальных вертикальных распределений соленности морского льда. На основании сравнения параметризация рекомендуется к применению при термодинамическом моделировании однолетнего морского льда в Арктике.

Наиболее простым и доступным, но в то же время действенным способом получения сведений о толщине морского льда в Арктике является математическое моделирование. Однако если для льдов пресноводных водоемов термодинамические вычисления, основанные на расчете распределения температуры в растущем или тающем ледяном покрове, трудностей не вызывают, то с расчетами для соленого морского льда дело обстоит иначе, так как в настоящее время еще нет достаточно полной и законченной теории формирования вертикальной структуры соленности морского льда. Но именно соленность морского льда является одним из основных параметров, оказывающих влияние на его механические свойства и тепловой режим.

Соленность морского льда по определению, предложенному В.Л.Цуриковым [9], представляет собой суммарную массу содержащихся в одном килограмме талой воды (или рассола) главнейших ионов – хлора, брома, фтора, сульфат иона, бикарбонат иона, натрия, калия, магния и кальция. В нерасплавленном льду, как многокомпонентной системе, соленность складывается из ионов солей, находящихся как в жидкой фазе (рассоле), так и в виде твердых кристаллизовавшихся солей (кристаллогидратов), выпавших из рассола при достижении льдом эвтектической температуры той или иной соли. Формируясь под влиянием метео- и гидрологических условий в процессе начальной кристаллизации и последующего роста морского льда, она не остается постоянной, а претерпевает изменения на протяжении всего времени существования ледяного покрова. Интенсивность этих изменений бывает различной. Наблюдения свидетельствуют, что наиболее сильные изменения соленности льда происходят в начальный период образования и роста льда и в процессе его весенне-летнего таяния, то есть именно тогда, когда температура ледяного покрова относительно высокая. Соответственно изменяются основные свойства морского льда: физико-механические, теплофизические и оптические. Зная пространственную и временную изменчивость соленности и тем-

пературы ледяного покрова, можно получить достаточно точную картину распределения в ледяном покрове характеристик его основных физических свойств.

Образование и дальнейший рост морского льда обусловлены действием большого количества внешних факторов, воздействие которых носит нелинейный характер [5]. В связи с этим расчеты вертикального распределения солёности, значения которой могут колебаться в пределах десятка и более промилле, становятся весьма приблизительными. Можно выделить лишь некоторые внешние факторы, влияние которых можно оценить количественно с достаточной степенью точности. В первую очередь это солёность воды, из которой лёд образуется, скорость нарастания льда, температура приледного слоя воздуха, толщина льда и время его существования [5].

В современных термодинамических моделях морского ледяного покрова учёт солёности морского льда либо вообще не производится, либо используются эмпирические зависимости интегральной солёности льда от его толщины [5, 7, 12]. Например, для многолетних льдов солёность их поверхностных слоев обычно принимают равной нулю, а нижних в пределах 5–10 ‰ [2, 5]. Этой информации достаточно, чтобы учесть в модели влияние солёности, например, на средние для всего слоя льда величины коэффициентов теплопроводности и теплоемкости через использование соответствующих эмпирических формул [5, 12].

Известно [1], что в тонких растущих льдах некоторая масса рассола выжимается на его верхнюю поверхность, а основная масса под действием гравитационных сил и температурного градиента стекает под лёд. По мере увеличения толщины льда скорость вертикальной миграции становится различной на разных горизонтах. Самые верхние слои имеют наиболее низкую температуру, и здесь жидкая фаза в большей степени оказывается вымороженной и ограниченной в способности своего вертикального перемещения. Слои льда, расположенные ближе к нижней поверхности, имеют температуру близкую к температуре замерзания морской воды. Они более насыщены рассолом, и сток в них более интенсивен, чем в верхних слоях. При этом образовавшиеся два максимума солёности сохраняются долгое время. Подобная («С-образная») форма вертикального профиля солёности характерна для всего периода нарастания льда при спокойных погодных условиях [5, 11]. Однако из-за процессов нарушения горизонтальной слоистости морского льда (разломы, наслоения, торошение) вертикальное распределение и количество солей во льду может стать весьма различным.

Теоретическое описание процессов, приводящих к изменению содержания солей в морском льду (миграция, диффузия, гравитационный сток рассола, замещение рассола водой и др.), позволяет определить изменение солёности льда во времени [5, 9, 13]. Но при оценке теплофизических характеристик ледяного покрова интерес представляет не столько сама природа процессов формирования профиля солёности льда, сколько установление статистических пространственно-временных особенностей вертикального распределения солёности в ледяном покрове в зависимости от структуры льда, его возраста, толщины, времени года и местных климатических условий. Таким образом, для задач, связанных с математическим моделированием морского льда в рамках региональных или климатических моделей, наиболее важны не сами причины, вызывающие то или иное вертикальное распределение солёности, а их следствие — то есть величины солёности, которые определяют значения теплофизических характеристик и влияют на особенности вертикального распределения температуры в морском льду [5]. В свою очередь вертикальное распределение температуры, наряду с внешними метеорологическими и радиационными условиями, определяет изменение толщины морского льда, являющейся конечной целью моделирования [6]. Таким образом, мы сталкиваемся с классической проблемой параметризации процесса, определяемой как «описание

статистических эффектов различных мелкомасштабных процессов переноса в терминах крупномасштабных переменных, которые в модели поддаются разрешению в явной форме» [8]. Еще одно определение параметризации, которое уместно в контексте наших рассуждений, звучит как «определение связи между физическими характеристиками, которая (связь) не является прямым следствием физических законов, а получена, например, из анализа наблюдений» [3].

Первые попытки выявить характерные типы вертикального распределения солёности льда в Арктическом бассейне предпринял Ф.Мальмгрен, обобщив результаты своих многочисленных наблюдений [4]. Н.Н.Зубов также ссылается на результаты, полученные Ф.Мальмгреном, описывая вертикальное распределение солёности морского льда [1]. В.Л.Цуриков, опираясь на результаты, полученные Ф.Мальмгреном, а также на свои собственные наблюдения [9], приводит наиболее характерные вертикальные распределения солёности для однолетних и многолетних льдов в зависимости от сезона и, соответственно, от их физического состояния. Им же выделено шесть основных типов (рис. 1) вертикального распределения солёности для однолетних льдов морей центральной части Арктического бассейна, а также для морей умеренных широт. Кроме того, в этой же работе [9] сформулированы наиболее частые последовательности чередования типов в зависимости от сезона и приведены реальные значения солёности льда для некоторых арктических морей.

Взяв за основу характерные вертикальные распределения солёности для однолетнего морского льда, приведенные в работе В.Л.Цурикова [9], и применив гипотезу автомодельности (широко используемую в различных гидрометеорологических задачах [3, 5, 8]) для описания вертикального профиля солёности в морском льду, мы произвели аппроксимацию указанных профилей степенными многочленами. Это позволило, после определения значения солёности, к примеру, на нижней границе морского льда, получить вертикальное распределение солёности для моделируемого ледяного покрова.

Так, для периода активного роста морского льда (кривые № 1, 2, 3 на рис. 1), профиль солёности можно описать многочленом вида:

$$S = S_{max} \cdot (0,981 - 1,482 \cdot \eta + 3,741 \cdot \eta^2 - 5,682 \cdot \eta^3 + 3,462 \cdot \eta^4), \quad (1)$$

где: S – солёность льда; S_{max} – солёность на нижней границе морского льда; h – безразмерная вертикальная координата (за нуль принята верхняя граница льда, за единицу – нижняя).

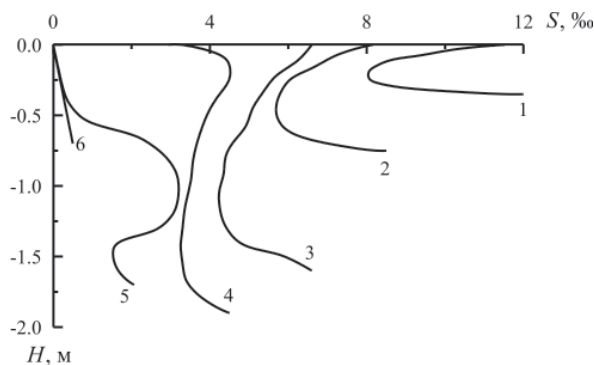


Рис. 1. Схема изменений характерного вертикального распределения солёности однолетнего морского льда в Арктическом бассейне (по данным В.Л.Цурикова): 1, 2, 3 – растущий морской лёд (октябрь–март); 4 – лёд, растущий под действием запаса холода (апрель–май); 5 – тающий морской лёд (июнь–сентябрь); 6 – активно тающий морской лёд (июль–август)

Для получения величины солёности морского льда на его нижней границе можно воспользоваться, например, известной формулой В.Л.Цурикова [5, 9, 10]:

$$S = S_w \frac{7\sqrt{dH/dt}}{7\sqrt{dH/dt} + 10,30}, \quad (2)$$

где dH/dt – скорость роста льда; S_w – солёность подледного слоя воды.

Во время начала таяния снега (лед при этом может продолжать расти под действием так называемого «запаса холода», кривая № 4 на рис. 1):

$$S = S_{max} \cdot (0,685 + 5,742 \cdot \eta - 34,97 \cdot \eta^2 + 81,667 \cdot \eta^3 - 84,3 \cdot \eta^4 + 32,19 \cdot \eta^5). \quad (3)$$

В период таяния льда (толщина льда более 0,7 м, кривая № 5, рис. 1):

$$S = S_{max} \cdot (0,018 - 0,125 \cdot \eta - 4,447 \cdot \eta^2 + 50,777 \cdot \eta^3 - 90,998 \cdot \eta^4 + 45,441 \cdot \eta^5), \quad (4)$$

здесь S_{max} – солёность среднего слоя льда (слоя максимальной солёности).

Солёность среднего слоя необходимо выбирать с учетом характерных значений максимальной солёности льда для данного периода и конкретных географических условий. Однако следует отметить, что для арктических морей, как показывают натурные измерения, типичная максимальная солёность, характерная для описанного профиля, находится в пределах 3–4 ‰ [9].

В период активного таяния морского льда, в случае, когда его толщина менее 0,7 м (кривая № 6, рис. 1), солёность описывается линейной функцией, при этом ее абсолютная величина увеличивается с глубиной.

Предложенная параметризация работает следующим образом. В период роста льда, на первом расчетном шаге определяется начальная скорость нарастания. По формуле (2) вычисляется солёность нижнего слоя льда, после чего по выражению (1) рассчитывается вертикальный профиль солёности. На следующем расчетном шаге процедура повторяется. С момента начала таяния снега происходит скачкообразный переход к профилю солёности, описываемому выражением вида (3). После того как снег полностью растаял, профиль солёности следует вычислять по выражению (4), используя в качестве S_{max} характерную максимальную солёность морского льда в исследуемом районе в соответствующий период года, определяемую из имеющихся результатов предшествующих наблюдений. Когда в процессе таяния толщина льда станет менее 70 см, профиль солёности следует вычислять как линейную функцию с увеличением солёности к нижней границе. При этом, как следует из анализа большого числа наблюденных в этот период профилей [4, 5, 9, 13], солёность на верхней границе следует принимать равной нулю, а на нижней границе 1–3 ‰, что является типичными значениями солёности активно тающего морского льда.

Таким образом, мы сделали попытку получить параметризацию эволюции профиля солёности однолетнего морского льда в течение года. Безусловно, представленная параметризация не описывает в явном виде конкретные физические процессы, формирующие поле солёности реального морского льда, но косвенно учитывает их. Плюсами изложенной параметризации являются простота реализации и, что очень важно, описание всего годового цикла эволюцию ледяного покрова в рамках нестационарных термодинамических моделей морского льда [5].

Для проверки работоспособности предложенной нами параметризации вертикального профиля солёности морского льда были использованы натурные данные М.Накаво и Н.Синха [11]. Эти данные содержат сведения о толщинах и вертикальном распределении солёности морского льда в период его роста. Наблюдения имеют продолжительность почти 200 суток, начиная с момента образования

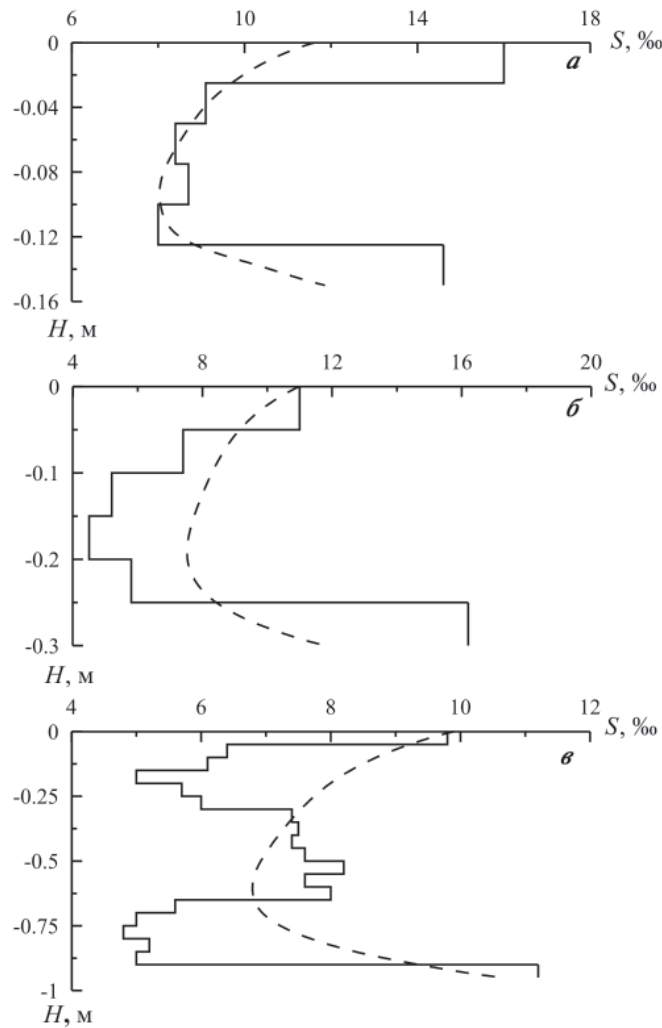


Рис. 2. Рассчитанные по предложенной параметризации (прерывистая линия) и наблюдаемые (сплошная линия) вертикальные распределения солёности растущего морского льда в заливе Eclipse Sound на 10-е (а), 24-е (б) и 80-е (в) сутки

льда (конец октября) в бухте Eclipse Sound (Канадская Арктика) и до начала весеннего таяния (конец апреля – начало мая). Достоинствами этих наблюдений являются относительно высокая частота отбора образцов (проб) льда для определения солёности и подробное описание ее вертикального распределения.

Итак, воспользовавшись сведениями о скорости роста морского льда, мы рассчитали вертикальные распределения солёности, используя выражения (1–2), на 10, 24 и 80-е сутки. Как видно из рис. 2, наша параметризация в целом достаточно адекватно воспроизводит профили солёности растущего морского льда, немного сглаживая реальные градиенты между слоями. Существенные отличия в величинах солёности нижнего слоя морского льда могут быть связаны с точностью используемой в наших расчетах формулы расчета солёности льда на нижней границе (2), которую, при желании, можно заменить на любую другую известную

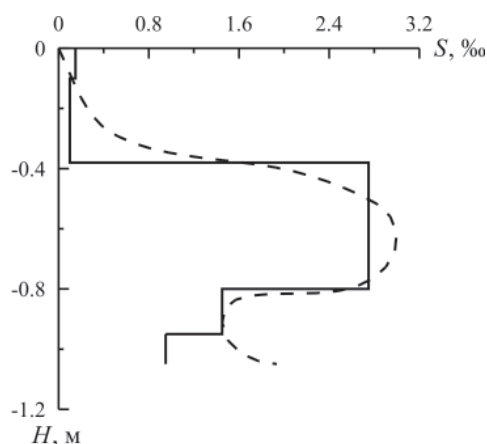


Рис. 3. Вертикальное распределение солёности тающего дрейфующего морского льда в море Лаптевых, рассчитанное по параметризации (прерывистая линия) и наблюдаемое (сплошная линия)

формулу, например из работы [14]. Кроме того, возможно, это связано с интенсивной инфильтрацией морской воды в нижние слои морского льда при усилении подпирющего действия подледной воды, вызванного резким повышением количества снега на льду. При этом не следует забывать, что и сама точность определения солёности льда является невысокой из-за значительных технических и методических трудностей, возникающих при отборе образцов льда и проведении лабораторных измерений [9].

К сожалению, нам не удалось найти опубликованных материалов для проверки адекватности описания нашей параметризацией профиля солёности тающего морского льда. Мы воспользовались данными измерений, выполненных в экспедициях ААНИИ в морях Баренцевом и Лаптевых в 2000–2005 гг. Как показали расчеты, наша параметризация во всех случаях воспроизводит наблюдаемые вертикальные профили солёности морского льда для периода таяния в пределах точности измерений данного параметра. Для подтверждения вышесказанного на рис. 3 приведены результаты измерений вертикального распределения солёности тающего однолетнего дрейфующего льда в море Лаптевых в августе 2002 г. и соответствующий профиль солёности, рассчитанный с помощью предложенной параметризации.

Таким образом, можно сделать вывод, что предложенная нами параметризация воспроизводит наблюдаемые в реальности вертикальные распределения солёности морского льда. На наш взгляд несомненно, что столь несложную в использовании и дающую неплохие результаты параметризацию следует включить в нестационарную динамико-термодинамическую модель ледяного морского покрова, разработанную в ААНИИ для целей климатических исследований [2, 5].

Работа выполнена в рамках проекта 5.5 ИПМО «Мировой океан» и раздела 1.5.2 ЦНТП Росгидромета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1945. 424 с.
2. Иванов Б.В., Макитас А.П. Квазистационарная нульмерная модель морского льда // Тр. ААНИИ. 1990. Т. 420. С. 18–31.

3. *Калацкий В.И.* Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 215 с.
4. *Мальмгрен Ф.* О свойствах морского льда / Пер. с англ. М.: Изд. Гидрографического управления и Гидрометеокомитета, 1930. 90 с.
5. Морской лед. Справочное пособие / Под ред. И.Е.Фролова, В.П.Гаврило. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 402 с.
6. *Назинцев Ю.Л., Панов В.В.* Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 84 с.
7. *Рыблин Ф.Я.* Метод прогнозирования предела прочности ледяного покрова на изгиб // Проблемы Арктики и Антарктики. 1974. Вып. 45. С. 79–86.
8. Физические основы теории климата и его моделирования / Под ред. А.С.Монина. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 272 с.
9. *Цуриков В.Л.* Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976. 210 с.
10. *Шестенеров И.А.* Проверка формулы Цурикова по результатам наблюдений // Океанология. 1969. Т. 9. Вып. 4. С. 616–618.
11. *Nakawo M., Sinha N.K.* Growth rate and salinity profile of first-year sea ice in The High Arctic // J. Glaciol. 1981. Vol. 27. № 96. P. 315–330.
12. The Geophysics of Sea Ice / N.Untersteiner, ed. Plenum Press, NY., 1986. P. 385–465.
13. *Untersteiner N.* Natural desalination and equilibrium salinity profile of perennial sea ice // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73 (4). P. 1251–1257.
14. *Weeks W.F., Lofgren G.* The effective solute distribution coefficient during the freezing of NaCl solutions // Phys. snow and ice. 1967. Pt. 1. P. 579–597.

O.M.ANDREEV, B.V.IVANOV

PARAMETERIZATION OF FIRST-YEAR SEA ICE VERTICAL SALINITY DISTRIBUTION FOR PROBLEMS OF THERMODYNAMIC MODELING IN ARCTIC REGIONS

The developed parameterization of evolution of first-year sea ice vertical salinity distribution in the Arctic basin is submitted. Comparison of the profiles received with the help of suggested parameterization and real vertical distributions of sea ice salinity is executed. On the basis of comparison this parameterization is recommended to application at thermodynamic modeling of first-year sea ice in Arctic regions.