

УДК 551.463.224:534.222

© А. В. Богородский, К. В. Маляров  
 АО «Концерн «Океанприбор», Санкт-Петербург  
 mail@oceanpribor.ru

## К ВОПРОСУ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ФАЗЫ КОЭФФИЦИЕНТА ОТРАЖЕНИЯ ПРИ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЯХ ТОЛЩИНЫ МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Статья поступила в редакцию 13.11.2017, после доработки 26.12.2017.

Применительно к задаче дистанционного измерения толщины арктического морского ледяного покрова из-под воды, методом модельного эксперимента исследовано влияние вертикальной неоднородности акустических характеристик морских льдов различных типов и возрастных категорий, обусловленной слоистостью их структуры, на фазу коэффициента отражения акустической, низкочастотной плоской гармонической волны при её нормальном падении на границу раздела морская вода-лёд. Рассмотрены две акустические модели реального морского ледяного покрова: одна с постоянными, другая с непрерывно изменяющимися по толщине покрова акустическими параметрами — плотностью среды, скоростью и коэффициентом затухания продольных акустических волн в среде. Приведены графические зависимости толщины зондируемого ледяного покрова как функции фазы коэффициента отражения, рассчитанные для каждой из двух рассматриваемых акустических моделей морского льда. Показано, что для повышения достоверности данных о толщине льда целесообразно использование типизированных акустических моделей морского ледяного покрова, параметры которых адекватны определённому его типу, возрастной категории и периоду годового цикла, в пределах которого проводятся измерения.

**Ключевые слова:** морской ледяной покров, измерение толщины льда, гидролокация, фаза коэффициента отражения.

*A. V. Bogorodskiy, K. V. Malyarov*  
 JSC «Concern «Oceanpribor», St.-Petersburg, Russia

## ON THE USE OF REFLECTION COEFFICIENT PHASE AT HYDROACOUSTIC MEASUREMENTS OF SEA ICE COVER THICKNESS

Received 13.11.2017, in final form 26.12.2017.

With application to the task of remote measurement of the Arctic Sea ice cover thickness from under water, the effect of vertical heterogeneity of acoustic properties of sea ice of various type and age categories caused by their layered structure on phase of reflection coefficient of acoustic low-frequency harmonic plane wave at its normal incidence on sea water-ice interface is investigated by a method of model experiment. Two acoustic models of the real sea ice cover are considered: one with constants, another with continuously changing with cover thickness acoustic parameters — elastic medium density, velocity and attenuation coefficient of longitudinal acoustic waves in the medium. Graphic curves of thickness of the sounded ice cover as function of reflection coefficient phase calculated for each of two considered acoustic models of arctic sea ice are presented. It is shown that in order to increase reliability of ice thickness data it is reasonable to use typified acoustic models of sea ice cover which parameters are adequate to its certain type, age category and period of annual cycle within limits of which the measurements are conducted.

**Key words:** sea ice cover, ice thickness measurement, hydrolocation, reflection coefficient phase.

---

Ссылка для цитирования: Богородский А. В., Маляров К. В. К вопросу использования фазы коэффициента отражения при гидроакустических измерениях толщины морского ледяного покрова // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т. 11, № 1. С. 63—73.

For citation: Bogorodskiy A. V., Malyarov K. V. On the use of reflection coefficient phase at hydroacoustic measurements of sea ice cover thickness. *Fundamentalnaya I prikladnaya gidrofizika*. 2018, 11, 1, 63—73.

DOI: 10.7868/S2073667318010070

При разработке и практическом внедрении подводных технологий, ориентированных на обеспечение эффективной морской деятельности в интересах геологии, гидрофизики, океанологии, народнохозяйственного и оборонного комплексов страны в глубинах центральной части Северного Ледовитого океана (СЛО) и его замерзающих окраинных морей, необходимо иметь возможно более точные данные о толщине дрейфующего и неподвижного (припайного) ледяного покрова и её пространственной и временной изменчивости. Необходимость осуществлять исследования и мониторинг льда на обширных участках ледяного покрова СЛО, среднегодовая площадь которого, даже в период современного потепления климата в Арктике, никогда не опускалась ниже 10 млн км<sup>2</sup> [1], обуславливает разработку и применение высокопроизводительных и точных методов измерения толщины льда, не зависящих от метеоусловий, времени года и состояния объекта исследования. В этом смысле дистанционные гидроакустические методы и, в частности, фазовый метод измерения толщины льда, не обладая «глобальностью» охвата известных активных и пассивных электромагнитных методов при их использовании с авиационных и космических платформ, могут иметь ряд существенных преимуществ перед последними при обеспечении локальных наблюдений и мониторинге.

Приоритет идеи создания гидроакустического измерителя толщины льда, использующего в качестве параметра, несущего информацию о толщине слоя льда, «набег» фазы акустического сигнала, прошедшего из воды в лёд и отражённого от границы раздела лёд-воздух, по отношению к фазе этого же сигнала, в которой он пришёл к границе раздела вода-лёд, в нашей стране принадлежит В. С. Трухину, который ещё в 1961 г. получил авторское свидетельство СССР на «Прибор для измерения толщины ледового покрова с погруженной подводной лодки, основанный на фазово-импульсном методе» [2]. Г. Е. Смирнов [3] также в начале 1960-х гг. выполнил разработку ряда основополагающих теоретических вопросов, связанных с использованием фазово-импульсного метода для создания гидроакустического измерителя толщины морских льдов над погруженной подводной лодкой. По нашим данным указанные выше материалы являются, видимо, первыми в своём роде и до настоящего времени единственными публикациями открытого доступа, посвящёнными решению этой научно-технической проблемы.

Для понимания прикладной ценности фазово-импульсного метода как физической основы для создания гидроакустических средств измерения толщины ледяного покрова, обеспечивающих приемлемую для широкого круга потребителей достоверность результатов измерений и, в конечном итоге, для прогнозирования и расчёта метрологических характеристик измерителей, принципиально важным является знание функциональной зависимости значений толщины реального ледяного покрова в точке его зондирования от измеряемого в этой точке «набега» фазы низкочастотной акустической волны, прошедшей сквозь покров и вернувшейся в морскую воду. В работе [3] в основу расчётов толщины льда по измеренному «набегу» фазы была положена упрощённая акустическая модель морского ледяного покрова (рис. 2) в виде *однородного и изотропного* плоскопараллельного упругого твёрдого слоя с постоянным по толщине поглощением (лёд), граничащего с двумя полубесконечными также однородными жидкими полупространствами (вода и воздух). До настоящего времени эта модель служит теоретической основой при разработке отечественных амплитудно-импульсных эхоледомеров.

Однако уже в те времена была известна слоистая неоднородность упругих характеристик морского ледяного покрова и получены достаточно представительные результаты исследований влияния на эти характеристики текстурно-структурных особенностей строения льда, сезонно-пространственных изменений температуры, солёности и давления в его толще. Реальное распределение скорости звука и его поглощения в толще ледяного покрова оказывались гораздо сложнее, чем это следовало из его однородно-изотропной модели. В то же время, влияние слоистой неоднородности морского ледяного покрова на результаты измерения его толщины фазовым методом не исследованы. Данная статья посвящена рассмотрению этих вопросов и, по существу, возобновляет перечень публикаций о разработках теоретических основ создания гидроакустических измерителей основной морфометрической характеристики морского ледяного покрова — его толщины, начатых в работах [2, 3].

**Морской ледяной покров — динамично меняющаяся слоисто-неоднородная упругая среда.** Природный морской ледяной покров, занимающий в зимнее время большую часть площади СЛО, с акустической точки зрения представляет собой очень сложную структуру. Если говорить о гладком, ровном или шероховатом, но не о торосистом [4] морском льде, то он в общем случае представляет собой систему горизонтально ориентированных слоёв с неровными границами, каждый из которых

является упругим пористым анизотропным твёрдым телом, находящимся под воздействием переменных по знаку, абсолютной величине и виду механических напряжений. Самый нижний, граничащий с водой, твёрдый слой льда всегда содержит «дренажную» сеть тонких вертикально ориентированных каналцев, заполненных рассолом, а также включения выкристаллизовавшихся солей, газовых пузырьков и различных минеральных примесей. Между этим нижним слоем твёрдого льда и морской водой существует, по крайней мере, в осенне-зимний период относительно тонкий (от 2...5 см у молодых льдов и до 30...50 см у годовалого и пакового льдов) т. н. промежуточный или «ажурный» слой вертикально ориентированных пластинок — ледяных кристаллов, промежутки между которыми заполнены подлёдной морской водой. Скорость звука в «ажурном» слое меньше скорости звука в прилёдном слое морской воды. В период летнего таяния «ажурный» слой исчезает и появляется вновь с началом процесса ледообразования. Самый верхний, граничащий с атмосферным воздухом слой льда, часто покрыт слоем снега переменной толщины и плотности, а в период весенне-летнего таяния, слоем водонасыщенного снега или талой водой, глубина которой может достигать метра и более. Таким образом, понятие «морской ледяной покров» не всегда эквивалентно понятию «морской лёд», поскольку первый состоит не только из монолитного льда, как такового, но содержит слои других по своей структуре и физическим свойствам упругих водно-ледяных («ажурный слой») и воздушно-ледяных (снег) сред, или покрыт слоем пресной воды. Толщина слоёв, их плотность и пористость, размеры неровностей хотя и подчиняются некоторым закономерностям, являются весьма переменными в широком диапазоне пространственно-временных масштабов, определяемых в том числе сезонными и локальными погодными условиями, и имеют ярко выраженный статистический характер [5]. Все эти факторы оказывают значительное влияние на акустические параметры морского ледяного покрова, предсказать многие из которых с необходимой достоверностью пока не удаётся, тем более что они проявляют также ярко выраженную зависимость от частоты зондирующих сигналов. Это крайне осложняет разработку его универсальной акустической модели, которая могла бы служить основой при практических инженерных расчётах возможных тактико-технических характеристик гидроакустических средств освещения ледовой обстановки (ГАС ОЛО), в частности, ГАС вертикального зондирования поверхности моря — эхоледомеров.

**Метод решения задачи.** Поле отражённых акустических волн определяется характером распределений в отражающей среде плотности, скоростей распространения и затухания звука. Если пространственные относительные изменения плотности малы по сравнению с изменением волнового числа, то основные черты волновой картины поля определяются именно распределением волнового числа в среде. Кроме того, если коэффициенты затухания (мнимая часть волнового числа) упругих волн малы по сравнению с действительной частью волнового числа и относительные пространственные изменения коэффициентов малы по сравнению с изменениями скоростей распространения упругих волн, зависимость коэффициентов отражения от частоты и координаты будет определяться в основном распределением скоростей упругих волн по этой координате.

Из приведённых в работе [6] кривых распределения плотности и скоростей упругих волн по толщине льда можно увидеть, что на одних и тех же горизонтах ледового покрова относительные изменения плотности малы по сравнению с изменениями скоростей. Что касается коэффициентов затухания, то экспериментальные данные позволяют сделать заключение лишь о малой мнимой части волнового числа по сравнению с его действительной частью в диапазоне частот 1—15 кГц [7]. В связи с этим мы ограничимся рассмотрением изменений только скорости звука по вертикали и будем исследовать поведение коэффициента отражения при *нормальной падении* плоской звуковой волны на *плоскую* границу раздела между полубесконечной средой и выбранной нами моделью. Характерная для реальных условий существования морского ледяного покрова картина вертикального распределения скорости продольных звуковых волн по его толщине приведена на рис. 1 [8].

График позволяет качественно и количественно оценить совокупное влияние изменений плотности, солёности и температуры ледяного покрова на распределение скорости продольных звуковых волн в системе морская вода-лёд-снег-воздух и может рассматриваться как обобщённая и значительно более адекватная акустическая модель морского ледяного покрова, чем однородно-изотропная, схема которой поясняется на рис. 2.

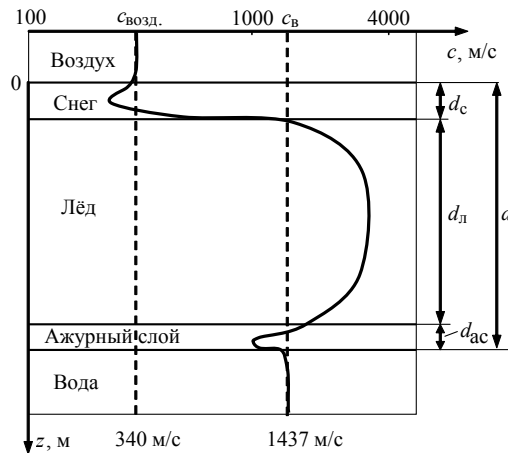


Рис. 1. Схематическое распределение по вертикали скорости  $c$  продольных звуковых волн в системе воздух-снег-лед-морская вода соленостью 34 ‰.  $c_{\text{возд.}}$  и  $c_{\text{в}}$  — скорость звуковых волн в воздухе и воде соответственно;  $d_c, d_l, d_{ac}, d$  — толщины слоёв снега, льда, «ажурного» слоя и ледяного покрова соответственно. Масштаб по оси  $c$  логарифмический.

Fig. 1. Schematic vertical distribution of a longitudinal sound wave velocity  $c$  in an air-snow-ice-seawater system with salinity of 34 ‰.  $c_{\text{возд.}}$  и  $c_{\text{в}}$  — velocity of sound waves in air and water respectively;  $d_c, d_l, d_{ac}, d$  — thickness of snow layers, ice, water-ice transition layer and ice cover accordingly. On axis  $c$  the logarithmic scale is used.

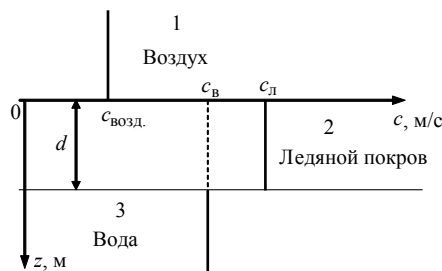


Рис. 2. Распределение скорости продольных звуковых волн в однородно-изотропной модели ледяного покрова.  $c_{\text{л}}$  — фазовая скорость плоской продольной акустической волны в ледяном покрове. Масштаб по оси  $c$  логарифмический.

Fig. 2. Distribution of longitudinal sound waves velocity in a uniform-isotropic model of ice cover.  $c_{\text{л}}$  — phase velocity of a plane longitudinal acoustic wave in ice cover. On axis  $c$  the logarithmic scale is used.

Задача об отражении волн от слоисто-неоднородной среды решалась путем разбиения последней на некоторое число соприкасающихся друг с другом плоскопараллельных слоёв. При переходе от слоя к слою свойства среды, в частности скорость звука, меняются скачком (рис. 3).

Внутри слоя градиент скорости звука будем считать равным нулю. Устремляя толщину слоёв  $d$  к нулю, а их число к бесконечности, мы будем все более приближаться к реальной среде, и коэффициент отражения от такой модели будет стремиться к истинному коэффициенту отражения. Вычисление коэффициента отражения от совокупности упругих уже квазиоднородных слоёв, составляющих систему общей толщиной  $d = nd_n$ , может быть относительно несложным, если использовать матричный метод и рекуррентные соотношения, связывающие амплитуды волн в соседних слоях [9]. Согласно этому методу коэффициент отражения  $V$  плоской звуковой волны, падающей из жидкой среды с индексом  $n+1$  под углом падения  $\theta_{n+1}$  (рис. 3) на систему упругих плоскопараллельных слоёв толщиной  $d$  определяется уравнением вида [9]

$$V = \frac{M_{32} - Z_1 M_{33} + (M_{22} - Z_1 M_{23}) \cdot Z_{n+1}}{M_{32} - Z_1 M_{33} - (M_{22} - Z_1 M_{23}) \cdot Z_{n+1}}, \quad (1)$$

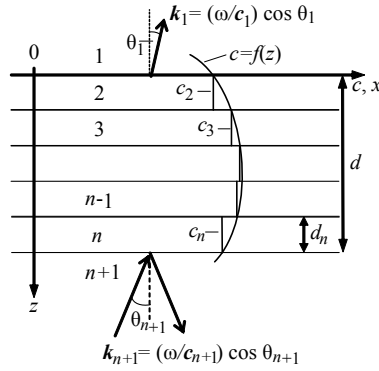


Рис. 3. Схема слоёв, принятая для расчёта.

Fig. 3. The scheme of layers accepted for calculation.

где  $Z_1 = \rho_1 \omega / \sqrt{k_n^2 - \sigma^2}$ ;  $Z_{n+1} = \rho_{n+1} \omega / \sqrt{k_{n+1}^2 - \sigma^2}$  — импеданс жидкой среды (воздух или вода) по ту и другую сторону системы слоёв;  $\sigma = k_n \sin \theta_n = k_{n+1} \sin \theta_{n+1}$  — компонент волнового вектора  $\mathbf{k}$  по оси  $x$ ;  $M_{22} = A_{22} - A_{21}A_{24}/A_{41}$ ;  $M_{23} = A_{23} - A_{21}A_{43}/A_{41}$ ;  $M_{32} = A_{32} - A_{31}A_{42}/A_{41}$ ;  $M_{33} = A_{33} - A_{31}A_{43}/A_{41}$ ;  $A_{22}, \dots, A_{43}$  — элементы результирующей прямоугольной матрицы  $\|A_{jm}\| = \|a_{jm}^{(n)}\| \cdot \|a_{jm}^{(n-1)}\| \cdot \dots \cdot \|a_{jm}^{(1)}\|$ ,  $j, m = 1, 2, 3, 4$  (по числу граничных условий), получаемой путём перемножения матриц перехода  $\|a_{jm}^{(q)}\|$  для произвольного однородного слоя с номером  $q$  начиная с матрицы для последнего слоя  $n$  и кончая слоем под номером 1 [9].

Матрица перехода  $\|a_{jm}^{(q)}\|$  связывает значения компоненты скорости частиц среды по осям  $x$  и  $z$ , и тангенциальный и нормальный компоненты тензора напряжений, существующие на нижней и верхней границе произвольного слоя в рекуррентном соотношении вида

$$\begin{pmatrix} v_x^{(q)} \\ v_z^{(q)} \\ Z_z^{(q)} \\ \frac{1}{2\mu} Z_x^{(q)} \end{pmatrix} = \|a_{jm}^{(q)}\| \cdot \begin{pmatrix} v_x^{(q-1)} \\ v_z^{(q-1)} \\ Z_z^{(q-1)} \\ \frac{1}{2\mu} Z_x^{(q-1)} \end{pmatrix},$$

где  $v_x^{(q)}$ ,  $v_z^{(q)}$ ,  $Z_x^{(q)}$ ,  $Z_z^{(q)}$  — соответственно компоненты скорости частиц среды в слое по осям  $x$  и  $z$ , и тангенциальный и нормальный компоненты тензора напряжений в слое;  $\mu$  — коэффициент Ламе для соответствующего твёрдого тела. Элементы матриц перехода определяются по известным формулам [9], являющимися математическим выражением граничных условий, задаваемых на границах раздела соседних твёрдых слоёв системы с учётом их упругих характеристик. При вычислении коэффициента отражения  $V$  по выражению (1) для случая нормального падения ( $\theta_{n+1} = 0$ ) плоской волны на границу раздела вода-ледяной покров, скорость сдвиговых волн в слоях системы должна быть положена равной нулю. Для случая одного слоя (например, слой 2 на рис. 2), находящегося между двумя жидкими полупространствами 3 и 1,  $A_{jm} = a_{jm}^{(2)}$ . Тогда коэффициенты  $M_{ik}$  в выражении (1) с учётом их зависимости от элементов результирующей матрицы, приведённой в экспликации к формуле (1) будут иметь следующий, относительно простой для вычислений, вид [9]

$$\begin{aligned} M_{22} = a_{22} = \cos k_2 d, \quad M_{23} = a_{23} = -i \sin k_2 d / Z_2, \\ M_{32} = a_{32} = -i Z_2 \sin k_2 d, \quad M_{33} = a_{33} = \cos k_2 d, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $Z_2 = \rho_2 c_2 = \rho_2 (\omega / k_2)$  — волновое сопротивление одиночного твёрдого слоя;  $k_2 d = (2\pi / \lambda_2) d$  — «набег» фазы в материале слоя толщиной  $d$ .

Представляя коэффициент отражения  $V$  в виде  $V = |V| e^{i\varphi}$ , где  $|V|$  — модуль,  $\varphi$  — фаза коэффициента отражения, учитывая наличие в слоях потерь энергии волны, которыми нельзя пренебречь и вводя обозначения  $c_n = c_n(1 - i\eta_n)$ , где  $\eta_n$  — безразмерный коэффициент потерь по фазовой скорости волн в материале отдельного слоя, зависящий от частоты, температуры и глубины расположения слоя в ледяном покрове, можно получить аналитическое выражение для расчёта коэффициента отражения от многослойной структуры с различным значением потерь энергии волны в слоях этой структуры. Так, подставляя в (1) выражения для результирующих матриц (2) и вводя комплексное обозначение волнового числа  $k$  можно получить следующее выражение для фазы коэффициента отражения для однослойной, однородно-изотропной (рис. 2) модели ледяного покрова [9]

$$\varphi = A - B + \varphi_{2,3},$$

$$A = \operatorname{arctg} \frac{|V|_{1,2} e^{-\eta_2} \sin \left( \varphi_{1,2} - \varphi_{2,3} + 2d \frac{\omega}{c_2} \right)}{|V|_{2,3} + |V|_{1,2} e^{-\eta_2} \cos \left( \varphi_{1,2} - \varphi_{2,3} + 2d \frac{\omega}{c_2} \right)}$$

где

$$B = \operatorname{arctg} \frac{|V|_{1,2} |V|_{2,3} e^{-\eta_2} \sin \left( \varphi_{1,2} + \varphi_{2,3} + 2d \frac{\omega}{c_2} \right)}{1 + |V|_{1,2} |V|_{2,3} e^{-\eta_2} \cos \left( \varphi_{1,2} + \varphi_{2,3} + 2d \frac{\omega}{c_2} \right)}, \quad (3)$$

$$\varphi_{2,3} = \operatorname{arctg} \frac{2(\delta_2 \gamma_3 - \delta_3 \gamma_2)}{\gamma_2^2 - \gamma_3^2 + \delta_2^2 - \delta_3^2}.$$

Выражение для  $\varphi_{2,3}$  получено в предположении, что волновое сопротивление (импеданс) сред является комплексной величиной и имеет вид  $Z_j = \gamma_j + i\delta_j = \rho_j c_j + i\delta_j$ ;  $j = 1, 2, 3$ ;  $V_{1,2} = (Z_1 - Z_2)/(Z_1 + Z_2)$ ;  $V_{2,3} = (Z_2 - Z_3)/(Z_2 + Z_3)$ .

Однако анализ выражений (3) даже для простейшего случая коэффициента отражения от одного слоя с потерями показывает, что выразить в явном виде зависимость фазы коэффициента отражения от толщины слоя или, наоборот, толщину слоя как функцию «набега» фазы не представляется возможным. Любое уравнение, записанное относительно входящих в выражение (3) величин будет трансцендентным. Решить такое уравнение относительно какого-либо неизвестного (например, относительно  $d$ ) можно только численным (приближённым) методом, задавая входящие в уравнение величины их измеренными на месте или справочными значениями. Главную трудность при выполнении расчётов по формуле (1) представляет перемножение матриц перехода, число которых равно числу слоёв, на которое мы разделяем принятую нами акустическую модель ледяного покрова (рис. 1). Однако важным свойством формулы для вычисления матрицы  $\|A_{jm}\|$  является то, что она весьма удобна для машинных расчётов, в связи с чем вычисления  $|V|$  и  $\varphi$  применительно к исследованным акустическим моделям морского ледяного покрова выполнялись программным методом на персональном компьютере с помощью пакета MATLAB 6.5. В условиях меняющихся по глубине параметров льда толщина отдельных слоёв при разбивке не превышала одной восьмой длины звуковой волны в соответствующем слое.

**Исследованные акустические модели морского ледяного покрова.** Для моделирования процесса отражения плоской гармонической волны единичной амплитуды от слоисто-неоднородного ледяного покрова, были разработаны акустические модели, характеризующие три типа ледяного покрова, образованного молодым, однолетним тонким и многолетним (паковым) льдами в осенне-зимний период их существования. Разработана также модель многолетнего (пакового) льда для периода интенсивного таяния (конец мая, начало июня), характеризуемого образованием на его поверхности слоя талой воды значительной толщины. Характер вертикального распределения скорости продольных звуковых волн  $c_p$ , использованный в моделях, в целом соответствовал приведённому на рис. 3. При этом были приняты следующие физические и акустические характеристики моделей.

**Модель 1.** Молодой лёд толщиной  $d_n = 0.1—0.3$  м (осенне-зимний период).

1.1. Скорость продольных волн в слое льда: максимальная 2500 м/с; нижний минимум 2200 м/с; верхний минимум 2100 м/с [6]. Плотность льда линейно меняется по толщине от 920 кг/м<sup>3</sup> у нижней границы, до 900 кг/м<sup>3</sup> — у верхней [10]. Среднюю по толщине плотность льда можно принять равной 915 кг/м<sup>3</sup> [5]. Коэффициент затухания в слое льда  $\beta_n = 7 [f(\text{кГц})]^{0.5}$  дБ/м.

1.2. Скорость продольных волн в ажурном слое: минимум скорости — 1400 м/с. Скорости на границах: на нижней 1437 м/с, на верхней 2200 м/с [6]. Плотность ажурного слоя 920 кг/м<sup>3</sup>. Толщина ажурного слоя  $d_{ac} = 0.03$  м [10].

1.3. Скорость продольных волн в слое снега: минимум 207 м/с. Скорости на границах: на нижней 2100 м/с, на верхней 340 м/с. Толщина слоя снега  $d_c = 0.05$  м. Плотность снега линейно меняется по толщине слоя от 900 кг/м<sup>3</sup> у нижней границы слоя до 300 кг/м<sup>3</sup> у его верхней границы [11]. Коэффициент затухания звука в материале снега  $\beta_{ch} = 3.5 [f(\text{кГц})]^{0.5}$  дБ/м.

**Модель 2.** Однолетний тонкий лёд (осенне-зимний период) толщиной  $d_n = 0.3—0.7$  м.

2.1. Скорость продольных волн в слое льда: максимальная 2500 м/с; нижний минимум 2200 м/с; верхний минимум 2100 м/с [6, 9]. Плотность льда линейно меняется по толщине от 920 кг/м<sup>3</sup> у нижней границы, до 900 кг/м<sup>3</sup> у верхней [10]. Среднюю по толщине плотность льда можно принять равной 915 кг/м<sup>3</sup> [5].

2.2. Скорость продольных волн в ажурном слое: минимум скорости 1400 м/с. Скорости на границах: на нижней 1437 м/с, на верхней 2200 м/с [6]. Коэффициент затухания звука  $\beta_n$  в нижнем слое льда толщиной 0.15 м выражается зависимостью  $\beta_n = 7 [f(\text{кГц})]^{0.5}$  дБ/м. В более высоких слоях зависимостью  $\beta_n = a_1 f + a_2 f^2$ , где  $a_1 = 4.8 \cdot 10^{-2}$  дБ/(м\*кГц);  $a_2 = 0.4 \cdot 10^{-4}$  дБ/(м\*кГц<sup>2</sup>). Плотность ажурного слоя 920 кг/м<sup>3</sup> у верхней границы слоя и 880 кг/м<sup>3</sup> у нижней границы. Толщина ажурного слоя  $d_{ac} = 0.07$  м [10].

2.3. Скорость продольных волн в слое снега: минимум 207 м/с. Скорости на границах: на нижней 2100 м/с, на верхней 340 м/с. Толщина слоя снега  $d_c = 0.05$  м. Плотность снега линейно меняется по толщине слоя от 900 кг/м<sup>3</sup> у нижней границы слоя до 300 кг/м<sup>3</sup> у его верхней границы [11].

**Модель 3.** Многолетний (паковый) лёд толщиной 1.2—3 м (осенне-зимний период).

3.1. Скорость продольных волн в слое льда: максимальная 3768 м/с (средние слои 0.5...2.0 м); нижний минимум 3533 м/с (слои 2.0...3.0 м); верхний минимум 3650 м/с (слои 0...0.5 м) [12].

3.2. Скорость продольных волн в ажурном слое: минимум скорости 1400 м/с. Скорости на границах: на нижней 1437 м/с, на верхней 3533 м/с [6]. Плотность ажурного слоя 890 кг/м<sup>3</sup> на его верхней границе и 880 кг/м<sup>3</sup> на нижней. Толщина ажурного слоя  $d_{acmax} = 0.1—0.3$  м [9].

Плотность льда в верхнем слое 0...0.5 м составляет 860 кг/м<sup>3</sup>; в средних слоях 915 кг/м<sup>3</sup>; в нижних 890 кг/м<sup>3</sup> [9]. Коэффициент затухания звука  $\beta_n$  в нижнем слое льда толщиной 0.1 м выражается зависимостью  $\beta_n = 7 [f(\text{кГц})]^{0.5}$  дБ/м. В более высоких слоях зависимостью  $\beta_n = a_1 f + a_2 f^2$ , где  $a_1 = 4.8 \cdot 10^{-2}$  дБ/(м\*кГц);  $a_2 = 0.4 \cdot 10^{-4}$  дБ/(м\*кГц<sup>2</sup>).

3.3. Скорость продольных волн в слое снега: минимум 207 м/с. Скорости на границах: на нижней 3650 м/с, на верхней 340 м/с. Толщина слоя снега  $d_c = 0.25$  м. Плотность снега линейно меняется по толщине слоя от 860 кг/м<sup>3</sup> у нижней границы слоя до 300 кг/м<sup>3</sup> у его верхней границы [12].

3.4. Коэффициент затухания звука в материале снега  $\beta_{ch} = 3.5 [f(\text{кГц})]^{0.5}$  дБ/м.

**Модель 4.** Многолетний (паковый) лёд толщиной 1.2—3 м (конец мая, начало июня).

4.1. Скорость продольных волн в слое льда: максимальная 3200 м/с (средние слои 0.5...2.0 м); нижний минимум 3003 м/с (слои 2.0...3.0 м); верхний минимум 3102 м/с (слои 0...0.5 м) [12].

4.2. Ажурного слоя нет. Скорость звука на нижней границе вода/лёд 1437 м/с.

Плотность льда в верхнем слое 0...0.5 м составляет 860 кг/м<sup>3</sup>; в средних слоях 915 кг/м<sup>3</sup>; в нижних 890 кг/м<sup>3</sup> [3]. Коэффициент затухания звука  $\beta_n$  в нижнем слое льда толщиной 0.15 м выражается зависимостью  $\beta_n = 7 [f(\text{кГц})]^{0.5}$  дБ/м. В более высоких слоях зависимостью  $\beta_n = a_1 f + a_2 f^2$ , где  $a_1 = 4.8 \cdot 10^{-2}$  дБ/(м\*кГц);  $a_2 = 0.4 \cdot 10^{-4}$  дБ/(м\*кГц<sup>2</sup>).

4.3. На верхней поверхности льда находится слой пресной воды толщиной 0.3 м. Плотность воды 1000 кг/м<sup>3</sup>. Скорость звука в слое воды 1460 м/с. Коэффициент затухания звука  $\beta_b$  в слое воды на частоте 800 Гц пренебрежимо малая величина.

Частота плоской волны, падающей из морской воды на границу раздела вода-лёд для всех акустических моделей составляет 800 Гц. Значение модуля коэффициента отражения от границы раздела морская вода лёд принято равным  $V_{n,n+1} = 0.15 = -16.5$  дБ (по давлению); от границы раздела лёд-воздух  $V_{1,2} = -1$ .

**Результаты моделирования и их обсуждение.** Графики, иллюстрирующие взаимосвязь фазы коэффициента отражения плоской гармонической волны частотой 800 Гц с толщиной морского ледяного покрова, аппроксимируемого его слоисто-неоднородной и однородно-изотропной моделями, приведены на рис. 4—7. Поскольку измерение толщины морского ледяного покрова рассматриваемым методом предполагает решение обратной задачи акустики — определение характеристик (протяжённости) упругой среды по результатам измерения характеристик (фазы коэффициента отражения) прошедшей через эту среду плоской гармонической волны, графики построены в предположении, что функцией, значения которой откладываются по оси ординат, является толщина ледяного покрова, а её аргументом — измеряемая с помощью каких либо технических средств фаза коэффициента отражения.

Из графиков видно, что при изменении толщины ледяного покрова от 0.1 до 2.16 м, фаза коэффициентов отражения от ледяного покрова, аппроксимируемого как слоисто-неоднородными моделями 1—3, так и однородно изотропной моделью имеет «гладкую» нарастающую зависимость от его толщины.

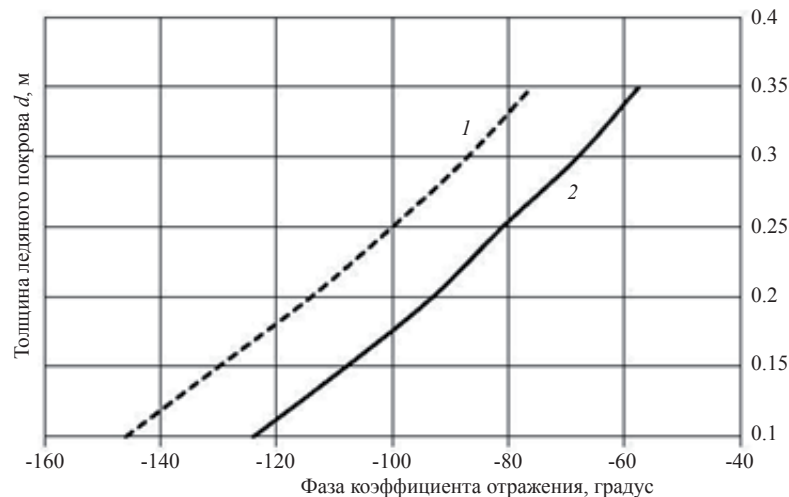


Рис. 4. Взаимосвязь толщины ледяного покрова с фазой коэффициента отражения. Молодой лёд. Модель 1.  
1 — однородно-изотропная модель; 2 — слоисто-неоднородная модель.

Fig. 4. Interrelations of ice cover thickness and reflection coefficient phase. Young ice. Model 1.  
1 — uniform and isotropic model; 2 — stratified and non-uniform model.

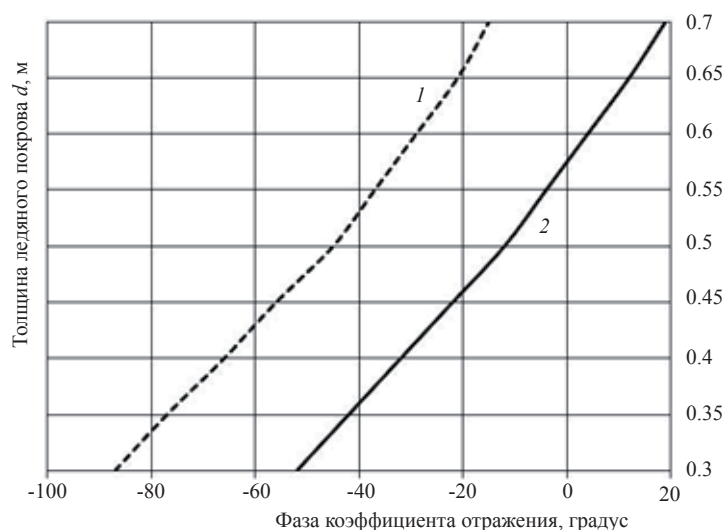


Рис. 5. Взаимосвязь толщины ледяного покрова с фазой коэффициента отражения.  
Тонкий однолетний лёд. Модель 2. 1 — однородно-изотропная модель; 2 — слоисто-неоднородная модель.

Fig. 5. Interrelations of ice cover thickness and reflection coefficient phase. Thin first-year ice. Model 2.  
1 — uniform and isotropic model; 2 — stratified and non-uniform model.



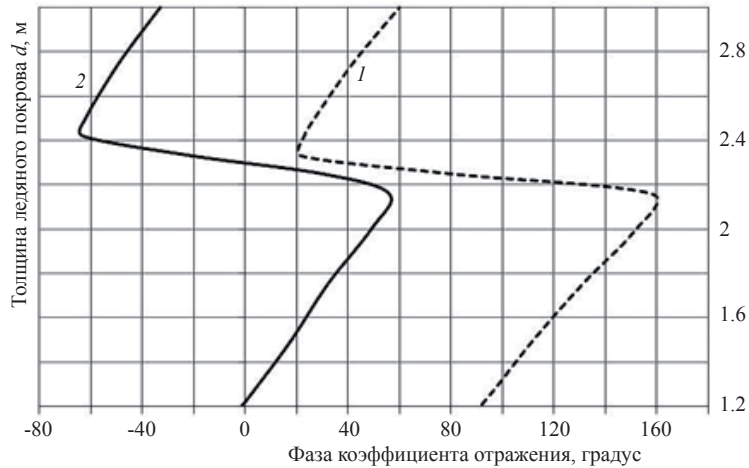


Рис. 6. Взаимосвязь толщины ледяного покрова с фазой коэффициента отражения. Паковый лёд. Модель 3.  
 1 — однородно-изотропная модель; 2 — слоисто-неоднородная модель.

Fig. 6. Interrelations of ice cover thickness and reflection coefficient phase. Multi-year ice. Model 3.  
 1 — uniform and isotropic model; 2 — stratified and non-uniform model.

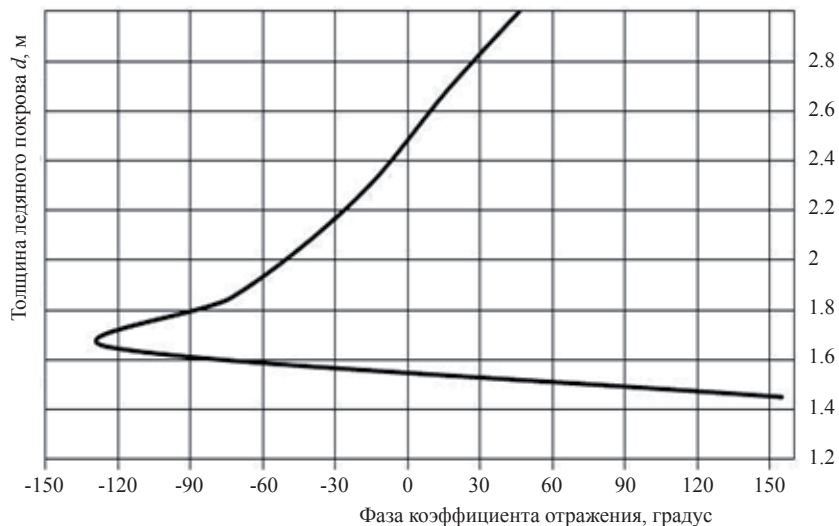


Рис. 7. Взаимосвязь толщины ледяного покрова с фазой коэффициента отражения от пакового льда, покрытого слоем пресной воды. Модель 4.

Fig. 7. Interrelation of ice cover thickness with reflection coefficient phase from multi-year ice covered with a fresh water layer. Model 4.

Для этих моделей в диапазоне толщин 0.1—2.16 м на частоте 800 Гц наблюдается однозначное соответствие между измеренной фазой и вычисленной по её значению толщиной ледяного покрова.

Графики свидетельствуют о высокой чувствительности функции к изменению аргумента. Действительно, коэффициент пропорциональности  $\gamma = \Delta d / \Delta \varphi$ , характеризующий приращение толщины на единицу измерения фазы, для трёх рассматриваемых моделей (1—3) составляет  $3.3 \cdot 10^{-3}$ ,  $5.4 \cdot 10^{-3}$  и  $14 \cdot 10^{-3}$  м/градус, соответственно. Таким образом, характер приведённых зависимостей позволяет сделать вывод о том, что фаза коэффициента отражения от морского ледяного покрова, аппроксимируемого первыми тремя приведёнными выше слоисто-неоднородными моделями, может использоваться для расчёта его толщины. Однозначность соответствия расчётных значений толщины измеренным значениям фазы будет сохраняться в пределах толщин, не превышающих половины длины звуковой волны заданной частоты в материале льда. В частности, частота излучения 800 Гц может быть использована для зондирования нескольких типов морского ледяного покрова, чья толщина не превышает 2.16 м.

При достижении толщины покрова значения, равного половине длины волны в материале льда фаза испытывает скачок, амплитуда и крутизна которого зависит от потерь энергии волны в толще ледяного покрова (рис. 6).

Результаты модельного эксперимента предсказывают существенную зависимость фазы коэффициента отражения от слоистости морского ледяного покрова. Из графиков видно, что «набег» фазы в слоисто-неоднородных моделях ледяного покрова больше чем в однородно-изотропной модели слоя льда той же толщины, что и в соответствующей слоисто-неоднородной модели. Для модели 1 «набег» фазы больше в среднем на  $20^\circ$ , а для моделей 2 и 3 на  $34.6^\circ$  и  $96.6^\circ$  соответственно. Таким образом, в зависимости от принятой при расчётах акустической модели ледяного покрова, по одному и тому же измеренному значению фазы можно получить два существенно отличающихся друг от друга значения толщины. Абсолютное и относительное значение разности результатов расчёта возрастает с ростом толщины зондируемого ледяного покрова, и для трёх рассматриваемых моделей составляет  $6.3 \cdot 10^{-2}$ , 0.18, 1.35 м и 21, 26, 68 % (относительно максимальной измеряемой толщины) соответственно. Важные для практики выводы можно сделать, сравнивая результаты моделирования, представленные на графиках рис. 6 и 7. Наличие на поверхности пакового льда слоя талой воды (модель 4) может в значительно большей степени повлиять на фазу коэффициента отражения, чем наличие примерно такого же слоя снега. Из графика рис. 7 видно, что при наличии на поверхности льда слоя пресной воды толщиной 0.3 м (модель 4), фаза коэффициента отражения на частоте излучения 800 Гц испытывает скачок уже в диапазоне толщин 1.35—1.65 м, а не 2.16—2.42 м, как на рис. 6. В результате, область однозначного соответствия расчётных значений толщины измеренным значениям фазы (для модели 4) будет находиться ниже уровня 1.35 м. Это означает, что применительно к задаче измерения толщины ледяного покрова, аппроксимируемого моделью 4 использование частоты 800 Гц не рационально — её следует существенно снизить. Этот вывод относится не только к модели 4. Результаты модельного эксперимента показали, что для увеличения протяжённости области однозначного соответствия расчётных значений толщины морского ледяного покрова измеренным значениям фазы, частоту излучаемой гармонической плоской волны целесообразно уменьшать.

Полученные в процессе модельного эксперимента количественные характеристики влияния параметров акустических моделей морского ледяного покрова на результаты измерения его толщины позволяют оценить метрологические особенности дистанционных гидроакустических измерений толщины, предполагающих использование фазового метода. Следует ожидать, что основной вклад в методическую ошибку измерения толщины будет обусловлен неопределённостью знания вертикального распределения скорости продольных акустических волн в различных типах находящегося на трассе зондирования морского ледяного покрова, которое в реальных условиях его существования не бывает ни линейным, ни, тем более, постоянным.

\*\*\*

На современном этапе развития гидроакустических технологий дистанционного измерения морфометрических характеристик морских ледяных образований продолжение исследований, направленных на создание гидроакустических средств, использующих фазовый метод измерения толщины морского (в частности, арктического) ледяного покрова, представляется актуальным. Весьма перспективной представляется техническая реализация потенциальной возможности фазового метода надёжно измерять толщину, так называемых, тонких льдов (толщиной 0.1...0.3 м), что до настоящего времени остаётся нерешённой технической проблемой.

Методические ошибки измерения толщины, обусловленные неопределённостью знания вертикального распределения скорости продольных акустических волн в различных типах морского ледяного покрова можно уменьшить путём создания типичных для морских льдов основных типов и возрастных категорий акустических моделей, обязательно учитывающих слоисто-неоднородную структуру объекта зондирования. Типизация моделей может быть проведена на основе использования и обобщения экспериментальных данных по акустическим характеристикам морских арктических льдов в диапазоне частот, рациональный выбор которого может быть сделан по результатам модельного эксперимента.

#### Литература

1. Матишов Г. Г., Дженюк С. Л., Моисеев Д. В. Климат и большие экосистемы Арктики // Вестник Российской Академии наук. 2017. Т. 87, № 2. С. 110—120.

2. Трухин В. С. Прибор для измерения толщины ледового покрова с погруженной подводной лодки, основанный на фазово-импульсном методе. Авторское свидетельство СССР № 24248, 1961 г.
3. Смирнов Г. Е. Некоторые вопросы подлёдной акустики и создания гидроакустического измерителя толщины льда над погруженной подводной лодкой. Дис. канд. физ-мат. наук / ЦНИИ «Морфизприбор». Л., 1967.
4. Александров И. А. Классификация морских льдов по характеру рельефа нижней поверхности и отражение звука от различных типов негладких льдов // Акустический журнал. 1994. Т. 40, вып. 5. С. 738—742.
5. Ваганов Р. Х., Гаврило́ В. П., Козлов А. И., Лебедев Г. А., Логвин А. И. Дистанционные методы исследования морских льдов. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 341 с.
6. Богородский В. В. Упругие характеристики льда // Акустический журнал. 1958. Т. 4, вып. 1. С. 19—23.
7. Богородский В. В., Напольский Д. И. Экспериментальные исследования ослабления звука в структуре дрейфующих льдов Арктического бассейна // Военная радиоэлектроника. 1962. Т. 15 (193). С. 69—76.
8. Богородский В. В., Гаврило́ В. П., Никитин В. А. Распространение звука во льду, кристаллизующемся из солёной воды // Акустический журнал. 1976. Т. 22, вып. 2. С. 282—283.
9. Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 502 с.
10. Гайцхоки Б. Я., Морозов П. Т., Совалков Л. И. Исследование строения состава морских льдов в Арктическом бассейне // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 295. С. 108—115.
11. Богородский В. В., Гаврило́ В. П., Никитин В. А. Некоторые особенности распространения звука в снеге // Акустический журнал. 1974. Т. XX, вып. 2. С. 195—198.
12. Богородский В. В., Гаврило́ В. П. Лёд. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 384 с.