

УДК 551.463.21+551.465

## О ВОЗМОЖНОСТИ АКУСТИЧЕСКОЙ ГАЛИНОМЕТРИИ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

© 1999 г. Г. И. Козубская\*, В. М. Кудряшов, К. Д. Сабинин

\* Институт океанологии им. П.П. Ширшова  
117851 Москва, Нахимовский проспект, 36

Акустический институт им. Н.Н. Андреева  
117036 Москва, ул. Шверника, 4

E-mail: [bvp@acoins.msc.ru](mailto:bvp@acoins.msc.ru)

Поступила в редакцию 20.03.98 г.

Показывается, что в подледном слое Северного Ледовитого океана скорость звука определяется не температурой, а солёностью воды, что открывает возможность акустической галинометрии верхнего слоя океана, т.е. дистанционного измерения солёности с помощью акустических методов. Приводятся результаты численного моделирования на примере 600-км трассы в Арктическом бассейне, показывающие возможность использования для этой цели сигналов с частотой 40 Гц. Наблюдавшаяся здесь межгодовая изменчивость солёности соответствует ощутимым (до 0.3 с) изменениям времени распространения первой моды 40 Гц сигнала вдоль этой трассы.

В решении насущной задачи современной океанографии – мониторинге океана – большую роль предстоит сыграть акустическим методам, поскольку только с помощью акустики можно осуществить дистанционное зондирование водной толщи, что особенно важно в таких труднодоступных районах, как Арктика. Недавние теоретические и экспериментальные работы, проведенные в рамках программы Arctic АТОС (Арктическая Акустическая Термометрия Океанского Климата) показали, что измеряя время распространения низкочастотных звуковых сигналов через Арктический бассейн (АБ), можно следить за средней температурой промежуточного слоя относительно теплых атлантических вод в Арктике [1]. Теплозапаса этих вод достаточно, чтобы растопить слой льда толщиной более 10 м, и если многометровый лед, тем не менее, постоянно покрывает АБ, то только потому, что атлантические воды изолированы от верхнего слоя океана мощным галоклином (слоем скачка солёности). Последний существует благодаря распреснению верхнего слоя АБ из-за обильного речного стока, главным образом, сибирских рек и притоку берингоморских вод пониженной солёности через Берингов пролив.

Таким образом, пониженная солёность верхнего слоя – это важнейший климатообразующий фактор Северного Ледовитого океана (СЛО), контроль за которым необходим для понимания процессов, протекающих в океане, ледовых прогнозов, долгосрочных прогнозов погоды и предсказания изменений климата в Арктике. Более того, “Великие Солёностные Аномалии”, время от времени появляющиеся в Северной Атлантике

и влияющие на погоду всей Европы [2, 3], по-видимому, зарождаются в АБ [4].

Вместе с тем, как бы ни был важен постоянный контроль за солёностью верхнего слоя АБ, он не может быть осуществлен традиционными океанографическими методами, поскольку это требует огромных затрат сил и средств, подобных израсходованным во время грандиозных Высокоширотных воздушных экспедиций по программе “Север”, когда ежегодно с 1973 по 1979 гг. в марте–апреле проводились океанографические съемки всего АБ с помощью самолетов, “прыгающих” по дрейфующим льдам [5].

На первый взгляд не может помочь и акустика, поскольку измеряемую методами акустической томографии скорость звука обычно связывают с температурой воды, пренебрегая ее солёностью. Такое пренебрежение, более или менее справедливое почти везде в свободных ото льда районах Мирового океана, неправомерно в подледном слое воды [6]. В самом деле, температура этого слоя близка к точке замерзания (рис. 1), которая меняется очень незначительно в широком диапазоне солёности. При этом полная производная скорости звука  $C$  по температуре замерзания  $F$ , т.е.  $dC/dF$ , определяется уже не столько скоростью изменения  $C$  с температурой  $T$ , т.е.  $\partial C/\partial T$ , вблизи точки замерзания, сколько изменениями солёности  $S$ , т.е.  $\partial C/\partial S$ , так что

$$\frac{dC}{dF} = \frac{\partial C}{\partial T} + \frac{\partial C}{\partial S} \frac{dS}{dF}, \quad (1)$$

где  $dS/dF$  характеризует связь между изменениями солёности и температуры замерзания. Под-

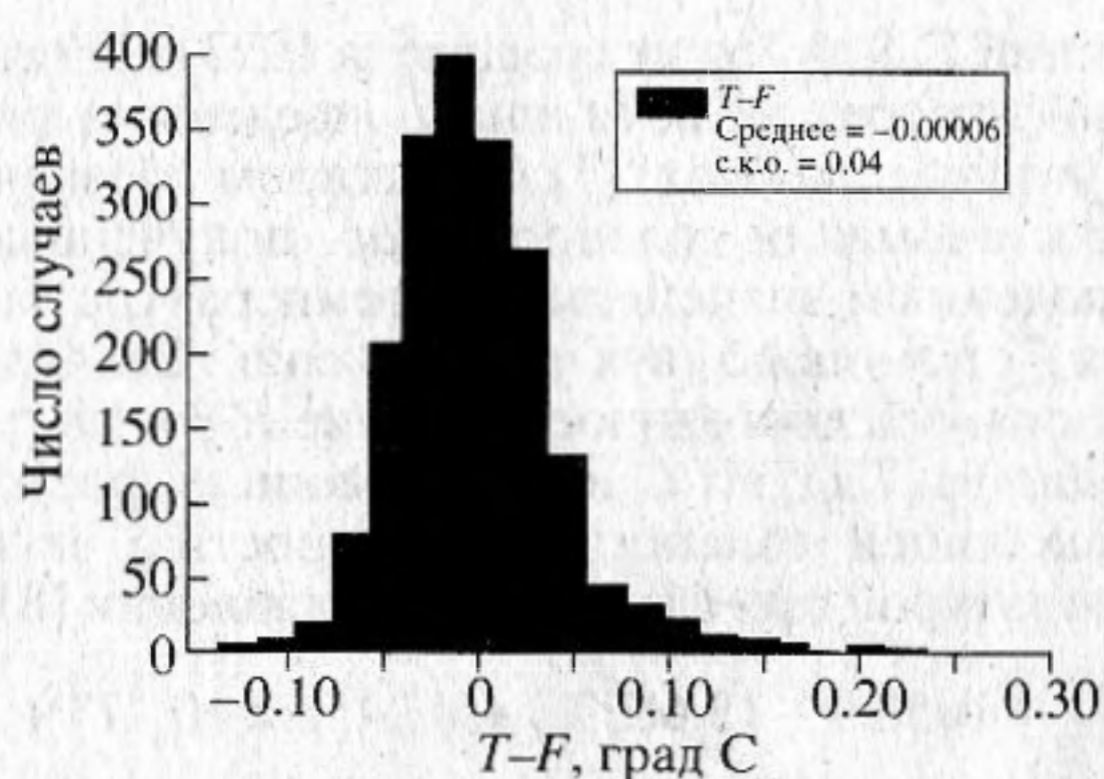


Рис. 1. Гистограмма отклонений измеренной температуры от точки замерзания в верхнем 25-м слое АБ.

ставляя в (1) значения производных, характерные для верхних слоев АБ —  $\partial C/\partial T = +4.7$  м/(с град),  $\partial C/\partial S = +1.3$  м/(с промилле) и  $dS/dF = -18$  промилле/град, находим, что, вместо типичного для незамерзающего океана повышения скорости звука на 4–5 м/с, при увеличении температуры на 1 градус в подледном слое происходит уменьшение скорости звука на 18.7 м/с! Скорость звука  $C$  является здесь уже мерилем солёности  $S$ , а не температуры  $T$ , как это обычно считается. Сопоставление полей точек  $C$ ,  $S$  в верхнем слое АБ (рис. 2а) и  $C$ ,  $T$  точек в галоклине (рис. 2б) и атлантическом слое показывает, что тесная связь между  $C$  и  $S$  в верхнем слое океана (коэффициент корреляции  $r = 0.99$ ) меняется на не менее тесную связь между  $C$  и  $T$  в атлантическом слое при отсутствии однозначной зависимости между этими параметрами в гало-

клине. (Сопоставление сделано по данным экспедиций “Север” [5].)

Таким образом, измерив среднюю вдоль акустической трассы скорость звука в приледном слое, мы сможем оценить и среднюю солёность, пользуясь теоретической зависимостью последней от температуры замерзания. В этом и заключается суть предлагаемой акустической галинометрии верхнего слоя СЛО, в отличие от широко используемой в акустической томографии океана и программе АТОС акустической термометрии океана. Но для практической реализации описанного принципа акустической галинометрии в каком-либо районе океана необходимо дать ответы на следующие вопросы:

1. Где находится нижняя граница слоя, в котором существует тесная связь между скоростью звука и солёностью, и когда такой слой существует (летом он может исчезать).

2. Какими должны быть звуковые сигналы, приемные и излучающие системы, чтобы, с одной стороны, на приемном конце трассы можно было выделить первую моду, распространяющуюся в приледном слое АБ, а с другой стороны, чтобы собственная функция первой моды была в достаточной степени “прижата” к поверхности океана.

3. В какой мере влияет температура нижележащих слоев, захватываемых первой модой сигнала, на время его пробега вдоль трассы, и как можно учесть это влияние.

4. Где и как нужно расположить трассы акустической галинометрии для достижения целей мониторинга солёности СЛО.

Исчерпывающие ответы на поставленные вопросы требуют углубленного исследования акус-

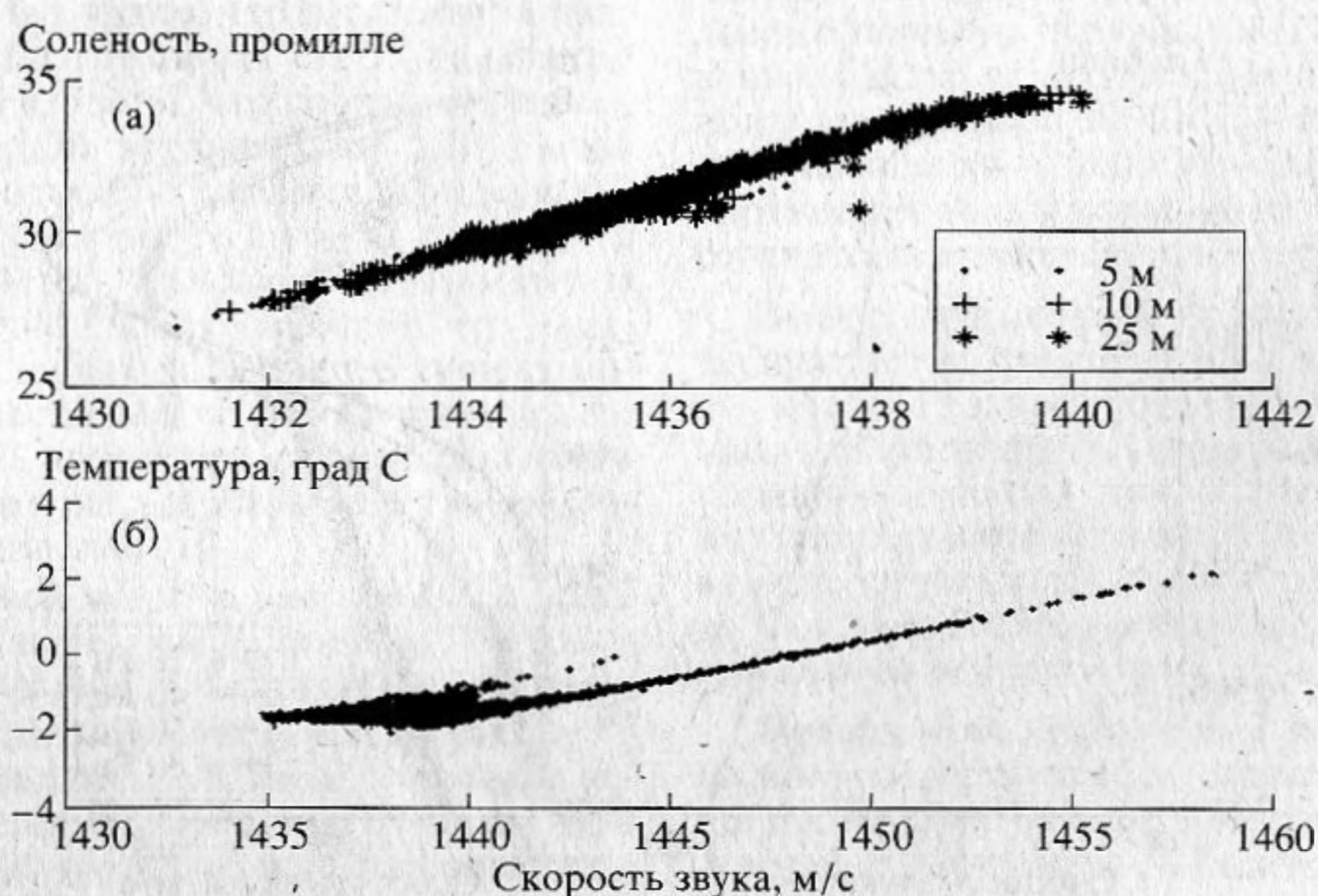


Рис. 2. Связь между скоростью звука  $C$  и: (а) солёностью  $S$  в верхнем 25-м слое АБ, (б) температурой  $T$  галоклина (50–150 м).

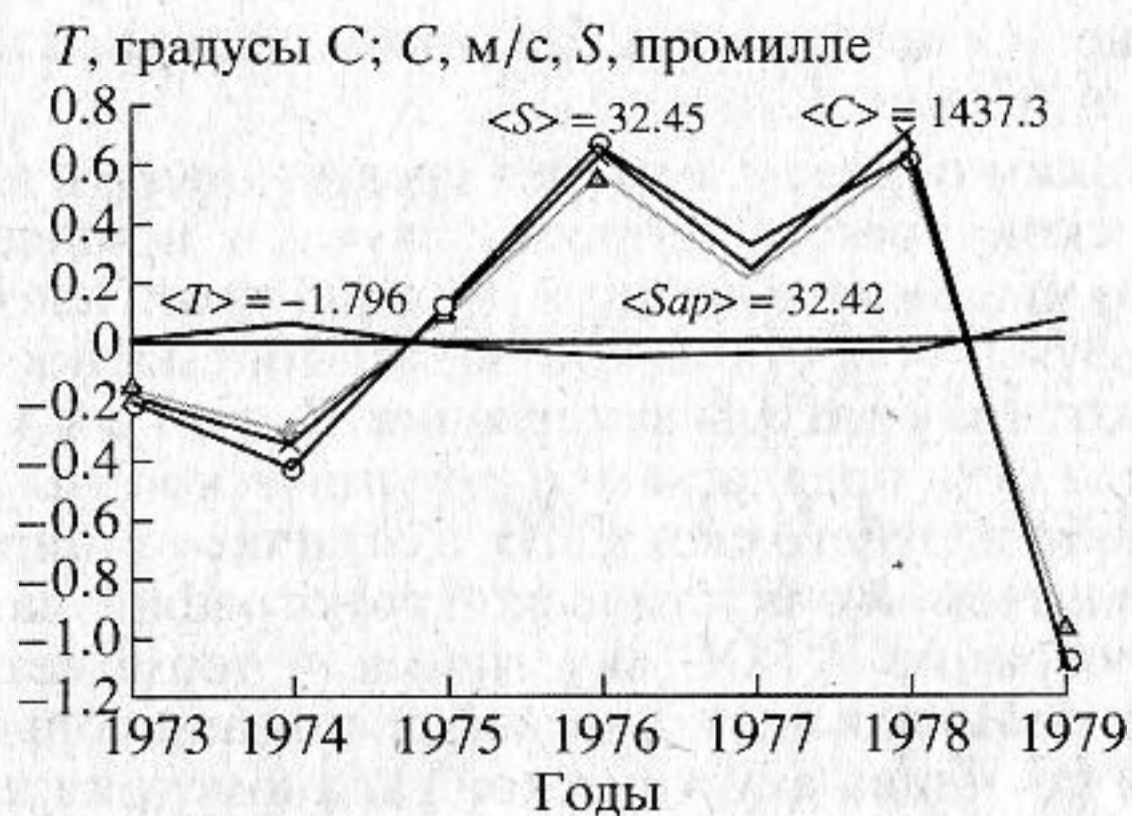


Рис. 3. Наблюденные аномалии температуры  $T$ , солености  $S$  и скорости звука  $C$  верхнего 50-м слоя, осредненные вдоль 600-км трассы в котловине Амундсена, и оценки солености  $Sap$ , полученные по скорости звука и температуре замерзания.

тических и океанографических аспектов проблемы сначала путем анализа имеющихся данных и численного моделирования, а затем и пробного натурного эксперимента. Мы провели предварительный анализ проблемы, показавший принципиальную осуществимость акустической галинометрии верхнего слоя АБ. Остановимся на некоторых полученных результатах.

Оценим сначала точность расчета солености по скорости звука в верхнем слое океана на примере 600-км участка трассы Шпицберген–Аляска, пересекающего котловину Амундсена и хорошо обеспеченного данными экспедиций “Север” [5]. На рис. 3 показаны осредненные вдоль трассы отклонения наблюдаемых в верхнем слое океана

значений  $T$ ,  $S$  и  $C$  от их средних за 1973–1979 гг. величин (эти средние величины приведены на рисунке в угловых скобках) [7]. Пунктиром обозначены оценки аномалий солености  $Sap$ , полученные по наблюдаемым значениям  $C$  и температуре замерзания  $F$  с помощью двух приближений. Сначала использовалось постоянное значение  $F = -1.8$  град и находилось  $Sap'$  по  $C$  и  $F$  с помощью формулы, связывающей соленость со скоростью звука и температурой при атмосферном давлении [8]:

$$S = -1050.9 - 13.6837T + 8.2458 \times 10^{-3}T^2 + 1.0526 \times 10^{-4}T^3 + C(0.74938 + 7.075 \times 10^{-3}T). \quad (2)$$

Затем по найденному первому приближению солености  $Sap'$  находились уточненные значения температуры замерзания  $F(Sap')$ , с помощью которых получали второе приближение солености  $Sap$  по формуле (2). Полученные таким образом оценки отличаются от наблюдаемых не более, чем на 0.13 промилле, что при межгодовых изменениях солености в 1–2 промилле представляется вполне приемлемой точностью.

Задача сводится, таким образом, к измерению средней вдоль трассы скорости звука в верхнем слое по времени распространения первой моды в приледном слое АБ. На рис. 4б приведены собственные функции первой моды для различных частот, рассчитанные по типичному для АБ профилю скорости звука (рис. 4а). Видно, что 20-Гц мода охватывает слишком толстый слой и не может не испытывать влияния атлантических вод, где скорость звука определяется температурой. По этой причине рекомендуемые для акустической термометрии СЛО сигналы с частотами 20–30 Гц не смогут дать однозначный результат при попытке

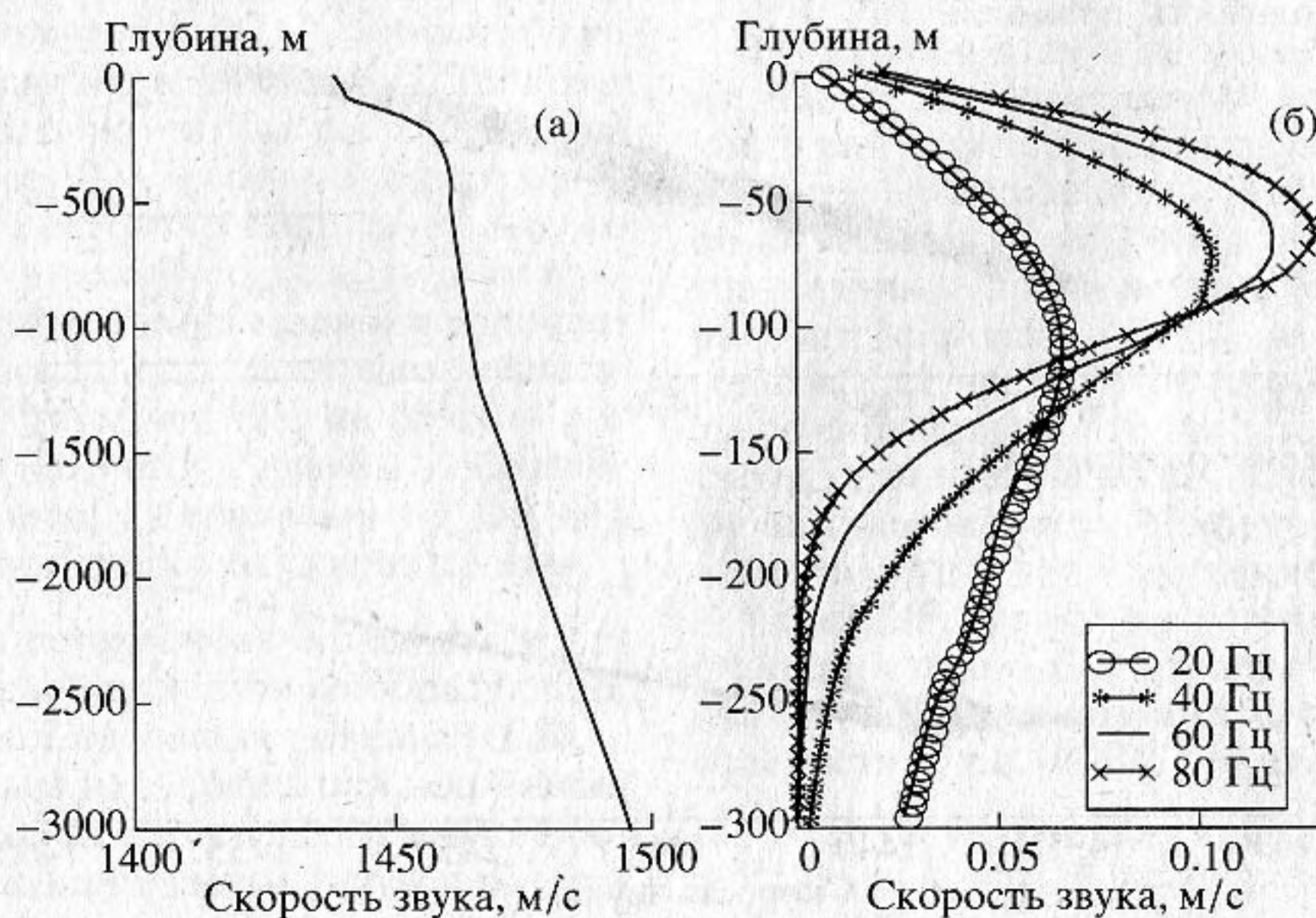


Рис. 4. Типичный профиль скорости звука в АБ (а) и собственные функции первой моды звукового сигнала с частотами от 40 до 80 Гц (б).

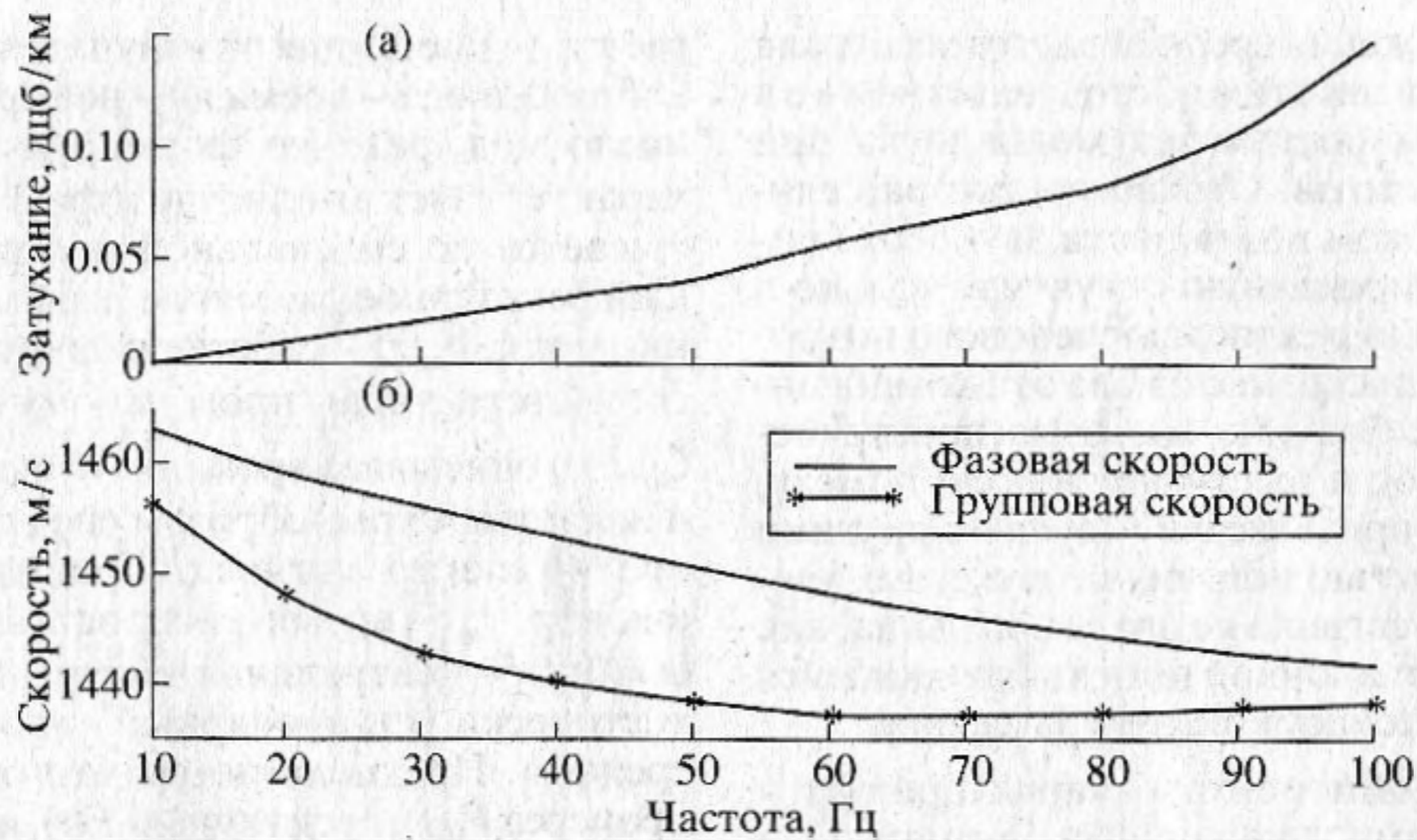


Рис. 5. Затухание звука (а) и фазовые и групповые скорости первой моды (б) в зависимости от частоты.

их использования для целей акустической галинометрии АБ. С повышением частоты первая мода все более прижимается к верхнему слою (рис. 4б) и становится более приемлемой для галинометрии. При этом, однако, растет и затухание звука, поглощаемого и рассеиваемого льдом (рис. 5а), т.е. уменьшается и длина трассы, на которой возможно осуществить акустическую галинометрию, что сужает возможности акустического мониторинга солености СЛО.

Наряду с формой собственной функции показателем степени концентрации первой водной моды в верхнем слое может служить и групповая скорость моды. Из рис. 5б, где показаны частотные зависимости фазовой и групповой скоростей первой моды для типичных гидрологических условий в АБ (рис. 4а), видно, что в частотном диапазоне до 25–30 Гц групповая скорость быстро убывает с ростом частоты, что соответствует сосредоточению моды в верхнем слое, когда мода вместо “глубоководной” становится “приледной”. После этого уменьшение групповой скорости с частотой замедляется, становясь малозаметным на частотах выше 40 Гц. Это означает, что в рассматриваемых условиях дальнейшее существенное повышение частоты для “поджатия моды ко льду” уже не очень эффективно, и частоты выше 40 Гц могут использоваться для измерений скорости звука в верхнем слое АБ.

Затухание первой моды на частоте 40 Гц лишь в два–три раза больше, чем на частоте 20 Гц, поскольку рост затухания с частотой для скользящих мод происходит медленнее, чем по закону  $f^2$ , следующему из параметра Рэлея. Учитывая успешное обнаружение первой моды 20-Гц сигнала на расстоянии 2600 км [1], можно рассчитывать, что частоты несколько выше 40 Гц могут быть применены для акустической галинометрии СЛО на расстояниях не менее нескольких сотен км.

На рис. 5а изображено затухание звука в зависимости от частоты в типичных для АБ условиях. При расчете использовалась двухкомпонентная модель плавающего ледового покрова, согласно которой последний состоит из чередующихся участков относительно ровных и восторженных льдов, плавающих на поверхности океана. Для относительно ровных льдов принимались следующие параметры: сплоченность  $\epsilon = 0.7$ , средняя толщина  $h_1 = 2.8$  м при среднеквадратической высоте неровностей нижней поверхности льда  $\sigma_1 = 1.6$  м. Для торосистых участков ледового покрова принимались  $h_2 = 6.5$  м и  $\sigma_2 = 3.5$  м. Для свободной поверхности льда предполагалось  $\bar{\sigma} = 0.7$  м. Горизонтальные масштабы корреляции неровностей нижней поверхности “ровных” и торосистых льдов принимались равными 120 и 44 м соответственно. Скорость продольных волн во льду предполагалась равной  $3000 \times (1 - i0.03)$  м/с, скорость сдвиговых волн –  $1800 \times (1 - i0.03)$  м/с, отношение плотностей льда и воды – 0.91. Кривая на рис. 5а соответствует минимальному уровню затухания.

Выбор оптимальной для галинометрии частоты нуждается, следовательно, в компромиссе, поиск которого зависит от длины трассы и конкретных океанографических условий – от льда, от толщины верхнего слоя, в котором скорость звука  $C$  определяется соленостью  $S$ , от степени влияния подстилающих слоев, в которых связь между  $C$  и  $S$  ослабевает и определяющим фактором становится температура  $T$ .

Прежде чем обратиться к результатам акустического моделирования, сделаем следующие общие замечания. Звуковое поле в арктическом волноводе, создаваемое сосредоточенным источником звука, состоит из регулярной и стохастически рассеянной компоненты. Интенсивность последней растет с увеличением частоты звука, поэтому

необходимость снижения средней частоты сигнала в Арктике обусловлена этим обстоятельством не в меньшей мере, чем ростом затухания звука при увеличении его частоты. Стохастически рассеянная ледовым покровом компонента звукового поля имеет детерминированную структуру только в среднем по ансамблю реализаций ледового покрова. При единичной посылке сигнала эта компонента не сохраняет ни фазу, ни время распространения нормальных мод и выступает в роли помехи, уровень которой определяется (наряду с другими причинами) мощностью источника звука, т.е. увеличение мощности сигнала не дает выигрыша, как и в случае реверберационной помехи, являющейся частным случаем стохастического рассеяния.

Регулярная компонента характеризуется детерминированными значениями амплитуд и фаз нормальных волн, а при импульсном излучении – временем распространения волн. Амплитуда нормальной волны определяется как профилем скорости звука, так и состоянием ледового покрова и может служить лишь для качественных оценок, в частности – для оценки параметров ледового покрова. Для целей мониторинга более всего пригодно время распространения импульсного сигнала по модам. Излучение единичных детерминированных импульсов для протяженных трансарктических трасс не рационально из-за высокого уровня помех среды. Создание мощных импульсных излучателей ограничено техническими возможностями, нелинейными эффектами в звуковом поле и другими причинами. Использование взрывных источников не рационально ввиду большого разброса интенсивности и спектра излучения даже для одинаковых зарядов. Кроме того, использование мощных источников нежелательно с экологической точки зрения.

Существуют различные способы получения импульсного отклика гидроакустического канала путем посылки протяженных во времени шумовых и псевдошумовых сигналов и последующей их корреляционной обработки. При этом отношение сигнал/помеха улучшается за счет квазикогерентного накопления сигнала и других способов подавления помехи. Наиболее распространенным способом создания такого сигнала в настоящее время является способ формирования псевдошумового сигнала путем фазовой модуляции несущего гармонического сигнала  $M$ -последовательностью. Именно этот способ был применен в трансарктическом эксперименте 1994 г. [1]. Сущность подхода состоит в следующем. Регулярное звуковое давление в волноводе с регулярно меняющимися по трассе параметрами для узкополосного сигнала может быть описано суммой связанных нормальных мод

$$p(\mathbf{r}, z, t) = \sum_{m=1}^M A_m(\mathbf{r}) \Phi_m(z) F(t - t_m) \exp(-i\omega t), \quad (3)$$

где  $\mathbf{r}$  и  $z$  – дистанция от излучателя и глубина точки наблюдения,  $t$  – время,  $m$  – номер моды,  $M$  – общее число мод, реально формирующих сигнал,  $A_m(\mathbf{r})$  характеризует амплитуду и фазу сигнала и рассчитывается по специальной программе, учитывающей регулярное рассеяние (взаимное преобразование мод),  $\Phi_m(z)$  – собственная функция волновода, соответствующая продольному волновому числу  $\zeta_m$ ,  $F(t)$  описывает временную огибающую сигнала и является Фурье-образом спектра сигнала, а точнее – спектр сигнала, прошедшего приемный фильтр,  $t_m$  – время распространения  $m$ -й моды,  $\omega = 2\pi f$ ,  $f$  – центральная частота сигнала,  $F(t)$  – статистически стационарный процесс с нулевым средним. Предполагается, что образец шумового процесса  $F_0(t)$ , идентичный  $F(t)$ , имеется в распоряжении экспериментатора. Принятый и прошедший фильтрацию процесс (1) в виде эквивалентного напряжения подается на один из входов коррелятора, на другой подается образец сравнения (апликатор)  $F_0(t - \tau)$ , где  $\tau$  – временная задержка. На выходе коррелятора с временем усреднения  $T$  достаточно большим, чтобы  $T\Delta f \gg 1$  ( $\Delta f$  – полоса сигнала по частоте), имеем напряжение, эквивалентное процессу  $\bar{p}(\mathbf{r}, z, \tau)$ :

$$\bar{p} = \sum_{m=1}^M A_m(\mathbf{r}) \Phi_m(z) R(\tau - t_m) \exp(-i\omega\tau), \quad (4)$$

где  $R(\tau)$  – временная функция корреляции процесса  $F(t)$ .

Сравнивая выражения (3) и (4), видим, что процесс  $\bar{p}$  имеет вид детерминированного отклика канала для сигнала с огибающей  $R(t)$ , если  $t$  заменить на  $\tau$ . Заметим, что для плоскостойкого (в среднем по ансамблю неровностей ледового покрова) волновода  $t_m = r/v_m$ , где  $v_m$  – групповая скорость, определяемая согласно формуле  $v_m^{-1} = d\zeta_m/d\omega$  и характеризующая скорость распространения сигнала. Для нерегулярного волновода  $t_m$  зависит от эффектов, связанных с пространственной регулярной изменчивостью волновода и, как правило, не имеет линейной зависимости от дистанции между излучателем и точкой наблюдения.

Отметим, что для аддитивной некоррелированной с  $F(t)$  помехи ее уровень  $\tilde{I}$  на выходе коррелятора связан с мощностью помехи  $W$  в полосе 1 Гц на входе коррелятора соотношением  $\tilde{I} = W/T$ , т.е. при достаточно большом времени усреднения можно сколь угодно сильно подавить помеху, создаваемую волноводом (кроме стохастической компоненты самого сигнала). Реально время усреднения ограничено интервалом стационарности  $F(t - t_m)$  в выражении (3) и условием идентичности  $F(t)$  и  $F_0(t)$ . В волноводе идентичность процессов

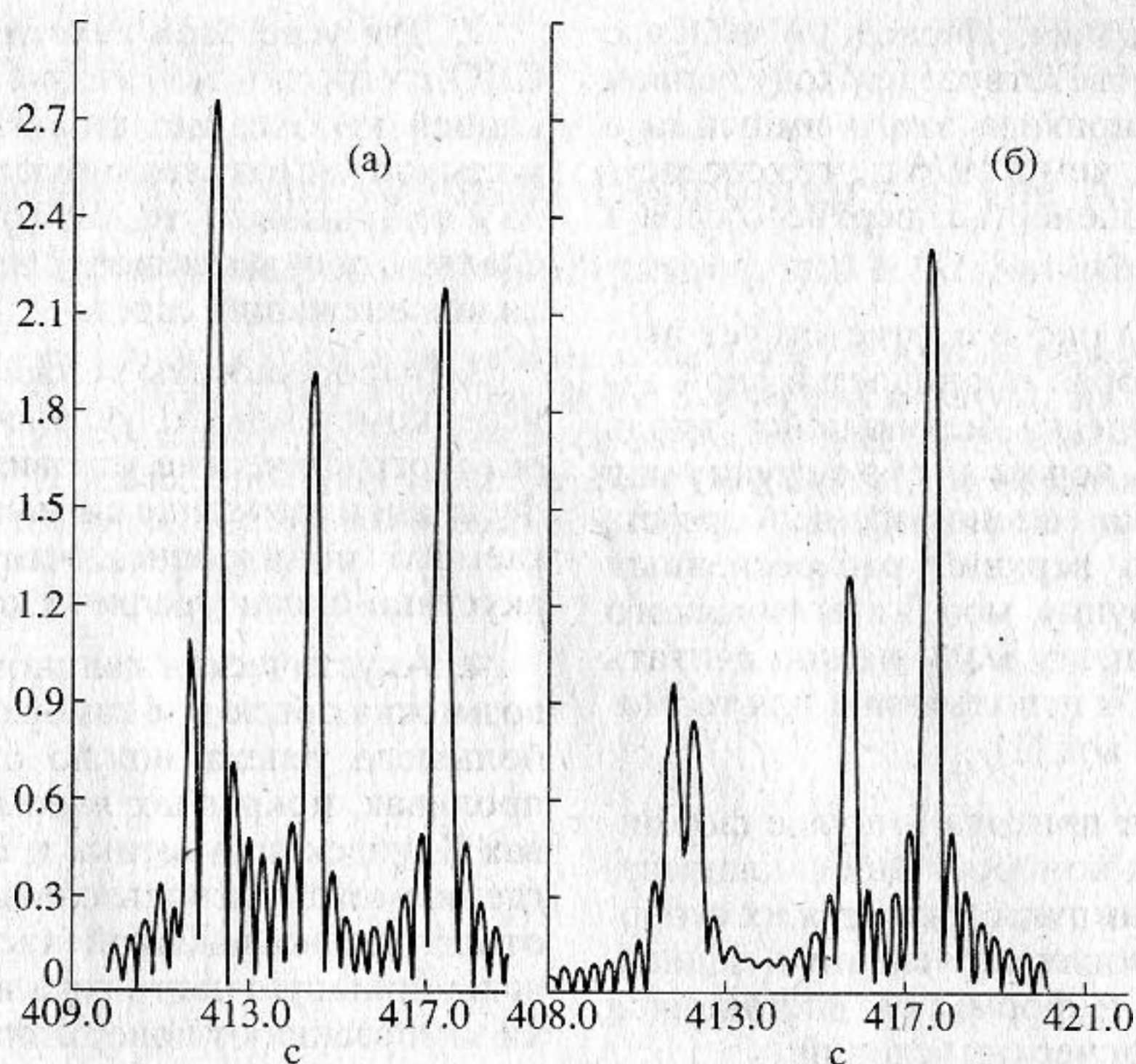


Рис. 6. Импульсный отклик волновода на трассе в котловине Амундсена для условий 1976 (а) и 1979 (б) гг.

нарушается частотной дисперсией мод. Требуется брать полосу  $\Delta f$  сигнала достаточно малой, чтобы в пределах ее можно было бы пренебречь частотной дисперсией.

В арктическом волноводе узкополосность на трассе длиной 600 км сохраняется на частоте 40 Гц в полосе до 3 Гц. Временные изменения параметров волновода и положения излучателя и приемника приводят к искажениям из-за эффекта Доплера, нарушая идентичность  $F(t)$  и  $F_0(t)$ . Следует принимать меры к компенсации этих искажений, как это рассмотрено, например, в работах [9, 10]. При приеме сигнала на вертикальную антенну или отдельный гидрофон надо вводить и фазовую компенсацию, учитывающую изменения расстояния до излучателя гидрофона или группы гидрофонов, составляющих антенну. Последнее требует непрерывного контроля точного пространственного положения излучателя и приемной системы в интервале времени наблюдения. В принципе, с этими помехами можно справиться, как показывают результаты эксперимента, описанного в работе [1].

Если сигнал принимается на вертикальную антенну, настроенную на выделение  $N$ -й моды способом, опирающимся на условие ортонормированности мод, то на выходе коррелятора имеем сигнал

$$P_N = A_N(\mathbf{r})R(\tau - t_N)\exp(-i\omega\tau).$$

В нашем случае номер  $N$  соответствует первой водной моде.

Применение вертикальной антенны обязательно на частотах звука около 60 Гц и выше, так как одиночный гидрофон принимает группу пришедших мод, не разделяющихся по времени распространения. На частоте 40 Гц единственная пришедшая мода четко разделяется по времени прихода с остальными модами. Применение вертикальной антенны и в этом случае желательно, так как это позволяет, во-первых, более точно определить время прихода первой водной моды, и во-вторых, повысить отношение сигнал/помеха для этой моды, так как на коррелятор с антенны поступает не вся помеха, а только часть ее, принадлежащая первой водной моде, а уровень полезного сигнала определяется полным потоком энергии в моде, а не локальным значением собственной функции.

Нами было проведено моделирование огибающей сигнала  $\bar{p}$  для 600-км трассы в котловине Амундсена по океанографическим данным зимне-весенних экспедиций "Север" 1976, 1978 и 1979 гг. [5]. На рис. 6 построены модельные графики огибающей сигнала  $\bar{p}$  на центральной частоте 40 Гц в полосе 3 Гц для 1976 и 1979 гг. Горизонты излучения и приема равны 70 м, что соответствует области максимальных значений собственной функции первой водной моды. По оси ординат отложены времена прихода сигнала в секундах, по оси абсцисс – амплитуды сигнала в единицах аномалии распространения, характеризующей отклонение интенсивности сигнала от сфе-

рического закона спадания. Последний импульс на графиках а) и б) соответствует приходу первой водной моды. Время прихода этого импульса в 1979 г. на 0.2 с больше, чем в 1976 г., что согласуется с более низкой соленостью верхнего слоя в 1979 г. (см. рис. 3).

Средний импульс на рис. 6 соответствует второй водной моде, которая проникает в слой атлантических вод и, следуя меняющейся вдоль трассы скорости звука, переходит то в группу мод галоклина (слоя скачка солености), непосредственно подстилающего верхний распресненный слой океана, то в группу мод атлантического слоя. На частоте 20 Гц эту моду можно считать чисто "атлантической" и использовать для термометрии атлантических вод [1].

Первый по времени прихода импульс формируется модами высших номеров. Они накладываются друг на друга, и импульс является их суперпозицией, что и обуславливает сильную зависимость его амплитуды и формы от дистанции и изменений океанографических условий.

Время распространения импульса в 1979 г. оказалось на 0.3 с больше, чем в 1978 г., что вполне может быть измерено и согласуется с резким уменьшением солености верхнего слоя между этими годами (см. рис. 3).

Если бы рассматриваемые сигналы реагировали только на изменения скорости звука в верхнем слое, то разность времен их распространения в 1979 и 1978 гг., как и в 1979 и 1976 гг., была бы около 0.5 с в соответствии с наблюдавшимся уменьшением скорости звука на 1.8–1.7 м/с. Акустическое моделирование дало для этих двух случаев 0.3 и 0.2 с соответственно. Ясно, что для успешного мониторинга скорости звука, а следовательно, и солености верхнего слоя океана в рассмотренных условиях недостаточно простого контроля за временем распространения первой моды 40-Гц сигнала, а требуется также исключение влияния нижележащих слоев, что может быть сделано с помощью методов акустической томографии. Подо льдом на мелководьях, где температура воды близка к точке замерзания во всем слое воды от поверхности до дна, галинометрическая интерпретация измерений времени распространения сигналов представляется более простой.

В заключение могут быть сделаны следующие выводы:

1. Тесная связь между соленостью и скоростью звука подледного слоя Арктического бассейна открывает возможность использования акустических методов для дистанционного контроля солености верхнего слоя океана – акустической галинометрии СЛО.

2. Для успешной акустической галинометрии СЛО с его сложной гидрологической стратификацией необходимо тщательно выбирать оптимальную частоту зондирующего звукового сигнала и использовать томографический (послойный) анализ с целью исключения влияния изменчивости нижележащих слоев.

3. Выбор частоты должен быть основан на поиске компромисса, учитывающего конкретные океанографические условия, форму собственной функции и затухание сигнала на трассе предполагаемого мониторинга, что требует детального акустико-океанографического моделирования.

4. Акустическая галинометрия, по-видимому, возможна повсюду в замерзающих морях, но наибольшего успеха можно ожидать в нешироких проливах, покрытых льдом (например, в проливах Канадской Арктики и Беринговом проливе), где возможно использование звуковых сигналов относительно высокой частоты, а температура воды большую часть года находится вблизи точки замерзания от поверхности до дна.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилов А.Н., Славинский М.М., Шмелев А.Ю. Теоретические и экспериментальные исследования возможности акустической термометрии климатической изменчивости Северного Ледовитого океана // Усп. физ. наук. 1995. Т. 165. № 7. С. 837–840.
2. Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A.J. The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic, 1968–1982 // Progress in Oceanography. 1988. V. 20. № 2. P. 103–151.
3. Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S.-A. "Great Salinity Anomalies" in the North Atlantic // Progress in Oceanography. 1998. (In press).
4. Hakkinen S. An Arctic source for the Great Salinity Anomaly: A simulation of the Arctic ice-ocean system for 1955–1975 // Journ. Geophys. Res. 1995. V. 98. № C9. P. 16 397–16 410.
5. Поляков И.В., Тимохов Л.А. Средние поля температуры и солености Северного Ледовитого океана // Мет. и гидр. 1994. № 7. С. 68–75.
6. Сабинин К.Д. Океанологические аспекты акустической термометрии Северного Ледовитого океана // Усп. физ. наук. 1995. Т. 165. № 7. С. 831–835.
7. Сабинин К.Д., Соколов В.Т. Акустический мониторинг Северного Ледовитого океана: ключевые районы и объекты // Сб. докладов на школе-семинаре "Акустика океана". М., 1998 (В печати).
8. Калашиников П.А. Первичная обработка гидрологической информации. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1985. 152 с.
9. Морозов А.К. Применение методов квазикогерентного накопления импульсной реакции гидроакустического канала при обработке шумоподобных сигналов в эксперименте THETIS-2 // Акуст. журн. 1996. Т. 42. № 6. С. 829–834.

10. *Heard G.J., Schumacher I.* Time compressing of *M*-sequence transmissions in a very long waveguide with a moving source and receiver // *J. Acoust. Soc. Amer.* 1996. V. 99. № 6. P. 3431–3438.

## On the Feasibility of the Acoustic Halinometry of the Arctic Ocean

G. I. Kozubskaya, V. M. Kudryashov, and K. D. Sabinin

It is shown that the sound velocity in the underice layer of the Arctic Ocean is determined by the salinity of water rather than by its temperature; this makes feasible the acoustic halinometry of the upper oceanic layer, i.e., remote measurements of salinity by acoustic methods. Numerical modeling for a 600-km-long track in the Arctic Ocean shows the feasibility of using 40-Hz signals for this purpose. The interannual variability of the salinity observed in this region corresponds to noticeable (up to 0.3 s) changes in the travel time of the first mode of a 40-Hz signal along this track.