ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ОСНОВНОГО ЧЕРНОМОРСКОГО ТЕЧЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В. К. БОГУШЕВИЧ, Л. Н. ЗАМАРЕНОВА, Н. С. КАТАШИНСКАЯ, М. И. СКИПА

Отделение гидроакустики МГИ НАН Украины, г. Одесса

The possibilities of ray sounding method concerning the problem of temperature field reconstruction of the Basic Black sea current for autumn season are considered.

Основное черноморское течение (ОЧТ) – основной фактор формирования климата, биоресурсов и экологии региона. Его роль связана с переносом теплых вод с юго-востока Черного моря. Дистанционным методом оценки поля температуры является метод примером акустического лучевого зондирования. Классическим мониторинга мезомасштабных неоднородностей океана является поля температуры метод акустической томографии W. Munk' и C. Wunsh' [1], в котором для получения поля скорости звука используется процедура инверсии времен прихода сигналов лучей. Зависимость скорости звука от температуры позволяет перейти от значений скорости звука или ее аномалии к значениям температуры или ее аномалии. Оценка тепломассопереноса требует знания поля скорости течений и поля температуры. Повидимому, задача одновременного измерения поля скорости течения и поля температуры в области течения акустическими методами ранее не ставилась. Отдельно же решение этих задач в различных районах Мирового океана, исключая Черное море, хорошо известно. При измерении поля скорости течений получили развитие методы с распространением сигналов во встречных направлениях [2]. Исследования в области томографии океана главным образом посвящены задачам термометрии, в которых измеряются средние значения температуры [1, 2]. Одновременное измерение полей скорости и температуры ОЧТ методом акустического лучевого зондирования позволяет оценить тепломассоперенос. Ранее нами рассмотрена задача измерения поля скорости ОЧТ [3]. Измерение поля температуры ОЧТ имеет особенности по сравнению с измерением этого поля в других задачах. Цель работы состоит в определении возможностей мониторинга поля температуры ОЧТ методом акустического лучевого зондирования и восстановления поля температуры по времени распространения сигналов лучей.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Рассмотрим возможности применения метода акустического лучевого зондирования для восстановления поля температуры. Время распространения сигнала связано со скоростью звука. Восстановление поля аномалии скорости звука осуществим по методу, применявшемуся нами ранее для восстановления полей аномалий скоростей звука других неоднородностей [3]. Поле аномалии температуры определим, исходя из зависимости скорости звука от температуры.

Исходными данными для численного моделирования служит информация баз данных о поле температуры и солености в районе южного берега Крыма, полученная на разрезах, которые направлены поперек ОЧТ [4, 5]. По значениям температуры и солености рассчитывалась скорость звука. В результате получено поле скорости звука в виде профилей скорости звука в сечениях разреза, которое рассматривалось как фактическое. Результат инверсии, его точность зависит от выбора опорного поля скорости звука. На основе анализа поля температуры на разрезах в различные гидрологические сезоны нами была разработана двухградиентная модель опорного поля, которая требует монотонного изменения минимума температуры и его глубины вдоль разреза. Однако осенью минимум температуры мало меняется от сечения к сечению и неявно выражен. В этом случае для задания опорного поля достаточно использовать линейную аппроксимацию значений скорости звука между начальным и конечным сечениями.

Возможности восстановления поля температуры рассмотрим на примере осеннего разреза (18 рейс НИС «Трепанг», 12.10.97). Опорное поле получено путем линейной интерполяции. На рис. 1б показано поле аномалий температуры, значения которого являются разницей между фактическим и опорным значением. Для восстановления аномалии скорости звука рассчитываются фактическое и опорное поле скорости звука.

ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ СКАНИРОВАНИЕ

Значения аномалии. Наибольшие значения аномалий температуры в области ОЧТ приурочены к области термоклина и достигают 6 °C. Размеры аномалии температуры (по изолинии 0,2 °C) составляют ~35 м по вертикали и ~14,5 км по горизонтали. Полагается, что в области глубин более 40 м значения аномалии пренебрежимо малы и она не влияет на аномалии времен сигналов лучей. Глубина места первого сечения – 300 м, последнего – 1800 м (рис. 1а). Скорость звука на поверхности имеет то же значение, что и на глубине ~1450 м, и от поверхности будут отражаться только лучи, имеющие большие глубины заворота. Чтобы обеспечить формирование таких лучей без отражения от дна, излучатель необходимо расположить с глубоководной стороны трассы на глубине более 1450 м, а приёмные гидрофоны – разместить по длине трассы, на дне. Схема горизонтального сканирования приведена на рис. 1а.

Рассмотрим возможности восстановления аномалии скорости звука в приближении линейной инверсии, при которой аномальный луч заменяется опорным. Аномалия времени выражается через интеграл по опорному лучу [1]:

$$\Delta T \approx -\int_{\Gamma_m^0} c^{-2} \Delta c ds , \qquad (1)$$

где Δc – аномалии скорости звука.

Если бы при сканировании траектории лучей в аномальной области представляли собой отрезки прямых, то уравнение (1) можно было бы заменить выражением:

$$\Delta c_{cp} = -\Delta T \cdot c_{cp}^2 / \Delta s_{40}^0, \qquad (2)$$

где Δs_{40}^0 – длина пути луча в области глубин 0-40 м.

Пересечение опорными лучами аномалии поля температуры показано на рис. 16. В таблице 1 приведены значения времён распространения сигналов опорных T_0 и аномальных T лучей, дальности их точек отражения, r_{omp} , значения аномалий времён $\Delta T = T - T_0$. Для опорных лучей указаны углы выхода χ_u^0 , средние по интервалу глубин 0-40 м аномалии скорости звука Δc_{cp} и температуры Δt_{cp} , длины их путей Δs_{40}^0 в

интервале глубин 0-40 м, координаты приемных гидрофонов, расстояние от начала трассы, r_{np} , и глубина z_{np} .



Рис	1
I nc.	1

								Т	аблица 1
r_{omp} , KM	χ^0_u	Z_{np} , M	r_{np} , M	T_0 , мкс	Δs_{40}^0 , M	T, мкс	ΔT , мкс	Δc_{cp} , M/c	Δt_{cp} , c
2	-2,89	320	0,135	9778262	836	9778242	-20,3	0,053	0,014
3	-3,77	400	0,782	9361913	724	9361322	-590,7	1,785	0,498
4	-4,76	495	1,349	8987788	630	8987084	-703,7	2,445	0,683
5	-5,91	625	1,781	8715029	549	8714458	-571,2	2,274	0,635
6	-7,25	755	2,314	8376109	480	8375732	-377,8	1,721	0,480
7	-8,86	895	2,943	7976793	417	7976567	-226,1	1,174	0,328
8	-10,86	1020	3,838	7403671	359	7403523	-147,9	0,902	0,252
9	-13,44	1095	5,130	6569929	304	6569842	-87,7	0,630	0,176
10	-16,94	1170	6,560	5659972	252	5659931	-41,6	0,360	0,100
11	-22,03	1355	7,856	4884050	202	4884042	-8,5	0,091	0,025
12	-30,12	1549	9,414	4003074	155	4003085	11,1	-0,156	-0,043

Графики зависимости от расстояния аномалии времени ΔT и средних по интервалу глубин значений аномалии скорости Δc_{cp} и температуры Δt_{cp} приведены на рис. 2. Значения аномалий скорости звука вычислялись в соответствии с формулой (2), а

б)

a)

значения аномалий температуры — по приближенной формуле, которая для осенних условий ($t_0 \approx 11^{\circ}C$ и $S \approx 18,0\%$) принимает вид: $\Delta c / \Delta t = 3,579$.

Приведенные на рис. 2 значения восстановленных аномалий температуры, $\Delta t_{cp}(r)$, оказались заметно меньше фактических, измеренных в аномальном поле (-0,02°C в сечении трассы r = 2,3 км, +0,96°C при r = 3,1 км, +0,87°C при r = 5,2 км, +0,54°C при r = 6,9 км и +0,09°C при r = 12,0 км). Эта ошибка определяется рядом причин. Во-первых, предположение, что аномалия поля в интервале глубин более 40 м пренебрежимо мала и не оказывает влияния на время распространения, не является строгим. Во-вторых, форма и пространственное положение опорного и аномального лучей отличаются. Но это отличие



мало и связанная с ним дополнительная времени аномалия (и температуры) будет крайне малой – менее 0,02 °C В третьих, луч в верхнем 40метровом слое претерпевает «излом» на глубине термоклина, его vже нужно аппроксимировать двумя отрезками прямых. Аномалия времени будет определяться двумя элементами пути луча Δs_1 И Δs_2 (выше и ниже

границы излома) и двумя средними значениями аномалий Δc_{cp1} и Δc_{cp2} . Принимая трёхслойную модель аномалии поля, с верхним неаномальным слоем $\Delta z_1=10$ м, $\Delta t_{cp}^{10} = \Delta t_{1cp} \approx 0$, верхним аномальным слоем, Δt_{2cp} , Δz_2 от 10 м до 24 м (средняя глубина термоклина) и нижним аномальным слоем, Δt_{3cp} , Δz_3 от 24 м до 40 м, и полагая в первом приближении $\Delta c_{2cp} = \Delta c_{3cp}$, можно учесть большую часть ошибки, связанной с «изломом» луча:

$$\delta \Delta T / \Delta T^{\text{\tiny AUH}} = -\Delta c_{2cp} \cdot \Delta z_1 / 0,75 z_0 \cdot \Delta c_{2cp} = -4 \Delta z_1 / 3 z_0 . \tag{3}$$

В таблице 2 приведены коэффициенты K_{Π} , которые позволяют пересчитать значения средних по интервалу глубин 0-40 м аномалий температур и улучшить точность восстановления горизонтального профиля:

<i>г_{отр}</i> , КМ	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\delta \Delta T / \Delta T$,%	25,6	12,9	9,9	8,6	7, 5	5,7	4,8	4,0	3,4	1,8	1,8
K _π	1,35	1,15	1,11	1,09	1,08	1,06	1,05	1,04	1,03	1,02	1,02
$\Delta t_{cp}, {}^{0}C$	0,02	0,57	0,76	0,69	0,52	0,35	0,27	0,18	0,10	0,03	-0,05

Таблица 2

ВЕРТИКАЛЬНОЕ СКАНИРОВАНИЕ

Условия канального распространения – однозначность траекторно-временных соотношений лучей и временных интервалов между сигналами лучей, – позволяют использовать для сканирования только лучи, глубины верхних точек заворота которых z_{m0}^+ меньше 25 м, но больше 10 м. Эта область глубин аномалии поля, z = 10-25 м и поддается вертикальному сканированию (табл. 3). Схема вертикального лучевого сканирования предполагает одну точку излучения $z_u = 200$ м и много точек приема на дальности r = 12,2 км. Положение и пути опорных лучей в аномальной области показаны на рис. 3, зависимость $\Delta T_m(z_m^+)$ и $\Delta T_m(z_m^+)/\Delta s_{40}$ – на рис. 4. Эти зависимости качественно характеризуют вертикальный разрез аномалии поля и нахождение его ядра в интервале глубин 19-24 м.

Таблица 3

Z_m^0, \mathbf{M}	23,5	23,2	22,6	22,1	21,7	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12
Z_m^a, M	27	26,6	26	25,6	25,3	24,8	24,3	24,1	24	23,8	23,7	24,4	23,5	23,4	23,3
ΔT , MC	0,5	0,62	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,11	1,14	1,18	1,2	1,25	1,24	1,26	1,25
Δs_{40} , M	316	302	274	263	255	259	299	400	485	539	630	670	823	890	971

Восстановление вертикального профиля аномалии проводилось по методике работы [3]. На глубинах верхних точек заворота лучей аномалии скорости звука задавались так, чтобы аномалии времен распространения по этим лучам соответствовали аномалиям времен соответствующих аномальных лучей (табл. 3). Но такой подход выявил неустойчивость процесса сходимости на высокоградиентных участках термоклина. Решение этой задачи можно получить при совместном рассмотрении двух механизмов формирования аномалии времени – интегрирование аномалии поля по лучу (до нижней границы термоклина) и сдвиг верхней точки заворота луча (сдвиг термоклина). Но такая методика восстановления в переменном по трассе волноводе еще до конца не отработана.



Рис. 3



Можно предложить и приближенный подход к восстановлению, основанный на замене дифференциального, по отдельным точкам, восстановления профиля интегральным, когда восстанавливается сразу участок профиля. Этот подход основан на положении, что аномалия поля в области термоклина проявляется, в первую очередь, в сдвиге его глубин, почти плоскопараллельном, и аномалия времени лучей при сдвиге их верхних точек заворота пропорциональна этому сдвигу, $\Delta T \sim \Delta z$. Тогда решение задачи сводится к следующему: находятся времена распространения сигналов лучей в опорном поле, в аномальном поле и аномалии времен ΔT по лучам, заворачивающим в области глубин термоклина; задается величина сдвига термоклина Δz , строится расчетный условно аномальный профиль, рассчитываются времена сигналов лучей и аномалии времен ΔT^* , эти аномалии времен сравниваются с аномалиями ΔT . Изменяя величину сдвига термоклина Δz , добиваются совпадения аномалий времен ΔT^* и ΔT . В случае совпадаемости рядов ΔT «в среднем», но противоположных отличиях на краях, меняем характер сдвига термоклина с плоскопараллельного на линейно-наклонный, когда глубины точек профиля сдвигаются на разную величину. Разница между найденным и опорным профилем дает искомую аномалию $\Delta c(z)$.

При указанном подходе результаты восстановления оказались следующими: для сдвига $\Delta z = 4,6$ м значения ΔT^* оказались несколько большими (на ~20 %) фактических значений аномалий ΔT (рис. 4), уменьшение сдвига Δz на 20 % (с наклоном) позволило свести эту разницу (в среднем, по всему ряду значений ΔT) почти к нулю и получить расчетные профили аномалии $\Delta c_{cp}(z)$ (рис. 5) (профили скорости звука: опорный – 1, аномальный – 2, условно-аномальный – 3, рассчитанный – 4, аномалия скорости звука – 5) и $\Delta t_{cp}(z)$. Используя вертикальный (рис. 5) и горизонтальный (рис. 2) профили аномалии было восстановлено аномальное поле. Изолинии восстановленного поля аномалии температуры (рис. 6) в значительной степени соответствуют изолиниям фактического поля (рис. 1).



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложены схемы задания опорного поля, горизонтального и вертикального сканирования аномалии, численно решена задача восстановления поля температуры ОЧТ. Показана возможность практического решения задачи измерения тепломассопереноса.

ЛИТЕРАТУРА

1. W Munk, C. Wunsch. Ocean acoustic tomography: A scheme for large scale monitoring // Deep-Sea Res. – 1979. – 26. – P. 123-161.

2. P. Worcester. Reciprocal acoustic transmission in a midocean environment // J. Acoust. Soc. Amer. -1977. -62. -4. -P. 895-905.

3. В.К. Богушевич, Л.Н. Замаренова, Н.С. Каташинская, М.И. Скипа. О возможностях акустического мониторинга поля основного черноморского течения / Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр. –2010. – Вып. 22.– С. 61-82.

4. http://sfp1.ims.metu.edu.tr/ODBMSDB/ODBMSDB.dll/runquery

5. http://www.ocean.nodc.org.ua/DataAccess.php