科学通报 2013 年 第 58 卷 第 30 期：3100 ~ 3106
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

水体非均匀性对南海深水区地震成像的影响

姬莉莉①, 林缅②*, 郝天珧①

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
② 中国科学院力学研究所, 北京 100190
* 联系人, E-mail: linmian@imech.ac.cn

2013-01-09 收稿, 2013-05-13 接受, 2013-09-13 网络版发表
国家自然科学基金(41074058, 41074097, 41210005)和国家重点基础研究发展计划(2009CB219405-1)资助

摘要 考察了南海深水区水体非均匀性对地震成像的影响. 将波动方程方法推广到非均匀运动水体, 计算了地震波场瞬时快照, 结果表明水体非均匀性影响了地震波的传播时间, 在零偏移距处该影响最大可达 20 ms. 特别地, 中尺度涡会使目标地层成像发生畸变, 而水体内温度变化是造成这种畸变的根本原因. 最后, 给出了评估非均匀水体对地震成像影响的方法.

关键词
非均匀水体
中尺度涡
成像畸变
温度扰动

在浅水海域(水深约几十米)地震波很容易穿过整个水层, 因此人们在处理地震数据时往往把海水看成是均匀的. 那么在深水海域(水深上千米)是否也可以忽略水体非均匀性呢? 观测资料[1~6]发现, 当地震波穿过深水海域时中尺度现象(如, 中尺度涡、内波、锋面等)会实时地反映在地震数据中, 同时这些非均匀水体所引起的多次超强反射还会覆盖中深层数据. 20 世纪 80 年代, Gonella 等人[7]和 Phillips 等人[8]在多道海洋地震调查资料中获取了海洋水体的影像, 当时这一工作并未引起学术界的关注. 直到 21 世纪初, Holbrook 研究小组[9]在处理纽芬兰大滩附近的 3 条地震剖面数据时发现, 地震叠加剖面与海水的温盐微细结构有着一一对应关系, 而且当地震测线穿过不同的水团时在地震剖面上就会显示不同的反射特征. 同样 Nandi 等人[10], Nakamura 等人[11]和 Biescas 等人[12]也先后发现了北大西洋挪威海的上层海流与底层冷水交界面有强反射地震信号; 黑潮和亲潮两种水团的交混处反射波振幅变化非常明显; 中尺度涡的上部和下部都有较强的反射层存在. 调查研究结果表明, 海水的非均匀性已经确确实实反映在地震成像资料中了, 而且这种水体不稳定性加剧了地震波传播的复杂性, 从而为解释处理地震波数据提出了新的问题.

从 2009 年开始我们在国家自然科学基金和国家重点基础研究发展计划("973"计划)的支持下, 针对以下几个方面进行了研究: (1) 水体非均匀性会对地震成像带来多大影响? (2) 造成这种影响的机理是什么? (3) 如何从地震成像资料中剔除? 本文将逐一回答以上3个问题. 海水的非均匀性可分为两类: 静态非均匀(即把海水看成达到流体静力学平衡的分层流体, 以下简称静态海水)和动态非均匀(即海水受到某种扰动、流体静力学平衡被破坏, 如旋涡、内波、海洋锋等), 静态海水的非均匀性主要表现为密度和声速的非均匀. 海水的运动形式虽然呈现多样化, 但是从本质上说都可用密度场、声速场和流速场来描述, 动态海水的非均匀性主要体现在这 3 个物理量是随时空变化的函数. 受地理环境、季风以及不对称热力和浮力等因素的影响, 南海深水区几乎到处分布着大小不一的冷涡和暖涡[13,14], 气枪阵列很难完全避开. 与其他海水运动形式相比, 中尺度涡同时具有生命周期长、影响范围广、旋转速度快等特征, 其温度、密度、水质团流速等随时空变化, 能够很好地反映水

引用格式: 姬莉莉, 林缅, 郝天珧. 水体非均匀性对南海深水区地震成像的影响. 科学通报, 2013, 58: 3100–3106
英文版见: Ji L L, Lin M, Hao T Y. The effect of inhomogeneous water on seismic imaging in deepwater areas of the South China Sea. Chin Sci Bull, 2013, 58: 4443–4449, doi: 10.1007/s11434-013-5975-z

体的动态非均匀性. 因此本文以冷涡和暖涡为例来研究动态海水对地震成像的影响, 分析造成成像畸变的机理, 并在此基础上总结出普适性规律.

1 水体非均匀性会对地震成像的影响

首先, 给出适用于非均匀运动水体的控制方程[15]:

$$\hat{c}_w^{\,2}\hat{\rho}_0\hat{\nabla}\cdot\left(\frac{1}{\hat{\rho}_0}\hat{\nabla}\hat{p}_1\right)=2\hat{u}_0\frac{\partial^2\hat{p}_1}{\partial\hat{t}\,\partial\hat{x}}+\frac{\partial^2\hat{p}_1}{\partial\hat{t}^{\,2}}. \tag{1}$$

与一般的波动方程相比, 式(1)中多了含流速($\hat{u}_0$)项, 海水的非均匀性主要表现在密度 $\hat{\rho}_0$ 和声速 $\hat{c}_w$ 上, 海水的运动性由流速体现. 在数值模拟中需要注意的是, 由于海水层之间声阻抗差异很小, 界面反射波微弱, 因此要求边界的虚反射波至少比海水层反射波小 1 个数量级. 这里我们采用 Kormann 等人[16]提出的一阶 PML 边界条件. 物理模型如图 1(a)所示, 上层水体水深 2200 m, 下层海底由多层密度不同的地层组成, 厚度均为 200 m, 表面水平. 图 1(b)~(d)给出了静态海水和动态海水(以冷涡和暖涡为例)内的声速

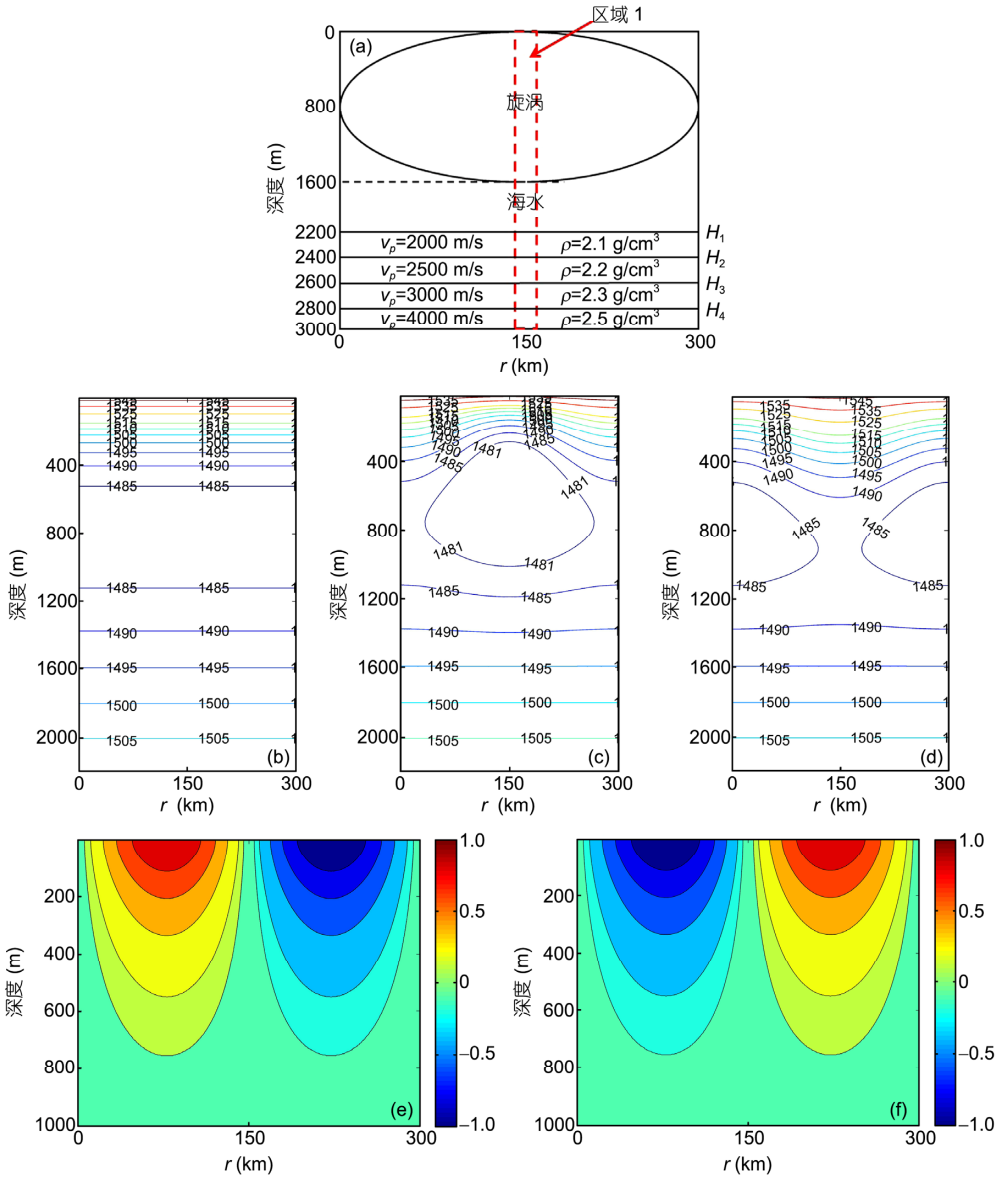

图 1 物理模型以及水体中声速和流速结构图

(a) 物理模型; 非均匀水体中的声速分布: (b) 静态, (c) 冷涡, (d) 暖涡; 非均匀运动水体内的流速结构: (e) 冷涡, (f) 暖涡

分布, 可以看出三者均有非均匀性, 特别地, 旋涡使得等声速线发生弯曲, 且冷涡和暖涡的等声速线弯曲方向不同. 图 1(e)和(f)给出了暖涡和冷涡内的流速结构图, 可以看出两者的流速也具有非均匀性, 且方向相反.

取图 1(a)中区域 1 重点讨论(计算区间长 4000 m, 震源坐标为(2000 m, 50 m)), 计算了静态海水、冷涡、完全均匀水体(声速 1500 m/s)3 种情况, 分别讨论地震波振幅、传播时间、成像深度.

计算发现当地震波穿过冷涡时在水中会产生微弱的反射波(图 2), 与地层反射波振幅比较发现, 两者相差 2 个数量级. 而静态海水和冷涡的反射波振幅在同一数量级, 相差不大. 这说明非均匀水质团的声阻抗远远小于地层间的波阻抗.

以第一目标地层 H_1 为例, 偏移距为 0 m 时, 静态海水和冷涡两种情况接收到的界面反射波的传播时间是不同的, 前者与均匀水体时相比差了 9.6 ms, 后者差了 20 ms, 而且时差随着偏移距的增加而增大. 这说明水体的非均匀性不仅影响了地震波的传播时间, 而且其大小与水体的非均匀程度相关.

由叠前逆时深度偏移方法得到各地层偏移成像结果(图 3). 通过计算分析可知, 非均匀水体使得目标地层成像深度与实际不符, 且成像深度误差与各层内的偏移速度成正比[15]:

$$\Delta d = v_m \cdot \Delta t/2, \tag{2}$$

其中 $\Delta d=d_{ih}-d_h$, $\Delta t=t_{ih}-t_h$, $d_{ih}(d_h)$是非均匀水体(均匀水体)时地层界面的成像深度; $t_{ih}(t_h)$是非均匀水体(均匀水体)时零偏移距处接收到的反射波双程传播时间; v_m 为各层的偏移速度. 当水下各层为均匀介质, 偏移角度较小且界面的曲率不大时, 式(2)总是成立的.

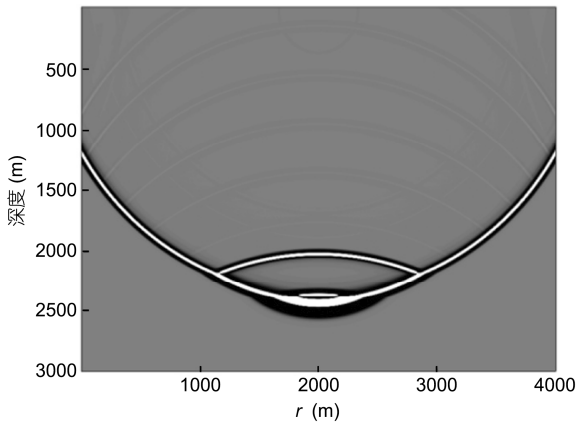

图 2 冷涡中心处瞬时波场快照(1.512 s)

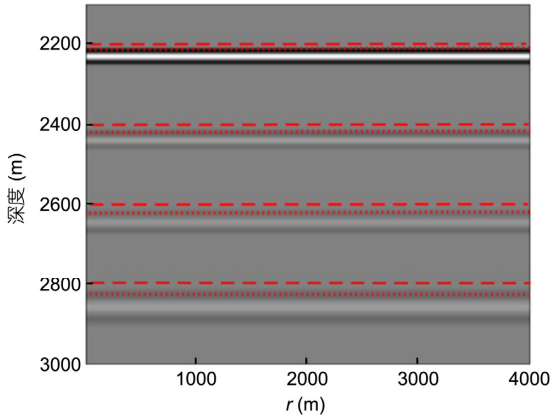

图 3 冷涡时目标地层的偏移图像

虚线表示反射层的实际位置, 点画线表示静态海水时成像位置

若已知地层反射波在静态海水(或旋涡)中零偏移距处的传播时间 $t_s(t_e)$, 代入式(2)可直接求得其成像深度误差, 并且若$\Delta t_s=t_s-t_h$, $\Delta t_e=t_e-t_h$, $\Delta t_{es}=t_e-t_s$, 则有$\Delta t_e=\Delta t_s+\Delta t_{es}$, 这个关系我们将在后面的讨论中用到.

为了更好地考察水体非均匀性的影响, 我们把计算域扩展至整个涡分布区(0~300 km), 计算 3 种情况下第一层界面 H_1 的最小偏移距剖面, 结果如图 4 所示. 比较图 4(a)和(b)可以发现, 静态海水使得界面反射波接收时间整体延迟, 由式(2)可知其使目标地层成像深度水平下移, 但不会改变目标地层的结构. 比较图 4(a)和(c)比较可以发现, 中尺度涡不仅影响成像深度而且使得原本平直的界面成像后发生弯曲. 这说明水体非均匀的特征直接反映在目标地层成像上.

最后, 比较冷涡和暖涡对地震成像影响的差别. 图 5 分别给出了同一地区冷涡和暖涡所引起的零偏移距处时间扰动曲线, 其中横坐标为距离, 纵坐标为 Δt_{es}. 可以看出, 冷涡和暖涡对地震波传播的作用是相反的. 暖涡使得地震波的传播速度加快, 冷涡使得地震波的传播速度减慢. 利用式(2)可以得到, 暖涡使得目标地层成像深度变浅, 冷涡使得目标地层成像深度变深.

2 目标地层成像畸变的机理分析

研究表明中尺度涡会造成目标地层成像畸变, 其成因必然与中尺度涡特征相关. Henrick 等人[17]曾指出, 有效影响半径 r_0(km)、最大表面流速 U_0(m/s)

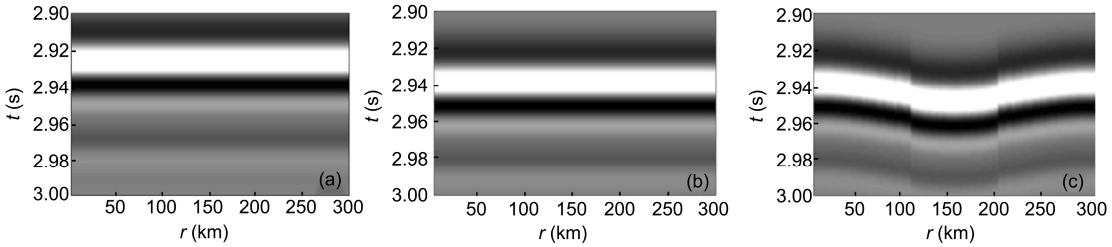

图 4　第一层界面的最小偏移距剖面图像

(a) 均匀水体; (b) 静态海水; (c) 冷涡

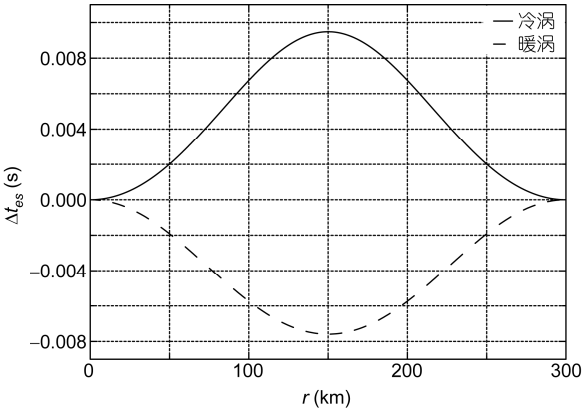

图 5　冷涡和暖涡引起时间扰动的对比图

是旋涡模型的两个特征量. 因此, 为了分析畸变机理, 首先考察目标地层成像畸变随 r_0 和 U_0 的变化规律.

取计算区域为 400 km, 涡中心位于 200 km 处. 将 PE 方法和地震数值模拟方法相结合[18], 计算了不同 U_0 和 r_0 时自激自收情况下目标地层反射波的声压幅值(图 6). 可以看出, 静态海水时声压幅值反映了目标地层的平直结构. 随着 r_0 和 U_0 的不断增加, 有涡时的声压幅值曲线越偏离目标地层的真实结构, 地形畸变也随之增大.

引入地形畸变率和有效涡强度 γ 的概念. 地形畸变率: 在自激自收情况下动态海水和静态海水时反射波的声压幅值之差与静态海水时声压幅值之比的绝对值. 有效涡强度: 有效影响半径 r_0 和表面最大流速 U_0 的乘积, 单位为 100 km m s^{-1}. 选取有效涡强度 γ 分别为 1.5, 0.15 和 0.015. 考虑到旋涡对称性这里只讨论 200 km 区域内的 3 个区间(区间 1~3 分别为 100~200, 70~100, 50~70 km). 表 1 给出了各区间的平均地形畸变率, 可以看出: 有效涡强度相同时, 相邻区间的平均地形畸变率相差了近 1 个数量级.

地震海洋学研究表明, 水层中温度变化是影响地震成像的关键. 因此我们从温度分布分析畸变机理. 图 7 给出了有效涡强度为 1.5 和 0.015 时旋涡引起的温度扰动等值线图. 该值表示某点处有涡和静态海水的温度之差的绝对值. 同样我们也分 3 个区间讨论(区间划分同上). 很明显, 图 7 中温度扰动主要发生在上层水体, 而且相邻区间温度扰动相差近 1

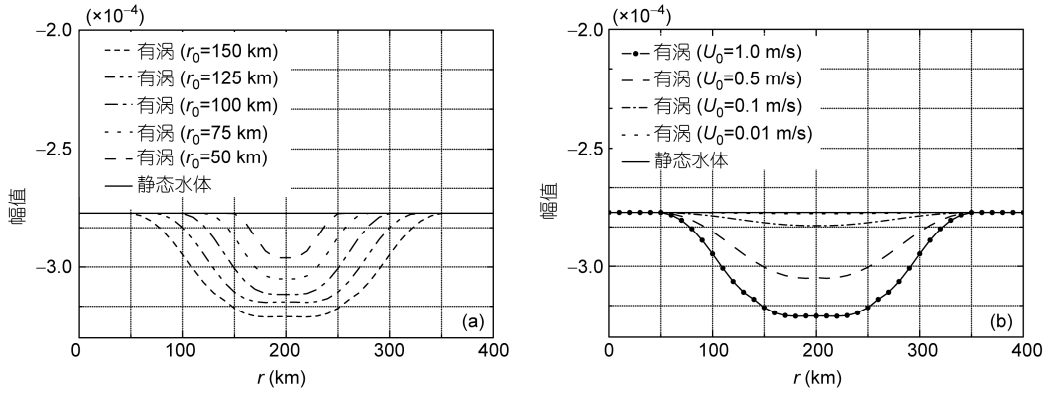

图 6　不同旋涡情况下目标地层反射波声压幅值

(a) 具有不同 r_0 的旋涡; (b) 具有不同 U_0 的旋涡

表 1 平均地形畸变率随有效涡强度变化

区间序号	区间范围 (km)	平均地形畸变率		
		γ=1.5	γ=0.15	γ=0.015
1	100~200	7.74×10^{-2}	4.23×10^{-3}	3.71×10^{-4}
2	70~100	9.58×10^{-3}	7.70×10^{-4}	6.76×10^{-5}
3	50~70	6.13×10^{-4}	5.41×10^{-5}	4.51×10^{-6}

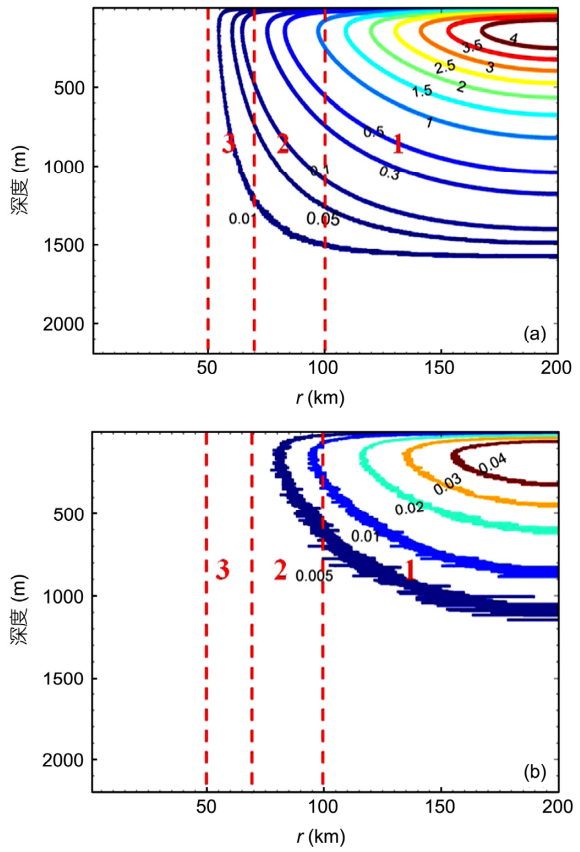

图 7 不同旋涡引起的温度扰动等值线图

(a) 有效涡强度 1.5; (b) 有效涡强度 0.015

个量级. 与表 1 比较可以看出, 这一规律与地形畸变率的变化相吻合. 特别地, 当有效涡强度为 0.015 时, 区间 2 和 3 内的温度扰动非常小(小于 0.01℃), 而这两个区间的平均地形畸变率都小于 10^{-4}, 此时水层对地震波的反射应该可以忽略. Krahmann 等人[2]也指出, 水层中温度变化小于 0.01℃时, 地震成像中就看不到它的反射层. 以上分析说明, 旋涡引起的温度扰动值决定了地形畸变率的大小, 温度非均匀性是造成目标地层成像畸变的本质原因. 进而可得: 只要其内的温度非均匀性足够强, 任意非均匀水体都会造成目标地层成像畸变.

3 从地震成像资料中剔除水体非均匀性的影响的方法

一般情况下, 静态海水的非均匀性相对稳定, 其声速和密度分布只随海水深度变化. 可直接用波动方程方法计算时间扰动, 然后利用关系式(2)计算静态海水对地震成像的影响.

中尺度涡的非均匀性是沿程变化的, 而且其涡心处对地震成像的影响最为显著. 因此需要寻找一种快捷方法描述这种水体非均匀性对地震成像的影响.

首先采用 PE 方法确定由中尺度涡引起的声压扰动. 假设海水层为均匀介质, 海水为无限深, 由 PE 方法可得到声压的解析解:

$$\hat{p}_w = A\left(\theta_1,\theta_2,r,z\right)\mathrm{e}^{i\left[B\left(\theta_1,,\theta_2,r,z\right)+\frac{k_0}{2}\left(\tilde{n}^2-1\right)r\right]}, \tag{3}$$

其中 A 和 B 的表达式请参看文献[19], k_0 是参考波数, $\tilde{n}=\frac{c_0}{\tilde{c}}$, $\tilde{c}\approx c_e+\hat{u}_0$, c_0 为 1500 m/s, r 为距震源的距离, z 为海水深度, c_e 为旋涡内声速, $\hat{u}_0$ 的定义同前文. 由地形畸变率的概念并结合式(3), 可将中尺度涡引起的地形畸变率ΔD 表示为

$$\Delta D=\mathrm{abs}\left[\mathrm{e}^{i\frac{k_0}{2}\left(\tilde{n}^2-1\right)r}\Big/\mathrm{e}^{i\frac{k_0}{2}\left(n^2-1\right)r}-1\right]\approx\mathrm{abs}\left[\mathrm{e}^{irk_0\frac{\Delta c}{c_0}}-1\right], \tag{4}$$

其中 n=c_0/c_s, c_0 的定义同前文, c_s 为静态海水中声速, Δc 静态海水和旋涡的声速之差.

从波动方程出发, 可定义时间扰动率为动态海水和静态海水时地震波传播时间之差与静态海水时传播时间之比的绝对值. 则旋涡引起的时间扰动率 ΔD_t(H 为海水的深度)为

$$\Delta D_t=\Delta t_{es}\Big/\left(H/c_s\right)\approx\left[H/c_s-H/\left(c_s+\Delta c\right)\right]\Big/\left(H/c_s\right)\approx\frac{\Delta c}{c_0}. \tag{5}$$

比较式(4)和(5)可以发现, ΔD 和ΔD_t 都是由旋涡引起的声速扰动决定的. ΔD 包含了整个声压的信息, ΔD_t 包含了相位信息, 它是决定成像深度误差的关键物理量. 由ΔD 确定ΔD_t, 即从地形畸变率得到中尺度涡引起的时间扰动, 可大大节省计算时间. 定义涡中心处ΔD 和ΔD_t 分别为最大地形畸变率$\Delta D^{\max}$ 和最大时间扰动率 $\Delta D_t^{\max}$. 计算震源频率为 25 Hz 时不同有效涡

强度下的$\Delta D^{\max}$和$\Delta D_t^{\max}$，结果如表 2 所示，其中$\Delta D^{\max}$可直接由文献[18]中给出的$\Delta D^{\max}$和有效涡强度的关系式计算得到.

做数值拟合，确定$\Delta D^{\max}$和$\Delta D_t^{\max}$的定量关系，可得 SD-TD 关系式:

$$\Delta D_t^{\max}=0.01\Big(0.0136+2.3713\times\Delta D^{\max}-5.3334\times\left(\Delta D^{\max}\right)^2 +6.4205\times\left(\Delta D^{\max}\right)^3\Big). \tag{6}$$

为考察 SD-TD 关系式，任意选取两个中尺度涡(有效涡强度为1.56和3.78)作计算. 如图8所示，由SD-TD关系式计算的$\Delta D_t^{\max}$的误差可以控制在10^{-4}之内. 因此该 SD-TD 关系式在一般海洋环境下是适用的. 这里需要指出的是，式(6)是在频率为 25 Hz 的情况下得到的.

计算中尺度涡上任意一点对地震成像的影响. 由 SD-TD 关系式求出$\Delta D_t^{\max}$之后，我们采用线性近似方法，可得到任意一点的时间扰动为

$$\Delta t_e=\frac{\Delta D_t^{\max}\times t_s}{r_0}\left(r_0-r'\right)+\Delta t_s, \tag{7}$$

其中，r_0，t_s和t_e的定义同前文，r为到涡中心的距离. 因此，式(6), (7)和(2)三者联立，就可以方便快捷地计算出中尺度涡对目标地层成像的影响. 同理，对于其他非均匀水体对地震成像的影响，也可按照上述方法进行计算，图 9 给出了具体的操作方法.

至此，我们回答了本文开头所提出的 3 个问题. (1) 水体非均匀性对地震成像的影响随水体非均匀特征而变化: 静态非均匀海水只影响目标地层成像的深度，冷涡和暖涡使得目标地层成像发生畸变; (2) 造成成像畸变的根本原因是水体内温度分布的非均匀性; (3) 水体非均匀所带来的成像畸变是可剔除的.

表 2　不同有效涡强度情况下的时间扰动率和地形畸变率

有效涡强度 γ	最大时间畸变率 $\Delta D_t^{\max}$	最大地形畸变率 $\Delta D^{\max}$
0.5	0.0009	0.0330
0.75	0.0014	0.0557
1.0	0.0018	0.0818
1.5	0.0026	0.1424
2.25	0.0037	0.2470

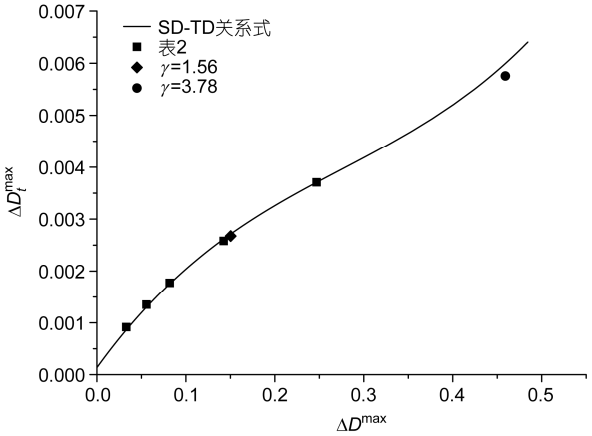

图 8　SD-TD 关系验证图

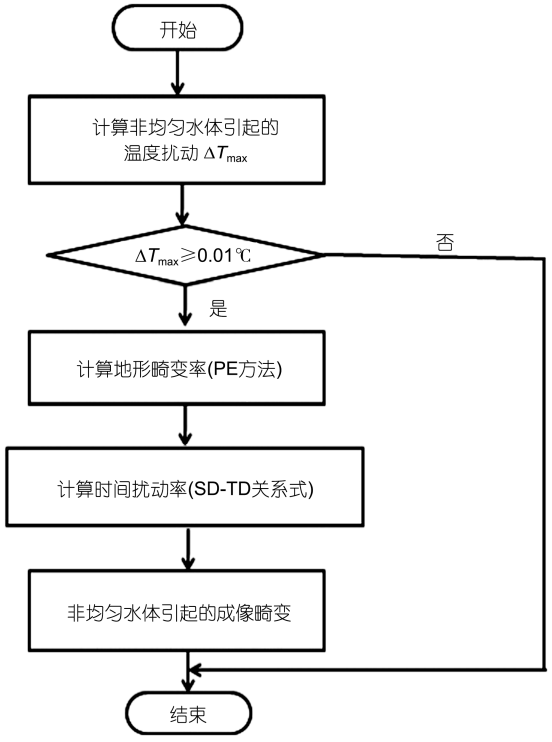

图 9　校正非均匀水体引起的地震成像畸变的流程

参考文献

1 Ruddick B. Sounding out ocean fine structure. Science, 2003, 301: 772–773
2 Krahmann G, Brandt P, Klaeschen D, et al. Mid-depth internal wave energy off the Iberian Peninsula estimated from seismic reflection data. J Geophys Res, 2008, 113: C12016
3 宋海斌, Pinheiro L, 王东晓, 等. 海洋中尺度涡与内波的地震图像. 地球物理学报, 2009, 52: 2775–2780
4 Pinheiro L M, Song H, Ruddick B, et al. Detailed 2-D imaging of the Mediterranean outflow and meddies off W Iberia from multichannel seismic data. J Mar Syst, 2010, 79: 89–100
5 Wood W T, Holbrook W S, Sen M K, et al. Full wave form inversion of reflection seismic data for ocean temperature profiles. Geophys Res Lett, 2008, 35: L04608
6 宋海斌, 董崇志, 陈林, 等. 用反射地震方法研究物理海洋—地震海洋学简介. 地球物理学进展, 2008, 23: 1156–1164
7 Gonella J, Michon D. Deep internal waves measured by seismic-reflection within the Eastern Atlantic Water Mass. Cr Acad Sci II, 1988, 306: 781–787
8 Phillips J D, Dean D F. Multichannel Acoustic Reflection Profiling of Ocean Watermass Temperature/Salinity Interfaces. New York: Springer, 1991
9 Holbrook W S, Paramo P, Pearse S, et al. Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling. Science, 2003, 301: 821–824
10 Nandi P, Holbrook W S, Pearse S, et al. Seismic reflection imaging of water mass boundaries in the Norwegian Sea. Geophys Res Lett, 2004, 31: L23311
11 Nakamura Y, Noguchi T, Tsuji T, et al. Simultaneous seismic reflection and physical oceanographic observations of oceanic fine structure in the Kuroshio extension front. Geophys Res Lett, 2006, 33: L23605
12 Biescas B, Sallare S V, Pelegr J L, et al. Imaging meddy fine structure using multichannel seismic reflection data. Geophys Res Lett, 2008, 35: L11609
13 程旭华, 齐义泉, 王卫强. 南海中尺度涡的季节和年际变化特征分析. 热带海洋学报, 2005, 24: 51–59
14 郭俊健, 方文东, 方国洪, 等. 基于 11 年高度计资料的南海表层环流时空变化. 科学通报, 2006, 51(增刊Ⅱ): 1–8
15 Ji L L, Lin M. Numerical analysis of the effect of mesoscale eddies on seismic imaging. Pure Appl Geophys, 2013, 170: 259–270
16 Kormann J, Cobo P, Prieto A. Perfectly matched layers for modelling seismic oceanography experiments. J Sound Vib, 2008, 317: 354–365
17 Henrick R F, Siegmann W L, Jacobson M J. General analysis of ocean eddy effects for sound-transmission applications. J Acoust Soc Am, 1977, 62: 860–870
18 姬莉莉, 林缅. 中尺度涡影响下目的层地震成像的畸变与影响因素分析. 地球物理学报, 2013, 56: 15–26
19 姬莉莉. 中尺度涡对地震成像影响的数值模拟研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2012