

# 起伏地形的 2.5 维主轴各向异性海洋 CSEM 反演研究

覃金生

(东华理工大学地球物理与测控技术学院, 南昌 330013)

**摘要:** 笔者利用 OCCAM 方法实现了 MPI 并行的 2.5 维海洋 CSEM 反演算法。正演采用基于非结构网格的有限元方法, 在精确模拟海底起伏地形和构造模型的同时, 对核心区域和扩展区域进行不同尺度的剖分以减少反演参数。水平海床和起伏海床的理论模型算例表明, 沿测线发射的 2.5 维剖面数据对垂直各向异性模型的恢复效果优于水平各向异性模型。复杂海底地形模型的试算结果表明, 带地形沉积层的存在会对反演结果产生较大影响, 在实际资料解释中应该引起重视。

**关键词:** 海洋可控源电磁; 起伏地形; 反演; 各向异性

**中图分类号:** P631

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.3969/j.issn.1001-1749.2024.02.09

## 0 引言

近二十年是海洋勘探技术发展的黄金时期, 作为海洋地震勘探的有效辅助手段, 海洋可控源电磁方法 (Marine Controlled Source Electromagnetic Method, MCSEM) 被广泛应用于海底油气资源与深部地质构造的探测<sup>[1-3]</sup>。我国对 MCSEM 的研究及其应用起步较晚, 数值模拟方面仍以二维和三维各向同性为主。但由于海洋油气成藏环境的复杂性, 使得储层在宏观上往往呈现电导率各向异性特征<sup>[4-5]</sup>, 此时, 在二维地质构造假设条件下, 各向同性的 2.5 维反演算法并不能适应这种模型, 往往难以准确反映储层特征。因此, 从物理模型的适应性出发, 在现阶段 2.5 维反演技术作为主流的条件下, 对反演算法进行拓展以支持各向异性介质反演是极其必要的, 可综合对比同性和异性反演结果, 有效提升解释的可靠性, 并有望通过各向异性参数的反演恢复对储层电性解释提供更多参考。

近年来, 海洋可控源电磁各向异性介质影响的

研究受到了广大学者的关注。罗鸣等<sup>[6-7]</sup>详细分析了海洋覆盖层和高阻储层电阻率各向异性对电磁场响应的影响, 并在此基础上实现了一维垂直各向异性的频率域海洋可控源数据的反演; Masnaghetti 等<sup>[8]</sup>对 2.5 维海洋可控源电磁垂直各向异性介质反演进行分析研究, 结果表明必须将 offline 数据考虑在内可以充分恢复水平电阻率分量; Key 等<sup>[9]</sup>和 Ramananjaona 等<sup>[10]</sup>实现了 2.5 维垂直各向异性介质条件下的 MCSEM 反演研究; Wiik 等<sup>[11]</sup>年采用基于电磁场的积分方程的对比源方法实现了垂直各向异性介质的 MCSEM 三维反演, 指出垂直各向异性介质反演对弱异常的识别更加有效; Newman 等<sup>[12]</sup>、彭荣华等<sup>[13]</sup>、赵宁等<sup>[14]</sup>和 Morten 等<sup>[15]</sup>采用不同的正演求解方法分别实现了 VTI 介质的 MCSEM 三维反演。在各向异性条件下, 海床地形和沉积层往往会对反演结果产生影响, 而该方面的研究工作还相对较少, 需要进一步的探索。

笔者对起伏地形 2.5 维海洋可控源电磁各向异性问题进行反演研究, 为精确模拟海底起伏地形和地质构造模型, 采用非结构三角网格进行剖分, 同时

对核心区域和扩展区域分别采用不同网格尺寸进行剖分,确保计算精度的条件下减小计算工作量。采用基于 MPI 并行的 Occam 反演方法<sup>[16-17]</sup>,对不同情况下的各向异性模型分别进行试算。

## 1 主轴各向异性正演理论

海洋电磁勘探利用的频率范围通常为 0.01 Hz ~ 10 Hz,满足准静态条件( $\sigma \gg \omega\epsilon$ ),因此求解电磁场时可忽略位移电流的影响。此时可建立以下频率域电磁场控制方程(取时间因子  $e^{-i\omega t}$ ):

$$\nabla \times \mathbf{E} - i\omega\mu\mathbf{H} = 0 \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \sigma\mathbf{E} = \mathbf{J}_s \quad (2)$$

其中,  $\mathbf{E}$  为电场强度;  $\mathbf{H}$  为磁场强度;  $\mathbf{J}_s$  为电性激励源的电流密度矢量;  $\sigma$  为模型电导率;  $\mu$  取真空磁导率  $\mu_0$  (不考虑介质的磁导率变化)。

在主轴各向异性反演研究中,介质的电导率只有三个沿坐标轴方向的分量,其张量形式可表示为:

$$\overline{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_z \end{pmatrix} \quad (3)$$

假设地质体走向为  $x$  方向,  $\overline{\sigma}$  张量只沿坐标轴  $y, z$  方向变化,沿走向不变,此时由于场源为三维响应,所以海洋可控源电磁主轴各向异性问题是一个 2.5 维问题。考虑到海洋可控源电磁勘探多场源的特性以及复杂地形的影响,采用直接求解总场的方法,在直角坐标系中,对式(1)和式(2)沿走向进行傅里叶变换并展开得到如下方程:

$$\frac{\partial \hat{E}_z}{\partial y} - \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial z} = i\omega\mu_0 \hat{H}_x \quad (4)$$

$$\frac{\partial \hat{E}_x}{\partial z} - ik_x \hat{E}_z = i\omega\mu_0 \hat{H}_y \quad (5)$$

$$ik_x \hat{E}_y - \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial y} = i\omega\mu_0 \hat{H}_z \quad (6)$$

$$\frac{\partial \hat{H}_z}{\partial y} - \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial z} - \sigma_x \hat{E}_x = \hat{J}_x \quad (7)$$

$$\frac{\partial \hat{H}_x}{\partial z} - ik_x \hat{H}_z - \sigma_y \hat{E}_y = \hat{J}_y \quad (8)$$

$$ik_x \hat{H}_y - \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial y} - \sigma_z \hat{E}_z = \hat{J}_z \quad (9)$$

其中,  $k_x$  是  $x$  方向上的空间波数,  $\hat{J}_x, \hat{J}_y$  和  $\hat{J}_z$  代表

波数域中场源电流密度沿直角坐标系的坐标轴分量。

结合方程(4)~(9),可得到以下微分方程:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\sigma_y}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\sigma_z}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{ik_x}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial z} \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{ik_x}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial y} \right) - \sigma_x \hat{E}_x = - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{ik_x}{\lambda_y} \hat{J}_y \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{ik_x}{\lambda_z} \hat{J}_z \right) \\ & + \hat{J}_x \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{C}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{C}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{ik_x}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial z} \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{ik_x}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial y} \right) - \hat{C}H_x = - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{C}{\lambda_z} \hat{J}_z \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{C}{\lambda_y} \hat{J}_y \right) \end{aligned} \quad (11)$$

其中,  $C = i\omega\mu_0, \lambda_y = k_x^2 - i\omega\mu_0\sigma_y, \lambda_z = k_x^2 - i\omega\mu_0\sigma_z$ 。

为尽量准确模拟海床起伏,在正演计算区域  $\Omega$  内使用非结构有限单元法数值求解以上控制方程的边值问题,式(10)和(11)的加权余量积分如下:

$$\int_{\Omega} A_1 \cdot \delta \hat{E}_x d\Omega = \int_{\Omega} f_1 \cdot \delta \hat{E}_x d\Omega \quad (12)$$

$$\int_{\Omega} A_2 \cdot \delta \hat{H}_x d\Omega = \int_{\Omega} f_2 \cdot \delta \hat{H}_x d\Omega \quad (13)$$

其中,  $A_1, A_2$  分别为方程(10)、(11)的左端项,  $f_1, f_2$  分别为方程(10)、(11)的右端场源项。假设  $n_y, n_z$  表示单元边界外法线与坐标轴之间夹角的三角函数,利用格林公式<sup>[18]</sup>,结合方程(12)和(13),方程(10)、(11)变为:

$$\begin{aligned} & - \int_{\Omega} \left( \frac{\sigma_y}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial y} \frac{\partial \delta \hat{E}_x}{\partial y} + \frac{\sigma_z}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial z} \frac{\partial \delta \hat{E}_x}{\partial z} - \frac{ik_x}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial z} \right. \\ & \left. \frac{\partial \delta \hat{E}_x}{\partial y} + \frac{ik_x}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial y} \frac{\partial \delta \hat{E}_x}{\partial z} \right) d\Omega + \oint_{\Gamma} \left( \frac{\sigma_y}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial y} \delta \hat{E}_x n_y + \frac{\sigma_z}{\lambda_z} \right. \\ & \left. \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial z} \delta \hat{E}_x n_z - \frac{ik_x}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial z} \delta \hat{E}_x n_y + \frac{ik_x}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial y} \delta \hat{E}_x n_z \right) d\Gamma - \\ & \int_{\Omega} \sigma_x \hat{E}_x \delta \hat{E}_x d\Omega = \int_{\Omega} \left( \frac{ik_x}{\lambda_y} \hat{J}_y \frac{\partial \delta \hat{E}_x}{\partial y} + \frac{ik_x}{\lambda_z} \hat{J}_z \frac{\partial \delta \hat{E}_x}{\partial z} + \right. \\ & \left. \hat{J}_x \delta \hat{E}_x \right) d\Omega - \oint_{\Gamma} \left( \frac{ik_x}{\lambda_y} \hat{J}_y \delta \hat{E}_x n_y + \frac{ik_x}{\lambda_z} \hat{J}_z \delta \hat{E}_x n_z \right) d\Gamma \quad (14) \\ & - \int_{\Omega} \left( \frac{C}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial y} \frac{\partial \delta \hat{H}_x}{\partial y} + \frac{C}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial z} \frac{\partial \delta \hat{H}_x}{\partial z} - \frac{ik_x}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial z} \right. \\ & \left. \frac{\partial \delta \hat{H}_x}{\partial y} + \frac{ik_x}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial y} \frac{\partial \delta \hat{H}_x}{\partial z} \right) d\Omega + \oint_{\Gamma} \left( \frac{C}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial y} \delta \hat{H}_x n_y + \frac{C}{\lambda_y} \right. \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \hat{H}_x}{\partial z} \delta \hat{H}_x n_z - \frac{ik_x}{\lambda_z} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial z} \delta \hat{H}_x n_y + \frac{ik_x}{\lambda_y} \frac{\partial \hat{E}_x}{\partial y} \delta \hat{H}_x n_z) d\Gamma - \\ & \int_{\Omega} \hat{C} H_x \delta \hat{H}_x d\Omega = \int_{\Omega} \left( \frac{C}{\lambda_z} \hat{J}_z \frac{\partial \delta \hat{H}_x}{\partial y} - \frac{C}{\lambda_y} \hat{J}_y \frac{\partial \delta \hat{H}_x}{\partial z} \right) d\Omega \\ & - \int_{\Gamma} \left( \frac{C}{\lambda_z} \hat{J}_z \delta \hat{H}_x n_y - \frac{C}{\lambda_y} \hat{J}_y \delta \hat{H}_x n_z \right) d\Gamma \end{aligned} \quad (15)$$

采用开源代码 Triangle 程序<sup>[19]</sup>构建模型的非结构有限单元网格,将区域  $\Omega$  离散为多个三角单元,对每个单元的式(14)、(15)分别积分并联立为线性方程组。采用 Pardiso 直接求解器求解该方程组即可得到波数域的电磁场解  $\hat{E}_x$  和  $\hat{H}_x$ ,再通过傅里叶反变换即可得到空间域电磁场值。

## 2 Occam 反演

Occam 反演算法是基于正则化思想的最小二乘法<sup>[20-22]</sup>,它对以下无约束最优化问题求极小:

$$U = \mu \| \mathbf{R} \mathbf{m} \|^2 + \| \mathbf{W}(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})) \|^2 \quad (16)$$

其中,  $\mathbf{m}$  是  $n$  维模型参数向量;  $\mathbf{R}$  为粗糙度算子矩阵;  $\mu$  是正则化算子,用于平衡模型粗糙度与数据拟合差,若  $\mu$  取值较大,反演结果倾向于结果的光滑,反之则更倾向于拟合数据;  $\mathbf{W}$  是对拟合差的对角加权矩阵;  $\mathbf{d}$  为观测数据矢量;  $\mathbf{F}(\mathbf{m})$  为模型  $\mathbf{m}$  对应的正演响应。

对于这里所研究的主轴各向异性模型,模型向量可表示为:

$$\mathbf{m} = \begin{bmatrix} m_x \\ m_y \\ m_z \end{bmatrix} \quad (17)$$

其中,  $m_x = (\sigma_{x1}, \sigma_{x2}, \dots, \sigma_{xi})$ , 表示第  $i$  个剖分单元内电导率的  $x$  分量。则模型粗糙度可表示为:

$$\begin{aligned} \| \mathbf{R} \mathbf{m} \|^2 &= \| \mathbf{R} m_x \|^2 + \| \mathbf{R} m_y \|^2 \\ &+ \| \mathbf{R} m_z \|^2 + \lambda \| \mathbf{m} - \mathbf{m}' \|^2 \end{aligned} \quad (18)$$

其中,标量  $\lambda$  为各向异性惩罚项,  $\mathbf{m}' = [m_y, m_z, m_x]^T$ 。

对于第  $k$  次迭代模型  $m_k$ ,使目标函数(16)充分下降的迭代式取以下形式:

$$\begin{aligned} m_{k+1} &= m_k + [\mu \mathbf{R}^T \mathbf{R} + (\mathbf{W} \mathbf{J}_k)^T \mathbf{W} \mathbf{J}_k]^{-1} \\ &\times [(\mathbf{W} \mathbf{J}_k)^T \mathbf{W} \hat{\mathbf{d}} - \mu \mathbf{R}^T \mathbf{R} m_k] \end{aligned} \quad (19)$$

其中,拟合残差向量  $\hat{\mathbf{d}} = \mathbf{d} - \mathbf{F}(m_k)$ 。

电磁反演工作会消耗大量的计算成本,尤其是在各向异性情况下,二维海洋 CSEM 各向异性反演是一个非常耗时、耗内存的计算过程,需要根据计算平台应用合理的并行加速技术<sup>[23]</sup>。由于海洋可控源电磁正演各频率的方程相互独立,具有良好的并行性质,因此目前的并行加速方案多采用 OpenMP 或 MPI 按频率并行的方案<sup>[24]</sup>。其中, MPI 协议(Message Passing Interface Parallel Protocol)为进程级并行编程协议,每个进程都有独立的存储空间,可适应于集群环境<sup>[25-26]</sup>,能够实现大规模反演问题的加速计算。本文将不同场源、不同频率和不同接收位置的计算任务进行合理分配,在个人计算机上实现了 MPI 并行加速计算。

## 3 模型算例

### 3.1 海床水平地形模型

如图 1(a)所示,模型  $y$  方向水平向右,  $z$  方向垂直向下,顶部空气层电阻率设定为  $1 \times 10^{12} \Omega \cdot \text{m}$ ,中间海水层深度为 1 km,电阻率为  $0.3 \Omega \cdot \text{m}$ ,海底沉积层中含有一个  $4 \text{ km} \times 1 \text{ km}$  的高阻油气储层,其顶部埋深 2.5 km。通过水平电偶源沿测线进行激发,发射频率采用 0.1 Hz 和 1.0 Hz,在海底上方 50 m 处  $-6 \text{ km} < y < 6 \text{ km}$  范围内设置了 11 个发射场源,在海底上方 0.1 m 处  $-8 \text{ km} < y < 8 \text{ km}$  范围内布设了 101 个接收器。

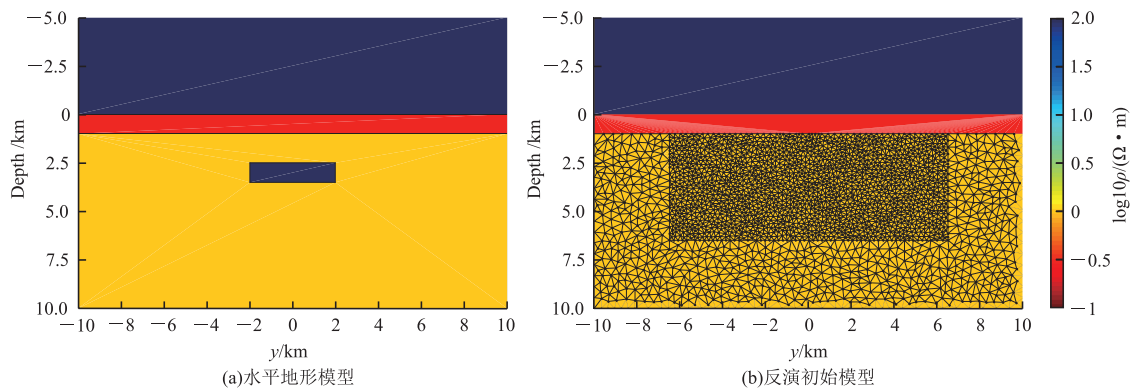


图 1 水平地形模型

Fig. 1 Horizontal topography model

该模型储层取两种各向异性参数:①储层为 VTI 介质,水平方向和垂直方向的电阻率分别为  $20 \Omega \cdot \text{m}$  和  $100 \Omega \cdot \text{m}$ ;②储层为 HTI 介质, $x$  方向和  $y$  方向的电阻率分别为  $20 \Omega \cdot \text{m}$  和  $100 \Omega \cdot \text{m}$ ,沉积层电阻率均为  $1.0 \Omega \cdot \text{m}$ 。

对于沉积层,同样取两种各向异性参数:①沉积层为 VTI 介质,水平方向和垂直方向的电阻率分别为  $1.0 \Omega \cdot \text{m}$  和  $5.0 \Omega \cdot \text{m}$ ;②沉积层为 HTI 介质, $x$  方向和  $y$  方向的电阻率分别为  $1.0 \Omega \cdot \text{m}$  和  $5.0 \Omega \cdot \text{m}$ ,储层电阻率均为  $100 \Omega \cdot \text{m}$ 。

正演计算得到的模型电磁场分量的幅值与相位,在添加 4% 的随机高斯噪声之后,作为反演计算所需的观测数据。反演初始模型如图 1(b) 所示,仅对  $-6.5 \text{ km} \leq y \leq 6.5 \text{ km}, 0 \text{ km} \leq z \leq 6.5 \text{ km}$  的目标区域进行精细网格剖分,而远离求解目标的扩展区域则选择粗网格进行剖分,且空气层和海水层作为固定参数不参与反演计算,共生成 4 927 个三角单元和 2 556 个节点,反演初始模型电阻率设定为  $1.0 \Omega \cdot \text{m}$ ,并将反演过程的电阻率值限制在  $0.1 \Omega \cdot \text{m} \sim 1\,000 \Omega \cdot \text{m}$

范围内以获得更为准确的结果。

上述模型的反演结果如图 2 所示,图中的白色圆点和三角为布设的发射器和接收器。由图 2 可见,储层为各向异性介质时,反演结果清晰恢复了储层的电阻率、位置和形态特征,且垂直各向异性模型的恢复效果比水平各向异性模型的恢复效果要好,更接近真实模型。沉积层为垂直各向异性介质时,储层会变薄,并向水平方向延伸,同时在其周围出现“伪影”。沉积层为水平各向异性介质时,储层会向垂直方向拉伸,且在下方出现了虚假低阻异常。

图 3 为海床水平地形模型的反演均方根拟合差 (RMS) 和粗糙度 (Roughness) 随迭代过程的变化曲线。当迭代进行到第 10 次时,四种模型已开始收敛到了真实模型附近,表明该反演方法真实有效。同时,从图可知,沉积层为各向异性介质时,模型收敛速度较慢。在粗糙度变化曲线图中,随着迭代次数的增加,模型的粗糙度在总体上逐渐增大,与 RMS 呈现出相反的变化趋势。

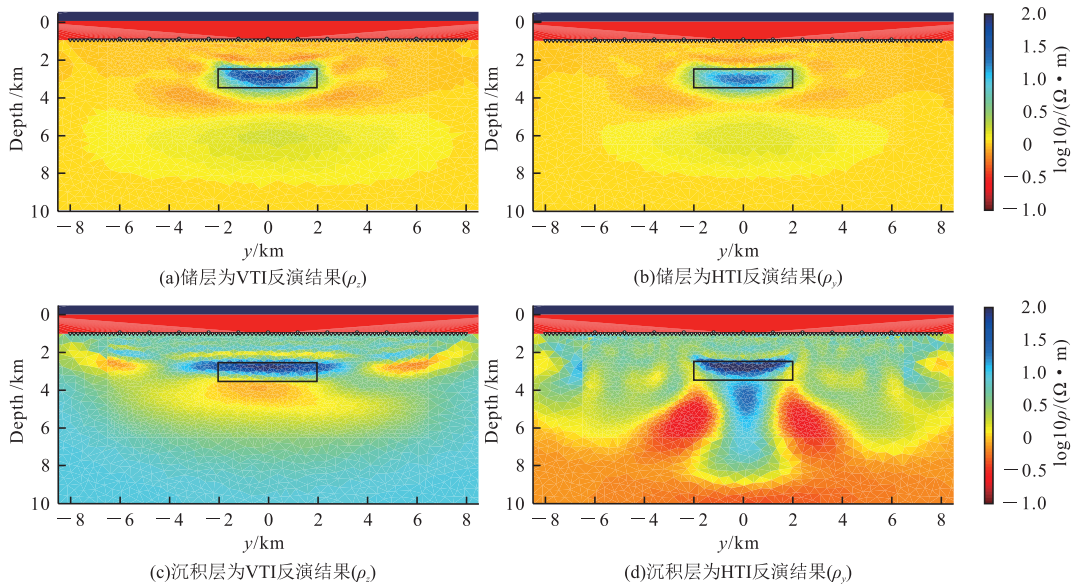


图 2 水平地形模型反演结果  
Fig. 2 Inversion results of horizontal topography model

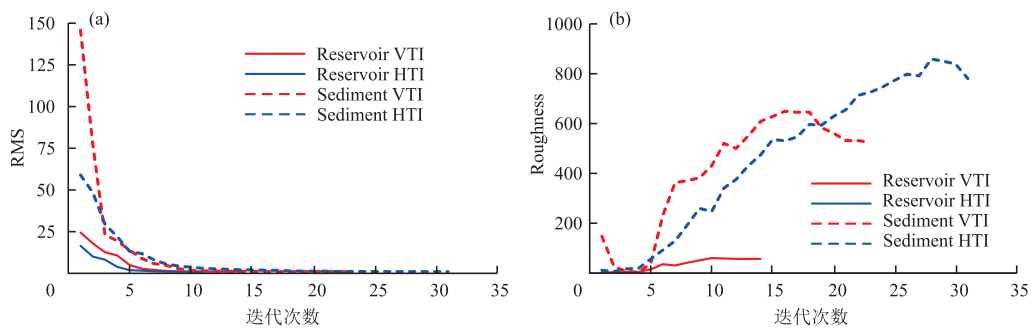


图 3 RMS 和 Roughness 随迭代次数的变化  
Fig. 3 Variation of RMS and Roughness with iteration times

### 3.2 海床起伏地形模型

设计如图 4(a) 的海洋模型以分析起伏地形下的各向异性反演效果。海水层深度为 455.59 m~1 167.69 m,电阻率为  $0.3 \Omega \cdot \text{m}$ , 储层的大小、位置以及场源的激发、接收装置的布设均与上述的水平地形模型一致。同样构建储层与各向异性介质模型,参数设置与上述的海床水平地形模型一致,此处不再重复叙述。

反演初始模型如下图 4(b) 所示,对  $-6.5 \text{ km} < y < 6.5 \text{ km}, 0 \text{ km} < z < 6.5 \text{ km}$  的目标区域进行精细三角网格剖分,共生成 5 063 个三角单元和 2 629 个节点,反演初始模型电阻率设定为  $1.0 \Omega \cdot \text{m}$ ,反演结果如图 5 所示。

由图 5(a) 和图 5(b) 可以看出,在起伏地形条件下,同样可以较为准确地恢复储层的电阻率值、位置和形态特征,且垂直各向异性模型的恢

复效果要优于水平各向异性模型。由图 5(c) 可见,沉积层为垂直各向异性介质时,储层范围在垂直方向上有所缩减,在水平方向上的延伸更为明显,同时在其周围也出现了“伪影”。图 5(d) 中,储层位置相比于真实模型有所偏移,且向垂直方向拉伸,在其下方出现了虚假低阻异常和分层现象。由此可以判断,起伏地形对储层各向异性模型的影响较小,而对沉积层各向异性模型的影响较大。

图 6 为海底起伏地形模型 RMS 和 Roughness 随迭代过程的变化曲线。对比这四种模型 RMS 变化曲线可以看出,沉积层为各向异性介质时,其收敛速度较慢,需要更多次的迭代计算。粗糙度变化曲线图中,相比于海床水平地形模型,沉积层为各向异性介质时对应的粗糙度曲线有较大幅度的起伏变化。

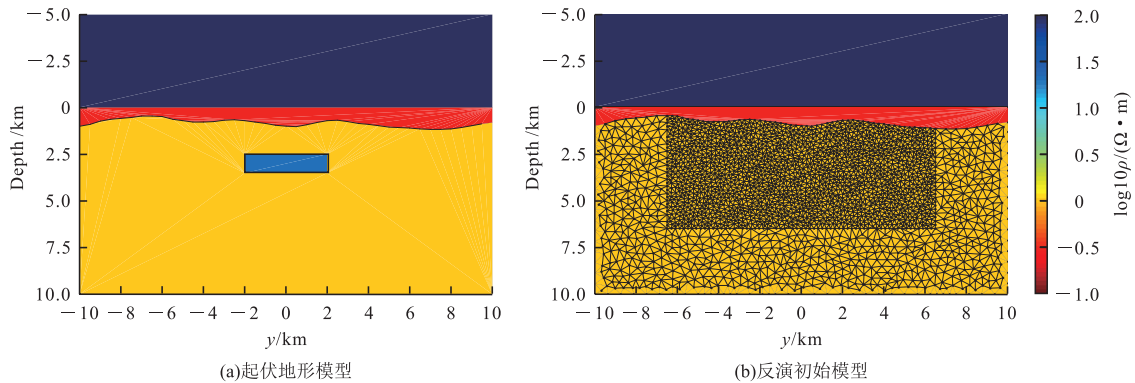


图 4 起伏地形模型  
Fig. 4 Undulating topography model

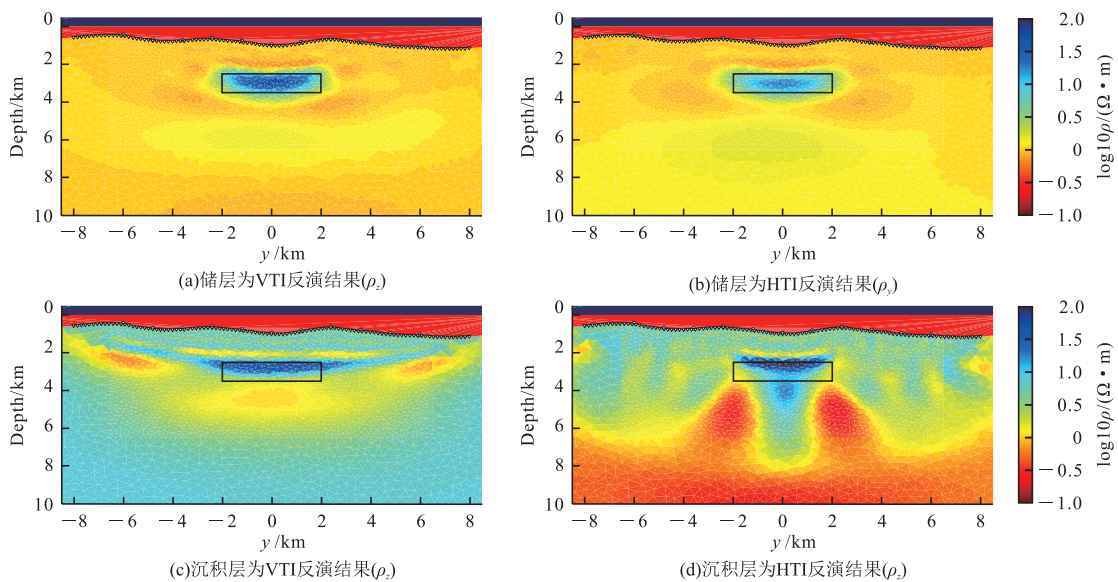


图 5 起伏地形模型反演结果  
Fig. 5 Inversion results of undulating topography model

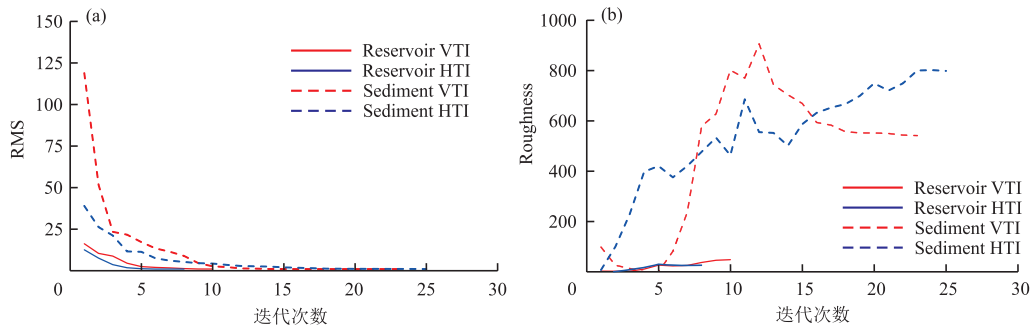


图6 RMS和Roughness随迭代次数的变化

Fig. 6 Variation of RMS and Roughness with iteration times

### 3.3 海底复杂模型

如图7(a)所示,沉积层1和2中各自含有一个油气储层A和B,底下中间层和底部基岩部分均为各向同性介质,电阻率分别为 $20 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $1000 \Omega \cdot \text{m}$ 。

采用与上述模型相同的观测方式,构建储层各向异性介质模型:①储层为VTI介质时,A的垂直电阻率和水平电阻率分别为 $500 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $100 \Omega \cdot \text{m}$ ,B的垂直电阻率和水平电阻率分别为 $100 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $20 \Omega \cdot \text{m}$ ;②储层为HTI介质时,A在x方向和y方向的电阻率分别为 $100 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $500 \Omega \cdot \text{m}$ ,B在x方向和y方向的电阻率分别为 $20 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $100 \Omega \cdot \text{m}$ ,沉积层1和2的电阻率分别为 $1 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $5 \Omega \cdot \text{m}$ ;

同样构建沉积层各向异性介质模型:①沉积层为VTI介质时,沉积层1在垂直方向和水平方向的电阻率分别为 $1.0 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $0.1 \Omega \cdot \text{m}$ ,沉积层2在垂直方向和水平方向的电阻率分别为 $5.0 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $1.0 \Omega \cdot \text{m}$ ;②沉积层为HTI介质时,沉积层1在x方向和y方向的电阻率分别为 $0.1 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $1.0 \Omega \cdot \text{m}$ ,沉积层2在x方向和y方向的电阻率分别为 $1.0 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $5.0 \Omega \cdot \text{m}$ ,A和B的电阻率分别为 $500 \Omega \cdot \text{m}$ 和 $100 \Omega \cdot \text{m}$ 。

反演初始模型如下图7(b)所示,对 $-7.5 \text{ km} < y < 7.5 \text{ km}$ ,  $0 \text{ km} < z < 7.5 \text{ km}$ 的目标区域进行精细三角网格剖分,反演初始模型电阻率设定为 $1.0 \Omega \cdot \text{m}$ 。

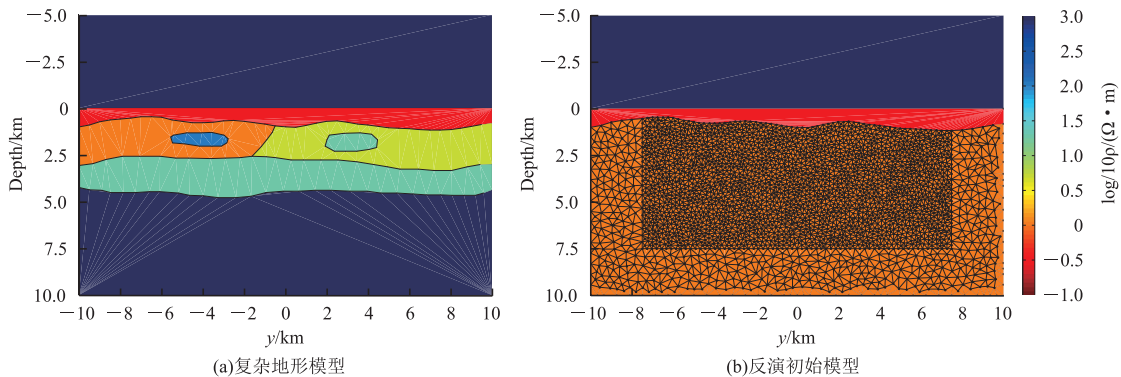


图7 复杂地形模型

Fig. 7 Complex topography model

海底复杂地形模型的反演结果如图8所示,从图来看,该方法对于在复杂海底环境下的各向异性模型反演都有较好的效果。

对比图8(a)和图8(b)可看出,当储层为水平各向异性介质时,虽然对位置和轮廓的还原度较好,但电阻率值的恢复与真实模型偏差较大,说明储层为垂直各向异性介质时的模型恢复效果更好。此外,

这两种模型的反演结果对地层界面的恢复都较为准确。

从图8(c)可以看出,沉积层为垂直各向异性介质时,储层范围在垂直方向上有所缩减,同时沉积层与中间层之间的分界面反映不够准确,与真实模型存在较大偏差。图8(d)中,地层分界面的还原程度较好,但在储层周围和中间层中都出现了虚假异常。

由此可以判断,沉积层为水平各向异性时,虽然对地层分界的影响较小,但是容易在目标体周围及各向同性介质地层内出现“伪影”,影响对地质资料的准

确判断。

图 9 为海底复杂地形模型的反演 RMS 和 Roughness 随迭代过程的变化曲线。

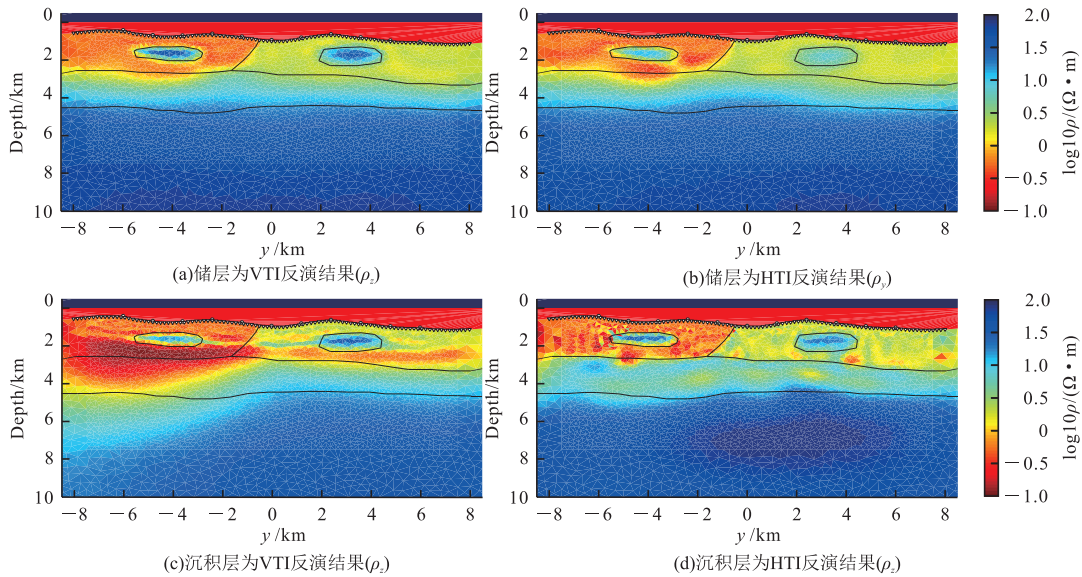


图 8 复杂地形模型反演结果  
Fig. 8 Inversion results of complex topography model

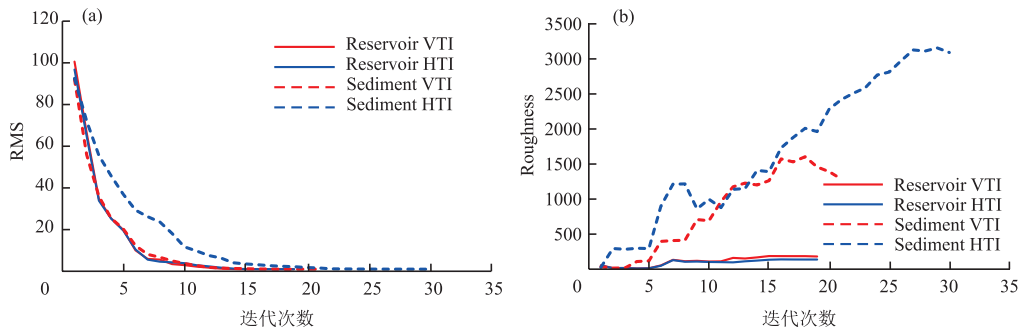


图 9 RMS 和 Roughness 随迭代次数的变化  
Fig. 9 Variation of RMS and Roughness with iteration times

四种各向异性介质模型的反演结果均收敛到了真实模型附近。与海床水平地形模型和海床起伏地形模型相比,复杂地形模型中,当沉积层为各向异性介质时,需要更多次的迭代计算以达到最佳拟合。在粗糙度变化曲线图中,沉积层为各向异性介质时的模型粗糙度变化比上述两种模型的粗糙度变化大得多。

### 4 结论

笔者针对主轴各向异性问题开展非结构有限的海洋可控源电磁反演研究,通过模型算例表明了

该方法真实有效。考虑储层和沉积层分别为各向异性介质的情况,并构建了相应的海床水平地形模型和复杂地形模型进行试算,分析不同情况下的反演效果。

通过对比反演结果,得出以下结论:

- 1) 场源沿测线进行激发的情况下,垂直各向异性模型的恢复效果要优于水平各向异性模型。
- 2) 海床为起伏地形时,沉积层各向异性介质会对反演结果造成很大影响,容易出现储层在形态和位置上的偏差,并在其周围出现虚假异常。
- 3) 对于存在多个地层的复杂海底环境,沉积层的垂直各向异性性质会影响对海底地层界面的标定

划分,而当沉积层为水平各向异性介质时,反演结果会在油气储层周围及其底下的中间层产生“伪影”,影响对海洋油气资源勘探资料的正确分析和解释。

因此,对海洋地质资料的处理与解释的过程中,海底地层及异常体的各向异性性质是不可忽视的,随着海洋开发事业的深入,全方位的海洋可控源电磁各向异性介质反演工作仍需要更为深入的研究。

#### 参考文献:

- [1] CONSTABLE S, SRNKA L J. An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration [J]. *Geophysics*, 2007, 72(2): 3-12.
- [2] CONSTABLE S. Ten years of marine CSEM for hydrocarbon exploration[J]. *Geophysics*, 2010, 75(5): 67-81.
- [3] CHEN K, JING J E, ZHAO Q X, et al. Submarine controllable source electromagnetic receiver and its application in hydrate exploration[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2017, 60(11): 4262-4272.
- [4] CARAZZONE J J, BURTZ O M, GREEN K E, et al. Three dimensional imaging of marine CSEM Data[J]. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 2005, 24(24): 575.
- [5] RAMANANJAONA C, MACGREGOR L, ANDRÉIS D. Sensitivity and inversion of marine electromagnetic data in a vertically anisotropic stratified earth[J]. *Geophysical Prospecting*, 2011, 59(2): 341-360.
- [6] 罗鸣, 李予国. 一维电阻率各向异性对海洋可控源电磁响应的影响研究[J]. *地球物理学报*, 2015, 58(8): 2851-2861.
- LUO M, LI Y G. Effects of the electric anisotropy on marine controlled-source electromagnetic responses [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2015, 58(8): 2851-2861. (In Chinese)
- [7] 罗鸣, 李予国, 李刚. 一维垂直各向异性介质频率域海洋可控源电磁资料反演方法[J]. *地球物理学报*, 2016, 59(11): 4349-4359.
- LUO M, LI Y G, LI G. Frequency-domain inversion of marine CSEM data in one-dimensional vertically anisotropic structures[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2016, 59(11): 4349-4359. (In Chinese)
- [8] MASNAGHETTI L, CECI F. Analysis of the sensitivity to anisotropy of CSEM data using 2. 5D modeling and inversion[C]//*SEG Technical Program Expanded*. 2010: 614-618.
- [9] KEY K, DU Z, MATTSSON J, et al. Anisotropic 2. 5D inversion of towed streamer EM data from three North Sea fields using parallel adaptive finite elements [J]. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2014. DOI: 10.3997/2214-4609.20140730.
- [10] RAMANANJAONA C, MACGREGOR L. 2. 5D inversion of CSEM data in a vertically anisotropic earth [J]. *Journal of Physics: Conference Series*, 2010, 255(1): 012004.
- [11] WIJK T, LØSETH L O, URSIN B, et al. TIV contrast source inversion of mCSEM data[J]. *Geophysics*, 2011, 76(1): F65-F76.
- [12] NEWMAN G A, COMMER M, CARAZZONE J J. Imaging CSEM data in the presence of electrical anisotropy[J]. *Geophysics*, 2010, 75(2): F51-F61.
- [13] 彭荣华, 胡祥云, 韩波. 基于高斯牛顿法的频率域可控源电磁三维反演研究[J]. *地球物理学报*, 2016, 59(09): 3470-3481.
- PENG R H, HU X Y, HAN B. 3D inversion of frequency-domain CSEM data based on Gauss-Newton optimization[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2016, 59(9): 3470-3481. (In Chinese)
- [14] 赵宁, 王绪本, 秦策, 等. 基于 VTI 各向异性介质的频率域海洋可控源电磁三维约束反演[J]. *地球物理学报*, 2017, 60(5): 1946-1954.
- ZHAO N, WANG X B, QIN C, et al. 3D frequency-domain MCSEM constrained inversion in VTI media [J]. *Chinese Journal of Geophysics*. 2017, 60(5): 1946-1954. (In Chinese)
- [15] MORTEN, K., URSIN, B., & BARKVED, O. I. 3D full-waveform inversion of marine-streamer multi-component seismic data in VTI media using distorted Born iteration T-matrix method [J]. *Geophysics*, 2018, 83(6), R593-R608.
- [16] CONSTABLE S C, PARKER R L, CONSTABLE C G. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data[J]. *Geophysics*, 1987, 52(3): 289-300.
- [17] 汪茂. MT 与 CSAMT 的二维联合反演和并行算法研究[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2015.
- WANG M. A study of MT and CSAMT 2-D joint inversion and parallel algorithm[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2015. (In Chinese)
- [18] LI Y G, KEY K. 2D marine controlled-source electromagnetic modeling: Part 1—An adaptive finite-element algorithm [J]. *Geophysics*, 2007, 72(2): WA51~WA62.
- [19] SHEWCHUK J R. Triangle: Engineering a 2D quality mesh generator and Delaunay triangulator[M]//*Ap-*

- plied Computational Geometry Towards Geometric Engineering. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1996: 203-222.
- [20] PARKER R L, DZIEWONSKI A M. Geophysical inverse theory[J]. Physics Today, 1995, 48(11): 92-94.
- [21] KEY K. MARE2DEM: A 2-D inversion code for controlled-source electromagnetic and magnetotelluric data[J]. Geophysical Journal International, 2016, 207(1): 571-588
- [22] ZHDANOV M S. Wavefield equations[M]//Inverse Theory and Applications in Geophysics. Amsterdam: Elsevier, 2015: 479-526.
- [23] 都志辉. 高性能计算并行编程技术: MPI 并行程序设计[M]. 北京: 清华大学出版社, 2001.
- DU Z H. Parallel programming technology for high performance computing: MPI parallel programming [M]. Beijing: Tsinghua University Press, 2001. (In Chinese)
- [24] NEWMAN G A. A review of high-performance computational strategies for modeling and imaging of electromagnetic induction data[J]. Surv. Geophys, 2014, 35(1): 85-100.
- [25] 汪茂, 陈霜, 谭捍东, 等. 基于大地电磁二维反演的 MPI 并行算法研究[J]. 地球物理学进展, 2017, 32(05): 2085-2090.
- WANG M, CHEN S, TAN H D, et al. Study on parallel algorithm based on inversion of 2D magnetotelluric[J]. Progress in Geophysics, 2017, 32(5): 2085-2090. (In Chinese)
- [26] 张志勇, 谭捍东, 王春阳, 等. 复电阻率法二维正演并行计算研究[J]. 物探化探计算技术, 2018, 40(3): 345-352.
- ZHANG Z Y, TAN H D, WANG C Y, et al. A study on parallel computation for two-dimensional complex resistivity forward modeling [J]. Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration, 2018, 40(3): 345-352. (In Chinese)

## Research on 2.5-dimensional axially anisotropy marine CSEM inversion of undulating topography

QIN Jinsheng

(School of Geophysics and Measurement-Control Technology, East China University of Technology, Nanchang 330013, China)

**Abstract:** An MPI parallel 2.5-dimensional marine CSEM inversion algorithm was implemented using the OCCAM method. The forward modeling adopts a finite element method based on unstructured grids, which accurately simulates the seabed's undulating topography and structural model while meshing the core and extended regions at different scales to reduce inversion parameters. The examples of horizontal and undulating seabed models indicate that the recovery effect of the vertical anisotropic model is better than that of the horizontal anisotropic model using 2.5-dimensional profile data emitted along the survey line. The trial results of complex seabed topography models indicate that the presence of sedimentary layers with topography can significantly impact the inversion results, which should be taken seriously in actual data interpretation.

**Keywords:** marine controlled source electromagnetic; undulating topography; inversion; anisotropy