

变速海水运动感应电磁场数值模拟及特征分析*

周 春¹ 李予国^{1,2} 张宝强³

(1. 中国海洋大学海洋地球科学学院 青岛 266100; 2. 青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室 青岛 266100; 3. 国家海洋技术中心 天津 300112)

摘要 海水是一种高电导率的流体, 根据电磁感应定律, 运动的海水切割地磁场会在海水中产生感应电流, 从而产生感应电磁场。本文从麦克斯韦方程出发, 推导出一维速度场海水运动感应电磁场偏微分方程, 利用电磁场水平分量在海表面和海底面上的连续性条件, 得到海水运动感应电磁场表达式, 并编写了 Fortran 计算程序。计算了常速度海水运动感应电磁场, 并与格林函数法计算结果进行了对比, 两种方法的计算结果一致。计算了变速度(即海水运动速度随深度变化)海水运动感应电磁场, 并讨论了海水运动周期和海底介质电导率对海水运动感应电磁场的影响。计算结果表明: 海水运动周期和海底介质电导率对常速度海水运动和变速度海水运动感应电磁场都有影响, 但影响程度不同。在本文所述模型和参数条件下, 海水运动感应电场和感应磁场振幅分别可达 $6\mu\text{V}/\text{m}$ 和 10nT , 这与海洋大地电磁响应的量级相当。因而在处理海洋大地电磁数据时, 海水运动感应电磁响应是不可忽略的噪音干扰, 需要采用必要的压制手段。

关键词 一维海水运动; 感应电磁场; 变速度; 海水运动周期; 海底介质电导率

中图分类号 P733.6 **doi:** 10.11693/hyhz20180700186

海水是一种高电导率的流体, 处于不停地运动之中。根据法拉第定律和安培定律, 海水运动因切割地磁场而产生感应电流, 从而感生时变电磁场, 称为海水运动感应电磁场。早在 1832 年, 法拉第就指出, 在地磁场中流动的河流和海水会产生感应电动势。Wollaston(1851)在穿过英吉利海峡海底电缆上检测出与海洋潮汐周期相同的电势变化, 证实了法拉第的预言。从此以后, 人们开始研究海水运动感应电磁现象。Longuet-Higgins 等(1954)分析了各种海水运动产生的微弱电流, 并考虑了表面波和稳定流引起的电场及电流。Weaver(1965)和 Larsen(1973)利用直接微分法推导了海洋表面波感应磁场表达式。Beal 等(1970)利用直接微分法计算了内波所引起的海洋磁场。Chave(1983)利用格林函数法计算海水运动感应电磁场, 并分析了表面重力波和开尔文波感应电磁场特征。陈标等(2001)计算了典型海流产生的磁场强度, 认为当海流宽度较大时, 海流感应磁场不应被忽

略。林春生等(2003)根据电磁感应原理计算了海流感应电磁场。张自力等(2006)利用海浪谱理论分析了半无限空间海浪波动感应电磁场的频谱特性。林智恒等(2019)从毕奥萨伐尔定律出发, 推导了二维海水运动磁场方程, 并分析了海水运动周期、振幅和水深对感应磁场的影响。

Bhatt(2011)假设海水在整个海水层中沿一个方向匀速运动, 采用格林函数法计算一维和二维海水运动感应电磁场, 并讨论了其在水中的分布特征。Bhatt(2011)所述的海水运动模型可称为常速度海水运动模型。通常情况下, 海水运动速度是随着海水深度的变化而变化的, 故而研究变速度海水运动感应电磁场十分必要。本文提出一种计算变速度海水运动感应电磁场的新方法。计算了常速度海水运动感应电磁场, 并与格林函数法计算结果进行了对比。然后计算了变速度海水运动感应电磁场, 较详细地讨论了海水运动周期和海底介质电导率对海水运动感应电

* 青岛海洋科学与技术实验室“问海计划”项目, 2017WHZZB0201 号。周 春, 硕士研究生, E-mail: zhouchun@stu.ouc.edu.cn
通信作者: 李予国, 教授, E-mail: yuguo@ouc.edu.cn
收稿日期: 2018-07-26, 收修改稿日期: 2018-12-10

磁场的影响。

1 海水运动感应电磁场表达式

运动的海水因切割地磁场而产生感应电磁场, 感应电场强度 E 和感应磁场强度 H 满足如下麦克斯韦方程:

$$\nabla \times H = J + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t}, \quad (1)$$

$$\nabla \times E = -\mu_0 \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (2)$$

式中, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Vs/Am}$, 为真空磁导率, ε 为介电常数, J 为电流密度。在海水中, $J = \sigma(E + V \times F)$, 而在其它介质中 $J = \sigma E$, σ 为介质电导率, V 为海水运动速度, F 为地球磁场强度。

建立如图 1 所示地电模型, 坐标原点位于海平面上, z 轴正向指向海底, 海水层厚度为 d , 假设海水只沿 x 方向运动, 且其速度为深度 z 和时间 t 的函数, 即海水运动是一维的, $V = V_x(z, t)e_x$, e_x 表示沿 x 轴的单位矢量。并假定地磁场只有垂直分量 F_z 。空气层和沉积层都是半无限空间, σ_0 、 σ_1 和 σ_2 分别为空气层、海水层和沉积层的电导率。

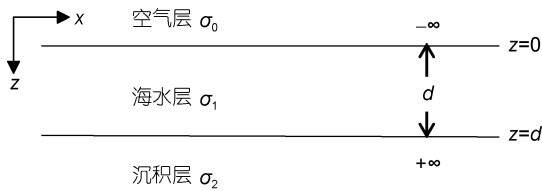


图 1 地电模型示意图

Fig.1 Seawater movement and the geoelectric model

根据法拉第电磁感应定律, 沿 x 向运动的海水因切割沿 z 方向的地磁场而产生 y 方向的电场 $E_y(z, t)e_y$ 和 x 方向的磁场 $H_x(z, t)e_x$, e_x 和 e_y 分别表示沿 x 轴和 y 轴的单位矢量。于是, 方程(1)和方程(2)可简化为

$$\frac{\partial H_x(z, t)}{\partial z} = \sigma(E_y(z, t) - V_x(z, t)F_z) + \varepsilon \frac{\partial E_y(z, t)}{\partial t}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial E_y(z, t)}{\partial z} = \mu_0 \frac{\partial H_x(z, t)}{\partial t}. \quad (4)$$

假设海水运动速度场为时谐函数(Coulson, 1955), 即认为海水行进波具有简谐波的形式。一维速度场为 $V_x(z, t) = V_x(z)e^{i\omega t}$, $\omega = 2\pi/T$ 为角频率, T 为海水运动周期。则海水运动感应电场和感应磁场亦是时谐函

数 (Weaver, 1965), 即 $E_y(z, t) = E_y(z)e^{i\omega t}$, $H_x(z, t) = H_x(z)e^{i\omega t}$ 。

于是, 方程(3)和(4)变为

$$\frac{\partial H_x(z)}{\partial z} = \sigma(z)(E_y(z) - V_x(z)F_z) + i\omega\varepsilon E_y(z), \quad (5)$$

$$\frac{\partial E_y(z)}{\partial z} = i\omega\mu_0 H_x(z), \quad (6)$$

对方程(6)关于 z 求导, 并利用方程(5), 可得海水运动感应电场所满足的偏微分方程

$$\frac{\partial^2 E_y(z)}{\partial z^2} - k^2(z)E_y(z) = -i\omega\mu_0\sigma(z)V_x(z)F_z, \quad (7)$$

其中, $k^2(z) = i\omega\mu_0\sigma(z) - \omega^2\mu_0\varepsilon$, k 为波数。

对方程(5)关于 z 求导, 并利用方程(6), 可得海水运动感应磁场所满足的偏微分方程

$$\frac{\partial^2 H_x(z)}{\partial z^2} - k^2(z)H_x(z) = -\sigma(z)\frac{\partial V_x(z)}{\partial z}F_z, \quad (8)$$

在一定边界条件下, 求解偏微分方程(7)和方程(8), 即可得到海水运动感应电磁场。

Bhatt(2011)利用格林函数法求解偏微分方程(7), 得到电场分量 E_y , 然后利用方程(6)得到磁场分量 H_x 。该方法需要计算关于格林函数和源项的积分, 当速度场比较复杂时, 积分计算较为复杂。此外, 格林函数法只能计算水平层状地电模型的感应电磁场, 不能计算含有地形起伏地电模型的感应电磁场, 不利于研究复杂模型下感应电磁响应特征。本文直接求解偏微分方程(8), 得到磁场分量 H_x , 再由方程(5)得到电场分量 E_y 。我们的方法不需要计算格林函数及其积分, 且可以计算各种速度场包括常速度场和变速度场海水运动感应电磁场。

对于如图 1 所示地电模型, 方程(8)可以写成为

$$\frac{\partial^2 H_x(z)}{\partial z^2} - k_n^2 H_x(z) = \begin{cases} 0 & z < 0, z > d \\ -\sigma_1 \frac{\partial V_x(z)}{\partial z} F_z & 0 \leq z \leq d \end{cases}, \quad (9)$$

其中, $k_n = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma_n - \mu_0\varepsilon\omega^2}$, $n = 0, 1, 2$, 分别表示空气层、海水层和沉积层。

由方程(5), 得

$$E_y(z) = \begin{cases} \frac{\partial H_x(z)}{\partial z} / \sigma'_1 & z < 0, z > d \\ \mu_0 \frac{\partial H_x(z)}{\partial z} + \mu_0\sigma_1 V_x(z)F_z & 0 \leq z \leq d \end{cases}, \quad (10)$$

其中, $\sigma'_n = \sigma_n + i\omega\varepsilon$ ($n = 0, 1, 2$) 为复电导率。

方程(9)的解具有下列形式:

$$H_x(z) = \begin{cases} a_0 e^{k_0 z} & z < 0 \\ a_1 e^{k_1 z} + b_1 e^{-k_1 z} + p(z) & 0 \leq z \leq d \\ b_2 e^{-k_2 z} & z > d \end{cases}, \quad (11)$$

式中, $p(z) = \frac{\sigma_1 k_v F_z V_x(z)}{(k_v + k_1)(k_v - k_1)}$, a_0, a_1, b_1, b_2 为待定系数, k_v 为速度波数, k_0, k_1, k_2 分别表示空气层、海水层和沉积层的波数。

将方程(11)代入方程(10), 可得

$$E_y(z) = \begin{cases} k_0 a_0 e^{k_0 z} / \sigma'_0 & z < 0 \\ [k_1 a_1 e^{k_1 z} - k_1 b_1 e^{-k_1 z} + p'(z) + \mu_0 \sigma_1 V_x(z) F_z] / \sigma'_1 & 0 \leq z \leq d \\ -k_2 b_2 e^{-k_2 z} / \sigma'_2 & z > d \end{cases}, \quad (12)$$

式中, $p'(z)$ 为特解 $p(z)$ 对 z 的导数。

由于在海水表面 ($z = 0$) 和海底界面 ($z = d$) 处磁场水平分量 H_x 和电场分量 E_y 是连续的, 于是, 有

$$a_0 = a_1 + b_1 + p(0), \quad (13)$$

$$\frac{a_0 k_0}{\sigma'_0} = \frac{a_1 k_1}{\sigma'_1} - b_1 k_1 \sigma'_1 + \frac{p'(0)}{\sigma'_1} + \frac{\mu_0 \sigma_1 V_x(0) F_z}{\sigma'_1}, \quad (14)$$

$$a_1 e^{k_1 d} + b_1 e^{-k_1 d} + p(d) = b_2 e^{-k_2 d}, \quad (15)$$

$$\frac{a_1 k_1 e^{k_1 d}}{\sigma'_1} - \frac{b_1 k_1 e^{-k_1 d}}{\sigma'_1} + \frac{p'(d)}{\sigma'_1} + \frac{\mu_0 \sigma_1 V_x(d) F_z}{\sigma'_1} = \frac{-b_2 k_2 e^{-k_2 d}}{\sigma'_2}, \quad (16)$$

由上述方程组可以求得系数 a_0, a_1, b_1, b_2 , 然后代入方程(11)和(12)可以得到一维海水运动感应电磁场表达式。

2 不同速度场的感应电磁场

2.1 常速度海水运动

为验证前述方法和计算机程序的正确性, 建立了一个常速度海水运动模型, 分别用本文方法和格林函数法计算一维海水运动感应电磁场, 并比较两种方法的计算结果。然后, 分析海水运动周期和海底介质电导率对感应电磁场的影响。

假设在整个海水层中海水以相同的速度 $V_0 = 0.1 \text{ m/s}$, 沿 x 方向运动, 即海水运动速度不随深度的变化而变化, 称为常速度模型。本文中采用 Constable 等(1996)提出的典型一维海洋地电模型, 即假定图 1 所示模型中海水层和海底介质的电导率分别为 3.33 和 1.0 S/m 。海水层厚度为 2000 m , 垂直地磁场为 $F_z = 5 \times 10^{-5} \text{ T}$ 。利用本文方法和格林函数法分别计算海水运动感应电磁场响应。图 2 为海水运动周期为 10 s 时, 感应电场和感应磁场振幅随深度变化曲线。由图 2 可知:

(1) 本文方法计算得到的常速度海水运动感应电场和感应磁场曲线与格林函数法(Bhatt, 2011)所得曲线完全重合。

(2) E_y 分量在海表面处有最大值 $5.241 \mu\text{V/m}$, 随着深度的增加而减小, 在海底界面处达到最小值 $3.239 \mu\text{V/m}$; B_x 分量在海表面处有最小值 $1.762 \times 10^{-5} \text{ nT}$, 随着深度的增加而增大, 在海底界面处达到最大值 4.572 nT 。

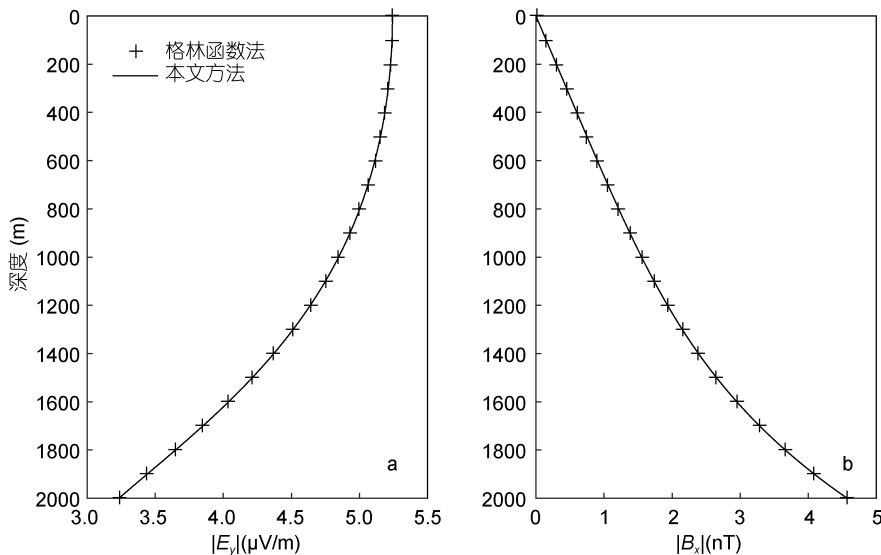


图 2 常速度模型海水运动感应电场 E_y 和感应磁场 B_x 振幅随深度变化曲线

Fig.2 The depth-related variation of amplitude of the electric field (E_y) and electromagnetic fields (B_x) induced in a homogeneous velocity model

(3) 海水运动感应电磁场是海底大地电磁探测数据中的主要噪声(张自力, 2009), 模拟结果表明海水运动感应电磁场的量级与海洋大地电磁场的量级相当, 因而在解释海洋大地电磁场资料时, 应设法抑制或消除海水运动感应电磁场的影响, 否则可能会对海洋电磁探测方法的应用效果产生影响。

2.1.1 海水运动周期对海水运动感应电磁场的影响

海水是一种良导体, 电磁场在海水中传播时会衰减, 而衰减的快慢程度与电磁场的周期有关。周期越短, 电磁场在海水层中衰减越快。研究表明, 海洋表面重力波的周期范围在 0.1—100s。本文选取三个不同的海水运动周期($T=1、10、100s$), 来讨论海水运动周期对感应电场和感应磁场的影响。

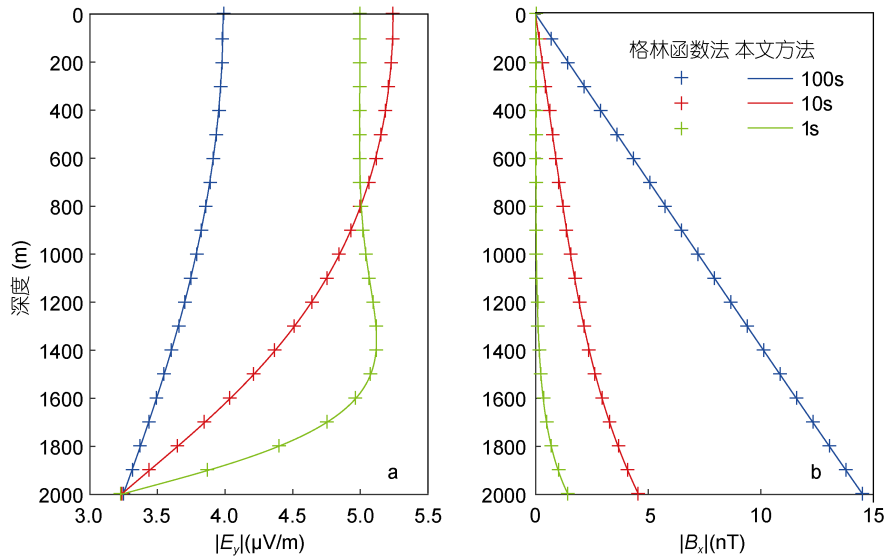


图 3 不同海水运动周期的感应电场 E_y 和感应磁场 B_x 振幅随深度变化曲线

Fig.3 The depth-related variation of amplitude of the electric field (E_y) and electromagnetic fields (B_x) in different seawater movement periods

图 3 为不同海水运动周期感应电场和感应磁场振幅随深度变化曲线。由图 3 可知:

(1) 对于三种不同的海水运动周期, 本文方法计算得到的常速度模型感应电场和磁场曲线与用格林函数法计算结果完全重合。电场 E_y 和磁场 B_x 的幅值都与周期有关。

(2) 短周期时(1s), E_y 分量随着深度增加而缓慢增大, 但随着深度的继续增加而衰减; 长周期时, E_y 分量在海表面处有最大值, 但随着深度的增加而单调衰减, 在海底界面处达到最小值 $3.239\mu V/m$ 。

(3) 磁场分量 B_x 在海平面有最小值, 随着深度的增加而增大, 在海底界面处达到最大值。在同一深度处, 周期越短, 磁场振幅值越小。

2.1.2 海底介质电导率对海水运动感应电磁场的影响

常速度情形下, 海水层中海水速度不随深度变化, 即 $V_x(z)=V_0$ 。由方程 (9) 可得: $\frac{\partial V_x(z)}{\partial z}=V_0[\delta(z)-\delta(z-d)]$, 这里 δ 表示狄拉克函数。

当 $0 < z < d$ 时, $\frac{\partial V_x(z)}{\partial z}=0$ 。这说明常速度情形下源项只分布在分界面处, 于是海底介质就会对感应电磁场产生影响。

图 4 为海底介质电导率分别为 0.1、1.0 和 10S/m 时海水运动感应电磁场振幅随深度变化曲线。由图 4 可知:

(1)海底介质电导率对海水层深部电场的影响比浅部明显。在海水浅部(水深 0—800 m), 海底介质电导率越大, 电场振幅值越大。在海水深部(水深 800—2000 m), 海底介质电导率越大, 电场振幅值越小, 且随深度增加衰减越快。

(2)海底介质电导率越大, 磁场振幅值越大。随着海水深度的增大, 海底介质对感应磁场的影响越明显。

2.2 变速度海水运动

假设海水运动速度随深度增加呈指数衰减, 即为变速度海水运动。假设海水速度场 $V_x(z)=V_0e^{-k_v z}$, 其中 V_0 为海平面处的海水运动速度, $k_v=\omega^2/g$ 为速度

波数, $g=9.8\text{m/s}^2$ 为重力加速度。图 5a 为海水速度随深度的变化曲线。仍采用如图 1 所示的地电模型, 海水层和海底介质的电导率分别为 3.33 和 1.0S/m, 海水

层厚度为 2000m, 假定海表面处海水速度 V_0 为 0.5m/s。图 5b 和 5c 分别为海水运动周期为 10s 时海水运动感应电场和磁场振幅随深度变化曲线。由图 5 可知:

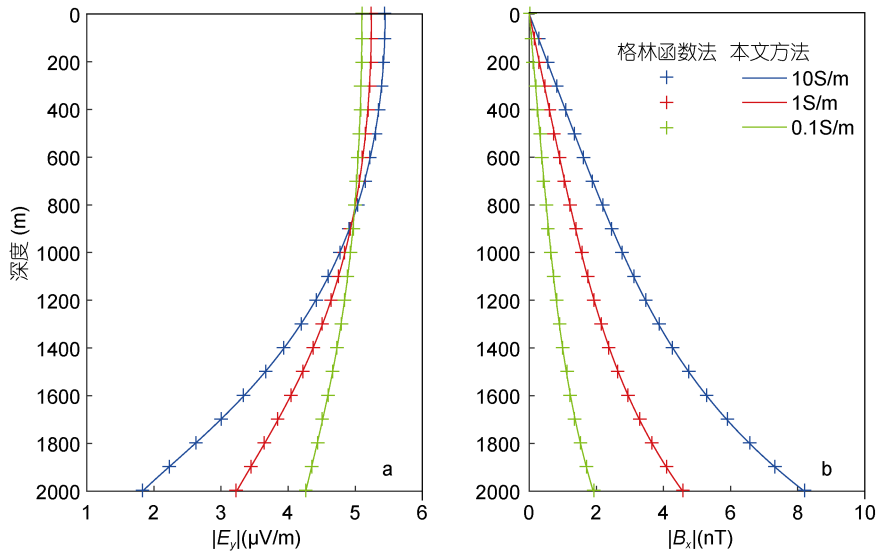


图 4 不同海底介质电导率的海水运动感应电场 E_y 和感应磁场 B_x 振幅随深度变化曲线

Fig. 4 The depth-related variation of the amplitude of the electric field (E_y) and electromagnetic fields (B_x) of seawater movement in different seafloor conductivities

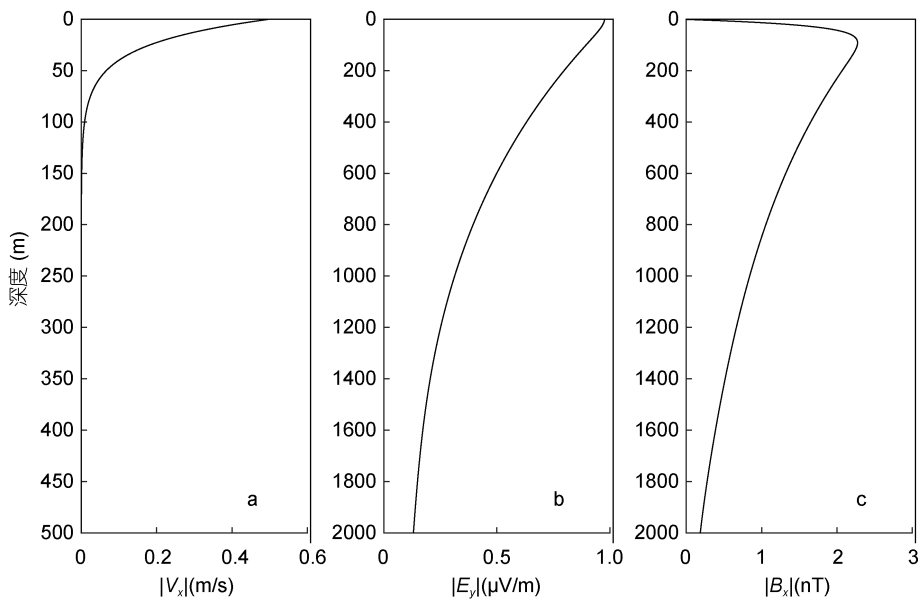


图 5 海水运动速度 $V_x(z)$ 随深度指数衰减(a)、感应电场 E_y (b)和磁场 B_x (c)振幅随深度变化曲线

Fig.5 The depth-related exponential decreases of seawater velocity (a) and the amplitude of the inductive electric field (b) and inductive magnetic field (c)

(1) E_y 在海表面处有最大值 $0.977\mu\text{V/m}$, 随着深度增大而单调减小, 在海底界面处达到最小值 $0.132\mu\text{V/m}$ 。这与常速度模型 E_y 分量变化特性相类似, 但 E_y 幅值要小得多。

(2) B_x 在海表面处为零, 随着深度的增加快速增大, 在 93m 深处达到最大值 2.273nT , 然后随着深度的继续增大单调减小, 在海底界面处达到最小值 0.186nT 。这与常速度模型 B_x 分量在海水层中的变化规律不同。

2.2.1 海水运动周期对海水运动感应电磁场的影响
海水运动周期越短, 速度场衰减越快(图 6a)。图 6b 和图 6c 分别为三种不同海水运动周期(5、10、16.7s) 的海水运动感应电场和磁场振幅随深度变化曲线。由图 6 可知:

(1) E_y 在海表面处有最大值, 随着海水深度的增大而单调衰减, 海水运动周期越短, 电场振幅值随深度衰减越快。海水运动周期越长, 感应电场振幅值越大。

(2) B_x 在海表面处为零, 随着深度的增加快速增大到最大值, 然后随着深度的继续增大单调减小,

在海底界面处达到极小值。海水运动周期越长, 其波长越长。海水运动速度随深度衰减越慢, 感应磁场振幅值越大, 且其最大值出现的位置离海平面越远。

2.2.2 海底介质电导率对海水运动电磁场的影响
下面讨论变速度情形下, 海底介质电导率对海水运动感应电磁场的影响。假定海水运动速度随深度指数衰减(图 7a), 海水运动周期为 10s, 海平面处海水速度为 $V_0=0.5\text{m/s}$ 。我们计算了海底介质电导率分别为 0.0、1.0、10S/m 时的海水运动感应电磁场响应, 其振幅随深度变化曲线如图 7b 和图 7c 所示。

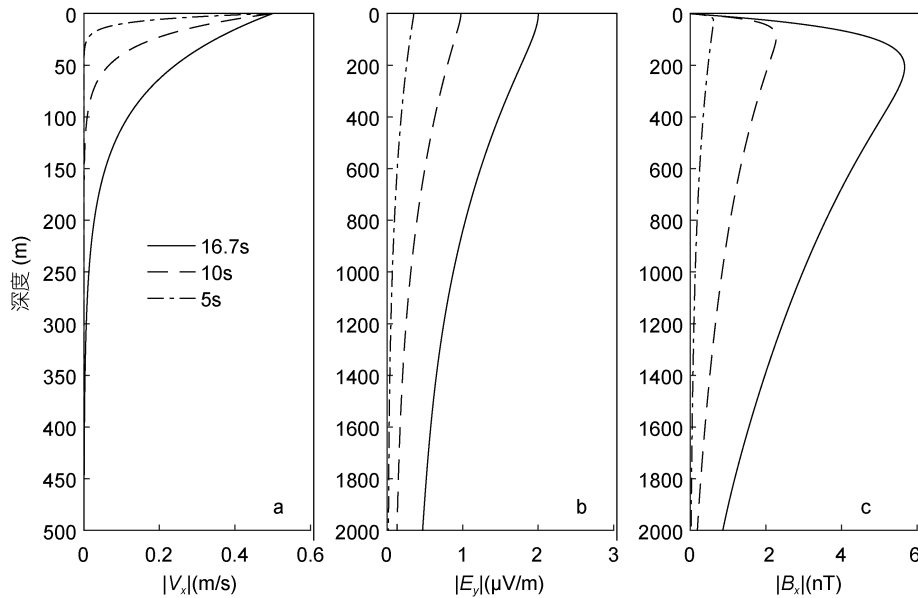


图 6 不同海水运动周期变速度 $V_x(z)$ 模型及感应电场 E_y 和感应磁场 B_x 振幅随深度变化曲线

Fig.6 Various velocity models in different seawater movement periods and the depth-related variation in the amplitude of the inductive electromagnetic field

由图 7 可知, 相较于海水运动速度保持不变的情形(图 4), 在海水运动速度随深度指数衰减情形下, 海底介质电导率对海水运动感应电磁场的影响较小, 且其影响只体现在海水深部(1400m 以下)。在浅部, 三种不同海底介质电导率的感应电场 E_y 和感应磁场 B_x 曲线重合在一起。在深部, E_y 随着海底介质电导率的增大而减小, 与之相反, B_x 则随着海底介质电导率的增大而增大。

3 结论

本文提出了一种计算一维海水运动感应电磁场的新方法。首先推导出了一维速度场海水运动感应电磁场偏微分方程, 利用电磁场在海水面和海底面上的连续性条件, 得到了海水运动感应电磁场表达式。

计算了常速度海水运动感应电磁场, 并与格林函数法计算结果进行了对比, 两种方法的计算结果一致。然后计算了变速度海水运动模型感应电磁场, 并讨论了海水运动周期和海底介质电导率对海水运动感应电磁场的影响。计算结果表明, 海水运动速度对感应电场和感应磁场都有影响, 但影响程度与海水运动速度的特征有关。海水运动速度越大, 感应电场和感应磁场幅值也越大。对变速度海水运动而言, 海水运动周期越短, 其电磁场随深度衰减越快。海底介质电导率对变速度海水运动感应电磁场的影响主要体现在海水深部近海底面处, 且其影响要比常速海水运动小得多。在本文所述模型和参数条件下, 常速度长周期海水运动感应电场和磁场振幅分别可达 $6\mu\text{V/m}$ 和 10nT ; 变速度长周期海水运动感应电场和

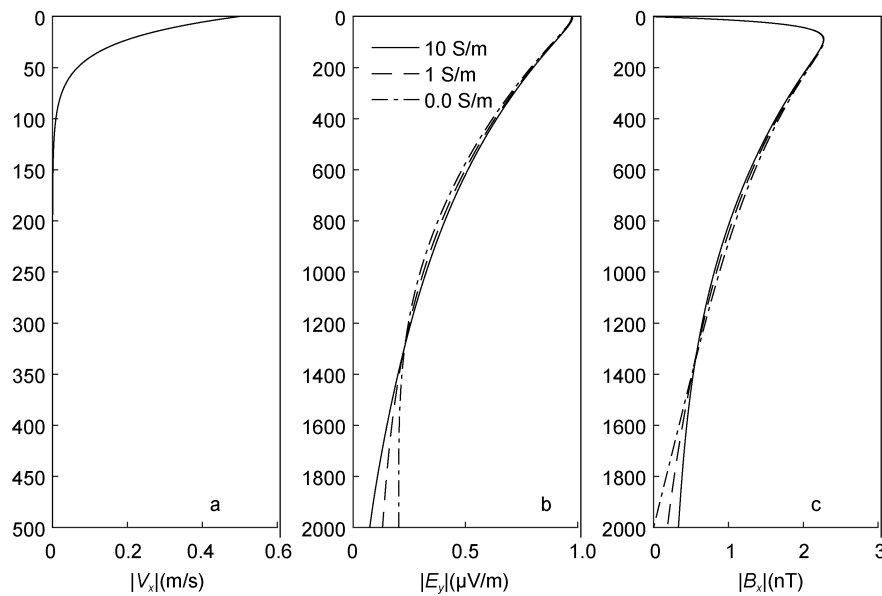


图 7 速度场 $V_x(z)$ 及不同海底介质电导率感应电场 E_y 和感应磁场 B_x 振幅随深度变化曲线

Fig.7 The depth-related variation of velocity field and amplitude of inductive electromagnetic field of seawater movement in different seafloor conductivities

磁场振幅分别可达 $3\mu\text{V/m}$ 和 6nT 。海水运动感应电磁场数量级与海洋大地电磁场的量级相当, 在利用海洋大地电磁法探测海底地下结构时, 海水运动感应电磁场是不可忽略的干扰源。

参 考 文 献

- 张自力, 2009. 海洋电磁场的理论及应用研究. 北京: 中国地质大学(北京)博士学位论文
- 张自力, 魏文博, 李庚伟等, 2006. 海浪感应磁场的频谱特性. 渤海大学学报(自然科学版), 27(4): 354—357
- 陈 标, 祝传刚, 张铁军等, 2001. 典型海流磁场的数值模拟. 青岛大学学报, 14(2): 1—3
- 林春生, 任德奎, 2003. 海流感应电磁场的分析与计算. 海军工程大学学报, 15(4): 19—22, 41
- 林智恒, 李予国, 2019. 海水运动感应磁场的数值计算方法. 中国海洋大学学报, 49(2): 74—78
- Beal H T, Weaver J T, 1970. Calculations of magnetic variations induced by internal ocean waves. *Journal of Marine Research*, 75(33): 6847—6852
- Bhatt K M, 2011. Motion induce noise in marine electromagnetic data. Technical University, Braunschweig, Lower Saxony, Germany
- Chave A D, 1983. On the theory of electromagnetic induction in the earth by ocean currents. *Journal of Geophysical Research*, 88(B4): 3531—3542
- Constable S, Cox S C, 1996. Marine controlled-source electromagnetic sounding: 2. The PEGASUS experiment. *Journal of Geophysical Research*, 101(B3): 5519—5530
- Coulson C A, 1955. *Waves*. 7th ed. Edinburgh: Oliver and Boyd, 16—18
- Ellis E, Banker S M, Smith W, et al, 1881. Discussion on Mr. Adams' paper on "Earth currents"[J]. *Journal of the Society of Telegraph Engineers and of Electricians*, 10(36): 71—96.
- Larsen J C, 1973. An introduction to electromagnetic induction in the ocean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7(3): 389—398
- Longuet-Higgins M S, Stem M E, Stommel H M, 1954. The electrical field induced by ocean currents and waves, with applications to the method of towed electrodes. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 13(1): 1—37
- Weaver J T, 1965. Magnetic variations associated with ocean waves and swell. *Journal of Geophysical Research*, 70(8): 1921—1929

NUMERICAL SIMULATION OF THE ELECTROMAGNETIC FIELD INDUCED BY SEAWATER MOVEMENT

ZHOU Chun¹, LI Yu-Guo^{1,2}, ZHANG Bao-Qiang³

(1. College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Evaluation and Detection Technology Laboratory of Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266100, China; 3. National Ocean Technology Center, Tianjin 300112, China)

Abstract Conductive seawater moves in the Earth's magnetic field and generates electromagnetic (EM) field variations. We derived partial differential equations of seawater movement induced EM (EM_{swi}) field from the Maxwell equations, in which the continuous condition of tangential component of the electric and magnetic fields on both the air-sea interface and the seafloor is used. We calculated the EM_{swi} field in constant seawater velocity model and compared the results with that obtained using the Green's function method; both agree very well. Meanwhile, we simulated the EM_{swi} field in a variable seawater velocity model. The result shows that the EM_{swi} responses are affected by the seawater movement period and the seafloor conductivity on different scales. It is shown that seawater movement can generate an electric potential difference of $6\mu V/m$ and a magnetic field of $10nT$ at the seafloor, which are almost in the same order of magnitude to the marine magnetotelluric signal. Therefore, EM_{swi} field shall be taken into consideration in marine Magnetotelluric Sounding (MT) data processing.

Key words 1D seawater movement; electromagnetic field; variable seawater velocity; period; seafloor conductivity