

汤井田, 罗维斌, 刘长生. 海底油气藏地质模型的冲激响应. 地球物理学报, 2008, 51(6): 1929~1935

Tang J T, Luo W B, Liu C S. Impulse response of seafloor hydrocarbon reservoir model. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(6): 1929~1935

海底油气藏地质模型的冲激响应

汤井田¹, 罗维斌^{1,2*}, 刘长生^{1,3}

1 中南大学信息物理工程学院, 长沙 410083

2 长安大学地测学院, 西安 710054

3 长沙航空职业技术学院, 长沙 410014

摘 要 海洋可控源电磁法(mCSEM)的时间域冲激响应特征可以反映海底油气高阻薄层. 本文计算了水平电偶极子源均匀大地半空间, 海洋均匀双半空间和海洋四层模型的阶跃响应和冲激响应, 提出了瞬变冲激时刻的概念. 分析了水平电偶源瞬变冲激时刻与介质电导率的指示关系. 对于海底油气高阻薄层宜采用多偏移距同时测量方式, 由于在低电导率介质中电磁能量传播得要快, 在适当的收发距瞬变冲激时刻会提前到达, 提出的瞬变冲激时刻道间变化量可以明确指示高阻薄层的存在及埋深. 文中还分析了海水深度对瞬变冲激时刻的影响. 由于“天波”干扰, 瞬变冲激响应受到一定收发距观测的限制. 消除“天波”影响是时间域和频率域 mCSEM 数据处理的研究热点.

关键词 海洋可控源电磁法, 瞬变冲激时刻, 瞬变冲激时刻道间变化量, 天波干扰

文章编号 0001-5733(2008)06-1929-07

中图分类号 P319, P714

收稿日期 2007-07-12, 2008-07-28 收修定稿

万方数据

Impulse response of seafloor hydrocarbon reservoir model

TANG Jing-Tian¹, LUO Wei-Bin^{1,2*}, LIU Chang-Sheng^{1,3}

1 Central South University, School of Info-physics and Geomatics Engineering, Changsha 410083, China

2 Chang'an University, College of Geological Engineering and Geomatics, Xi'an 710054, China

3 Changsha Aeronautical Vocational and Technical College, Changsha 410014, China

Abstract The time-domain impulse response feature of marine controlled-source electromagnetic (mCSEM) can be used to identify the seafloor thin resistor of hydrocarbon reservoir. The step response and impulse response of homogeneous earth half space, marine double half space and four-layer earth models to horizontal electric dipole source were computed in this paper. A concept of transient impulse time was put forward. The denote relationship between the conductivity of the earth and the transient impulse time of the conductive medium to horizontal electric dipole was analyzed. It is suitable surveyed with multi offsets simultaneously for seafloor thin resistor of hydrocarbon reservoir exploration in that the electromagnetic energy diffused so faster in lower conductive medium, and the transient impulse time can come early at appropriate offsets. The differential of transient impulse time with offsets was calculated, and it was used as a clearly indicator for presence and depth of thin resistor. The effect of sea water depth on transient impulse time was also analyzed. The observation of transient impulse time was limited to a certain offsets for the airwave effect. How to eliminate the airwave effect is now a main research point in both time domain and frequency domain mCSEM data process.

基金项目 国家“863”计划项目(2006AA06Z105)资助.

作者简介 汤井田, 男, 1965 年生, 教授, 博士生导师, 主要从事电磁场理论及应用研究. E-mail: jttang@mail.csu.edu.cn

* 通讯作者 罗维斌, 男, 1972 年生, 长安大学地质资源与地质工程博士后流动站在站博士后, 从事可控源电磁法研究. E-mail: lwbsu@163.com

Keywords Marine controlled source electromagnetic, Transient impulse time, Differential of transient impulse time with offsets, Airwave effect

1 引言

近几年来,海洋可控源电磁法(Marine controlled-source electromagnetic, mCSEM)越来越多地应用在探测海底沉积层中的多金属硫化物、天然气水合物和油气资源方面,方法技术取得了实质性进展.许多油气公司已将其列为钻前必做的工作.

海上或陆地高分辨三维地震虽然能比较精细地划分可能的油气构造和天然气水合物的底界面,却不能确定构造中含的是水还是油.储层中含的是油、是水、还是油水混合物,会引起储层电性的很大变化,电阻率变化可达1~3个级次,比地震波的速度变化、储层密度的变化等要显著得多.研究和实践证明海洋可控源电磁法对高阻油气层有较高的反映能力,不仅是对地震资料解释的有益补充,而且还可直接指示油气^[1~17].

从理论到技术成熟,海洋可控源电磁法在近三十多年有了较快的发展. Chave 和 Cox(1982)的研究表明,垂直磁偶极子(HMD)只产生极型电流模式(PM, Poloidal current mode)的电磁响应,产生绕垂直轴环流电流,没有垂直电场分量,对水平中间层不敏感;垂直电偶极子(VED)只有环型电流模式(TM, Toroidal current mode),产生绕水平轴环流电流,没有垂直磁场分量,对低阻或高阻中间层都敏感;而水平电偶极子(HED)和水平磁偶极子(HMD)既可以产生PM模式,又可以产生TM模式. Cheesman(1987)研究了多种系统的瞬变电磁响应,表明水平轴向电偶极-偶极(inline ERER)和水平轴向磁偶极-偶极(inline HRHR)对水平高阻层的探测效果较好. Constable 等^[2]研究了海洋电磁法对导电介质中薄高阻层的反映能力. Um 和 Alumbaugh^[1]通过对水平电偶极子产生的电磁场数值模拟研究了mCSEM方法的物理实质,研究表明,选择合适的频率和收发距可检测到油气高阻层最大的电磁场响应,观测水平磁场分量 H_x 和垂直电场分量可以带来更多的信息,在海洋浅水环境中测量垂直电场分量是有益的. 由于对水平高阻薄层的高分辨力,海洋CSEM油气探测较多地采用轴向水平电偶极-偶极系统^[3,5,16].

目前技术成熟的海洋CSEM主要有三类工作

方式. 第一类是沿测线拖曳下沉在近海底的一个水平电偶极子源,并发送方波电流,频率一般为0.1~10 Hz. 几十个多分量电场和磁场接收器沿测线阵列布置在海底,自主测量和记录方波基频及其奇次谐波的稳态电磁响应. 这种方式称为海底电磁似测井技术(SBL, Seabed Logging)^[1~3];第二类方法是 Edwards 和他的研究小组在研究了均匀海底和层状海底的阶跃电磁响应和冲激响应特征后,开发了利用电磁能量在海水和海底地层中的扩散速度不同而引起的时间特性,来获得海底地层电性分布的方法^[5~8]. 将电偶极子电流源和自主接收器用同一根电缆沿海底拖曳,既可在频率域测量稳态信号,也可在时间域测量瞬变信号;第三类方法称为多道瞬变电磁法(MTEM),向地下发送阶跃波或脉冲编码的瞬变电流,沿剖面阵列排列同时测量与信号源有一定偏移距的电场响应. 通过解卷积运算,得到大地的冲激响应. 由于电磁能量的传播速度受介质电导率的影响,高阻的油气藏或天然气水合物会产生明显的电磁响应时间特性. 因而可以从冲激响应峰值的到达时间来判别地层电性分布,延用地震资料解释方法,得到伪电阻率断面^[15~18]. 这些方法已在地中海、墨西哥湾、北大西洋、印度洋等地区成功应用,并得到钻探结果验证^[3~5,10,14].

本文计算了均匀半空间、均匀双半空间及海洋四层模型在水平电偶源激励下的冲激响应,并研究了海水深度对瞬变冲激响应的影响,在选择油气藏高分辨探测的mCSEM观测方式、观测参数以及解释方法方面有参考意义.

2 海洋可控源电磁法原理

文献[1]利用数值仿真水平电偶源海洋地质模型电流密度分布,研究了海洋可控源电磁法检测油气高阻层的物理实质. 电磁场在两种介质的分界面主要受两个边界条件的约束:切向电场连续和法向电流密度连续. 水平电偶源传导电流的存在是能对高阻薄层有效探测的主要原因,因而轴向水平电偶极-偶极装置在合适的收发距和合适的频率可检测到油气高阻层最大的电场响应.

Edwards 等人推导了水平电偶源均匀双半空间的电磁阶跃响应和冲激响应解析公式^[5~8]. 研究表

明:场源发送的电磁能量在海水和海底地层中的传播满足扩散方程. 电场扩散时间与介质的电导率成比例. 电导率越高, 扩散越慢; 电导率越低, 扩散越快. 由于海水的电导率高于海底地层的电导率, 所以经由海底地层扩散的电磁能量总是先于直接经由海水扩散的电磁能量到达. 在时间曲线会出现两个峰值, 且在时间上是分离的. 因此从电磁能量峰值的到达时间, 可以直接指示海底地层的电导率的高低. 由于电场扩散时间与收发距的二次方成比例, 而电磁能量的幅值与收发距的三次方成反比, 因此测量扩散时间比测量电场能量幅值有较高的信噪比, 且受收发距测量误差的影响小. 因而扩散时间是估算地层电性分布的重要参数.

针对频率域 mCSEM 方法频率较少的缺点, Hobbs 等人提出了基于系统辨识原理测量电偶源大地冲激响应的宽频带多道瞬变电磁法 (MTEM), 并称对薄高阻油气层有很高的分辨力^[14~18]. MTEM 向地下发送阶跃波或脉冲编码的电瞬变信号电流 (也可以是其他形式的瞬变信号), 测量并记录沿剖面阵列排列的、与信号源有一定偏移距的接收电极对间的电压响应. 经多次叠加和多次移动完成剖面测量. 不同的偏移距意味着不同的探测深度. 宽带信号源的应用使得采集到的数据具有连续的频谱. 用伪随机二进制序列编码的电瞬变信号作为激励源可以获得较高的信噪比. 通过解卷积运算, 从数据中去除掉信号源和接收机的响应, 得到大地的冲激响应, 运用信号处理技术可获得电阻率断面. 工作方式如图 1 所示.

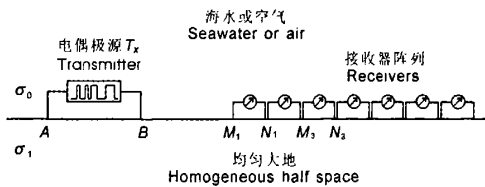


图 1 轴向水平电偶极-偶极系统及均匀半空间或双半空间模型

Fig. 1 Inline horizontal electric dipole-dipole system survey layout and model

3 介质的水平电偶源冲激响应计算

先由频率域解析式或数值解表达式经 Gaver-Stehfest 反拉普拉斯变换求得时间域阶跃响应, 对阶跃响应求微分可得到均匀大地的冲激响应.

3.1 均匀大地模型的瞬变响应

对于轴向偶极-偶极装置 (inline ERER), 频率域均匀大地模型电场径向水平分量有^[19,20]

$$E(\omega)|_{\varphi=0^\circ} = \frac{P_E}{2\pi\sigma_1 r^3} [1 + (1 + k_1 r)e^{-k_1 r}]. \quad (1)$$

对于晚期场 (频率等于 0), 有:

$$E(0)|_{\varphi=0^\circ} = \frac{P_E}{\pi\sigma_1 r^3}, \quad (2)$$

式中 $P_E = P_{E0} e^{-i\omega t}$ 为电偶极矩, r 为收发距, σ_1 为均匀大地电导率, k_1 为均匀大地的波数, $k_1^2 = i\omega\mu_0\sigma_1$.

电场用晚期场归一化

$$\frac{E(\omega)}{E(0)}|_{\varphi=0^\circ} = \frac{1}{2} (1 + (1 + k_1 r)e^{-k_1 r}). \quad (3)$$

将式(3)除以 $s = i\omega$, 再进行 Gaver-Stehfest 逆拉普拉斯变换可得到均匀大地的阶跃响应:

$$e(t) = \frac{\ln 2}{t} \sum_{i=1}^N K_i \frac{E(\rho_n, h_n, s_i)}{s_i}, \quad (4)$$

式中 K_i 为 N 点 G-S 逆变换系数, 计算中取 $N=14$, 用

$s_i = \frac{\ln 2}{t} i, (i = 1, 2, \dots, N)$ 代换 $s = i\omega, E(\rho_n, h_n, s_i)$ 是频率域电场响应, ρ_n, h_n 为层参数, K_i 的计算公式如下^[20]:

$$K_i = (-1)^{i+\frac{N}{2}} \sum_{k=\frac{i-1}{2}}^{\min(i, N/2)} \frac{k^{N/2} (2k)!}{k! (k-1)! \left(\frac{N}{2} - k\right)! (i-k)! (2k-i)!}. \quad (5)$$

用式(5)计算出 N 点 G-S 变换系数, 代入式(4)可将频率域电磁响应变换得到时间域阶跃响应, 对阶跃响应微分就可得到均匀大地的冲激响应. 图 2 计算了不同电阻率均匀大地的阶跃响应和冲激响应, 收发距 $r=300$ m, 电阻率值分别为 0.1, 1, 6, 30,

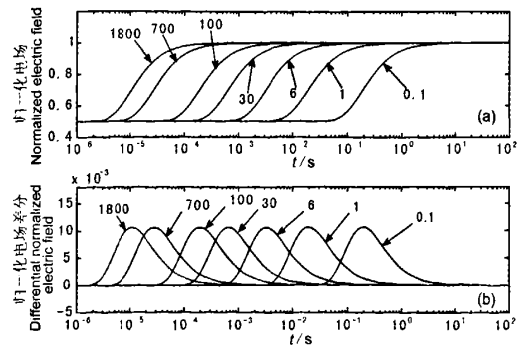


图 2 不同电阻率 ρ 均匀大地的瞬变响应
(a) 为阶跃响应, (b) 为冲激响应.

Fig. 2 Step response (a) and impulse response (b) of half space with different resistivity

100, 700, 1800 Ωm . 从图中可明显看出冲激响应峰值随电阻率值的增大而提前, 我们将冲激响应峰值到达时间称为瞬变冲激时刻, 瞬变冲激时刻的变化对应大地电阻率的变化. 大地电阻率越大, 瞬变冲激时刻越早, 大地电阻率越小, 瞬变冲激时刻越晚.

3.2 双半空间模型的瞬变响应

当海水电导率远远大于海底地层电导率时, 均匀双半空间模型频率域径向电场响应有解析式^[6]:

$$E(s) \big|_{\varphi=0^\circ} = \frac{j(s)}{2\pi\sigma_0 r^3} \left[(\sqrt{\tau_0 s} + 1)e^{-\sqrt{\tau_0 s}} + (\tau_1 s + \sqrt{\tau_0 s} + 1)e^{-\sqrt{\tau_1 s}} \right], \quad (6)$$

式中 $\tau_i = r^2 \mu_0 \sigma_i$ 是海水或地层中电磁能量扩散时间常数, $s = i\omega$ 是拉普拉斯变量, r 是收发距, σ_0 是海水电导率, $j(s) = P_{E0} e^{-s}$ 是电偶极矩. 用晚期电场归一化:

$$\frac{E(s)}{E(0)} \big|_{\varphi=0^\circ} = \frac{1}{2} \left[(\sqrt{\tau_0 s} + 1)e^{-\sqrt{\tau_0 s}} + (\tau_1 s + \sqrt{\tau_0 s} + 1)e^{-\sqrt{\tau_1 s}} \right]. \quad (7)$$

将式(7)除以 $s = i\omega$, 再进行 $N=14$ 点 G-S 逆拉普拉斯变换, 再得到时间域阶跃响应, 对阶跃响应微分就可得到均匀双半空间的冲激响应. 图 3 是计算了 σ_0/σ_1 分别为 1, 3, 10, 30, 100, 300, 800 均匀双半空间的阶跃响应和冲激响应, 收发距 $r=500$ m. 从图中可明显看出冲激响应冲激时刻随电导率比值的增大而提前, 瞬变冲激时刻变小. 当 σ_0/σ_1 在 10 倍以上时, 冲激响应明显有两个峰值, 第一个峰值因海底地层电导率不同而对应不同的瞬变冲激时刻, 反映出经海底地层传播的电磁能量首先到达; 第二个峰值各曲线基本重合, 反映出电磁能量经高电导率海水传播的瞬变冲激时刻.

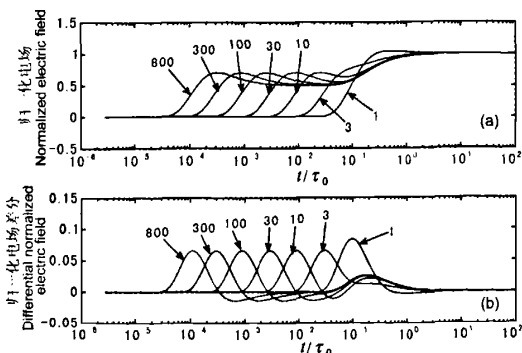


图 3 均匀双半空间瞬变响应 ($\sigma_0/\sigma_1 \geq 1$)

(a) 阶跃响应; (b) 冲激响应.

Fig. 3 Step response (a) and impulse response (b) of two half space with different conductivity ($\sigma_0/\sigma_1 \geq 1$)

图 4 是计算了海底地层电导率大于海水电导率的情况, 这种情形与海底热液硫化物的地质模型相像. σ_0/σ_1 分别为 1, 1/3, 1/10, 1/30, 1/100, 1/300, 1/800, 收发距 $r=500$ m. 当 σ_0/σ_1 小于 0.1 时, 冲激响应峰值对应的瞬变冲激时刻可以反映海底地层的电导率, 冲激响应有两个峰值, 第一个冲激时刻各曲线基本相同, 反映经海水传播的电磁瞬变时间, 幅度较小; 第二个峰值幅度较高, 因海底地层电导率不同而有不同的瞬变冲激时刻, 电导率越大, 冲激时刻就越晚. 由此可见, 水平电偶极子瞬变冲激时刻对于高电导率地层和低电导率地层 (与海水电导率差异 10 倍以上) 均具有较高的分辨力.

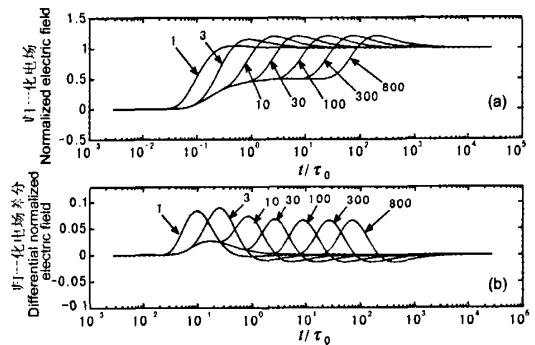


图 4 均匀双半空间瞬变响应 ($\sigma_0/\sigma_1 \leq 1$)

(a) 阶跃响应; (b) 冲激响应.

Fig. 4 Step response (a) and impulse response (b) of two half space with different conductivity ($\sigma_0/\sigma_1 \leq 1$)

图 5 是海水电导率为 3.2 S/m, 海水电导率是海底地层电导率的 300 倍的均匀双半空间模型不同收发距的电磁瞬变响应. 图中第一个幅值较高的峰值指示电磁能量经海底地层传播的瞬变冲激时刻, 第二个幅值较小的峰值指示电磁能量经高电导率海水传播的瞬变冲激时刻, 说明瞬变冲激时刻是收发距的函数, 随收发距增大而增大. 这也就是在进行多道瞬变电磁观测时, 对不同的收发距 r 的观测结果要进行瞬变冲激时刻校正的原因.

3.3 海洋层状地层模型的瞬变响应

设各层厚度分别为: $d_1, d_2, d_3, \dots, d_{N-1}$, 各层电导率分别为: $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \dots, \sigma_{N-1}, \sigma_N$, 海水深为 d_0 , 电导率为 σ_0 , 磁导率为 μ_0 , 发送机和接收机间距为 r , Edwards 给出了水平电偶源径向电磁响应:

在零初始条件下, 接收机观测电场的拉氏变换为 ($s = i\omega$):

$$E(s) = \frac{j(s)}{2\pi} [F(s) + G(s)], \quad (8)$$

式中, $j(s)$ 是电偶极矩, 偶极子长度 ΔL , 在 $t=0$ 时刻, 电流从 0 阶跃为 I_0 时, 偶极矩的拉氏变换:

$$j(s) = \frac{I_0 \Delta L}{s}. \quad (9)$$

对于轴向偶极有:

$$F(s) = - \int_0^\infty \frac{Y_0 Y_1}{Y_0 + Y_1} \lambda J_1'(\lambda r) d\lambda, \quad (10)$$

$$G(s) = - (s/r) \int_0^\infty \frac{Q_0 Q_1}{Q_0 + Q_1} J_1(\lambda r) d\lambda, \quad (11)$$

J_1 为第一类一阶贝赛尔函数, λ 为汉克尔积分变量, 式中:

$$Y_0 = \frac{\theta_0}{\sigma_0} \left[\sigma_0 u_a + s \epsilon_0 \theta_0 \tanh(\theta_0 d_0) \right], \quad (12)$$

$$Q_0 = \frac{\mu_0}{\theta_0} \left[\frac{\theta_0 + u_a \tanh(\theta_0 d_0)}{u_a + \theta_0 \tanh(\theta_0 d_0)} \right], \quad (13)$$

式中 $\theta_0^2 = \lambda^2 + s \mu \sigma_0$ 为海水的波数, $u_a^2 \approx \lambda^2$ 为空气的波数, Y_1, Q_1 由海底各层参数, 依据下式迭代求得:

$$Y_i = \frac{\theta_i}{\sigma_i} \left[\frac{\sigma_i Y_{i+1} + \theta_i \tanh(\theta_i d_i)}{\theta_i + \sigma_i Y_{i+1} \tanh(\theta_i d_i)} \right], \quad (14)$$

$$Q_i = \frac{\mu_0}{\theta_i} \left[\frac{\theta_i Q_{i+1} + \mu_0 \tanh(\theta_i d_i)}{\mu_0 + \theta_i Q_{i+1} \tanh(\theta_i d_i)} \right], \quad (15)$$

式中 $Y_N = \theta_N / \sigma_N$, $Q_N = \mu_0 / \theta_N$. 对于均匀双半空间, Q_0, Q_1 这两项消失了, 而 $s \mu \sigma_0$ 和 $s \mu \sigma_1$ 远小于 λ^2 , 在这种模型下, 轴向偶极电场简化为下式的反拉氏变换(Edwards, 1997):

$$- \frac{I_0 \Delta L}{2\pi s} \int_0^\infty \frac{1}{\sigma_0 + \sigma_1} \lambda^2 J_1'(\lambda r) d\lambda, \quad (16)$$

对于晚期场, 有:

$$\frac{I_0 \Delta L}{\pi \sigma_0 \left(1 + \frac{\sigma_1}{\sigma_0} \right) r^3}. \quad (17)$$

对于层状模型冲激响应的计算, 要求解形如式(18)的汉克尔变换(10)式和(11)式. 本文采用了直接数值积分的方法求解^[12], 积分时将核函数减去均匀双半空间的核函数, 然后将积分结果加上均匀双半空间的解析解^[20]:

$$f(r, P) = \int_0^\infty K(\lambda, P) J_n(\lambda r) d\lambda, \quad (18)$$

(P 为层参数).

图 6 是当海水为有限深度 $d_0 = 3000$ m 时, 多个收发距的冲激响应计算结果, 收发距 r 从 800 m 到 4000 m, 间距 100 m. 时间和收发距均取对数. 从图中可以看出, 高阻夹层的存在对第一个经海底传播的冲激响应瞬变冲激时刻产生了很大的影响. 在适当的收发距由于受高阻层的影响, 电磁波在地层中传播速度加快, 瞬变冲激时刻变小甚至提前于偏移

距较小的接收道而先到达, 瞬变冲激时刻随收发距有明显的变化. 这说明利用时间域 mCSEM 的瞬变冲激时刻有能力分辨海底的高阻薄层.

图 7 计算了瞬变冲激时刻随收发距的道间变化量. 由传导媒质电磁波扩散时间常数 $\tau = r^2 \mu_0 \sigma$ 可知, 对于给定电导率 σ 的媒质, 扩散时间随收发距 r^2 线性增长. 而当存在高阻夹层时, 经海底传播, 相邻偏移距道间瞬变冲激时刻差受到了很大影响. 图中, 当 $r = 2800$ m 至 $r = 3200$ m 时, 电磁波主要在高阻层中传播, 瞬变冲激时刻反而提前于前一偏移距到达(冲激时刻道间变化量小于 0). 收发距 $r = 3000$ m 与 $r = 2900$ m 之间瞬变时刻提前量最大. 这说明采用多偏移距测量方式, 在某个偏移距可获得高阻层的最大电磁响应. 瞬变冲激时刻道间变化量极小值所对应的收发距是高阻薄层顶界面埋深的 3.7 倍, 可见计算瞬变冲激时刻随收发距的道间变化量对高阻薄层的反映更灵敏并可以指示深度.

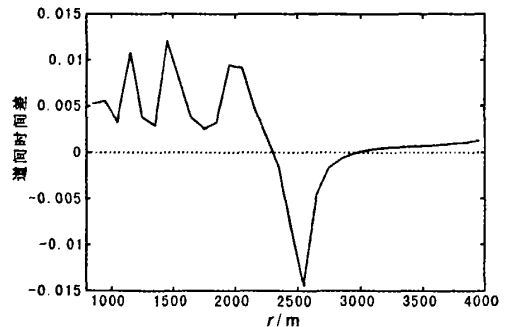


图 7 海洋四层模型的多个收发距瞬变冲激时刻道间变化量

Fig. 7 Differential of transient impulse time with offsets of four-layer model

3.4 海水深度对瞬变冲激时刻的影响

由于海水-空气界面的存在, 置于海底或近海底的发射水平电偶极源辐射的低频电磁能量有一部分上行至界面, 产生折射, 在空气中以光速传播, 它会折射回海水, 并扩散至海底, 这就是海洋可控源电磁法勘探中的“天波”(airwave)干扰. 这部分电磁信号受海水深度影响很大(Um, 2007), 在浅水域, 由于衰减较小, 而有较强的能量, 它会将经海底地层传播的电磁完全淹没, 也就是说, 在“天波”占优势的区域, 接收器根本就接收不到经海底地层扩散到来的电磁能量. 而在接收器偏移距较小时, 经海水直接扩散的电磁能量占主导地位, 因此, 海洋可控源电磁法对于海底地层电性的检测有一个观测窗口, 即收发

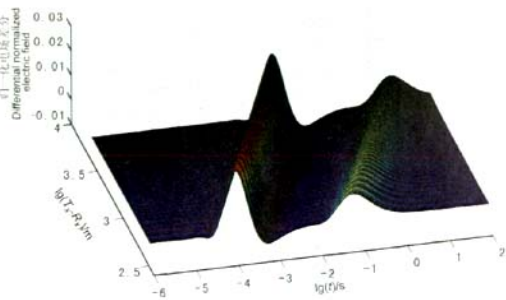
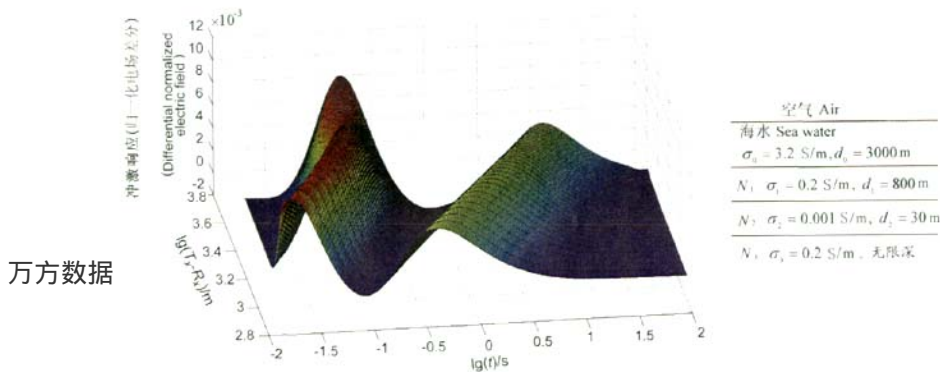


图 5 均匀双半空间不同收发距的瞬变响应($\sigma_0/\sigma_1=300$)
Fig. 5 Transient response of two half space with different T-R space($\sigma_0/\sigma_1=300$)



万方数据

图 6 海洋四层模型及多收发距瞬变响应(收发距 $r=800;100;4000 \text{ m}$)
Fig. 6 Transient response of four-layer model with different T-R space($T-R$ space $r=800;100;4000 \text{ m}$)

表 1 海底地层参数

Table 1 Layer parameter of the seafloor model

海底地层层序	1	2	3
层电导率 (S/m)	0.3	0.005	0.3
层厚度 (m)	500	50	无穷深

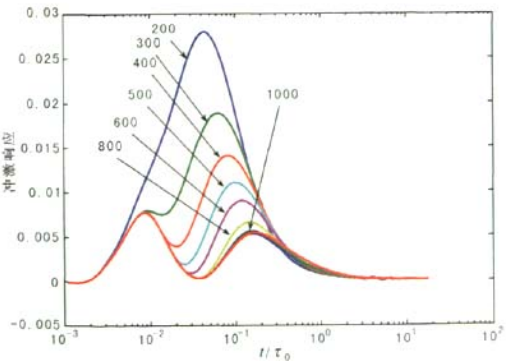


图 8 收发距为 1500 m 时不同海水深度的冲激响应
Fig. 8 Impulse response with different sea water depth with offset $r=1500 \text{ meter}$

距不能太小,也不能太大.由于低频海洋可控源电磁法是一种几何测深方法,收发距越大,探测深度越深,而观测的最大偏移距与海水的深度有关.因此频率域海洋可控源电磁法一般工作在水深大于 300 m 的水域.

那么,海水深度对海底地层的瞬变冲激响应有什么影响呢?通过数值模拟,改变海水层厚度,计算了海底层状模型的冲激响应.计算海底地层参数如表 1 所示,海水电导率取 3.2 S/m.计算收发距为 1500 m,海水深度变化:200,300,400,500,600 m,800,1000,1200,2000 m 和 4000 m.结果如图 8 所示.

从图 8 可以看出,反映海底地层电性的冲激响应的第一个峰值(瞬变冲激时刻)受海水深度的影响很大.要清晰地分辨冲激响应第一峰值时刻,收发距等于 1500 m 时,海水深度要大于 300 m.计算还表明,收发距越大,要求的海水越深.即海水越深,越有利于对海底地层的探测.对于浅海水域 mCSEM,“天波”影响不容忽视,如何消除“天波”对观测数据的污染已成为研究热点.

4 结 论

在导电介质中电偶源电场的传播满足扩散方程,介质电导率越高,扩散越慢,瞬变冲激时刻越晚.数值计算结果表明,利用水平电偶极-偶极观测大地系统冲激响应瞬变冲激时刻,可以指示大地的电性变化.

瞬变冲激时刻与收发距 r 的平方成比例,较之幅度测量(与收发距 r 的三次方成反比),受 r 测量误差的影响较小.同时可降低海水中对接收器定位

精度的要求。海水深度对瞬变时刻有较大影响。在浅水域(水深小于 200 m),收发距较大时不能分辨反映海底地层的第一个瞬变冲激时刻。因而由于海水-空气界面的存在,瞬变冲激时刻观测受一定收发距的限制,如何消除“天波”影响,已是时间域和频率域 mCSEM 的研究热点。

海水中电磁场衰减是频率和收发距的函数,宜采用多偏移距电偶极-偶极测量,选用宽频带信号源,以便在合适的频率和偏移距上可观测到高阻油气层最大的冲激响应。多个接收器以不同的收发距,与发射电偶极子同轴陈列布置,偏移距越大,反映的深度越深,是一种几何测深方法。为保证信噪比,在大偏移距测量时可选用大的电偶极矩移动装置排列可完成剖面 and 测深测量。对含油气的薄高阻体和多金属硫化物良导体均具有较高的分辨力,可用于陆地和海洋油气资源和金属矿体勘察。

参考文献(References)

- [1] Um E S, Alumbaugh D L. On the physics of the marine controlled-source electromagnetic method. *Geophysics*, 2006, **71**(2): WA13~WA26
- [2] Constable S, Weiss C J. Mapping thin resistors and hydrocarbons with marine EM methods: Insights from 1D modeling. *Geophysics*, 2006, **71**(2): G43~G51
- [3] Constable S, Srnka L J. An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, 2007, **72**(2): WA3~WA12
- [4] Perry A. Fischer, New EM technology offerings are growing quickly, *worldoil*, 2005, 226(6), http://www.worldoil.com/Magazine/magazine_contents.asp?MONTH_YEAR=Jun-2005
- [5] Edwards N. Marine controlled source electromagnetics: principles, methodologies, future commercial applications. *Surveys in Geophysics*, 2005, **26**:675~700
- [6] Edwards R N, Chave A D. A transient electric dipole-dipole method for mapping the conductivity of the sea floor. *Geophysics* (S), 1986, **51**(4): 984~987
- [7] Edwards R N. On the resource evaluation of marine gas hydrate deposits using sea-floor transient electric dipole-dipole methods. *Geophysics*, 1997, **62**(1):63~74
- [8] Cheesman S J, et al. On the theory of sea-floor conductivity mapping using transient electromagnetic systems. *Geophysics*, 1987, **52**(2):204~217
- [9] Dias C A, et al. Multi-Frequency EM method for hydrocarbon detection and for monitoring fluid invasion during enhanced oil recovery, SEG, Houston 2005 Annual Meeting, 4
- [10] MacGregor L, Sinhal M. Use of marine controlled-source electromagnetic sounding for sub-basalt exploration. *Geophysical Prospecting*, 2000, **48**: 1091~1106
- [11] 杨建文, Edwards R N. 用于海底电导率填图的可控源时域电磁法. *中国有色金属学报*, 1998, **8**(4):705~713
Yang J W, Edwards R N. Controlled source time-domain electromagnetic methods for sea-floor conductivity mapping. *Chinese Journal of Nonferrous Metals*, 1998, **8**(4):705~713
- [12] Thomas Ingeman-Nielsen, Francois Baumgartner. CR1Dmod: A Matlab program to model 1D complex resistivity effects in electrical and electromagnetic surveys. *Computers & Geosciences*, 2006, **32**: 1411~1419
- [13] 徐义贤,王槐仁.电和电磁法探测油气的回顾与展望. *勘探地球物理进展*, 2002, **25**(6):18~22
Xu Y X, Wang H R. The past and future of oil and gas exploration via electrical and electromagnetic methods. *Progress in Exploration Geophysics* (in Chinese), 2002, **25**(6):18~22
- [14] Weitemeyer K, et al. Marine EM techniques for gas-hydrate detection and hazard mitigation. *Leading Edge*. 2006
- [15] Hobbs B, et al. Multi-Transient Electromagnetics (MTEM)-controlled source equipment for subsurface resistivity investigation. 2006
- [16] Wright D, et al. Hydrocarbon detection and monitoring with a multi component transient electromagnetic (MTEM) survey. *Leading Edge*, 2002,852
- [17] Ziolkowski A, et al. Shallow marine test of MTEM method. SEG, New Orleans 2006 Annual Meeting, 2006
- [18] Dzhatieva Z, et al. On Reservoir Detection with Multichannel Transient EM Method in On-Shore and Off-Shore Environment. 18th IAGA WG 1. 2 Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth El Vendrell, Spain, September 2006. 17~23
- [19] A. A 考夫曼, G. V 凯勒. 频率域和时间域电磁测深. 王建谋译. 北京:地质出版社,1987
Kaufman A A, Keller G V. Electromagnetic Sounding in Frequency Domain and Time Domain (in Chinese). In: Wang J M Translant. Beijing: Geological Publishing House, 1987
- [20] 朴化荣. 电磁测深法原理. 北京:地质出版社,1990
Piao H R. Principle of Electromagnetic Sounding (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1990

(本文编辑 汪海英)