

doi:10.11720/wtyht.2014.4.19

朱崇利,董云,王延平,等.网格剖分对大地电磁测深反演精度的影响[J].物探与化探,2014,38(4):737-741.http://doi.org/10.11720/wtyht.2014.4.19

Zhu C L, Dong Y, Wang Y P, et al. The effects of grid subdivision on the accuracy of MT inversion[J].Geophysical and Geochemical Exploration, 2014, 38(4):737-741.http://doi.org/10.11720/wtyht.2014.4.19

网格剖分对大地电磁测深反演精度的影响

朱崇利^{1,2},董云²,王延平³,周佃刚⁴,孙文⁵,何兆容⁵

(1.成都理工大学 地球探测与信息技术教育部重点实验室,四川 成都 610059;2.泸州职业技术学院,四川 泸州 646005;3.山东理工大学,山东 淄博 255000;4.四川省地质矿产勘查开发局 109 地质队,四川 成都 610059;5.成都理工大学,四川 成都 610059))

摘要: 网格剖分的合适与否,影响着反演结果的精度。用不同模型、不同反演方法,对比验证粗细两种不同的网格对反演精度的影响。研究表明,从整体上看两种不同网格剖分方式,粗网格在深部比细网格模拟精度高,但是近地表开始阶段,粗网格与细网格波动幅度都较大,都脱离正常值,粗网格模拟精度不如细网格;粗网格的整体变化幅度比细网格缓和,其中对低阻异常体反演精度较好,但对高阻异常体反演精度较差,与真实值相去甚远。

关键词: 网格剖分;反演;博斯蒂克;非线性共轭梯度;

中图分类号: P631.3 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-8918(2014)04-0737-05

大地电磁测深(MT)法自从 20 世纪 50 年代初问世以来,在油气的普查与勘探、深部金属矿物勘探与开采、工程勘探、地壳和上地幔电性结构研究、地热田的调查等方面都得到了成功的应用。该方法利用天然交变电磁场探测地下电性结构,不需要大功率供电设备,可以研究几十乃至几百公里深度的地壳与上地幔的地电信息,而且高阻屏蔽对它不起作用,具有高效、价格低廉、方便等特点。国内外许多学者进行了大量的理论和应用研究^[1-8]。

在目前的反演解释中,人们应用最多的还是二维反演,如何获得最佳初始模型及快速提高运算速度,一直是二维研究的重点。如大地电磁线性反演算法中的奥克姆法、快速松弛反演法等;非线性反演方法中的非线性共轭梯度反演法等。不论线性还是非线性反演算法,研究的重点始终是围绕着如何构建初始模型和提高计算速度。众多学者^[9-15]大多只是在算法的精度等方面做了相应改进,而研究区域剖分的差异所带来的误差影响,远大于算法等方面的精度的高低。由于矩形网格剖分在求解地球物理问题中具有典型的一般性及通用性,因此,文中区域选用矩形网格剖分,对于相同的模型分别做不同反

演方法对比验证。大地电磁正演的精度对后续反演意义重大,所以文中网格剖分分别从正反演两个方面同时结合论证。

一般认为细网格剖分总是好于粗网格部分,认为细网格不仅可以提高模型网格化转换的精度,还可以提高计算求解的精度,进而有利于更好的反演解释。但是,是不是网格越小越好呢?

目前大地电磁的反演方法根据反演过程是否迭代,将反演方法划分为直接反演法和间接反演法。

1 博斯蒂克(Bostick)反演特征

Bostick 法基于大地电磁测深曲线低频渐近线的性质,将视电阻率随周期(或频率)变化的曲线变换成为电阻率随深度变化的曲线,是一种近似反演。它的反演结果是由观测数据直接计算得到的,但它所揭示的电性层起伏形态能较真实地反映地下结构。对于某一特定频率(或周期)的视电阻率值,它仅与该频率的勘探深度以内的介质电性参数有关联,而那些大于勘探深度的介质电性参数对其没有任何影响,因此可以看成是 ∞ 和 0;于是,对应该频率的深度(D)和电阻率(ρ)可以表示为

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \rho_a \left[\left(1 + \frac{d \lg \rho_a}{d \lg T} \right) \left/ \left(1 - \frac{d \lg \rho_a}{d \lg T} \right) \right. \right],$$

$$D = \sqrt{\rho_a T / (2\pi\mu)}.$$

利用上式可以得到与实测视电阻率曲线相对应的电阻率随深度变化的地电模型,同时由电阻率—深度曲线的拐点确定电性界面的大约位置。

博斯蒂克反演的特点是方法原理简单,计算方便,但由于数据误差对其反演结果影响很大,导致反演结果精度不高,实际应用的标准很难达到;但其解释具有单一性,不存在人为因素的干扰,能较真实地反映地下结构,经常被用作现场即时处理和构建间接反演的初始模型,能为 MT 资料的精确反演提供比较可靠的初始参考模型。

2 非线性共轭梯度(NLCG)反演

在二维地电模型中,在给定边界条件后,一般通过有限元法或者有限差分法进行正演模拟,反演问题可表示为: $\mathbf{d} = \mathbf{F}(\mathbf{m}) + \mathbf{e}$ (\mathbf{d} 为观测数据向量, $\mathbf{d} = [d_1, d_2, \dots, d_N]^T$; $\mathbf{F}(\mathbf{m})$ 为模型正演响应函数; \mathbf{m} 为模型参数向量, $\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_N]^T$; \mathbf{e} 为残差向量), 则观测数据与理论模型响应的拟合差可表示为 $\varphi_d = \|\mathbf{W}_d \mathbf{e}\|^2$ 。定义:

$$\varphi(\mathbf{m}) = [\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})]^T \mathbf{U}^{-1} [\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})] + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{w}^T \mathbf{w} \mathbf{m},$$

给定已知数值;正则化因子 λ 是一个正数,正定矩阵 \mathbf{U} 表示探测数据的误差。令 \mathbf{A} 表示正演函数 \mathbf{F} 的雅可比矩阵: $\mathbf{A}^{ij} = \partial_j F^i(\mathbf{m})$, $i = 1, 2, \dots, N; j = 1, 2, \dots, M$ 。根据 Fletcher 和 Reeve 于 1964 年提出的利用共轭梯度法求解非线性问题的思想,可以不进行雅可比矩阵 \mathbf{A} 的计算而直接求得。算法引用了 Polak-Ribiere 的非线性共轭梯度方法来求解式中极小值。其求解过程为:

$$m_0 = \text{given}, \varphi(\mathbf{m}_k + \alpha_k \mathbf{p}_k) = \min \varphi(\mathbf{m}_k + \mathbf{c} \varphi_k),$$

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \alpha_k \mathbf{p}_k, k = 0, 1, 2, \dots;$$

$$\alpha_{k,j+1} = \alpha_{k,j} - \frac{\mathbf{g}_{k,j}^T \mathbf{p}_k}{\mathbf{P}_{k,j}^T \mathbf{g}_{k,j} \mathbf{p}_k},$$

这里通过非精确的一维搜索确定每一步的步长 α_k 。

它和线性 CG 迭代中步长 $\alpha_k^j = -\frac{(\mathbf{g}_k^j)^T \mathbf{p}_k^j}{(\mathbf{p}_k^j)^T \mathbf{H}_k \mathbf{p}_k^j}$ 的精确计算不同,搜索方向迭代如下:

$$\mathbf{p}_0 = -\mathbf{C}_0 \mathbf{g}_0, \mathbf{p}_k = -\mathbf{C}_k \mathbf{g}_k + \beta_k \mathbf{p}_{k-1}, k = 1, 2, 3 \dots$$

式中, \mathbf{C}_k 为预条件因子。

不同于线性 CG 的搜索方向迭代

$$\begin{cases} \mathbf{p}_k^0 = -\mathbf{C}_k \mathbf{g}_k, \\ \mathbf{p}_k^j = -\mathbf{C}_k \mathbf{g}_k^j + \beta_j \mathbf{p}_k^{j-1}, \end{cases}$$

引用 PRP 非线性共轭梯度算法计算共轭方向向量的加权因子 $\beta_k = \frac{\mathbf{g}_k^T \mathbf{C}_k (\mathbf{g}_k - \mathbf{g}_{k-1})}{\mathbf{g}_{k-1}^T \mathbf{C}_{k-1} \mathbf{g}_{k-1}}$, 搜索方向没有必要与某些固定矩阵共轭,只要满足一个条件则可:

$$\mathbf{p}_k^T (\mathbf{g}_k - \mathbf{g}_{k-1}) = 0.$$

NLCG 无须计算 Hessian 矩阵。实践证明, NLCG 反演方法快速、高效、稳定,反演结果具有较高的分辨率,可以进行较大规模反演问题的计算; NLCG 反演方法还可以进行联合反演,如 TE 和 TM 视电阻率和阻抗相位的联合。当然, NLCG 反演方法的自身缺陷也是在所难免的,比如对初始模型的选择存在依赖性、正则化参数筛选需要凭经验输入。

3 模型算例

为了更好地验证粗、细网格剖分的不同效果,通过 Bostick 反演和非线性共轭梯度反演两种方法计算两种模型。文中采用 TE 模式,因为 TE 比 TM 式误差波动小,而且二者基本雷同。

图 1 给出了均匀半空间中高阻、低阻二组矩形异常体的模型及其参数,模型走向无限长。网格剖分成两种方式对比验证:粗网格反演时正、反演网格数均为 40×26 ;细网格反演时正演网格数为 100×60 ,反演网格数为 100×50 。

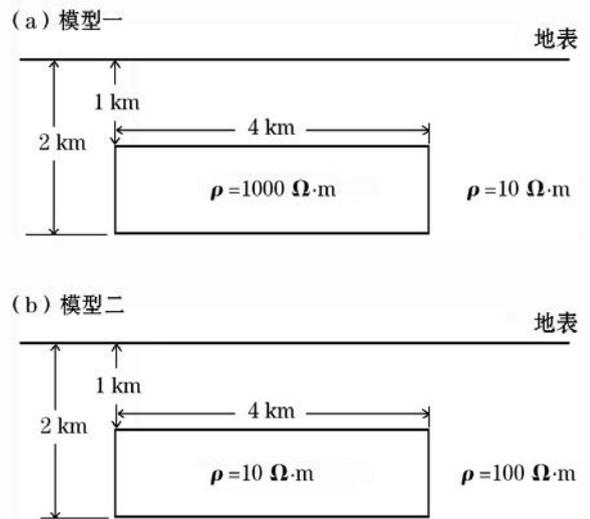


图 1 高阻异常体 (a)、低阻异常体 (b) 模型

图 2 可见, Bostick 反演在深度约 1 km 下出现高阻异常体, 2 km 以下波动慢慢趋于平缓, 接近背景电阻率值, 但异常体中心电阻率值和实际电阻率值相差较大, 向两边及向上下略微扩散延伸, 略超出实际异常范围, 异常体中心位置与初始模型吻合比较好。从粗、细不同网格剖分看出, 在低频阶段, 粗

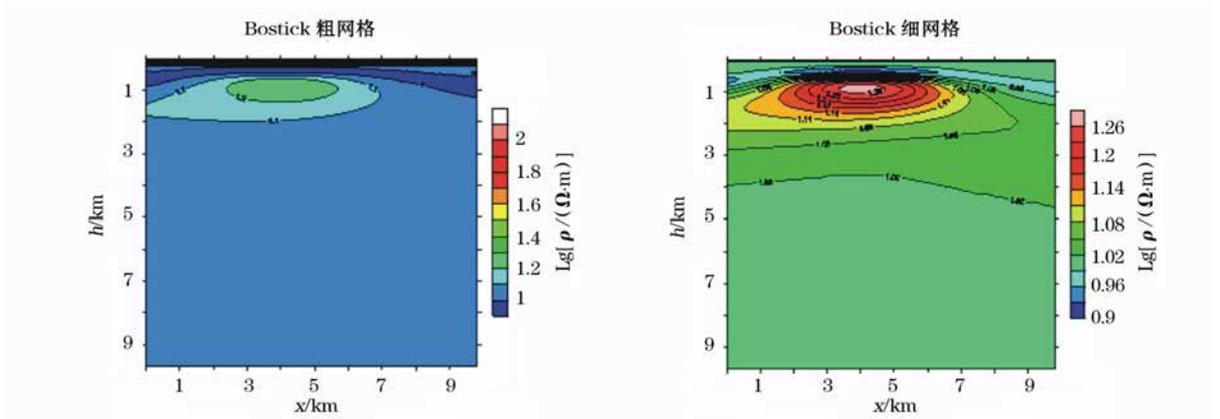


图2 采用 Bostick 法不同网格反演模型一的结果

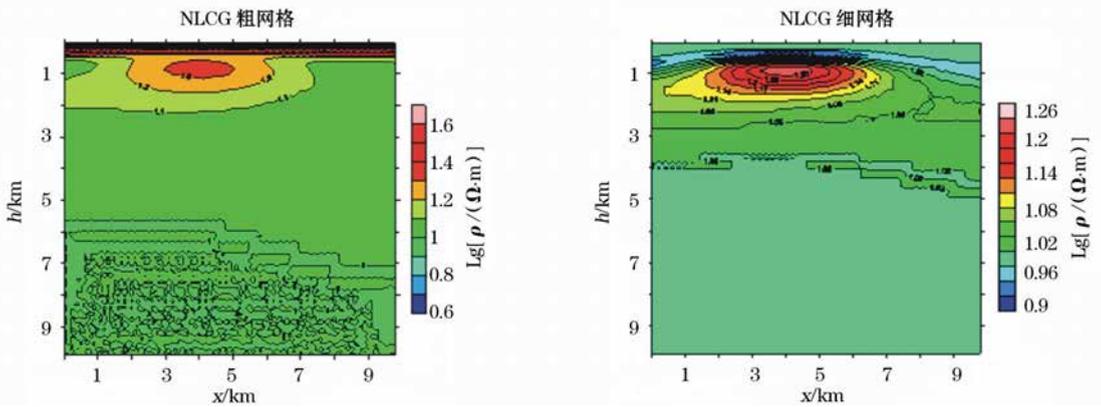


图3 采用 NLCG 法不同网格反演模型一的结果

网格模拟效果比细网格精度略微好些,这可以从趋肤深度角度得以论证;而在高频阶段细网格模拟精度比粗网格好;在近地表阶段,两种网格模拟结果波动都比较大,但细网格变化更快。整体可以看出,Bostick 反演能较好地反映出地电模型的物性,比较准确地反映出异常体的中心位置,但细网格在中心位置模拟效果明显好于粗网格。

图3可见 NLCG 反演在深约 1 km 下出现低阻异常体,2 km 以下波动慢慢趋于平缓,接近背景电阻率值,但异常体中心电阻率值和实际出入较大,而且向两边及向上下略微扩散延伸,略超出实际异常范围,异常体中心位置与初始模型吻合比较好。从粗、细不同网格剖分看出,在低频阶段,粗网格模拟效果比细网格精度明显好得多,这可以从趋肤深度角度得以论证,而在高频阶段细网格模拟精度比粗网格好得多,但是在近地表阶段,两种网格模拟结果波动都比较大。整体可以看出,NLCG 反演能较好地反映出地电模型的异常体埋深、范围与实际模型比较接近,能比较准确地反映出异常体的中心位置,但是和实际值相差太大。

图2、图3显示,非线性反演有更好的适应性,

能更好地反映出地电模型的物性。

图4可见 Bostick 反演在深度约 1 km 下出现低阻异常体,2 km 以下接近背景电阻率值,异常体中心电阻率值比较接近 $10 \Omega \cdot \text{m}$,而且向两边及向上下略微扩散延伸,略超出实际异常范围,尤其向两边延伸范围较大,异常体中心位置与初始模型吻合比较好。从粗、细不同网格剖分看出,在低频阶段,粗网格模拟效果比细网格精度略微好些,而在高频阶段正相反;在近地表阶段,两种网格模拟结果波动都比较大,但细网格明显精度好得多。整体可以看出 Bostick 反演能较好反映出地电模型的物性,能比较准确地反映出异常体的中心位置,反演电阻率结果也与实际模型参数比较接近。

图5可见 NLCG 反演结果中在深度约 1 km 下出现低阻异常体,2 km 以下波动慢慢趋于平缓,接近背景电阻率值,异常体中心电阻率值比较接近 $10 \Omega \cdot \text{m}$,而且向两边及向上下略微扩散延伸,略超出实际异常范围,但粗网格剖分明显比细网格剖分向两侧延伸的范围大得多,异常体中心位置与初始模型吻合比较好。从粗、细不同网格剖分看出,低频阶段的粗网格模拟效果比细网格精度明显好得多,高

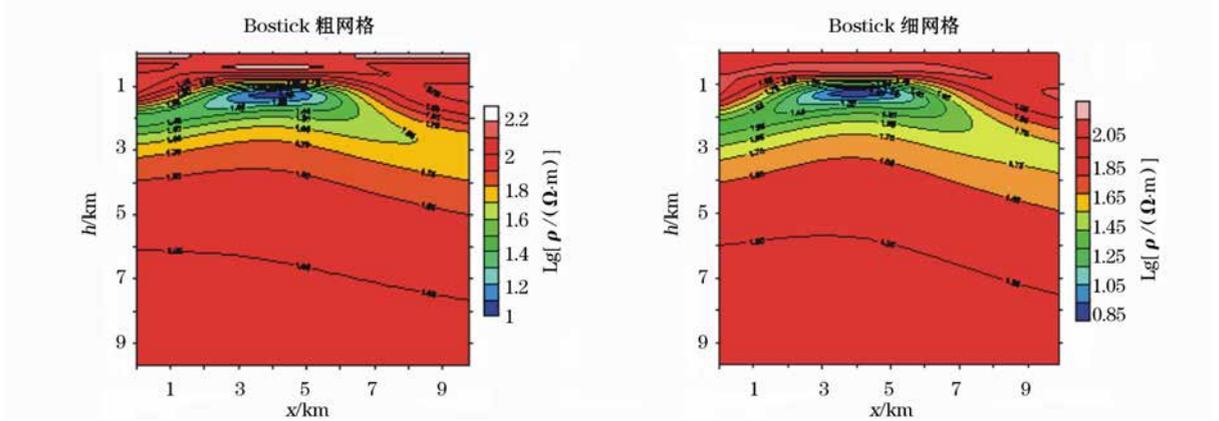


图4 采用 Bostick 法不同网格反演模型二的结果

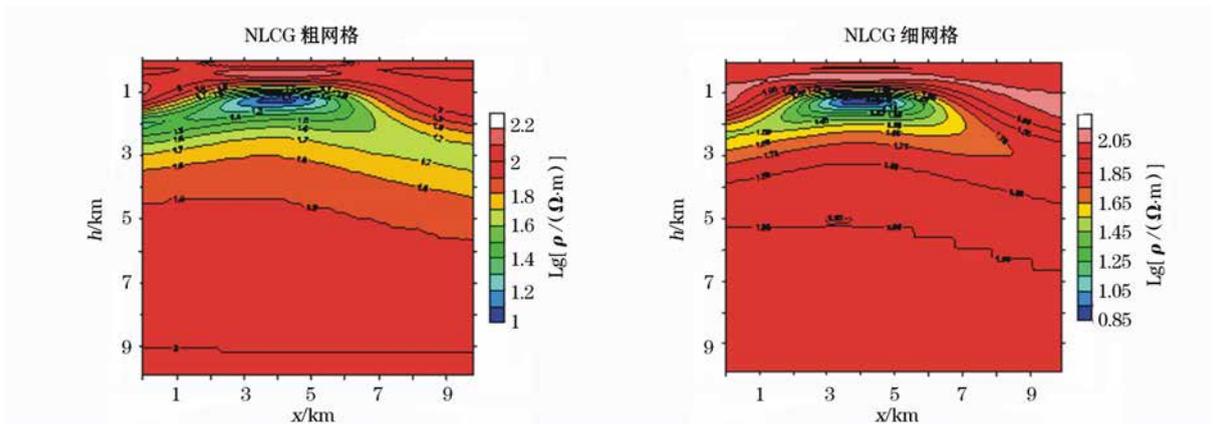


图5 采用 NLCG 法不同网格反演模型二的结果

频阶段细网格的模拟精度比粗网格好得多,在近地表阶段两种网格模拟结果波动都比较大,但细网格波动更大。

整体可以看出,NLCG 反演能较好地反映出地电模型的异常体大小、埋深、范围与实际模型比较接近,能比较准确地反映出异常体的中心位置。从图3、图5还可看出,非线性反演有更好的适应性,能更好反映出地电模型的物性。

4 结论

通过不同方法、不同模型、不同网格的反演结果来看:①整体趋势是深部用粗网格较好,浅部用细网格较好;②在近地表阶段,不论粗网格还是细网格剖分,反演结果波动范围都比较大,粗网格变化幅度较细网格略大;③对低阻异常体反演精度较好,但对高阻异常体反演精度较差,与真实值相去甚远;④网格在高频时不能剖分太大,以防止出现物性变化。至于反演结果中途的细微变化,有待进一步探讨。

参考文献:

[1] 徐世浙.地球物理中的有限单元法[M].北京:科学出版社,

1994: 220- 228.

[2] 陈乐寿.有限元法在大地电磁场正演计算中的应用与改进[J].石油物探,1981,20(3):84-103.

[3] 王绪本,李永年,高永才.大地电磁测深二维地形影响及其校正方法研究[J].物探化探计算技术,1999,21(4):327.

[4] 阮百尧,徐世浙.电导率分块线性变化二维地电断面电阻率测深有限元数值模拟[J].中国地质大学学报,1998,23(3):303.

[5] 毛立峰,王绪本,高永才.大地电磁概率成像的效果评价[J].地球物理学报,2005,48(2):429-433.

[6] 陈小斌,张翔,胡文宝.有限元直接迭代算法在MT二维正演计算中的应用[J].石油地球物理勘探,2000,35(4):487.

[7] 马为,陈小斌,赵国泽.大地电磁测深二维正演中辅助场的新算法[J].地震地质,2008,30(2):525.

[8] 柳建新,蒋鹏飞,童孝忠,等.不完全LU分解预处理的BICGSTAB算法在大地电磁二维正演模拟中的应用[J].中南大学学报,2009,40(2):484.

[9] 王家映.地球物理反演问题概述[J].工程地球物理学报,2007,4(1):1-3.

[10] Constable S C et al .Occam's inversion to generate smooth , two-di2mensional models from magnetotelluric data[J].Geophysics, 1990,55(12):1613-1624.

[11] Smith J T, Booker J R. Rapid inversion of two-and three-di2mensional magnetotelluric data[J].J Geophys Res, 1991,96: 3905-3922.

[12] Rodi W L, Mackie R L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for

2-D magnetotelluric inversion[J].*Geophysics*,2001,66(1):174-187.

[J].*煤田地质与勘探*,2005,33(1):64-68.

[13] 王家映.地球物理反演理论[M].北京:高等教育出版社,2002.

[15] 谭捍东,李聪媛,叶高峰,等.大地电磁三维反演在土屋铜矿床探测中的应用研究[J].*地质与勘探*,2003,39(S1):21-24.

[14] 胡祖志,胡祥云,吴文鹏,等.大地电磁二维反演方法对比研究

The effects of grid subdivision on the accuracy of MT inversion

ZHU Chong-Li^{1,2}, DONG Yun², WANG Yan-Ping³, ZHOU Dian-Gang⁴, SUN Wen⁵, HE Zhao-Yong⁵

(1.Key Laboratory of Earth Exploration and Information Techniques of Ministry of Education, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 2.Luzhou Vocational & Technical College, Luzhou 646005, China; 3.Shandong University of Technology, Zibo 255000, China; 4.109 Geological Brigade of Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610059, China; 5.Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: The problem whether the grid subdivision is suitable or not constitutes a prerequisite for the accuracy of the inversion results. Using different models and different inversion methods, the authors made a comparative study to detect the effects of two different grids on the accuracy of inversion. The employment of the two different ways of grid subdivision shows that, on the whole, the coarse grid has higher simulation precision than the fine grid in the depth, but at the starting stage of near-surface, the amplitude of fluctuation of the coarse grid and that of the fine grid are both relatively large, i.e., both obviously deviate from the normal value. The simulation accuracy of the fine grid is better than that of the coarse grid. The overall change in the coarse grid is more smooth than the fine grid, and the inversion accuracy of the coarse grid for the anomalous body of low resistance is better; nevertheless, for abnormal body of high resistance, the inversion accuracy is poorer, and the value widely deviates from the real value.

Key words: grid subdivision; inversion; Bostick; nonlinear conjugate gradient

作者简介:朱崇利(1974-),男,博士研究生,从事地球物理数值模拟与电磁场理论应用研究(E-mail:963066363@qq.com)。

上接 710 页

Variation regularity of weak reflected signal in high density seismic acquisition

CHEN Wu-Jin, YU Jing, ZHANG Huai-Bang, WU An-Chu

(Shengli Branch Company of China Sinopec Petroleum Engineering Geophysics Co., Ltd., Dongying 257086, China)

Abstract: The seismic signal received by sensors is very weak because the energy is absorbed and attenuated by subsurface and deep layer during signal propagating. The high frequency component was much more seriously absorbed and attenuated than low frequency component. The key issues for high density seismic acquisition are to receive and identify low reflection coefficient or high frequency weak signal. In this paper, the relationship of weak signal to subsurface, dominant frequency, offset and deep target layer was analyzed based on a typical elastic-viscoelastic earth model. The results show that it is very difficult to give expression to the advantages of broad band frequency in high density seismic acquisition in the area with strong subsurface attenuation and low S/N ratio due to the existence of the cut off frequency. Good condition excitation can improve weak signal energy and give more contribution to broaden frequency band. The effective reflection coefficient can be better presented in small and middle receiver-source offset and can be well extracted.

Key words: absorption and attenuation; high density seismic acquisition; weak signal; cut-off frequency; effective reflection coefficient

作者简介:陈吴金(1976-),男,高级工程师,现主要从事地震资料采集研究工作。