

海南省澄迈县小区域地磁 变化观测及解释^{*}

范国华¹⁾ 姚同起¹⁾ 顾左文¹⁾
朱克佳¹⁾ 陈伯舫²⁾ 冯戡云²⁾

1) 中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所

2) 香港大学物理系

摘要 1991 年 12 月下旬,在海南省澄迈县的一条短测线上进行了小测点距地磁短周期变化的三分量观测.在 20~500 s 的观测周期范围内,测线上地磁变化的垂直变化主要和北向水平分量相关.地磁复数转换函数实部的剖面图显示出,该地区存在一短波长的不对称局部异常变化,叠加于区域性的单调趋势性变化之上.用基于二维导电率结构电磁感应的有限元正演计算的广义逆矩阵反演方法,对该小测线上的观测数据进行了反演,以探讨测线地下介质的导电率结构.讨论指出,该小区域的地磁短周期变化异常和海南岛北部东西向的王五一文教断裂有关.

主题词 短周期地磁变化 磁变测深 复地磁转换函数 广义逆矩阵反演

引言

1991 年 12 月下旬,我们在海南省澄迈县进行了地磁变化场的观测.这是一次试验性的工作.目的在于观测在局部构造的背景下,地磁变化在较小局部空间范围内的特征.这一工作对高精度的地磁观测及资料解释具有一定的指导意义.而使我们更感兴趣的是检验利用这种局部空间范围内的变化场的分布规律研究地下浅部较小构造的能力.

磁变测深在研究地下构造方面有以下特点:① 磁变测深在研究地下导电率结构的横向非均匀性方面有其特长;② 与电场观测比较而言,变化磁场的观测不易受测点附近人为电干扰噪音及地表地质噪音的影响.因此,磁变测深不仅可免除由于布设电极所带来的繁重工作,而且磁变测深可以在 MT 不适合进行工作的地区进行观测研究;③ 磁变测深观测采取在空间测网或测线上进行同步观测的方法,这种观测方法提供了所研究区域地下导电率结构空间分布的更丰富的信息;④ 磁变测深观测资料的解释基于二维或三维的导电率结构,难度较大且目前似无成熟的解释方法.这种情况在一定程度上影响了磁变测深研究的进展.因此,随着研究工作的不断深入将会给磁变测深带来新的动力.

^{*} 国家地震局地球物理研究所论著 97A0047.
1995-12-27 收到初稿,1996-05-20 收到修改稿并决定采用.

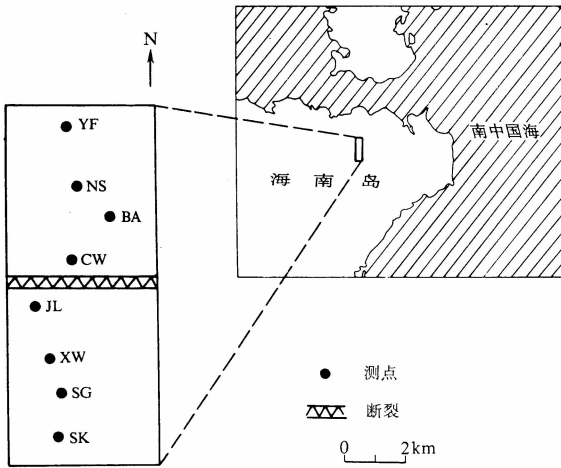


图 1 测点分布

为了观测较小的局部地区的地磁变化场, 我们采用了小测点距的观测方案. 由于该地区的主要构造具有东西向的特征, 因此测线基本布设在南北方向, 测点间距约为 1.5 km, 测线长约 10 km. 从南向北测点分别为山口坡 (SK)、石鼓 (SG)、新吴 (XW)、尖岭 (JL)、冲尾 (CW)、朴岸 (BA)、弄水岭 (NS)、永发瓦厂 (YF). 图 1 为测点分布图. 东西向的王五一文教断裂位于测线中部; 在测线北端不远处有东西向的澄迈—东山断裂. 观测所用仪器为国家地震局地球物理研究所第五研究室研制的数字磁饱和和地磁脉动仪及 MFM-3

磁饱和磁力仪. 由于有效同步观测时间较短, 且观测期间地磁变化较平静, 因而可用的 10 min 以上周期成分的地磁变化事件较少. 周期小于 10 s 的地磁变化, 在观测地区的观测期内变化幅度较小, 仅略大于甚至小于仪器和环境的噪音水平. 因此, 我们处理分析的地磁变化的周期范围, 在大部分测点为 20~500 s, 部分测点到 800 s.

1 资料的处理和分析

从观测到的地磁变化事件的形态来看, 几乎在所有的测点上, 其 Z 分量变化和 H 分量的变化有很好的相关性, 而和 D 变化的相关性不明显. 在对每个测点的地磁三分量变化进行频谱分析的基础上, 根据众所周知的线性关系式

$$Z(\omega) = A(\omega) \cdot H(\omega) + B(\omega) \cdot D(\omega) \tag{1}$$

以及复地磁转换函数 $A(\omega)$ 、 $B(\omega)$ 的计算公式和各测点地磁变化三分量的频带平均的功率谱及交叉谱计算出各测点不同频段上(以中心频率表示)的复地磁转换函数, 并根据我们提出的误差估算公式(2)、(3), 给出了复地磁转换函数误差的估计值.

$$|\Delta A|^2 = \frac{|\epsilon|^2 \cdot |H| \cdot |D|^3 - |\epsilon|^2 \cdot |D| \cdot |D|^2 \cdot |H|}{|H|^3 \cdot |D|^3 - |D|^2 \cdot |H| \cdot |H|^2 \cdot |D|} \tag{2}$$

$$|\Delta B|^2 = \frac{|\epsilon|^2 \cdot |D| \cdot |H|^3 - |\epsilon|^2 \cdot |H| \cdot |H|^2 \cdot |D|}{|H|^3 \cdot |D|^3 - |D|^2 \cdot |H| \cdot |H|^2 \cdot |D|} \tag{3}$$

其中“ $|\cdot|$ ”表示复数的模, “ $—$ ”表示平均.

$\epsilon_i = \Delta Z_i - A \Delta H_i - B \Delta D_i$ 为相应测点所处理频段中第 i 组数的残差. 作为 n 次观测的统计平均的 A 和 B 的误差 σ_A 和 σ_B 则应为 $\sigma_A = \left(\frac{|\Delta A|^2}{n-1} \right)^{1/2}$, $\sigma_B = \left(\frac{|\Delta B|^2}{n-1} \right)^{1/2}$. 根据求取统计量的稳健技术的原理. 在计算 A 和 B 的估计值中, 剔除了极个别的 ϵ_i 特别大的数据组.

计算出的各测点的复地磁转换函数 A 的估计值的幅度明显大于 B 的幅度, 这和所研究区主要构造的走向为东西是相应的. 图 2 显示了所观测几个周期中的 3 个周期的 A_r 和

A_i 的空间分布. 表 1 给出了尖岭测点的 A 和 B 估计值随周期的变化.

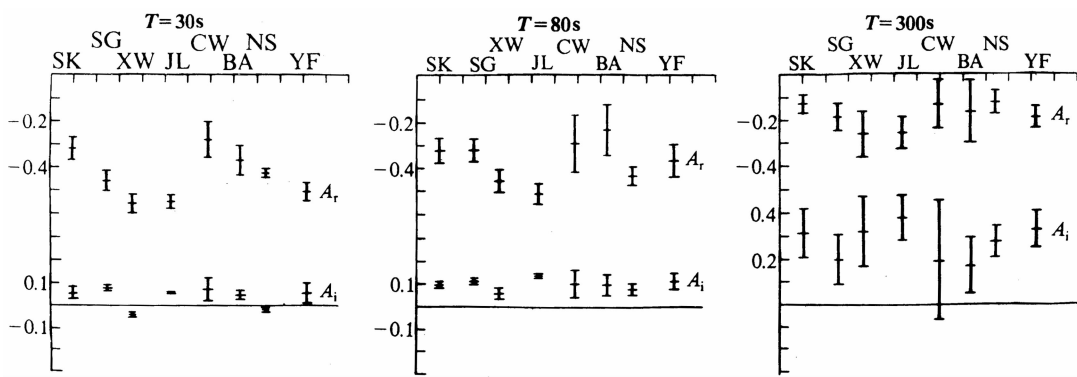


图 2 测线上观测所得的几个周期的 A_r 及 A_i 的分布

表 1 尖岭测点不同周期 A 和 B 的估算值

| T | A_r | A_i | σ_A | B_r | B_i | σ_B |
|-----|--------|--------|------------|--------|--------|------------|
| 20 | -0.562 | -0.019 | 0.064 | -0.086 | -0.200 | 0.040 |
| 30 | -0.559 | -0.002 | 0.032 | 0.061 | -0.090 | 0.009 |
| 50 | -0.545 | 0.005 | 0.025 | -0.039 | -0.117 | 0.009 |
| 80 | -0.515 | 0.137 | 0.047 | 0.012 | -0.011 | 0.017 |
| 130 | -0.463 | 0.229 | 0.108 | 0.026 | -0.005 | 0.034 |
| 200 | -0.386 | 0.314 | 0.164 | 0.083 | 0.123 | 0.020 |
| 300 | -0.256 | 0.379 | 0.117 | -0.038 | 0.085 | 0.022 |
| 500 | -0.130 | 0.407 | 0.239 | -0.163 | 0.004 | 0.078 |

考虑到在大部分测点周期 A 的实部明显大于其虚部, 且有较小的相对误差, 所以在探讨所研究区的地下导电率结构的反演中仅仅利用了 A 的实部. A 的实部的空间分布有以下的特点: ① 所有 A 的实部值都是负的, 即 Z 变化和 H 变化反向; ② 在测点上有一不对称的短波长的局部空间异常叠加于沿测线的单调趋势性变化之上; ③ 趋势性空间变化的绝对值从北向南逐渐减小; ④ 短波长异常在测线北部显示为近似的幅度较小的正半波, 在测线南部为幅度较大的负半波.

我们在先期所做的琼州海峡两侧地磁变化异常的研究中(范国华等, 1994)曾指出: 由于海南岛附近广大海域海水极浅(海南以北及雷州半岛两侧的整个海域的海水最深不大于 50 m), 相对于几分周期的地磁变化, 其海水的影响, 只有沿海几公里的范围内才有微弱的可能发现的影响. 琼州海峡及其附近存在有较厚的第四纪沉积结构, 其等深线基本上有呈东西向条带状分布的特点. 琼州海峡两侧的地磁短周期变化主要受该沉积结构的影响. 该地磁短周期变化在海南岛北部表现为: 复转换函数 A 的实部为负值, 其绝对值从海岸起向南逐渐增加, 在距海岸 10 多公里处达到最大值. 随后则随距海岸距离的增加而衰减. 本次观测区位于上述异常的衰减区内, 且该测线上所观测到 A 的实部的趋势性异常的数值及分布形式与琼州海峡所产生的异常相吻合. 因此, 可以认为本次观测到的异常是测线下地下介质导电率结构所产生的局部异常和琼州海峡所产生的区域性异常的综合. 局部异常和区域异常基本上都具有南北向二维特性. 本文主要研究的是局部性地磁变化异常及相应的地下导电率结构. 因此, 在反演进程中, 将根据海峡地区第四纪的沉积结构, 在反演的原始

模型中的相应位置加入其模拟的导电率结构, 并使其在反演过程中保持不变.

为了减小观测误差的影响, 首先对不同周期段的 A_r (A 的实部) 的空间分布进行以 3 次多项式为基函数的分段平滑拟合. 然后以不同周期段 A_r 的拟合曲线为基础进行拟合内插. 考虑到所观测的周期跨度不大. 在反演中, 以 30 s 和 300 s 两个周期的 A_r 的空间均匀分布的拟合内插值作为反演的原始数据.

2 反演

为了利用上述处理所得的地磁转换函数研究测线下的地下介质导电率结构, 我们进行了反演研究. 令观测数据为 $\mathbf{A}=[A_{ij}]$, 具体来说 \mathbf{A} 由复地磁转换函数中的 A_r 组成, i 是指第 i 个频段, j 是指第 j 个空间点. 模型参数为 $\mathbf{d}=[d_k]$, k 是指第 k 个模型参数. 存在以下函数关系:

$$A_{ij} = f_{ij}(d_1, d_2, \dots, d_m) \quad (4)$$

虽然 A_{ij} 不是模型参数的线性函数, 但是在模型参数的小邻区内, 它可以近似地用一阶泰勒展开式表示

$$A_{ij}(\mathbf{d} + \Delta\mathbf{d}) = f_{ij}(\mathbf{d}) + \sum_{k=1}^m \partial f_{ij} / \partial d_k \cdot (\Delta d_k) \quad (5)$$

在矩阵表达式中, 则有

$$\Delta\mathbf{A} = \mathbf{F}' \Delta\mathbf{d} \quad (6)$$

$$\Delta\mathbf{d} = (\mathbf{F})^+ \Delta\mathbf{A} \quad (7)$$

\mathbf{F}' 是由 f_{ij} 对 d_k 的偏微商为元素组成的矩阵, $(\mathbf{F})^+$ 是 \mathbf{F}' 的广义逆矩阵. 在本文的研究中, 我们取一阶线性差分作为偏微商的近似.

令

$$\Delta\mathbf{A}(d^l) = \mathbf{A}_{\text{obs}} - \mathbf{A}(d^l) \quad (8)$$

$$d^{l+1} = d^l + \alpha \Delta d^l \quad (9)$$

公式(4)、(5)、(7)、(8)、(9)构成了反演过程的基本公式. 当观测数据和从初始模型出发经多次迭代后的模型的相应的响应值之间均方差小于给定的标准时, 反演结束并得到所要求的模型参数.

所研究区的主要构造特征及在该区的观测数据都显出具有相当好的二维特征, 所以我们建立了基于二维导电率结构电磁感应有限元正演计算的广义逆矩阵反演 (Menke, 1989). 利用奇异值分解方法 (Lanczos, 1961), \mathbf{F}' 可以分解为

$$\mathbf{F}' = \mathbf{U} \mathbf{\Lambda} \mathbf{V}^T \quad (10)$$

及

$$(\mathbf{F})^+ = \mathbf{V} \mathbf{\Lambda}^{-1} \mathbf{U}^T \quad (11)$$

为了减小由小本征值带来的反演不稳定性, 利用了阻尼因子, 即用 $\mathbf{\Lambda} \cdot (\mathbf{\Lambda}^2 + e^2 \mathbf{I})^{-1}$ 代替 $\mathbf{\Lambda}^{-1}$, e 为一小量. 为了得到较好的模型参数估计值, 反演中采用了求超定问题反演的方案.

为了初步检验反演程序的精度和可靠性, 我们人为地给出了两个导电率结构模型, 利用二维模型电磁感应的有限元正演计称方法计算了周期为 0.1, 10 和 100 s 的复数感应函数的空间分布. 将此空间分布作为反演的原始输入数据, 经反演得出网格的导电率分布,

并比较反演所得的导电率结构和给出的模型. 为了在反演中考虑足够大的空间范围, 且又能减少反演的模型参数, 整个二维模型由 41×41 个节点组成的网格构成, 而反演区域仅限于 32×9 个矩形元构成的区域内. 所谓的反演区域指在反演过程中仅修改在此区域内的小单元的导电率值, 在此区域外的导电率值在反演中保持不变. 反演的初始模型由均匀半空间或二层模型组成.

给出的模型 1 由二层导电率结构及在上层的高导电的地表异常块(导电率为 0.1 S/m)组成. 导电异常块的大小为 4 km 宽、 3 km 厚. 二层结构的上层导电率为 0.001 S/m , 厚 57 km , 下层导电率为 0.01 S/m . 图 3 a 显示了给出模型和反演所得模型的 A 的实部和虚部的空间分布. 图 3 b 左图和右图分别为给出模型和反演所得模型的示意图. 可见, 反演所得高导异常块的位置、大小及导电率值与给出模型相当一致. 给出模型的转换函数和反演所得模型的转换函数的均方根差是 0.014 .

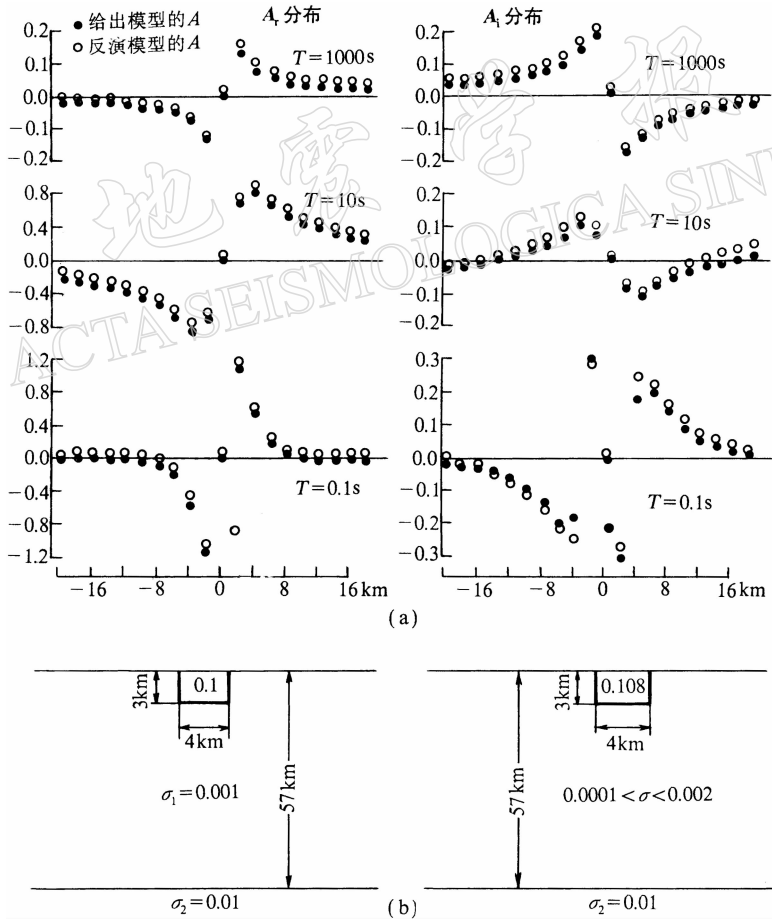


图 3 (a) 给出模型 1 和反演所得模型的复转换函数的空间分布;
(b) 给出的模型 1 和反演所得模型

为了反映存在不同位置的高导异常块之间互相耦合的情况, 给出了模型 2. 图 4 a 显示了给出模型及反演所得模型的转换函数的实部和虚部的空间分布. 图 4 b 左图是给出的模型 2, 右图是反演所得模型的示意图. 给出模型和反演所得模型的转换函数的均方根差为

0.02

可见, 给出模型 1 和模型 2 的复转换函数与其相应反演所得模型的复转换函数是比较符合的. 其地表高导异常块的位置、大小和导电率值, 其给出模型和反演所得模型之间也是符合得比较好的. 然而, 在模型 2 中的埋在地下的的高导块的反演结果和给出模型的有些差异, 在给出的高导电块处反演所得的高导块的导电率值略小于给出值. 而其周围出现了一些比给出周围均匀介质低导电率要高一些的导电块.

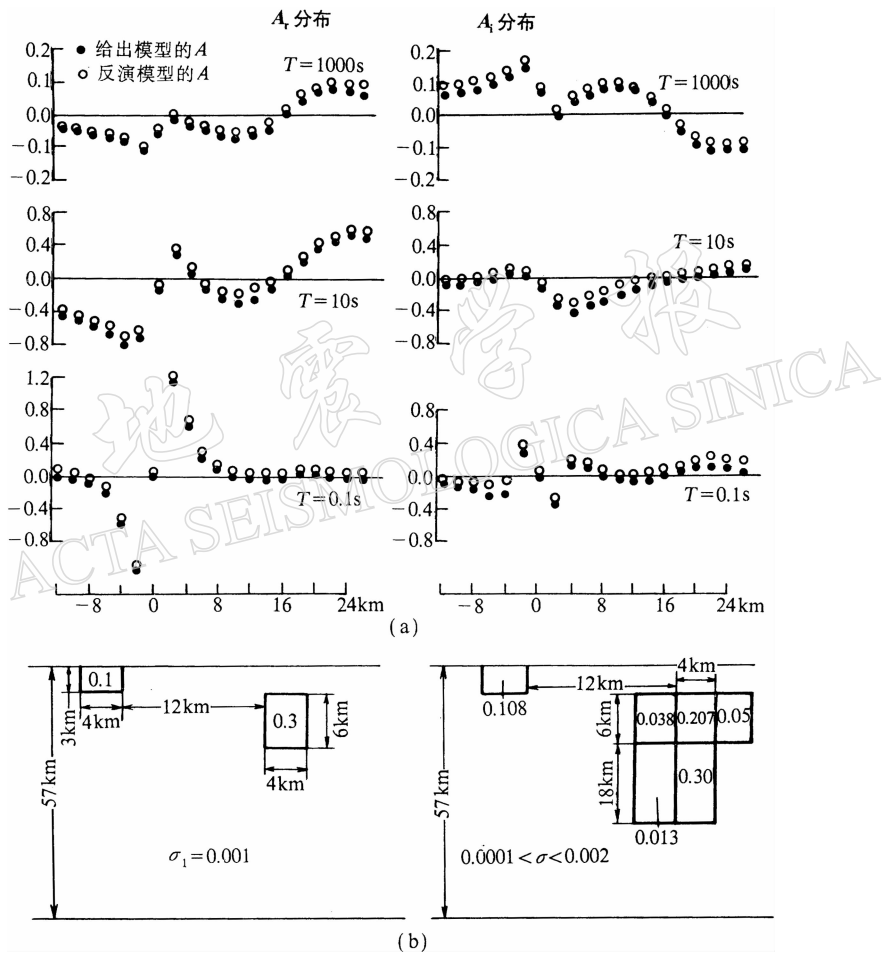
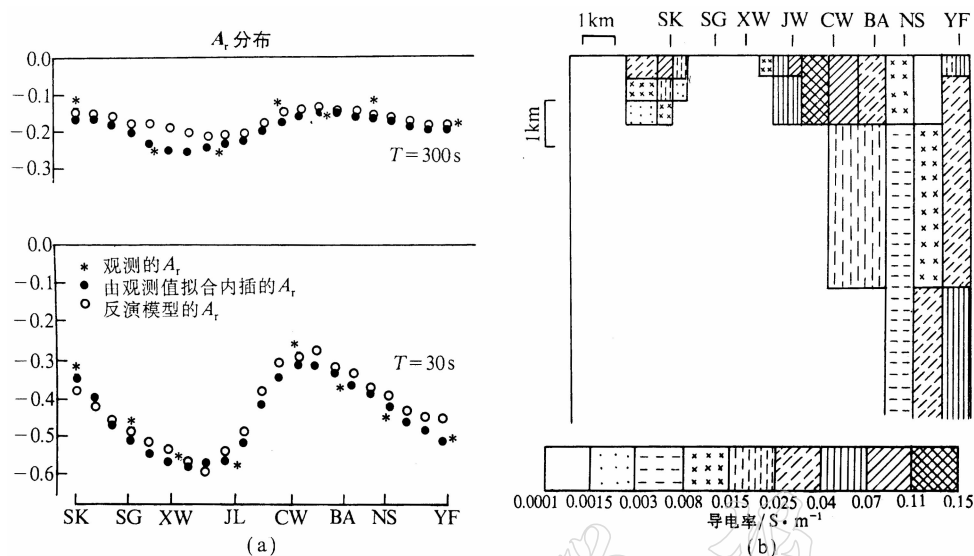


图 4 (a) 给出模型 2 和反演所得模型的复数转换函数的空间分布;
(b) 给出的模型 2 和反演所得模型

在澄迈短测线观测资料的反演中, 考虑到存在琼州海峡及周围地区地下第四纪沉积的影响, 将模拟此结构的高导结构置于测线以北. 在二维电磁感应的有限元计算中利用了宽 61 个格点, 高 41 个格点的网格. 在周期为 30 s 和 300 s 的转换函数 A 的实部的 21 个空间拟合内插点被用作为反演的原始输入数据. 我们的测线长度约 10 km. 反演的空间区域为宽 16 km、深 20 km, 由宽 32 个单元深 9 个单元构成. 观测资料及反演所得模型的转换函数的空间分布显示于图 5 a. 反演所得的地下导电率结构显示于图 5 b. 反演原始数据和反演所得模型转换函数的均方差为 0.02.

图 5 (a) 观测和反演所得模型 A 的实部的空间分布;

(b) 利用观测资料反演所得模型

4 结论与讨论

反演所得的模型显示出测线下地下导电率结构有以下特点：① 测线地下北部的导电率高于南部地下介质的导电率；② 在较高导电率的北部和较低导电率的南部介质之间的界面向北倾斜；③ 最高导电块的位置位于尖岭和冲尾之间的近地表，和王五一文教断裂位置一致。已知该断裂是向北倾斜的(张虎男等, 1990)，所以，可以认为这种导电率结构是由这一断裂引起的，且在这一小局部地区产生了我们观测到的地磁短周期变化异常。在图 5 b 中可以看到，在反演区域的南端，近地表处还有一相当小的高导异常结构，我们将在以后的工作中进行研究和解释，这里不再多述。

本文的工作对我们来说仅仅是初步的尝试，但是通过这一工作，可以认为：① 这种小局部地磁短周期变化异常会在较多地方存在，在高精度磁测及其它应用研究中可能是值得注意的；② 这里所用的磁变测深反演方法是可行的。虽然在工作中仍有很多可以改进的，例如：增加观测频带，在反演中增加所用的周期点，反演原始数据包括复数转换函数的虚部等。因为无论哪一项，都包含有地下导电结构的信息，自然反演方法本身也还有很多需要研究和改进的。顺便指出，通过本文所进行的反演研究，我们认为，在反演过程中控制好阻尼因子 e 的数值变化过程，对反演收敛过程是有好处的。

参 考 文 献

- 范国华, 姚同起, 顾左文, 等, 1994. 琼州海峡地区地磁变化特点及分析. 地震学报, 16(2): 220~226
 张虎男, 陈伟光, 王坤荣, 等, 1990. 华南沿海新构造运动与地质环境. 北京: 地震出版社. 295
 Lanczos C, 1961. *Linear Differential Operators*. London: Van Nostrand Co. 564
 Menke W, 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Orlando: Academic Press Inc. 289