

文章编号: 1001-1749(2023)04-0463-15

基于 CDI 和拟二维反演的时间域 航空电磁数据级联解释方法

王 键^{1,4}, 陆从德², 张 澎³

(1. 成都理工大学 地球物理学院, 成都 610059;

2. 成都理工大学 机电工程学院, 成都 610059;

3. 成都理工大学 计算机与网络安全学院(牛津布鲁克斯学院), 成都 610059;

4. 成都理工大学 地球探测与信息技术教育部重点实验室, 成都 610059)

摘要: 时间域航空电磁法(ATEM)是一种具有大面积探测,探测速度快、相对成本较低、受地形地貌影响较小等优点的地球物理方法。由于航空电磁数据量巨大,三维反演成本太大,目前主要使用一维反演或者拟二维反演方法来进行解释。对于航空电磁探测而言,大面积探测区域和复杂地形条件使得研究人员很难获取到勘探区域的地质信息,因此反演时选取初始模型变得很困难。而电导率-深度成像(CDI)无需建立初始模型,即可快速获得地下介质的电导率分布情况。因此 CDI 结果可以用来作为反演的初始模型,应对缺少地质信息的区域。本次研究中,提出 CDI 与拟二维反演的级联解释方法。首先使用 CDI 方法来近似估计地下介质的电导率和深度;其次在此基础上建立反演的初始模型;最后采用横向约束反演(LCI)方法对 ATEM 数据进行反演。通过对理论数据和实测数据的实验得出,CDI 与拟二维反演的级联解释方法能够在获得较好的反演结果的同时减少计算时间。

关键词: 时间域航空电磁法; 电导率-深度成像; 横向约束反演; 初始模型

中图分类号: P 631.3 **文献标志码:** A **DOI:**10.3969/j.issn.1001-1749.2023.04.07

0 引言

时间域航空电磁法(Airborne Time-domain Electromagnetic Method, ATEM),是利用机载人工电磁场源激发、机载接收系统接收反映地下介质特征的电磁响应的一种快速有效电磁勘查技术。ATEM具有大面积探测,探测速度快、相对成本较低、通行性较好,受地形地貌影响较小,很适合高山、沙漠、森林、湖泊等地形条件比较复杂、地面人员难以勘探的区域^[1]。随着航空电磁数据处理效率和反

演解释精度的提高,ATEM已经广泛应用于矿产资源勘探^[2-3]、地下水勘查^[4]、地质填图^[5-6]、油气探测^[7]以及环境监测^[8-9]等领域。

早期由于航空电磁数据量巨大,通常采用快速成像方法对其解释。快速成像是通过简单的转换将ATEM数据转换为解释所需的中间参数,例如视电阻率和视深度;由于没有数据拟合和迭代求解过程,不需要设定初始模型,所以可以快速获取地下介质的基本电性分布信息。几种常用的航空电磁成像方法有 Sengpiel 成像方法^[10]、差分视电阻率成像方法^[11]、电导率深度成像方法(CDI)^[12-13]和镜像源深

度扩散成像方法^[14]。早期通过电磁响应与电阻率之间的关系来建立一个简单的图表关系,从而找到对应的视电阻率,但是对深度信息转换的研究甚少,于是 Sengpiel^[10]提出了一种深度信息转换的方法,即质心深度电阻率成像法。该方法利用视电阻率和每个频率所对应的质心深度的关系来获得一个近似电阻率剖面,进而实现电阻率深度成像。然而 Sengpiel 成像方法提出较早,方法比较粗糙,不能很好地反映地下电性信息,特别是深部异常体。为了克服这个问题,Huang 等^[11]提出了差分电阻率方法,使用伪层半空间算法和各种频率的趋肤深度来产生视电阻率和视深度。

前面两种成像方法主要应用于频率域航空电磁数据,对于时间域航空电磁数据而言,CDI 是目前广泛使用的一种成像方法。CDI 是通过建立一个转换公式,将电磁数据和时间分别转换为电导率和深度,从而获得电导率剖面图。一种经典的转换方法是建立一个查找表,即在均匀半空间模型中不同电导率和不同时间道的电磁响应的函数关系曲线。对于现场数据,查询该表即可得到相应地下的电导率图。虽然这种成像方法已被广泛用于解释 ATEM 数据,但查找表存在非唯一性问题,即对于两种不同的电导率获得相同的响应。

为了消除这种非唯一性问题,Huang 等^[13]提出用假层半空间模型代替均匀半空间模型,并将电磁响应数据转换成时间常数和振幅来重构一个新的查找表,从而避免“二值性”现象,解决了飞行高度计变化引起的误差;毛立峰^[15]为了解决查表法带来的非唯一性问题,将电磁响应数据转化为一种无量纲的时间序列来建立查询表,使得数据呈现一一对应的关系,还将最大电流对应的深度作为视深度,使得计算速度加快,也减小了成像深度变化误差;朱光凯等^[16]提出基于神经网络技术的电导率深度成像方法来解决视电导率的非唯一性问题,这种方法对视电导率转换有较高的精度,但想要获得较好的成像结果还需要进行大量的神经网络训练。镜像源深度扩散成像方法^[14]提供了航空电磁阶跃响应数据到电导率深度图像的另一种变换。由于时域 AEM 方法通常使用脉冲波形,因此使用所谓的“参数反卷积”方法将测量数据转换为阶跃响应,以消除传输波形的影响^[17]。

EMFlow 是基于镜像源深度扩散成像方法的一套商业化软件,已经获得广泛应用,可用于频率域和时间域航空数据处理。该方法成功应用的前提是设

定合适的时间常数,同时将实际发射波形数据通过反褶积变换成阶跃响应以提高方法的有效性^[18]。此外,还有 τ 域成像^[19]等其他速成像方法,但方法技术尚未成熟,目前还在研究阶段,并没有得到广泛应用。

虽然成像方法速度快,但是得到的结果精度较低,只适合于海量数据的现场快速处理。随着计算机性能的提升,为了获得更加准确的地电信息,需要对航空电磁数据进行反演处理^[20]。由于航空电磁数据庞大,二维和三维反演需要大量的计算时间,很少应用于实际工程。因此一维反演和拟二维反演是航空电磁数据解释的应用最广泛也是最实用的解释方法。一维反演中最小二乘反演方法^[21]、阻尼最小二乘法^[22]和阻尼特征参数法^[23-24]都是基于地下地质体横向电阻率均匀条件下的单点反演,并且没有考虑测点之间的相互关系,使得反演精度较低。

在实际地质情况中横向电阻率是不均匀的,为了能较准确地反演地下电性分布信息,同时增强反演结果在横向方向上的连续性即平滑度,Auken 等^[25]提出了横向约束反演(Laterally Constrained Inversion, LCI)。LCI 是一种拟二维反演方法,它是将多个测点甚至一条测线数据作为整体进行反演,然后在相邻点施加横向粗糙度约束,使得反演结果有较好横向连续性,在整体上更加光滑。由于 LCI 方法可以保证反演剖面的横向连续性,已成功应用于频域和时域 AEM 数据的反演^[26-27]。

对于迭代反演而言,往往都需要设置一个初始模型,初始模型对反演结果精度和计算时间上都有影响。对于航空电磁探测而言,大面积探测区域和复杂地形条件使得研究人员很难获取到勘探区域的地质信息。因此,选取初始模型变得很困难,一般情况下采用均匀半空间模型作为初始模型,但是均匀半空间模型的电导率是凭经验随意设置的,使得反演结果不太准确。虽然之前有学者提到过初始模型选择的问题,但很少有人分析过初始模型对反演结果的影响以及讨论过快速成像方法作为初始模型的反演效果。

CDI 作为一种在航空电磁数据解释中应用广泛且效果较好的快速成像方法,它没有数据拟合和迭代求解过程,也不需要设定初始模型,能够快速获得地下介质的大致电性分布情况。因此,CDI 结果可以用来作为反演的初始模型,来应对缺少地质信息区域的研究。余小东^[28]在进行正则化反演研究中发现,与均匀半空间模型作初始模型相比,CDI 作初

始模型进行正则化反演的效果更好。但是由于正则化反演属于单点反演,即使在正则化约束作用下,反演结果在横向连续性上还是较差。由于 LCI 是一种拟二维反演方法,在相邻点施加横向粗糙度约束作用下进行整体反演,使得反演结果有较好横向连续性,在整体上更加光滑。因此,笔者采用 LCI 方法与 CDI 级联来对 ATEM 数据进行解释。

在本次研究中,我们提出一种 CDI 与拟二维反演的级联解释方法,即利用 CDI 得到的介质电阻率近似分布来建立反演的初始模型,然后采用 LCI 对 ATEM 数据进行反演。首先介绍了 CDI 基本原理,以及对其构建初始模型;然后详细说明了 LCI 的基本理论,将 CDI 结果作为 LCI 的初始模型;最后通过 ATEM 理论数据和实测数据进行反演,实验得出,本方案是可行实用的。

1 理论方法

CDI 与拟二维反演的级联解释方法的实现过程包括三个步骤:①使用 CDI 方法来近似估计地下介质的电导率和深度;②在此基础上建立反演的初始模型;③采用 LCI 方法对 ATEM 数据进行反演。

1.1 电导率—深度成像

查表法是一种常用的基于均匀半空间模型的 CDI 方法。首先使用正演模型计算给定器件类型和参数时不同电导率的电磁响应值;然后梳理出均匀半空间模型的电磁响应与模型电导率的函数关系曲线(图 1),这将为提供一个查找表,用于获得相应的视电导率,即定义为提供相应电磁响应值的均匀半空间模型的电导率。从图 1 看出,电磁响应随着电导率增大先增大然后减小,意味着这两者并不是呈一一对应的关系,会存在非唯一性问题。

为了解决这个问题,国内、外很多学者提出了自己的见解以及解决办法,例如 Huang 等^[13]和毛立峰^[15]通过转换处理手段,将电磁响应和时间转化成其他参数,然后变为一一对应的线性关系从而避免了非唯一性问题;李永兴等^[29]提出非唯一性问题主要是由发射波形周期性变化所导致的,通常出现在早期道里,而晚期道的电磁响应几乎是随着电导率增加而增加,近似认为是一种单调变化;Fullagar 等^[30]指出视电导率的非唯一性对航空电磁数据的转换影响很小。因此,在查询表进行查询对应电导率时,可以从晚期道开始查询得到对应唯一的电导

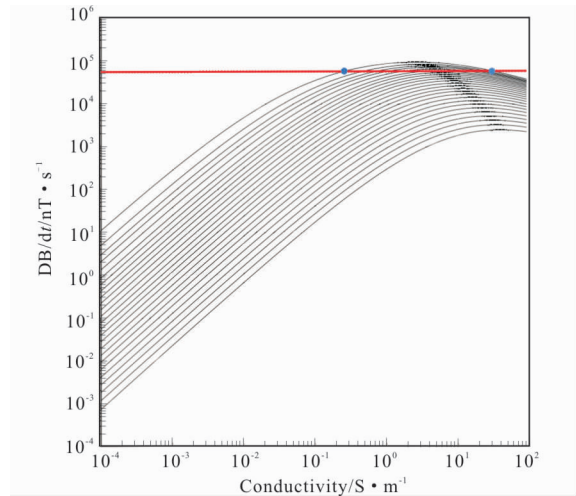


图 1 均匀半空间电磁响应与电导率之间的关系曲线
Fig. 1 Relationship between electromagnetic response and electrical conductivity in uniform half-space

率,然后从晚期道向早期道反向查询。如果查询到早期道存在双值时,可以取一个与相邻晚一个时间道接近的值,这样可以有效地解决早期道出现“二值性”的问题。

图 2(a)显示了通过查找三层 H 型模型(模型参数:第一层电导率 $\sigma_1=0.1$ S/m,厚度 $h_1=50$ m;第二层电导率 $\sigma_2=0.1$ S/m, $h_2=100$ m;第三层电导率 $\sigma_3=0.01$ S/m, $h_3\rightarrow\infty$)的电磁响应得到各时间道的视电导率与中心时间之间的关系。然而,视电导率与时间之间的关系不能反映模型的结构,随后我们需要将这种关系转换为其相应的深度信息。

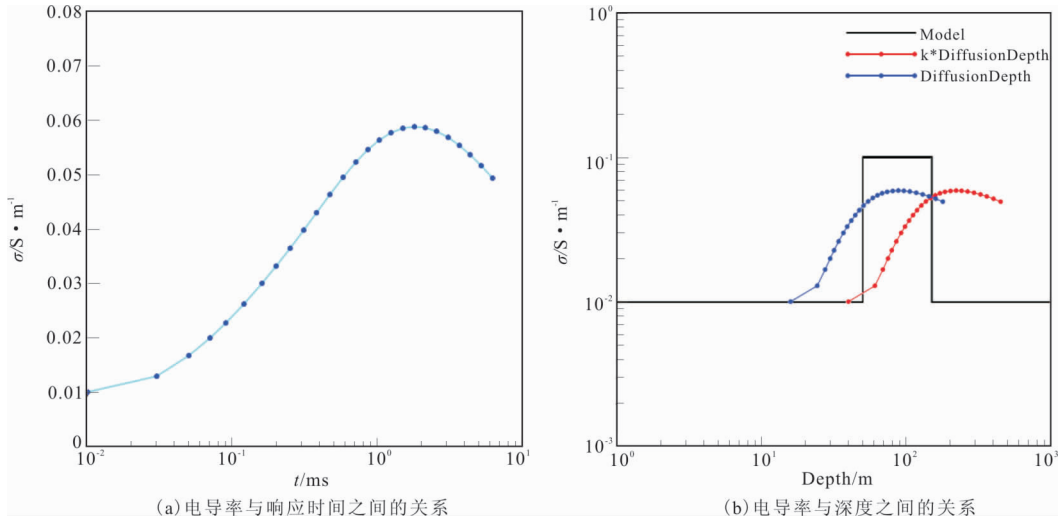
视深度可以通过将扩散深度乘以有效勘探的转换系数来获得^[31],由下式给出:

$$d_i = k \cdot \delta = k \cdot \sqrt{\frac{2t_i}{\sigma_i^a \mu_0}} \quad (1)$$

其中: k 为有效勘探深度的换算系数(注意 k 通常是不同勘探区域确定的经验值); t_i 表为扩散深度; μ_0 为第 i 道的采样中心时间; σ_i^a 空气介质的磁导率,是查表确定的每条时间道的视电导率。分别使用扩散深度和式(1)将 CDI 查找表的结果(图 2(a))转换为两个成像结果。成像结果如图 2(b)所示,黑线表示真实模型,带点的红线表示根据式(1)的 CDI 结果以及带点的蓝线表示根据扩散深度的结果。与扩散深度结果(带点的蓝线)相比,由式(1)计算的结果更接近真实模型见图 2(b)。

1.2 初始模型构建

由于 CDI 能快速反映了地下介质的分布,



(a) 电导率与响应时间之间的关系

(b) 电导率与深度之间的关系

图 2 H 型模型的查表数据和 CDI 结果

Fig. 2 Table look-up data and CDI results of the H-type model

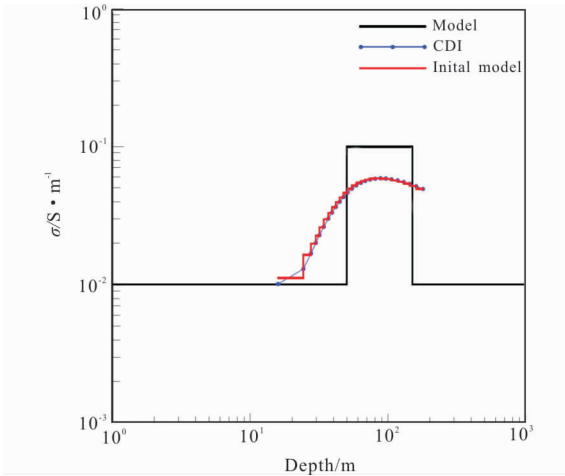


图 3 H 型模型的 CDI 结果及其反演初始模型

Fig. 3 CDI results of H-type model and its inversion initial model

在没有地质信息的情况下, CDI 可以用于构建反演的初始模型并起到一定的约束作用。拟二维反演的初始模型通常假设为层状介质, 基于 CDI 结果的初始模型需要转换为层状介质各层的电阻率和厚度。Sattel^[32]提出了两种电阻率和厚度换算公式来构建一维反演的初始模型, 一种是从表面开始从上到下计算下层的电导率, 另一种是从下到上计算上层的电导率。参考文献[29]、参考文献[32]建议使用第二种方法的效果更好, 厚度 h 可以表示为式(2)

$$h_i = \begin{cases} d_1^a & (i = 1) \\ d_i^a - d_{i-1}^a & (1 < i \leq n) \end{cases} \quad (2)$$

电导率 σ 的形式为式(3)。

$$\sigma_i = \begin{cases} \sigma_n^a & (i = n) \\ \frac{\sigma_{i+1}^a d_{i+1} - \sigma_{i+1} h_{i+1}}{d_i} & (1 < i \leq n) \end{cases} \quad (3)$$

其中: n 为初始模型的层数; d_i^a 和 σ_i^a 分别是 CDI 结果中每个时间道对应的成像深度和视电导率。图 3 显示了一个 H 型模型(黑线), CDI 结果(蓝线)及其根据式(2)和式(3)建立的初始反演模型(红线), 从图 3 中可以看出, 从下到上计算上层的电导率来构建初始模型与 CDI 结果几乎一致, 因此采用此类方法来构建初始模型是很有效的。

1.3 横向约束反演

LCI 是将一条测线上的多个或所有测点数据作为整体进行反演。这里假设反演的测点数量为 N , 则观测数据可以表示为式(4)。

$$d_{\text{obs}} = (d_{\text{obs}1}, d_{\text{obs}2}, \dots, d_{\text{obs}N})^T \quad (4)$$

模型参数可以表示为式(5)。

$$m = (m_1, m_2, \dots, m_N)^T \quad (5)$$

式(4)中: d_{obs} 由 N 个测点的观测数据组成; d_j 和 m_j 分别是第 j 个测点的观测数据和模型参数。

反演是通过不断地调整迭代模型或迭代模型参数 m , 让其正演响应 $g(m)$ 与观测数据 d_{obs} 实现最佳拟合的过程。将观测数据通过一阶泰勒级数展开, 建立式中模型参数和观测数据之间的线性逼近关系^[22]:

$$d_{\text{obs}} \cong g(m) + \mathbf{G}(m_{\text{true}} - m) \quad (6)$$

其中: m_{true} 为真实模型; \mathbf{G} 为雅可比矩阵, 其计算公式为:

$$\mathbf{G}_{uv} = \frac{\partial d_u}{\partial m_v} \quad (7)$$

其中: u 为第 u 个观测数据; v 为第 v 个模型参数, 令

$$\delta m = m_{\text{true}} - m \quad (8)$$

$$\delta d_{\text{obs}} = d_{\text{obs}} - g(m) \quad (9)$$

则式(6)可以变为:

$$\mathbf{G} \delta m - \delta d_{\text{obs}} = e_{\text{obs}} \quad (10)$$

式中, e_{obs} 为截断误差。实际上,这是最小二乘反演,由于只考虑了数据拟合误差函数,反演结果具有多解性。为此,除了方程(10)中的数据拟合误差函数,还需对模型进行约束,以减少反演的多解性。

横向粗糙度约束是让模型在横向方向上更加连续,即模型在横向方向上变化尽可能小。根据参考文献[25]有:

$$\mathbf{R}_l m_{\text{true}} = e_l \quad (11)$$

其中: e_l 为模型参数在横向方向上的真实差异,其值越小,代表模型在横向方向上越光滑; \mathbf{R}_l 为模型的横向约束矩阵。将方程(11)的左右两边同时减去 $\mathbf{R}_l m$, 可得:

$$\mathbf{R}_l m_{\text{true}} - \mathbf{R}_l m = -\mathbf{R}_l m + e_l \quad (12)$$

将方程(8)带入方程(12)有:

$$\mathbf{R}_l \delta m + \mathbf{R}_l m = e_l \quad (13)$$

对于横向约束矩阵 \mathbf{R}_l , 采用模型在横向方向上的一阶差分矩阵,故矩阵在横向相邻两模型参数间用 1 和 -1 代替,其他位置均为 0,即:

$$\mathbf{R}_l = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \cdots & 0 & -1 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 & -1 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\ \vdots & & & & \vdots & & & & \vdots & \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 & -1 \end{bmatrix}_{S \times T} \quad (14)$$

其中: $S = b \cdot c$; $T = b(c-1)$; b 为测点个数; c 为模型层数。

将数据拟合误差方程(10)、横向粗糙度约束方程(13)联合,可以得到总目标函数:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{G} \\ \mathbf{R}_l \end{bmatrix} \delta m - \begin{bmatrix} \delta d_{\text{obs}} \\ -\mathbf{R}_l m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} e_{\text{obs}} \\ e_l \end{bmatrix} \quad (15)$$

令

$$\begin{cases} \mathbf{G} = \begin{bmatrix} \mathbf{G} & 0 \\ 0 & \mathbf{R}_l \end{bmatrix} \\ \delta d' = \begin{bmatrix} \delta d_{\text{obs}} \\ -\mathbf{R}_l m \end{bmatrix} \quad e' = \begin{bmatrix} e_{\text{obs}} \\ e_l \end{bmatrix} \end{cases} \quad (16)$$

则方程(15)可以写为:

$$\mathbf{G} \delta m - \delta d' = e' \quad (17)$$

根据 Menke^[33], 方程(17)的解为:

$$\delta m_{\text{est}} = [(\mathbf{G})^T \mathbf{W} \mathbf{G}]^{-1} (\mathbf{G})^T \mathbf{W} \delta d' \quad (18)$$

其中: \mathbf{W} 为模型参数和数据项的权值矩阵,可以写成:

$$\mathbf{W} = \begin{bmatrix} \mathbf{W}_{\text{obs}} & 0 \\ 0 & \mathbf{W}_l \end{bmatrix} \quad (19)$$

其中: \mathbf{W}_{obs} 和 \mathbf{W}_l 均为对角加权矩阵; \mathbf{W}_{obs} 为数据的加

权矩阵; \mathbf{W}_l 为模型的横向约束加权矩阵。为了使方程(18)的解更加稳定,引入阻尼因子,并将其改为迭代形式:

$$m_{n+1} = m_n + [(G_n)^T \mathbf{W} G_n + \lambda_n I]^{-1} \cdot (G_n)^T \mathbf{W} \delta d'_n \quad (20)$$

其中: λ 为第 n 次迭代的阻尼因子,采用梯度下降算法; m_n 为第 n 次迭代的模型参数。将方程(16)和式(19)带入方程(20),有:

$$m_{n+1} = m_n + (G^T \mathbf{W}_{\text{obs}} \mathbf{G} + \mathbf{R}_l^T \mathbf{W}_l + \lambda_n I)^{-1} \cdot \{ \mathbf{G}^T \mathbf{W}_{\text{obs}} [d_{\text{obs}} - g(m_n)] + \mathbf{R}_l^T \mathbf{W}_l (-\mathbf{R}_l m_n) \} \quad (21)$$

2 实验结果

2.1 模拟数据实验

为了验证所提出的反演方案的有效性,通过合成数据上对其进行了测试。笔者采用 2.5 维正演模拟程序^[34]生成二维模拟数据,用于合成数据的直升机机载时域 AEM 系统的主要参数设置如下:发射线圈面积为 123.9 m²,匝数为 5;发射波形为三角波发射,基频为 25 Hz,峰值电流为 300 A;接收和发射线圈的高度均为 30 m。合成模型的设计如图 4 所示,二维模型的长度为 1 600 m,由于测量点之间的距离设置为 25 m,因此测量点的数量为 65 个。模型参数如下:第一层厚度为 40 m,电导率 $\sigma_1 = 0.005$ S/m;第二层电导率 $\sigma_2 = 0.1$ S/m,两侧厚度为 40 m,中间厚度为 80 m;第三层与第一层都为同一地质结构,电导率一致,即 $\sigma_3 = 0.005$ S/m,厚度不限。在发射电流关闭后的 7.26 ms 时间段内,按照等对数间隔提取 24 个通道的二次场响应。此外,为了测试所提出的反演方案的稳定性,加入了 5% 的高斯随机噪声,得到了如图 5 所示的合成数据。

为了分析初始模型对横向约束反演结果的影响,讨论了五种不同电导率的均匀半空间模型和 CDI 模型作为初始模型进行反演测试。将电导率 0.002 S/m、0.005 S/m、0.01 S/m、0.05 S/m 和 0.1 S/m 均匀半空间模型和 CDI 成像结果分别作为反演的初始模型,设置模型层数共 30 层,每层厚度均为 10 m。由于 LCI 方法施加了横向粗糙度约束,反演结果会受到约束权值的影响。横向粗糙度约束的主要作用是让模型在横向方向上更加连续,即模型在横向方向上变化尽可能小。因此还讨论了不同横向粗糙度约束权值的作用下在不同初始模型反演中的影响。

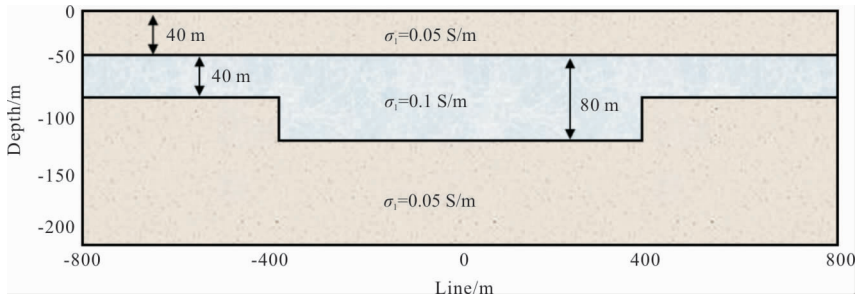


图 4 二维层状模型

Fig. 4 Two-dimensional layered model

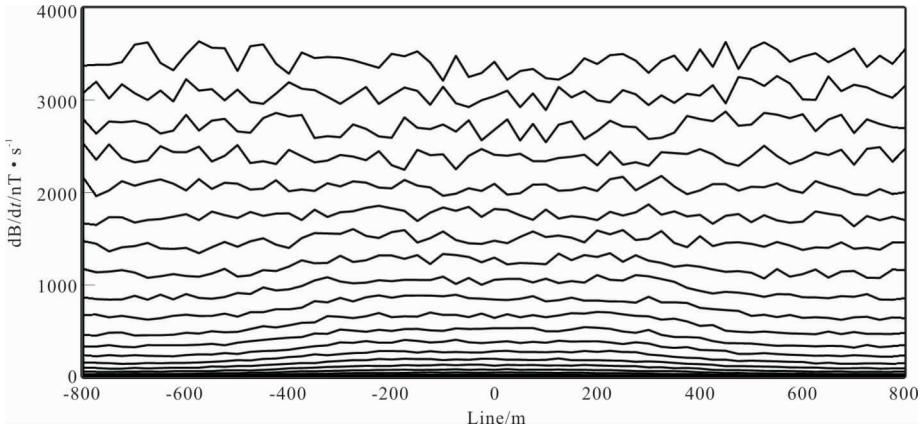


图 5 二维层状模型的电磁响应剖面曲线

Fig. 5 Electromagnetic response profile curve of 2D layered model

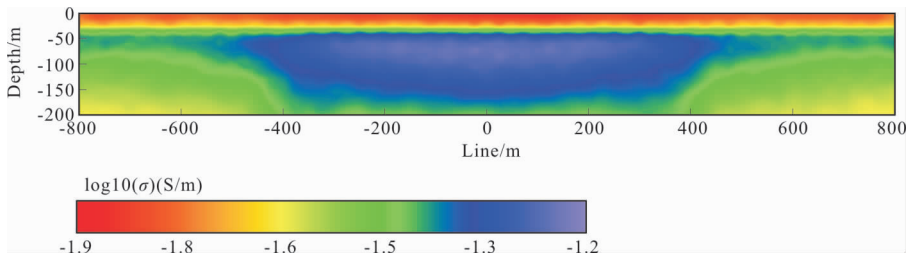


图 6 CDI 成像结果

Fig. 6 CDI imaging results

横向粗糙度约束权值大小需要在参数文件中进行修改,主要讨论三种横向粗糙度约束权值($R_p = 1, 10$ 和 50)的影响。图 7、图 8、图 9 为 $R_p = 1, 10$ 和 50 时不同初始模型的反演结果。表 1~表 3 显示了在普通计算机(CPU: Intel Core i5-10300H, 2.5 GHz, 内存: 16 GB)上进行不同初始模型反演的计算时间。

二维层状模型的 CDI 成像结果如图 6 所示。从图 6 可以看出,CDI 成像结果可以反映该层状模型的一些趋势:有两侧薄层和中间厚层的轮廓趋向,层状模型较浅位置的成像效果优于深部位置;但

CDI 结果与真实模型有较大差异。从图 7 可以看出,电导率 0.002 S/m 均匀半空间模型的反演结果中间层,蓝色低阻部分的位置与真实模型的很接近,但两侧周围分布着大量蓝色低阻,这与真实模型两侧的低阻层分布有着很大的差异。电导率 0.005 S/m 均匀半空间模型的反演结果两侧浅层位置体现出来了,但深层位置有少量异常蓝色低阻区域,在中间厚层下方分布大量蓝色低阻区域,这与真实模型有着很大的差异。电导率 0.005 S/m 均匀半空间模型的反演结果中间层横向连续性较差,在中间层下面出现明显不连续的蓝色斑点,反演结果与真

表 1 $R_p=1$ 时不同初始模型的反演计算结果分析Tab. 1 Analysis of inversion calculation results of different initial models when $R_p=1$

初始模型	迭代次数	RMES/%	计算时间/s
0.002 S/m half-space model	7	30.21	4395.9
0.005 S/m half-space model	15	30.07	20634.1
0.01 S/m half-space model	10	11.92	5563.9
0.05 S/m half-space model	10	5.04	6356.5
0.1 S/m half-space model	11	25.05	7115.1
CDI model	9	3.69	7377.5

表 2 $R_p=10$ 时不同初始模型的反演计算结果分析Tab. 2 Analysis of inversion calculation results of different initial models when $R_p=10$

初始模型	迭代次数	RMES/%	计算时间/s
0.002 S/m half-space model	19	40.40	23667.7
0.005 S/m half-space model	8	30.54	8958.4
0.01 S/m half-space model	10	11.52	5566.7
0.05 S/m half-space model	10	3.97	6358.6
0.1 S/m half-space model	20	37.97	30484.9
CDI model	8	3.38	6437.5

表 3 $R_p=50$ 时不同初始模型的反演计算结果分析Tab. 3 Analysis of inversion calculation results of different initial models when $R_p=50$

初始模型	迭代次数	RMES/%	计算时间/s
0.002 S/m half-space model	18	23.27	28065.8
0.005 S/m half-space model	21	31.66	41588.8
0.01 S/m half-space model	11	12.00	7345.4
0.05 S/m half-space model	8	3.08	5409.3
0.1 S/m half-space model	24	38.10	55404.3
CDI model	7	3.15	4661.5

实模型相差较大。电导率 0.1 S/m 均匀半空间模型的反演结果轮廓形状与真实模型相近,横向连续性较差,在深部呈现大范围绿色区域,与真实模型的电导率分布相差较大。电导率 0.05 S/m 均匀半空间模型和 CDI 初始模型的反演结果很相近,但从图 7 反演效果图来看,CDI 初始模型的结果要略优,两者与真实模型的轮廓形状较为吻合,但在横向连续性上较差。

结合表 1 可以看出,电导率 0.002 S/m、0.005 S/m 和 0.1 S/m 均匀半空间模型的反演均方根误差较大,不适合作为该模型反演的初始模型;0.01 S/m 均匀半空间模型的计算时间相对较少,但模型

均方根误差相对较大;CDI 模型的反演结果在计算时间上稍微比 0.05 S/m 均匀半空间模型的要多点,但 CDI 模型的均方根误差是最小的。

综合实验分析来看,只有 0.05 S/m 均匀半空间模型和 CDI 模型适合作为反演的初始模型。但是不同均匀半空间模型作横向约束反演的初始模型得到的反演结果参差不齐,具有很大不确定性,往往需要通过大量实验验证才可以选取出较为合适电导率均匀半空间模型作初始模型,这个过程会耗费大量的时间。而直接选取 CDI 作初始模型就可以得到较好的反演结果,节省了很多时间。

通过上面实验结果的分析可以得出,LCI 方法

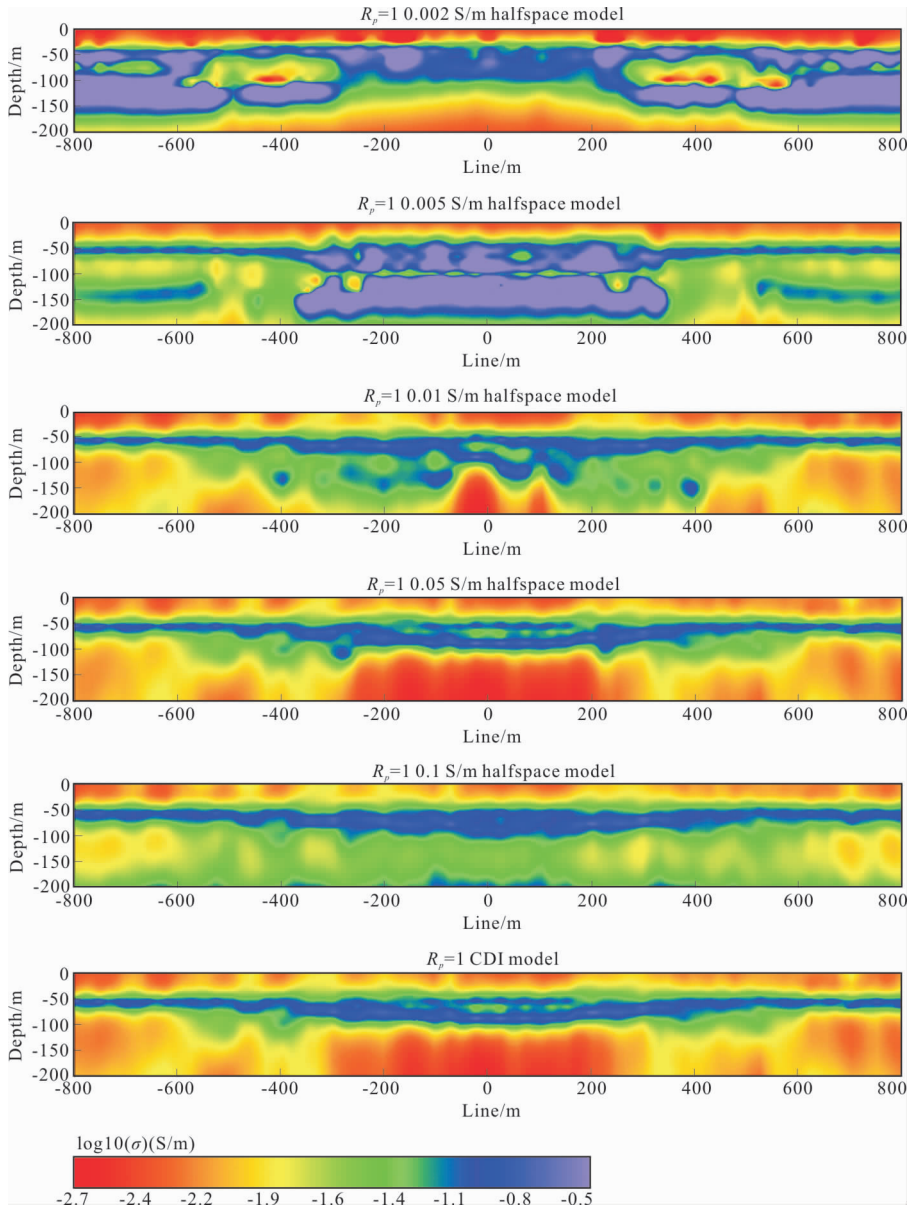


图 7 $R_p=1$ 时不同初始模型的反演结果

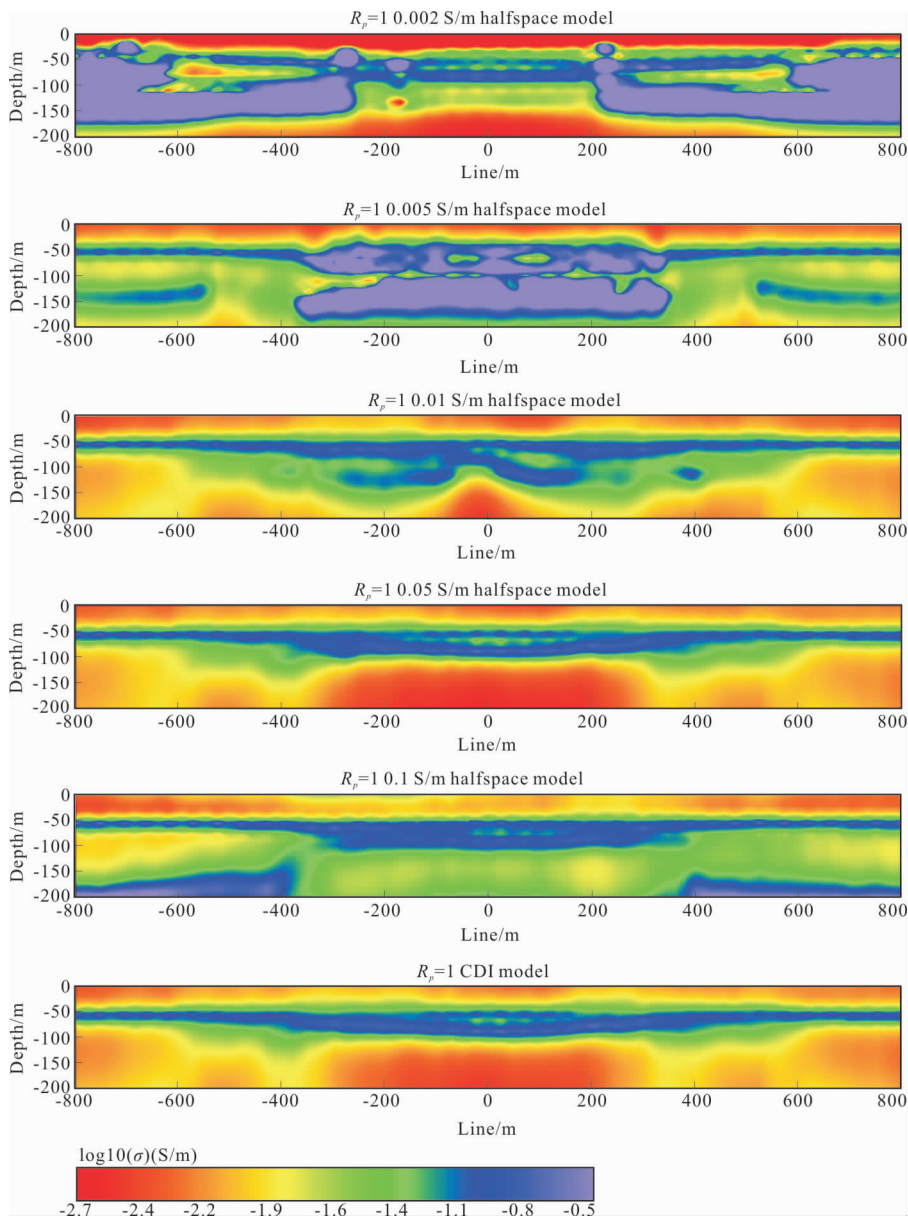
Fig. 7 Inversion results of different initial models when $R_p=1$

确实受初始模型的影响较大; CDI 与 LCI 的级联方法确实改善了反演结果, 同时提高了计算效率。

图 8 和图 9 是增加了横向约束权值的不同初始模型反演结果。通过增加适当的权值, 可以使反演结果的横向连续性更好; 再结合表 2 和表 3 来看, 0.05 S/m 均匀半空间模型和 CDI 模型的反演均方根误差和计算时间都减少了, 整体反演效果得到了提升。通过上述的分析可以总结出, 横向约束权值会影响反演的精度以及效率; 在增加适当横向权值的情况下, CDI 与 LCI 的级联解释方法可以得到效率更高的、效果更好的反演结果。

2.2 实测数据实验

为了进一步分析初始模型对横向约束反演的影响, 笔者采用美国加利福尼亚州欧文堡 Leach 湖泊盆地区域 ATEM 勘探数据进行实测反演。为了描述地下的特征并提供了解和管理欧文堡地下水资源所需的信息, 美国地质调查局于 2010 年 12 月至 2011 年 1 月在加利福尼亚州欧文堡的国家培训中心内, 对利奇湖盆地进行了空中电磁和磁力调查。该地区的所有机载地球物理数据均可从 USGS 网站公开获得^[35]。如图 10 所示, 在 46 km × 16 km 的测量区中飞行了总计 1700 km 的飞行测线。其中测量区的西部 36 km 以 400 m 的线距飞行, 东部 5

图 8 $R_p=10$ 时不同初始模型的反演结果Fig. 8 Inversion results of different initial models when $R_p=10$

km 以 800 m 的线距飞行。大多数航线都是南北向的,另外三条连接线呈东西走向,沿着测量区块的北部和南部边界延伸,并穿过中心。ATEM 数据采集系统主要参数如下:发射线圈面积为 460 m²,匝数为 5;发射波形为三角波,基频为 90 Hz,峰值电流为 397 A;接收和发射线圈的高度平均值为 48 m,更加详细的电磁系统参数设置已在表 4 列出。由于航空电磁数据量巨大,需要花费大量计算时间,因此为了提高反演效率,这里对 Leach 湖泊盆地区域中的一条测线 L10550(图 10 中浅蓝色测线)上其中的一段数据(图 10 中白色框范围)进行横向约束反演。

表 4 Leach 湖泊盆地区域航空电磁系统测量参数^[35]
Tab. 4 System specifications for the airborne electromagnetic survey of Leach Lake Basin^[35]

测量参数	设置
测量装置类型	中心回线装置
发射电流波形	双极性三角波
发射基频	90 Hz
二次场观测时间范围	58 us~3.2 ms
发射线圈匝数	5
发射线圈面积	460 m ²
发射磁矩	237,000 Am ²
发射最大电流	397 A
接收线圈高度平均值	48 m
测点间距平均值	3 m

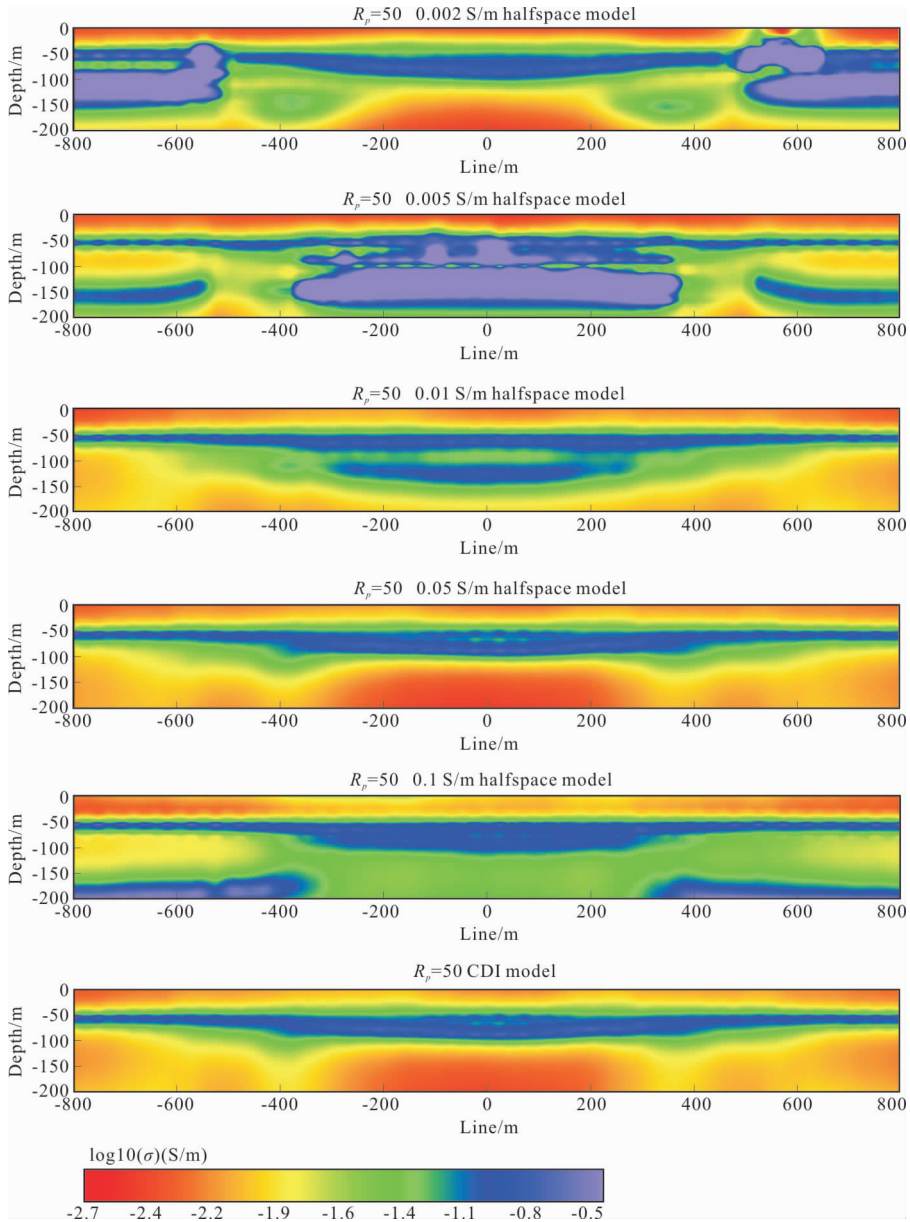


图 9 $R_p = 50$ 时不同初始模型的反演结果

Fig. 9 Inversion results of different initial models when $R_p = 50$

根据 USGS 提供的地质资料的介绍,这段实测数据位置周围分布大量花岗岩,有着较低的电导率。测线 L10550 中所选区域的电磁响应剖面曲线如图 11 所示。 R_p 权值为 1 时不同初始模型的实测数据反演结果如图 12 所示,其中电导率 0.05 S/m 均匀半空间初始模型的反演结果效果很差,基本没法反映地下异常分布情况;而 CDI 和电导率 0.01 S/m、0.005 S/m 均匀半空间初始模型的反演结果都能较为清晰地体现地下电性分布。

从反演细节上来看,电导率 0.01 S/m 均匀半空间初始模型的反演结果在中间位置橙红色高阻部分明显断开了,呈现几个块状不连续的橙黄色高阻

分布。对于 CDI 和电导率 0.005 S/m 均匀半空间初始模型,在整体的连续性上有了很大的改善,将地下介质分布情况基本体现了出来。表 5 显示了在普通计算机(CPU: Intel Core i5-10300H, 2.5 GHz, 内存: 16 GB)上进行不同初始模型反演的计算时间。从表 5 统计的反演计算时间来看,电导率 0.005 S/m 均匀半空间初始模型的反演计算时间最多,而 CDI 初始模型的反演计算时间最少。因此通过实测数据的实验测试,进一步证实了 LCI 方法受初始模型的影响较大;CDI 与 LCI 的级联方法能提高反演效率。

当 R_p 权值为 50 的不同初始模型的实测数据

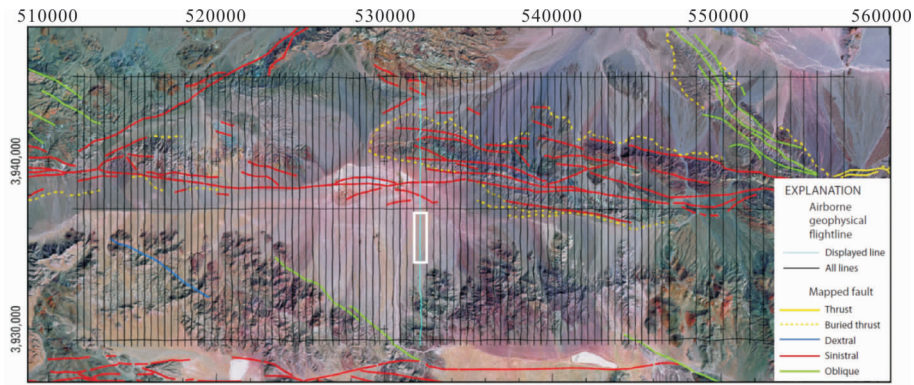


图 10 Leach 湖泊盆地区域 ATEM 勘查测线以及地形布置图^[35]

Fig. 10 ATEM survey line and topographical layout in the Leach Lake basin^[35]

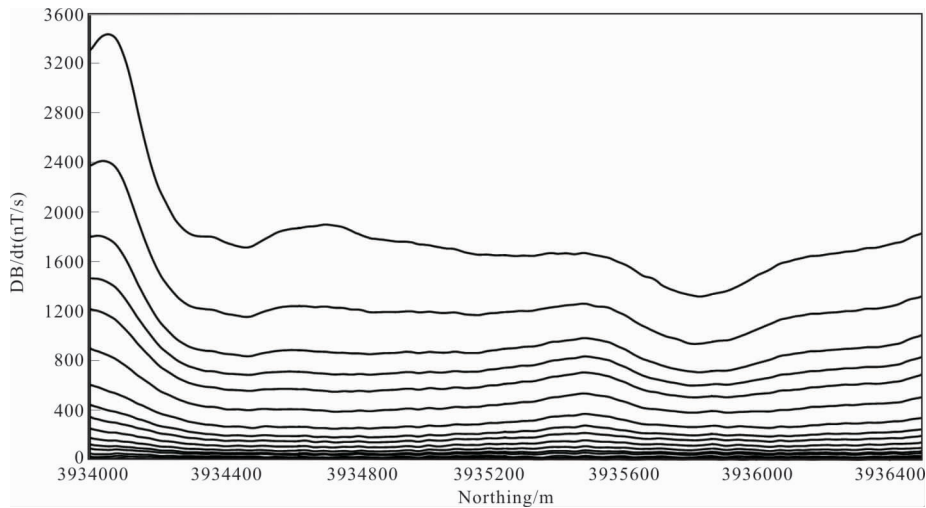


图 11 电磁响应剖面曲线

Fig. 11 Electromagnetic response profile

反演结果如图 13 所示,这与 R_p 为 1 的反演结果很相近;由于变化太小基本看来有差别,但是在表 4 统计的反演计算时间中发现这几种初始模型的反演时间都减少了很多。图 14 是 R_p 权值为 200 时不同初始模型的实测数据反演结果,从图 14 可以看出,CDI 和电导率 0.01 S/m 均匀半空间初始模型的反演结果中橙黄色高阻部分稍微颜色加深了一些,在一些细小位置的连续性更好了一点;而 0.005 S/m 均匀半空间初始模型的反演结果则是在颜色和轮廓上都发生了改变,红色高阻位置呈水平连在一起,使得横向连续性过大,并且电导率分布过于均匀,这与实际地质资料有差别。此外,从表 5 中可以发现,增大权值又进一步减少了不同初始模型的反演时间。

综上所述,以均匀半空间模型作为反演的初始模型得到的结果具有不稳定性,需要进行大量测试选出较为合适的一种均匀半空间模型来进行反演。

表 5 不同初始模型的实测数据反演计算时间

Tab. 5 Inversion calculation time of measured data for different initial models

R_p 权值	初始模型	计算时间/s
1	0.01S/m half-space model	87114.7
	0.005S/m half-space model	120045.9
	CDI model	52634.0
50	0.01S/m half-space model	55672.7
	0.005S/m half-space model	119844.5
	CDI model	50290.4
200	0.01S/m half-space model	44260.4
	0.005S/m half-space model	70483.9
	CDI model	39278.8

对于缺少地质信息的复杂地形区域,均匀半空间模型的电导率只能凭经验设置,太过于随意,这将使得反演结果不可信且效率低下。而用 CDI 与 LCI 的

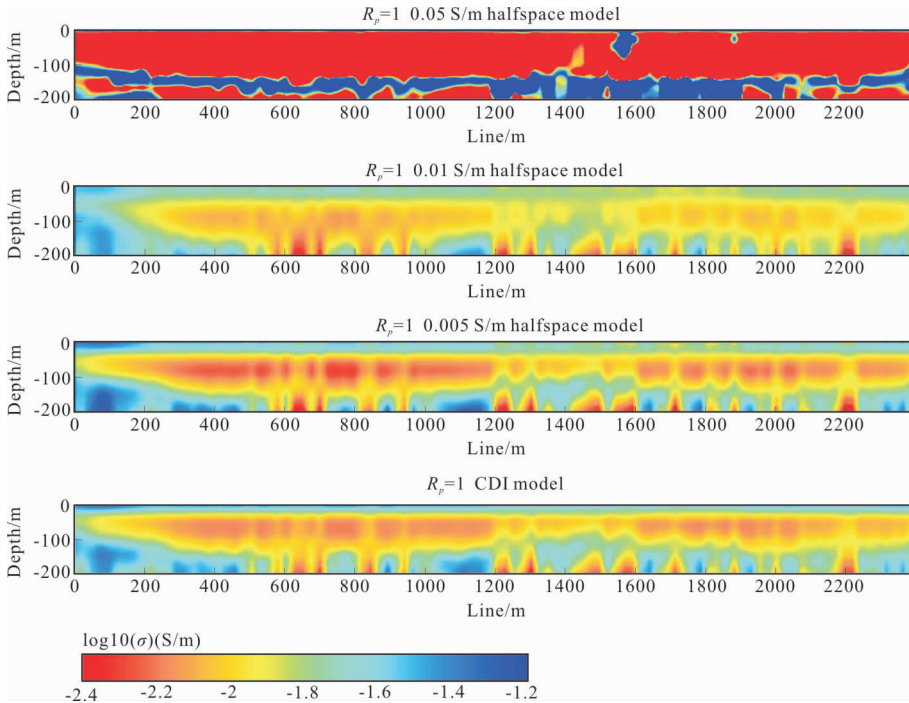


图 12 $R_p = 1$ 时不同初始模型的实测数据反演结果

Fig. 12 Inversion results of measured data for different initial models when $R_p = 1$

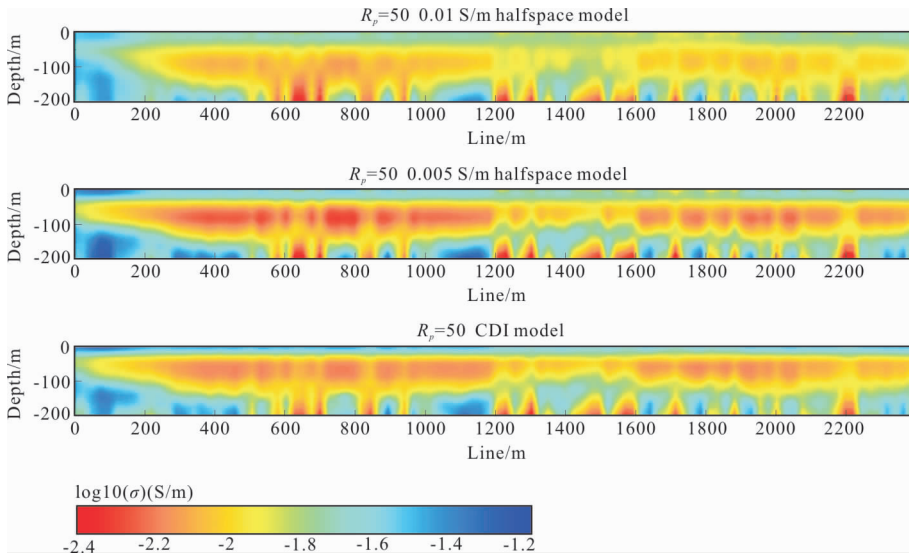


图 13 $R_p = 50$ 时不同初始模型的实测数据反演结果

Fig. 13 Inversion results of measured data for different initial models when $R_p = 50$

级联解释方法就解决了这个问题,并且在确保反演精度的同时也减少了反演计算时间。此外,横向权值也会影响反演效果,增大合适的权值可以提高反演的精度和效率。

由于 CDI 成像也需要时间,这里将 CDI 成像的时间和利用 CDI 结果作为初始模型进行反演所需的计算时间之和,与使用较为合适的均匀半空间(选

用 $R_p = 50, \sigma = 0.005$ S/m)作为初始模型进行反演所需的计算时间进行比较分析。表 6 显示了在普通计算机(CPU: Intel Core i5-10300H, 2.5 GHz, 内存: 16 GB)上进行 CDI 和反演实测数据所需的计算时间。从表中统计的结果可以看出,CDI 与 LCI 的级联解释方法所需的计算时间(表 6 中的 $t_1 + t_2$)是使用均匀半空间模型作为初始模型进行反演所需时

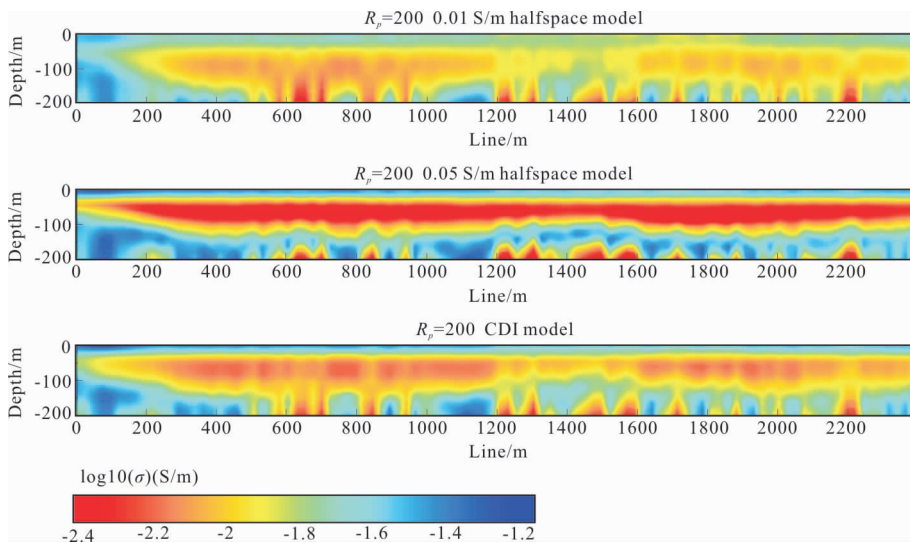


图 14 $R_p=200$ 时不同初始模型的实测数据反演结果

Fig. 14 Inversion results of measured data for different initial models when $R_p=200$

表 6 CDI 和实测数据反演所需的计算时间

Tab. 6 Computational time required for inversion of CDI and measured data

测量线号	L10550
测量点总数	200
CDI(t1)所需的计算时间	104.5s
利用 CDI 结果作为初始模型进行反演所需的计算时间(t2)	50 290.4s
使用均匀半空间作为初始模型进行反演所需的计算时间(t3)	119 844.5s
时间比例 ($100\% \times (t1+t2)/t3$)	42.05%

间(表 6 中的 t3)的 42.05%,说明该方案能明显地提高反演的收敛速度。

3 结论

综上,笔者提出了一种 CDI 与拟二维反演的级联解释方法。讨论了不同初始模型对 LCI 结果的影响,发现 CDI 作为 LCI 的初始模型可以有效地改善 ATEM 数据的解释。通过对理论数据和实测数据的处理和分析,得出如下结论:①LCI 方法受初始模型影响较大,选择合适的初始模型是非常重要的;②对于没有或缺少地质信息的区域,没有相应的地质信息来构建合适的参考模型,而 CDI 与拟二维反演的级联解释方法就解决了初始模型难以选择的问题;③级联解释方法可以提高反演解释的准确性,加快反演迭代的收敛速度。约束权值也会影响反演结果,选择合适约束权值也可以提高反演精度以及

效率。

参考文献:

- [1] 殷长春,张博,刘云鹤,等. 航空电磁勘查技术发展现状及展望 [J]. 地球物理学报, 2015, 58(08): 2637—2653.
YIN C C, ZHANG B, LIU Y H, et al. Development status and prospect of airborne electromagnetic exploration technology [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2015, 58(08): 2637—2653. (In Chinese)
- [2] CHUNG C J, KEATING P B. Mineral potential evaluation based on airborne geophysical data [J]. Exploration Geophysics, 2002, 33(1):28—34.
- [3] SMITH R. Airborne electromagnetic methods: applications to minerals, water and hydrocarbon exploration [C]. CSEG 2010 Distinguished Lecture,2010:7—10.
- [4] SIEMON B, CHRISTIANSEN A V, AUKEN E. A review of helicopter — borne electromagnetic methods

- for groundwater exploration [J]. Near surface geophysics, 2009, 7(5-6): 629-646.
- [5] PALACHEY G J. The airborne electromagnetic method as a tool of geological mapping [J]. Geophysical Prospecting, 1981, 29(1):60-88.
- [6] ANDERSON H F, DUNCAN A C, LYNCH S M. Geological mapping capabilities of the QUESTEM airborne electromagnetic system for mineral exploration - Mt. Isa Inlier, Queensland [J]. Exploration Geophysics, 1993, 24(3/4):333-340.
- [7] PFAFFHUBER A A, MONSTAD S, RUDD J. Airborne electromagnetic hydrocarbon mapping in Mozambique [J]. Exploration Geophysics, 2009(40):237-245.
- [8] VIEZZOLI A, AUKEN E, MUNDAY T. Spatially constrained inversion for quasi 3D modelling of airborne electromagnetic data - an application for environmental assessment in the lower Murray region of South Australia [J]. Exploration Geophysics, 2009(40):173-183.
- [9] VALLEE M A, SMITH R S. Application of Occam's inversion to airborne time - domain electromagnetics [J]. The Leading Edge, 2009, 28(3): 284-287.
- [10] SENGPIEL K P. Approximate inversion of airborne EM data from a multilayered ground [J]. Geophysical Prospecting, 1988, 36(4):446-459.
- [11] HUANG H P, FRASER D C. The differential parameter method for multifrequency airborne resistivity mapping [J]. Geophysics, 1996, 61(1): 100-109.
- [12] HUANG H P, RUDD J. Conductivity-depth imaging of time-domain EM data based on pseudolayer half-space model [C]. SEG Annual Meeting, New Orleans, 2005:765-769.
- [13] HUANG H P, RUDD J. Conductivity-depth imaging of helicopter-borne TEM data based on a pseudolayer half-space model [J]. Geophysics, 2008, 73(3): F115-F120.
- [14] MACNAE J C, SMITH R, POLZER B D, et al. Conductivity-depth imaging of airborne electromagnetic step-response data [J]. Geophysics, 1991, 56(1): 102-114.
- [15] 毛立峰. 中心回线式直升机 TEM 资料的电导率-深度成像方法 [J]. CT 理论与应用研究, 2013, 22(3): 429-437.
- MAO L F. Conductivity - depth imaging method of center loop helicopter TEM data [J]. CT Theory and Application Research, 2013, 22(3): 429-437. (In Chinese)
- [16] 朱凯光, 林君, 韩悦慧, 等. 基于神经网络的时间域直升机电磁数据电导率深度成像 [J]. 地球物理学报, 2010, 53(3):743-750.
- ZHU K G, LIN J, HAN Y H, et al. Depth imaging of electrical conductivity from time-domain helicopter electromagnetic data based on neural network [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2010, 53(3): 743-750. (In Chinese)
- [17] WOLFGRAM P, KARLIK G. Conductivity - depth transform of GEOTEM data [J]. Exploration Geophysics, 1995, 26(2/3): 179-185.
- [18] 殷长春. 航空电磁理论与勘查技术 [M]. 北京: 科学出版社, 2018.
- YIN C C. Airborne electromagnetic theory and exploration technology [M]. Beijing: Science Press, 2018. (In Chinese)
- [19] STOLZ E M, MACNAE J C. Fast approximate inversion of TEM data [J]. Exploration Geophysics, 1997, 28(3): 317-322.
- [20] AUKEN E, BOESEN T, CHRISTIANSEN A V. A review of airborne electromagnetic methods with focus on geotechnical and hydrological applications from 2007 to 2017 [J]. Advances in Geophysics, 2017(58):47-93.
- [21] MARQUART D. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters [J]. Journal of the society for industrial and applied mathematics, 1963, 11(2): 431-441.
- [22] JUPP D L B, VOZOFF K. Stable Iterative Methods for the Inversion of Geophysical Data [J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1975, 42(3): 957-976.
- [23] CHEN J P, MACNAE J C. Automatic estimation of EM parameters in Tau-Domain [J]. Exploration Geophysics, 1998, 29(1/2): 170-174.
- [24] 罗勇, 陆从德, 王宇航. 时间域航空电磁一维阻尼特征参数反演方法 [J]. 地球物理学进展, 2014, 29(6): 2723-2729.
- LUO Y, LU C D, WANG Y H. Inversion method for 1D damping characteristic parameters of airborne time-domain electromagnetic [J]. Advances in Geophysics, 2014, 29(6): 2723-2729. (In Chinese)
- [25] AUKEN E, CHRISTIANSEN A V. Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data [J]. Geophysics, 2004, 69(3): 752-761.
- [26] SIEMON B, AUKEN E, CHRISTIANSEN A V. Laterally constrained inversion of helicopter-borne frequency-domain electromagnetic data [J]. Journal

- of Applied Geophysics, 2009, 67(3): 259–268.
- [27] VALLEE M A, SMITH R S. Inversion of airborne time-domain electromagnetic data to a 1D structure using lateral constraints [J]. Near Surface Geophysics, 2009b, 7(1): 63–71.
- [28] YU, X D, WANG X B, LU C D, et al. A combining regularization strategy for the inversion of airborne time-domain electromagnetic data [J]. Journal of Applied Geophysics, 2018, 155(1): 110–121.
- [29] 李永兴, 强建科, 汤井田. 航空瞬变电磁法一维正反演研究 [J]. 地球物理学报, 2010, 53(3): 751–759.
LI Y X, QIANG J K, TANG J T. 1D forward and inverse research of airborne electromagnetic method [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2010, 53(3): 751–759. (In Chinese)
- [30] FULLAGAR P K, REID J E. Emax conductivity-depth transformation of airborne TEM data [C]. ASEG 15th Geophysical Conference and Exhibition, Brisbane, 2001: 1–2.
- [31] SPIES B R. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods [J]. Geophysics, 1989, 54(7): 872–888.
- [32] SATTEL D. Inverting airborne electromagnetic (AEM) data with Zohdy's method [J]. Geophysics, 2005, 70(4): G77–G85.
- [33] MENKE W. Geophysical data analysis: discrete inverse theory, Revised Edition [M]. Geophysical Data Analysis Discrete Inverse Theory, New York: Academic Press, Inc, 1989.
- [34] WILSON G A, RAICHE A P, SUGENG F. 2. 5D inversion of airborne electromagnetic data [J]. Exploration Geophysics, 2006, 37(4): 363–371.
- [35] BEDROSIAN P A, BALL L B, BLOSS B R. Airborne electromagnetic data and processing within Leach Lake Basin, Fort Irwin, California [R]. U. S. Geological Survey Open File Report, 2014, 2013–1024: 1–20.

A cascade interpretation method based on CDI and quasi-2D inversion for airborne time-domain electromagnetic data

WANG Jian^{1,4}, LU Congde², ZHANG Peng³

(1. Chengdu University of Technology, College of Geophysics, Chengdu 610059, China;

2. Chengdu University of Technology, College of Mechanical and Electrical Engineering, Chengdu 610059, China;

3. Chengdu University of Technology, College of Computer and Network Security
(Oxford Brooks College), Chengdu 610059, China;

4. Key Lab of Earth Exploration and Information Technology of Ministry of Education
(Chengdu University of Technology), Chengdu 610059, China)

Abstract: Airborne time-domain electromagnetic method (ATEM) is a geophysical method with the advantages of large-area detection, fast detection speed, relatively low cost, and less impact on topography. Due to the considerable amount of airborne electromagnetic data, the cost of 3D inversion is too high. Currently, 1D inversion or quasi-2D inversion methods are mainly used for interpretation. For aerial electromagnetic detection, the large detection area and complex terrain conditions make it difficult for researchers to obtain the geological information of the exploration area, so it is challenging to select the initial model during inversion. Conductivity depth imaging (CDI) can quickly obtain a large electrical distribution of subsurface media without building an initial model. Therefore, the CDI results can be used as an initial inverted model in a Greenfield area. This study proposes a cascade interpretation method of CDI and quasi-2D inversion. First, the CDI method is used to approximate the conductivity and depth of the subsurface medium. Secondly, the initial model of inversion is established on this basis. Finally, the laterally constrained inversion (LCI) method is used to invert the ATEM data. Experiments on theoretical data and measured data conclude that the cascaded interpretation method of CDI and quasi-2D inversion can obtain better inversion results and reduce computation time.

Keywords: airborne time-domain electromagnetic; conductivity depth imaging; laterally constrained inversion; initial model