维普资讯 http://www.cqvip.com

第23卷 第4期 地球物理学进展 Vol. 23 No. 4
2008年8月(页码:1165~1172) PROGRESS IN GEOPHYSICS Aug. 2008

瞬变电磁法正反演问题研究进展

薛国强[1], 李 貅[2], 底青云[1]
(1. 中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029; 2. 长安大学地质工程与测绘工程学院,西安 710054)

摘 要 对瞬变电磁法的方法发展概况和仪器研制状况做出了综述性评价.对瞬变电磁法正反演问题的研究成果进行了系统总结.目前的数值模拟正演方法主要有一维滤波系数法,三维积分方程法,二维,三维有限差分法,2.5维有限元法等,主要的反演方法有:一维浮动薄板解释法,人机对话自动反演法,烟圈理论解释法,神经网络反演法,成像类反演等,论述了瞬变电磁法各种计算方法的特点.瞬变电磁法的正反演发展趋势主要是研究三维正反演的计算方法和目标体成像系统.

关键词 瞬变电磁法,正演问题,反演问题
中图分类号 P631 **文献标识码** A **文章编号** 1004-2903(2008)04-1165-08

Research progress in TEM forward modeling and inversion calculation

XUE Guo-Qiang[1], LI Xiu[2], DI Qing-Yun[1]
(1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of science, Beijing*, 100029, *China*;
2. *School of Geology and Survey Engineering, Changan University, Xian* 710054, *China*)

Abstract We give a general review of recent research progress about the Transient Electromagnetic Method (TEM) and instrument. The achievement of TEM forward modeling and inversion have been summarized. At present, the forward numerical calculation methods include 1D digital filter method, 3D integral equation method, 2D and 3D difference method, 2.5D infinite element method. The main 1D inverse methods include float plate method, auto-inverse method, smoking theory, artificial neural network, imaging inversion. We present the feature of every numerical calculation method. The developing direction of forward and inverse studies mainly is the 3D calculation method and the target imaging sysytem.

Keywords transient electromagnetic method, forward problem, inversion problem

0 引 言

电磁场理论的应用已经遍及地学、生命科学、医学、空间科学、信息科学等几乎所有的技术科学领域,同时这些工程技术领域对电磁理论研究也不断地提出各种新的要求.电磁法勘探是基于研究电磁波在导电介质中传播特性,从而达到研究地下地质体赋存特性的目的.通过天然或人工场源在大地中激励的交变电磁场,研究电磁场的空间和时间分布,分析观测到的电磁场信号,得到地下目标体的电性分布特征的一种地球物理方法.

瞬变电磁测深法(Transient electromagnetic method,简称TEM)是电磁法勘探中应用较广的一种,是近年来在工程地质勘察中普遍应用的时间域电磁探测方法.它是利用阶跃波或其它脉冲电流场源激励,在大地产生过渡过程场,断电瞬间在大地中形成涡旋交变电磁场,测量这种由地下介质产生的二次感应电磁场随时间变化的衰减特性,从测量得到的异常信号中分析出地下不均匀体的导电性能和位置,从而推断矿体、工程基础、地下水、地质灾害、工程病态等地下目标体的分布性态.该技术具有灵敏度高、分辨率强、探测深度大、灵活多变适应性强

收稿日期 2008-03-10; **修回日期** 2008-06-20.
基金项目 国家自然科学基金重点项目(50539080)和国家自然科学基金项目(40774066)联合资助.
作者简介 薛国强,男,1966年生,1989年于西安地质学院获学士学位,2002年于长安大学获硕士学位,于2005年于西安交通大学获博士学位.研究方向为电磁探测理论与应用(E-mail:ppxueguoqiang@163.com)

维普资讯 http://www.cqvip.com

以及轻便、快速、廉价诸多优点，近年来发展十分迅猛，应用前景十分广阔. 目前，瞬变电磁法已经成为地球物理探测领域内的重要方法之一. 已广泛应用于水利、交通、城建、环保、考古等部门. 成功地解决了大量实际问题[1,2]. 但是应用领域的问题越来越多并且越来越难，发展瞬变电磁法精细探测技术是一次机遇和挑战[3~5]. 本文详细列举了瞬变电磁法各种正反演方法，并对方法进行了回顾和展望.

1 方法概述

20世纪30年代，最先提出利用电流脉冲激发供电偶极形成时域电磁场的是美国科学家，当时利用不同电导率地层界面电磁波的反射与地震反射波信号的相似性，进行了大量的实验和比较. 最早提瞬变电磁法工作方法的前苏联科学家，当时采用的是远区工作模式[7,8]. 到了20世纪50～60年代，前苏联科学家成功地完成了瞬变电磁法的一维正、反演，建立了瞬变电磁法的解释理论和野外工作方法之后，瞬变电磁法才开始进入实用阶段. 20世纪60年代以后，当意识到时间域电磁测深法可以利用远远小于期望探测深度的收发距时，该方法有了一个快速发展. 随之，“短偏移”、“晚期”、“近区”、等技术研究迅速发展起来. 美国等西方国家在20世纪70～80年代之间，短偏移法一直处于研究和试验阶段，未被广泛运用，而长偏移法已得到了应用，特别是在地热调查和地壳结构的深部调查中. 随后一些专家对瞬变电磁法的一维正反演及方法技术进行了大量研究[9~11]. 20世纪80年代后随着计算机技术的发展，欧美学者在二三维正演模拟技术方面，发表了大量的论文[12~17]. 与此同时，前苏联学者提出电磁波拟地震波的偏移方法，吸取了“偏移成像”的广义概念，在电磁法中确定了正则偏移和解析法偏移两种方法. 80年代末，从激发极化现象理论出发，研究了时间域瞬变电磁法的激电效应特征及影响，解释了瞬变电磁法晚期电磁响应的变号现象，并对三维极化体的瞬变电磁响应特征进行了数值计算.[18~20].

在我国，对瞬变电磁法的研究始于20世纪70年代，朴化荣、曾孝箴等人，他们将脉冲式航电仪用于地质填图和找矿中；方文藻、李貅等将大回线源瞬变电磁测深法广泛用于地热和地下水调查、工程调查和地质灾害调查，又将瞬变电磁法用于大地电磁测深曲线的静校正，取得了良好的效果. 蒋邦远等将瞬变电磁法用于普查勘探良导金属矿，随后又研制出了DCM-1型电磁脉冲瞬变系统；牛之琏等将TEM法用于金属矿勘探上，取得了明鲜的效果，并与智通研究所合作研制并生产了SD-1型智能化瞬变电磁仪，白云仪器厂在此基础上研制了MSD-1，BYF5MSD1瞬变电磁系统；中国地质科学院地球物理地球化学勘察研究所研制了WDC-1，WDC-2瞬变电磁仪器，后又研制了IGGETEM-20瞬变电磁系统；西安强源物探研究所研制了LC，EMRS-1，EMRS-2瞬变电磁仪；北京矿产地质研究所王庆乙教授研制了TEMS-3S瞬变电磁仪器；吉林大学林君教授研制了ATEM-2瞬变电磁仪器，重庆奔腾数控技术研究所研制了WTEM系统；但是目前国内仪器的稳定性，重复性都不如国外仪器好. 国内主要的进口仪器有加拿大GEONICS公司生产的PROTEM系统（PROTEM-37，47，57，67）；PHOENIX公司生产的V6，V8系统；美国ZONGE公司生产的GDP-32系统等.

以前，瞬变电磁法只局限于金属矿勘探，1992年以后随着仪器的智能化与数字化，瞬变电磁法开始步入工程、环境、灾害地质调查中，如探测地下采空区，陷落柱等煤田灾害，划分地下断层、寻找地下水，金属矿产勘探、石油、煤炭等非金属矿产调查、工程场地地质勘察、隧道超前地质预报等领域. 取得了良好的效果.

瞬变电磁法以其独特的优点广泛用于资源勘探和工程勘察中. 但针对一些具体的精细探测问题如：高速公路和铁路建设中的隧道超前地质预报精细探测，大型重要古墓的墓室结构精细探测，大型水坝隐患精细探测等，常用的瞬变电磁法的分辨率受到限制，探测效果受到影响. 从目前看，在理论研究、仪器研制方面处于初级阶段. 虽已解决了一维正反演问题，但在二、三维的研究成果还未达到应用程度.

传统的瞬变电磁探测方法对地下目标体的评价精度低，一般采用二次衰减曲线和由此算得和的视电阻率值及视纵向电导值作为解释参数，用一维的计算公式得到深度—视电阻率，或者深度—视电导率二维断面图来进行解释. 多数仍处于定性和“看图识字”的阶段. 对瞬变电磁法测深资料定量解释还局限于单点一维反演，很多情况下是靠解释人员的工作经验及地质先验知识来对测深结果做出判断，人为性较大.

随着探测分辨率和精度要求的提高，在原有解释方法理论基础上对正反演问题做更深入地研究，探索新的反演理论并将其进行系统化，建立系统的TEM解释正反演理论，同时使瞬变电磁法的解释

维普资讯 http://www.cqvip.com

向三维方向迈进，使这一方法能更好地解决一些高难的精细探测问题. 当然，加强仪器研制，观测方式的改进，微信号拾取方法研究等方面也要加强.

2　正演问题研究

正问题是根据给定的地球模型求解地球物理电磁场理解值，反问题是根据实际测量的地球物理电磁场数据定性或者定量解释出地球内部的结构的过程.

2.1　一维正演问题

对瞬变电磁法一维情况下的正演计算大多采用先在频率域进行讨论，得到层状介质下的电磁响应表达式，然后把讨论结果转换到时间域来. 从频率域到时间域响应的转换，可以采用的方法有：GAVER-STEHFEST 逆拉氏变换方法、延迟谱方法、线性数字滤波方法、折线化正余弦变换法.

线性数字滤波技术是将汉克尔变换转换成卷积形式，离散化后形成数字滤波器. 滤波器的系数由已知变换对求出[21]. 这一变换主要涉及 Hankel 变换，Hankel 变换方法有两种，一种采用线性数字滤波技术，利用 Hankel 系数反积分方程离散化，并把积分形式变成求和形式.（流程图如图 1）计算精度与系数的个数多少有关系. 另外一种办法是把足够长的积分区间分成两部分，求出贝塞尔函数的两个零点，在各区间内采用高斯积分求积，然后求和，这一算法精度较高，但是效率较低，

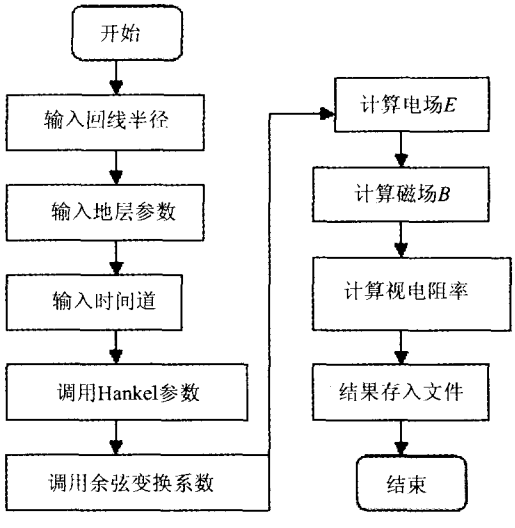


图 1　一维正演数值计算流程图

Fig. 1　Flow chart of 1D forward calcalation

折线化正余弦变换法是利用正余弦函数的导数性质和分部积分法则将积分转换成为对核函数导数的的正余弦变换. 对导数进行差商近似，将积分区间分段，并在每个段内用折线来逼近积分核函数，使核函数的二次导数变成一系列 δ 函数的和. 该算法对缓变函数效果较好.

2.2　二维正演问题

二维数值计算多采用有限差分法进行. 用两个无限长直导线近似作为发送回线源，可用均匀半空间的解析解在 $t>0$ 时刻将源转化为初始条件加入. 从反映电磁场基本规律的麦克斯韦方程组出发，导出时域电场的齐次扩散方程，对所研究的空间区域作差分离散，利用准静态近似处理空中边界，在地-空界面向上延拓一个网格，采用五点差分显式格式，在每一时间步计算网格空间各点的场量，然后进行时间的逐步递推，就能直接模拟电磁波的传播及其与地质体的相互作用过程，使电磁场的时域特性被直接反映出来[22].（流程图如图 2）

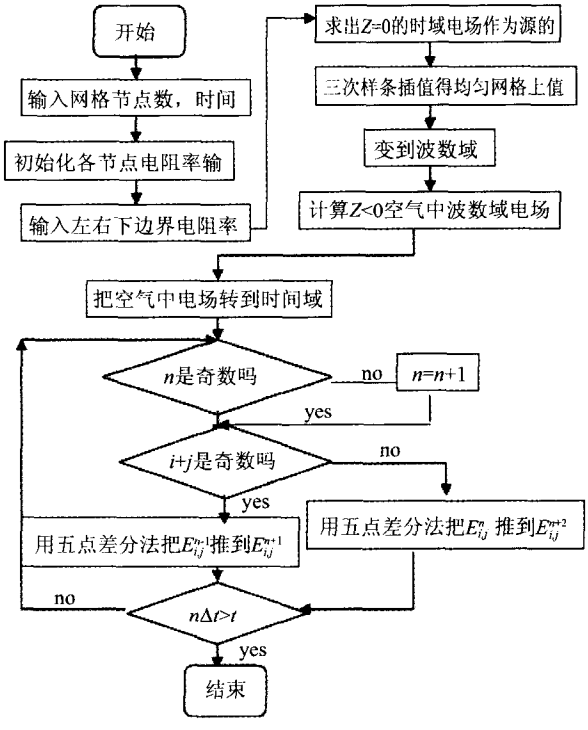


图 2　二维正演有限差分法程序流程图

Fig. 2　Flow chart of 2D farward calculation using the difference method

由于源的处理和边界条件的确定是建立在在水平均匀半空间基础上的，目前的时域微分方程算法尚存在着不足，无法分析 TEM 场对浅异常体的响

维普资讯 http://www.cqvip.com

应;无法有效地分析地形对 TEM 的影响,地形与异常体的相互作用还不甚清楚;由于对源的特殊处理,使得计算结果对浅部地质体的反映不佳.

有限元法对频率域计算比较有利.因为它可以很方便地处理急剧变化的和倾斜的电导率分界面和地形等问题.由于频域电磁勘探中的二维定解问题相对简单,且用有限元法求解十分方便,因此,先在频域中用有限元法求解,然后变换到时间域,是瞬变电磁二维正演的一种有效途径[21].

2.3 2.5维正演问题

2.5维时间域电磁场数值模拟问题是目前国际上尚未妥善解决的计算地球物理疑难问题之一.我国从20世纪80年代开始着手研究2.5维电磁场的数值模拟,采用有限元法对时间域[23]和频率域电磁场的2.5维响应进行正演数值模拟,采用快速松驰算法实现三维源二维地质结构的 CSAMT 数值计算[24],尽管占用计算机资源较大,但是确实给多维反演研究开辟了方向.为避免过于庞杂的三维正演计算量,可以首先在频率域计算电磁场响应值,然后再把计算结果变到时间域采用三角形网格代替传统的矩形网格算法,导出了中心回线瞬变电磁2.5维二次场(纯异常)的有限单元计算公式.

2.4 三维正演问题

3D反演是提高 TEM 资料解释效果的必由之路,3D模型正演又是反演的基础,因此,改进与完善 TEM 法 3D 模型正演,对进一步提高 TEM 资料解释水平和方法的应用效果具有理论和现实意义.目前国内还没有应用较好的3D正演软件.

三维瞬变电磁场正演计算只能用数值方法,主要方法有三类:有限差分法,有限元法和积分方程法.前两种方法要求对所计算的全部区域进行离散化,所占用的计算机容量较大.后者只要对异常区域进行离散化,存贮量大大减小.

积分方程是最早实现3D场模拟的数值算法[19,25,26],因为积分方程法只需要计算小体积异常区的场,不必计算整个区域的场.这一点使积分方程算法在数值计算的早期,比微分方程法具有更大的优越性.但是积分方程法求解要遇到某些更困难的数学问题,仅适合模拟简单模型.在计算比较复杂的模型,如层状大地中的3D异常体时,往往不能用直接时域积分方程求解,而要由频域积分方程的计算结果经傅立叶变换到时域.尽管几乎在所有情况下,电磁场的频率域特性和时间域特性之间可以通过傅氏变换一一对应,然而也有一些情况,除了转换中的计算精度问题以外,两者之间有着很微妙的差别.

要模拟复杂的地质构造,还要依赖于时域微分方程的方法.和积分方程算法不同,在开放域的地球物理问题中,微分方程算法要解决边界条件和源的处理问题.瞬变电磁三维直接时域有限差分法数模拟已经有报道[27].而且还进一步地通过设定等效位移电流,使原适合波动场的时域有限差分算法(FDTD)能够适用于扩散场问题.直接时域算法的引入,展现了电磁场在地下随时间传播的全过程,直接模拟电磁波与地下异常体的相互作用,使 TEM 场的时间特性被直接反映出来,从而给复杂的物理过程描绘出清晰的物理图象.

直接在时间域中求解和从频率域中转换,两者的计算量基本相当,前者精度较高,尤其是晚期,但是计算复杂.后者由于频率域的研究已有很好的基础,所以做起来简便.

也可以按照二维时间域有限差分的思路进行三维有限差分计算[27],即把三维源问题做特殊处理后,作为初始条件加入迭代方程,然后进行计算.

3 反演问题研究

3.1 浮动薄板解释法[28~34]

它是一种根据视纵向电导曲线的特征值直观地划分地层的近似解释方法.因此称为"视纵向电导解释法",也有人把该法形象地称为"浮动薄板解释法".水平薄板模型是瞬变电磁场正演计算中唯一能用初等函数解析表示的地电模型.随着时间的推移,瞬变电磁场向地层深处传播.因此,可将每个瞬间观测到的电磁信号等效为某一"浮动"导电薄层产生的场,从而直接把观测的垂直磁场分量时间导数矩阵转换为电导率—深度值.

根据电磁理论,我们可用一导电平面来代替地下均匀介质,然后用镜像法可以方便地求出空间任一点的感应磁场.可形象地理解为:随时间的增减,等效导电平面以速度 $\frac{1}{\mu_0\sigma}$ 上下"浮动"(σ 为电导率,μ_0 为磁导率).当时间增大时,它逐渐下沉,当时间减小时,它又逐渐"上浮".这样便可以用一块随时间的变化而"沉浮"的"载流"导电平面近似代替回线源中的均匀大地,从而方便的求出地表任一点的异常场.这就是"浮动薄板法"的基本原理.这一方法应用较早.

3.2 烟圈理论解释法[35]

在均匀大地上,敷设输入阶跃电流的回线,当发

维普资讯 http://www.cqvip.com

送回线中电流突然断开时，在下半空间中就要被激励起感应涡流场以维持在断开电流以前存在的磁场，此瞬间的电流集中于地表附近，并按 r^{-4} 规律衰减（r 为中心至观测点的距离）. 随后，面电流开始扩散到下半空间中，在切断电流后的任一晚期时间里，感应涡流呈多个层壳的"环带"形，并形成一系列与发送回线同形状并且向下及向外扩散的"电流环"，通常称之为"烟圈".

大地感应涡流在地表面产生的电磁场可近似地用圆形电流环表示. 这些电流环就像由发射回线吹出的"烟圈"，其半径随着时间增大而扩大，其深度随时间延长而加深. 这就提示我们：当计算均匀半空间的地面瞬变电磁响应时，可以用某一时刻的镜像电流环来代替. 随着时间的延长，涡流场向下及向外扩展. 依据计算的结果，涡流场极大值将沿 47°倾斜锥面扩展，计算均匀半空间的瞬变电磁响应时，可以把"烟圈"看作一系列的二次发送线圈，很容易地计算出在某时刻沿地面测线的响应值，以及在某个测点的响应值随时间变化的规律. 在层状介质中，仍然保持同样的" 烟圈"效应，只是"烟圈"的传播将逐渐局限于导电地层中.

3.3　人机对话自动反演法.

先根据地质资料及定性分析结果，给出初始模型进行正演计算，将正演计算结果用改进的阻尼最小二乘法与实测数据对比拟合. 如果拟合结果不满足要求，就修改模型参数，再进行正演计算，然后再对计算结果对比，如此重复直到满意为至. 为了减少多解性的影响，采用了可行方向法，控制计算参数的变化范围. 以上过程全部在人的控制下由计算机自动完成.

瞬变电磁测深数据拟合问题可以表示为如下的约束条件：

$$\begin{cases} \min\varphi(\boldsymbol{x}) , \\ \underline{x} \leqslant x_i \leqslant \bar{x} , \end{cases} \tag{1}$$

其中 $\varphi(\boldsymbol{x})$ 为目标函数，$\boldsymbol{x}=(x_1,x_2,\cdots x_m)^T$，$\underline{x}$ 为 x_i 的下界，$\bar{x}$ 为 x_i 的上界.

令：

$$x_i^{(1)} = \begin{cases} x_i^{(0)} + \Delta x_i, t \geqslant 1 \\ x_i^{(0)} + t\Delta x_i, t < 1 \end{cases} \tag{2}$$

其中 Δx_i 由下式决定：

$$(\boldsymbol{A}^T\boldsymbol{A} + \alpha\boldsymbol{I})\Delta x = \boldsymbol{A}^T\boldsymbol{B}$$

式中 $\boldsymbol{A}$ 为雅可比矩阵，$\boldsymbol{I}$ 为单位阵，α 为阻尼因子，其中 t 由下式决定：

$$t = \begin{cases} (\bar{x_i} - x_i^{(0)})/\Delta x_i, \Delta x_i > \varepsilon \\ 0, -\varepsilon \leqslant \Delta x_i \leqslant \varepsilon \\ (\underline{x} - x_i^{(0)})/\Delta x_i, \Delta x_i < -\varepsilon \end{cases} \tag{3}$$

其中 ε 为给定小正数.

把满足上述三式的 $x_i^{(1)}$ 作为下次迭代新的初值，如此迭代运算，直到求出 $x_1, x_2, \cdots x_m$ 的最佳值为至.

3.4　人工神经网络反演法

目前传统电磁资料反演方法理论相对来说比较复杂，不易学习掌握；后期数据处理量大，计算复杂，很难进行实时反演. 人工神经网络特别适合处理不确定性和非结构化信息. 地质勘探和开发中的大量信息就是这种信息，同时，它也避开了具体复杂的电磁场计算，只要经过适当的学习训练就能够解决那些复杂的实际问题；而且它还具有学习记忆功能，能够一边工作一边学习，使得瞬变电磁法的反演工作具备了延续性和继承性，便于推广.

人工神经网络是模拟人脑机理和功能的一种新型计算机和人工智能技术，在数据处理中避免了数据分析和建模中的困难，采用拟人化的方法进行处理，特别适合于不确定性和非结构化信息处理，因此在地质勘探中具有重要意义. 人工神经网络反演法，它不要求工作人员有丰富的工作经验，它避开了具体复杂的电磁场计算，只要经过适当的学习训练就能够解决复杂的实际问题，而且还具有学习记忆功能，它一边工作一边学习，使得瞬变电磁法的反演工作具有延续性和继承性. 随着专家系统的不断完善，该方法将有广阔的发展前景.

3.5　成像类反演

由于地震勘探研究相对比较成熟，在 20 世纪 80 年代后期，人们提出了在电磁勘探数据中采用拟地震解释法，进行成像处理. 大地电磁法和瞬变电磁法都取得了一定的进展.

成像类反演主要有两种，一种是时频等效转换方法，即：通过一个经验公式，把 TEM 数据等效转换成平面波场数据[36~38]，借用 MT 数据的拟地震思路，求取反射系数序列进行成像[39]. 另外一种就是波场转换方法[40~44]，并进一步进行拟地震偏移成像[8,45].

在场源激励下，地下介质中产生涡流，在阶跃波断开后，涡流不会立即消失，而是有一个过渡过程，在这个过程中，由地下介质所产生的二次感应场经过了一个由无到有，由小到大，到极大，到衰减，再到

维普资讯 http://www.cqvip.com

无的过程.对于地下某一深度 z,磁场微分量 dB/dt 初始值为零,经过建场,到达极大值,最后衰减到零.某一频率或者某一时间的电磁场分布在地下的任何深度内.从地球物理勘探的角度看,电磁探测深度与仪器的检测灵敏度、地电情况、围岩情况、噪声电平等因素有关.在比较理想的情况下,也可能探测到埋深相当于几倍的趋肤深度(或者扩散深度)的地下地质体,在复杂地质情况下,也可能探测不到埋藏在趋肤深度(或者扩散深度)以内的地质体.但是,总的来说,对于同一介质的同一深度,扩散场的视电阻率与平面波场的视电阻率对此深度地电性结构应该有相同的反映.

在一维近似的情况下,把趋肤深度和扩散深度等效认为是电磁场的探测深度一种从瞬变电磁测深数据向平面波场转换的时间 t 频率 f 对应关系.

$$\frac{210}{f}=t. \tag{4}$$

忽略位移电流以后,低频电磁场满足扩散方程,不能直接对电磁探测数据进行成像,扩散方程中的波数含有一次项,波动方程中的波数含有二次项,两个方程的形式不同.但是,电磁扩散方程与地震波动方程间存在有趣的数学对应形式,从波场到时域场的波场正变换式

$$H_m(t)=\frac{1}{2\sqrt{\pi t^3}}\int_0^{\infty}\tau e^{\frac{-\tau^2}{4t}}U(\tau)d\tau. \tag{5}$$

变换得到的虚拟波场,不仅满足波动方程,而且还类似于地震子波一样,具有传播、反射、透射特征.瞬变电磁场偏移成像问题与地震勘探中的弹性波偏移成像问题有相似之处,但也不完全相同.如果将扩散的瞬变电磁场变换为波场处理,将该波场从地面向地下反向外推进行偏移成像,形成瞬变电磁偏移方法,将对提高瞬变电磁场的分辨率具有重要意义.

虽然变换出来的波场在形式上与地震波场一样都满足波动方程,但是由于两种波场的物理背景不同,它们之间存在一些重要区别,前者是与感应的瞬变电磁衰减曲线相对应的"反射"子波,是虚拟的,而后者是在弹性介质中传播的客观存在的地震子波.另外,虚拟波场在每一介质中的传播速度不仅与本介质的电导率有关,而且还受相邻介质电导率的影响,这与地震波场是不同的.

瞬变电磁法的三维反演问题将是研究的热门.由于计算的复杂性,国内研究较少,国外学者研究相对较多,不断探索更多的反演方法[46~51].国内对时频联合反演进行了研究,并取得初步成果[52].其它不同方法的三维正反演问题也得到了研究[53~57],其研究成果会对瞬变电磁法有所借鉴.但随时着计算技术的不断发展,三维反演问题得到解决,瞬变电磁法的勘探精度会得到很大的提高.

4 研究展望

在理论与应用中,瞬变电磁法已以取得了很大的进展,但是一些焦点问题还没有解决,一些研究还没有真正达到实用化,还需要研究者做更多的突破.在注意发展研究复杂地电条件下二、三维问题正反演的同时,更应注意实际应用效果,发展瞬变电磁测深资料与其它勘探资料的联合反演;投入力量研究瞬变电磁拟地震的偏移成像技术;在回线源非共中心点情况下,对水平分量的正演模拟计算和资料反演都研究的不够.需要加强水平分量资料的观测,及多分量数据的正反演问题研究.瞬变电磁法目前大多停留在一维反演阶段,三维反演则处于方法研究或者特定方式的应用阶段,所以,要实现三维反演的实用化,成果推广化,还需要走一段很长的道路.在三维正演计算中,大多研究场源为电偶极子或者接地长导线形式,对于应用较广的矩形回线源情况,由于其复杂性,正演计算研究相对较少.

另外,对航空瞬变电磁法,海洋瞬变电磁法,井地瞬变电磁法,井下瞬变电磁法的正反演理论与方法的研究还远远不够.只有这些研究有足够多的突破,才有可以推进瞬变电磁法的全面发展,展示该方法最美好的一面.

参 考 文 献 (References):

[1] 胡祥云,杨迪坤,刘少华,胡正旺.环境与工程地球物理的发展趋势[J].地球物理学进展,2006 21(2):598~604.
Hu X Y, Yang D K, Liu S H, Hu Z W. The developing trends of environmental and engineering geophysics[J]. Progress in geophysics, 2006 21(2):(598~604).

[2] 曾昭发,刘四新,刘少华.环境与工程地球物理的新进展[J].地球物理学进展,2004,19(3):486~491.
Zeng Z F, Liu S X, Liu S H. The new progress of environmental and engineering geophysics[J]. Progress in geophysics, 2004,19(3):486~491.

[3] 赵永贵.中国工程地球物理研究的进展与未来[J].地球物理学进展,2002,17(2):305~309.
Zhao Y G. The Present Situation and Future of Engineering Geophysics in China[J]. Progress in geophysics, 2002,17(2):305~309.

[4] 滕吉文.21世纪地球物理学的机遇与挑战[J].地球物理学进展,2003,19(2):208~215.
Teng J W. Opportunity challenge and developing frontiers:

维普资讯 http://www.cqvip.com

geophysics in 21st century[J]. Progress in geophysics, 2003, 19(2):208～215.

[5] 陈运泰，滕吉文，张中杰. 地理物理学的回顾与展望[J]. 地球科学进展，2001，634～642.
Chen Y T, Teng J W, Zhang Z J. Geophysics : The 20th century in retrospect and the 21st sentury in prospect, advance in earth science[J]. Progress in geophysics, 2001, 634～642.

[6] 滕吉文. 当代中国地球物理学向何处去[J]. 地球物理学进展，2006，21(2)：327～339.
Teng J W. Where is the contemporary Geophysics of China going[J]. Progress in geophysics, 2006, 21(2):327～339.

[7] 薛国强. 回线源瞬变电磁法对地成像方法研究[D]. 博士学位论文：西安交通大学，2005.
Xue G Q. The study of loop-source TEM imaging to earth[D]. Xi'an jiao tong university, 2005.

[8] 李貅. 瞬变电磁虚拟波场的三维曲面延拓成像研究[D]. 博士学位论文：西安交通大学生，2005.
Li X. Study of TEM 3D curved surface extend imaging method of wave-field [D]. Xi an jiao tong university, 2005.

[9] McNeill J D, Edwards R N, Levy G M. Approximate Calculation of the transient electromagnetic response from buried conductors in a conductive half-space[J]. Geophysics, 1984, 7: 918～924.

[10] Spies B R. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods[J]. Geophysics, 1989, 54, (7):872～888.

[11] Markku P, Saurabh K V, Sven-Erik Hjelt Inversion of transient electromagnetic profile data using conductive finite plate model Journal of applied[J]. Geophysics , 1998, 38: 181～194.

[12] Zhdanov M S, Li W D. 2D finite-difference time domain electromagnetic migration. In: 67th SEG EM2. 1. 1997, 370～373.

[13] Mgoldman the integral-finite-Diffrence for calculation transient electromagnetic fields in Horizontally stratified medium [J]. Geophysical Prospecting , 1983, 31: 664～686.

[14] Wang T S, Hohmann G W, A finite-diffrence, time-domain solution for three-dimensional electromagnetic modeling[J]. Geophysic, 1993, 58(6): 797～817.

[15] Lee K H. A new approach to modeling the electromagnetic response of conductive medium[J]. Geophysics, 1989, 54 (9): 1180～1192.

[16] Wang T S, Hohmann G W. A finite-difference, time-domain solution for three-dimensional electromagnetic modeling[J]. Geophysics, 1993, 58(6): 797～817.

[17] A new approach to imaging with low frequency electromagnetic field [J]. Geophysics, 1993, 780～796.

[18] 何继善. 电法勘探的发展和展望[J]. 地球物理学报，1997，40 (增刊)，308～316.
He J S. Devel opment and prospect of electrical prospecting method[J]. Chinese Journal of gephysics, 1997, 40 , 308～316.

[19] 殷长春，刘斌 瞬变电磁法三维问题正演及激电效应特征研究[J]. 地球物理学报，1994，37(增刊)，486～492.
Yin C C. The research on the 3D TDEM modeling and IP effect, Chinese Journal of gephysics, 1994, 37, 486～492.

[20] 徐义贤. 电磁学中的某些进展与电磁法的有关问题[J]. 地球物理学进展，1996 ，11 (1)：88～96.
Xu Y X. views on some advances in electromagnetic and EM methods related[J]. Progress in geophysics, 1996 , 11 (1): 88～96.

[21] Anderson W L. Numerical integration of related Hankel transforms of order 0 and 1 by adaptive digital filtering[J] . Geophysics, 1979, 44(10): 1287～1305.

[22] 闫述，陈明生，傅君眉. 瞬变电磁场的直接时域数值分析[J]. 地球物理学报，2002 45(2)：275～284.
Yan S, Chen M S, Fu J M. Direct time-domain numerical analysis of transient electromagnetic fields[J]. Chinese Journal of gephysics, 2002, 45(2): 275～284.

[23] 王华军，罗延钟. 中心回线瞬变电磁法 2.5 维有限单元算法[J]. 地球物理学报，2003，46(6)：855～862.
Wang H J, Luo Y Z. Algorithm of a 2.5 dimensional finte element method for transient electromagnetic with a central loop [J]. Chinese Journal of gephysics, 2003, 46(6): 855～862.

[24] 底青云，王妙月，王若. 有限元法 2.5 维 CSAMT 数值模拟. 地球物理学进展，2004，19(2)：317～324.
Di qingyun, 2.5 D CSAMT modeling with finite element method[J]. Progress in geophysics, 2004, 19(2): 317～324.

[25] 李晓波，朴化荣. 两层大地中三维体的激发极化与电阻率响应的积分方程模拟[J]. 地球物理学报，1988 ，31 (3) ：342～352.
Li X B, Piao H R. Induced polarzation and resistivity modeling of three-dimensional bodies in two-layered earth using integral equation[J]. Chinese Journal of gephysics, 1988, 31 (3) : 342～352.

[26] 张辉，李桐林，董瑞霞. 体积分方程法模拟电偶源三维电磁响应. 地球物理学进展，2006 21(2)：(386～390).
Zhang H, Li T L, Dong R X. Modeling 3-D electromagnetic responses of the electric dipole using volume integral equation method[J]. Progress in geophysics, 2006 21(2): 386～390.

[27] Wang T, Hohmann G W. A finite-difference, time-domain solution for three-dimensional electromagnetic modeling, Geophysics, 1993, 58: 797～809.

[28] Zhdanov M S, Pavlov D A. Analysis and interpretation of anomalous conductivity and magnetic permeability effects in time domain electromagnetic data Part II: S-inversion: J. App[J]. Geophys, 2001, 46: 235～248.

[29] Zhdanov M S, Portniaguine O. Time-domain electromagnetic migration in the solution of inverse problems[J]. Geophys. J. Int., 1997, 131: 293～309.

[30] Tartaras E, Zhdanov M S. Fast S-inversion in the time domain : method of interpretation using the thin sheet approach. 66th Ann. Int. Mtg., Soc. Expl Geophys[J]. Expanded Abstract, 1996, 1306～1309.

[32] Zhdanov M S, Pavlov D A, Ellis R G. Localized S-inversion of time-domain electromagnetic data[J]. Geophysics, 2002,

维普资讯 http://www.cqvip.com

67: 1115～1125.

[33] Efthimios T, Michael S Z, Kazushige W, Akira S. Fast imaging of TDEM data based on S-inversion[J]. Journal of applied geophysics, 2000, 43, 15～32.

[34] Liu G, Asten M. Conductance-depth imaging of airborne TEM data, exploration Geophysics 24 655-662Nabighian. M. M., 1979. Quasi-static transient response of a conducting half-space---an approximate representation[J]. Geophysics, 1993, 44: 1700～1705.

[35] Nabighian M N, Macnae J C. Time domain electromagnetic prospecting methods, in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Vol. 2, Application, Part A, M. N. Nabighian Ed., Soc. Expl[J]. Geophys, 1991.

[36] Raiche A P, Gallagher G R. Apparent resistivity and diffusion velocity[J]. Geophysics, 1985, 50(10): 1628～1633.

[37] 薛国强，李貅，宋建平. 从瞬变电磁测深数据向平面波场数据的等效转换[J]. 地球物理学报，2006，49(5)：1539～1545.
Xue G Q, Li X, Song JP. Equivalent transformation from TEM field sounding data to plane-wave electromagnetic sounding data[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2006, 49(5): 1539～1545.

[38] Ben K S, James C W, Louise P. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic sounding [J]., Geophyisic, 1988, 53(11): 1459～1468.

[39] 郭文波，等. 瞬变电磁快速成像解释系统研究[J]. 地球物理学报. 2005, 48(6): 1400～1405.
Guo W B, *et al*. A study of the interpretation system for TEM tomography[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2005, 48(6): 1400～1405.

[40] 李貅，薛国强，宋建平，郭文波. 从瞬变电磁场到波场的优化算法[J]. 地球物理学报. 2005, 48(5): 1185～1190.
Li X, Xue G Q, Song J P, Guo W B. An optimize method for transient electromagnetic field-wave field [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2005, 48(5): 1185～1190

[41] Gershenson. Simple Interpretation of time domain Electromagnetic Sounding Using Similarities between wave and diffusion propagation[J]. Geophysics, 1997, 62(3): 763～77.

[42] Tae J l, Jung H S, Hee J K, Yoonh S, Ki H L. Electromagnetic travaltime tomograph using approbobility wavefield transform[J]. Geophysics, 2002, 67(3): 67～69.

[43] Lee H K, Xie A. A new approach to imaging with low-frequency electromagnetics[J]. Geophysics, 1993, 58: 780～786.

[44] Lee K H, Liu G, Morrison H F. A new approach to modeling the electromagnetic the response of conductive medium[J]. Geophysics, 1989, 54: 1180～1192.

[45] Lee S, Memechan G A. Phase-field imaging: The electromagnetic equivalent of seismic migration[J]. Geophysics, 1987, 52(5): 678～693.

[46] Seunghee Lee, George A. McMechan, and Carlos L. V. Aiken. Phase-field imaging: The electromagnetic equivalent of seismic migration[J]. Geophysics. 1987, 52(5): 679～693.

[47] Commer M, Newman G A. A parallel finite-difference approach for three-dimensional transient electromagnetic modeling with non-causal sources: Geophysics [J]. In Press, 2004,.

[48] Haber E, Oldenburg D. Inversion of 3D time domain electromagnetic data using an all-at-once approach: Expanded Abstracts, Soc. Expl. Geophys. 72nd Annual Meeting, Salt Lake City, Utah. 2002.

[49] Newman G A, Alumbaugh D L. Three-dimensional massively parallel electromagnetic inversion - I[J]. Theory: Grophys. J. Int., 1997, 128: 345～354.

[50] Nekut A G. Direct inversion of time-domain electromagnetic data[J]. Geophysics, 1987, 52: 1431～1435.

[51] Wang T, Oristaglio M, Tripp A, Hohmann G W. Inversion of diffusive transient electromagnetic data by a conjugate gradient method[J]. Radio Science, 1994, 29: 1143～1156.

[52] 闫 述，陈明生. 瞬变电磁场资料的联合时-频分析解释[J]. 地球物理学报，2005, 48(1): 203～208.
Yan S, Chen M S. Interpretation of transient electromagnetic field data using joint time-frequency analysis [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2005, 48(1): 203～208.

[53] 殷长春，朴化荣. 三维电阻率模拟技术及其在频率测深法中应用[J]. 地球物理学报，1994，37 (9)：820～827.
Yin C C, Piao H R. Three-dimensional elestromagnetic modelling and its application in frequency-domain electromagnetic sounding methods[J]. Chinese Journal of Geophysics, 1994, 37 (9): 820～827.

[54] 魏宝君，张庚骥. 三维井间电磁场的正反演计算[J]. 地球物理学报，2002, 45(5): 735～743.
Wei B J, Zhang G J. Forward modelling and inversion of 3-D cross-hole electromagnetic fields[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2002, 45(5): 735～743.

[55] 阮百尧，熊彬. 电导率连续变化的三维电阻率测深有限元模拟[J]. 地球物理学报，2002，45(1)：131～138.
Ruan B Y, Xiong B. A finigte element modeling of three-dimensional resistivity sounding with continuous conductivity [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2002, 45(1): 131～138.

[56] 沈金松. 用交错网格有限差分法计算三维频率域电磁响应[J]. 地球物理学报，2003，46(2)：281～289.
Shen J S. Modeling of 3-D electromagnetic responses in frequency domain by using staggered-grid finite diference method[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2003, 46(2): 281～289.