

第一章 绪论

1.1. 研究目的与意义

大地电磁测深(简称 MT)勘探方法是由前苏联学者 Tikhonov [1] (1950)和法国科学家 Cagniard [2] (1953)于 20 世纪 50 年代提出来的,它采用天然交变电磁场来获取地球介质的电性构造。由于大地电磁测深方法采用的是天然场源,因而具有很大的探测深度和分辨能力,已成为地壳与上地幔深部构造的强有力研究工具。最近二十年是大地电磁测深事业蓬勃发展的时期,除了在方法理论方面更趋成熟,仪器设备更先进,数据处理和反演解释技术更加完善外,在深部构造、油气探查、地震预报、地热、煤田探测、固体矿产深部找矿、水文、环境地质及海洋地质调查等应用领域得到了广泛应用,取得了丰硕的成果 [3]。

随着大地电磁仪器硬件系统性能的提高,设计思路的完善,特别是将 GPS 应用到采集信号的时间同步上,从而使远参考技术从设想变为现实,大大改善了大地电磁野外数据的采集质量[4]。在资料处理解释方面,Robust 统计方法[5]的引入,一维和二维反演方法的完善与成熟,三维正反演方法的开发,均使得大地电磁资料解释精度不断提高[6]。

但大地电磁测深勘探方法仍有诸多问题需要解决,如静态效应的改正问题、反演过程中的多解性问题等,特别是在实际的大地电磁勘

探中碰到的地质情况千差万别,相当复杂,并不像理论研究时假设的条件那样简单规范,这样理论假设条件(如一维地电模型、二维地电)与实际地质情况不完全相符,使解释结果产生偏差,甚至是错误。对于大地电磁测深勘探方法中存在的问题,虽然国内外学者进行了大量的研究工作,有些问题仍然没有从根本上解决,但它们在实际的资料处理解释中是无法回避的,处理解释人员总要采取不同的措施解决这些问题,因不同解释人员采用的方法不同,这就出现对相同的原始数据采用相同的反演软件,可能得出不同的反演结果,更不要说进一步的地质推断。因此,目前如何尽最大可能有效地减弱各种影响,显得十分有意义和实用。本书讨论的联合倾子响应的大地电磁正反演方法则是在这方面的尝试。

倾子响应是大地电磁正反演技术逐步成熟时提出的一种判别异常体的参数量,自从大地电磁测深方法的提出以来,目前很多学者作了研究,并在地质资源勘查、隧道工程和地质构造方面得到了广泛的应用。研究大地电磁的学者都知道野外实测的数据中有二十多个参数可以参与正反演计算进行分析研究,众多参数的反映能力都有他们的特长,比如倾子响应可以很好的分析地质断面的电性不均匀性,垂向分辨率较高,有人利用多种信息进行联合解释,结合已广泛应用的视电阻率和阻抗相位参数,可以更加有效的解决大地电磁资料的解释。

倾子响应具有的优点从它的计算公式就可以反映出来,使用倾子资料参与反演可以充分地提高地质模型的可靠性。同时通过联合倾子资料参与反演解释,一方面能降低反演多解性的影响,提高反演效果;

另一方面通过倾子响应资料的联合反演处理后,能在一定程度上剔除地形和静位移的影响,从而提高大地电磁测深勘探的纵横向分辨能力。

鉴于此,本书开展“联合倾子响应的大地电磁二维正反演研究及其应用”是非常必要的,在减少反演解释的多解性与提高定性定量解释精度方面具有重要的现实意义和理论意义。

1.2. MT 正反演研究现状

1.2.1. 正演模拟研究现状

大地电磁正演问题求解与其它地球物理方法的正演问题类似,不外乎有物理模拟和数值模拟两种方法,但物理模拟对制作者要求较高并且复杂模型的模拟难以解决,而伴随着计算机的快速发展,大数据量的存储和大型线性方程组的求解已成为可能,所以数值模拟对于复杂模型更容易实现且模拟精度较高。考虑到正演模拟是反演成像软件必不可少的部分,所以现在很多科研院所都倾向于做数值模拟,以免浪费较大的人力物力和财力去开展物理模拟。数值模拟方法当中有有限单元法、有限差分法和积分方程法,前两者经常用于二维数值模拟,后者主要用在三维数值模拟。本书只涉及二维,故而选择了前两种方法中的有限单元法进行大地电磁倾子响应模拟。

有限单元法,也称之为有限元法(Finite Element Method),是一种求解场的变分问题的一种数值模拟近似方法。通过把方程组转换为变分方程,然后将被积分区域离散化,即按照一定的规律和需要响应的

异常体的精度进行网度划分;然后在小区域内的区间进行被积元素的插值(比如,线性插值或者样条插值,插值函数也可以是一次项或者二次项),然后通过方程组化简,得到大型的稀疏方程组进行矩阵的计算,最后就通过计算机算出其各个点位场值,这样就可以分析异常体场源条件下的场值空间分布,然后通过其场值算出各种参数进行绘制拟断面图进行解释和分析[7]。

国内外数值模拟技术都是从上世纪七八十年代开始,最早有限单元法用在力学当中。国外:1971年 Coggon [8]学者把它引用到了电磁法正演当中,并成功计算出了几个简单模型的数值结果,但结果不够理想,其原因是他没有对网格剖分做细致研究,对计算精度也没有进行评价,且模拟结果很不稳定。1976年 William 等[9]采实现了通用的矩形网格剖分,对网格的剖分技术也有了较大提升,使得程序稳定并能够实现比以前更复杂模型的计算。1977年 Rijo [10] (1977)利用其它学科当中的有限元通用剖分方法实现了大地电磁二维数值模拟的精度,并通过代码简化和程序优化使得计算响应速度得到了很好的进步。1987年 Wannamaker 等[11] (1987)人优化了了网格剖分,给地球物理届带来了经典的 PW2D 程序,随后 1999年 Zyserman 等 [12];根据大地电磁响应公式优化了响应时的边界条件,2004年 Franke 等[13] (2004)人利用非结构化网格剖分方法,目前有人利用自适应算法适应异常体,通过这些年的努力,使得大地电磁二维数值模拟精度大大提高。国内:80年代初,1981和1982年陈乐寿等[14] [15]和1982、1984年胡建德等[16] [17]利用有限单元法进行了数值模拟

来实现了大地电磁的二维数值解；随后已故计算地球物理学家徐世浙先生[4] [18] [19] [20] (1983年至1996年)详细阐述的有限单元法在地球物理正演模拟的理论和方法,并在重磁电震地热等场的数值解计算中进行了深入的分析,统一了网格剖分方法,使得正演计算中有限单元法有章可循,对后续的研究具有启示意义;1999和2000年在陈小斌博士[21] [22]把有限元直接迭代算法引入大地电磁正演当中,取得了不错的计算效果,编写的Mtpnioor正反演软件已经达到实用阶段;2007年刘小军等[23]实现了有限单元法计算大地电磁二维正演问题二次场场值的计算。近几年也有相当多的学者,如:张昆[24] (2008)、柳建新[25] (2009)、童孝忠[26] (2009)、许建荣[27] (2010)、冯德山[28] (2013),都对大地电磁二维有限元正演计算进行了相关研究。

对大地电磁倾子响应的正演研究相对较少,主要有:余年等[29] (2007)利用倾子和视倾子分析了断裂构造;童孝忠等[30] (2011)利用有限单元法模拟了二维MT的倾子响应;吴頔等[31] (2012)通过有限单元为正演工具,分析了倾子响应对异常体的分辨能力及影响因素。

1.2.2. 反演成像研究现状

目前,大地电磁测深的反演成像仍然是很难的问题,源于以下原因:

1) 反演结果存在多解性。引起大地电磁反演多解性的原因主要有两方面[32]: ①场源的等效性,如S等值性,当S保持不变时,电阻率和厚度的变化对观测曲线没有影响; ②观测资料的局限性,如噪

声的干扰、模型中存在不灵敏参数等。

2) 数据与模型之间存在高度非线性。在大地电磁反演成像问题中,数据与模型之间是高度非线性的。目前采用的反演算法一类是非线性反演方法[33] [34] [35] [36],如遗传算法、模拟退火法、粒子群优化算法,贝叶斯统计法等,属于全局优化方法,其反演计算工作量大、效率低,不适于多维度的大地电磁反演成像问题;另一类拟线性化反演方法[37] [38] [39] [40],如最速下降法、共轭梯度法、拟牛顿法等,将反演问题局部近似为一个线性问题,其优点是收敛速度较快,但不足之处在于迭代结果严重依赖于初始模型参数的选取,容易陷入局部极值的陷阱,很难捕获到令人满意的全局最优解。

3) 计算量和数据量非常庞大。近年来,随着资源、能源需求的增大,大地电磁勘探工作向进一步的深度和广度发展,这使得反演处理的数据量越来越大,一般的计算机已经不能满足反演计算的需求;高维反演计算中,正演和偏导数矩阵的计算需要大量的计算时间,传统的单机运算速度让人难以接受,例如,在大地电磁三维反演中,即使采用目前速度相对较快的 RRI 反演,也难以满足研究和生产的需要,对于 147 个测点、17 个频点的三维数据在微机上进行 RRI 反演,运行时间为 9 小时[41]。大数据量的反演计算不仅增加了计算开销,更重要的是各种反演方法失去了实用价值。

4) 大地电磁的观测资料中存在静位移畸变。在大地电磁的实际勘探工作中,当地表存在电性局部异常体时,会存在静位移畸变,从而使得观测曲线的低频部分仍包含着地表或浅部的强烈影响。这时,

视电阻率随频率的变化与电阻率随深度的变化之间,没有简单的对应关系,若不对观测资料做任何校正,直接进行反演解释,其所得结果将偏离实际构造,严重时甚至与实际构造不符[42] [43]。另外,如果静位移畸变校正不当,也会使后续的定量反演解释结果得出错误的地质推断。

大地电磁测深的反演解释就是根据地表处观测到的大地电磁响应数据,如:视电阻率、阻抗相位、倾子相应等,采用一定的优化反演方法拟合出与大地电磁响应数据吻合的地球电性结构[44]。反演问题的核心是将其转化为数学问题,也就是最优化问题。在大地电磁反演中解释中,国外学者开始的较早,1987年就有 Constable 等[45]人提出了一维地电模型的 OCCAM 反演方法,它是探寻极小可能地电构造意义下拟合观测数据的模型,同时也压制冗余构造;接着他对二维问题进行了同样方法的反演研究,但要求粗糙度最小化的问题,使得反演结果对断层、岩性接触面分辨不是很清晰,但他很稳定,目前应用较为成熟。在 OCCAM 反演计算过程中,针对 TM 极化模式数据对电性结构的变化较 TE 极化模式数据更为敏感的规律,且 TM 极化模式数据的反演结果较 TE 极化模式甚至 TE&TM 极化模式的反演结果具有更高的横向分辨能力,1991年 Smith 等[46]改进并提出了快速松弛(RRI)二、三维反演计算方法;随后,1996年 Rodi 等[47]将非线性共轭梯度算法(NLCG)引入了大地电磁测深的二维最优化反演求解过程当中,突破了线性反演的瓶颈,使得偏导数矩阵的计算也较为便捷;1993年 Uchida [48]把贝叶斯信息标准(ABIC)引入到常规的大

地电磁二维反演(如 OCCAM)计算中,并同时寻找使数据偏差及模拟粗糙度达到极值;2000年 Siripunvaraporn 等[49] (2000)对 OCCAM 反演算法进行了改进,进而提出了 REBOCC (Reduced Basis OCCAM) 大地电磁反演算法,其创新之处在于引用模型的协方差矩阵到反演计算中,从而将大地电磁反演问题从 M 维的模型空间变成 N 维的数据空间,考虑到 $N \ll M$,进一步缩短了反演计算时间。2004年 deGroot-Hedlin 等[50]进一步对 OCCAM 反演算法进行改进,在反演正则化矩阵中构建另一种模型粗糙度矩阵, SBI (Sharp Boundary Inversion)法被推广,这种方法的优点是准确,但需要先验信息构建初始模型,把不同深度的电导率和深度信息糅合在反演初始模型中;2007年 Taeyoung Ha 等[51]人把地震的反演方法引进大地电磁中,选取的优化方法是最速下降法,偏导数矩阵在这种反演中不需要计算了。2008年 Seong 等[52]采用最小二乘光滑约束算法,并利用 ACB (active constraint balancing)方法求取正则化因子,建立了起伏地形条件下的大地电磁二维反演计算。

国内,许多地球物理界学者也尝试着改进并提出了一些大地电磁反演方法。严良俊等[53]首次将二次函数逼近非线性优化算法应用到大地电磁测深反演计算中,该反演方法利用二次函数具有唯一最小值的特点来逼近大地电磁反演模型,从而避免了传统的迭代反演过程中陷入局部极小问题,实现了对目标函数求全局极小值,很好的避免了非唯一性问题;柳建新等[54]建立基于了实数编码遗传方法的大地电磁二维正则化反演算法,该方法不需计算偏导数矩阵,并减少了大地

电磁二维反演解释的多解性；戴世坤等[55]建立了大地电磁二、三维的连续介质快速反演计算方法，该算法计算工作量小、收敛速度快。近年来也有相当多的地球物理同仁，如：吴小平等[56] (1994)、阮百尧等[57] (1998)、张大海等[58] (2001)、刘小军等[59] [60] (2007)、张罗磊等[61] [62] (2009、2010)，都在积极的完善着大地电磁二维资料处理的定量反演方法。

对于倾子响应的大地电磁反演研究相对较少，主要有：于鹏等[63] (2008)利用倾子响应资料揭示了上海奉城-浙江湖州长周期 MT 剖面的深部电性结构，推断出湖州-苏州断裂西侧存在壳内高导层；林昌洪等[64] (2011)建立了倾子响应的三维共轭梯度反演研究，该反演算法可用于对大地电磁测深和地磁测深(地震地磁台站进行的三分量地磁观测)所整理出的倾子响应资料进行三维定量反演，获得地下三维模型的电阻率结构，但仅仅凭倾子响应进行大地电磁反演计算的合理性有待进一步验证；余年[65] (2012)在 OCCAM 反演理论上，实现了二维倾子资料联合反演算法，最后将倾子和视倾子应用到深部构造研究和浅部工程勘探中；董浩等[66] (2012)利用大地电磁的 TM 极化模式数据(视阻率和阻抗相位)和倾子响应数据(包括倾子实部、虚部和振幅)分析了复杂电性结构问题的适应性研究。

1.2.3. 联合反演研究现状

联合反演是综合地球物理重要的定量解释工具。所谓联合反演就是在地球物理反演时，联合应用多种地球物理观测数据，通过反演地

质体的岩石物性和几何参数来求得同一个地下地质和地球物理模型。在重、磁、电、震多参数联合反演方面，自从 Vozoff 和 Jupp [67] 于 1975 年利用迭代二阶马奎特阻尼最小二乘法，联合反演了直流电测深(DC)和大地电磁测深(MT)资料以来，联合反演方法经历了 80 年代的尝试和 90 年代的迅速发展，相继提出了不同形式的重、磁联合反演，重、震联合反演，震、电联合反演以及各种地震方法之间的联合优化反演和时间域与频率域电磁法方法之间的联合优化反演等，均取得了一定的效果，特别是井约束剖面地震波阻抗反演和地震构造约束重力反演取得了公认的效果，证明了联合反演方法比单一地球物理方法有更高的分辨力，能较好地缓解反演的非唯一性问题。

目前，有关电磁法数据的联合反演问题，国内外许多地球物理学者都进行大量的探索，取得了一定的研究成果。在国外，Meju [68] 进行了 TEM 和 MT 数据的联合反演研究，并利用 TEM 数据作为约束条件代替 MT 数据处理中的静位移校正过程；Sasaki [69] 研究了二维 MT 和偶极-偶极电阻率数据的联合反演，二维正演均使用了有限单元法；Candansayar 等[70]实现了二维模型下 RMT 与 DC 数据的联合反演；Arnason 等[71]开展了 TEM 与 MT 实测数据的一维联合反演，并在冰岛取得了不错的研究成果；Abubakar 等[72]通过构制一种新的目标函数实现了 MT 和 CSEM 数据的联合反演；Commer 和 Newman [73]研究了三维 MT 与 CSEM 数据的联合反演算法。在国内，探索电磁法数据联合反演的主要有：杨辉等[74]提出了大地电磁与地震资料仿真退火约束反演，此方法不用求目标函数的偏导数以及解大型矩阵

方程组，避免了线性化反演方法结果依赖于初始模型参数的选取；于鹏等[75]、陈晓等[76]也进一步探讨了 MT 与地震资料的联合反演；杨云见等[77]讨论了 AMT、TEM 和 VES 的响应特征以及联合反演可行性。

本书开展的反演研究是基于地球物理相同参数的联合反演，这就意味着反演的模型参数完全相同。国内外已有关于相同物性参数联合反演的文献报道，且研究成果能减小单一方法反演的多解性，这为本书的研究提供了重要的理论依据。因此，联合倾子响应的大地电磁联合反演的实施不仅具有重要的科学意义和理论价值，而且对于大地电磁法在资源勘探界的推广应用具有重要的现实意义。

1.3. 本书章节安排和主要研究工作

本书的研究工作紧追大地电磁测深资料处理与反演解释的前沿，内容涉及了大地电磁测深正演模拟和反演成像两部分。第一部分主要研究了基于倾子响应的大地电磁有限元正演模拟，第二部分主要研究了联合倾子响应的大地电磁快速反演成像。

全书共分为六章，围绕关于联合倾子响应的大地电磁二维正反演问题展开研究工作：

第一章重点阐述了开展联合倾子响应的研究目的和意义，并梳理了大地电磁正反演的发展概况和研究现状，为接下来的工作奠定了研究基础和确定了研究方向。

第二章从电磁场所满足的麦克斯韦方程组出发,以有限单元法为数值模拟手段,建立了基于倾子响应的大地电磁二维有限元正演模拟算法,并讨论了 SSOR-BICGSTAB 迭代法求解有限元形成的大型稀疏复系数方程组。

第三章验证了基于倾子响应的大地电磁有限元模拟算法的正确性,并通过对典型二维地电模型进行倾子响应的正演计算,总结并分析了倾子响应的异常规律及影响特点,同时也说明倾子响应能很好的定性判别不均匀体的横向不均匀性。

第四章从最小二乘光滑约束反演算法为基础,分析了偏导数矩阵求解、反演线性方程组的迭代解法以及正则化因子的选择等问题,建立了联合倾子响应的大地电磁二维反演成像算法。

第五章将典型地电模型的正演合成数据进行优化反演计算,验证了联合倾子响应的大地电磁二维反演算法的有效性和稳定性。

第六章通过对实测的大地电磁数据(V5-2000)进行了分析与处理,分别从定性处理与定量反演解释两方面讨论了倾子响应的实用性。

第七章对全书进行了全面梳理,分析总结本书的主要研究成果以及存在的一些问题,并对下一步需要开展的研究工作提出了具体建议。