

可控源音频大地电磁数据 正反演及方法应用

底青云 王若 等著

Controlled Source Audio-frequency MagnetoTellurics



科学出版社

www.sciencep.com

可控源音频大地电磁数据 正反演及方法应用

底青云 王 若 等著

科 学 出 版 社

北 京

内 容 简 介

本书系统地阐述了可控源音频大地电磁(CSAMT)方法的基本原理,阐述了一维、二维、2.5维、三维正反演的理论基础及方法技术,给出了国内外在该领域的最新研究成果及新的研究热点和研究方向。本书也提供了该方法在石油、冷热水、矿产资源、采煤、隧道工程等方面的应用研究实例,同时介绍了作者在该领域理论方法研究和实例应用研究方面的重要成果。

本书可供大中专院校的师生、科研单位的研究人员以及相关部门的工作人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

可控源音频大地电磁数据正反演及方法应用 / 底青云,王若等著. —北京:科学出版社,2008

ISBN 978-7-03-021160-6

I. 可… II. ①底…②王… III. ①大地电磁法②电测深法勘探
IV. P631.3

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 030906 号

责任编辑:韩 鹏 / 责任校对:宋玲玲

责任印制:钱玉芬 / 封面设计:王 浩

版权所有,违者必究。未经本社许可,数字图书馆不得使用

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

新蕾印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2008年4月第 一 版 开本:B5(720×1000)

2008年4月第一次印刷 印张:12 1/2 插页:8

印数:1—1 300 字数:242 000

定价:65.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换<明辉>)

目 录

绪论	1
参考文献	6
第一章 CSAMT 法理论基础	9
第一节 电磁场的理论公式	9
一、真空中的麦克斯韦方程组	9
二、电磁场对介质的作用	10
三、均匀介质中的麦克斯韦方程及波动方程	10
四、均匀半空间地面水平电偶极子源的电磁场	12
五、均匀分层介质时的波场公式	15
第二节 视电阻率公式	16
第三节 视相位公式	18
第四节 关于收发距 r 及频率 f 范围的选择	18
一、场的建立和传播	19
二、波场区的划分	19
三、关于 r 和 f 对场强及视电阻率的影响	22
第五节 关于近场校正方法	24
第六节 关于趋肤深度的概念	26
第七节 关于静态校正的问题	27
一、空间一维滤波法	28
二、二维正演模拟法	28
三、曲线平移法	29
第八节 关于 TE 测量方式与 TM 测量方式	29
第九节 关于假极值问题	30
参考文献	31
第二章 CSAMT 一维正反演方法研究	33
第一节 一维 CSAMT 正演技术	33
一、各向同性水平层状大地上电偶源形成的谐变场	33
二、模型实例	36

第二节 一维 CSAMT 反演技术	37
一、水平层状地层 CSAMT 资料的直接反演	38
二、网格参数法 CSAMT 资料一维直接反演	39
参考文献	48
第三章 有源电磁波二维正反演研究	50
第一节 正演方法研究	50
一、用变分方法推导有限元方程	50
二、用伽里金方法推导有限元方程	57
三、几个问题的探讨	60
四、正演模拟结果	62
第二节 二维无限长线源大地电磁法的反演	65
参考文献	72
第四章 2.5 维 CSAMT 正、反演方法研究	74
第一节 2.5 维电磁波场的有限元方程	75
第二节 正演数值模拟	77
第三节 2.5 维数值反演	79
一、方法原理	79
二、方法可靠性检验	82
三、复杂介质数值反演实例	83
四、讨论	84
参考文献	84
第五章 三维正反演方法研究	86
第一节 概述	86
第二节 三维正演方法	87
一、三维有源电磁场微分方程	87
二、三维有源电磁场微分方程的解	91
第三节 三维反演偏导数矩阵求取	103
一、概述	103
二、求三维反演偏导数矩阵的微分方程法	103
三、求三维反演偏导数矩阵的解析解方法	105
四、求三维反演偏导数矩阵的伴随函数法	105
五、求三维反演偏导数矩阵的积分方程法	106
六、求三维反演偏导数矩阵的迭代法	109
第四节 目标函数和正则化方法	110

一、概述	110
二、目标函数	110
三、正则化	111
第五节 三维电性结构反演	111
第六节 全局积分方程解和局部差分(微分)方程解耦合的三维有源电磁波 正演模拟和非线性反演	113
一、概述	113
二、电磁场方程	113
三、非线性 EM 反演	115
四、应用	119
第七节 三维有限元有源电磁波正演模拟和 nonlinear 反演	120
一、概述	120
二、三维 EM 有源扩散方程有限元正演	120
三、三维有源 EM 扩散场有限元正演数值模拟	128
四、带地形的三维 MT 正演算法	130
五、三维 EM 有源扩散方程有限元反演	130
参考文献	132
第六章 CSAMT 拟地震处理探讨	134
第一节 MT 资料的伪脉冲响应拟地震处理	134
第二节 偏移处理方法	143
第三节 CSAMT 资料从扩散信号到等价的波动信号的转换	149
一、概述	149
二、CSAMT 扩散信号到等价的波动信号的转换方法	149
三、扩散信号对应波动场的频率域表示	153
参考文献	155
第七章 CSAMT 野外工作方法和应用效果	157
第一节 CSAMT 野外工作方法	157
一、观测区域的选择及测线布置	157
二、收发距 r 、发射偶极 AB 、测量极距 MN 的选择	159
三、频率段的选择	162
四、提高观测质量的措施	162
五、资料处理及异常推断解释	165
第二节 CSAMT 法应用效果	166
一、CSAMT 法对煤田开采水隐患应用评价	166

二、CSAMT 探测金属矿及采矿灾害预测中的应用	168
三、CSAMT 法在地下冷、热水探测中的应用	172
四、CSAMT 法在深埋长隧洞围岩介质勘查中的应用研究	177
五、CSAMT 法直接探测石油天然气	185
参考文献	186
附录 并行机模拟和反演计算	188

绪 论

可控源音频大地电磁法(controlled source audio-frequency magnetotelluric, CSAMT)是在大地电磁测深法(magnetotelluric, MT)的基础上发展起来的一种人工源电磁测深法。

MT可追溯到20世纪50年代初和20世纪40年代末,是由原苏联学者 A. H. Тихонов 和法国学者 L. Cagniard 提出来的一种天然场源电磁法^[1~4]。它在地壳、上地幔电性结构研究中有相当大的优势,目前除了地震方法可以探测此深度范围内的弹性结构以外,MT是唯一的一种能探测此深度范围内电性结构的手段。例如可用 MT 研究青藏高原的电性结构^[5],这对于青藏高原隆升机制及其动力学的研究具有重要的意义。

MT不仅可以研究地壳上地幔的电性结构,而且还可用于石油、天然气、金属矿、水资源等地下资源深度范围内电性构造格局的研究,可为上述资源普查和远景成矿带预测提供电性构造格局依据^[6]。

MT利用电离层场源激发的电磁波作为探地的入射信号,不需要庞大的发射源设备,只需采用比较轻便的接收设备,就可以在任何能够到达的陆地地表进行野外观测资料采集。此外当电离层激发的电磁波传到地面时,电磁波信号已近似为平面波,可按平面波入射理论进行资料处理和解释,因此 MT 的资料采集、处理解释技术相对比较方便,发展比较成熟。但它的致命弱点是入射信号的强度比较弱,易受工业干扰和天体干扰的影响,其可靠性受到限制。也是因为信号比较弱,采集信号时需要较多的叠加次数,特别是当探测深度较深时,需要采用较低的频率,为了取得可以分辨的信号,需要的叠加时间很长,限制了在地面上密集的阵列式采集的可能性,因此 MT 的横向分辨率受到较大的限制,使得 MT 很难用于电性结构的详查^[2,6~8]。

为了压制工业和天体电性干扰,开发电性结构详查技术以满足实际需求,人们期待人工源电磁测深法问世。一种被称为可控源音频大地电磁测深法的技术应运而生。该方法最早是由加拿大多伦多大学的 D. W. Strangway 教授和他的研究生 Myron Goldstein 于 1971 年提出的,他们的研究成果于 1975 年正式发表^[9]。K. L. Zonge 等将其形成了测量方法^[10],1991 年公布了他们的 CSAMT 理论及测量方法的细节^[11]。该方法有一个信号强度和频率可以人工控制的源,频率范围在 $2^{-2} \sim 2^{13}$ Hz。改变频率可以改变探测的深度,频率越低探测深度越深。由于 CSAMT 源的强度相对于电离层天然场源的强度明显增强,得到观测所需的信号强度,叠加次

数可明显减少,因此加快了观测时间,使得可以采用多道资料采集设备,提高了资料采集的效率,可使资料采集的点距明显缩小。这一方法的问世为从几十米到1~2km深度范围内电性结构探测从普查走向详查增加了可能性。

CSAMT从20世纪70年代中期正式问世到20世纪80年代中期,结合油气、地热等资源探测,已经完成了实验和应用性研究^[10~15]①②③。实验和应用结果肯定了CSAMT相对于MT信号强的优越性,取得了一批油气、地热资源电性结构勘探的应用性成果,CSAMT作为所测深度范围内电性结构的普查手段是成功的。

和任何一种勘探手段都有一个逐步完善的过程一样,CSAMT方法的优越性的充分发挥正在经历着这样一个过程,至今,这一过程正在继续。一方面CSAMT有一个功率很大的人工源,它可以发射比MT接收的天然场源信号大得多的可控人工场信号,另一方面正是这个功率很大的人工场源带来了理论、野外资料采集、资料处理解释等方面的许多困难,要进一步发挥它的详查功能尚需作很大的努力。

和MT电磁场满足无源扩散方程不同,CSAMT电磁场满足有源扩散方程,在理论上无源扩散方程的正反演比有源扩散场的正反演困难得多。在采集的资料上,MT采集的是单点时间域平面波,而CSAMT采集的是频率域非平面波资料,MT的平面波资料处理解释方法是成熟的,而CSAMT的非平面波资料处理解释没有现成的方法。为此在CSAMT技术应用的早期,资料处理解释方法不得不借用MT的方法。为了能使CSAMT技术采集的资料能用MT方法来处理和解释,观测系统的摆设不能是任意的。按照电偶极子产生的理论场强度及相应的视电阻率的辐射图案^[7],通常接收设备摆设设在垂直距离大于或等于3~6倍趋肤深度(对应于3~6倍目标体深度)的由A、B供电偶极连线及张角为60°的梯形区域内^[7,8],或摆设设在以长导线的延长线为中心的距AB极中心3~6倍趋肤深度的窄锥型区域内^[16]。采用这样的观测系统后,对于接收的较高频率的信号已符合平面波电磁场的条件,而接收的较低频率的电磁信号仍为非平面波信号,需要对非平面波进行平面波校正(称为近场校正),将非平面波资料校正为平面波资料,然后用成熟的MT进行资料处理、解释。显然资料处理的质量依赖于近场校正的质量。

由于近场校正的质量实际上也依赖于未知的有待被勘探清楚的电性结构,当用均匀半空间模型作近场校正时已经默认了忽视电性结构的细节,而只考虑长波的基本电性结构,因此该方法可在只追求电性大格局的普查中发挥很好的作用,而

① Final report on CSAMT survey at Albion-Scipio and Stoney Point fields, Hillsdale and Jackson Counties, Michigan, 1985

② Carlson N R, Zonge K L. Report on CSAMT measurements, alternate transmitter test, Little Nancy Canyon/Patterson Canyon fields, Paradox Basin, Utah. Zonge Engineering & Research organization, Inc. 1984

③ Final report on CSAMT Survey at Trap Spring Field, Nye County, Nevada; an evaluation of CSAMT for great Basin petroleum exploration. Zonge Engineering & Research organization Inc. 1984

在追求电性细结构的详查目标时,尚须作进一步的努力。

于是针对 CSAMT 勘探的特点,发展 CSAMT 的特点的资料处理解释方法也应运而生。这方面的研究工作是伴随着实测研究进行的。实例研究为新方法研究提供营养、需求,新方法研究的成果在实例研究中被检验、推广,一步一步将 CSAMT 推向可以作为详查电性结构的目标。

在详查电性结构的实例研究中,主要出现在找矿、找水、确定水污染以及工程勘探中薄弱地质结构的勘查中。在找矿的一系列实例研究中^[17~24],归纳起来为了获得较高分辨率的结果以使勘察和矿有关的容矿构造或矿体本身的目的在应用 CSAMT 方法时采取了两种措施。第一种措施是利用多种手段以减少反演的多解性和地质解释的多解性,另一种措施是在改进 CSAMT 技术本身上下工夫,以提高探测的分辨率。例如在对 Australia Rose berg 和 Flying Doctor 矿进行 CSAMT 探查时考虑了源的偏振效应^[23],因为矿体的存在使电磁场存在各向异性,因此源的位置和方向的设计需要考虑目标体及其周围的地质和电阻率结构情况,这样做提高了探测效果。又例如位于 New found land 中部火山带内的 Buchans 矿,是世界上品位最高的块状硫化矿,但和矿有关的 4 个建造难于用地震方法区分,传统的 CSAMT 的两个正交分量 E_x, H_y 也难于实现分辨这些高阻建造。于是在 1 维 CSAMT 结果的基础上,辅以磁场垂直分量的测量以及反射资料使问题得以解决,发现了逆冲于年轻的高阻层上的较老的富含矿物的破碎带^[24]。再例如,在对灰岩中的斑岩铜矿体进行钻井和地质调查时开展了三个剖面 2~8192Hz 的 13 个频点的 CSAMT 测量,点距 25m,用传统的视电阻率剖面进行处理解释时因过渡场低阻的存在容易将其误判为是矿体异常,因此效果不佳。当采用新定义的视电阻率剖面后^[21],联合 IP 识别了二个矿体,矿体的规模分别为 25m×25m 和 0.5m×16m。CSAMT 在金属矿探测的实例研究表明,在采取一些有效的措施后 CSAMT 探测电性结构的分辨率得以提高,在一定程度上已可用于详查和金属矿有关的电性结构。

许多文献介绍了 CSAMT 用于详查地下水和水污染的情况^[8,25~28]。

近年来,国内 CSAMT 在采矿工程、水电工程、交通工程领域薄弱地质结构勘查应用中也非常活跃^[29~31]。

找矿、找水、工程勘查应用实例研究的结果表明,CSAMT 作为一种电性结构勘查的手段,不仅已在普查中发挥了明显的优越性,而且开始在详查中发挥作用。然而不用讳言,在电性结构详查中的精度往往还不能满足找矿、采矿工程、水电工程、交通工程勘查中的实际需要。这些领域广阔的市场需求呼唤 CSAMT 探测电性结构的分辨率和精度都能得到进一步的提高。

事实上,CSAMT 有一个强大的可控源,可做 7 道测量,这已为这一方向的努力打下了物质基础。只是由于存在源时电磁信号的正反演理论以及资料精确处理的方法比较复杂,在它的发展初期阶段,才主要借用 MT 正反演理论和资料处理方

法,而完全适合 CSAMT 特征的电磁信号正反演理论和资料处理的方法的研究一直都在进行中,而且已经取得了可喜的进展,且在 CSAMT 电性结构详查中发挥了重要作用。至今这方面的理论及实例研究主要集中在一维和 2.5 维,有源电磁波的三维正反演研究至今仍停留在理论研究阶段。从方法论上说,CSAMT1 维反演方法可以通过推广 MT1 维反演^[32,33]方法而得到,关键是快速计算层状地球的电流源电磁信号的理论视电阻率曲线^[34~39]。在这个基础上独立于 MT 的 CSAMT 一维反演方法也已研究成功^[37],直接利用含有近场的数据的一维 CSAMT 反演的结果要优于先做近场校正再用 MT 方法做反演的结果,这是一个巨大的进步。王若在她的博士论文中也研究了直接利用含有近场的 CSAMT 数据的一维反演方法,得到了和 Routh、Oldenburg 相似的结论。她还在论文中将 MT 资料的二维快速松弛反演方法推广到了 CSAMT 资料的二维反演^{[40]①}。

加拿大学者 Unsworth 等研究了直接利用含有近场的 CSAMT 数据的 2.5 维反演,资料是在源 A、B 极的延长线方向上采集的,当探测的目标体走向方向电性结构相对比较均匀时,2.5 维反演更能反映 CSAMT 资料的三维特性,因此有更好的效果。底青云等对此也进行了研究,理论模型的研究结果表明在分辨细结构的能力方面是相当鼓舞人心的^{[41~43]②}。

对于三维反演,虽然在 MT、直流电法中已有许多成功的研究结果发表,但对于 CSAMT 资料,三维正反演仍处于探索阶段。霍夫曼在应用地球物理当中的《电磁方法》一书的第一卷第 8 章中,已经讨论了可控源电磁资料反演的一般理论和多维反演,但直到他的书出版时还没有真正意义的三维 CSAMT 反演文章发表^[44]。由于 CSAMT 资料的三维本质,虽然三维 CSAMT 正反演研究有很大难度,但从 20 世纪 90 年代以来巨大的市场需求使这一问题一直是这一领域的研究热门,一些重要的研究结果已汇总在新出版的书中^[45]。特别是美国加利福尼亚州大学劳伦斯伯克利实验室的谢干权等在三维有源电磁波模拟和非线性反演方面取得了很大进展^[46],他们联合积分方程解和微分方程解将全局问题局域化,可以有效地解决三维正反演中占用大量内存的困难。从文献资料看,三维有源 EM 反演的研究工作主要集中在积分方程法,修正推广的布恩近似法是这一方面的一个最新进展^[47]。积分方程法、数值方法等三维方法的研究成果有待实用化。

提高 CSAMT 方法探测分辨率以及提高 CSAMT 详查电性结构效果的一个重要的研究方向是 CSAMT 资料的拟地震处理。在电磁勘探领域最先使用拟地震处理的是探地雷达(GPR),它已经达到先进的反射地震资料处理的水平和效果,近年发展起来的 GPR 阵列采集技术可进一步提高拟地震处理的效果。然而探地雷达

① 王若,人工源频率域大地电磁法正反演研究。中国科学院研究生院博士学位论文,2005

② 龚飞,CSAMT 数据反演及其虎跳峡龙蟠变形体的应用研究。中国科学院研究生院硕士论文,2005

波和反射地震波的波动力学特征有很大的差异,为了提高探地雷达波的水平,考虑 GPR 波动力学特征的 GPR 波处理方法正在研究之中^[48~50]。其次是 EMAP,它也应用了反射地震多次覆盖的思想^[3]。在 MT 领域尽管资料采集还难于做到多次覆盖,拟地震处理的方法研究已成为提高 MT 分辨率研究的一个热门,在理论和方法上已经取得了很大的进展,并且已向瞬变电磁法(TEM)推广^[3,51~62,63~64]①。

从发表的文献看,MT 的拟地震处理主要集中在三个方面。一是将地球介质取作 1 维成层介质模型,且把地层划分为弹性波垂直入射时单程旅行时均为 t_D 的“微层”,则地震波反射函数,即输入为单位脉冲时地球的频率特性序列。 q_m 是地震处理中待求的对象,对于扩散电磁波,当采用“微层”概念后,也可形成相似的反射函数,于是 q_m 也就成为 MT 电磁信号拟地震处理中的待求对象^[3]。二是偏移,主要采用波场向下延拓方法^[52]。三是将 MT 满足的扩散信号转化为波动信号,国际上称之为扩散电磁信号处理的新途径^[53],然后用地震波处理方法进行处理。采用拟地震处理提高分辨率的一个内在物理基础是扩散波的相速度为 $\sqrt{\frac{2\omega}{\mu_0\sigma_j}}$,式中 ω 为频率, μ_0 为导磁率, σ_j 为电导率。表明相速度和介质的电导率成反比和频率的平方根成正比,相对于电磁波的速度 $\sqrt{\frac{1}{\mu\epsilon}}$ (μ 为导磁率, ϵ 为介电常数),扩散速度为慢速度。从地震波的角度,速度越慢越能提高时间剖面的分辨率,因此拟地震处理存在着提高分辨率的物理基础。此外 MT 的拟地震处理自 20 世纪 90 年代以来一直有人研究,理论上也有很多进展,但实用化时缺少空间上多次覆盖的资料,因此对于 MT,拟地震处理的方法一直未能实用化。近年来采用 EMAP 资料进行 MT 偏移的一个实例研究结果表明,已经得到了一个比传统处理方法分辨率高得多的结果^[61]。而对于 CSAMT, V_0 等仪器有 7 道,且道间距一般在 20~50m,若采用系统整体等步长移动技术,可以形成拟地震多次覆盖资料,且源的一致性优于地震,因此对于 CSAMT,发展拟地震处理应是由物理基础的,也是进一步提高 CSAMT 探测分辨率的一个研究方向。

本书给出了作者在 CSAMT 一维、二维、2.5 维正反演研究及拟地震处理研究方面的成果以及在采矿工程、水电工程、铁路工程勘查中的应用实例和找矿、找水中的应用实例。为了书的完整性,本书也系统概括了国内外其他作者在 CSAMT 基本原理以及一维、二维、三维正反演的最新研究成果和拟地震处理的相关研究成果。

对本书的研究成果有贡献和参加编写的人员有:底青云、王若、王光杰、王妙月、石昆法、李英贤、安志国、龚飞、付长民、黄兆辉。

① 李远钦. 扩散波勘探方法基础及其在石油油气开发中的应用研究. 中国科学院地质与地球物理研究所博士后研究报告, 2001

本书的大部分内容得到了中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-YW-121,973 计划 2002CB412702 中国科学院工程地质力学重点实验室的经费资助。对此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 Cagniard L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 1953, 18 (1): 605~635
- 2 Vozoff K. *Magnetotelluric Methods*. USA: Geophysics Reprint Series, 1986. 1~763
- 3 王家映. 大地电磁拟地震解释法. 北京:石油工业出版社,1995. 1~172
- 4 石应骏等. 大地电磁测深教程. 北京:地震出版社,1985
- 5 潘裕生,孔祥儒. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学. 广州:广东科技出版社,1998
- 6 王家映. 石油电法勘探. 北京:石油工业出版社,1993
- 7 何继善等. 可控源音频大地电磁法. 长沙:中南工业大学出版社,1990. 1~169
- 8 石昆法. 可控源音频大地电磁法理论与应用. 北京:科学出版社,1999. 1~85
- 9 Goldstein M A, Strangway DW. Audio-frequency magnetotellurics with a grounded electric dipole source. *Geophysics*, 1975, 40(1): 669~683
- 10 Zonge K L, Ostrander A G, Emer D F. Controlled-source audiofrequency magnetotelluric measurements. In: Vozoff K ed. *Magnetotelluric Methods*. Society of Exploration Geophysicists, 1986, 5: 749~763
- 11 Zonge K L, Hughes L J. Controlled source audio-frequency magnetotellurics. In: *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 1991, 2(B): 713~809
- 12 Carlson N R, Zonge K L, Hughes L J. Application of CSAMT to oil and gas exploration. a case history. Technical programme and abstracts of papers. 48th Meeting of the European Association of Exploration Geophysicists, 1986
- 13 Hughes L J, Maas J L. Geothermal reservoir delineation and monitoring with CSAMT. Presented at the 49th Meeting of the European Association of Exploration Geophysicists, Belgrade, Yugoslavia, 1987
- 14 Wannamaker P E. Tensor CSAMT Survey over the sulphur springs thermal area, Valles Caldera, New Mexico, USA, Part I: Implications for structure of the western Calera. *Geophysics*, 1997, 62(2): 451~465
- 15 Borted L C, Jacobson R D. Results of a controlled-source audio-frequency magnetotelluric survey at the Puhimau thermal area, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geophysics*, 1987, 52(5): 665~677
- 16 Unsworth M J, Travis B J, Chave A D. Electromagnetic induction by a finite electric dipole source over a two-dimensional earth. *Geophysics*, 1993, 58(1): 198~214
- 17 Kawasaki K, Okada K, Kubota R. Geophysical Surveys in the Hishikari mine area. *Mining Geology* (in Japanese), 1986, 36(1): 131~147
- 18 Lakanen E. Scalar audiomagnetotellurics applied to base-metal exploration in Finland. *Geophysics*, 1986, 51(8): 1628~1646
- 19 Uchida T, Yokokawa K, Nishikawa N. Test survey of tensor CSAMT at the Akenobe Mine, central Japan: Expanded Abstracts. 57th Annual International SEG Meeting and Exposition, 1987, 217~219
- 20 Zonge, K L, Hughes L J, Emer D F. The use of IP, CSAMT, and TEM in mineral exploration: Abstracts. Second Symposium on Exploration Geophysics, 1986, 14~19
- 21 Basokur A T, Rasmussen T M, Kaya C, Altun Y, Aktas K. Comparison of induced polarization and controlled-source audio-magnetotellurics methods for massive chalcopyrite exploration in a volcanic area, Geo-

- physics, 1997, 62(4): 1087~1096
- 22 刘红涛, 杨秀瑛, 刘建明, 曾庆栋, 于昌明, 叶杰. 如何开展老矿山后备资源的寻找与定位预测——工作程序与实例分析. 地球物理学进展, 2004, 19(3): 573~582
- 23 Kellett R, Bishop J, Reed V E. The effects of source polarization in CSAMT data over two massive sulfide deposits in Australia. Geophysics, 1993, 58(12): 1764~1772
- 24 Boerner D E, Wright J A, Thurlow J G, Reed L E. Tensor CSAMT studies at the Buchans Mine in central Newfoundland. Geophysics, 1993, 58(1): 12~19
- 25 吴璐苹, 石昆法等. 可探源音频大地电磁法在地下水勘查中的应用研究. 地球物理学报, 1996, 39(5): 712~717
- 26 吴璐苹, 石昆法等. 松山地下水热勘探及成因模式探讨. 物探与化探, 1995, 20(4): 309~315
- 27 Tinlin R M, Hughes L J, Anzzdin A R. The use of controlled-source audio magneto telluric (CSAMT) to delineate zones of ground-water contamination——a case history. In: collins Ag, Johnson A J eds. Field methods for ground-water contamination studies and their standardization American Society for Testing and Materials. 1988
- 28 Zonge K L, Figgins S J, Hughes L J. Use of electrical geophysics to detect sources of ground water contamination; Expanded abstracts and biographies. 55th Annual International SEG Meeting and Exposition, 1985, 147~149
- 29 底青云, 王妙月, 石昆法, 张庚利. 高分辨 V6 系统在矿山顶板涌水隐患中的应用研究. 地球物理学报, 2002, 45(5): 744~748
- 30 于昌明, 石昆法等. CSAMT 法在四台矿 402 盘区陷落柱构造探测中的应用. 地球物理学进展, 1996, 11(2): 137~147
- 31 底青云, 伍法权, 王光杰等. 地球物理综合勘探技术在南水北调西线工程深埋长隧洞勘察中的应用. 岩石力学与工程学报, 2005, 24(20): 3631~3638
- 32 Hobbs B A, Dumitrescu C C. one-dimensional magnetotelluric inversion using an adaptation of Zhody's resistivity method. Geophys. Prosp, 1997, 45(3): 1027~1044
- 33 Chen C C, Xu S Z. Comment on: One-dimensional magnetotelluric inversion using an adaptation of Zhody's resistivity method by B. A. Hobbs and C. C. Dumitrescu. Geophys. Prosp, 1999, 47(2): 603~609
- 34 Das U C Apparent resistivity curves in controlled-source electro magnetic sounding directly reflecting true resistivities in a layered earth. Geophysics, 1995, 60(1): 53~60
- 35 Das U C, Hoop A T. Efficient computation of apparent resistivity curves for depth profiling of a layered earth. Geophysics, 1995, 60(6): 1691~1697
- 36 Valla P. On "Apparent resistivity curves in controlled-source electro magnetic sounding directly reflecting true resistivities in a layered earth", by U. C. Das (Geophysics, 1995, 60(1): 53~60). Geophysics, 1996, 61(3): 918~919
- 37 Routh P S, Oldenburg D W. Inversion of controlled-source audio-frequency magneto telluric data for a horizontally layered earth. Geophysics, 1999, 64(6): 1689~1697
- 38 Sasaki Y, Yoneda Y, Matsuo K. Resistivity imaging of controlled-source audio frequency magnetotelluric data. Geophysics, 1992, 57(7): 952~955
- 39 Sasaki Y, Yoneda Y, Matsuyo K. Resistivity imaging of the controlled-source audio frequency magneto telluric data. 61st Ann Internat Mtg, 1991, 339~402
- 40 王若等. 一维 CSAMT 反演研究. 石油地球物理勘探, 2006
- 41 Lu X Y, Unsworth M, Booker J. Rapid relaxation inversion of CSAMT data. Geophys J Int, 1999, 138

- (1): 381~392
- 42 底青云, Martyn Unsworth, 王妙月. 复杂介质有限元法 2.5 维 CSAMT 数值模拟. 地球物理学报, 2004, 47(4): 723~730
- 43 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
- 44 Nabighian M N. Electromagnetic methods in applied geophysics. Tulsa: Society of Exploration Geophysics, 1988
- 45 Oristaglio M L, Spies B. Three-dimensional Electromagnetics. SEG Tulsa, OK, 1999
- 46 Xie G Q, Li J H, Mager E L, Zuo D X, Oristaglio M L. 3D EM modeling and nonlinear inversion. Geophysics, 2000, 65(3): 804~822
- 47 Tseng H W, Lee K H, Becker A. 3D interpretation of electromagnetic data using a modified extended Born approximation. Geophysics, 2003, 68(1): 127~137
- 48 Dong S K. Application of Kirchhoff integrates migration method to processing GPR image. Earth Sciences, 1993, 18(1): 303~308
- 49 Di Q Y, Wang M Y. Migration of ground-penetrating radar data with a finite element method that includes attenuation and dispersion. Geophysics, 2004, 69(2): 472~477
- 50 Di Q Y, Zhang M G, Wang M Y. Time-domain inversion of GPR data containing attenuation resulting from conductive losses. Geophysics, 2006, 71(5): k103~k109
- 51 Boerner D E, Boom E J, Driel V P, Watts D. Resistivity imaging of shallow salt with magnetotellurics as a new aid to prestack depth migration. First Break, 2000, 18(1): 19~26
- 52 Zhdannov M, Traynin P N. Resistivity imaging by time domain electromagnetic migration. Exploration Geophysics, 1995, 26(1): 186~194
- 53 Lee K H, Liu G, Morrison H F A new approach to modeling the electromagnetic response of conductive media. Geophysics, 1989, 54(9): 1180~1192
- 54 Lee K H. A new approach to modeling and interpreting electromagnetic sounding data. Lawrence Berkeley Laboratory, Rep, 1987
- 55 陈本池, 李金铭, 周凤桐. 瞬变电磁场拟波动方程偏移成像. 石油地球物理勘探, 1999, 34(5): 546~554
- 56 沈焱风, 何继善. 仿用反射地震法处理 MT 资料反演的理论探讨. 物探与化探, 1991, 15(5): 366~373
- 57 魏胜, 王家映. 二维大地电磁波资料的偏移. 地球物理学报, 1993, 36(2): 256~263
- 58 Wei S, Wang J Y. Migration of magnetotelluric data in two-dimensional model, Journal of China University of Geosciences, 1991, 2(1): 102~110
- 59 Levv S, Oldenburg D, Wang J. Subsurface imaging using magnetotelluric data. Geophysics, 1988, 53(1): 104~109
- 60 Hoop A T. Transient electromagnetic vs. seismic prospecting a correspondence principle. Geophysical Prospecting, 1996, 44(6): 987~995
- 61 于鹏, 王家林. 有限差分法大地电磁多参数偏移成像. 地球物理学报, 2001, 44(4): 552~562
- 62 Lee S H, McMechan G A, Aiken L V. Phase-field imaging: The electromagnetic equivalent of seismic migration. Geophysics, 1987, 52(5): 678~693
- 63 陈本池, 李金铭, 周凤桐. 瞬变电磁场拟波动方程偏移成像. 石油地球物理勘探, 1999, 34(5): 546~554
- 64 李貅, 薛国强, 宋建平等. 从瞬变电磁到波动场的优化算法. 地球物理学报, 2005, 48(5): 1185~1190

第一章 CSAMT 法理论基础

第一节 电磁场的理论公式

众所周知,电磁场也是一种物质,它在空间的分布和传播遵循麦克斯韦方程组。

一、真空中的麦克斯韦方程组

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 4\pi\rho^* \quad (1.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{1}{c} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \frac{1}{c} \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \frac{4\pi}{c} \mathbf{J} \quad (1.4)$$

式中, $\nabla \cdot$ 表示散度; $\nabla \times$ 表示旋度; ρ^* 为自由电荷体密度; $\mathbf{J}$ 为电流密度; $\mathbf{E}$ 为电场强度; $\mathbf{B}$ 为磁感应强度, $\mathbf{D} = \epsilon_0 \mathbf{E}$ 为电位移矢量; $\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}$; ϵ_0, μ_0 分别为真空中的介电常数和磁导率, $c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}}$ 为光速, 是常数。

上述方程组为高斯制的表达式, 若运用实用单位制时, 则将 4π 及常数 c 去掉即可。

麦克斯韦方程组实质上是反映了电荷、电流、电场、磁场随时间和空间变化规律的定律, 它综合了电磁现象的一切相互作用。由方程式可知:

式(1.1)表明: 每一个单位正(负)电荷要发散(收集) 4π 倍的电力线。

式(1.2)表明: 变化的磁场产生涡旋状的电场。

式(1.3)表明: 交变电磁场中的磁力线是封闭的。

式(1.4)表明: 传导电流 $\mathbf{J}$ 产生涡旋状磁场, 变化的电场产生涡旋状的磁场, 相当于位移电流产生的磁场。

式(1.2)与(1.4)式相结合, 表征了电磁场的产生和传播过程。

二、电磁场对介质的作用

在介质中电磁波场和介质发生相互作用,产生极化、磁化现象,介质的极化和磁化反过来又改变原来电磁场的状态。

介质的极化强弱用极化强度 $\mathbf{P}$ 来表示,它表示单位体积内的电偶极矩。由于电场和介质的相互作用,极化介质的电位移矢量 $\mathbf{D}$ 成为 $\mathbf{D} = \epsilon_0 \mathbf{E} + \mathbf{P} = \epsilon_0 (1 + \chi_e) \mathbf{E} = \epsilon_0 \epsilon_r \mathbf{E} = \epsilon \mathbf{E}$, 其中 χ_e 为极化率, ϵ_r 为相对介电常数, ϵ 为介质中的介电常数。

介质的磁化强弱,用磁化强度 $\mathbf{M}$ 来表示,它表示单位体积内的磁偶极矩。磁化介质的磁感应强度 $\mathbf{B} = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{M}) = \mu_0 (1 + \chi_m) \mathbf{H} = \mu_0 \mu_r \mathbf{H} = \mu \mathbf{H}$, 其中 χ_m 为磁化率, μ_r 为相对磁导率, μ 为介质的磁导率。真空中, $\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{ F/m}$, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$, F 为法[拉], H 为亨[利], m 为米。

当采用介质中的电位移矢量 $\mathbf{D}$ 和磁感应强度矢量 $\mathbf{B}$ 后介质中的麦克斯韦方程组和真空中的麦克斯韦方程中式(1.1)~式(1.4)具有相同的形式。

三、均匀介质中的麦克斯韦方程及波动方程

1. 均匀介质中的麦克斯韦方程

由自由电荷密度 ρ_f^* 产生的传导电流密度为 $\mathbf{J}_f$; 由极化电荷密度 ρ_p^* 产生的极化电流密度为 $\mathbf{J}_p$; 由磁化作用产生的磁化电流密度为 $\mathbf{J}_m$ 。极化电荷密度 ρ_p^* 为极化强度 $\mathbf{P}$ 的散度, 即 $\rho_p^* = \nabla \cdot \mathbf{P}$; 极化电流密度 $\mathbf{J}_p$ 为极化强度 $\mathbf{P}$ 的时间变化率, 即 $\mathbf{J}_p = \frac{\partial \mathbf{P}}{\partial t}$; 磁化电流密度 $\mathbf{J}_m$ 为磁化强度 $\mathbf{M}$ 的旋度, 即 $\mathbf{J}_m = c \nabla \times \mathbf{M}$, 实质上是磁化作用产生的涡旋状电场所引起的电流密度。因此介质中的总电荷密度 $\rho^* = \rho_f^* - \nabla \cdot \mathbf{P}$; 总电流密度 $\mathbf{J} = \mathbf{J}_f + \frac{\partial \mathbf{P}}{\partial t} + c \nabla \times \mathbf{M}$ 。

将 ρ^* 和 $\mathbf{J}$ 代入式(1.1)~式(1.4)得到均匀介质中麦氏(以下将麦克斯韦方程简称为麦氏方程)方程组的另一形式。

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 4\pi(\rho_f^* - \nabla \cdot \mathbf{P}) \quad (1.5)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{1}{c} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1.6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.7)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \frac{1}{c} \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \frac{4\pi}{c} \mathbf{J}_f + \frac{4\pi}{c} \frac{\partial \mathbf{P}}{\partial t} + 4\pi \nabla \times \mathbf{M} \quad (1.8)$$

令 $\mathbf{E} + 4\pi\mathbf{P} = \mathbf{D}$, $\mathbf{D}$ 定义为电位移矢量。令 $\mathbf{B} + 4\pi\mathbf{M} = \mathbf{H}$, $\mathbf{H}$ 为磁场强度, 最终得出均匀介质中的麦氏方程组为