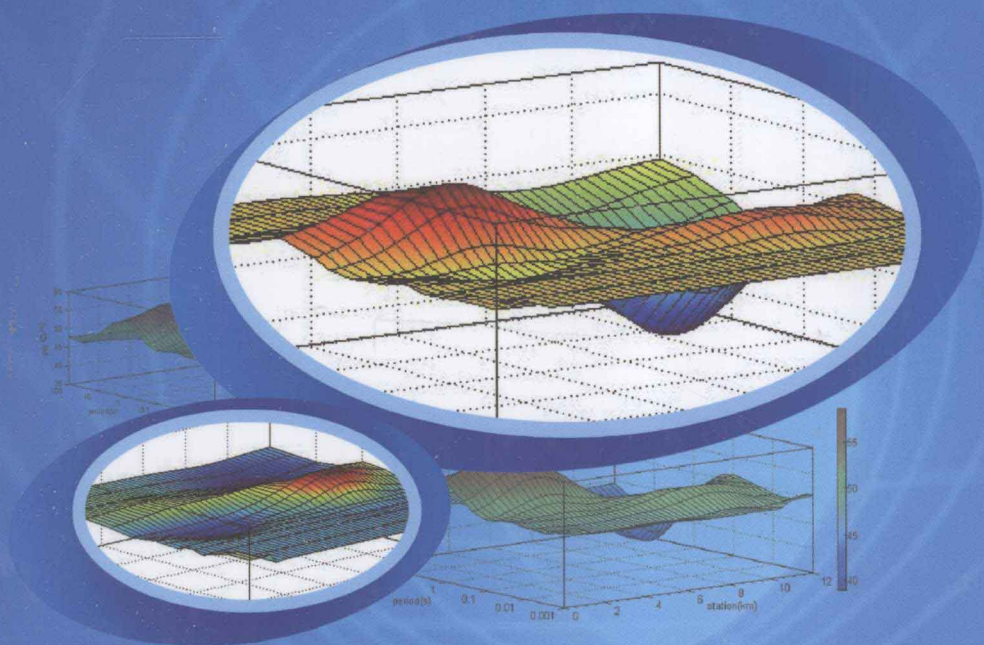


大地电磁测深法勘探

——资料处理、反演与解释

柳建新 童孝忠 郭荣文 李爱勇 杨 生 著



科学出版社

大地电磁测深法勘探

——资料处理、反演与解释

柳建新 童孝忠 郭荣文 李爱勇 杨 生 著

科学出版社

北 京

内 容 简 介

本书详细论述了大地电磁测深法的基本理论、正反演方法和资料处理技术。全书共分为9章,主要内容包括一维、二维、三维正反演的理论基础及方法技术,阻抗张量的畸变分解,地形影响校正,静态效应影响校正和典型应用技术,并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。本书的取材大多出自科研与生产实践,在内容安排上注重理论的系统性和自包容性,同时也兼顾实际应用中的各类技术问题。

本书可作为地球物理专业本科生的教学用书,也可作为研究生、科研和工程技术人员的参考用书。

图书在版编目(CIP)数据

大地电磁测深法勘探:资料处理、反演与解释 / 柳建新等著. —北京:科学出版社,2012

ISBN 978-7-03-034330-7

I. ①大… II. ①柳… III. ①大地电磁测深—研究 IV. ①P631.3

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2012)第 096324 号

责任编辑:韦 沁 朱海燕 / 责任校对:包志虹

责任印制:钱玉芬 / 封面设计:耕者设计工作室

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>

北京通州皇家印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2012年6月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2012年6月第一次印刷 印张:16 1/4 插页:6

字数:370 000

定价:69.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

前 言

大地电磁测深是苏联学者 Tikhonov (1950) 和法国学者 Cagniard (1953) 于 20 世纪 50 年代提出来的、利用天然交变电磁场研究地球电性结构的一种地球物理勘探方法。由于它不用人工建立场源, 成本低, 工作方便, 不受高阻层屏蔽, 对低阻层分辨率高, 且勘探深度仅与电磁场的频率有关, 浅可达几十米, 深可达数百公里, 因此在许多领域得到了广泛的应用。大地电磁场的频带范围很宽, 根据趋肤效应的原理, 对应的探测深度范围就很大, 用它可以解决的地质问题就较多, 如大尺度地质单元的电磁感应研究, 深部地壳地幔电性结构研究及壳幔中高导层的检测, 油气资源普查, 地热资源勘查, 天然地震活动前兆监测以及地下水资源勘查和环境保护等, 在这些问题上大地电磁测深都可以发挥其独特的优势, 成为重要的勘查手段。

大地电磁测深理论方面的研究已趋于成熟, 建立了以水平非均匀介质模型为基础的一维、二维、三维模型大地电磁场理论, 利用张量阻抗或者由它所确定的视电阻率和阻抗相位可以完整地、稳定地描述地质构造。同时, 大地电磁测深仪器的研发也取得了重大突破, 新型的大地电磁测深仪不仅可记录水平电磁场分量而且可以记录更加微弱的垂直磁场分量; 加上计算机技术的快速发展, 大地电磁测深法在资料处理和正反演研究中都取得了巨大进步。二维、三维模型的资料处理和正反演方法, 与整个大地电磁测深的发展水平相适应, 目前已有不少学者对其进行研究, 其成果散见于许多文献, 尚无专著发表。

目前我国从事大地电磁测深研究、开发、应用和服务的单位众多。作者在与这些科研和工程技术人员接触时, 发现一些共性问题, 就是缺乏比较系统的大地电磁测深理论, 缺乏大地电磁测深勘探技术和资料处理方法的指导, 对科研和应用中出现的问题不能进行正确的分析, 对大地电磁测深数据不能作出准确的解释。本书的目的就是通过作者的理解和经验总结, 填补国内系统研究大地电磁测深法勘探的空白, 减少读者在浩瀚的可供参考的文献中研究前人成果的时间, 使读者将精力放在新问题的研究和解决中。

本书的形成直接或间接地集成了众多学者的智慧: 中国地质大学的张胜业教授对本书的构思与写作给予了长期的关注、提醒与催促; 有色金属华东地质调查局的许建荣高工对本书的写作纲要提出了具体的补充与调整建议并予以鼓励; 中南大学的刘海飞老师、佟铁钢老师等给予了大力支持并提出了完善结构、体系方面的建议。在这里, 对他们表示由衷的感谢, 感谢他们的支持、鼓励与参与。此外, 实验室的各位博士和硕士研究生为本书的完成也都积极贡献了他们的才智, 尤其感谢张连伟、刘颖、邓小康、刘鹏茂、曹创华、汤文武、籍伟、孙丽影、罗曦、蔡盛等几位。

本书的部分内容是作者正在主持进行的国家自然科学基金资助面上项目(课题编号: 41174403)的基础研究成果之一, 对国家自然科学基金委员会的资助表示感谢。书中引用了很多国内外学者的论著的部分内容, 均得到他们的引用授权, 这对本书的完整性非常重要, 我们在此对他们表示深深的敬意和诚挚的感谢。为方便读者, 本书每章基本都列有大

量参考文献,这些文献包括了大地电磁测深法勘探领域的主要研究成果。

本书可作为地球物理专业本科生的教学用书,也可作为研究生、科研和工程技术人员的参考用书。有关程序代码以及教材使用中的问题可以通过博客 <http://blog.sciencenet.cn/u/csumaysnow> 或电子邮箱 csumaysnow@csu.edu.cn 与作者联系。

如果本书能为感兴趣的读者提供某些参考知识,我们将感到无比欣慰。由于笔者水平有限,书中疏漏之处在所难免,敬请读者批评指正。

柳建新
2011年10月

目 录

前言

第 1 章 绪论	1
1.1 引言	1
1.2 大地电磁场	2
1.2.1 大地电磁场特征	2
1.2.2 大地电磁场源	3
1.3 大地电磁测深法的工作原理	6
1.3.1 初始假设和约定	6
1.3.2 大地电磁测深法的工作原理	7
1.3.3 大地电磁测深法的工作程序	7
1.4 大地电磁测深法的突破性进展	8
1.4.1 智能化的仪器设备	8
1.4.2 资料处理的先进技术	8
1.4.3 二维、三维正反演技术	9
1.5 大地电磁测深法的特点与能力	10
1.6 本书的内容安排	11
第 2 章 大地电磁测深基本理论	13
2.1 电磁场的基本方程	13
2.1.1 Maxwell 方程组	13
2.1.2 谐变场的 Maxwell 方程组	14
2.1.3 电磁场的波动方程和边界条件	14
2.2 一维模型的大地电磁场	18
2.2.1 均匀半空间中的大地电磁场	18
2.2.2 二层介质的大地电磁场	22
2.2.3 N 层介质的大地电磁场	27
2.2.4 层状介质的等值性问题	33
2.3 二维模型的大地电磁场	36
2.4 三维模型的大地电磁场	38
第 3 章 大地电磁测深正演模拟	41
3.1 一维模型正演数值模拟	41
3.1.1 有限差分法分析	41
3.1.2 有限单元法分析	45
3.2 二维模型正演数值模拟	48

3.2.1	二维正演算法	48
3.2.2	二维正演模拟	53
3.3	三维模型正演数值模拟	58
3.3.1	三维正演算法	58
3.3.2	三维正演模拟	63
3.4	倾子响应正演模拟	69
3.4.1	倾子响应计算公式	69
3.4.2	模型试算分析	69
3.5	大型稀疏复线性方程组解法	74
3.5.1	BICGSTAB 算法	74
3.5.2	不完全 LU 分解预处理	75
3.5.3	算例分析	75
第 4 章	大地电磁测深反演成像	77
4.1	反演理论	78
4.1.1	反演问题的数学描述	78
4.1.2	反演问题的数学适定性	78
4.1.3	反演问题的解的评价	79
4.2	正则化方法	80
4.2.1	正则化反演方法	80
4.2.2	基于某种先验约束的正则化方法	80
4.3	MT 正则化反演方法介绍	82
4.3.1	一维反演方法分述	82
4.3.2	二维反演方法分述	84
4.3.3	三维反演方法分述	89
4.4	基于光滑约束的最小二乘反演	90
4.4.1	最小二乘光滑约束反演	90
4.4.2	灵敏度矩阵计算	91
4.4.3	反演方案	93
4.5	一维模型反演计算	96
4.5.1	反演电阻率和厚度	96
4.5.2	固定层厚度	99
4.6	二维模型反演计算	100
4.6.1	简单二维模型	100
4.6.2	Sasaki 二维模型	105
4.7	三维模型反演计算	108
4.7.1	二维模型三维反演	108
4.7.2	三维模型三维反演	108

第 5 章 阻抗张量分解与旋转不变量	112
5.1 阻抗张量分解方法	112
5.1.1 Swift 分解	112
5.1.2 Bahr 分解	115
5.1.3 Groom-Bailey 分解	117
5.2 阻抗张量旋转不变量	119
5.2.1 基本旋转不变量	120
5.2.2 WAL 旋转不变量	123
5.3 视电阻率和阻抗相位张量的旋转不变量	124
5.3.1 视电阻率张量的旋转不变量	124
5.3.2 阻抗相位张量的旋转不变量	127
5.4 大地电磁极坐标图分析	129
5.4.1 阻抗极坐标图	129
5.4.2 TE 与 TM 极化模式阻抗极坐标图	131
5.4.3 相位张量极坐标图	133
第 6 章 静态效应影响及其校正	135
6.1 认识静态效应	135
6.2 静态效应的影响分析	137
6.2.1 电导效应模型分析	137
6.2.2 电阻率效应模型分析	142
6.2.3 静态效应影响讨论	148
6.3 静态效应的校正	149
6.3.1 电磁列阵剖面法	149
6.3.2 阻抗张量校正法	151
6.3.3 瞬变电磁近似校正	152
第 7 章 地形影响及其校正	155
7.1 地形影响的简单描述	155
7.2 地形畸变影响的正演模拟	158
7.2.1 起伏地形模拟技术	158
7.2.2 插值及雅可比变换行列式	159
7.2.3 有限元分析	162
7.3 地形畸变影响分析	164
7.3.1 山脊地形影响分析	164
7.3.2 地垒地形影响分析	166
7.3.3 山谷地形影响分析	168
7.3.4 地堑地形影响分析	170
7.3.5 复杂地形影响分析	172
7.4 地形对反演结果的影响	174

7.4.1	Bostick 反演分析	174
7.4.2	不带地形的二维反演分析	175
7.5	地形影响校正	178
7.5.1	比值法校正	178
7.5.2	带地形的 MT 二维反演	179
第 8 章	大地电磁测深资料处理	182
8.1	仪器与野外工作方法	182
8.1.1	仪器	182
8.1.2	野外工作方法	186
8.2	资料处理原则与流程	188
8.2.1	资料处理原则	188
8.2.2	资料处理流程	190
8.3	时域数据处理	190
8.3.1	傅里叶时频变换	190
8.3.2	大地电磁阻抗的最小二乘估算	194
8.3.3	测量噪声消除方法	198
8.4	频域数据处理	201
8.4.1	主轴旋转	201
8.4.2	频域数据去噪	202
8.4.3	TE 和 TM 模式判别	204
8.5	观测资料的定性分析	206
8.5.1	勘探深度分析	206
8.5.2	曲线类型分析	207
8.5.3	观测资料分析	209
第 9 章	大地电磁测深法勘探应用实例	211
9.1	地壳层圈结构探测中的应用	211
9.2	深部矿产资源勘查中的应用	217
9.2.1	地质概况	217
9.2.2	成果认识	218
9.3	油气资源勘探中的应用	219
9.3.1	地质概况	220
9.3.2	电性特征	220
9.3.3	资料处理	220
9.3.4	地质效果分析	222
9.4	地热资源勘查中的应用	223
9.4.1	地质概况	223
9.4.2	电性特征	224

9.4.3 资料采集与处理	225
9.4.4 勘探成果分析	226
9.4.5 地热有利区分析	227
参考文献	228
附录	235
彩图	

第 1 章 绪 论

大地电磁测深技术的出现和发展在很大程度上扩展了人类认识和改造客观世界的能力。本章简单回顾了大地电磁测深法的发展、介绍了大地电磁场的场源以及大地电磁测深的基本工作原理,并就其探测能力与特点做了简单概括,最后,介绍了本书的内容安排。

1.1 引 言

电磁法(或电磁感应法)是地球物理电法勘探的重要分支。该方法主要利用地下介质的导电性、导磁性和介电性的差异,应用电磁感应原理观测和研究人工或天然形成的电磁场的分布规律(频率特性和时间特性),进而解决有关的各类地质问题。

可以从不同角度对电磁法进行分类,按场源形式可以分为人工场源(主动源)和天然场源(被动源);按电磁场性质可以分为频率域电磁法和时间域电磁法;按观测方式可以分为电磁剖面法和电磁测深法;按工作场所可以分为地面、航空、井中和海洋电磁法等。本书阐述的主要是天然场源的地面频率域电磁测深中的资料处理与反演解释的理论和应用效果,有关理论可以很容易地推广到电磁法的其他领域。

大地电磁测深(magnetotelluric, MT)是以天然电磁场为场源来研究地球内部电性结构的一种重要的地球物理手段。当交变电磁场在地下介质中传播时,由于趋肤深度的作用,不同频率的信号具有不同的穿透深度,在地面上观测大地电磁场,它的频率响应将反映着地下介质电性的垂向分布情况。

前苏联学者 Tikhonov 于 1950 年提出了三点设想:①大地电磁场本身结构虽然比较复杂,但可以近似地看作平面波垂直入射到地球;②在地电学中可引入阻抗的概念(在地表上测得的彼此正交的大地电场和磁场分量之比),它反映了地球电性分布对大地电磁场的影响;③有可能利用单个点上的大地电磁场观测信息探测地球。

1953 年法国学者 Cagniard 发表了一篇有关大地电磁测深法的论文,假设天然电磁场以平面波形式垂直入射于均匀各向同性的层状大地表面,给出了大地电磁场的解。他将阻抗的频率特性变换为习惯的视电阻率形式

$$\rho_a = \frac{|Z|^2}{5f}$$

式中, ρ_a 为视电阻率; f 为频率; Z 为波阻抗,其定义为

$$|Z| = \frac{|E_x|}{|H_y|} = \frac{|E_y|}{|H_x|}$$

式中, E_x 为 x 方向的电场水平分量; E_y 为 y 方向的电场水平分量; H_x 为 x 方向的磁场水平分量; H_y 为 y 方向的磁场水平分量。

Tikhonov 和 Cagniard 的论点构成了大地电磁测深法的理论基础。从此以后,大地

电磁测深在世界范围内引起了地球物理工作者的普遍重视。

从仪器采集系统、资料处理和管理方式,可将大地电磁测深的发展分为三个阶段:

(1) 手工量板阶段: 20 世纪五六十年代,起步阶段。模拟信号、标量阻抗、手工量板法。

(2) 数字化阶段: 20 世纪 70 年代至今。张量阻抗、计算机自动正反演技术;新的观测方式:远参考道、EMAP 等;先进的资料处理方式:Robust 方法、张量分解方法等。

(3) 可视化阶段: 正在兴起。国外出现了 Geotools、WinGLink 可视化软件;国内有多家在从事该项研究,但未能形成规模化推广。

从理论研究对象的复杂性程度来看,大地电磁测深的发展也可分为三个阶段:一维,20 世纪 50 年代至 80 年代;二维,20 世纪 90 年代至今;三维,正在蓬勃兴起。

1.2 大地电磁场

早在 19 世纪初,人们就观测到在固体地球表层、大气和海洋中都有电流流动,这种天然的电场称为大地电场,它的方向和强度都是随时间变化的。交变的电场总伴随有交变的磁场,统称为地球的大地电磁场。

1.2.1 大地电磁场特征

关于大地电磁场的起源问题虽然目前研究的还不够充分,但是,多数人认为它是一种宇宙现象。根据这一认识,天然电磁场源是由太阳微粒辐射(太阳风)作用下形成的地球磁层和电离层的变化。太阳风的微粒辐射流具有相当高的导电能力,所以地球的正常偶极磁场不能穿过它而发生畸变(图 1.1),在导电的电离层中形成很强且变化迅速的电流。这些电流主要集中在靠近地极 70° 纬度带附近,即大地电磁场的场源位于 100km 的高空处,在地球表面上的有限区域内可被视为似平面波。这种平面电磁波在铅直方向上穿透

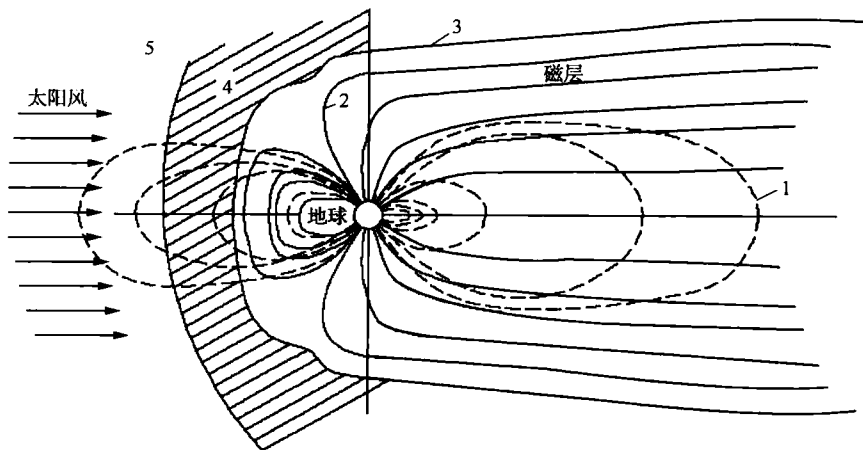


图 1.1 地球磁层结构示意图

1. 地球偶极磁场磁力线; 2. 地磁场磁力线; 3. 磁层界线; 4. 过渡带; 5. 太阳风

地层的过程中,在导电地层内激发出涡旋电流,其传播深度主要依赖于振动频率或者场的变化。

在雷电现象和太阳风的作用下,地球上空将分布一个区域性乃至全球性的天然交变电磁场,其频率范围很宽,不同频率的电磁波相互叠加在一起,形成一个非常复杂的电磁振动。这一来自空中的交变电磁波入射到地下时,一部分被介质吸收衰减,另一部分反射在地表形成含有地下介质电性特征信息的电磁场。大地电磁测深法是在假设这一电磁波为平面场的前提下(垂直入射地下),通过观测地表的电场、磁场分量,来研究地下介质的电学性质及其分布特征的。

图 1.2 是一幅全球电场、磁场强度平均振幅谱的特征图,目前凡涉及大地电磁测深的论文、论著,均引用了这副图,它堪称是一幅经典图。从图上可以看出,大地电磁测深法所观测的电磁场信号十分微弱,电场振幅最低仅为 0.01mV/km ,磁场的振幅最低为 0.001nT 。对于如此微弱的信息,即使在一般的干扰背景上,也会使得微弱的电磁信号淹没在噪声之中,以至于无法提取真实的大地电磁信号。对此,既要求观测仪器要有很高的精度,同时研究如何有效地识别、抑制干扰噪声也是至关重要的。

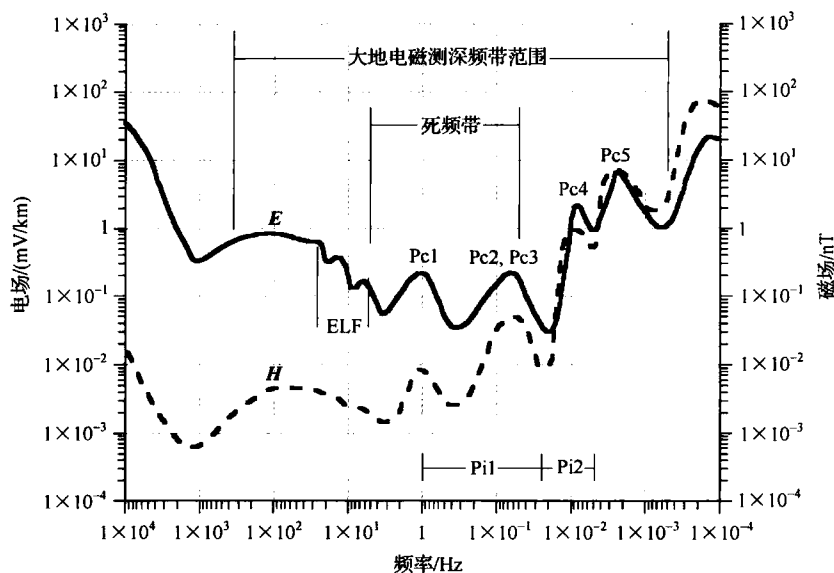


图 1.2 全球电场、磁场强度平均振幅谱特征图

1.2.2 大地电磁场源

大地电磁场变化可分为日变化、湾扰和微变化,后者又含有高频大地电磁场变化和大地电磁脉动。大地电磁测深作为场源,利用的主要是大地电磁脉动,它们的变化周期在 $0.1\sim 1500\text{s}$ 范围内。大地电磁场的起因主要来自太阳辐射在高空形成的电离层和其中产生的电磁扰动,只有高频大地电磁场变化部分除外。它是由位于赤道上空的一种称为雷暴系统的局部天气系统引发的,它是声频大地电磁法(audio magnetotelluric, AMT)的场源,周期小于 1s 。

1. 大地电磁的高频信号

大地电磁的高频信号($f>1\text{Hz}$)主要来源于全球的闪电活动,这些电磁波在地球电离层空穴波导中进行传播。在空气中电磁信号波长与波导宽度相当时($2\sim5\text{kHz}$),这些波的幅度很小,不能在其间有效传播,而频率为 $1\sim2\text{kHz}$ 及大于 5kHz 的波可以有效地传播。这样闪电电磁波信号可以传播到比较远处,被我们接收到。由于闪电活动具有一定的周期,这就决定了传播到远处的电磁波强弱也表现出周期性。典型的大地电磁测深高频时间序列如图 1.3 所示。

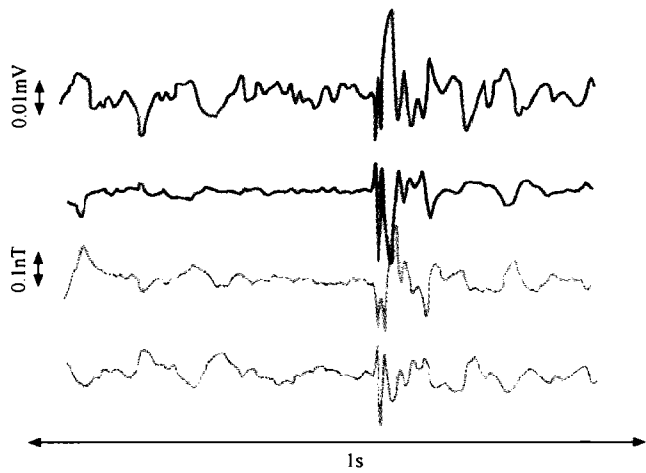


图 1.3 大地电磁测深高频时间序列图

2. 大地电磁的低频信号

大地电磁的低频信号($5\sim0.001\text{Hz}$)主要是由地磁脉动产生的。它是太阳风与地磁层相互作用以及磁层内部相互作用产生的电磁场扰动信号。地磁脉动主要有两大类(详细分类见表 1.1):第一类是连续振动,Pc 型;第二类是不规则振动,Pi 型。Pc 型振动大致呈似正弦波形,并能延续较长时间;Pi 型振动呈不规则波形,而且频谱变化较大。每一类中根据其周期、强度、出现时间及随纬度的分布规律又可分为若干类型,即 Pc1、Pc2、Pc3、Pc4、Pc5、Pc6 以及 Pi1、Pi2 等。

表 1.1 典型的地磁脉动分类

	连续振动					不规则振动	
	Pc1	Pc2	Pc3	Pc4	Pc5	Pi1	Pi2
T/s	0.2~5	5~10	10~45	45~150	150~600	1~40	40~150
f/Hz	0.2~5	0.1~0.2	0.022~0.1	0.007~0.022	0.002~0.007	0.025~1	0.002~0.025

地磁脉动传播到地球上,作为地球物理勘探中大地电磁测深最重要的场源。这个过程中,它需要克服电离层的屏蔽作用。由于电离层的电导率各向异性,磁层内部各层离子

密度差异大,会使地磁脉动波的形态发生变化,有的分量加强,有的分量减弱。由于电离层的屏蔽作用,使得高频脉动衰减较大。由于它的发生跟磁层及太阳的活动有关系,也呈现一定的周期性。图 1.4 是地磁脉动所产生的大地电磁测深低频时间序列,近似为不同频率的正弦信号。

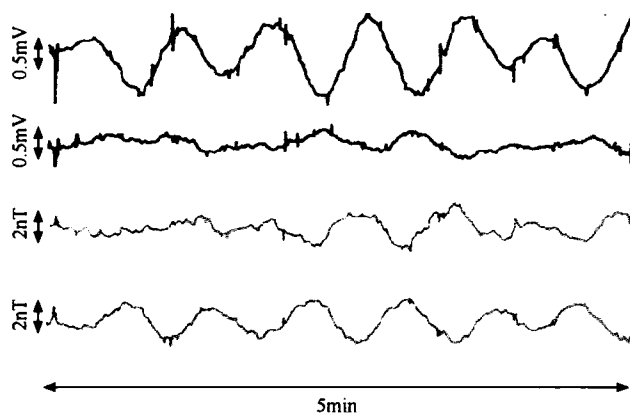


图 1.4 大地电磁测深低频时间序列图

3. 大地电磁的甚低频信号

大地电磁的甚低频信号主要是由磁暴及亚磁暴产生的,其典型的时间序列如图 1.5 所示。磁暴是由于空间气候的变化而导致的磁气层的短暂强烈扰动。由于空间气候的变化,比如太阳黑子等的发生,辐射出 X 射线、紫外线、可见光及高能量的质子和电子束,形成激波冲击地球磁层,使得磁场的水平分量增大,然后很快下降到极小值,在地球表面可观测到磁异常,下降到极小值之后大概需要三、四天时间恢复正常状态。亚磁暴是磁尾结构发生突然而强烈的变化,它可能是由于磁尾膨胀后,受到太阳风的压缩,使磁力线截断,靠地球一侧磁力线向地球方向回缩,粒子能量增加并产生 Birkeland 电流、极光等,对磁场进行扰动。

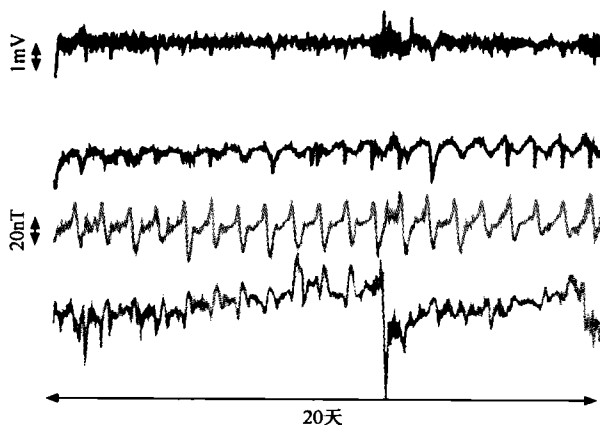


图 1.5 大地电磁测深甚低频时间序列图

这些甚低频电磁信号的产生,是太阳风的强烈变化所致,它与太阳的活动有密切的联系。图 1.6 是太阳的黑子活动周期图^①,其活动周期为 11 年。在活动高峰期,磁场信号起伏比较大,磁暴等活动发生频繁。这为天然电磁法地球物理勘探提供了较强的信号,利于高质量的数据收集;在太阳黑子活动较弱的时间段,将给天然电磁法地球物理勘探带来困难。因此野外大地电磁数据采集时,应尽量安排在太阳黑子活动高峰期。图 1.7 显示利用已知黑子太阳活动预测未来的太阳黑子活动^②。

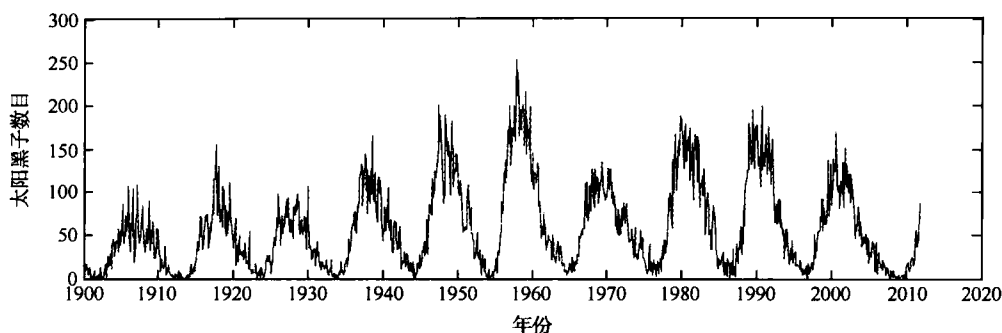


图 1.6 太阳黑子活动变化图

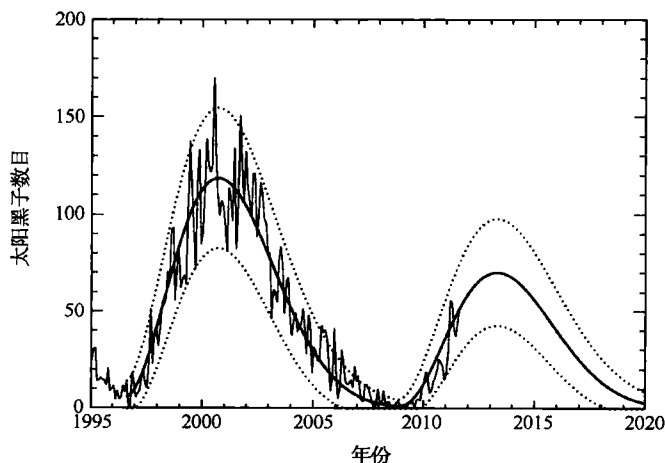


图 1.7 太阳黑子活动预测图

1.3 大地电磁测深法的工作原理

1.3.1 初始假设和约定

从高空电离层电流扰动的感应作用和大气中远处的雷电活动产生的均匀平面电磁波

① 太阳黑子变化图见 <http://solarscience.msfc.nasa.gov/SunspotCycle.shtml>.

② 太阳黑子变化预测图见 <http://solarscience.msfc.nasa.gov/predict.shtml>.

入射到地球表面之后,经折射垂直向下传播,电磁场极化为方向平行于地面,且在水平均匀各向同性介质中互相正交。

地球介质为各向同性的,其导磁率 μ 近似等于真空中的导磁率 μ_0 。地球介质中不存在场源,因此,我们所研究的电磁场畸变,只可能是由介质结构方面的原因引起的。

在大地电磁测深使用的频带范围内,可以忽略位移电流的影响。

1.3.2 大地电磁测深法的工作原理

在勘探地球物理领域中,人们通常所指的“电磁测深”,即是指电磁感应类的电阻率测深,这是建立在法拉第电磁感应定律基础上的一类电法勘探方法。它利用人工或天然电磁场在地球内部激发的电磁感应现象,研究地下由浅到深不同深度上地层的导电性结构。其中,利用天然电磁场的方法称为“大地电磁测深”,其工作频率为 $0.001\sim 1000\text{Hz}$ 。

从“能量”的观点看,电磁场在地下导电空间的传播过程,必然伴随有“能量”的损耗,使电磁场的振幅随传播距离衰减,相位也随之改变。当电磁场为谐变场时,其趋肤深度和波长都与岩石的电阻率成正比,与电磁场的频率成反比;这就意味着电磁场对地球的探测深度与频率及地球内部的电性结构有关,频率不同的电磁场,探测深度不同。在岩石导电性一定的条件下,电磁场的频率高,探测深度小;反之,探测深度大(图 1.8)。而对于频率一定的电磁场,地下岩石的电阻率高,其探测深度大;反之,探测深度则小。这就是大地电磁测深的基本工作原理。在实践中就是观测不同频率的大地电磁场分量,随着频率的变化,反映了不同深度范围的电阻率信息,给出地下介质电阻率随深度变化的规律。将观测资料与不同模型的理论响应做出对比和修改,可以得到与实测资料反映的地下真实模型在某种意义上最接近的解释模型。

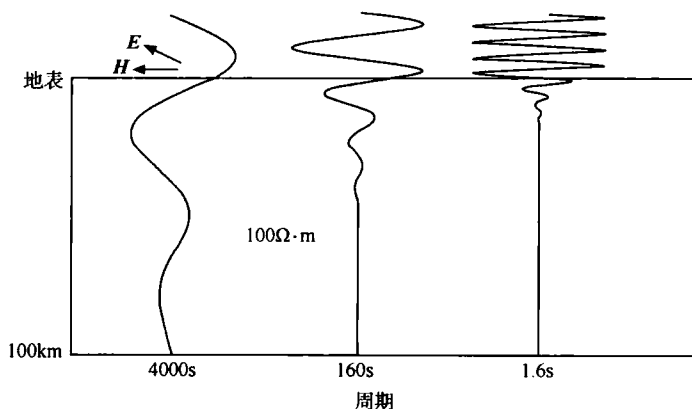


图 1.8 不同频率的电磁波场在导电介质中传播规律的示意图

1.3.3 大地电磁测深法的工作程序

- (1) 数据采集,测量大地电磁场各水平分量及磁场垂直分量。
- (2) 数据处理,降低噪声影响,将大地电磁场分量随时间的变化转换成频谱,并求出视电阻率和阻抗相位等大地电磁频域响应。