

西方大地电磁测深法理论发展现状

翁爱华 刘国兴

(长春科技大学地球探测与信息技术学院, 长春 130026)

摘要 文章回顾总结了近几年来西方大地电磁测深法在数据处理、正反演等方面所取得的理论研究成果, 指出在目前的大地电磁测深法研究中, 资料的噪音分析、数据的正反演尤其是多维大地电磁测深法数据正反演研究是最为活跃的研究领域。

关键词 大地电磁测深 噪音分析 正反演

大地电磁测深法近些年一直是电磁法勘探的一个比较活跃的研究领域, 尤其是在深部构造研究中, 更是重要的勘探手段。由于数值计算技术的发展, 大地电磁测深法无论是在资料处理还是在正反演研究中都取得了巨大进步。现在大地电磁测深法不仅已应用于构造研究, 还开始应用于深部金属勘探, 甚至被应用到工程勘探研究中。大地电磁测深法的理论日趋成熟。

1 资料处理

大地电磁测深法资料处理是反演、解释的基础, 获得高质量的数据, 采用先进有效的处理手段是资料处理的发展趋势。大地电磁测深法资料处理的一般步骤是对获得的时间记录作付里叶变换后进行标定、校正, 求得电磁场频谱, 采用有效的数值方法获取张量阻抗, 进行有意义的分解之后计算各种描述参数。由于对于电磁场结构特征认识的深化, 新的数学方法的引进, 大地电磁测深法资料处理进入新阶段。

1.1 噪音处理

大地电磁测深数据噪音来源主要有两个: 一个是产生于电性分布差异, 主要是三维局部不均匀体和大地电流扰动产生的被动型噪音; 另一个是主动型的噪音, 它来源于高压电线、接地设备等。Santarato 和 Spagnolini^[1]总结了噪音产生的原因。对于主动型的噪音, 通常假定为高斯分布模型, 但由于实际问题的复杂性, 非高斯分布的噪音统计模型^[2]也被引进数据处理中。由于大地电磁测深法同时观测多个电场与磁场分量, 这些观测场可能都含有噪音, 各分量的噪音可能是独立的, 也可能是相关的。Larsen 等人^[3]总结了消除这些不同相关性噪音的可能方法。如单站最小二乘方法适合于电场含有噪音的情况。稳健 M - 估计则要求电场、磁场尽管都含有噪音但必须不相关, 否则, 会如 Egbert 和 Livelybrooks^[2]所指出的, M - 估计的结果甚至不如最小二乘估计的结果。为了对相关噪音进行分析, Larsen 等人^[3]采用远参考道观测方式, 引进相关噪音阻抗, 借助 M - 估计分离出相关噪音和有用信号。值得

第一作者简介 翁爱华 男 28 岁 硕士 应用地球物理专业

收稿日期 1997 - 10 - 22

指出的是, 稳健M - 估计适合于单个突变数据, 对连续的相关噪音则无能为力。噪音源在空间和时间上的分布是随机的, Santarato 和 Spaagnolini^[1]研究了在空间的某些方向上占有优势的噪音处理方法。对于被动型噪音, 实际上涉及到静态效应这一较难处理的问题, 其实质是多维电磁模拟问题。因此, 分析不同性质来源的噪音, 选取有效的噪音消除方法, 才能保证解释结果的正确性与可靠性。

1.2 张量阻抗分解

阻抗计算

大地电磁测深法解释通常基于 1- D 或 2- D 大地模型假设, 在这种意义下进行阻抗分解, 求出常用的解释参数, 如视电阻率、相位以及由它们导出的Bostic 电阻率、相位导数等, 而这些量计算结果的正确性、可靠性又直接取决于阻抗计算与分解。

为了获得正确的阻抗估计, 必须分析噪音性质, 运用有效的统计分析手段。最常用的最小二乘方法是基于噪音的如下特性: 只有电场有噪音; 噪音服从正态分布。但是, 这种假设在实际中难以严格成立, 尤其是数据中出现突变点和断带时, 这种方法估计的结果就很不准确。但应用稳健M - 估计可达到压制突变点和消除断带影响的目的。Chave^[4]首先将稳健M - 估计用于阻抗函数估计中。Chave 和 Thomson^[5]指出对于磁场数据消除突变点的重要性, 引入新的估计数据误差的方法, 将稳健M - 估计方法向前推进一步。Sutarna 和 Vozoff^[6]对单站观测资料利用相位光滑方法结合稳健M - 估计求取阻抗。由于稳健M - 估计实质是加权的最小二乘估计, 其权的设计原则就是压制突变点的影响。然而, Egbert 和 Livelybrooks^[2]指出, 单独采用稳健M - 估计, 要求信噪比较高, 否则估计偏差较大, 而相关估计能提高信噪比, 因此他们结合两者优点提出了所谓的混合M - 估计与相关加权的新方法。这种方法对于大地电磁测深法 0.05~ 5 Hz 所谓死带的频带范围内质量不高的数据处理效果尤为明显。他们指出, 在这种条件下, M - 估计只根据数据的误差压制噪音会压制实际上有效的数据。这说明选择合适的数据处理方法的重要性。

阻抗分解

阻抗分解通常采用最小二乘法求取 1- D 或 2- D 条件下主轴阻抗。但是由于: 观测数据的误差、3- D 局部不均匀体的影响和 大地电流在 2- D 条件下的集流效应影响, 在旋转之后主对角元素不可能为零。由于观测技术的进步, 数据处理手段的发展, 假定张量阻抗没有主动噪音可以得到保证。对于 两种情况, 采用最小二乘方法不可能得到正确的结果。Barth^[7]指出传导电流或集流效应并不影响感应问题的 2- D 信息。Groom 和 Bailey^[8]基于此思想, 给出了一种有效的阻抗张量分解方法, 从受 3- D 异常体集流效应影响的阻抗张量中得到反映 2- D 构造的主轴阻抗, 同时得到一些新的描述参数, 并给出这些参数与常规的描述参数之间的差别。Groom^[9]进一步用位于地表的半球的感应场半定量地研究了 3- D 近地表不均匀体对于电场和磁场从而对 M T 阻抗张量分解的影响。和其他的分解方法一样, 他们提出的分解方法对于噪音很敏感, 从有噪音的数据求取分解的张量很不稳定。但是对于其中某些参数, 通常采用主轴方位角作限制, 用最小二乘方法拟合所得到的非线性方程会使求解变得稳定, 且该方法求出的参数不依赖于观测点相对于局部异常体的位置。值得指出的是, 采用 Groom 和 Bailey^[8]提出的方法求取的阻抗, 含有所谓的实际上是静态效应的“点位恢复因子”(site gain)。Smith^[10, 11]在假设局部 3- D 异常体只影响区域电流场变化的前提下, 从一个更为易懂的角度分析了 Groom 和 Bailey^[8]的分解方法, 指出在噪音条件

下,采用加权最优化方法,即使对于具有相关噪音的阻抗元素,也能获得令人满意的结果。但必须计算阻抗元素之间的统计参数如方差、协方差等,而困难的是这些统计参数随坐标的旋转而变化。

1.3 静态效应分析

静态效应的产生主要是局部电性不均匀引起的集流效应或是不均匀体上积累电荷产生的附加稳定电场。因此,静态效应主要影响电场分布,Barth^[17]指出,静态效应在低频时并不影响视电阻率与相位的形态。Groom 和 Bailey^[18]指出它的影响实际上相当于视电阻率乘以某一频率独立的比例因子,若是通过某种途径获得所谓的“点位恢复因子”,则可对视电阻率进行静态效应校正,而从单点的大地电磁测深资料这种校正是无法完成的。

在只有大地电磁测深资料的条件下,对大量的数据通常假设各个独立观测点之间的静态效应服从高斯分布。因此,可采用各种统计分析方法进行处理,如正交多项式圆滑、相权静校正、空间滤波等。在有地震资料、测井资料或者其它电法勘探资料时,可以利用它们进行静态效应校正。采用辅助资料作静态效应校正时,通常利用辅助资料求取不受静态效应影响的大地电磁测深的视电阻率曲线并以此为基准对观测曲线进行平行移动。Sternberg^[12]、Pellerin 和 Hohmann^[13],认为瞬变测深垂直磁场受 3-D 局部不均匀体的影响很小,借助瞬变电磁测深的观测时间与大地电磁测深频率参数之间的对应关系,利用瞬变电磁测深对大地电磁测深作静态效应校正。由于相位不受静态效应的影响,Maxwell^[14]联合瞬变电磁测深和大地电磁测深相位进行反演。但该方法对野外数据的相位质量要求较高。但 Sternberger^[15]指出瞬变电磁测深资料仍然受到不均匀体的影响,联合瞬变电磁测深的校正是不完全的。

静态效应是多维问题。DeGroot- Hedlin^[16,17]指出由于静态效应的存在,反演得到的模型有时是不可能模型。他将观测值分解成两部分,一部分与静态效应有关,另一部分则代表正常的大地响应,采用正交化反演方法同时得到模型和静态效应参数。Ogawa 和 Uchida^[18]也不对静位作校正,而假设静态效应是高斯分布,直接对视电阻率作二维反演,取得较好的效果。视电阻率的定义方法是多样的,而且对视电阻率直接反演通常只是利用 2-D 或 1-D 模型假设。由于 3-D 局部异常体的影响,阻抗分解也不可能完全对角化,计算的相应视电阻率能否真实地反映地下的电性分布仍然是个问题。因此,DeGroot- Hedlin^[16]直接利用阻抗的各个元素进行 2-D 反演,形成 Occam G 反演方法。Carls 和 Bostic^[19]对 3-D 情况下的大地电磁模型,采用准线性 Born 近似方法正演模拟,结果表明电场传输函数的空间频率特性具有低通的特点,也就是电场分量是地下电性分布的低通输出,而静态效应是高通输出。通常对于电场测量的是电位差,这是一个平均过程,因此具有低通的特点,正确地选择电极间距能有效地压制局部不均匀体的影响。利用这一思想发展起来的电磁阵列剖面法(EMAP)现已在生产中使用。

1.4 描述参数研究

通常情况下,大地电磁测深法描述地下电性分布特征的参数是卡尼亚视电阻率与相位。Basokur^[20,21]总结了视电阻率的定义方法,并由归一化阻抗函数出发,给出新的视电阻率定义表达式,更好地反映地下的电性分布。Szarka^[22]、Basokur^[20,21]相继讨论了这些视电阻率定义的数学物理根据。除了视电阻率定义的研究外,将视电阻率曲线转换成深度-电导率的研究也很有意义。这实际上是一种反演方法,将在下面讨论。

对于相位,一般作相位-周期(深度)的拟断面图。Ranganayaki^[23]利用相位的周期导数

来描述地下的电性分布,给出地下电性分布 2- D 图像。Nagy^[24]利用 1- D 情况详细地研究了相位导数的特性,并联系视电阻率,给出了相位导数极值的周期与层电阻率的对应关系。他指出,当下层介质电阻率大于上层介质的电阻率时,相位导数为正值;反之,下层介质电阻率小于上层介质电阻率时,导数为负值。极值的周期位置在层埋深一定时并不随电性变化。对于不同的极化模式,不同的电导模型,相位导数反映地层的能力是不一样的。但利用 TM 模式导数更为有效。

2 正反演问题

大地电磁的正反演问题,尤其是多维问题的正反演方法的研究方兴未艾,可以从对于模型的研究和对正反演方法的研究这两个方面来分析。

2.1 物理模型研究

大地电磁测深模型的研究,就 1- D 而言,除最基本的层状均匀电阻率分布的模型外,针对实际问题 Singh 和 Kant^[25]研究了层电阻率按指数变化时视电阻率曲线特征及反演效果, V allianato s^[26]讨论了层电阻率在高斯分布时视电阻率变化规律,这对由视电阻率确定模型参数并评价反演结果的可靠性有指导意义。对大型的构造单元的分界面处,如滨海地区, Paw sen^[27, 28]采用简单的三层但中间层横向变化的 2- D 模型进行了研究,指出了这种情况下大地电磁测深法的视电阻率与相位在界面处的变化规律。M aurie llo 等人^[29]利用 Cole- Cole 模型讨论了频散视电阻率的 2- D 大地电磁模型的响应。针对大地电磁测深曲线的尾支分离情况, Josef 和 V erner^[30]利用有限差分法对 2- D 电阻率各向异性模型进行了模拟。但最全面的 3- D 电阻率各相异性模型正演的研究工作是 W eide l t^[31, 32]完成的。

2.2 正演方法

正演问题的研究是反演解释工作的基础,目前主要是对高维问题展开的。常用的方法主要是数值模拟技术,如积分方程方法、有限元方法、有限差分法等。每种方法都有其特点, N abigian^[33]总结了这几种方法的原理,指出各自的优缺点。事实上,每一种方法的运用,要针对模型加以选择,达到快速、准确的目的。W annamaker^[34]首先将积分方程方法运用到大地电磁测深的 3- D 模拟中, M ackie 等人^[35]比较了积分方程方法与有限差分方法,指出两种方法除在导电性分界面和高阻体上外计算精度是一致的。B orn 近似实质上也是积分方程方法。V erdin 和 Bostick^[36]运用 B orn 近似对三维大地电磁模型进行了模拟计算。B orn 近似要求不均匀电性差异较小,以保证足够的精度。这与 W annamaker^[34]的结论一致。为解决电性差异过大导致数值计算不稳定的困难, Zhodanov 和 Fang^[37]提出用非线性近似代替线性近似的 B orn 近似方法,为数值模拟的普适性提供了思想方法。

将差分方程方法运用于电磁模拟较早的当属 Yee^[38]。但将其运用到大地电磁模拟中,较近的工作是由 M ackie 等人^[35]完成的。通常用所谓的九点蛙跳式差分格式。但由于这种算法的复杂性与大的计算量, W eaver 等人^[39]提出采用固定网格的五点差分格式取代蛙跳差分格式,提高精度和速度。当然除上述常用的多维模拟方法外,还有一些其他的方法如 W iener- Hopt^[27]技术、模式匹配技术^[28]等。

2.3 反演方法

1- D 大地电磁测深反演方法通常是参数化后的线性化反演。由于线性化的一系列缺点,更多的人开始注意非线性化反演^[40]和联合反演方法。Pellerin 和 Hohmann^[13]联合瞬变

测深与大地电磁测深反演, Santarato 和 Zerilli^[441]利用直流测深资料约束大地电磁反演以及地震资料与大地电磁测深的联合反演^[42]。Weidelt^[31]指出由于不完全数据造成反演的非唯一性,对大地电磁测深资料利用非线性方程结合边界条件,求得局部平均的 1-D 电导率模型和反演参数的上下限。参数化反演以 Bostick^[43]方法为基础, Bostick 反演无需有关的先验信息或假设,但由于该方法只是利用单个频点的观测数据进行反演,受噪音影响很大,因此所得到的反演曲线不光滑。Trevino^[44]采用两点平均同时参考相位给出了相近的求解方法,但是这种方法受所采用的频点周期间距影响较大。这些非线性反演方法的意义在于为地下电性的描述提供了较为快速、简单而又有效的方法。

2-D 离散模型反演方法主要是基于要求观测数据在模型参数满足一定的极值条件时拟合差最小的 Occam 反演(Constable 等人^[45]), DeGroot- Hedlin 和 Constable^[46]则首先将该方法运用到 2-D 大地电磁测深资料的反演中,目前该方法已成为 2-D 反演的基本方法。涉及到多维反演的问题主要有三个,首先是反演参数的选择,其次是灵敏度矩阵的计算,最后则是大型矩阵方程的求解。

大地电磁测深反演通常是针对视电阻率这一参数分两步进行的,即静态效应校正后反演。但静态效应校正是困难的, Ogawa 和 Uchida^[16]为了避免静态效应校正带来的问题,对于大量的数据,不作静校正,而假设静态效应服从高斯分布,直接进行 2-D 反演。而 DeGroot- Hedlin^[15]指出既然阻抗分解难以求得真正意义的一维或二维主轴阻抗,提出所谓的 Occam G 反演方法,即直接同时运用阻抗的四个元素进行反演,最终取得区域走向、三维体扰动效应矩阵以及二维电性分布等参数。

灵敏度矩阵的计算在反演中占有重要的地位。对于多维问题,灵敏度矩阵的计算量相当大。McGillivray 和 Oldenburg^[47]总结灵敏度矩阵计算的三种方法——扰动法、灵敏度方程法和耦合方程法等。Ellis 等人^[48]利用 1-D 模型计算的灵敏度近似 2-D 反演的灵敏度矩阵。这种近似是不完全的,除测点下方外是很不精确的。Mackie 和 Madden^[49]为避免灵敏度矩阵的计算,采用共轭梯度法进行反演求解。但随着矩阵体积的增大,为获得较好的灵敏度矩阵,计算量也是巨大的。Farquharsen 和 Oldenburg^[50]提出对耦合方程采用均匀半空间近似的方法计算灵敏度矩阵,大大提高计算速度。而 Lugao 和 Wannamaker^[51]提出利用电磁场的互易性原理针对 2-D 有限元方法求取灵敏度矩阵的方法,并和正演前差方法结果进行比较,指出精度是能够保证的。

多维问题无论正演还是反演,最终要求解大型方程组。计算量随着矩阵的体积增大而迅速增加,因此必须寻找合适的求解方法。Xiong^[52, 53]证明了在某些对称条件下,积分方程的散射矩阵具有对称性,利用这种特性,并给出了对内存需求更小、计算效率更高、适用于并行处理的所谓系统迭代方法。之后,对于三维问题, Xiong 和 Tripp^[54]对积分方程的散射矩阵分块对角化,从而将一个方程组分解成多个小的方程组求解。Zhang 和 McMechan^[55]指出 SVD 方法不适合于大型方程组的求解,但是能提供一些有关解的辅助信息,而共轭梯度方法对内存要求较少,但不能提供解的信息。对于大型矩阵的求解,为了得到解以外的类似于 SVD 信息密度和相关系数矩阵,他们提出了基于 LSQR 分解的所谓 LSQRA 分解,同时给出解和解的信息。Smith^[10]利用 Lanczos 的思想,采用双共轭梯度方法,克服了共轭梯度法的病态特性,同时设计了加速算子,提高方程组的求解速度。

大地电磁测深成像研究自从 Lee^[56]的相位移成像的经典文献产生以来也取得一定的进

展。但是这些结果只能求解出简单二维模型的电性分界面,因此有关文献较少。Zhdanov 等^[57]在波场延拓的基础上,获得二维模型的界面形态,并首次利用反射系数求得模型的电阻率的分布。但是,该成像方法的垂向分辨率不大,而且对于背景电阻率确定要求比较高。

3 结 论

综上所述,近几年来,西方大地电磁测深方法理论,无论是在数据处理、模型研究以及数据的解释等方面,都取得巨大的成就。

(1)在资料处理方面,首先对噪音的产生及特点进行了广泛细致的分析,在此基础上研究出许多具有针对性的解决方案,取得很好的效果。对于阻抗的分解,从物理意义出发,更多地借助于数学手段,提出了更为合理的分解方法,为基于 1- D 或 2- D 解释的参数正确性提供了有力的保证。对于静态效应的校正,虽然提出了许多方案,但都不能彻底解决问题。

(2)在理论模型的构制及正问题求解方面,尤其是多维模型研究,由简单向复杂,由 2- D 向 3- D 模型发展。描述模型的物理参数从单一的电阻率发展到电阻率、介质的频散参数甚至电阻率的各向异性等物理量。总之,物理模型朝着更为复杂,但也是更为符合实际地球物理条件的方向发展。对于正演方法,则在经典数值模拟方法的基础上,结合具体的地球物理模型和先进的计算技术及计算机技术研制出一些快速、准确、能适应复杂模型的有效算法。

(3)反演问题实际上是人们更为感兴趣的方面,这是所有野外工作和解释技术的体现。对于反演方法研究,更多进行多维探索。这种探索,不仅体现在反演方法的本身,即具体能胜任大规模反问题求解方法的研究,针对具体问题,还发展一些新的方法。如为克服阻抗分解不确定性进行的 Ocam G 反演,克服高斯分布静态效应的反演等。反演方法似乎朝着直接利用原始参数的方面发展,因为这样的参数受人为主观因素影响相对要小,其结果应该更为合理。

参 考 文 献

- 1 Santarato G, Spagnolini U. Cancelling directional EM noise in magnetotellurics. *Geophysical Prospecting*, 1995, **43**: 605~ 621
- 2 Egbert G D, Livelybrooks D W. Single station magnetotelluric impedance estimation: Coherence weighting and the regression M- estimation. *Geophysics*, 1996, **61**: 960~ 970
- 3 Larsen J C, Mackie R L, Manzella A, et al. Robust smooth magnetotelluric transfer function. *Geophys J. Int.*, 1996, **124**: 801~ 819
- 4 Chave A D, Thomson D J, Ander M E. On the robust estimation of power spectra, coherence, and transfer function. *Journal of Geophysical Research*, 1987, **92**, B1: 633~ 648
- 5 Chave A D, Thomson D J. Some comments on magnetotelluric response function estimation, *Journal of Geophysical Research*, 1989, **94**: 14215~ 14225
- 6 Sutarna D, Vozoff K. Phase- smoothed robust M- estimation of Magnetotelluric impedance functions. *Geophysics*, 1991, **56**: 1999~ 2007
- 7 Barh K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysical International*, 1987, **62**: 119~ 127
- 8 Groom R W, Bailey R C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three- dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 1989, **94**, B2: 1913~ 1925
- 9 Groom R W. Analytic investigations of the effects of near- surface three- dimensional galvanic scat-

- terers on M T tensor decomposition. *Geophysics*, 1991, **56**: 496~ 518
- 10 Smith J T. Understanding telluric distortion matrices. *Geophysical Journal International*, 1995, **122**: 219 ~ 226
- 11 Smith J T. Conservative modelling of 3- D electromagnetic field : Part I properties and error analyses, 1996, **61**: 1308~ 1318
- 12 Sternberg B K, Washburne J C, Pellerin L. Correction for the static shift in magnetotelluric using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 1988, **53**: 1459~ 1468
- 13 Pellerin P, Hohmann G W. Transient electromagnetic inversion——A remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysics*, 1990, **55**: 2102~ 2106
- 14 Maxwell A M. Joint inversion of TEM and distorted M T soundings: some effective practical considerations. *Geophysics*, 1996, **61**: 56~ 65
- 15 Sternberger. On the removal of static shift in two dimensions by regularized inversion by Catherine DeGroot- Hedlin. *Geophysics*, 1993, **58**: 558~ 559
- 16 DeGroot- Hedlin C. Removal of static shift in two dimensions by regularized inversion. *Geophysics*, 1991, **56**: 2102~ 2106
- 17 DeGroot- Hedlin C. Inversion for regional 2- D resistivity structure in the presence of galvanic scatterers. *Geophysical Journal International*, 1995, **122**: 877~ 889
- 18 Ogawa Y, Uchida T. A two- dimension M T inversion assuming Gaussian static shift. *Geophysical Journal International*, 1996, **126**: 69~ 76
- 19 Carls T V, Francis X, Bostic J. Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: electromagnetic array profile (EMAP). *Geophysics*, 1992, **57**: 603~ 622
- 20 Basokur A T. Definition of apparent resistivity for the presentation of magnetotelluric sounding data. *Geophysical Prospecting*, 1994, **42**: 141~ 149
- 21 Basokur A T. Reply to Comment on "Definitions of apparent resistivity for the presentation of magnetotelluric sounding data" by L. Szarka, *Geophysical Prospecting*, 1994, **42**: 989~ 992
- 22 Szarka L. Comment on "Definition of apparent resistivity for the presentation of magnetotelluric sounding data" by A. T. Basokur. *Geophysical Prospecting*, 1994, **42**: 987~ 988
- 23 Ranganayaki R P. An interpretive analysis of magnetotelluric data. *Geophysics*, 1984, **49**: 1730~ 1748
- 24 Nagy Z. Advances in the combined interpretation of seismics with magnetotellurics. *Geophysical Prospecting*, 1996, **44**: 1041~ 1083
- 25 Singh R P, Kant Y. Sensitivity analysis of electromagnetic measurements over exponentially varying conductivity earth models. *Geophysical Journal International*, 1995, **121**: 111~ 116
- 26 Vallianatos F. Magnetotelluric response of a randomly layered earth. *Geophysical Journal International*, 1996, **125**: 677~ 683
- 27 Pawson T W. B- polarization induction in two thin sheets coupled to the mantle by a conducting crust——I. Solution by the Wiener- Hopf techniques with limiting forms. *Geophysical Journal International*, 1996, **124**: 556~ 576
- 28 Pawson T W. B- polarization induction in two thin sheets coupled to the mantle by a conducting crust——II. Solution by the mode- matching method, the fields above the conductors and examples result. *Geophysical Prospecting*, 1996, **44**: 577~ 590
- 29 Mauriello P, Patella D, Siniscalchi A. The magnetotelluric response over 2- D media with resistivity frequency dispersion. *Geophysical Prospecting*, 1996, **44**: 789~ 818
- 30 Josef P, Verner T. Finite- difference of magnetotelluric fields in two - dimensional anisotropic mod-

- ea. *Geophysical Journal International*, 1997, **128**: 505~ 521
- 31 Weidelt P. FD- Modelling of 3- D structures with arbitrary anisotropic conductivity, Poster presented at 12th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, 1994, abstract NO. P. 7a - 19, IAGA, Brest
- 32 Weidelt P. Bounds on local averages of one- dimensional electrical conductivity distributions. *Geophysical Journal International*, 1995, **123**: 683~ 714
- 33 Nabighian S. The electro- magnetic field theory in applied geophysical prospecting, SEG, 1994
- 34 Wannamaker P E. Advance in the three- dimensional magnetotelluric modelling using integral equations. *Geophysics*, 1993, **56**: 1716~ 1728
- 35 Mackie R L, Modden F R, Wannamaker P E. Three- dimensional magnetotelluric modelling using difference- equation——theory and comparison to integral equations, *Geophysics*, 1993, **58**: 215~ 226
- 36 Verdin C T, Bostick P X. Implication of the Born approximation in the magnetotelluric problem in three- dimensional environments. *Geophysics*, 1993, **57**: 587~ 602
- 37 Zhodanov M S, Fang S. Quasi- linear approximation in 3- D electromagnetic modelling. *Geophysics*, 1996, **61**: 646~ 665
- 38 Yee K S. Numeric solution of initial boundary problems involving Maxwell's equations in isotropic media, *IEEE* 1966, From Aut Prop. AD- 14: 302~ 309
- 39 Weaver J T, Pu X H, Agarwal A K. Improved methods for solving the magnetic field in E- polarization induction problems with fixed and staggered grids. *Geophysical Journal International*, 1996, **127**: 437~ 446
- 40 Belay R, Rasmussen T M. One- dimensional non- linear inversion of MT data: the importance of data errors. *Geophysical Prospecting*, 1995, **43**: 905~ 918
- 41 Santarato V G, Zerilli A. 2- D modelling of resistivity and magnetotelluric data from the Belvedere Spinello salt mine. Italy. *Geophysical Prospecting*, 1995, **43**: 77~ 89
- 42 Schnegg P A, Sommaruga A. Constraining seismic parameters with a controlled - source audio- magnetotelluric method (CSAMT). *Geophysical Journal International*, 1995, **122**: 152~ 160
- 43 Bostick F X. A simple exact method of magnetotelluric analysis, in Workshop on electrical methods, geochemical exploration. U. S. Geol Surv., 1977, Contract, 14 08001~ G~ 319
- 44 Trevino E G. Approximate depth averages of electrical conductivity from surface magnetotelluric data. *Geophysical Journal International*, 1996, **127**: 762~ 772
- 45 Constable S C, Parker R L, Constable C G. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from EM sounding data. *Geophysical Journal International*, 1987, **108**: 917~ 929
- 46 DeGroot- Hedlin C, Constable S. Occam's inversion to generate smooth, two- dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 1990, **55**: 1613~ 1624
- 47 McGillivray P R, Oldenburg E W. Methods for calculating Frechet derivatives and sensitivities for the non- linear inverse problem, A comparative study. *Geophysical Prospecting*, 1990, **38**: 499~ 524
- 48 Ellis R G, Farquharson C G, Oldenburg D W. Approximate inverse mapping inversion of the CO- PROD2 data, *J. Geomag Geoelectr*, 1993, **45**: 1001~ 1012
- 49 Mackie R L, Madden T R. Three- dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, 1993, **115**: 215~ 229
- 50 Farquharson C G, Oldenburg D W. Approximate sensitivities for the electromagnetic inverse problem. *Geophysical Journal International*, 1996, **126**: 235~ 252
- 51 DeLugao P P, Wannamaker P E. Calculating the two- dimensional magnetotelluric Jacobian in finite

- elements using reciprocity. *Geophysical Journal International*, 1996, **127**: 806~ 810
- 52 Xiong Z. Symmetry properties of the scattering matrix in 3- D electromagnetic modelling using integral equation method. *Geophysics*, 1992, **57**: 1199~ 1202
- 53 Xiong Z. Electromagnetic modelling of 3- D structures by the method of system iteration using integral equations. *Geophysics*, 1992, **57**: 1556~ 1561
- 54 Xiong Z, Tripp A C. A block iterative algorithm of 3- D electromagnetic modelling using integral equation with symmetrized substructures. *Geophysics*, 1995, **60**: 291~ 295
- 55 Zhang J, McMechan G A. Estimation of resolution and covariance for large matrix inversion. *Geophysical Journal International*, 1995, **121**: 409~ 426
- 56 Lee S, McMechan G A, Aiken C L V. Phase-field imaging: The electromagnetic equivalent of seismic migration. *Geophysics*, 1987, **52**: 678~ 693
- 57 Zhdanov M S, Traynin P, Booker J R. Underground imaging by frequency- domain electromagnetic migration. *Geophysics*, 1996, 666~ 682

The Present Developing of Occident Magnetotellurics

Weng Aihua, Liu Guoxing

(Changchun University of Science and Technology, Changchun 130026)

Abstract The article summarizes the development of magnetotellurics in data processing, model research and inversion problem presently in western countries and points out that the data noise analysis, inversion and interpretation, especially the multi-dimensional inversion are of the greatest interests

Key words magnetotellurics, noise analysis, inversion problem