

地球物理学中的电磁场正演与反演

汤井田, 任政勇, 化希瑞

(中南大学信息物理工程学院, 长沙 410083)

摘 要 本文在近年来众多的地球物理研究者的研究基础上,总结了当前地电磁模型正反演已有成果,定量分析了各种主要正反演的性能测试,指出不同正反演法的优点、缺点以及应用范围局限,提出了各种方法的发展趋势以及当前计算地球物理领域的核心内容,指出了计算地球物理领域的数值模拟发展方向。

关键词 有限差分, 有限元, 积分方程, 线性迭代, 蒙特卡罗, 电磁模型, 正演, 反演

中图分类号 P318, P319

文献标识码 A

文章编号 1004-2903(2007)04-1181-14

The forward modeling and inversion in geophysical electromagnetic field

TANG Jing-tian, REN Zheng-yong, HUA Xi-rui

(School of Info- physics and Geomatics Engineering, Changsha, 410083)

Abstract Based on the excellent achievements by many geophysical researchers at present, this paper has analyzed performances of the most used forward and inversion methods in electromagnetic quantitatively, and then, has pointed the merits and faults of this algorithms. So, with the quantitative analysis and testing, the development trend of above forward and inversion in geophysical electromagnetic filed is pointed and also the core of computational geophysics is listed. At the end, we have clearly listed the development trend of the numerical simulation in computational geophysics.

Key words finite difference method, finite element method, integral equation method, linear iterate method, monte-carlo method, electromagnetic simulation, forward model, inversion

0 引 言

在地球物理学,电磁场的复杂性决定了地球物理模型的复杂性,一般而言,地球物理模型无法以解析法得到解析解^[1],因此,数值模拟方法在地球物理学中得到了广泛地应用,并以此,地球物理学家得到了许多经典的地电模型的电磁场分布数据.借助于这些电磁场分布数据,结合地电模型结构,我们可以初步建立电磁场数据与模型之间的对应关系.但对于复杂的模型来说,其电磁场分布也非常之复杂,在这种情况下,模型与电磁场数据之间的关系变得十分复杂,因此,需要一种高效的、准确的方法来建立模型与电磁模型之间的关系,这种方法即称为电磁

模型的反演^[2].目前而言,反演主要集中在完全 2D、3D 非线性模型上^[3~5],在其中,3D 电磁场数值模拟是 3D 电磁反演的核心引擎,因此反演与正演是相得益彰,互相促进的.限于篇幅,本文只讨论广泛应用于地球物理电磁场正演的有限差分^[6~8],有限元^[9,10],积分方程法^[11,12]等,基于此的方法变种,如微分-积分法^[13]等不具体讨论;对于反演来说,只讨论线性迭代法^[14]、蒙特卡洛反演方法^[3].而其它一些变种如微分-积分方法^[13]等不具体论述.

本文第一部分,讨论有限差分、有限元和积分方程法,分析其现有应用效果,其优点与缺点,基于此分析其发展趋势;第二部分详细论述反演算法的应用以及发展趋势,集中讨论线性化迭代法,蒙特卡洛

收稿日期 2007-04-10; 修回日期 2007-06-20.

基金项目 国家 863 计划(2006AA06Z105, 2007AA06Z134)项目资助.

作者简介 汤井田,博士,博士生导师,中南大学教授,中国地球物理学会会员,美国勘探地球物理学家协会(SEG)会员.主要从事电磁场理论和应用、地球物理信号处理及反演成像等研究. (Email:jttang@mail.csu.edu.cn).

非线性全局最优化方法等,分析其优点与缺点,并讨论解决当前阻碍其发展的解决方法,指出非线性反演的在电磁模型中发展趋势.

表 1 符号的意义

Table 1 The meaning of symbols

V	Laplace 算子
	介电常数
μ	磁导率
	介质电导率
\sim	角频率
j^{ext}	外加电流
$\tilde{} = -i\omega$	复电导率
$e^{-i\omega t}$	时间依赖常数
E	电场强度
H	磁感应强度
E_0	初始电场强度
H_0	初始磁感应强度
r	空间坐标
V^s	体积
A	系统矩阵
D	空间维数
X	节点值向量
B	右边向量
	目标函数
m	目标模型
m	模型增量
	罚函数因子
$J_n \times m$	灵敏矩阵
$H_n \times m$	海森矩阵
i, n, k	不清索引计数
	调整因子
$M = N_M$	模型集
x	模型参数
w, v	模型个体

1 电磁场正演分析

电磁正演模型的宏观控制方程为 Maxwell 方程,就其在频率领域的形式为[2]:

$$\nabla \times H = \tilde{E} + j^{\text{ext}},$$
$$\nabla \times E = i\omega\mu H.$$

(1)

求解(1)式,便可获得 H 和 E. 对于绝大多数模型,

(1)式只能够通常数值方法来求解,下面列举主要数值方法最新进展.

1.1 有限差分法^[4,7]

有限差分(Finite-difference method, FDM)是最为古老的数值计算方法之一,其被用于应用地球物理邻域始于 20 世纪 60 代(Yee 1966^[7]; Jones and Pascoe, 1972^[15]; Dey and Morrison, 1979^[16]; Madden and Mackie, 1989^[17]),特别进入 90 年代,交错式样网格被广泛用于地电磁场的分析中来,使有限差分法步入全盛时期(Smith and Booker, 1991^[8]; Mackie et al, 1993, 1994^[18,19]; Wang and Hohmann, 1993^[20]; Weaver, 1994^[21]; Newman and Alumbaugh, 1995, 1997^[22,23]; Smith, 1996a, b^[24,25]; Varentsov, 1999^[26]; Champagne et al, 1999^[27]; Xiong et al., 2000^[28]; Fomenko and Mogi, 2002^[29]; Newman and Alumbaugh, 2002^[30]). 有限差分的基本原理为:方程()控制的模型被分为规则的网格,其规模为

$$M = N_x \times N_y \times N_z,$$

N_i 为直角笛卡尔坐标系的坐标轴方向的节点距,电磁与磁场被离散到节点,并导致一些关于电磁场节点值的线性方程组,

$$A_{\text{FD}} X = B,$$

A_{FD} 为 $3M \times 3M$ 的复数、对称、大型、稀疏矩阵, X 为 $3M$ 长的各节点电场或磁场的三方向值的向量, B 为由 j^{ext} 等激励和边界条件生成的长度为 $3M$ 的向量. 同上可知,有限差分的最大不足之处为,它要求模型能够被剖分成规则的单元如四边形,六面体等,严重制约了其在复杂地球物理模型中的应用;最大优点在于能够非常好的处理内部介质中电磁性差异引出的磁场与电磁不连续现象,这是由交错网格的基本性质决定. 目前来说,作为电磁数值模拟方法的主导者,有限差分法(FD)正处于各向同性介质模型转向各向异性介质模型的升级(Weidelt, 1999^[31]; Weiss and Newman 2002, 2003^[32,33]);正处于频率域电磁模型的模拟向时间域电磁模型模拟的空间转换,并借助于并行技术求解(Wang and Hohmann, 1993^[20], Wang and Tripp, 1996^[34], Haber et al, 2002^[35]; Commer and Newman, 2004^[36]).

1.2 有限单元法^[4,8,9]

有限单元法(Finite element method, FEM)并未广泛地被应用到地电磁场数值模拟计算当中来, FEM 利用节点值与节点基函数来形成整个电磁场的分布. 不同于 FDM, FEM 是基于电磁场的积分形

式,它是由电磁场的微分形式通过 Green 等定理变换而得,通常也称有限法的解为微分形式的弱解.不同于 FDM, FEM 最也形成大型,对称,复数,稀疏矩阵,

$$A_{FE} X = B.$$

不同于 FDM, FEM 并不一定要求模型能够被剖分成规则单元,如三角形与六面体单元(其被理论与实践证明可以无限度精确地模拟地球物理模型),因此, FEM 能够求解 FDM 不能够求解的复杂地球物理模型,并被应用于实际中 (Reddy, 1977^[37] Coggren, 1976^[9]; Pridmore, 1981^[38] Pasulsen, 1988^[39] Boyce, 1992^[40] Livelybrooks, 1993^[41] Lager and Mur, 1998^[42] Sugeng, 1999^[43] unorbi, 1999^[44] Ratz, 1999^[45] Ellis, 1999^[46] Haber, 1999^[47] Zyserman and Santos, 2000^[48] Badea, 2001^[49] Mitsubhata and Uchida, 2004^[50]). 由上可知, FEM 不仅能够处理 FDM 能处理的简单模型,更能够处理复杂的模型,因此, FEM 能够作为地电磁场数值模拟的通用者. FEM 显然肯定一些不足之处:对于复杂的模型,其结果不能给人以绝对的信服,其解没有相应的误差分析,并且这种分析是非常之必要. FEM 的发展趋势:

(1) 对复杂的模型给予相应的精确的误差分布,难以肯定结果的真实可靠性^[24~30];

(2) 基于势理论的成长,电磁场借助于矢量势与(或)标量势的方程系统能够完美的代表电磁场分布,有限元求解这些系统是一种大势所趋^[44,49,50].

(3) 虽然 FD 能够处理内部边界电磁场不连续现象,但是基于节点的有限元法不能处理此理解,从而给结果带来误差,基于边的矢量有限元能够很好的处理节点有限元的不足^[43,50],因此,随着对误差的要求越来越小,矢量有限元将会越来越多的应用到地电磁场的分析中来.

1.3 积分方程法^[4,11,12]

积分方程法实现了均匀导电半空间三维大地电磁响应的数值模拟.即求取张量格林函数积分时,采用二次剖分算法解决计算中奇异值问题,对于含有贝塞尔函数的积分项,利用结合连分式展开的高斯求积代替常规的快速汉克尔变换方法,确保了张量格林函数的正确计算并提高了计算精度.最后通过数值模拟结果的对比及模型试算验证了算法的正确性.积分方程法(Integral equation method, IE)把 Maxwell 方程变成 Fredholm 积分方程(Raiche, 1974^[11,12])

$$E(r) = E_0(r) + \int_{V^s} G(r, r') (\tilde{\epsilon} - \tilde{\epsilon}_0) E(r') dr', \quad (2)$$

(2) 式为电场表达式,此方程即为著名的散射方程(Scattering Equation, SE). (2) 式中, $E_0(r)$ 通常为已经项, G 为 3×3 的 Green 函数在 1D 参考介质中矩阵, V^s 为 $(\tilde{\epsilon} - \tilde{\epsilon}_0)$ 不为 0 处的体积.通过离散化方程(2),产生线性方程组, $A_{IE} X = B$ 为复数、密实矩阵.由此可见, IEM 的主要优点为线性方程的维数相对 FDM、FEM 要小的多,可以快速求解模型;不足之处为,解的精度严重依赖于 A_{IE} 的精确度,但一般来讲, A_{IE} 的精确无法得出有限保证,并且其本身也是一项十分耗时的工作.但是由于其速度快的优点,特别是在 3D 电磁模型计算中,被广泛地应用 (Ting and Hohmann, 1981^[51]; Wannamaker, 1984^[52]; Newman and HOHmann, 1988^[53]; Hohmann, 1988^[54]; Wannamaker, 1991^[55]; Dmitriev and Newmeyanova, 1992^[56]; Xiong, 1992^[57]; Xiong and Tripp, 1995^[58]; Kaufman and Eaton, 2001^[59]). 由于其速度快的原因, IE 的发展趋势为求解三维大型、超大型基本电磁模型上面,由此可见, IE 是所有电磁场数值模型中的效率快速者.积分方程法主要优点为, 1. 积分方程法只须对异常体进行剖分和求积,不涉及微分方法中的吸收边界等复杂问题,在三维电磁数值模拟研究中具有快速、方便等特点,与有限元和有限差分法相比,这种方法在模拟有限大小三维电磁响应时更为有效,计算速度快,占用内存少因而积分方程法近年来受到人们的关注和重视,并取得较快的发展. 2. 由于计算机的迅速发展,对异常体进行三维网格剖分和数值求积已变得越来越方便.同样的问题,用计算机计算的时间比以前大大降低. 三维电磁响应数值模拟不再是“昂贵”和“费时”,从而可以成为一种廉价、快速、能推广的解释技术.

1.4 频谱 Lanczos 分解法^[4]

频谱 Lanczos 分解法(Spectral Lanczos Decomposition Method, SLDM)是一种频率中非常有效的数值模拟方法 (Druskin and Knizhnam, 1994^[60]; Druskin, 1999^[61]). 特别是有模型多频率情况下的首先者,因为 SLDM 在求解多频模型所需时间与其它方法如 FDM、FEM、IDM 求解单频模型所需时间相当. SLDM 由于其在多频模型模拟上的优点,算得上电磁场模型模拟中的高效者.目前来看, SDLM 正转向各向异性模型的模拟 (Wang and Fang, 2001^[62]),

Davydycheva(2003)^[63]提出了特别的电导率平均法与最优化网格法来减小网格大小与数目,从而加速了SDLM的速度,使其效率更上一层楼.

综观上述各种数值模型方法,正演各种数值方法不外乎把地球物理模拟转化为复数,大型的线性方程组.因而如何快速、准确地求解此线性方程成为重中之重,在数据表明,此线性方程的求解时间约为总求解时间的80%^[2].通常来说,由FEM、FDM、ID、SDLM等法生成的线性方程的条件数(Condition Number, CN)非常之大($10^9 - 10^{12}$, Tamarchenko, 1999^[64]),而求解速度与CN成正比,因此十分之有必要减小线性方程式的CN,从而加速成了方程组的预条件处理器(preconditioners)的发展.在IEM方面,通常利用MIDE(modified iterative-dissipative method)来加快方程的收敛速度(Singer, 1995^[65]; Pankratov, 1995, 1997^{[66][67]}; Singer and Fainberg, 1995, 1997^{[68][69]}; Avdeev and Zhanov, 2002^[70]),通常与FDM法(Newman and Alumbaugh, 2002^[30])相对比,足见MIDE在ID中的作用,表2列出了IE与FD方法中各种预处理器的性能.

表2 各种预处理器的性能,模型为三维感应测井(引用 Avdeev(2002)^[30])

IE测试平台为PC P2 350MHz,FD测试平台为IBM RS-6000 590工作站

Table 2 The performance testing of different preconditioners, testing on 3D induction logging model (cited from Avdeev(2002)^[30]).

testing platform is PC P2 350MHz for IE and IBM RS-6000 590 for FD

正演方法	网格大小 $N_x \times N_y \times N_z = M$	频率 (kHz)	预处理器	迭代次数	运行时间 A(s)
IE	31 × 31 × 32 = 30752	101600	MIDM	7	2950
		5000			
	563328	10	LIN	17	2121
FD	435334	160	Jacobi	6000	5686
	435334	5000	Jacobi	1200	1101

对于FDM、FEM、SLDM来说,最通常用预处理器则为Jacobi, SSOR与不完全LU分解器(例如, $M = 25 \times 22 \times 21 = 11550$, $N_{\text{bicgstab}} = 396$; $T_{\text{CPU}} = 18\text{min}$ 在P31-Ghz PC上, Mitsuhata and Uchida, 2004).另外,还有低感应数法(Low induction number, IN, Newman and Alumbaugh, 2002^[18])与多

重网格预处理器等,表3、4列出LIN与Jacobi处理器的测试性能.

表3 IE法中的LIN与Jacobi处理器的测试性能,模型为3D感应测井模型的结果统计

(采用 Avdeev, 2002^[30]),本次Jacobi测试

平台为P350MHz, LIN平台为IBM RS-6000 590工作站

Table 3 The performance testing of LIN and Jacobi on IE method, testing models is 3D induction logging models(cited from Avdeev, 2002^[30]). Jacobi is tested on PC P2 350MHz, LIN is tested on IBM RS-6000 590 workstation

预处理器	迭代次数	相对残差
Jacobi	1	1.00E-03
	5	2.00E-11
LIN	1	1.10E-01
	100	9.40E-05
	1000	1.30E-10

由上表各表定量分析可知,经预处理过的线性方程组不仅在收敛速度上加快,而且在精确度上也有所提高.因此,寻找最优的预处理器是今后地电模型电磁正演的发展趋势之一.

2 电磁模型反演

反演领域十分活跃,目前反演存在三个主要问题:

(1)理论表明反演的收敛速度严重依赖于正演模型的精确,但目前正演的准确度仍然无法得以保证(Zhdanov, 2000^[70]; Torres-Verdin and Habashy, 2002^[71]; Zhang, 2003^[72]).

(2)反演问题通常规模较大,通常需要在成千上万的节点上反演成千上万的参数.就目前而言,计算机速度较难以提供如此之动力.

(3)地球物理模型的反演通常是非线性的、病态的,这有增加了数值模拟上的困难,结果很难以收敛到精确解,只可以把误差控制在一定的范围之内.非线性成倍增加了反演的计算负担,使反演很难在完全现实的状态中完成.

(4)反演存在非唯一性、非稳定性,要解决此困难,通常要包括稳定罚顶(Stabilizing Penalty Function, SPF, Tikhonov and Arenin, 1977^[73]);通常SPF依赖于先验信息,可影响解的平稳性、精确性等等(Partniaguine and Zhdanov, 1999^[74]; Sasaki, 2004^[75]; Heber, 2005^[76]).因此,选取合理的SPF在反演过程是十分重要(Farquharson and Oldenburg, 1998^[77]).

因此,完全反演将会是十分活跃的领域,以下为

当前反演的主要方法和最新进展.

2.1 线性化迭代法

线性化迭代法 (linear iterator method, LIM) 地电磁模型反演算法中最为古老的方法 (Eaton, 1989^[78]),在其产生的 10 之中,发展较为缓慢.非约束非线性最优化 (Unconstrained nonlinear optimization, Nocedal and Wright, 1999^[79]) 思想的引入使得 LIM 得到快速发展,数学理论的完善更是推动了 LIM 的进步.LIM 的标准迭代公式可表示为:

$$(m,) = _d(m) + R(m)_{m,} \min, (3)$$

一般来讲,要求解 (3) 式的最小值问题,可应用非线性牛顿迭代性 (nonlinear Newton-type iterations, NNI; 如, Newton Iterations, NI、 Gauss-Newton Iterations, CNT、quasi-Newton Iterations, QNI) 求解模型空间参数.一旦 (3) 式得到了满足,得是反演具体来说,在每的最优模型.LIM 算法描述如下:

Step 1: 初始化模型参数.计算灵敏矩阵 $J_{n \times m} (J = \partial F / \partial m)$; 计算海森矩阵 $H_{n \times m} (H_{n \times m} = \partial^2 / \partial m^2 \cong J^T J)$;

Step 2: 求解大型密实线性方程组 $H m = - g$, 计算出模型增量 m ;

Step 3: 计算最新优化模型 $m^{(m+i)} = m^{(i)} + m, 0 < < 1$. i 为当前非线性迭代次数.

Step 4: 带入模型 $m^{(m+i)}$ 到式 (3). 如果式 (3) 满足, 则停止迭代, $m^{(m+i)}$ 即当前最佳反演模型; 否则, 重复 Step 1.

由 Step 2, 可看出 LIM 算法必须求解 $J_{n \times m}$, $J_{n \times m}$ 的计算要求 $K = \min \{ n, m \}$ 正演计算过程 (, 2002), 对于 3D 模型来说, 这严重阻碍了 LIM 在反演过程中的应用 (Smith and Booker, 1991^[80]; Torres-verdin and Habashy, 1994^[81]; Farquharson and Oldenbugr, 1996^[82]; among others). 表 4 列出其在不同领域中的应用水平.

表 4 LIM 法在地球物理学中主要学会主办期刊 (SEG, AGU, EGU, CGU 等) 应用的论文数据 (至 2006 年 9 月).

Table 4 The number of papers which consists of LIM method published by main organization (SEG, AGU, EGU, CGU), time is limited 2006 - 9 before.

	地球物理学中的应用领域			
	地震信息处理 及反演解释	测井技术	位场	电法与 电磁法
论文数 (止 2006 年 9 月)	586	16	102	53

为了真正意义上应用 LIM 求解 3D 反演模型, 预处理共轭梯度法 (the preconditioned conjugate gradient, PCG or GN) 被用于推广 LIM 的应用. PCG-LIM 在每一步迭代过程中, 不要求计算 $J_{n \times m}$, 而是仅计算矩阵与向量点积 ($J_V J_W^T$), 其耗时相当于 2 次正演的计算时间. 因此 PCG-LIM 总共需计算时间为 $N_{GN} \times (2 \times N_{CG})$. PCG-LIM 大大的减少了 LIM 的计算代价与时间, 并被众多的地球物理学者应用于 EM 反演 (Machie and Madden, 1993^[83], in 3D-MT; Newman and Alumbaugh, 1997^[84], in 3D - MT; Ellis, 2002^[85], In Crosswell EM; Newman and Hoversten, 2002^[86] in MT on PC). 由 $N_{GN} \times (2 \times N_{CG})$ 可知, N_{GN} 一般较小, 而有时 N_{CG} 较大, 从而增加了 PCG-LIM 的总计算时间, 因此不精度高斯~牛顿方法 (Inexact Gauss-Newton, L GN, Kelly, 1999^[87]; Haber, 2002^[88] in 3D CSM T on PC) 被引入到 LIM 算法中.

作为 PCG-LIM 与 L GN-LIM 的另一种选择, 非线性共轭梯度法 (nonlinear conjugate gradient method, NL CG, Newman and Alumbaugh, 2000^[89]; Rodi and Machie, 2001^[90]; Machie, 2001^[91]; Fletcher and Reeves, 1964^[92]) 也被用于推广 LIM 法的应用. NL CG-LIM 仅计算梯度向量 $g = \partial / \partial m$, 而不计算 $J_{n \times m}$ (2001) 计算 $g = \partial / \partial m$ 耗时仅仅相当于一次正演耗时, NL CG-LIM 的计算速度比 Newton-LIM 几乎快 $K/2$ 倍 ($K = \min \{ n, m \}$). 由于 NL CG~LIM 如此快速的本质特点, 其被许多地球物理学者广泛采用, 不仅仅是在实验室, 而且在实地数据反演中发挥重要 (Tarantla, 1987^[93], in 3D EM; Zhdanow, 2002^[94], in EM) 不仅仅是在单 PC 机上, 而且被运用并行计算机簇中 (Newman and Alumbaugh, 2002^[89]; Newman and Boggs, 2004^[95]; Machie, 2001^[91]). 表 5 列出 NL GG 与 PCG 方法的对比.

LIM 的第三种选择可称为一次性算法 (all-at-once method, AAO). AAO 方法在求解正演模型的同时也计算反演模型结果, 它正演初期并不要求结果精确, 因此的次数可以大大减小, 从而达到 LIM 的实用效果 (Haber, 2000^[88], Haber, 2004^[102], Zhdanov and Tolstaya, 2004^[103]). 表 6 列出 AAO 法的应用效果.

表 5 NLCG 与 PCG (GN) 算法的结果分析对比
Table 5 The contrast of performance of NLGG and PCU

项目名(或人名)	时期	模型规模	工作平台	应用领域	运行时间
圣的牙哥国家实验室 (USA) (Newman ^[96])	2003	$N = 25600, M = 132553, N$ (nlcg) = 68 ;	ASCII Red supercomputer of 252 processors	3D radio MT dataset	120 hs
圣的牙哥国家实验室 (USA) (Newman , Comber ^[97])	2005	$N = 17820 ; N$ (nlgc) = 87 ;	ASCII Red Supercomputer of 336 processors	3D Transient EM dataset	18 ds
Mackie ^[91]	2001	$N = 2000, M = 32604, N$ (nl- gc) = 20	PC P2 400MHz	3D MT dataset	10 hs
犹他大学 (USA) (Zhdanow , Goluben ^[98])	2003	$N = 25600, M = 33600, N$ (nl- cg) = 30	Unknown	3D experimen- tal MT dataset	14ms
(哈福大学) Siripunvarapoin ^[99]	2004	$N = 1440, M = 16464, N$ (gn) = 5	Dec 666MHzwith 1 G RAM	3D MT dataset	84 hs
Varentsov ^[100]	2002	$N = 1176, M = 14, N$ (gn) = 15	P II PC with 450MHz	3D MT dataset	30 ms
Sasaki ^[101]	2001	$N = 210, M = 175, N$ (gn) = 3	PII PC	3D EM dataset	25 hs

表 6 AAO 方法结果分析
Table 6 The performance of AAO algorithm

项目名(或人名)	时期	模型规模	工作平台	应用领域	运行时间
Haber ^[88] [102]	2000	$N = 3080, M = 96000$	unknown	CSAMT	unknown
	2004	$N = 4320, M = 51200$	unknown	Time-domain 3D EM dataset	unknown

2.2 遗传算法

遗传算法 (Genetic algorithm , GA) 是一种完全非线性反演方法 , 由 Holland^[104,105] (1975) 依据遗传学理论中的“ 适者生存 ” 原理创立而成. GA 是一种启发式蒙特卡洛反演方法^[105] (2002) 是有指导性地进行搜索目标参数体 , 可解决复杂的大尺度 (规模大) 、多参数的非线性问题. 在地球物理电磁场反演中正处于发展与研究阶段. 下列简述 GA 算法步骤.

设地电模型由 $n + 1$ 参数组成为 $M(x_0, x_1, \dots, x_n)$, 总模型个数为 N_M , 实测数据集为 D_{dataset} .

Step 1 : 模型参数编码化. 对于 $M(x_0, x_1, \dots, x_n)$ 中的任意参数 $x_i, 0 \leq i \leq n$, 通过下列变化使 x_i 能够由 0/1 组成 , 设 x_i 的值区间为 $V_{\text{space}} = V_{\text{max}} - V_{\text{min}}$, 人工期望精度为 $V = V_{\text{space}} / m, m$ 为 x_i 被期望分成的块数 , 则在整个值区间的任何一个 x_i 都可以其值中包含多少个 V 来表示 $x_i = \{ \text{bool}_i \}$ 包含一个 V 可编其为 1 , 否则为 0 , 编码方向应统一为从左到右或从右到左. 最为 x_i 的长度一定 m , 并且 x_i 的编码可以有多种情况 , 取决于其在值区间中 V_{space} 的期望值 ;

Step 2 : 初始化模型群体 $M_{\text{optimisation}}$. 随机指定 $j(0 < j)$ 个 x_i 的值可取值集 $\{ x_{ij} \}$, 在所有 $\{ x_i \}, 0 \leq i \leq n$ 中选取第 k 个可取值来组成一个模型集 $\{ M_{rk} \} = \{ x_{rk} \}, 0 \leq i \leq n, 0 < k < j ;$

Step 3 : 测式模型个体. 对于 N_M 个模型进行正演 , 并以最小乘法来比较正演数据与 D_{dataset} 的接近度 (适应值) . 最后 , 得到每个模型的适应值 $\{ f(k) \}, 0 \leq k < N_m$. 计算适应值的参考值 P_s (通常用平均值公式 , $P_s = f(k) / \sum_{k=0}^{N_m-1} f(k), 0 \leq k < N_m$) . 根据 P_s , 选取最优的群体 $M_{\text{optimisation}} = \{ M_k | f(M_k) < P_s \}$, 非优群体 $M_{\text{bad}} = \{ M_k | f(M_k) \geq P_s \}$;

Step 4 : 模型个体遗传演变. 在 $M_{\text{optimisation}}$ 进行两两个体之间的参数 x_i 中 0/1 值的交换 , 从而生成新的模型个体 (注意模型个体在增加 , 新 / 旧个体都有存在其中) , 达到交换的目的 ; 在 $M_{\text{optimisation}}$ 进行随时选择对其中模型个体的参数 x_i 进行 0/1 顺序变化、个数变化 , 从而达到变异的目的 ;

Step 5 : 经 Step 4 的 , 模型个体数增加. 因为选取 N_M 个适应值较大的个体 , 删除其它个体 , 从而保持 N_M 不变 ;

Step 6 : 对 N_M 个模型再次进行适应值计算 , 如何所有模型的适应值都相差不大 $| f(w) - f(v) | < \text{tollemt} = 1.0e - 8, 0 \leq w, v < N_m$. 则选择模型平均值作为最优模型 , 停止计算 ; 否则重复 Step 3.

由 Step 1 ~ 6 可看到 , GA 法在第一次迭代中只 N_M 中模型的小部分 , 并且计算过程没有依赖于初始条件 , 因此 , GA 在完全非线性反演模型中站有重要之地.

虽然 GA 算法在其它领域有着广泛 (如地震成

像)的应用,但就地电电磁场反演领域来说,发展较为缓慢.作用 GA 一种全局非线性反演方法,GA 在电磁场反演领域中发挥了重要作用.就反演参数而言,GA 在反演电磁场本身变量与相应势场中都获得了成功.表 7 列出其在不同领域中的应用水平.

表 7 GA 法在地球物理学中主要学会主办期刊(SEG,AGU, EGU,CGU等)应用的论文数据(至 2006 年 9 月)
Table 7 The number of papers which consists of GA method published by main organization (SEG,AGU, EGU,CGU),time is limited 2006-9 before

论文数 (止 2006 年 9 月)	地球物理中的应用领域			
	地震信息处理 及反演解释	测井技术	位场	电法与 电磁法
	123	15	46	9

由表 7 可知,GA 法在电法与磁法中的应用较少,仍需加大其应用,表 8 列出 GA 在电磁模型反演中的效果.

GA 算法的第一步编码 x_i 时,有时 x_i 的值区间非常大(如电阻率 $0 - 1e + 6$),为了保护精度 V 合理,则 x_i 的长度 m 过大,在运行 GA 中几何倍数增加了运行时间.为此可以对 x_i 采用混合编码(hybrid-encoding,HE; C. Chen & J. Xia, 2006^[108])的技术,从而产生 GA 的变种,混合编码 HEGA;还产生了对 x_i 进行多尺度方法进行编码(Multir Scale GA, MSGA; 师学明,王家映, 2000^[109]);另外 GA 还借助于并行技术的发展,产生了并行 GA (Parallel GA, PGA, C. Schwarzb, 2005^[110])解决了一些超大型问题.由此可见 GA 算法在地球物理电磁场反演中正起着举足轻重之作用.表 9 简列 HEGA、MSGA、PGA 等方法的性能测试.

表 8 GA 法在电磁场反演中应用效果分析

Table 8 The analysis of performance of GA algorithm applied in electromagnetic					
项目名(或人名)	时期	模型规模	工作平台	应用领域	运行时间
M. L. Smith ^[105]	1992	$N = 9 \times 9, N_m = 266, I = 126, P_s = P_t$ (unknown)	PII 400MHz on PC	Travel-time tomography	5 GA iterators
G. Ramillien ^[106]	2001	$N = 1\text{km} \times 1\text{km} \times 6\text{km}, I = 7, N_m = 500, P_c = 0.6, P_m = 0.4$	unknown	Gravity and EM	2 GA iteration with 30 ~ 40 generation per iteration
F. Boschetti, M. Dentith, R. List ^[107]	1997	$M = 10\text{km} \times 22\text{km}, N = 17, P_c = 0.8, P_m = 0.01$	SUN SPARC-station 20	2D gravity and EM potential	15 minutes
F. Boschetti, M. Dentith, R. List ^[108]	1997	$M = 2\text{km} \times 2\text{km} \times 0.15\text{km}, N = 9 \times 9 \times 3 = 51, P_c = 0.8, P_m = 0.01$	SUN SPARC-station 20	3D gravity and EM potential	50 minutes

表 9 不同 GA 法变种的应用效果

Table 9 The performance of different derived GA algorithms					
项目名(或人名)	时期	模型规模	工作平台	应用领域	运行时间
HEGA, C. Chen & J. Xia ^[108] GA	2006	$M = 300\text{m} \times 100\text{m}, P_m = 0.3$	PC III 1.0GHz	Scalar 2D EM.	86 generations with RMS 0.15 1000 generations with RMS 0.15
C. Schwarzbach et al ^[110] ,PGA	2005	$M = 40\text{m} \times 6.2\text{m}$ with 114 measurement using 8 dipole on 21 electrodes array, $N_m = 8192, N = 8198 \times 2048 = 224, I = 960$.	SGI Altix ^{TX} 3000 WITH 490 ~ 690RAM 32 Intel @ItaniumTM-2 processor at 3GHz, 128GBRAM with 24 processors	3D scalar EM	1580 ~ 1740 hours 66 ~ 100 hours
X. M. XIU & J. Y. ang ^[109] ,MSGA	2000	$M = 105\text{m} \times 105\text{m}, N_m = 30 P_c = 0.9, P_m = 0.6,$	unknown	2D MT dataset	65 iterations

2.3 神经网络法

神经网络法^[105] (Neural Network, NN)也是一

种完全非线性反演方法,由三个基本元素组成:神经元、网络结构和学习规则. 神经元是构成网络的基本单位,网络结构是由多个神经元按一定规则通过权重联接在一起的网状结构,学习规则是神经元之间连接权重的调整方法. 它模拟人脑处理信息的方式来反演地球物理电磁模型,NN 自 1943 年 (McCulloch & Pitts^[111]) 首次提出来以后,在地球物理模型反演中经历由测试 NN 在具体数据模型中的应用到真正地决定未知模型参数阶段,在电磁场模型中发展相对地震等方法来说,相对滞后. 表 10 列出其在不同领域中的应用水平.

相对于 NN 在地震领域中的全面应用,NN 在电磁场领域的应有也日趋完善,并取了很好的成

功^[111~116]. 由于 NN 算法中三要素的选取不同(特别是学习规则的不同),产生了许多子类 NN 法,如 MLP~NN(误差反传 NN 法)等,如图 1 所示.

表 10 NN 法在地球物理学中主要学会主办期刊 (SEG, AGU, EGU, CGU 等) 应用的论文数据 (至 2006 年 9 月).

Table 10 The number of papers which consists of NN method published by main organization (SEG, AGU, EGU, CGU), time is limited 2006 - 9 before.

论文数 (止 2006 年 9 月)	地球物理中的应用领域			
	地震信息处理 及反演解释	测井技术	位场	电法与 电磁法
	92	22	35	20

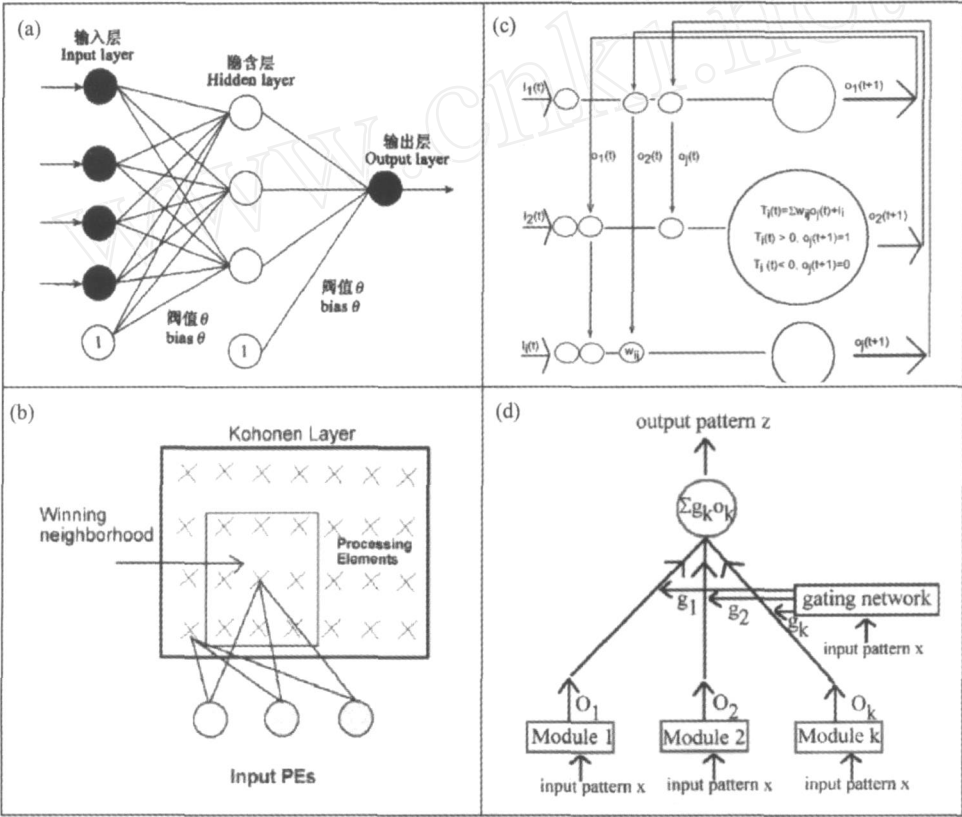


图 1 a) MLP 结构 NN (multilayer perception architecture) with back-propagation learning rule; b) Kohonen 结构 with SOM (self organizing map) learning rule; c) Recurrent 结构 named Hopfield NN; d) MNN (modular neural network) 采用竞争单元结构

在上述几种 NN 算法中,最为广泛采用的是 MLP~NN,因此,从简化考虑,我们只列出 MLP~NN 的算法过程,其它以此为例. MLP~NN 中的隐含层至少为一层,同样为简化,我们只考虑一层,多层过程完全类似.

Step 1: 训练网格联接结构. 给定 P 组训练与需反演模

型相关的样本数据,理论上输入、输出向量为 $X_p = [x_{p1}, x_{p2}, \dots, x_{pn}]^T$, $D_p = [d_{p1}, d_{p2}, \dots, d_{pn}]^T$, $p = 1, 2, \dots, P$. 输入 X_p 到 MLP~NN 结构中去,得到输出 D_p ,如 $|D_p - D_p| > \epsilon$, $\epsilon \ll 1$,则调整 MLP~NN 网络中各节点的连接边的权重值,调整到 $|D_p - D_p|$ 为止.

Step 2: 基于 Step 1,输入需要反演模型数据,从而得到最优的反演模型.

NN 由于三大元素的各不同,使得其对应的
NN 变种在反演过程中,性能之间也各不同,
但总体来说,NN 在电磁场模型反演中有速度

快,精度高,可解决大规模非线性模型之能力,在电
磁场模型反演中发挥相当重要作用.表 11 简要列出
NN 法在电磁领域中的应用.

表 11 NN法在电磁场反演领域中的应用效果分析

Table 11 The performance of NNalgorithm in electromagnetic inversion problems

项目名(或人名)	时期	模型规模	工作平台	应用领域	运行时间
C. Manoj &N. Naga- rajan ^[112]	2003	3000 time-series segment , $N = 10\text{m} \times 150\text{m}$	PC PII 500MHz With MLP-NN PC	3D time MT dataset	60 mins
M. M. Poulton ^[113]	1992	With a object $2.5\text{e} - 3\text{m}^2$. With 13 Frequencies COPROD1 data set	With Kohomen SOM	2D MT dataset	2000mins
Y. Zhang &K. V. Paulson ^[114]	1997	(Jones &Hutton,1979) COPROD2 (Jones &Hutton , 1979)	PC Regularized Hopfield	1D MT dataset 2D MT dataset	7 ~ 12 iterations unknown
L. Zhang &M. M. Poulton &T. Wang ^[115]	2002	1D deep ~ 70 layered earth with 23 levels	PC MNN	1D Scalar EM dataset	20 min (training) + 3 s (inversion)
U. K. Singh, R. K. Tiwari, S. B. Singh ^[116]	2005	$M = 15\text{km} \times 1\text{km}$, Puga valley at Kashmir State (U. K. Singh ,2005)	PC ANN / MLP	1D scalar EM dataset	70 ~ 900 sec- onds

2.4 模拟退火法

模拟退火算法 (SA ,Simulated Annealing) 是一种启发式蒙特卡罗 (Monte carlo^[105]) 方法. 这种算法在给定的模型空间内搜索目标函数达到全局极小值的最优模型, 常规的模拟退火法即 Kirkpatrick^[117]等 (1983) 提出的 Metropolis 算法 (Metropolis ,SA) ,模拟退火法其主要优点是:不用求目标函数的偏导数及解大型方程组,即能找到一个全局最优解,且易于加入约束条件,编写程序简单. 这种方法避免了线形反演方法结果强烈依赖于初值的选取,而导致解落入极值的情况. 此方法已开始用于电磁数据反演中,然而该方法计算效率低,其也严重的影响他的广泛应用. 近年来,出现了许多改进方法,如采用温度的 cauchy 或似 cauchy 分布代替常规模拟退火方法中的高斯分布产生新模型;Basu^[118]等 (1990) 提出用实验方法确定临界温度,算法由稍高于临界温度开始,在不同程度上提高了模拟退火法的计算效率.

为了表达 SA 算法的过程,简列其步骤.

Step1: 从模型空间 $m_i^{\min} < m_i < m_i^{\max}$ 中随机选择模型参数 m_i ,目标函数采用

$$= \frac{1}{NP \times NT \times NS} \prod_{a=1}^{NP} \prod_{b=1}^{NT} \prod_{c=1}^{NS} \left(\frac{G_{a,b,c} - X_{a,b,c}(P)}{G_{a,b,c}} \right)^2$$

其中 $G_{a,b,c}$ 和 $X_{a,b,c}$ 分别是观测响应和数值响应,NP 是剖面数,NT 是在每条剖面的时间序列道数,NS 是观测点数.

Step2: 采用依赖于温度的 cauchy 分布产生新模型 (Sen and Stoffa,1995) ,即

$$m_i^{j+1} = m_i^j + y_i (P_i^{\max} - P_i^{\min})$$

修正参数 y_i (第 i 个参数的修正值)通过下式给出:

$$y_i = \text{sgn}(u_i - 0.5) T_i \left[\left(1 + \frac{1}{T_i} \right)^{1/2\mu_i - 1} - 1 \right]$$

μ_i 为[0 1]分布随机数, T 是温度(随参数变化) .

Step3: 若 $\Delta E < 0$,接受新模型,否则新模型按概率

$$P = \exp (- \Delta E / T)$$

进行接收, T 为温度,当模型 m 被接收,置

$$m_0 = m, E(m_0) = E(m) .$$

Step4: 在温度 T 下重复一定次数的扰动和接收过程,即重复步骤 2,3.

Step5: 缓慢降低温度 T ,重复步骤 2,5,直到收敛条件满足为止. ingber (1989) 给出的非常快速模拟退火方法的降温方式

$$T_i(k) = T_0 \exp (- c_i k^{1/M}) ,$$

k 为迭代次数, c_i 为给定常数 (与模型参数有关) , M 为模型参数的数目.

SA 以其本身的特征,在地电磁场模型反演中取得了,非常成功地成就. 在地球物理学中,得到广泛地应用,表 12 列出其在不同领域中的应用水平.

表 12 SA 法在地球物理学中主要学会主办期刊(SEG, AGU,EGU,CGU等)应用的论文数据(至 2006 年 9 月).

Table 12 The number of papers which consists of SA method published by main organization (SEG,AGU, EGU,CGU),time is limited 2006 - 9 before

地球物理学中的应用领域				
	地震信息处理 及反演解释	测井技术	位场	电法与 电磁法
论文数 (止 2006 年 9 月)	371	17	13	41

同时,许多地球物理研究者都积极地改进 SA 算法,并取得了非常大的成就,如 VFSA (Very fast Simulated annealing, S. P. SHARMA and P. KAIKKONEN,1999^[119]), 量子退火(QA, Quantum annealing, 2006,魏超,朱培民,王家映^[120])等. 表 13 列出 VFSA、QA 等方法的性能测试.

表 13 不同 SA 算法的应用效果

Table 13 The performance of different SA algorithms

项目名(或人名)	时期	模型规模	工作平台	应用领域	运行时间
S. P. SHARMA and P. KAIKKONEN ^[119] VFSA	1999	$M = 5\text{km} \times 4\text{km}$	Sun Enterprise Ul- tra4000	2D TEM dataset	20 ~ 24hours
魏超,朱培民,王家映 ^[120] (QA) SA	2006	三地层模型 $H = 200 + 400\text{m} + \text{infinte.}$	PC	2D MT dataset	14501 search 10001 search

3 结 论

在上述篇幅中,我们讨论了各种主要正、反演方法在地电磁场模型中的应用进展. 在正演方面,存在如有限差分,有限元,积分方程法等,需要注意的是同样也存在其它方法,如微分~积分法^[13]等. 由于后这些方法,都可以这三种注意方法推导而来,因此,本文不在有限的篇幅里一一讨论它们,有兴趣的读者可参考^[13,121]. 同样地,在反演方面,由于线性反演到目前为止,解决方法与原理上困难不大,因此,本文主要集中在完全非线性反演之上;就解决完全非线性模型的方法来说,除占主要地位的线性迭代法、蒙特~卡罗法之外,积分-微分法,联合反演法等也同样可解决完全非线性模型,在此,联合反演法更由于是线性迭代法、蒙特-卡罗法之间的组合,其主要是提高反演结果的精度,其原理与方法没有多少变化,因此,在此不再具体分析,有兴趣的读者可参考^[3,4,13]. 由上述分析可知,现的非线性迭代方法的阻碍在计算时间上,在 3D 大型地电模型时计算存在困难,这些方法主要是在减少收敛于模型参数空间中最优模型的路径,在解决反演计算中最消耗时间的正演模型上并没有考虑过多,由正演消耗时间的因素可知,模型的大小以及正演方法的精确与速度决定了正演的计算时间,既然各种正演方法上的速度与精确趋于稳定,我们可以在迭代过程中减少

模型的大小,这样便可达到减少反演计算时间的目标,这种思想被称为多尺度反演变化^[122~125],在现在计算机速度与反演方法的情况下,多尺度反演方法将会有非常广阔的前景.

可以预测:

(1)反演领域将会是成果倍出,人才辈出的领域,将会是地球物理学中最为热门的领域,越来越多的学者将会投入其中.

(2)荐于单 PC(personal computer)的处理能力仍然有限,并行机算机与矢量计算机将会更多的投入到地球物理反演问题之中.

(3)地电磁场模型的完全 3D 反演将会在 10 年之内得以实现,这将是一个十分热门的话题,研究课题.

(4)相对于线性迭代法,蒙特-卡洛系列的全局非线性最优化反演方法表现出更优越的性能. 但借助于完善的数学理论基础与收敛基础,线性迭代法仍然是当然地球物理电磁场模型反演的首先方法,其应用还将推广.

(5)多尺度反演方法将会取得更大的进步.

当前电磁场模型反演的规模还限于 1D、2D、3D 反演仅仅些小规模模型,但这也是一种机遇,激励着地球物理工作者解决 3D 电磁场模型反演问题,为精确的地球物理勘探而努力.

参 考 文 献 (References):

- [1] Nabighian M N. Electromagnetic methods in applied geophysics, volume 1, Theory[J]. Society of Exploration Geophysics, 1988.
- [2] 汤井田,何继善.可控源音频大地电磁测深与其应用[M].长沙:中南大学出版社,2006.
- [3] Sambridge M, Mosegaard K. Monte-Carlo methods in geophysical inverse problems[J]. Reviews of Geophysics, 2002, 40(3):3~1~3~28.
- [4] Avdeev D B. Three-dimensional electromagnetic modeling and inversion from theory to application[J]. Surveys in Geophysics, 2005, 26: 767~799.
- [5] 姚姚.地球物理反演基本理论与应用方法[M].武汉:中国地质大学出版社,2003.
- [6] 王家映.地球物理反演理论[M].武汉:中国地质大学出版社,1998.
- [7] Yee K S. Numerical solution of initial boundary value problems involving maxwell s equations in isotropic media [J]. IEEE Trans. Ant. Prop. 1966,14:302~307.
- [8] Smith J T, Booker J R. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data[J]. J Geophys Res, 1991, 96 (B3): 3905~3922.
- [9] Coggon J H. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method[J]. Geophysics, 1971, 36:132~141.
- [10] Zienkiewicz O C, Taylor R L. The finite element method, volume I, the basis, fifth edition[J]. Elsevier (Singapore) Pet Ltd, 2000.
- [11] Raiche A. An integral equation approach to three-dimensional modeling[J]. Geophys J, 1974, 36:363~376.
- [12] Weidelt P. Electromagnetic induction in 3D structure[J]. J. Geophys, 1975, 41: 85~109.
- [13] Ganquan Xie, Jianhua Li, Ernest L. Majer, Daxin Zuo, Michael L. Oristaglio. 3-D electromagnetic modeling and non-linear inversion[J]. Geophysics, 2002, 65:804~828.
- [14] Eaton P A. 3D electromagnetic inversion using integral equations[J]. Geophys Prosp. 1989, 37:407~426.
- [15] Jones F W, Pascoe L J. The perturbation of alternating geomagnetic fields by three-dimensional conductivity inhomogeneities[J]. Geophys J Roy Astr Soc, 1972, 27:479~484.
- [16] Dey A, Morrison H F. Resistivity modelling for arbitrary shaped three-dimensional structure[J]. Geophysics, 1979, 44:753~780.
- [17] Madden T R, Mackie R L. Three-dimensional magnetotelluric modeling and inversion[J]. Proc. IEEE, 1989, 77:318~333.
- [18] Mackie R L, Madden T R, Wannamaker P. 3-D magnetotelluric modeling using difference equations-theory and comparisons to integral equation solutions[J]. Geophysics, 1993, 58:215~226.
- [19] Mackie R L, Smith T J, Madden T R. 3-D electromagnetic modeling using difference equations[J]. The Magnetotelluric Example, Radio Sci., 1994, 29:923~935.
- [20] Wang T, Hohmann G W. A finite-difference time-domain solution for three-dimensional electromagnetic modeling [J]. Geophysics, 1993, 58:797~809.
- [21] Weaver J T, Agarwal A K, Pu X H. Three-dimensional finite-difference modeling of the magnetic field in geo-electromagnetic induction [M]. in M. J. Oristaglio and B. R. Spies (eds.), Three Dimensional Electromagnetics, S. E. G. Geophysical Developments Series 7, 1999, 426~443.
- [22] Newman G A, Alumbaugh D L. Frequency-domain modeling of airborne electromagnetic responses using staggered finite differences [J]. Geophys. Prosp. 1995, 43:1021~1042.
- [23] Newman G A, Alumbaugh D L. Three-dimensional massively parallel electromagnetic inversion- I[J]. Theory, Geophys. J. Int. 1997, 128:345~354.
- [24] Smith J T. Conservative modeling of 3-D electromagnetic fields, Part I, Properties and error analysis[J]. Geophysics, 1996, 61:1308~1318.
- [25] Smith J T. Conservative modeling of 3-D electromagnetic fields, Part II, Bi-conjugate gradient solution and an accelerator[J]. Geophysics, 1996, 61:1319~1324.
- [26] Varentsov I M, The selection of effective finite difference solvers in 3D electromagnetic modeling, in Expanded Abstracts of 2nd International symposium on 3D electromagnetics[M]. Salt Lake City, Utah. 1999.
- [27] Champagne N J, Berryman J G, Buettner H M, Grant J B, Sharpe R M. A finite-difference frequency-domain code for electromagnetic Induction tomography [J]. in Proc. SAGEEP, Oakland, CA, 1999, 931~940.
- [28] Xiong Z, Raiche A, Sugeng F. Efficient solution of full domain 3D electromagnetic modeling problems [J]. Explor. Geophys. 2002, 31:158~161.
- [29] Fomenko E Y, Mogi T. A new computation method for a staggered grid of 3D EM field conservative modeling [J]. Earth Planets Space, 2002, 54:499~509.
- [30] Newman G A, Alumbaugh D L. Three-dimensional induction logging problems. Part I. An integral equation solution and model comparisons[J]. Geophysics, 2002, 67:484~491.
- [31] Weidelt P. 3D conductivity models, Implications of electrical anisotropy[J]. in M. J. Oristaglio and B. R. Spies (eds.), Three Dimensional Electromagnetic, S. E. G. Geophysical Developments Series 7, 1999, 119~137.
- [32] Weiss C J, Newman G A. Electromagnetic induction in a fully 3-D anisotropic earth[J]. Geophysics, 2002, 67:1104~1114.
- [33] Weiss C J, Newman G A. Electromagnetic induction in a fully 3-D anisotropic earth, Part 2, The LIN Preconditioner[J]. Geophysics, 2003, 68:922~930.
- [34] Wang T, Tripp A. FDTD simulation of EM wave propagation in 3-D media[J]. Geophysics, 1996, 61: 110~120.
- [35] Haber E, Ascher U M, Aruliah D A, Oldenburg D W. Fast simulation of 3D electromagnetic problems using potentials

- [J]. J. Comp. Phys. 2002. 163:150~171.
- [36] Commer M, Newman G. A parallel finite-difference approach for 3D transient electromagnetic modeling with galvanic sources[J]. Geophysics, 2004, 69, 1192~1202.
- [37] Reddy I K, Rankin D, Phillips R J. Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational sounding[J]. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1977, 51:313~325.
- [38] Pridmore D F, Hohmann G W, Ward S H, Still W R. An investigation of finite-element modeling for electrical and electromagnetic data in three dimensions[J]. Geophysics, 1981, 46:1009~1024.
- [39] Paulsen K D, Linch D R, Strohhorn J W. Three-dimensional finite boundary, and hybrid element solutions of the Maxwell equations for lossy dielectric media[J]. IEEE Trans. Microwave Theory Tech. 1988, 36:682~693.
- [40] Boyce W, Lynch D, Paulsen K, Minerbot G. Nodal based finite element modeling maxwell's equations[J]. IEEE Trans. Antennas Propagat. 1992, 40:642~651.
- [41] Livelybrooks D. Program 3Dfeem, A multidimensional electromagnetic finite element model [J]. Geophys. J. Int. 1993, 114:443~458.
- [42] Lager I E, Mur G. Generalized cartesian finite elements[J]. IEEE Trans. Magn. 1998, 34:2220~2227.
- [43] Sugeng F, Raiche A, Xiong Z. An edge-element approach to model the 3DEM response of complex structures with high contrasts, in Expanded abstracts of the 2nd International Symposium on 3D Electromagnetics [J]. Salt Lake City, Utah, 1999, 25~28.
- [44] Zunoubi M R, Jin J M, Donepudi K C, Chew W C. A spectral lanczos decomposition method for solving 3-D low-frequency electromagnetic diffusion by the finite-element method [J]. IEEE Trans. Antennas Propagat. 1999, 47:242~248.
- [45] Ratz S. A 3D finite element code for modeling of electromagnetic responses, in Expanded abstracts of the 2nd International Symposium on 3D Electromagnetics [J]. Salt Lake City, Utah, 1999, 33~36.
- [46] Ellis R G. Joint 3-D electromagnetic inversion [M]. in M. J. Oristaglio and B. R. Spies (eds.), Three Dimensional Electromagnetics, S. E. G. Geophysical Developments Series 7, 1999, 179~192.
- [47] Haber E. Modeling 3D EM using potentials and mixed finite elements[M]. in M. J. Oristaglio and B. R. Spies (eds.), Three Dimensional Electromagnetic S. E. G. Geophysical Developments Series 7, 1999, 12~15.
- [48] Zyserman F I, Santos J E. Parallel finite element algorithm with domain decomposition for three-dimensional magnetotelluric modeling [J]. J. Appl. Geophys. 2000, 44:337~351.
- [49] Badea E A, Everett M E, Newman G A, Biro O. Finite-element analysis of controlled-source electromagnetic induction using coulomb-gauged potentials[J]. Geophysics, 2001, 66, 786~799.
- [50] Mitsuhashi Y, Uchida T. 3D magnetotelluric modeling using the T-W document finite-element method[J]. Geophysics, 2004, 69:108~119.
- [51] Ting S C, Hohmann G W. Integral equation modeling of three-dimensional magnetotelluric response [J]. Geophysics, 1981, 46:182~197.
- [52] Wannamaker P E, Hohmann G W, San Filippo W A. Electromagnetic modeling of three-dimensional bodies in layered earth using integral equations[J]. Geophysics, 1984, 49:60~74.
- [53] Newman G A, Hohmann G W. Transient electromagnetic response of high-contrast prisms in a layered earth [J]. Geophysics, 1988, 53: 691~706.
- [54] Hohmann G W. Numerical modelling of electromagnetic methods of geophysics, in M. N. Nabighian (ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics Vol. 1 [J]. S. E. G. Investigations in geophysics 3, 1988, 314~364.
- [55] Wannamaker P E. Advances in three-dimensional magnetotelluric modeling using integral equations[J]. Geophysics, 1991, 56:1716~1728.
- [56] Dmitriev V I, Nesmeyanova N I. Integral equation method in three-dimensional problems of low-frequency electrodynamics[J]. Comput. Math. Model. 1991, 3:313~317.
- [57] Xiong Z. EM modeling three-dimensional structures by the method of system iteration using integral equations[J]. Geophysics, 1992, 57:1556~1561.
- [58] Xiong Z, Tripp A C. Electromagnetic scattering of large structures in layered earth using integral equations[J]. Radio Sci. 1997, 30:921~929.
- [59] Kaufman A A, Eaton P A. The theory of inductive prospectings[M]. Methods in Geochemistry and Geophysics, Elsevier, 2001.
- [60] Druskin V, Knizhnerman L. Spectral approach to solving three-dimensional maxwell's equations in the time and frequency domains[J]. Radio Sci. 1994, 29:937~953.
- [61] Druskin V, Knizhnerman L, Lee P. A new spectral lanczos decomposition method for induction modeling in arbitrary 3D geometry[J]. Geophysics, 1999, 64:701~706.
- [62] Wang T, Fang S. 3D electromagnetic anisotropy modeling using finite differences [J]. Geophysics, 2001, 66:1386~1398.
- [63] Davydycheva S, Druskin V, Habashy T. An efficient finite difference scheme for electromagnetic logging in 3D anisotropic inhomogeneous media[J]. Geophysics, 2003, 68:1525~1536.
- [64] Tamarchenko T, Frenkel M, Mezzatesta A. Three-dimensional modeling of microresistivity devices, in M. J. Oristaglio and B. R. Spies (eds.) [J]. Three Dimensional Electromagnetics, S. E. G. Geophysical Developments Series 7, 1999, 77~83.
- [65] Singer S B, Fainberg E B. Generalization of the iterative-dissipative method for modeling electromagnetic fields in nonu-

- niform media with displacement currents[J]. *J. Appl. Geophys.* 1995, 34:41 ~ 46.
- [66] Pankratov O V, Avdeev D B, Kuvshinov A V. Electromagnetic field scattering in a heterogeneous earth, A solution to the forward problem[J]. *Phys. Solid Earth*, 1995, 31:201 ~ 209.
- [67] Pankratov O V, Kuvshinov A V, Avdeev D B. High-performance three-dimensional electromagnetic modeling using modified neumann series[J]. *Anisotropiccase, J. Geomagn. Geoelectr.* 1997, 49:1541 ~ 1547.
- [68] Singer S B, Fainberg E B. Generalization of the iterative-dissipative method for modeling electromagnetic fields in nonuniform media with displacement currents[J]. *J. Appl. Geophys.* 1997, 34:41 ~ 46.
- [69] Singer S B, Fainberg E B. Fast and stable method for 3-D modelling of electromagnetic field, explor [J]. *Geophys.* 1997, 28:130 ~ 135.
- [70] Zhdanov M S, Fang S, Hursan G. Electromagnetic inversion using quasi-linear approximation[J]. *Geophysics*, 2000, 65:1501 ~ 1513.
- [71] Torres-Verdin C, Habashy T M. Rapid numerical simulations of axisymmetric single-well induction data using the extended born approximation[J]. *Radio Sci.* 2001, 36:287 ~ 1306.
- [72] Zhang Z. 3D resistivity mapping of airborne EM data[J]. *Geophysics*, 2003, 68:1896 ~ 1905.
- [73] Tikhonov A N, Arsenin V Y. *Solutions of Ill-posed problems* [M]. Wiley, New York, 1977.
- [74] Portniaguine O, Zhdanov M S. Focusing geophysical inversion images[J]. *Geophysics*, 1999, 64:874 ~ 887.
- [75] Sasaki Y. Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data[J]. *Earth Planets Space*, 2004, 56:239 ~ 248.
- [76] Haber E. Quasi-newton methods for large-scale electromagnetic inverse problems[J]. *Inv. Prob.* 2005, 21:305 ~ 323.
- [77] Farquharson C G, Oldenburg D W. Non-linear inversion using general measures of data misfit and model structure[J]. *Geophys. J. Int.* 1998, 134:213 ~ 233.
- [78] Eaton P A. 3D electromagnetic inversion using integral equations[J]. *Geophys. Prosp.* 1989, 37:407 ~ 426.
- [79] Nocedal J, Wright S. *Numerical optimization*, Springer-verlag[M]. New York, 1999.
- [80] Smith J T, Booker J R. Rapid inversion of two- and Three-dimensional magnetotelluric data[J]. *J. Geophys. Res.* 1991, 96(B3), 3905 ~ 3922.
- [81] Torres-Verdin C, Habashy T M. Rapid 2.5-D forward modeling and inversion via a new nonlinear scattering approximation[J]. *Radio Sci.* 1994, 29:1051 ~ 1079.
- [82] Farquharson C G, Oldenburg D W. Approximate sensitivities for the electromagnetic inverse problem[J]. *Geophys. J. Int.* 1996, 126:235 ~ 252.
- [83] Mackie R L, Madden T R. Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients [J]. *Geophys. J. Int.*, 1993, 115, 215 ~ 229.
- [84] Newman G A, Alumbaugh D L. Three-dimensional massively parallel electromagnetic inversion-I[J]. *Theory, Geophys. J. Int.* 1997, 128:345 ~ 354.
- [85] Ellis R G. Electromagnetic inversion using the QMR-FFT fast integral equation method, in 72st Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl[J]. *Geophys.*, 2002, 21 ~ 25.
- [86] Newman G A, Hoversten G M, Alumbaugh D L. 3D magnetotelluric modeling and inversion, Applications to sub-salt imaging, in M. S. Zhdanov and P. E. Wannamaker (eds.), *Three dimensional electromagnetics, Methods in geochemistry and geophysics* 35[J]. Elsevier, 2002, 127 ~ 152.
- [87] Kelly C T. *Iterative methods for optimization* [M]. SIAM, Philadelphia, 1999.
- [88] Haber E, Ascher U M, Aruliah D A, Oldenburg D W. On optimisation techniques for solving nonlinear inverse problems[J]. *Inv. Prob.* 2000, 16:1263 ~ 1280.
- [89] Newman G A, Alumbaugh D L. Three-dimensional induction logging problems. part I. An integral equation solution and model comparisons[J]. *Geophysics*, 2002, 67:484 ~ 491.
- [90] Rodi W, Mackie R L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion [J]. *Geophysics*, 2000, 66:174 ~ 187.
- [91] Mackie R L, Rodi W, Watts M D. 3-D magnetotelluric inversion for resource exploration [J]. in 71st Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. *Geophys.*, 2001, 1501 ~ 1504.
- [92] Fletcher R, Reeves C M. Function minimization by conjugate gradients[J]. *Comput. J.* 1964, 7:149 ~ 154.
- [93] Tarantola. *A inverse problem theory* [M]. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1987.
- [94] Zhdanov M S. *Geophysical inverse theory and regularization problems* [M]. Elsevier: Amsterdam-New York-Tokyo, 2002.
- [95] Newman G A, Boggs P T. Solution accelerators for large-scale three-dimensional electromagnetic inverse problem[J]. *Inv. Prob.* 2004, 20:151 ~ 170.
- [96] Newman G A, Recher S, Tezkan B, Neubauer F M. 3D inversion of a scalar radio magnetotelluric field data set [J]. *Geophysics*, 2003, 68:791 ~ 802.
- [97] Newman G A, Commer M. New advances in three-dimensional transient electromagnetic inversion[J]. *Geophys. J. Int.*, 2005, 160:5 ~ 32.
- [98] Zhdanov M S, Golubev N G. Three-dimensional inversion of magnetotelluric data in complex geological structures, in J. Macnae and G. Liu (eds.), *Three dimensional electromagnetics III* [J]. *Austr. Soc. Expl. Geophys.*, 2003.
- [99] Siripunvaraporn W, Uyeshima M, Egbert G. Three-dimensional inversion for network-magnetotelluric data[J]. *Earth Planets Space*, 2004, 56:893 ~ 902.
- [100] Varentsov I V M. A general approach to the magnetotelluric data inversion in a piece-continuous medium[J]. *Elsevier*, 2004.

- [101] Sasaki Y. Full 3-D inversion of electromagnetic data on PC [J]. *J. Appl. Geophys.*, 2001, 46:45 ~ 54.
- [102] Haber E, Ascher U M, Oldenburg D W. Inversion of 3D electromagnetic data in frequency and time domain using an inexact all-at-once approach[J]. *Geophysics*, 2004, 69:1216 ~ 1228.
- [103] Zhdanov M S, Tolstaya E. Minimum support nonlinear parametrization in the solution of a 3D magnetotelluric inverse problem[J]. *Inv. Prob.*, 2004, 20:937 ~ 952.
- [104] Holland J H. *Adoption in natural and artificial systems*[J]. Univ. of Mich. Press, Ann Arbor, Mich., 1975.
- [105] Smith M L. Global search and genetic algorithms[J]. *The Leading Edge*, 1992, 11: 22 ~ 26.
- [105] Guillaume R. Genetic algorithms for geophysical parameter inversion from altimeter data [J]. *Geophys. J. Int.* 2001, 147:393 ~ 402.
- [106] Boschetti F, Dentith M, L. Inversion of potential field data by genetic algorithms [J]. *Geophysical prospecting*, 1997, 45:461 ~ 478.
- [107] Boschetti M, Dentith C, List R D. Inversion of potential field data by genetic algorithms[J]. *Geophysical Prospecting*, 1997, 45(3): 461 ~ 478.
- [108] Chen C, Xia J. Nonlinear inversion of potential-field data using a hybrid-encoding genetic algorithm [J]. *Computers & Geosciences*, 2006, 32:230 ~ 239
- [109] 师学明,王家映. 尺度逐次逼近遗传算法反演大地电磁资料 [J]. *地球物理学报*, 2002, 43(1): 12 ~ 130.
- [110] Schwarzback C. Genetic algorithm-neural-network approach to seismic attribute selection for well-log prediction[J]. *Geophysics*, 2004, 69(1): 212 ~ 221
- [111] McCulloch W S, Pitts W. A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity: *Bull*[J]. *Math. Biophys.*, 1943, 5:115 ~ 133.
- [112] Manoj C, Nagarajan N. The application of artificial neural networks to magnetotelluric time-series analysis [J]. *Geophys. J. Int.* 2003, 153:409 ~ 423
- [113] Poulton M M. Neural networks as an intelligence amplification tool: A review of applications[J]. *geophysics*, 2003, 67(3): 979 ~ 993.
- [114] Zhang Y, Paulson K V. Magnetotelluric inversion using regularized Hopfield neural networks[J]. *geophysical prospecting*, 1997, 45:725 ~ 743.
- [115] Zhang L, Poulton M M, Wang T L. Borehole electrical resistivity modeling using neural networks [J]. *Geophysics*, 2003, 67(6): 1790 ~ 1797.
- [116] Singh U K, Tiwari R K, Singh S B. One-dimensional inversion of geo-electrical resistivity sounding data using artificial neural networks—a case study [J]. *Computers & Geosciences*, 2005, 31: 99 ~ 108.
- [117] Vecchi M P, Kirkpatrick S. Global wiring by simulated annealing[J]. *IEEE Transactions on Computer-Aided Design of Integrated Circuits and Systems*, 1983, 4:215 ~ 222.
- [118] Atanu B, Neil F L. Rapid determination of the critical temperature in simulated annealing inversion [J]. *Science*, 1990, 249:409 ~ 1412
- [119] Sharma S P, Kaikkonen P. Global optimisation of time domain electromagnetic data using very fast simulated annealing[J]. *Pure appl. geophys.* 1999, 155: 149 ~ 168.
- [120] 魏超,朱培民,王家映. 量子退火反演的原理和实现 [J]. *地球物理学报*, 2006, 49(2): 577 ~ 583.
- [121] Jin J M. *The finite element method in electromagnetics*[M]. John Wiley & Sons, 1993.
- [122] 徐义贤,王家映. 大地电磁的多尺度反演 [J]. *地球物理学报*, 1998, 41(5): 704 ~ 711.
- [123] 裴正林,牟永光. 复杂介质小波多尺度井间地震层析成像方法研究[J]. *地球物理学报*, 2003, 46(1): 113 ~ 117.
- [124] Pessel M, Gibert D, Moreau F. A multi-scale approach for electrical data inversion[J]. *Geophysical Research Abstracts* (2000), 2:112 ~ 134.
- [125] Bennaceur L M, Boussema R, Belhadj Z. Retrieval of multi-scale roughness parameters and soil moisture by numerical inversion[J]. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2003, 6:3836 ~ 3838.