

广域电磁测深法研究

何继善

(中南大学 庄胜矿业研究院, 湖南 长沙, 410083)

摘要: 根据水平电流场源和垂直磁场源在半均匀空间地面的电磁场解析表达式, 定义了广域视电阻率, 建立 1 种新的频率域测深方法即广域电磁测深法。研究表明: 采用广域电磁测深法可以在过渡带进行测量, 即以较小的收发距探测到较大的深度; 广域电磁法包括 $E-E_x$ 广域电磁测深和 $E-E_z$ 广域电磁测深等方式, 每种方式各有其特点, 而且都只测量 1 种物理量; 广域电磁法与 2^n 序列伪随机电法相结合还可以发展成 2^n 序列伪随机信号-广域电磁法, 不但探测深度大, 而且效率高, 广域电磁法可用于寻找火山岩油气藏、深部金属矿和工程电法勘探。

关键词: 广域视电阻率; 广域电磁法; 2^n 序列伪随机信号

中图分类号: P631

文献标志码: A

文章编号: 1672-7207(2010)03-1065-08

Wide field electromagnetic sounding methods

HE Ji-shan

(Institute of Zhuangsheng Mining, Central South University, Changsha 410083, China)

Abstract: Wide field apparent resistivity was defined from the analytical expressions of the horizontal electrical field source and the vertical magnetic field source on the surface of a homogeneous half space, and a new frequency domain sounding method, i.e. wide field electromagnetic sounding method was established. The results show that the method can be used to measure in transition zone, achieving a large penetration depth can be achieved with a small distance between transmitting and receiving. The method includes $E-E_x$, $E-E_z$ and other arrangements, in which each method has its own characteristics, but a measurement of only one physical parameter is required. From the wide field electromagnetic sounding method, 2^n sequence pseudo-random signals-wide field electromagnetic sounding methods can be obtained with not only large penetration depth but also high efficiency. The wide field electromagnetic sounding method can be used to search for volcanic rock reservoirs and deep metal mines, and it can be used in engineering electrical exploration.

Key words: wide field apparent resistivity; wide field electromagnetic method; 2^n sequence pseudo-random signal

20 世纪 50 年代初, 前苏联的 Tikhonov^[1]和法国的 Carniard^[2]分别独立地提出测量相互正交的电场和磁场来计算大地的视电阻率, 奠定了现代大地电磁法(MT)的原理基础。西方地球物理学界把大地电磁法获得的视电阻率命名为“卡尼亚(Carniard)电阻率”, 一直沿用至今。大地电磁法(MT)具有利用天然场源、探

测深度大、采用平面波理论、阻抗形式简洁和解释简单等特点。然而, 大地电磁法有 2 个缺点: 信号微弱, 而且是随机的。为了提高精度, 不得不在测量时对数据进行多次叠加, 测量速度非常慢, 从而不得不采用间隔很稀的测点和间隔很稀的频点, 致使垂直和水平分辨率都很低。Goldstein 以人工场源代替天然场源,

收稿日期: 2009-04-07; 修回日期: 2009-04-28

基金项目: 国家自然科学基金专项基金资助项目(40827002); 教育部博士学科点专项基金资助项目(146.26.20)

通信作者: 何继善(1934-), 男, 湖南浏阳人, 教授, 博士生导师, 中国工程院院士, 从事地电场理论及观测系统研究; 电话: 0731-88877075;

E-mail: hejishan@mail.csu.edu.cn

在远区电磁波接近平面波,把均匀大地上电偶极子场源的电磁场表达式加以简化,也得到了卡尼亚电阻率表达式,其成果被定名为“Control source audio magnetotellurics”即“可控源音频大地电磁法”,缩写为 CSAMT^[3-4]。CSAMT 具有 3 个特点:一是用人工场源;二是主要使用音频频率;三是仍用卡尼亚公式计算视电阻率。与 MT 法相比,CSAMT 法使用人工场源,克服了 MT 法场源随机性的缺点,信号强度也比 MT 法的大大提高。除了探测深度较小之外,它的工作效率、精度以及纵向和横向分辨率都有明显提高。30 多年来,该法在金属矿、地热以及水文、环境等领域得到了广泛应用。CSAMT 法也有它固有的缺点:一般在距离场源数公里到十多公里的地方进行测量,很容易进入过渡带,却仍然按照卡尼亚公式计算视电阻率,引入了不小的人为误差,且探测深度较小。Duroux 提出了“磁偶源频率测深法”^[5],又称为 MELOS 方法。MELOS 方法也是对 MT 法的一种改进。但是,MELOS 方法与 CSAMT 很不相同,体现在:第一,它突破了在远区进行测量的限制,把观测的区域扩大到了中区,这大大拓展了人工源电磁法的有效范围,并大大提高了观测到的信号强度;第二,它采用单测 1 个电分量或磁分量来得到视电阻率。在野外少测 1 个分量,本来是可以简化仪器装备、提高野外效率的。但非远区(在频率测深中称为中远区)的电磁场表达式的级数展开式中,存在一些含有超越函数甚至特殊函数的高次项,当时找不到一种简单的方式从测量结果中反算出地下视电阻率,Duroux 只好采取校正的办法,通过校正系数把中远区的结果改正到远区。为了取得校正系数,又必须至少同时测量 2 个正交的磁分量,这样,需在远区测量多个分量。为此,本文作者提出了广域电磁法。广域电磁法继承了 CSAMT 使用人工场源克服场源随机性的优点,也继承了 MELOS 方法非远区测量的思路,摒弃了 CSAMT 远区信号微弱的劣势,扩展了观测适用的范围,并且摒弃了 MELOS 的校正办法,保留了计算公式中的高次项。它既不是沿用卡尼亚公式,也不是把非远区校正到远区,而是用适合于全域的不进行简化的公式进行计算机编程迭代反演,从而大大拓展了人工源电磁法的观测范围,提高了观测速度、精度和野外效率。广域电阻率法与 2ⁿ 序列伪随机信号^[4-8]相结合,便形成 2ⁿ 序列伪随机信号-广域电磁法,它可以将二者的优点充分发挥出来。

1 电流源广域电磁法

电流源广域电磁法是指采用 1 对接地电极形成的电流源作为场源,测量电磁场中某个分量以获得广域视电阻率的电磁法。

水平电偶极子形成的场源是指在地面(水平)的 1 对正、负电流场源 A 与 B ,当 A 和 B 之间的距离 dL 与观测点到场源的距离 r 相比很小时, A 和 B 可以看成 1 对偶极子。在理论推导中,对水平电偶极源形成的场较易得出解析表达式。然而,在实际工作中, AB 距离往往不是特别小,有时还不能把它们看作偶极子,因此,在本文中定名为水平电流源。由于是在地面供电,“水平”2 字可以省略,故也可称为电流源。

如图 1 所示,在均匀大地表面上敷设长为 dL 的发送电偶源,通过它向地下发送电流 I ,取 x 轴正向沿偶极矩的正向、 z 轴垂直向下的直角坐标系统和 1 个原点、 z 轴与之相同、角 φ 从 Ox 轴算起的圆柱坐标系。这一场源在观测点处产生的电磁场诸分量为:

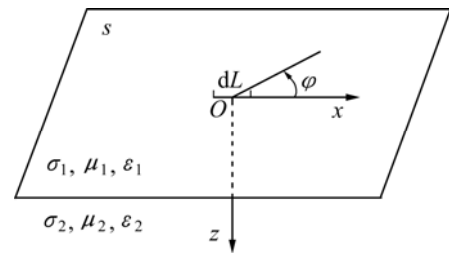


图 1 以无限大平面 s 为分界的、参数分别为 $\sigma_1, \mu_1, \varepsilon_1$ 和 $\sigma_2, \mu_2, \varepsilon_2$ 的两均匀半空间表面上电偶极源及所取的坐标系统

Fig.1 A dipole source on infinite plane S which is boundary plane between upper homogeneous half space with parameters of $\sigma_1, \mu_1, \varepsilon_1$ and lower homogeneous half space with parameters of $\sigma_2, \mu_2, \varepsilon_2$ and corresponding coordinate system

$$E_r = \frac{I\rho dL \cos \varphi}{2\pi r^3} [1 + e^{-ikr} (1 + ikr)] \quad (1)$$

$$E_\varphi = \frac{I\rho dL \sin \varphi}{2\pi r^3} [2 - e^{-ikr} (1 + ikr)] \quad (2)$$

$$E_z = 0 \quad (3)$$

$$H_r = -\frac{IdL}{4\pi r^2} \sin \varphi \cdot$$

$$\left\{ 6I_1\left(\frac{ikr}{2}\right)K_1\left(\frac{ikr}{2}\right) + ikr \left[I_1\left(\frac{ikr}{2}\right)K_0\left(\frac{ikr}{2}\right) - I_0\left(\frac{ikr}{2}\right)K_1\left(\frac{ikr}{2}\right) \right] \right\} \quad (4)$$

$$H_\varphi = \frac{IdL}{2\pi r^2} \cos \varphi I_1\left(\frac{ikr}{2}\right) K_1\left(\frac{ikr}{2}\right) \quad (5)$$

$$H_z = -\frac{3IdL}{2\pi k^2 r^4} \sin \varphi \left[1 - e^{-ikr} \left(1 + ikr - \frac{1}{3} k^2 r^2 \right) \right] \quad (6)$$

式中： E_r 、 E_φ 和 E_z 分别为电场的 r 方向、 φ 方向和 z 方向分量； H_r 、 H_φ 和 H_z 分别为磁场的 r 方向、 φ 方向和 z 方向分量； k 为波数； $k^2 = \omega^2 \mu \varepsilon - i\omega \mu \sigma$ ； $I_\nu\left(\frac{ikr}{2}\right)$ 和 $K_\nu\left(\frac{ikr}{2}\right)$ 分别是 ν 阶第一、第二类虚宗量 Bessel 函数。

在地面上采用电流源的电磁测深时，可以采用测量电场水平分量 E_φ (野外通常使用 E_x) 和 E_r 以及磁场垂直分量 H_z 、磁场水平分量 H_φ (或 H_x)、磁场水平分量 H_r (或 H_y) 这些形式中的任何一种。

1.1 水平电流源发送电磁波时，测量电场水平分量 E_x 的 $E-E_x$ (或 $E-E_\varphi$) 广域电磁测深

根据式(1)和式(2)，得：

$$E_x = \frac{IdL}{2\pi \sigma r^3} f_{E-E_x}(ikr) \quad (7)$$

其中：

$$f_{E-E_x}(ikr) = 1 - 3\sin^2 \varphi + e^{-ikr} (1 + ikr) \quad (8)$$

这是一个由发送电流频率 ω 、地下电阻率 ρ 以及收发距 r 构成的复函数，反映了电磁效应在地下的传播特性，称为 $E-E_x$ 方式广域电磁测深的电磁效应函数。式(8)中， $-ikr = (-1-i)p$ (其中， $p = r/\delta$)，借助尤拉公式将 e^{-ikr} 展开成三角函数的形式，再分解为实部和虚部：

$$\begin{aligned} e^{-ikr} (1 + ikr) &= e^{-p} e^{-ip} (1 + p + ip) = \\ &= e^{-p} (\cos p - i \sin p) (1 + p + ip) = \\ &= e^{-p} \{ [(1+p)\cos p + p \sin p] + i[p \cos p - (1+p)\sin p] \} \end{aligned} \quad (9)$$

考虑到观测 E_x 实际上是通过观测 2 点之间的电位差来实现的，因而，

$$E_x \cdot \overline{MN} = \Delta V_{MN} \quad (10)$$

则

$$\Delta V_{MN} = E_x \cdot \overline{MN} = \frac{IdL\rho}{2\pi r^3} f_{E-E_x}(ikr) \overline{MN} \quad (11)$$

其中： \overline{MN} 为测点 M 和 N 之间的距离。式(11)中用电阻率 ρ 代替了电导率 σ 的倒数。令

$$K_{E-E_x} = \frac{2\pi r^3}{dL \cdot \overline{MN}} \quad (12)$$

显然： K_{E-E_x} 是一个只与观测装置的几何尺寸有关的系

数，称为 $E-E_x$ 方式广域电磁测深提取视电阻率的装置系数。于是，利用式(7)提取视电阻率可写成如下形式：

$$\rho_a = K_{E-E_x} \frac{\Delta V_{MN}}{I} \frac{1}{f_{E-E_x}(ikr)} \quad (13)$$

初看起来，只要将观测到的电位差、发送电流以及有关的几何参数代入式(13)，便可得到所求的视电阻率，其实不然。因为电磁效应函数 $f_{E-E_x}(ikr)$ 中也含有未知的电阻率 ρ 。式(13)只是 1 个含未知电阻率的方程，不是方程的解。采用计算机迭代求解方程(13)的算法，逐次逼近，可以求取视电阻率的最佳值。用式(13)定义的视电阻率，对观察点到发送源的距离没有任何限制，它适合于广大区域，而不是像 CSAMT 那样只适用于远区。因此，把式(13)所定义的视电阻率称为广域视电阻率，或者称为 $E-E_x$ 方式广域电磁测深视电阻率，这样的电磁法命名为广域电磁法。式(13)中若频率为 0，则转变为直流电法提取视电阻率的常用形式。

1.2 测量水平电流源产生的磁场垂直分量 H_z 的 $E-H_z$ 形式广域电磁测深

利用 $k^2 = \frac{-i\omega\mu}{\rho}$ ，可将式(6)改写为：

$$H_z = \frac{-3IdL\rho}{2\pi\omega\mu r^4} \sin \varphi f_{E-H_z}(ikr) \quad (14)$$

其中：

$$f_{E-H_z}(ikr) = 1 - e^{-ikr} \left(1 + ikr - \frac{1}{3} k^2 r^2 \right) \quad (15)$$

是测量 H_z 的电磁效应函数。

令

$$K_{E-H_z} = \frac{2\pi r^4}{3dL \sin \varphi} \quad (16)$$

K_{E-H_z} 是一个只与观测装置尺寸有关的系数，广域电磁法中称为测量 H_z 提取视电阻率的装置系数，则

$$|H_z| = \frac{I\rho}{K_{E-H_z} \omega\mu} f_{E-H_z}(ikr) \quad (17)$$

与通过测量 E_x 提取视电阻率的方法相同，对方程

$$\rho_a = K_{E-H_z} \frac{|H_z| \omega\mu}{f_{E-H_z}(ikr)} \quad (18)$$

逐次逼近，提取(测量 H_z 的)视电阻率。

1.3 测量电流源产生的磁场水平分量 $H_r(H_y)$ 或 $H_\varphi(H_x)$ 的 $E-H_r(E-H_y)$ 或 $H-E_\varphi(E-H_x)$ 形式广域电磁法若记

$$f_{E-H_r}(ikr) = 6I_1\left(\frac{ikr}{2}\right)K_1\left(\frac{ikr}{2}\right) + ikr\left[I_1\left(\frac{ikr}{2}\right)K_0\left(\frac{ikr}{2}\right) - I_0\left(\frac{ikr}{2}\right)K_1\left(\frac{ikr}{2}\right)\right] \quad (19)$$

$$f_{E-H_\phi}(ikr) = I_1\left(\frac{ikr}{2}\right)K_1\left(\frac{ikr}{2}\right) \quad (20)$$

则式(6)和(7)可简写为

$$H_r = -\frac{IdL}{4\pi r^2} \sin \varphi f_{E-H_r}(ikr) \quad (21)$$

$$H_\phi = -\frac{IdL}{4\pi r^2} \sin \varphi f_{E-H_\phi}(ikr) \quad (22)$$

令
$$K_{E-H_r} = \frac{4\pi r^2}{dL \sin \varphi} \quad (23)$$

$$K_{H_\phi} = \frac{2\pi r^2}{dL \cos \varphi} \quad (24)$$

则
$$f_{E-H_r}(ikr) = -K_{E-H_r} \frac{H_r}{I} \quad (25)$$

$$f_{E-H_\phi}(ikr) = K_{E-H_\phi} \frac{H_\phi}{I} \quad (26)$$

式(25)和(26)分别是通过测量 H_r 以及 H_ϕ 提取视电阻率的基本公式, 它们与通过测量电场 E_x 提取视电阻率的式(13)相比, 不同之处是: 式(25)和(26)的左边不是视电阻率, 而是含有视电阻率的复杂特殊函数。

$I_1\left(\frac{ikr}{2}\right)$ 和 $I_0\left(\frac{ikr}{2}\right)$ 分别是 1 阶和 0 阶的第一类虚宗量贝塞尔函数; $K_1\left(\frac{ikr}{2}\right)$ 和 $K_0\left(\frac{ikr}{2}\right)$ 分别是 1 阶和 0 阶第二类虚宗量贝塞尔函数。它们都是用复自变量的无穷级数来定义的。

$$I_n(z) = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{(z/2)^{n+2k}}{\Gamma(k+1)\Gamma(n+k+1)} \quad (27)$$

$$K_n(z) = (-1)^{n+1} I_n(z) (\ln z/2 + \gamma) +$$

$$\frac{1}{2} \sum_{k=0}^{n-1} \frac{(-1)^k (n-k-1)!}{k!} (z/2)^{2k-n} +$$

$$\frac{(-1)^n}{2} \sum_{k=0}^{\infty} \frac{1}{k!(n+k)!} (z/2)^{n+2k} \left(\sum_{m=1}^k 1/m + \sum_{m=1}^{n+k} 1/m \right) \quad (28)$$

式中: Γ 为伽马函数; n 为贝塞尔函数的阶; $\gamma = 0.577 215 66\dots$, 称为欧拉常数。很明显, 式(27)和(28)是含有大地电阻率在内的特殊函数的方程, 可以运用计算机迭代求解方法求得广域视电阻率。

2 垂直磁场源的广域电磁法

若地下介质的电性均匀, 用无限大平面 S 表示地

平面, 上半空间是空气, 其电导率、导磁率和介电常数分别为 σ_0, μ_0 和 ε_0 ; 下半空间是大地, 其电导率、导磁率和介电常数分别为 σ_1, μ_1 和 ε_1 。将 1 个通以电流 $I = I_0 e^{i\omega t}$ 、磁矩为 M 的磁偶源布置在上半空间高度为 h_0 处, 使源的磁矩垂直于地平面。取 1 个原点位于偶极中心在地表的投影点, $r-\varphi$ 平面与地面重合且 z 轴垂直向下的圆柱坐标系, 如图 2 所示。

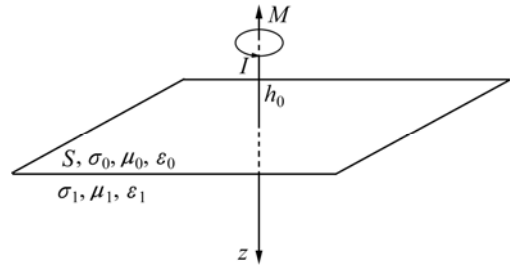


图 2 均匀导电半空间上磁矩为 M 的磁偶源布置在高度为 h_0 处

Fig.2 A magnetic dipole source with a moment of M located at height of h_0 on a homogeneous conductive half space

在人工源电磁法中, 常常采用敷设于地面上的载流线圈作为发送场源。当观察点距离线圈很远时, 这种场源称为垂直磁偶极源。广域电磁测深也可采用垂直磁偶极源作场源。可以解得敷设于均匀大地表面 ($h_0=0$) 的垂直磁偶极源的电磁场表达式为:

$$E_\phi = -\frac{M\rho}{2\pi r^4} [3 - e^{-ikr} (3 + 3ikr - k^2 r^2)] \quad (29)$$

$$H_r = \frac{Mk^2}{4\pi r} \left[I_1\left(\frac{ikr}{2}\right)K_1\left(\frac{ikr}{2}\right) - I_2\left(\frac{ikr}{2}\right)K_2\left(\frac{ikr}{2}\right) \right] \quad (30)$$

$$H_z = \frac{-9M}{2\pi k^2 r^5} \left[1 - e^{-ikr} \left(1 + ikr - \frac{4}{9} k^2 r^2 - \frac{1}{9} ik^2 r^3 \right) \right] \quad (31)$$

式中: 磁偶极源的磁矩 $M = I \cdot N \cdot S$; I 为供给磁偶极源的电流; N 为线圈(即磁偶源)的匝数; S 为线圈的面积。可见: 敷设于地面的垂直磁偶极源的电磁场, 电场只有 E_ϕ 分量, 磁场只有 H_r 和 H_z 分量, 因此, 磁偶极源广域电磁测深, 也只有测量 E_ϕ 分量、 H_r 分量和 H_z 分量 3 种形式。

2.1 测量垂直磁偶极源产生的 E_ϕ (或 E_x) 的 $H-E_\phi$ (或 $H-E_x$) 形式广域视电阻率

在式(29)中, 由垂直磁偶极源所产生的电场 E_ϕ 分量可解出:

$$\rho_a = \left| \frac{2\pi r^4 E_\phi}{M[3 - e^{-ikr} (3 + 3ikr - k^2 r^2)]} \right| \quad (32)$$

考虑到 E_ϕ 实际上是通过测量 2 点之间的电位差 ΔV_{MN}

得到的： $E_\phi = \frac{\Delta V_{MN}}{MN}$ ，式(32)可以改写为：

$$\rho_a = \left| \frac{2\pi r^4 \Delta V_{MN}}{I \cdot N \cdot S \cdot MN [3 - e^{-ikr} (3 + 3ikr - k^2 r^2)]} \right| \quad (33)$$

$$\text{令} \quad K_{H-E_\phi} = \frac{2\pi r^4}{N \cdot S \cdot MN} \quad (34)$$

则视电阻率方程为：

$$\rho_a = K_{H-E_\phi} \frac{\Delta V_{MN}}{I} f_{H-E_\phi}(ikr) \quad (35)$$

式中：系数 K_{H-E_ϕ} 称为 H 装置发送、测量 E_ϕ 分量的装置系数。而函数

$$f_{H-E_\phi}(ikr) = \frac{1}{[3 - e^{-ikr} (3 + 3ikr - k^2 r^2)]} \quad (36)$$

反映了视电阻率与地下电性 ρ 的分布以及发送频率 f 的依从关系，把函数 $f_{H-E_\phi}(ikr)$ 命名为 H 装置发送、测量电场 E_ϕ 提取视电阻率的电磁效应函数。

2.2 测量磁场源产生的 H_z 的 $H-H_z$ 方式广域电磁测深
磁偶极源所产生的 H_z 的表达式(31)中也含有大地的电阻率信息，测量 H_z 同样可以进行电磁测深。

利用 $k^2 = \frac{-i\omega\mu}{\rho}$ 和 $M = I \cdot N \cdot S$ ，将式(31)改写成

$$H_z = \frac{9I \cdot N \cdot S \rho}{2\pi i \omega \mu r^5} \left[1 - e^{-ikr} \left(1 + ikr - \frac{4}{9} k^2 r^2 - \frac{1}{9} ik^3 r^3 \right) \right] \quad (37)$$

仿照测量 E_ϕ 的处理方法，将视电阻率表示为：

$$\rho_a = K_{H-H_z} \frac{H_z}{I} f_{H-H_z}(ikr) \quad (38)$$

$$\text{其中：} \quad K_{H-H_z} = \frac{2\pi r^5}{9NS} \quad (39)$$

是只与装置参数有关的装置系数，函数

$$f_{H-H_z}(ikr) = \frac{i\omega\mu}{1 - e^{-ikr} \left(1 + ikr - \frac{4}{9} k^2 r^2 - \frac{1}{9} ik^3 r^3 \right)} \quad (40)$$

反映了地下物质的电磁效应，是磁偶源发送、测量 H_z 提取视电阻率的电磁效应函数。

通过测量 H_z 提取视电阻率的难度在于 H_z 与发收距的 5 次方成反比，信号微弱；优点是测量方案简单，得到的信号不受接地条件影响，利用敷设于地面的水平线圈就可以测量 H_z 和 H_y 。

2.3 测量磁偶源产生的 H_r 的 $H-H_r$ (或 $H-H_y$)方式的广域电磁测深

磁偶极源产生的 H_r 的表达式(30)可改写为：

$$H_r = \frac{-i\omega\mu M}{4\pi r \rho} \left[I_1\left(\frac{ikr}{2}\right) K_1\left(\frac{ikr}{2}\right) - I_2\left(\frac{ikr}{2}\right) K_2\left(\frac{ikr}{2}\right) \right] \quad (41)$$

测量 H_r 同样可以提取视电阻率：

$$\rho_a = K_{H-H_r} \frac{I}{H_r} f_{H-H_r}(ikr) \quad (42)$$

式中：装置系数 K_{H-H_r} 为：

$$K_{H-H_r} = \frac{NS}{4\pi r} \quad (43)$$

电磁效应函数为：

$$f_{H-H_r}(ikr) = (-i\omega\mu) \left[I_1\left(\frac{ikr}{2}\right) K_1\left(\frac{ikr}{2}\right) - I_2\left(\frac{ikr}{2}\right) K_2\left(\frac{ikr}{2}\right) \right] \quad (44)$$

3 广域电磁法的主要特点

从上述研究可见，广域电磁法包含 7 种方式：测量水平电流源产生的电场水平分量 E_x (或 E_ϕ) 的 $E-E_x$ (或 $E-E_\phi$)形式广域电磁测深；测量水平电流源产生的磁场垂直分量 H_z 的 $E-H_z$ 形式广域电磁测深；测量水平电流源产生的磁场水平分量 H_r (或 H_y)的 $E-H_r$ (或 $E-H_y$)形式广域电磁法；测量电流源产生的磁场水平分量 H_ϕ (或 H_x)的 $H-E_\phi$ (或 $E-H_x$)形式广域电磁法；测量垂直磁场源产生的 E_ϕ (或 E_x)的 $H-E_\phi$ (或 $H-E_x$)形式广域视电阻率法；测量垂直磁场源产生的 H_z 的 $H-H_z$ 方式广域电磁测深法；测量垂直磁场源产生的 H_r 的 $H-H_r$ (或 $H-H_y$)方式的广域电磁测深法。这 7 种方式各有优缺点，这里仅以均匀大地为例，以 $E-E_x$ 形式广域电磁测深说明其特点。

图 3 所示是在 $\rho=20 \Omega \cdot m$ 的均匀大地上，收发距 $R=8 \text{ km}$ 的广域电磁法与 CSAMT 理论计算的视电阻率对比结果。

广域电磁法获得的视电阻率都为 $20 \Omega \cdot m$ ，呈 1 条水平线，正确地反映了 $\rho=20 \Omega \cdot m$ 的均匀大地的电性分布。而 CSAMT 获得的视电阻率只是在 1 Hz 到 $1 \times 10^5 \text{ Hz}$ 的高频段视电阻率才正确反映了 $\rho_1=20 \Omega \cdot m$ 的均匀大地的真实电阻率；当频率低于 1 Hz 特别是在 0.1 Hz 以下时，由于 0.1 Hz 时 $\rho=20 \Omega \cdot m$ 趋肤深度 $\delta \approx 7 \text{ km}$ ，对于 8 km 的发收距来说，已经进入近区，卡尼亚公式不再成立，得到的视电阻率不能反映地下

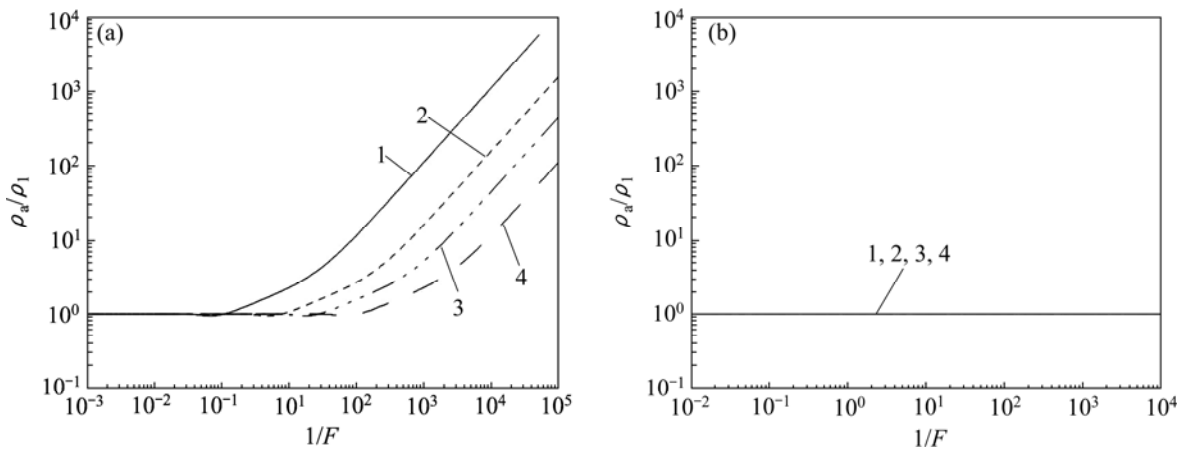
的真实电阻率,而是呈 45°的渐近线急剧上升。图 3 表明:广域电磁法的测量区域比 CSAMT 的测量区域广阔得多。

当探测对象埋藏较深时,CSAMT 受远区测量的限制,不能正确地反映深部电阻率的变化。广域电磁法则不受远区的限制,能够正确地反映深部电阻率的变化,获得更大的探测深度。图 4 所示是 2 层大地上广域电磁测深与 CSAMT 的比较结果,其中,第 1 层的厚度为 1 km,收发距为 3 km。

从图 4 可见:在收发距 $R=3$ km 的条件下,对于基底为高阻的情形,CSAMT 出现 45°上升的近区效应,

几乎不能识别高阻基底。即使是对于低阻基底,CSAMT 也只是略有反映,然后便呈 45°上升,不能反映下部层的真实电阻率。而采用广域电磁法时,不论基底是低阻还是高阻,其测深曲线相互之间都有显著差异,凭视觉就能够区分,得出基底是低阻还是高阻。随着频率的降低,不论上、下层电阻率的差异多大,都出现了水平渐近线。虽然在收发距很小($R=3$ km)的条件下,渐近线没有达到下部层的真实电阻率,但是,通过反演,可以得到下部层的真实电阻率。

图 5 所示为广域电磁测深与直流电测深(Schlumberger 装置)二层理论曲线的对比结果,以

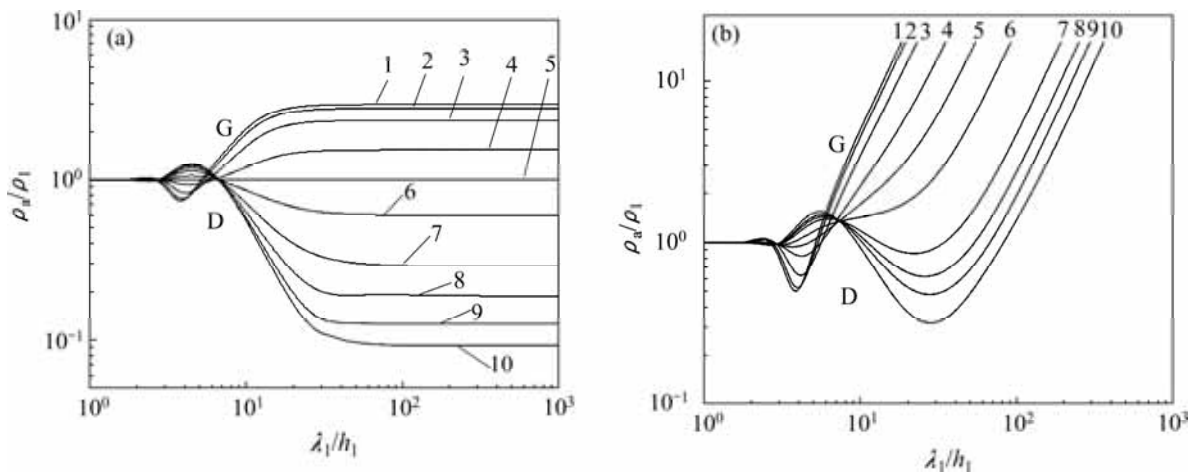


(a) CSAMT; (b) 广域电磁法

$\overline{AB}=1.5$ km; $\rho=20 \Omega \cdot m$; R/km : 1—3; 2—8; 3—15; 4—30

图 3 在 $\rho=20 \Omega \cdot m$ 的均匀大地和相同观测条件下广域电磁法与 CSAMT 的视电阻率对比

Fig.3 Comparison of apparent resistivity on a homogeneous earth with $\rho=20 \Omega \cdot m$ under same measuring conditions between wide field electromagnetic method and CSAMT



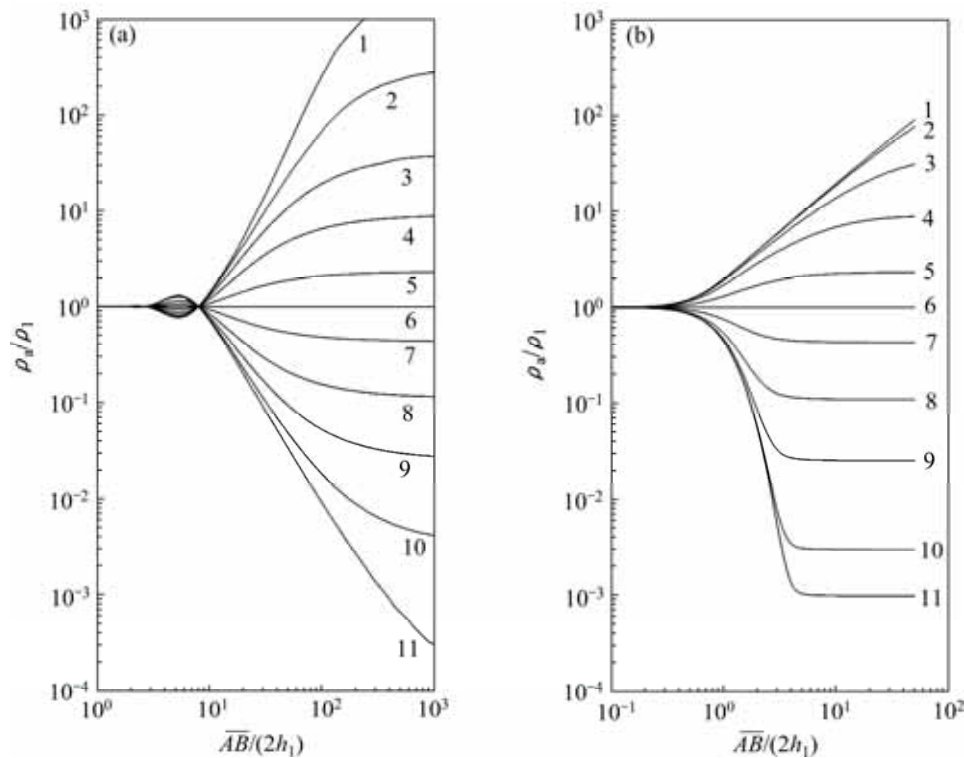
(a) 广域电磁法; (b) CSAMT

$R=3$ km; $\overline{AB}=1$ km; $h_1=1$ km

ρ_2/ρ_1 : 1—300; 2—39; 3—9; 4—7/3; 5—1; 6—3/7; 7—1/9; 8—1/19; 9—1/39; 10—1/300

图 4 相同地电断面和相同观测条件下广域电磁法与 CSAMT 效果的视电阻率比较

Fig.4 Comparison of apparent resistivity under the same measuring conditions between wide field electromagnetic method and CSAMT



$$R=2 \times 10^6 \text{ m}; h_1=1 \text{ km}; \overline{AB}=1 \text{ km}$$

ρ_2/ρ_1 : 1—1 000; 2—300; 3—39; 4—9; 5—7/3; 6—1; 7—3/7; 8—1/9; 9—1/39; 10—1/300; 11—1/1 000

(a) 广域电磁测深; (b) 直流电测深

图 5 广域电磁测深与直流电测深二层理论曲线的视电阻率对比

Fig.5 Comparison of theoretical two-layer apparent resistivity between wide field electromagnetic sounding and DC sounding

$\mu = \rho_2 / \rho_1$ 为参变量。从图 5 可见：不论是对于 D 型 2 层断面还是 G 型 2 层断面，2 种测深方法的反映能力相当，二者的曲线特征也相似；但是，广域电磁法的发送偶极长度 $\overline{AB}=1 \text{ km}$ ，不需要移动，依靠改变发送电流的频率来获得不同的探测深度，下部电阻率不同的曲线分得较开，容易识别，即直流电测深依靠改变发送电极距离 \overline{AB} 来获得不同的探测深度。当 $h_1=1 \text{ km}$ 时，直流电测深要到 $\frac{\overline{AB}}{2h_1} \approx 5$ 即 $\overline{AB} \approx 10 \text{ km}$ 才能比较可靠地发现 and 区分下下层。布设 10 km 长的供电导线和电极所付出的成本，与布设 1 km 长的供电导线和电极所付出的成本相比高很多倍，而且采用直流电测深时，对每一个极距都要布置 1 次供电极。

将广域电阻率法与 2^n 序列伪随机信号相结合，便可形成 2^n 序列伪随机信号广域电磁法，它可以将二者的优点充分发挥出来，成为探测深度大、测量速度和精度较高的电磁测深方法，在火山岩油气藏探测、寻找深部金属矿、查明深部构造和工程电探等方面具有广阔的应用前景。

4 结论

(1) 人工场源(水平电流场或垂直磁场源)形成的电磁场在地表的电场各分量或磁场的各分量都与电阻率和频率有关，据此定义了广域视电阻率。由于在定义广域视电阻率时，没有忽略任何项，因而，按本文定义各个广域视电阻率可以在包括过渡带在内的广大区域使用。

(2) 广域视电阻率所构成的各种方式的广域电磁法各有其优缺点，例如： $E-E_x$ 方式的广域电磁测深法激励和测量都很方便，缺点是测量电极必须接地，必须进行静校正； $E-E_z$ 方式的广域电磁测深法测量无需接地，因而可以用车载甚至航空接收，但为达到某一深度，其所需供电电流要大得多。各种方式的响应特征也各有特点，因而在不同地质任务和地电条件下，可以选用不同的激励与接收方式。

(3) 广域电磁法可以用较小的收发距获得较大深

度的信息。

(4) 广域电磁法对低阻体的探测能力与其他电法方法的探测能力相当,但广域电磁法具有轻便等优点。广域电磁法对高阻体的探测能力比其他电法方法的探测能力强,这在火山岩油气藏探测中具有重要意义。

(5) 在广域电磁法中应用 2^n 系列伪随机信号场源,既轻便、快速,精度又高,可形成 2^n 序列伪随机信号—广域电磁法。

参考文献:

- [1] Tikhonov A N. On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust, Geophysics Reprint Series No.5: Magnetotelluric Methods[C]//Vozoff K. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists, 1989: 2-3.
- [2] Cagniard L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting[J]. Geophysics, 1953, 18(4): 605-635.
- [3] Goldstein M A, Strangway D W. Audio-frequency magnetitellurics with a grounded-electric dipole source[J]. Geophysics, 1975, 40(4): 669-683.
- [4] Goldstein M A. Magnetotelluric experiments employing an artificial dipole source[D]. Ontario: University of Toronto, 1971.
- [5] 刘振铎, 刘宝利, 王树青, 等. 磁偶源频率测深法[M]. 北京: 地质出版社, 1985.
- LIU Zheng-duo, LIU Bao-li, WANG Shu-qing, et al. Frequency sounding with a magnetic dipole[M]. Beijing: Geological Press, 1985.
- [6] 何继善. 三元集中的自封闭加法与 2^n 系列伪随机信号编码[J]. 中南大学学报: 自然科学版, 2010, 41(2): 632-637.
- HE Ji-shan. On the closed addition in a three element set and the 2^n sequence pseudo-random signal coding[J]. Journal of Central South University: Science and Technology, 2010, 41(2): 632-637.
- [7] 何继善. 2^n 系列伪随机信号及应用[C]//中国地球物理学会年刊. 西安: 地震出版社, 1998: 199.
- HE Ji-shan. 2^n pseudo-random signal and its application[C]// Annual of The Chinese Geophysical Society. Xi'an: Earthquake Press, 1998: 199.
- [8] 何继善. 伪随机电法及其在国土资源大调查中的应用可能性[J]. 中国地质学会勘探地球物理专业委员会通讯, 2001(1): 20-23.
- HE Ji-shan. Pseudo-random electrical prospecting method and application possibilities in the land and resource survey[J]. Newsletter for Committee of Geophysics, Geological Society of China, 2001(1): 20-23.

(编辑 陈灿华)