

张国苓、王庆林、乔子云等,2017,地表点电流对地电阻率观测的影响,中国地震,33(1),122~128。

地表点电流对地电阻率观测的影响

张国苓¹⁾ 王庆林²⁾ 乔子云¹⁾ 贾立峰¹⁾ 张素欣¹⁾

1) 河北省地震局,石家庄市槐中路 262 号 050021

2) 山东省地震局,济南 250014

摘要 将地电阻率台站地下介质简化为水平层状均匀介质模型,以点电流模拟地表干扰电流源,针对对称四极观测装置,计算干扰源电流增减及位置变化对地电阻率观测的影响。结果表明,地电阻率的受干扰程度取决于地表干扰点电流的大小、在测区的方位及距中心点的距离。

关键词: 地电阻率 地表点 电流对称四极装置

[文章编号] 1001-4683(2017)01-0122-07 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地震地电阻率前兆观测在国内外已受到众多地震学家的广泛关注,从 20 世纪 50 年代开始,日本、前苏联、美国、中国等相继开展了地震地电阻率实验观测,陆续报道了与地震相关的异常以及理论和承载实验等方面的研究(Brace et al,1968;Borsukov et al,1973;Mazzella et al,1974;Yamazaki,1975;Wang et al,1975)。其中,我国地电阻率观测在大震前记录到了显著的中短期异常,异常多以趋势性下降变化、破年变为主,且在震级 7 级以上的震例中具有明显的可重复性(钱复业等,1980、1982;桂燮泰等,1989;钱家栋等,1998;Lu et al,1999;赵玉林等,2001;张学民等,2009;杜学彬,2010)。目前,我国大陆主要地震断裂带上 80 多个定点观测地电台承担着常规的地震监测任务,其中部分台站已连续观测 40 多年,并对台网内的一些中强地震进行了 1 年时间尺度的中短期预测(叶青等,2005;杜学彬等,2013)。

地震地电阻率观测多采用对称四极装置,布设 2~3 个测道,供电电极、测量电极埋深一般为 1.5~2.0m,供电电极距约为 1200m,地下的探测深度或探测范围为数百米(杜学彬等,2008;钱家栋等,1985)。随着城市化进程、工农业生产和交通运输电气化的发展,地表大极距的地电阻率观测环境趋于恶化。地电阻率观测的干扰源主要包括地表潜水位的升降变化、测区地表游散电流(工农业用电漏电、直流运输系统干扰等)、测区内局部异常体(金属管网、挖土水坑等)等(李菊珍等,2004;何康等,2010;陈远东等,2010;刘允秀等,1999;张学民等,1996;张国苓等,2013、2015)。解滔等(2012、2013)、石富强等(2014)从数值分析方面计算了金属管网类干扰对地电阻率观测的影响。本文则主要研究地表直流点电流对地电阻率观测的影响,使用供电、测量电极位于地表的大极距对称四极观测装置,将干扰点电流源

[收稿日期] 2015-07-16; [修定日期] 2015-12-01

[项目类别] 国家自然科学基金(41274079)、中国地震局震情跟踪定向工作任务青年课题(2015010403)共同资助

[作者简介] 张国苓,女,1986 年生,硕士,主要从事电磁学和地震预测研究等。E-mail:zhangguoling002@163.com

置于地表的相对于观测装置中心点 O 的不同位置,计算干扰点电流增减及位置变化等地电阻率的影响。

1 计算方法

地电阻率台站地下介质可简化为水平层状介质模型(图 1),模型由 n 层水平分层介质组成。第 n 层厚度为无穷大,其余各层厚度 h_1, h_2, \dots, h_{n-1} 等均有限。 H_i 表示第 i 层介质下界面埋深。各层介质在电学性质上都是均匀的、各向同性的。地层中的电场由位于地表 A 处的一点电流源产生,该点电流源向地下供直流电,电流强度为 I_0 。电位 V 相对于通过点源 A 与地面垂直的轴线呈圆柱状分布。若取柱坐标系, A 为坐标原点, Z 轴垂直向下, l 为测点到 Z 轴的水平距离,其沿地表平行于表层; z 为地层的厚度,则稳定电流场的电位满足拉普拉斯方程

$$\frac{\partial^2 V}{\partial l^2} + \frac{1}{l} \cdot \frac{\partial V}{\partial l} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \tag{1}$$

当水平层状大地点电流源的稳定电流场满足以下边界条件(姚文斌,1989):地下各层分界面处电位连续,即 $z=H_i$ 时, $V_i = V_{i+1}$;地下各层分界面处电流密度法向分量连续,即

$$\frac{1}{\rho_i} \cdot \frac{\partial V_i}{\partial z} = \frac{1}{\rho_{i+1}} \cdot \frac{\partial V_{i+1}}{\partial z} \tag{2}$$

式中, ρ_i 为第 i 层介质电阻率值。此时,地表除了电源的无穷小领域外,其他电流密度法向分量均等于 0,即

$$\frac{1}{\rho_1} \cdot \frac{\partial V_1}{\partial z} = 0 \quad z = 0 \tag{3}$$

在电流源附近,当 $\sqrt{l^2+z^2} \rightarrow 0$ 时,电位 $\rho_1 I_0 / \sqrt{l^2+z^2}$ 趋于 ∞ ;最下层中当 $z \rightarrow \infty$ 时, $V_n \rightarrow 0$ 。

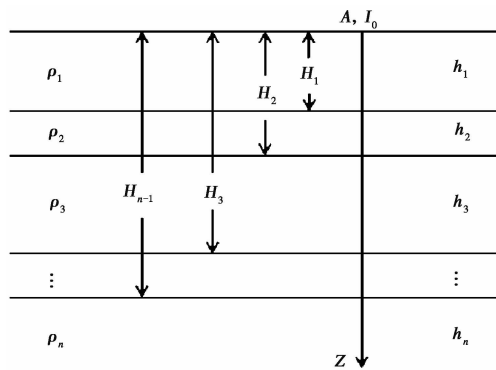


图 1 水平层状大地模型

地电阻率观测采用的对称四极观测装置如图 2 所示, A, B 为供电电极, M, N 为测量电极,电极均位于地表以下 1.5~2.0m,采用 EW、NS 两个垂直测向布极,中心点为 O 。测量电极 M, N 之间的电位差 $\Delta U_{MN} = U_{AM} - U_{AN} - U_{BM} + U_{BN}$,装置系数 $K = \pi(r^2 - b^2) / 2b$,其中, $r = L_{AB} / 2$, $b = L_{MN} / 2$,规定 $c = b / r$ 为装置的偏心率。选择对称四极装置的奥尼尔滤波器,利用转换函数滤波器法计算地电阻率 ρ_a (O'Neill et al, 1984),视电阻率函数表达式为

$$\rho_a = 2r(1 - c^2)/(4c) \int_0^\infty T(\lambda) \{J_0[\lambda r(1 - c)] - J_0[\lambda r(1 + c)]\} d\lambda \quad (4)$$

式中, λ 为积分变量, 具有长度倒数量纲; J_0 为第 1 类零阶贝塞尔函数; $T(\lambda) = \rho_1 [1 + 2A_1(\lambda)]$ 为电阻率转换函数; $A_1(\lambda)$ 为核函数。 $T(\lambda)$ 、 $A_1(\lambda)$ 仅与地下各层的电阻率、厚度等有关, 与电极距 r 无关, 是表征地电断面性质的函数(姚文斌, 1989)。

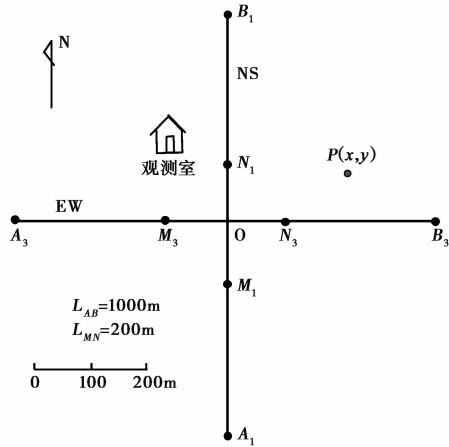


图 2 地电阻率布极

依据地电阻率实际测量的电流 I 、地电阻率 ρ_a 、对称四极装置系数 K , 得到 MN 之间的电压为

$$\Delta U_{MN} = \rho_a \cdot I/K \quad (5)$$

当测区 P 点有干扰电流 I' 从地表输入时, 会在 M 、 N 间产生附件电位差 $\Delta U'_{MN}$ 并叠加在供电电位差 ΔU_{MN} 上。 P 点干扰电流在 M 、 N 点产生的干扰电位差可看作二极观测装置, P 点为供电电极, M 、 N 点分别为测量电极。装置系数 $K_{PM} = 2\pi L_{PM}$, $K_{PN} = 2\pi L_{PN}$, 其中, L_{PM} 、 L_{PN} 为 P 点到 M 、 N 点的距离。选择理论二极装置的奥尼尔滤波器, 利用转换函数滤波器法计算 M 、 N 点的地电阻率 ρ_{PM} 、 ρ_{PN} , 计算公式为

$$\begin{aligned} \rho_{PM} &= L_{PM} \int_0^\infty T(\lambda) J_0(\lambda) d\lambda \\ \rho_{PN} &= L_{PN} \int_0^\infty T(\lambda) J_0(\lambda) d\lambda \end{aligned} \quad (6)$$

P 点干扰电流 I' 在 M 、 N 点产生的干扰电压按下式计算

$$\begin{aligned} U_{PM} &= \rho_{PM} \cdot I'/K_{PM} \\ U_{PN} &= \rho_{PN} \cdot I'/K_{PN} \end{aligned} \quad (7)$$

干扰电流 I' 在对称四极观测装置系统上产生的附加地电阻率为

$$\rho_d = K \cdot \frac{U_{PM} - U_{PN}}{I} \quad (8)$$

将附加地电阻率 ρ_d 与地电阻率观测值 ρ_a 的比值 ε 作为干扰电流 I' 的影响, 表示为

$$\varepsilon = \rho_d/\rho_a \quad (9)$$

2 计算结果

本文以 4 层水平层状一维 KH 型均匀介质为例予以讨论,电性结构参数为 $\rho_1 = 40 \Omega \cdot m$, $H_1 = 10m$; $\rho_2 = 80 \Omega \cdot m$, $H_2 = 40m$; $\rho_3 = 30 \Omega \cdot m$, $H_3 = 80m$; $\rho_4 = 40 \Omega \cdot m$, $H_4 = \infty m$ 。地电阻率采用对称四极观测装置,供电极距为 2000m,测量极距为 500m,供电电流为 2A。点电流位于地表 ($H=0$) 处,垂直向下供电,计算该点电流 EW 向的 ε 值。

2.1 点电流对地电阻率观测值的影响

将测区中干扰点电流依次置于测区的 $E(500,500)$ 、 $F(-500,500)$ 、 $G(-500,-500)$ 、 $H(500,-500)$ 等 4 点,分别计算点电流为 0~10A 时对地电阻率观测的影响。结果表明,地电阻率受影响与电流强度呈线性相关(图 3)。图 3 中虚线为第 2、3 象限内 F 、 G 点地电阻率影响量 ε 随电流的变化曲线,表明在 OA 段地电阻率影响量 ε 与点电流强度线性正相关;实线为第 1、4 象限内 E 、 H 点地电阻率影响量 ε 随电流的变化曲线,表明在 OB 段地电阻率影响量 ε 与点电流强度线性负相关。在测区中干扰电流位置固定时,地电阻率影响量 ε 随电流的增加而增大。

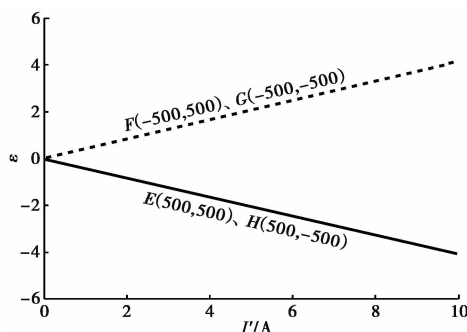


图 3 地电阻率影响量 ε 随电流的变化

2.2 点电流方位对地电阻率观测值的影响

当测区中 P 点有干扰点电流, P 点与观测装置布极中心点 O 的连线 OP 及电极连线 OB 之间的夹角为 φ , φ 值在 $0^\circ \sim 360^\circ$ 间逆时针变化。本文计算了干扰点电流距中心点 O 一定距离时随方位角 φ 变化而产生的 EW 向地电阻率影响量 ε ,点电流 $I' = 1A$,结果如图 4 所示。由图 4 可见,点电流对地电阻率的影响量 ε 为反余弦函数,在 AB 方向上, ε 最大;在过中心点 O 且垂直于 AB 的方向, ε 为 0。

2.3 点电流位置对地电阻率观测值的影响

计算相对于 O 点的不同位置上干扰点电流对地电阻率的影响量 ε ,结果如图 5 所示。由图 5 可见,以过中心点 O 且垂直于 EW 测道 AB 的线为界, OA 段为正影响,在 M 点及其附近影响值最大; OB 段为负影响,在 N 点及其附近影响值最大。地表干扰电流位置与装置中心点间超过一定的距离后,影响量 ε 很小,在无穷远处, ε 趋于 0;干扰源位置接近中心线时, ε 趋于 0;而干扰源接近测量电极 M 、 N 时,影响量 ε 较大,地电阻率影响量 ε 可达正常观测值的数倍。

3 实例分析

目前,地电阻率观测实际为正、反向交替供电模式,在 1~2min 内,先测量 1 次供电电流,

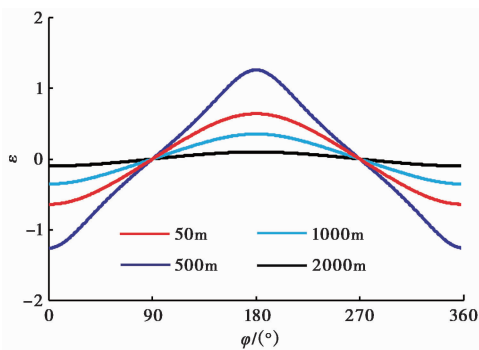


图4 地电阻率影响量 ε 随电流方位的变化
不同颜色表示干扰点电流距中心点 O 的不同距离

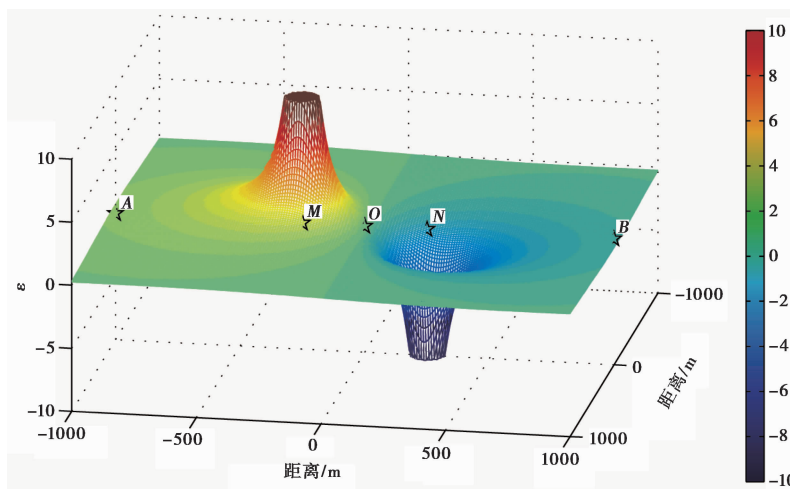


图5 电流位置对地电阻率的影响

然后正向-反向交替供电 5 或 10 次,以供电后的正向电位差减去反向电位差再取平均,即得到供电电位差,最后,利用测量电流和装置系数计算视电阻率。如果测区的干扰点电流源为固定且恒定的直流电,则上述测量方式可以消除干扰电流源的影响。但实际观测中常会出现每天固定时段、幅度略有差异的不稳定的干扰变化,例如腾冲台地电阻率 2 套系统的长、短极距的观测曲线变化形态基本一致,2014 年 5 月 24 日之前半年内 EW 测道观测值每天约在 8:00~17:00 时段内出现阶跃性下降,长极距观测下降幅度大于短极距,而 NS 测道则没有同样的变化(图 6),这说明干扰电流源近乎处于 EW 向沿线上,且干扰电流源不稳定。通过查看腾冲台地电阻率测区发现,在 EW 测道东电极附近有农庄,初步认为上述现象可能是由农庄用电干扰所致。2014 年 7 月 14 日中国地震台网中心调研腾冲地电阻率的变化情况^①过程中也注意到,2014 年春节前夕 EW 测道东供电极附近的村子实施农村电网改造,白天停电,其间腾冲台地电阻率每天的周期性阶跃变化消失,这进一步说明腾冲台 EW 测道观测值每天出现的阶跃性下降是由测道东电极附近漏电干扰引起的。

^① 解滔等,2014,2014 年 7 月 14 日云南腾冲台地电阻率异常核实报告

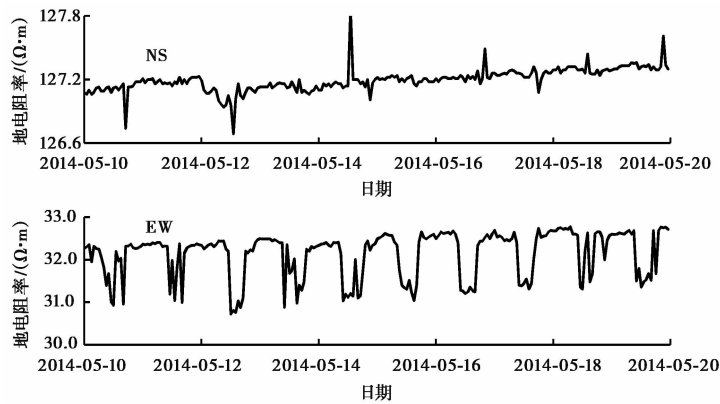


图6 腾冲台地电阻率整点值变化

4 讨论与结论

本文利用地电阻率转换函数的递推公式定性分析了地表点电流对地电阻率的影响,计算结果表明,地电阻率与干扰电流源的强度、位置有关。干扰点电流越大,地电阻率受到的影响越大;在测区内距中心点的距离不同,点电流对地电阻率的影响亦不同,在测线方向上的影响较大,过中心点且垂直于测线方向上的影响较小;干扰源与测区间超过一定的距离后,影响量较小,无穷远处,影响为0,在测量电极 M 、 N 点附近影响最大。

地表点电流对地电阻率的干扰具有不同测道的干扰幅度不同、同一测道干扰出现时间相似等特点,且易于识别。在实际观测异常核实过程中,可通过多测道地电阻率对点电流的不同响应判定干扰源的位置,再结合实际环境调研,则更有利于快速找到干扰源,排除其对地电阻率观测的影响。

致谢:感谢中国地震台网中心卢军研究员、解滔以及甘肃省地震局杜学彬研究员对本项工作提供的帮助,感谢审稿专家对本文提出的宝贵意见。

参考文献

- 陈远东、孙致安、汪贵章等,2010,安徽省数字化地电阻率干扰与短临异常研究,地震地磁观测与研究,31(4),86~91。
- 杜学彬,2010,在地震预报中的两类视电阻率变化,中国科学:D辑,40(10),1321~1330。
- 杜学彬、严玲琴、范莹莹等,2013,2013年岷县漳县 $M_s 6.6$ 地震前后地电观测引起的思考,地震工程学报,35(3),513~521。
- 杜学彬、叶青、马占虎等,2008,强震附近电阻率对称四极观测的探测深度,地球物理学报,51(6),1943~1949。
- 桂燮泰、关华平、戴经安,1989,唐山、松潘地震前视电阻率短临异常图像重现性,西北地震学报,11(4),71~75。
- 何康、王焱坤、刘东旺等,2010,九江 $M_s 5.7$ 地震前地电阻率异常分析,地震地磁观测与研究,32(3),62~66。
- 解滔、杜学斌、陈军营等,2012,井下地电阻率观测中地表电流干扰影响计算,地球物理学进展,27(1),112~121。
- 解滔、卢军、李美等,2013,地理钢缆对宝昌台地电阻率干扰的定量分析,地球物理学进展,28(2),727~734。
- 李菊珍、兰从欣、鲁跃等,2004,北京数字化地电阻率干扰识别与异常分析,防灾技术高等专科学校学报,6(4),9~13。
- 刘允秀、陈华静、程瑞年等,1999,地电阻率与地下水位、大气降水关系研究,中国地震,15(2),91~96。
- 钱复业、赵玉林,1980,地震前地电阻率变化十例,地震学报,2(2),186~197。
- 钱复业、赵玉林、于谋明,1982,地震前地电阻率异常变化,中国科学:B辑,(9),831~839。
- 钱家栋、曹爱民,1998,1976年唐山7.8级地震地电阻率和地下水前兆综合物理机制研究,地震,18(增刊),1~9。

- 钱家栋、陈有发、金安忠,1985,地电阻率法在地震预报中的应用,83~103,北京:地震出版社。
- 石富强、张国强、方炜等,2014,陕西周至地电台地电阻率年变特征分析,地震学报,36(6),1113~1123。
- 姚文斌,1989,电测深数值计算和解释入门,85~87,北京:地震出版社。
- 叶青、杜学彬、陈军营等,2005,2003年大姚和民乐-山丹地震1年尺度预测,地震研究,28(3),226~230。
- 张国苓、乔子云、贾立峰等,2013,隆尧地电阻率与地下水位关系分析,地震地磁观测与研究,34(5/6),141~143。
- 张国苓、乔子云、贾立峰等,2015,河北阳原台地电阻率变化分析,震灾防御技术,10(2),464~471。
- 张学民、李美、关华平,2009,汶川8.0级地震前的地电阻率异常分析,地震,29(1),108~115。
- 张学民、王志贤、臧明珍等,1996,降雨对地电阻率干扰的分析,华北地震科学,14(4),71~75。
- 赵玉林、卢军、张洪魁等,2001,电测量在中国地震预报中的应用,地震地质,23(2),277~285。
- Borsukov O M, Sorokin O N, 1973, Variations in apparent resistivity of rocks in the seismically active Garm region, IzvEarth Physics, 10(1), 100~102.
- Brace W F, Orange A S, 1968, Electrical resistivity changes in saturated rock during fracture and frictional sliding, JGeophysRes, 73(4), 1433~1445.
- Lu J, Qian F Y, Zhao YL, 1999, Sensitivity analysis of the Schlumberger monitoring array: Application to changes of resistivity prior to the 1976 earthquake in Tangshan, China, Tectonophysics, 307(3), 397~405.
- Mazzella A, Morrison H F, 1974, Electrical resistivity variations associated with earthquakes on the San Andreas Fault, Science, 185(4154), 855~857.
- O'Neill D J, Merrick N P, 1984, A digital linear filter for resistivity sounding with a generalized electrode array, GeophysProspect, 32(1), 105~123.
- Wang C Y, Goodman R E, Sundaram P N, et al, 1975, Electrical resistivity of granite in frictional sliding: Application to earthquake prediction, GeophysResLett, 2(12), 525~528.
- Yamazaki Y, 1975, Precursory and coseismic resistivity changes, PureApplGeophys, 133(1), 219~227.

Influence from the surface disturbance current on geoelectrical resistivity observation

Zhang Guoling¹⁾ Wang Qinglin²⁾ Qiao Ziyun¹⁾ Jia Lifeng¹⁾ Zhang Suxin¹⁾

1) Earthquake Administration of Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China

2) Earthquake Administration of Shandong Province, Beijing 250014, China

Abstract The medium under the geoelectrical resistivity station is simplified as a model of horizontally homogeneous layer medium. The disturbance current on the earth's surface is substituted with a point current source. The influence quantity for the geoelectrical resistivity measurement is calculated for a symmetrical four-electrode resistivity observation configuration (a fixed quasi-Schlumberger) when the size and position of disturbance current are changing. The calculated results suggest that the influence quantity caused by disturbance current of the earth's surface is determined by the size and azimuth of current, and the distance from the center of the survey area. The result is important for the abnormal verification of disturbance current.

Key words: Geoelectrical resistivity; Point current source; Symmetrical four-electrode observation