

解滔、于晨、卢军,2019,开展小极距井下地电阻率观测的可行性分析,中国地震,35(1),14~24.

# 开展小极距井下地电阻率观测的可行性分析

解滔 于晨 卢军

中国地震台网中心,北京 100045

**摘要** 目前,我国用于地震监测的地电阻率观测面临着两个难题:①测区范围较大导致台网稀疏且分布不均匀;②易受环境干扰。本文结合台站实际的地下电性结构,采用地电阻率解析表达式和有限元数值分析方法,对开展小极距井下地电阻率观测的可行性进行了讨论。结果表明:小极距井下观测方式能有效抑制地表电性异常体类干扰和年变化的影响,也能记录到地表大极距观测和井下大极距观测所能记录到的震前异常变化。小极距井下观测能大幅减小布极区范围,有助于地电阻率的足密度组网成场观测,可为解决目前地电阻率观测面临的难题提供一种可选方案。

**关键词:** 地电阻率 小极距 井下观测 地震

[文章编号] 1001-4683(2019)01-0014-11 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

自 1966 年河北邢台  $M_s$ 7.2 地震以来,我国开始将物探电法勘探中的直流视电阻率方法引入到地震监测中,选用具有最大信噪比的对称四极装置,采用固定极距和位置的方式进行规范化和规模化的定点台站连续观测,并称其为“地电阻率”。在 50 多年的连续观测过程中,记录到了多次大地震前突出的地电阻率中短期异常变化(钱复业等,1982;钱家栋等,1985、2013;赵玉林等,2001;汪志亮等,2002;Du,2011;解滔等,2018),并对一些地震进行了年尺度或更短时间的中短期预测(汪志亮等,2002;叶青等,2005)。与地震有关的异常表现为年尺度的持续性下降或上升变化,近震中区以下降型异常为主(Du,2011),不同方向异常呈现出与震源主压应力轴方位有关的各向异性变化(赵玉林等,1995;钱复业等,1996;杜学彬等,2007),异常的下降/上升形态与震源机制解给出的台站所处位置的挤压/拉张应变性质有关,在台网相对较密的区域,异常起始时间由震中向外围逐渐延迟,异常幅度逐渐衰减(钱复业等,1982;赵玉林等,2001),邻近震中的台站能够完整地记录到震前中期下降—短期加速下降—准同震阶跃—震后恢复的异常变化过程(Du,2011;解滔等,2018)。这些异常现象说明地电阻率异常与地震之间具有清晰的物理力学机制。

要使地电阻率能在地震监测中发挥作用,离不开高质量的观测数据和足密度的观测台网。在早期的观测中,台站测区的电磁背景受到的干扰程度低。但是,随着城镇化和农村经

[收稿日期] 2019-01-02; [修定日期] 2019-01-11

[项目类别] 中国地震局地震科技星火计划项目(XH19054Y)、中国地震局震情跟踪项目(2019010401)共同资助

[作者简介] 解滔,男,1986 年生,副研究员,主要研究方向为地震电磁学。E-mail:xtaolake@163.com

济建设的快速发展,部分台站受到了破坏性的干扰进而停测,台站数量从高峰期的近 120 个减少至目前的 80 余个,且现有台站中的部分台站受到地表干扰,严重影响观测数据质量。为突出深部介质电阻率变化和抑制年变化,我国地电工作者自 20 世纪 80 年代以来在河北、山东和广东陆续开展了一些井下地电阻率实验观测(王帮本等,1981;苏鸾声等,1982;刘允秀等,1985;刘昌谋等,1994)。但在早期的井下观测中,由于电极埋设、线路敷设等工艺技术不成熟以及与地下电性结构有关的理论分析尚不完善等,至 21 世纪初,早期建设的 10 多个井下观测台站中仅广东河源台持续观测至今。随着地表大极距、多方位地电阻率观测遇到的环境干扰日趋恶化,2008 年以来全国地电台网技术管理部门和地电学科专家积极推动井下地电阻率实验观测,目前已在全国陆续建设了 14 个井下实验观测台站(康云生等,2013;王兰炜等,2015;高曙德,2016)。与此同时,基于台址地下电性结构的井下观测理论解析计算、有限元数值计算和影响系数分析方法也日趋完善(聂永安等,2009、2010;解滔等,2012、2016;毛先进等,2014)。理论分析和实验观测结果表明,井下观测能较好地抑制浅层潜水位升降、含水率季节性增减和地表电性异常体对观测产生的影响。现行地表观测采用大极距的方式,供电极距 AB 通常在 1000m 左右,虽然其在正在开展的井下实验观测中有所减小(多数为 300~600m),但测区范围仍然较大。由于测区面积较大,场地勘选和获取困难,尤其是在以山地和丘陵为主要地貌特征且地震多发的南北地震带,导致了目前台站稀疏和台网分布不均匀的现状;另一方面,由于占用的土地面积较大且相对平整,测区内农业和基础设施建设导致的干扰也难以避免。地震监测的目的是服务于保障人民生命财产安全和国民经济建设,不能因为对观测数据质量的要求而阻碍测区附近的经济建设。因此,如果能在有效记录到地震异常的基础上大幅减小测区占地面积,则地电阻率面临的 2 个主要困难都可得到有效的解决,这将有助于开展足密度的组网成场观测,从而更好地服务于地震监测。

成都台距 2008 年汶川  $M_s 8.0$  地震震中 35km, NE 测道地电阻率在震前记录到了清晰的中短期异常变化,且其异常的可靠性和成因机制也得到了充分的讨论(Du, 2011; 钱家栋等, 2013、2018; Lu et al, 2016)。本文将结合成都台实际的电性结构,采用层状介质地电阻率解析计算方法(O'Neill et al, 1984; 姚文斌, 1989; 聂永安等, 2009)和有限元数值方法(解滔等, 2013; 解滔等, 2016),就小极距井下观测方式对地表干扰的抑制能力和异常信息反映能力进行讨论,分析开展具有全空间性质的小极距井下地电阻率观测的可行性。

## 1 小极距井下观测

在观测系统正常稳定的情况下,干扰源可归结为 2 类:一类具有电流源性质,如测区附近的工农业漏电;另一类为引起电性结构改变的局部电性异常体,其中,金属管线是对观测干扰最为显著的一类干扰源,干扰形态和幅度与金属管线的规模和相对于观测装置的位置有关。考虑最为简单的情况,我们在半无限均匀介质模型下采用有限元方法计算无限长金属导线随距离的变化对观测产生的干扰幅度的变化,其中,金属导线的位置分为平行于测道和垂直于测道两种情况(图 1)。金属导线的干扰幅度与其横截面积有关,在长度和位置相同时,干扰幅度随横截面积的增加而增大,在横截面积大于  $1\text{cm}^2$  之后趋于稳定(解滔等, 2016)。模型中介质电阻率为  $50\Omega \cdot \text{m}$ ,供电极距 AB 为 1000m,测量极距 MN 为 300m,导线横截面积为  $10\text{cm}^2$ ,长度为  $10AB$ ,电阻率为  $9.78 \times 10^{-8}\Omega \cdot \text{m}$ 。图 2 为无限长金属导线随距离

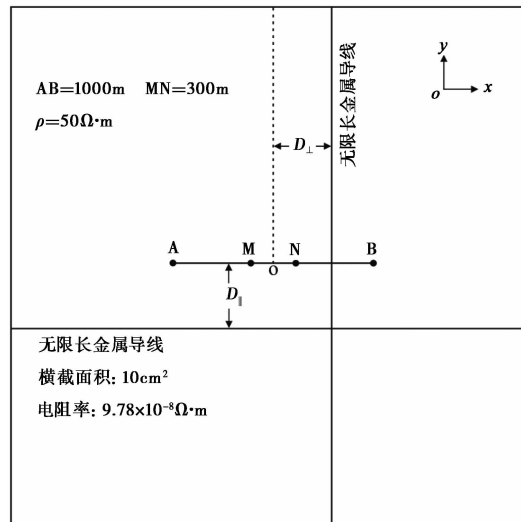


图 1 无限长金属导线干扰源相对于地电阻率观测装置的空间位置示意图

的变化对观测产生的干扰幅度的变化。导线平行于测道时的计算结果如图 2(a) 所示, 随着距离的增加, 干扰幅度逐渐减小, 在距离超过 1000m 时, 干扰幅度降至 1‰ 以下。导线垂直于测道时的计算结果如图 2(b) 所示, 此时的距离为导线相对于装置中心点的距离, 但未计算导线位于电极位置时的情况。导线越靠近电极时干扰幅度越大, 当导线距离超过 AB/2 时, 随着距离的增加, 干扰幅度逐渐减小, 当与供电电极向外方向的距离超过 500m 时, 干扰幅度降至 1‰ 以下。目前地电阻率的观测精度优于 3‰, 无限长金属导线干扰幅度低于 1‰ 的距离可作为观测装置对干扰源的避让距离。对于单一测道, 沿垂直于测道方向的避让距离为 AB, 沿测道方向的距离为 AB/2。观测中通常沿中心点布设 2~3 个不同方向的测道, 因此,

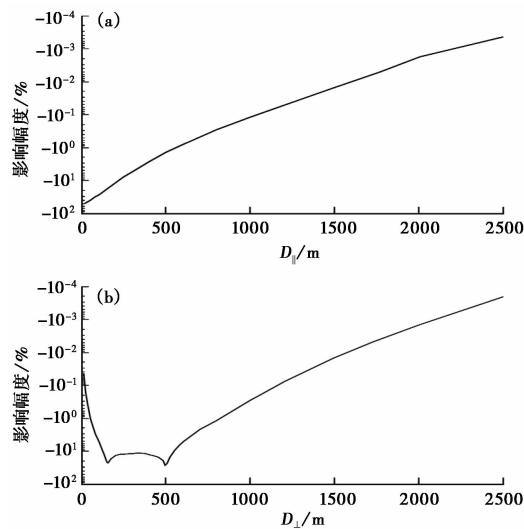


图 2 无限长金属导线随距离的变化对观测产生的干扰幅度的变化

(a) 平行于测道方向(起算距离为 5m); (b) 垂直于测道方向(起算距离为 10m, 电极位置未计算)

为使观测受电性异常体的干扰降低至可忽略的水平,地表观测台站测区的环境保护面积至少为  $2AB \times 2AB$ 。

井下观测是通过增加观测装置与测区干扰源的距离来对干扰进行抑制,从以上的分析并结合均匀介质中观测的对称性可以看出,对于水平测道,埋深  $H$  需要大于  $AB$ ;对于垂直测道,最上端电极埋深需要大于  $AB/2$ 。直观上而言,装置埋深越大,探测范围越深,越有利于记录到构造应力引起的介质电阻率变化。但随着钻井深度的增加,台站建设费用也急剧增加。此外,为尽可能减少对原有介质电性结构的破坏,钻井过程中不能嵌入任何形式的套管,钻井越深,地层压力越大,施工时间也越长,井壁坍塌的风险随之增加。结合单台建设成本,目前井下观测深度在  $150\text{m}$  以内较为合适。地电阻率是对一定体积内介质电阻率的综合反映,为此观测极距也不能太小,以使观测具有一定的体积平均效应。本文主要对  $AB = 100\text{m}$  的小极距井下观测进行讨论,对于水平测道,布极方式可选择与地表观测一样相对于同一中心点对称的方式(图 3(a)),也可以选择等边三角形共用供电极的方式(图 3(b)),以节约钻孔经费。观测中可以增加垂直测道,但垂直测道与最近的水平测道电极之间的距离应大于  $AB/2$ 。

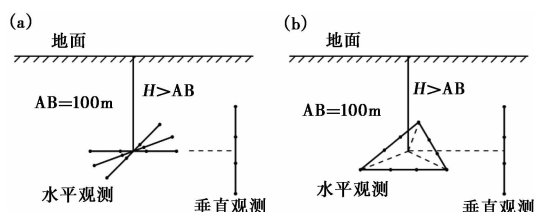


图 3 小极距井下观测布极方式  
(a) 水平测道共中心点对称分布;(b) 水平测道等边三角形分布

## 2 干扰抑制能力

地电阻率观测中,除了工农业漏电和测区局部电性异常体这 2 类干扰源之外,地表浅层介质电阻率受降雨和温度季节性变化影响对观测产生的年变化并不属于地震异常信息,这里也将其视为一种干扰源。下面将对对比地表观测和大极距井下观测,分析小极距井下观测对这三类影响因素的抑制能力。

### 2.1 漏电干扰抑制能力

以半无限均匀介质来讨论测区游散电流对观测的影响,介质电阻率为  $50\Omega \cdot \text{m}$ ,地表观测极距  $AB = 1000\text{m}$ ,测量极距  $MN = 300\text{m}$ ;大极距井下观测极距  $AB = 300\text{m}$ ,测量极距  $MN = 100\text{m}$ ,装置埋深  $120\text{m}$ ;小极距井下观测极距  $AB = 100\text{m}$ ,测量极距  $MN = 30\text{m}$ ,装置埋深  $120\text{m}$ 。井下观测与地表观测装置走向一致,且中心点在地表的投影与地表观测中心点重合(图 4(a))。游散电流  $I_a$  位于地表,强度为供电电流  $I$  的 10%。以地表装置中心点为坐标原点,游散电流位置沿测道方向在  $-500\text{m}$  至  $500\text{m}$  之间变化,计算游散电流对三套观测装置的影响幅度如图 4(b) 所示,小极距井下观测受到的影响远远小于地表大极距观测,也小于大极距井下观测。因此,小极距井下观测能有效抑制测区游散电流类干扰。另一方面,采用小极距的观测方式,观测系统外负载降低,在相同供电电流的情况下,能有效增加测量电极之

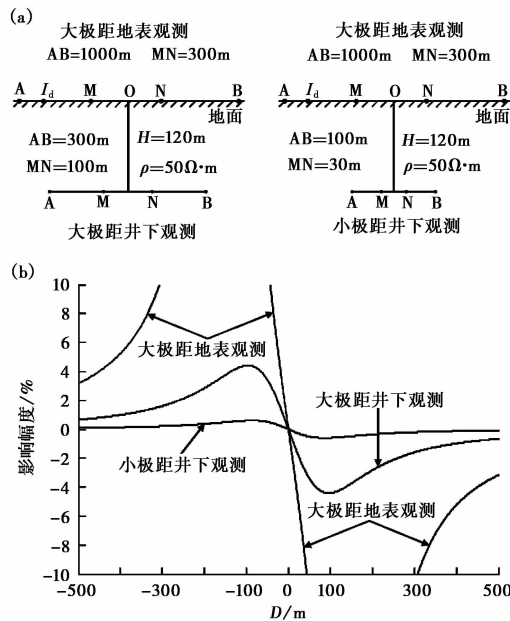


图4 地电阻率测区漏电干扰分析

(a) 测区漏电位置示意图; (b) 测区漏电对地表观测、大极距井下和小极距井下观测的干扰幅度

间的电位差,提高观测数据的信噪比。

### 2.2 电性异常体干扰抑制能力

在众多电性异常体干扰源中,金属管线是对观测影响最为显著的一类,且平行于测道时的影响幅度大于垂直于测道时,离测道或电极越近,影响幅度越大。这里以成都台 NE 测道电性结构为例(图 5(a)),分析在地表存在相同的金属导线时,地表大极距观测、大极距井下观测和小极距井下观测受到的影响幅度。井下观测布设在地表观测中心点下方,且与地表观测方向相同,小极距井下观测的供电电极距  $AB = 100\text{m}$ ,测量极距  $MN = 30\text{m}$ ,埋深  $H = 120\text{m}$ 。大极距井下观测的供电电极距  $AB = 300\text{m}$ ,测量极距  $MN = 100\text{m}$ ,埋深  $H = 120\text{m}$ 。原有 NE 测道地表观测供电电极距  $AB = 736\text{m}$ ,测量极距  $MN = 226\text{m}$ 。假设沿测道走向在测量电极之间存在一长度为  $200\text{m}$ ,横截面积为  $1\text{cm}^2$  的金属导线(图 5(b)),采用有限元方法计算得到该金属导线对 3 套观测装置的影响幅度如表 1 所示。在地表进行观测时,金属导线的影响幅度较大,而采用具有全空间性质的小极距井下观测时,则影响减小至可以忽略的水平。

### 2.3 年变化抑制能力

理论分析和观测实践表明,地电阻率观测中的年变化是由浅层介质电阻率受季节性降水和温度变化引起的(赵和云等,1987;薛顺章等,1994;Lu et al,2004;解滔等,2014)。以成都台电性结构为例(图 5(a)),地表观测、大极距井下观测和小极距井下观测装置参数如表 1 所示,假定第 1 层介质电阻率具有如图 6(a)所示的季节性变化,则以第 1 层介质的电阻率变化分别计算 3 套观测装置的年变化如图 6(b)~6(d)所示。地表大极距观测时,年变化幅度可达到  $7.7\%$ 。大极距井下观测时,年变化幅度为  $0.59\%$ 。而采用小极距井下观测时,年变化幅度则减小至  $0.07\%$ 。因此,采用具有全空间性质的小极距井下观测能有效地抑制地

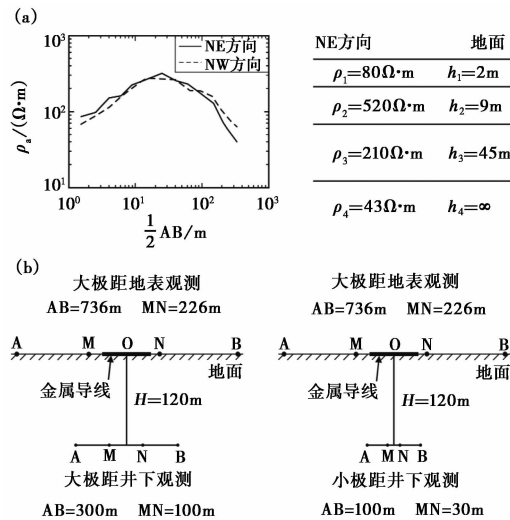


图 5 测区内金属导线对地电阻率观测的影响

(a) 成都台电测深曲线和 NE 方向层状电性结构; (b) 金属导线相对观测装置的位置示意图

表 1 金属导线对地表观测、大极距井下和小极距井下观测的影响幅度

观测方式	AB/m	MN/m	装置埋深/m	无导线	有导线	影响幅度/%
大极距地表	736	226	0	48.9169	41.0381	-16.11
大极距井下	300	100	120	50.0613	49.7078	-0.71
小极距井下	100	30	120	43.9818	43.9427	-0.09

电阻率观测中的年变化幅度。

### 3 信息反映能力

地电阻率是对地下探测范围内介质电阻率的综合反映,深度方向探测范围与观测极距 AB 的尺度相当(赵和云等,1982;杜学彬等,2008),结合观测的对称性,水平方向探测范围也大致相当(解滔等,2015)。测区探测范围内介质的空间尺度相对于大尺度的区域构造应力场,可简化为均匀受力的一个点。因此,适当地减小观测极距和探测体积,仍然可以反映出区域应力对测区介质电阻率的影响。观测极距减小后,深度方向探测范围也随之减小,更多地反映近地表介质的影响。但是,考虑到浅表松散浮土层应力传递能力较低,小极距井下观测的主体探测范围应反映更为致密的地层,可通过加大电极埋深的方法,以增加探测范围的深度。但总体而言,由于电极埋设深度有限,小极距井下观测的深度探测范围仍然小于目前的大极距观测。浅表浮土层以下的介质主要为含孔(裂)隙流体较多的沉积层,应力承载能力小于基岩,在相同的应力作用下会发生更为显著的变形,引起介质电阻率的变化。

这里以 2008 年汶川  $M_s 8.0$  地震前成都台 NE 测道地电阻率异常变化为例,对比分析小极距井下观测对地震异常信息的反映能力。成都台测区电性结构如图 5(a) 所示,地表观测、大极距井下观测和小极距井下观测装置参数如表 1 所示。我们首先在目标地层电阻率均匀变化的假设下估计井下观测的变化幅度,地表观测和 120m 深度井下观测的影响系数分

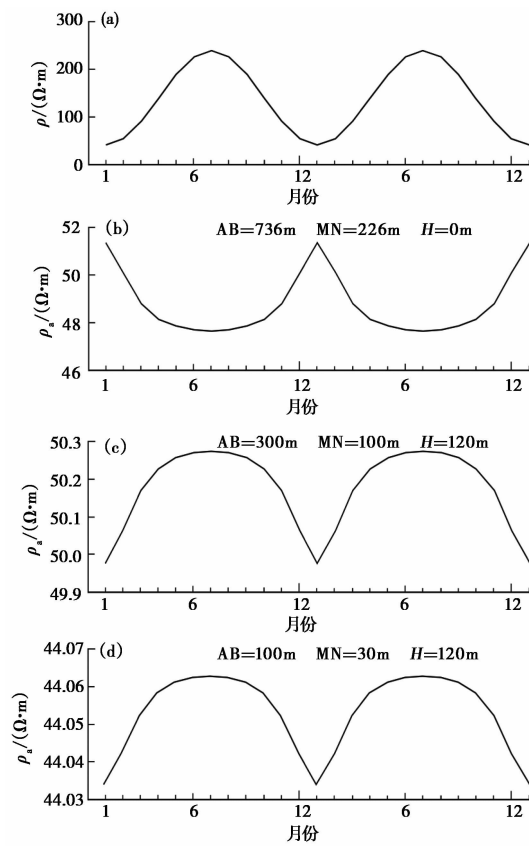


图 6 井下观测对年变的抑制能力分析

(a) 表层介质电阻率季节性周期变化; (b) 地表大极距观测年变化;  
(c) 大极距井下观测年变化; (d) 小极距井下观测年变化

布如图 7 所示, 3 套装置观测到的地电阻率相对变化可表示为测区各层介质电阻率变化的加权和形式(钱家栋等, 1985、1998; Lu et al, 2004)

$$\frac{\Delta\rho_{asL}}{\rho_{asL}} = -0.0438 \frac{\Delta\rho_1}{\rho_1} - 0.0034 \frac{\Delta\rho_2}{\rho_2} + 0.0974 \frac{\Delta\rho_3}{\rho_3} + 0.9498 \frac{\Delta\rho_4}{\rho_4} \quad (1)$$

$$\frac{\Delta\rho_{awL}}{\rho_{awL}} = 0.0036 \frac{\Delta\rho_1}{\rho_1} + 0.0027 \frac{\Delta\rho_2}{\rho_2} + 0.0431 \frac{\Delta\rho_3}{\rho_3} + 0.9506 \frac{\Delta\rho_4}{\rho_4} \quad (2)$$

$$\frac{\Delta\rho_{awS}}{\rho_{awS}} = 0.0004 \frac{\Delta\rho_1}{\rho_1} + 0.0003 \frac{\Delta\rho_2}{\rho_2} + 0.0084 \frac{\Delta\rho_3}{\rho_3} + 0.9909 \frac{\Delta\rho_4}{\rho_4} \quad (3)$$

式中,  $\rho_{asL}$ 、 $\rho_{awL}$  和  $\rho_{awS}$  分别表示地表大极距、大极距井下和小极距井下观测的地电阻率。

从图7(a)和式(1)可以看出, 对于地表观测, 在各层介质电阻率变化幅度相同时, 第 4 层介质对观测值变化的贡献程度约为 95%。震例和理论分析认为地电阻率异常是由探测范围内深部介质电阻率变化引起的(钱复业等, 1982; 钱家栋等, 1985), 因而可以认为成都台在汶川地震前的异常变化来源于第 4 层介质的电阻率变化(Lu et al, 2016)。地表观测 NE 测道的异常下降幅度为 7%, 通过式(1)中的影响系数推测第 4 层介质电阻率下降幅度约为

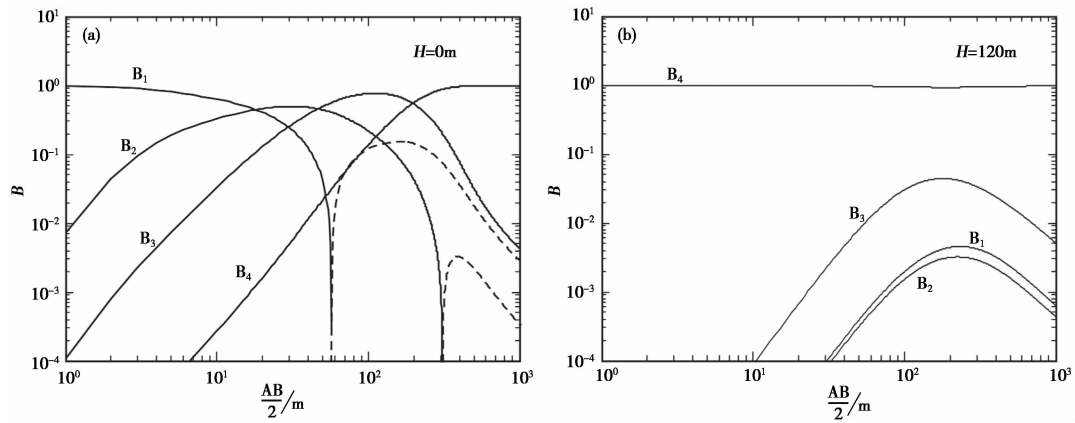


图 7 成都台地电阻率地表观测和井下观测影响系数

(a) 地表观测时影响系数随观测极距的变化; (b) 井下观测(深度为 120m)时影响系数随观测极距的变化

7.37%。结合图 7(b)、式(2)和式(3)中第 4 层介质的影响系数,推测大极距井下观测和小极距井下观测的异常下降幅度分别约为 7.01%和 7.30%。

钱家栋等(2018)根据 20 世纪 80 年代成都台的多极距实验观测结果分析认为:成都台地表装置系统观测的地电阻率变化与测区底层介质真实电阻率变化之间存在约为 3.28 倍的关系,因此可以推断,对于 2006 年 8 月至 2008 年年初 7% 的下降异常变化,底层介质电阻率的下降幅度可达 20% 左右;要合理地解释地表观测记录到 7% 的下降异常变化,则具有 20% 下降幅度的变化层的上界面需要上升至 122m 左右。为此,我们将图 5(a)所示电性结构在 122m 深度把第 4 层介质划分为 2 层,并使最底层介质电阻率下降 20%,计算得到大极距井下观测和小极距井下观测的异常下降幅度分别约为 13.79%和 11.28%。

通过汶川地震前成都台地电阻率以上 2 种异常变化来源方式的计算可以看出,具有全空间性质的小极距井下观测方式依然可以记录到震前地表观测和大极距井下观测所能记录到的异常变化。

### 4 讨论

地电阻率是测区探测范围内介质电阻率的综合反映,异常变化主要反映构造应力作用下裂隙扩展/闭合引起的介质电阻率变化(Mjachkin et al, 1975)。含水岩石实验结果显示,主压应力加载过程中地电阻率呈现下降变化,多数岩石临近破裂时加速下降,破裂后恢复上升(张金铸等, 1983),与主压应力垂直的方向变化幅度最大,平行方向最小,斜交方向介于二者之间,表现出与应力方向有关的各向异性变化(陈大元等, 1983),野外原地实验结果给出的变化形态以及各向异性变化特征与实验室结果一致(赵玉林等; 1983),许多大地震前近震中区域台站的异常变化形态与实验结果一致(Du, 2011),这说明地电阻率异常与地震孕育过程存在力学机制上的联系。力武常茨通过对 26 个 6 级以上地震进行统计分析,认为地壳的极限应变平均值为  $(4.7 \pm 1.9) \times 10^{-5}$ (钱复业等, 1998)。通常情况下,电阻率变化对介质应变的放大系数为  $n \times 10^3$ (Brace et al, 1968),据此推算,大地震前近震中台站测区介质电阻率可出现 5% 左右的变化。地电阻率观测在深度方向的探测范围与供电极距相当,从三维影响



系数分析的角度来看,在各区域介质具有相同变化幅度的情况下,距测道或电极越近的单位对观测的贡献越大(解滔等,2015)。由于地电阻率的深度探测范围较浅,震前能记录到异常变化说明孕震晚期应力的影响已经能达到距地表 100m 左右的深度(钱家栋等,2018),因而采用极距 100m 左右的全空间小极距井下观测能够记录到地震引起的异常变化。

地震破裂区域在震前出于闭锁状态,其变形特征在空间上构成应变场分布,为更好地反映出震前应变场分布特征,需要在震中周围布设一定密度的观测台网。1976 年唐山  $M_s 7.8$  地震之前,震中 150km 范围内运行有 14 个地电阻率台站,其中 9 个台站出现了年尺度的趋势性下降异常,1 个台站出现上升异常,且由震中向外围方向异常起始时间出现延迟,异常幅度出现衰减,揭示出孕震晚期亚失稳阶段应变加速积累并由震中向外扩散的现象,且震中附近的昌黎台、马家沟台在临震阶段记录到了加速下降变化(赵玉林等,1978)。唐山地震震源机制解为走滑型,出现下降异常的台站位于压缩区,出现上升异常的台站位于拉张区,而未出现明显异常的台站位于应变不明显的震源机制解界线附近(钱复业等,1982)。

地表地电阻率观测需要相对平整的场地,采用  $AB = 1000\text{m}$  左右的大极距观测方式时所需场地面积太大,测区内潜在干扰因素太多,难以保障高质量数据的持续性观测。随着城镇化建设的推进和农村经济的发展,土地的潜在价值日益增加,即便是在华北地区,想要新建大极距的地表观测台站也十分困难。在以山地和丘陵为主要地貌特征的南北地震带,大极距观测方式的组网成场布局更是无法实现,而这也是目前地电阻率观测面临的现状。采用小极距井下观测方式,能有效抑制来自测区地表的干扰,保障台站高质量的持续性观测。由于大幅度减小了测区占地面积,一方面可以有效避让台站附近的干扰源,另一方面使得场地的勘选和获取更为容易,将有助于地电阻率观测的组网成场布局。在多个台站出现异常时可以相互印证,通过分析不同台站异常的出现时间、幅度、形态、空间范围和各向异性变化,可以对未来地震发生的地点、震级和时间做出更好的判断,从而更好地服务于地震监测预测。

## 5 结论

本文采用地电阻率解析计算方法和有限元数值分析方法,对开展具有电流全空间的小极距井下地电阻率观测的可行性进行了理论分析。计算表明:小极距井下观测方式能有效抑制测区游散电流对观测的影响,提升观测数据的信噪比;能有效抑制测区电性异常体产生的干扰,保障数据的长期稳定性;也能有效抑制浅层介质电阻率季节性变化产生的影响,使异常识别更为直观。结合汶川地震前成都台 NE 测道的异常变化和台站电性结构,分析认为小极距井下观测能记录到地表大极距观测和井下大极距观测所能记录到的异常变化。小极距井下观测大幅度减小了测区占地面积,使得具有一定密度的地电阻率组网成场观测成为可能,进而使地电阻率这一测项在地震监测预测中能发挥更好的作用。

**致谢:** 中国地震局预测研究所赵家骝研究员、甘肃省地震局杜学彬研究员和天津市地震局聂永安研究员对小极距井下观测提出了许多有益的建议,审稿专家提出了详细和中肯的修改意见,在此一并表示衷心的感谢。

## 参考文献

- 陈大元、陈峰、王丽华等,1983,单轴压力下岩石电阻率的研究——电阻率的各向异性,地球物理学报,**26**(增刊),783~792.
- 杜学彬、李宁、叶青等,2007,强地震附近视电阻率各向异性变化的原因,地球物理学报,**50**(6),1802~1810.
- 杜学彬、叶青、马占虎等,2008,强地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.
- 高曙德,2016,深井地电观测技术在地震监测中的应用探讨,地球物理学进展,**31**(5),2078~2088.
- 康云生、安海静、马可兴等,2013,天水地电阻率地表与井下多种观测方式的实验分析,地震工程学报,**35**(1),190~195.
- 刘昌谋、桂燮泰、柴剑勇等,1994,河源地电台全空间地电阻率实验,华南地震,**14**(3),40~45.
- 刘允秀、吴国有、王蕃树等,1985,深埋电极地电阻率观测的实验结果,见:钱复业、赵玉林、陈英方,地震预测——地电方法论文集,206~216,福州:福建科学技术出版社.
- 毛先进、杨玲英、钱家栋,2014,水平层状介质中深埋装置系统地电阻率影响系数特征研究,地震学报,**36**(4),678~685.
- 聂永安、巴振宁、聂瑶,2010,深埋电极的地电阻率观测研究,地震学报,**32**(1),33~40.
- 聂永安、姚兰予,2009,成层半空间深埋电极产生的电位分布,中国地震,**25**(3),246~255.
- 钱复业、卢振业、丁鉴海等,1998,电磁学分析预报方法,北京:地震出版社.
- 钱复业、赵玉林、黄燕妮,1996,地电阻率各向异性参量计算方法及地震前兆实例,地震学报,**18**(4),480~488.
- 钱复业、赵玉林、余谋明等,1982,地震前地电阻率的异常变化,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,北京:地震出版社.
- 钱家栋、马钦忠、李劲松,2013,汶川 $M_s$ 8.0地震前成都台NE测线地电阻率异常的进一步研究,地震学报,**35**(1),4~17.
- 钱家栋、张学民、王亚璐等,2018,2008年汶川 $M_s$ 8.0地震前成都台NE向地电阻率趋势异常的数值模拟,地震,**38**(2),107~116.
- 苏鸾声、王邦本、夏良苗等,1982,井下电极观测地电阻率排除地面干扰的实验,地震学报,**4**(3),274~276.
- 王帮本、刘永兰、李验轩,1981,深井电阻率与地震预报,地震研究,**4**(4),378~403.
- 王兰炜、张宇、张世中等,2015,我国井下地电阻率观测技术现状分析,地震地磁观测与研究,**36**(2),95~102.
- 汪志亮、郑大林、余素荣,2002,地震地电阻率前兆异常现象,北京:地震出版社.
- 解滔、杜学彬、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、杜学彬、卢军,2016,井下视电阻率观测影响系数分析,中国地震,**32**(1),40~53.
- 解滔、刘杰、卢军等,2018,2008年汶川 $M_s$ 8.0地震前定点观测电磁异常回溯性分析,地球物理学报,**61**(5),1922~1937.
- 解滔、卢军,2015,地电阻率三维影响系数及其应用,地震地质,**37**(4),1125~1135.
- 解滔、卢军,2016,地表固定干扰源影响下地电阻率观测随时间变化特征分析,地震地质,**38**(4),922~936.
- 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.
- 解滔、王洪岐、刘立波等,2014,四平台地电阻率相反年变有限元数值分析,地球物理学进展,**29**(2),588~594.
- 薛顺章、温新民、董永德等,1994,地电阻率预报地震新方法的研究,地震学报,**16**(2),227~234.
- 姚文斌,1989,电测深数值计算和解释入门,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.
- 张金铸、陆阳泉,1983,不同三轴应力条件下岩石电阻率变化的实验研究,地震学报,**5**(4),440~445.
- 赵和云、钱家栋,1982,地电阻率法中勘探深度和探测范围的理论讨论和计算,西北地震学报,**4**(1),40~56.
- 赵和云、钱家栋,1987,郫县台多极距观测资料的反演和分析,中国地震,**3**(增刊),75~80.
- 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.
- 赵玉林、李正南、钱复业等,1995,地电前兆中期向短临过渡的综合判据,地震,(4),308~314.
- 赵玉林、钱复业,1978,唐山7.8级强震前震中周围形变电阻率的下降异常,地球物理学报,**21**(3),181~190.
- 赵玉林、钱复业、杨体成等,1983,原地电阻率变化的实验,地震学报,**5**(2),217~225.
- Brace W F, Orange A S, 1968, Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding, J Geophys Res, **73**(4), 1433~1445.
- Du X B, 2011, Two types of changes in apparent resistivity in earthquake prediction, Sci China Earth Sci, **54**(1), 145~156.

- Lu J, Xie T, Li M, et al, 2016, Monitoring shallow resistivity changes prior to the 12 May 2008 *M*8.0 Wenchuan earthquake on the Longmen Shan tectonic zone, China, *Tectonophysics*, **675**, 244 ~ 257.
- Lu J, Xue S Z, Qian F Y, et al, 2004, Unexpected changes in resistivity monitoring for earthquakes of the Longmen Shan in Sichuan, China, with a fixed Schlumberger sounding array, *Phys Earth Planet Inter*, **145**(1/2/3/4), 87 ~ 97.
- Mjachkin V I, Brace W F, Sobolev G A, et al, 1975, Two models for earthquake forerunners, *Pure Appl Geophys*, **113**(1), 169 ~ 181.
- O'Neill D J, Merrick N P, 1984, A digital linear filter for resistivity sounding with a generalized electrode array, *Geophys Prosp*, **32**(1), 105 ~ 123.

## Feasibility Analysis on Short-electrode Spacing Well Apparent Resistivity Observation

*Xie Tao Yu Chen Lu Jun*

China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

**Abstract** Currently, apparent resistivity observation used in the earthquake prediction of China has been facing two serious difficulties. One is the sparsely and unevenly distributed networks, and the other is the susceptibility to environmental disturbances. One of the possible causes to the difficulties is the large-electrode spacing presently used at stations. In this paper, we will take an analysis on the feasibility of short-electrode spacing well measurement by the use of apparent resistivity analytical expression and finite element numerical method. Results display that the disturbance from surface electric anomalous bodies and annual variation effects can be well inhibited by the use of short-electrode spacing well measurement. And the new type of measurement can record anomalies associated with earthquake as effective as surface large spacing measurement and large spacing well measurement. Short-electrode spacing well measurement greatly reduce the covering areas needed, and can be helpful to field network observation. Therefore, it provides an alternative scheme to settle the difficulties current observations face.

**Key words:** Apparent resistivity; Short-electrode spacing; Well measurement; Earthquake