

2013年芦山 $M_s7.0$ 地震前甘孜台地电阻率变化分析¹

解滔¹⁾ 卢军¹⁾ 任越霞²⁾ 赵民渊³⁾

1) 中国地震台网中心, 北京 100045

2) 四川省地震局, 成都 610041

3) 甘孜地震台, 甘孜 626700

摘要 甘孜台地电阻率 $N30^\circ E$ 测道观测资料自 2011 年 7 月开始出现趋势上升变化, $N60^\circ W$ 测道地电阻率则从 2012 年出现趋势上升变化。2011 年测区原 317 国道实施扩建工程, $N30^\circ E$ 测道测量电极分别向供电极方向移动 10m。采用甘孜台电测深曲线以水平层状模型反演了测区的电性结构, 理论计算表明, 测量电极的移动将会引起 $N30^\circ E$ 测道 $4\Omega \cdot m$ 的上升变化, 扣除这部分变化后, 甘孜台两测道观测值于 2012 年同步上升。以水平层状模型计算了甘孜台两测道各层介质的影响系数, 两测道浅层两层介质影响系数均为负, 能合理地解释甘孜台地电阻率在雨季降水量增加时观测值上升、旱季降水量减少时观测值下降这一“夏高冬低”的年变现象。建立三维有限元模型计算了 317 国道拓宽部分对观测的影响, 计算结果表明, 拓宽部分仅能引起 $N60^\circ W$ 测道约 $0.15\Omega \cdot m$ 的下降变化和 $N30^\circ E$ 测道约 $0.1\Omega \cdot m$ 的上升变化, 其对观测的影响非常小。同时 2013 年 1 月甘孜台两测道年变低值显著高于 2008 年以来各年的年变低值, 在芦山地震前呈同步的上升变化, 但是与汶川地震前的下降变化相反, 因此甘孜台自 2012 年的趋势上升变化是不是芦山地震的前兆异常还难以确定。

关键词: 芦山地震 甘孜台 地电阻率 趋势上升 年变化

引言

2013 年 4 月 20 日在四川省雅安市芦山县发生 $M_s7.0$ 地震, 造成 196 人遇难, 20 余人失踪和愈万人受伤。此次地震是继 2008 年汶川 $M_s8.0$ 地震后发生在龙门山断裂带的又一次巨大破坏性地震。据中国地震台网测定, 震中位于东经 $102^\circ 57'$, 北纬 $30^\circ 19'$, 震源深度为 13km (<http://www.ceic.ac.cn/>), 主震震中距汶川地震震中约 87km。余震分布区沿长轴(龙门山断裂走向)约 45km, 沿短轴(北西方向)约 20km, 余震分布区域距汶川地震余震区约 37km(杜方等, 2013; 刘杰等, 2013), 震源机制研究结果表明, 此次芦山地震为纯逆冲型(吕坚等, 2013; 曾祥方等, 2013)。

我国将地电阻率方法应用于地震中短期预测已有近 50 年, 在长期的观测实践中多次记录到了大震、中强地震前突出的异常现象(钱复业等, 1982; 1990; 杜学彬, 2010; 张学民

1 基金项目 国家科技支撑计划专题(2012BAK19B02-03)和国家自然科学基金(41204057)共同资助

[收稿日期] 2013-07-19

[作者简介] 解滔, 男, 生于 1986 年。硕士。主要从事地震电磁学和红外卫星遥感应用研究。E-mail: xtaolake@163.com

等, 2009; 桂燮泰等, 1989; 钱家栋等, 2013; Lu 等, 1999)。关于地震前地电阻率异常机理的研究也相继展开和不断深入。从岩石介质微观导电机理上, DD 模式和 IPE 模式给出含水岩层在受压应力作用时, 介质电阻率呈下降变化, 受张应力作用时电阻率呈上升变化(钱家栋, 1985)。我国地电阻率观测采用对称四极观测装置, 供电极距一般为 $AB=1000\text{m}$ 左右, 且认为孕震应力主要作用于测区深部岩层。深部岩层对地电阻率观测的影响系数为正且大于表层介质的影响系数, 因而理论上地电阻率观测能记录到与深部岩层电阻率受应力作用时同步的变化(赵和云等, 1987; 钱家栋等, 1988; 1998; Lu 等, 2004)。对岩石样品的应力加载实验也表明, 随着应力的增加岩石电阻率呈下降变化, 同时在相同应力加载作用下, 岩石不同方向的电阻率变化亦不同, 呈现出各向异性变化(陆阳泉等, 1990; 陈峰等, 2003; 2013)。野外原地实验结果显示, 岩层受压应力作用时地电阻率观测值呈下降变化, 压应力卸载和受张应力作用时地电阻率观测值上升(赵玉林等, 1983; 1990)。

近年来地电阻率观测受到的干扰日趋严重, 造成有些台站资料失去了地震分析预测效能。芦山地震震中约 300km 范围内有成都、冕宁、西昌小庙和甘孜 4 个地电阻率台站, 其中成都台和冕宁台受干扰严重、西昌小庙台于 2012 年年底停测, 资料难以分析。甘孜台观测环境相对较好, 但是观测极距仅为 $AB=500\text{m}$, 同时由于测区下有一高阻层, 使得观测资料较易受来自地表的干扰, 且呈现“夏高冬低”年变形态。甘孜台地电阻率 $N30^\circ E$ 测道观测值自 2011 年 7 月开始出现趋势上升变化, $N60^\circ W$ 测道则从 2012 年出现趋势上升变化, 2011 年同期穿过测区的 317 国道实施扩建工程。本文将结合甘孜台电测深资料讨论其地电阻率变化的基本特征, 并建立测区空间三维有限元模型分析国道扩建对观测造成的影响, 进而为分析芦山地震前甘孜台地电阻率的变化提供依据。

1 甘孜地电阻率台站简介

甘孜台位于四川省甘孜县城郊以东约 4km 处, 台站所在区域为鲜水河断裂带西北端、甘孜-马尼干戈断裂东端的斯俄盆地, 台站所在区域断层构造如图 1 所示。测区地貌平坦, 台站附近有三叠系变质砂岩、板岩出露。盆地第四纪冲积覆盖层厚度可达 40m 以上, 主要为含碎石粘土、亚粘土等高阶地冲积物(李有才, 1984)。台站所在区域的鲜水河断裂是我国地震非常活跃的一条地震带, 北西自甘孜东谷, 向南经炉霍、道孚至康定磨西附近, 全长约 350km , 整体呈左旋走滑特征, 并发生多次 7 级以上地震(王贵宣, 1995; 张国民等, 2005; Wen 等, 2008)。

甘孜台地电阻率观测始于 1970 年, 后因原测区受到金属水管干扰, 于 1987 年搬迁至现今位置(王德富, 1990)。台站布设 $N30^\circ E$ 和 $N60^\circ W$ 两相互正交测道, 采用对称四极观测装置, 并沿布极中心对称分布(图 2)。两测道供电极距 $AB=500\text{m}$, 原测量极距均为 $MN=120\text{m}$, 2011 年 317 国道扩建后 $N30^\circ E$ 测道测量极距变更为 140m , 目前台站使用 ZD8BI 数字地电仪进行观测。自观测以来在台站周围发生了多次中强地震, 甘孜台地电阻率记录了较为突出的前兆异常。其中在 1975 年九龙 $M_S 6.2$ 地震、1979 年玉树 $M_S 6.6$ 地震、1981 年道孚 $M_S 6.9$ 地震和 1982 年甘孜 $M_S 6.0$ 地震前 $N60^\circ W$ 测道出现了年尺度的下降异常(李有才, 1984; 王德富, 1985); 在 1989 年巴塘 $M_S 6.7$ 双震前两测道同步出现了半年尺度的下降异常(王德富, 1990); 在 2008 年汶川 $M_S 8.0$ 地震前两测道出现约两年的趋势下降变化(张学民等, 2009; 杜学彬, 2010; 钱家栋等, 2013)。

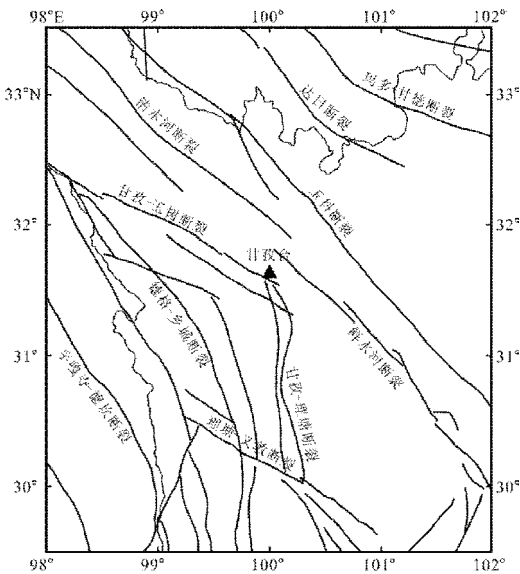


图 1 甘孜台地区断层构造

Fig. 1 Active faults in the region around Ganzi

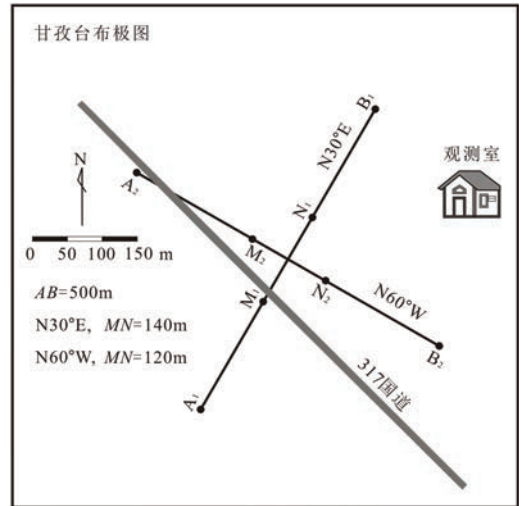


图 2 甘孜台地电阻率布极示意图

Fig. 2 Schematic diagram of two monitoring arrays used in Ganzi station

2 甘孜地电阻率变化基本特征

甘孜台 2007 年至 2013 年 6 月的地电阻率和降雨量观测资料如图 3 所示。表层介质电阻率随季节变化显著, 夏季降水量较多且表层水为液态, 介质电阻率相对较低, 冬季降水较少且甘孜台表层土壤处于冻结状态, 介质电阻率较高。甘孜台两测道地电阻率在夏季降水量增加, 浅层介质电阻率值降低时观测值上升, 而在冬季降水量减少和地表土层处于封冻, 浅层介质电阻率值上升时观测值下降, 年变形态表现为“夏高冬低”, 与我国大多数台站地电阻率“夏低冬高”年变形态相反, 同时年变幅度也较大, 约为观测值的 8%。甘孜台沿 $N30^\circ E$ 和 $N60^\circ W$ 两方向的电测深曲线如图 4 所示, 两方向电测深曲线均为 K 型, 形态在浅层较为相近, 中间含有高阻层。在深部电测深曲线显示介质 $N60^\circ W$ 方向电阻率显著低于 $N30^\circ E$, 表现出电阻率各向异性。表 1 是依据图 4 中电测深曲线以水平层状模型计算并参考地电阻率观测资料得到的测区地层电性结构。

表 1 甘孜台水平层状电性结构

Table 1 Horizontal layered electric structure of Ganzi station

层位	$N30^\circ E$		$N60^\circ W$	
	厚度 (m)	电阻率 ($\Omega \cdot m$)	厚度 (m)	电阻率 ($\Omega \cdot m$)
1	3	180	3	180
2	7	215	7	215
3	41	540	41	540
4	∞	25	∞	8

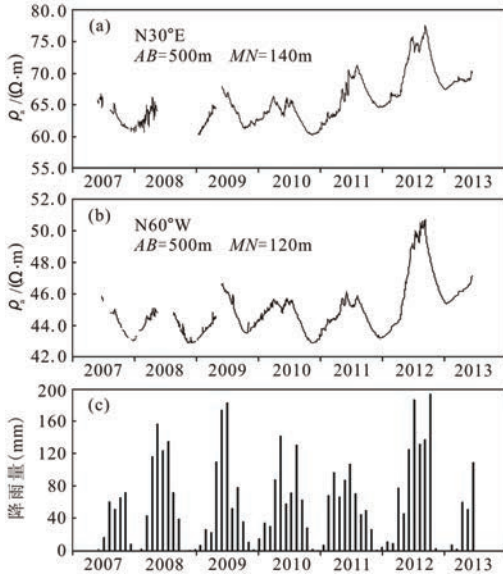


图3 (a) 甘孜台 N30°E 测道地电阻率观测值；
(b) 甘孜台 N60°W 测道地电阻率观测值；
(c) 甘孜台月降雨量

Fig. 3 (a) Apparent resistivity data of N30°E monitoring direction; (b) Apparent resistivity data of N60°W monitoring direction; (c) Precipitation data observed at Ganzi station

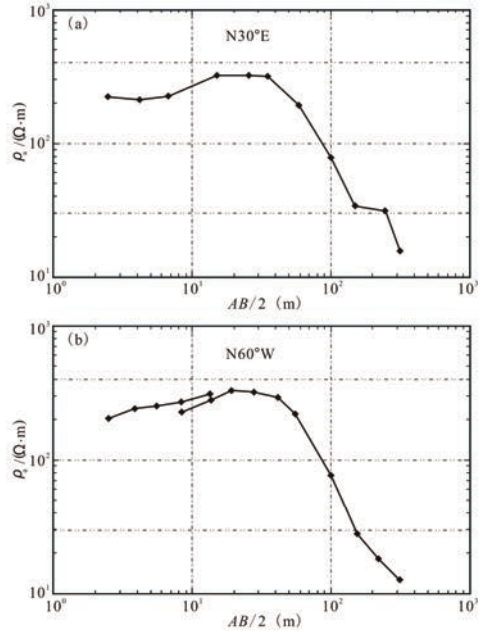


图4 (a) 甘孜台 N30°E 方向电测深曲线；
(b) 甘孜台 N60°W 方向电测深曲线

Fig. 4 (a) Observed resistivity sounding data curve of N30°E direction; (b) Observed resistivity sounding data curve of N60°W direction

如果将地电阻率测区划分为任意的 N 块区域，每一块区域介质电阻率为 $\rho_i, i=1, 2, \dots, N$ 。在测区电性结构确定、观测装置和极距以及布极位置确定时，地电阻率 ρ_a 是各分区介质电阻率的函数（钱家栋等，1985；1998；赵和云等，1987；Park 等，1991）：

$$d(\ln \rho_a) = \sum_{i=1}^N \frac{\partial \ln \rho_a}{\partial \ln \rho_i} d(\ln \rho_i) \tag{1}$$

在多数情况下，各分区介质电阻率在一定时间内的相对变化非常小， $\Delta \rho_i / \rho_i \ll 1$ ，因此将（1）式进行 Taylor 级数展开，二阶及高阶项远远小于一阶项，可忽略不计。地电阻率相对变化可以简单地表示为各分区介质电阻率相对变化的加权和：

$$\frac{\Delta \rho_a}{\rho_a} = \sum_{i=1}^N B_i \frac{\Delta \rho_i}{\rho_i} \tag{2}$$

其中， B_i 被称之为影响系数，

$$B_i = \frac{\partial \ln \rho_a}{\partial \ln \rho_i} = \frac{\rho_i}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial \rho_i} \tag{3}$$

同时 Seigel (1959) 从理论上证明影响系数 B_i 必须满足如下关系：

$$\sum_{i=1}^N B_i = 1 \tag{4}$$

采用表 1 层状电性结构，计算 $N30^\circ E$ 和 $N60^\circ W$ 测道各层介质影响系数如图 5 所示，甘孜台两测道在供电电极距 $AB/2=250m$ 时地表两层介质对地电阻率的影响系数为负。因此在浅层介质电阻率受降雨影响季节性变化时，甘孜台观测的地电阻率表现出与之相反的年变化。同时两测道地表两层介质的影响系数也显著大于其他台站，表层介质相对变化量对地电阻率变化的贡献较大，因而甘孜台地电阻率的年变化幅度较大。

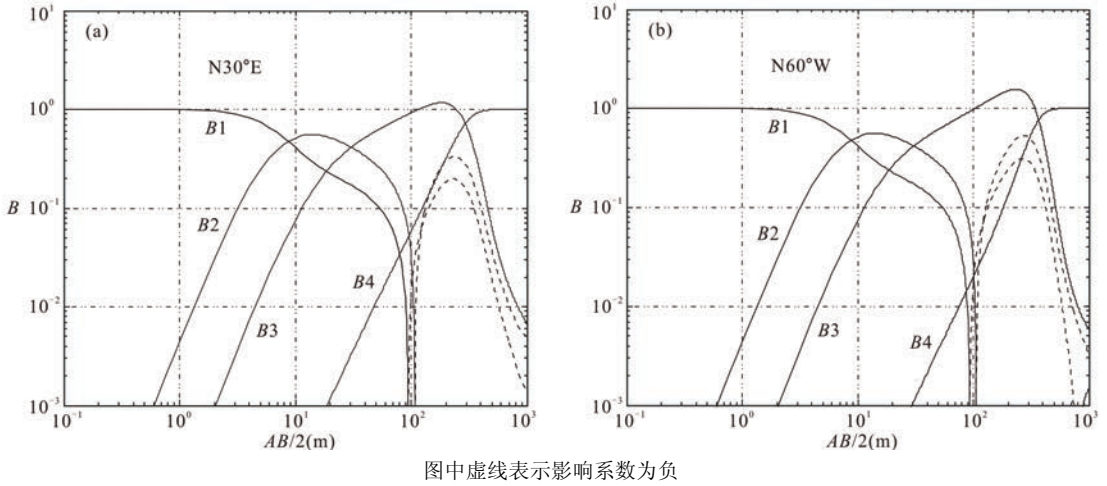


图 5 (a) 甘孜台 $N30^\circ E$ 测道各层介质影响系数；(b) 甘孜台 $N60^\circ W$ 测道各层介质影响系数

Fig. 5 (a) Sensitivity coefficients of $N30^\circ E$ monitoring direction; (b) Sensitivity coefficients of $N60^\circ W$ monitoring direction

3 317 国道扩建对观测的影响

3.1 移动测量电极产生的影响

原 $N30^\circ E$ 测道测量极距 $MN=120m$ ，2011 年 317 国道扩建，原测量电极位置被覆盖，两新测量电极位置各自向供电电极方向移动 10m，移动后测量极距 $MN=140m$ 。以表 1 中 $N30^\circ E$ 测道电性结构，采用二极装置滤波器算法计算 $N30^\circ E$ 测道在测量电极移动前后地电阻率变化 (O’Niell 等, 1984)，计算结果如表 2 所示。计算结果表明，测量电极移动可以引起该测道地电阻率 $4\Omega \cdot m$ 的阶跃上升变化，将其后观测资料扣除这部分变化后， $N30^\circ E$ 测道在 2011 年的上升变化并不显著。

表 2 测量电极移动产生的影响 ($\Omega \cdot m$)

Table 2 Disturbance caused by potential electrode shift

测道	移动前计算值	移动后计算值	变化量
$N30^\circ E$	66.34	70.38	4.04

3.2 国道扩建部分产生的影响

317 国道的扩建部分位于两测道测线和电极附近，是地表地电阻率观测较为敏感的区域，通常该区域介质电性结构的改变对观测的影响不容忽视。公路施工时表层路基被压实，这部分介质电阻率值应升高，同时路面为高阻混凝土结构，因此我们将这两部分简化为一厚度为

2m的高阻体,建立三维有限元模型计算其对甘孜台两测道地电阻率观测的影响。

3.2.1 稳恒电流场有限元方法

地电阻率定点台站观测采用对称四极装置,观测时在供电电极 A、B 输入直流电流,在测量电极 M、N 测量电势差,此问题可视为稳恒电流场计算,电流场遵守 Maxwell 方程组和电荷守恒定律,电位分布满足 Poisson 方程:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = -I \delta(x, y, z) \quad (5)$$

式中, V 是由电流源 I 产生的电位; σ 是介质电导率; $\delta(x, y, z)$ 是 Dirac delta 函数。

有限介质空间的全部边界为 Γ , 一部分边界没有电流流出(如地表),满足 Neumann 边界条件,记为 Γ_s 。其余边界记为 Γ_v ,满足 Dirichlet 边界条件。因此方程(5)满足边界条件:

$$\Gamma = \Gamma_v + \Gamma_s \quad (6)$$

其中, $\left. \frac{\partial V}{\partial n} \right|_{\Gamma_s} = 0$, n 为边界指向区域外的法线方向, $V|_{\Gamma_v} = p$ 。

应用虚功原理可得到稳恒电流场 Poisson 方程的有限元弱解形式:

$$\int_{\Omega} \sigma \left[\frac{\partial V}{\partial x} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \frac{\partial \varphi}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial z} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right] d\Omega = \int_{\Omega} I \delta(x, y, z) \varphi d\Omega \quad (7)$$

式中, Ω 为计算区域; φ 为任意的虚位移函数,在满足 Dirichlet 边界条件的边界上,虚位移函数 $\varphi=0$ 。

由于电位 V 在电流源处存在奇异性,数值求解方程(5)在电流源附近得到的结果误差较大。常用的去除奇异性的方法是将电流源产生的电位分解为由供电电流在均匀半空间介质(σ_p)中产生的一次场电位 V_p 和非均匀介质(σ_s)引起的二次场电位 V_s ,且满足 $V=V_p+V_s$ 和 $\sigma_s = \sigma - \sigma_p$ 。一次场电位 V_p 可以通过解析表达式得到,二次场电位 V_s 通过单元离散化后数值计算得到(Lowry 等, 1989; Zhao 等, 1996)。

地电阻率观测在地表自然地满足 Neumann 边界条件,在水平方向和垂直方向(深度)可视为无穷远边界,可以施加 Dirichlet 边界条件($V=0$),也可以施加 Neumann 边界条件(Coggon, 1971)。但是建立的模型在水平和垂直方向上的尺度不可能是无限的,对于一固定尺寸的模型,在供电电极距 AB 大于一定的值后,对无穷远边界施加 Dirichlet 边界条件时计算得到的地电阻率值将小于实际值,而对无穷远边界施加 Neumann 边界条件时计算得到的地电阻率值将大于实际值(Li 等, 2005; Dey 等, 1979)。对固定的供电电极距 AB,模型尺寸越大,边界对计算结果的影响就越小,但是模型越大,计算量也就越大,因此需要合理地选择模型水平方向的尺寸和最底层厚度。

模型经单元离散化、施加电流源和边界条件后可对单元节点上的自由度(电位)进行有限元数值求解,求解出电位分布后可以获得测量电极间的电势差,进而依据对称四极装置系数计算地电阻率。

3.2.2 模型建立

甘孜台测区浅层介质主要为冲积沉积物, N30° E 和 N60° W 两方向电测深曲线在浅层时形态相近,反映浅层介质电阻率各向异性不显著。深部岩层由于长期受构造应力作用,微裂隙发育可能不均匀,造成深部岩层电阻率在不同方向有差异,两方向电测深曲线显示深部岩层 N30° E 方向电阻率大于 N60° W 方向。模型采用水平层状结构,假定浅层三层介质电阻率

均匀，仅在模型最底层采用不同的电阻率值计算两方向的地电阻率值，模型参数如表 1 所示，图 6 为模型示意图。

甘孜台两个测道的供电极距相同，且都沿布极中心对称分布，因而模型在 $N60^\circ W$ 和 $N30^\circ E$ 方向采用相同的尺寸。图 7a 是在模型最底层厚度为 1000m 时 $N60^\circ W$ 测道地电阻率计算值随模型水平尺寸 D 的变化，在 $D > 3000m$ 之后 $N60^\circ W$ 测道地电阻率计算值基本上已不随 D 的增加而变化，所以模型中取 $D = 4000m$ 。图 7b 则是模型水平尺寸 $D = 4000m$ 时 $N60^\circ W$ 测道地电阻率计算值随模型最底层厚度 H 的变化，在 $H > 1000m$ 之后 $N60^\circ W$ 测道地电阻率计算值基本上也不随 H 的增加而变化，所以在模型中取 $H = 1500m$ 。在计算甘孜台两测道地电阻率受国道扩建影响的最终模型大小为 $4000 \times 4000 \times 1551m$ ，在建立模型计算时台站观测装置布极中心始终位于模型水平面中心。

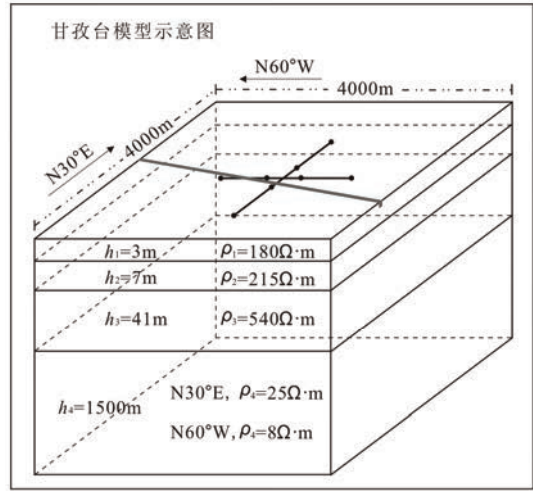


图 6 甘孜台模型示意图

Fig. 6 Schematic diagram of model used in our analysis

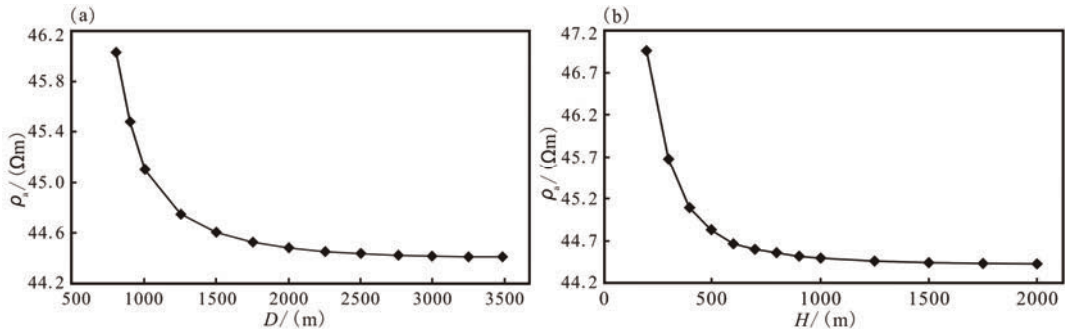


图 7 (a) $N60^\circ W$ 测道地电阻率计算值随模型水平宽度 D 的变化；
(b) $N60^\circ W$ 测道地电阻率计算值随模型最底层厚度 H 的变化

Fig.7 (a) Calculated geo-resistivity of $N60^\circ W$ direction versus D , the horizontal length of model;
(b) Calculated geo-resistivity of $N60^\circ W$ direction versus H , the thickness of bottom layer

3.2.3 计算结果

计算时将国道扩建部分和路基压实部分简化为一厚度为 2m 的高阻体，电阻率值设定为 $10000 \Omega \cdot m$ 。先将高阻体部分电阻率设定为表层介质电阻率值，计算未受干扰时的地电阻率，而后将高电阻率值赋予之，计算受干扰后的地电阻率，从而计算出国道扩建部分对两测道地电阻率的影响，计算结果如表 3 所示。317 国道扩建部分仅能引起 $N30^\circ E$ 测道约 $0.1 \Omega \cdot m$ 的上升变化和 $N60^\circ W$ 测道约 $0.15 \Omega \cdot m$ 的下降变化。由于甘孜台测区表层介质电阻率值较高，在高阻介质中嵌入高阻体，加之扩建部分的规模不大（宽度为 4m），因而其对地电阻率观测值的影响很小。 $N30^\circ E$ 测道在 2011 年 8 月 17 日移动电极，随后测区内路基工程开始实

施, 直至 9 月完成, 期间两测道整点观测值如图 8 所示, 从图中可以看出施工期间甘孜台两测道地电阻率变化连续平稳, 施工对观测并没有造成显著的影响。

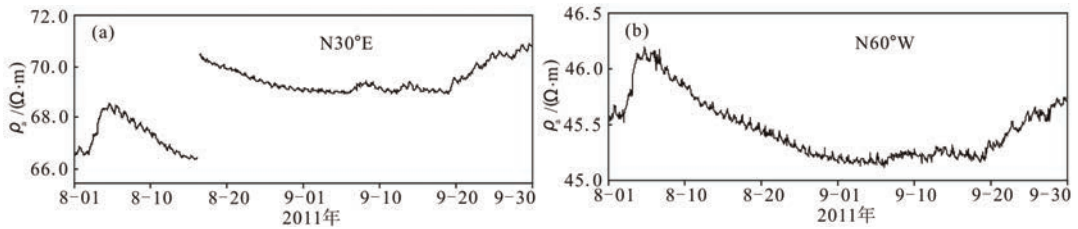


图 8 (a) N30°E 测道地电阻率修路期间整点观测值;
(b) N60°W 测道地电阻率修路期间整点观测值

Fig. 8 (a) Hourly apparent resistivity data of N30°E monitoring direction during the road construction period from Aug. 1 to Sep. 30, 2011; (b) Hourly apparent resistivity data of N60°W monitoring direction during the road construction period from Aug. 1 to Sep. 30, 2011

表 3 国道扩建部分产生的影响 ($\Omega \cdot m$)

Table 3 Disturbance caused by the road expansion construction

测道	无扩建部分计算值	有扩建部分计算值	变化量
N30°E	66.32	66.43	0.11
N60°W	45.86	45.71	-0.15

甘孜台两测道地电阻率观测值在扣除电极移动和 317 国道扩建部分产生的影响后, 于 2012 年 6 月开始同步大幅度快速上升。2012 年电磁学科组现场落实认为, 当年 6 月、7 月和 9 月三月份降雨量显著大于 2008—2011 年同月份降雨量, 甘孜台两测道地电阻率同步快速上升与降雨量增加有关 (电磁学科赴甘孜台异常落实工作小组, 2012)。直至 2013 年 1 月, 测区几无降雨, 表层处于冻结时两测道地电阻率年变低值仍高于往年, 因而甘孜台地电阻率在排除干扰后存在趋势上升变化。

4 讨论

甘孜台测区浅层由冲积沉积物构成的地层电阻率较高, 依据电测深曲线采用水平层状模型反演的电性结构显示第三层为高阻层, 其下则为低阻岩层。高阻岩层的存在使得供电电流更多地集中在浅层介质中, 加之台站供电极距较小, 这使得浅层介质对观测到的地电阻率相对变化贡献较多。从两测道各层介质的影响系数可以看出, 第三层介质影响系数最大, 且大于 1, 第二层次之。一般认为由孕震引起的应力变化更多地影响深部岩层电阻率变化, 甘孜台深部岩层影响系数尽与表层介质相当, 这对捕捉孕震信息是不利的。由于表层介质影响系数较大, 甘孜台的年变幅度也相应的较大, 同时容易受到来自地表的干扰。甘孜台为电磁学科在鲜水河上唯一的地电阻率台站, 对鲜水河上震情判定具有重要意义。从图 5 可以看出, 若将供电极距扩展至 $AB=1000m$, 最底层介质影响系数最大, 且表层介质影响系数将降低一个数量级。测区覆盖层厚度较薄, 钻孔将电极直接放置于第四层, 实施井下观测也是较好的选择。

从相互垂直的两条电测深曲线(图 4)可以看出, 甘孜台电性结构在第四层存在显著的各向异性特征, 文中采用的是依据各条电测深曲线按一维层状均匀介质模型反演的电性结构, 它是对实际结构的一种简化和近似。单一电测深曲线是对地下非均匀(或各向异性)结构的综合反映, 而以一维层状均匀介质模型反演的电性结构是对地表观测结果的一种解释。甘孜台地电阻率观测测量极距的移动和国道扩建均在地表, 因而分别采用一维模型予以计算的结果是可信的。

甘孜台距 2008 年汶川地震震中约 330km, 距芦山地震震中约 300km, 汶川地震前甘孜台地电阻率表现为中期下降变化异常(张学民等, 2009), 在芦山地震前则表现为趋势上升变化。汶川地震和芦山地震都发生在龙门山断裂带上, 发震动力源为巴彦喀拉地块相对四川盆地的逆冲作用。震源机制解表明, 汶川地震在破裂区中南段以逆冲为主, 在北段以走滑为主, 主震以逆冲型为主(陈运泰等, 2008), 芦山地震发生在汶川地震以西南约 85km 处, 主震为逆冲型(吕坚等, 2013; 曾祥方等, 2013)。同时甘孜台与两次地震震中的距离几乎一样, 两次地震与甘孜台的方位角也几乎一样, 虽然震级上有差别, 但两次地震相对甘孜台而言构成了大地震事件的重现性。然而甘孜台地电阻率资料在汶川地震前为下降变化, 而在芦山地震前却为上升变化, 这与我们通常理解的物理现象重现性存在矛盾。地电阻率观测值是局部范围内测区地下介质电阻率的综合反映, 在排除测区干扰和年变产生的影响后, 地电阻率变化被认为是深部岩层受应力作用时岩层电阻率变化引起的。理论模型(DD 模式和 IPE 模型)以及实验资料表明, 含水岩层在压应力积累阶段电阻率总体呈下降变化, 在压应力卸载或张应力积累作用下电阻率呈上升变化。因此结合测区所在区域应力场资料来分析地电阻率变化更为客观, 甘孜台有一体应变观测, 但观测质量很差, 无法获取汶川地震和芦山地震前测区深部岩层应变相对变化状态。

5 结论

甘孜台地电阻率测区下有一高阻层, 使得甘孜台在现有布极方式下浅层介质的影响系数为负, 在降雨增加浅层介质电阻率降低时观测值上升, 降雨减少和浅层电阻率升高时观测值降低, 表现出“夏高冬低”的年变形态。同时由于下覆高阻层和观测极距较短, 浅层介质影响系数较大, 从而年变幅度较大, 且观测易受来自地表的干扰。317 国道扩建造成 $N30^\circ E$ 测道测量极距变化, 从而引起该测道约 $4\Omega \cdot m$ 的阶跃上升变化。将扩建部分简化为在地表嵌入的高阻体, 有限元模型计算表明, 扩建部分仅能引起 $N30^\circ E$ 测道约 $0.1\Omega \cdot m$ 的上升变化和引起 $N60^\circ W$ 测道约 $0.15\Omega \cdot m$ 的下降变化。扣除干扰变化后, 甘孜台两测道地电阻率资料自 2012 年 6 月开始同步出现快速上升变化, 且年变峰值显著高于前几年, 其中包含了 2012 年降雨量显著大于前几年引起的上升变化部分。在 2013 年 1 月几无降雨、表层处于冻结时年变谷值也高于前几年, 因此甘孜台两测道存在趋势上升变化。汶川地震前甘孜台两测道资料出现中期的下降变化, 而芦山地震前却表现为上升变化, 同时甘孜台距震中距离约为 300km, 因此甘孜台自 2012 年的趋势上变化是不是芦山地震的前兆异常现在还难以予以确定。

致谢: 四川省地震局张茂军和甘孜台工作人员一同参与了甘孜台的科学考察工作, 并提供了一些重要的资料, 作者在此一并表示衷心的感谢。

参考文献

- 陈峰, 安金珍, 廖椿庭, 2003. 原始电阻率各向异性岩石的电阻率变化各向异. 地球物理学报, **46** (2): 271—280.
- 陈峰, 马麦宁, 安金珍, 2013. 承压介质电阻率变化的方向性与主应力的关系. 地震学报, **35** (1): 84—93.
- 陈运泰, 许力生, 张勇, 2008. 2008年5月12日汶川特大地震震源特性分析报告.
- 电磁学科赴甘孜台异常落实工作小组, 2012. 2012年10月7—12日四川甘孜台地电阻率异常落实报告. 震情研究, **94**: 107—111.
- 杜方, 龙锋, 阮祥等, 2013. 四川芦山7.0级地震及其与汶川8.0级地震的关系. 地球物理学报, **56** (5): 1772—1783.
- 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.
- 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.
- 李有才, 1984. 强震前甘孜台视电阻率的前兆异常. 地震, **2**: 62—64.
- 刘杰, 易桂喜, 张致伟等, 2013. 2013年4月20日四川芦山M7.0级地震介绍. 地球物理学报, **56** (4): 1404—1407.
- 吕坚, 王晓山, 苏金蓉等, 2013. 芦山7.0级地震序列的震源位置与震源机制解特征. 地球物理学报, **56** (5): 1753—1763.
- 陆阳泉, 钱家栋, 刘建毅, 1990. 大型花岗岩标本缓慢膨胀破裂过程中电阻率和声发射前兆特征的实验研究. 西北地震学报, **12** (2): 35—41.
- 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.
- 钱复业, 赵玉林, 刘婕, 1990. 唐山7.8级地震地电阻率临震功率谱异常. 地震, (3): 33—38.
- 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, 103—107, 187—225.
- 钱家栋, 赵和云, 1988. 地电阻率的数值模拟和多极距观测系统. 地震学报, **10** (1): 77—89.
- 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, 马钦忠, 李劭秣, 2013. 汶川M_s8.0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.
- 王德富, 李志明, 1985. 四川地电阻率预报地震的效能. 四川地震, **1**: 31—36.
- 王德富, 李志明, 1990. 甘孜台地电测区改造和巴塘6.7级地震的预报. 四川地震, **6**: 38—42.
- 王贵宣, 郑大林, 张肇诚等, 1995. 鲜水河断裂带地震活动特征及强震发生随时间增长概率. 地震研究, **18** (3): 221—226.
- 曾祥方, 罗艳, 韩立波等, 2013. 2013年4月20日四川芦山M_s7.0地震: 一个高角度逆冲地震. 地球物理学报, **56** (4): 1418—1424.
- 张国民, 马宏生, 王辉等, 2005. 中国大陆活动地块边界带与强震活动. 地球物理学报, **48** (3): 602—610.
- 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.
- 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): 73—78.
- 赵玉林, 钱复业, 杨休成等, 1983. 原地电阻率变化的实验. 地震学报, **5** (2): 217—225.
- 赵玉林, 钱复业, 许同春, 1990. 岩土层受力时电阻率变化与应变的关系. 地震学报, **12** (1): 87—93.

- Coggon J.H., 1971. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. *Geophysics*, **36**: 132—155.
- Dey A., Morrison H.F., 1979. Resistivity modeling for arbitrary shaped three-dimensional structures. *Geophysics*, **44** (4): 753—780.
- Li Yuguo, Spitzer K., 2005. Finite element resistivity modeling for three-dimensional structures with arbitrary anisotropy. *Pepi.*, **150**: 15—27.
- Lowry T., Allen M.B., Shive P.N., 1989. Singularity removal: a refinement of resistivity modeling techniques. *Geophysics*, **54**: 766—774.
- Lu Jun, Qian Fuye, Zhao Yulin, 1999. Sensitivity analysis of the Schlumberger monitoring array: application to changes of resistivity prior to the 1976 earthquake in Tangshan, China. *Tectonophy.*, **307**: 397—405.
- Lu Jun, Xue Shunzhang, Qian Fuye 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 In.*, **145** (1-4): 87—97.
- O'Neill D.J., Merrick N.P., 1984. A digital linear filter for resistivity sounding with a generalized electrode array. *Geophys. Prospect.*, **32** (1): 105—123.
- Park S.K., Van G.P., 1991. Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes. *Geophysics*, **56**: 951—960.
- Seigel H.O., 1959. Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics*, **24**: 547—565.
- Wen Xueze, Ma Shilin, Xu Xiwei et al., 2008. Historical pattern and behavior of earthquake ruptures along the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan faulted-block, southwestern China. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **168** (1-2): 16—36.
- Zhao S., Yedlin M., 1996. Some refinement on the finite-difference method for 3-D dc resistivity modeling. *Geophysics*, **61**: 1301—1307.

Analysis on Apparent Resistivity Variations of Ganzi Station before 2013 Lushan $M_S7.0$ Earthquake

Xie Tao¹⁾, Lu Jun¹⁾, Ren Yuexia²⁾ and Zhao Minyuan³⁾

1) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

2) Sichuan Earthquake Administration, Chengdu 610041, China

3) Ganzi Earthquake Station, Ganzi 626700, China

Abstract Apparent resistivity data of N30° E monitoring direction observed at Ganzi station began to increase since July 2011. And data of N60°W direction also increased since 2012. In 2011 the potential electrodes of N30° E direction moved 10m towards the current electrodes due to the expansion construction of national road No. 317. By using a horizontal layered model our analysis indicates that the potential electrodes shift can cause $4 \Omega \cdot \text{m}$ raise to measurement of N30° E direction. Therefore, apparent resistivity of the two directions increased in the same time of 2012 after offset the effect from electrodes shift. Sensitive coefficients of two directions were also obtained using the model. Sensitive coefficients of shallow layers were minus for the two directions and the unexpected annual variations of Ganzi station were well explained. In order to quantitatively analyze effects on observation from the national road, we constructed a finite element model based on the electric structure. Analysis results also suggested that, the national road expansion construction can only cause $0.15 \Omega \cdot \text{m}$ decrease on N60°W monitoring direction and $0.1 \Omega \cdot \text{m}$ increase on N30° E direction. Additionally, the valley values of annual variation of 2013 were distinctively higher than other years from 2008, meaning that there existed abnormal rise of apparent resistivity of the two directions at Ganzi station before the Lushan earthquake. However, the rise was contrary to the decline variation before Wenchuan earthquake. Therefore, it was still unconfirmed that whether or not the rise variation was related to Lushan earthquake.

Key words: Lushan earthquake; Ganzi station; Apparent resistivity; Trend increase; Annual variation