2008年汶川 *M*_s8.0 地震前成都台 NE 向 地电阻率趋势异常的数值模拟^{*}

钱家栋¹,张学民¹,王亚璐¹,李雪浩²

(1. 中国地震局地震预测研究所,北京 100036; 2. 四川省地震局成都地震台,四川 成都 611173)

摘要:本文针对汶川大地震前位于源区特殊部位的成都台 NE 测向地电阻率的大幅度趋势下降 过程,以测区地表地电阻率变化与测区内部介质(真)电阻率变化的物理联系的理论为依据,模 拟了测区底层因受孕震过程影响出现一个电性变化区域,计算了该区域电阻率变化的程度以 及其上界面逐步(向上)扩展对成都台地表装置系统地电阻率变化的影响。结果表明,当底层电 性变化区域介质电阻率发生某种减小时,在成都台的装置系统上测到的地电阻率确实会下降, 下降的幅度随着变化区域上界面向上的扩展而单调增大;变化区域电阻率减小的程度越大,这 种影响也会更显著。对于成都台 7%的趋势下降异常而言,从数值模拟的角度来看,变化区域 的电阻率变化可以取多种可能的量级,不过不同量级的变化与其相应的上界面位置有关,例 如:底层变化区域真电阻率下降幅度达 20%左右时,变化区域上界面到距地表430 m时,地表 装置视电阻率下降可达 1%,其影响才开始为地表装置系统所识别;而要解释地表视电阻率有 7%左右的视电阻率下降变化,则要求这个变化区域的上界面上升到距地表 122 m 左右。

关键词:地电阻率;视电阻率;数值模拟;2008年汶川 *M*_s8.0 地震;成都台 中图分类号:P315.7 文献标识码:A 文章编号:1000-3274(2018)02-0107-10

引言

2008 年 5 月 12 日汶川 8.0 级地震前,距离震中 35 km 的成都台(原称郫县台)NE 测向出现了长达近两年,幅度达 7.2%的趋势下降异常,这个现象在多篇文章中做了陈述和论证^[1~3]。这与中国地电阻率台网监测范围内发生的多次 7 级以上大地震震例揭示的近震中台站地电阻率异常,有着惊人的一致性^[4],成为中国大地震震例宝库中又一新的重要实例。成都台地电阻率趋势异常之所以受到人们的关注,一个重要原因是,异常的表现如此之清晰:从 30 多年连续的观测资料,正常变化的背景十分清晰和稳定,以致不需要做太多的数学处理,趋势变化的信息就可以直接从年变化被大约两倍的趋势下降"淹没"达两年这一观测事实所识别,其变化的速率也是 30 年观测历程所仅有;加之现在已经公布的事实

^{*} 收稿日期: 2018-02-01; 修改回日期: 2018-03-11

基金项目:中国地震局地震预测研究所基本科研业务经费(2015IES0101)、ISSI-BJ(2015-10)和 IAA(SG1.14)联合资助

作者简介: 钱家栋(1940-), 男, 南京市人, 研究员, 从事地震电磁学等研究。

震

是,震前一年(2007),已经为此异常现象进行调查而专门成立过专家组,对台站的观测系 统和环境进行了详细的异常落实工作,得出了"异常是客观存在、观测系统正常和未发现 环境干扰"的结论(四川局内部资料:《郫县台地电阻率异常落实报告》,2007)。另一个重要 的原因是,汶川地震强度特别大,而成都台距离震中特别近(仅 35 km),在众多地电阻率 大震震例中,成都台距离震中的距离仅次于唐山地震震例中的唐山台(Δ=0 km)。如此清 晰的异常信息出现在如此特殊的构造部位,实际上可以看作为位于震中区域,直接受到地 震孕育过程影响的台站,其科学价值无疑是非常值得进行深入探讨的。

1 成都台地电阻率观测简介

图1给出了成都台的位置、装置系统布局以及 NE 测向地电阻率的趋势异常曲线。成都地电台位于龙门山构造带东侧的成都新生代凹陷盆地内。西距安县 灌县断裂约20 km, 东距龙泉山断裂约 60 km。安县 灌县断裂是龙门山断裂带与成都凹陷盆地的分界,龙泉 山断裂带展布于中江、龙泉驿至仁寿一带。成都凹陷盆地北西侧为走向 NE、规模宏大、经 多期构造运动改造。现今仍有强烈活动的龙门山断裂带(见图 1a)。



图 1 成都台地电阻率观测台站位置(a)、装置系统布设示意(b)以及 NE 测向异常曲线(c)

场区地层由第四系覆盖层和下伏岩石组成。第四系覆盖层又可分为上下两部分。覆盖 层的上部为近地表的砂质土壤层厚约 1~2 m。下部为泥砂充填的砾石层厚度约 10 m,整 个覆盖层富含潜水,是成都平原的主要含水层。覆盖层下为紫红色的砾岩,厚度约 50 m 左 右,下面为侏罗系紫红色砂岩夹泥层。

在地电阻率法观测中,一般选用对称四极装置进行测量,其中 A、B 为供电极、M、N 为测量极,由 A、B 电极组成的电路向地下供电(电流值为 I_{AB}),同时在 M、N 电极间测量 供电产生的附加电位差(ΔU_{MN}),根据 $\rho_s = K \frac{\Delta U_{MN}}{I_{AB}}$ 计算该装置系统测得的地电阻率 ρ_s ,其 中 $K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} - \frac{1}{MB}\right)}$,是与该装置系统的四个电极相对位置有关的常数,称为

装置系数。

成都台共设有两个测道(见图 1b), N57.6°E(简称 NE 向)和 N48.5°W(简称 NW 向), 其中 NE 向供电极距 AB=0.736 km, 测量极距 MN=0.226 km, NW 向 A'B'=0.846 km, M'N'=0.27 km。台站采用数字地电仪 ZD8B 进行观测。

汶川大地震前,成都台记录到了明显的趋势下降异常。文献[2]在对比分析了地下水 位资料后,得出异常下降的幅度可达 7.2%,可以确认异常持续时间约为两年左右(见图 1c)。

为了本文研究的需要,依据最新查阅的原始测深资料,对成都台的电性结构进行了一 维反演^[5~7],其结果如图2所示。顺便说明,两个测向一维反演的结果大体一致,图2中的 结构参数值仅给出了 NE 测向测深曲线反演的结果。



图 2 成都台电性结构一维反演结果 (a)测深曲线;(b)由 NE 测向测深曲线给出的一维电性结构

2 成都台地电阻率 NE 测向异常变化的数值模拟

2.1 地电阻率方法的物理基础

地电阻率方法是一种以研究区域下方介质电性结构随时间动态变化,以及这种动态变 化的空间分布的地球物理探测方法。

众所周知,通常意义上的物探直流电法,以研究区域地下介质电性结构空间差异为其 特点,是一种研究区域介质电性结构静态分布规律的方法。设置于地表的装置系统所测得 的视电阻率是介质电性结构参数与装置参数的函数,是物探直流电法的基本原理。例如, 同样的装置系统在工作区中两个(或多个)不同地点安放时,如果发现测得的视电阻率测值 不同,则必定是这两个(或多个)地点下方介质的电性结构参数存在差异,即使是在同一地 点测量视电阻率,当将供电(或/和测量)极距加以改变,相当于变更不同的装置参数,也可 能引起视电阻率测值的不同,反映了不同装置参数下所测结构参数的差异。比较和分析这 些不同测点或不同装置参数下视电阻率的差异,可以帮助人们认识地球介质电性参数的空 间分布特征。改变装置系统的位置或者改变装置系统的参数,构成了地球物理勘探中多种 直流电法,例如电剖面法、垂向测深法、偶极测深法、联合剖面法,等等,服务于完成工作 区域下方介质电性结构空间差异的调研与勘察^[8]。

震

地电阻率法将物探直流电法移植到地震预测工作中,在所开展的研究区中选择若干测 点(或称"台站"),布设参数固定不变的装置系统,观测这些测点上视电阻率随时间的变 化,是地电阻率方法的工作特点。依据物探直流电法的工作原理,地表装置系统测得的视 电阻率是地下电性结构参数和装置参数的函数,那么当装置参数固定不变的条件下,测得 的视电阻率随时间的变化,应当就是介质电性结构参数随时间变化的函数。介质电性结构 随时间的变化可以来自地震孕育过程的影响,分析研究区下方受到孕震过程影响而发生的 电阻率时间变化特征及其在不同测点上的表现,正是当初将物探直流电法引入地震预测研 究的初衷。为区分物探电法服务于电性结构空间差异探查的工作目的,将地震研究移植的 物探视电阻率法,称之为"地电阻率法";将地表固定装置系统所测得的视电阻率,称之为 "地电阻率"(记为 ρ_s)。按照这个思路,本文用数值模拟的方法讨论成都台地电阻率的异常 变化,研究它与地下介质电性结构某些部位时间变化的关系。

在地震研究中,由于各个测点的装置系统是固定不变的,因此所研究的基本问题是各 个测点地表装置系统所测得的地电阻率的(随时间)变化与地下介质电性结构参数(随时间) 的动态变化的关系问题,可以由下式来表达^[9]:

$$\frac{\Delta\rho_s}{\rho_s}(t) = \sum_{i=1}^n S_i(t) \times \frac{\Delta\rho_i}{\rho_i}(t)$$
(1)

式中,n 表示测点下方分区均匀介质的分区总数;i 是介质分区的序号; $\frac{\Delta \rho_i}{\rho_i}(t)$ 表示在时刻

t到 $t+\Delta t$ 期间第i个分区介质电阻率的相对变化量; $\frac{\Delta \rho_s}{\rho_s}(t)$ 表示在同期地表的装置系统所 测到的地电阻率相对变化量; $S_i(t)$ 称为地电阻率影响系数,它与测区地下介质的电性结构 以及地表装置系统参数有关;由于测点装置参数不随时间而变化,影响系数主要表示在此 期间第i区介质电阻率的变化对地表设定的装置系统观测到的地电阻率变化的影响程度, 反映第i区介质电阻率的变化对地电阻率变化的贡献^[4,9],公式(1)在地下介质中发生的电 性结构与地表固定的装置系统测得的地电阻率时间变化之间架起一座由此及彼的桥梁,解 决"地表观测"与"地下变化"之间的关系问题,成为地电阻率方法的重要理论支柱之一^[4]。 由此演化产生的各种数值模拟方法,诸如边界单元法、有限单元法等等都是在这个理论支 柱指导下采用的不同数学工具而已^[10~12]。本文正是在此基础上,考虑受孕震过程影响,介 质内部某些区域电阻率发生变化时,在设置于地表的地电阻率装置系统所测到的"异常"变 化这个"地表观测"与"地下变化"关系问题。

当然,介质内部电性结构随时间变化的影响因素,可以与地震孕育相关联,但也有许 多因素与地震的孕育过程完全无关,它们的影响都可以在地表固定的装置系统的地电阻率 测值中反映出来。其中与地震相关联的部分,被称之为"异常变化";而与地震孕育过程无 关的部分,则称之为"非震变化"。有人将非震变化统统视为"干扰变化",实际上是一种误 解,在非震变化中,有一些是由于自然界中季节性因素引起的,例如地下水位周期性的涨 落,导致地电阻率以年为周期的变化,它们与地震的发生一般并无关联,这些变化的发生 是由于测区受地下水位涨落而导致地下介质中上层电阻率发生季节性变化,进而影响到地 电阻率年变化,因此应当将其称为"正常变化"。成都台就是一个年变化十分明显而稳定的 台站,由于成都台的这类"正常变化",与其他台站存在着独特的表现,文献[2]对此进行过 专门的讨论,本文在此不用重复。因此本文将集中考虑受孕震过程影响,深部介质电性变 化对测得的地电阻率的影响问题。

2.2 承载岩石破裂实验的启示

地震发生在地下一定深度,在其孕育和发展过程中,考虑其影响从深部向浅部,是一 个合理的逻辑推理。但是,关于孕震过程对介质电学性质影响的物理机制问题却是一个值 得思考的问题。基于我国大地震前地电阻率下降异常震例的观测事实,中国地电研究者查 阅了国内外大量有关承载岩石介质电学属性变化的物理实验资料^[13],此外中国地电研究 者也组织了大量的实验工作,其内容涵盖了尺度大小不同(大到米级)、标本类型不同(土 体和岩石)、室内室外不同(如矿山坑道)等多种承载条件实验。这些实验对介质电学性质 孕震过程影响的机制探讨有着重要的启示^[4],限于篇幅这里不再赘述。美国著名地球物理 学者 W.F.Brace 在 20 世纪 70 年代进行过许多承载岩石电阻率变化实验,对若干饱和岩 石标本进行轴向加载,同时观测承载岩石的应力应变关系,了解介质内部变化的物理过 程。这些实验结果呈现以下特点:除极少数岩石外,对孔隙介质加载过程中,当加载应力 达到破裂应力的 1/2 以上时,介质的电阻率开始较大幅度地下降;而在大破裂发生的前夕, 这种下降甚至会达到量级上的变化;而同期介质的力学参数(应力应变曲线)测量显示,介 质的体积因微裂隙大量产生而呈现反常膨胀的态势,并且随着裂隙体积的增大和贯通,导 致介质内部导电性能的改善,是承载岩石电阻率大幅度下降的主要原因。

在地震预测研究中,人们常常把岩石加载到大破裂的实验,作为一次大地震发生的物 理模拟。对于地电阻率观测而言,从空间尺度上看,如果把承载岩石破裂实验中电阻率的 下降现象与承载介质内部微裂隙的发育过程相关联,则观测区应当与大震的震源区(即微 裂隙发育区)相距不远,甚至就在其中。成都台的特殊地理位置表明,该台具备这个条件。 野外调查和地震微观分析表明,汶川 8.0 级地震,其破裂长度达到 250 km 左右,考虑到破 裂是成带分布,成都台距离微观震中仅 35 km,有理由认为该台正是位于震源区域,至少 是位于震源破裂影响十分强烈的区域内,影响的主要表现,应当由于是裂隙在孕震后期的 广泛发育,影响所及的范围内介质电阻率出现某种尺度的减小;而在垂直方向上,汶川地 震震源深度仅为 11 km 左右,有理由推断,其影响区域向上可以到达地壳的浅层。

下文基于上述认识,来讨论成都台地电阻率趋势异常变化的数值模拟问题。

2.3 数值模型

图 3 给出了模拟成都台地电阻率异常变化的示意。图中装置参数以及电性结构参数取 自图 1 和图 2,均为成都台的实际数据和反演数据。图 3 与图 2 的唯一区别是底层介质由 一层变成了两层:设想成都台下方介质从某个时刻起,由于受到汶川地震孕震过程的影 响,其底层(第 5 层)介质下部电阻率发生了某种变化(ρ₆ < ρ₅),于是成都台电性结构此时 起从 5 层变成了 6 层,增加了一个界面,其位置设为 H₅,表达内部发生电性变化部分的上 界面。以这个上界面从深处向上发展的过程作为成都台视电阻率趋势变化的物理模拟的具 体模型。

数值模拟一维正演地电阻率计算方法^[15],分两步进行。

第一步,考虑到汶川8级大地震的特点以及成都台位位于地震源区的特殊性,参考前 述岩石加载实验中岩石破裂前电阻率变化的试验结果,本文先假设深部介质受地震孕育过 226 m

|-

震



图 3 成都台地电阻率异常变化的数值模拟设计

程的影响导致第 5 层某一区域电阻率减小两个量级, 即从 30 Ωm 变为 0.3 Ωm, 第 5 和第 6 层之间的界面 H5(即电性变化部位的上界面)位置按下列安排进行试算, 模拟上界面向上 扩展过程中地表地电阻率变化的情况:

(1) $\mathcal{U} H_5 = 10\,000 \text{ m}; h_5 = 10\,000 - 49 = 9\,951 \text{ m};$

(2) $\mathcal{U} H_5 = 1000 \text{ m}; h_5 = 1000 - 49 = 951 \text{ m};$

(3) 设 H_5 从 1000 m 逐渐向上发展, $h_5 = H_5 - 49$ 。试算中仅考虑电性变化区域仅在原 第 5 层即台站测区的底层中($h_5 \ge 0$)。当然, 视需要还可以将变化区域上界面进入到第四层 中。

第二步,改变深部区域电性变化的量级,从 0.3 Ωm 逐渐变到 27 Ωm,即比较介质内 部电学性质变化的量级从减小 99%逐渐改变为减小 10%时,其向上扩展对地表地电阻率 测值影响的差异。

设想用一维模型进行数值模拟,主要是因为我们尚无法预知汶川大地震孕育过程对周 围介质物理性质影响的细节,也就是影响范围的几何形态的细节。但是鉴于对汶川这样大 的地震以及成都台这样特殊位置的台站,存在这类影响的假设是合理的,考虑一维的数值 模拟的构想是有其代表性意义的,它和考虑复杂形态下的情形,在思路上是一致的,只是 所需的数学工具存在差异而已。

3 成都台数值模拟结果的分析

按照上述程序的安排,给出了如图 4 所示的结果。图中横坐标标识电性变化区域上界面的位置;纵坐标标识成都台地表 NE 测向地电阻率相对变化(即变化率)的大小。设 ρ_{s0} 为介质内部没有发生电阻率变化前地电阻率测值; ρ'_{s0} 为介质内部发生电阻率变化时地电阻率测值;则地电阻率变化率为 $\frac{\rho_{s0} - \rho'_{s0}}{\rho_{s0}}$ 。图中不同颜色的曲线,标识了电性变化的部位电阻



图 4 介质内部电性变化区域的上界面位置与的地表地电阻率变化率的关系

率的大小,即介质内部电学性质变化程度的差异对地电阻率变化率的影响。

图 4 的结果表明,当底层介质电阻率发生某种减小时,在成都台的装置系统上测到的 地电阻率会发生降低,降低的幅度随着变化部位上界面向上的发展而单调增大;变化部位 电阻率降低的程度越大,这种影响也会更为显著。图 4(a)中给出了一个虚线构成的红色线 框,并将图 4(a)的这一部分,放大在图 4(b)中,标注了两条平行于横轴的虚线,下面的 一条虚线标识地电阻率降低的水平为 1%;而上面的一条虚线标识地电阻率降低的水平为 7%,恰好相当于成都台震前趋势下降异常的量级。

图 4(b)中红色虚线以下的区域,其地电阻率变化率小于 1%,根据中国地电阻率观测 规范所确定的原则,地电阻率变化 1%为判定异常的指标,因此在图 4b)的这个区域存在的 地电阻率变化不能被视为异常。红线与各条曲线的交点,就是不同量级的内部电阻率变化 对地电阻率的影响能够被识别的上界面的部位。例如对于介质内部电阻率变化达到 90% 时,其上界面在距地面 860 m 处便可以为地表的装置系统所觉察;而对于内部电阻率变化 15%的情形,上界面位置要到 380 m 以上时才能为地表装置系统所察觉。

图 4(b)中蓝色虚线对应了变化区域电阻率的多种变化率都可能用来解释成都台 7%的 趋势下降变化的假设。不过从蓝色虚线与曲线簇交点位置的差异,同样解释了上界面深度

对这种差异的重要影响: 变化区域的电阻率 变化越大,则其上界面高度可以越低,即在 较深的位置上就可以影响到地电阻率有 7% 的变化率出现;反之,变化区域的电阻率变 化越小,则其上界面高度必须更接近地表, 即在较浅的位置上影响到地电阻率有 7%的 变化率出现。例如,对于内部电阻率有 7%的 变化率出现。例如,对于内部电阻率变化率 为减少 90%、15%的情形,均可实现地电阻 率下降 7%的条件,但是前者上界面在距地 面 377 m 处,而后者要到距地面 86 m 处。 至于内部变化率为 10%以下的情形,要实现 地电阻率下降 7%,上界面的位置已经要向



上扩展到第4层中。

将详细计算结果绘制在图 5 中。该图给出了变化区域电阻率变化率和其上界面埋深的 关系曲线,实线代表地表地电阻率变化率为 1%,虚线代表地表地电阻率变化率为 7%。

震

4 结论与讨论

成都台 NE 向地电阻率具有典型而稳定的年变特征,但是夏季地电阻率增加,冬季下降,与该站下方的浅部电性结构变化呈现负相关,文献[2]和[14]指出导致这种特殊现象 是由于表层影响系数为负值的结果。但汶川地震前成都台电阻率自 2006 年初 NE 向地电 阻率开始呈现趋势性下降,导致地电阻率年变化的畸变,到 2007 年甚至导致年变化完全消 失。但是,这两年期间,地下水位变化并未呈现同步趋势下降现象,依然显现了比较规则 的年变化,甚至还小有上升趋势存在,可判识为上述地电阻率大幅度异常变化,与地下水 位相关联的表层电阻率变化无关,是震兆异常的可能性较大^[2]。

本文依据地电阻率观测原理,对成都台地电阻率异常变化进行了数值模拟,设想了一 个受到孕震过程影响在地电阻率测区底层的某个区域电性结构参数出现某种变化,从而引 发该台地电阻率异常变化的理论模型。研究当电性变化区域的上界面逐渐从深部向上推进 条件下,计算成都台的异常发展过程。计算中变化区域内电阻率变化的大小和形态是两个 重要的参数,调研国内外承载岩石在加载直到破裂过程中岩石电阻率变化的实验结果,作 为本次模拟参数选择的物理基础。这些实验几乎都指向破裂过程在其承载应力超过破裂应 力的 1/2 的阶段,微裂隙的发育引发岩石电阻率大幅度下降。因而本文专门设置了台站测 区底层介质电阻率下降变化的效应。鉴于成都台处于源区(汶川大地震孕震区域)直接影响 的特殊地理位置,模拟震前测区下方变化部分电阻率呈现下降,应当是合理的。数值模拟 中的变化区域电阻率变化大小的考虑,因为缺少必要的辅助资料,则缺少足够的依据,因 而本文在模拟中假设了变化层电阻率从两个量级的下降到 10%下降的各种可能,以便进行 比较。模拟计算的结果,得出以下结论:

(1)当底层介质部分区域电阻率发生某种减小时,在成都台的装置系统上测到的地电 阻率会发生降低,两者呈正相关,这与文献[2]的结果是一致的。地电阻率降低的幅度随着 变化部位上界面向上的发展而单调增大;变化部位电阻率降低的程度越大,这种影响也会 更显著。

(2)但是,无论变化区域电阻率变化的量级有多大,存在着一个变化区域上界面的临界位置,只有当上界面向上发展超越这个位置时,才能在台站观测中检测到相关联的地电阻率异常,这是由台站地电阻率判定异常的分析规范的技术要求所确定的。显然变化区域的电阻率变化量级越大,这个临界位置距地面越深,反之亦然。

(3)对于成都台地电阻率 7%的趋势下降异常而言,从数值模拟的角度来看,变化区 域的电阻率变化可以取多种可能的量级(如图 4 示),只是其上界面位置需要向上发展到相 应的位置。本文作者曾经指出,根据 20 世纪 80 年代成都台的多极距观测试验,其地表装 置系统观测的地电阻率变化与测区底层真电阻率变化的关系约为 3.28 倍,因此可以推断 2006 年至 2008 年初约 7%的电阻率下降变化,其底层真电阻率下降幅度可达 20%左右^[2]。 通过本文数值模拟的结果,以电阻率下降变化主要来自中上地壳层中地震孕育对成都台测 区电性结构的影响的观点来看,对于下降 20%这个量级的变化,变化部位上界面到 434 m 时,地表装置系统地电阻率达到1%,也就是说,当变化部位上界面达到430 m时,其影响 才开始为为地表装置系统所察觉;至于解释地表探测到7%左右的视电阻率下降变化,则 要求这个变化层(具有电阻率下降20%量级)的上界面埋深要上升至122 m左右。

5 结束语

对于汶川这样的大地震,研究相应的前兆特征及其物理机制,是推进中国地震预测创 新之路的重要措施之一,在异常现象充分落实的基础上,抓住像成都台一样的位于特殊部 位的前兆观测点,进行深入解剖,是本文作者的真诚愿望。这个工作某种意义上刚刚开始, 许多问题,由于受到资料和方法的限制,本文尚未能讨论。其中成都台 NE 和 NW 两个测 向观测极距大体相同,地电阻率测值相近,从测深曲线的解释来看,两条测线所反演的电 性结构参数差异不大(限于篇幅,本文未论及);但是两个测向的地电阻率动态变化差异明 显: 其在地电阻率年变化的表现上幅度明显不同, 在汶川地震前的异常表现更是差异明 显,NW 测向几乎没有观测到任何明显异常,就是一个值得深入研究的问题^[2]。从地电阻 率法研究"地表观测"与"地下变化"的关系这个主题而言,震前地电阻率异常的明显差异, 似乎需要考虑在测区底层受孕震过程影响可能存在着一个具有各向异性的动态电性变化区 域,例如考虑孕震过程中微裂隙定向排列导致电阻率在不同方向上的差异性问题,特别是 这两个测向展布的方向,NE 与汶川大断裂平行,而 NW 则与大断裂垂直,可以有很多深 入研究的着力点。总之,地震虽已经过去,但深入研究和思考还应继续。希望能抓住成都 台这样地理位置优越、观测历史悠久、资料比较齐全、特别是震前异常明显突出的台站不 放,未来能通过采取新措施,运用新技术,对该台进行进一步解剖。例如通过大地电磁测 深、高密度电法等对台址进行更精细的探测和考察;发展新的解释工具,理解地表地电阻 率动态变化的复杂过程。当然,这些措施也必将对本文的研究结果和推论给予更有效的约 束和支撑。

参考文献:

- [1] 张学民,李美,关华平. 汶川 8.0 级地震前的地电阻率异常分析[J]. 地震, 2009, 29(1): 108-115.
- [2] 钱家栋,马钦忠,李劭秾. 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[J]. 地 震学报, 2013, 35(1): 4-17.
- Lu J, Xie T, Li M, et al. Monitoring shallow resistivity changes prior to the 12 May 2008 M8.0
 Wenchuanearthquake on the Longmen Shan tectonic zone, China[J]. Tectonophysics, 2016, 675: 244-257.
- [4] 中国地震局监测预报司. 地震电磁学理论基础与观测技术[M]. 北京: 地震出版社, 2010.
- [5] 刘斌,徐世浙. 电阻率测深一维反演的曲线对比法[J]. 物探化探计算技术, 1995, 17(1): 23-27.
- [6] 阮百尧. 电阻率/激发极化法测深数据的一维最优化反演方法[J]. 桂林工学院学报, 1999, 19(4): 321-325.
- [7] **阮百尧.** "电阻率测深曲线解释中的一种新的反演法"在勘探中的应用[J]. 桂林工学院学报,1996, 16(4): 387-391.
- [8] 刘国兴.电法勘探原理与方法[M].北京.地质出版社,2005.
- [9] 钱家栋,陈有发,金安忠.地电阻率法在地震预报中的应用[M].北京.地震出版社,1985.
- [10] Ma Q Z. The boundary element method for 3-D dc resistivity modeling in layer earth[J]. Geophys-

震

ics, 2002, 67(2): 601-617.

- [11] **毛先进,钱家栋.**点源两层大地三维地电模型视电阻率边界元解[J].西北地震学报,1994,16(1): 1-11.
- [12] 解滔,王洪岐,刘立波,等. 四平台地电阻率相反年变有限元数值分析[J]. 地球物理学进展, 2014,29(2):588-594.
- [13] 钱家栋,陈有发. 地震地电学译文集[M]. 北京. 地震出版社, 1989.
- [14] Lu J, Xue S Z, Qian F Y, et al. Unexpected changes in resistivity monitoring for earthquakes of the Longmen Shan in Sichuan, China, with a fixed Schlumberger sounding array[J]. Phys. Earth Planet. Inter., 2004, 145: 87-97.
- [15] 钱家栋,赵和云,张文孝.水平层状介质视电阻率高精度计算公式及其误差分析[J].西北地震学 报,8(2):10-19.

Simulation of the Geo-electricity Anomaly in the NE Direction at Chengdu Station Associated with the 2008 Wenchuan M_8 8.0 Earthquake

QIAN Jia-dong¹, ZHANG Xue-min¹, WANG Ya-lu¹, LI Xue-hao²

(1. Institute of Earthquake Science, CEA, Beijing 100036, China; 2. Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, China)

Abstract: This paper dealt with the anomalous changes in geo-electricity (apparent resistivity) at Chengdu station (Δ =35 km), a two-year descending tendency of 7.2% in NE direction associated with the Wenchuan M_s 8.0 earthquake. We used an 1D model of negative resistivity changes occurring in the lower part of the bottom layer, so that a new interface appearing in certain level of the bottom layer. In the model, the negative resistivity changes are supposed to be due to the influences from the preparation processes of the quake, and also the consequence of the interface upward with the different magnitudes of the resistivity changes has been considered for comparison. The results show the appearances of the new interface with the negative resistivity changes would lead the geo-resistivity descending in a monotone behavior in the ground observation configuration system, with the increase of the magnitude of the resistivity descending and the interface level upward in the part of the bottom layer. For example, for the negative resistivity change being 20%, the interface level has to be up to the 122 m below the surface. As for other changes, for example, 15%, the level would be up to the 86 m shallower than 122 m, while for 30% the level could be 175 m, deeper than 122 m.

Key words: Geo-resistivity; Apparent resistivity simulation; The 2008 Wenchuan $M_{\rm s}$ 8.0 earthquake; Chengdu station