第 33 卷　第 2 期　　地　震　学　报　　Vol. 33, No. 2
2011 年 3 月　(187-197)　　ACTA SEISMOLOGICA SINICA　　Mar., 2011

郑国磊，杜学彬，陈军营，谭大成，安张辉，范莹莹，刘君，解滔. 2011. 断层构造对地震地电阻率异常的影响. 地震学报，**33**(2)：187-197.
Zheng Guolei, Du Xuebin, Chen Junying, Tan Dacheng, An Zhanghui, Fan Yingying, Liu Jun, Xie Tao. 2011. Influence of active faults on earthquake-related anomalies of geo-electric resistivity. *Acta Seismologica Sinica*, **33**(2): 187-197.

断层构造对地震地电阻率异常的影响*

郑国磊[1,2)]　杜学彬[1),♣]　陈军营[1)]　谭大成[1)]
安张辉[1)]　范莹莹[1)]　刘　君[1)]　解　滔[1)]

1) 中国兰州 730000 中国地震局兰州地震研究所
2) 中国天津 300181 天津市地球物理勘探中心

摘要　分析了典型震例，研究了断层构造对地电阻率异常空间分布的影响；应用弹-塑性二维有限元方法，模拟计算了含断层的地质体中介质应变的空间不均匀分布，换算为视电阻率变化，解释了震前地电阻率异常空间不均匀分布的现象. 研究表明，震源区周围地电阻率中期、短临异常空间不均匀分布的根本原因是断层构造以及不同震源机制引起的地下介质变形的不均匀性.

关键词　地震　地电阻率　不均匀性　断层　有限元
doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2011.02.006　**中图分类号**：P315.72+2　**文献标识码**：A

Influence of active faults on earthquake-related anomalies of geo-electric resistivity

Zheng Guolei[1,2)]　Du Xuebin[1),♣]　Chen Junying[1)]　Tan Dacheng[1)]
An Zhanghui[1)]　Fan Yingying[1)]　Liu Jun[1)]　Xie Tao[1)]

1) *Lanzhou Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Lanzhou* 730000, *China*
2) *Tianjin Geophysical Exploration Center, Tianjin* 300181, *China*

Abstract: We have studied the fault influence on the spatial distribution of geo-electric resistivity anomalies through analyzing typical cases of earthquake. Then, the strain distribution in a geologic body model with a fault is calculated using the elasto-plastic 2-D finite element method, and the strain values are converted into the relative changes of geo-electric resistivity. This paper proposed a well explanation for the spatially non-uniform distribution of changes of geo-electric resistivity before an earthquakes. According to the research result of this paper, the spatially non-uniform distribution of the moderate-term and imminent geo-electric resistivity anomalies around an earthquake source region is mainly caused by spatially non-uniform distribution of the underground medium

* **基金项目**　国家科技支撑计划子专题(2006BAC01B02-04-03)和国家科技支撑计划专题(2008BAC35B01-8)共同资助.
收稿日期　2009-11-20 收到初稿，2010-06-02 决定采用修改稿.
♣ **通讯作者**　e-mail: duxb@163.com

deformations due to the active faults and different focal mechanisms.

Key words: earthquake; geo-electric resistivity; non-uniform; fault; finite element

引言

地电阻率(geo-electric resistivity，也称“视电阻率”)方法在地震监测预报中的应用被国内外广泛关注. 20世纪40年代起，前苏联在加尔姆、勘察加等地震活动区开展了水平/垂向电阻率四极法、大功率偶极电测深实验观测. 50年代开始，日本国应用地电阻率偶极和四极法开展地震与火山监测，并观测与海平面、潮汐应变有关的地电阻率变化. 70年代初，美国在加利福尼亚圣安德列斯断层进行了大功率偶极电测深实验. 中国自1966年河北省邢台 M_S6.8、M_S7.2地震后建设了第一个地电阻率台站，由此开展了大规模的以地震监测预报为主要目地的实验观测. 目前全国70多个台站担负着常规的地震监测任务. 每个台站布设2—3个不同方向的测道，每个测道采用固定电极位置的对称四极观测装置，供电极距多为 AB=1000—2000 m. 在实施观测的同时，国内外在地震地电阻率方法理论、加载实验、地震前兆现象研究等方面取得了重要进展(Yamazaki，1966；Brace，1968；Wang，1978；Morrow，1981；赵玉林等，1978；钱家栋等，1985；陈大元等，1992；杜学彬，2010). 特别是中国进行了40多年的连续观测，台网内发生了近200次5级以上地震，积累了丰富的震例和研究成果. 长期观测也认识到，地震前地电阻率前兆异常时空强演变图象相当复杂，异常空间分布不均匀性、时间演化不一致性的问题相当突出. 杜学彬等(1993)研究了地震前短临阶段地电阻率异常的空间复杂分布问题，得到异常分布存在距离标准、构造介质标准和震源机制标准. 此后，地电台网内发生的多次中等以上地震前周围的地电阻率短临异常空间分布图象确实存在活动构造、震源机制的影响. 近年来研究得到，地震前地电阻率中期异常演变也与活动构造有关(杜学彬，1999，2010). 本文在前人研究基础上，应用有限元方法模拟了断层构造对地电阻率异常的影响.

1 震例分析

1.1 地电阻率短临异常空间不均匀分布

杜学彬(1992)及杜学彬等(1993)研究表明，中国大陆中等以上地震附近的地电阻率短临异常空间不均匀分布主要取决于震源区附近的活动断层展布和震源机制，表现为：① 异常主要集中在震源区周围的活断层上及其附近；② 异常多为近2象限型的方位性优势分布，优势方位与震源机制解的主压/张应力(协调震源断层错动)方位吻合；③ 震中—台站之间的活断层走向与主应力方向以小角度相交时，断层对观测短临异常起“减弱”或“阻隔”作用. 例如，在四川松潘—平武地区，在1976年8月16—23日的8天内连续发生了8月16日 M_S7.2、8月22日 M_S6.7和8月23日 M_S7.2等3次强震，震中几乎相同，但震中附近的松潘(震中距45 km)、武都(震中距105 km)、礼县(震中距190 km)等3个台站震前地电阻率变化差异很大(图1a，b). 据四川省地震局(1979)研究结果，上述3次地震的震源机制解主压应力(P轴)方位分别为63°，110°和95°，发震断层为NNW向的虎牙断裂. 第一次 M_S7.2地震发生时虎牙断裂发生了兼具逆冲分量的右旋走滑错动，M_S6.7和第二次 M_S7.2地震发生时虎牙断裂发生了左旋走滑错动，3次地震时虎牙断裂错动分别与NE

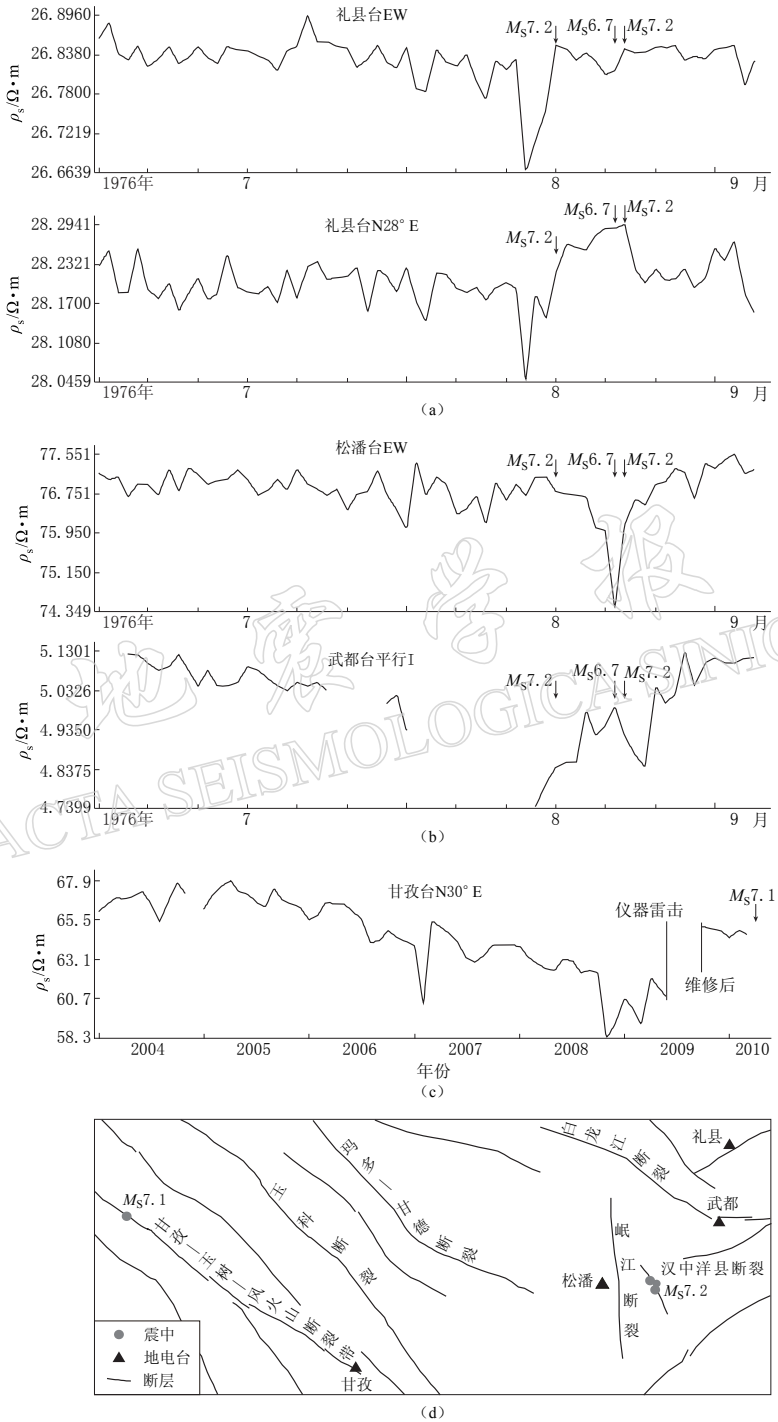

图 1　1976 年松潘—平武地震礼县台(a)、松潘和武都台(b)地电阻率日均值曲线及 2010 年玉树 M_S7.1 地震甘孜台(c)地电阻率月均值曲线和震中、台站、断层分布图(d)

Fig. 1　Daily values curves of Lixian station (a), Songpan and Wudu stations (b) before the 1976 Songpan-Pingwu M_S7.2 earthquake and the monthly values curves of Ganzi station (c) before the 2010 Yushu M_S7.1 earthquake, as well as distribution of stations, epicenters and faults (d)

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

向、近 EW 向挤压(P 轴)方位协调. 松潘台位于 NNE 向岷江断裂西侧，震中在该断裂东侧(图 1d)，尽管松潘台距震中仅 45 km，但在第一次 M_S7.2 地震前没有记录到短临异常，即岷江断裂影响了松潘台记录本次地震前的异常. 相反，武都、礼县台距离远，但接近本次地震 P 轴方位，观测到了明显的下降异常(图 1a，b). 对后两次地震，松潘台位于它们的 P 轴方位，且 P 轴方位与岷江断裂近于正交，在震前该台记录了－3.4%的突出下降异常，但武都、礼县台不位于两次地震 P 轴方位，且两个台与震中之间分布有接近 P 轴方位的 WNW 向白龙江断裂等，震前两个台未记录到短临异常. 其次，武都台布 N73°W(平行Ⅰ测道、平行Ⅱ测道)、N54°W 和 N85°E 共 4 个测道，各测道地电阻率测值差异明显，分别为 5，43，25 Ω·m 和 24 Ω·m 左右. 最小测值的平行Ⅰ道布在断层带上，东南供电电极处地表出露炭质板岩. 第一次 M_S7.2 地震前仅平行Ⅰ道出现近－5%的下降异常，而其它 3 个测道异常不明显或无异常，说明位于断层破碎带上易观测到地电阻率短临异常. 马瑾等(1995)通过岩石压力实验认为，在断层附近的应力扰动明显高于地壳其它部位，在断层附近宜观测到异常. 杜学彬等(1996，1997)发现地下水和地形变观测等也普遍存在短临异常空间分布与活动断层、震源机制有关的现象.

1.2 地电阻率中期异常空间不均匀分布

杜学彬等(1999)研究表明，地电阻率中期异常主要分布在震源区周围的活动断裂带上，同一断裂带上异常同步或似同步. 由唐山 M_S7.8 地震震中周围 200 km 范围内中期异常的等值线图(国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组，1982)可以看到，下降异常等值线的两个长轴走向分别为 NE 向和 NW 向，恰好吻合京津唐地区新生代以来的两组共轭活动断层的走向，说明本次大震前中期异常空间分布与该区活动构造展布不无关系(图略). 1989 年 10 月山西大同发生了 M_S6.1 地震，1991 年 3 月在 M_S6.1 地震附近又发生了 M_S 5.8 地震. 两次地震时间上仅隔 1.5 年，震级接近，仪器震中仅相差 3 km，震源机制解吻合. 河北阳原台位于两次地震震中 NE 方向 33—37 km. 图 2 是应用归一化变化速率方法处理的阳原台地电阻率变化速率曲线. 由图可见，在大同 M_S6.1 地震(37 km)前阳原台未记录到明显的中期、短期地电阻率异常，但在大同 M_S5.8 地震(33 km)前记录了突出的中期下降异常和短期上升异常. 两次地震唯一不同的是发震构造、高烈度区几何形状(1991 年大同—阳高地震震害评估小组，1991；大同—阳高地震烈度宏观考察组，1991)不同(图 3). 6.1级地震向东、南方向等震线急剧衰减，5.8级地震等震线长轴为NE向的椭圆形状. 两次

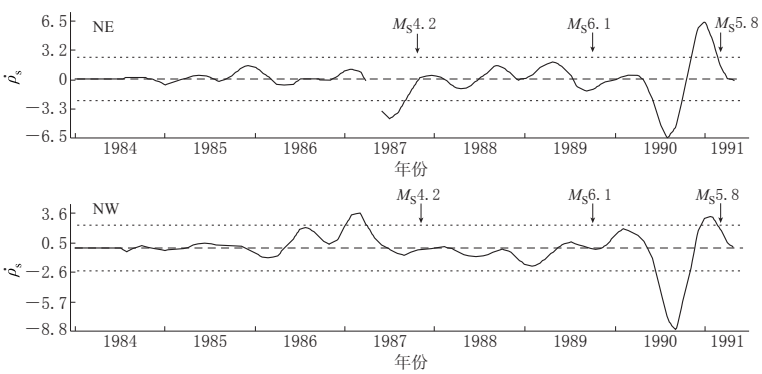

图 2 阳原台视电阻率归一化变化速率曲线(月均值)

Fig. 2 Normalized variation rate curves of geo-electric resistivity of Yangyuan station

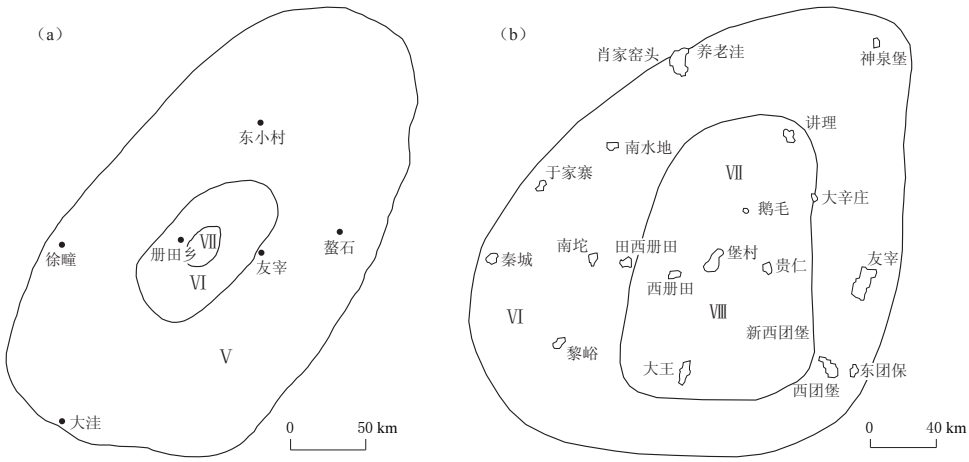

图 3　大同 5.8 级地震(a)和大同 6.1 级地震(b)等震线分布

Fig. 3　Distribution of isoseisms of the M_S5.8 and M_S6.1 Datong earthquakes

地震震中接近，引起等震线差异的主要原因是发震断层的差异，相应的阳原台在两次地震前的地电阻率变化出现了显著差异. 四川甘孜台距 2010 年青海玉树 M_S7.1 地震 350 km，该台与本次地震震中同位于 NW 走向的甘孜—玉树—风火山断裂带上(图 1d). 据台站观测员介绍，除了 2009 年 6—9 月仪器被雷击后维修、中断观测，2008 年以来其余时间观测正常，无明显的环境干扰. 图 1c 是玉树地震前该台地电阻率月均值曲线，在震前 N30°E 测道出现了−6.6%的中期下降异常.

综上所述，震源区周围的活动构造也影响地电阻率中期异常的空间分布.

1.3　地电阻率变化的原因

岩(土)标本变形过程中视电阻率变化已被应力环境下的实验室实验所证实(Brace，1968；Wang，1978；Morrow，1981；Yamazaki，1966；陈大元等，1992；陆阳泉等，1990). Yamazaki(1966)应用两相介质麦克斯韦电导率公式给出了饱和、部分饱和以及干岩石在压力环境下的电阻率变化的标量表示式. 据此式，当介质体积变化趋于零时电阻率变化趋于零. 阮爱国(2000)给出了方位各向异性介质中电导率变化随微裂隙形状纵横比变化的矢量表示，当不发生介质变形时微裂隙纵横比不变，相应的地电阻率变化为零. 杜学彬等(2007)考虑到我国目前地震电阻率对称四极观测的探测深度范围内的地下介质是富含水的因素，建立了垂直最大加载方向的视电阻率变化 $\Delta\rho_{s\perp}/\rho_{s\perp}$、沿加载方向的变化 $\Delta\rho_{s\parallel}/\rho_{s\parallel}$ 与介质微裂隙率 ν、裂隙率变化 $\Delta\nu/\nu$、骨架电阻率 ρ_0 和饱水裂隙电阻率 ρ_f($\rho_0 \gg \rho_f$)的张量表示式

$$\begin{cases} \dfrac{\Delta\rho_{s\perp}}{\rho_{s\perp}} = \dfrac{\rho_f - \rho_0}{\rho_f/\nu + \rho_0} \cdot \dfrac{\Delta\nu}{\nu} \\ \dfrac{\Delta\rho_{s\parallel}}{\rho_{s\parallel}} = \dfrac{\rho_f - \rho_0}{2}\left(\dfrac{1}{\rho_f/\nu + \rho_0} + \dfrac{1}{\rho_0/\nu + \rho_f}\right) \cdot \dfrac{\Delta\nu}{\nu} \end{cases} \tag{1}$$

据式(1)，当 $\Delta\nu/\nu>0$ 时(介质扩容)，随 ν 和 ρ_0 增大或 ρ_f 减小，$\Delta\rho_{s\perp}/\rho_{s\perp}$ 和 $\Delta\rho_{s\parallel}/\rho_{s\parallel}$ 负向增大(下降变化幅度大)；$\Delta\nu/\nu<0$ 时(微裂隙闭合)，$\Delta\rho_{s\perp}/\rho_{s\perp}$ 和 $\Delta\rho_{s\parallel}/\rho_{s\parallel}$ 正向增大；当

$\Delta\nu/\nu\to 0$ 时，$\Delta\rho_{s\perp}/\rho_{s\perp}$ 和 $\Delta\rho_{s\parallel}/\rho_{s\parallel}\to 0$. 上述表明视电阻率变化的根本原因是微裂隙率 $\Delta\nu/\nu$ 发生了变化以及由此引起的地下水分布的变化. 介质裂隙率变化的原因是介质变形，在地下介质变形小的部位新生微裂隙不发育，$\Delta\nu/\nu$ 小，反之微裂隙增多. 据此可以推断震源区及周围的活动断层、不同的震源机制造成了介质变形的不均性，引起了地电阻率变化的空间不均匀分布.

2 有限元模拟

针对地震前地下介质不均匀变形引起的地电阻率变化空间不均匀分布的问题，应用弹-塑性介质有限元方法模拟了震源周围介质变形的不均匀性问题. 模拟问题包括：① 加载方向与断层走向交角不同时断层两侧的视电阻率相对变化特征，解释断层对台站显示异常的“减弱”或“阻隔”作用；② 断层及附近地电阻率相对变化幅度特征，解释断层附近易记录到异常的问题.

2.1 建模与计算

中国大陆上地壳内水平应力分量占优势，破坏性大震震源断层以水平分量错动为主(郭增建，秦宝燕，1979)，故本文模型选择为 100 km×200 km 的二维地质体. 地质体中部设置一个软弱带表示断层，在地质体左边界施加 1 MPa 的应力，其它 3 个边界固定(图 4).

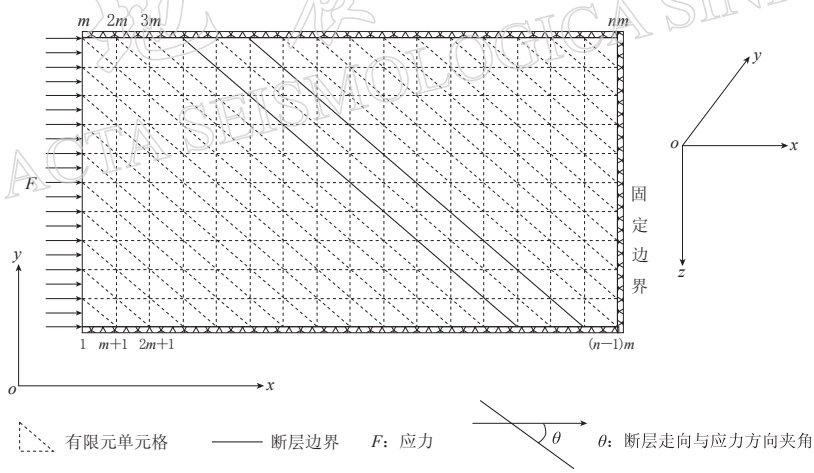

图 4 含断层地质体模型

Fig. 4 Geological model with a fault

分别计算断层与应力方向的夹角不同时地质体断裂两侧及断层带上的应变和地电阻率相对变化，然后绘制等值线图，分析断层两侧的差异，研究不同走向断层对地电阻率观测的影响.

网格单元为直角三角形单元，为方便模型的建立及程序编写，三角形单元的锐角大小取为应力方向与断层的夹角. 参考张铜生和张富德(1990)结果，地质体模型参数见表 1.

计算步骤如下：

1) 施加平面外荷载，按弹性有限元分析，求得荷载边界各单元的应力向量，计算相应结点的等效集中力 σ.

2) 将等效应力划分成 N 等份，应力逐步施加到地质体边界上，对地质体模型建立结

表 1　地质体模型的参数

Table 1　Parameters of geological model

应力/MPa	弹性模量/10^{-1} N·m^{-1}		泊松比		断层走向与应力方向夹角	弹、塑性过渡应变
	弹性阶段	塑性阶段	正常地质体	断层		
1	2.4×10^{11}	5.0×10^{10}	0.3	0.16	30°/60°	8.0×10^{-7}

点平衡方程

$$\{\Delta F\}=[\boldsymbol{K}]\{\Delta\delta\} \tag{2}$$

式中，$\{\Delta F\}=[\Delta F_{1x}\ \ \Delta F_{1y}\ \ \Delta F_{2x}\ \ \cdots\ \ \Delta F_{\frac{k}{2}y}]^{\mathrm{T}}$ 为施加的总荷载，$[\boldsymbol{K}]$为结点的整体刚度矩阵，$\{\Delta\delta\}=[\Delta\delta_{1x}\ \ \Delta\delta_{1y}\ \ \Delta\delta_{2x}\ \ \cdots\ \ \Delta\delta_{\frac{k}{2}y}]^{\mathrm{T}}$ 为由$\{\Delta F\}$对地质体结点产生的位移. 计算出每一步中各单元的应变值. $k=2\times m\times n$，m 为地质体划分单元格结点的列数(图 4，沿 y 轴方向)，n 为地质体划分单元格结点的行数(图 4，沿 x 轴方向).

3) 计算出每个结点总的位移和每个单元总的应变. 对应变值超过弹性限度的单元，因其已经由弹性进入塑性，改变该单元上的弹性模量，然后计算该单元的刚度矩阵，其余单元刚度矩阵不变.

4) 更新整体刚度矩阵，并完成刚度矩阵的 Cholesky 分解(陈铁云等，1982；张铜生，张富德，1990). 更新后的刚度矩阵为

$$[\boldsymbol{K}]=\begin{bmatrix} K'_{11} & K'_{12} & K'_{13} & \cdots & K'_{1k} \\ K'_{21} & K'_{22} & K'_{23} & \cdots & K'_{2k} \\ K'_{31} & K'_{32} & K'_{33} & \cdots & K'_{3k} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ K'_{k1} & K'_{k2} & K'_{k3} & \cdots & K'_{kk} \end{bmatrix} \tag{3}$$

5) 施加增量荷载，重复 2)至 4)步骤的过程.

6) 增量荷载施加结束，计算出地质体每个结点上总的位移，再求出每个单元的应变值.

7) 将应变值通过式(1)换算为电阻率相对变化值. 换算时用计算得到的沿加载方向的应变 ε_x 表示式(1)中沿加载方向的 $\Delta\nu$，用 ε_y 表示沿垂直加载方向的 $\Delta\nu$. 其中介质参数设置为：$\nu=0.0005$，$\rho_f=5.0\ \Omega\cdot\mathrm{m}$，$\rho_0=2\times10^5\ \Omega\cdot\mathrm{m}$.

2.2　误差分析

由有限元的误差分析可知，应力及位移的误差与单元的最小内角正弦成反比，故在划分三角形单元时采用等边三角形精度最好. 本文为计算方便采用了直角三角形单元，且三角形的一个锐角和加载方向与断层走向所成的锐角相等，增大了计算的误差. 在计算结果绘制等值线图时(图 5)，采用了线性插值方法，与实际中不一定完全相符，也造成了不可避免的误差. 但从计算误差的量级来看，误差在允许范围内，不会影响结果分析.

2.3　计算结果

分别计算了断层带走向与加载方向之间的夹角 θ 为 30°，45°和 60°时断层带两侧和断层带处的应变，分析了应变空间分布，然后据式(1)换算为视电阻率相对变化. 沿加载方向的计算电阻率示于图5，由图5可见：① 在断层带两侧的区域内，特别是在断层中部的两

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

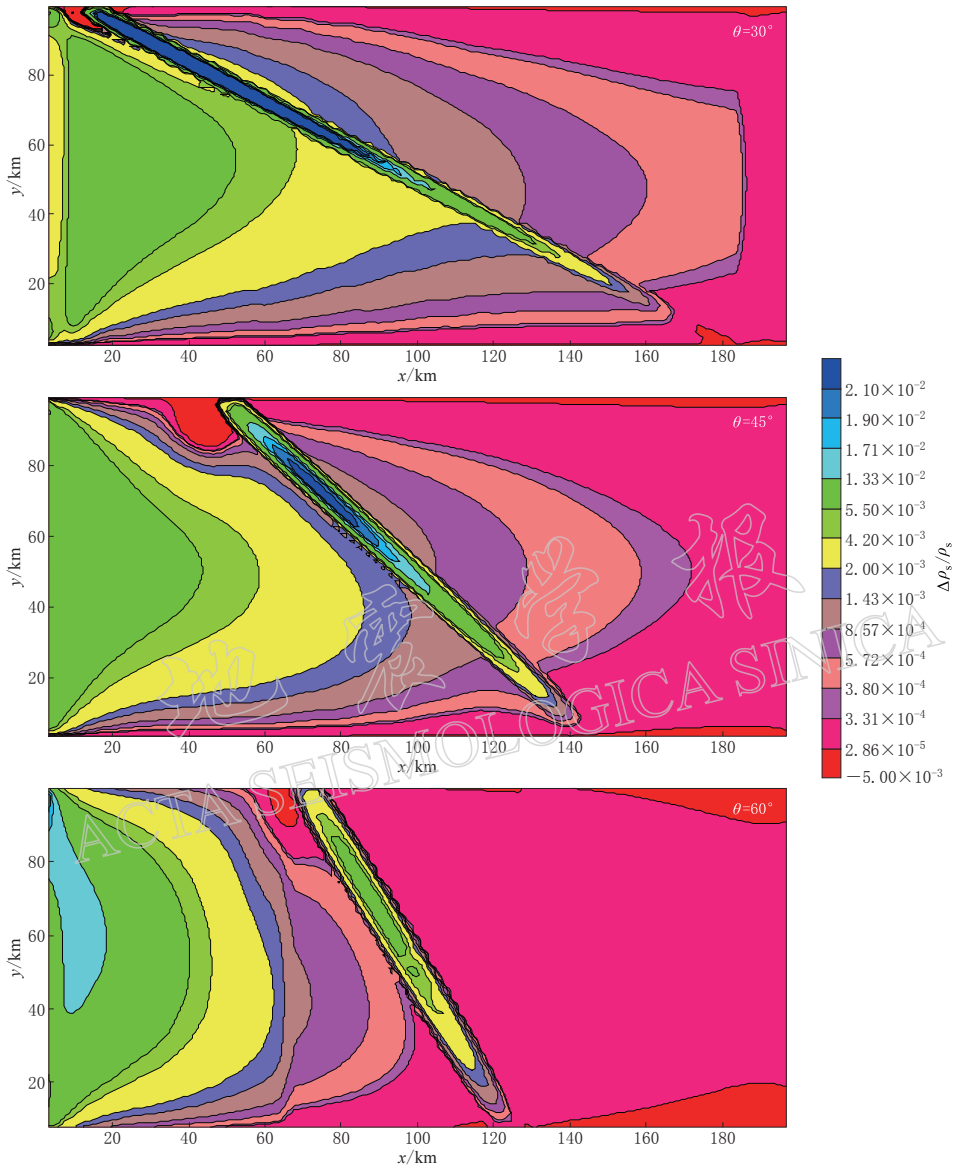

图 5 含断层地质体受力情况下视电阻率相对变化平面图

Fig. 5 Plane diagrams of relative changes of geo-electric resistivity in the geological model with a fault under loading

侧区域内视电阻率变化不连续，差异大. 表现为在断层带左侧区域(贴近载荷处)的视电阻率下降变化幅度大，在右侧区域(离开载荷处)的下降变化幅度小. 随着 θ 减小，在断层带两侧的区域内的视电阻率变化的差异越明显. ② 在断层带上及其附近的区域内，视电阻率下降变化的幅度大于在其它区域的变化幅度. ③ 随着远离载荷处，视电阻率变化幅度逐渐减小(在断层带上除外).

还分别计算了 θ 为 30°，45°和 60°时，沿垂直加载方向的应变变化，并换算为该方向的视电阻率相对变化，得到与上述类似的视电阻率变化分布图象(图略)，不过总的看来沿垂

直加载方向的视电阻率相对变化的幅度小于沿加载方向的幅度.

3　讨论与结论

3.1　讨论

根据以上模拟计算结果，并联系式(1)可以解释震源区附近地电阻率短临异常空间不均匀分布与活动断层、震源机制的关系(杜学彬，1992；杜学彬等 1993)以及中期异常不均匀分布与活动断层的关系(杜学彬等，1999；杜学彬，2010)，对异常空间不均匀性的原因获得了较清晰的认识.

1) 在断层两侧区域内视电阻率变化的差异性. 在图 5 中，在断层两侧的区域内视电阻率变化不连续，即在断层两侧的视电阻率变化出现了“间断”现象. 在远离载荷的断层一侧区域(断层右侧区域)内，视电阻率变化幅度明显小于靠近载荷一侧. 随着断层走向与载荷方向之间的夹角 θ 减小，在断层两侧视电阻率变化的"间断"现象越显著. 据计算过程分析，在断层处地质体正压力分量和剪切力分量的大小发生了大的变化，在远离载荷的断层另一侧区域内正压力和剪切力小，表现出断层阻碍了应力传递，使远离载荷一侧的介质不能很快由弹性进入塑性变形，造成应变小，应变分布在断层处发生了“突变”. 随着夹角 θ 的减小，“突变”现象越明显. 一般来说，介质应变小，在介质内部的裂隙率变化幅度小，即式(1)中的 $|\Delta\nu/\nu|$ 小. 所以，在断层两侧区域的这种应变差异造成了视电阻率变化的“间断”现象. 震例研究得到：当震中—台站之间的活动断层其走向与主压/张应力方向接近时，断层对台站记录短临异常有“减弱”或“阻隔”作用. 据以上模拟计算结果和式(1)，可以清晰断层对记录短临异常的"减弱"或"阻隔"现象的原因.

2) 断层带上及附近视电阻率变化显著. 分析了在断层处视电阻率相对变化幅度大于地质体其它部位的变化幅度的原因. 据模型建立和计算过程，地质体断层处的弹性模量和泊松比低于地质体其它部位，在相同边界载荷的作用下，断层部位的应变幅度明显大于其它部位. 在图 5 中，这个现象很显著. 断层处应变幅度大造成两个有利于视电阻率变化大的因素. 第一，断层带处的介质应变幅度大，造成了式(1)中微裂隙率变化幅度 $|\Delta\nu/\nu|$ 大，结果引起了大幅度的视电阻率变化；第二，$|\Delta\nu/\nu|$ 大有利于地下水活动. 据杜学彬等(2008)，在强地震、孕震晚期阶段，在震源区及附近的视电阻率观测，在最好的情况下供电电流分布范围的下限深度接近地表以下约 2500 m 深处(供电极距 $\overline{AB}=1200$ m). 一般来说，在这个深度的地下介质是富含水的. 在另一方面，电法物探表明在断层带处一般是地壳浅层部位的低阻区，表明介质中微裂隙发育、水丰富. 所以，大的 $|\Delta\nu/\nu|$ 有利于地下水对介质电阻率变化的贡献. 上述解释与震例研究中断层带上及附近地电阻率异常变化显著的现象是一致的，也说明了断层带及附近异常显著的原因.

3) 离载荷处远，视电阻率变化幅度小. 由图 5 可见，无论是在断层的左侧区域还是在右侧区域，距离载荷处越远，视电阻率变化幅度越小(断层带上除外). 分析计算过程中的应变分布得到，在断层两侧的各区域内，距离载荷处越远应变幅度越小，相应地据式(1)计算出的视电阻率变化幅度就小. 据震例研究中视电阻率异常幅度的统计，距离震源区越远，视电阻率异常幅度越小，模拟计算结果符合距离近异常幅度大、远距离幅度小的一般性认识.

根据杜学彬等(1992，1993)的研究，在震源区附近，地电阻率短临异常多为近 2-象限

的优势分布，优势方位吻合震源机制解主压/张应力方位. 模拟计算结果未能证明这种异常分布的现象(可能与图 4 中地质体左边界均匀应力加载有关)，但由图 5a—c 大致看出异常变化显著的区域集中在上、下边界间的中部区域(即加载方向).

3.2 结论

1) 震例研究表明，震源区及附近的断层分布和震源机制不同，地电阻率短临异常空间分布差异明显，断层分布不同，中期异常空间分布差异明显. 模拟计算证明，不同的断层分布引起的地下介质应变的不均匀分布造成了地电阻率异常的空间不均匀分布.

2) 模拟计算证明，断层走向与加载方向小角度相交，在离开载荷处的断层一侧的区域内介质应变幅度小，地电阻率变化不显著或无变化，而在贴近载荷的区域内应变大，地电阻率变化显著；断层走向与加载方向的交角越小，在断层两侧区域内的应变差异越大，地电阻率变化的差异越大；在断层带上和贴近断层的区域，介质应变幅度大、地电阻率变化显著.

3) 震例研究和模拟计算均表明，在震源区附近的活断层明显影响地电阻率异常的空间分布. 在地震地电阻率异常分析和预报实践中，应特别注意断层对异常空间分布的影响.

参 考 文 献

陈大元，许东俊，陆阳泉，陈峰，曹其平，罗荣祥，关华平. 1992. 岩石变形特征及物理特性的现场试验研究[J]. 地震学报，**14**(3)：356-363.

陈铁云，杨文华，朱福根，吴水云. 1982. 矩阵更新法在平面应力问题弹-塑性有限元分析中的应用[J]. 上海力学，(2)：1-15.

大同—阳高地震烈度宏观考察组(安卫平，阎海歌，王国强等执笔). 1991. 1989 年大同—阳高地震烈度考察[J]. 山西地震，(3)：18-30.

杜学彬. 1992. 临震 ρ_s 突变的活断层—引力场效应：短临地震预报研究[J]. 地震，(1)：18-26.

杜学彬，赵和云，陈宝智. 1993. 地电阻率临震突变与活断层、发震应力场[J]. 地震学报，**15**(3)：303-312.

杜学彬，张新基，张慧. 1996. 中国大陆地震水氡短临异常的空间特征研究[J]. 地震学报，**18**(3)：358-409.

杜学彬，刘耀炜，倪明康. 1997. 强震地下水动态中短临异常空间特征研究[J]. 地震学报，**19**(4)：426-433.

杜学彬，薛顺章，任广军. 1999. 中国大陆多种前兆异常研究及强震的尝试性预测[J]. 西北地震学报，**21**(2)：113-122.

杜学彬. 2010. 在地震预报中的两类视电阻率变化[J]. 中国科学：D辑，**40**(10)：1321-1330.

杜学彬，李宁，叶青，马占虎，闫睿. 2007. 强地震附近视电阻率各向异性变化的原因[J]. 地球物理学报，**50**(6)：1803-1810.

杜学彬，叶青，马占虎，李宁，陈军营，谭大诚. 2008. 强地震附近地电阻率对称四极观测的探测深度[J]. 地球物理学报，**51**(6)：1943-1949.

郭增建，秦宝燕. 1979. 震源物理[M]. 北京：地震出版社：104-157.

国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组. 1982. 一九七六年唐山地震[M]. 北京：地震出版社：1-70，184-200，246-270.

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[J]. 西北地震学报，**12**(2)：35-41.

马瑾，马胜利，刘力强. 1995. 地震前异常的阶段性及其空间分布特征[J]. 地震地质，**17**(4)：363-370.

钱家栋，陈有发，金安忠. 1985. 地电阻率法在地震预报中的应用[J]. 北京：地震出版社：48-132，226-266.

阮爱国. 2000. 地壳介质弹性、电性各向异性理论及对地震过程的联合解释[D]. 兰州：中国地震局兰州地震研究所：100-109.

四川省地震局. 1979. 一九七六年松潘地震[M]. 北京：地震出版社：18-25，103-104.

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

1991 年大同—阳高地震震害评估小组(安卫平，景呈国，范俊喜执笔). 1991. 1991 年大同—阳高 5.8 级地震震害评估[J]. 山西地震，(3)：31-40.

张铜生，张富德. 1990. 简明有限元方法及其应用[M]. 北京：地震出版社：51-153.

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[J]. 地球物理学报，**21**(3)：181-190.

Brace W F. 1968. Electrical resisvity changes in saturated rocks during fracture and fractional sliding[J]. *J Geophys Res*，**73**(4)：1433-1444.

Morrow C(著). 1981. 薛顺章，杜学彬(译). 1989. 应力作用下凝灰岩电阻率变化[C]//钱家栋，陈有发，金安忠编著. 地震地电学译文集. 北京：地震出版社：111-125.

Wang C Y(著). 1978. 康云生(译). 1989. 岩石摩擦滑动和破裂时电阻率的变化[C]//钱家栋，陈有发，金安忠编著. 地震地电学译文集. 北京：地震出版社：21-35.

Yamazaki Y. 1966. Electrical conductivity of strained rocks (the 2nd paper)：Further experiments on sedimentary rocks [J]. *Bull Earthq Res Inst*，*Tokyo Univ*，**44**(4)：1553-1570.

地震学报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA