

地震前地电阻率的异常变化*

钱复业 赵玉林

(国家地震局地球物理研究所)

摘 要

本文从我国十几年来观测到的地电阻率前兆现象以及自然条件下岩(土)层受压实验结果,提出了地震前地电阻率异常的四种表现特征:异常的形态(上升、下降或反覆的变化)与台站处的地下受力状态有关;异常有方向性;各异常量(时间、幅度)随震级的加大,震中距的缩短而增加;异常的时、空分布与地震活动的异常(时、空、强弱的分布)一致。并且,强震异常有不可恢复的现象。

上述结果均不同程度地得到自然条件下压缩岩(土)层的电阻率变化实验结果所证实。为此提出加强地电阻率的观测,进一步研究其所表现分布特性,对提高预测效果会带来益处。

一、方 法 简 况

地震前地下某一固定的探测体积内的岩层电阻率会发生变化。文献^[1,2]曾指出:这种变化是由于岩层受迫后孔隙(孔隙度、孔隙结构、裂隙等)变形引起的,故习惯上把这种预测地震的方法称做形变电阻率法,现改称为地电阻率法。

该法台址要避开高阻基岩较浅的地区。每个台站最好要布设三个方位的测线。每个方位布有供电和测量电极、呈四极对称。供电电极距(AB)多为1—3公里,测量电极距常取 $\frac{1}{2}AB$ 。电极用1平方米左右的铅板,埋于地表以下2米左右。测量电极的埋设应避免用盐碱化或腐植物的土质。电极的引线、接头要严格密封、绝缘。每日定时观测地电阻率(ρ_x)

的绝对值。其异常变化以 $\frac{\Delta\rho_x}{\rho_x}$ 的百分比来表示。

由于探测深度随AB的加大而变深,AB为1—3公里时,探测深度通常为数百米。在这一探测体积内,强震引起的地电阻率最大异常量一般为5%—10%,而中等强度的地震异常

* 本文系1974年美国地震代表团来华时,作者之一代表原兰州地球物理所邢台地震工作队、原兰州地震大队地电组向美国人介绍我国地电工作发展情况时所写的文稿的修改稿,原稿题为“地震前的地电变化”。

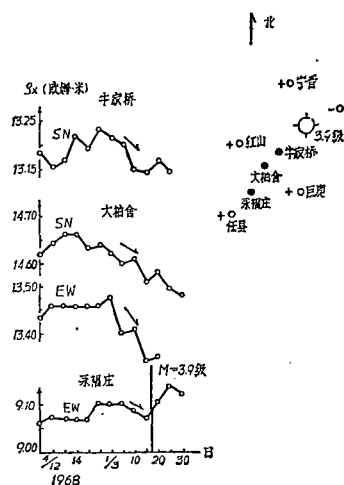
量常常是1%—2%左右,所以使用的仪器必须满足千分之五以内的观测精度并具有长期的稳定性。如果借用现在使用的电探仪器工作,一定要采取相应的措施。如:限定仪器量程,选择供电电源,严格处理好测量电极的极化,定期校准仪器,观测时要多次重复读数。

二、地震前地电阻率的异常特征

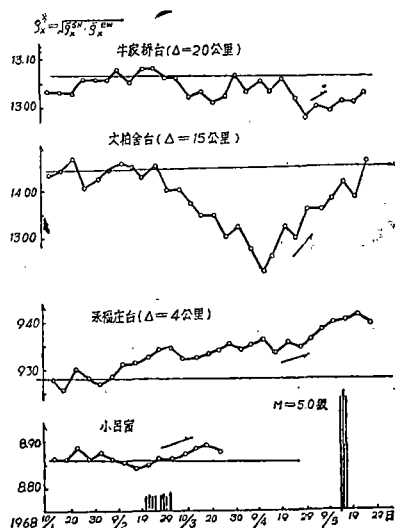
1. 异常形态与受力状态有关

我国记录到的地电阻率异常形态与国外不同,既有下降异常,也有上升或反复升降的震例。其所以出现上升或下降,主要取决于台站下探测体积内岩层的受力状态。通过震前实测异常曲线与地震机制或震时地震波初动对比,结合现场压缩实验结果可得出:压缩区常记录到下降异常,膨胀区常记录到上升异常。对于强震异常的上升、下降在各个时段中变化速率是不一样的,显示出受力阶段的不均匀性。一般异常开始变化缓慢(亦称长趋势异常),靠近震中的台站震前数月至数天变化速率加快(大震的短临异常)。强震往往发生在异常的极值点附近,也有是在异常转折或恢复过程中发震(即异常呈反复变化型)。

图1给出了邢台地区 ρ_x 异常符号与地震波P波初动对比结果。不难看出,同一次地震相同的 ρ_x 异常符号往往对应着相同的地震波初动符号。即 ρ_x 下降



(1) 1969年8月19日东汪3.9级地震
(ρ_x 异常下降的与“P”波初动“+”号波区相对应)



(2) 1968年5月15日永福庄5.0级地震
(ρ_x 异常下降的与“P”波初动“-”号区相对应)

图1 邢台地震区地电阻率异常与“P”波初动符号对比实例

●地电台 ○地震台 aa'、bb'和AA'、BB'是震源机制可能的节线。CC'是平均机制节线。

异常区对应P波初动“+”号波区； ρ_x 上升异常区对应P波初动“-”号波区。文献〔2〕指出，唐山强震前亦出现了类似的现象，不同的是P波初动“-”号区记录到 ρ_x 下降异常，而 ρ_x 异常不明显或上升类型的台站处于震源机制节的截线附近或膨胀区内。强震与中小震 ρ_x 异常符号与对应的P波初动符号不同可能是因为唐山7.8级地震震级较强，所举台站位于孕震区内，而其他震例中的地震震级较小（4—5级），台站处于孕震区外所致。

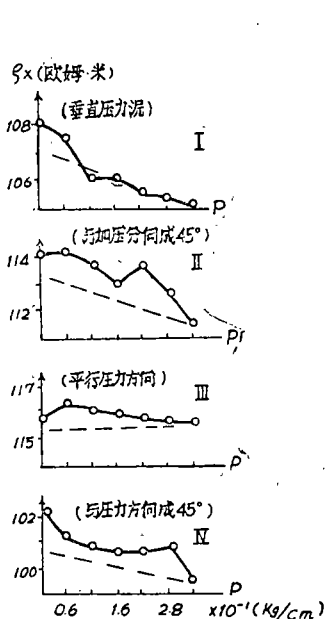
岩层受压电阻率下降的实验结果详见文献〔1〕。

上述现象说明了如果同一地区或同一构造带上的地震震源机制相近，则可能在某一固定的地电台上出现相同的异常形态（或上升或下降）。如果把上述现象用到平推断层上，则有可能利用一组地电阻率台网的同期异常符号，划出上升，下降的象限，从而判断震中。由于构造复杂，以及各台的震中距离不同，使异常的形态、分布变得复杂。

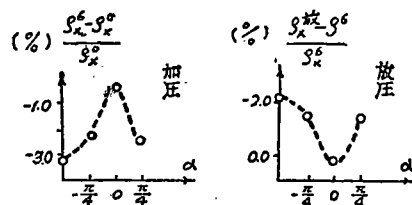
2. 地电阻率异常有方向性，其方向性与主应力方向有关

在一些地震前，不仅受力不同的测站异常形态不同，而且同一测站，不同方位测线上的异常形态和幅度也常是不相同的。如1970年12月3日宁夏西吉5.4级地震〔8〕距震中150公里的兰州台站，1970年10月初NE40°方向便开始下降，NW50°方向11月才出现异常，而且是上升的，地震是发生在这一道上升的极大值点附近；距震中140公里的天水台，虽其二道同时出现下降异常，但其下降幅度并不相同，其中EW方向1.5%，而NW13°方向只有0.6%。

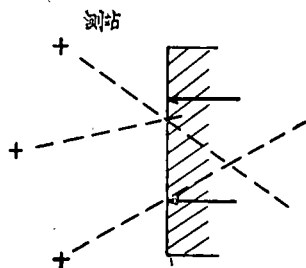
为了进一步理解上述实测现象，我们举出野外自然条件下压缩土层的实验结果，见图2。实验表明，土层受压，探测体积内的电阻率下降，在垂直压力源方向的测线上观测到地电阻率下降最大（见图2—（1）之I），在平行压力源方向的测线上电阻率不下降或微微



（1）土层受压电阻率下降



（2）同一压力源各方位测道的电阻率变化不同



（3）不同方位测点电阻率变化极大值方向指向压力源。

图2 自然条件压土实验结果

ρ_x^0 未加压电阻率； ρ_x^6 第六次加压后电阻率； $\rho_x^{\text{放}}$ 放掉压力的电阻率。

上升(图2—(1)之Ⅲ),介于两者之间的测线上电阻率的下降居于中等,见图2—(1)

之Ⅱ和Ⅳ。这些事实表明,电阻率下降最大的方向与压缩方向垂直,即当压力一定时 $\frac{\Delta\rho_x}{\rho_x}$

极大值所对应的方向就是压缩最大的方向(图2—(2))。对于点源,不同测点的 $\frac{\Delta\rho_x}{\rho_x}$

极大值方向都指向压力源(图2—(3))。

据此,我们有可能利用三个方向的电阻率资料,求出震前测站处主压应力的方向,结合当地强震震源机制资料判断可能的发震构造体系,估计震中。如唐山7.8级地震前二个月,昌黎、青光、开平马家沟等台均以SN方向加速下降为主,震前曾据此资料估计昌黎至青光一带最大主压力方向为近东西向,这与实际震源机制求得的结果(最大压缩方向NE80°)相近。再如1973年2月6日甘孜7.9级地震,用地电阻率的异常资料求出甘孜地区的主压应力方向随时间有所变化,在临震前三个月,最大剪切方向(按与主压力方向呈45°计)大致与发震断层平行(NW向)。

3.异常的幅度、分布范围和持续时间与地震的震级和震中距离有关。一般随震级的加大而加大,有时近震中台站的幅度常常要大些(余震不在此例)。

图3(1)—(5)分别给出了4级至7级地震的实测异常曲线。震中区附近的电阻率台对于不同强度的地震其异常时间和异常的幅度是不相同的,为了说明这一现象,文献^[4]给出了我国44个地震震例(震级从3.9级至7.9级)的 ρ_x 各种异常量与地震的强度、时间、地点等三要素之间关系的统计曲线。这些结果说明以下几点:

(1)当震中距相近时,其震级愈强,地电阻率的异常时间愈长,近台统计结果是:

$$M = 2.48 \log T + 0.54$$

式中M为震级, T为异常时间从异常开始至发震,以天计。相关系数达 $r = 0.94$ 。

(2)异常幅度随震中距离而衰减;在相同震中距时其异常幅度随震级的加大而变大其统计关系为

$$M = 3.44 \log \left(\frac{\Delta\rho_x}{\rho_x} \right) + 3.95$$

式中异常幅度 $\frac{\Delta\rho_x}{\rho_x}$ 需乘以100,相关系数达 $r = 0.87$ 。

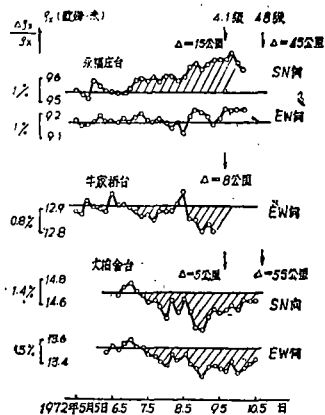
(3)震级愈大,异常出现的地理范围也愈大。

(4)对于震级相同的地震,近台其异常幅度较大,异常时间较长。

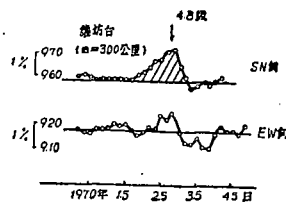
上述结果指出:7级以上强震,其出现异常的范围是相当大的,常可达三、四百公里,200公里范围内的台站异常的持续时间超过一年,异常的累积幅度大于5%,有的可达10%左右。6级地震,异常时间常超过半年,异常范围可达二、三百公里,曾记录到的最大异常幅度在3%—4%左右。5级地震,其异常时间为二、三个月,出现1%异常台站的范围可到一、二百公里,近台异常的幅度也不过是2%左右。至于4级地震则控制距离大大缩短,常在三、四十公里的台站观测到1%左右的异常,异常时间只有数十天。

上述实测结果也可从压缩土层的实验中得到证实(图4)。对同一力源,压强保持不

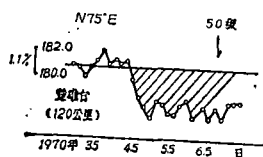
变, 电阻率的相对变化 $\frac{\Delta \rho_x}{\rho_x}$ 随离源距离 (l) 的增加而衰减 (图 4—(1)), 随承荷板边长 (b) 的加大而加大, 也就是地电阻率的有效控制距离随 “ b ” 的加大而增大 (图 4—(2))。如果考虑到大地震震源尺度或断层长度也大的现象, 则可推得强震的地电阻率异常范围也大的结论。



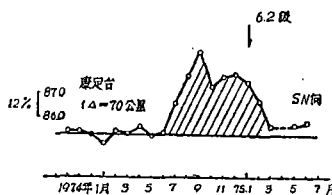
(1) 1972年9月7日河北省任县4.1级及10月12日邢台4.8级地震 ρ_x 五日均值曲线



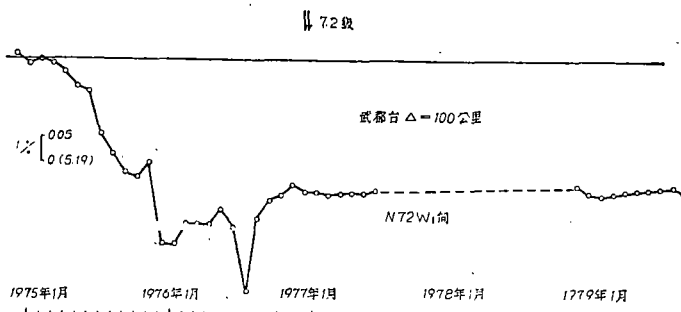
(2) 1970年2月12日渤海4.8级地震前后潍坊台 ρ_x 五日均值曲线



(3) 1970年6月17日云南省峨山5.0级地震楚雄台 ρ_x 五日均值曲线



(4) 1975年1月15日四川省九龙6.2级地震前后 ρ_x 月均值曲线



(5) 1976年8月16日, 23日四川省松潘7.2级地震前武都台 ρ_x 月均值曲线

图 3 4—7级地震前后地电阻率 (ρ_x) 异常实测曲线

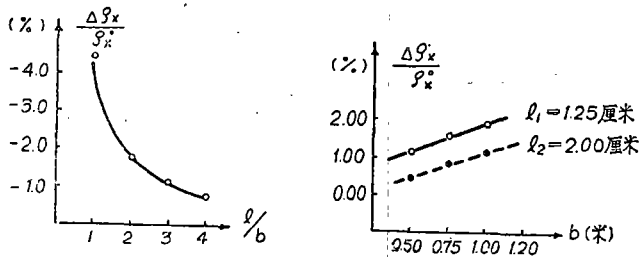


图 4

(1) 电阻率变化率与相对离源距 l/b 的关系;
(2) 不同离源距测点的电阻率变化与加载板面积的关系。

以上所述只是一般情况,有时也有例外,如1970年2月12日渤海4.8级地震,沿郯卢构造带方向向南延伸到很远的潍坊台($\Delta = 300$ 公里)尚可记录到清晰的异常(见图3—(2))。而马坊台向虽距唐山7.8级地震震中只有110公里,但异常并不明显,见文献[5]。这些个别现象是由于观测技术条件的差异,还是与地质构造或震源机制有关,尚待进一步观测研究。

4. 地电阻率的长趋势异常震后不一定回升;其异常的时、空分布与地震活动的异常有关。

地电阻率长趋势异常震后不一定立刻恢复的现象是很多的,尤其是7级以上强震震中区的台站尚未发现立刻回升的异常类型。即使有个别台站记录到异常的恢复,其速度也比较缓慢,并且也达不到异常的初始值。如1976年我国的唐山7.8级地震和松潘7.2级地震震后至今异常尚未明显恢复(文献4和图3—(4))。中小地震记录到恢复的异常类型倒不少,见图3—(1)—(4)。尽管目前我们掌握的震例不多,企图得出定论还为时过早,但工作中注意这些现象对预测地震和探讨地电阻率的变化机制是有好处的。

在实际观测中曾不止一次地发现地电阻率异常的时、空分布与地震活动异常的时、空分布有密切联系,本文给出二例加以说明:

例1: 1968年5月15日河北省任县永福庄发生5.0级震群(图1—(2)),距震中5公里的永福庄台,其地电阻率曲线约在两个月前便开始上升,接近最高值时,主震群发生。统计小震的数目发现,大体与地电阻率出现异常的同时,在震中附近地区出现了小震密集现象,见附表

附表: 永福庄地区小震次数统计表:

时 段	67年12月	68年1月	2月1—21日	2月22日~3月3日	3月4日~31日	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月
次数	9	7	5	21	9	12	168	27	12	21	7	10
十天内的平均次数	8	2	2	21	8	4	56	9	4	7	2	8

例2: 1973年2月6日四川省甘孜7.9级地震前,地电阻率异常出现的距离在不同方向上是不相同的,在震中的东南方向上可达四、五百公里,而在震中的东北方向同样是四、五百公里的台站,其异常并不明显,(参见文献3)。与此现象有关的地震活动,在主震发生的鲜水河断裂带及震中东南方向的安宁河断裂上,主震前曾发生一系列中强地震,这是自

1955年以来从未有过的地震高潮。

以上震例表明，地电阻率异常与地震活动异常密切相关，它们可能都是同一地壳运动的不同表现形式。综合研究它们的共同表现对估计未来强震的危险性是有益的。

三、结 语

地震前震中周围出现地电阻率异常，强震后其异常并不立刻恢复或不恢复；其异常的升降与台站下受力状态有关；各时段中其异常的变化速率不同，并有方向性，其时、空、幅度的分布与震级有关；它的出现和地震活动性异常的时、空分布一致，可能都是地壳受力的表现。我们有可能通过研究地电阻率异常的各类特点，找出受力加强的地区，从而预测地震的时、空和强度。

这种方法用于地震预报，还处于探索阶段，本文所述地震前地电阻率异常的一些特点以及它所反映的实质，尚待进一步观测研究。

本文在形成过程中曾得到郭增建同志的指导，在此表示感谢。

（本文1980年8月15日收到）

参 考 文 献

- 〔1〕赵玉林等，“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，21，3，1978.
- 〔2〕钱复业等，“地震前地电阻率变化十例”地震学报2，2，1980.
- 〔3〕蜀水，炉霍7.9级地震特征和该区的地震活动性，地球物理学报，17，2，1974.

EARTH-RESISTIVITY ANOMALIES BEFORE EARTHQUAKES

Qian Fu-ye Zhao yu-lin

(Institute of Geophysics State Seismological Bureau)

Abstract

Based on the observation for more than ten years, it is pointed out that the following four aspects are manifested by earth-resistivity anomalies before an earthquake: (1) The form of the anomaly (rise or drop or undulatory variation of earth-resistivity) is connected with the force conditions acting on the medium around the observation site; (2) Anisotropy is evidenced by the differences in the anomalies along different directions; (3) The amplitude, duration and areal extent of the anomaly increase with the magnitude of the earthquake; (4) When a strong earthquake is impending, the temporal and spatial distribution of resistivity anomalies are similar to the distribution of small earthquake activity, and the earth-resistivity does not resume its original values after the strong shock.

The above phenomena have been verified, though in different degrees, by experiments on the variation of resistivity of beds of rock (or earth) under artificial pressure in situ. It is finally suggested that more extensive observation of earth-resistivity and closer study of its anomalous behavior will be beneficial to the improvement of its effectiveness as a means of earthquake prediction.