

震前极低频电磁异常及其频谱特征^{*}

郝建国¹⁾ 张云福²⁾ 潘怀文³⁾
李德瑞¹⁾ 唐天明¹⁾ 刘小芹¹⁾

1) 中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100724 中国石油天然气总公司

3) 中国北京 100036 国家地震局科技司

摘要

大量的观测研究结果表明, 近场地震发生前极低频电磁异常信息既丰富又强烈。为探索对其规律性认识, 本文通过对地震电偶极子的形成及传播规律研究后指出, 震前垂直向极低频电场异常具有穿透能力强、干扰少、信息突出及易于提取和接收等优点, 是探索地震可靠短临前兆信息的重要方面; 进而通过对极低频准静场观测资料的频谱分析结果得出, 近场地震前电磁异常的频谱大都集中在周期为数分钟至数十分钟的极低频段, 异常信息频谱与震中距存在一定的相关关系, 且震前极低频电磁异常与孕震区的空间分布范围存在明显的相关关系, 地震渗滤电场异常信息及频谱的幅度与震级大小无明显相关。

主题词 地震前兆; 频谱; 电磁法; 大气电场

引言

电场与磁场、重力场并列为地球三大基本物理场, 是除地震波以外获取地球内部信息的重要途径, 可直接接收或反映出地震孕育过程中的某些地球物理化学信息, 因而是地震预报研究的重要领域之一。

在地震电磁异常的观测研究中, 从 DC 到甚低频的各个频段上, 都有过震前观测到电磁异常的报道, 显示出地震在其孕育和发生的过程中, 伴随有十分丰富的电磁异常现象。但考虑到地震前兆信息的复杂性和多变性, 以及大量的人类文明社会及自然界干扰现象的存在, 识别、提取和验证可靠的地震电磁前兆异常信息是十分困难的, 故近十几年来, 筛选、提取和验证具有规律性的, 可重复的, 并可有效地用于地震短临预报实践的电磁异常信息, 一直是我们追求的目标。

越来越多的观测事实表明, 震前电磁异常信息在低频段, 特别是在极低频段上, 既

* 地震科学联合基金会资助课题, 国家地震局地球物理研究所论著 94A0097。
1993 年 8 月 14 日收到初稿, 1994 年 6 月 28 日收到修改稿并决定采用。

丰富又强烈,中国(张德齐等,1987;郝建国等,1988)、希腊(Varotsos and Alexopoulos, 1984)、美国(Fraser-Smith *et al.*, 1990)、日本(藤绳幸雄等,1990)都相继获得了较好的震例,并在实际的地震短临预报中取得了较好的效果(郝建国、柳松,1990)。他们的研究报告显示出震前极低频电磁异常观测研究在地震短临预报研究中的诱人前景。

1 震前极低频电磁异常

震前极低频电磁异常信息一般出现在震前数日(也有在震前数小时观测到异常的报道)至数十日及在震中距为数百公里范围的不太大的区域内,这是受震源物理过程及电场衰减特征所制约的。

近年来,地震学者认识到,地震是一次具有裂隙的地球材料的破裂行为,并在一般的固体材料,其中包括岩石的微裂隙形成过程的研究中,去探索这种破裂的孕育及其发生。现今关于地震孕育过程的一切基本假想,都把地球裂隙向破裂的演化看成是寻找和解决地震前兆并解决地震预报的关键。

在一定量的差应力下,几乎所有的岩石和粒状聚合物都要发生“扩溶”现象,实验表明,大部分压实可能发生在第一次应力循环中,而扩溶则在每一次应力循环中似乎都要重复出现,对这一现象的唯一自然制约似乎是塑性,一旦明显出现晶内塑性,形变过程中产生的扩溶便开始变小变弱。据目前的认识,应当达到25 km的深处,也就是说,一般的浅源地震前都会有膨胀扩溶效应产生(Brace, 1981)。

祁贵仲(1978),水谷仁(1978)依据D-D模式(Scholz, 1973)在简化了的条件下,对膨胀扩溶过程中的电磁效应进行了研究。地震前当应变积累到一定的程度,岩石将产生新的微裂隙,孔隙度增大,从而导致体积的膨胀,如果岩石中有流体存在,这种膨胀可导致流体(例如水)的扩散。电化学的研究指出,对岩石和水来说,大部分岩石表面吸附

着负电,水中带正电,水中电荷在水流方向上形成“渗滤”电流,其数学表达式为

$$j' = (\epsilon\zeta/4\pi\eta)\text{grad } P \quad (1)$$

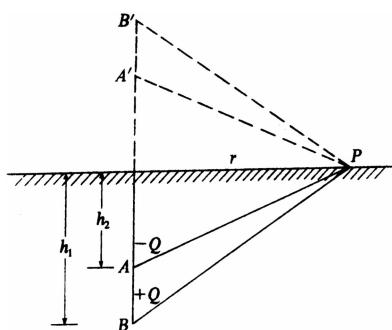


图 1 渗滤电场等效电偶极子图

式中, η 为液体的粘滞系数, ζ 为电动电势或泽塔电势。渗滤电势为

$$E' = (\epsilon\zeta/4\pi\eta\rho)\text{grad } P \quad (2)$$

很显然,渗滤电场为电偶极子场,其场强正比于扩溶区压力梯度,压力梯度随时间变化,故为时间的函数,我们用等效电偶极子场来表示渗滤电场的综合宏观效应,如图1所示。在P点的电场强度可用库仑定律求出

$$\begin{cases} E_{\perp} = -\delta Q / 4\pi\epsilon_0 [h_1/(h_1^2 + r^2)^{\frac{3}{2}} - h_2/(h_2^2 + r^2)^{\frac{3}{2}}] \\ E_{\parallel} = -\delta Q / 4\pi\epsilon_0 [r/(h_1^2 + r^2)^{\frac{3}{2}} - r/(h_2^2 + r^2)^{\frac{3}{2}}] \end{cases} \quad (3)$$

E_{\perp} 和 E_{\parallel} 分别表示地震电场的垂直和水平分量。

由式(3)可以导出, 当 $r=r_0=h_1^{\frac{1}{2}}h_2^{\frac{1}{2}}(h_1^{\frac{1}{2}}+h_2^{\frac{1}{2}})^{\frac{1}{2}}$ 时, $E_{\perp}=0$, 且电场在该点改变方向, 就地震渗滤电场而言, 当 $r < r_0$ (约与扩溶体的深度相当) 时, 电场取正值; 当 $r > r_0$ 时, 则皆为负值. 该结果较好地解释了震前在较大范围内观测到的负电场异常现象.

当 $r \gg h$ 时

$$\begin{cases} E_{\perp} = -\delta Q(h_1 - h_2)/4\pi\epsilon_0 r^3 = -\delta M/4\pi\epsilon_0 r^3 \\ E_{\parallel} \approx 0 \end{cases} \quad (4)$$

式中, $\delta M = \delta Q(h_1 - h_2)$ 为电偶极子的电矩.

震源物理的研究结果表明, 膨胀扩溶过程一般发生在硬化僵持过程之前, 震源区的岩石性质和应变速率决定着从微破裂到主破裂的时间过程, 因此, 震前数日至数十日观测到的异常, 反映出不同地质构造的这一时间过程的不同. 且膨胀扩溶现象随应力变化和岩石性质的差异, 可在孕震区的不同地区同时或单独发生, 但震中附近可能会更加频繁和稍强一些, 其极低频特征反映出扩溶渗滤过程是一个缓慢而非快速变化的过程.

由式(4)可以看出, 地震电磁异常信息随距离衰减非常明显. 据水谷仁的计算, 即使较大的地震, 在震中附近也仅能观测到 $10^{-1} - 10^{-4}$ V/m 的地电场异常, 在地电噪音如此强烈的现代工业社会, 是很难将它们从地电场中区分和识别出来的. 故研究地震电场穿过地空界面时的耦合效应, 对我们选择有效的观测方法及获得较好的观测结果都是十分必要的.

2 地空界面的耦合作用

电动力学的研究结果表明, 电磁场遇有界面时, 因介质的性质有一突变, 故电磁场的性质亦会有突变. 我们知道麦克斯韦方程组的积分形式, 在界面上仍然是成立的, 实际上边值关系就是积分形式在边界上的等效表示. 因此, 我们可以从积分形式来推导它, 如图 2 所示.

我们在界面上取一小扁平匣, 在 CGSE 单位制中, 对它应用介质中麦克斯韦方程组第一式的积分形式, 则得

$$\oint \mathbf{D} \cdot d\mathbf{S} = 4\pi Q_f$$

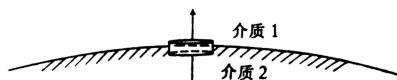


图 2 界面电效应

由于匣的侧面积为二阶小量, 故式(5)左方的积分式可化为 $dS[\mathbf{n} \cdot (\mathbf{D}_1 - \mathbf{D}_2)]$, \mathbf{N} 的方向由介质 2 指向介质 1, 同时 Q_f 只计算面电荷的贡献, 体电荷的贡献为高阶小量, 可以忽略, 则

$$Q_f = \omega_f dS \quad (6)$$

ω_f 为面电荷密度, 于是得

$$\mathbf{n} \cdot (\mathbf{D}_1 - \mathbf{D}_2) = 4\pi\omega_f \quad (7)$$

即

$$\mathbf{D}_{1n} - \mathbf{D}_{2n} = 4\pi\omega_f \quad (8)$$

因为

$$D_n = \epsilon_n \epsilon_0 E_n$$

所以

$$\epsilon_1 \epsilon_0 E_1 - \epsilon_2 \epsilon_0 E_2 = 4\pi \omega_f \quad (9)$$

由欧姆定律可知

$$j_{2n} = E_{2n} \sigma_2$$

其中, σ_2 为介质 2 的电导率, 于是得

$$\omega_f = j_{2n} t = E_{2n} \sigma_2 t \quad (10)$$

将式(10)代入式(9)得

$$\epsilon_1 \epsilon_0 E_{1n} - \epsilon_2 \epsilon_0 E_{2n} = 4\pi E_{2n} \sigma_2 t$$

整理后得

$$E_{1n} = (4\pi \sigma_2 t / \epsilon_1 \epsilon_0 - \epsilon_2 / \epsilon_1) E_{2n} \quad (11)$$

其中, ϵ_1 和 ϵ_2 分别为介质 1 和介质 2 的相对介电常数, 括号中第一项为面电荷积累的贡献, 第二项为电场在界面传播时的耦合系数.

从式(11)中可以看出, 地下电场穿过地空界面时将获得相当大的放大作用. 故地震前产生的很微弱的电场变化, 可在低空大气中以较大的幅度显示出来. 在 6.5 级以上地震前, 甚至能达到击穿空气而发光的程度, 再加上垂直向地电场干扰少、相对水平分量衰减慢、极低频电磁信息穿透能力强等特点, 使我们很容易在低空静电场垂直分量的观测中捕捉到地震前的极低频电磁异常信息.

3 震前极低频电磁异常的频谱特征

震前准静电场异常具有持续时间长、幅度大及负异常的明显特点(郝建国, 1988), 该形态在天电研究的文献中尚无记载(孙景群, 1987), 在我们长达十几年的连续观测研究中, 仅发现含有砂砾的大风及下雪和大雾天气才会出现类似记录, 但是它们仅占观测时间的百分之几, 且很容易用气象记录的资料进行对比分析加以排除. 除此以外, 还可以通过对频率域的分析和研究来区分干扰并找出异常的特征量.

资料分析是基于频率域基础上进行的. 能够得到观测资料好的频率估计, 对于确定

极低频电场异常的特征量显然是重要的. 通常使用的谱分析方法总是给资料加某种限制, 因而使分辨率受到影响、谱峰出现畸变. 本研究中使用 Masters 和 Gilbert 教授在地球自由振荡研究中使用的低频地震资料处理软件包中有关的频谱分析处理程序. 该软件采用“autoregressive(AR)”技术并选用了具有较小瓣值的窗函数(hanning window), 因而大大提高了频率结构的分辨率, 减少了边瓣和漏能, 主频确定也更准确.

外空干扰曲线的频谱特征明显区别于异常曲线的频谱特征, 它们一般表现为谱曲线较为平滑, 且在某些频段上比较集中和突

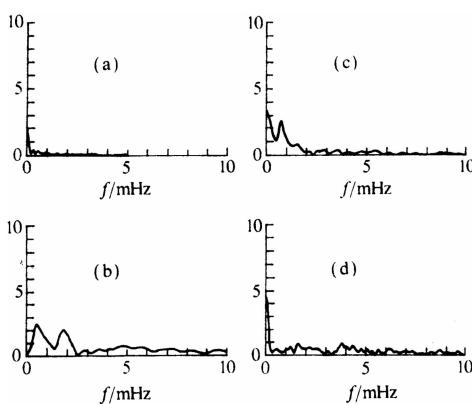


图 3 干扰波形的频谱. (a) 正常场;
(b) 雷雨; (c) 下雪; (d) 大风砂

出, 如图 3 所示。

震前极低频电场异常不仅在时间域内具有稳定的形态和明显的特征(郝建国等, 1988; 1990; 1993), 而且在频率域的特征也非常明显和突出。为研究震前极低频电场的频率域特征, 我们选用 1985—1989 年发生在白家疃测点不同方向、不同距离、大小不等的 6 个地震作为研究对象, 其参数列于表 1, 其分布如图 4 所示。

表 1 白家疃测点周围 1985—1989 年发生的地震参数表

序号	发震时间 年-月-日	震中位置			震级 M_L	震中距/km
		φ_N	λ_E	地点		
01	1985-11-21	40°05'	115°50'	幽州东	4.7	30
02	1985-10-17	39°19'	114°38'	涞源附近	4.5	150
03	1987-06-02	38°47'	116°04'	任丘	4.5	140
04	1989-03-02	39°44'	117°25'	下仓	4.3	110
05	1989-05-07	40°16'	115°43'	幽州东北	4.1	47
06	1989-10-18	39°59'	113°40'	大同县东	$M_S: 6.0$	210

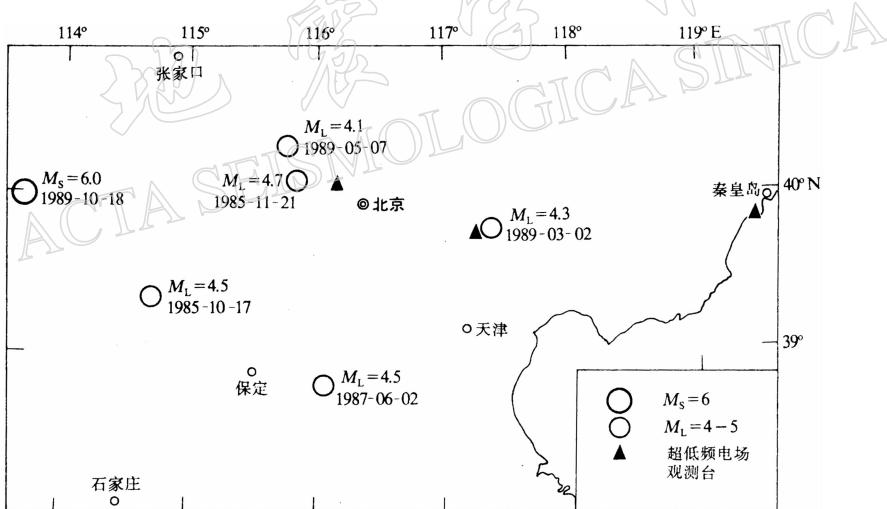


图 4 白家疃测点周围 210 km 范围内 1985—1989 年
发生的 6 个地震震中分布图

图 5 给出了震中距不同的数个中等强度地震前白家疃地震台记录到的大气电场负异常曲线及频谱曲线, 同时给出了任丘 $M_L 4.5$ 地震前宝坻台($\Delta=130$ km)同时记录到的大气电场负异常曲线及其频谱曲线。图 5a, b, c 分别显示出震中距不同的台站所记录到的异常曲线及其频谱曲线。图 5a 表示出 1989 年 5 月 7 日幽州东北 $M_L 4.1$ 和 1989 年 3 月 2 日下仓 $M_L 4.3$ 地震前, 震中距分别为 47 km 和 110 km 的白家疃台记录到的负异常曲线(左)及其频谱曲线(右)。图 5b 表示出 1987 年 6 月 2 日任丘 $M_L 4.5$ 和 1985 年 10 月 17 日涞源 $M_L 4.5$ 地震前, 震中距分别为 130, 140 km 和 150 km 的宝坻台和白家疃台记录到的负异常曲线(左)及其频谱曲线(右)。图 5c 表示出 1989 年 10 月 18 日大同 $M_S 6.0$ 地

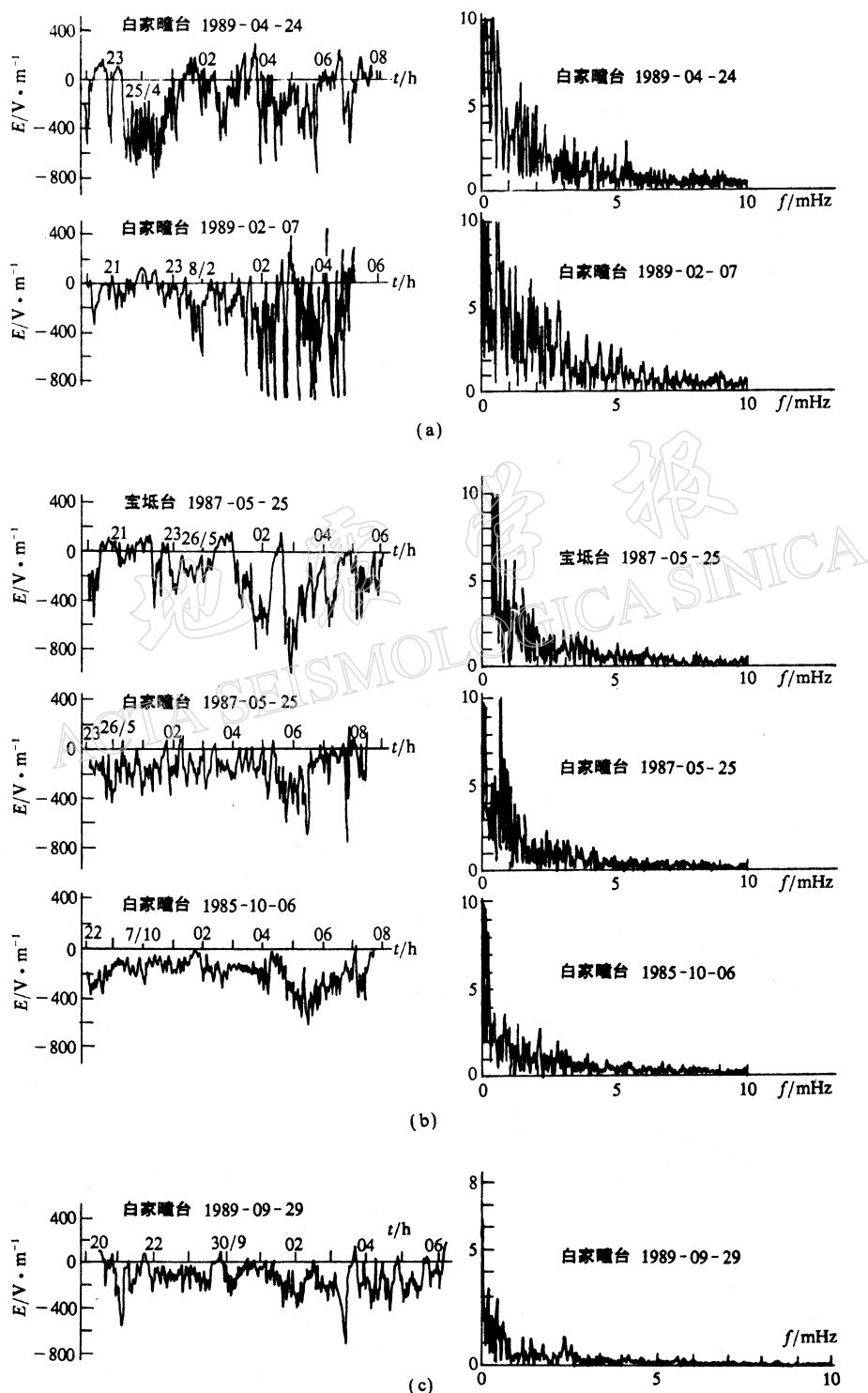


图 5 震前极低频电场异常及其频谱曲线

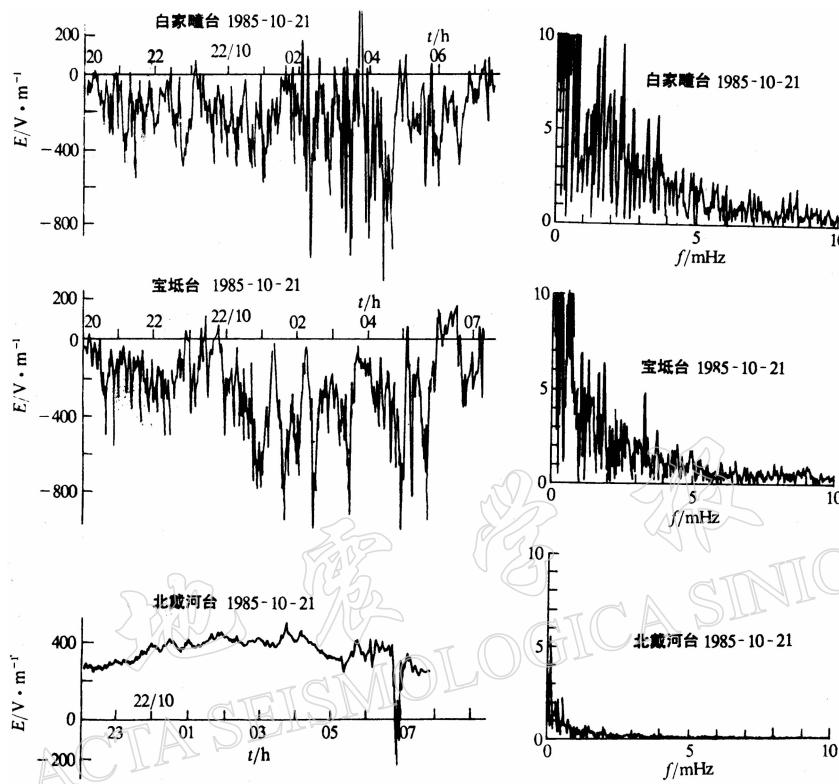


图 6 1985 年 11 月 21 日幽州东 $M_L 4.7$ 地震前, 震中距不同的白家疃台 ($\Delta = 38 \text{ km}$)、宝坻台 ($\Delta = 130 \text{ km}$) 和北戴河台 ($\Delta = 320 \text{ km}$) 于 10 月 21 日晚至 22 日晨同时记录到的大气电场异常曲线(左)及其频谱特征曲线(右)

震前, 震中距为 210 km 的白家疃台记录到的负异常曲线(左)及其频谱曲线(右).

图 6 给出了 1985 年 11 月 21 日幽州东 $M_L 4.7$ 地震前, 白家疃台 ($\Delta = 38 \text{ km}$)、宝坻台 ($\Delta = 130 \text{ km}$) 和北戴河台 ($\Delta = 320 \text{ km}$), 于 10 月 21 日晚到 22 日晨同时记录到的大气电场负异常曲线及其频谱曲线.

对图 5 和图 6 的分析可以看出:

(1) 近场地震发生前, 在 0—10 mHz 的极低频段上, 都能记录到明显的电场负异常信息, 且在数分钟至数十分钟 (0—5 mHz) 的超长周期部分更为明显和突出.

(2) 震前极低频电场异常大都出现在孕震区及其边缘地区范围内, 故它们的空间分布范围存在明显的关系, 震级愈大异常区的范围也愈大, 且震中附近异常及频谱幅度都显得更大一些, 异常区半径 $r(\text{km})$ 与震级 M 的关系满足下式:

$$r = 10^{0.43M} \pm 10 M \quad (12)$$

(3) 异常信息一般出现在震前数日至数十日, 这与扩溶渗滤过程后的硬化过程时间长短有关.

(4) 扩溶渗滤过程中产生的极低频异常电场幅度与震级大小无明显相关.

4 结束语

可靠地震前兆信息研究对于攻克地震预报难关具有十分重要的意义,但可靠前兆信息的获得是非常困难的,必须在长期的观测研究中识别、提取和反复验证才能初步确认。在震前极低频电场-大气静电场的观测研究中,经过近 20 年的努力,我们获得并初步验证了如下的规律性认识(郝建国等, 1988; 1990; 1993):

(1) 每次较大的近场地震发生前,均能记录到长达十余小时较大幅度的明显的大气静电场负异常信息。

(2) 当记录不到任何明显的大气静电场负异常时,近场近期也不会有较大地震发生的可能。

(3) 当在较大范围内同时记录到明显的电场负异常时,将有两种情况可能发生:近场近期可能会有较大地震发生;或该区域内的小震活动将较为频繁,但单台记录到的大气电场异常仅与测点附近的小震活动有关。

地震的孕育和发生是一个极其复杂的地球物理过程。由于其发生在地球内部,更增加了地震预报研究的难度。本研究通过较长时间的连续观测研究,从观测和物理两个方面论述了震前极低频电磁异常与孕震区岩石微破裂过程的关系,并导出了地空界面的电场耦合公式,指出了数分钟至数十分钟的准静场负异常信息,在地震短临前兆信息研究中具有明显的优势和特点,为进一步开展该领域的研究提供了借鉴。

本研究使用了 G. Masters 和 F. Gilbert 教授提供的频谱分析软件,并得到了秦馨菱教授的指导和帮助,在此表示感谢。

参 考 文 献

- 张德齐、王盛飞、张念孝, 1987. 临震电磁波前兆的观测研究. 地震学报, **9**, 434—442.
- 郝建国, 1988. 近地表大气电场异常与地震. 地震学报, **10**, 206—212.
- 郝建国、柳松, 1990. 大气电场观测研究在近场地震短临预报中的应用. 中国地震, **6**, 3, 87—91.
- 郝建国、潘怀文、李德瑞, 1993. 震前大气电场异常的区域性特征. 地震, **6**: 48—54.
- 祁贵仲, 1978. “膨胀”磁效应. 地球物理学报, **21**, 18—33.
- 孙景群(编著), 1987. 大气电学基础, 316pp. 气象出版社, 北京.
- 水谷仁, 1978. 地震に伴う電磁気現象. 浅田敏主編, 地震予知の方法, 168—188. 东京大学出版会, 东京.
- 藤绳幸雄、高桥耕三、熊谷貞治, 1990. 地震直前先行現象としての極低周地中電界変動地震, **43**, 2, 287—290.
- Brace, W. F., 1978. Volume changes during fracture and frictional sliding: A Review. *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 603—612.
- Varotsos, P. and Alexopoulos, K., 1984. Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes. *Tectonophysics*, **110**, 73—125.
- Fraser-Smith, A. C., Bernardi, A., McGill, P. R., Ladd, M. E., Helliwell, R. A. and Vilard, O. G., 1990. Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the M_s 7.1 Loma Prieta earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1465—1468.