

问题讨论

菏泽 5.9 级地震前后菏泽台转换 函数随时间变化的研究

——兼与王铸同志商榷

龚绍京 杨桂君 田山 于彬

(中国天津 300201 天津市地震局)

摘 要

本文利用两种资料处理方法,分别算出帕金森矢量系数 a, b 及转换函数的同相部份 A_r , B_r 和正交相部份 A_i , B_i . 两种处理方法是相近的. 上述六种参量都很小,表明菏泽地区的电性结构相当均匀. 两种结果似乎都出现了异常变化,在菏泽地震前后上述参量的数值减小.

关键词 地磁短周期变化;帕金森矢量;转换函数;电性结构;电导率异常

一、引 言

地磁短周期变化的转换函数与地下电性结构及地震关系的研究,近年来已引起我国地磁界的极大重视. 由转换函数值算出的帕金森矢量,其数值的大小反映地下电性结构横向不均匀的程度,其方向指向导电率高的一方. 国内外已有不少应用转换函数研究地下电性结构的成果,除发现了海岸效应等现象,还在陆地上发现了一些电导率异常区. 每一地点的转换函数的大小和符号,在一段时间内有大体上一定的取值,并反映了该地区电性结构的特征.

借用研究地下电性结构的各种参量,来探索孕震过程中是否伴随有地下电性的变化,是当前震磁关系研究工作中的重要课题. 地震前后转换函数时间变化的形态及是否有与地震有关的异常变化,关系到是否能用地磁转换函数来捕捉地震异常并最终应用于地震预报.

1983年11月7日菏泽5.9级地震发生在鲁西南聊一考断裂带与菏泽断层交汇处附近. 震中以东约15km有菏泽地磁台. 该台从1982年起有磁变仪资料. 同时期内还有核旋分量仪资料. 据报道,该台的绝对观测值未发现与地震有关的明显异常^[1]. 这一结论对地震是否有地磁方面的前兆再度提出了怀疑. 为了探索以磁报震的前景,我们于1986

和 1988 年两次赴菏泽,对菏泽台的地磁短周期变化进行了研究。

二、转换函数

帕金森 (Parkinson,)^[2] 根据地磁变化优势面存在的事实,提出了帕金森矢量的概念。由此概念可导出如下的经验关系:

$$\Delta Z = a\Delta H + b\Delta D \quad (1)$$

$\Delta Z, \Delta H, \Delta D$ 是地球变化磁场的三个分量在两个时刻之间的变化幅度。 a, b 称为帕金森矢量系数。 $\alpha = \tan^{-1}a/b$, $I = \tan^{-1}\sqrt{a^2 + b^2}$, $L = \sin I$ 。其中, L 代表帕金森矢量的长度。 α 是方位角,该方向的反方向是帕金森矢量的方向。它指向导电率高的一方,或垂直于地下导体界面的走向。

本世纪六十年代,在地磁短周期变化的研究中,引入了转换函数的概念。只要是线性系统,就可以用转换函数(或称传递函数)来描述系统在复频率域内的动态特性。经过一些简化假设处理,导出了如下关系:

$$z = (A_r + iA_i)h + (B_r + iB_i)d \quad (2)$$

这里, z, h, d 是时间的函数。 A_r, A_i, B_r, B_i 是频率的函数,称为垂直场转换函数,有时简称转换函数。下标 r 代表转换函数的同相部份(实部),下标 i 代表转换函数的正交部分(虚部)。这样的转换函数需用谱分析并应用复数的最小二乘法求出。

如果在用量图方法求 a, b 时注意了三个分量之间的相位关系,尽量选取相位相同或相差 180° 的地磁短周期事件,或者三个分量之间的相位差可忽略的事件;尽量使 $\Delta Z, \Delta H, \Delta D$ 的起、止时刻与事件的极值时间吻合,那么,由(1)式求出的 a, b 就会接近于 A_r, B_r 。因此,有时也会把这样求出的 a, b 称为转换函数。

对转换函数的实部 (A_r, B_r) 和虚部 (A_i, B_i),可以借用帕金森矢量的概念,分别算出实帕金森矢量和虚帕金森矢量。实矢量在沿海地区有很明显的海岸效应,其规律与由 a, b 求出的帕金森矢量相同。尚未发现虚矢量有很明显的规律。

对每个事件的 z, h, d 时间序列进行离散傅立叶变换,得到三个分量的振幅谱 $|F(\omega)|$ 、相位谱 $\phi(\omega)$ 、余谱 $a(\omega)$ 和求积谱 $b(\omega)$,它们之间遵从下面的关系:

$$\begin{cases} F(\omega) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n f(t_j) e^{-i\omega t_j} \\ F(\omega) = a(\omega) + ib(\omega) = |F(\omega)| e^{i\phi(\omega)} \\ |F(\omega)| = [a^2(\omega) + b^2(\omega)]^{1/2} \\ \phi(\omega) = \tan^{-1}[b(\omega)/a(\omega)] + 2k\pi \quad k = 0, \pm 1, \pm 2 \dots \end{cases} \quad (3)$$

A_r, A_i, B_r, B_i 是周期的函数。对地磁场的三个分量,可以利用一系列事件的富氏谱的相同周期成份,求出各种给定周期的转换函数。

用复数的最小二乘法可推导出求 A_r, A_i, B_r, B_i 的公式。令: $A = A_r + iA_i$, $B = B_r + iB_i$ 。用 Z, H, D 分别表示 z, h, d 时间序列经离散富氏变换后某给定周期的谱成分。它们是复数。残差平方和为:

$$Q = \sum_{k=1}^m e_k \bar{e}_k$$

$$= \sum_{k=1}^m (Z_k - AH_k - BD_k)(\bar{Z}_k - \bar{A}\bar{H}_k - \bar{B}\bar{D}_k)$$

这里, k 是事件的序号, m 是总的事件数.

令 $P = \sum H_k \bar{Z}_k$, $G = \sum D_k \bar{Z}_k$, $N = \sum H_k \bar{H}_k$, $X = \sum H_k \bar{D}_k$, $W = \sum D_k \bar{D}_k$.

则 $Q = \sum Z_k \bar{Z}_k - (\bar{A}\bar{P} + AP) - (\bar{B}\bar{G} + BG) + A\bar{A}N + B\bar{B}W$
 $+ A\bar{B}X + B\bar{A}X$

为使残差平方和达到最小,需对 A, B 的实部和虚部分别求偏微商:

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial A_r} = -(P + \bar{P}) + 2A_r N + \bar{B}X + B\bar{X} \\ \frac{\partial Q}{\partial A_i} = -i(P - \bar{P}) + 2A_i N + i\bar{B}X - iB\bar{X} \end{cases} \quad (4)$$

令偏微商等于零,

则 $A_r = (P + \bar{P} - \bar{B}X - B\bar{X})/2N$
 $A_i = i(P - \bar{P} - \bar{B}X + B\bar{X})/2N$
 $\bar{P} - AN - B\bar{X} = 0$ (5)

同理可得

$$\bar{G} - A\bar{X} - BW = 0 \quad (6)$$

由(5)式和(6)式联立求解,得

$$\begin{cases} A = (\bar{P}W - \bar{G}\bar{X})/(NW - X\bar{X}) \\ B = (\bar{G}N - \bar{P}X)/(NW - X\bar{X}) \end{cases} \quad (7)$$

Sano^[3] 在“柿岗台转换函数的时间变化与地震发生的关系”一文中引用的公式,与这里的公式差一个负号(对他的公式,应将分子中的两项互调位置).但 Sano 在文章中给出的转换函数值(包括符号)与 Parkinson^[2], Yanagihara^[4], Shiraki^[5] 等人用不同方法求出的结果大致吻合. 柿岗台的 A_r (或 a) 大约为 0.7, B_r (或 b) 大约为 0.1. 因而不能因此认为他的结论是错误的.

三、资料处理

菏泽台位于菏泽县城关西,紧靠护城河. 台站、震中位置以及简单的地质构造示于图

1.

菏泽台使用的磁变仪为 72 型. 地震之前资料质量较好. 仪器的标度值一般比较稳定,除 1983 年 11 月—1984 年 1 月和 1985 年 1—3 月 Z 变仪标度值变化较大外,其它分量和其余时间的标度值变化不大,采用标度值的选取误差小于 2%. 但是,由于地震之后重新调试仪器,磁照图上的光点不如以前清晰. 尤其 Z 的动线,有时光点很粗,有时光点过淡. 且标度值 S_z 变大,1985 年以后超过 4.0 nT/mm. 使选取事件遇到不少困难.

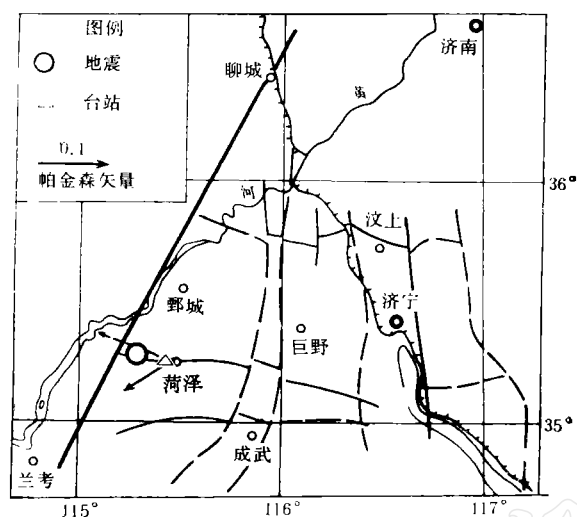


图1 震中和台站的位置以及简单的地质构造和帕金森矢量

本文用量图的方法求出 a, b , 又用对模拟曲线采样、谱分析的方法求出 A_r, A_i, B_r, B_i . 量图的方法选取的事件的前沿时间为 2—10min, 相当于主周期为 4—20min. 根据事件的多寡, 每 2—4 个月求一组 a, b .

量图和数值化的误差大小会影响求出的转换函数的稳定性. 采用刻度放大镜读数, 可以估读到 0.05mm. 用 1982 年的量图资料统计出不同人量图读数值的差, 平均为 0.03mm. 我们用的数字化仪的读数分辨率为 0.025mm, 但实际采样时, 由于用手操作, 数值化的误差不可能这么小. 为估计数值化的误差, 对 6 条直线采样, 又对 5 条较清晰的曲线两次采样, 分别统计出它们的均方差及分布直方图, 见图 2a 和图 2b. 由图 2 看出: 直线的采样数据的分布及对同一曲线两次采样的差值的分布, 是正态分布. 图 2b 中有一些差值超过 1.0mm, 这可能是由于曲线在一些地方变化较激烈, 因而有一些点两次采样的差别较大. 它们的平均均方差分别是 0.12mm, 0.17mm (对 Z, D) 和 0.47mm (对

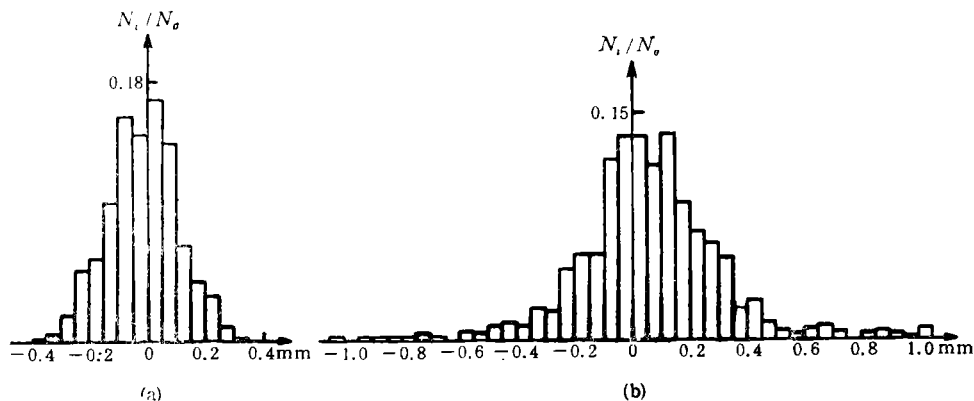


图2 直线采样误差的分布(a)和对同一曲线两次采样差值的分布 (b)

H)。图 2 说明采样的误差比量图的误差大。当光点太淡或太粗时,数字化的误差就更大了,例如 1986—1987 年的情形。

由于上述种种原因,我们只能挑出少数事件进行谱分析。事件挑选的原则是:(1)Z 分量的变化比较明显。(2)在我们想要的周期范围内的频率成份比较丰富。(3)不要叠加有各种干扰的事件。

四、结 果

a, b 的时间变化示于图 3, 图中的误差棒的长度为两倍标准差。可以看出:“ a ”在地

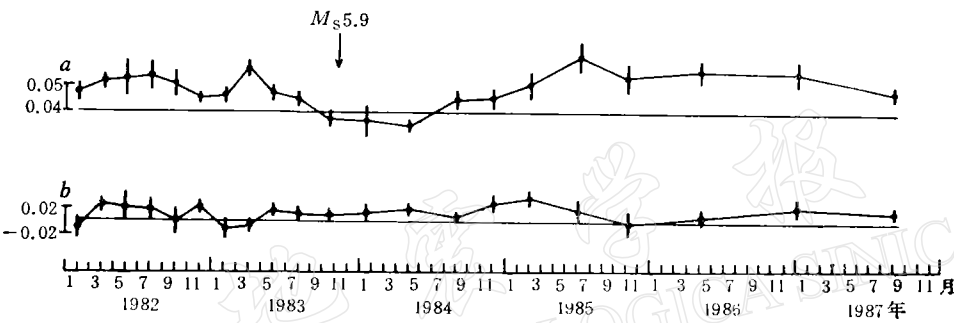


图 3 a, b 的时间变化

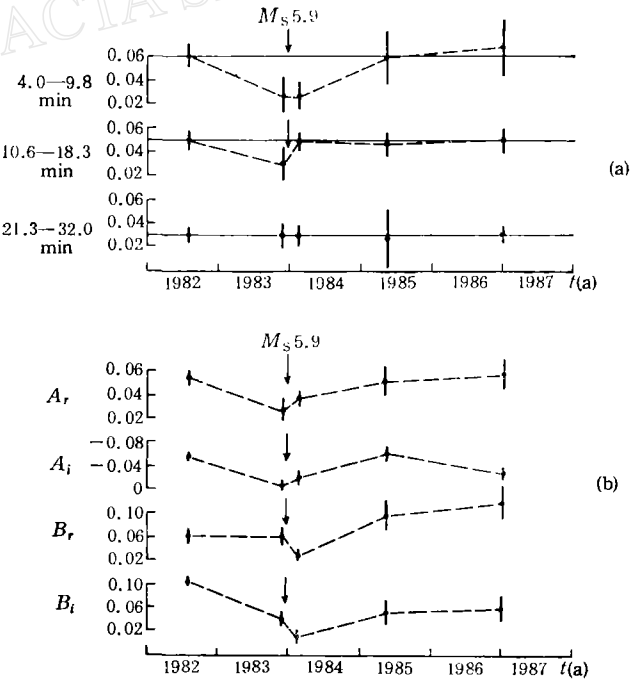


图 4 (a) 不同周期段 A_r 的时间变化;
(b) A_r, A_i, B_r, B_i 的时间变化(周期为 4.0—18.3min)

震前后有明显的、可能与地震有关的异常变化.1982 年 a 的平均值为 0.05,1983 年 9 月—1984 年 5 月, a 约为 0.035. 变化的幅度达 0.015, 相对变化幅度达 30%. a 的标准差一般为 0.003—0.006, σ_a/a 一般为 7%—12%. 异常变化的幅度已经超过了两倍标准差. “ b ”似乎没有明显的异常变化.

A_r, A_i, B_r, B_i 的时间变化见图 4a 和图 4b. 图 4a 是几种周期的 A_r 的时间变化, 可以看出: 4.0—9.8min 周期的 A_r 值的异常变化幅度可能最大; 21.3—32.0min 周期的 A_r 值看来基本上没有变化. 图中的横直线是 1982 年的取值. 为与量图所选的周期对应, 图 4b 画出了周期为 4.0—18.3min 的 A_r, A_i, B_r, B_i 的时间变化.

用 1982 年菏泽 4.0—18.3min 的 A_r, B_r, A_i, B_i 算出的实帕金森矢量和虚帕金森矢量示于图 1. 实矢量指向南西、虚矢量大体垂直于聊-考断裂带. 两种矢量的长度都小于 0.1.

五、讨论和结论

1. 由图 3 和图 4 看出, 我们得到的结果与王铨^[1]的结果截然不同. 按他的结果, 菏泽台的 A_r 在 0.2—0.8 之间变化, B_r 值大部份在 0.6—1.1 之间. 这样大的 A_r, B_r 值说明地下的电性结构极不均匀, 菏泽附近可能有一个比昌黎附近还大的电导率异常区. 而本文的结果, A_r 大约在 0.03—0.06 之间, B_r 在 0.03—0.12 之间. 由本文的结果可得出菏泽地区地下电性相当均匀, 不可能存在电导率异常区的结论.

在对国内外已发表的成果进行研究之后, 我们粗略地总结出如下的几点: 1) 靠海岸的台站, 由于海岸效应, A_r, B_r (或其中之一, 或 a, b . 下同) 值较大, 大约为 0.3—0.8, 一般靠近大洋的台站的 A_r, B_r 值要大些, 而靠海的小些. 2) 在近海地区, A_r, B_r 值大约为 0.2—0.3. 浅海的影响不如深海, 帕金森矢量往往并不指向近旁的浅海, 而是指向最近的深海. 如澳大利亚的 Darwin 和爪哇鸟上的 Kuyper (Parkinson, 1962). 3) 在大陆坡, A_r, B_r (或其中之一) 可达 2.0 左右^[1]. 4) 在内陆, 它们的取值为 0.05—0.3. 在内陆发现了一些电导率异常区, 如有名的莱茵地堑. 这里的帕金森矢量都指向地堑, 且近处的矢量比远处大, 变化范围在 0.1—0.3 之间. 国内现在都承认昌黎附近可能有一电导率异常区. 昌黎的 a 约为 0.25, b 约为 0.03, 优势面的倾角约为 15° ^[6]. 如果王铨同志的结果是正确的, 则菏泽的实帕金森矢量指向西南, 地磁变化优势面的倾角的变化范围为 32.3° — 53.7° . 由此推测, 在菏泽西南有一罕见的内陆高电导率区, 或高层隆起区. 高电导率区常常是地震波的低速区. A, B (或 a, b) 值的大小有着深刻的构造方面的含义, 对它的取值必须认真对待. 我们认为: 在距海 360km 以上的菏泽地区, 出现这样大的 A_r, B_r 是不大可能的. 从磁照图上看, 相对于 H 分量而言, Z 分量的短周期变化很小, 因而不应该得出这么大的 A, B 值(见图 5). 图 5 中三个分量的标度值分别是:

$$S_H = 3.25 \text{ nT/mm} \quad S_Z = 3.22 \text{ nT/mm} \quad S_D = 4.64 \text{ nT/mm}$$

2. 本文中 a, b 和 A_r, A_i, B_r, B_i 随时间变化的形态与王铨的结果不同. 在本文中, 异常表现为数值减小; 而他的结果却是数值增大, 而且变化的范围很大. 由于 A_r, B_r 的数值反映地下的电性结构, 我们不禁要问: 一个 5.9 级地震能否引起电性结构产生如此

1) 龚绍京、赵根模、田山、于彬、范广伟, 1987. 地磁短周期变化研究译文集. 国外地震科技情报.

大的变化?

3. 也许, 该文作者在计算时没有将偏角 D 的单位由“分”换算成“nT”。我们实际计算了一下, 结果列于表 1。可以看出, D 的单位未换算, 会造成 b 和 B_r, B_i 值变大, 但对 a 和 A_r, A_i 没有影响。这说明, 还有其它计算或资料处理方面的原因造成了该文中取值的错误。因不了解作者的处理过程, 不便进一步分析。

4. 本文中的两种结果相比较, a 与 A_r 的大小和变化形态大体上是一致的, 差别没有超过误差的范围。从图 3 和图 4 看, 1982 年的 A_r 为 0.054, a 为 0.050。1983 年 9 月—1984 年 5 月 a 的平均值大约为 0.035, 同期内的两个 A_r 值分别为 0.028, 0.038。 A_r 的误差一般为 0.007—0.014, 相对误差达 15—35%, 是 a 的误差的 2—3 倍。

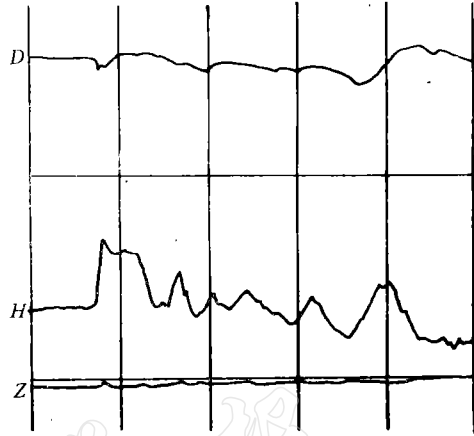


图 5 菏泽台的地磁短周期变化

表 1 D 的单位未换算成 nT 造成的影响

单位	a	b	A_r	A_i	B_r	B_i
nT	0.052 ± 0.004	0.024 ± 0.011	0.058 ± 0.014	-0.018 ± 0.01	0.060 ± 0.019	0.091 ± 0.012
分	0.052 ± 0.004	0.227 ± 0.102	0.058 ± 0.014	-0.018 ± 0.01	0.559 ± 0.172	0.841 ± 0.116

从图 3、图 4 看, B_r 的数值(0.03—0.12)比 b (0—0.03) 略大, B_r 似乎有与地震相关的变化, b 却没有。这两个现象可能与量图及事件选取等方面的一些因素有关。对菏泽的情形, ΔZ 与 ΔH 的变化常是同步的, 而 ΔD 与 ΔH 不同步的情形较多。为了选取足够的事件, 并尽可能详细地反映出 a, b 的时间变化, 只好选一些三个分量不同步的事件。量图时, 有时我们忽略了它们之间的相位差, 有时又按帕金森的原则量取, 加上量图误差, 这几种因素造成了观测数据的误差。按回归分析的原理, 由于存在观测误差, 会使由实际资料计算得到的 b^* 的绝对值比真正的 b 的绝对值要小。

$$b^* = b[\Sigma(x - \bar{x})^2] / [\Sigma(x - \bar{x})^2 + \Sigma d^2] \tag{8}$$

这里, d 是 x 的测量误差; x 是自变量, 在本文中对对应 $\Delta D / \Delta H$ 。公式(8)表明: $(x - \bar{x})^2$ 愈大, 即 $\Delta D / \Delta H$ 愈分散, 误差 d 对 b^* 的影响愈小。同时, 由于求 a, b 时每组的事件数 m 有限, 一般仅 20—30 个, 且 $\Delta D / \Delta H$ 的取值往往不够分散。 m 愈大且 $\Delta D / \Delta H$ 愈分散, b 值的波动性愈小, 取值也较可靠^[7]。可能是这许多因素造成了量图方法求出的 b 值偏小, 且未能显示出明显的、与地震相关的异常变化。

两种方法的对比说明: 它们各有优、缺点。用量图方法求 a, b , a 的误差较小; 但 b 的取值往往偏小, 可靠性稍差。谱分析方法反映相位关系较好, B 较为可靠, 但误差较大。有些地方没有数字化仪, 因此采用量图的办法可能是一条切实可行而又较经济的途

径。

作者感谢香港大学陈伯舫博士和北京大学蒋邦本副教授曾给予的帮助。

参 考 文 献

- [1] 王镒, 1988. 与 1983 年 11 月 7 日菏泽 5.9 级地震可能有关的菏泽台地磁转换函数异常变化. 地震学报, **10**, 49—57.
- [2] Parkinson, W. D., 1962. The Influence of continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophys. J.*, **6**, 441—449.
- [3] Sano, Y., 1980. Time changes of transfer Functions at Kakioka related to earthquake occurrences (1). *Geophys. Mag.*, **39**, 93—116.
- [4] Yanagihara, K., 1972. Secular variation of the electrical conductivity anomaly in the central part of Japan. *Memo. Kakioka Mag. obs.*, **15**, 1—11.
- [5] Shiraki, M., 1980. Monitoring of the time change in transfer functions in the central Japan conductivity anomaly. *J. Geomag. Geoelectr.*, **32**, 637—648.
- [6] Gong, S. J., 1985. Anomalous changes in transfer functions and the 1976 Tangshan earthquake ($M = 7.8$). *J. Geomag. Geoelectr.*, **37**, 49—57.
- [7] 中国科学院数学研究所数理统计组, 1974. 回归分析方法, 33—36. 科学出版社, 北京.

A RESEARCH ON THE TIME CHANGES OF TRANSFER FUNCTIONS AT HEZE OBSERVATORY BEFORE AND AFTER THE HEZE EARTHQUAKE OF MAGNITUDE 5.9 —A DISCUSSION WITH WANG QI

GONG SHAOJING, YANG GUIJUN, TIAN SHAN AND YU BIN

(Tianjin Seismological Bureau, Tianjin 300201, China)

Abstract

In this paper, the coefficients Parkinson vector a , b and the in-phase part A_r , B_r and quadrature-phase part A_i , B_i of transfer functions are calculated by using two kinds of data processing methods, respectively. The results of both methods are close to each other. All the six parameters mentioned above are low in value, showing that the electric structure in the Heze area is rather uniform. It seems that anomalous changes appear in both results, and the values of parameters decrease before and after the Heze earthquake.