第 23 卷　第 3 期　　地　震　学　报　　Vol. 23, No. 3
2001 年 5 月　(280～288)　　ACTA SEISMOLOGICA SINICA　　May, 2001

文章编号： 0253-3782(2001)03-0280-09

地磁水平场转换函数的短期前兆*

龚绍京　田真丽　戚成柱　何淑敏
阎晓梅　陈化然　栗连第

（中国天津 300201 天津市地震局）

摘要　利用昌黎、白家疃 1972～1997 年的磁变仪资料，计算了水平场台际转换函数和单台垂直场转换函数. 通过对转换函数变化全过程的分析，注意到仅仅水平场转换函数在唐山地震之前有明显的短期前兆. 这给地震预报提供了一个新的可能捕捉到短期前兆的手段.

关键词　水平场转换函数　垂直场转换函数　地震短期前兆

中图分类号： P318.2^{+}1　　**文献标识码：** A

引言

利用地磁短周期变化参量研究地震伴随的深部电导率变化，已有约 30 年历史. 最初日本人用量图方法，应用经验公式计算实转换函数或帕金森矢量系数 a 和 b. 其震例有 1923 年关东 7.9 级大震(Yanagihara, 1972)、1966 年塔什干 5.5 级地震(Miyakoshi, 1975)和 1972 年阿拉斯加的锡特卡 7.2 级地震(Rikitake, 1979)等. 我们在 20 世纪 80 年代也开展了这方面的研究，在国内首次发现唐山 7.8 级地震可能伴随有深部电导率变化(龚绍京，1983；Gong, 1985)；以后，又应用帕金森矢量系数 a，b 对河源 6.3 级地震(龚绍京，1987)、松潘 7.2. 级震群(龚绍京等，1989)、菏泽 5.9 级地震(龚绍京等，1991)进行了研究. 除广州台在河源地震前无明显异常外，其余地震在震前都有明显异常.

Beamish(1982)发表了用水平场台际转换函数对英国卡莱尔(Carlisle)5 级地震的研究结果，用的是光泵磁力仪资料. 其水平场转换函数的异常十分明显. 我们尝试用磁变仪资料研究水平场台际转换函数. 在对唐山地震(龚绍京等，1997)和台湾花莲地震(龚绍京等，1991)的研究中，注意到某些水平场转换函数的变化比垂直场转换函数明显. 1997 年的文章只做了 1972～1984 年的资料，每年求 1～2 组转换函数，因而难以察觉短临前兆. 为了查明有无短期前兆并验证其可靠性，特进行本研究工作.

* 地震科学联合基金重点课题《地震短临前兆可靠性及物理判据研究》的子课题资助项目.
2000-05-20 收到初稿，2001-04-19 收到最后修改稿并决定采用.

http://www.dizhenxb.org.cn

1　转换函数值的估算

1.1　转换函数表达式

转换函数表达输出与输入之间的关系，反映线性系统固有的特性．在地磁学中，它反映地下电性结构的特性，主要指电性结构的横向不均匀性．当施感场在所考虑的区域内均匀且垂直入射时，经过简化处理，有如下表达式：

$$\boldsymbol{Z}(\omega) = \boldsymbol{A}(\omega)\boldsymbol{H}(\omega) + \boldsymbol{B}(\omega)\boldsymbol{D}(\omega) + \varepsilon_z(\omega) \tag{1}$$

$$\begin{cases} \boldsymbol{H}_{\mathrm{a}}(\omega) = \boldsymbol{C}(\omega)\boldsymbol{H}_{\mathrm{n}}(\omega) + \boldsymbol{G}(\omega)\boldsymbol{D}_{\mathrm{n}}(\omega) + \varepsilon_h(\omega) \\ \boldsymbol{D}_{\mathrm{a}}(\omega) = \boldsymbol{E}(\omega)\boldsymbol{H}_{\mathrm{n}}(\omega) + \boldsymbol{F}(\omega)\boldsymbol{D}_{\mathrm{n}}(\omega) + \varepsilon_d(\omega) \end{cases} \tag{2}$$

式(1)和(2)中的所有参量都是复数，而且是频率 ω 的函数．式(1)是单台垂直场转换函数的表达式，$\boldsymbol{Z}(\omega)$，$\boldsymbol{H}(\omega)$，$\boldsymbol{D}(\omega)$是某个台地磁三分量(Z，H，D)经富立叶变换后在频率域内的取值．这里 D 需经过换算，$D(\mathrm{nT}) = D' \times H_0/3438$．$H_0$ 是 H 分量绝对值的年均值．式(2)中，下标 a 代表异常场，下标 n 代表正常场．以参考台的磁场代表正常场．参考台必须离地震异常区一定距离，但与异常区的台站又必须是同一个源场(施感场)，以满足源场准均匀的假设．以异常区台站磁场与参考台磁场的差代表异常场．

复转换函数用实部和虚部表达，例如 $\boldsymbol{A}(\omega) = A_{\mathrm{u}}(\omega) + \mathrm{i}A_{\mathrm{v}}(\omega)$．$\boldsymbol{A}$，$\boldsymbol{B}$ 是单台垂直场转换函数，$\boldsymbol{C}$，$\boldsymbol{G}$，$\boldsymbol{E}$，$\boldsymbol{F}$ 是水平场台际转换函数．ε_z，ε_h，ε_d 是残差．转换函数是一种无量纲的量．

1.2　转换函数的估算方法

应用复数最小二乘法计算转换函数的估计值，其计算公式见龚绍京等(1991)．用拉格朗日(Lagrange)乘数方法和单位矢量方法推导出转换函数实部和虚部的误差估计公式．转换函数估计值的误差表征估算转换函数的 12～20 个事件的数据离散程度．

为了减小个别事件对估计值的影响，以前曾采用加权最小二乘法．本研究在复数最小二乘法中引进稳健(robust)统计方法．其原因是磁变仪的时间服务不够精确，采样数据的时间误差给异常场带来虚假的频率成分，从而形成估算转换函数的坏数据．我们在实际计算中发现，少数坏数据会对估计值造成相当大的影响，而且稳健统计方法较简单加权法先进．稳健统计方法可以自动识别坏数据并压低坏数据的权重，通过反复迭代使估计值趋于稳定(Egbert，Booker，1986)．

稳健统计方法是 80 年代发展起来的一种统计方法，它的中心思想是选择某种统计量，使理想假设不受某些偏离(departure)数据的影响，并引出了“极端点”(outlier points)的概念．稳健统计方法现已发展出一系列理论，并有一些不同的稳健统计量，如 L-估计、R-估计．本研究应用了 M-估计，M-估计主要用于参数估计．

对任一模型 $y(x_i, a)$，x_i 为自变量，a 是待估参数，它们都可以是矢量．y 为函数形式，y 是对应于 x_i 的实测函数值．引入损失函数 ρ，构成一个误差判据

$$M = \Sigma\rho[y_i, y(x_i, a)] \tag{3}$$

要使这个判据极小化，即是使 ρ 函数的微商等于零．一般情况，函数 ρ 并不独立地依赖于它的两个变量：实测值 y_i 和预测值 $y(x_i, a)$，而仅依赖于它们的差 $y_i - y(x_i, a)$，或至少依赖于这个差的某种加权值 $z = [y_i - y(x_i, a)]/\xi_i$，$\xi_i$ 为加权因子．当 z 遵从不同的分布时，ρ 有不同的表达形式．当 z 遵从正态分布时(极端点除外)，一般假定 $\rho(z) = z^2/2$，它

的微商 $\Psi(z)=z$. 采用迭代的办法使 M 变量极小化. 用权 $w(z)=\Psi(z)/z_i$ 修正 y_i. 对遵从正态分布的数据，$w(z_i)=1$；对坏数据，$w(z_i)\neq 1$. 在实际问题中，权 $w(z)$ 一般采用下面的形式：

$$w(z_i)=\begin{cases}1 & z_i\leqslant P\\ \dfrac{P}{z_i} & z_i>P\end{cases} \tag{4}$$

2 资料处理

2.1 资料搜集

搜集了 1972～1997 年昌黎、白家疃台的磁变仪资料. 1975 和 1976 年是一个月求一组转换函数；对事件较多的 1976 年 2 月和 3 月，则半个月求一组转换函数. 为了与 1975～1976 年的资料对比，挑选事件较多且处于正常年份的 1989 年，也一个月求一组转换函数. 每求一组转换函数，选 12～20 个事件. 每个事件有两个台的三个分量共 6 条曲线. 用数字化仪人工采样. 由于工作量太大，1972～1974 和 1977～1984 年是用以前的资料(龚绍京等，1997). 本研究共完成约 2 900 个事件的 17 400 条曲线的采样任务. 由于统计采样误差等原因，对某些曲线采了两遍，所以实际采样的曲线达到约两万条.

2.2 资料处理

越小的周期，采样误差对台际转换函数估计值的影响越大. 因此，在选择事件时多选含 10 分钟至一个多小时周期的事件. 由于有些事件的起始位置不在时号线上，所以事件长为 3.5 至 4 个多小时. 采样间隔 0.75 min，FFT 的样本长度为 256.

由于资料太多，用了 4 人采样. 尽管事先进行了练习，但各人采样的习惯还是不完全相同. 在磁照图上，有时光点太粗，有时光点太淡；当光点移动太快时，光点会中断；有时有些小的干扰(如地铁)，有时光点有尾巴. 这些都使采样误差加大.

对数字化的时间序列进行去倾、滑动平均和滤波处理. 经富立叶变换得到振幅谱和相位谱，并将其转换成余谱和求积谱；然后用同一周期各个事件的余谱和求积谱，利用复数最小二乘法和稳健统计方法计算各转换函数的估计值. 在计算转换函数估计值时，去掉水平分量总幅度小于二倍噪声水平的事件. 所以每组转换函数虽选 12～20 个事件，但对不同周期，最后参加计算的事件数不一样，这是因为某个事件可能不含某种周期. 当剩下的事件数小于 10 时，估计值仅供参考.

本研究根据所有事件的残差计算稳健方法中 P 的取值，根据转换函数的估计误差确定迭代终止，控制参量值. 为检验稳健统计方法的收敛性做的数值计算试验列于表 1. 表 1 中，竖线的左边是设定的初值，右边是稳健估计值及误差. 由表 1 可看出，无论设定何种初值，最后都能收敛到唯一的估计值.

本研究中，在计算水平场转换函数时出现过一次迭代不能终止的情况. 逐个检查每一事件，发现有一事件白家疃和昌黎的采样序列错位一个小时. 以前在做数值试验时，当数据是由两群差别较大的群落组成时，赋予不同的初值，最终结果或是偏向这一群，或是偏向那一群而压低了这一群的权重. 这种情况已背离了稳健统计方法只适用于少数极端点的假设. 遇到这种情况，只能重新分组.

以原始数据计算的转换函数作为初值. 用稳健统计方法计算出最终估计值和估计值的误差 δ. 稳健估计值比初值稳定，估计误差 δ 也较初始估计误差小. 这一效果，水平场转换

函数较垂直场转换函数明显.

表 1　稳健统计方法的收敛性

文件	A_u	A_v	B_u	B_v	A_u	δA_u	A_v	δA_v	B_u	δB_u	B_v	δB_v
LQ84	−0.152	−0.105	−0.01	−0.038	−0.163	0.006 5	−0.102	0.007 1	0.018	0.010 3	−0.057	0.013 2
	1.00	0.000	−0.015	−0.038	−0.164	0.006 6	−0.102	0.007 1	0.018	0.010 3	−0.057	0.013 5
Q847	0.166	0.077	−0.167	−0.038	0.163	0.003	0.076 6	0.005 2	−0.166	0.009 1	−0.034 9	0.005 8
	0.001	0.002	0.004	0.004	0.165	0.004	0.076 2	0.005 4	−0.165	0.009 9	−0.038 1	0.007 8
CZ02	0.028 7	0.006 7	0.086 8	0.002 4	−0.054 9	0.056 8	0.003 5	0.003 7	0.997	0.035 1	0.004 1	0.003 1
	−0.467	0.003 9	1.131	−0.000 8	−0.055 2	0.056 7	0.003 5	0.003 7	0.997	0.035 1	0.004 1	0.003 1
	−0.139	0.002 6	1.064	0.003 9	−0.055 0	0.056 8	0.003 5	0.003 7	0.997	0.0351	0.004 1	0.003 1
	−0.359	0.004 5	1.085	0.000	−0.055 0	0.056 8	0.003 5	0.003 7	0.997	0.035 1	0.004 1	0.003 1

3　误差分析

3.1　数字化误差

用同一条曲线不同人进行采样的办法考察采样误差的大小. 选用 Δt 和 SS 表达采样在 x 轴和 y 轴上造成的误差. Δt 为同一特征点两次采样的时间差；SS 为两次采样的差值的均方差. Δt 表征在时间轴(数字化仪的 x 轴)上的误差，它造成虚假的相移；SS 表征在 y 轴上的一种平均误差，造成幅度的误差.

表 2 中，$\Delta t=0.75\Delta n$，单位为“min”，采样间隔为 0.75 min；n 为采样后经内插形成的等间隔序列的序数；SS 的单位为 mm，PSS 为 SS 的均值.

表 2　采样误差

Δn	0	±1	±2	±3	±4	±5	±6	±9	Σ	PSS	SS_{max}	SS_{min}
H	60	75	36	17	5	1	0	0	194	0.92	2.09	0.26
D	42	59	45	22	11	11	2	2	194	0.33	0.82	0.16
Z	14	48	28	17	3	2	0	0	112	0.30	0.70	0.07
Σ	116	182	109	56	19	14	2	2	500			

表 2 中个别事件的 SS_{max} 比较大，多因采样时纸粘得不够牢或不平整，有微小移动所致. Δt 的分布表明，时间误差在 1.5 分范围内的比率为 81%. 个别特大的 Δn 是不应该出现的，如±6，±9. 这种情况以及 D 分量的 Δn 较分散，可能与 D 的极值一般不是很尖锐有关. 所以 Δt 既反映了采样的时间误差，也反映了选择极值点的误差. 总的来说，本研究的采样误差比龚绍京等(1997)文章的采样误差要大.

3.2　采用标度值误差

用白家疃地磁台选取的采用标度值. 采用标度值的误差在 1%以内. 昌黎 1972～1979 年的采用标度值是我们在坐标纸上点出实测标度值后选的. 1972～1973 年北京大学地球物理教研室老师看台期间，实测标度值比较稳定，测点也较密，采用标度值的误差在 1%左右. 1973 年底～1974 年上半年，经过 3 次调仪器，Z，H 分量采用标度值的误差达到 2%，个别时段(如 1974 年 1 月)达到 3%，但 D 分量的采用标度值误差仍只有 1%. 1974 年下半年～1979 年，采用标度值的误差在 1%～2%范围. 20 世纪 80 年代以后，各台站地磁工作逐渐走上正轨. 昌黎采用标度值的误差约为 1%.

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

3.3 估计误差分析

造成估计转换函数原始数据离散的原因主要有两个：源场效应和采样误差. 采用标度值的误差只是造成系统误差，较之前两者，它对估计值的偏离影响较小.

只有在源场均匀的前提下，才有 $Z_n=0$，公式(1)和(2)才成立(龚绍京等，1991，1997). 在实际情形中，施感场并不能完全满足源场均匀的假设，因此造成源场效应，从而使数据离散. 对青光台短周期事件的时间序列分析表明，源场效应的影响不完全是随机的，带有一定的“惯性”，不过，自相关滑动平均(ARMA)模型的阶数一般不高(龚绍京，1983).

不同人的采样误差，一方面造成数据随机性离散，同时也给估计值带来不同的系统误差，造成转换函数估计值的涨落. 进行参数估计时，样本数大估计值会更准. 为了求得足够密的转换函数资料点，以便能检测到短期前兆，以及受磁变仪所能取的事件数限制，经过数值试验，每求一组转换函数的事件数一般取12～16. 事件数不够多也是造成估计值涨落的原因. 为考察采样误差对估计值的影响，随意挑出两组重新采样. 昌黎的 A_u，A_v，B_u，B_v 只重采了垂直分量 Z. 因为对单台转换函数，Z 比较小，因而采样的相对误差较大，对估计值的影响也较大. 对水平场转换函数，H 和 D 都重采了. 用两组数据统计出两次估计值的差值大于一倍误差(δ)和二倍误差(2δ)的比率. 对单台转换函数，大于 δ 的比率是36%，大于 2δ 的比率是18%；对于水平场转换函数，大于 δ 的比率是50%，大于 2δ 或大于0.1的比率为26%，大于 2δ 的比率是13%. 判断是否大于 δ 或 2δ，是用两组中较大的 δ 来衡量的. 由此可见，仅由于采样误差就造成了估计值较大的涨落. 因此，下面转换函数时间变化的图中，取表征原始数据离散程度的误差棒的长度为4倍误差($\pm 2\delta$).

表3列出了转换函数的估计误差 δ 的平均值 P_δ. 初始误差表征每种转换函数原始数据的离散程度，P_δ 则代表稳健估计值的平均误差水平，也相对反映原始数据的离散程度. 可以看出，水平场转换函数估计值的误差较垂直场转换函数大；还可以看出，P_δ 的大小一般是 σ 值的40%～60%. 这再次表明，除了原始数据的离散及源场效应，不同人的不同采样系统误差，也是造成转换函数估计值涨落的原因. 同时，应用了稳健估计方法，也可使得 δ 偏小.

4 结果分析

4.1 转换函数的周期响应

计算了1985～1997年(60组数据)16种转换函数估计值的平均值及标准差 σ，以及估计误差 δ 的平均值 P_δ. σ 表征转换函数估计值的涨落程度. 表3列出与图1和图2对应的几种转换函数的平均值. 可以看出，转换函数及其估计误差有明显的周期效应.

由于1985～1997年唐山地区未发生较大地震，表3的均值和 σ 可作为正常情形下的平均水平，并作为以后判断异常的标准.

4.2 垂直场转换函数的时间变化

图1是 A_u 的时间变化曲线. 为了检测唐山地震有无短期前兆，图1和图2中横坐标时间不是等间隔的. 图中的横线一律都是零线. 缺数据或估计值仅供参考时用虚线连接.

http://www.dizhenxb.org.cn

表 3　转换函数的周期响应

T/min		64.0	48.0	32.0	27.4	22.7	17.0	12.2
A_u(昌)	均值	0.148	0.163	0.176	0.178	0.186	0.165	0.139
	σ	0.020	0.022	0.027	0.031	0.030	0.039	0.053
	P_δ	0.008	0.010	0.014	0.015	0.016	0.018	0.027
A_u(白)	均值	0.058	0.067	0.062	0.057	0.056	0.046	0.029
	σ	0.017	0.015	0.018	0.020	0.016	0.015	0.017
	P_δ	0.008	0.008	0.010	0.011	0.010	0.010	0.009
C_u	均值	−0.070	−0.094	−0.134	−0.144	−0.180	−0.246	−0.379
	σ	0.050	0.048	0.072	0.069	0.084	0.093	0.122
	P_δ	0.015	0.022	0.037	0.038	0.046	0.054	0.069
C_v	均值	−0.096	−0.123	−0.156	−0.157	−0.192	−0.233	−0.253
	σ	0.059	0.074	0.094	0.110	0.135	0.137	0.172
	P_δ	0.020	0.027	0.044	0.048	0.053	0.062	0.077
F_u	均值	−0.106	−0.134	−0.207	−0.224	−0.284	−0.404	−0.552
	σ	0.042	0.048	0.118	0.138	0.136	0.174	0.173
	P_δ	0.012	0.016	0.019	0.017	0.025	0.027	0.032
F_v	均值	−0.155	−0.168	−0.243	−0.284	−0.313	−0.337	−0.373
	σ	0.051	0.076	0.125	0.113	0.129	0.158	0.215
	P_δ	0.028	0.034	0.050	0.052	0.064	0.068	0.089
E_u	均值	−0.060	−0.044	−0.038	0.042	−0.034	−0.022	−0.003
	σ	0.025	0.042	0.056	0.058	0.053	0.059	0.075
	P_δ	0.017	0.024	0.033	0.033	0.035	0.036	0.045

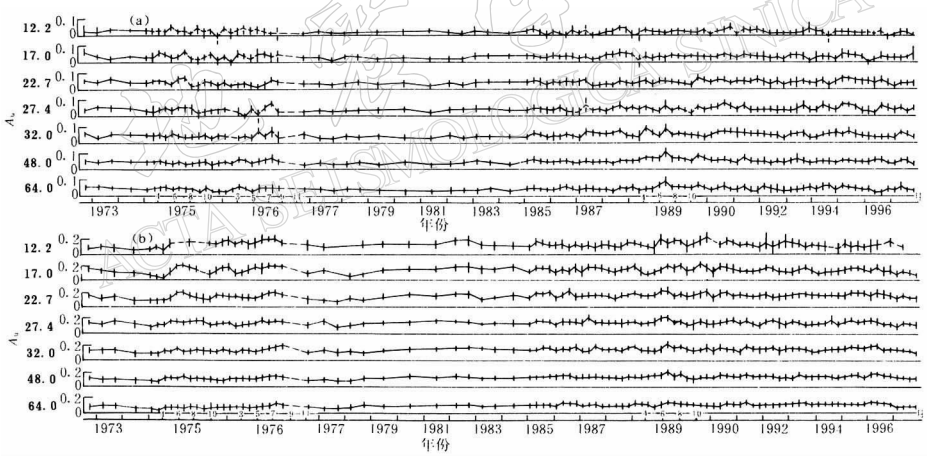

图 1　垂直场转换函数 A_u 的时间变化

(a) 白家疃台；(b) 昌黎台

白家疃台没有反映出明显异常，绝大部分数据在 0.01～0.08 涨落. 说明白家疃台附近地下没有明显的横向不均匀的电性结构，选其作为估计水平场转换函数的参考台是适合的.

昌黎的 A_u 时间变化曲线似乎也看不出明显的异常. 以前的最大取值和最小取值(龚绍京等，1997)仍标在现在的图上，然而从整个时间变化曲线看，它们仍在这次算出的 $\pm 3\sigma$ 的范围内. 显然，这次的结果误差较大. 估计值的涨落掩盖了本来不大的中期前兆. 由图也可看出，昌黎的 A_u 没有明显大于 $\pm 3\sigma$ 的短期前兆.

http://www.dizhenxb.org.cn

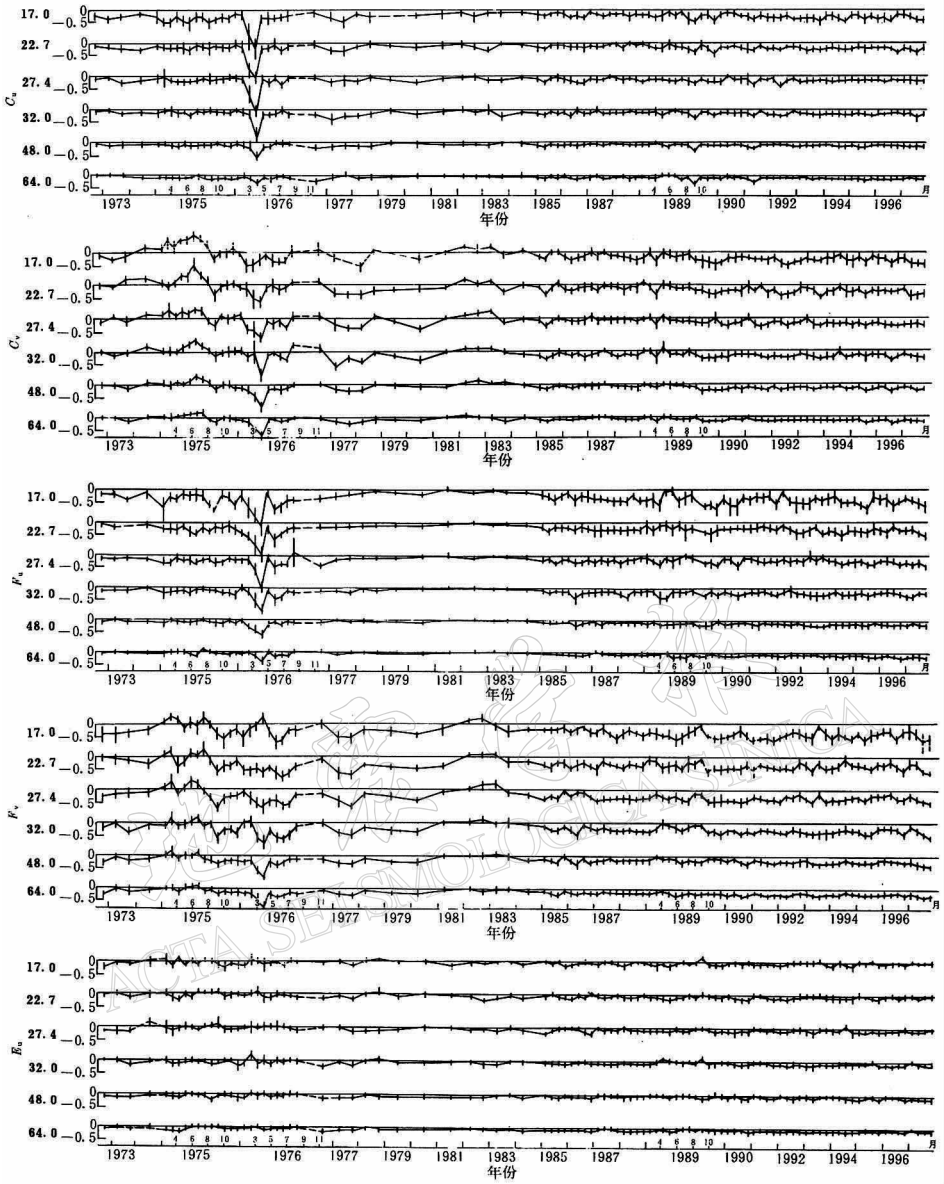

图 2 水平场转换函数的时间变化曲线

4.3 水平场转换函数的时间变化

图 2 是 C_u，C_v，F_u，F_v 和 E_u 的时间变化曲线. E_u 没有明显的前兆，而且在零线附近涨落，这点与 1997 年的结果吻合. C_u 和 F_u 表现出明显的短期前兆，前兆出现在 1976 年 2～3 月上旬. 对 17.0，22.7，27.4 和 32.0 分的周期，C_u 的最大异常值分别达 −0.98，−1.36，−1.40和−1.47. 与表 3 比较，已大大超过±3σ 的判断标准，分别超过 10，16，20 和 20 倍 σ. F_u 各周期的最大异常值分别达−0.92，−1.36，−1.26 和−1.52，分别超过 5，10，9 和 12 倍 σ.

C_v 和 F_v 的短期前兆以 64.0，48.0 和 32.0 分周期较为明显，这点与 C_u 和 F_u 是不同的. C_v 的最大异常值分别是 −0.61，−0.83 和−0.90，分别超过 10，11 和 9 倍 σ. F_v 的

http://www.dizhenxb.org.cn

最大异常分别是 −0.65，−0.59 和−0.61，分别超过 12，7 和 4 倍 σ.

C_v 和 F_v 似乎也有中期前兆. 表现为在 1975 年上半年出现正值，1975 年 7 月以后逐步下降，至 1976 年 3 月上旬达到负极大；以后逐步回升，至 1976 年 7 月已回到正常水平或正值. 与以前的结果(龚绍京等，1997)比较，均为 1975 年出现正值，然后下降为负值. 由于本研究的资料时段较长，正常值的取法与前文不同，异常的持续期也显得有些不同. 显然，“异常”的判断与“正常”的取值很有关系.

5　讨论和结论

1）本研究中某些水平场转换函数有明显的短期前兆，而垂直场转换函数却没有. 按我们做的数值模拟计算结果，水平场转换函数和垂直场转换函数极值的位置是不同的. 也许在另一种情况，垂直场转换函数会有明显的前兆. 但水平场转换函数无疑提供了一种监测异常的新手段.

2）从 C_u，F_u 和 C_v，F_v 的异常表现形态不同来看，为了充分展现异常变化的形态并检测到中、短期前兆，应尽量求出转换函数的所有各种参量. 为此，必须采取求复转换函数的方法，求出转换函数的实部和虚部.

3）为了察觉短期前兆，转换函数的资料点应密一些，最好 3～10 天求一组转换函数. 而为了察觉临震前兆，需一天求一组转换函数. 磁变仪资料是做不到的，必需用磁通门磁力仪资料.

当将资料点加密以后，异常的幅度要大得多. 在笔者 1997 年的文章中，异常的最大幅度才达到−0.55，而本研究的结果达到−1.5. 显然，以前的结果反映的是一种平均效果.

4）本研究列出大量数据说明采样误差对估计值的影响. 大的采样误差造成的估计值涨落会掩盖本来不大的异常. 因此，改进磁变仪资料的数字化方法很有必要；即使不得已用人工采样，也需严格培训、专人负责. 采用磁通门磁力仪资料，可避免数字化的误差.

5）水平场转换函数明显的短期前兆出现在 1976 年 2 月下旬～3 月上旬，地下水的短期前兆出现在 1976 年 3～5 月(王雅灵等，1999)，流动重力在震前 3 个月内测出加速变化为 180×10^{-8} m/s^2(梅世蓉，1993). 这些短期前兆出现的时间和次序也许反映一种内在机理. 水平场转换函数的短期前兆出现较早，也许与水平场转换函数反映深部电导率的变化有关. 而地下水的异常则反映较浅部位的扩容——膨胀过程. 重力值的增加说明物质向孕震区的运移.

6）水平场转换函数出现明显的短期前兆，直观地说与两台站间水平分量出现相位和幅度的异常有关. 我们将另文介绍在这方面的研究成果.

感谢白家疃、昌黎地磁台和河北省地震局资料室向我们提供了宝贵资料；感谢钱家栋教授的支持.

参　考　文　献

龚绍京. 1983. 青光台地磁短周期事件的时间序列分析[J]. 地震，(1)：6～11

龚绍京. 1987. 广东省地磁台的帕金森矢量及广州台的系数在河源地震前后的时间变化[J]. 地震研究，**10**(5)：575～582

http://www.dizhenxb.org.cn

龚绍京，王伯维，于彬. 1989. 松潘地震前后地磁转换函数的变化[A]. 见：四川省地震局编. 松潘地震预报学术讨论会文集[C]. 北京：地震出版社，95～98

龚绍京，杨桂君，田山，等. 1991. 菏泽5.9级地震前后菏泽台转换函数时间变化的研究——兼与王锜同志商榷[J]. 地震学报，**13**(1)：113～120

龚绍京，陈化然，张翠芬，等. 1997. 地磁水平场转换函数在唐山地震前的异常反应[J]. 地震学报，**19**(1)：51～58

梅世蓉. 1993. 地震科学研究论文选集[M]. 北京：地震出版社，129

王雅灵，王安滨，阎晓梅，等. 1999. 水头梯度变差值演化图象及强地震危险区预测方法研究[J]. 华北地震科学，**17**(4)：7～15

Beamish P. 1982. A geomagnetic precursor to the 1979 Carlisle earthquake[J]. *Geophys J R astr Soc*，**68**：531～543

Egbert G D，Booker J R. 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions[J]. *Geophys J R astr Soc*，**87**：173～194

Gong Shaojing. 1985. Anomalous changes in transfer functions and the 1976 Tangshan earthquake($M_S=7.8$)[J]. *J Geomag Geoelec*，**37**：503～508

Miyakoshi J. 1975. Secular variation of Parkinson vectors in a seismically active region of Middle Asia[J]. *J Fac General Education*，*Tottori Univ*，**8**：209～218

Rikitake T. 1979. Changes in the direction of magnetic vector of short-period geomagnetic variations before the 1972 Sitka，Alaska earthquake[J]. *J Geomag Geoelec*，**31**：441～448

Yanagihara K. 1972. Secular variation of the electrical conductivity anomaly in the central part of Japan[J]. *Memo Kakioka Mag Obs*，**11**：1～11

SHORT TERM PRECURSOR OF THE GEOMAGNETIC HORIZONTAL FIELD TRANSFER FUNCTIONS

Gong Shaojing　Tian Zhenli　Qi Chengzhu　He Shumin
Yan Xiaomei　Chen Huaran　Li Liandi

(*Seismological Bureau of Tianjin*，*Tianjin* 300201，*China*)

Abstract：In this paper，using the variometer data of Changli station and Baijiatuan station from 1972 to 1997，the inter-station transfer functions of horizontal field and the single-station transfer functions of vertical field have been calculated. With analyzing the whole changing process of the transfer functions，we have discovered that only the horizontal field transfer functions arose obvious short-term precursors before Tangshan earthquake. This fact may provide a new method for short-term prediction of earthquake.

Key words：horizontal field transfer functions；vertical field transfer functions；short-term precursor of earthquake

http://www.dizhenxb.org.cn