

文章编号: 0253-3782(2000)03-0297-08

# 单台地磁夜均值资料研究半年周期 变化的电磁响应<sup>\*</sup>

陈伯舫

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

**摘要** 用地磁夜均值资料研究半年周期变化的电磁响应(地磁内外场比值  $Q_1$ ), 如夜均值半年周期变化的源场分布符合  $P_1^0$  分布模式, 则可用单台资料进行计算, 有利于进行地区性深地磁测深的研究. 本文选择了质量较好的 5 个台约 26 年的连续资料, 又搜集了可用的全球分布的台站资料进行分析计算. 结果表明, 从夜均值估算的半年周期变化的  $Q_1$  更为可靠. 原因可能是源场模式不同. 一般的日均值资料不符合  $P_1^0$  模式, 而夜均值资料则比较符合  $P_1^0$  模式. 本文对此作了源场分布的研究.

**关键词** 地磁夜均值资料 半年周期变化 电磁响应函数 单台  $Z/H$  法

**中图分类号:** P318.2<sup>+</sup>1      **文献标识码:** A

## 引言

用单台地磁资料按  $P_1^0$  模式可以研究长周期变化的电磁响应. 周期范围一般大于 24 h. 就信息源而言, 大于 24 h 的主要成分是 27 d 周期及其谐波成分, 半年周期与一年周期. 从过去的文献看, 研究 27 d 周期的电磁响应比较成功. 例如: Banks(1969)、Pecova 等(1980)、Chen 和 Fung(1991)以及 Chandrasekhar 和 Arora(1996)等. 成功的原因就是 27 d 周期变化的分布比较符合  $P_1^0$  模式. 在此基础上, 我们可利用单台资料进行研究. 换言之, 我们可以对不同区域的上中地幔电导率结构进行研究. 例如: Pecova 等(1980)的结果揭示了欧洲地区的响应函数  $W_1$  随地磁纬度减小而增大, 说明中欧深部可能存在东西向断层; Chen 和 Fung(1991)的结果揭示了中国北部及中部地区感应尺度  $C_1$  的横向变化不大, 但南部地区则视深相对增大, 深部电导率相对减小.

然而, 大于 27 d 周期的两个主要变化源: 半年与一年周期变化已证实不能用  $P_1^0$  模式进行单台研究. McLeod(1994)认为, 半年周期变化的主要模式是  $P_1^0$  和  $P_3^0$ , 一年周期变化的主要模式为  $P_2^0$ . 他还指出,  $P_1^0$  项源于环电流和磁层顶电流,  $P_2^0$  和  $P_3^0$  与电离层电流有关. 因此, 研究半年及一年周期变化的电磁响应就只能依靠全球台站资料, 用球谐分析方法进行研究. 也就是说, 首先要假设地球内上中地幔的电导率分布是同心球的层状结构. 得出的电磁响应结果也只能是全球范围的平均值, 这对区域性的研究是很不利的. 过去数

\* 中国地震局地球物理研究所论著 00AC1013.

1999-07-20 收到初稿, 1999-12-21 收到修改稿, 2000-01-26 决定采用.

十年间,许多学者都是通过球谐分析研究半年周期变化的电磁响应. 这方面的文献很多,例如: Banks (1969, 1972)、Eckhardt 等 (1963)、Courtillot 和 Le Mouel (1976) 以及 McLeod(1994). 本文 2.2 节将他们的分析结果与本文的结果作了比较.

为了推进区域性半年周期变化的研究, Chen 和 Fung(1997)参考 Sq 研究中的 Z/Y 法, 提出一种类似的方法: 先用水平分量的资料确定复合模式中的势系数, 然后再用垂直分量计算各地磁台半年周期变化的感应尺度 C, 原因是垂直分量更多地包含地方性感应的信息. 此方法理论上讲可以解决问题, 但由于要经球谐分析, 仍受到南北半球地磁台数量和质量的影响, 提高结果的精度比较困难. 即使成功也只能较好地研究以不同经度为界划分的球面扇形地区的 C 值.

既然半年周期变化的主要模式是  $P_1^0$  和  $P_3^0$ , 而  $P_3^0$  又源于电离层电流的变化, 加上我们都知道夜均值中电离层电流的影响要弱得多. 因此, 笔者设想如用地磁夜均值资料进行分析, 或许就可用单台 Z/H 法, 按  $P_1^0$  模式相对可靠地估算半年周期变化的电磁响应. 这即是本研究的目的.

上述建议是首创的. 如试验成功, 我们就可将单台地磁资料的分析研究扩展至半年周期变化, 研究地幔电导率结构的深度可扩至 1 400~1 500 km(而 27 d 周期的变化只能研究大约 1 200 km 范围内的电导率结构). 用不同地区的地磁台就可研究上中地幔电导率的横向不均匀变化, 以加深我们对地球内部构造的认识.

## 1 单台地磁资料研究 GDS 的原理

假设源场符合  $P_1^0$  分布, 地球表面的磁场水平分量  $H$  和垂直分量  $Z$  就可用式(1)、(2) 表示

$$H(\theta, f) = A_{H, 1}(f) \left[ \frac{\partial P_1^0(\cos\theta)}{\partial \theta} \right] \quad (1)$$

$$Z(\theta, f) = A_{Z, 1}(f) P_1^0(\cos\theta) \quad (2)$$

式中,  $\theta$  为地磁余纬,  $f$  为频率; 系数  $A_{H, 1}(f)$  和  $A_{Z, 1}(f)$  与内外场成分的关系如下:

$$A_{H, 1}(f) = i_1^0(f) + e_1^0(f) \quad (3)$$

$$A_{Z, 1}(f) = e_1^0(f) - 2i_1^0(f) \quad (4)$$

式中,  $i_1^0(f)$  和  $e_1^0(f)$  分别表示磁场的内外部分. 为方便起见, 以下省略上标 0. 因此, 内外场比值写为

$$Q_1(f) = \frac{i_1(f)}{e_1(f)} \quad (5)$$

如定义

$$W_1(f) = \frac{A_{Z, 1}(f)}{A_{H, 1}(f)} \quad (6)$$

则

$$W_1(f) = -\tan\theta \left[ \frac{Z(\theta, f)}{H(\theta, f)} \right] \quad (7)$$

$$Q_1(f) = \frac{1 - W_1(f)}{2 + W_1(f)} \quad (8)$$

相应的地磁感应尺度为

$$C_1(f) = \frac{R[1 - 2Q_1(f)]}{2[1 + Q_1(f)]} \quad (9)$$

式中,  $R$  为地球半径( $R=6370$  km),  $C_1$  的单位是 km.  $C$  的实部称为视深, 它的物理意义大致可理解为该周期的感应电流可到达的深度. 如以 Schmucker 的二层理想代换模型 (perfect substitute conductor model) 估算, 下层电导率  $\sigma_s$  可从  $C$  的虚部  $C_{\text{im}}$  计算

$$\sigma_s = 0.253 \times 86400 \times \frac{T}{4(C_{\text{im}})^2} \quad (10)$$

式中,  $T$  是施感周期, 以天(d)为单位;  $\sigma_s$  以 S/m 为单位.

## 2 资料分析

### 2.1 夜均月均值分析和通日月均值分析的差异

首先, 笔者选 5 个质量较好的地磁台资料作为试验. 将通日月均值资料和夜均值计算的月均值资料作同样分析, 比较一下按  $P_1^0$  模式估算的半年周期变化的电磁响应. 选择的 5 个台为 Memambetsu、Kakioka、Kanoya、兰州和 Boulder 台. 它们的地理经纬度和地磁纬度可从表 1 中查到. 资料年份分别为 1969~1994 年(前 4 台)和 1975~1991 年(Boulder 台). 分析时将资料再划分为若干时段, 5 年为 1 个时段; 然后每后移 3 年又划为另一时段, 即 1969~1973 年、1972~1976 年、1975~1979 年、…、1990~1994 年. 本研究选取的夜均值是指地方时零点前后共 4 h 时均值的平均数. 由这些夜均值计算出的月均值, 以下简称为夜均月均值.

数据处理方法: 将各台各时段的通日月均值或夜均月均值资料先去倾; 再经 Butterworth 带通数字滤波器处理, 频率范围为  $(0.125 \sim 0.37)/\text{月}$ ; 最后, 用 Sompi 谱分析计算谱线的振幅和相位. 本研究用的 Sompi 谱分析方法与 Chen 和 Fung (1991) 以及陈伯舫(1992)等文中用的基本一样, 略不同处是不采用分样技术和组成适当的 non-Toeplitz 矩阵时给予  $H$  和  $Z$  相同的权重. 补充说明一点: 全球台站分析时应使用  $H$  分量, 而不应用  $X$  分量; Chen 和 Fung(1997)文中采用  $X$  分量分析似不妥, 但磁偏角不太大时对计算结果影响不显著.

为了与 Honkura 和 Matsushima(1998)的结果比较, 本研究也计算了  $Q_1$  值. 按上述时

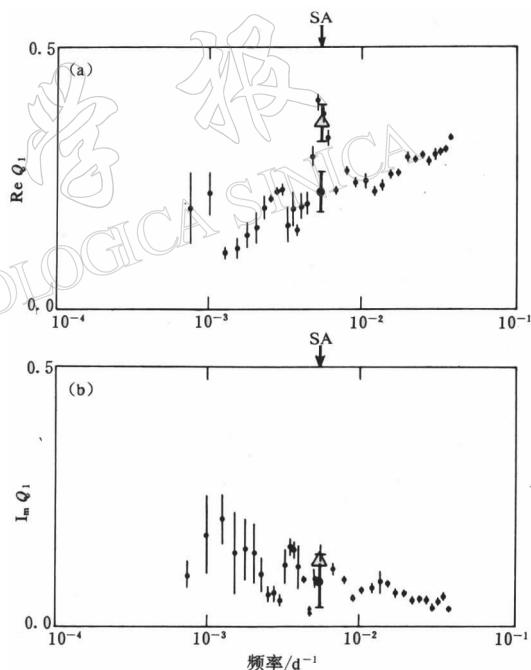


图 1 夜均值估算的  $Q_1$ (半年周期)以及 Honkura 和 Matsushima(1998)用日均值计算出的频应曲线. 大实心圆和△是本研究的结果. SA 表示半年周期  
(a)  $Q_1$  实部的频应曲线; (b)  $Q_1$  虚部的频应曲线

和 Matsushima(1998)文中采用  $X$  分量分析似不妥,

但磁偏角不太大时对计算结果影响不显著.

段划分, 用两种不同的月均值资料应各得 37 个数据. 经以下判据筛选, 夜均月均值计算出的数据全部合格; 通日月均值计算的仅 28 个合格. 所用判据为

$$\operatorname{Re}(Q_1) > 0 \quad \operatorname{Im}(Q_1) > 0 \quad |\operatorname{Q}_1| < \frac{1}{2} \quad (11)$$

通过最简单的稳健技术取均值(即让平均绝对偏差值趋于极小)可得

夜均月均值结果  $\operatorname{Re}(Q_1) = 0.225 \pm 0.041$   $\operatorname{Im}(Q_1) = 0.086 \pm 0.050$

通日月均值结果  $\operatorname{Re}(Q_1) = 0.359 \pm 0.038$   $\operatorname{Im}(Q_1) = 0.126 \pm 0.054$

图 1 显示了上述结果(半年周期变化的  $Q_1$ )与 Honkura 和 Matsushima(1998)结果的比较. 从夜均月均值得到的结果用大实心圆表示, 其误差棒用粗线绘上. 其余的点和误差棒是从 Honkura 和 Matsushima(1998)的图 9 复制的. 由图可见, 大实心圆落在整个频应曲线的变化趋势上, 并不偏离.  $Q_1$  的实部与虚部均如此. 可是, 从通日月均值得到的结果(图中

表 1 本研究使用的台站和资料时段

台 站	地理坐标		地磁纬度 /(°)	资料时段 *
	纬度/(°)	经度/(°)		
Alibag	18.6N	72.9E	9.4N	① ②
Apia	13.8S	188.2E	15.8S	① ②
Argentine Island	65.2S	295.7E	53.8S	①
北京	40.0N	116.2E	28.9N	① ②
Boulder	40.1N	254.8E	49.0N	① ②
Canberra	35.3S	149.4E	43.6S	②
长春	44.0N	125.2E	33.2N	① ②
成都	31.0N	103.7E	19.8N	②
大连	39.1N	121.5E	28.0N	②
Eyrewell	43.4S	172.4E	47.7S	②
Gnangara	31.8S	116.0E	43.0S	① ②
Guam	13.6N	144.9E	4.3N	②
广州	23.1N	113.3E	11.9N	① ②
Hatizyo	33.1N	139.8E	23.5N	②
Hermanus	34.4S	19.2E	33.5S	① ②
Hurbanovo	47.9N	18.2E	47.0N	①
Irkutsk	52.2N	104.5E	40.8N	① ②
Kakioka	36.2N	140.2E	26.2N	① ②
Kanoya	31.4N	130.9E	20.7N	① ②
兰州	36.1N	103.8E	24.9N	① ②
仓库	25.0N	121.2E	13.8N	①
满洲里	49.6N	117.4E	38.5N	②
Memambetsu	43.9N	144.2E	34.2N	① ②
Moskow	55.5N	37.3E	50.7N	①
Port Alfred	46.4S	51.9E	51.5S	①
Port Moresby	9.4S	147.2E	18.3S	①
乾陵	34.6N	108.2E	23.4N	②
泉州	24.9N	118.6E	13.9N	②
琼中	19.0N	109.8E	7.8N	②
余山	31.1N	121.2E	20.1N	① ②
Tucson	32.3N	249.2E	40.5N	①
乌鲁木齐	43.8N	87.7E	33.3N	① ②
Vladivostok	43.7N	132.2E	33.1N	①
武汉	30.5N	114.6E	19.4N	① ②

\* ① 1978~1983 年; ② 1984~1988 年

用 $\triangle$ 表示), 确是偏离趋势变化, 与 Honkura 和 Matsushima 的结果基本一致. 为了不与夜均月均值的误差棒重叠, 图中通日月均值的  $\text{Im}(Q_1)$  的误差棒省略.

上述结果表明, 用夜均值可以得到符合  $P_1^0$  模式的半年周期变化的  $Q_1$  值. 通过日均值或其月均值计算的  $Q_1$  (半年周期) 是不可靠的.

表 2 分别给出了上述 5 个台计算的结果. 比较后可见, 从误差的角度衡量各台的  $C_1$  相差不大.

表 2 各台单独计算的结果

台 站	$Q_1$	$C_1/\text{km}$	$\sigma_s/\text{S} \cdot \text{m}^{-1}$
Memambetsu	$0.266 + 0.062i$	$1\ 159 - 366i$	7.5
Kakioka	$0.221 + 0.082i$	$1\ 420 - 525i$	3.6
Kanoya	$0.199 + 0.122i$	$1\ 516 - 803i$	1.6
Boulder	$0.248 + 0.069i$	$1\ 262 - 424i$	5.5
兰州	$0.200 + 0.159i$	$1\ 454 - 1\ 039i$	0.9

## 2.2 分布地域较广的台站资料的分析

笔者将目前搜集的全球分布的台站资料作进一步的研究. 资料分成两组(即两个时段). 台站名及资料使用时段见表 1, 台站分布见图 2. 其中南半球台站太少, 是重大缺陷.

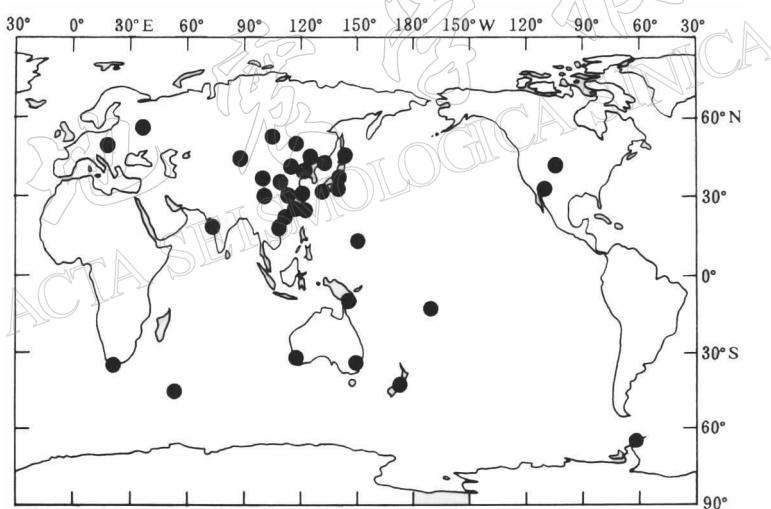


图 2 本文涉及的台站分布图

由这些台站两个时段的夜均月均值计算的  $Q_1$  值有 50 个, 经式(11)筛选后满足判据的有 37 个. 用同样的稳健技术计算出

$$\text{Re}(Q_1) = 0.223 \pm 0.067 \quad \text{Im}(Q_1) = 0.081 \pm 0.046$$

与 2.1 节结果比较,  $\text{Re}(Q_1)$  几乎完全一致, 只是误差略大些;  $\text{Im}(Q_1)$  差别也不大. 总的说来是相当一致的, 因此不再绘图表示, 图 1 已可代表.  $C_1$  可由式(9)通过  $Q_1$  计算. 结果为  $C_1 = 1\ 409 - 515i(\text{km})$ .

以下将过去一些文献获得的半年周期的感应尺度  $C$  值与本研究的结果作一比较(表 3). 表 3 第 4 行的结果是近期的研究成果. 分析的台站中少数具有 60 年通日月均值资料

(1923~1982 年), 大部分台站有 20 年连续的月均值资料(1963~1982 年). 结果应该比较可信. 本研究结果与 McLeod(1994)以及 Chen 和 Fung(1997)的相近, 所以笔者认为也是比较可靠的.

### 2.3 探讨地磁夜均值的源场模式

我们曾试图用复式模式  $P_n^0 (n=1, \dots, 5)$  研究源场模式及感应尺度(Chen, Fung, 1997). 本研究用此法计算夜均值资料反映的源场成分与日均值资料的源场成分的差别. 用上述复式模式时, 需假设: ①源场是带状分布的; ②地下电导率分布近似为一维. 此时, 地表磁水平分量可用下式表示:

$$H = -B_\theta = \sum_n \nu_n^0 \frac{d}{d\theta} P_n^0(\cos\theta) \quad (12)$$

式中,  $\nu_n^0$  为不区分内外场的势系数,  $P_n^0(\cos\theta)$  为缔合 Legendre 函数,  $\theta$  为地磁余纬. 计算式 (12) 势系数时, 只用  $H$  分量, 不用  $Z$  分量. 原因是  $Z$  分量一般来说观测质量不高, 而且易受电导率横向不均匀性的影响.

现假设复式模式的  $n=1, \dots, 4$ , 分析表 1 中 1984~1988 年时段的 26 台夜均月均值资料. 日均值资料作同样分析. 结果用势系数的相对比值示于表 4.

表 3 不同文献得出的结果

半年周期的 C 值/km	资料来源
$ C =1430$	Banks(1969, 1972)
$ C =1180$	Eckhardt 等(1963)
$ C =1120$	Courtillot 和 LeMouel(1976)
$C=1523-593i$	McLeod(1994)
$C=1535-934i$	Chen 和 Fung(1997)
$C=1409-515i$	本文

注: 前 3 行数据摘自 Rokityansky(1982).

表 4 夜均值资料和日均值资料计算的势系数比

势系数比	夜均值资料	日均值资料
$\nu_1^0/\nu_0^0$	1.000 0	1.000 0
$\nu_2^0/\nu_1^0$	-0.052 3-0.018 9i	-0.051 7+0.007 1i
$\nu_3^0/\nu_1^0$	-0.062 2+0.050 8i	0.125 1+0.057 8i
$\nu_4^0/\nu_1^0$	-0.011 5-0.046 8i	-0.042 0-0.050 1i

由表 4 可见, 夜均值资料中  $P_3^0$  的势系数削弱了不少, 使非  $P_1^0$  项的系数都比  $P_1^0$  的系数小得多, 因此, 用  $P_1^0$  模式可以较好地估算电磁响应. 换言之, 我们可用单台夜均值资料分析地磁半年周期变化的  $Q_1$  和  $C_1$ . 尽管如此, 笔者分析各台的  $Q_1$  值后, 发现低纬地区(约在地磁纬度  $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$ )的结果不好, 说明  $P_1^0$  模式不适用于低纬地区半年周期变化的研究.

## 3 讨论与结论

(1) 图 1 显示从夜均月均值分析和估算的半年周期变化的  $Q_1$  值不偏离整个频应曲线的变化趋势. 同时, 源场成分的分析也证实: 用夜均值资料计算出的各势系数中,  $P_1^0$  项的系数为优势项; 而用日均值计算出的势系数中,  $P_3^0$  项的系数较大, 不可忽略. 以上两点说明了, 为什么地磁夜均值资料可较好地用单台  $Z/H$  法估算半年周期变化的电磁响应.

(2) 单台夜均值资料可估算半年周期变化的电磁响应. 其意义在于扩大了地区性深地磁测深的能力, 可为地幔深部电导率横向变化的研究创造更有利的条件, 有利于今后某些课题的研究. 例如: Favetto 等(1992)曾提出印度次大陆是个古大陆, 认为印度地盾下的地幔高导层(conductosphere)埋深约为 1 000 km, 比全球埋深平均值 600~700 km 深得多; Chandrasekhar 和 Arora(1996)根据 27 d 周期变化的研究, 也指出印度地区的地幔高导层埋深达 1 200 km. 又例如: Campbell 和 Schiffmacher(1988)从  $\text{Sq}$  周期的分析得出, 南

美洲在 100 km 内存在一高导层(约 0.1 S/m), 它屏蔽了电磁波深入下层, 使 24 h 周期的研究深度不能超过 500 km, 因此, 需要更长周期的电磁波才能研究深部电导率结构. 有了 27 d 及半年周期的单台研究方法, 就可对上述问题作进一步研究. 总之, 深部电性结构的研究, 对地球动力学可能具有重要意义.

(3) 从本研究中发现, 虽然用了夜均值资料分析, 低地磁纬度地区的结果仍不好. 但由于低纬度台站较少, 台站观测质量又未必好, 加上按  $P_1^0$  模式分布  $Z$  分量应很小, 所以, 目前还不能给出一个明确的界线. 高纬地区的台站资料, 由于受极区扰动的影响, 效果也不好. 本研究只选用地理纬度小于 60° 的台站进行分析, 但确切的界线还难以划定. 这方面今后还需进一步研究.

(4) 对地磁长期变化研究来说, 最根本的问题是台站观测质量精度和台站环境不受干扰破坏. 一般来说, 这些影响在数据处理中是无法事先消除的. 观测质量的精度取决于绝对测量仪的精度和观测者测量的主观误差. 自 20 世纪 60 年代后, 由于普遍使用质子旋进磁力仪, 绝对测量的客观精度是有保证的; 同时, 使观测人员带来的主观误差降低到非常低的程度. 本文 2.1 节选择的 5 个质量好的台站中, 日本 3 个台和 Boulder 台的绝对测量都用了质子磁力仪; 兰州台虽未全靠质子磁力仪, 但它是我国老 7 台中环境较好、绝对测量精度也较好的台. 在绝对测量仪中, 受温度影响最小的是质子旋进磁力仪; 用 Schmidt 等仪器测量  $H$  和  $Z$  时, 如温度系数改正不好, 温度的影响主要表现在年周期变化中, 半年周期成分中的温度影响是不大的. 笔者认为, 过去的文献中都不讨论温度影响问题, 一方面是因为无法分辨, 另一方面是温度对半年周期变化影响不大. 然而, 一年周期变化的研究中就可能影响较大. 例如: 北京台 80 年代 Schmidt 仪的温度系数不正确, 导致基线值变化中含有明显的一年周期变化的影响. 陈伯舫(1997)建议的数据处理方法, 即将通日月均值减去夜均值计算的月均值, 客观上可消除温度变化的影响, 从而使一年周期变化的研究得以改善. 由于这个问题已超越本文研究的范围, 在此不作过多讨论.

## 参 考 文 献

- 陈伯舫. 1992. Sompi 谱分析和深地磁测深[J]. 地震学报, **14**(4): 511~514
- 陈伯舫. 1997. 地磁 1 年周期变化的响应函数[J]. 地震地磁观测与研究, **18**(2): 40~43
- Banks R J. 1969. Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle[J]. *Geophys J R astr Soc*, **17**: 457~487
- Banks R J. 1972. The overall conductivity distribution of the Earth[J]. *J Geomag Geoelectr*, **24**: 337~351
- Campbell W H, Schiffmacher E R. 1988. Upper mantle electric conductivity for seven subcontinental regions of the Earth [J]. *J Geomag Geoelectr*, **40**: 1 387~1 406
- Chandrasekhar E, Arora B R. 1996. Complex demodulation and electromagnetic response function for geomagnetic field variations at 27-day and its harmonics[J]. *J Assoc Expl Geophys*, **17**(2): 91~98
- Chen P F, Fung P C W. 1991. Electromagnetic response function for the period of 27 day in the Chinese region[J]. *J Geomag Geoelectr*, **43**: 979~987
- Chen P F, Fung P C W. 1997. Preliminary study on the source field mode of geomagnetic six-month-period variations. *Science in China (Series D)*[J], **40**(2): 183~188 (English edition)
- Courtillot V, Le Mouel J L. 1976. On the long-period variations of the Earth's magnetic field from 2 months to 20 years [J]. *J Geophys Res*, **81**: 2 941~2 950
- Eckhardt D, Larner K, Madden T. 1963. Long-period magnetic fluctuations and mantle electrical conductivity estimates

- [J]. *J Geophys Res*, **68**: 6 279~6 286
- Favetto A, Osella A M, Duhau S. 1992. Depth of the conductosphere under the Indian shield[J]. *Phys Earth Planet Int*, **71**: 180~188
- Honkura Y, Matsushima M. 1998. Electromagnetic response of the mantle to long-period geomagnetic variations over the globe[J]. *Earth Planets Space*, **50**: 651~662
- McLeod M G. 1994. Magnetospheric and ionospheric signals in magnetic observatory monthly means: Electrical conductivity of the deep mantle[J]. *J Geophys Res*, **99**(B7): 13 577~13 590
- Pecova J, Pec K, Praus O. 1980. Remarks on spatial distributions of long period variations in the geomagnetic field over European area[A]. In: Schmucker U ed. *Electromagnetic Induction in the Earth and Moon*[C]. Japan: Academic Publications, 171~186
- Rokityansky I I. 1982. *Geoelectromagnetic Investigation of the Earth's Crust and Mantle*[M]. Berlin: Springer-Verlag, 381

## ELECTROMAGNETIC RESPONSE FUNCTION FOR THE SEMI-ANNUAL VARIATIONS ESTIMATED BY THE SINGLE-STATION METHOD USING THE NIGHT-TIME VALUES OF THE GEOMAGNETIC FIELDS

Chen Pofang

(Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China)

**Abstract** The geomagnetic night-time values were used to estimate the electromagnetic response function  $Q_1$  for half-year period. If the spatial structure of the source field can be described by the approximation, one can estimate the  $Q_1$  value using the single-station  $Z/H$  method. This technique enables us to carry out regional deep geomagnetic sounding by the method. The data used for analyses are geomagnetic night-time values for about, typically, 26 years from 5 good-quality stations and for several years from 34 stations distributed over the globe. The results indicate that the night-time values yield more reliable response estimates for half-year period compared to the usual estimates obtained from daily means. It implies that the approximation for the night-time fields holds good for the half-year period, but the daily means are not suitable for estimating the response function of the semi-annual variations by using the single-station method. Source field analyses for daily means data and night-time means data have also been carried out in this paper.

**Key words** geomagnetic night-time data semi-annual variations electromagnetic response functions single-station  $Z/H$  method