

唐山地震与震磁效应的最佳观测

郝 锦 纶

(国家地震局地球物理研究所)

摘要

根据作者与 Hastie 和 Stacey 提出的三维压磁效应模式计算方法^[1], 围绕 1976 年唐山大地震, 计算了七种不同断层模式的压磁效应, 比较在不同磁纬处, 走向滑动断层的不同走向、倾角和埋深在地面上所引起的压磁异常场。结果表明, 震磁效应的可观测性同地震的破裂机制有着紧密的关系。断层倾角 45°—60° 对应着最佳观测条件, 其压磁异常峰值可高达 12nT; 在最差观测条件时压磁异常量几乎无法测出, 这时断层位于磁纬 0° 处, 或走向为 E-W, 或埋深为 10 公里左右。在大多数模式中, 垂直分量的异常略大于总强度异常, 但在磁赤道附近可高达三倍左右。对唐山大地震的计算表明, 压磁异常量约 3—4nT, 其异常大于 1nT 区域的线性尺度与断层长度之比仅为 1.04—1.10。由于压磁场是地震过程的一种弱效场, 目前使用仪器的观测精度不够和磁测点的震中距过大, 可能是未测出该地震明显的磁异常的原因。

一、引言

作者与海斯蒂 (Hastie)、斯特西 (Stacey) 提出的计算三维压磁效应模式的新方法^[1], 将任意尺度和方向的矩形断层面处理为若干个子位错面的迭加, 这些子位错面的面积不同, 由大而小逐一相套。断面上的错距为各子位错面上错距的迭加, 因此它在断层中央最大, 向四周渐减。该方法将介质划分为大小适当的体积单元, 并在数值计算中采取了一定的特殊处理, 从而, 该方法避免了以往压磁模式计算中存在的断层边界上的应力奇异点, 使得这一模式计算在物理上较为真实。该研究中, 利用曼新那 (Mansinha) 和斯迈里 (Smylie)^[2] 根据弹性位错理论的 Volterra 公式推导出的倾斜断层位错在任意深度的位移场公式, 用三维模型计算了在不同磁纬处不同位错模型的压磁场, 明显改善了二维模式的结果。

1976 年的唐山大地震 ($M_s = 7.8$) 发生在华北地台北东向构造断裂带上。在震源区附近存在着几条巨大的断层切割莫霍界面并延伸到上地幔。目前对该区地壳深部构造的研究已比较细致, 此外在地震前后又有较充分和全面的地球物理资料, 一些流动磁测和地磁台站资料也较为可靠和连续, 因此剖析这次大震的震源过程, 深入进行压磁效应的三维模式计算, 以求对该地震的磁效应观测结果作进一步的认识, 这对今后震磁效应的研究无

本文 1984 年 1 月 31 日收到, 1984 年 9 月 4 日收到修改稿。

疑将是有益的。

二、资料

关于 1976 年唐山大地震的断层模式，许多作者从不同角度做了研究^[3-5]。陈运泰等^[3]利用大震前后震中区及其周围广大地区大地测量结果，反演了该大震的位错模式，得到该地震发震构造为一走向 NE49° 的右旋正断层，断层面倾向 SE，倾角 76°，断层长 84 公里，宽 34 公里，平均走向滑动错距 459 厘米，平均倾向滑动错距 50 厘米。本文采用这一断层模型，但不计入相对较小的倾向滑动量。

有关震中区附近的岩石磁性分布，现有资料甚少。但根据航磁测量结果，唐山地震断层处于一 NE 向稳定变化的负磁场区内，而其南部滦南—昌黎一带为 NE 向正磁场区，该区内滦南一带第四系下见有前震旦纪变质岩系，并有鞍山式磁铁矿带。高龙生等曾对滦南马城矿带的黑云母混合片麻岩岩蕊进行过分析^[6]。样品采集点距唐山地震震中约 40 公里，其磁化率为 $1.4-11.9 \times 10^{-3}$ e.m.u.，应力灵敏度为 $1.3-2.8 \times 10^{-4}$ 巴⁻¹，它们将作为本文计算中的参考。应说明，以上航磁结果反映的仅是地壳表层介质的磁性影响，上述岩样又是在地下浅层采集的，不一定能代表深部岩石的磁性，因而我们对深部介质情况的了解还不充分。

在 1976 年唐山大地震前，唐山地区及邻近的京津地区已拥有了近十个地磁台站及为数众多的地磁流动测量网点，其中有些台站及磁测的观测精度较高，在地震前后又有较连续可靠的地磁记录，为分析地震的磁效应提供了宝贵的资料。利用这些资料，许多作者研究了唐山地震的磁效应^[7-11]。文献 [7] 中，将距震中约 80 公里的昌黎台与处于非震区的红山台相比，在扣除了地磁场正常长期变的地区差异后，发现地磁场垂直分量在震前一年内有 11.5nT 的负异常，认为这是与唐山大地震有关的。但林云芳等^[8]持有异议。他们的资料分析结果表明，1974—1976 年之间华北地区地磁场垂直分量经历了由下降到上升的转折，但华北南部和北部的转折时间和速率存在着局部性差异，从而推断，上述昌黎台的“负异常”并不是唐山地震磁效应，而是地磁场长期变化大范围区域性特征的一种表现。孙若昧等^[9]利用我国及邻近地区 1969—1978 年绝对观测资料，求得地磁场长期变的时空参考场，并发现昌黎台的垂直分量自 1973 年起至 1976 年系统偏离由参考场计算的拟合曲线，1975 年偏差达最大值，约为 10nT，1976 年震后实测值又趋于与拟合值吻合。他们认为，这种偏离可能是唐山地震的磁效应。关于总强度变化，文献 [7] 和 [9] 根据地磁台资料得出的结论为，震前总强度异常不明显。范国华等^[10]也指出，唐山地震对北京测区（该测区的磁测点中离震中最近的为河北省蔚县九王庄点，距震中约 80 公里）地磁场总强度的影响较小，从观测结果直接判断唐山地震的影响是困难的，但对地震前后 25 次重复测量资料的统计量，与唐山地震在时间和空间上有一定的相关性。任熙宪等^[11]，利用同一测区更长期间的磁测资料，得到了该地震对总强度影响的新结果，但也仅在统计量上显示出了地震前后的变化。总的看来，尽管该区地磁观测水准较高，对这样大的地震，在总强度上没有观测到明显的震前或震时效应，在垂直分量上的异常也还存有一定争议。这向人们提出：唐山地震的磁效应理论估计值有多大？其空间分布怎样？在目前的观测精度

上这样量级的地震，其磁效应是否为可观测量？如何实现震磁效应的最佳观测？

本文以文献[3]给出的唐山地震震源机制为基本模型，逐次改变断层参数，对所形成的七种断层模式，根据作者等的三维压磁效应模式计算方法^[1]，分别计算其相应的地磁场压磁变化，从而推断压磁效应地面观测的最佳条件和最差条件，以期对唐山地震磁效应的观测结果有更深入的认识。

三、结 果

计算中采用的四组共七个模式中断层参数及主要结果列于表1。为便于比较，表中

表 1

组别 Group number		1	2		3		4	5	
文中图号 Figure number		1	2(a)	2(b)	2(c)	3(a)	3(b)	4	5
	断层面倾角 $\theta(^{\circ})$ Dip angle, $\theta(^{\circ})$	76	80	60	45	76	76	76	76
	断层走向(相对磁北) $\phi(^{\circ})$ Strike of fault, $\phi(^{\circ})$ (from magnetic North)	-55	-55	-55	-55	0	-90	-55	-55
	断层顶部深度 $d(\text{Km})$ Depth to top of fault, $d(\text{Km})$	0	0	0	0	0	0	10	0
	断层所处磁纬($^{\circ}$) Magnetic latitude($^{\circ}$)	28N	0						
ΔF	1nT 以上异常面积 (Km^2) Area of 1nT anomaly (Km^2)	1700	1700	2700	4000	2250	0	200	500
	长 (Km) Length (Km)	85	85	90	100	90	0	20	100
	宽 (Km) Width (Km)	20	20	30	40	25	0	10	5
	该区域线性尺度与断层长度之比 α Ratio of length of this area to length of fault, α	1.04	1.04	1.13	1.28	1.11	0.0	0.27	1.19
ΔZ	异常峰值 (nT) Maximum anomaly (nT)	3.4	2.6	10.4	10.0	5.3	0.8	1.3	2.0
	1nT 以上异常面积 (Km^2) Area of 1nT anomaly (Km^2)	1800	1800	2125	4950	2375	0	350	2850
	长 (Km) Length (Km)	90	90	85	110	95	0	35	95
	宽 (Km) Width (Km)	20	20	25	45	25	0	10	30
	该区域线性尺度与断层长度之比 α Ratio of length of this area to length of fault, α	1.10	1.10	1.05	1.41	1.17	0.0	0.43	1.19
	异常峰值 (nT) Maximum anomaly (nT)	4.0	3.3	12.1	9.4	6.2	1.0	1.4	6.2

注：唐山断层模式为右旋走滑断层，34 公里宽，84 公里长，断层面倾角 76°，走向北东 49°，平均走滑错距 4.6 米。

The Tangshan earthquake fault model is a right-lateral strike-slip fault, striking N49°E and dipping 76° from the surface with width 34 Km, length 84 Km and average strike-slip dislocation 4.6m.

还将文献[1]中的一组模式列出。表中各组的基本特征为：

第 1 组——唐山断层模式；

第 2 组——改变断层面倾角的三种不同情况；

第 3 组——改变断层走向为沿磁子午面和垂直于磁子午面的情况；

第 4 组——改变断层面出露地表为埋藏一定深度的情况；

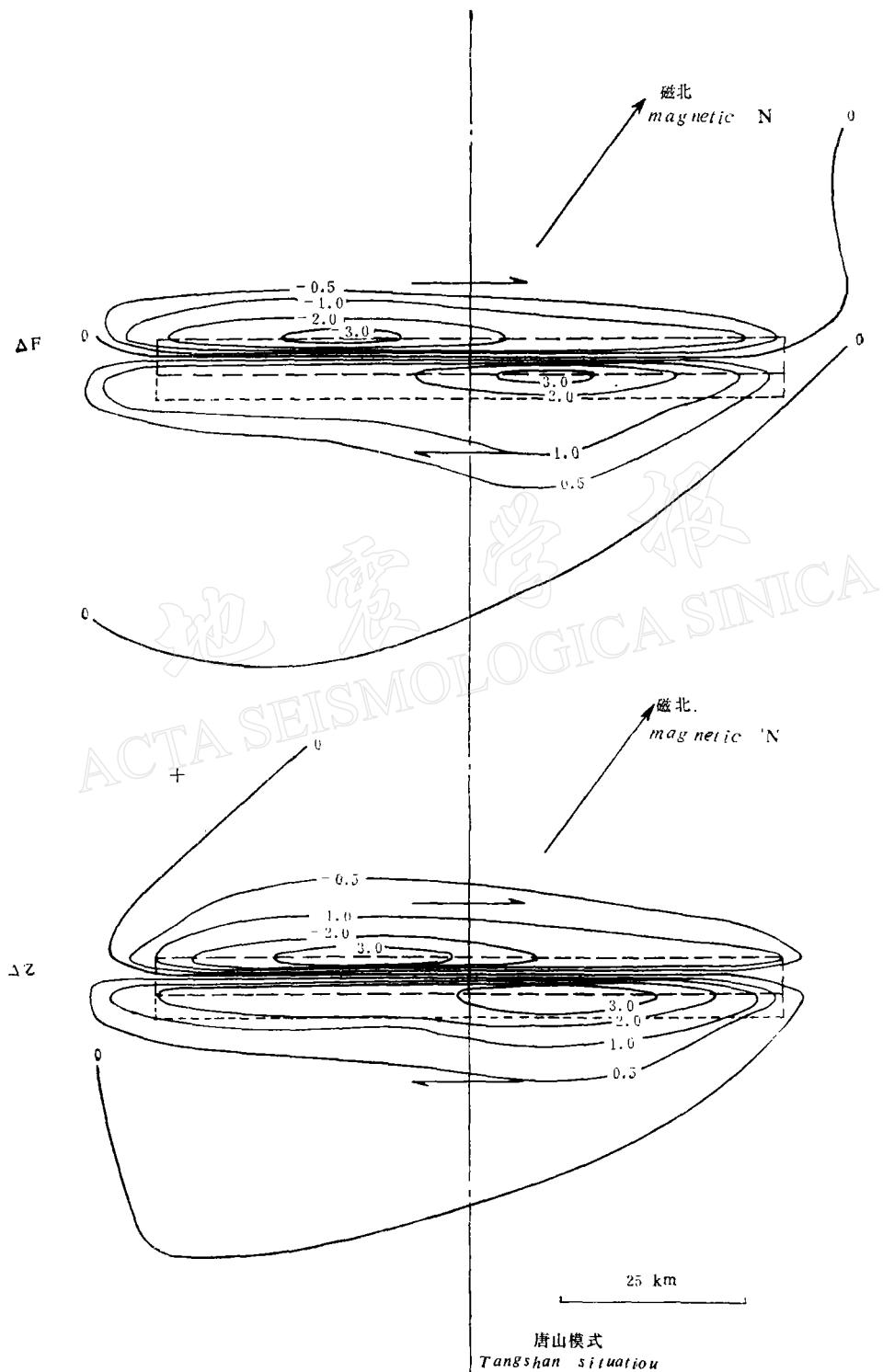


图 1

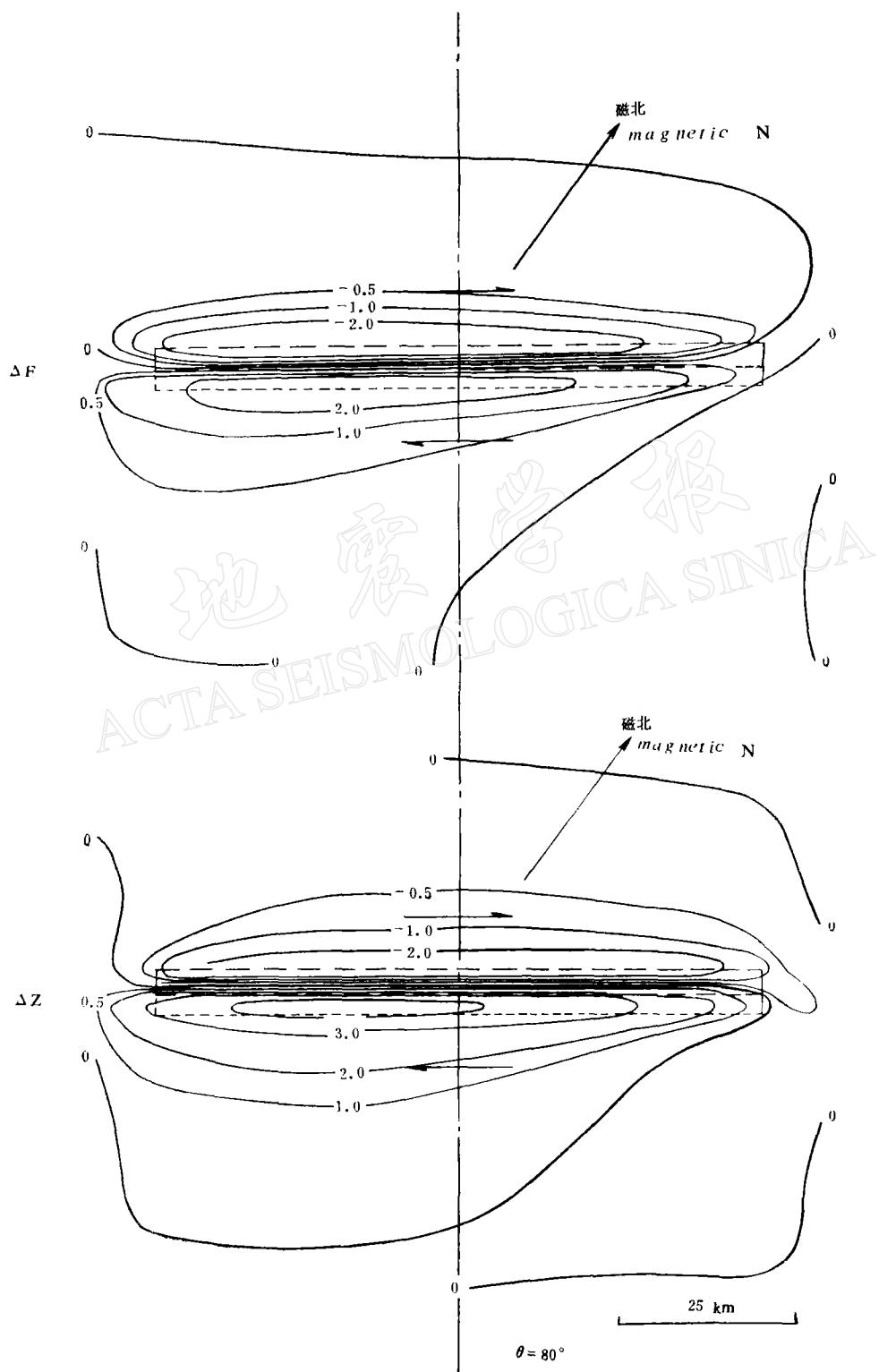


图 2(a)

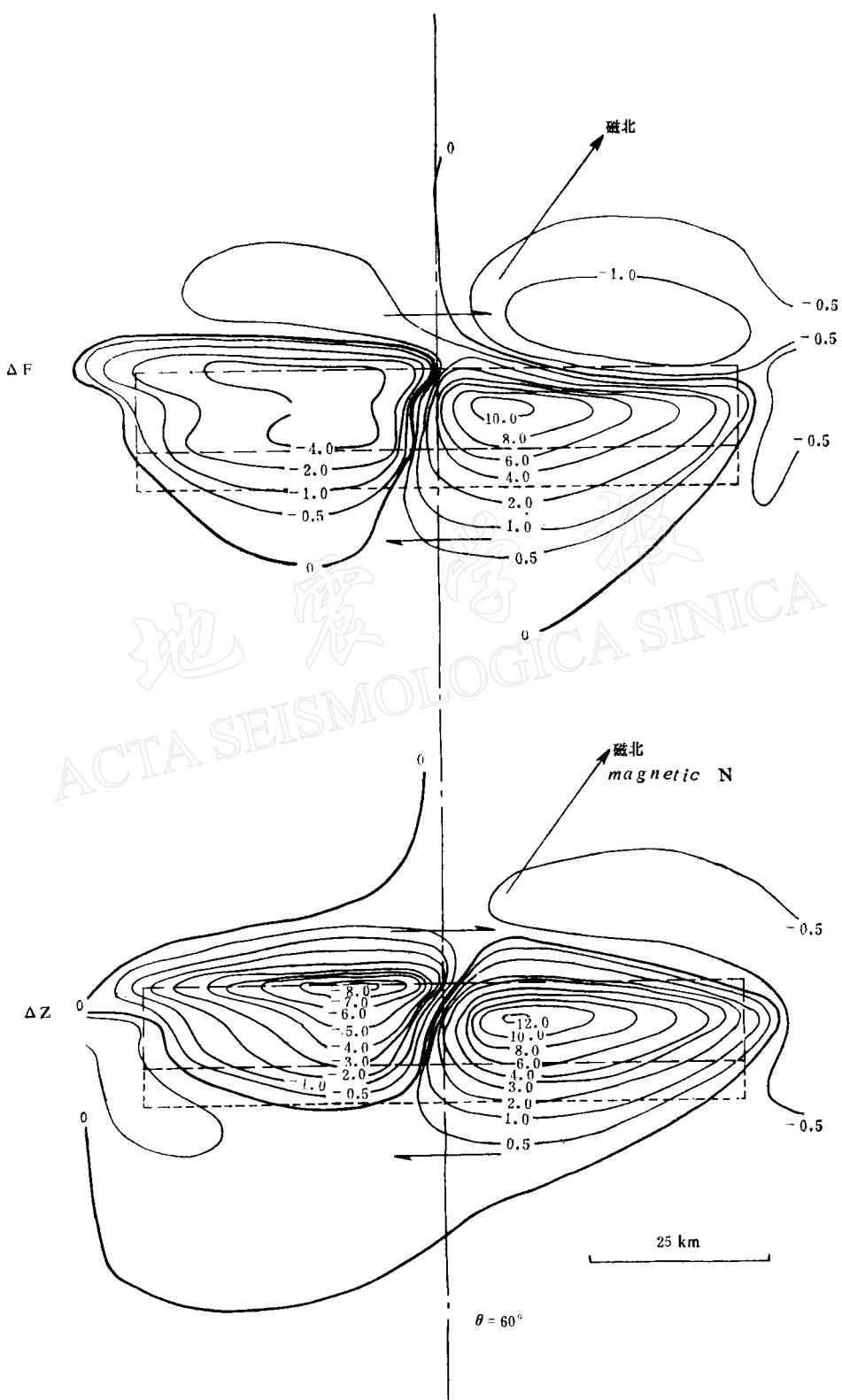


图 2(b)

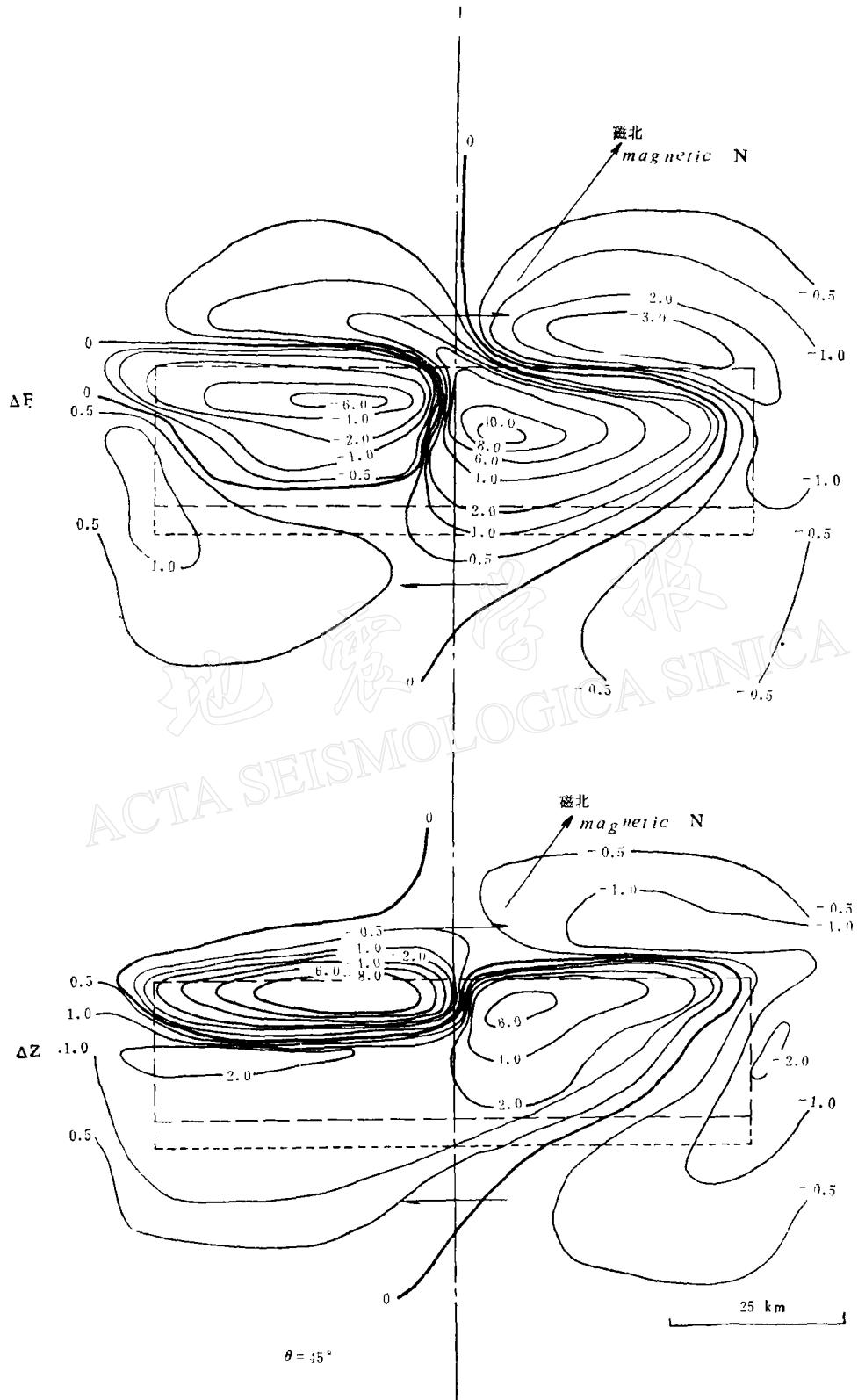


图 2(c)

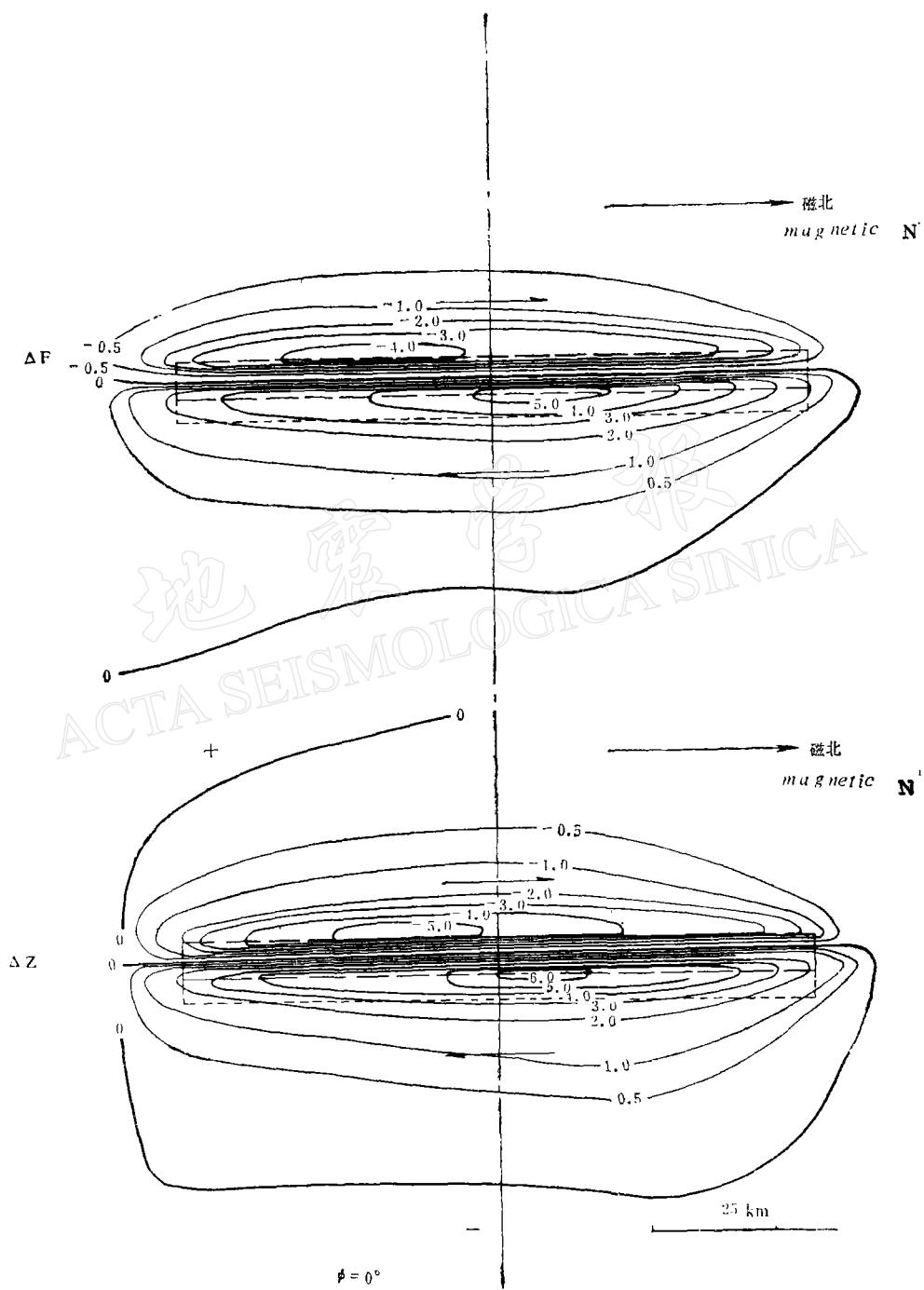


图 3(a)

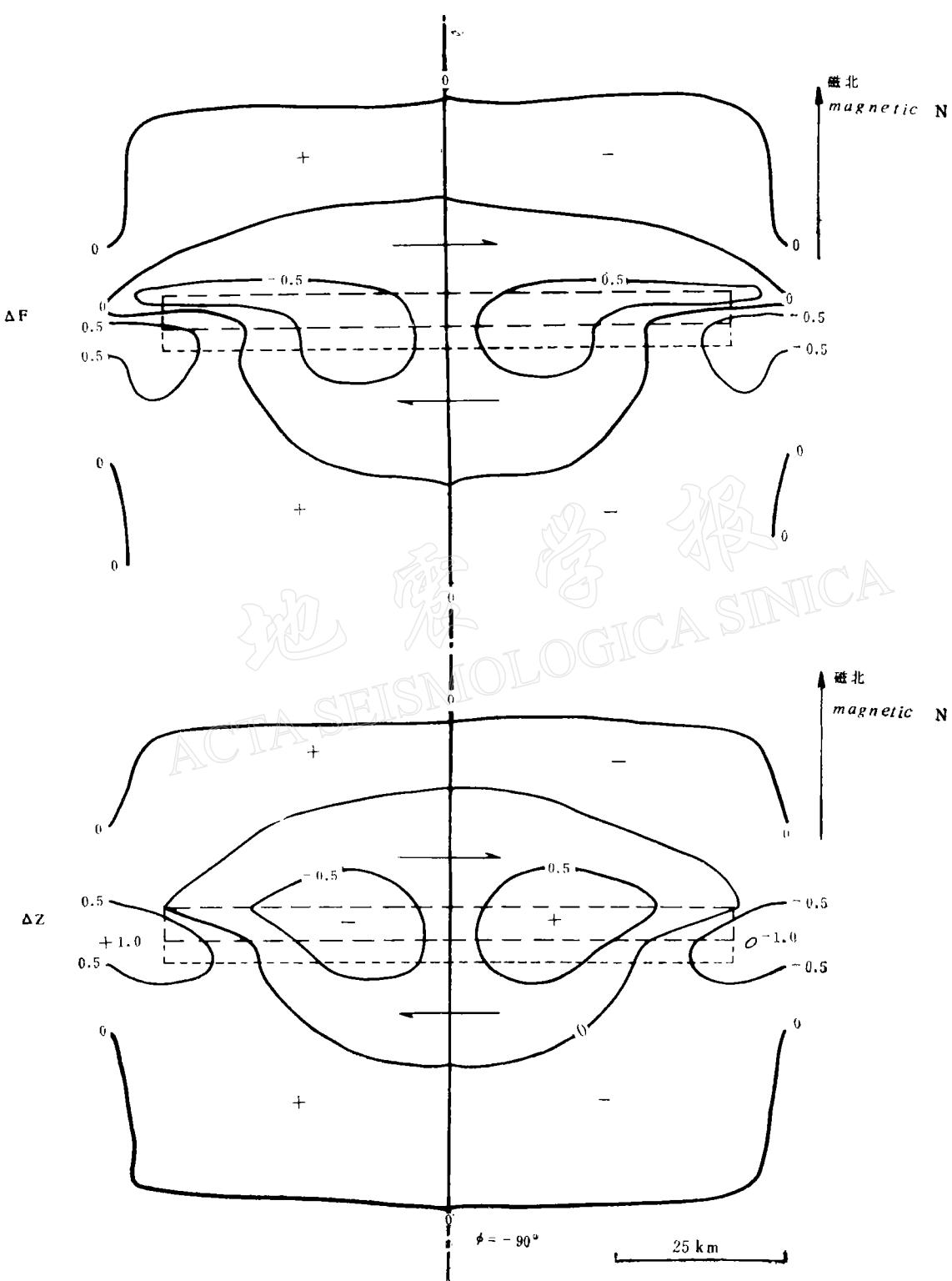


图 3(b)

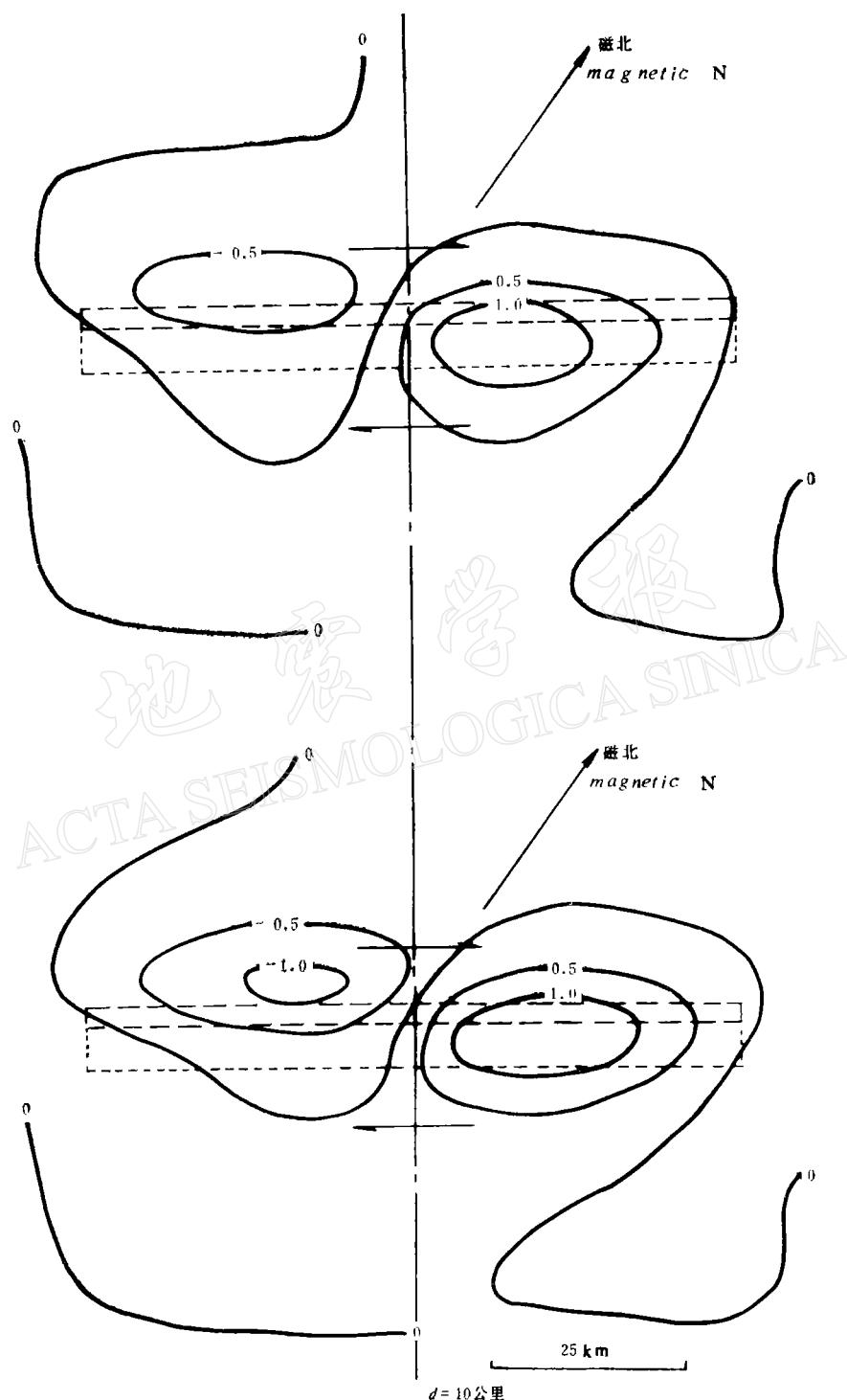


图 4

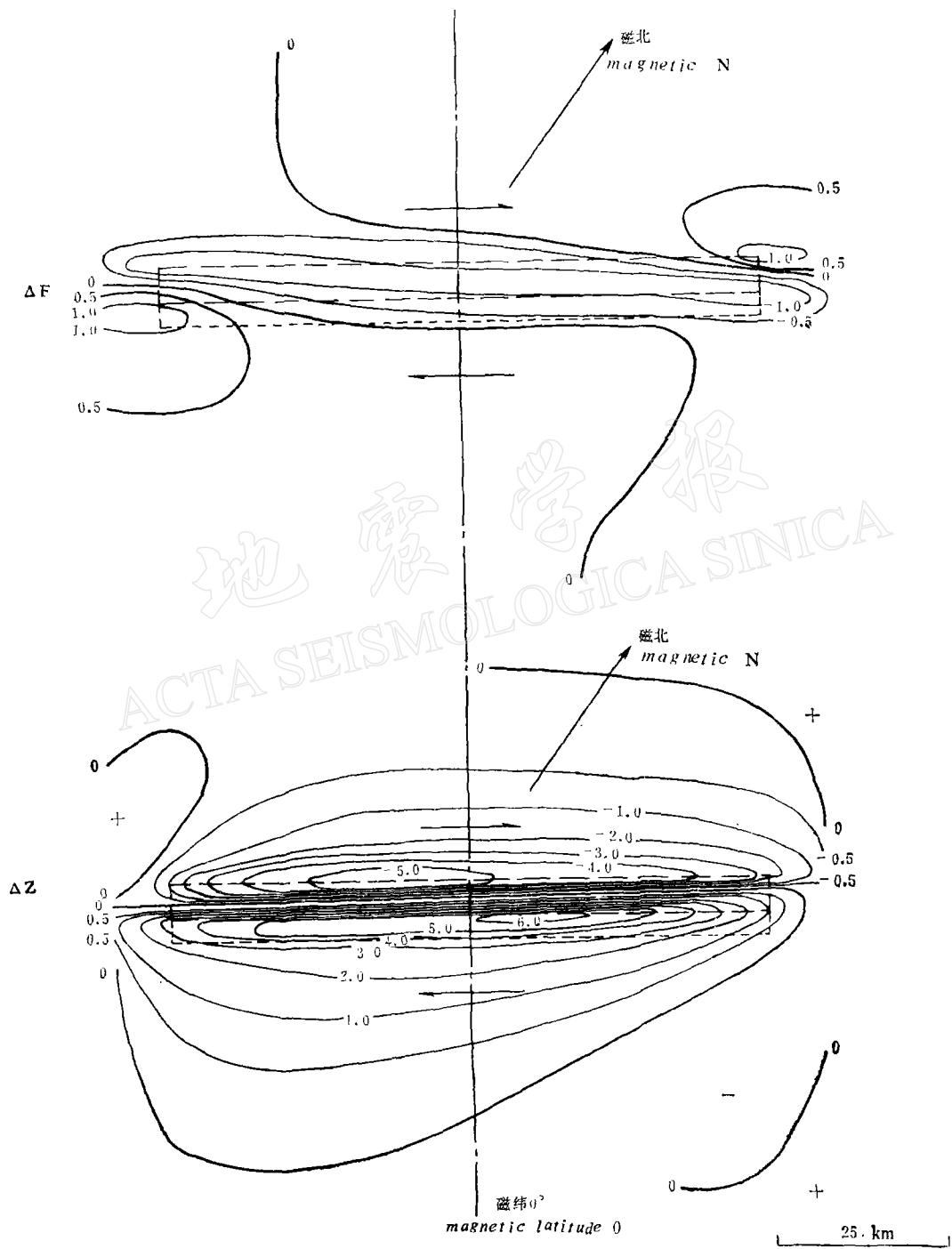


图 5

第5组——将断层面由处于磁纬 28°N 改变为处于磁赤道的情况。

上述各模式的其它参数,均按唐山地震情况处理:为右旋走向滑动断层,34公里宽,84公里长,平均走滑错距为4.6米。根据曾融生等^[12]和孙武城等^[13]的结果,该区无磁性的沉积层基底埋深平均在4—5公里,而文献[6]研究的岩样又是在铁矿区采集的,其磁化率数值远高于该区的平均值,故可以认为,本研究中假设岩石平均磁化强度 $I=1\times10^{-3}\text{c.m.u.}$,其应力灵敏度 $S=1\times10^{-4}\text{巴}^{-1}$ 是合理的估计值。依据邵学钟等对转换波的研究结果^[14]假设该区介质为泊松体,刚性模量 $\mu=4\times10^5\text{巴}$ 。郝书俭等曾对该区居里等温面的埋藏深度进行了研究^[15],得到了京津唐地区的埋深约为16—26公里,本文以20公里为地壳磁性层的下界深度。采用上述参数,对以上五组模式计算得出的总强度压磁异常场 ΔF 和垂直分量压磁异常场 ΔZ 分别在图1—5中给出,图中等值线单位为nT,间断线表示断层边界在地面的投影,较粗长的间断线表示居里等温面上断层边界的投影。

表1中同时列出了各模式所得的磁异常 ΔF 和 ΔZ 的峰值及异常超过1nT的区域(以下简称“异常区域”的面积,并给出该区域的线性尺度与断层长度之比 α 。

四、讨 论

1976年唐山大地震是一次具有代表性的强烈岩层走滑错动,在地形变和构造应力等地球物理场上均引起了剧烈的变化。但是,从本文对压磁效应的理论计算结果看,该地震引起的压磁异常量级很小,其最大值尚未超过15nT,也就是说压磁属于地震过程的一种弱效应场,这同实际观测的结果也是一致的。

下面,分别将表1中第2—5组值与第1组进行对比,用以分析各种参数对压磁异常的影响。

1. 断层面倾角的影响

第2组表明,在倾角由 80° 变到 45° 时,总强度异常 ΔF 和垂直分量异常 ΔZ 的峰值均有着由小变大的明显趋势。特别是当倾角由 76° 变到 60° 时[图1与图2(b)],异常峰值随倾角的变化率甚高,异常量可增至原来水平的三倍以上, ΔF 由3nT增至10nT, ΔZ 由4nT增至12nT。鉴于 45° — 80° 区间是多数走滑断层倾角的代表性变化范围,可以看到倾角变化对震磁效应的可观测性会有重大影响。还应指出,在倾角最小(45°)时,压磁异常仍如倾角 60° 时维持在10nT左右,但在空间分布上却比倾角 60° 时明显增大,其异常区域的线性尺度与断层长度之比 α 由倾角 60° 时的1.10左右增至1.28—1.41,异常区域面积也为倾角 60° 时的1.5—2.3倍,这对观测显然更为有利。

2. 断层走向的影响

第3组表明,在特定的磁纬和断层滑动方式下,断层走向沿磁子午面时异常峰值可达5—6nT,而垂直于磁子午面时磁异常几乎观测不到。

3. 断层埋深的影响

从第4组可以看到,如将断层面顶部埋深从地表增至10公里,异常峰值则降低到1nT,且异常区域线性尺度与断层长度之比 α 降低到0.27—0.43。

4. 断层所处磁纬的影响

第5组表明,若将断层从磁纬 28°N 移到磁赤道处(在计算中,将 28°N 处磁场值取为 $H = 0.29\text{Oe}$, $Z = 0.46\text{Oe}$, 磁赤道处取为 $H = 0.35\text{Oe}$, $Z = 0$, 前者为唐山地区磁场值,后者则为磁赤道上平均值),则 ΔF 变为峰值仅 2nT 的狭长异常带,观测到异常的难度将更大。然而,此时 ΔZ 异常峰值却增大到 6nT ,而且分布范围比唐山模式(第1组)增加58%左右。

从以上分析不难看出,上述各种参数对地面压磁效应观测都有其“最佳范围”。处于该范围内,就可在地面上观测到较强的磁异常,反之,就可能因磁异常过小而观测不到。震级是地震释放弹性应变能的一种度量,随震级加大,相应的地球物理场的变化一般也会加大,但这并不是唯一的决定因素。理论分析表明,震级相同的地震,其异常幅度和波及范围还在很大程度上取决于发震机制。因断层面方向及所处空间位置的不同而引起的磁效应会有千差万别。可以说,这从一个侧面反映了震磁效应的复杂性和实现最佳观测的重要性。

从上述分析中断层埋深及所处磁纬两个角度看,唐山地震磁效应观测处于“最佳范围”之内,然而从断层倾向和走向两个角度看,则不是处于“最佳范围”内。若有关诸参量都处于“最佳范围”内,观测到地震磁效应的希望将要大许多。

至于 ΔZ 和 ΔF 异常的比较,对大多数模式, ΔZ 的异常峰值和异常区域面积均略大于 ΔF 的。但对磁赤道上的断层(第5组),这种差异要显著得多, ΔZ 峰值和异常区域面积分别为 ΔF 的3倍和5.7倍。

五、结 论

震磁效应的量级不大,空间范围也很有限。从本研究的计算结果看,象1976年唐山发生的这样大的地震,其异常值大于 1nT 的区域位于断层线附近,面积约 85×20 公里²,异常峰值仅 $3\text{--}4\text{nT}$ 。同实测值相比,总强度异常很小,与实际观测中没有发现明显磁异常是一致的(唐山地震前已有的地磁观测中最接近震中的测点和台站均有约80公里的震中距);而垂直分量异常比有些作者估算的唐山地震磁异常^[7,9]要小。尽管有人曾用其它物理机理来估算地震磁效应,然而,震磁效应微弱这一特点是许多作者都重视的,要测出这种微弱的变化量相当困难,这不仅在于对量测仪器要有更严格的要求,比如需使磁力仪精度至少达 1nT ,而且还要求观测台网有一定密度和空间分布,使之可以接近未来地震的震中。

作者还想指出,震磁效应的可观测性和地震的破裂机制有着紧密的关系。在文中所述条件下,当走滑断层倾角为 $45^{\circ}\text{--}60^{\circ}$ 时,其压磁异常可高达 12nT 左右,易于观测到;而在最差观测条件下,压磁异常几乎无法测出。对大多数模式,垂直分量异常略大于总强度异常,在某些条件下却相差很大。因此,针对具体条件,采用震磁效应的最佳观测,无疑是具有重要意义的。由于目前对深部岩石的磁性还缺乏足够的资料,上述结果有待进一步验证。

参 考 文 献

- [1] 郝锦绮,L. M. Hastie 和 F. D. Stacey, 三维位错模式的地震压磁效应, 地震学报, 6, 558—573, 1984.
- [2] Mansinha, L. and D. E. Smylie, The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 61, 1433—1440, 1971.
- [3] 陈运泰, 黄立人、林邦慧、刘妙龙和王新华, 用大地测量资料反演的1976年唐山地震的位错模式, 地球物理学报, 22, 201—217, 1979.
- [4] Butler, R., G. S. Stewart and H. Kanamori, The July 27, 1976 Tangshan, China Earthquake—a complex sequence of intraplate events, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 207—220, 1979.
- [5] 张之立, 唐山地震的破裂过程及其力学分析, 地震学报, 2, 111—129, 1980.
- [6] Gao, L. M. Xu and P. Huang, Variations of the susceptibility of rock samples before and after fracture under uniaxial compression, *J. Geomag. Geoelectr.*, 34, 265—281, 1982.
- [7] 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组, 一九七六年唐山地震, 地震出版社, 228—245, 1982.
- [8] 林云芳、曾小萍、郭启华, 中国华北地区地磁长期变化的分析, 地震学报, 4, 74—83, 1982.
- [9] 孙若昧、卢振业, 唐山地震前磁场长期变的局部异常, 地震研究, 5, 397—408, 1982.
- [10] 范国华、侯作中、詹志佳、黄平章, 唐山地震对北京地区地磁场总强度的影响, 地震学报, 1, 39—49, 1979.
- [11] 任熙宪、祁贵仲、詹志佳, 唐山地震前后北京地区地磁场总强度的变化, 地震学报, 6, 271—286, 1984.
- [12] 曾融生、张少泉、周海南、何正勤, 唐山地震区的地壳结构及大陆地震成因的探讨, 地震学报, 7, 2, 125—142, 1985.
- [13] 孙武城、刘昌铨, 从地震测深看华北盆地地壳深部构造的若干特征, 朱夏主编, 中国中新生代盆地构造和演化, 科学出版社, 1984.
- [14] 邵学钟等, 利用地震转换波探测地壳、上地幔构造试验, 地球物理学报, 21, 89—100, 1978.
- [15] 郝书俭、高华根、王春华, 京津唐地区居里等温面及其与地震的关系, 地球物理学报, 25, 264—269, 1982.

TANGSHAN 1976 EARTHQUAKE AND THE OPTIMUM OBSERVATION STRATEGY FOR SEISMOMAGNETISM

HAO JINQI

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

Abstract

Based on the theory of three-dimensional seismomagnetic modelling proposed by the author, Hastie and Stacey^[1], a computation for the Tangshan 1976 earthquake is undertaken. The piezomagnetic anomalies of seven models with different orientations, dip angles and depths of the fault at different magnetic latitudes are compared. The results indicate that seismomagnetic effect is strongly dependent on the focal mechanism of the earthquake. It appears that strike-slip fault with a dip angle of 45°—60° provides the optimum observation condition where the maximum piezomagnetic anomaly is as high as 12 nT. The worst condition for seismomagnetic observation appears when the fault is located at the magnetic equator, or orients magnetic E—W, or with a focal depth of 10 km or more. Under one of such circumstances the corresponding piezomagnetic anomaly can hardly be detected. In most of the models, anomaly of the vertical component is slightly higher than that of the total field strength and reaches an extreme value of three fold of the latter when the fault is located at the magnetic equator. Computation for the Tangshan earthquake shows that the maximum anomaly is about 3—4 nT and the ratio of the linear extension of the area with an anomaly exceeding 1nT to the fault length is only 1.04—1.10. Since the piezomagnetic field is a weakly induced field by an earthquake, the fact that no obvious magnetic precursor to this earthquake had been measured seems to be due to the low sensitivity of the magnetometers involved and their large epicentral distances.