

九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震地磁异常的观测与分析^{*}

顾左文^{1),*} 张 毅²⁾ 姚同起¹⁾ 高金田¹⁾
刘 欣²⁾ 陈 斌¹⁾ 詹志佳¹⁾ 顾春雷²⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国合肥 230031 安徽省地震局

摘要 2005 年 11 月 26 日九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震发生前,震中及其周围地区的地磁基本场测量和相应的“2005.0 中国地磁基本场曲面样条模型”显示,震中周围 100 km 范围内存在显著的“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”,而该异常在“1970.0 中国地磁基本场曲面样条模型”中并不存在. 2005 年 12 月在震中及其周围地区的 21 个测点上进行了地磁重复测量,并建立了“局部修订 2005.0 中国地磁基本场曲面样条模型”. 该模型显示,震后“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”明显减弱. 因此认为,“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”是地震地磁前兆异常现象.

关键词 地磁测量 曲面样条模型 地磁异常 九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震

中图分类号: P318.2⁺⁺¹ **文献标识码**: A

引言

2005 年 11 月 26 日九江—瑞昌地区发生了 $M_s5.7$ ($M_L6.0$) 地震,震中位置为 $29^{\circ}43'N$, $115^{\circ}43'E$. 由于该地区地震活动相对较弱,不是重点监测的地震活动区,因此缺少常规地震前兆观测资料. 而在“2005.0 中国地磁图”项目实施过程中,于 2004 年在该地区进行了平均测点间距为 70 km 的地磁场三分量绝对测量,这批数据恰好成为九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震前的地磁前兆观测数据. “2005.0 中国地磁图”项目组开展了多种区域地磁基本场模型计算方法的研究,其中包括曲面样条方法(安振昌等, 1982; 高金田等, 2006; 顾左文等, 2006). 由于曲面样条方法为“过点”拟合,因此能够细致、准确地反映空间尺度接近两个左右测点间距的局部地磁场异常. 当项目组于 2005 年底完成“2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”计算,并以较小的等值线间距,即较高的分辨率将“九江—瑞昌”地区的地磁基本场空间分布描述出来后,发现在九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震震中附近存在明显的地磁基本场水平分量异常. 其异常幅度超过 100 nT,异常空间分布尺度为 100 km 左右(图 3). 作者将其称为“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”(下同).

2005 年前,我国地球物理学者共完成了 6 代“中国地磁图”的编制,即 1950.0, 1960.0,

* 中国地震局项目资助. 中国地震局地球物理研究所论著 06AC1039.

2006-03-30 收到初稿, 2006-07-10 决定采用修改稿.

† 通讯作者. E-mail: guzwwg@sohu.com

1970.0, 1980.0, 1990.0 和 2000.0“中国地磁图”, 每代间隔为 10 年. 其中只有在编制“1970.0 中国地磁图”时, 鄂皖赣地区的测点平均间距为 70 km 左右, 其它时间在鄂皖赣地区的测点平均间距均超过 200 km. 因此, 对于空间分布尺度为 100 km 的“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”, 只有“1970.0”的观测数据与地磁基本场模型具有可比性. 从图 1 可看到, “1970.0”与“2005.0”在九江—瑞昌地区的测点分布大致相当.

采用同样的计算条件, 根据“1970.0”中国地区地磁场观测数据建立了“1970.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”, 并以相同的等值线间距将“1970.0”的“九江—瑞昌”地区的地磁基本场空间分布描述出来(图 2). 从图 2 可以看到, “1970.0”该地区地磁基本场水平分量的空间分布相当均匀. 这意味着“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”在 1970.0 并不存在. 相隔 30 多年, 在该地区内地磁基本场出现如此大的异常变化, 在排除了观测数据及其处理和模型计算存在的误差之后, 只能用岩石圈物质磁性分布结构的异常变化来解释. 而局部地区岩石圈物质磁性分布结构的异常变化一般均具有应力应变状态或温度异常变化的背景, 这正是地震活动的动力学背景. 因此可以推断, “2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”与九江—瑞昌 $M_s 5.7$ 地震之间有某种对应关系.

为了验证上述磁异常现象和推断, 于 2005 年 12 月 7—23 日, 在上述异常及周边区域的 21 个测点上进行了地磁场三分量的重复测量, 并使用新的观测数据重建了“2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”, 我们称其为“局部修订 2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”.

通过对上述 3 个地磁基本场模型的对比分析, 可以探讨“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”的出现和衰减与九江—瑞昌 $M_s 5.7$ 地震的对应关系.

1 野外地磁场三分量测量及数据处理

在编制“1970.0 中国地磁图”时, 中国科学院地球物理研究所在中国大陆地区进行了 1 882 个野外测点的地磁场三分量测量, 包括当时国内运行的 7 个地磁台, 该期测量共产出 1 889 个点的地磁测量数据. 该次测量是迄今为止在中国大陆地区所进行的规模最大的一次地磁测量. 除新疆、青海和西藏地区外, 测点空间分布间距达到了 70~100 km. 其中大部分测点的地理坐标是从国家测绘总局出版的 1:5 万或 1:10 万中国地形图上量取的, 小部分测点的地理坐标是进行现场天文测量获得的. 当时所测量的地磁要素为: 水平强度(H)、磁偏角(D)和磁倾角(I). 观测所使用的仪器为: 地磁经纬仪(观测 D)、地磁感应仪(观测 I)和石英水平磁强计(QHM, 观测 H). 观测数据通化后的精度分别是: $H \geq \pm 10$ nT, $I \geq \pm 0.7'$, $D \geq \pm 1.4'$.

2002—2005 年, 为编制“2005.0 中国地磁图”, 中国地震局地球物理研究所、安徽省地震局、辽宁省地震局、云南省地震局、中国地震局综合观测中心、甘肃省地震局、四川省地震局、湖北省地震局和新疆维吾尔自治区地震局等单位在中国大陆地区进行了 1 119 个野外测点的地磁场三分量测量, 包括中国地震局所属 35 个地磁台, 该期测量共产出 1 154 个点的地磁测量数据. 此次测量是在中国大陆地区进行的又一次大规模的地磁测量. 除新疆、青海和西藏地区外, 测点的空间分布间距也达到了 70~100 km. 所测量的地磁要素为: 总强度(F)、磁偏角(D)和磁倾角(I). 观测所使用的仪器为: PrMark2 差分 GPS(测点地理坐标及地理方位角)、CTM-DI 磁力仪(观测 D , I)和 G-856AX 质子旋进磁力仪(观测

F 及其梯度分布). 观测数据通化后的观测均方差分别为: $F>1.5\text{ nT}$, $I>0.5'$, $D>0.5'$.

1970 年前后, 中国大陆地区只有北京白家疃等 7 个地磁台开展地磁观测, 而且连续观测的记录形式是模拟记录(磁照图). 因此, “1970.0”野外测量数据的日变改正通化使用的台站资料为时均值, 长期变改正使用的是地磁台站的年均值. 2000 至 2005 年期间, 中国地震局在大陆地区正常观测的基准地磁台为 35 个, 其中 22 个地磁台具有数字化观测资料. 因此“2005.0”野外测量数据的日变改正通化使用的台站资料为分均值, 长期变改正使用的是根据 34 个国内台站和 3 个相邻国外台站 2000 年 1 月 1 日—2004 年 12 月 31 日的日均值所建立的“2000.0~2005.0 中国地区地磁基本场长期变化球冠谐模型(5 阶)”.

研究表明, 与地震活动相关的局部地磁场异常的空间范围可达 $100\sim200\text{ km}$ (丁鉴海, 1988; 范国华等, 1990). 而要准确、细致地反映这种规模的地磁异常, 除观测精度外, 最重要的因素是测点的空间分布密度. 从历代中国地磁图的编制过程看, 只有“1970.0 中国地区地磁基本场观测数据集”和“2005.0 中国地区地磁基本场观测数据集”在中国大陆的中东地区的平均测点间距小于 100 km . 因此, 对于研究地磁基本场的空间分布及其变化与地震活动性之间的关系而言, 上述两个数据集是非常重要的基础科学数据.

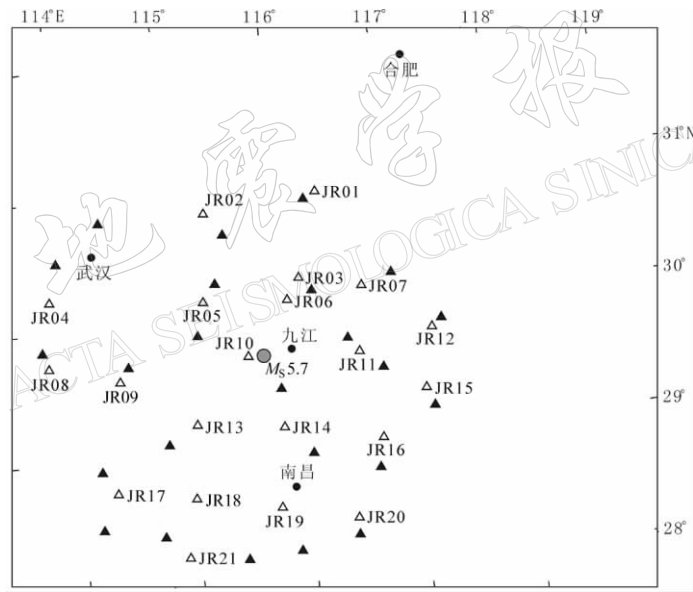


图 1 地磁测点与九江-瑞昌 $M_s5.7$ 地震震中分布
▲ 1970.0 地磁测点, △ 2005.0 地磁测点, ● 九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震震中

九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震发生后, 于 2005 年 12 月 7—23 日, 中国地震局地球物理研究所和安徽省地震局合作, 在九江—瑞昌地区的 21 个“2005.0”地磁测点上进行了重复测量. 图 1 为九江—瑞昌地区 21 个地磁测点与 $M_s5.7$ 地震震中的分布. 由于这些测点的定位测桩均保持完好, 因此实现了“原位”复测. 此次测量的数据使用武汉地磁台的同步数值化观测分均值数据进行了日变改正通化, 并使用“2005.0~2010.0 中国地区地磁基本场预测长期变化球冠谐模型(5 阶)”进行了长期变改正, 通化至 2005.0. 此次观测为研究九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震发生前后局部地磁基本场变化提供了必要的基础数据, 也为地震地磁监测提供了很好的工作模式.

2 区域地磁场曲面样条模型计算

2.1 计算方法

曲面样条方法最早用于机械加工领域. 1982 年, 中国科学院地球物理研究所安振昌等 (1982) 将其引入地磁基本场区域模型的计算中.

曲面样条方法用下式表示区域地磁基本场的分布:

$$W(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y + \sum_{i=1}^N F_i r_i^2 \ln(r_i^2 + \epsilon) \quad (1)$$

式中, $W(x, y)$ 表示坐标 (x, y) 处的地磁场各独立要素, 其中

$$r_i^2 = (x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 \quad (2)$$

ϵ 为控制曲面曲率变化的小量, 根据模型计算的需要而设定. a_0, a_1, a_2, F_i 是待定系数, 可由下列方程组求出:

$$\begin{cases} W_j = a_0 + a_1x_j + a_2y_j + \sum_{i=1}^N F_i r_{ij}^2 \ln(r_{ij}^2 + \epsilon) & j = 1, 2, \dots, N \\ \sum_{i=1}^N F_i = \sum_{i=1}^N x_i F_i = \sum_{i=1}^N y_i F_i = 0 \end{cases} \quad (3)$$

曲面样条模型共有 $(N+3)$ 个系数, N 为参与模型计算的数据点个数.

相对于其它区域地磁场模型计算方法 (如多项式、球冠谐函数、矩谐函数等) 而言, 曲面样条方法有如下特点:

1) 地磁场不同要素的模型独立计算.

2) 模型为“过点”拟合, 即模型曲面通过所有数据点, 不存在球冠谐等方法建模时的收敛残差.

因此, 如果观测数据的精度和测点的空间分布密度足够高, 则区域地磁场的曲面样条模型可以准确、细致地描述空间分布尺度较小的局部地磁异常. 虽然地磁基本场的曲面样条模型不存在收敛残差, 但这并不意味着曲面样条模型可以完全真实、准确地描述地磁场的空间分布. 大量的计算实践说明, 曲面样条模型可以相对真实、准确地描述空间分布尺度接近 2 个测点间距的局部磁异常的空间分布.

2.2 “1970.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”计算

根据“1970.0 中国地区地磁场观测数据集”中的 1 887 个点的数据 (从原 1 889 个点的数据中去掉了 2 个与其它测点地理坐标完全相同点的数据)、伦坪地磁台和伊尔库茨克等 7 个地磁台 1970.0 的地磁场观测值以及在中国大陆地区周边 34 个点的 IGRF1970 地磁场计算值, 建立了“1970.0 修订中国地磁数据集”.

将该数据集从 H, D, I 三个独立地磁要素扩展为 F, D, I, H, X, Y, Z 七要素, 并分别建立了这 7 个要素的“1970.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型” (图 2). 模型计算的空间区域为: 东经 $73^\circ \sim 136^\circ$, 北纬 $18^\circ \sim 54^\circ$, 控制曲面曲率取 $\epsilon = 10^{-7}$.

2.3 “2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”计算

根据“2005.0”中国地区 1 119 个野外地磁测点的观测数据、34 个国内地磁台和 3 个国外地磁台 2005.0 的地磁场观测值以及在中国大陆地区周边 36 个点的 IGRF2005 地磁场计算值, 建立了“2005.0 中国地磁数据集”.

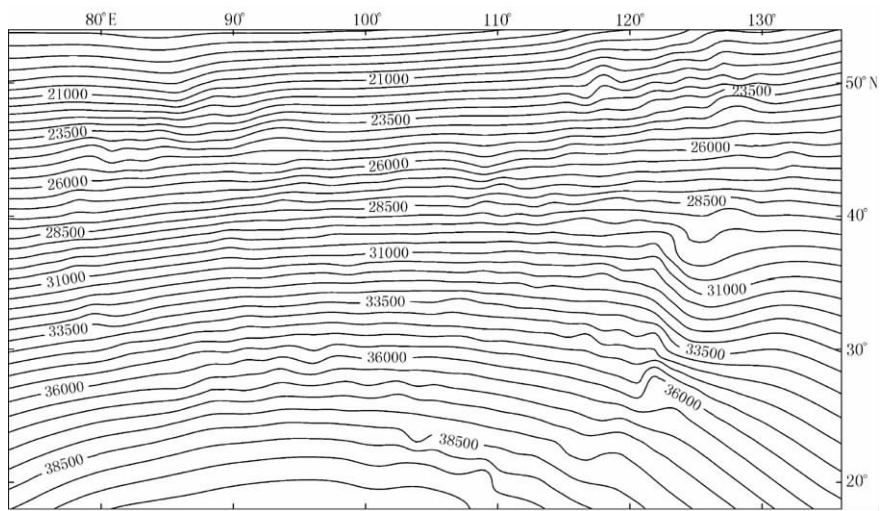


图 2 1970.0 中国及周边地区地磁基本场水平分量等值线图
等值线标注单位为 nT，等值线间距为 500 nT

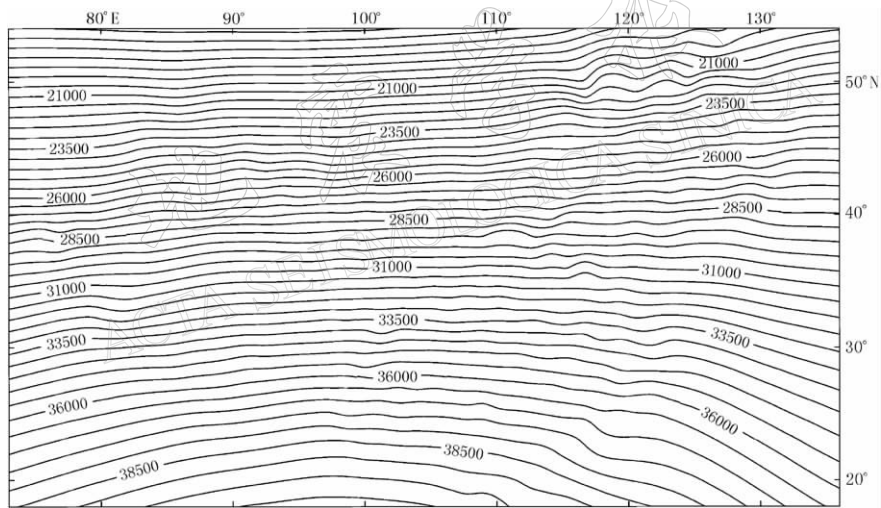


图 3 2005.0 中国及周边地区地磁基本场水平分量等值线图
等值线标注单位为 nT，等值线间距为 500 nT

将该数据集从 H, D, I 三个独立地磁要素扩展为 F, D, I, H, X, Y, Z 七要素，并分别建立了这 7 个要素的“2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”(图 3)。模型计算的空间区域为：东经 $73^{\circ} \sim 136^{\circ}$ ，北纬 $18^{\circ} \sim 54^{\circ}$ ，控制曲面曲率取 $\epsilon = 10^{-7}$ 。

2.4 “局部修订 2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”计算

将九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震发生后的该地区 21 个测点的“2005.0”通化值取代“2005.0 中国地磁数据集”中的相应测点的数据，再将该数据从 H, D, I 三个独立地磁要素扩展为 F, D, I, H, X, Y, Z 七要素，最后分别建立了这 7 个要素的“2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”。模型计算的空间区域仍为：东经 $73^{\circ} \sim 136^{\circ}$ ，北纬 $18^{\circ} \sim 54^{\circ}$ ，控制曲面曲率也取 $\epsilon = 10^{-7}$ 。

一般地,影响曲面样条模型精度和分辨力的主要因素是:参与模型计算的数据点的空间分布密度与分布的合理性以及参与模型计算的所有数据的精度.而且观测数据的精度直接表现为曲面样条模型的精度.因此,我们在进行观测数据的处理和模型计算时,尽可能保持较高的数据精度,并尽可能保持一致的模型计算条件,以减少由于数据精度和模型计算条件的差异所带来的模型计算的系统误差,确保上述 3 个模型具有相当的可比性.

3 九江—瑞昌地区地磁基本场异常分析

3.1 九江—瑞昌地区地磁基本场空间分布的时间变化

图 4 是根据“2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型,”以较高的分辨率绘制出的九江—瑞昌地区“2005.0”的地磁基本场等值线图.图 5 是根据“1970.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”,以相同的分辨率而绘制出的九江—瑞昌地区“1970.0”的地磁基本场水平分量的等值线图.

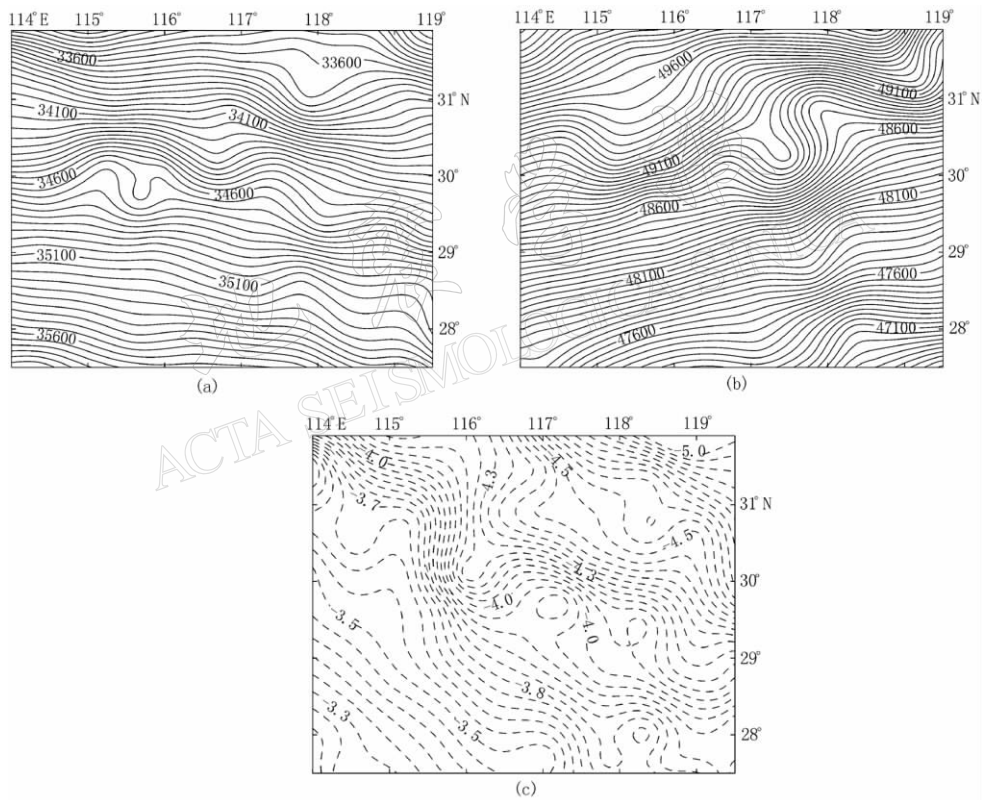


图 4 2005.0 九江—瑞昌地区地磁基本场等值线图

(a) 水平强度 H , 等值线标注单位为 nT , 等值线间距为 50 nT ; (b) 总强度 F , 等值线标注单位为 nT , 等值线间距为 50 nT ; (c) 磁偏角 D , 等值线标注单位为度, 等值线间距为 0.05°

从图 5 上可以看到,“1970.0”地磁基本场在安徽的宿松—安庆一带,即北纬 $30.5^\circ \sim 31.0^\circ$ 、东经 $116.5^\circ \sim 117.5^\circ$ 之间区域存在异常.而在图 4 中的“2005.0”地磁基本场在相同地区则基本不存在异常分布.由于缺乏充分的“1970.0”之前的观测数据,对这一异常现象的详细研究尚无法开展.

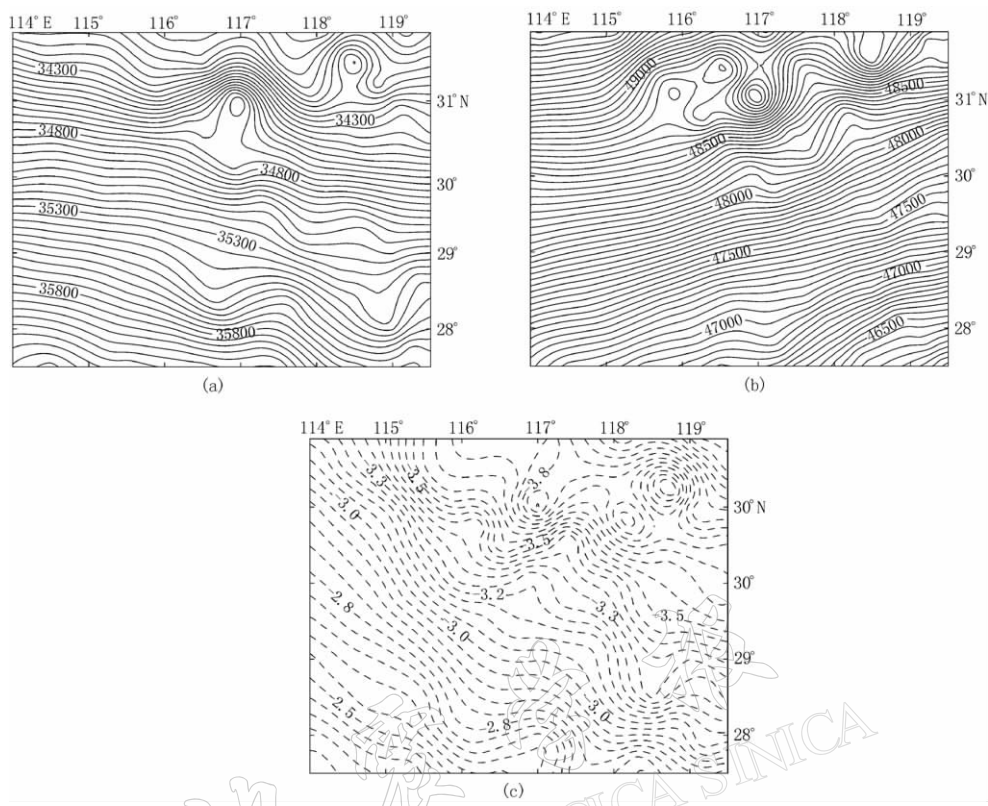


图 5 1970.0 九江—瑞昌地区地磁基本场等值线图

(a) 水平强度 H ，等值线标注单位为 nT ，等值线间距为 50 nT ；(b) 总强度 F ，等值线标注单位为 nT ，等值线间距为 50 nT ；(c) 磁偏角 D ，等值线标注单位为度，等值线间距为 0.05°

对比图 4 与图 5 可以发现，九江—瑞昌地区的“2005.0”与“1970.0”地磁基本场的空间分布存在着较大的差异，并以水平分量 H 的差异最为显著。图 5a 中，在纬度 $29.5^\circ \sim 30.5^\circ$ 、东经 $115.0^\circ \sim 116.5^\circ$ 之间区域内地磁基本场水平分量的等值线表现为非常均匀的东西走向的平行线簇，等值线数值从北向南逐渐增大，与同期的“国际地磁参考场(IGRF)”的分布规律非常相似。而图 4a 中该区域的水平分量则在类似的背景趋势下“添加”了一个闭合的异常。该异常的中部表现为等值线的稀疏，其边缘表现为等值线的集中，九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震的震中即位于该异常的东南边缘处。地磁场总强度 F 和磁偏角 D 在该空间区域的异常表现为等值线的集中，但在周围地区也有类似的分布，只是不如水平分量的异常表现得那样显著。由此可以认为，与“1970.0”相比，“2005.0”在九江—瑞昌地区出现了以水平分量为主的地磁基本场空间分布异常，我们将该异常称为“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”。

图 6 是根据“局部修订 2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”，以图 4 和图 5 同样的分辨率而绘制出的九江—瑞昌地区“2005.0”的地磁基本场等值线图。图 6 清楚地表明，九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震之后该地区的地磁基本场空间分布发生了较大变化，其中仍以水平分量的变化最为显著。图 6 与图 4 相比较，“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”明显减弱，表现为恢复水平分量等值线簇东西走向分布的趋势。

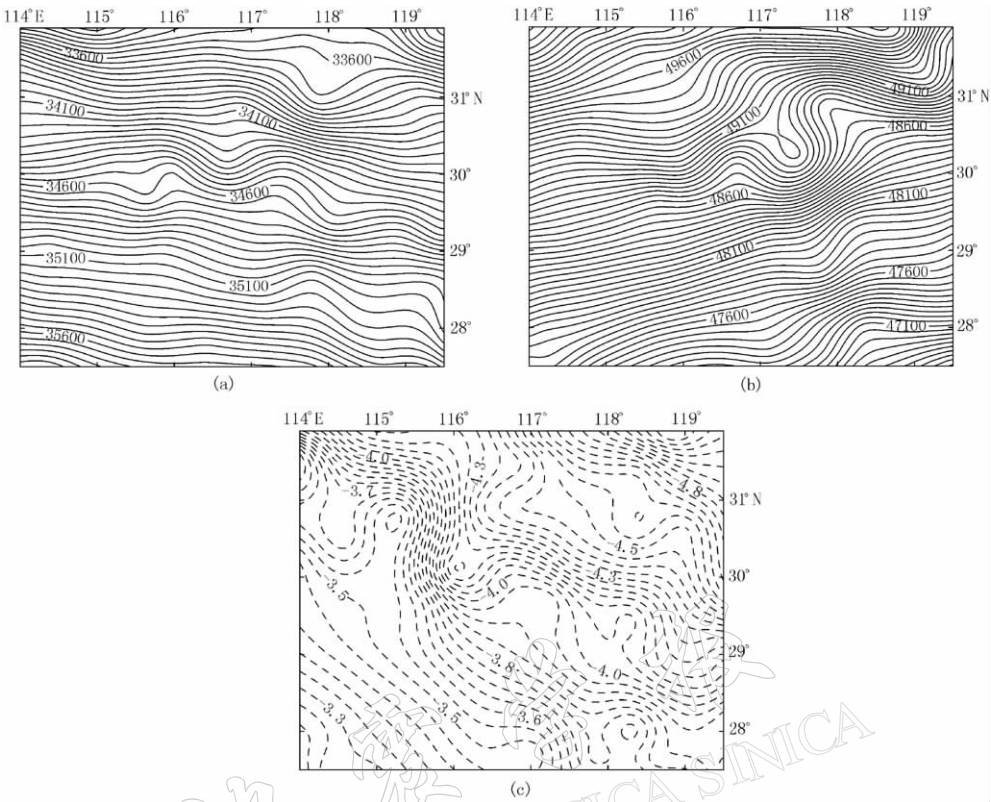


图 6 局部修订 2005.0 九江—瑞昌地区地磁基本场等值线图

(a) 水平强度 H ，等值线标注单位为 nT ，等值线间距为 50 nT ；(b) 总强度 F ，等值线标注单位为 nT ，等值线间距为 50 nT ；(c) 磁偏角 D ，等值线标注单位为度，等值线间距为 0.05°

3.2 九江—瑞昌地区地磁基本场水平分量的剖面分析

为了更细致地描述“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”，结合图 4a 和图 5a 在九江—瑞昌地区所表现出的 H 分量等值线东西走向分布的宏观趋势，在纬度 $29.0^\circ \sim 30.5^\circ$ 区间内，将“2005.0 中国地区地磁基本场水平分量的曲面样条模型”(地震之前)在东经 115.5° 线上的计算值减去在东经 114° 线上相同纬度的计算值，该差值的一维空间分布见图 7。

这样处理的物理意义为：以纬度 $29.0^\circ \sim 30.5^\circ$ 区间内“2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型-水平分量”在东经 114° 线上的计算值为正常参考场分布，来获取“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”在东经 115.5° 剖面上的空间异常变化数值。

为了便于比较，对“1970.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型-水平分量”与“局部修订 2005.0 中国地区地磁基本场曲面样条模型”(地震之后)进行了相同的处理，并将其结果也绘制在图 7 上。

图 7 清楚地显示，在东经 115.5° 线上的纬度 $29.0^\circ \sim 30.5^\circ$ 的区间内，“1970.0”地磁基本场水平分量的正负异常幅度为 138 nT 。地震发生之前的“2005.0”地磁基本场水平分量在该剖面上空间分布异常的幅度显著增大：九江—瑞昌以南的负异常幅度为

91 nT, 九江—瑞昌以北正异常的幅度为 214 nT 左右, 正负异常幅度的总和达到 305 nT; 而地震之后其异常幅度明显下降, 地磁基本场水平分量的正负异常幅度降为 217 nT. 由此可见, “2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”的存在和减弱过程与地震活动有明显的时间同步性.

3.3 九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震前后的地磁变化

为了定量分析九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震前后各个测点的地磁异常, 应用 2004 年 8 月与 2005 年 12 月九江—瑞昌地区 21 个测点的 2 次磁测通化值(通化时间均为 2005.0), 计算各测点 2 次磁测通化值之差. 表 1 列出了该地震前后各测点地磁七分量通化值的差值

(测点分布见图 1). 从表 1 可见, 在九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震前后, 各测点的地磁变化范围为, 总强度 ΔF : $-12.2\sim195.9$ nT, 磁偏角 ΔD : $-10.6'\sim3.3'$, 磁倾角 ΔI : $-4.4'\sim3.7'$, 水平强度 ΔH : $-6.4\sim174.9$ nT, 垂直分量 ΔZ : $-51.1\sim102.6$ nT, 东向分量 ΔX : $-6.1\sim172.5$ nT, 北向分量 ΔY : $-105.5\sim33.2$ nT. 显然, 九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震前后各测点地磁七分量都出现了异常变化, 以水平分量的异常变化最为明显. 对照图 1 与表 1 可见, 各地磁分量异常变化的空间分布有差异, 不同分量出现最大异常变化量的测点也不相同.

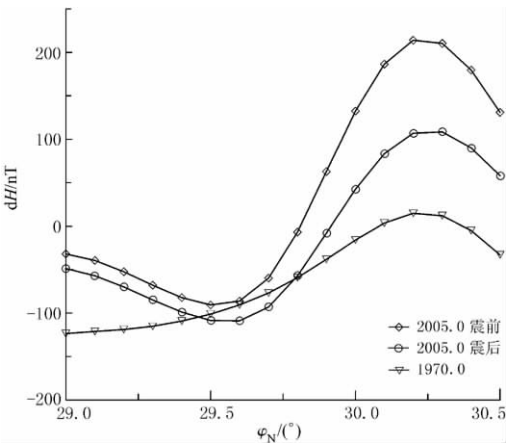


图 7 九江—瑞昌地区地磁基本场水平分量剖面图

表 1 九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震前后各测点的地磁异常变化

测点编码	距震中/km	$\Delta D/(^{\circ})$	$\Delta I/(^{\circ})$	$\Delta H/(\text{nT})$	$\Delta F/(\text{nT})$	$\Delta X/(\text{nT})$	$\Delta Y/(\text{nT})$	$\Delta Z/(\text{nT})$
JR01	146.6	0.37	-0.05	-6.4	-10.0	-6.1	4.1	-7.8
JR02	128.1	-10.58	3.65	13.4	74.9	6.8	-105.5	90.5
JR03	73.4	-1.39	-0.56	3.7	-2.8	2.7	-14.1	-7.6
JR04	186.2	-3.23	-2.61	21.1	-8.2	19.1	-33.5	-31.9
JR05	66.3	-3.32	-3.64	174.9	195.9	172.5	-44.2	102.6
JR06	52.0	-1.78	-4.36	36.9	-10.2	35.5	-20.6	-51.1
JR07	105.6	-1.37	1.21	3.7	22.5	2.7	-13.9	28.1
JR08	181.3	-2.37	-3.18	29.0	-4.1	27.6	-25.6	-35.0
JR09	121.8	-2.78	-3.21	27.9	-5.8	26.1	-29.8	-36.5
JR10	3.1	-1.97	-3.31	31.9	-1.4	30.6	-21.9	-34.3
JR11	85.8	-0.82	-3.41	28.2	-7.9	27.5	-10.1	-39.9
JR12	149.9	3.31	0.00	0.6	0.9	2.9	33.2	0.6
JR13	80.1	-0.75	-3.44	28.8	-6.7	28.3	-9.4	-39.6
JR14	64.5	-1.73	-1.84	16.7	-1.6	15.6	-18.4	-19.8
JR15	145.3	-1.22	-2.98	20.7	-11.4	19.8	-13.7	-38.1
JR16	125.8	-0.58	-4.10	35.1	-6.0	34.6	-8.2	-45.8
JR17	169.1	-0.17	-3.92	34.3	-4.7	34.2	-3.8	-43.4
JR18	133.6	-1.42	-3.89	31.3	-8.1	30.4	-16.4	-45.4
JR19	131.0	-1.21	-3.91	34.5	-3.4	33.7	-14.5	-42.3
JR20	160.6	-1.48	-3.49	28.7	-5.4	27.7	-17.0	-39.4
JR21	181.7	-0.14	-2.60	15.4	-12.2	15.2	-2.4	-35.0

4 讨论和结论

综上所述,可以确认这样一个观测事实:九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震前在震中附近空间尺度为 100 km 的范围内出现了异常幅度大于 100 nT 的“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”,地震发生后该异常迅速趋于消退.围绕这个观测事实,存在着一些值得探索的问题.

首先,如果认为该异常是九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震的前兆现象,则其物理机制又该如何解释?

由于该异常是地磁基本场的时空分布异常,显然不能用描述地磁短周期变化的感应磁效应来解释.而基于压磁效应和膨胀磁效应理论的实验室试验、理论计算和能够确认的观测实例均未发现空间尺度超过数十公里、异常幅度大于 20~30 nT 的震磁异常现象.因此“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”也无法直接用压磁效应和膨胀磁效应来解释.

考虑到九江—瑞昌地区无明显水平活动断层的构造特点和“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”时空分布与变化的特点,我们提出这样一种假设:九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震前后,该地区岩石圈的居里面发生了局部起伏变化.具体来讲,北纬 30° 以南地区居里面抬升,致使地壳内物质部分退磁;北纬 30° 以北地区居里面下降,致使地壳内物质磁化加强.正是九江—瑞昌地区地下居里面的不均匀起伏变化,造成了“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”呈现出如图 7 所描述的空间分布形态.同时可以认为,造成居里面不均匀起伏的软流层垂直运动,构成了九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震的动力学背景.

其次,如图 4 所示,九江—瑞昌 $M_s5.7$ 地震前后该地区地磁场总强度的异常并不显著,而地磁场水平分量的时空分布却出现了显著异常.众所周知,温度场是标量场,如上面的假设成立,则说明温度的不均匀分布能够对岩石磁化率矢量的不同分量产生不同程度的影响,这意味着温度与磁化率的函数关系在一定条件的约束下是各向异性的.那么这个约束条件是什么?最直接的联想便是各向异性的应力状态.

显然,上述假设和联想尚缺乏实验室试验和相关理论计算的直接支持.即便是“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”本身也缺乏相似的观测事实的旁证.

中国地震局开展流动地震地磁监测与研究已近 40 年,然而所采用的基本方法仅是地磁总强度观测与研究.“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”所带来的直接启示是:应充分利用已日渐成熟的地磁场三分量观测技术和研究方法,适时开展地震地磁的三分量监测与研究,以获取更丰富的地震地磁异常现象,更广阔地拓展地震地磁研究领域.我们也将继续追踪监测并研究“2005.0 九江—瑞昌地磁基本场水平分量异常”的变化趋势.

参 考 文 献

- 安振昌,徐元芳,夏国辉,等. 1982. 表示局部地区地磁场及其长期变化分布的数学方法[J]. 地球物理学报, 25(增刊): 711~716
- 丁鉴海. 1988. 地磁预报地震方法探索[A]. 见: 国家地震局科技监测司编. 地震监测与预报方法清理成果汇编——地磁地电分册[C]. 北京: 地震出版社, 108~122
- 范国华,姚同起,顾左文,等. 1990. 云南澜沧-耿马地震前地磁变化异常[J]. 地震学报, 12(4): 434~441
- 高金田,安振昌,顾左文,等. 2006. 用曲面 Spline 方法表示 1900—1936 年中国(部分地区)地磁场及其长期变化的分布

[J]. 地球物理学报, 49(2): 97~107

顾左文, 安振昌, 高金田, 等. 2006. 2003 年中国及邻区地磁场模型的计算与分析[J]. 地震学报, 28(2): 1~9

OBSERVATION AND ANALYSIS OF GEOMAGNETIC ABNORMITY ASSOCIATED WITH THE $M_s=5.7$ JIUJIANG-RUICHANG EARTHQUAKE

Gu Zuowen¹⁾ Zhang Yi²⁾ Yao Tongqi¹⁾ Gao Jintian¹⁾
Liu Xin²⁾ Chen Bin¹⁾ Zhan Zhijia¹⁾ Gu Chunlei²⁾

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Earthquake Administration of Anhui Province, Hefei 230031, China

Abstract: A three-component geomagnetic survey was carried out during the period from 2002 to 2004 in China including Jiujiang-Ruichang region. Comparing the “2005.0 surface spline model of China geomagnetic field” created on the basis of the survey data with the “1970.0 surface spline model of China geomagnetic field”, we can see an obvious abnormality in the geomagnetic horizontal component within a range of about 100 km around the epicenter of the $M_s=5.7$ Jiujiang-Ruichang earthquake occurred on November 26, 2005. After the earthquake, we carried out a repeated geomagnetic survey at 21 stations in the Jiujiang-Ruichang region and created a corresponding “2005.0 partially revised surface spline model of China geomagnetic field”. By comparing the above three models, analyzing the geomagnetic horizontal component at the profile in the Jiujiang-Ruichang region and quantitatively studying the geomagnetic data of each station around the $M_s=5.7$ earthquake, we have obtained the geomagnetic abnormality associated with this earthquake. Then the geomagnetic abnormality and its relation with seismic activity are discussed in this paper.

Key words: geomagnetic survey; surface spline model; geomagnetic anomaly; $M_s=5.7$ Jiujiang-Ruichang earthquake