

刘圣博,陈 超,胡正旺. 磁异常模量垂向一阶导数的特征及应用. 地球物理学进展, 2011, 26(2): 647~653, DOI:10. 3969/j. issn. 1004-2903. 2011. 02. 033.

Liu S B, Chen C, Hu Z W. The application and characteristic of vertical first-order derivative of the total magnitude magnetic anomaly. *Progress in Geophys.* (in Chinese), 2011, 26(2): 647~653, DOI:10. 3969/j. issn. 1004-2903. 2011. 02. 033.

磁异常模量垂向一阶导数的特征及应用

刘圣博, 陈 超*, 胡正旺

(中国地质大学地球物理与空间信息学院, 武汉 430074)

摘 要 磁异常转换模量(magnitude magnetic transforms, 简称 MMTs)相比传统的数据处理方法如化极、总梯度模等,其产生的异常更接近实际磁性异常体的水平位置,以便进行磁法解释. 本文基于转换模量,提出了磁异常模量的垂向一阶导数的处理方法. 进一步分析模量垂向一阶导数的特征可知,对于 2D 异常体其完全不依赖于异常体的磁化方向;对于 3D 异常体其弱依赖于异常体的磁化方向. 模量垂向一阶导数相比磁异常模量具有更小的中心偏移量和相对峰值;相比其他磁异常转换模量而言,具有计算量小、计算方便等优点. 因此,在磁法解释中,磁异常模量垂向一阶导数能更好地确定异常体的水平投影位置以及分布规模.

关键词 磁异常模量,模量垂向一阶导数,磁法数据处理

DOI:10. 3969/j. issn. 1004-2903. 2011. 02. 033

中图分类号 P631

文献标识码 A

The application and characteristic of vertical first-order derivative of the total magnitude magnetic anomaly

LIU Sheng-bo, CHEN Chao*, HU Zheng-wang

(Institute of Geophysics & Geomatics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract Comparing with the conventional magnetic transforms of reduction to the pole(RTP), the pseudogravity field, and the analytic signal(AS) also have these properties, magnitude magnetic transforms (MMTs) produce anomalies that are closer to the magnetic source's true horizontal position and are simpler to interpret than traditional method of data procession. Based on MMTs, magnetic transform of vertical first-order derivative of the total magnitude magnetic anomaly(VFDMA)is introduced in this paper. For a 2D anomaly of a homogeneous causative body, the proposed VFDMA does not depend on the Magnetization orientation. So, the proposed VFDMA can completely avoid influence of strong remanent Magnetization, and it can use to at low magnetic latitude. Nevertheless, in the 3D case, such independence does not exist but slightly sensitive to the magnetization orientation and the principal extremum occur above the sources. But comparing to the total magnitude anomaly, with smaller epicenter deviation and relative peak error when utilizing the proposed VFDMA. And also, VFDMA has smaller amount of calculation and more facilitating than other MMTs. Therefore, in the magnetic interpretation, the proposed VFDMA can better determine the level of anomaly body position and size distribution. In this paper, a calculation of the VFDMA and the total magnitude magnetic anomaly of a field example from a area, southern China demonstrate the effectiveness of the program.

Keywords the total magnitude anomaly, vertical first-order derivative of the total magnitude magnetic anomaly, magnetic data processing

收稿日期 2010-06-08; 修回日期 2010-10-01.

基金项目 国家自然科学基金重点项目(40730317);国家自然科学基金项目(40774060);科技部国际科技合作专项(2010DFA24580)资助.

作者简介 刘圣博,男,1984年生,江西九江人,硕士,主要从事重磁勘探方法以及重磁三维反演成像技术研究.

(E-mail:sambolxyy@gmail.com)

* 通讯作者 陈超,男,博士,教授,博士生导师.(E-mail:chenchao@cug.edu.cn)

0 引言

直接利用观测数据 (ΔT 或 Z_a) 进行解释是难以确定异常体的位置和分布规模,而应对其进行数据处理. Baranov 提出地磁数据化极处理方法,相比观测数据便于成图解释^[1]. 但化极因子属于放大性一类转换因子,纬度越低其放大作用越强,使得化极结果不够理想^[2]. 为了能应用于低磁纬度地区,许多学者提出了多种特殊的改进方案^[3~9]. 对于区域性磁力勘查, Arkani-Hamed 提出区域差分化极方法^[10]. 但是,所有的改进方案都无法避免假设异常体的磁化方向与正常场的方向一致(假设条件). Baranov 提出磁源重力异常场处理方法^[11],其面临的问题类似于化极处理. 另外,磁源重力异常场会损失高频信号. Nabighian 提出分析信号处理方法^[12],对于均匀磁化的 2D 异常体而言,分析信号的包络就是观测数据 ΔT 的总梯度模,并且与磁化方向和正常场的方向无关. 而对于 3D 异常体而言,分析信号的包络并不是 ΔT 的总梯度模, Qin^[13] 将分析信号的解析式直接推广到 3D 异常体是不正确的^[14,15]. 尽管, Haney 等证明了经过化极处理后,其总梯度模等价于 3D 异常体的分析信号的包络^[16],但也将带来同化极一样的弊端. 同时,3D 异常体的总梯度模量弱依赖于异常体的磁化方向,并且会损失低频信号^[17].

Stavrev 与 Gerovska 提出一种新的数据处理方法,包括磁异常模量 T_a (下文简称模量) 在内的五种磁异常转换模量 (MMTs), 这里统称为转换模量. 其成功避免了化极中的假设条件,并且相比传统的数据处理方法更便于磁法勘探解释^[18~20]. 转换模量处理方法与区域差分技术结合,能避免区域正常场的大幅变化而导致的影响^[21]. 一般在频率域进行求解转换模量,只需分量与分量之间的转换,其转换因子相比化极因子要稳定得多,因而能较好地应用于低纬度地区^[22]. 根据化极处理的结果与模量的处理结果的相关关系,估计异常体的磁化方向^[23]. 本文在转换模量的基础上介绍模量垂向一阶导数 (vertical first-order derivative of the total magnitude anomaly, 简称 VFDMA), 并分析了其特征.

对于 2D 异常体而言,模量垂向一阶导数完全不依赖于异常体的磁化方向,其异常的峰值点水平位置与异常体质心水平投影位置具有简单的正对应关系,即两位置投影点完全重合. 而对于 3D 异常体而言,模量垂向一阶导数弱依赖于 (slightly sensitive)

异常体的磁化方向,其异常的峰值点与异常体的水平投影位置存在着一定的偏离 (中心偏移量 epicenter deviation). 模量垂向一阶导数相比模量具有更弱依赖于异常体的磁化方向.

1 模量垂向一阶导数的计算方法

实际观测数据 ΔT 可以近似看成是磁异常总强度矢量 \mathbf{T}_a 在正常场方向上的投影,正常场在较大的区域内其方向变化很小,可以把 ΔT 数据近似看成是磁异常总强度矢量在固定方向上的分量. 可知观测数据 ΔT 与 X_a, Y_a, Z_a 有着相同的物理意义,可以把测量数据 ΔT 转换成磁场三分量数据 X_a, Y_a, Z_a . 此转换过程通常在频率域内进行,属于分量与分量之间的转换,其转换因子相比化极因子要稳定的多^[20]. 得到了转换的磁场三分量数据就可以计算模量 T_a 及模量垂向一阶导数 T'_a :

$$\mathbf{T}_a = (X_a^2 + Y_a^2 + Z_a^2)^{1/2}, \quad (1)$$

$$T'_a = \frac{\partial \mathbf{T}_a}{\partial z} = \frac{X_a \cdot \frac{\partial X_a}{\partial z} + Y_a \cdot \frac{\partial Y_a}{\partial z} + Z_a \cdot \frac{\partial Z_a}{\partial z}}{T_a}. \quad (2)$$

又由磁场分量之间的关系可知:

$$\frac{\partial X_a}{\partial z} = \frac{\partial Z_a}{\partial x}, \frac{\partial Y_a}{\partial z} = \frac{\partial Z_a}{\partial y}. \quad (3)$$

把(3)式代人(2)式可得:

$$T'_a = \frac{X_a \cdot \frac{\partial Z_a}{\partial x} + Z_a \cdot \frac{\partial Z_a}{\partial y} + Z_a \cdot \frac{\partial Z_a}{\partial z}}{T_a} = \frac{\mathbf{T}_a \cdot \nabla Z_a}{T_a}. \quad (4)$$

实际求解 T'_a 时,还可以在频率域内把模量 T_a 转换成 T'_a , 相当于在频率域内乘以一个导数因子,再作反傅里叶变换便可得到 T'_a . 从计算过程可知, T'_a 相对于转换模量中的 $|\nabla T_a|, \nabla^2 T_a, (\nabla^2 T_a)^{1/2}/2, (T_a \nabla^2 T_a)^{1/2}$ 具有计算简单、计算量小等优点.

2 模量垂向一阶导数的特征

2.1 模量垂向一阶导数与磁化方向的关系

对于任意的 2D 异常体,根据泊松公式能推导出 T'_a 的表达式:

$$\begin{aligned} T'_a &= \frac{\mu_0 M}{2\pi G\sigma} [V_{xx} V_{xxx} + V_{zz} V_{zzz}] \\ &= \frac{\mu_0 M}{2\pi G\sigma} [V_{zz} V_{zzz} + V_{xx} V_{xxx}], \end{aligned} \quad (5)$$

其中, \mathbf{V} 的下标表示方向导数. (5) 式中没有磁化方向的倾角和偏角,可知模量垂向一阶导数完全不依赖于异常体的磁化方向. 对于任意的 3D 异常体,根

据泊松公式推导出模量垂向一阶导数 T'_z 的表达式, 很难进行分析其依赖于磁化方向的程度. 为了说明问题, 这里给出均匀磁化的球体(磁偶极子)模型模量垂向一阶导数 T'_z 的表达式:

$$T'_z = \frac{-3mz}{r^5} \sqrt{1 + 3\cos^2(\mathbf{r}, \mathbf{m})}, \quad (6)$$

其中, \mathbf{m} 为球体模型的磁矩矢量; \mathbf{r} 为球体中心到观测点 (x, y, z) 的矢量. (6)式右边有两项, 其中只有一项含有 $\cos^2(\mathbf{r}, \mathbf{m})$ 因子, 这个因子与磁化方向有关. 可知均匀磁化球体模型 T'_z 的表达式中, 只有部分项依赖于磁化方向. 可以通过归一化的整体偏移量 $S(I, D)$ 来度量 T'_z 的异常特征依赖于磁化方向的程度, 整体偏移量的表达式为:

$$S(I, D) = \frac{\iint |F(I, D) - F(I = 90^\circ, D = 0)| dx dy}{\iint |F(I = 90^\circ, D = 0)| dx dy}, \quad (7)$$

其中 $F(I, D)$ 函数具有代表性, 这里代表 T'_z 函数; I, D 分别为两球体模型的磁化方向的倾角和偏角; (7)式表示的是: 相对于垂直磁化时 T'_z 整体偏移的程度. 对于单个 3D 异常体而言, 磁化偏角只是使得磁场或 T'_z 的图形绕着垂直水平面且穿过异常体质心的轴旋转, 旋转的角度等同磁化偏角. 所以磁化偏角不影响磁场或 T'_z 的整体偏移量, 故这里只讨论整体偏移量随磁化倾角的变化情况. 设置一个均匀磁化的球体模型, 且固定磁化偏角 $D = 10^\circ$. 图(1)显示了整体偏移量与磁化倾角的关系, 当磁化倾角 $I = 0$ 时, 整体偏移量达到了最大值 0.43. 由于偶极子得到的 ΔT 和 Z_δ 数据的整体偏移量最大高达 $2.0^{[18]}$, 因而认为 T'_z 的整体偏移量较小, 所以 T'_z 的异常特征弱依赖于磁化方向.

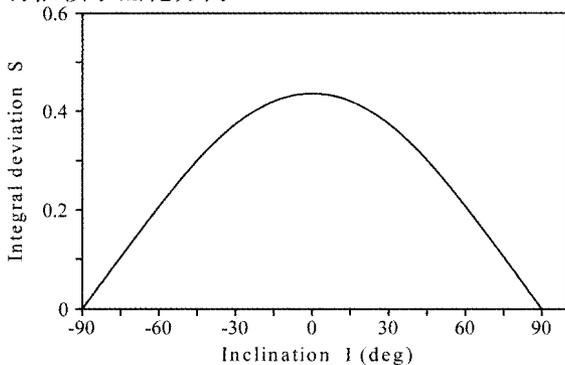


图 1 模量垂向一阶导数的整体偏移量与磁化倾角的关系曲线

Fig. 1 Integral deviation S of VFDMA as a function of the inclination of a spherical source magnetization

2.2 模量垂向一阶导数的中心性

对于 3D 异常体, 其模量和模量垂向一阶导数的异常特征都依赖于磁化方向, 所以可知极大值的水平位置与异常体质心的水平投影位置不具有简单对应关系, 而存在着偏离, 把这个偏离的绝对值大小称作中心偏移量. 中心偏移量 $F(I, D, h)$ 与三个参数有关, 分别是: 质心理深 h 、磁化倾角 I 和磁化偏角 D . 通过模型实验可知, 中心偏移量 F 与质心理深 h 成正比关系, 所以有表达式:

$$P(I, D) = \frac{F(I, D, h)}{h}, \quad (8)$$

(8)式所得到的中心偏移量 P 只与异常体的磁化方向有关. 由于磁化偏角只起到图形旋转的作用, 因而不影响中心偏移量 P 的大小. 设置一个均匀磁化的球体模型, 且固定磁化偏角 $D = 10^\circ$. 如图 2 可知, 当磁化倾角 $I = 0$ 或 90° 时, 模量和 T'_z 的中心偏移量都为 0; 而当 $I = 13^\circ$ 左右时, 模量和 T'_z 的中心偏移量都达到了最大值分别为 0.21 和 0.17; 并且 T'_z 的中心偏移量总小于模量的中心偏移量. 这说明, T'_z 相比模量而言峰值点与异常体间的对应关系更好, 更能确定异常体的水平投影位置, 因而更便于磁法解释.

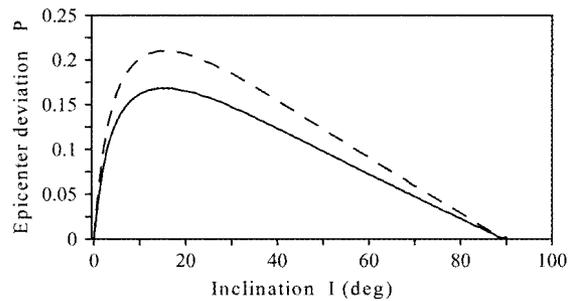


图 2 虚线是模量的中心偏移量与磁化倾角的关系曲线; 实线是模量垂向一阶导数的中心偏移量与磁化倾角的关系曲线

Fig. 2 Dashed line express epicenter deviation of the total magnitude anomaly as a function of the inclination of a spherical source magnetization; solid line express epicenter deviation of VFDMA as a function of the inclination of a spherical source magnetization

2.3 多个异常体间的干扰作用

转换模量都不具有线性叠加性, 显然模量垂向一阶导数也不具有线性叠加性, 同时 3D 异常体产生的转换模量和模量垂向一阶导数都弱依赖于磁化方向, 这两个因素便导致多个异常体间存在着相互干扰. 可以利用相对峰值差 $R(I, D)$ 来评价干扰作

用. 相对峰值差定义式为:

$$R(I, D) = \frac{\sum_{i=1}^n |f_i(I, D) - f_i(I = 90^\circ, D = 0)|}{\sum_{i=1}^n |f_i(I = 90^\circ, D = 0)|} \quad (9)$$

其中, $f(I, D)$ 函数表示为转换模量或 T'_a 的峰值; 下标表示不同异常体模型; n 为异常体模型的个数, 只考虑主峰值点. 设置两个几何参数相同的球体模型, 并且设置两球体模型的磁化方向始终一致. 模型实验时设定两球体模型的磁化偏角 $D = 10^\circ$, 如图 3 所示 $R(I, D = 10^\circ)$ 与磁化倾角的关系. 当 $I = 90^\circ$ 时, 模量和 T'_a 的相对峰值差等于 0, 说明两异常体间的干扰作用非常微弱. 随着磁化倾角的增加模量和 T'_a 的相对峰值差的大小逐减, 说明磁化倾角越小异常体间的干扰作用越大. 并且 T'_a 的相对峰值差总小于模量的相对峰值差, 可知 T'_a 的异常特征受干扰作用更弱于模量, 这里也说明 T'_a 相比模量更便于磁法解释.

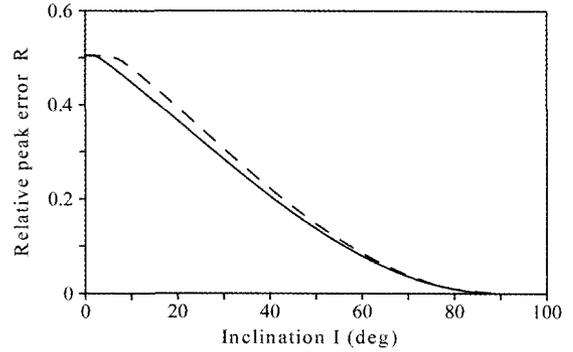


图 3 虚线是模量的相对峰值差与磁化倾角的关系曲线; 实线是模量垂向一阶导数的相对峰值差与磁化倾角的关系曲线

Fig. 3 Dashed line express relative peak error of the total magnitude anomaly as a function of the inclination of two spherical sources identical magnetization, solid line express relative peak error of VFDMA as a function of the inclination of two spherical sources identical magnetization

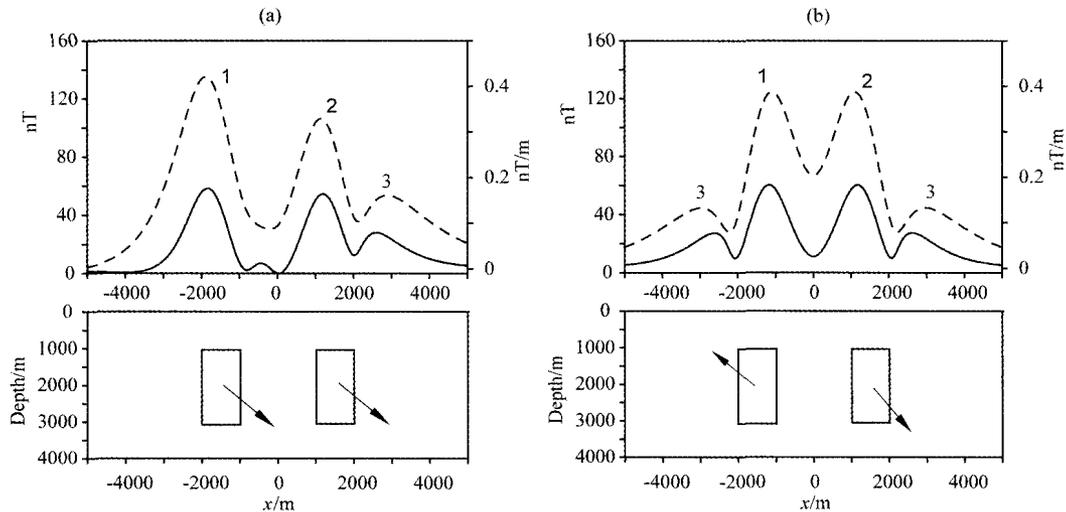


图 4 两长方体模型的模量的剖面图(虚线)和模量垂向一阶导数的剖面图(实线); (a)为两长方体模型磁化方向相同($I = 50^\circ$)的正演结果; (b)为长方体模型磁化方向相反($I = \pm 50^\circ$)的正演结果

Fig. 4 Two profiles of the total magnitude anomaly (dashed line) and VFDMA (solid line) by two prism bodies (a) the two bodies have identical magnetization inclination ($I = 50^\circ$); (b) the left-hand body has magnetization in the opposite direction to the right-hand body ($I = \pm 50^\circ$)

3 模型实验

设置两个几何参数相同的磁性长方体模型, 长方体模型的边长为: $a = 1000$ m、 $b = 3000$ m、 $c = 2000$ m 分别平行于坐标系的 X (正北)、 Y (正东)、 Z (垂直向下) 轴; 两长方体的中心坐标为 $(-1500, 0, 2000)$ 、 $(1500, 0, 2000)$; 磁化强度大小均设置为 $M = 1$ A/m; 两长方体模型的磁化偏角都设置为 10° .

图 4 为沿 X 方向的剖面图, 其中标有 1 和 2 的两峰值点为主峰值点, 分别对应着两长方体模型. 由于 3D 异常体的转换模量和 T'_a 都弱依赖于异常体的磁化方向, 并且多个异常体受非线性叠加的影响, 使得图 4 剖面图出现了标有 3 的副峰值点(假象). 图 4(a)中可以看到, 模量剖面中两主峰值差明显大于 T'_a 剖面中的两主峰值差, 因而 T'_a 相比模量 T_a 能减弱异常体间的干扰作用. 由图 4(b)可知, 模量和 T'_a

的异常特征都能突显出磁化方向突变时的异常体,而传统的数据处理方法却无能为力。

可以对上述模型进行定量分析,利用上节讨论的方法对比模量和 T'_a 的一些评价数据。当两长方体模型的磁化方向相同时,模量的图形中 1 号主峰点的中心偏移量 $P_1 = 0.21708$ 、2 号主峰点的中心偏移量 $P_2 = 0.22204$ 、相对峰值差 $R = 0.11753$ 。而 T'_a 图形中 1 号主峰点的中心偏移量 $P_1 = 0.19235$ 、2 号主峰点的中心偏移量 $P_2 = 0.17240$ 、相对峰值差 $R = 0.11696$ 。对比上面的数据可知, T'_a 的中心偏移量和相对峰值差都小于模量的。定量分析说明, T'_a 相比模量其图形中的主峰值点与异常体的对应关系的更好,同时还能减弱异常体之间的干扰影响。所以 T'_a 在某种情况下具有更好的应用价值,比如磁性异常体分布较密集的测量区域。

4 应用实例

把我国西南部某区域的航磁数据 ΔT 转换成模量和模量垂向一阶导数 T'_a , 并根据模量和 T'_a 的异常特征分析该地区磁性地质异常体的分布情况。然

后,结合钻井资料以及地质露头资料给予验证模量垂向一阶导数的应用效果。

图 5 中白色十字处标注了钻井位置,根据测井资料可知,在 3545~4046 m 井深处有磁性英安岩,并且磁性测定统计可知其磁化强度为 $25 \sim 99 \times 10^{-5}$ SI。同时,在 4047~4704 m 井深处有磁性灰绿色泥质板岩、角岩化及灰白色角闪石花岗岩,磁性测定统计可知其磁化强度为 $12 \sim 77 \times 10^{-5}$ SI,所以不容忽视此磁性异常体的存在。其次,白色虚线框圈定了出露的磁性岩浆岩。图 5(a),是航磁数据化极处理的结果图,其钻井位置以及磁性岩浆岩露头位置都没有呈现出正的高异常,从而无法根据化极的结果给予正确地解释。然而,资料显示有磁性异常体的位置,图 5(b)(模量图)和图 5(c)(模量垂向一阶导数图)能呈现出正的高异常,所以便于正确地进行磁力勘探解释。据此实际资料,进一步说明了模量以及模量垂向一阶导数处理方法的应用价值。

图 5(c)(模量垂向一阶导数图)可以很明显地看到其圈定异常体的情况,井位置正好落在磁性异常体的上方。同时,也较好地把露头的磁性岩浆岩圈

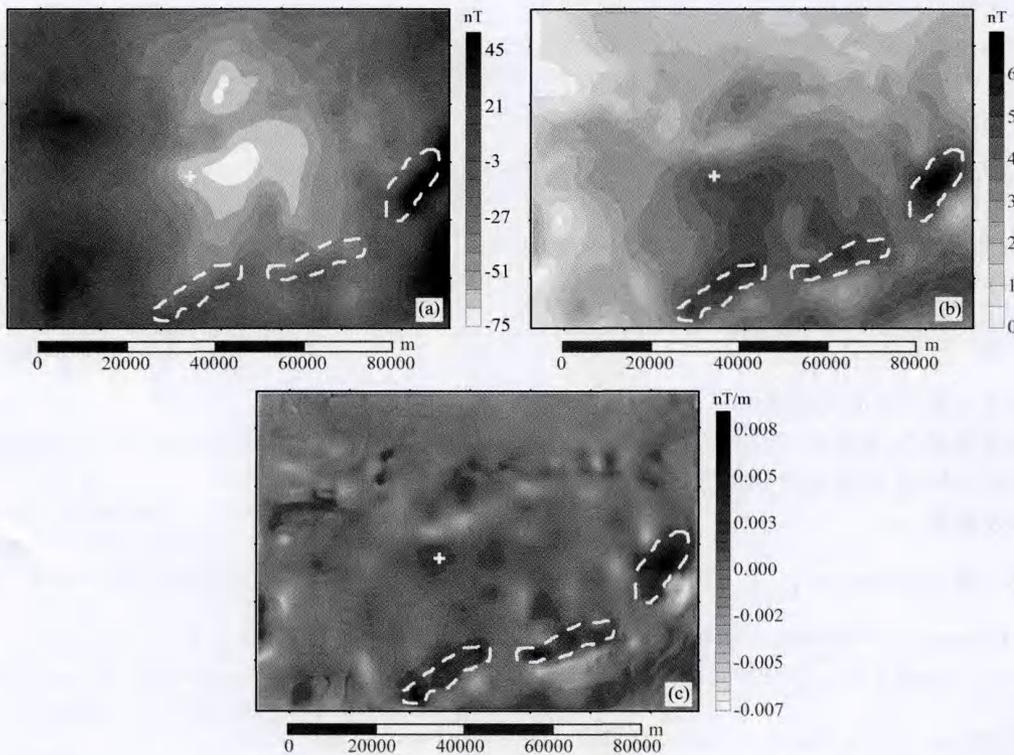


图 5 (a)为化极结果图,(b)为模量图,(c)为模量垂向一阶导数图

图中白色十字架处有测井资料,白色的虚线处有出露大量的磁性岩浆岩

Fig. 5 (a) contour of the reduction to the pole, (b) contour of the total magnitude anomaly, (c) contour of VFDMA. The location of a white cross have drilling data, the location of the white dashed exposed a large number of magnetic magmatic rocks

定出来. 实际操作时, 精确圈定异常体投影位置的范围比较困难. 推荐预测异常体的范围时分等级确定, 比如一级可靠预测、二级可靠预测等.

5 结论与建议

对于任意的 2D 异常体, 根据模量垂向一阶导数的解析式可知其完全不依赖于磁化方向. 而对于任意的 3D 异常体, 模量垂向一阶导数的解析式非常复杂, 难于判断与磁化方向的关系. 通过 3D 异常体模型正演可知, 模量垂向一阶导数弱依赖于磁化方向. 并且模量垂向一阶导数的中心偏移量总小于模量的中心偏移量, 说明模量垂向一阶导数比模量的对应关系更好, 也即更能精确的确定异常体的位置. 模量垂向一阶导数的相对峰值差也总小于模量的相对峰值差, 说明模量垂向一阶导数相对于模量而言, 对于多个异常体间的相互干扰作用有一定的压制. 因此, 利用模量垂向一阶导数的异常特征更便于磁法解释.

在模量和模量垂向一阶导数的计算过程中, 均存在着分量与分量之间的转换, 并可知分量之间的转换因子比化极因子要稳定. 但是, 在低纬度区域, 分量之间的转换因子依然属于放大性因子, 尤其在赤道附近其放大性亦不容忽略. 所以, 针对此类情况应该改进转换因子, 比如压制转换因子的放大性.

模量垂向一阶导数的微分阶数比观测数据或模量的微分阶数要高一阶, 所以能较好的反应出高频信息, 这也是模量垂向一阶导数能减弱异常体之间干扰作用的主要原因. 但同时会损失低频信息, 因此不利于用来研究深部异常体或长波长的异常.

致谢 本文实例中的原始数据来源于中国国土资源航空物探遥感中心, 此外在论文撰写过程中得到了梁青、张毅、王林松、陈波和杜劲松等同学的帮助, 在此一并深表感谢.

参 考 文 献 (References):

[1] Baranov V, Naudy H. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole [J]. *Geophysics*, 1964, 29(1): 67~79.

[2] Silva J B C. Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude Anomalies [J]. *Geophysics*, 1986, 51(2): 369~382.

[3] Hansen R O, Pawlowski R S. Reduction-to-the-pole at low latitudes by Wiener filtering [J]. *Geophysics*, 1989, 54(12): 1607~1613.

[4] Mendonca C A, Silva J B C. A stable truncated series approximation of the reduction-to-the-pole operator [J]. *Geophysics*, 1993, 58(8): 1084~1090.

[5] Li Y, Oldenburg D W. Stable reduction to the pole at the magnetic equator [J]. *Geophysics*, 2001, 66(2): 571~578.

[6] 姚长利, 管志宁, 等. 低纬度磁异常化极方法—压制因子法[J]. *地球物理学报*, 2003, 46(5): 150~155.

Yao C L, Guan Z N, *et al.* Reduction to the pole of magnetic anomalies at low latitude with suppression filter [J]. *Chinese Journal of Geophysics*. (In Chinese), 2003, 46(5): 690~696.

[7] 姚长利, 黄卫宁, 张聿文, 等. 直接阻尼法低纬度磁异常化极技术[J]. *石油地球物理勘探*, 2004, 39(5): 600~606.

Yao C L, Huang W N, Zhang Y W, *et al.* Reduction to the pole at low latitude by direct damper filtering [J]. *Oil Geophysical Prospecting*. (in Chinese), 2004, 39(5): 600~606.

[8] 骆遥, 薛典军. 基于概率成像技术的低纬度磁异常化极方法[J]. *地球物理学报*, 2009, 52(7): 1907~1914.

Luo Y, Xue D J. Stable reduction to the pole at low magnetic latitude by probability tomography [J]. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(7): 1907~1914.

[9] 张凤旭, 张兴洲, 张风琴, 等. 基于离散余弦变换(DCT)的化磁极方法[J]. *地球物理学进展*, 2009, 24(3): 1019~1026.

Zhang F X, Zhang X Z, Zhang F Q, *et al.* Reduction to the pole of magnetic anomalies based on discrete cosine transform [J]. *Progress in Geophys.* (in Chinese), 2009, 24(3): 1019~1026.

[10] Arkani-Hamed J. Differential reduction-to-the-pole of regional magnetic anomalies [J]. *Geophysics*, 1988, 53(12): 1592~1600.

[11] Baranov V. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric Anomalies [J]. *Geophysics*, 1957, 22(2): 359~383.

[12] Nabighian M N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation [J]. *Geophysics*, 1972, 37(3): 507~517.

[13] Shuang Q. An analytics signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies [J]. *Geophysics Prospecting*, 1994, 42(6): 665~675.

[14] Agarwal B N P, Shaw R K. Comment on "An analytic signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies" by Shuang Qin [J]. *Geophysical Prospecting*, 1996, 44(5), 911~914.

[15] Huang L P, Guan Z N. Comment on: 'An analytic signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies' by Shuang Qin [J]. *Geophysical Prospecting*, 1997, 45(5): 879~881.

[16] Haney M, Johnston C, Li Y, *et al.* Envelopes of 2D and 3D magnetic data and their relationship to the analytic signal: Preliminary results [J]. *Society of Exploration Geophysics, Expanded Abstracts*, 2003, 592~595.

[17] Roest W R, Verhoef J, Pilkington M. Magnetic

- interpretation using the 3-D analytic signal [J]. *Geophysics*, 1992, 57(1): 116~125.
- [18] Stavrev P, Gerovska D. Magnetic field transforms with low sensitivity to the direction of source magnetization and high centricity [J]. *Geophysical Prospecting*, 2000, 48(2): 317~340.
- [19] Gerovska D, Araúzo-Bravo M, Stavrev P. Determination of the parameters of compact ferro-metallic objects with transforms of magnitude magnetic anomalies [J]. *Journal of Applied Geophysics*, 2004, 55(3): 173~186.
- [20] Gerovska D, Araúzo-Bravo M J. Calculation of magnitude magnetic transforms with high centricity and low dependence on the magnetization vector direction [J]. *Geophysics*, 2006, 71(5): 121~130.
- [21] Gerovska D, Ehara S. Calculation of Modulus T of the Anomalous Magnetic Vector over Large Areas [J]. *Memoirs of the Faculty of Engineering KYUSHU University*. 2002, 62(4).
- [22] Gerovska D, Stavrev P. Magnetic data analysis at low latitudes using magnitude transforms [J]. *Geophysical Prospecting*, 2006, 54(1): 89~98.
- [23] Gerovska D, Araúzo-Bravo M J, Stavrev P. Estimating the magnetization direction of sources from southeast Bulgaria through correlation between reduced-to-the-pole and total magnitude anomalies [J]. *Geophysical Prospecting*, 2009, 57(4): 491~505.