第三十卷 第六期 地 球 学 报 Vol.30 No.6
二〇〇九年十二月: 868-872 Acta Geoscientica Sinica Dec. 2009: 868-872
www.cagsbulletin.com www.地球学报.com

# 位场反演计算的场比值法及在宽城地区磁异常解释中的应用

张季生, 高 锐, 管 烨, 李秋生, 李朋武, 王海燕, 卢占武
中国地质科学院地质研究所, 中国地质科学院深部探测与地球动力学开放试验室, 北京 100037

摘 要: 在磁异常的反演计算中, 为了避免由于选错了磁性体的形状而产生很大的误差, 前人已研究了多种所谓自动反演的计算方法。与传统的方法不同, 用这些方法, 可以同时确定磁性体的几何形状和埋藏深度等参数。但是前人研究的方法需要计算磁异常的三阶导数, 因此所受高频噪声干扰十分严重, 以至于影响到计算结果的可靠性。因此很难用到实际资料处理中。

本文提出的场比值法可以同时确定磁性体的形状和埋藏深度。场比值法通过场比值 field-ratio 来确定磁性体的形状, field-ratio 的物理含义与 Euler 反褶积公式中的形状因子类似。场比值法的优点是在反演计算中只需要计算磁异常的一、二阶导数, 因此比前人的方法受高频随机干扰小, 可以用于实际资料的处理中。模型实验证明了场比值法的正确性, 在河北省宽城地区用场比值法对磁异常反演计算, 展示了方法的实用性。

关键词: 磁异常; 自动反演; 磁性体形状的判别
中图分类号: P631.24; P318.43; P318.62 文献标志码: A 文章编号: 1006-3021(2009)06-868-05

# The Field Ratio Method for Automatic Interpretation of Magnetic Data and its Application to the Interpretation of Magnetic Anomalies in Kuancheng area

ZHANG Ji-sheng, GAO Rui, GUAN Ye, LI Qiu-sheng, LI Peng-wu, WANG Hai-yan, LU Zhan-wu

*Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Eearthprobe and Geodynamics Open Laboratory of CAGS, Beijing* 100037

**Abstract:** The analytic signal method for magnetic anomalies in two dimension (2D) was proposed by Nabighian (1972) and then improved and extended to three dimension (3D) (Roest et al., 1992; Hsu et al., 1996, 1998, 2002; Thurston et al., 1997, 2002; Smith et al., 1998; Salem et al., 2002, 2003, 2005; Keating et al., 2004). The advantage of using the absolute value of the analytic signal is that its shape over linear structures is independent of the magnetization direction of the source material. Therefore, the method does not require the knowledge of magnetization directions for anomalies caused by 2D sources.

It is important to construct an appropriate model through analyzing the properties of a given magnetic anomaly and its analytic signal. Thurston et al. (1997, 2002) and Smith et al. (1998) proposed a method for determining the appropriate model type by using the local wavenumber. The method has been used to interpret anomalies arising from contacts, sheets, horizontal cylinders, and thick dikes as well as sloping steps. Hsu et al. (1998) proposed an algorithm recognizing the attributes of the analytic signal maxima, and constructed a criterion that discriminated

本文由国家自然科学基金重点资助项目(编号: 40830316), 国家自然科学基金项目(编号: 40774026, 40704016), 财政部科学专项(编号: 140102), 中国地质调查局地质调查工作项目(编号: 1212010611809, 1212010811033), 国土资源部公益性科研专项经费项目(编号 200811021), 科技部国际合作重点项目(编号: 2006DFA21340)和基本科研业务费项目(编号: J0803)联合资助。
收稿日期: 2009-03-15; 改回日期: 2009-11-24。
第一作者简介: 张季生, 男, 1950 年生。研究员。长期从事重、磁异常处理与解释。通信地址: 100037, 北京百万庄大街 26 号。电话: 010-68992877。E-mail: zhang_jisheng@sina.com。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

between maxima from dike-like and step-like structures. Salem and Ravat (2003) presented the AN-EUL method, with which the location coordinates and the geometry of the magnetic source can be determined simultaneously. This paper suggests another method for determining an appropriate model which can obtain an estimate of the depth of the model. The proposed method allows the most appropriate model to be determined according to the field ratio, which is analogous to the structural index in the Euler equations. A disadvantage existent in several commonly-used methods is that the third derivative of the magnetic anomaly has to be calculated. These methods, therefore, are quite sensitive to noise in the data. Especially in the case of complex magnetic anomalies, high-wavenumber noise can distort the higher order analytic signal values to such an extent that the results are unreliable. The present method bases itself only on the first and second derivative fields and is therefore less affected by the noise. Synthetic model and real data from Kuancheng area in Hebei Province were used to determine the effectiveness of the method.

**Key words:** magnetic anomaly; automatic interpretation; recognition of magnetic body shapes

20 世纪 80 年代以来人们将位场的变换技术与计算机的图形、图像处理技术相结合，研究重、磁异常的特征与分布规律，进而进行定性地质解释。前人对北美重、磁异常的处理与解释(陈维雄等译, 1990)为这一方面的代表作。目前上述方法在研究地质构造中仍然发挥着重要作用。由于磁性体与地质体的关系更为直接，利用场源的分布规律来研究地质构造会取得更好的效果，因此人们开始研究利用平面网格数据计算磁性体产状和分布的方法。1972 年 Nabighian 提出了二度体磁异常解释的解析信号法(analytic signal method，又翻译为总梯度模法)。为了适应平面网格数据的处理，人们将这一方法作了改进，并推广到三度体磁异常的解释中(Roest 等, 1992; 管志宁等, 1993, 1997; Hsu 等, 1996, 1998, 2002; 黄临平等, 1998)。利用磁异常的解析信号进行反演计算的好处是二度磁性体产生磁异常的解析信号的形态与磁化强度的方向无关。这样可以避免对剩余磁化强度的计算和估计。近 20~30 年研究的显著特点是，为了提高反演精度，人们通过研究磁异常和解析信号的形态来确定磁性体的形状，根据磁性体的形状选用相应的计算公式，这样将大大地提高反演的精度。Thurston 等(1997, 2002)和 Smith 等(1998)提出利用局部波数(local wavenumber)确定磁性体形状的方法。并提出了计算接触带、薄板、水平圆柱体和厚板等不同形状模型的埋深等参数的计算公式。Hsu 等(1998)提出判别解析信号极大值属性和分辨厚板和台阶模型的准则。Salem 等(2003, 2005)提出同时计算磁性体形状和埋深等参数的 AN-EUL 和 ELW 等方法。

前人提出的绝大多数方法都有不足之处，即在反演中需要计算磁异常的三阶导数。我们知道，在位场中计算导数相当于高通滤波。计算三阶导数不可避免的引进高频噪声干扰，而这种噪声干扰将严重影响计算结果的可靠性。本文提出同时计算磁性体形状和埋深等参数的新方法——场比值法。该方法通过场的比值组合来确定磁性体形状。该方法的好处是在反演中只需计算磁异常的一、二阶导数，这样将高频噪声的干扰减少到人们可以接受的水平，因此该方法可以应用在实际资料的处理中。

## 1　方法原理

Thompson(1982)给出 Euler 齐次方程如下:

$$(x-x_0)\frac{\partial T}{\partial x}+(y-y_0)\frac{\partial T}{\partial y}+(z-z_0)\frac{\partial T}{\partial z}=-N\cdot T \quad (1)$$

其中, T 为位于点($x_0$, $y_0$, $z_0$)的磁性体在点(x, y, z)处产生的磁异常, N 为结构指数(structural index，又称为形状因子)。

令 $x = x_0$, $y = y_0$, $z = 0$，埋深 $h = z_0$，方程(1)可以化简为

$$N=\frac{T_z(0)}{T(0)}\cdot h \quad (2)$$

其中, $T(0)=T(x_0,y_0,0)$, $T_z=\frac{\partial T}{\partial z}(x_0,y_0,0)$, $h=z_0$

场比值定义如下:

$$field-ratio=\frac{T(0)}{T_z(0)}\frac{A_1(0)}{A_0(0)} \quad (3)$$

其中，$A_0(0)$和 $A_1(0)$分别为磁异常和它的一阶导数的解析信号。

$$A_0(x,y,z)\big|_{x=x_0,y=y_0,z=0}=\sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2}\Bigg|_{x=x_0,y=y_0,z=0}$$

$$A_1(x,y,z)\big|_{x=x_0,y=y_0,z=0}=\sqrt{\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial^2 T}{\partial y\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial^2 T}{\partial^2 z}\right)^2}\Bigg|_{x=x_0,y=y_0,z=0}$$

方程(2)表明 $\frac{T_z(0)}{T(0)}$ 与形状因子 N 和深度 h 有关。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

而 $\frac{A_1(0)}{A_0(0)}$ 仅仅与深度 h 有关，因此 $\frac{T_z(0)}{T(0)}$ 与 $\frac{A_1(0)}{A_0(0)}$ 的乘积是与形状因子 N 相关的物理量。这样，以(3)式定义的场比值 field-ratio 可以表示场源的不同形状。

下面作者推导不同形体模型的场的比值 field-ratio 的计算公式。

**1.1** 无限延伸薄板状体

无限延伸薄板状体的磁异常表达式如下(Reford, 1964):

$$T(x)=M\cdot\frac{h\cdot\sin(2I-\alpha)-x\cdot\cos(2I-\alpha)}{h^2+x^2} \tag{4}$$

其中，$M=2kFc2b\sin\alpha$，k 表示磁化率，F 表示地球磁场, c=1-cos$^2$i sin$^2$A, A 表示 x 正方向与磁北的夹角, i 表示地磁倾角, tanI=tani / cosA, α表示磁性体的倾角，b 表示磁性体的半宽度，h 表示磁性体的顶面埋深。

利用(4)式，将计算的 T(0), $T_z(0)$, $A_0(0)$和 $A_1(0)$代入(3)式，经化简，求得无限延伸薄板体的场比值为

$$field-ratio=2 \tag{5}$$

**1.2** 水平圆柱体

水平圆柱体的磁异常表达式如下(Murthy 等, 1980):

$$T(x)=M_c\cdot\frac{(h_c^2-x^2)\cdot\cos(2I-180^o)-2xh_c\cdot\sin(2I-180^o)}{(h_c^2+x^2)^2} \tag{6}$$

其中, $M_c$=2kFS sini/sinI, S 表示水平圆柱的横截面积，$h_c$ 表示水平圆柱体的中心埋深。(其他符号意义同上)

同上推导，我们有

$$field-ratio=1.5 \tag{7}$$

**1.3** 无限延伸厚板状体

无限延伸厚板状体的磁异常表达式如下(Gay, 1963):

$$T(x)=M_w\cdot\left(\tan^{-1}\frac{x+b}{h}\right)-\left(\tan^{-1}\frac{x-b}{h}\right)\cos\Phi+\frac{1}{2}\sin\Phi\cdot\ln\frac{(x-b)^2+h^2}{(x+b)^2+h^2} \tag{8}$$

其中, $M_w$=2kFc.sinα, Φ=2I-α-90$^o$(其他符号意义同上)。

像 Hsu 等(1998)一样，本文讨论厚板中心上方存在磁异常极大值的情况。在这种条件下, b/h < 0.68。

利用(8)式，将计算的 T(0), $T_z(0)$, $A_0(0)$, $A_1(0)$和埋深 h(Atchuta Rao 等, 1981; Hsu 等, 1998)分别代入(2)与(3)式，经化简，求得厚板状体的场比值为

$$field-ratio=\frac{2h}{b}\cdot\tan^{-1}\left(\frac{b}{h}\right) \tag{9}$$

方程(9)表明，无限延伸厚板状体的场比值与该厚板半宽度 b 与埋深 h 的比值有关。当 b/h=0.68, field-ratio≈1.7564，当 b/h = 0.25, field-ratio≈1.9598, 即在 field-ratio＝1.7564~1.9598 范围内，厚板产生的磁异常具有一个极大值。

## 2 模型试验

**2.1** 磁性体模型的反演计算

为了验证方法的可靠性，作者分别对无限延伸薄板、水平圆柱体和无限延伸厚板三种模型沿垂直磁性体走向剖面上的磁异常进行了反演计算(模型的参数见表 1)。计算的场比值 field-ratio 以及埋藏深度见表 2。为了将计算值与理论值进行比较，作者将理论值也列在同一张表中。当 b / h < 0.2 时，此时 field-ratio > 1.9740，用薄板和厚板两种公式的计算误差小于 1.4 %。在这种情况下，可以将厚板状体作为薄板看待，即可用薄板状体公式计算其埋深。模型计算的结果表明：计算值与理论值十分接近，证明了方法的正确性。

众所周知，计算导数会将高频噪声引到数据中。为了减少高频噪声的影响，在计算中作者对数据进行了光滑处理。

表 1 三种不同形状模型的实验参数

**Table 1 Experimental parameters of the three different models**

| 参 数 | 无限延伸厚板状体 | 无限延伸薄板状体 | 水平圆柱体 |
|---|---|---|---|
| 宽度(km) | 1.2 | 0.4 | |
| 埋藏深度(km) | 1.0 | 1.0 | 3.0 |
| 板状体的倾角(度) | 60 | 100 | |
| 有效磁化倾角(度) | 110 | 70 | 30 |

表 2 模型实验计算结果

**Table 2 Results calculated by the three different models**

| 参 数 | 无限延伸厚板状体 | 无限延伸薄板状体 | 水平圆柱体 |
|---|---|---|---|
| *field-ratio* 理论值 | 1.8014 | 2.0 | 1.5 |
| *field-ratio* 计算值 | 1.7937 | 2.002 | 1.499 |
| 模型深度的理论值(km) | 1.0 | 1.0 | 3.0 |
| 模型深度的计算值(km) | 0.958 | 0.999 | 3.003 |

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

## 3　实例

河北省宽城地区位于燕山造山带的中部。在宽城地区一个太古代麻粒岩块体由北西向南东方向逆冲到元古代的灰岩上。太古代麻粒岩走向为北东向，沿走向方向长度约为 50~60 km。前人对岩石磁性的研究表明(河北省地质矿产局物探大队，1984)，本工区除侏罗系地层外，从中、上元古界到中生界沉积岩的磁性都不强，这些沉积岩基本上可视为无磁性的地层。以火山碎屑岩为主要组成部分的侏罗系地层，具有一定的磁性且不均匀，其产生磁场较弱、较乱。花岗岩磁性不强，只能产生弱磁异常。太古界变质岩系具有较强的磁性，是本地区的主要磁性地层。在它的分布地区，可产生数百 nT 的磁场。但其磁性会因不同地段、不同岩性而变化。图 1 展示了面积为 68×74 $km^2$ 的宽城地区航磁异常。航磁网格数据的间隔为 250 m。根据对岩石磁性分析，作者推断高强度的正磁异常(图 1 中用 C 表示)是由太古代麻粒岩引起的。作者计算了磁异常的导数和解析信号，用 Blakely 等(1986)提出的方法确定解析信号极大值点的位置。根据场比值 field-raio 为 1.35~1.62，确定磁性体的形状为水平圆柱体，用公式(Hsu 等，1998)计算水平圆柱体的中心埋深为 2.9~5.6 km(见图 1)。(注意，航空磁测的飞行高度为 1.0 km，计算磁性体的埋藏深度是以飞行高度为起算标准的)。为了验证场比值计算结果的精度，作者用 EULDPH 法 (Thompson, 1982)，重新计算了磁性体的埋藏深度，计算时用两种不同方法计算的平均值作为真值，两种方法计算的平均相对误差小于 17%。

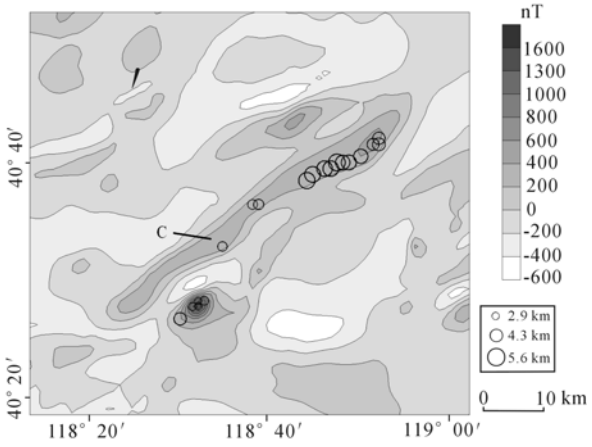


图 1　宽城地区航磁异常图

**Fig. 1 Total field magnetic anomaly over Kuancheng area, Hebei Province**

图中圆的中心表示磁性体中心在地面的投影位置，圆的大小表示磁性体中心埋藏深度。

Circles represent locations of magnetic horizontal cylinders obtained from aeromagnetic data. Size of the circle represents depth of the horizontal cylinder.

根据上述计算结果，作者认为，逆冲到元古代灰岩上的太古代麻粒岩的上部大部分已被剥蚀，剩下的部分向下延深有限。

## 4　结论与讨论

① 本文提出的场比值法是在斜磁化条件下直接进行反演的方法。人们可以根据场比值 field-raito 来确定磁性体的形状，根据确定形状选用相应的公式来计算磁性体的埋藏深度。这个方法在计算中仅仅需要计算磁异常的一、二阶导数，故此方法受高频随机噪声干扰小。场比值法对高频随机噪声十分敏感，因此在计算导数时，需要认真地滤波，这样才能得到较为准确的场比值 field-ratio，进而求得可靠的磁性体的埋藏深度等参数。模型实验证明了场比值法的正确性，在河北省宽城地区用场比值法对磁异常反演计算结果，展示了方法的实用性。

② 目前研究位场自动反演计算方法分为两大类，一类是利用单个测点上的磁异常以及导数值的组合来计算场源的几何参数以及物性参数。另一类则是利用多个测点上的磁异常以及导数值的组合，通过解方程组来获得场源的参数，例如欧拉反褶积方法。本文讨论属于前一类方法，这一类方法计算量小，但是抗干扰的能力较弱(例如，对于高频噪声的干扰和邻近磁性体的干扰)。第二类方法，缺点是求解方程组，计算工作量较大，优点是抗干扰的能力较强。对此作者将另文进行讨论。

**致谢**：本文得到刘心铸和胡建民研究员的指导和帮助，在此表示感谢。

## 参考文献:

陈维雄，袁方，岑峰. 1990. 区域重磁异常图的应用[M]. 地质出版社。

管志宁，张达昌，程方道，申宁华. 1993. 磁法勘探重要问题理论分析与应用[M]. 北京，地质出版社.

管志宁，姚长利，1997. 倾斜板体磁异常总梯度模反演方法[J]. 地球科学, 22(1): 81-85.

黄临平，管志宁. 1998. 利用磁异常总梯度模确定磁源边界位置，华东地质学院学报[J]. 21(2): 3-150.

河北省地质矿产局物探大队. 1984. 河北省 1/50 万物化探编图及物化探异常找矿远景的研究报告[R].

## References:

BASTANI M, and PEDERSSEN L B. 2001. Automatic interpretation of magnetic dike parameters using the analytic signal

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

technique[J]. Geophysics, 66. 551-561.

BLAKELY R J, and SIMPSON R W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies[J]. Geophysics, 51. 1494-1498.

CHENG Wei-xiong, YUAN Fang, and CEN Feng. translated, 1990. The utility of regional gravity and magnetic anomaly map[M] (edited by Hinze W J, SEG ). Geology Publishing House(in Chinese).

GAY S P. 1963. Standard curves for the interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies: Geophysics[J]. 28. 161-200.

Geophysical and chemical prospecting team of Hebei geological survey, 1984. Study report for maping of geophysical and chemical prospecting data, and prospective area of searching mineral deposits based on geophysical and chemical anomalies in Hebei province[R]. (in Chinese)

GUAN Zhi-ning, YAO Chang-li, 1997. Inversion of the total gradient modulus of magnetic anomaly due to dipping dike[J]. Earth Science- Journal of China University of Geosciences(in Chinese with English abstract), 22(1). 81-85.

GUAN Zhi-ning, ZHANG Da-chang, CHENG Fang-dao, and SHEN Ning-hua. 1993. Theory analysis and application of important problem in magnetic prospecting[M]. Geology Publishing House (in Chinese).

HSU S K, COPPENS D, and SHYU C T. 1998. Depth to magnetic source using analytic signal[J]. Geophysics, 63. 1947-1957.

HSU S K, SIBUET J C, and SHYU C T. 1996. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique[J]. Geophysics, 61. 373-386.

HSU S K. 2002. Imaging magnetic sources using Euler's equation[J]. Geophysical Prospecting, 50. 15-25.

HUANG Lin-ping, GUAN Zhi-ning. 1998. The determination of magnetic causative boundaries using total gradient modulus of magnetic anomalies[J]. Journal of East China Geological Institute, 21(2). 143-150(in Chinese with English abstract).

Keating P, and Pilkington M. 2004. Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation[J]. Geophysical Prospecting, 52. 165-182.

MURTHY K S R, and MISHRA D C. 1980. Fourier transform of the general expression for the magnetic anomaly due to a long horizontal cylinder[J]. Geophysics, 45. 1091-1093.

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

NICOLE D, and JACQUES C. 1997. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives[J]. Geophysics, 62. 87-96.

RAO D A, Babu H V R, and Narayan P V S. 1981. Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: The complex gradient method[J].Geophysics, 46. 1572-1578.

REFORD M S, 1964. Magnetic anomalies over sheet[J]. Geophysics, 29. 532-536.

ROEST W R, VERHOEF J, and PILKINGTON M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal[J]. Geophysics, 57. 116-125.

SALEM A, and RAVAT D. 2003. A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data[J]. Geophysics, 68. 1952-1961.

SALEM A, RAVAT D, GAMEY T J, and USHIJIMA K. 2002. Analytic signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations[J]. Journal of Applied Geophysics, 49. 231-244.

SALEM A, RAVAT D, SIMTH R, and USHIJIMA K. 2005. Interpretation of magnetic data using enhanced local wavenumber (ELW) method[J]. Geophysics, 70. L7-L12.

SMITH R S, THURSTON J B, and MACLEOD I N. 1998. iSPI$^{TM}$-the improved source parameter imaging method[J]. Geophysical Prospecting, 46. 141-151.

THOMPSON D T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data[J]. Geophysics, 47. 31-37.

THURSTON J B and SMITH R S. 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI (TM) method[J]. Geophysics, 62. 807-813.

THURSTON J B, SMITH R S, and GUILLON J C. 2002. A multimodel method for depth estimation from magnetic data[J]. Geophysics, 67. 555-561.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net