

206-214

低磁纬度区航磁异常变倾角磁方向转换方法

张培琴* 赵群友
(地矿部航空物探遥感中心)

p 631.2

A

【摘 要】 本文给出了几种适用于低磁纬度区的变倾角磁方向转换方法,在理论模拟及实际资料处理中均获得良好效果。

【关键词】 低磁纬度区, 变磁倾角, 磁方向转换, 化极, 化赤

0 引言

磁法勘探

地球表面磁倾角小于 30° 的地区一般认为是低磁纬度区。在世界各洲中,非洲中部、拉丁美洲中部、亚洲南部等地区都属于低磁纬度区。我国的华南地区,海南岛地区及南海海域等也属这一范围。这些地区多为热带亚热带森林、沙漠、或辽阔的水域,地质勘探工作很难开展,航磁和海磁就成为有效的地质填图和找矿手段。因此,适用于低磁纬度区航磁异常的特殊处理和解释方法研究已得到世界各国地球物理工作者的普遍重视。

我们知道,在斜磁化条件下航磁资料的处理工作中,化向地磁极的处理常常是必不可少的。在以往的解释中,化极图以它图面直观清晰,异常中心与地下磁性体对应较好的特点比其他位场转换参量图更受解释人员重视。

在低磁纬度区,航磁异常一般以负异常为主,强度较低,且多呈东西走向分布。磁场特征与高中纬度区大不一样,不符合大多数地球物理工作者的解释习惯。因此,化向地磁极是非常必要的,与化极相对应,化赤异常虽以负异常为主,异常走向呈东西走向分布,但其异常中心也与地下磁性体对应较好。在一定条件下,低磁纬度区化赤计算的精度比化极高,因此它也是一种值得重视的参量。此外,磁场三分量是与磁化方向无关的参量,有时在解释工作中也需要。无论化极、化赤或者三分量的计算都是磁场分量方向和磁化方向转换的特例。为了叙述方便,我们将这样的转换简称为磁方向转换。

在大面积航磁测量及编图工作中,测区内磁纬度的变化范围很大。采用单一的磁倾角作化极处理显然是不合理的,必须考虑变磁倾角的处理方法。

在低磁纬度区变倾角磁方向转换方法有其复杂、特殊之处。所研究的新方法,是针对在该区常规方法存在的困难而产生的。以下我们从变磁倾角和克服低磁纬度区磁方向转换算子的不稳定性两个方面介绍我们所研究的几种适用于低磁纬度区的变倾角磁方向转换方法。

1 变倾角磁方向转换方法

在高、中磁纬度区大面积航磁测量及编图工作中,化极场的计算需要考虑变磁倾角化极问题,许多学者对此早有研究。在国内侯重初同志提出了分带变磁倾角化极方法。在国外Arkani-Hameal 提出了一种区域差值化极方法,我国管志宁、阳明、刘建军等同志对这种方法作了进一步的研究。王懋基、宋正范等同志还研究了空间域双极层变倾角化极方法,由于计算速度慢,不适用于大数据量的计算。

鉴于空间域变倾角化极方法的缺点,要解决测区面积大,数据量较大时的磁方向转换问题,还得立足于频率域方法。为此我们选用了以下变倾角磁方向转换方法。

全变倾角磁方向转换方法

这一方法管志宁、阳明、刘建军等同志曾作过研究,为适应低磁纬度区磁方向转换的需要,我们在此基础上作了进一步改进。该方法全名为“频率域偶层位变倾角磁方向转换方法”,为了叙述简单改称为“全变倾角磁方向转换方法”。

在观测面上建立笛卡尔直角坐标系,使 X 轴指向磁北, Z 轴垂直向下。假设观测场 T 是一个分布在观测面下方 $z=h$ 平面上的偶层磁荷面所引起的,它在观测点 $P(x, y, z)$ 处产生的磁位 U 与磁场 T 分别为:

$$U = - \iint M \cdot \nabla \left(\frac{1}{r} \right) d\xi d\eta \quad (1)$$

$$T = - Q_0 \cdot \nabla U \quad (2)$$

$$\text{这里} \quad M = m \cdot Q_1 \quad (3)$$

$$r = \sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - h)^2}$$

$$\nabla = \left\{ \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right\}$$

式中 M 表示偶层磁荷面的磁化强度矢量, Q_0 表示地磁场方向的单位矢量, Q_1 表示磁化方向的单位矢量, Q_0, Q_1 在所研究的网格区域内是变矢。

$$\text{设} \quad Q_0 = q_0 + \delta q_0 \quad (4)$$

$$Q_1 = q_1 + \delta q_1 \quad (5)$$

q_0 与 q_1 分别表示在网格区域内变矢 Q_0 与 Q_1 的平均值, δq_0 与 δq_1 则表示相对于平均值的偏差,它们也是变矢。

将式(4)代入式(2)并进行富氏变换得:

$$\begin{aligned} F[T] &= -(g \cdot q_0) F[U] + F[\delta q_0 \cdot \nabla U] \\ F[U] &= \frac{-1}{g \cdot q_1} \{ F[T] + F[\delta q_0 \cdot \nabla U] \} \end{aligned} \quad (6)$$

对式(1)两端作富氏变换得:

$$F[U] = - \frac{1}{g \cdot F[M]} \cdot e^{-2\pi f(h-z)/f} \quad (7)$$

式中 $g = (12\pi u, 12\pi v, 2\pi f)$

$$f = \sqrt{u^2 + v^2}$$

同样地,将式(5)代入式(3)进行富氏变换后代入式(7)得:

$$F[U] = \frac{1}{f} \{ (g \cdot q_1) \cdot F[m] + g \cdot F[m \cdot \delta q_1] \} \cdot e^{-2\pi f(h-z)/f}$$

$$\text{移项可得} \quad F[m] = \frac{1}{(g \cdot q_1)} \{f \cdot e^{2\pi f(h-z)} \cdot F[U] + g \cdot F[m \cdot \delta q_1]\} \quad (8)$$

(6)、(8)两式即为频率域变倾角磁方向转换的两个基本公式。已知观测场 T ,可应用式(6)计算 $F[U]$,再将 $F[U]$ 代入式(8)计算 $F[m]$ 。假设我们要换算的场为 T_p ,其磁场方向单位矢量为 q_2 ,磁化方向单位矢量为 q_3 ,则只要把它们代入式(6)、式(8),并令偏差为零,即得

$$\begin{aligned} F[U] &= -\frac{1}{(g \cdot q_2)} F[T_p] \\ F[m] &= \frac{-f}{(g \cdot q_1)} F[U] \cdot e^{2\pi f(h-z)} \\ \text{由此有} \quad F[T_p] &= \frac{(g \cdot q_3)(g \cdot q_2)}{f} \cdot F[m] e^{-2\pi f(h-z)} \end{aligned} \quad (9)$$

用式(9)可求出磁方向转换后的磁场。从而完成了变倾角磁化方向与磁场方向的转换。

分带(或分块)变倾角磁方向转换方法

该方法是候重初同志提出的,它的基本思想是:将测区划分为若干个条带(或块),每个带(或块)作为一个小测区。对每个小测区确定一个磁倾角(取为小测区地磁倾角的平均值)。然后依次用每一小测区的磁倾角对全测区数据作磁方向转换处理(包括化极、化赤)。最后将各带(或块)的处理结果拼接起来。

各带(或块)间的拼接方法,经对多种加权拼接方法试验认为还是线性拼接效果好。

滑动窗口分带(或分块)变倾角磁方向转换方法

该方法是我们在分带(或分块)变倾角磁方向转换方法基础上提出的,其出发点是为了节省计算时间和空间,提高计算效率。

该方法的基本作法是:

(1)用滑动窗口方式将测区分为若干个相邻并有部分重叠的条带(或块),每个带(或块)作为一个窗口。对每个窗口确定地磁倾角的最大值和最小值。

(2)将各窗口区域分为若干个小测区,对每个小测区确定一个磁倾角,依次用各小测区的磁倾角对该窗口区域的数据作磁方向转换处理,然后将各小测区的处理结果拼接起来作为窗口区域的处理结果。

(3)最后将各窗口区域的处理结果拼接起来作为全测区的处理结果。

所有需要拼接的地方都选用线性拼接方法。

2 低磁纬度区频率域磁方向转换运算的不稳定性

设 $H_c(u, v)$ 为频率域磁方向转换算子,其表达式为

$$H_c(u, v) = \frac{q_2 q_3}{q_1 q_4} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \text{式中} \quad q_k &= iu l_k + i v m_k - \sqrt{u^2 + v^2} n_k \\ l_k &= \cos I_k \cos D_k \\ m_k &= \cos I_k \sin D_k \\ n_k &= \sin I_k \quad k=0, 1, 2, 3 \end{aligned}$$

I_k 地磁场方向倾角

D_k 地磁场方向偏角

I_1 磁化方向倾角

D_1 磁化方向偏角

I_2 转换后的磁场分量方向倾角

D_2 转换后的磁场分量方向偏角

I_3 转换后的磁化方向倾角

D_3 转换后的磁化方向偏角

为了易于看出式(10)的不稳定性,把 (u, v) 平面的直角坐标化为极坐标表示,即令 $u = r \cos \theta, v = r \sin \theta$,并假定磁化方向与地磁场方向一致,转换后的磁化方向与磁场分量方向也一致,则有

$$H_0(r, \theta) = \frac{(\cos I_2 \cos(\theta - D_2) + \sin I_2)^2}{(\cos I_0 \cos(\theta - D_0) + \sin I_0)^2} \quad (11)$$

从式(11)中可以看出,当磁倾角 I_0 很小时, $\sin I_0$ 接近于零。又当 θ 接近于 $D_0 \pm 90^\circ$ 时, $\cos(\theta - D_0)$ 亦接近于零,因而式(2)中的分母接近于零。这时式(2)成为不稳定算子。在磁方向转换中,就会造成沿 $D_0 \pm 90^\circ$ 方向的噪声放大,同时在离散富氏变换中混迭效应和泄漏效应产生的假频成分也会被放大。

在化极情况下($I_1 = 90^\circ$)这种不稳定性造成的影响最大,致使化极结果出现严重的条状干扰。由于频率域 $D_0 \pm 90^\circ$ 的方向对应于空间域 D_0 方向,因此在磁异常化极图上出现的条状异常走向与磁偏角 D_0 方向一致。在化赤运算中 $I_2 = 0$,当偏角 D_2 等于地磁偏角 D_0 时,则式(2)是稳定的。若 $D_2 \neq D_0$,式(2)也不稳定。因此在化赤运算中,取 $D_2 = D_0$,用常规变倾角磁方向转换方法就可得到较好的效果,无需再作其他处理,因此建议化赤时取 $D_2 = D_0$ 。

3 低磁纬度区磁方向转换的稳定性方法

为了解决低磁纬度区磁方向转换的不稳定性问题,人们研究了许多方法。综合起来可分为两类:一类是频率域方法;一类是空间域方法。例如Hansen等人(1989)提出的维纳滤波方法和Silva(1986)提出的采用双极层等效源技术化磁极的方法,可作为这两类方法的代表。比较起来,频率域方法计算速度较快,但化极精度不够高。空间域方法精度较高,但由于涉及求解大型方程组问题,只能处理小面积数据,实用性差。近年来国内有许多同志对空间域方法作了改进,但在提高速度的同时也降低了计算精度,总的来说这类方法速度的提高很有限。频率域方法精度虽低些,但通过对方法的改进可以提高精度,使之满足定性解释需要。因此我们选择了频率域方法,来建立低磁纬度区磁方向转换方法。

我们共研究了两类方法:方向滤波方法和双曲函数方法。

方向滤波方法

通过对低磁纬度区频率域磁方向转换运算的不稳定性的分析我们知道,该算子产生不稳定的位置是 $\theta = D_0 \pm 90^\circ$,在空间域则表现为化极结果中沿 D_0 方向出现很强的条状干扰背景,淹没了真正的异常,所以很容易想到用方向滤波的方法,来改善这个算子的不稳定性。方向滤波器应当是高通或带通滤波器,将其零频率放在 $\theta = D_0 \pm 90^\circ$ 的位置构成一个陷带滤波器。这样就可以很好压制在陷带部位对干扰的放大作用。为了有效地抑制算子的不稳定性,又能使有用信号的损失尽可能少,我们设计了以下滤波器:

(1) 补偿式余弦削顶方向滤波器

设 $H(f)$ 为余弦削顶方向滤波器频率响应函数, f 是滤波方向的频率,则

$$H(f) = \min[1, A(1 - \cos 2f)] \quad (12)$$

式中系数 A 的取值范围为: $10 < A < 40$, A 越小滤波越强。

可以适当调整系数 A , 使得在恢复异常基本面貌的同时尽可能少损失有用信号。

采用以上滤波器, 在压制干扰的同时, 往往滤掉了一些有用信号, 为了提取这些有用成分, 我们可对滤波后的剩余信号再施用一次余弦滤波, 如果有用成分还未提取充分, 可对每次的任意剩余部分再作滤波处理, 这样继续下去直至得到满意的结果。用这种办法建立的滤波器叫做补偿式余弦削顶方向滤波器, 简称余弦方向滤波器, 其频率响应函数为

$$H(f) = 1 - (1 - H(f))^{k-1} \quad (13)$$

式中 k 为补偿次数。

(2) 补偿式高斯带通方向滤波器

高斯带通滤波器的频率响应函数为:

$$S(f) = C \{ \exp[-(36f/m_1)^2] - \exp[-(36f/m_2)^2] \} \quad (14)$$

其中

$$C = \{ \exp[-(36f_{max}/m_1)^2] - \exp[-(36f_{max}/m_2)^2] \}^{-1}$$

$$f_{max} = \frac{m_1 - m_2}{36} \left(\frac{2}{m_1^2 - m_2^2} \cdot \log \frac{m_1}{m_2} \right)^{1/2}$$

m_1, m_2 控制高斯带通滤波器的通过频带, 并且 $m_1 > m_2$ 。适当选取 m_1, m_2 并用作方向滤波, 可使磁方向转换算子稳定, 但无论怎样作, 这种滤波器使有用信号损失过大, 因此我们也仿照余弦滤波器的设计思想, 对该滤波器加以改造, 作成补偿式高斯带通方向滤波器, 其频率响应函数为:

$$S_k(f) = 1 - [1 - S(f)]^{k-1} \quad (15)$$

这里 k 为补偿次数。加上适当的补偿后, 可达到与余弦滤波器类似的效果。

双曲函数方法

在频率域磁方向转换算子的表达式(10)中, 分子、分母同乘分母的共轭得

$$H_1(u, v) = \frac{\bar{q}_1 q_1 \cdot q_2 q_3}{|q_1 q_1|^2} \quad (16)$$

式中分母为一实函数。为了改善上式的不稳定性, 给其分母加上一个校正函数, 该函数应当是沿径向增强而且与转换后的磁方向有关。这一函数的加入既可压制高频干扰, 又可改善分母接近零时的不稳定性, 根据这一思想, 我们采用双曲函数来构组这样的校正函数, 并将这种方法称为双曲函数法。

双曲正弦函数

$$H_1(u, v) = \left[\operatorname{sh}\left(\frac{f}{A}\right) + B \right] |q_1 q_1|^2 \quad (17)$$

双曲余弦函数

$$H_2(u, v) = \left[\operatorname{ch}\left(\frac{f}{A}\right) - 1 + B \right] |q_2 q_3|^2 \quad (18)$$

式中, $f = \sqrt{u^2 + v^2}$, B 的取值范围为 $0.0001 \leq B \leq 0.1$; A 的取值范围为 $2 \leq A \leq 12$ 。为了改善此函数压制干扰过分的问題, 我们在式(16)的分子中减去它与参数 A 的乘积可起到补偿作用。由此建立的磁方向转换的稳定性算子为:

$$H(u, v) = \frac{\bar{q}_1 q_1 \cdot q_2 q_3 - H_1(u, v) \cdot A}{|q_1 q_1|^2 - H_1(u, v)} \quad i = 1, 2 \quad (19)$$

我们将式(17)代入式(19)实现的稳定性方法叫做双曲正弦函数方法, 将式(18)代入式(19)实现的稳定性方法叫做双曲余弦函数方法。

在以上方法中当 B 固定时, A 越小函数曲线越陡,滤波越强。当 A 固定时, B 越大滤波越强。在应用滤波方法时应当恰当选取以上两个参数,使得滤波程度恰到好处。

4 低磁纬度区的变倾角磁方向转换方法的组合

上面我们已分别探讨了变倾角磁方向转换方法及低磁纬度区磁方向转换的稳定性方法。把它们组合起来就可以建立低磁纬度区的变倾角磁方向转换方法。如果每种变倾角磁方向转换方法与每种滤波方法的配合都算一种方法,共可组合出12种方法。

在全变倾角磁方向转换方法中,方向滤波器可施加于计算 U, m 和 T 三个环节上,双曲函数法只施加于 U, m 的计算中。

在分带(或块)变倾角磁方向转换方法和滑动窗口分带(或块)变倾角磁方向转换方法中,方向滤波器和双曲函数法均施用于频率域磁方向转换算子中。

对以上方法,我们研制了相应的计算机软件,软件中采用直接文件存取方式实现内外存交换可进行大数据量的计算,软件在内存1MB的微机上就能运行。此外,由于我们所研究的方法还未经过大量数据处理的考验,因此,在软件中未安装在常规化极运算中都需要的低通滤波器。可采取事后处理方式,根据实际需要结果数据进行恢复性低通滤波处理。

5 理论模型试验

为了测试方法的效果,我们设计了一个变磁倾角的理论模型,模型设计中令地磁倾角从南至北,由 -12° 变化到 27.5° 。八个棱柱体以其水平投影中心所在位置的地磁倾角为磁化倾角。

该理论模型几何参量如表1所示。

表1 理论模拟几何参量表

x_0	y_0	z_0	$a/2$	$b/2$	$c/2$
4.5	9.5	6.5	1.5	2.5	4.5
9.5	17.5	6.5	1.5	2.5	4.5
14.0	8.0	5.5	1.0	1.5	1.0
15.0	18.0	7.5	1.5	1.5	6.0
19.5	13.5	6.5	1.5	2.5	4.5
26.5	5.5	6.5	1.5	2.5	4.5
32.5	12.5	6.5	1.5	2.5	4.5
35.0	6.5	5.5	1.0	1.5	4.0

表中 x_0, y_0, z_0 为棱柱体的中心坐标; a, b, c 分别为棱柱体的长、宽、高。在计算中取磁化强度 $J=1000 \times 10^4 \text{ A/m}$;磁偏角 $D=12^\circ$; x, y 方向点距均为0.5m;网格文件大小为 80×50 。我们选取 $D=12^\circ$ 是为了测试研究的方法是否具有更强的适应性。

对此变倾角理论模型我们计算了磁异常 ΔT ,其平面等值线表示在下页图1中。我们用各种变倾角磁方向转换方法对测试数据进行计算并作了恢复性处理,计算结果大同小异,基本形态相差不多。现将每类变倾角化极结果选出一个,使它们所用的稳定算法各不相同,并表示在下页图2~4中。图中正异常用实线表示,负异常用短虚线表示,零值点用点划线表示,用实线绘制的矩形为各棱柱体模型的水平投影。可以看出,图中的正异常均复盖在棱柱体水平投影

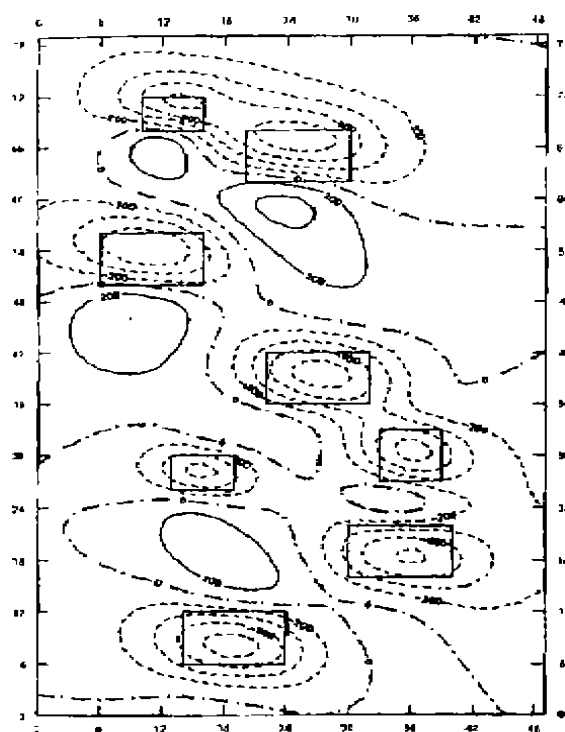


图1 理论模型变磁倾角正演计算的 ΔT 等值线图
(等值线间距=200nT)

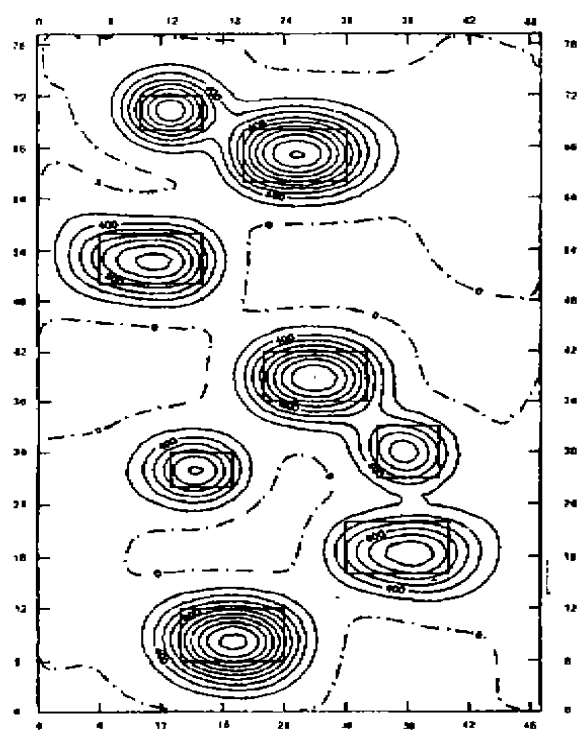


图2 全变倾角高斯方向滤波方法计算的 ΔT 化极等值线图
(等值线间距=200nT)

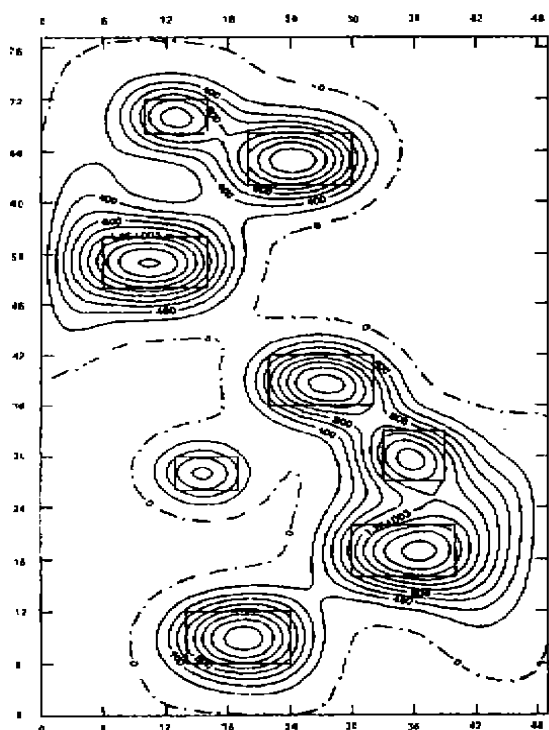


图3 分带变倾角双曲余弦函数方法计算的 ΔT 化极等值线图
(等值线间距=200nT)

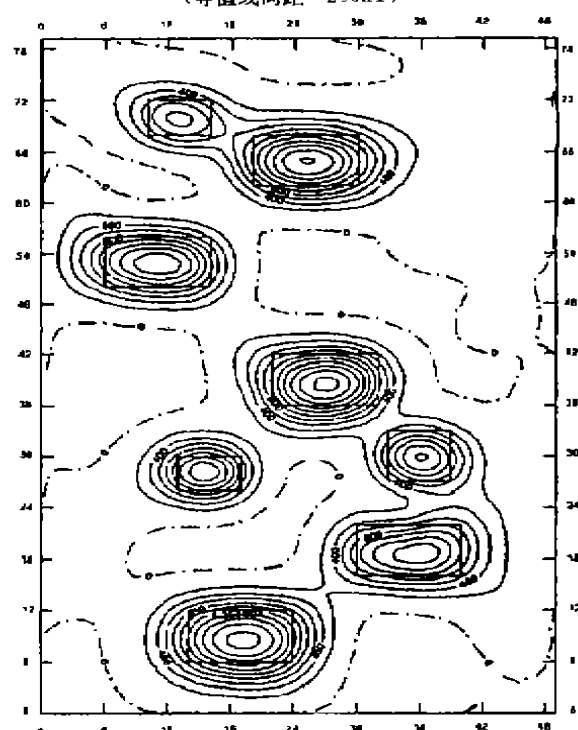


图4 滑动窗口分带变倾角余弦方向滤波方法计算的 ΔT 化极等值线图
(等值线间距=200nT)

上,我们对各处理结果进行了比较,认为分带变倾角双曲函数法的计算结果中零值线形态较好,其他各种方法对局部异常形态反映较好,同样用各种方法计算的化赤结果,也大抵相同。现将用分带变倾角余弦函数方法所作的化赤结果表示在图5中作为它们的代表。可以看出,化赤图中的负异常均落在各棱柱体的水平投影上。但在化赤图中异常有着明显的走向,且以负异常为主体异常,不符合人们的解释习惯。

我们认为,在低磁纬度区航磁异常解释中,化极图比化赤图更有效。但化赤图计算误差较小,可在化极图的解释中起辅助作用。

从理论模型计算的结果看,用各种方法所做的化极、化赤结果都能满足定性解释工作的需要。

6 实际资料的处理结果

应用改进的分带变倾角磁方向转换方法对南海海域磁倾角从 -7° 到 28° (跨度达 35°)的航磁资料进行化极和化赤处理。化极图改变了 ΔT 原平面图上异常沿东西向拉长的特征,异常的位置、边界与地质构造基本吻合。在海盆区,化极异常以负背景场为特征,邻区则以正异常为特征,由此确定的海盆范围与4KM海水等深线基本吻合。此外,该图对分离迭加异常也有一定效果。化赤图与 ΔT 图磁场特征相似,在测区北部化赤局部异常向南偏移,在测区南部化赤局部异常则稍微向北偏移。与化极图对照,其负异常中心与化极图正异常中心基本一致,其主要异常也能与磁性地质体很好的对应起来。

我们还对全国磁偏角从 18° 到 71° (跨度达 53°)的航磁资料进行了处理,由于该区既包括了高、中磁纬度区又包括了低磁纬度区,所以不能单用低磁纬度区的变倾角化极方法。我们在高、中磁纬度区采用常规的分带变倾角化极方法,在低磁纬度区采用分带变倾角双曲正弦函数方法。为了使两个磁纬度区不同处理结果能协调统一,在两个区衔接处作了相应的加权处理,使得全区的处理有一个渐变的过程,整个化极场的变化比较自然。

以上两上地区所做的化极图和化赤图都已作为该区重要的图件在解释工作中发挥了作用。由于牵扯到资料保密问题,所以不能展示必要的图件。

7 结束语

本文给出了几种适用于低磁纬度区的变倾角磁方向转换方法。经过对理论变磁倾角模型及实际资料的计算,肯定了方法的有效性。综上所述,我们主要作了以下工作:

(1)在前人工作基础上对已有的全变倾角磁方向转换方法作出了以下改进:①在 U 和 m 的计算中施加了抑制不稳定性的滤波算子,其结果有效地突出了有用异常;②把原有的迭代算

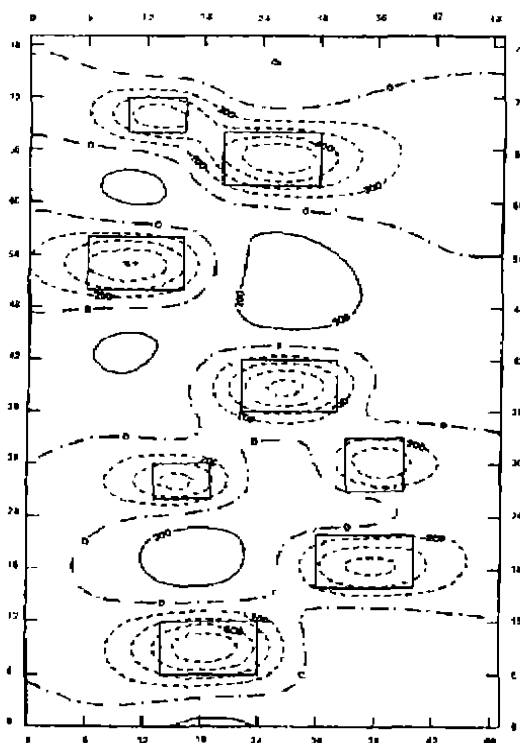


图5 分带变倾角余弦方向滤波方法计算的
 ΔT 化赤等值线图
(等值线间距=200nT)

法加以改造,变为一次性处理,大大提高了计算速度。方法的效果较好,可满足定性解释工作的需要。

(2)滑动窗口分带变倾角磁方向转换方法是在分带变倾角磁方向转换方法的基础上自行设计和研究的。目的是要减少计算时间,节省存储空间,提高计算效率。分窗口处理与全区处理相比有时可能会降低计算精度,因此在测区面积不大的情况下,建议尽可能选用分带变倾角方法处理为好。

(3)在对频率域磁方向转换算子不稳定性分析的基础上,提出了以下两类方法:①余弦削顶方向滤波方法;②双曲函数方法(包括双曲正弦函数方法和双曲余弦函数方法)。同时还对已有的高斯带通滤波方法进行改进,并用于方向滤波。

方法及软件的研究都是无止境的,我们只是踏着前人的足迹前进了一步。到目前为止低磁纬度区磁方向转换的计算精度与高、中磁纬度区相比还有一定距离,变倾角方法更是如此,需要今后更进一步研究和改进。

参考文献

- 1 R. D. Hansen and R. S. Pawlowski, Reduction to the Pole at Low Latitudes by Wiener Filtering. *Geophysics*. 1989;54(12):1607-1613
- 2 C. A. Mendonca and B. C. Silva, Reduction to the Pole at Low Magnetic Latitude using a Stabilized Filter. 62th SEG. 1992
- 3 B. C. Silva, Reduction to the Pole as an Inverse Problem and its Application to Low Latitude Anomalies. *Geophysics*. 1986;51:369-382
- 4 管志宁,安玉林. 区域磁异常定量解释. 北京:地质出版社,1991
- 5 J. Arkani-Hamed, Differential Reduction to the Pole of Regional Magnetic Anomaly. *Geophysics*. 1988;53(12)

METHODS OF THE MAGNETIC DIRECTION TRANSFORM OF AEROMAGNETIC ANOMALIES WITH DIFFERENTIAL INCLINATIONS IN LOW MAGNETIC LATITUDES

Zhang Peiqin Zhao Qunyou

(Aerogeophysical Survey, MGMR)

Abstract In the paper, the authors give some methods for transforming the magnetic direction by differential inclinations in low magnetic latitudes. These methods have been used in theoretical modelling and practical data processing and got good effects.

Key words low magnetic latitude, differential inclination, magnetic direction transform, reduced magnetic pole, reduced magnetic equator

【作者简介】张培琴,女,1940年9月生。陕西省西安市人,1964年毕业于北京师范大学数学系,高级工程师,从事位场数据处理、解释方法及计算机在物探中应用等研究工作。