

假重力异常在寨村异常上的应用

桂林冶金地质研究所物探室磁法组

一 假重力异常的计算原理 及其物理意义

如图1所示, 设水平面 XOY 下有体积为 V 的地质体, 该地质体各处的磁化强度 $J(\xi, \eta, \zeta)$ 处处方向一致(与图1中的直线 l 平行, 其倾角为 I), 且数值与地质体假定的剩余密度 $\Delta\rho(\xi, \eta, \zeta)$ 处处成正比, 即

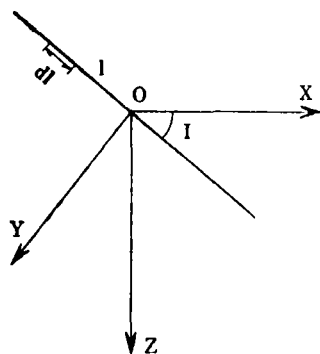


图1

$$\Delta\rho(\xi, \eta, \zeta) = QJ(\xi, \eta, \zeta) \quad (1)$$

式中, Q为一常数。

地质体在坐标原点 O 处的重力异常为

$$\begin{aligned} \Delta g(O) &= f \int_V \Delta\rho(\xi, \eta, \zeta) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{R} \right) dv \\ &= fQ \int_V J(\xi, \eta, \zeta) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{R} \right) dv \end{aligned} \quad (2)$$

式中, R 为积分元 dv 到原点的距离, f 为万有引力常数,

$$6.67 \times 10^{-8} \text{ CGSM}.$$

当地质体垂直磁化时, 负磁位

$$-\Delta U_T(O) = \int_V J(\xi, \eta, \zeta) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{R} \right) dv \quad (3)$$

又据磁位定义

$$-\Delta U_T(O) = \int_{-\infty}^0 \Delta T_{\perp} dl \quad (4)$$

(4) 式中, $\Delta T_{\perp}$ 为垂直磁化时, 磁场强度沿直线 l 的分量。且

$$\Delta T_{\perp} = \int_V J(\xi, \eta, \zeta) \frac{\partial^2}{\partial z \partial l} \left(\frac{1}{R} \right) dv \quad (5)$$

当磁化强度方向与直线 l 平行时, 场强垂直分量

$$\Delta ZI = \int_V \frac{\partial^2}{\partial z \partial l} \left(\frac{1}{R} \right) dv \quad (6)$$

将 (3) — (6) 式代入 (2) 式, 得

$$\Delta g(O) = fQ \int_{-\infty}^0 \Delta ZI dl \quad (7)$$

考虑到

$$\begin{aligned} \Delta ZI(x, 0, -z) &= -\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta ZI(a, \beta, 0) z \, d\alpha \, d\beta}{[(x-\alpha)^2 + \beta^2 + z^2]^{3/2}} \\ &\quad (8) \end{aligned}$$

以及

$$dl = \frac{dz}{\sin I} \quad (9)$$

引入极坐标 $\alpha = r \cos\varphi$, $\beta = r \sin\varphi$, 将(8)、(9)两式代入(7)式, 得

$$\Delta g(O) = fQ \frac{\sin I}{2\pi} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{\Delta Z_I(r, \varphi, 0)}{1 + \cos I \cos\varphi} dr d\varphi \quad (10)$$

二 计算方法和量板

为计算(10)式的积分, 将无限大积分面划分为许多由一系列同心圆及其许多半径所组成的小扇形, 用求和近似代替积分, 则有

$$\Delta g(O) = \frac{fQ}{\pi} \sum_{i=0}^{\infty} \sum_{j=0}^n \left\{ \bar{\Delta Z}_{I, i, j}(r, \varphi, 0) \operatorname{tg}^{-1} \left[\operatorname{tg} \frac{I}{2} \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2} \right] \right|_{\varphi_j}^{\varphi_{j+1}} (r_{i+1} - r_i) \right\} \quad (11)$$

式中 $\bar{\Delta Z}_{I, i, j}(r, \varphi, 0)$ 是以半径为 r_{i+1} 和 r_i 的圆弧, 过O点且与OX轴夹角为 φ_{j+1} 和 φ_j 的射线所形成的小扇形内 ΔZ_I 的平均值。

在(11)式中, 令

$$r_0 = 0 \quad r_i = (i - 0.5) \text{厘米} \quad (i \geq 1) \quad (12)$$

又令

$$\operatorname{tg}^{-1} [\operatorname{tg}(I/2) \operatorname{tg}(\varphi_j/2)] = 0.05j\pi \quad (j = 0, 1, 2, \dots, 20) \quad (13)$$

则

$$\varphi_j = 2 \operatorname{tg}^{-1} [\operatorname{ctg}(I/2) \operatorname{tg}(0.05j\pi)] \quad (j = 0, 1, 2, \dots, 20) \quad (14)$$

据(12)、(14)两式制作的量板形态如图2所示。

将(12)、(14)两式代入(11)式, 得

$$\Delta g(O) = 3.33 \times 10^{-10} QM [\bar{\Delta Z}_I(O) + 0.1 \sum_{i=1}^{\infty} \sum_{j=0}^{20} \bar{\Delta Z}_{I, i, j}(r, \varphi, 0)] \quad (15)$$

式中, M 为 ΔZ_I 平面图比例尺, $\bar{\Delta Z}_I(O)$ 为图2所示的量板最小圈内 ΔZ_I 的平均值,

$\bar{\Delta Z}_{I, i, j}(r, \varphi, 0)$ 为图2所示的量板各小扇形内 ΔZ_I 的平均值, ΔZ_I 的单位为 γ , Δg 的单位为毫伽。这里的 Δg 是根据地面实测 ΔZ 换算来的重力异常, 故称之为假重力异常。

三 假重力异常计算在广西某磁、重异常解释中的应用

该异常位于大面积出露的花岗岩岩体中, 花岗岩无磁性, 密度为2.8克/厘米³左右。该异常 ΔZ 平面等值线图如图3所示。沿图3的O—O'线和A—A'线作了两条重力

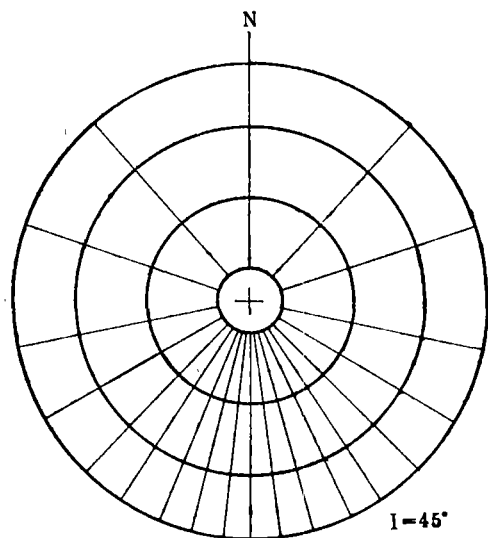


图2

剖面,其布伽异常(未经地形改正)分别如图4和图6所示。

1. 解释人员首先对O—O'剖面的曲线进

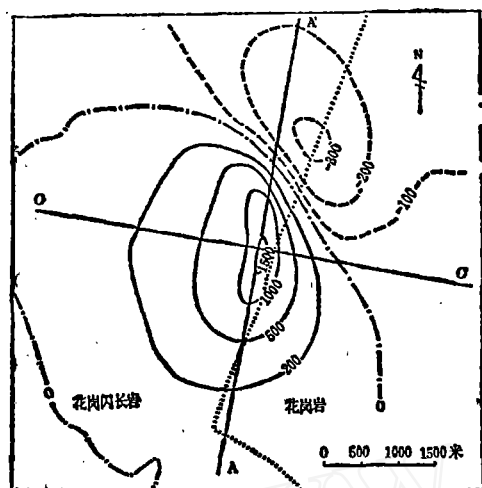


图3 广西寨村 ΔZ 平面等值线图

行反演 用二度无限延深薄板公式计算得薄板上顶埋深约350~400米,西倾,倾角约60°。用走向长度 $2L=2000$ 米的似二度量板进行选择法反演,得如图4所示的一个西倾、倾角约40°~50°的截面形态。反演中所取有效磁化强度 J_s 的大小是假定的,方向则是按正常地磁要素(向北磁化,磁化倾角32°)计算出来的。

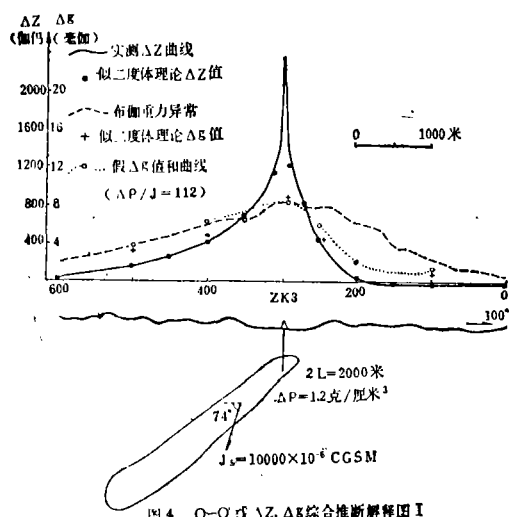


图4 O—O'或 $\Delta Z, \Delta R$ 综合推断解释图I

然而,按正常磁化所计算的假重力异常剖面形态,以及图4所示似二度体的理论重力异常剖面形态,却与实测重力异常剖面形态很不相同。实测重力异常东西较为对称,而假重力异常和推断似二度体的理论重力异常却明显地西缓东陡。

2. 为解决上述矛盾,设想有两种可能

(1) 磁、重不是同源异常,即认为在所推断的磁性体东侧还有一个隐伏的、规模大的无磁性高密度体。由于作为围岩的花岗岩密度已达2.8克/厘米³,该大规模的无磁性高密度体很难在地质上得到解释,大的无磁性红铁矿虽是一种可能,然而在该区地质上也缺乏线索(见图4)。

因此,认为在剖面东侧有一个隐伏的大规模无磁性高密度地质体的设想,虽不能完全排除,但可能性是很小的。

(2) 磁化方向不正常,不是向北磁化,而是向东北方向磁化。

取磁化方位NE25°磁化倾角仍取32°(此时O—O'剖面内有效磁化强度东倾、倾角为67.5°)计算得O—O'线假重力异常如图5所示。取有效磁化强度东倾、倾角为60°,用 $2L=2000$ 米的似二度量板对O—O'线 ΔZ 曲线进行选择法反演,求得磁性体截面形态也如图5所示。该似二度体的理论重力异常一并画在图5上。由图5可见,三种重力异常曲线的吻合程度比图4好多了。这就说明:地质体向东北方向磁化,地质体产状较为陡立或略向西倾,是一种比较合理的地质解释。

在图6中,也将A—A'剖面中磁化方位 $A=25^\circ$,磁化倾角分别为32°和45°的假重力异常与实测重力异常进行了对比。由图可见,取磁化倾角 $I=35^\circ$ 左右较为适宜。

在图5和图6中,假重力异常和似二度体理论异常比实测重力异常衰减快,有以下两种可能原因:

a. 布伽重力异常在岩体异常基础上有随

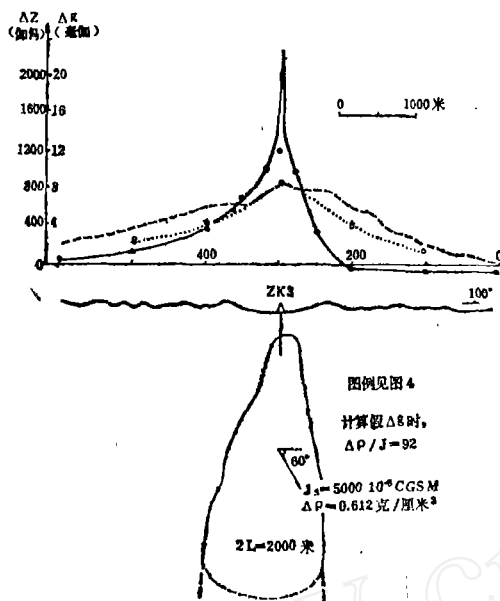


图5 O—O'线 ΔZ 、 Δg 综合推断解释图II

地形起伏的局部异常。因此，估计在进行中间层改正时，岩石密度取低了。

b. O—O'剖面西半侧，A—A'剖面0—200点，地表出露多花岗闪长岩类，两剖面其余部分地表出露为花岗岩类。花岗闪长岩密度比花岗岩密度大。

3. 关于泊松比 $\Delta\rho/J$ 的问题

根据O—O'线选择法计算结果，随 I 角不同， $\Delta\rho/J$ 数值如下表所示：

图号	4	4	4	5	5	5
$I(^{\circ})$	32	35	38	32	35	38
$\Delta\rho/J$	66	72	78	75	81	87

而当取 $A = 25^{\circ}$ 、 $I = 32^{\circ}$ 时，计算O—O'剖面（图5）和A—A'剖面（图6）的假

重力异常需取 $\Delta\rho/J = 90$ ，需要指出的是，计算时将 ΔZ 正常场降低了 25γ ，若将正常场降低 50γ 则 $\Delta\rho/J$ 取85左右才行。

四 小 结

从上例可以得出如下几点体会：

1. 对重磁同源异常而言，通过计算大致与磁化方位平行剖面的假重力异常，与实测重力异常对比，可以较好确定磁性体磁化倾角。而通过计算大致与磁化方位垂直剖面的假重力异常，与实测重力异常对比，可以较好确定磁性体磁化方位。

2. 计算假重力异常与真重力异常对比，可以大致确定重磁同源体的泊松比 $\Delta\rho/J$ 。

3. ΔZ 正常场的选取对计算假重力异常影响较大，需要尽可能选准。

4. 计算假重力异常需要 ΔZ 面积测量范围大。在本文所举实例中，北侧测量范围小了一些。

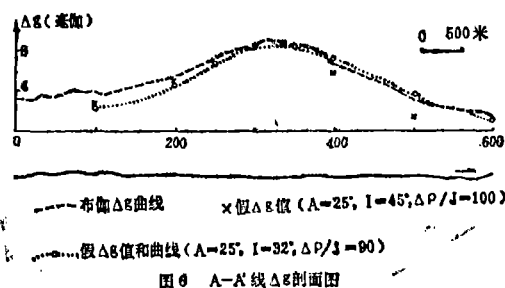


图6 A—A'线 Δg 剖面图

总之，假重力异常的计算和解释，虽然对 ΔZ 异常的测量提出了一些要求，但仍不失为综合解释重磁异常时一种行之有效的方法。

