

重力梯度特征向量和多尺度分析法在密度异常深度探测中的应用

刘金钊^{1,2} 柳林涛² 梁星辉² 叶周润² 李红蕾²

1 中国地震局第一监测中心,天津,300180

2 中国科学院测量与地球物理研究所大地测量与地球动力学国家重点实验室,湖北 武汉,430077

摘要:相较于传统的重力测量手段,重力梯度测量能够以更高的灵敏度和分辨率反映出地下密度异常体的结构特征。随着科学技术的不断发展,航空及卫星重力梯度测量系统已经投入使用,并实现了大范围高精度的重力梯度测量。因此,现阶段的主要挑战在于对越来越多的重力梯度数据进行分析、处理和解释。本文根据重力梯度全张量主特征值对应的特征向量,对密度异常体的深度探测进行了研究。由于不同埋深的密度异常体具有不同的波长反映,利用多尺度分析法可以分解出不同频段重力梯度张量,从而增强对更大埋深密度异常体的探测分析能力。通过对模型和实测重力梯度数据的分析解算,结果表明,重力梯度的特征向量和多尺度分析法能够有效地确定密度异常体的深度信息,并且对于干扰场源和随机噪声也具有一定的抗干扰能力。

关键词:重力梯度;深度探测;特征向量;多尺度

中图分类号:P223.6

文献标志码:A

重力梯度全张量测量作为一种有效的地球物理勘探手段,能够更好地对地下密度异常体进行特征描述和位置确定^[1]。与航空重力测量相比,航空重力梯度测量最大的吸引力在于对飞机加速度的不敏感性^[2,3]。此外,重力梯度测量也比重力测量具有更高的灵敏度和分辨率。随着航空/卫星重力测量系统的成熟商用,以及在全球各地持续不断地飞行实验,今后的最大挑战在于对海量重力梯度数据的分析、处理和解释^[4,5]。最近二十几年来,重力梯度全张量数据的处理和解释技术也发展十分迅速。Pedersen 等对重力和磁梯度张量数据获取和处理进行了研究,提出张量不变量可以视为非线性滤波器从而增强场源信号,并就重力测量实验中,为达到实验目标所需的飞行高度和飞行测线间距给出了建议^[6]。Bell 介绍重力梯度测量在油气勘探中的应用,并从功率谱的角度与重力数据进行了比较^[7]。Zhang 提出张量欧拉反褶积法来处理测线,格网和非格网全张量重力梯度数据,与传统欧拉反褶积法相比利用了重力梯度的全部 6 个分量,得到地质结构更加明确紧凑的解,但该方法需要预先知道场源体形状^[8]。Valentin 根据重力梯度数据,利用张量

反褶积法实现等效源体的位置确定,并与常规反褶积法进行了对比^[9]。Mataragio 等介绍了航空重力梯度测量在加拿大纽芬兰地区硫矿物的开采前景,并利用重力数据的张量不变量进行场源的轮廓增强^[10]。Beiki 利用全张量重力梯度的解析信号完成反演工作,在地质结构位置边缘增强方面取得较好的效果^[11]。Beiki 等利用全张量重力、磁力梯度数据的特征向量来估计地质体的深度,但需要预先确定地质体梯度变化最大的平面位置^[12]。Qruc 利用重力梯度数据的倾角图和张量不变量的最大值来进行地质体的边缘探测和深度估计^[13,14]。蒋甫玉等对三度体球冠模型重力梯度张量进行了研究,为寻找储油背斜构造提供理论依据^[15]。马国庆利用张量局部波数法解释位场数据,并与常规局部波数法进行了比较^[16]。Fitz Gerald 等利用重力梯度多尺度边缘探测技术在巴西某地进行盆地断层网络的三维反演工作,成功解释了超过 50% 的地形数据信息^[17]。Wedge 等利用全张量重力梯度数据进行模型质量异常体的深度估计^[18,19]。本文利用重力梯度特征向量分析法来估算模型密度异常体的深度位置,通过对重力梯度信号中添加噪声,利用多尺度

收稿日期:2015-04-27

项目资助:国家自然科学基金(41304023); 国家科技部国家重大科学仪器设备开发专项基金(2011YQ120045)。

第一作者:刘金钊,博士,主要从事航空重力梯度数据建模和应用解释方面的研究。whiggluujinzhao@126.com

分析法将重力梯度信号分解在不同频带,准确探测到了不同埋深、不同波长反映的密度异常体位置,验证了本文提出的方法在探测密度异常深度信息时,在有噪声和干扰场源环境下的有效性和准确性。最后将该方法应用于澳大利亚西澳洲 Kauring 地区实测重力梯度场,给出了测区内密度异常体的深度信息。

1 方法原理

1.1 重力梯度特征向量法

为了论述清晰,我们首先给出重力梯度的数

$$\Gamma = \Delta U = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 U}{\partial x_1^2} & \frac{\partial^2 U}{\partial x_1 \partial x_2} & \frac{\partial^2 U}{\partial x_1 \partial x_3} \\ \frac{\partial^2 U}{\partial x_2 \partial x_1} & \frac{\partial^2 U}{\partial x_2^2} & \frac{\partial^2 U}{\partial x_2 \partial x_3} \\ \frac{\partial^2 U}{\partial x_3 \partial x_1} & \frac{\partial^2 U}{\partial x_3 \partial x_2} & \frac{\partial^2 U}{\partial x_3^2} \end{bmatrix} = \nabla \mathbf{g} = \begin{bmatrix} \frac{\partial g_1}{\partial x_1} & \frac{\partial g_1}{\partial x_2} & \frac{\partial g_1}{\partial x_3} \\ \frac{\partial g_2}{\partial x_1} & \frac{\partial g_2}{\partial x_2} & \frac{\partial g_2}{\partial x_3} \\ \frac{\partial g_3}{\partial x_1} & \frac{\partial g_3}{\partial x_2} & \frac{\partial g_3}{\partial x_3} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Gamma_{11} & \Gamma_{12} & \Gamma_{13} \\ \Gamma_{21} & \Gamma_{22} & \Gamma_{23} \\ \Gamma_{31} & \Gamma_{32} & \Gamma_{33} \end{bmatrix} \quad (2)$$

式中, \mathbf{g} 是重力加速度向量。在质量源外部空间,有下面两个条件成立:

(1) $\nabla \times \mathbf{g} = 0$ 表示重力梯度张量对角线分量为零,即满足拉普拉斯方程;

(2) $\nabla \times \mathbf{g} = 0$ 表示重力梯度张量是对称的。

所以在质量源外部空间,重力梯度张量只有 5 个独立的分量。

因为重力梯度张量是实对称的,所以总可以找到正交矩阵 \mathbf{P} 将其对角化

$$\mathbf{P}^T \Gamma \mathbf{P} = \mathbf{A} \quad (3)$$

式中, $\mathbf{A} = \text{diag}(\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3)$; $\mathbf{P} = (P_1, P_2, P_3)$ 分别是重力梯度张量的特征值及相对应的特征向量,上标 T 表示矩阵转置。式(3)说明某一观测点的重力梯度张量在以特征向量 \mathbf{P} 的 3 个分量为坐标轴的坐标系中,可以消除交叉重力梯度分量,化成对角线的形式,即只有主对角线重力梯度分量。

若 λ_1 是某观测点重力梯度张量对应的主特征值^[6],即 $|\lambda_1| = \max(|\lambda_1|, |\lambda_2|, |\lambda_3|)$,则 λ_1 对应的特征向量 \mathbf{P}_1 的方向则平行于观测点 x 和质量源质心 x^{mc} 定义的直线的方向,即有:

$$\mathbf{P}_1 = (x_1^{mc} - x_1, x_2^{mc} - x_2, x_3^{mc} - x_3) / R \quad (4)$$

式中, R 为观测点 x 与质量源质心 x^{mc} 的空间距离。

重力梯度特征向量法的基本思想是,根据空间重力梯度观测值,在观测面以下,将地形区域离散成紧密排列的单位体元阵(体元可以是棱柱体或其他多面体),空间每个观测点重力梯度张量主特征值对应的特征向量所定义的直线必将穿过体

学推导。根据文献[23],由空间位置 x' 处的质量体 v (该质量体体积仍用 v 表示)在空间 x 处引起的重力位为:

$$U(x) = G \iiint_v \frac{\rho(x')}{|x-x'|} dv' \quad (1)$$

式中, G 是牛顿万有引力常数; $|x-x'| = \sqrt{(x_1-x'_1)^2 + (x_2-x'_2)^2 + (x_3-x'_3)^2}$ 是定义在局部东北天坐标系中积分点 (x'_1, x'_2, x'_3) 与观测点 (x_1, x_2, x_3) 之间的空间距离; $\rho(x')$ 是积分点处的质量源密度; $dv' = dx'_1 dx'_2 dx'_3$ 是质量源的体积单元。重力梯度张量 Γ 是重力位函数的二阶导数,有:

元阵中的单位体元。如果一个单位体元被直线穿过,则该单位体元自身的值累加一次,当所有的观测点重力梯度主特征值对应的特征向量全部计算完成时,最大幅值的单位体元则表征密度异常的质心位置,该体元所在的深度就是密度异常体所在的深度^[18]。考虑到每个观测点对单位体元的贡献大小不同,我们给体元单元不同观测点累加值赋予不同的权函数。

$$C_k^{\text{voxel}} = \sum_{n=1}^N \omega_n^k c_n^k, k = 1, 2, \dots, M \quad (5)$$

式中, M, N 分别是单位体元和重力梯度观测点的总个数; C_k^{voxel} 是第 k 个体元的幅值; c_n^k 是第 n 个观测点在第 k 个体元的累加单值; ω_n^k 为权函数(本文定义累加单值为 1,权函数为相应观测点对应的重力梯度垂直分量)。

根据位场理论,当观测点与密度异常体之间距离增加时,重力梯度高频分量比低频分量衰减的更快,损失的能量更多,这使得区分小而浅的密度异常体和大而深的密度异常体变得困难,因为它们可能在空间产生相似的重力梯度分布特征^[19]。

为了解决这个问题,本文提出了多尺度分析法,根据重力梯度的频域特征将其分解成不同的频带进行分析处理,该方法的一个优点在于可以将高频噪声和低频信号拆分在不同的频带,并且避免浅层密度异常高频信息对深层密度异常的干扰,从而准确分离解析出不同埋深密度异常体的位置信息。

1.2 基于二维小波滤波器的多尺度分析法

文献[20]根据两个 Shannon 函数的乘积构造了一种连续小波低通滤波器,在过渡带内衰减速度很快,性能优越。其时频响应公式如下:

$$L_{\omega}(t) = \frac{\sin at}{at} \frac{\sin \bar{\omega} t}{\pi t} = \frac{\sin at \cdot \sin \bar{\omega} t}{a \pi t^2} \quad (6)$$

$$\tilde{L}_{\omega}(\omega) = \begin{cases} 1, & |\omega| \leq \bar{\omega} - a \\ \frac{1}{2a}(\omega + \bar{\omega} + a), & -(\bar{\omega} + a) < \omega < -(\bar{\omega} - a) \\ -\frac{1}{2a}(\omega - \bar{\omega} - a), & (\bar{\omega} - a) < \omega < (\bar{\omega} + a) \\ 0, & |\omega| \geq \bar{\omega} + a \end{cases} \quad (7)$$

式中, $\bar{\omega}$ 为截止频率; a 为小于截止频率的一个常数频率^[20]。

将上述小波滤波器扩展到二维空间得到:

$$L_{\eta_{lp}} = \begin{cases} 1, & \eta \leq \eta_{lp} - \hat{a} \\ -\frac{1}{2\hat{a}}(\eta - \eta_{lp} - \hat{a}), & \eta_{lp} - \hat{a} < \eta < \eta_{lp} + \hat{a} \\ 0, & \eta \geq \eta_{lp} + \hat{a} \end{cases} \quad (8)$$

$$L_{\eta_{hp}} = \begin{cases} 0, & \eta \leq \eta_{hp} - \hat{a} \\ \frac{1}{2\hat{a}}(\eta - \eta_{hp} + \hat{a}), & \eta_{hp} - \hat{a} < \eta < \eta_{hp} + \hat{a} \\ 1, & \eta \geq \eta_{hp} + \hat{a} \end{cases} \quad (9)$$

$$L_{\eta_{bpl}} = \begin{cases} 0, & \eta \leq \eta_{bps} - \hat{a} \\ \frac{1}{2\hat{a}}(\eta - \eta_{bps} + \hat{a}), & \eta_{bps} - \hat{a} < \eta < \eta_{bps} + \hat{a} \\ 1, & \eta_{bps} + \hat{a} \leq \eta \leq \eta_{bpl} - \hat{a} \\ -\frac{1}{2\hat{a}}(\eta - \eta_{bpl} - \hat{a}), & \eta_{bpl} - \hat{a} < \eta < \eta_{bpl} + \hat{a} \\ 0, & \eta \geq \eta_{bpl} + \hat{a} \end{cases} \quad (10)$$

式中, $L_{\eta_{lp}}$ 、 $L_{\eta_{hp}}$ 和 $L_{\eta_{bpl}}$ 分别是新型二维小波低通、高通和带通滤波器, η 是归一化频率; η_{lp} 、 η_{hp} 分别是新型小波低通和高通滤波器归一化截止频率; η_{bps} 、 η_{bpl} 是新型二维小波带通滤波器上下限截止频率; \hat{a} 是归一化常数频率。

图 1 给出了不同截止频率的二维新型小波低通、带通、高通滤波器。其中低通和高通二维新型小波滤波器通带截止波长是 10 m, 带通滤波器 1 的通带上下限截止波长是 25 m 和 15 m, 带通滤波器 2 的通带上下限截止波长是 35 m 和 25 m。

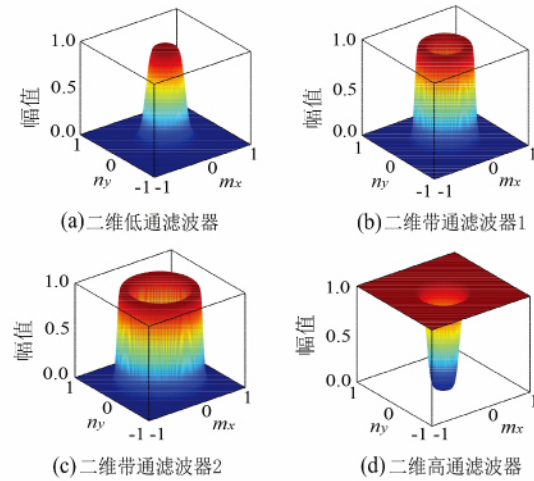


图 1 二维新型小波滤波器归一化频率响应

Fig. 1 Normalized Frequency Response of Modified Two-Dimensional Wavelet Filter

2 模型试验

构建的模型是 $1\ 000 \times 1\ 000\ \text{m}^2$ 区域范围内不同埋深的两个棱柱体, 模型统计信息见表 1, 计算了 10 000 个点的重力梯度值(行和列方向各 100 个点值, 数据间隔为 10 m)。

表 1 模型信息统计
Tab. 1 Statistics of Model Information

密度异常体	尺寸(L×W×H)/m ³	密度差/(kg·m ⁻³)	质心平面位置/m	质心埋深/m
异常体 A	100×100×100	1 000	(200, 500)	-100
异常体 B	100×100×100	1 000	(800, 500)	-250

解算得到的空间重力梯度见图 2, 设置解算面位于地表表面, 即 $x_3 = 0$ 。从图 2 中可以看出, 浅层密度异常体 A 在地表重力梯度反映上比深层密度异常体 B 更加明显, 说明由于埋深的不同, 密度异常体 B 比密度异常体 A 损失了更多的高频信息。

利用 § 1.1 介绍的重力梯度特征向量法, 在重力梯度观测面以下建立了平面范围为 $1\ 000 \times 1\ 000\ \text{m}^2$, 深度为 300 m 的单位体元阵, 每个体元用 $10 \times 10 \times 10\ \text{m}^3$ 的立方体来表示。这样通过计算每个观测点重力梯度全张量的主特征值对应的特征向量, 然后根据式(5), 将特征向量所在直线穿过的单位体元的幅值累加, 得到了幅值不等的不同深度单位体元阵。将该体元阵取不同深度平面横截面, 取深度范围 $-275 \sim 0\ \text{m}$ 、深度间距为 25 m 的 12 个平面横截面, 结果见图 3。沿纵轴 500 m 竖切面, 不同埋深模型累加幅值随深度变化关系见图 4。

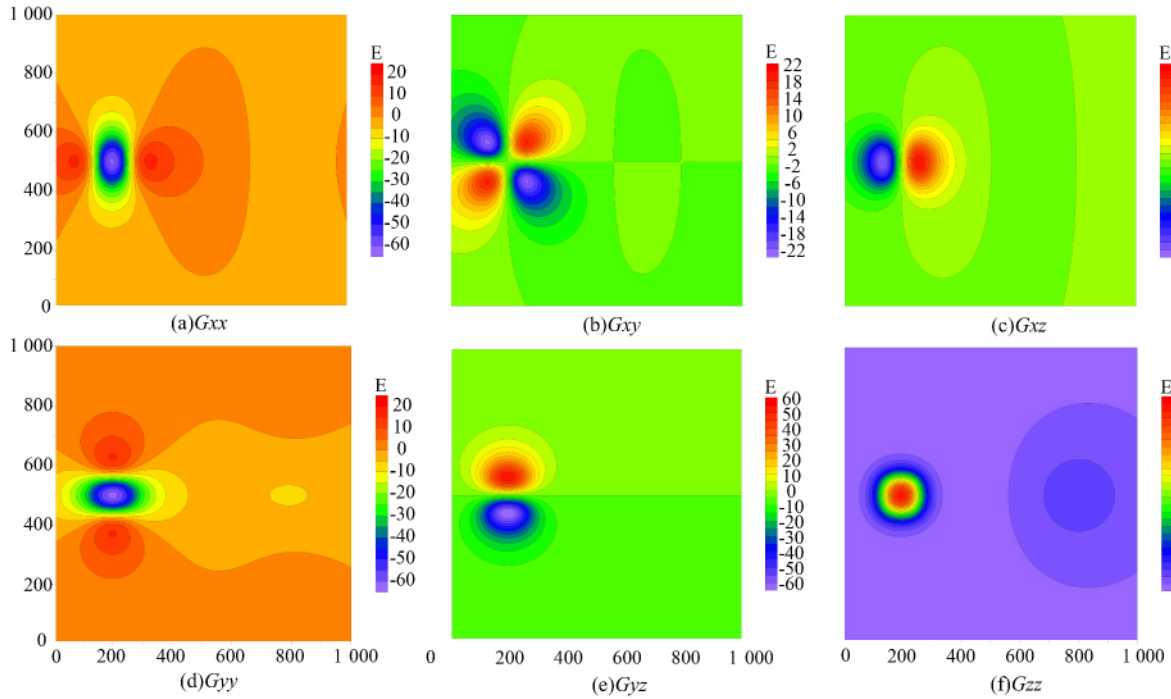


图 2 模型重力梯度全张量

Fig. 2 Model Gravity Gradient Tensor

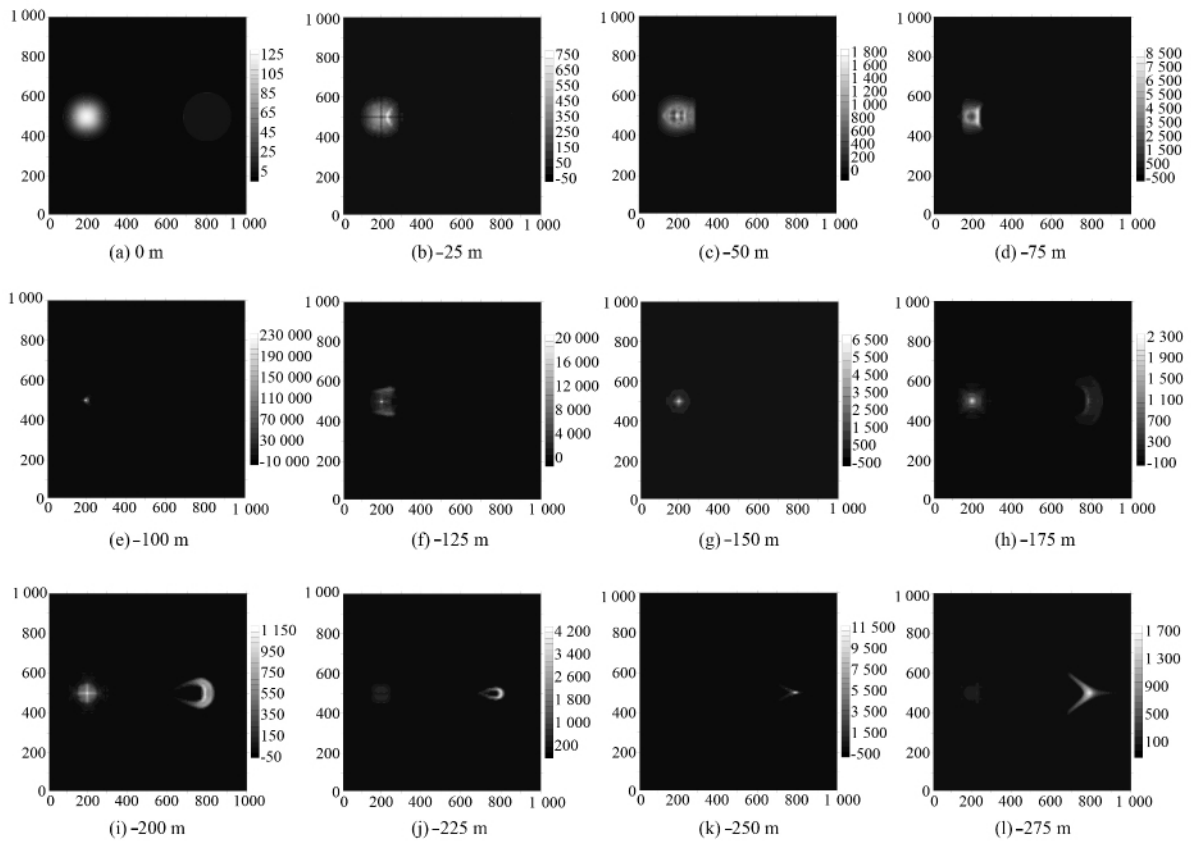


图 3 不同埋深模型探测结果

Fig. 3 Detection Results of Buried Models of Different Depth

通过图 3 和图 4 可以看到,重力梯度特征向量法能够准确而直观地确定密度异常体的深度坐标,根据不同深度体元层的幅值大小,可得到不同

埋深地质异常体的质心位置,如图 3(e)和图 3(k)与相邻深度体元层幅值相比,幅值更大,锁定了模型中两个密度异常体 A 和 B 的正确质心位置

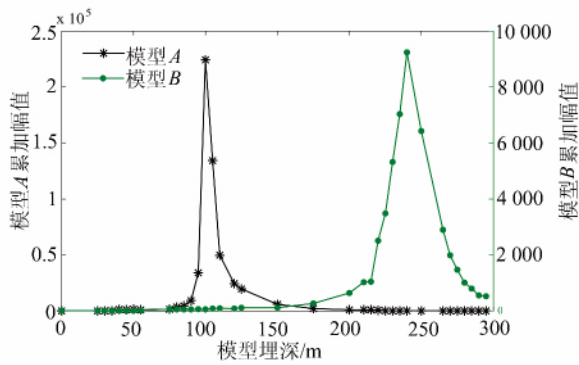


图4 不同埋深模型累加幅值随深度变化关系
Fig. 4 Accumulative Amplitudes Variation with Depth of Different Buried Models

[200 m, 500 m, -100 m]和[800 m, 500 m, -250 m]。另外,对比图 3(e)和图 3(k)可发现,浅层密

度异常体 A 所反映的幅值要远大于深层密度异常体 B 的幅值,这是因为深层密度异常比浅层密度异常高频信息衰减的更多造成的。在实际重力梯度测量中,不同埋深密度异常体由于能量随深度衰减程度的不同,在重力梯度的反映上可能互相干扰,从而给数据分析和解释带来难度,此外由于背景场和测量仪器的噪声误差影响,也会给密度异常体的深度探测带来挑战。

通过向模型各重力梯度分量中加入不同大小水平的高斯噪声来模拟实际重力梯度测量中背景场或系统噪声对密度异常信号探测的影响。高斯噪声为 $Gn(\mu, \sigma)$,其中 μ 为噪声期望水平, σ 为噪声标准差,设置 $\mu=0, \sigma=3E$ 。利用添加噪声后的模型重力梯度全张量进行特征向量法分析,结果见图 5。

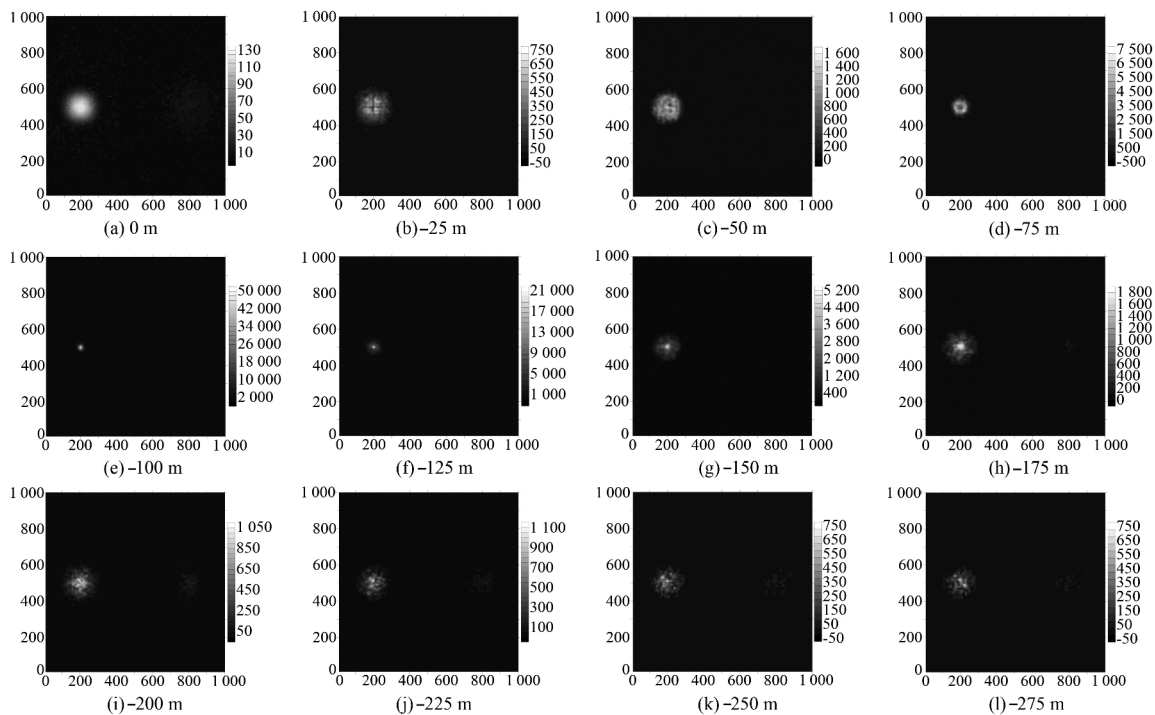


图5 含噪声的不同埋深模型探测结果

Fig. 5 Detection Results of Buried Models Within Noise of Different Depth

从图 5 中可以看出,由于噪声水平相对于密度异常体 A 的信号较小,图 5(e)仍然能够分辨出密度异常体 A 的位置信息,然而密度异常体 B 由于噪声的影响,已经不能准确显示其深度位置,见图 5(k)。造成这种结果的原因是在重力梯度中加入噪声,当噪声水平与重力梯度信号在观测面幅值相当时,将使得重力梯度主特征值对应的特征向量的指向偏离密度异常体质心位置,从而引起位置探测结果的不准确。

利用第 § 1.2 介绍的二维小波滤波器对含有

噪声信号的重力梯度各分量进行不同频带滤波,然后根据重力梯度特征向量法对不同频带重力梯度信号进行分析处理,得到不同埋深对应不同长度波段信号的探测结果。图 6 给出了分频滤波后埋深 250 m 处的密度异常平面横截面图,从图 6 中可以看出,密度异常体 B 的重力梯度分量通过分频滤波后,位置信息能够明确显示在低频带上,这与我们前面的推断是符合的,也说明了利用重力梯度特征向量与多尺度分析相结合的方法能够有效对不同密度异常体进行深度位置探测。

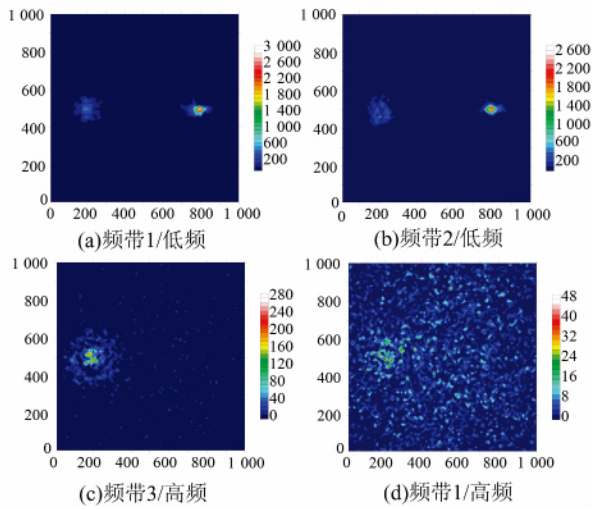


图 6 分频滤波后的模型 B 埋深探测

Fig. 6 Depth Detection of Model B After Different Frequency Band Filtering

3 实测数据处理

实测数据来源于澳大利亚西澳州地区 2009 年建立的航空重力/重力梯度测量 Kauring 试验场。该试验场距离珀斯 (Perth) 简达科特机场 (Jandakot Airport) 约 115 km。见图 7。Fugro Airborne Surveys 公司于 2011 年 7 月至 2012 年 2 月间,利用 FALCON 航空重力梯度仪 (AGG) 在 Kauring 试验场飞行了总测线长度为 1 265.3 km

的重力梯度数据,其中东北-西南方向共 115 条每 50 m 间隔的方向线 (traverse line),西北-东南方向共 10 条每 1 000 m 间隔的结线 (tie line)。本文利用 6 个重力梯度分量,每个梯度分量 164 624 个测量数据进行测区地下密度异常的深度探测。注意到,测线数据是非格网分布的,这也是本文提出的算法能够处理离散非格网非同一高度水平面数据的优势之一,避免了格网化平滑过程中有用高频信号的丢失和损耗。试验场 6 个梯度分量 (已经进行过地形改正,去除地形质量对地下密度异常探测的干扰) 见图 8^[21,22]。

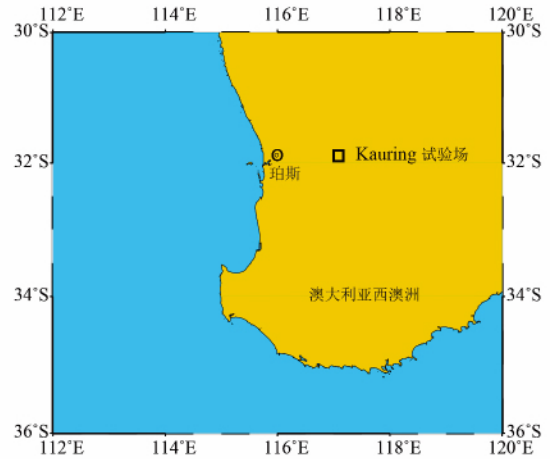


图 7 Kauring 重力梯度试验场位置

Fig. 7 Location of Kauring Gravity Gradient Test Site

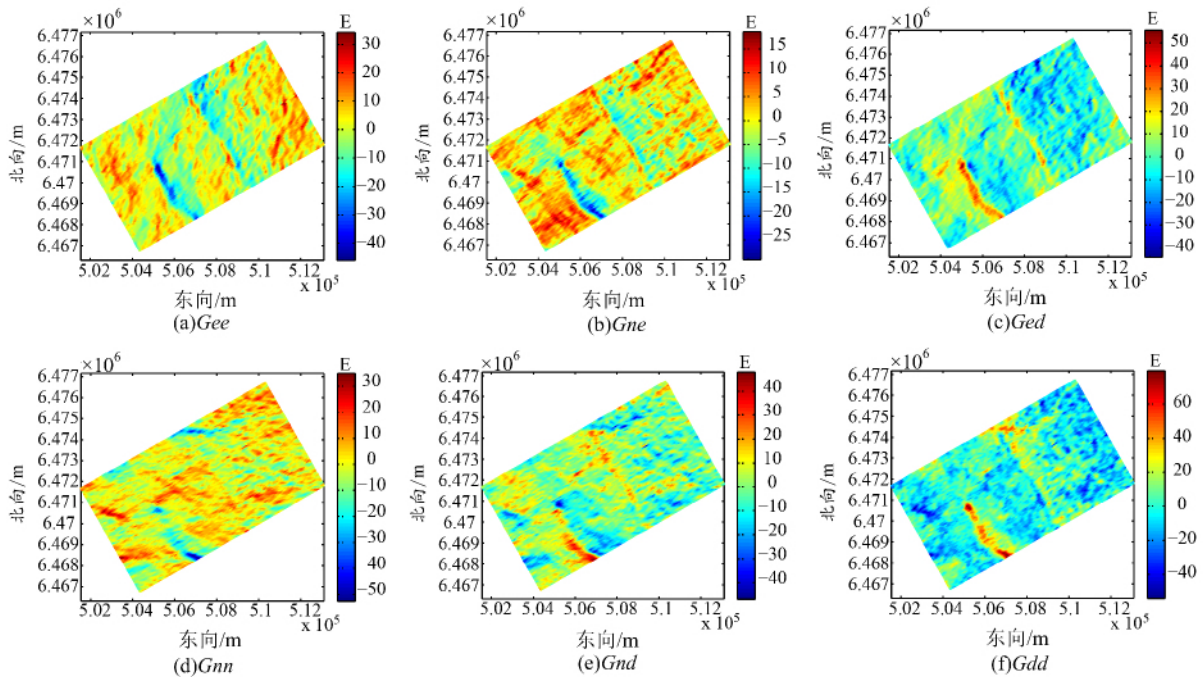


图 8 Kauring 试验场重力梯度全张量

Fig. 8 Gravity Gradient Tensor of Kauring Test Site

从图 8 可以看出,在 Kauring 试验场,重力梯度测区与坐标系(东向)呈约 30°分布,从图 8(f)

重力梯度垂直分量 G_{dd} 中,我们发现比较明显的梯度反映位于测区中段东北和西南方向,即图中红色特征。通过利用 § 1 提出的方法对 Kauring 实验场实测重力梯度数据进行处理,得到实验场内密度异常体的位置随深度变化信息,见图 9,我们分别在埋深为 -10 m 、 -20 m 、 -50 m 、 -100 m 、 -250 m 、 -500 m 、 $-1\ 000\text{ m}$ 和 $-2\ 000\text{ m}$ 深度截面对密度异常深度进行探测,从图 9 中可以看出,试验场内密度异常主要分布在测区东北部和西南部。根据累加幅值大小,可以

判定测区西南部密度异常深度较浅,主要分布在 $-50\sim-100\text{ m}$ 深度范围;而东北部密度异常则在各层深度均有分布,在 -500 m 处达到幅值最大值。这与图 8(f) 中重力垂直分布 G_{dd} 显示的重力梯度是一致的,西南部密度异常埋深较浅反映出较大的梯度值,东北部密度异常埋深较深,在观测面反映出中长波段信号较多。利用本文介绍的方法,对密度异常埋深可能性较大的深度范围还可以进行更为详细的划分,从而更加直观快速的判定密度异常体的深度信息。

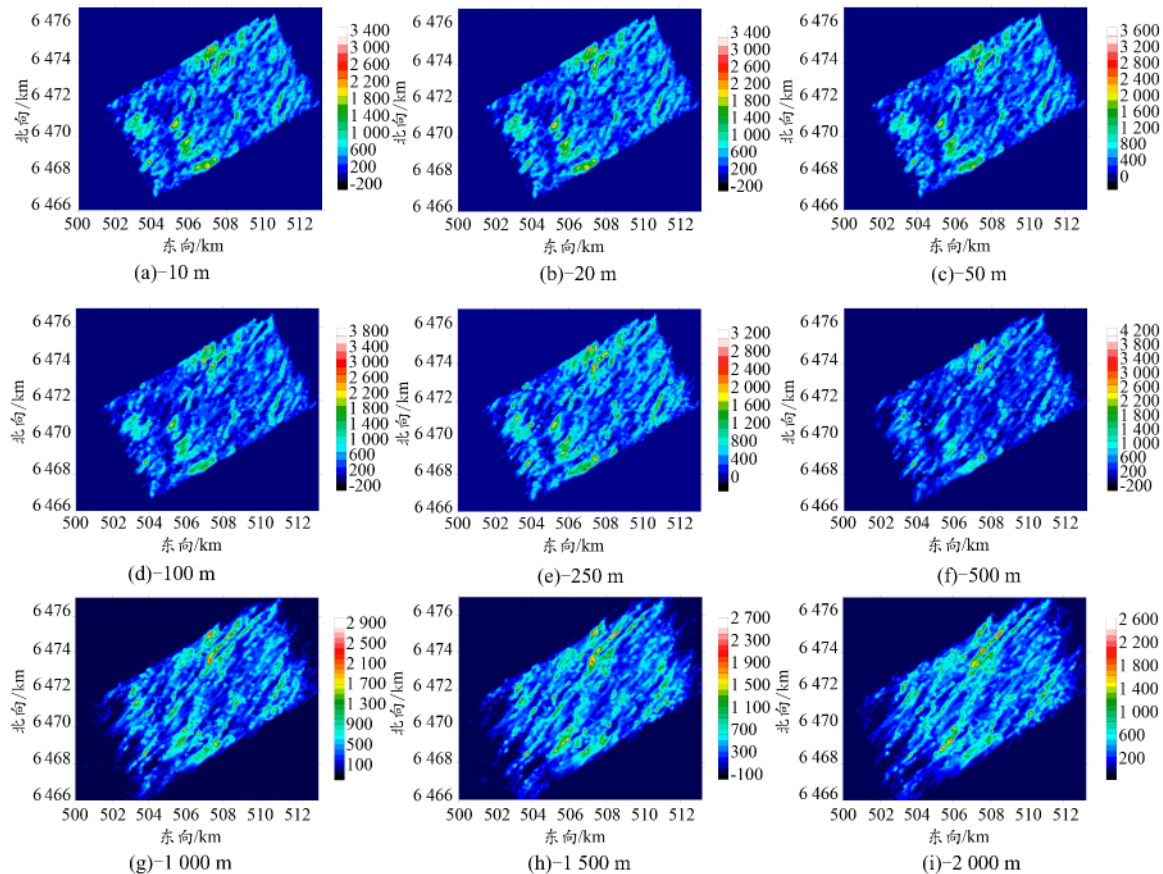


图 9 Kauring 试验场不同深度密度异常探测结果

Fig. 9 Detection Results of Different Depth Density Anomaly of Kauring Test Site

4 结 语

本文根据重力梯度全张量特征向量法对地下不同埋深密度异常进行了深度位置探测。通过构建模型重力梯度场验证了方法的有效性和准确性。由于不同埋深密度异常体随观测点距离不同,重力梯度信号能量的衰减程度也不同,埋深较深的密度异常体高频信号比低频信号衰减更快,所以地下埋深较浅的密度异常体会对埋深较深密度异常体产生干扰。此外,在实际重力梯度测量

实验中,由于仪器和测区背景噪声等影响,也会对最后重力梯度结果的解释产生偏差。本文通过向模型重力梯度信号中添加不同水平的高斯噪声,利用多尺度分析方法对含噪声重力梯度信号进行处理,结果显示,将信号分解在不同频带后能够有效去除高频噪声或干扰场源对低频信号的影响,还可以区别出不同埋深密度异常的相互干扰,从而达到准确确定噪声背景下不同埋深密度异常深度位置的目的。最后,利用重力梯度特征向量和多尺度分析法对澳大利亚西澳洲 Kauring 地区实测重力梯度场进行了分析处理,给出了测区内不

同埋深密度异常体的位置信息。该方法在重力梯度油气资源勘探,矿产资源调查中具有广泛的应用前景。得到的结果也可作为重力/重力梯度地质结构密度反演等的初始约束条件,从而进行更加深入的地质结构分析和解释工作。

参 考 文 献

- [1] Zuidweg K, Mumaw G R. Airborne Gravity Gradiometry For Exploration Geophysics—The First 5 Years[OL]. http://www.hgk.msb.gov.tr/dergi/makaleler/OZEL18/ozel18_46.pdf, 2014
- [2] Dransfield M H. Airborne Gravity Gradiometry in the Search for Mineral Deposits[J]. *Exploration*, 2007, 7: 341-354
- [3] Dransfield M H. Airborne Gravity Gradiometry [D]. Australia: University of Western Australia, 1994
- [4] Luo Zhicai, Zhou Boyang, Zhong Bo, et al. Outlier Detection of Satellite Gravity Gradiometry Data[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2012, 37(12): 1 392-1 396(罗志才,周波阳,钟波,等.卫星重力梯度测量数据的粗差探测[J].*武汉大学学报·信息科学版*, 2012, 37(12): 1 392-1 396)
- [5] Xu Tianhe, He Kaifei. Accuracy Evaluation Method of GOCE SGG Data Based on Satellite Crossovers [J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2011, 36(5): 617-620(徐天河,贺凯飞.利用交叉点不符值对 GOCE 卫星重力梯度数据进行精度评定[J].*武汉大学学报·信息科学版*, 2011, 36(5): 617-620)
- [6] Pedersen L B, Rasmussen T M. The Gradient Tensor of Potential Field Anomalies; Some Implications on Data Collection and Data Processing of Maps[J]. *Geophysics*, 1990, 55(12): 1 558-1 566
- [7] Bell R E, Anderson R, Pratson L. Gravity Gradiometry Resurfaces[J]. *The Leading Edge*, 1997, 16(1): 55-59
- [8] Zhang Changyou, Mushayandebvu M F, Reid A B, et al. Euler Deconvolution of Gravity Tensor Gradient Data[J]. *Geophysics*, 2000, 65(2): 512-520
- [9] Mikhailov V, Pajot G, Diamant M, et al. Tensor Deconvolution: A Method to Locate Equivalent Sources from Full Tensor Gravity Data[J]. *Geophysics*, 2007, 72(5): 161-169
- [10] Mataragio J, Kieley J. Application of Full Tensor Gradient Invariants in Detection of Intrusion-Hosted Sulphide Mineralization; Implications for Deposition Mechanisms[J]. *Mining Geoscience*, 2009, 27: 95-98
- [11] Beiki M. Analytic Signals of Gravity Gradient Tensor and Their Application to Estimate Source Location [J]. *Geophysics*, 2010, 75(6): 159-174
- [12] Beiki M, Pedersen L B. Eigenvector Analysis of Gravity Gradient Tensor to Locate Geologic Bodies [J]. *Geophysics*, 2010, 75(6): 137-149
- [13] Qruc B. Depth Estimation of Simple Causative Sources from Gravity Gradient Tensor Invariants and Vertical Component[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2010, 167(10): 1 259-1 272
- [14] Qruc B. Edge Detection and Depth Estimation Using a Tilt Angle Map from Gravity Gradient Data of the Kozakli-Central Anatolia Region, Turkey[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2011, 168(10): 1 769-1 780
- [15] Jiang Fuyu, Gao Likun, Huang Linyun. Study on Gravity Gradient Tensor of Oil-Gas Model [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2011, 41(2): 545-551(蒋甫玉,高丽坤,黄麟云.油气模型的重力梯度张量研究[J].*吉林大学学报(地球科学版)*, 2011, 41(2): 545-551)
- [16] Ma Guoqing, Du Xiaojuan, Li Lili. Comparison of the Tensor Local Wavenumber Method With the Conventional Local Wavenumber Method for Interpretation of Total Tensor Data of Potential Fields[J]. *Chinese J Geophys*, 2012, 55(7): 2 450-2 461(马国庆,杜晓娟,李丽丽.解释位场全张量数据的张量局部波数法及其与常规局部波数法的比较[J].*地球物理学报*, 2012, 55(7): 2 450-2 461)
- [17] Fitz Gerald D J, Paterson R. Inversion of Gravity Gradiometry for a Basin Fault Network in an Oil Application in Brazil, Using 3D“Worming”[C]. The 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Brazil, 2013
- [18] Wedge D. Mass Anomaly Depth Estimation from Full Tensor Gradient Gravity Data[C]. Applications of Computer Vision(WACV), IEEE Workshop on, Clearwater, Florida, 2013
- [19] Wedge D, Sivarajah Y, Holden E J, et al. Mass Anomaly Visualisation and Depth Estimation from Full Tensor Gradient Gravity Data[J]. *ASEG Extended Abstracts*, 2013(1): 1-5
- [20] Liu Lintao, Hsu Houze. Inversion and Normalization of Time-Frequency Transform [J]. *Applied Mathematics & Information Sciences*, 2012(6): 67-74
- [21] Christensen A. Results from FALCON Airborne Gravity Gradiometer Surveys over the Kauring AGG Test Site[J]. *ASEG Extended Abstracts*, 2013(1): 1-4
- [22] Martinez C, Li Y G. Understanding Gravity Gradi-

ometry Processing and Interpretation Through the Kauring Test Site Data[J]. *ASEG Extended Abstracts*, 2012(1):1-4

[23] Hofmann-Wellenhof B, Moritz H. *Physical Geodesy*[M]. New York: Springer Science & Business Media, 2006

Application of Density Anomaly Depth Detection Using Gravity Gradient Eigenvectors and Multiscale Analysis Approach

LIU Jinzhao^{1,2} LIU Lintao² LIANG Xinghui² YE Zhourun² LI Honglei²

1 First Crust Monitoring and Application Center of China Earthquake Administration, Tianjin 300180, China

2 State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China

Abstract: Compared with the conventional gravity measurements, gravity gradient measurements reflect the structural characteristics of the underground density anomaly with higher sensitivity and spatial resolution. Airborne and satellite gravity gradient survey systems have been put into use on account of continuous technological innovation, whilst wide range and high precision gravity gradient measurements are available. Therefore, the main challenge is analysis, processing and interpretation of extensive gravity gradient data. This paper addresses depth detection of underground density anomalies based on eigenvectors corresponding to the principle eigenvalue of the gravity gradient. As density anomalies of different buried depths have different wavelengths, we can split the gravity gradient tensor into different frequency bands taking advantage of the multiscale analysis approach, thereby enhancing the detection ability to detect deeper density anomalies. Through the analysis of the synthetic and measured gravity gradient data, our results show that the gravity gradient eigenvector and multiscale analysis approach can effectively determine the depth information of density anomalies. The proposed method is robust to interference sources and random noise.

Key words: gravity gradient; depth detection; eigenvector; multiscale

First author: LIU Jinzhao, PhD, specializes in forward modeling and applied interpretation of airborne gravity gradient tensor data. E-mail: whiggliujinzhao@126.com

Foundation support: The National Natural Science Foundation of China, No. 41304023; the National Major Scientific Instruments and Equipment Development Projects, No. 2011YQ120045.