DOI：10.13203/j.whugis20120163 网络出版时间：2014-04-02 15:49
网络出版地址：http://www.cnki.net/kcms/doi/10.13203/j.whugis20120163.html

DOI：10.13203/j.whugis20120163 文章编号：1671-8860(2014)04-0435-06

利用剖面重力测量数据反演深圳市地下断层参数

许 闯[1] 罗志才[1,2] 汪海洪[1,2] 宁津生[1,2]

1 武汉大学测绘学院，湖北 武汉，430079
2 武汉大学地球空间环境与大地测量教育部重点实验室，湖北 武汉，430079

摘 要：探测深圳市地下断层参数对该地区的规划建设、抗震设防和可持续发展具有重要意义。利用人机联作选择法反演了深圳市两条测线的断层参数，反演结果表明：两条测线的正演模型与观测值之间相对误差分别为 4.51%和 4.26%，计算结果可靠；断层从地下 4 km 附近开始出现破裂信号，至 17 km 附近消失，倾角约为 70°，属于倾角较大的正断层；断层位置与深圳市地形起伏可能存在一定相关性。研究结果与地质及地球物理勘探结果具有较好的一致性，验证了剖面重力测量数据反演深圳市地下断层参数的可行性和有效性。

关键词：深圳市；剖面重力测量；人机联作选择法；断层参数

中图法分类号：P223 **文献标志码**：A

深圳市是我国城市现代化进程最快的大型国际都市之一，建设有铁路、公路、核电站、超高层建筑群、桥梁等大型设施。深圳区域经历了自加里东期以来的多次强烈构造变动，形成了北东向、北西向和近东西向三组断裂[1-2]，主要断裂编号和名称为：*F*1-九尾岭断裂，*F*2-横岗-罗湖断裂，*F*3-莲塘断裂，*F*4-盐田断裂及 *F*5-温塘-观澜断裂，如图 1所示。北东向的断裂为“多字型”断裂，是深圳市断层的主干断裂，属于华夏系大断裂的尾端，斜贯全区，延伸数百 km 以上；是区内的主导构造，对整个测区的地层、侵入体、变质岩分布、构造展布等具有明显的控制作用。深圳市北西向断裂发育程度仅次于北东向断裂，东西断裂带自北向南有暗山、小三洲、伯公坳断裂等。

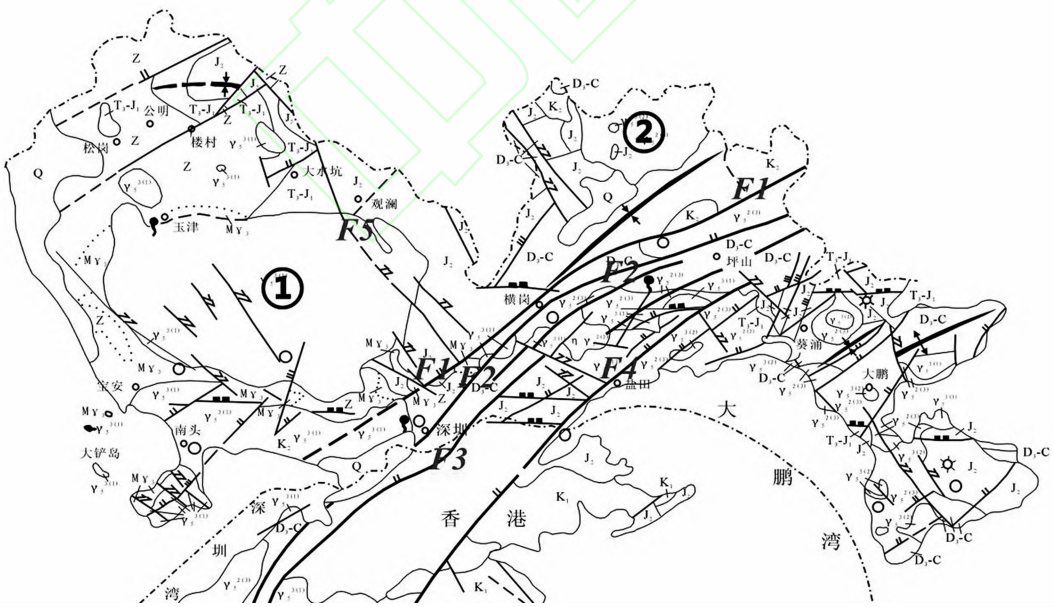

图 1 深圳区域地质构造图

Fig. 1 Regional Geological Structure of Shenzhen

收稿日期：2013-03-04

项目来源：国家重大科学仪器设备开发专项资助项目(2012YQ10022507)；国家自然科学基金资助项目(41174020)；地球空间环境与大地测量教育部重点实验室开放基金资助项目(11-02-08)。

第一作者：许闯，博士生，主要从事重力反演研究。E-mail：xuchuang526610@163.com

如何利用先进有效的方法,准确查明深圳市主要活动断层的空间位置、产状、规模和活动性,评价其地震危险性,成为一个迫切需要解决的问题[2]。目前可用于城市活动断裂的探测方法主要包括地质地貌调查、地球化学探查和地球物理勘探。由于城市活动断裂常被第四纪松散沉积物所覆盖而成为隐伏活动断裂,地球物理勘探以其方法的多样性和有效性成为最主要的探测方法[2-4]。常用的地球物理勘探手段有地震勘探、多极直流电法勘探、探地雷达、井间地震、电磁成像、高精度重力测量等[5-10]。20 世纪 80～90 年代相关学者利用地震勘探方法分析了深圳市地震危险性、地震烈度、莲花山断裂带西南端地震危险性等。21 世纪初期,马浩明、陈庞龙等通过钻孔探测及地质年代测定等技术对观澜断裂的第四纪活动性进行了详细分析和研究;2010 年陈庞龙等人利用大地电磁测深方法对深圳断裂带的 4 条剖面进行了分析;2011 年肖兵等人利用大地电磁阵列探测了深圳市深部结构[11-13]。

上述方法尽管能在一定程度上获得较为理想的结果,但效率较低,成本较高,施工方法较复杂,受外界因素影响也较大。高精度重力测量在探测效率、成本和施工方法等方面有着较为明显的优势,并且极少有文献研究利用剖面重力数据反演深圳市地下断层参数。本文详细讨论了利用剖面重力数据反演深圳市地下断层参数的反演方法,并将反演结果与相关地质和地球物理勘探资料进行对比分析,验证本文计算方法的可行性和结果的正确性。

1 剖面重力数据采集与处理

数据采集的测线横跨北东向断裂,走向与断层走向近似垂直。剖面重力测量有两条测线,分别为红岭测线和彩田测线,两条测线的间距约为 3 km。彩田测线是从皇岗广场开始,到银湖附近结束,总长约 6 km;红岭测线的起点在红岭中路南端,终点在水官高速附近,总长约 10 km。剖面重力测量的采样间距均为 100 m。

2012 年 7 月 17～29 日,根据《加密重力测量规范 GBT 17944-2000》的相应要求,利用 G-960 与 B60 重力仪进行了彩田测线的剖面重力测量,G-1063 与 G-1066 重力仪进行了红岭测线的剖面重力测量,每条测线均是采用两台仪器同时测量。剖面重力测量完成后,需要从观测值中提取地下断层引起的重力信号,其处理过程主要包括计算布格重力异常和滤波。

计算布格重力异常的目的是将在地球表面测得的重力值归算到大地水准面上,消除不同测点间由于高程、地形、纬度等因素所引起的差异,具体做法是:依次对实测重力值进行地形改正、层间改正、自由空气改正和正常场改正,其中后三者的计算较为简单,地形改正较为复杂。结合深圳市已有的 100 m×100 m 的 DTM,采用质量线地形模型计算了地形改正量[14]。粗差探测采用移动窗阈值法,即选定一个固定长度的窗口,将窗口按一定步长在测线方向进行移动,逐步覆盖整个测线。探测出粗差后,再利用 Kriging 插值算法对粗差点的布格异常值进行修正[15-16]。最终获得的完全布格重力异常如图 2 所示。

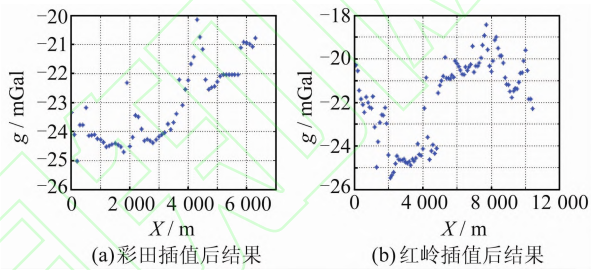

图 2 完全布格重力异常

Fig. 2 Complete Bouguer Gravity Anomaly

由于实际测量受到各种因素的影响,测量的重力数据并不是严格在一条直线上,测点间的距离也不完全等于 100 m,因此需要进行归算。利用反距离加权平均插值方法将测量点上的布格重力异常归算到一条直线上,且各点间距均为 100 m。归算后的布格重力异常包括一些外部环境的影响,特别是一些高频信号的影响,因此需要对其进行滤波处理。通过试算比较分析,最终选用 db6 小波基对其进行小波分层低通滤波[17],其结果如图 3 所示。

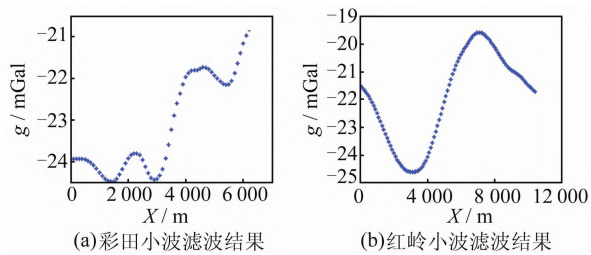

图 3 小波滤波后结果

Fig. 3 Results of Wavelet Filtering

2 断层参数反演方法

常用的重力反演断层方法可以分为直接反演

法、频率域法和特征点法。直接反演法是先根据先验信息建立地下断层模型,比较模型正演结果与重力观测数据之间的差异,再利用适当反演算法(最小二乘、遗传算法、神经网络等)求解最优模型参数[18-21]。频率域法首先是将重力观测数据转换到频率域,再利用频谱理论来确定断层参数[22-24]。特征点法是根据重力异常数据及其一阶和二阶导数的特征点反演断层参数[25-29]。频率域法在时频分析本身上存在缺陷,应用范围受到限制;特征点法多用于定性反演断层参数,用于定量计算时精度较低;直接反演法是目前应用最为广泛的一种方法,并且具有较高的反演精度。人机联作选择法是直接反演法的一种,对于较为复杂的断层剖面形状,具有较为明显的优势,能根据已有的地质、勘探、地球物理等资料建立初始模型,并进行迭代计算,直至正演结果与观测值误差最小。

人机联作选择法是以多边形截面水平棱柱体为基本地质模型,将复杂形体分解为许多小的几何形状规则或不规则的多边形单元,每个单元的重力异常值可以用解析式准确地计算出来。对于横截面为任意形状的二度体单元,只要给出多边形各角点的坐标,就可以用解析式计算出二度体的重力异常。如图 4 所示,计算 $ABCDEFGA$ 在 O 点的重力异常的表达式为[30]:

$$\Delta g = 2G\sigma\sum_{i=1}^{n}\frac{\xi_i\zeta_{i+1}-\xi_{i+1}\zeta_i}{(\zeta_{i+1}-\zeta_i)^2+(\xi_{i+1}-\xi_i)^2}\cdot$$
$$\left[(\xi_{i+1}-\xi_i)\left(\arctan\frac{\zeta_i}{\xi_i}-\arctan\frac{\zeta_{i+1}}{\xi_{i+1}}\right)+\right. \quad (1)$$
$$\left.\frac{1}{2}(\zeta_{i+1}-\zeta_i)\ln\frac{{\xi_{i+1}}^2+{\zeta_{i+1}}^2}{{\xi_i}^2+{\zeta_i}^2}\right]$$

式中,G 为万有引力常数;σ 为二度体剩余密度;n 为多边形边数;(ξ_i,ζ_i) 为二度体第 i 个角点的坐标。

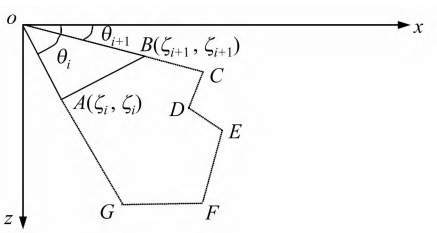

图 4　任意多边形二度体

Fig. 4　2D Body of Arbitrary Polygon

将每个单元的重力异常值求和,就可以得到复杂二度形体的重力异常值。在实际反演中,一个完整的反演过程如图 5 所示。

根据先验信息建立初始断层模型,计算模型

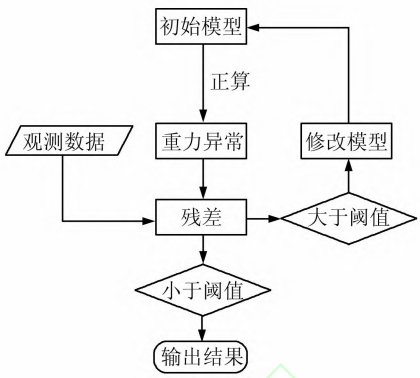

图 5　反演过程示意图

Fig. 5　Schematic Diagram of Inverse Process

的重力异常值,并将其与实际观测重力异常数据进行对比,经过迭代,达到所需要的精度,即可输出断层参数结果。

3　反演结果分析与讨论

初始模型的建立需根据地质图、物性资料、重磁资料以及重力异常走势等做出定性判断,在本文中建模的主要依据有:① 据重力、航磁、大地电磁测深、天然地震转换波测深和人工地震测深等资料显示,深圳地区莫霍面深度为 33.7～34.5 km;② 由岩层密度和地震波速度分布情况可知,深圳市地下 17 km 左右存在一个康氏面,界面以上主要成分为硅铝层,密度超过 2.6 g/cm^3,界面与莫霍面之间主要物质成分为硅镁层,密度在 2.8～3.3 g/cm^3 之间;③ 根据野外地震地质调查、浅层地震勘探以及钻孔和探槽结果,横岗-罗湖断裂西南段走向北东 45～55°,正断层,倾角 50°～80°;④ 深圳区域内小地震深度在 0.8～23.6 km 范围内,集中在 6～8 km 左右。

经迭代计算后,反演结果如图 6 和图 7 所示。图 6 中,地下地层共分三层,由下至上分别为硅镁层、硅铝层和覆盖层。硅镁层(浅红色区域)与硅铝层的分界面是康氏面,深度约为 17 km,硅镁层底面为莫霍面,深度约为 34 km,康氏面和莫霍面之间地层的平均剩余密度为 0.3 g/cm^3。硅铝层的黄色、淡蓝色、黑色和绿色区域分别是断层的下盘、上盘、下盘和上盘,它们的平均剩余密度均为 0.1 g/cm^3。覆盖层包括深红色和蓝色两个区域,它们的剩余密度为 0.06 g/cm^3。此模型的正演结果与观测值之间的最大误差为 1.10 mGal,均方误差为 0.09 mGal,相对误差为 4.51%。测线方向上共有三条正断层,它们从 4 km 附近开始破裂,到 17 km 附近闭合,倾角约

70°;第一条断层在皇岗广场附近,在测线的起点,第二条断层在银湖附近,距离起点约 6 300 m,第三条断层在南坪快速附近,与起点相距约为 9 900 m。

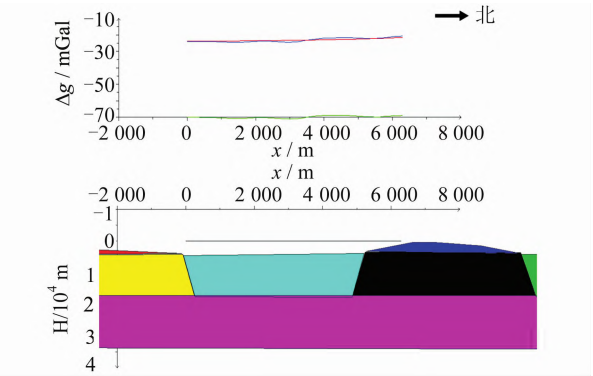

图 6 彩田测线重力剖面反演结果

Fig. 6 Profile Gravity Inverse Results of Caitian Line

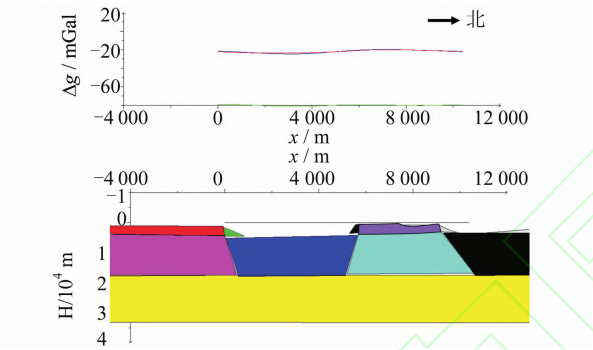

图 7 红岭测线重力剖面反演结果

Fig. 7 Profile Gravity Inverse Results of Hongling Line

图 7 中,地层也分三层,由下至上分别为硅镁层、硅铝层和覆盖层。硅镁层(黄色区域)与硅铝层的分界面是康氏面,深度约为 17 km,硅镁层底面为莫霍面,深度约为 34 km,康氏面和莫霍面之间地层的平均剩余密度为 0.3 g/cm^3。硅铝层浅红色、蓝色、淡蓝色和黑色区域的平均剩余密度为 0.1 g/cm^3。覆盖层深红色、紫色和灰色区域的平均剩余密度为 0.08 g/cm^3,绿色区域的平均剩余密度为 0.06 g/cm^3,黑色区域的平均剩余密度为 0.07 g/cm^3。此模型的正演结果与观测值之间的最大误差为 1.05 mGal,均方误差为 0.05 mGal,相对误差为 4.26%。测线方向上有三条正断层,它们从 4 km 附近开始破裂,到 17 km 附近闭合,倾角约 70°;第一条在测线起点红岭中路南段附近,第二条断层在深圳龙园山庄附近,距离起点约 5 km,第三条断层在水官高速附近,到起点的距离约 10 400 m。

由图 6 和图 7 可以看出,彩田测线与红岭测线所反演的结果具有一致性,这主要是由于两条测线之间距离比较近(约 3 km)。两条测线反演断层的位置和参数与地质和地球物理勘探资料结果能够较好地吻合[2]。另外,三条断层均出现在山区到平原的过渡带,第一条断层在皇岗公园附近,第二条断层在笔架山公园附近,第三条断层在南坪快速麻竹山附近,说明断层位置与深圳市地形起伏可能存在一定的相关性。

4 结 语

1) 彩田测线的正演结果与观测值之间的最大误差为 1.10 mGal,均方误差为 0.09 mGal,相对误差为 4.51%,红岭测线的正演结果与观测值之间的最大误差为 1.05 mGal,均方误差为 0.05 mGal,相对误差为 4.26%,表明本文计算方法是正确的,研究结果是可信的。

2) 两条测线反演了三条正断层,三者都从 4 km 附近开始破裂,到 17 km 附近闭合,倾角约 70°,属于倾角较大的正断层,与地质、勘探、地球物理等资料反演结果能够较好吻合,表明利用剖面重力资料反演断层参数的理论和方法是可行的。另外,断层均出现在山区到平原的过渡带,说明断层位置与深圳市地形起伏存在一定相关性,这也为利用深圳市地形数据研究深圳市断层分布特征提供了一定的参考。

致谢:感谢《深圳市重力勘测地下地质结构》项目提供重力测量数据,中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院提供重磁勘探软件(GMS3.0)。

参 考 文 献

[1] Sun Jie, Jia Jianye, Zhan Wenhuan, et al. A Study of the Tectonic Activity of Shenzhen Fracture Zone [J]. *Advances in Earth Science*, 2007, 22(3): 14-19 (孙杰, 贾建业, 詹文欢, 等. 深圳断裂带构造活动性分析[J]. 地球科学进展, 2007, 22(3): 14-19)

[2] Yu Chenghua. Research on the Faults Activity and Seismic Hazard in Shenzhen[D]. Hangzhou: Zhejiang University, 2010 (余成华. 深圳市断层活动性和地震危险性研究[D]. 杭州: 浙江大学, 2010)

[3] Deng Qidong. Exploration and Seismic Hazard Assessment of Active Faults in Urban Areas[J]. *Seismology and Geology*, 2002, 24(2): 601-605(邓起东. 城市活动断裂探测和地震危险性评价问题[J]. 地震地质, 2002, 24(2): 601-605)

[4] Deng Qidong, Xu Xiwei, Zhang Xiankang, et al. Methods and Techniques for Surveying and Prospec-

ting Active Faults in Urban Areas[J]. *Earth Science Frontiers*, 2003, 10(1): 93-104(邓起东, 徐锡伟, 张先康,等. 城市活动断裂探测的方法和技术[J]. 地学前缘, 2003, 10(1): 93-104)

[5] Solaymani A S, Ritz J F ,Abbassi M R . Left-lateral Active Deformation Along the Mosha-north Tehran Fault System (Iran): Morphotectonics and Paleoseismological Investigations[J]. *Tectonophysics*, 2011, 497(1): 1-14

[6] Bonforte A A, Carnazzo S, Gambino F, et al. A Multidisciplinary Study of an Active Fault Crossing Urban Areas: the Trecastagni Fault at Mt. Etna (Italy)[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2013, 251: 41-49

[7] Nakamura Y, Okada A, Takemura K. Late Quaternary Activity of Faults and Recurrence Interval of Earthquakes in the Eastern Hokuriku Region, Northern Central Japan, on the Basis of Precise Cryptotephra Analysis of Fluvial Terrace Sequences [J]. *Geomorphology*, 2008, 99(1): 59-75

[8] Sultan A, Monteiro S, Arafa H. Delineating Active Faults by Using Integrated Geophysical Data at Northeastern Part of Cairo, Egypt[J]. *Nriag Journal of Astronomy and Geophysics*, 2012, 1: 33-44

[9] Audru J C, Bano M , Begg J, et al. GPR Investigations on Active Faults in Urban Areas: the Georisc-NZ Project in Wellington, New Zealand[J]. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 2001, 333(8): 447-454

[10] Yalcner C C, Altunel E, Bano M, et al. Application of GPR to Normal Faults in the Büyük Menderes Graben, Western Turkey[J]. *Journal of Geodynamics*, 2013, 65: 218-227

[11] Ma Haoming, Chen Panglong, Li Yungui. Advances on New Activity of Faults and Earthquakes in Shenzhen City[J]. *South China Journal of Seismology*, 2010, 30(3): 1-10 (马浩明, 陈庞龙, 李运贵. 深圳市断裂新活动与地震研究进展[J]. 华南地震, 2010, 30(3): 1-10)

[12] Chen Panglong, Xiao Qibin, Zhao Guoze, et al. Study of the Structure of Shenzhen Fault Zone with Magnetotelluric Method[J]. *Seismology and Geology*, 2010, 32(3): 360-371 (陈庞龙, 肖骑彬, 赵国泽,等. 用大地电磁测深法探测深圳断裂带的结构特征[J]. 地震地质, 2010, 32(3): 360-371)

[13] Xiao Bing, Yu Chenghua, Xu Jun, et al. Prospecting of the Deep Structure of City Fault with Magnetotelluric Method Sounding[J]. *Urban Geotechnical Investigation & Surveying*, 2011, 3: 159-163 (肖兵, 余成华, 徐俊,等. 城市断层深部结构大地电磁阵列探测[J]. 城市勘测, 2011, 3: 159-163)

[14] Luo Zhicai, Chen Yongqi, Ning Jinsheng. Effect of Terrain on the Determination of High Precise Local Gravimetric Geoid[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2003, 28(3): 340-344 (罗志才, 陈永奇, 宁津生. 地形对确定高精度局部大地水准面的影响[J]. 武汉大学学报·信息科学版, 2003, 28(3): 340-344)

[15] Li Zhenhai, Fang Yifeng. Research of Gravity Data's Interpolation by Ordinary Kriging Method[J]. *Journal of Geomatics*, 2010, 35(1): 42-43 (李振海, 方亿锋. 基于克里金法重力数据插值的研究[J]. 测绘信息与工程, 2010, 35(1): 42-43)

[16] Li Zhenhai. Key Technologies and Application Study on Earth's Gravity Field Information Visualization[D]. Wuhan: Wuhan University, 2011 (李振海. 地球重力场信息可视化若干关键技术及应用研究[D]. 武汉: 武汉大学, 2011)

[17] Liao Yingchun. The Tidal Signal Processing Based on Wavelet Analysis[D]. Wuhan: Huazhong University of Science & Technology, 2007 (廖盈春. 小波变换在固体潮观测资料处理中的应用[D]. 武汉:华中科技大学, 2007)

[18] Roy L, Agarwal B, Shaw R K, et al. A New Concept in Euler Deconvolution of Isolated Gravity Anomalies[J]. *Geophysical Prospecting*, 2000, 48(3):559-575

[19] Andritsanos V D, Sideris M G, Tziavos I N. Quasi-stationary Sea Surface Topography Estimation by the Multiple Input/output Method[J]. *Journal of Geodesy*, 2001, 75:216-226

[20] Bauer F, Mathé P, Pereverzev S. Local Solutions to Inverse Problems in Geodesy[J]. *Journal of Geodesy*, 2007, 81:39-51

[21] Wang Wei. Wavelet Analysis and Inversion of the Gravity Anomaly in Ryukyu Subduction Zone[D]. Wuhan: Wuhan University, 2011 (王伟. 琉球俯冲带重力异常的小波分析与反演[D]. 武汉: 武汉大学, 2011)

[22] Himabindu D, Ramadass G. Estimation of Crustal Thickness from Power Spectra of Regional Bouguer Gravity: Jadcharla-vasco Transect[J]. *J Ind Geophys Union*, 2004, 8(2):173-178

[23] Blais J A R, Provins D A, Soofi M A. Spherical Harmonic Transforms for Discrete Multiresolution Applications[J]. *The Journal of Superamputering*, 2006, 38:173-187

[24] Wang Haihong. Research on Applications of Wavelet Multiscale Analysis in the Earth's Gravity Field [D]. Wuhan: Wuhan University, 2005 (汪海洪. 小波多尺度分析在地球重力场中的应用研究[D].

武汉：武汉大学，2005)

[25] Fedi M, Florio G. Detection of Potential Fields Source Boundaries by Enhanced Horizontal Derivative Method[J]. *Geophys Prospect*, 2001, 49:40-58

[26] Li Yaoguo, Oldenburg D W. Fast Inversion of Large-scale Magnetic Data Using Wavelet Transforms and a Logarithmic Barrier Method[J]. *Geophys J Int*, 2003, 152:251-265

[27] Peng Fang, Fang Min. Grey Inverse Method Used Gravity Characteristic Point Sequence for Dip Fault of Rock and Mine[J]. *J Xiangtan Min Inst*, 2003, 18(3):17-20 (彭放，方敏. 岩矿体斜断层重力特征点序列灰色反演研究[J]. 湘潭矿业学院学报，2003，18(3):17-20)

[28] Wei Wei, Liu Tianyou. Interpretation of Gravity Gradient Anomaly for Steps[J]. *Oil Geophysical Prospecting*, 2005, 40(2):238-242 (魏伟，刘天佑. 台阶重力异常的梯度解释[J]. 石油地球物理勘探，2005，40(2):238-242)

[29] Li Lili, Meng Lingshun, Du Xiaojuan, et al. Quantitative Interpretation of Gravity Anomaly from Faults[J]. *Oil Geophysical Prospecting*, 2012, 47(4):665-667 (李丽丽，孟令顺，杜晓娟，等. 一种断层重力异常定量解释方法[J]. 石油地球物理勘探，2012，47(4):665-667)

[30] Zeng Hualin. Gravity Field and Gravity Prospecting [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2005 (曾华霖. 重力场与重力勘探[M]. 北京：地质出版社，2005)

Inverting Underground Fault Parameters of Shenzhen from Profile Gravimetry Data

XU Chuang[1] *LUO Zhicai*[1,2] *WANG Haihong*[1,2] *NING Jinsheng*[1,2]

1 School of Geodesy and Geomatics, Wuhan University, Wuhan 430079, China

2 Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy, Ministry of Education, Wuhan 430079, China

Abstract: It is great significance for construction planning, seismic fortification and sustainable development to determine the fault parameters of Shenzhen. The parameters of faults under two survey lines in Shenzhen are inverted by a human-computer interaction method in this paper. The results show that: firstly The relative errors between a forward model and observations of two survey lines are 4.51% and 4.26%, and the computed results are reliable; secondly The range of faults is about from 4km to 17km and normal faults with 70 degree dip angles approximately; finally The locations of faults may be correlated with the topography in Shenzhen. The results are in accordance with other geological, exploratory and geophysical data. Our results show that profile gravimetry data is feasible for inverting fault parameters in Shenzhen.

Key words: Shenzhen City; profile gravimetry; human-computer interaction method; fault parameter

First author: XU Chuang, PhD candidate. He is engaged in the research on gravitational inversion. E-mail: xuchuang526610@163.com

Foundation support: The National Key Scientific Instrument and Equipment Development Projects, No. 2012YQ10022507; the National Natural Science Foundation of China, No. 41174020; the Open Research Fund Program of Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy, Ministry of Education, No. 11-02-08.