

姜文亮,张景发.首都圈地区精细地壳结构——基于重力场的反演.地球物理学报,2012,55(5):1646-1661,doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.05.022.

Jiang W L, Zhang J F. Fine crustal structure beneath Capital area of China derived from gravity. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(5):1646-1661,doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.05.022.

首都圈地区精细地壳结构——基于重力场的反演

姜文亮,张景发

中国地震局地壳应力研究所(地壳动力学重点实验室),北京 100085

摘 要 本文以地质与地球物理资料作为约束条件,利用小波多尺度分析方法,对首都圈地区重力场进行了有效分离,应用 Parker 位场界面反演法及变密度模型对莫霍界面进行了反演分析,并构建了两条地壳密度结构剖面模型,对该区精细地壳结构进行了深入研究.研究表明首都圈地区受多期构造运动的改造,形成坳、隆相邻,盆、山相间,密度非均匀性,壳内结构与莫霍面埋深相差比较大的地壳分块构造格局.受华北克拉通岩石圈伸展、减薄以及岩浆的上涌底侵作用,首都圈地区莫霍面起伏比较大,莫霍面区域构造方向呈 NE—NNE 方向,在盆地向太行山、燕山过渡地带形成了莫霍面陡变带;盆地内部莫霍面形成东西向排列、高低起伏的框架,最大起伏约 5 km,但平均地壳厚度比较小,北京、唐山地区地壳厚度最小约 29 km,武清凹陷地壳厚度最大约 34 km.在重力均衡调整作用下,西部太行山区地壳厚度较大,但地壳密度小于华北裂谷盆地内部;中上地壳重力场特征与地表地形及地貌特征具有很大的相关性.受新生代裂谷作用影响,首都圈中上地壳结构非常复杂,形成了 NNE 方向为主体的构造单元,断层多下延至中地壳;下地壳发生明显的褶曲构造,表现出高低密度异常相间排列的典型特征;首都圈地区地壳密度具有明显的非均匀性.研究认为首都圈地区地震的发生与上地幔顶部及软流层物质的上涌有一定关系.

关键词 首都圈地区,地壳结构,布格重力异常,密度界面,重力建模

doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.05.022

中图分类号 P312

收稿日期 2011-09-29,2012-03-27 收修定稿

Fine crustal structure beneath Capital area of China derived from gravity

JIANG Wen-Liang, ZHANG Jing-Fa

Key Laboratory of Crustal Dynamics, Institute of Crustal and Dynamics, China Earthquake Administration, Beijing 100085, China

Abstract In this paper the multi-scale wavelet method is used to separate gravity field. Moho topography of Capital area is determined using 3D Parker density interface inversion method and variable density model, constrained by deep seismic data. And at last, two typical gravity profiles are modeled. The results indicate that the crustal structure of Capital area rebuilt by multiple tectonic movements is very complicated, with adjoining depressions and uplifts, alternating basins and hills, and inhomogeneous density. Influenced by strong extension, thinning and erosion of North China Craton lithosphere, Moho topography around Capital area fluctuates greatly. The dominating tectonic direction of the Moho topography strikes from NE to NNE. Two steep slopes exist between North China Basin and Western Taihang uplift and Northern Yanshan uplift, respectively. Moho depth in North China Basin varies greatly, with the largest difference of 5 km, but the average thickness of crust in the basin is small. The thinnest is about 29 km, beneath Beijing and Tangshan area. The thickest crust is about 34 km in Wuqing depression. Adjusted by gravity equilibrium, crust thickness of western Taihang uplift area

increases greatly. However, the density of western area is lower than the eastern basin. Gravity anomalies in upper and middle crusts are related to surface relief and topographic features. Affected by Cenozoic rifting, crustal structure of Capital area is very complicated in upper and middle crusts. Many geological tectonic units striking NNE are formed in different tectonic movements. Most faults cut through to the middle crust. Fold structures are formed in lower crust. High and low density anomalies are distributed alternately. Crustal density in Capital area is remarkably inhomogeneous. Research concludes that occurrences of strong earthquakes in Capital area are probably related to upwelling of asthenosphere and uppermost mantle high density materials.

Keywords Capital area, Crustal structure, Bouguer gravity anomaly, Density interface, Gravity modeling

1 引言

华北克拉通在中新生代发生了重大的构造体制转折,经历了大规模的裂陷伸展、岩石圈减薄及岩浆活动^[1-7],形成一系列 NNE 向、平行于大陆边缘的断裂和张性断陷^[8],地质构造复杂,构造活动强烈,是中国东部大陆强震区^[9].首都圈恰位于华北盆地西北缘,其西部与北部分别为太行山隆起构造带和燕山隆起构造带.客观地认识该区地壳结构特征对研究其地球物理场特征、地震活动性等具有重要的现实意义.

随着中国大陆地球物理探测工作的展开,重力、人工地震测深与地震层析成像等方法被广泛应用到华北地区地球物理场的研究中,取得了许多重要成果^[10-27].太行山梯级带是华北地区一条重要的重力梯级带^[10],与板块之间的相互作用及上地幔热物质的运动相关^[12],整个华北地区深大断裂两侧的岩性密度也存在着较大的差异^[13].首都圈地区 Moho 面的区域构造方向呈北东或北北东向展布,地壳由东南向西北方向逐渐增厚,平均厚度为 34 km^[16].华北平原、太行山和燕山隆起区内展现出明显不同的速度结构变化特征^[18],具有明显的横向不均匀性^[19-21].上地壳速度图像与地表地质、地形密切相关,华北盆地中的隆起与拗陷呈现出地震波速度高低交替的 NE—SW 向异常带,速度异常方向与区域断裂和构造的走向一致^[18, 22-23].华北地区强震主要发生在低速异常区以及高、低速异常区的交界带上面的地壳内^[25].北京地区上地壳速度结构、断裂活动和物质性质三者之间存在密切关系^[26].沿华北盆地与太行山隆起的地震测深剖面,揭示了该区地壳结构分为上地壳、中地壳、下地壳顶部与壳幔过渡带

四个层次,受强烈的重熔与减薄作用,华北盆地地壳厚度小于太行隆起区下地壳厚度,两个区域经历了不同的构造变形机制^[27].

相关研究成果增强了对华北地区地球物理场的认识.然而受资料质量、密度与覆盖范围等因素的限制,首都圈地区精细地壳结构及莫霍面形态还有待开展更深入的研究,特别是以往工作对活动断裂的考虑不是很深入.因此我们收集了更大比例尺的地面重力数据,以最新的地质与地球物理资料作为约束条件,利用有效的位场分离方法与密度界面反演方法,对该区域地壳密度结构及莫霍面形态进行反演分析,厘定该区主要构造单元及其重力场特征,并建立地壳密度结构剖面模型.本文结果可以为首都圈地区地球物理场研究提供一些参考.

2 地质构造背景

本文研究区域位于华北地区中部,自中新生代以来,华北克拉通发生了重大的构造体制转变,经历了以挤压为主到以伸展为主的转变,形成北北东向的盆岭格局^[4].在太行山重力梯度带以西的华北克拉通受中生代构造转折的改造程度较低,它们的下地壳和岩石圈地幔结构大致保持了华北克拉通破坏前的状态;而太行山重力梯度带以东的克拉通岩石圈地幔受到程度不等的交代、改造、置换和减薄,下地壳大规模重熔,地壳厚度也发生减薄,指示了强烈的壳幔解耦、物质交换和重新耦合的过程^[7].因此,以太行山重力梯级带为界,其东西部地质与地球物理场特征存在很大差异^[28].

首都圈位于燕山隆起、太行山隆起与华北断陷盆地三个构造单元相互接壤部位.北部为近东西向的燕山隆起,西部为北东向的太行山隆起,东部与南

部为华北新生代断陷盆地. 两个隆起区山前与华北盆地的过渡地带分别形成了张家口—渤海构造带与太行山山前构造带, 区域西缘山西断陷带向北东延伸末端与延怀盆地相交. 华北裂陷盆地巨厚的新生代沉积与北部燕山、西南部太行山地表出露的前寒武结晶基底形成强烈的构造对比, 山前断距达数千米. 在裂陷盆地内部, 还存在北东走向相间排列的冀中坳陷、沧县隆起、黄骅坳陷、埕宁隆起等, 构成首都圈地区复杂的地质构造格局^[29-30].

首都圈周围存在许多全新世及晚更新世活动断裂, 分别由 NE 或 NEE 向和 NWW 或 NW 向断裂带所组成(图 1). NE 或 NEE 向断裂较为均匀地散布于太行—五台断块隆起区和华北平原区的构造区

域内, 而一系列的 NWW 向断裂较集中地构成了张渤带, 成为燕山隆起区与太行隆起区以及燕山隆起区与华北平原区的分界线^[31]. 北西向张渤带与太行隆起两侧以及盆地内沧县隆起两侧的北东向断裂近垂直相交.

3 地壳结构特征

图 1 显示了首都圈地区主要活动断裂在地表附近的走向分布, 我们将以此为依据, 参考其他地质与地球物理资料, 利用地面采样间隔为 2 km 的布格重力数据, 通过采用有效的重力位场分离方法, 对该区分层地壳结构进行分析.

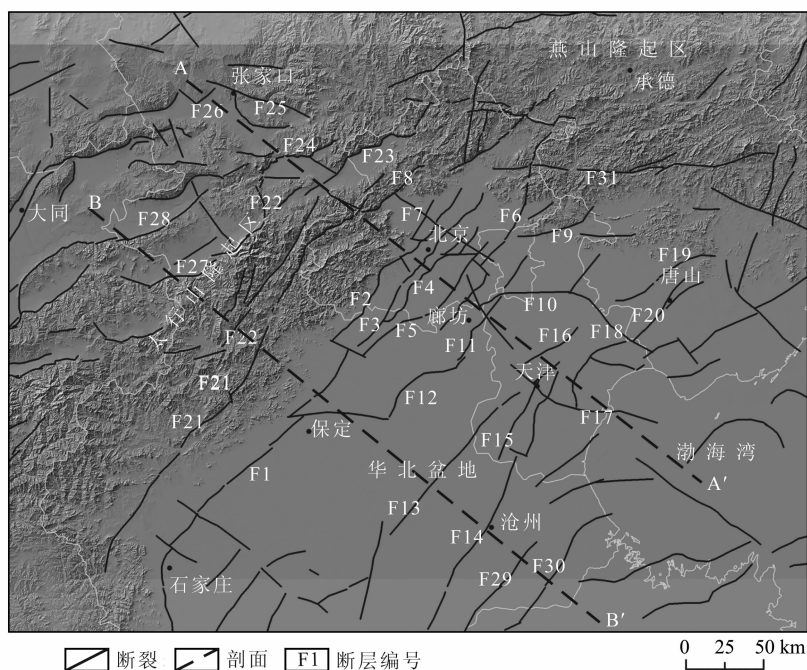


图 1 首都圈地区主要断裂(活动断层参考文献[32], 并根据遥感与重力资料进行了修改)

图中黑色实线表示首都圈地区重要活动断裂. 黑色虚线 A-A' 与 B-B' 为重力建模中选取的两条剖面. F1: 保定—石家庄断裂; F2: 黄庄—高丽营断裂; F3: 顺义—良乡断裂; F4: 南苑—通县断裂; F5: 大兴断裂; F6: 夏垫断裂; F7: 南口—孙河断裂; F8: 南口山前断裂; F9: 蓟县断裂; F10: 宝坻断裂; F11: 河西务断裂; F12: 牛驼镇凸起南缘断裂; F13: 沧西断裂; F14: 沧东断裂; F15: 天津南断裂; F16: 汉沟断裂; F17: 海河断裂; F18: 蓟运河断裂; F19: 榛子镇断裂; F20: 唐山断裂; F21: 紫荆关断裂; F22: 孙庄子—乌龙沟断裂; F23: 延矾盆地北缘断裂; F24: 怀涿盆地北缘断裂; F25: 张家口断裂; F26: 新开口断裂; F27: 蔚广盆地南缘断裂; F28: 阳原盆地南缘断裂; F29: 徐黑西断裂; F30: 埕西—羊二庄断裂; F31: 兴隆—建平断裂.

Fig. 1 Distribution of active fault in the Capital area (Active faults are cited from Ref. [32], and amended based on RS and gravity methods)

Black solid lines represent active faults distributing in Capital area. Black dashed lines A-A' and B-B' are two typical profiles selected for gravity modeling. F1: Baoding-Shijiazhuang fault; F2: Huangzhuang-Gaoliying fault; F3: Shunyi-Liangxiang fault; F4: Nanyuan-Tongxian fault; F5: Daxing fault; F6: Xiadian fault; F7: Nankou-Sunhe fault; F8: Nankou Shanqian fault; F9: Jixian fault; F10: Baodi fault; F11: Hexiwu fault; F12: Niutuozhen southern fault; F13: Cangxi fault; F14: Cangdong fault; F15: Tianjin southern fault; F16: Hangou fault; F17: Haihe fault; F18: Jiyunhe fault; F19: Zhenzhen fault; F20: Tangshan fault; F21: Zijingguan fault; F22: Sunzhuangzi-Wulonggou fault; F23: Yanfan basin northern fault; F24: Huaizhuo basin northern fault; F25: Zhangjiakou fault; F26: Xinkaikou fault; F27: Weiguang basin southern fault; F28: Yangyuan basin southern fault; F29: Xuheixi fault; F30: Chengxi-Yangerzhuang fault; F31: Xinglong-Jianping fault.

3.1 方 法

重力场包含了岩石圈不同层次的场源信息,深部场和浅部场信息叠加在一起,区域场和局部场信息叠加在一起,因此在利用重力数据研究构造特征时,需要采用合适有效的数据处理方法,进行重力场异常信息的分离,提取出与研究对象相关的信息部分,进而对场源所引起的局部场异常进行分析研究,这是利用重力资料进行地质体反演和解释的关键步骤^[33-34]. 本文将采用二维小波多尺度分析方法^[35-37]进行重力场的分离.

多尺度分析又称多分辨分析,对于一维离散序列信号 $f(t) \in L^2(R)$,其小波变换采用 Mallat 快速算法,信号经尺度 $j = 1, 2, \dots, J$ 层分解后,得到 $L^2(R)$ 中各正交闭子空间 $(W_1, W_2, \dots, W_J, V_j)$,若 $A_j \in V_j$ 代表尺度为 j 的逼近部分, $D_j \in W_j$ 代表细节部分,则信号可以表示为 $f(t) = A_j + \sum_{j=1}^J D_j$,据此函数可以根据尺度 $j = J$ 时的逼近部分和 $j = 1, 2, \dots, J$ 的细节部分进行重构^[37]. 在实际应用中,二维信号可用二元函数 $f(x, y)$ 来表示. 对于二元函数需要采用二维小波变换进行分析,许多文献^[35-37] 有对二维小波多尺度分析方法的详细介绍. 设 $\{V_j\}_{j \in \mathbf{Z}}$ 为一维多尺度分析,其尺度函数 $\varphi(x)$ 和小波函数 $\psi(x)$ 满足双尺度方程,令 $V_j^2 = V_j \otimes V_j$,则 $\{V_j^2\}_{j \in \mathbf{Z}}$ 构成一个二维多尺度分析,尺度函数为

$$\varphi(x, y) = \varphi(x) \cdot \varphi(y), \quad (1)$$

小波函数为

$$\begin{aligned} \psi^h(x, y) &= \psi(x) \cdot \varphi(y), \\ \psi^v(x, y) &= \varphi(x) \cdot \psi(y), \\ \psi^d(x, y) &= \psi(x) \cdot \psi(y). \end{aligned} \quad (2)$$

令函数 $f(x, y) \in \{V_j^2\}_{j \in \mathbf{Z}}$,令 $A_j f(x, y)$ 表示 V_j^2 空间的低频细节部分, $D_j^h f(x, y)$ 、 $D_j^v f(x, y)$ 和 $D_j^d f(x, y)$ 分别表示 W_j^2 空间中水平、垂直和对角线方向上的高频细节部分,则

$$\begin{aligned} A_j f(x, y) &= A_{j+1} f(x, y) + D_{j+1}^h f(x, y) \\ &+ D_{j+1}^v f(x, y) + D_{j+1}^d f(x, y), \end{aligned} \quad (3)$$

式中

$$\begin{cases} A_{j+1} f(x, y) = \sum_{m_1, m_2 \in \mathbf{Z}} s_{m_1, m_2}^{j+1} \varphi_{j, m_1, m_2} \\ D_{j+1}^T f(x, y) = \sum_{m_1, m_2 \in \mathbf{Z}} d_{m_1, m_2}^{T, j+1} \psi_{j, m_1, m_2}^T \quad (T = h, v, d) \end{cases} \quad (4)$$

而

$$\begin{aligned} s_{m_1, m_2}^{j+1} &= \sum_{k_1, k_2 \in \mathbf{Z}} h_{k_1-2m_1} h_{k_2-2m_2} S_{j, m_1, m_2}, \\ d_{m_1, m_2}^{h, j+1} &= \sum_{k_1, k_2 \in \mathbf{Z}} h_{k_1-2m_1} g_{k_2-2m_2} S_{j, m_1, m_2}, \\ d_{m_1, m_2}^{v, j+1} &= \sum_{k_1, k_2 \in \mathbf{Z}} g_{k_1-2m_1} h_{k_2-2m_2} S_{j, m_1, m_2}, \\ d_{m_1, m_2}^{d, j+1} &= \sum_{k_1, k_2 \in \mathbf{Z}} g_{k_1-2m_1} g_{k_2-2m_2} S_{j, m_1, m_2}. \end{aligned} \quad (5)$$

于是,对于二维重力异常同样可以进行小波多尺度分解,分解表达式为

$$\begin{aligned} \Delta g(x, y) &= A_0 f(x, y) = A_4 f(x, y) \\ &+ \sum_{j=1}^4 (D_j^h f(x, y) + D_j^v f(x, y) + D_j^d f(x, y)). \end{aligned} \quad (6)$$

同样,令具有规则网格的重力异常数据为 V_0^2 空间尺度函数的系数 $\{s^0\}$,根据式(5)可以计算出其他空间中尺度函数的系数 $\{s^j\}$ 和小波函数的系数 $\{s^{h,j}\}$ 、 $\{s^{v,j}\}$ 及 $\{s^{d,j}\}$. 因此可以实现二维重力异常的小波多尺度分解,重力异常分解表达式简写为 $\Delta g(x) = A_4 G + D_4 G + D_3 G + D_2 G + D_1 G$, (7) 其中, $A_4 G$ 是四阶小波变换低频逼近部分, $D_j G$ 是第 j 阶小波变换高频细节部分,其中 $j = 1, \dots, 4$ ^[37-38]. 二维小波多尺度分析方法已经被广泛应用于地球物理信号处理,相关研究充分证明了该方法能够有效分解与重构重力异常^[39-41].

本文采用重磁勘探软件(GMS3.0)^[38]的二维小波多尺度分析方法对重力场进行了最高五阶的分解,得到了各阶小波变换逼近场与细节场.小波变换逼近场是对区域重力异常信息的反映,主要体现了深部场源所引起的低频区域异常信息;小波变换细节场是对局部重力异常信息的反映,主要体现了高频细节异常信息.小波变换逼近场在以往的文章中已有详细介绍^[15],此处不再做阐述,将重点分析小波变换细节场.通过采用功率谱分析方法^[42],可以得到小波变换细节场所反映的近似场源深度(表1).功率谱是20世纪70年代发展起来的一种重磁场解释处理方法,它可以借助重磁异常的对数功率谱分析,来估计重磁异常的场源顶深、底深以及中心深度,是重磁深度反演的常用方法之一.1970年, Spector 等运用统计结构的基本假设,引入“总体平均”的概念,推导分析了航磁图的能谱公式,把关于矩形棱柱体的谱的某些性质推广到块状体,讨论了块状体的水平尺寸、深度和厚度对谱的影响,得出利用对数功率谱的斜率可以确定场源似深度的结论^[42].此后, Bhattacharyya 等也提出了似能谱法、矩谱法等分析方法^[43].国内学者也曾将功率谱方法

成功运用于重磁资料深度计算,并取得了较好的应用效果^[41, 44-45].需要注意的是,对数功率谱斜率所反映的不是准确的深度,只是近似场源深度.由于一阶细节主要反映了近地表附近沉积层的密度变化,该层次的地壳密度非均匀性特征不明显,因此本文将重点分析二至五阶细节场所揭示的深部地壳结构信息.

表 1 小波细节场近似场源深度表

Table 1 Approximate source depths in wavelet analysis

阶次	近似场源深度 (km)
一阶细节	3
二阶细节	6
三阶细节	13
四阶细节	24
五阶细节	38

3.2 地壳结构分析

根据对重力场的反演,首都圈地区地壳介质密度在横向与纵向上呈现明显的非均匀特性,密度差异在中下地壳表现最复杂,而在上地壳相对简单.由于细节图是对局部重力异常的反映,反映的是高频信息,而首都圈地区地质构造体在纵向上不是简单地发育在地壳的某一层位,而是在地壳多个层次上都有一定反映,故在二至五阶细节图中存在很多相似信息.下面结合地质与地球物理资料,根据各细节图分析首都圈不同层次地壳结构.

二阶细节图(图 2a)主要反映了上地壳介质密度差异造成的布格重力异常.据图可知上地壳重力异常比较弱,特别是在盆地内部,反映了上地壳总体密度差异不大,但在主要地质体发育的边缘,仍然存在一些密度结构上的异常.华北盆地内部,大兴凸起(H12)、北京凹陷(L11)、京西隆起(H10)与大厂凹陷(L31)等次级构造单元表现比较清晰,但规模较小.相邻凸起与凹陷之间具有比较清晰的重力梯级带,呈 NE 及 NW 走向相互交织在北京地区.位于冀中拗陷(L3)北部的武清凹陷(L13),表现为负重力低异常,与北侧相邻的宝坻凸起(H14)产生的正重力高异常形成对比.唐山地区,重力高异常呈条带状沿 NNE 方向延伸,向南与沧县隆起(H4)在天津附近连接.太行山隆起区,重力异常形态与地形、地貌分布特征具有很大的相关性,表现为沿山西断陷盆地分布的重力低以及盆地边缘的重力梯级带,反映了太行山隆起区上地壳介质密度的差异特征.北部燕山隆起区表现为 NE—NEE 方向延伸的条带状重力异常,体现了该区优势构造方向呈 NE—NEE 方向.

三阶细节图(图 2b)主要反映了中地壳介质密度差异造成的布格重力异常.该层次重力异常比上地壳重力异常要复杂,在横向上的密度结构特征十分明显.华北盆地内部表现为 NE 向展布的高、低密度地质体相间排列,反映了华北盆地内部基本构造格局,即中、新生代以来的裂解与差异沉降构造活动使得盆地内部形成若干拗陷、隆起相间排列、地壳结构性质截然不同的更小级别的地壳分块^[46].自西向东依次是太行山山前构造带(H1)、冀中拗陷(L3)、沧县隆起(H4)等,在此基础上发育了规模更小的密度异常单元,异常边界被断裂控制.大兴凸起(H12)重力高异常在三阶细节图中规模扩大,其西北部的北京凹陷(L11)在南口—孙河断裂的错动下呈亚铃状,这两个构造体与大厂凹陷共同位于 NE 向太行山山前构造带(H1)与 NW 向张渤带(H2)的交汇处,是两个构造体系共同作用的产物.在张渤带(H2)与沧县隆起(H4)的交汇区域,重力异常信息也非常丰富,形成了许多规模较小的重力高异常圈闭,呈串珠状沿 NE 向延伸,代表了发育在沧县隆起(H4)背景之上的小的凸起单元.控制沧县隆起(H4)东西边界的沧东断裂与沧西断裂同时也控制了黄骅拗陷(L5)与冀中拗陷(L3)的沉积边界.同二阶细节图(图 2a)相似,太行山隆起区(L7)重力异常形态与地形、地貌特征仍然具有很大的相关性,盆地边缘断裂形成了密集的重力梯级带,包括延矾盆地(L35)北缘断裂、怀涿盆地(L36)北缘断裂、尉广盆地(L37)边缘断裂、阳原盆地(L39)边缘断裂、怀安镇盆地北缘断裂,这些断裂向上延伸错断上地壳直至地表,向下延伸至中地壳,是太行山地壳隆起过程中,由于地壳伸展作用而形成的控制断陷盆地的同沉积断层.与上述几个盆地不同的是,位于张渤带(H2)西北端的宣化盆地(H8)没有表现出与地貌形态相关的负重力低异常现象,其重力值高于周围地质体,由于宣化盆地(H8)既处于张渤带(H2)的西北末端,又处于燕山造山带的基底断裂带上,推测在盆地底部存在较强烈的上地幔岩浆上涌作用.

四阶细节图(图 2c)揭示了中地壳底部至下地壳顶部介质密度造成的重力异常情况.下地壳重力异常特征在横向上的变化更加突出,其密度结构特征也更加明显.在太行山山前地带的涿州西南,保定—石家庄断裂两侧分别形成了高、低重力异常,该断裂控制了冀中拗陷(L3)的西边界,同时也控制了北华北盆地的西边界.涿州以北至怀柔地区,由大型凸起、北京凹陷(L11)、大厂凹陷等产生的重力异常

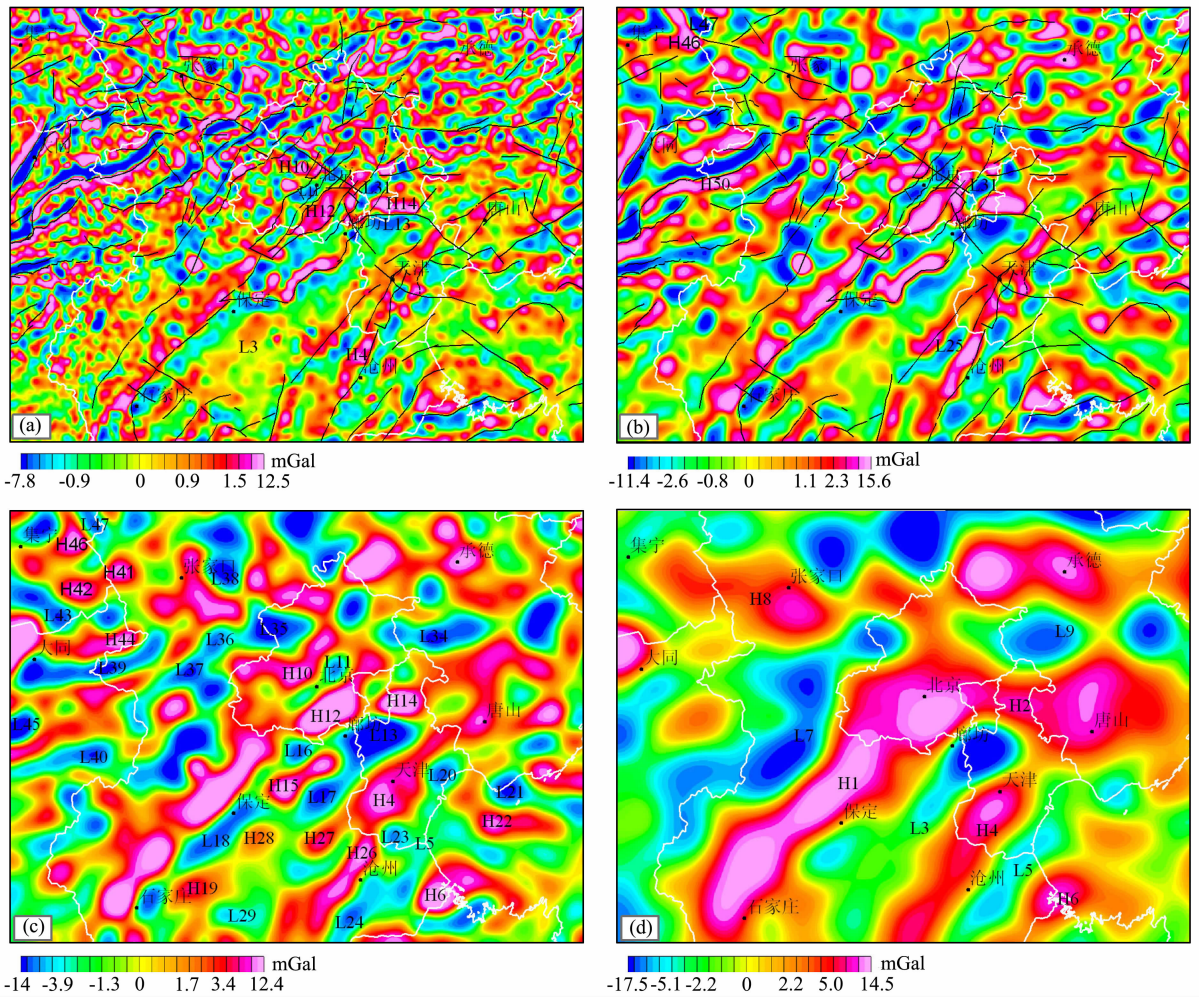


图2 布格重力异常小波多尺度分解细节图像

(a, b, c, d) 分别为二至五阶二维小波多尺度分解细节图。(a, b) 图中黑色实线表示首都圈地区重要活动断裂, 断裂名称见图 1。

图中“H”表示布格重力高异常区, “L”表示布格重力低异常区, 数字 1—50 表示地质体与重力异常编号, 地质体名称见表 2。

Fig. 2 Detailed maps of Bouguer gravity anomaly using 2-dimensional multi-scale wavelet analysis method

(a, b, c, d) are the 2nd to 5th-order detailed images of 2-dimensional multi-scale wavelet analysis method respectively. Black solid lines in

(a, b) denote active faults around Capital area. Names of active faults can be seen in Fig. 1. “H” means high Bouguer gravity anomalies;

“L” means low Bouguer gravity anomalies. The numbers of “1” to “50” following “H” and “L” represent numbers of geologic units and gravity anomalies, names of geologic units can be seen in Table 2.

长轴走向 NE, 与石家庄—保定断裂走向一致, 且位于太行山山前, 因此认为同属于太行山前构造体系^[45]。在华北岩石圈伸展与岩浆强烈上涌作用^[5]以及太行山山前构造与张渤带(H2)共同作用下, 北京地区下地壳结构非常复杂。张渤带(H2)与冀中拗陷(L3)的交汇部位, 武清拗陷(L13)重力低圈闭的北部存在一个重力高圈闭, 为宝坻凸起(H14)所产生, 最高重力异常值达到 13 mGal, 远大于武清拗陷(L13)重力低圈闭中心的 -15 mGal, 该凸起处于燕山山前隆起区边缘, 近东西向宝坻断裂控制了宝坻凸起(H14)与武清拗陷(L13)的边界, 同时也构成了燕山隆起与冀中拗陷(L3)的重要分界, 该区域是张

渤带(H2)上地震多发区。在冀中拗陷(L3)内部, 发育了其他一系列小规模凸起与拗陷单元, 包括牛驼镇凸起(H15)、高阳凸起(H28)、宁晋凸起(H30)、固安拗陷(L16)、霸县拗陷(L17)、任饶拗陷、保定—石家庄拗陷(L18)、文安拗陷、河间拗陷^[47-48]等, 这些构造在四阶细节图中都有极为清晰的重力异常特征。由基底隆起形成的沧县隆起(H4)表现为带状正重力高异常, 自阜城县, 经泊头、沧州到达天津东北部, 北东与迁西—唐山重力高(H32)相邻, 与张渤带(H2)走向几乎正交。两个构造带相交区域, 主要发育了 NE、NW 向断裂, 进一步控制了次级构造单元。与沧县隆起(H4)重力高相邻的迁

西—唐山重力高位于燕山隆起区(L9)边缘,是由于沿边缘断裂上涌的岩浆物质,使得该区地壳发生隆升而产生重力高异常. 沧东隆起所控制的黄骅拗陷(L5),具有与冀中拗陷(L3)相似的重力异常特征,由许多次级规模的密度异常体构成,因此认为华北盆地内的大型拗陷是由次级地堑和地垒组成的复式盆地^[24]. 京西北地区,张渤带(H2)与太行山隆起构造带交汇处产生的重力异常反映了该区域地壳密度的非均匀性. 延矾盆地(L35)、怀涿盆地(L36)以及西南部的尉广盆地(L37),形成了一个轴向 NE 的负重力低,与太行山东缘的重力高异常形成鲜明对比,反映了太行山隆起区(L7)底部的高密度基底界面埋深要大于东部盆山过渡区域基底界面埋深. 延庆负重力低圈闭与怀来—涿鹿负重力低圈闭位于太行山隆起构造与张渤带(H2)的交汇处,西部由于基底隆起^[49]造成的宣化盆地(H8)重力高仍然存在,并向张家口与怀安方向凸出.

五阶细节图(图 2d)主要反映了下地壳底部至上地幔顶部的重力异常. 图中,张渤带(H2)与太行山山前重力高异常特征非常显著. 盆地内部,四条大规模的 NE 向重力高与重力低条带相间排列,分布在北京至天津以东地区,自西向东分别对应了太行山山前隆起(H1)、冀中拗陷(L3)、沧县隆起(H4)及黄骅拗陷(L5),四条构造带与 NWW 向的张渤带(H2)近垂直相交,构成了华北裂谷盆地的基本构造格局. 华北裂谷盆地底部大范围的软流层高密度物质上涌与莫霍面隆起现象,造成了下地壳发生褶曲构造,形成了密度高低异常相间排列的现象. 北京地区受太行山山前构造带(H1)与张渤带(H2)两条大规模构造带的共同作用,岩浆活动强烈,形成大规模的重力高异常. 冀中拗陷(L3)在重力异常图中表现为长轴沿 NE 方向的重力低异常,南接燕山隆起区(L9),西邻太行山隆起,东邻沧县隆起(H4),是在华北古地台基底上发育起来的中、新生代沉积拗陷,也是华北盆地西部规模最大的构造单元. 武清凹陷(L13)恰位于冀中拗陷(L3)与燕山山前构造带的交汇处,西北与大兴凸起(H12)相邻,其重力低异常特征十分明显,呈等轴状重力低圈闭,轴长约 50 km. 沧县隆起(H4)呈条带状重力高圈闭,圈闭的长轴走向约 NE40°,与近 EW 向的燕山山前重力高异常条带相交,整个条带宽度比较均匀,约 50 km. 沧县隆起(H4)的重力异常高于两侧的冀中拗陷(L3)与黄骅拗陷(L5),反映了该区底部存在岩浆上升与基底的隆起. 沧县隆起(H4)与冀中拗陷(L3)之间的重力

异常梯级带对应了区域一条隐伏断裂,是北部华北盆地最为活跃的区域,构成了著名的唐山—河间—磁县地震带的中北段,是一条新生的地震构造带^[50]. 沧县隆起(H4)与燕山构造带的交汇处,也是张渤带上地震活动最强烈的地区,在该阶次重力异常图中,唐山地区呈明显的重力高异常,唐山 $M_s 7.6$ 级地震就发生在该区域,推测唐山地震的发生与沿张渤带(H2)上涌的高密度热流物质有关. 沧县隆起(H4)与东侧的黄骅拗陷(L5),通过沧东断裂分隔开,二者之间形成密集的重力梯级带. 京西北地区,张渤带与太行山隆起及山西地堑系发生作用. 受重力均衡调整作用的影响,太行山隆起区(L7)整体表现为重力低现象,并形成了 NNE 向排列的串珠状重力低圈闭,其中延庆重力低圈闭将张渤带东西部重力高分隔开,以此为分界,张渤带东西两段的构造特征存在较大差异. 宣化盆地(H8)底部莫霍面上隆使得该区密度大于周围地区,形成重力高异常. 宣化盆地(H8)所形成的重力高被周围的重力低现象包围,包括崇礼重力低圈闭、延庆重力低圈闭等. 这些重力低圈闭是由新生代小的山间断陷盆地所产生,恰处于 NWW 向张渤带(H2)上,是 NNE 向山西走滑拉分裂带的东北端引张带的一部分. 北部燕山隆起区(L9),沿张家口—承德形成了近东西向的重力高异常区,为燕山断隆区基底断裂存在的证据.

3.3 地质单元厘定

本文根据小波变换细节图中所表现出的局部重力异常特征,结合地质与地球物理资料,对首都圈地区重要地质体及其重力场特征进行了厘定与总结,以帮助我们更好地认识该区地壳结构,综合见图 2、图 3 与表 2.

4 莫霍面反演

在莫霍面的反演中,需要将布格重力异常中的局部异常去除,得到反映区域场特征的重力异常,然后利用 Parker 密度界面反演方法^[51-52],对密度分界面的几何形态进行计算. 该方法要求反演界面平均深度值与界面上下地质体密度差值作为已知条件,因此,利用深地震测深方法得到的平均地壳厚度及速度结构作为本文的约束条件^[27](表 3).

以往在利用重力资料对莫霍面进行反演时多采用均匀密度模型,然而在实际中地壳介质的密度是随深度而变化的,因此壳幔密度差也是变化的. 一些学者曾对变密度模型反演壳幔结构等进行了研

表 2 首都圈地区主要地质构造体及相应重力异常特征列表

Table 2 List of typical tectonic units and its gravity feature in Capital area

编号	地质地貌特征	重力场特征及相应编号	所属构造单元	主要边界断裂
1	太行山山前构造带	重力高(H1)	太行山隆起与华北盆地分界	—
2	张家口—渤海构造带	重力高(H2)	燕山隆起与华北盆地边界	—
3	冀中拗陷	重力低(L3)	华北盆地	沧西断裂,保定—石家庄断裂
4	沧县隆起	重力高(H4)	华北盆地	沧西断裂,沧东断裂
5	黄骅拗陷	重力低(L5)	华北盆地	沧东断裂
6	埕宁隆起	重力高(H6)	华北盆地	埕西—羊二庄断裂、城南断裂
7	太行山隆起区	重力低(L7)	太行山隆起区	太行山山前构造带
8	宣化盆地	重力高(H8)	张渤带	张家口断裂
9	燕山隆起区	重力低(L9)	阴山—燕山褶皱隆起区	张家口—渤海构造带
10	京西隆起	重力高(H10)	太行山山前构造带与张渤带交汇部位	黄庄—高丽营断裂
11	北京凹陷	重力低(L11)	太行山山前构造带与张渤带交汇部位	南苑—通县断裂、黄庄—高丽营断裂
12	大兴凸起	重力高(H12)	太行山山前构造带与张渤带交汇部位	大兴凸起东缘断裂
13	武清凹陷	重力低(L13)	冀中拗陷	宝坻断裂、河西务断裂
14	宝坻凸起	重力高(H14)	张渤带(燕山隆起区与冀中拗陷交接处)	宝坻断裂
15	牛驼镇凸起	重力高(H15)	冀中拗陷	牛驼镇凸起南缘断裂
16	固安凹陷	重力低(L16)	冀中拗陷	大兴凸起东缘断裂
17	霸县凹陷	重力低(L17)	冀中拗陷	牛驼镇凸起南缘断裂
18	保定—石家庄凹陷	重力低(L18)	冀中拗陷	保定—石家庄断裂北段
19	无极凸起	重力高(H19)	冀中拗陷	藁城断裂
20	北塘凹陷	重力低(L20)	黄骅拗陷	沧东断裂
21	南堡凹陷	重力低(L21)	黄骅拗陷	西南庄断裂
22	海中隆起	重力高(H22)	华北盆地	沙北断裂
23	板桥凹陷	重力低(L23)	黄骅拗陷	沧东断裂
24	沧东凹陷	重力低(L24)	黄骅拗陷	沧东断裂、徐黑西断裂
25	里坦凹陷	重力低(L25)	沧县隆起	
26	兴济凸起	重力高(H26)	沧县隆起	沧东断裂
27	大城斜坡	重力高(H27)	沧县隆起	沧西断裂
28	高阳凸起	重力高(H28)	冀中拗陷	
29	深县凹陷	重力低(L29)	冀中拗陷	衡水断裂
30	宁晋凸起	重力高(H30)	冀中拗陷	晋县断裂
31	大厂凹陷	重力低(L31)	太行山山前构造带与张渤带交汇部位	夏垫断裂、河西务断裂
32	唐山隆起	重力高(H32)	张渤带	唐山断裂
33	秦皇岛隆起	重力高(H33)	张渤带	
34	兴隆盆地	重力低(L34)	燕山褶皱隆起区	兴隆—建平断裂
35	延矾盆地	重力低(L35)	张渤带(太行山隆起区与张渤带交汇部位)	延矾盆地北缘断裂
36	怀涿盆地	重力低(L36)	张渤带(太行山隆起区与张渤带交汇部位)	怀涿盆地北缘断裂
37	蔚广盆地	重力低(L37)	山西地堑系	蔚广盆地南缘断裂
38	崇礼台地	重力低(L38)	张渤带(太行山隆起区与张渤带交汇部位)	张家口断裂
39	阳原盆地	重力低(L39)	山西地堑系	阳原盆地南缘断裂
40	繁峙盆地	重力低(L40)	山西地堑系	五台山北麓断裂
41	怀安镇盆地北部台地	重力高(H41)	山西地堑系	怀安镇盆地北缘断裂
42	天镇—阳高盆地北部台地	重力高(H42)	山西地堑系	天镇—阳高盆地北缘断裂
43	天镇—阳高盆地	重力低(L43)	山西地堑系	天镇—阳高盆地边缘断裂
44	阳原盆地北缘台地	重力高(H44)	山西地堑系	阳原盆地北缘断裂
45	恒山山前盆地	重力低(L45)	山西地堑系	恒山北麓断裂
46	尚义西北台地	重力高(H46)	张渤带(太行山隆起区与张渤带交汇部位)	尚义西北盆地边缘断裂
47	尚义西北盆地	重力低(L47)	张渤带(太行山隆起区与张渤带交汇部位)	尚义西北盆地边缘断裂
48	献县凸起	重力高(H48)	沧县隆起	献县—武邑断裂
49	埕宁南凹陷	重力低(L49)	埕宁隆起	埕南断裂
50	六棱山台地	重力高(H50)	山西地堑系	六棱山北缘断裂

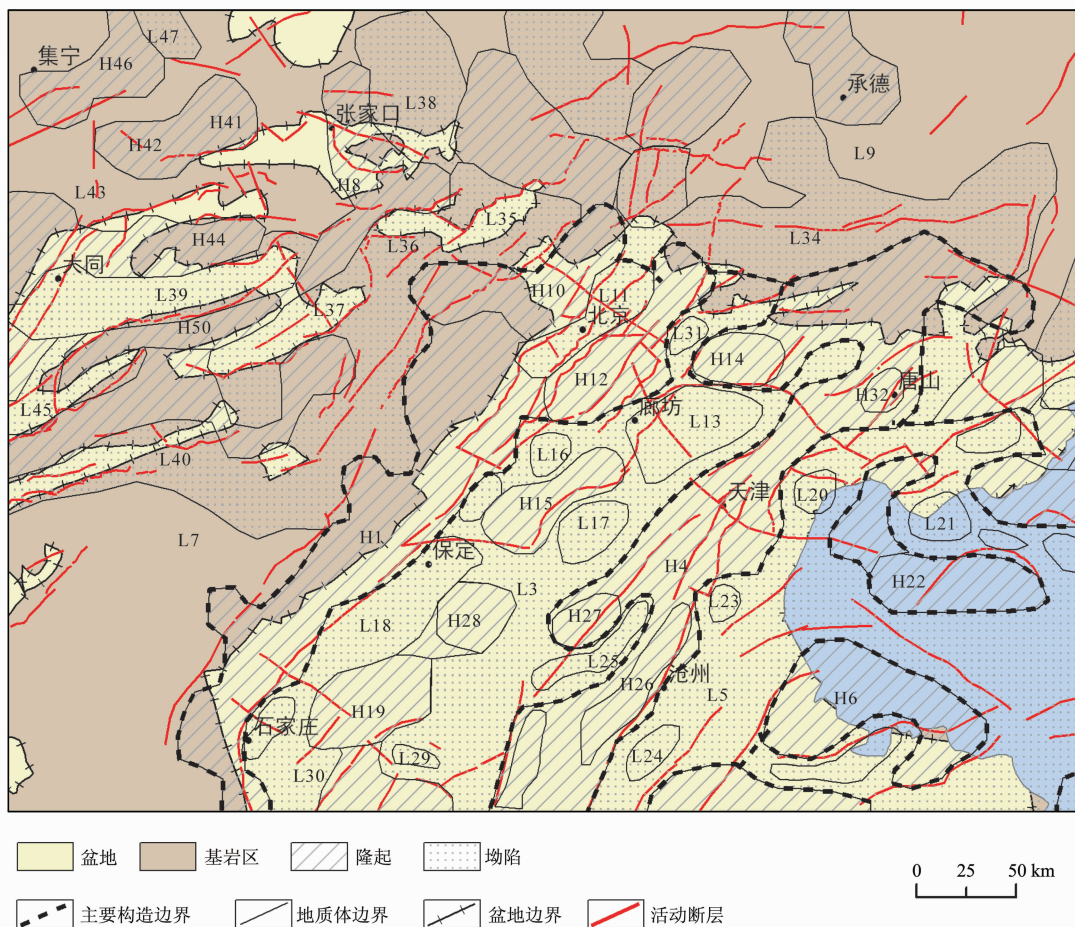


图3 首都圈地质构造综合解释图(活动断层参考文献[32],并根据大比例尺遥感与重力资料进行了适当修改) 断裂名称见图1.图中“H”表示布格重力高异常区,“L”表示布格重力低异常区, 数字1—50表示地质体与重力异常编号,地质体名称见表2.

Fig. 3 Comprehensive interpretation map of geological structure in Capital area

Names of active faults can be seen in Fig. 1. “H” means high Bouguer gravity anomalies; “L” means low Bouguer gravity anomalies. The numbers of “1” to “50” following “H” and “L” represent numbers of geologic units and gravity anomalies, names of geologic units can be seen in Table 2.

表3 首都圈地区 P 波速度、地壳密度、平均厚度列表

Table 3 List of P wave velocity, crustal density and average crust thickness of Capital area

	V_P (km/s)	密度 (g/cm^3)	华北裂谷盆地平均厚度 (km)	太行隆起东缘平均地壳厚度 (km)
沉积层	1.70~5.98	2.05~2.65	5.8	2.1
上地壳	6.02	2.70	6.4	2.9
中地壳	6.35	2.80	6.6	6.5
	6.61	2.86	3.8	5.1
下地壳	6.79	2.94	2.2	10.3
过渡带	6.96~7.39	3.00~3.14	5.4	9.9
上地幔顶部	8.0	3.33	—	—

究^[53-55],本文也将采用密度随深度呈指数变化的变密度模型来反演莫霍面深度.假定地壳表层与地幔的密度差为 $\Delta\rho_0$,壳幔密度差指数模型为

$$\Delta\rho(z) = \Delta\rho_0 e^{-\mu z}$$

式中 μ 为变密度因子, z 为深度.

根据地震测深资料,华北裂谷区平均地壳厚度为 30.2 km,太行山隆起区东部平均地壳厚度为 36.8 km,而太行山隆起主体部分地壳厚约 40~42 km^[56].此外,本文通过利用密度与 P 波速度之间的经验公式 $\rho = 0.77 + 0.32V_P$ ^[57],获得了相应层位的介质密度(表3),利用变密度模型计算得到该区域最佳变密度因子约为 0.027.

为了消除局部重力异常现象从而得到区域重力异常,对布格重力数据进行向上延拓处理.当上延高

度达到 20 km 时,所得到的布格重力异常图中局部异常基本消失(图 4),基本反演了莫霍面及上地幔顶部所产生重力异常情况,因此以上延 20 km 重力异常图为基础,采用 Parker 密度界面反演法与变密度模型来计算得到了该区域莫霍面分布图(图 5)。该区地壳厚度图可由莫霍面深度图与地形高程图求和获得。

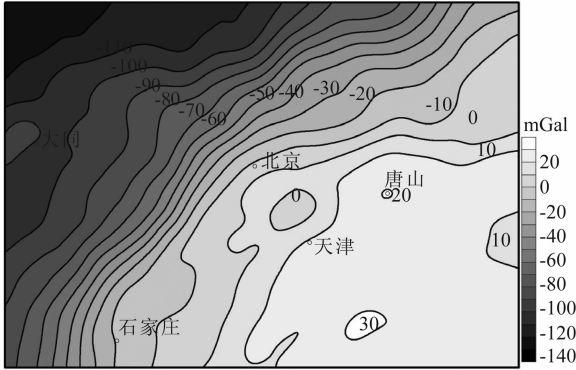


图 4 上延 20 km 布格重力异常图

Fig. 4 Upward continuation of Bouguer gravity data to 20 km

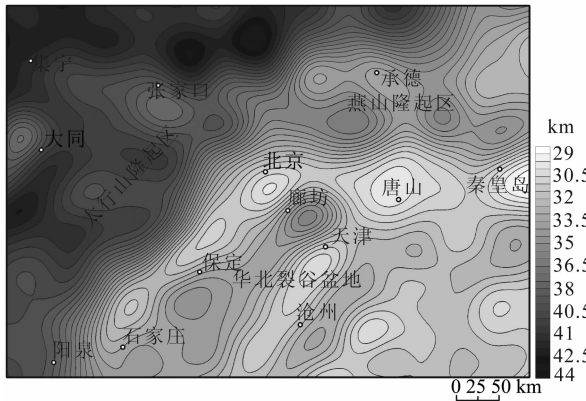


图 5 首都圈地区莫霍面分布图

Fig. 5 Moho topographic map of Capital area

由首都圈地区莫霍面分布图(图 5)可知,莫霍面在横向上起伏比较大,并且具有比较明显的分区特征,区域莫霍面形态与地表地形呈负相关性。在太行山与燕山前山地带形成了莫霍面陡变带,分别向 NW 与 N 方向倾斜。华北盆地内部地壳厚度明显小于西部太行山隆起与北部燕山隆起,表明太行山与燕山在区域隆起过程中受重力均衡调整作用而使得莫霍面下倾。

中生代以来,华北地区岩石圈强烈伸展、地壳减薄与岩浆上涌作用^[1-7],使得华北裂谷盆地地壳厚度整体偏小,但仍然变化大、比较复杂。盆地内部,莫霍面自西向东总体表现为高低起伏相间排列、NE

向展布的格局,莫霍面起伏约 5~6 km。盆地内部的冀中拗陷与黄骅拗陷,地壳厚度偏大,平均约 32~34 km,其中冀中拗陷北部的武清凹陷地壳厚度最大达到 34 km。冀中拗陷与黄骅拗陷夹持的沧县隆起地壳厚度偏小,约 30~32 km。而沿太行山山前地带岩浆的上涌作用,则使得太行山山前莫霍面比较浅,特别是在北京地区,强烈的岩浆上涌使得下地壳重熔、减薄与置换,下地壳发生上隆,唐山地区也存在同样的地壳减薄现象,使得北京、唐山地区地壳厚度最小约 29~30 km,秦皇岛附近地壳厚度最薄达到 28~29 km。盆地内部复杂的地壳厚度变化特征,显示了华北盆地地壳结构的复杂性以及不同地质单元的构造差异性。

太行山隆起区地壳厚度比较大,从太行山重力梯级带东侧的 31 km 左右迅速上升到西侧的 40 km 以上,两侧地壳厚度与地质地貌特征形成鲜明对比,揭示了太行山重力梯级带两侧岩石圈经历的不同的构造作用。在北京至石家庄之间,莫霍面陡变带走向 NE,倾向 NW,而在石家庄以南地区,莫霍面陡变带变为南北方向,倾向西,北京以北地区,走向转为近东西向。张家口—宣化盆地地壳厚度最薄,约 38 km,大同盆地地壳厚度也比较薄,大约 38~39 km,集宁西北地区地壳厚度最大超过 43 km。

北部燕山隆起区地壳厚度也有较大变化。在前山地带,地壳厚度由山前的 29 km 上升至 34 km,沿北京、秦皇岛平行方向的北侧形成了一条东西向莫霍面陡变带。而在承德北部存在另一条由基底断裂造成的 NEE 向莫霍面陡变带,倾向 NNW,沿承德—滦平—张家口一线分布,该断裂是一条岩石圈断裂^[49],陡变带北侧地壳厚度快速增厚至 40 km。

以上结果与该区以往有关莫霍面的研究相比,总体变化特征比较相似,华北裂谷盆地莫霍面深度小于太行山隆起与燕山隆起,盆地内部莫霍面表现为 NE 向展布、高低起伏的分布状况,首都圈地区平均地壳厚度约 34 km^[16]。但是,仍然存在一些差异性的研究结果。这主要是因为以往研究中利用的地震观测数据,受地震观测台站数量的限制,反演精度比较低。而本文利用的布格重力数据采样间隔为 2 km,因此可以得到更加精细的莫霍面形态。

5 重力建模

为了更直观地认识该区地壳结构,我们沿 NW—SE 方向选取了两条剖面 A-A' 与 B-B', 两条

剖面纵切太行山隆起东缘及华北裂谷盆地,与区内主要构造带近垂直相交.以地震测深成果作为约束条件^[27],利用 GM-SYS 4.7 正演软件,结合本文对不同层次地壳结构及莫霍面的反演结果,建立了两条地壳密度结构剖面模型(图 6).将该区地壳结构可以划分为沉积层、上地壳、中地壳以及下地壳四个层次.作为建模中的重要参数,密度可以通过与测深数据中 P 波速度间的经验关系^[54]获得.对于地壳密度在横向上的变化,可以根据布格重力值在横向上的

的变化情况,在建模过程中通过正演方法对重力值进行拟合计算,从而求得地壳密度值.需要强调的是,模型中的密度值只是作为参考值,并不代表实际地壳密度值.

剖面 A-A'(图 6a)平行于张渤带,位于华北盆地北缘、燕山山前地带,其西北端延伸至宣化盆地,纵切首都圈周围主要构造单元.在横向剖面模型 A-A'中,布格重力值最高约 40 mGal,最低小于-120 mGal,并且以黄庄—高丽营断裂为界,整体上表现为东南

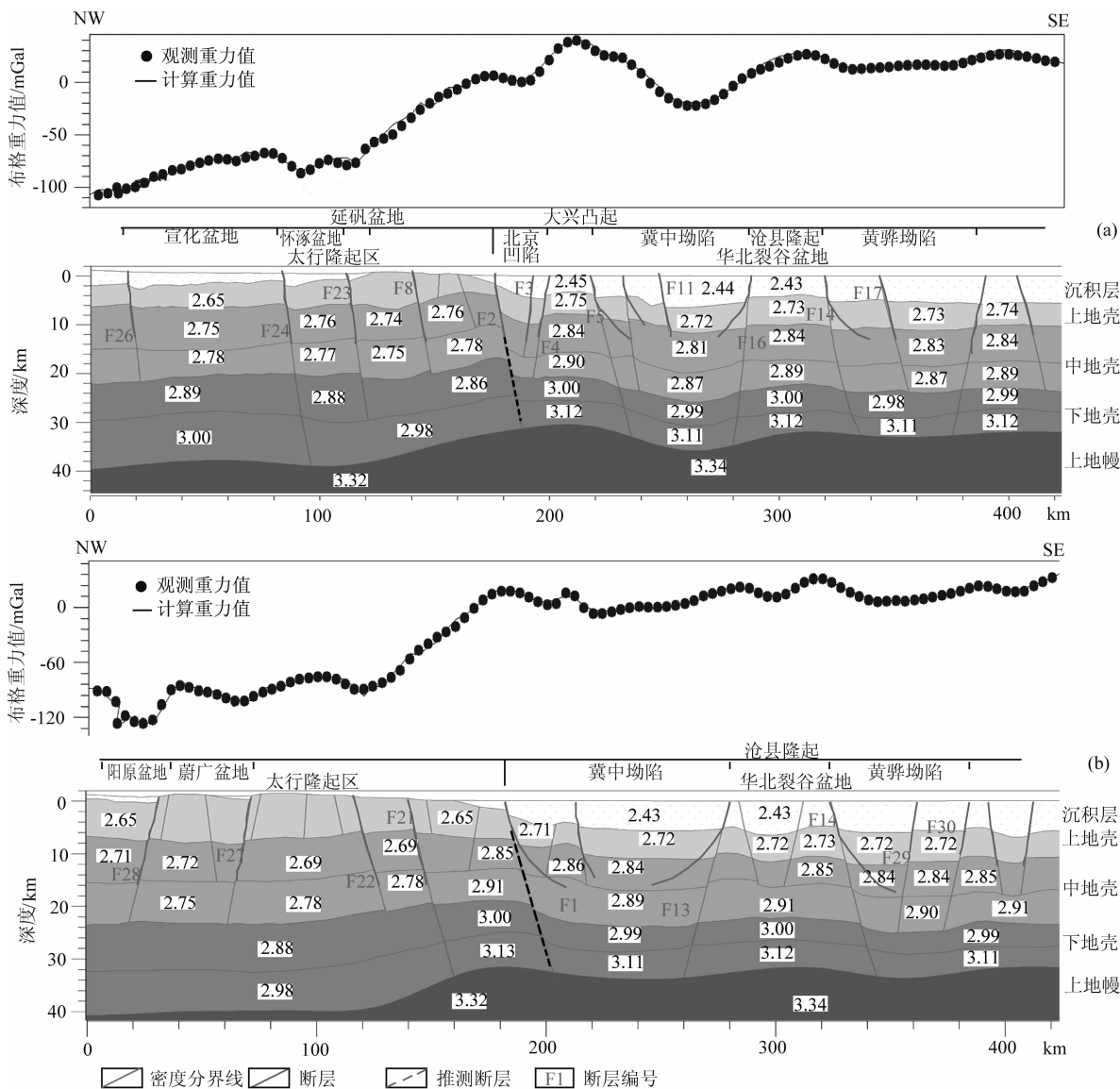


图 6 剖面 A-A' 与 B-B' 重力模型图

图(a)为剖面 A-A' 布格重力异常及地壳密度模型图,图(b)为剖面 B-B' 布格重力异常及地壳密度模型图.密度模型图中数值为局部介质密度值,密度单位为 g/cm^3 .图中黑色实线为横跨剖面的活动断裂,断层名称见图 1.

Fig. 6 Gravity model of sections A-A' and B-B'

(a) represents Bouguer gravity anomalies and density model of section A-A'. (b) represents Bouguer gravity anomalies and density model of section B-B'. Numbers in the two models are values of local crustal density. The density unit is g/cm^3 . The black solid lines represent active fault transverse to profiles. Names of active faults can be seen in Fig. 1.

高、西北低的分布特征. 华北裂谷盆地除冀中拗陷外, 布格重力异常值位于零值以上; 西部太行隆起区, 布格重力值整体为负值. 大兴凸起、沧县隆起受底部岩浆上涌作用, 地壳发生上隆褶曲, 造成了布格重力值的峰值分布. 与此同时, 华北裂谷盆地下地壳受岩浆底侵与置换作用, 下地壳厚度小于太行隆起区下地壳厚度, 并且造成下地壳密度值偏高, 整体密度值达到 3.00 g/cm^3 以上, 最高达到 3.12 g/cm^3 , 远大于西部的 $2.9 \sim 3.0 \text{ g/cm}^3$. 剖面中莫霍面呈现东南浅西北深的分布特征, 布格重力值与莫霍面深度形成正相关关系, 在中上地壳, 断层控制了凸起与拗陷构造单元的边界, 地壳密度在横向上变化比较大, 非均匀特征比较明显. 新生代伸展构造作用下形成的冀中拗陷, 其北区沉积边界由大兴凸起东缘断裂所控制, 该断裂上陡下缓, 浅层表现为伸展断层, 在深层具有拆离断层的特征^[58]. 华北盆地下地壳以褶曲变形为主要特征, 高密度与低密度构造单元相间排列, 构成盆地底部下地壳的基本构造格局. 西北部的宣化盆地, 既处于张渤带的西北端, 同时又位于基底断裂带上, 存在岩浆的上涌, 因此宣化盆地的地壳厚度明显小于周围区域.

剖面 B-B' (图 6b) 东端纵切华北裂谷盆地, 延伸至埕宁隆起, 西端则穿越太行山隆起区到达山西断陷带. 在横向剖面模型 B-B' 中, 华北裂谷盆地布格重力值起伏不大, 最高约 30 mGal , 而太行山向西区域, 布格重力值迅速下降, 最低约 -140 mGal . 控制冀中拗陷西界的保定—石家庄断裂是太行山东断裂带的重要组成部分, 浅层表现为伸展断层, 而在深层具有拆离断层的特征^[59]. 在中下地壳, 由于沿太行山前存在高密度物质的上涌现象, 推测沿山前地带存在一条直达莫霍面的岩浆上涌通道. 沿断裂带及西侧下地壳底部强烈的岩浆上涌现象, 使得莫霍面上隆, 并造成中下地壳密度的增大, 形成了高重力异常现象, 这在前文的分析中已有提及. 高重力异常以西莫霍面快速下倾, 加上地壳密度的降低, 形成了太行山山前断裂带与紫荆关断裂带之间著名的太行山重力梯级带^[10, 12]. 同时, 区域构造背景下的伸展边界控制了黄骅拗陷与沧县隆起的沉积边界, 沧东断裂为该边界的重要组成部分, 为一条犁状一坡一坪状正断层, 大致在中地壳层中拆离滑脱^[60]. 太行山重力梯级带以东的华北盆地, 地壳密度整体较高, 但地壳厚度小于西部隆起区. 盆地内部的沧县隆起与埕宁隆起地壳厚度较小, 但密度偏高; 冀中拗陷与黄骅拗陷地壳厚度较大, 密度偏低. 太行山重力梯级带东

西两侧地壳密度、地壳厚度以及地壳结构的鲜明对比, 反映了两侧经历了强度截然不同的构造作用.

6 讨论与结论

华北克拉通东部在中生代发生的重大构造机制转变, 造成了岩石圈的裂陷伸展、减薄及岩浆活动, 使得克拉通基底发生了破坏、置换和再造^[1-7], 同时也使得首都圈地壳结构非常复杂. 在太行山重力梯度带以西受中生代构造转折的改造程度较低, 它们的下地壳和岩石圈地幔结构大致保持了华北克拉通破坏前的状态^[7], 在重力均衡调整作用下地壳厚度比较大, 大约 $41 \sim 43 \text{ km}$, 张家口附近地壳厚度最薄约 38 km . 在太行山重力梯度带以东, 下地壳在岩浆底侵作用下发生重熔, 受到程度不等的改造、置换和减薄^[7], 地壳厚度大大小于西部太行隆起区, 从太行山重力梯级带西侧的 40 km 迅速下降到东侧的 31 km 左右, 在太行山山前存在错断莫霍面的断层通道^[14]. 在华北裂谷盆地底部, 受岩石圈伸展与岩浆活动的强烈影响, 莫霍面起伏比较大, 形成了北东向延伸、东西向高低起伏相间展布的分布格局, 与盆地内部的构造格局相呼应. 冀中拗陷与黄骅拗陷地壳厚度比较大, 平均在 $32 \sim 34 \text{ km}$, 最大厚度为冀中拗陷北部的武清凹陷. 受软流层与上地幔高密度岩浆物质的上涌作用, 沿太行山山前构造带与沧县隆起构造带, 地壳发生上隆并减薄, 约 $30 \sim 32 \text{ km}$. 沿燕山山前构造带, 即张渤带, 同样存在强烈的岩浆物质上涌, 地壳厚度也比较小. 在 NW 向与 NE 向隆起构造带的交汇处, 地壳厚度最小值低于 30 km , 比如北京与唐山地区. 受重力均衡调整作用, 燕山隆起区地壳厚度大于盆地内部, 在 35 km 以上. 此外, 燕山隆起区存在着两条莫霍面陡变带, 一条位于盆山过渡地带, 另一条沿区域性基底断裂^[49] 展布, 地壳厚度以两条陡变带为界, 在南北方向产生较大差异. 布格重力异常值、地形高程与地壳厚度表现出了一定的相关特性.

通过对重力场的反演分析可知, 首都圈地区地壳结构在中上地壳比较复杂, 下地壳结构相对简单. 在区域上, 华北盆地主要表现为高、低密度异常条带相间排列的格局, 由西向东分别为太行山山前构造带、冀中拗陷、沧县隆起、黄骅拗陷, 沿 NNE 方向近平行状排列, 是盆地内部比较重要的二级构造单元.

在中上地壳, 盆地内部的大型构造单元分别由多个次级构造体组成, 包括不同方向、不同规模的断

裂构造及其控制形成的地堑与地垒,在中上地壳产生的重力高低异常的边界被断裂控制.受岩石圈伸展与岩浆上涌作用,盆地内部下地壳发生大规模的褶曲构造,造成横向上密度高低异常条带相间排列的典型特征.在中上地壳,西部太行山隆起区重力异常特征与地形地貌特征具有很大的相关性,表现为沿盆地分布的狭长条带,条带形状与盆地轮廓相似,盆地内部呈重力低,盆地两侧台地呈重力高,盆地与台地之间的过渡带表现为高梯度的梯级带,这些梯级带是盆地边缘断裂存在的最直观证据,并且切穿上地壳达到地表,包括延怀盆地、宣化盆地、阳原—蔚县盆地、大同盆地及忻定盆地等,这些盆地恰处于NNE向山西走滑拉分断裂带的东北端与张渤带西段交汇处.随着场源深度的增加,这种由盆地表现出来的局部异常现象逐渐消失,转变为区域性重力低异常.华北盆地地壳密度大于太行隆起与燕山隆起区,因此具有比较高的布格重力异常值.

在下地壳,华北裂谷盆地经历了更加强烈的底侵与重熔作用,下地壳介质密度值非常高,超过了 3.0 g/cm^3 ,并且下地壳厚度远远小于西部隆起区的下地壳厚度.而西部与北部在区域性隆起过程中,受重力均衡调整作用下地壳处于质量亏损状态,下地壳比较破碎,呈低密度异常区,密度值在 2.9 g/cm^3 左右,表现为大范围的负重力低异常.首都圈地壳介质密度在横向上表现出比较明显的非均匀性特征.

首都圈地区地震分布主要集中在岩浆上涌比较强烈的区域,包括张渤带、沧县隆起构造带边缘、太行山山前构造带北部的大兴凸起以及山西断陷带,特别是该区域曾经发生过的两次大震,三河8.0级地震与唐山7.8级地震,都位于地壳厚度比较小的北京与唐山地区,在这些位置普遍存在着莫霍面的隆起,因此,认为在首都圈地区地震的发生与深部软流层及上地幔顶部高密度物质的上涌作用有很大的关系,相关层析成像结果也揭示了这一现象^[23].总之,华北地块经历的多期运动改造,使得首都圈周围块体分解,形成盆、山相间,坳、隆相邻,密度非均匀性显著,壳内结构与莫霍面埋深相差较大的地壳分块构造格局.

致谢 感谢中国地震局地壳应力研究所张世民、江娃利与黄忠贤研究员的有益建议.感谢审稿专家与编辑提出的宝贵修改意见.文中使用了中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院开发的重磁勘探软件,对其实验室人员所提供的帮助,在此表示感谢.

参考文献(References)

- [1] Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of $>120\text{ km}$ of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. // Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, eds. Magmatic Processes and Plate Tectonics. *Geological Society of American Special Publish*, 1993, 76: 71-78.
- [2] 胡受溪, 赵懿英, 胡志宏等. 中国东部中—新生代活动大陆边缘构造—岩浆作用演化和发展. *岩石学报*, 1994, 10(4): 370-381.
Hu S X, Zhao Y Y, Hu Z H. Evolution and development of tectonics and magmatism at the active continental margin of the east China ($E106^\circ$) during Mesozoic and Cenozoic. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 1994, 10(4): 370-381.
- [3] 邵济安, 牟保磊, 张履桥. 华北东部中生代构造格局转换过程中的深部作用与浅部响应. *地质论评*, 2000, 46(1): 32-40.
Shao J Z, Mou B L, Zhang L Q. Deep geological process and its shallow response during Mesozoic transfer of tectonic frameworks in eastern North China. *Geological Review* (in Chinese), 2000, 46(1): 32-40.
- [4] 翟明国, 朱日祥, 刘建明等. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. *中国科学(D辑)*, 2003, 33(10): 913-920.
Zhai M G, Zhu R X, Liu J M, et al. Time-range of Mesozoic tectonic regime inversion in eastern north China block. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2003, 33(10): 913-920.
- [5] 翟明国, 樊祺诚, 张宏福等. 华北东部岩石圈减薄中的下地壳过程: 岩浆底侵, 置换与折沉作用. *岩石学报*, 2005, 21(6): 1509-1526.
Zhai M G, Fan Q C, Zhang H F, et al. Lower crust processes during the lithosphere thinning in eastern China: magma underplating, replacement and delamination. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 2005, 21(6): 1509-1526.
- [6] 邓晋福, 肖庆辉, 邱瑞照等. 华北地区新生代岩石圈伸展减薄的机制与过程. *中国地质*, 2006, 33(4): 751-761.
Deng J F, Xiao Q H, Qiu R Z, et al. Cenozoic lithospheric extension and thinning of North China: Mechanism and process. *Geology in China* (in Chinese), 2006, 33(4): 751-761.
- [7] 翟明国. 华北克拉通中生代破坏前的岩石圈地幔与下地壳. *岩石学报*, 2008, 24(10): 2185-2204.
Zhai M G. Lower crust and lithospheric mantle beneath the North China Craton before the Mesozoic lithospheric disruption. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 2008, 24(10): 2185-2204.
- [8] Ren J Y, Tamaki K, Li S, et al. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 2002, 344: 175-205.
- [9] 张培震, 邓起东, 张国民等. 中国大陆的强震活动与活动地块. *中国科学(D辑)*, 2003, 33(增刊): 12-20.

- Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, et al. Movement of strong earthquake and active blocks of China mainland. *China Science (Series D)* (in Chinese), 2003, 33(Suppl.): 12-20.
- [10] 李安然, 成福元, 古成志等. 中国东部重力梯级带的地震地质分析. *地震地质*, 1984, 6(2): 53-61.
- Li A R, Cheng F Y, Gu C Z, et al. Seismotectonic analysis of the gravity anomaly gradient belt in Eastern China. *Seismology and Geology* (in Chinese), 1984, 6(2): 53-61.
- [11] 冯锐, 郑书真, 黄桂芳等. 华北地区重力场与沉积层构造. *地球物理学报*, 1989, 32(4): 385-398.
- Feng R, Zheng S Z, Huang G F et al. Gravity field and structure of the sedimentary layer in North China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1989, 32(4): 385-398.
- [12] 刘占坡, 高祥林, 黎益仕. 太行山重力梯级带的密度结构及其地质解释. *地震地质*, 2003, 25(2): 266-273.
- Liu Z P, Gao X L, Li Y S. Density structure of the Taihang mountains gravity anomaly zone and its geological interpretation. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2003, 25(2): 266-273.
- [13] 方盛明, 张先康, 嘉世旭等. 华北地区布格重力异常的多尺度分解特征与地震活动性. *大地测量与地球动力学*, 2002, 22(1): 34-39.
- Fang S M, Zhang X K, Jia S X, et al. Multi-scale decomposition of Bouguer gravity anomaly and seismic activity in north Chinese. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 2002, 22(1): 34-39.
- [14] 唐新功, 陈永顺, 严良俊等. 应用布格重力异常研究太行山地区地壳密度结构. *西北地震学报*, 2008, 30(4): 305-309.
- Tang X G, Chen Y S, Yan J L, et al. Research on crustal density structure in the piedmont fault zone of Taihang mountain area using the Bouguer gravity data. *Northwestern Seismological Journal* (in Chinese), 2008, 30(4): 305-309.
- [15] 姜文亮, 张景发, 焦孟梅等. 基于布格重力异常小波多尺度分析方法研究首都圈地区构造特征. *地质学报*, 2010, 84(4): 457-465.
- Jiang W L, Zhang J F, Jiao M M, et al. Research on structural characteristic in Capital area based on wavelet multi-scale method of Bouguer gravity anomaly. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 2010, 84(4): 457-465.
- [16] 罗艳, 崇加军, 倪四道等. 首都圈地区莫霍面起伏及沉积层厚度. *地球物理学报*, 2007, 51(4): 1135-1145.
- Luo Y, Chong J J, Ni S D, et al. Moho depth and sedimentary thickness in Capital region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, 51(4): 1135-1145.
- [17] 马林, 郑斯华. 北京及邻近地区 Moho 面的深度分布及其构造意义. *中国地震*, 1998, 14(1): 1-13.
- Ma L, Zheng S H. Depth distribution of Moho discontinuity beneath the Beijing and its adjacent area. *Earthquake in China* (in Chinese), 1998, 14(1): 1-13.
- [18] 黄金莉, 赵大鹏. 首都圈地区地壳三维 P 波速度细结构与强震孕育的深部构造环境. *科学通报*, 2005, 50(4): 348-355.
- Huang J L, Zhao D P. Three dimensional P wave velocity tomography and deep structure related to strong earthquake in Capital area. *Chinese Sci. Bull.* (in Chinese), 2005, 50(4): 348-355.
- [19] 于湘伟, 陈运泰, 王培德. 京津唐地区中上地壳三维 P 波速度结构. *地震学报*, 2003, 25(1): 1-13.
- Yu X W, Chen Y T, Wang P D. Three-dimensional p wave velocity structure in Beijing-Tianjin-Tangshan area. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2003, 25(1): 1-13.
- [20] 齐诚, 赵大鹏, 陈颀等. 首都圈地区地壳 P 波和 S 波三维速度结构及其与大地震的关系. *地球物理学报*, 2006, 49(3): 805-815.
- Qi C, Zhao D P, Chen R, et al. 3-D P and S wave velocity structures and their relationship to strong earthquakes in the Chinese capital region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, 49(3): 805-815.
- [21] 房立华, 吴建平, 吕作勇. 华北地区基于噪声的瑞利面波群速度层析成像. *地球物理学报*, 2009, 52(3): 663-671.
- Fang L H, Wu J P, Lü Z Y. Rayleigh wave group velocity tomography from ambient seismic noise in North China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(3): 663-671.
- [22] Huang J, Zhao D. Crustal heterogeneity and seismotectonics of the region around Beijing, China. *Tectonophysics*, 2004, 385(1-4): 159-180.
- [23] Lei J S, Xie F R, Lan C X, et al. Seismic images under the Beijing region inferred from P and PmP data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2008, 168(3-4): 134-146.
- [24] 段永红, 张先康, 方盛明. 华北地区上部地壳结构的三维有限差分层析成像. *地球物理学报*, 2002, 45(3): 362-369.
- Duan Y H, Zhang X K, Fang S M. Three-dimensional finite-difference tomography of velocity structure of the upper crustal in North China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, 45(3): 362-369.
- [25] 汪素云, 许忠淮, 裴顺平. 华北地区上地幔顶部 Pn 波速度结构及其构造含义. *中国科学(D辑)*, 2003, 33(增刊): 91-98.
- Wang S Y, Xu Z H, Pei S P. Velocity structure of uppermost mantle beneath North China from Pn tomography and geological structure. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2003, 33(Suppl.): 91-98.
- [26] 王夫运, 张先康, 陈祺福等. 北京地区上地壳三维细结构层析成像. *地球物理学报*, 2005, 48(2): 359-366.
- Wang F Y, Zhang X K, Chen Q F, et al. Fine tomographic inversion of the upper crust 3-D structure around Beijing. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48(2): 359-366.
- [27] Zheng T Y, Chen L, Zhao L, et al. Crust-mantle structure difference across the gravity gradient zone in North China Craton; Seismic image of the thinned continental crust. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2006, 159(1-2): 43-58.
- [28] 徐义刚. 太行山重力梯度带的形成与华北岩石圈减薄的时空差异性有关. *地球科学——中国地质大学学报*, 2006, 31(1): 14-22.
- Xu Y G. Formation of the Taihangshan gravity lineament by the diachronous lithospheric thinning of the North China Craton. *Earth Science-Journal of China University of*

- Geoscience* (in Chinese), 2006, 31(1): 14-22.
- [29] 杨理华, 刘德林, 赵喜柱等. 北京、天津、河北地震构造. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 1989.
Yang L H, Liu D I, Zhao X Z, et al. Seismotectonics of Hebei Province Including Beijing and Tianjin. Lithospheric Dynamics Atlas of China (in Chinese). Beijing: China Cartographic Publishing House, 1989.
- [30] 嘉世旭, 张成科, 赵金仁等. 华北东北部裂陷盆地与燕山隆起地壳结构. 地球物理学报, 2009, 52(1): 99-110.
Jia S X, Zhang C K, Zhao J R, et al. Crustal structure of the rift-depression basin and Yanshan uplift in the northeast part of North China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(1): 99-110.
- [31] 徐锡伟, 吴为民, 张先康等. 首都圈地区地壳最新构造变动与地震. 北京: 科学出版社, 2002.
Xu X W, Wu W M, Zhang X K, et al. New Changing of Crustal Tectonic and Earthquake in Capital Circle (in Chinese). Beijing: Science Press, 2002.
- [32] 邓起东, 冉勇康, 杨晓平等. 中国活动构造图. 北京: 地震出版社, 2007.
Deng Q D, Ran Y K, Yang X P, et al. Map of Active Fault in China (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 2007.
- [33] 曾华霖. 重力场与重力勘探. 北京: 地质出版社, 2005.
Zeng H L. Gravity Field and Gravity Prospecting (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 2005.
- [34] 刁博, 王家林, 程顺有. 重力异常小波多分辨分析分解阶次的确定. 地球科学——中国地质大学学报, 2007, 32(4): 564-568.
Diao B, Wang J L, Cheng S Y. The confirmation of decomposition level in wavelet multi-resolution analysis for gravity anomalies. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences* (in Chinese), 2007, 32(4): 564-568.
- [35] 侯遵泽, 杨文采. 中国重力异常的小波变换与多尺度分析. 地球物理学报, 1997, 40(1): 85-95.
Hou Z Z, Yang W C. Wavelet transform and multi-scale analysis on gravity anomalies of China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1997, 40(1): 85-95.
- [36] 杨文采, 施志群, 侯遵泽等. 离散小波变换与重力异常多重分解. 地球物理学报, 2001, 44(4): 534-541.
Yang W C, Shi Z Q, Hou Z Z, et al. Discrete wavelet transform for multiple decomposition of gravity anomalies. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2001, 44(4): 534-541.
- [37] 刘天佑. 位场勘探数据处理新方法. 北京: 科学出版社, 2007.
Liu T Y. New Process Method of Source Field Prospecting Data (in Chinese). Beijing: Science Press, 2007.
- [38] 刘天佑. 重磁勘探软件手册(GMS3.0)方法原理. 武汉: 中国地质大学, 2009.
Liu T Y. Handbook of Gravity and Magnetic Prospecting Software and Principles of GMS 3.0 (in Chinese). Wuhan: China University of Geosciences, 2009.
- [39] 汪海洪. 小波多尺度分析在地球重力场中的应用研究[博士学位论文]. 武汉: 武汉大学, 2005.
Wang H H. Research on Applications of Wavelet Multiscale Analysis in the Earth's Gravity Field [Ph. D. thesis] (in Chinese). Wuhan: Wuhan University, 2005.
- [40] 楼海, 王椿镛. 川滇地区重力异常的小波分解与解释. 地震学报, 2005, 27(5): 28-36.
Lou H, Wang C Y. Wavelet analysis and interpretation of gravity data in Sichuan-Yunnan region, China. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2005, 27(5): 28-36.
- [41] 王文睿, 李斐, 鄢建国. 月球重力异常的小波多尺度分析. 地球物理学报, 2009, 52(7): 1693-1699.
Wang W R, Li F, Yan J G. Wavelet multi-scale analysis on gravity anomaly and inner structure of the Moon. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(7): 1693-1699.
- [42] Spector A, Grant F S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 1970, 35(2): 293-302.
- [43] Bhattacharyya B K, Leu L K. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*, 1977, 42(1): 41-50.
- [44] 申宁华, 李春华, 张贵宾等. 用康滇大陆古裂谷带地区航磁异常计算居里深度. 地球物理学报, 1986, 29(5): 496-502.
Shen N H, Li C H, Zhang G B, et al. Curie isotherm depths calculation from aeromagnetic anomalies over Xikang and Yunnan continental paleorift zone. *Chinese J. Geophys.* (*Acta Geophysica Sinica*) (in Chinese), 1986, 29(5): 496-502.
- [45] 张先, 赵丽. 功率谱用于计算不同尺度磁性体场源深度的分析. 物探与化探, 2007, 31(增刊): 53-56.
Zhang X, Zhao L. An analysis of the power spectrum for computing field source depths of magnetic bodies of different scales. *Geophysical and Geochemical Exploration* (in Chinese), 2007, 31(Suppl.): 53-56.
- [46] 嘉世旭, 张先康. 华北不同构造块体地壳结构及其对比研究. 地球物理学报, 2005, 48(3): 611-620.
Jia S X, Zhang X K. Crustal structure and comparison of different tectonic blocks in North China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48(3): 611-620.
- [47] 孙冬胜, 刘池阳, 杨明等. 渤海湾盆地冀中坳陷中区中生代复合伸展构造. 地质论评, 2004, 50(5): 484-491.
Sun D S, Liu C Y, Yang M, et al. Study on complex extensional structures in the middle Jizhong Depression in the Bohai Bay Basin. *Geological Review* (in Chinese), 2004, 50(5): 484-491.
- [48] 张文朝, 杨德相, 陈彦均等. 冀中坳陷古近系沉积构造特征与油气分布规律. 地质学报, 2008, 82(8): 1103-1112.
Zhang W C, Yang D X, Chen Y J, et al. Sedimentary structural characteristics and hydrocarbon distributed rules of Jizhong depression. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 2008, 82(8): 1103-1112.
- [49] 邵济安. 深部作用在华北中生代陆内造山过程中的主导性——对断块构造力源机制的讨论. 地质科学, 2009, 44(4): 1094-1104.

- Shao J A. Primacy of deep effects in Mesozoic intracontinental orogeny of North China: On mechanisms of fault-block tectonics. *Chinese Journal of Geology* (in Chinese), 2009, 44(4): 1094-1104.
- [50] 徐杰, 牛雯芳, 王春华等. 唐山—河间—磁县新生地震构造带. *地震地质*, 1996, 18(3): 193-198.
Xu J, Niu L F, Wang C H, et al. Tangshan-Hejian-Cixian newly-generated seismotectonic zone. *Seismology and Geology* (in Chinese), 1996, 18(3): 193-198.
- [51] Parker R L. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1973, 31(4): 447-455.
- [52] Oldenburg D W. The Inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 1974, 39(4): 526-536.
- [53] 冯锐. 三维物性分布的位场计算. *地球物理学报*, 1986, 29(4): 399-406.
Feng R. A computation method of potential field with three-dimensional density and magnetization distributions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1986, 29(4): 399-406.
- [54] Chai Y F, Hinze W J. Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. *Geophysics*, 1988, 53(6): 837-845.
- [55] 柯小平, 王勇, 许厚泽. 用遗传算法反演地壳的变密度模型. *武汉大学学报(信息科学版)*, 2004, 29(11): 981-984.
Ke X P, Wang Y, Xu H Z. Inversion of variable density model of crust from genetic algorithms. *Geomatics and Information Science of Wuhan University* (in Chinese), 2004, 29(11): 981-984.
- [56] 邓晋福, 魏文博, 邱瑞照等. 中国华北地区岩石圈三维结构及演化. 北京: 地质出版社, 2007.
Deng J F, Wei W B, Qiu R Z, et al. The Three Dimensional Structure of Lithosphere and Its Evolution in North China (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 2007.
- [57] Berteussen K A. Moho depth determinations based on spectral-ratio analysis of NORSAR long period P-waves. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1977, 15(1): 13-27.
- [58] 杨明慧, 刘池阳, 杨斌谊等. 冀中拗陷古近纪的伸展构造. *地质论评*, 2002, 48(1): 58-67.
Yang M H, Liu C Y, Yang B Y, et al. Extensional structures of the Paleogene in the Central Hebei Basin, China. *Geological Review* (in Chinese), 2002, 48(1): 58-67.
- [59] 徐杰, 高战武, 宋长青等. 太行山山前断裂带的构造特征. *地震地质*, 2000, 22(2): 111-102.
Xu J, Gao Z W, Song C Q, et al. The structural characteristics of Piedmont Fault Zone of Taihang Mountain. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2000, 22(2): 111-102.
- [60] 何书, 杨桥, 漆家福等. 黄骅拗陷中区新生代断裂系统及其成因分析. *地质科学*, 2008, 43(3): 533-545.
He S, Yang Q, Qi J F, et al. Cenozoic fault systems and their genetic analysis in central area of the Huanghua Depression. *Chinese Journal of Geology* (in Chinese), 2008, 43(3): 533-545.

(本文编辑 何 燕)