

张恩会, 石磊, 罗娇, 李勇江, 杨晨艺. 2018. 鄂尔多斯地块及邻区重力均衡研究. 地震学报, 40(6): 774–784. doi: 10.11939/jass.20180038.

Zhang E H, Shi L, Luo J, Li Y J, Yang C Y. 2018. Gravity isostasy of Ordos block and its surrounding regions. *Acta Seismologica Sinica*, 40(6): 774–784. doi: 10.11939/jass.20180038.

鄂尔多斯地块及邻区重力均衡研究^{*}

张恩会¹⁾ 石 磊^{2),†} 罗 娇³⁾ 李勇江⁴⁾ 杨晨艺¹⁾

1) 中国西安 710068 陕西省地震局

2) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

3) 中国西安 710068 西北有色物化探总队有限公司

4) 中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心

摘要 为更加精细地了解鄂尔多斯及其邻区的地壳均衡状态, 本文在考虑地壳密度横向变化的基础上计算了该区域的重力均衡异常。首先, 利用研究区内重力异常和真实莫霍面深度进行反演得到壳幔密度差分布, 以艾里均衡理论为基础计算了莫霍面的理论深度; 其次, 通过莫霍深度理论值与真实值对比来获得研究区的重力均衡异常; 最后, 结合区内地震分布, 讨论了重力均衡异常与地震活动的关系。结果表明: 研究区内盆地以负均衡异常为主, 山地则表现为正均衡异常, 鄂尔多斯地块内部基本均衡; 研究区内中强地震主要分布在重力均衡异常梯度带上。

关键词 鄂尔多斯地块 重力均衡异常 壳幔密度差 莫霍深度

doi: 10.11939/jass.20180038 中图分类号: P315.72⁶ 文献标识码: A

Gravity isostasy of Ordos block and its surrounding regions

Zhang Enhui¹⁾ Shi Lei^{2),†} Luo Jiao³⁾ Li Yongjiang⁴⁾ Yang Chenyi¹⁾

1) *Earthquake Agency of Shaanxi Province, Xi'an 710068, China*

2) *Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China*

3) *Xi'an Northwest Nonferrous Geophysical-Geochemical Corps Ltd., Xi'an 710068, China*

4) *Geophysical Prospecting Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China*

Abstract: In order to better understand the isostasy of the crust beneath Ordos block and its surrounding regions, we take into account laterally variation of crustal density in the calculation of isostasy anomalies. Firstly, obtained by the inversion for regional gravity anomaly and Moho depth when calculating the isostasy anomaly; Secondly, we compared theoretical Moho depth and real one which is inverted from the receiver function so as to get the crustal isostasy in the studied regions. Finally, we discussed the relationship between the isostatic gravity anomaly and distribution of earthquakes in this region. The results indicate that the negative isostatic anomaly mainly corresponds to basins, and positive anomaly to mountainous regions, therefore the interior of Ordos block is basically in isostatic state. Moreover, the most major earthquakes mainly occurred on the isostatic anomaly gradient belt in the studied region.

* 基金项目 地震科技星火计划(XH17036Y)和陕西省地震局启航与创新基金(QC201617)共同资助。

收稿日期 2018-02-04 收到初稿, 2018-05-16 决定采用修改稿。

† 通信作者 e-mail: shilei@cea-igg.ac.cn



Key words: Ordos block; gravity isostasy anomaly; crust-mantle density difference; Moho depth

引言

鄂尔多斯地块位于中国大陆中部(图1),西侧为阿拉善地块和青藏高原东北缘,南侧为渭河断陷盆地、秦岭褶皱带和四川盆地,东侧为山西断陷盆地和华北板块。本文以鄂尔多斯及其邻区为研究对象,该区位于青藏高原、华北板块和扬子板块交会区域,区内各块体构造受到来自印度洋板块向青藏高原俯冲作用和太平洋向华北板块俯冲作用的共同影响,因而构造动力学环境极为复杂。该区域内部还分布有南北地震带、汾渭地震带等较大地震活动带,历史上曾发生公元前780年的岐山M7、1556年的华县M8 $\frac{1}{4}$ 、1920年海原M8.5和2008年的汶川M_S8.0等强震。复杂的构造格局和频繁的地震活动,使得对该区地壳状态的研究变得尤为重要。

前人已进行过大量的关于鄂尔多斯地块的研究,并取得了丰富的研究成果。研究结果显示,鄂尔多斯地块内部总体较为稳定(詹艳,2008),但其周缘的波速比和地壳厚度则变化较大(任泉等,2012;杨彦明等,2016),其周缘拉张断陷的形成成为强震的孕育提供了良好的应力环境(陈兆辉等,2018)。对该区的重力研究揭示了鄂尔多斯地块基本达到了重力均衡状态,地震活动趋向于发生在重力正、负均衡异常区外围或二者间的过渡区域(唐新功,2006;陈石等,2011;黎哲君等,2015;王谦身等,2015)。然而,关于该区重力均衡异常的系统性研究还相对欠缺。

作为地壳研究的重要手段之一,重力均衡理论自19世纪70年代起就被用于地壳和岩石圈的均衡状态研究。重力均衡理论认为,在地下某个补偿深度处,单位截面上承受的质量应该是相等的(Dutton,1889)。如果地球表面存在过剩的负载,那么在补偿深度之上一定存在等效的质量亏损,反之则会存在质量盈余。故存在两种基本的均衡理论:Pratt(1855)认为地表地形起伏完全由地壳密度的横向变化来补偿;而Airy(1855)则假设地表地形的这种起伏完全由莫霍面的起伏即所谓的山根或者反山根来补偿。均衡异常能较正确地反映出地壳结构的真实情况,均衡调整可使地壳状态趋于均衡,而构造作用力会破坏这种均衡,使地壳向着反均衡的方向运动。因此,均衡异常与地壳运动及地震活动有着密切的关系。

重力均衡异常可为区域深部构造、岩石圈形变、地壳结构以及应力场状态研究提供有价值的参考信息,为此前人对均衡异常进行了大量研究。Dorman和Lewis(1970)提出了一种直接由观测数据得到均衡补偿的方法,摒弃了传统的基于均衡模式的计算方法;殷秀华等(1993)从理论和试验角度论证了利用重力均衡异常研究表浅层结构的可行性;方盛明等

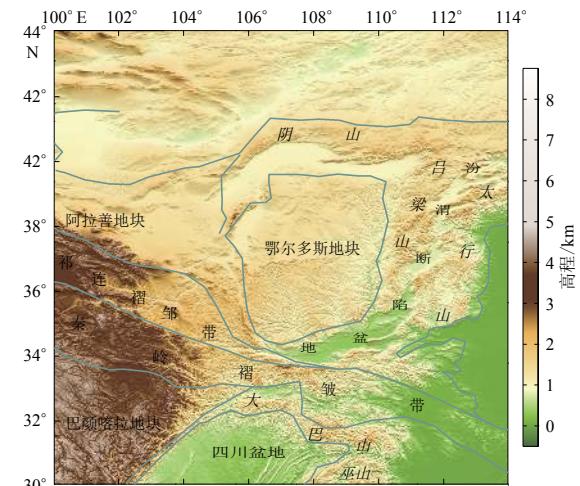


图1 研究区地质构造图

Fig. 1 Tectonic setting around Ordos block and its vicinity

(1997) 利用艾里(Airy)均衡模型计算了亚洲中部地区的重力均衡异常并指出区内大震主要发生在重力均衡异常梯度带或均衡异常状态变化明显的地区; 方剑等(2006)研究了地形-均衡补偿重力、大地水准面异常与球谐级数阶次间的关系, 并对地形-均衡补偿重力、大地水准面的频谱特性进行了探讨; 胡敏章和李建成(2010)在重力均衡异常计算时引入了CRUST2.0模型, 对青藏高原东缘构造区的均衡状态进行了分析; Bagherbandi (2011)提出了一种新的重力均衡模型, 称为 Vening Meinesz-Moritz 方法; 陈石等(2011)结合地热流数据, 讨论了重力均衡和热均衡调整对现今地形的影响作用; 付广裕(2014)在川西前陆盆地布设了流动重力测线, 并利用艾里均衡理论计算了测区的均衡莫霍面深度, 结果显示测区内最大异常位于邛崃山西北。现计算均衡异常主要方法有两种: 一种是通过计算均衡校正值, 将其加到布格重力异常中, 得到重力均衡异常(唐新功, 2006; 陈石等, 2011); 另一种是通过对莫霍面的理论深度与真实深度来分析均衡异常(王谦身等, 2008; 张永谦等, 2010; Steffen *et al.*, 2011; 张恩会, 2015)。本文研究采用后者。

由于对鄂尔多斯地块及邻区的重力均衡研究相对较少, 而且在计算山根厚度时, 前人研究时通常将地壳密度视为常数, 但实际地壳密度是横向变化的。鉴于此, 本文拟将鄂尔多斯地块及其邻区作为一个整体, 运用横向变密度模型系统地对鄂尔多斯地块及周边地质单元的重力均衡状态进行分析, 以期进一步揭示重力均衡异常与地震活动关系。

1 方法原理

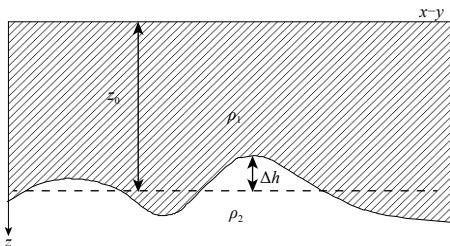


图 2 密度界面示意图

Fig. 2 Schematic diagram of the theoretical density interface

本文首先计算研究区的壳幔密度差, 再由艾里均衡理论计算理论莫霍深度, 通过理论莫霍深度与真实深度对比来求得重力均衡异常。

1.1 壳幔密度差的计算

由密度界面引起的重力异常计算原理如图2所示。若界面上下物质的密度分别为 ρ_1 和 ρ_2 , 则界面起伏 Δh 在地表引起的重力异常可由图中阴影部分的剩余质量计算, 此时剩余密度可表示为 $\sigma=\rho_1-\rho_2$, 则空间域中此界面引起的重力异常为

$$\Delta g(x, y, 0) = G \iiint_V \frac{\sigma(\xi, \eta, \zeta) \zeta}{[(\xi-x)^2 + (\eta-y)^2 + \zeta^2]^{3/2}} d\xi d\eta d\zeta, \quad (1)$$

式中, Δg 表示重力异常, (x, y) 为观测点的地表平面位置, G 表示引力常数, (ξ, η, ζ) 表示介质空间位置。其频率域形式(Parker, 1973)为

$$F[\Delta g] = 2\pi G e^{-kz_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k)^{n-1}}{n!} F[\sigma(\xi, \eta) \Delta h^n], \quad (2)$$

式中: k 为波数, z_0 为莫霍面参考深度; Δh 为莫霍起伏, $\Delta h=h-z_0$, h 为莫霍面深度。若密度随深度呈指数变化, 即 $\sigma(\xi, \eta)=\sigma_0(\xi, \eta)e^{\mu\xi}$, $\sigma_0(\xi, \eta)$ 为地表密度与地幔密度之差, μ 为密度变化指数, 则重力异常的频率域计算公式可写为(冯娟等, 2014):

$$F[\sigma_0(\xi, \eta) \Delta h] = \frac{1}{2\pi G e^{(\mu-k)z_0}} F[\Delta g] - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(\mu-k)^{n-1}}{n!} F[\sigma_0(\xi, \eta) \Delta h^n]. \quad (3)$$

若莫霍起伏 Δh 和重力异常 Δg 为已知, 由式(3)可反演出 $\sigma_0(\xi, \eta)$.

山根计算需要平均地壳密度及其与地幔密度之差 $\sigma_{m-c}(\xi, \eta) = \rho_m - \rho_c(\xi, \eta)$, 而由上文方法可得到地壳底部密度与地幔密度之差 $\sigma(\xi, \eta) = \rho_m - \rho_l(\xi, \eta)$, 因此需将两者进行转换.

设地壳底部密度为 $\rho_l(\xi, \eta) = \rho_c(\xi, \eta) + c(\xi, \eta, h)$, 则

$$\sigma_{m-c}(\xi, \eta) = \rho_m - \rho_c(\xi, \eta) = \rho_m - \rho_l(\xi, \eta) + c(\xi, \eta, h) = \sigma(\xi, \eta) + c(\xi, \eta, h), \quad (4)$$

式中, $c(\xi, \eta, h)$ 为正值, 表示 (ξ, η, h) 处地壳密度与该处平均地壳密度之差, h 为该处莫霍面深度. 一般情况下, c 值会随着地壳厚度的增大而变大, 即与 h 正相关, 因此本文中取 $c(\xi, \eta, h) = a \times h(\xi, \eta)$, a 为常数.

若视地幔密度 ρ_m 为常数, 取为 3.27 g/cm^3 , 则根据壳幔密度差可得到 (ξ, η) 处的平均地壳密度 $\rho_c(\xi, \eta) = \rho_m - \sigma_{m-c}(\xi, \eta)$.

1.2 理论莫霍面深度计算

根据艾里均衡理论, 山根厚度为 $t = \rho_c H / (\rho_m - \rho_c) = \rho_c H / \sigma_{m-c}$, 莫霍面深度 $D = D_0 + t$, 式中 H 为地表高程, ρ_c 为地壳平均密度, σ_{m-c} 为壳幔密度差(计算方法如 1.1 所述), D_0 为参考莫霍面深度. 均衡异常可用理论莫霍面深度 D 与真实深度 M 之差 $I = D - M$ 来表示.

2 鄂尔多斯及邻区地壳均衡异常计算

2.1 区域重力异常

本文采用由 EGM2008 (Sandwell, Smith, 2009) 得到的 $2.5' \times 2.5'$ 的布格重力异常(图 3a). EGM2008 是由美国国家地理空间情报局发布的全球超高等地球重力场模型, 采用 GRACE 卫星跟踪数据、卫星测高数据和地面重力数据等, 在精度和分辨率方面均取得了巨大进步. 布格重力校正时使用分辨率为 $1'$ 的ETOPO1 全球地形数据.

布格重力异常中除含有莫霍界面引起的区域重力异常外, 还包括浅部壳内局部异常和深部地幔岩石圈中的异常信息. 为提取莫霍面对应的区域异常, 本文选用郭良辉等(2012)的优化滤波法. 该方法用于分离指定频段的重力异常, 在保留了优选延拓法异常分离较为彻底的优点的同时, 分离异常时无需预知延拓高度, 进一步满足了实际数据处理的需求. 该方法的基本原理为: 通过引入格林等效层概念来模拟实测重力异常的傅里叶功率谱, 即利用不同深度的 $m+n$ 层格林等效源薄层来建立实测重力异常的径向平均对数功率谱模型. 假设目标

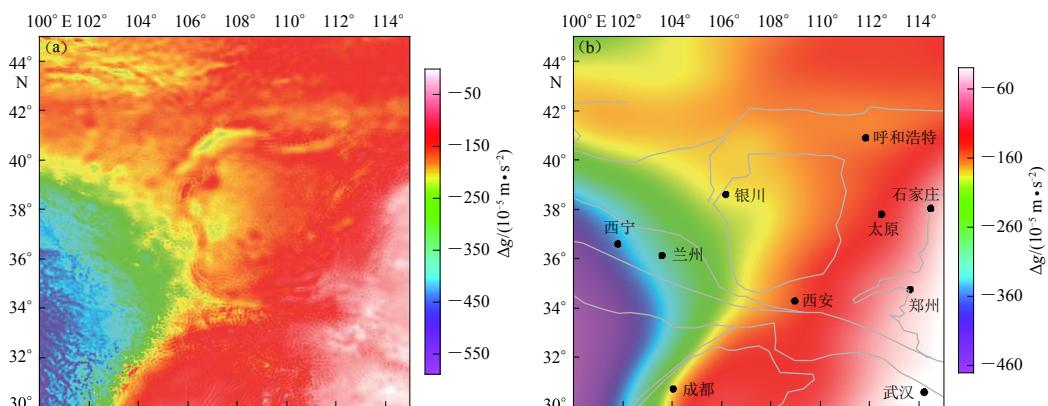


图 3 研究区布格重力异常(a)和重力异常(b)分布图

Fig. 3 Bouguer gravity anomaly (a) and regional gravity anomaly (b) around Ordos block

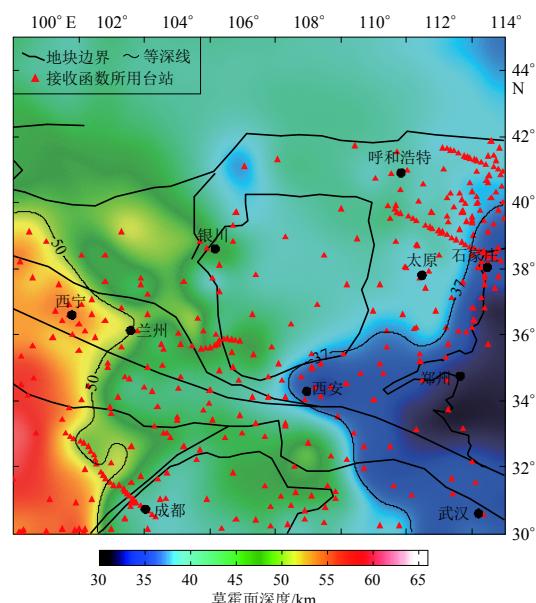
层为 $i \rightarrow j$ ($m+n \geq j \geq i \geq 1$) 等效层, 优化滤波法可在保持目标层场源信息不变的同时压制其它层场源信息(Guo et al 2013). 从图 3 研究区布格重力异常和重力异常分布可以看出, 通过优化滤波法明显地压制了研究区中的壳内高频异常, 保留了区域重力场信息(图 3b).

由图 3b 可见: 研究区的重力异常基本为负值, 由 $-20 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 变化至 $-480 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$; 西南侧的青藏高原东北部出现最大负异常, 向东南侧异常逐渐减小, 最小负异常位于武汉附近. 图中还可以看出: 研究区内存在两条重力梯度带, 一条是包含龙门山断裂带的青藏高原东北缘, 另一条为太行山一大巴山东缘; 最大梯度带出现在龙门山断裂带处, 最高约为 $2 \times 10^{-5} (\text{m}\cdot\text{s}^{-2})/\text{km}$; 鄂尔多斯地块及其以北的阴山—北山地区重力变化最为平缓.

2.2 莫霍面深度

相较于其它方法, 接收函数反演的界面深度较为可靠, 因此本文将 Li 等(2014)中的接收函数反演结果视为真实地壳厚度, 其横向分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. 该数据来源于对前人接收函数反演工作的梳理总结, 台站分布较好地覆盖了中国大陆及周边地区, 弥补了前人成果中台站覆盖密度不够的问题, 可更加清楚地揭示地壳厚度分布的细节.

由于接收函数结果仅显示地壳厚度, 为得到真实莫霍深度, 还须在接收函数结果的基础上减去高程数据. 本文的高程数据选用横向分辨率为 3 s, 精度为 6 m 的 SRTM 数据



(Jarvis et al, 2008). 图 4 给出了由接收函数得到的研究区莫霍深度分布, 可以看出: 研究区内的莫霍面整体呈现东浅西深的趋势, 最深处位于川西地区, 深达 61 km, 最浅处位于河淮盆地, 约为 30 km; 西安附近莫霍面深度变化较快, 且浅于周围地区, 形成一种局部隆起状态, 这与 王谦身等(2013) 对榆林—鱼泉地球物理大断面的重力资料解释结果一致. 另外, 莫霍深度存在两个明显的梯度带, 即图 4 所示 50 km 等深线代表的青藏高原东北缘和 37 km 等深线代表的太行山到渭河盆地中西部, 再到大巴山东缘一线. 这两梯度带与区域重力异常图上两个梯度带的整体位置对应, 但局部走向稍有不同.

图 4 由接收函数计算得到的莫霍面深度分布图
Fig. 4 Moho depth calculated from receiver function

2.3 壳幔密度差计算

2.3.1 参考深度的计算

计算壳幔密度差时, 须首先计算莫霍面参考深度 z_0 . 如 2.1 节中所述, 实测重力异常的傅里叶功率谱可用格林等效层概念来模拟; 等效层的层数和分布范围可通过分析重力异常的径向对数功率谱图形来实现; 而参考深度 z_0 可视为莫霍面所在层的等效层深度, 因此我们可通过对数功率谱分析来计算 z_0 , 具体原理请参见 许德树和曾华霖(2000).

图 5 给出了研究区的区域重力异常所对应的径向平均对数功率谱, 可见功率谱分布呈指数

衰减。分析认为径向频率大于 0.1 radius/km 部分是由浅部异常引起的, 莫霍界面深度对应的径向频率范围为 0.04—0.08 radius/km, 利用直线拟合此段功率谱, 直线的斜率代表界面深度 z_0 , 经计算为 $z_0=29$ km。

2.3.2 壳幔密度差的计算

已知莫霍面参考深度 z_0 和莫霍面深度即可反演出研究区的壳幔密度差。图 6 给出了反演所得壳幔密度差所对应的理论重力异常(图 6a)及其与实际重力异常间的残差(RES)分布(图 6b), 两者之间均方差为 $2 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 。

图 7 给出了研究区的壳幔密度差分布, 可见其范围为 0.1—0.8 g/cm³。其中四川盆地和扬子地台的壳幔密度差表现为低值, 青藏高原为高值。西安附近出现明显局部高值, 因为此处莫霍深度较周围地区浅, 为局部低值, 而重力异常却与邻区相近, 计算密度差时, 莫霍面深度与密度差成反比(式(3)), 因此便出现了局部壳幔密度差高值。王谦身等(2013)对于榆林—鱼泉地球物理大断面的研究显示, 在西安附近地壳浅部表现为低密度, 与本文在该区壳幔密度差较高的结果一致, 该剖面的咸阳—镇巴段(位置见图 7)显示壳幔密度差由咸阳到镇巴逐渐变小, 也与本文结果基本一致。

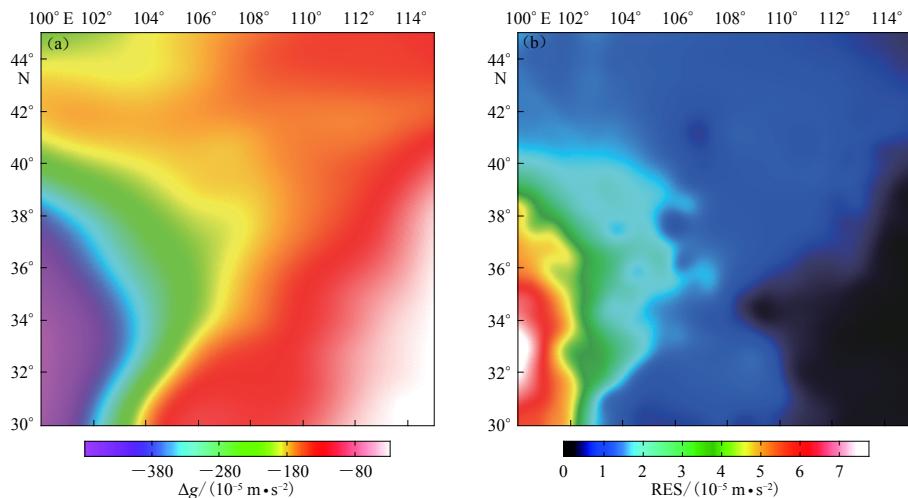


图 6 研究区的区域重力异常拟合情况对比图

(a) 理论区域重力异常; (b) 理论重力异常与实际重力异常间的残差(RES)分布

Fig. 6 Comparison of simulative gravity anomalies with real ones

(a) Simulated gravity anomaly based on the theory model; (b) Residuals between simulative gravity anomalies based on the theory model and the real ones

2.4 重力均衡异常计算结果及讨论

研究区莫霍深度 $D=D_0+t$, t 为山根厚度, 可根据 2.3 节中计算出的壳幔密度差和地表高

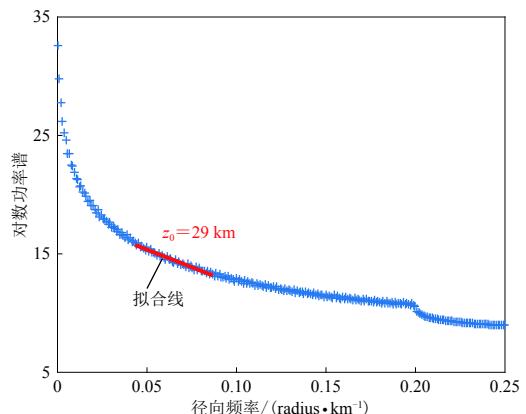


图 5 鄂尔多斯地块及邻区的区域重力异常功率谱

Fig. 5 Power spectrum of regional gravity anomaly in Ordos block and its surrounding regions

图 7 给出了研究区的壳幔密度差分布, 可见其范围为 0.1—0.8 g/cm³。其中四川盆地和扬子地台的壳幔密度差表现为低值, 青藏高原为高值。西安附近出现明显局部高值, 因为此处莫霍深度较周围地区浅, 为局部低值, 而重力异常却与邻区相近, 计算密度差时, 莫霍面深度与密度差成反比(式(3)), 因此便出现了局部壳幔密度差高值。王谦身等(2013)对于榆林—鱼泉地球物理大断面的研究显示, 在西安附近地壳浅部表现为低密度, 与本文在该区壳幔密度差较高的结果一致, 该剖面的咸阳—镇巴段(位置见图 7)显示壳幔密度差由咸阳到镇巴逐渐变小, 也与本文结果基本一致。

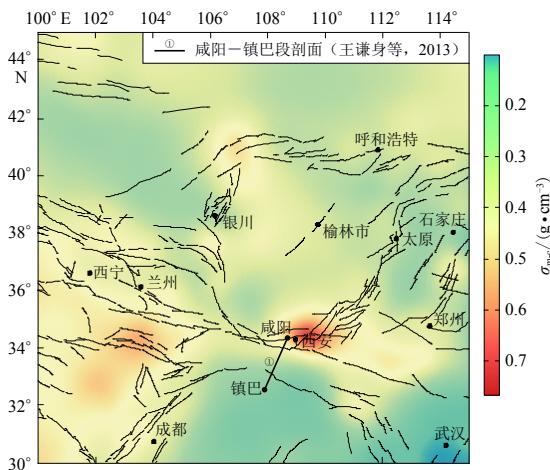


图 7 研究区内壳幔密度差分布图

Fig. 7 Density difference between crust and mantle in the studied area

常。对比两者可知,由常密度差计算出的均衡异常分布(图 8b),各地块单元界线比较模糊,不能很好地刻画汾渭断陷盆地的情况,而由变密度差得到结果(图 8a)能较好地反映各个地块单元的均衡异常细节,故更为合理。

由图 8 可见,研究区近一半地区基本处于均衡状态,西部普遍表现为负均衡,中东部以正均衡和均衡为主。分析认为:阴山、吕梁山、太行山、秦岭等高山地区均表现为正均衡异常;巴颜喀拉地块内部、四川盆地、鄂尔多斯周缘盆地、阿拉善地块及其以北等地区为负均衡异常;鄂尔多斯地块、川西部分地区及华北板块东部大部分地区基本达到了均衡状态,与

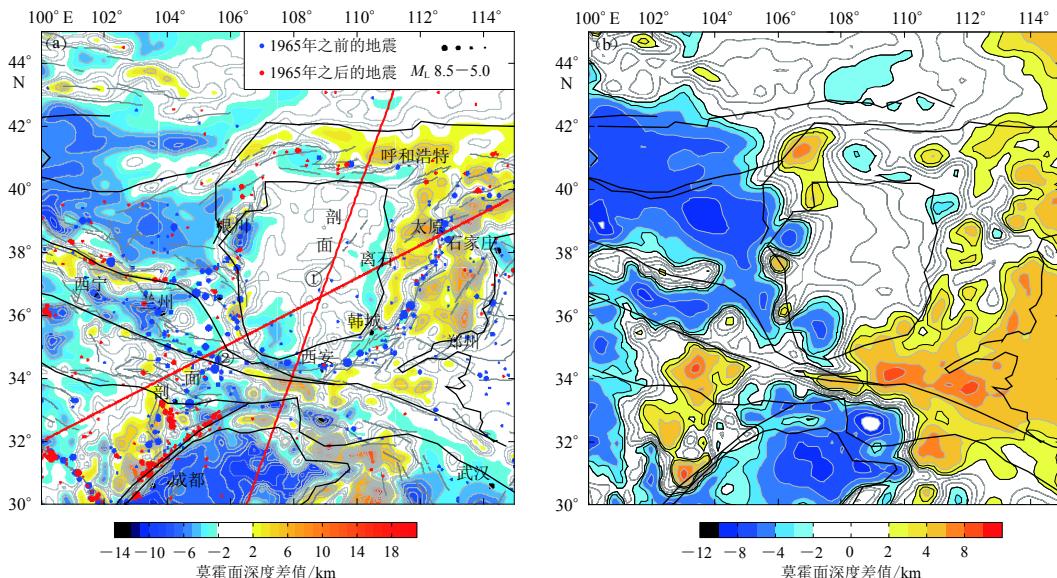


图 8 研究区变密度差(a)和常密度差(b)对应的重力均衡状态

Fig. 8 Gravity isostatic status from variable crust-mantle density difference (a) and from constant density difference (b) in the studied region

程得到; D_0 为参考莫霍面深度,可由以下方法确定。前人研究认为鄂尔多斯地块为一稳定地块,处于重力均衡状态(唐新功, 2006; 楼海等, 2012; 黎哲君, 2015),因此本文以鄂尔多斯地块内部一点($108^\circ\text{E}, 38^\circ\text{N}$)作为参考,认为该点处均衡异常为零,而后根据艾里理论由该点的真实莫霍面深度、高程、及壳幔密度差反推出参考莫霍面深度为 30 km.

如图 8 所示,研究区的重力均衡异常 $I=D-M$,其中, M 为真实莫霍深度, D 为理论莫霍深度。本文中 M 取接收函数所得莫霍面深度。

图 8a 和 b 分别为基于变密度差、常密度差计算得到的研究区重力均衡异常

前人结果(唐新功, 2006; 王谦身等, 2008; 张恩会, 2015)基本一致。

由图8还可看出, 位于鄂尔多斯地块东侧的山西盆地表现为局部的串珠状负均衡, 而渭河盆地则除西安附近基本均衡外, 其余地区表现为大面积的负均衡, 且西部比东部均衡异常更大, 这可能是由于受到来自青藏高原的挤压影响, 越往盆地东部这种挤压变得越弱所致。

为能更加直观地对比各地块的均衡情况, 本文选择两条横跨各地块的剖面, 其位置如图8a所示, 两剖面上莫霍深度变化如图9所示。剖面①以近南北方向跨越了四川盆地、秦巴山区、渭河断陷盆地、鄂尔多斯地块及其以北区域, 可以看出, 鄂尔多斯地块以南区域地壳极不均衡, 其中四川盆地、汉中盆地和渭河断陷盆地的理论莫霍面浅于真实莫霍深度, 属于补偿过剩, 均衡异常最大的为四川盆地; 与之相反, 秦岭、大巴山地区则表现为补偿不足(图9a)。剖面②以南西—北东方向依次穿过青藏高原东北缘、秦岭褶皱带、祁连山褶皱带、阿拉善地块南缘、渭河盆地、鄂尔多斯地块、华北地块, 可以看出, 太行和吕梁山区处于极不均衡状态, 向西南方均衡异常逐渐减小(图9b)。通过对两条剖面得出, 在山西断陷盆地, 理论莫霍面与真实莫霍面的深度相近, 而在渭河断陷盆地两者却相差较大, 表明渭河断陷盆地较山西断陷盆地表现得更为不均衡, 两个盆地的地下结构存在一定差异。

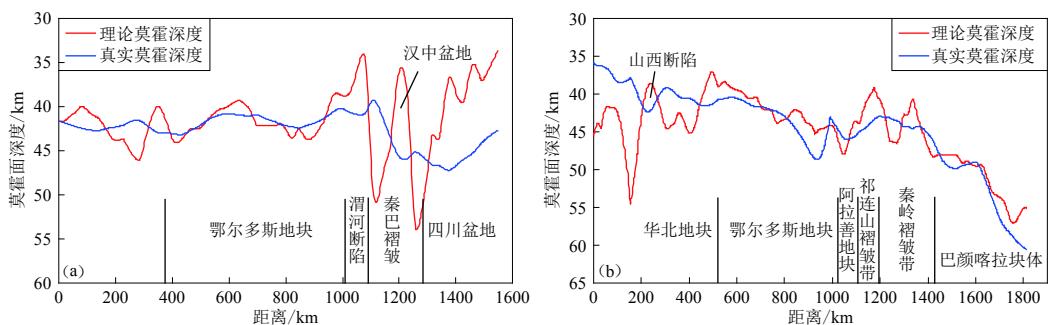


图9 跨地块单元剖面①(а)和②(б)上的莫霍面深度变化

Fig. 9 The variation of Moho depth along the profiles ①(a) and ②(b) across different blocks

此外, 图8a中主要地块边缘(如四川盆地、汾渭盆地等)的均衡情况变化均较快, 所以鄂尔多斯地块东缘边界应位于离石附近的均衡等值线变化较快的地方, 这与楼海等(2012)得出的重力均衡异常分布及赵国泽(2010)所得的电性剖面所显示结果一致。

为分析研究区内地震分布与均衡异常的关系, 本文将研究区内有文字记载以来 $M > 5.0$ 的地震均投影至均衡异常图上, 如图8a所示。可见, 区内中强地震基本分布在均衡异常状态变化较快的地方, 即由正异常或负异常向均衡状态过渡的均衡梯度带上, 如1501年朝邑M7、1556年华县M8.4、1927年古浪M8、2008年汶川M_S8.0和2017年九寨沟M_S7.2等强震。张永谦等(2010)关于川西藏东的研究结果亦显示, 均衡异常梯度带上强震的发生频率明显高于均衡异常极值区。异常中心虽然处于极不均衡状态, 但地震分布却极少。这可能是因为正负异常变化的梯度带上更不稳定, 有利于应力的积累, 为使自身达到均衡, 地壳会首先从这些区域开始调整, 而均衡异常极值区却处于相对稳定的状态。

3 讨论与结论

鄂尔多斯及邻区基本表现为负区域重力异常, 范围为 $-20 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 到 $-480 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 。西

南侧的青藏高原东北部呈现出最大的负异常，向研东南异常逐渐减小，最小负异常位于武汉附近。区内存在两条重力梯度带，一条是包含龙门山断裂带在内的青藏高原东北缘，另一条为太行山一大巴山东缘。

研究区莫霍面深度东浅西深，最深处位于川西地区，达 61 km，最浅处位于河淮盆地，约为 30 km。西安附近莫霍面深度变化较快，且浅于周围地区，形成一种局部隆起状态。研究区内莫霍面深度也存在两个明显的梯度带，一条在青藏高原东北缘，另一条沿太行山到渭河盆地中西部，再到大巴山东缘一线。两条梯度带的存在可能与分别来自西南侧的印度板块和东侧太平洋俯冲的这种强构造作用力对区内地壳内部结构的影响有关。

本文以艾里均衡模型为基础，考虑地壳密度的横向变化，通过计算壳幔密度差得到更加符合实际情况的理论莫霍面深度，通过理论莫霍面与真实莫霍面深度的对比得到了研究区的重力均衡异常分布。与常密度模型相比，由变密度得到的重力均衡异常的分区性更明显，更加符合实际情况。结果显示，四川盆地、巴颜喀拉地块、阿拉善地块及其以北地区呈现负的均衡状态，正均衡异常主要分布在研究区内的高山地区。鄂尔多斯地块内部基本达到均衡，其周缘盆地则以负的均衡异常为主。

从地震分布上来看，研究区中强震主要分布在均衡异常变化梯度带上。这可能是因为这些地方更便于应力的积累，具备一定的孕震条件，为使自身达到均衡，地壳会首先从这些区域开始调整，而极值区却处于相对稳定的状态，不易发生地震。

中国地震局地球物理研究的李永华研究员提供了接收函数数据，中国地质大学郭良辉教授提供了重力异常分离程序，作者在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 陈石, 王谦身, 徐伟民, 蒋长胜, 卢红艳. 2011. 华北地区热均衡、重力均衡与深部构造[J]. 地球物理学报, 54(11): 2864–2875.
- Chen S, Wang Q S, Xu W M, Jiang C S, Lu H Y. 2011. Thermal isostasy of North China and its gravity isostasy and deep structure[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(11): 2864–2875 (in Chinese).
- 陈兆辉, 王椿镛, 楼海. 2018. 鄂尔多斯地块地壳上地幔速度结构及构造意义[J]. 科学通报, 63(3): 327–339.
- Chen Z H, Wang C Y, Lou H. 2018. Crust and upper mantle velocity structures beneath the Ordos blocks and its tectonic significance[J]. *Chinese Science Bulletin*, 63(3): 327–339 (in Chinese).
- 方剑, 马宗晋, 许厚泽. 2006. 地形-均衡补偿重力、大地水准面异常频谱分析[J]. 地球物理学进展, 21(1): 25–30.
- Fang J, Ma Z J, Xu H Z. 2006. Frequency analyze of topography-isostasy compensative gravity and geoid anomaly[J]. *Progress in Geophysics*, 21(1): 25–30 (in Chinese).
- 方盛明, 冯锐, 田长征, 孙桂香, 王志理, 李长法. 1997. 亚洲中部地区均衡重力异常特征及地震活动性[J]. 地震学报, 19(6): 650–654.
- Fang S M, Feng R, Tian C Z, Sun G X, Wang Z L, Li C F. 1997. Equilibrium compensation depth and inversion analyses for elastic slab model of the lithosphere in the central Asian region[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 19(6): 650–654 (in Chinese).
- 冯娟, 孟小红, 陈召曦, 石磊, 武粤, 樊振军. 2014. 三维密度界面的正反演研究和应用[J]. 地球物理学报, 57(1): 287–294.
- Feng J, Meng X H, Chen Z X, Shi L, Wu Y, Fan Z J. 2014. The investigation and application of three-dimensional density interface[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 57(1): 287–294 (in Chinese).
- 付广裕. 2014. 川西盆地重力异常与地壳均衡研究[C]//中国地球科学联合学术年会. 北京: 中国地球物理学会: 1729–1732.
- Fu G Y. 2014. Research on gravity anomaly and Moho isostasy of western Sichuan[C]//Annual Meeting of Chinese Geoscience

- Union. Beijing: Chinese Geophysical Society: 1729–1732 (in Chinese).
- 郭良辉, 孟小红, 石磊, 陈召曦. 2012. 优化滤波方法及其在中国大陆布格重力异常数据处理中的应用[J]. 地球物理学报, 55(12): 4078–4088.
- Guo L H, Meng X H, Shi L, Chen Z X. 2012. Preferential filtering method and its application to Bouguer gravity anomaly of Chinese continent[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 55(12): 4078–4088 (in Chinese).
- 胡敏章, 李建成. 2010. 考虑地壳密度模型的 Airy-Heiskanen 均衡重力异常的计算[J]. 大地测量与地球动力学, 30(5): 48–52.
- Hu M Z, Li J C. 2010. Computation of Airy-Heiskanen isostatic gravity anomaly with considering crust density model[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 30(5): 48–52 (in Chinese).
- 黎哲君, 徐如刚, 张伟晶, 张毅, 李辉, 杨光亮, 龙剑锋. 2015. 华北断块区均衡重力异常、构造特征及地震活动[J]. 地震地质, 37(2): 496–509.
- Li Z J, Xu R G, Zhang W J, Zhang Y, Li H, Yang G L, Long J F. 2015. Isostatic gravity anomaly, structural features and seismicity of North China craton[J]. *Seismology and Geology*, 37(2): 496–509 (in Chinese).
- 楼海, 王椿镛, 刘琼林, 姚志祥. 2012. 青藏高原东北缘和鄂尔多斯地区的均衡重力异常[J]. 国际地震动态, (6): 72.
- Lou H, Wang C Y, Liu Q L, Yao Z X. 2012. Isostatic gravity anomalies of Ordos and northeast margin of the Tibetan Plateau[J]. *Recent Developments in World Seismology*, (6): 72 (in Chinese).
- 任枭, 徐志国, 杨辉, 陈宏峰, 邹立晔. 2012. 鄂尔多斯地块东南缘地带 Moho 深度变化特征研究[J]. 地球物理学报, 55(12): 4089–4096.
- Ren X, Xu Z G, Yang H, Chen H F, Zou L Y. 2012. Moho depth distribution character beneath the Ordos block's southeastern margin areas[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 55(12): 4089–4096 (in Chinese).
- 唐新功. 2006. 华北地区重力学研究[D]. 北京: 北京大学: 1–34.
- Tang X G. 2006. *Gravity Study of North China Region*[D]. Beijing: Peking University: 1–34 (in Chinese).
- 王谦身, 滕吉文, 张永谦, 杨辉. 2008. 龙门山断裂系及邻区地壳重力均衡效应与汶川地震[J]. 地球物理学进展, 23(6): 1664–1670.
- Wang Q S, Teng J W, Zhang Y Q, Yang H. 2008. The effect of crustal gravity isostasy and Wenchuan earthquake in Longmen-shan faults and adjacent area[J]. *Progress in Geophysics*, 23(6): 1664–1670 (in Chinese).
- 王谦身, 滕吉文, 张永谦, 皮娇龙. 2015. 鄂尔多斯—中秦岭—四川东部的重力异常场与深部地壳结构[J]. 地球物理学报, 58(2): 532–541.
- Wang Q S, Teng J W, Zhang Y Q, Pi J L. 2015. Gravity anomalies and deep crustal structure of the Ordos basin-middle Qinling orogeny-eastern Sichuan basin[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 58(2): 532–541 (in Chinese).
- 王谦身, 滕吉文, 张永谦, 杨辉, 赵彬彬, 胡国泽. 2013. 中秦岭地带重力异常特征及地壳结构的探榷[J]. 地球物理学报, 56(12): 3999–4008.
- Wang Q S, Teng J W, Zhang Y Q, Yang H, Zhao B B, Hu G Z. 2013. Discussion on gravity anomalies and crustal structure of the middle Qinling Mountains[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 56(12): 3999–4008 (in Chinese).
- 许德树, 曾华霖. 2000. 优选延拓技术及其在中国布格重力异常图处理上的应用[J]. 现代地质, 14(2): 215–222.
- Xu D S, Zeng H L. 2000. Preferential continuation and its application to Bouguer gravity anomaly in China[J]. *Geoscience*, 14(2): 215–222 (in Chinese).
- 杨彦明, 张国清, 陈婧, 黄瑞滨. 2016. 鄂尔多斯块体北缘及邻区 Moho 面深度特征[J]. 地震地磁观测与研究, 37(6): 1–8.
- Yang Y M, Zhang G Q, Chen J, Huang R B. 2016. Moho depth distribution character beneath the Ordos block's northern margin areas and surrounding regions[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 37(6): 1–8 (in Chinese).
- 殷秀华, 刘铁胜, 刘占坡. 1993. 均衡重力异常和地壳表、浅层地质结构[J]. 地震地质, 15(2): 149–156.
- Yin X H, Liu T S, Liu Z P. 1993. Isostatic anomalies of gravity and geologic structures of the surface and shallow crust[J]. *Seismology and Geology*, 15(2): 149–156 (in Chinese).
- 詹艳. 2008. 青藏高原东北缘地区深部电性结构及构造涵义[D]. 北京: 中国地震局地质研究所: 1–59.
- Zhan Y. 2008. *Deep Electric Structures Beneath the Northeastern Margin of the Tibetan Plateau And Its Tectonic Implications*[D]. Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration: 1–59 (in Chinese).
- 张恩会. 2015. 基于人工地震与重力约束的川滇地区地壳结构研究[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所: 7–48.

- Zhang E H. 2015. *Crustal Structure Across Sichuan and Yunnan Region From Wide-Angle Seismic And Gravity Data*[D]. Beijing: Institute of Geophysics, China Earthquake Administration: 7–48 (in Chinese).
- 张永谦, 王谦身, 滕吉文. 2010. 川西藏东地区的地壳均衡异常及其与地震分布的关系[J]. 地球物理学报, **53**(11): 2631–2638.
- Zhang Y Q, Wang Q S, Teng J W. 2010. The crustal isostatic anomaly beneath eastern Tibet and western Sichuan and its relationship with the distribution of earthquakes[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **53**(11): 2631–2638 (in Chinese).
- 赵国泽, 詹艳, 王立凤, 王继军, 汤吉, 陈小斌, 肖骑彬. 2010. 鄂尔多斯断块地壳电性结构[J]. *地震地质*, **32**(3): 345–359.
- Zhao G Z, Zhan Y, Wang L F, Wang J J, Tang J, Chen X B, Xiao Q B. 2010. The active fault belts in eastern Tibet margin inferred using magneto-tellurics[J]. *Seismology and Geology*, **32**(3): 345–359 (in Chinese).
- Airy G B. 1855. On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys[J]. *Philos Trans R Soc London*, **16**(2): 42–43.
- Bagherbandi M. 2011. *An Isostatic Earth Crustal Model and Its Applications*[D]. Sweden: KTH Royal Institute of Technology.
- Dorman L M, Lewis B T R. 1970. Experimental isostasy: Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load[J]. *J Geophys Res*, **75**(17): 3357–3365.
- Dutton C E. 1889. On some of the greater problems of physical geology[J]. *Bull Phil Soc Wash*, **11**: 51–64.
- Guo L H, Meng X H, Chen Z X, Li S L, Zheng Y M. 2013. Preferential filtering for gravity anomaly separation[J]. *Comput Geosci*, **51**(2): 247–254.
- Jarvis A, Reuter H I, Nelson A, Guevara E. 2008. Hole-filled seamless SRTM data V4, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT) [EB/OL]. [2018-01-03]. <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>.
- Li Y H, Gao M T, Wu Q J. 2014. Crustal thickness map of the Chinese mainland from teleseismic receiver functions[J]. *Tectonophysics*, **611**: 51–60.
- Parker R L. 1973. The rapid calculation of potential anomalies[J]. *Geophys J Int*, **31**(4): 447–455.
- Pratt J H. 1855. On the attraction of the Himalaya mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb-line in India[J]. *Philos Trans R Soc London*, **145**: 53–100.
- Sandwell T, Smith W H F. 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate[J]. *J Geophys Res*, **114**(B1): B01411.
- Steffen R, Steffen H, Jentzsch G. 2011. A three-dimensional Moho depth model for the Tien Shan from EGM2008 gravity data[J]. *Tectonics*, **30**(5): TC5019.