



利用低阶大地水准面异常反演大尺度核幔边界起伏

崔荣花^{1,2} 方剑¹ 刘杰^{1,3} 李红蕾^{1,2} 陈铭^{1,2}

1 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

2 中国科学院大学,北京,100049

3 河南理工大学测绘与国土信息工程学院,河南 焦作,454000

摘要:核幔边界(core-mantle boundary,CMB)是地球内部最重要的物理化学界面之一,地核和地幔通过核幔边界发生多种相互作用,这对地球重力场、地球自转及地磁场等都能产生重要影响。大地水准面异常是地球重力场的重要观测量,反映了地球内部的物质密度异常及界面变化等重要信息。推导了通过大地水准面异常反演核幔边界起伏的公式,利用2~4阶大地水准面异常反演了大尺度核幔边界起伏形态。结果显示,核幔边界起伏的径向幅度达±5 km、与Morelli的地震层析成像结果的幅度接近,但在形态上略有差异。以高为5 km、底边长为1 000 km的棱柱体模型模拟计算了核幔边界密度异常引起的大地水准面异常响应,结果与观测大地水准面异常比较接近。

关键词:大地水准面异常;核幔边界起伏;层析成像;地球重力场

中图法分类号:P223

文献标志码:A

地球内部的结构并不是均匀分布的,根据地震波在地下不同深度传播速度的变化,一般将地球内部划分为地壳、地幔、地核3层结构。其中,地幔和地核之间的交界被称为核幔边界(core-mantle boundary,CMB)。

早在1914年,德国地球物理学家宾诺·古登堡在分析地震波的传播速度时发现,地下2 885 km处地震波的传播速度有明显变化,其中纵波(P波)的速度明显下降,横波(S波)完全消失。核幔边界由此被发现,也被称为古登堡界面。文献[1]根据地球重力场的分析,提出核幔边界存在地形起伏^[1]。文献[2]利用PcP波走时提供了核幔边界地形图,其地形起伏的幅度可达±5 km。核幔边界地形的直接探测来自于对地震层析成像和地震射线走时的研究,但由于地震资料的限制、误差干扰以及模型参数的人为选择,不同学者对核幔边界起伏形态的研究结果相差较大。也有学者利用重力场资料进行核幔边界起伏的反演研究,如文献[3]将重力场扰动位系数取2~11阶。

核幔边界是地球内部最重要的物理和化学界面之一,通过核幔边界,地核与地幔发生着热、化学、地形和电磁的相互作用。在核幔边界附近,地

球的结构从固态地幔过渡到液态外核,密度由5.57 g/cm³增至9.90 g/cm³,P波速度由13.72 km/s降到8.26 km/s,S波速度由7.66 km/s变为0,温度变化达1 000~2 000 K^[4]。核幔边界的形状是地球内部物理的一个重要现象,反映了地球内部动力学的一些性质,为研究地球内部动力机制,如核内热对流、磁流体的运动提供信息,也为地球的动态变化如核、幔角动量的变化引起的自转效应作出解释。核幔边界的不规则形态也对地球的重力场产生重要影响。文献[5]评价了核幔边界不规则对于地球表面重力加速度值的影响,其分析表明,核幔边界上产生水平尺度达到10⁵ m、径向幅度达到10³ m的局部起伏时,引起地球表面重力加速度的变化最大可达2×10⁻⁸ m/s²;相应的带状起伏产生的重力变化可达6×10⁻⁷ m/s²,即局部起伏对重力加速度的影响高约一个数量级。全球范围水平尺度5×10⁵ m到5×10⁶ m的起伏可能会产生重力加速度扰动的数量级为10⁻⁹ m/s²到10⁻⁶ m/s²。研究还表明,核幔边界可能与地球的日长变化的十年尺度波动有关^[6-8]。因此,近些年来对核幔边界起伏形态的研究越来越受到地球物理学家的重视。

地球重力场是地球内部密度分布的直接映像,是研究地球内部构造的重要依据。其中,大地水准面起伏是重力场中的重要观测量^[9]。大地水准面起伏,又称大地水准面差距或大地水准面高,是大地水准面到参考椭球面间的距离,反映了地球内部密度变化以及横向不均匀性等信息,主要包括地形不规则部分、莫霍界面及岩石圈底面起伏、地幔部分的密度不均匀性及核幔边界的起伏等几个部分。本文即是在核幔边界存在较大起伏的假设下,通过地球表面的大地水准面起伏反演

$$V = \frac{GM}{r} \left\{ 1 + \sum_{n=2}^{N_{\max}} \left[\frac{a}{r} \right]^n \cdot \sum_{m=0}^n [C_{nm} \cos(m\lambda) + S_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \right\} \quad (1)$$

式中, r 、 θ 、 λ 分别为地球半径、地心余纬度、地心经度; G 为万有引力常数; M 为地球总质量; a 为参考椭球长半轴; C_{nm} 、 S_{nm} 为完全规格化的位系数; $\bar{P}_{nm}(\cos\theta)$ 为完全规格化缔合勒让德函数。

地球表面上任一点 $P(r, \theta, \lambda)$ 的正常重力位 U 的球谐展开式为^[9]:

$$U = \frac{GM}{r} \left(1 - \sum_{n=1}^{\infty} J_{2n} \left[\frac{a}{r} \right]^{2n} P_{2n}(\cos\theta) \right) \quad (2)$$

式中, J_{2n} 可以通过现代观测技术精确求出。

地球表面上 P 点的扰动位 T 即为引力位与正常重力位的差:

$$T = V - U \quad (3)$$

由布隆斯公式有:

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (4)$$

其中, γ 为地球表面正常重力, 可由选定的参考椭球参数计算。假设地球质量等于参考椭球质量, 两者质心重合, 则扰动位的零阶项和一阶项会消失, 即得大地水准面异常 N 的球谐展开式为:

$$N = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=2}^{N_{\max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm}^* \cos(m\lambda) + S_{nm}^* \sin(m\lambda)) P_{nm}(\cos\theta) \quad (5)$$

大地水准面异常是由于地球内部质量分布不均匀而产生的, 是地球内部结构异常的综合性反映。研究表明, 其与场源距离成反比, 且地球深部物质不均匀引起的大地水准面异常占全球大地水准面起伏的 80%。因此, 在大地水准面异常的球谐展开式中, 阶数越低, 反映的密度异常越深。确定核幔边界产生的大地水准面异常时, 关于阶数 n 的选择, 前人曾做过不少研究, 如文献[11]根据异常源产生的两种不同的异常(重力异常和大地水准面异常)的比值推导出异常源深度 d_n 和阶数的简单关系为:

$$d_n = \frac{r}{n-1}, n = 2, 3, 4 \dots \quad (6)$$

核幔边界的起伏形态。

1 利用低阶大地水准面异常反演核幔边界起伏的理论与方法

1.1 利用低阶大地水准面异常计算核幔边界起伏

为便于研究, 物理大地测量学中很多变量都可以展开成球谐函数级数的形式, 称为球谐展开。地球外部引力位 V 的球谐函数展开形式为^[10]:

但其推导过程中假设地球内部只有正异常或者负异常的单一异常源, 而实际地球内部可能存在正负相间的异常。在此基础上, 文献[12]对异常源的埋深也作了有益的探索, 指出在利用重力位球谐系数研究核幔边界起伏时, 球谐系数的阶数不应大于 8。但目前对于异常源的深度与阶数的关系以及由阶数能否确定异常源的深度等问题也没有很好的结论。文献[13]在计算核幔边界时, 阶数取为 3、4。文献[14]在计算下地幔侧向不均匀引起的大地水准面异常时, 假定大地水准面异常的 2~3 阶项由核幔边界起伏所致。文献[15]通过对我国及邻区大地水准面异常的研究发现, 2~6 阶位系数对应下地幔异常源的影响。文献[16]在研究动力学大地水准面时认为 2~3 阶大地水准面异常很可能既不与现今板块构造机制也不与地幔对流相关。

基于上述关于阶数与异常源深度的相关研究, 为了选定核幔边界起伏引起的大地水准面异常的阶数, 本文计算了 5~12 阶全球大地水准面异常, 并将其与全球的板块构造^[17]进行比较, 如图 1 所示。

图 1 显示, 全球 5~12 阶大地水准面异常中, 正异常与全球板块构造边界比较相关, 即 5 阶以上的大地水准面异常可能与地幔不均匀性相关。这可能意味着, 上地幔甚至俯冲板块所能达到的中下地幔密度异常与 5 阶以上大地水准面异常比较相关。因此, 将 2~4 阶大地水准面异常归结为核幔边界起伏的影响具有一定的合理性。因此, 本文中计算由核幔边界起伏引起的大地水准面异常时, 选取的阶数为 2~4 阶。

1.2 球面卷积定理

球面上的函数 $f(\varphi, \lambda)$ 表示为球谐函数形式为^[18]:

$$f(\varphi, \lambda) = \sum_n f_n(\varphi, \lambda) \quad (7)$$

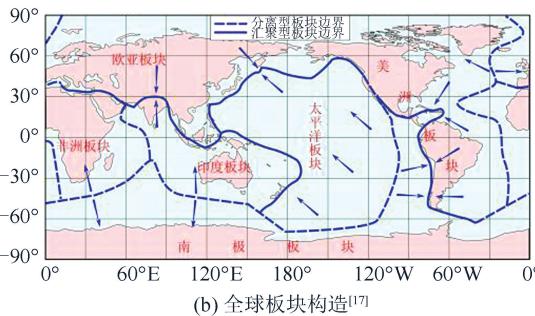
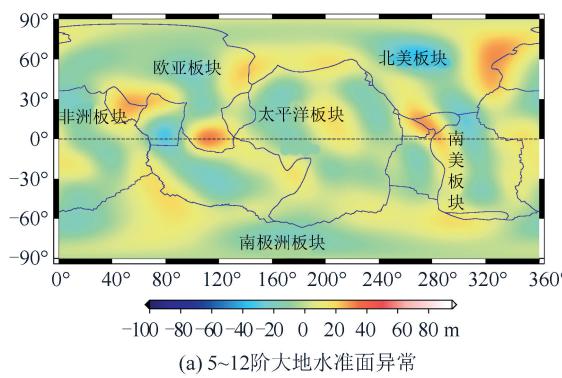


图 1 全球 5~12 阶大地水准面异常和全球板块构造

Fig.1 Global Geoid Anomalies from Degree 5 to 12 and Global Plate Tectonics

关于球面上两点 $P(\varphi, \lambda)$ 与 $P'(\varphi', \lambda')$ 之间球面角距 ψ 的函数 $h(\psi)$, 有:

$$h(\psi) = \sum_n a_{hn} P_n(\cos\psi) \quad (8)$$

球面卷积定理为:

如果

$$g(\varphi', \lambda') = \iint_{\text{球面}} h(\psi) f(\varphi, \lambda) d\sigma \quad (9)$$

则有

$$g_n = \frac{4\pi}{2n+1} a_{hn} f_n \quad (10)$$

式中, $d\sigma$ 为单位球的面元素。

1.3 核幔边界起伏的计算

由于地球是一个近似球形结构, 因此质量分布和重力场可以表示为球谐函数级数的形式。球面卷积定理可以应用于地球内部的质量扰动。假定地球内部的质量呈同心球层分布, 每一层的质量 Δm 可以表示为球谐级数形式

$$\Delta m = \sum_n \Delta m_n \quad (11)$$

式中, $\Delta m = \Delta\rho \cdot h$; $\Delta\rho$ 为扰动密度; h 为质量层的厚度。

假定地球的平均半径为 R , 核幔边界底部半径为 r_b , 顶部相对底部存在一定的起伏 h , 核幔边界层在地表引起的扰动位为:

$$T = G \iiint_v \frac{dm}{s} \quad (12)$$

其中, $dm = r^2 \Delta m d\sigma$; s 是核幔边界层上扰动质量微元 dm 到地表一点的距离; v 是整个核幔边界层的体积。所以,

$$T = Gr^2 \iint_{\sigma} \frac{\Delta m}{s} d\sigma \quad (13)$$

式中, σ 表示单位球面上的积分。由于 $1/s$ 是球面距离的谐函数:

$$\frac{1}{s} = \frac{1}{R} \sum_n \left(\frac{r_b}{R} \right)^n P_n(\cos\phi), \quad r_b \leq R \quad (14)$$

根据卷积定理, 式(13)与式(9)对应, 式(14)与式(8)对应, 则有:

$$T_n = \frac{4\pi G r_b^2}{(2n+1)R} \left(\frac{r_b}{R} \right)^n \Delta\rho \cdot h_n \quad (15)$$

此核幔边界层在地表产生的大地水准面异常可以由物理大地测量学中的布隆斯公式(式(4))计算。所以, 核幔边界起伏与其所引起的大地水准面异常的关系为:

$$h = \sum_n \frac{2n+1}{4\pi G} \cdot \frac{R^{n+1}}{r_b^{n+2}} \cdot \frac{\gamma}{\Delta\rho} \cdot N_n \quad (16)$$

其中, 核幔密度差 $\Delta\rho$ 取为 $4.4 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ^[19]。

2 计算结果与解释

2.1 利用 EGM2008 模型计算低阶大地水准面起伏

目前常用的精度较高的地球重力场模型是 EGM2008 模型, 因此选取该重力场模型的 2~4 阶系数计算全球大地水准面起伏。全球 2~4 阶大地水准面起伏的幅度范围为 $-76 \sim 66 \text{ m}$, 其分布状态见图 2。

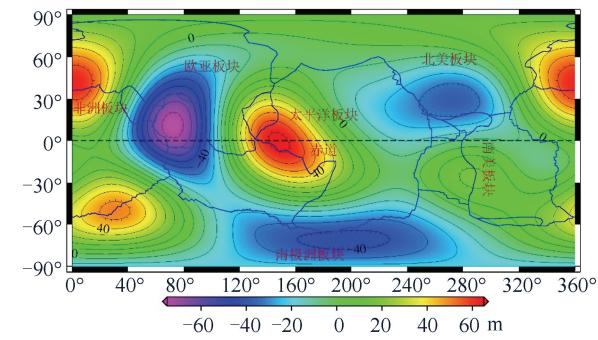


图 2 2~4 阶全球大地水准面起伏

Fig.2 Global Geoid Undulation from Degree 2 to 4

2.2 反演的核幔边界起伏形态

由计算得到的 2~4 阶大地水准面, 根据核幔边界起伏计算公式(13), 即可计算核幔边界起伏形态, 结果如图 3 所示。

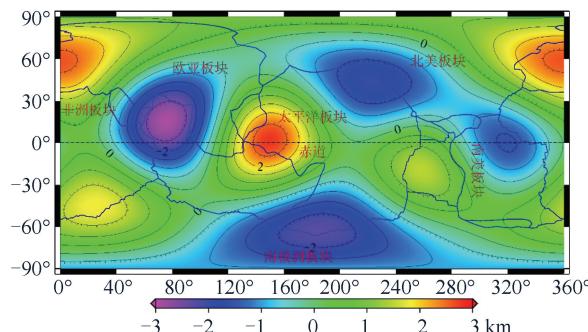


图 3 由大地水准面起伏计算的核幔边界起伏

Fig.3 Undulation of CMB Computed by Geoid Undulation

图 3 显示,全球范围内,核幔边界起伏幅度达

$$T_P = G\rho \left| \parallel xy \lg(z+r) + xz \lg(y+r) + yz \lg(x+r) - \frac{x^2}{2} \arctan \frac{yz}{xr} - \frac{y^2}{2} \arctan \frac{xz}{yr} - \frac{z^2}{2} \arctan \frac{xy}{zr} \right|_{x_2}^{x_1} \left|_{y_2}^{y_1} \right|_{z_2}^{z_1}$$
(17)

式中, $x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2$ 分别为棱柱体在 3 个坐轴方向上积分的上、下限。

计算可得,核幔边界处高为 5 km 的棱柱体密度异常在其上部地表中心区域产生的大地水准面起伏影响约为 50 m,如图 4 所示,这与重力场模型中 2~4 阶大地水准面起伏的幅度比较符合。

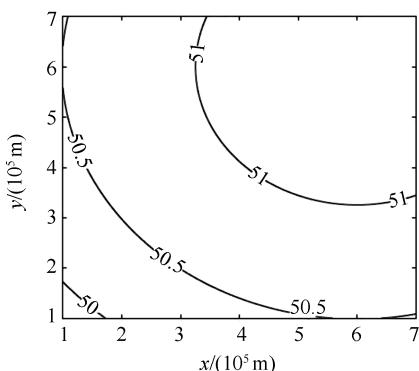


图 4 核幔边界高 5 km 的棱柱体质量异常计算的地表大地水准面异常

Fig.4 Map of Geoid Undulation Computed by a Prism Mass Anomaly with a Height of 5km Located on Core-Mantle Boundary

2.4 结果分析

核幔边界起伏的研究最初源于地震学,后来的研究也多是通过对地震波走时的分析得到。但是采用不同震相的地震波走时(如核幔边界 P 波反射震相 Pcp、穿过地核的 P 波震相 PKP、地核界面内反射的 P 波震相 PKKP 等)、不同的地幔模型的参数设置等所得到的结果差异较大,尺度从几百米到数千米,分布形态也相差较大^[21]。其

5 km。其中,赤道附近、太平洋东西岸为正,太平洋中高纬度地区为负,欧亚大陆、印度板块附近为负,非洲大陆的南北两端及附近区域为正。

2.3 利用模拟核幔边界起伏反演大地水准面异常

为了验证本文所得结果的可靠性,本文模拟了假定核幔边界存在 5 km 起伏所能产生的地球表面的大地水准面异常。

假定核幔边界区域($r_b = 2900$ km)存在水平范围为 1000 km \times 1000 km、高为 5 km 的棱柱体质量异常,核幔密度差为 4.4×10^3 kg/m³,计算其在地球表面产生的大地水准面起伏。

地下棱柱体在地表某一点 $P(x, y, z)$ 处引起的引力位可以表示为^[20]:

$$T_P = G\rho \left| \parallel xy \lg(z+r) + xz \lg(y+r) + yz \lg(x+r) - \frac{x^2}{2} \arctan \frac{yz}{xr} - \frac{y^2}{2} \arctan \frac{xz}{yr} - \frac{z^2}{2} \arctan \frac{xy}{zr} \right|_{x_2}^{x_1} \left|_{y_2}^{y_1} \right|_{z_2}^{z_1}$$
(17)

中,文献[2]得到的核幔边界起伏尺度为 ± 5 km,其分布形态参见文献[2]。

本文结果与文献[2]用地震学方法的结果显示,核幔边界起伏的径向尺度均为 ± 5 km。但从全球范围的分布形态看,有一定差异。主要表现为:在环太平洋的东南亚地区,本文结果显示存在一个高异常区,而地震学结果图上却显示为低异常;在南美洲中部的东太平洋沿岸,本文结果为一个高异常中心,而地震学结果显示此处为负异常。

对于核幔边界起伏对地表大地水准面的影响,本文也进行了模拟,结果显示径向 5 km 的核幔边界起伏产生的大地水准面异常约为 50 m,这与大地水准面的观测值比较吻合。

3 结语

本文将球面卷积定理运用于核幔边界层的物质扰动,推导出由大地水准面起伏计算核幔边界起伏的公式。然后,由全球大地水准面异常的 2~4 阶球谐项反演了大尺度核幔边界起伏形态。反演结果显示,全球核幔边界起伏幅度在 ± 5 km 左右。将本文结果与文献[2]的地震学结果进行对比,本文计算的核幔边界起伏的幅度与地震学结果较一致,但从全球核幔边界起伏的具体分布形态来看,略有差异。出现这种差异的原因,一方面,全球地震分布比较集中,接收台站的覆盖率比较低,台站分布也很不均匀,导致至今层析成像结果的精度达不到理想的要求。并且,地震波在地

球内部传播过程中,总要经过地幔才能到达核幔边界,地幔的不均匀结构尤其地幔底部、核幔边界附近的异常复杂的D"层都会对结果产生比较重要的影响。另一方面,本文在计算核幔边界起伏引起的大地水准面异常时,阶数选为2~4阶也不尽合理,但目前还没有关于异常源深度与阶数的明确的对应关系。

对于核幔边界起伏引起的大地水准面异常,本文也进行了模拟计算,其结果与观测大地水准面比较接近。因此,本文利用低阶大地水准面反演大尺度核幔边界起伏形态是一个有益的尝试,具有一定的参考价值。但对于核幔边界较精细的形态,则需联合地震学和重力学资料进行反演,有效克服单一方法反演的非唯一性,提高反演精度和可靠性。

参 考 文 献

- [1] Hi de R, Horai K. On the Topography of the Core-Mantle Interface [J]. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1968(1):305-308
- [2] Morelli A, Dziewonski A M. Topography of the Core-Mantle Boundary and Lateral Homogeneity of Liquid Core [J]. *Nature*, 1987, 235:678-683
- [3] Khan M.A. Depth of Sources of Gravity Anomalies [J]. *Geophysical Journal International*, 1977, 48(2):197-209
- [4] Zhu Jietao. Structure of Lower Mantle and Core-Mantle Boundary Region and its Geodynamics [J]. *Advance in Earth Sciences*, 2000, 15(2):139-142
(朱介涛.下地幔及核幔边界结构及地球动力学[J].
地球科学进展,2000,15(2):139-142)
- [5] Trešl J. The Effect of the Irregularities of the Shape of the Earth's Core-Mantle Boundary on the Observed Acceleration of Gravity [J]. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 1981, 25:5-13
- [6] Fu Rongshan, Li Ligang, Zheng Dawei, et al. Dynamics of the Core-Mantle Boundary and the Decadal Fluctuation in the Earth's Rotation [J]. *Advance in Earth Sciences*, 1999, 14(6):541-548(傅容珊,李力刚,郑大伟,等.核幔边界动力学:地球自转十年尺度[J].
地球科学进展,1999,14(6):541-548)
- [7] Wang Qingliang. Decade-Scale Correlation between Crustal Deformation, Geophysical Variation and Length of Day [D]. Beijing: Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, 2003(王庆良.地壳形变-地球物理场-日常变化十年尺度相关性研究[D].北京:中国地震局物理研究所,2003)
- [8] Gu Zhennian. The Decade-Scale Fluctuation Analysis of Length of Day and Electromagnetic Coupling Between Earth's Core and Mantle [J]. *Publications of Yunnan Observatory*, 1999, 14(6):541-548(顾震年.日长的十年尺度波动分析和核幔电磁耦合[J].
云南天文台台刊,1999,14(6):541-548)
- [9] Fang Jian, Ma Zongjin. Asymmetry of the Earth and its Shape by Gravity Method [J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2005, 30(8): 748-751(方剑,马宗晋.地球及其形状非对称性的重力学研究[J].
武汉大学学报·信息科学版,2005, 30(8): 748-751)
- [10] Borre K. Geoid Undulations Computed from EGM96 [D]. Alborg: Alborg University, 2004
- [11] Bowin C. Depth of Principal Mass Anomalies Contributing to Earth's Geoid Undulations and Gravity Anomalies [J]. *Marine Geodesy*, 1983(7): 61-101
- [12] He Changsong, Zuo Zaorong. Spherical-harmonic Order of Gravity Potential and Anomaly Mass [J]. *Seismological Research of Northeast China*, 1995, 11(1):13-17(贺传松,左兆荣.地球重力模型中球谐函数阶数的异常源深度估计[J].
东北地震研究,1995,11(1):13-17)
- [13] Zhang Chijun, Ren Kang. A Method for Determining Depth Variations of Core-Mantle Boundary with Disturbing Potential [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 1994, 37(1):115-119(张赤军,任康.由扰动位确定核幔起伏[J].
地球物理学报,1994,37(1):115-119)
- [14] Li Jinwen, Guan Zelin. The Effect of Lateral Heterogeneities of Lower Mantle and Absolute Plate Motions on Geoid [J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 1991, 16(2):28-36(李金文,管泽霖.下地幔侧向不均匀及绝对板块运动对大地水准面的影响[J].
武汉测绘科技大学学报,1991,16(2):28-36)
- [15] Fang Jian, Hsu Houtze. A Study of the Depth of Geoid Anomaly Sources in China and its Adjacent Regions [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2002, 45(1):42-48(方剑,许厚泽.中国及邻区大地水准面异常的场源深度探讨[J].
地球物理学报,2002,45(1):42-48)
- [16] Yoshida M, Nakakuki T. Effects on the Long-wavelength Geoid Anomaly of Lateral Viscosity Variations Caused by Stiff Subducting Slabs, Weak Plate Margins and Lower Mantle Rheology [J]. *Phys Earth Planet Inter*, 2009, 172:278-288
- [17] Hao Xiaoguang, Hu Xiaogang, Fang Jian, et al. From the Craton Destruction to the Study of Plate Dynamical Model [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2014, 57(7):2 344-2 351(郝晓光,胡小刚,方剑,等.从克拉通破坏到板块动力模型的研究[J].
地球物理学报,2014,57(7):2 344-2 351)

- [18] van Hees G L. Some Elementary Relations between Mass Distributions inside the Earth and Geoid and Gravity Field [J]. *Geodynamics*, 2000, 29:111-123
- [19] Dziewonski A M and Anderson D L. Preliminary Reference Earth Model [J]. *Phys. Earth Planet Int.*, 1981, 11:217-356
- [20] Lou Lizhi. A Study on Simulated Geoid in China and its Adjacent Regions[D]. Wuhan: Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, 2004(楼立志.中国及邻区模拟大地水准面的研究[D].武汉:中国科学院测量与地球物理研究所,2004)
- [21] Morelli A. Core-Mantle Boundary Topography, Seismology[M]//Gubbins D, Herrero-Bervera E. Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. Dordrecht: Springer, 2007

Using Lower Degrees of Geoid Anomalies to Invert Large Scale Undulations of Core-Mantle Boundary

CUI Ronghua^{1,2} FANG Jian¹ LIU Jie^{1,3} LI Honglei^{1,2} CHEN Ming^{1,2}

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

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3 School of Surveying and Land Information Engineering, Henan Polytechnic University, Jiaozuo 454000, China

Abstract: The core-mantle boundary (CMB) is one of the most important physical and chemical interfaces in the earth's interior, through which a variety of interactions occur between Earth's core and mantle. These interactions might have great impacts on Earth's gravity field, rotation and magnetic field. The geoid anomalies is an important observation of the earth's gravity field, which reflects significant information of the earth's interior, such as material density anomalies and interfaces, etc. A formula using the geoid anomalies to invert undulations of core-mantle boundary was derived. The large-scale undulations of the core-mantle boundary were calculated by this formula from degree 2 to 4. The result showed that the amplitude of core-mantle boundary undulations reached ± 5 km, which corresponded to that obtained by Morelli using seismic tomography, but showed some differences in the worldwid distribution. We also simulated influences of the density anomalies in the core-mantle boundary to the geoid undulation using a prism model with height of 5 km and base length of 1 000 km. The result showed that it was closed to the observed value of geoid undulations.

Key words: geoid anomalies; core-mantle boundary undulations; seismic tomography; Earth's gravity field

First author: CUI Ronghua, PhD candidate, specializes in Earth's gravity field. E-mail: rhcui@asch.whigg.ac.cn

Foundation support: The National Program on Key Basic Research Project of China(973 Program), No. 2013CB733301.