

doi: 10.3969/j.issn.1000-8349.2025.02.XX

基于广义地球内部形状理论和大地水准面 约束的地球莫霍层密度模型： II. 区域性特征与地球物理学意义

陈彬彬^{1,2}, 李昕^{1,2}, 黄乘利^{1,2,3}

(1. 中国科学院上海天文台, 上海 200030; 2. 上海科技大学物质科学与技术学院, 上海 201210; 3. 中国科学院大学天文与空间科学学院, 北京 100049)

摘要: 本系列工作第一部分 (Li et al., 2026) 在 PREM 地球模型和地壳模型 CRUST1.0 基础上, 利用广义地球内部形状理论和大地水准面约束, 给出了一个重力学意义上的 $1^\circ \times 1^\circ$ 的全球壳幔过渡层即莫霍层密度模型 SMDM-1。针对该莫霍层密度模型, 本文进一步探讨其区域特征与地球物理学意义。物理均衡性验证表明, 密度模型在补偿深度处表现出良好的物理自洽性, 总体上满足地壳均衡假说, 但在引入“等效艾里”地壳均衡补偿模型的过程中, 发现该补偿深度的适用性存在明显的大陆-海洋区域差异。在此基础上, 基于密度-埋深的二维特征, 利用聚类算法客观分类出五种结构, 基于已知构造单元的定性描述以及 CRUST1.0 模型数据, 将这五类结果与经典构造单元一一对应, 并通过全球莫霍层密度模型与全球地震学参考模型 PREM 的对比, 发现该莫霍层重力学密度模型一定程度上能够捕捉到深部岩石圈物质在不同构造区域的横向密度变化, 表明其与反映密度和弹性力学结构特征的地震学模型能够形成有效互补。综上, 该研究为认识全球岩石圈和莫霍层的物质组成与结构提供了全新的重力学视角与定量约束。

关键词: 莫霍层; 大地水准面; 地壳均衡补偿理论; 地球内部形状理论

中图分类号: P145.2 **文献标识码:** A

1 引 言

1.1 壳幔边界: 从清晰界面到复杂过渡层

由于观测精度与分辨率所限, 莫霍洛维奇不连续面 (Mohorovičić discontinuity, Moho) 常被认为一个全球性的地震波速突变面, 标志着地壳与上地幔的分界。然而, 随着观测技术的不断进步与理论研究的深化, 人们逐渐认识到, 这一边界并非一个单一且清晰的物理

收稿日期: YYYY-MM-DD; 修回日期: YYYY-MM-DD

资助项目: 国家自然科学基金 (12233010)

通讯作者: 黄乘利, clhuang@shao.ac.cn

界面，而是一个具有有限厚度、物理与化学性质高度复杂的过渡层^[1]，亦将其称为莫霍层。该层不但揭示了地壳与地幔在地震波速与成分上的突变特征，更反映了岩石圈向软流圈过渡过程中密度、化学组成及力学性质的连续渐变行为。

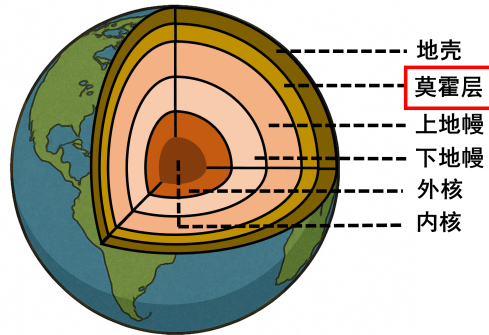


图1 地球圈层示意图。莫霍层位于地壳底部与上地幔之间，即两者的过渡区域。

不同学科对莫霍层的研究各有侧重：地震学通过地震波的传播、反射与转换特征刻画其速度结构^[2]；岩石学利用部分熔融与矿物相平衡计算揭示大洋岩石圈由玄武质地壳向亏损橄榄岩地幔的成分与密度演化过程^[3]；重力学则依据重力异常反演其内部密度分布^[4]。

地震学方法是获取地球内部结构最为直接且分辨率最高的手段之一。基于全球地震观测台网的数据，研究者已构建出 PREM^[5]、CRUST1.0^[6]等一系列全球参考模型。然而，地震学方法对密度的约束通常是间接的，往往需要借助实验室岩石物理实验获得的地震波速-密度经验关系进行转换^[7]，这使得在推断不同构造单元物质组成时存在一定的不确定性。与此同时，随着 GOCE、GRACE 等高精度卫星重力计划的实施，重力反演已成为约束全球及区域深部结构与密度分布的又一重要手段。例如，Uieda 和 Barbosa^[8]结合 Bott 方法与平滑正则化，以地震学数据为约束，反演获得了南美洲的莫霍面深度。此外，莫霍面的起伏特征与地表地形及深部构造演化密切相关：在活动碰撞造山带，莫霍面往往表现为显著的沉降与增厚；而在大洋深海盆地及洋中脊区域，莫霍面则明显抬升且厚度较薄^[9]，这反映了莫霍面形态在指示构造类型与演化历史方面的潜力。

尽管已有研究取得了丰富成果，但目前仍缺乏一个能在全球尺度上统一描述不同构造环境下莫霍层密度结构的高分辨率模型。一方面，经典的 PREM 地球模型本质上是一维球对称结构模型，难以反映对理解地球动力学至关重要的横向非均匀性；CRUST1.0 全球地壳模型虽提供了莫霍面深度数据，却无法完整刻画莫霍层的整体结构信息。另一方面，区域性研究虽精度较高，却难以满足全球动力学研究的需求。因此，构建一个在全球尺度上统一描述莫霍层密度结构的高分辨率模型，不仅是地球科学领域的重要挑战，更是定量刻画

不同构造单元特征并揭示岩石圈深部演化过程的关键科学目标。

1.2 理论框架与前期研究基础

针对上述科学问题,本系列研究的第一部分^[10](Li et al., 2026)(下称文 1)提出了由大地水准面约束的莫霍层密度反演方法,基于广义地球内部形状理论^[11],利用承载地球深部质量分布特征的位势场信息的大地水准面作为约束,将地球形态特征与地球内部质量分布直接关联,通过融合从重力卫星观测获得的高精度高分辨率的全球大地水准面模型 EGM2008^[12],反演获得了一个 $1^\circ \times 1^\circ$ 分辨率的全球莫霍层重力学密度模型。该模型为本文深入探讨全球岩石圈深部动力学状态提供了高分辨率的数据基础。

1.3 研究目标

基于前期工作构建的莫霍层密度模型,本文对其进行系统性的地球物理学验证,并挖掘其蕴含的深部动力学意义。首先,研究检验模型的物理自洽性,通过计算补偿深度处的静流体压力与理论静压力进行对比,验证模型是否合理;引入“等效艾里”地壳均衡补偿模型量化大陆与大洋在均衡状态上的系统性差异,揭示经典均衡补偿理论在给定补偿深度下描述深部岩石圈均衡状态时,补偿模型与补偿深度各自的局限性。之后,利用统计学中的聚类算法依据密度与埋深的二维特征对全球莫霍层进行客观分类,基于已知的构造单元的相关描述和 CRUST1.0 模型数据,将五种经典构造结构与分类结果对应。接着通过重力学模型与地震学模型的系统对比,对分类结果进一步予以佐证,同时探讨两种密度模型差异背后的物理含义和彼此的互补价值。最后,对全文工作进行总结并展望未来的重力学与地震学联合研究方向。

2 模型、数据与方法

2.1 研究对象与模型

本系列研究的核心数据为系列工作第一部分(文 1)构建的全球莫霍层密度模型 SMDM-1^①(SHAO Moho Density Model, 后文统称 SMDM)。该模型是结合广义地球内部形状理论和大地水准面约束后获得的全球莫霍层单层密度模型,以 $1^\circ \times 1^\circ$ 的网格作为基本单元,每个单元包含三个核心参数:垂向厚度(h)、质量中心埋深(d)、密度(ρ)。

传统地球内部形状理论仅能描述旋转对称结构下的理想地球内部的等重力势面、等密度面、等压力面。在流体静平衡态假设下,上述三个物理参数面是重合的。在此基础上,广义地球内部形状理论^[11]进行了更完备的推导,将非对称结构下的地球内部任意位置处上述三类曲面的形状表示为完整的球谐函数之和,即不仅仅包含旋转对称项($m=0$)和南北对称项($n=$ 偶数),而是所有球谐阶次项。球谐阶数 N 截断至 6 对应于展开式精确到地球扁率的三次方即三阶扁率精度。核心公式——形状方程表达式如下:

^①模型详情参见链接: <http://202.127.29.4/ER/products/smdm.html>

$$r(s, \theta, \lambda) = s \left[1 + \sum_{n=0}^N \sum_{m=-n}^n H_n^m(s) Y_n^m(\theta, \lambda) \right], \quad (1)$$

其中, r 是等重力势面上一点到地心的距离, s 是与过该点的等重力势面所围形状体积相等的球半径, 即等效球半径, 地表等重力势面的等效球半径 $s = 6371 \text{ km}$; θ 是余纬; λ 是经度; $H_n^m(s)$ 是迭代计算过程中需要求解的球谐函数系数。可见任一点所在等重力势面的形状不仅与等势面所围形状的等体积球半径有关, 还与其所在位置的地理经纬度相关, 是一个不规则的曲面。

通过广义地球内部形状理论与由高精度观测数据处理获得的大地水准面相结合, 同时加以地球总质量约束和全球动力学扁率约束, 便可得 SMDM, 具体流程: 首先, 由 CRUST1.0 模型^[6]、PREM 模型, 结合广义地球内部形状理论构建地球整体密度模型, 再通过地壳均衡补偿理论计算出初始莫霍层密度模型; 在地球整体密度模型中, 莫霍层上的部分, 就是地壳部分采用 CRUST1.0 模型, 莫霍层下的部分, 即地幔以及地核部分, 由广义地球内部形状理论与 PREM 模型计算获得; 最后利用整体密度模型, 计算大地水准面位置和形状, 并计算在观测大地水准面 (对应 EGM2008) 上的引力位数值。将计算值与观测值做差 (每 $1^\circ \times 1^\circ$ 网格上求一个差值, 再求其均方根 RMS_v), 结合地球总质量约束和全球动力学扁率约束以优化莫霍层初始密度模型, 使得上述 RMS_v 最小, 得到莫霍层密度分布的最终结果 SMDM。

如图 2 所示, 在 SMDM 中, 莫霍层的密度在 $3.072 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 到 $4.845 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 之间, 其中 96% 的区域的密度在 $3.072 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 到 $3.400 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 之间。莫霍层的厚度在 5.291 km 到 72.355 km 之间。将 EGM2008 大地水准面及其引力位数据作为观测值和参考对象, 包含 SMDM 的地球整体密度模型计算出的大地水准面与 EGM2008 大地水准面的位置偏离的均方根约为 17 m, 在 EGM2008 大地水准面上的计算所得的引力位与 EGM2008 大地水准面的引力位的偏离的均方根约为 $169 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, 全球动力学扁率 ($H = (1 - A + B)/2C$, 其中 A、B、C 分别为地球总体的三个主转动惯量) 与观测值的相对误差约为 0.14 %, 以上结果具体详见文 1。

作为一维球对称模型, PREM 虽然无法反映地球内部横向结构的不均匀性, 但由于其在垂向上高精度物理参数分布, 因此它仍能够为本工作提供一个理想的全球平均参照系, 以协助研究 SMDM 的独特性及其地球物理学内涵。

2.2 壳幔均衡分析

地壳均衡补偿理论认为, 岩石圈作为上覆层“漂浮”在可近似视为连续介质的软流圈之上。在重力场作用下, 上覆层物质在某一界面单位面积上的总质量趋于恒定, 界面上的静压力近似相等, 从而满足等压、等势的流体静力平衡条件, 该界面也称作补偿面, 其距地表深度称作补偿深度。在使用经典均衡补偿模型时, 通常把补偿面视作平面, 并率先选定地壳厚度或者补偿深度, 之后通过调节上覆层物质的厚度 (如艾里-海斯坎宁地壳均衡补偿模型) 或调节其密度 (如普拉特-海福特地壳均衡补偿模型) 以实现补偿面上的静力平衡^[13]。现在, 利用广义地球内部形状理论, 结合真实的地壳数据模型 CRUST1.0 和全球地震学模型 PREM, 能够直接求解出这一界面的具体形状, 从而获得壳幔之间的密度信息。

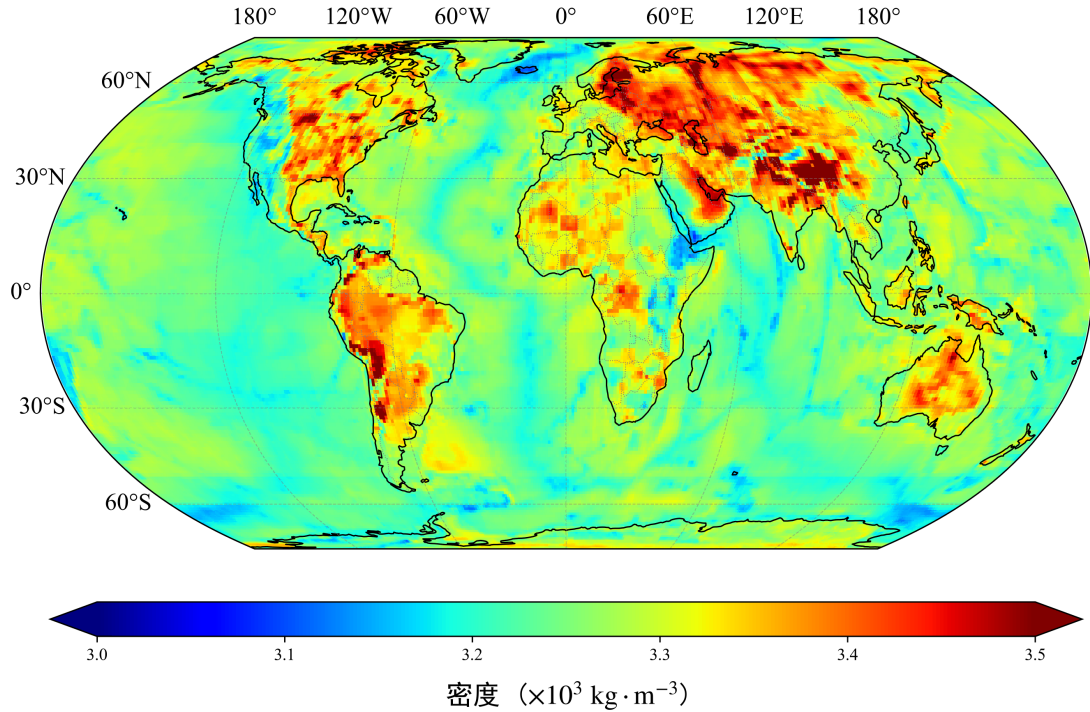


图2 SMDM 全球密度分布图^[10]。最小值 $3.072 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 最大值 $4.845 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 分布呈现出明显的洋陆差异。

因此,在求解莫霍层密度结构的过程中,补偿深度的选取至关重要,不仅关乎到补偿面的形状,也决定了地球内部满足流体静平衡态条件部分的大小。本系列工作将全球补偿深度统一设定为 80 km (后文补偿深度统一指代该深度),即形状理论中等效球半径 $s = 6291 \text{ km}$ 对应的等重力势面作为补偿面,从大尺度范围来看,该面起伏较小,所以其在本研究中近似视作平面。这一深度选择有以下依据:在经典的 PREM 模型中,该深度大致对应岩石圈-软流圈边界 (Lithosphere-Asthenosphere Boundary, LAB)^[5],不仅位于地震波低速带 (Low-Velocity Zone, LVZ) 顶部,也是地球内部力学性质发生突变的重要分界线。尽管 LAB 深度存在区域差异 (如洋中脊下较浅,而克拉通区可深达 200 km 以上)^[14],但在使用形状理论构建全球大尺度模型时,采用统一深度是必要且合理的近似。

文 1 在计算初始 SMDM 的过程中,因为所要求解的是密度,所以采用了通过调节补偿面上覆物质的密度以实现均衡补偿的普拉特-海福特地壳均衡补偿模型 (图 3) 来进行计算。在本文工作中,为了进一步分析该 SMDM 模型的合理性以及在全球均衡补偿方面的适用性,本文构建了一个“等效艾里”地壳均衡补偿模型 (图 4) 对其进一步分析,称其为“等效艾里”是因为该模型主要通过调节厚度来实现流体静力平衡,但在这里不是给定地壳厚度而是给定补偿深度,因此该模型在地区适用性上,与传统艾里均衡模型完全不同 (具体见第三节)。基于“假设所有区域的重力均衡均仅通过上覆物质 (地壳和莫霍层) 在地表向

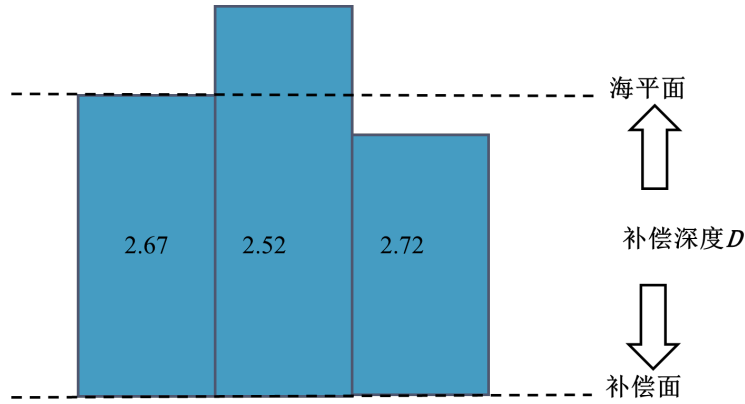


图3 普拉特-海福特地壳均衡补偿模型示意图。核心思想：补偿深度确定后，通过密度变化实现均衡状态。

下埋深 80 km 内的厚度变化来实现”这一原理，可以推算出理论上所需的“等效艾里地壳深度”(T_{Airy})，该深度内包含地壳以及莫霍层。

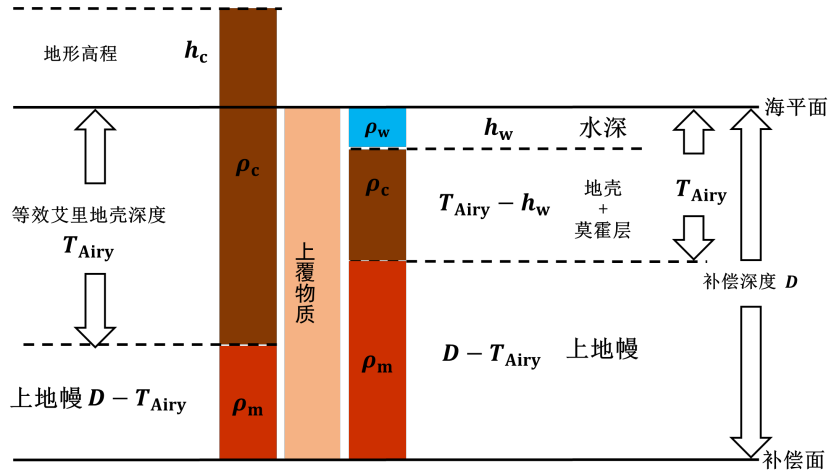


图4 “等效艾里”地壳均衡补偿模型结构示意图。依据洋陆不同的地质结构构造，构建两种对应的模型。

T_{Airy} 的计算基于均衡原理，即在补偿深度 D 处，所有上覆物质的单位面积总质量应当相等。根据地表高程与海平面的关系以及 CRUST 1.0 数据中地壳最深部位置 (74.81 km)，针对陆壳和洋壳分别构建了不同的理论模型 (图 4)，并推导出相应的计算公式：

对于陆壳，理论上覆物质由三部分组成：一层厚度为 h_c (地形高程) 的地表地壳，以及其下厚度为 T_{Airy} 的地壳和莫霍层及厚度为 $D - T_{\text{Airy}}$ 的地幔。其单位面积质量 M_{total} 与理论上覆物质的单位面积质量平衡方程为：

$$M_{\text{total}} = h_c \cdot \rho_c + T_{\text{Airy}} \cdot \rho_c + (D - T_{\text{Airy}}) \cdot \rho_m \quad .$$

对于洋壳, 理论上覆物质也由三部分组成: 厚度为 h_w (水深) 的海水, 厚度为 T_{Airy} 的地壳和莫霍层, 以及厚度为 $D - T_{\text{Airy}}$ 的地幔。其方程为:

$$M_{\text{total}} = h_w \cdot \rho_w + [(T_{\text{Airy}} - h_w) \cdot \rho_c] + (D - T_{\text{Airy}}) \cdot \rho_m$$

经变换后,

$$T_{\text{Airy}} = \begin{cases} \frac{M_{\text{total}} - h_c \cdot \rho_c - D \cdot \rho_m}{\rho_c - \rho_m} & \text{陆壳} \\ \frac{M_{\text{total}} - h_w \cdot (\rho_w - \rho_c) - D \cdot \rho_m}{\rho_c - \rho_m} & \text{洋壳} \end{cases}, \quad (2)$$

其中 M_{total} 为文 1 反演得到的上覆物质柱体单位面积总质量, h_c 和 h_w 分别为地形高程和水深 (数据来源 CRUST1.0), ρ_w 、 ρ_c 、 ρ_m 分别为海洋、地壳、地幔密度, 地壳部分分为陆壳与洋壳。表 1 列出了公式中采用的常量参数: 根据 PREM 模型与 CRUST1.0 数据^[5,6], ρ_w 取 $1020 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$; 参考 PREM 模型^[5]与 Lamb 等人^[15]的研究, 将补偿面下的地幔密度 ρ_m 取 $3300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$; Christensen 等人^[7]通过分析全球地震折射剖面数据并对比实验室岩石样本的波速-密度关系得出的陆壳与洋壳密度分别为 $2830 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $2860 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 结合 ρ_m 的取值与 Lamb 等人^[15]的工作中关于壳幔密度差的描述, 将陆壳密度 ρ_c 定为 $2850 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 同时考虑到洋陆构造差异^[16], 洋壳密度 ρ_c 取 $3000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。这里洋壳密度取 $3000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 而不是 $2900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 主要考虑到洋壳较薄的特点, 较小的壳幔密度差有助于在重力反演中捕捉到微弱的异常质量信号, 亦使结果更符合地震观测数据。

表 1 等效艾里地壳深度公式常量表

参数	取值
补偿深度 D	80 km
海水密度 ρ_w	$1020 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$
陆壳密度 ρ_c	$2850 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$
洋壳密度 ρ_c	$3000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$
上地幔密度 ρ_m	$3300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

为验证全球采用统一常量的合理性, 本文选取了三个典型构造区域 (喜马拉雅山脉、太平洋深海盆地、卡普瓦尔克拉通, 区域范围如图), 利用 SMDM 与 CRUST1.0 密度数据计算得到它们各自的实际平均地壳密度。结果表明 (表 2), 陆壳的实际平均地壳密度与表 1 所采用的标准化值差异极小, 同时洋壳区域随存在些许差异, 但考虑到建立“等效艾里”地壳均衡补偿模型的研究目的, 其密度差异亦在可接受范围内。综上, 在全球尺度上, 采用统一常量是可行且物理上合理的。

表 2 实际密度与标准化参量对比

典型区域	区域范围	实际平均地壳密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	标准化密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
喜马拉雅山脉	28°N–33°N 88°E–93°E	2835	2850
太平洋深海盆地	8°N–13°N 143°W–138°W	2910	3000
卡普瓦尔克拉通	26°S–31°S 22°E–27°E	2862	2850

图 5 展示了上述三个典型构造区域在全球的地理分布位置，以便于更直观地理解其构造背景。通过将 T_{airy} 与 CRUST1.0 模型给出的实际地壳深度进行系统对比，本文进一步探讨补偿深度的选取以及采用经典均衡补偿模型描述各个区域壳幔均衡状态的适用性，并探究深部岩石圈结构在全球均衡补偿过程中发挥的作用。

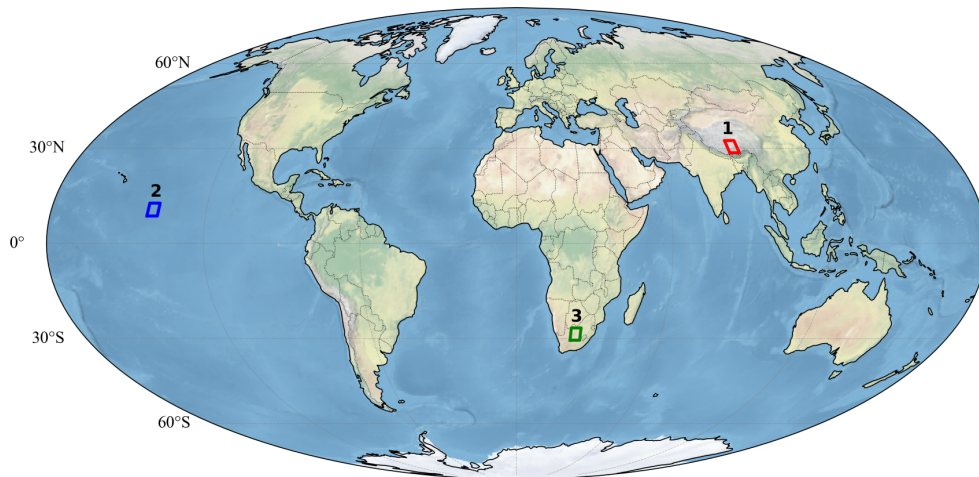


图 5 三个典型构造单元的 global 地理分布位置图。红框标识了提取实际平均地壳密度的具体经纬度范围，其中红框表示喜马拉雅山脉、蓝框表示太平洋深海盆地、绿框表示卡普瓦尔克拉通。

2.3 区域特征分析

2.3.1 聚类分析

莫霍层作为地壳与地幔之间的过渡带，其物理属性在不同构造环境下表现出显著的横向非均匀性。这种差异通常并不表现为清晰的界面或单一物理参数的突变，而更多体现为多个物理参数的综合变化。在缺乏统一且可直接观测的分类标准的情况下，本研究采用统计学中的 k-均值聚类算法^[17]对 SMDM 模型进行数据分析，该方法已在地震学领域得到应用^[18]。聚类分析的优势在于：无需依赖先验构造假设，仅依据模型物理参数的相似性，即可在全球尺度上自动识别出具有内在一致性的结构单元。算法通过不断地迭代优化，将

N 个样本划分至 k 个独立簇中并计算簇内各个样本与其对应标准的相似程度, 其分组目标为最小化簇内误差平方和:

$$J = \sum_{j=1}^k \sum_{i=1}^{n_j} \|x_i^{(j)} - \mu_j\|^2, \quad (3)$$

其中, x_{ij} 为属于第 j 簇的第 i 样本点; μ_j 为该簇的质心, 其定义为该簇内所有样本在特征空间中的算术平均位置; J 表示当前聚类方案下簇内误差平方和, 其值越小, 说明样本在各自簇内的相似性越高; 在本研究中, 每一簇代表一类在特征空间中性质相近的构造单元。

在聚类算法中, 特征量和聚类数 k 的合理设定决定了聚类分析结果的有效性与可靠性, 它们的选择是确保聚类结果具备合理性与可解释性的关键前提。

对于特征量的选取, 要求各特征之间尽可能避免高度共线性。在本工作中, 以全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 莫霍层网格单元作为样本, 每个单元包含三个核心参数: 垂向厚度 (h)、质量中心埋深 (d)、密度 (ρ)。相关性分析表明 (表 3), SMDM 模型中的垂向厚度 (h) 与质量中心埋深 (d) 存在极高的正相关性, 因此本工作最终选取密度 (ρ) 以及质量中心埋深 (d) 作为特征量。由于两者物理单位不同, 在计算簇内误差平方和的过程中, 对数据进行了标准化处理, 即减去对应特征量的全局均值后除以全局标准差, 以消除量纲影响。

表 3 莫霍层密度模型 (SMDM) 各参数相关性

变量	质量中心埋深 (d)	垂向厚度 (h)	密度 (ρ)
质量中心埋深 (d)	1.00	-0.99	0.66
垂向厚度 (h)	-0.99	1.00	-0.66
密度 (ρ)	0.66	-0.66	1.00

对于最优聚类数 k 的选取, 本研究采用综合判据以解决单一判定方法的局限。首先基于肘部法则^[19], 计算不同 k 值对应的簇内误差平方和 J 并分析其变化趋势, 初步识别适合本工作的聚类数可能存在的区间; 随后, 在该区间内对不同 k 值对应的聚类结果进行系统比较, 重点考察各聚类在空间上的连续性、稳定性及其所对应的密度-埋深特征是否具有明确的地球物理意义。在综合统计特征与物理解释能力的基础上, 最终选取最优聚类数 k 。

利用肘部法则计算获得了簇内误差平方和 J 随聚类数 k 的变化趋势 (图 6), 发现: 当 $k = 3$ 时, 簇内误差平方和 J 开始快速下降, 在 $k = 4$ 处形成曲线的“肘部”拐点; 当 $k \geq 6$ 时, 簇内误差平方和 J 的变化趋势逐渐平缓。通过计算各个 k 值对应的簇内误差平方和 J 的下降速率 (表 4), 发现 $k = 3$ 到 $k = 4$ 时, 下降速率变化最快, 亦表明 $k = 4$ 为肘部法则中的“拐点”。因此, 综合上述结论, 将最优聚类数所在区间确定为 $k \in [4, 6]$ 。

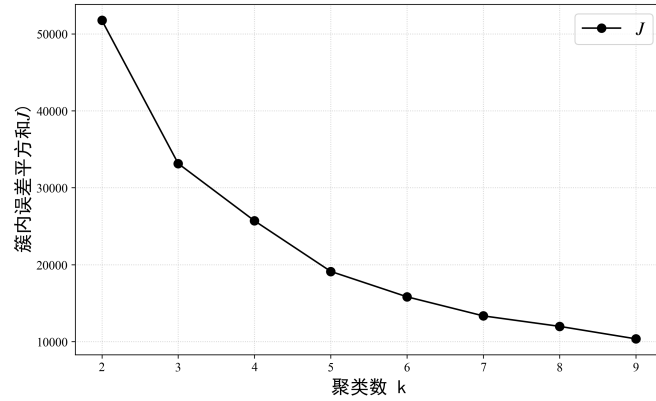


图 6 不同聚类数 k 下簇内误差平方和 J 的变化关系 (肘部法则)。误差平方和 J 随 k 的增加呈单调下降趋势, 在 $k = 4$ 形成拐点; 当 $k \geq 6$ 时, 簇内误差平方和 J 的变化趋势逐渐平缓。

表 4 不同 k 值对应的 J 值以及 J 值下降速率表

k 值	簇内误差平方和 J	下降速率 (曲线斜率)
2	51749.85	-
3	33145.42	-18604.43
4	25702.12	-7443.30
5	19125.66	-6576.46
6	15825.85	-3299.80
7	13347.72	-2478.14

随后, 对该区间内不同 k 值的聚类结果进行空间分布连续性与物理意义的系统比较: 当 $k = 4$ 时, 划分结果相对粗糙, 大洋内部区域被归为同一类 (图 7), 未能体现大洋内部不同地质构造类型的物性差异, 且大洋与大陆的边界区域物性识别尚不清晰 (表 5); 当 $k = 6$ 时, 虽然对大陆区域的划分更加细致 (图 9), 但分出了多个特征均值相近的类别 (表 7), 增加了复杂度的同时却未提供有效信息, 表现出 k 值选择过程中需要避免的“过拟合”现象; 当 $k = 5$ 时, 聚类结果在二者之间取得良好平衡 (表 6), 既能对大洋内部与边缘区域做出合理区分、识别出独立的洋陆过渡区域, 又能将大陆内部典型构造类型 (稳定克拉通与造山带及高原区) 明确区分 (图 8)。

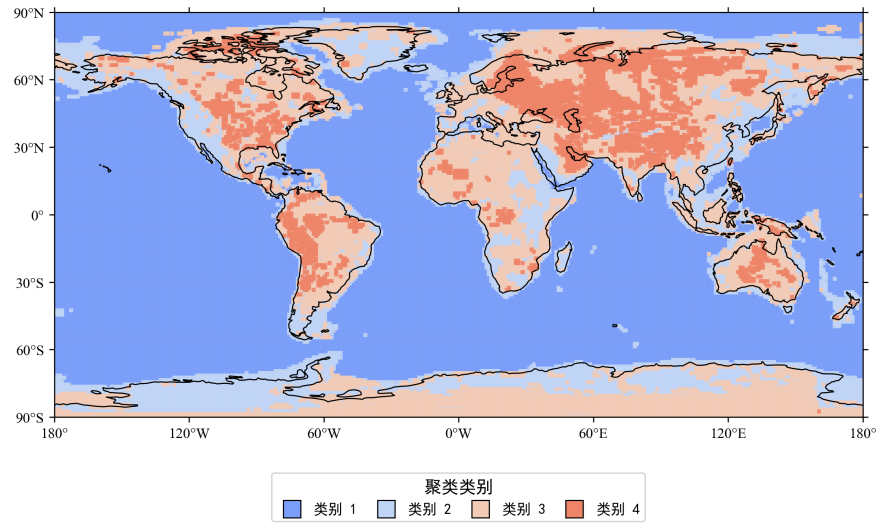


图 7 基于密度-埋深特征的聚类结果 ($k = 4$)

表 5 基于密度-埋深特征的聚类结果 ($k = 4$)

分类编号	数量 ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 单元)	平均埋深 (km)	平均密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
1	35666	46.26	3240.98
2	11283	55.72	3239.95
3	13987	58.22	3322.36
4	3864	62.15	3435.63

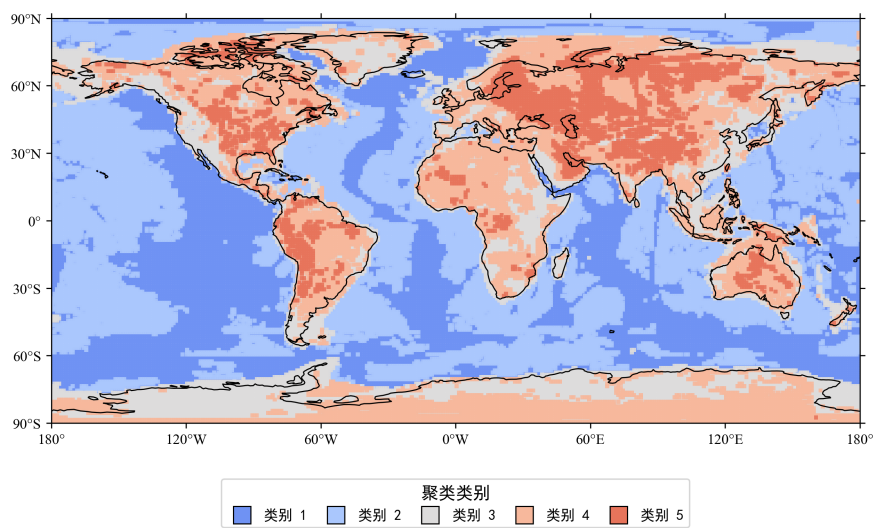
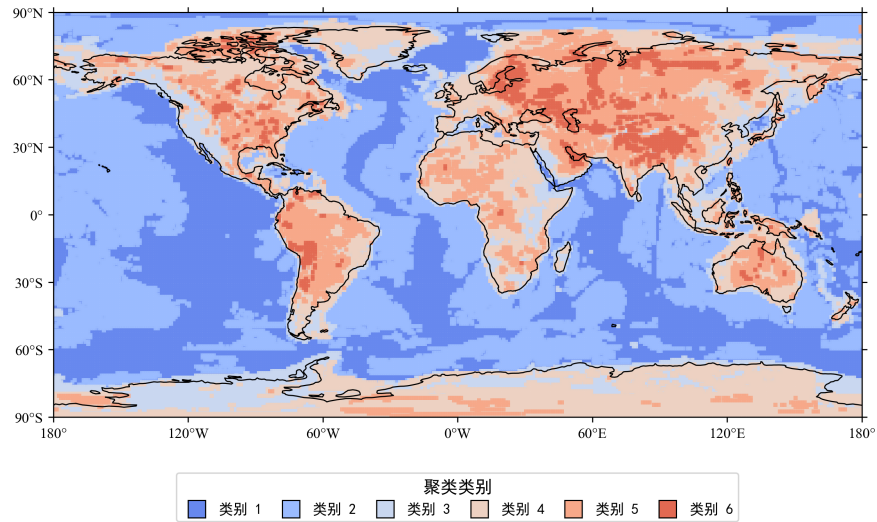


图 8 基于密度-埋深特征的聚类结果 ($k = 5$)

表 6 基于密度-埋深特征的聚类结果 ($k = 5$)

分类编号	数量 ($1^\circ \times 1^\circ$ 单元)	平均埋深 (km)	平均密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
1	17221	46.02	3210.94
2	19022	46.62	3266.30
3	11328	55.94	3242.69
4	13489	58.37	3324.31
5	3740	62.19	3437.55

图 9 基于密度-埋深特征的聚类结果 ($k = 4$)表 7 基于密度-埋深特征的聚类结果 ($k = 6$)

分类编号	数量 ($1^\circ \times 1^\circ$ 单元)	平均埋深 (km)	平均密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
1	16892	45.91	3211.28
2	19010	46.63	3266.27
3	7836	55.39	3225.83
4	12692	57.42	3298.05
5	7019	60.09	3370.71
6	1351	64.04	3498.33

综合上述统计特征与地质可解释性, 本研究最终选取 $k = 5$ 作为最优聚类数, 以此保证分类结果的物理可靠性, 并将其与经典构造结构对应。

2.3.2 全球横向密度差异

最后, 本文定义了横向密度差异参数 $\Delta\rho$, 即 SMDM 与 PREM 模型在相同深度处的密度差值:

$$\Delta\rho = \rho_{\text{SMDM}} - \rho_{\text{PREM}}, \quad (4)$$

其中, ρ_{SMDM} 是本研究框架下, 反演获得的 $1^\circ \times 1^\circ$ 分辨率的莫霍层的密度; ρ_{PREM} 是在利用地球内部形状理论, 地球扁率的一阶近似下 (对应于 Clairaut 方程), PREM 模型在距地表相同埋深处计算获得的密度值。当 $\Delta\rho > 0$ 时, 表明本研究模型的密度高于 PREM 的全球平均值; 反之, 则低于全球平均值。

通过重力学模型与地震学模型的对比,进一步讨论统计分类后的各簇与经典构造单元的适配性,并通过该结果,探讨重力学反演模型与地震学观测模型在研究地球岩石圈时各自的优势以及互补可能。

3 物理自洽性验证与均衡补偿机制讨论

3.1 全球尺度下的静力均衡验证

在 2.2 节中,对地壳均衡补偿理论作了简单介绍,经典均衡补偿模型主要分为两类:以调节上覆层物质厚度为手段的艾里-海斯坎宁地壳均衡补偿模型和调节上覆层物质密度为手段的普拉特-海福特地壳均衡补偿模型。两者的适用构造结构和优点如表 8,其最终目的都是使得壳幔在补偿面上实现流体静力平衡。

表 8 两种经典均衡补偿模型对比

模型	物理假设与机制	适用区域	典型地区	优点
艾里-海斯坎宁模型	地壳密度恒定,地壳厚度变化	大陆造山带、碰撞带、高原	青藏高原	适用于厚地壳区域,对造山带解释能力强
普拉特-海福特模型	地壳厚度恒定,横向密度变化	大洋盆地,稳定克拉通	太平洋深海盆地	适用于大洋区域,对密度异常敏感

为验证基于大地水准面约束的 SMDM 是否符合地球物理学的基本原理(流体静平衡态部分的地球表面即补偿面近似为等压面),本节检验其在统一补偿深度处的静力均衡状态。基于地壳均衡补偿理论的基本概念,本文计算了全球各网格单元在该深度的底部静压力分布(公式 5),并与理论等压面静压力进行对比,以此评估 SMDM 模型是否存在非物理的质量异常。上述静压力计算公式如下:

$$P_{i,j}S_{i,j}^9 = \sum_{k=1}^9 \rho_{i,j}^k V_{i,j}^k g, \quad (5)$$

其中上标 k 表示的是分层数,参照 CRUST1.0 模型给定的分层标准,地表最外面为第 1 层,向下到下地壳为第 8 层,第 9 层为莫霍层;下标 i, j 分别表示经纬度; $\rho_{i,j}^k$ 为第 k 层基本单元 (i, j) 的平均密度, $V_{i,j}^k$ 为该计算单元的体积, g 为重力加速度,考虑到本工作中将补偿面近似看作平面,因此 g 作为统一常量处理; $S_{i,j}^9$ 是莫霍层 ($k=9$) 下边界即在补偿面上的表面积,需要注意,不同经纬度点的表面积是不等的;莫霍层下表面即补偿深度处的静压力 $P_{i,j}$ 为待求解量。

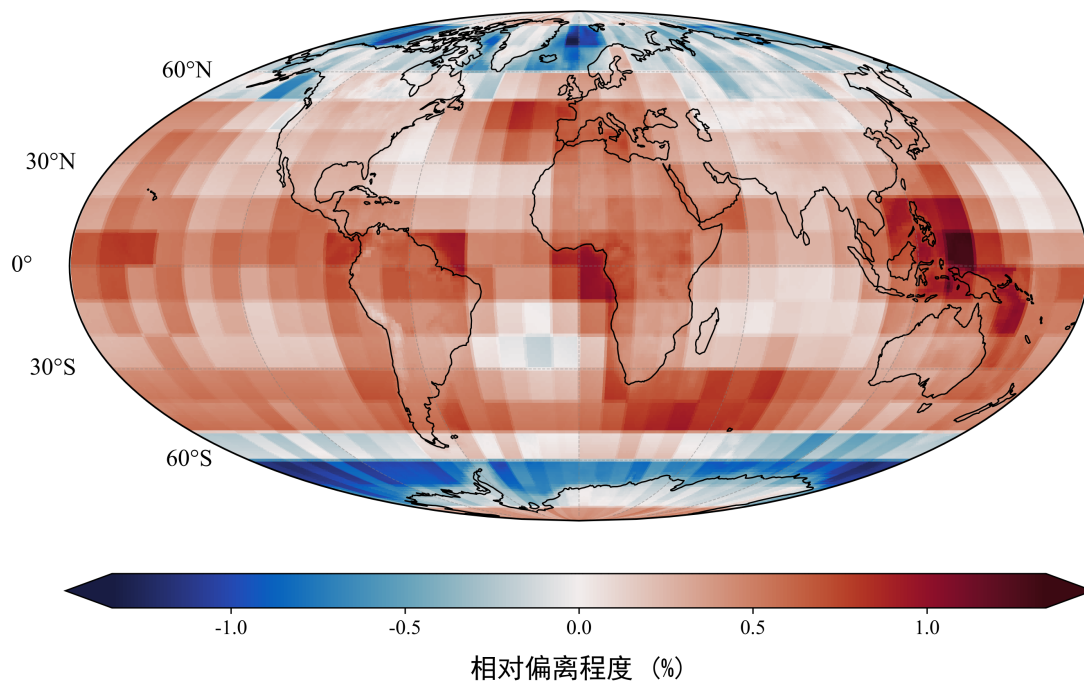


图 10 补偿深度 (80 km) 处的静压力相对偏离理论等压面静压力全球分布。偏离程度在 $\pm 1.4\%$ 这一区间, 说明模型总体满足地壳均衡条件。

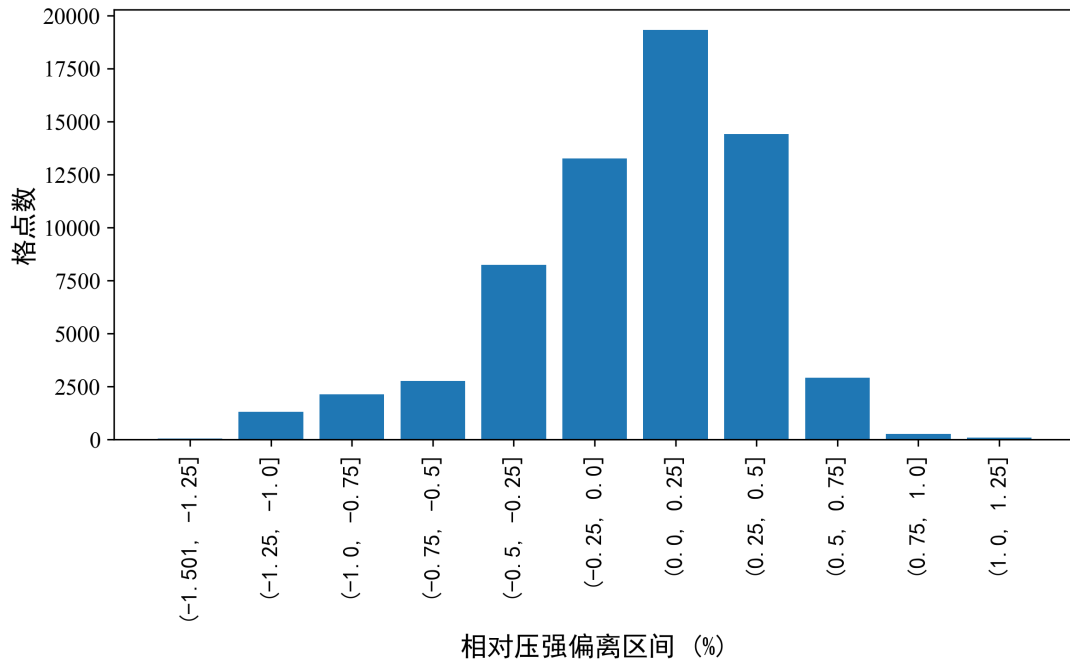


图 11 全球静压力相对偏离程度分段统计 (步长 0.25%)

计算结果 (图 10) 显示, 全球静压力相对偏离程度分布在 -1.36% 到 $+1.08\%$ 区间。对 64800 个 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点按 0.25% 的间隔进行分段统计, 结果显示 (图 11) 偏离程度分布较集中: 绝大多数格点的偏离程度落在 $\pm 0.5\%$ 以内, 峰值出现在 $0\% \sim 0.25\%$ 之间, 表明莫霍层底部 (补偿面上) 静压力整体在理论等压面静压力附近呈小幅波动。进一步引入格网面积作为权重进行统计, 结果显示面积加权后的偏离程度均值为 $+0.099\%$, 标准差为 0.341% , 亦表明全球补偿面上的静压力场整体仅在理想等压状态附近呈现微小波动。因此从统计分布来看, 本研究所构建的莫霍层密度模型在宏观尺度上已具备较好的物理自洽性, 即基本满足地壳均衡条件, 可作为后续精细结构分析的可靠数据基础。

在空间分布方面, 结果呈现出与地球自转及地幔对流模式相关的纬向带状特征, 同时, 在西太平洋俯冲带以及极地等构造活跃区, 显现出较高幅值的局部异常。其中, 两极地区的异常可能源于两个方面: 一是形状理论中描述深部地球内部结构的球谐函数在表示两极区域时存在局限性; 二是 CRUST1.0 模型本身在该区域的精度受限。同时, 以上这些信息也可能表明静态均衡或受板块俯冲牵引和冰后回弹等动力学过程影响, 这些内容需要在后续工作中进一步研究讨论。此外, 结果整体呈现出块状分布, 这是由于系列工作第一部分^[10]中的优化模型的优化分辨率为 $10^\circ \times 10^\circ$, 导致全球被划分成 648 个区域, 考虑到本研究的尺度以及整体流程运算时间, 该优化分辨率已为最优解, 后续工作也将在优化模型方面将做进一步调整与优化, 以满足更高优化分辨率的需求。

3.2 补偿深度的区域适用性讨论

上节讨论了 SMDM 模型在全球尺度上大致满足静力平衡条件, 本节继续讨论当前补偿深度的区域适用性。通过将“等效艾里”地壳均衡补偿模型获得的“等效艾里地壳深度”(T_{Airy})与 CRUST1.0 模型提供的实际地壳深度作差对比, 发现结果存在显著的大陆-海洋二元差异。本节选取了前文采用过的三个典型构造区域(喜马拉雅山脉、太平洋深海盆地以及南非卡普瓦尔克拉通)作为研究对象进行具体分析。

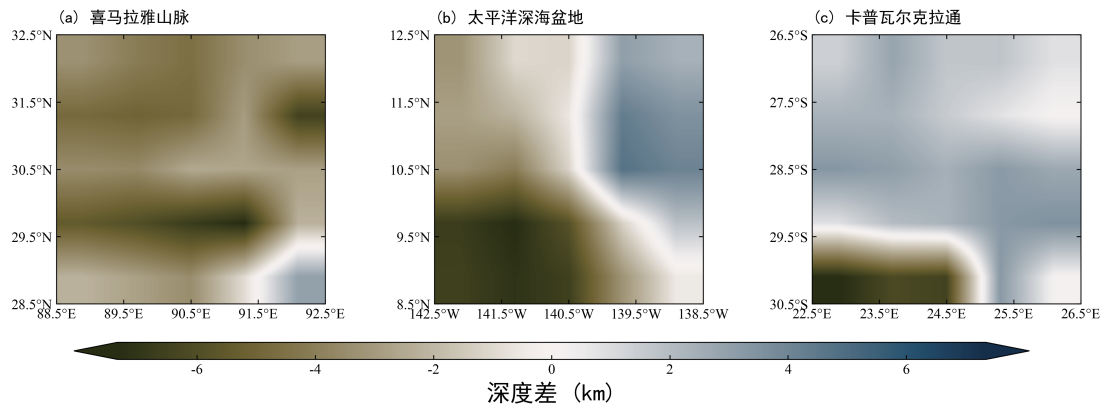


图 12 三个典型构造单元的等效艾里地壳深度与 CRUST1.0 实际地壳深度差值分布图。(a) 喜马拉雅山脉带表现出根部深度估算不足的特征, T_{Airy} 明显浅于实际地壳深度; (b) 太平洋深海盆地整体差值集中在 0km 附近, 该区域在“等效艾里”地壳均衡补偿模型下, 对当前补偿深度表现出较高的适用性; (c) 卡普瓦尔克拉通呈现出 T_{Airy} 与实际地壳深度较为吻合的结果, 大部分区域呈现低差值。

表 9 等效艾里地壳深度对比平均结果

特征区域	构造背景	平均 T_{Airy} (km)	平均实际地壳深度 (km)	差值 (km)
喜马拉雅山脉	大陆碰撞造山带	61.16	67.47	-6.31
太平洋深海盆地	大洋盆地	11.42	11.96	-0.54
卡普瓦尔克拉通	稳定大陆克拉通	37.87	36.86	+1.01

大洋区域在“等效艾里”地壳均衡补偿模型的框架下, 对当前补偿深度表现出较好的适用性。以太平洋深海盆地为例, 模型反演得到的 T_{Airy} 与 CRUST1.0 提供的实际地壳深度平均差异为 -0.54 km, 这一低差值可以归因于大洋岩石圈的密度结构主要表现为垂向上的分层特征^[3], 因此以质量柱这一形式进行计算时, 恰好适用于这一密度结构; 同时该位置岩石圈较薄, 实际厚度约 90 km^[20], 与本文设定的补偿深度 80 km 在物理上较为接近, 并且地震面波成像结果亦证实该区域 LAB 深度普遍位于 80–95 km^[21]。

然而, 在大陆构造区, 本文基于经典均衡理论构建的“等效艾里”地壳均衡补偿模型与设定的补偿深度都显现出明显的局限性: 喜马拉雅造山带表现出根部深度估算不足的特

征, 其计算获得的 T_{Airy} 比实际地壳深度平均小约 6.31 km。该差异直接反映了深层岩石圈中存在的现象: 青藏高原下方真实的岩石圈山根远深于 80 km^[22] (实际可达 160-220 km), 为了在目前有限的 80 km 深度内维持静力平衡, 模型必须在地壳部分“压缩”质量, 即 T_{Airy} 明显浅于实际地壳深度。同样是大陆构造区的南非卡普瓦尔克拉通, 虽然呈现出较为吻合的结果——“等效艾里”地壳均衡补偿模型计算出的 T_{Airy} 与实际地壳深度的平均差值远小于在喜马拉雅造山带计算获得的结果, 但实际上克拉通区域也拥有深厚的岩石圈根。这种看似“平衡”的均衡状态, 可能掩盖了克拉通内部实际存在的复杂的密度中和机制^[23]。根据 Jordan 提出的“构造圈”假说^[23], 克拉通底部通过早期的剧烈熔融作用导致其物质组分发生调整, 这种化学作用引起的质量亏损恰好抵消了深部物质因处于特定物理状态而产生的质量增益, 使得克拉通岩石圈在深部达到了近似流体静力平衡状态。因此在描述克拉通地区的均衡状态时, 仅用传统地壳均衡补偿模型是不够完整的, 这或许也是导致 T_{Airy} 与实际地壳深度之间仍存在些许差距的原因之一。

综上所述, 当前补偿深度和经典地壳均衡补偿模型描述大陆与大洋的均衡状态时, 皆存在局限性。对于洋壳, 当前补偿深度和引入的“等效艾里”地壳均衡补偿模型都表现出良好的适用性, 对于陆壳, 一方面, 当前补偿深度对于厚地壳、大陆造山带等区域明显不足; 另一方面, 仅用地壳均衡补偿理论来描述其均衡状态是不够充分的, 陆壳内往往存在更复杂的构造机制, 因此需要从多方面研究进而给予完整的解释^[24]。

4 全球莫霍层的结构分类及模型对比

4.1 统计学分类

本节采用 2.3 节介绍过的聚类分析方法, 基于莫霍层的密度与埋深两项物理特征, 对文 1 获取的 SMDM 进行系统分类, 参考 CRUST 模型中有关地壳厚度与构造区域的定性描述^[25] (图 13), 将聚类所得的莫霍层内分区的五种类型与全球五大主要构造单元进行对应。

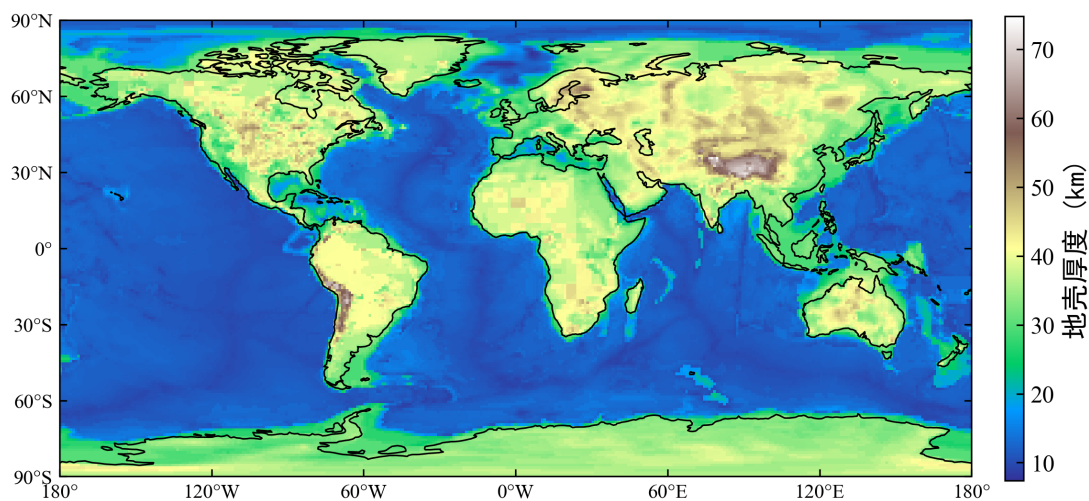


图 13 CRUST1.0 模型全球地壳厚度分布图: 深蓝-浅蓝区域代表大洋地壳 (厚度 5-15 km), 青色-绿色区域代表洋陆过渡区域 (厚度 15-30 km), 浅绿-黄色区域代表大陆地壳 (30-45 km), 棕黄-白色区域代表造山带或者高原 (大于 45 km)。

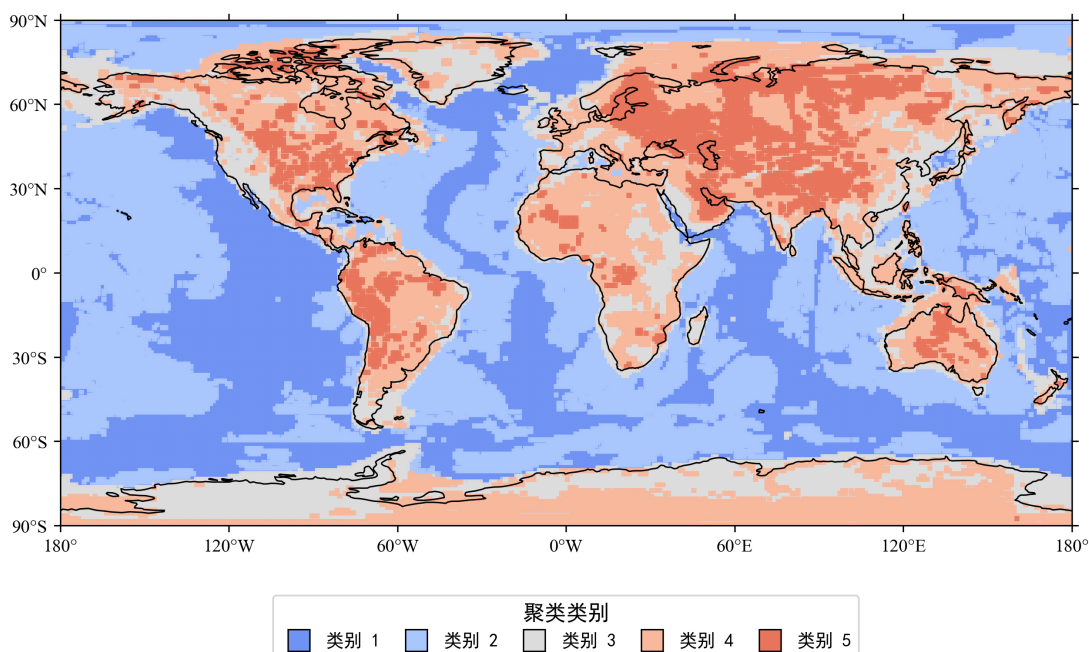


图 14 聚类结果对应 5 种经典构造结构: 第 1、2 类 (蓝色系) 对应低密度的大洋岩石圈, 深色对应大洋内部, 浅色对应大洋边缘; 第 3 类 (浅灰) 代表洋陆过渡带, 表现出低密度-深埋藏的特性; 第 4 类 (橙色) 对应高密度的大陆克拉通; 第 5 类 (深红) 对应青藏高原等活动造山带以及高原。

表 10 莫霍层聚类统计

分类编号	构造类型	数量 ($1^\circ \times 1^\circ$ 单元)	平均埋深 (km)	平均密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
1	大洋内部	17221	46.02	3210.94
2	大洋边缘	19022	46.62	3266.30
3	洋陆过渡带	11328	55.94	3242.69
4	大陆克拉通	13489	58.37	3324.31
5	造山带及高原	3740	62.19	3437.55

第 1 类和第 2 类主要分布于大洋盆地及其边缘, 其中大洋内部呈连续分布, 该特征与 CRUST1.0 模型中所提供的大洋地壳范围吻合度较高。同时, 洋脊作为典型的离散型板块边界, 其特征表现为莫霍面埋深较浅、岩石圈厚度较小以及密度相对偏低, 而第 1 类包含了大量洋脊区域, 涵盖了高达 95% (洋脊位置数据来源: PB2002^[26])。尽管两者均表现为低密度与浅埋深, 但空间分布存在分异: 第 1 类集中于大洋内部盆地, 第 2 类则多位于靠近大陆边缘的区域。这种分布差异可能源于二者不同的构造演化历史^[27], 导致其结构存在横向非均匀性。第 3 类呈条带状分布于大陆边缘, 与 CRUST1.0 模型中浅蓝/深绿色区域相对应。其密度与埋深介于典型大洋与大陆岩石圈之间, 表现出明显的过渡性质, 故划分为洋陆过渡带。第 4 类覆盖非洲、澳大利亚、南美洲内部及欧亚大陆部分稳定地块, 与 CRUST1.0 模型中的大陆克拉通范围基本吻合。该类具有较高密度与较大埋深, 反映稳定大陆岩石圈整体性强、厚度大的物理特性。第 5 类集中分布于青藏高原及周缘、安第斯山脉等造山带与高原地区, 与 CRUST1.0 模型中的造山带及高原区域空间重叠度较高, 其密度与埋深特征明显有别于大陆克拉通, 结合第 3.2 节可知, 这些构造区具有更为复杂的岩石圈深部结构。

综上, 全球莫霍层的物理结构并非均一, 而是显著受构造环境控制。基于密度与埋深的聚类分析, 在全球尺度上有效识别并划分了大洋岩石圈、洋陆过渡带、稳定克拉通及造山带等典型构造单元。以上分析表明, 即使不引入先验构造约束, 仅依靠物理参数亦可揭示岩石圈结构的主要分异格局, 同时验证了 SMDM 模型在刻画岩石圈物理属性方面的合理性与有效性。

4.2 全球横向密度差异分析

为验证分类结果的可靠性, 并厘清不同地球物理方法在岩石圈结构建模中的视角差异, 本节系统对比基于重力学反演构建的 SMDM 模型与经典地震学参考模型 PREM。通过计算两种模型在同一深度 (补偿深度) 处的密度残差 ($\Delta\rho$, 公式 4), 重点分析重力数据对地下物质横向非均匀性的响应, 并结合 4.1 节的构造分区, 进一步探讨全球岩石圈结构的横向差异。

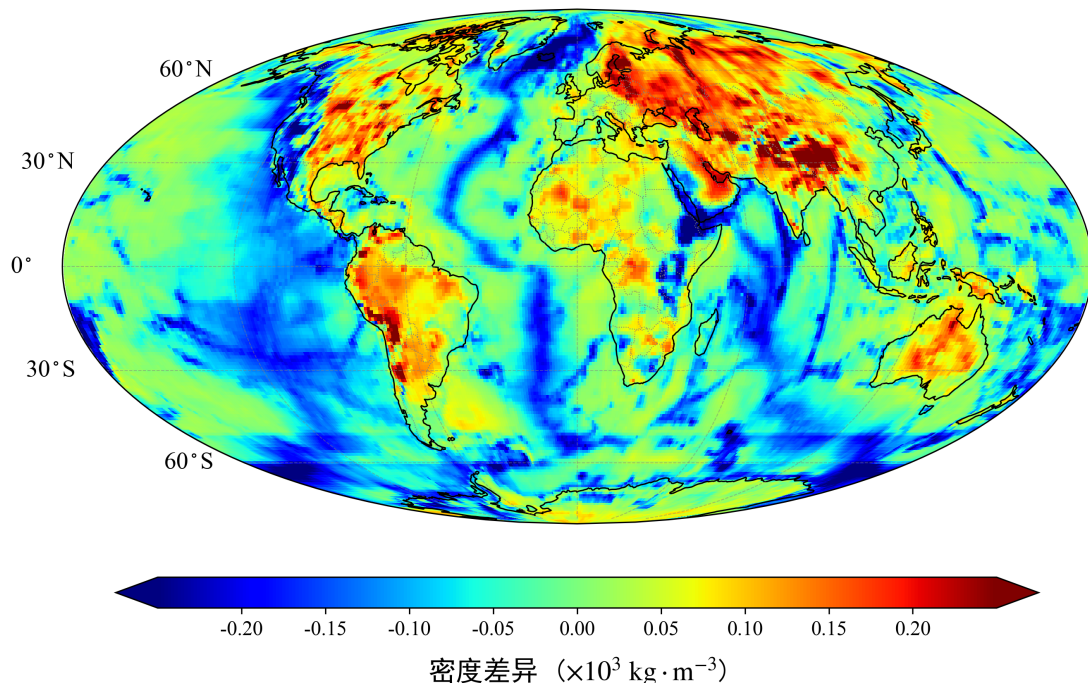


图 15 全球莫霍层密度 SMDM 模型与 PREM 模型在补偿深度处的密度差异分布图。最大值为 $1.469 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 最小值为 $-0.304 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。整体密度差空间分布呈现出不均匀性, 其与 4.1 节划分的构造单元在空间上吻合较好。

全球尺度下的对比结果 (图 15) 显示, SMDM 与 PREM 的密度分布在空间上存在一定差异 (在约 $-0.30 \sim 1.46 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 之间, 集中在 $\pm 0.2 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 区间), 且该差异与主要构造单元的分布密切相关: 大洋区域 $\Delta\rho$ 变化平缓、分布均匀; 大陆内部及主要造山带区域, $\Delta\rho$ 则呈现出明显的变化。这一规律与 4.1 节基于密度-埋深划分的大洋、过渡带、克拉通及造山带等单元的空间分布高度耦合, 进一步证实了上述分类的地质学意义。

在大洋板块内部, $\Delta\rho$ 变化平缓, 说明在结构相对简单的大洋岩石圈中, 一维地震学模型 PREM 已能较好描述其整体特征, 而重力反演也能较好地反映其密度的横向结构, 因此两者符合较好。在稳定大陆克拉通区, $\Delta\rho$ 呈现出整体的正向偏移, 反映 PREM 等一维模型在描述大陆长期演化形成的结构差异时存在局限, 此时重力学模型在横向分辨方面能提供有效补充。在造山带及高原区, $\Delta\rho$ 变化幅度大、空间分布复杂, 结合 3.2 节可知, 这些区域岩石圈结构复杂, 难以用单一的一维模型 (如 PREM) 描述。SMDM 在这些区域揭示的密度差异, 体现了重力数据对横向结构变化的敏感性, 也间接验证了聚类分析对活动构造单元识别的有效性。

综上所述, SMDM 与 PREM 在相同埋深处的密度差异, 既为聚类结果提供了地球物理论证, 也揭示了重力学反演模型与地震学模型在壳幔结构研究中的互补性: 由地震观测数据构建的 PREM 模型侧重全球径向平均结构的构建, 本文构建重力学模型则在识别横向非

均匀性与构造分异方面具有独特优势。二者的有机结合,有助于从多物理角度获得对地球深部结构更全面的认识,并为后续精细构造划分与动力学模拟奠定基础。

5 总结与讨论

本文基于系列研究第一部分构建的全球莫霍层重力学密度模型(SMDM),从多角度探讨了其地球物理合理性及深部动力学意义,主要结论如下:

全球静力均衡检验表明,SMDM在设定的统一补偿深度(80 km)处大致满足静力平衡条件,补偿面处的静压力相对偏离幅度整体控制 $\pm 1.4\%$ 之内,这表明基于广义地球内部形状理论及由大地水准面约束反演获得的莫霍层密度模型,大致符合地壳均衡补偿的基本物理准则,从而为后续构造结构分析奠定了可靠数据基础。

通过构建“等效艾里”地壳均衡补偿模型并把计算获得的等效艾里地壳深度 T_{Airy} 与CRUST1.0地壳深度数据进行系统对比,揭示了大陆与大洋区域在地壳均衡机制上存在显著差异。大洋区域的 T_{Airy} 与实际观测的地壳深度一致性较好,表明在岩石圈较薄、结构简单的区域,当前补偿深度假设及经典均衡模型适用性较高;而在大陆造山带与克拉通区,模型结果与实际值偏差明显,说明深部岩石圈根部密度结构对维持地形-重力均衡具有重要作用。该结果从重力学角度解释了经典地壳均衡补偿模型在处理大陆复杂结构时的局限性。

基于密度与埋深特征的聚类分析将全球莫霍层划分为五类结构,其空间分布与全球主要构造单元较为吻合。从大洋内部、大洋边缘、洋陆过渡带、到克拉通与造山带,莫霍层物理参数呈现连续但非线性的系统变化。值得指出的是,洋陆过渡带作为独立单元被清晰识别,其“低密度-深埋藏”特征凸显了该区域在岩石圈构造演化中的关键地位。

通过对比SMDM与PREM在相同埋深处的密度分布,发现两者在全球范围内存在一定的差异,且差异具有构造相关性。这表明,SMDM能够有效捕捉PREM等一维地震学模型难以反映的横向物质组成变化,因此重力学模型SMDM可在物质组成表征方面补充地震学模型的不足,进一步体现了两类模型在研究地球内部结构时的互补价值。

综合以上分析,基于广义地球内部形状理论和大地水准面约束构建的莫霍层重力密度模型(SMDM),在全球尺度上成功表征了壳幔过渡带的关键物理属性,但其物理内涵强烈依赖于构造环境:当前补偿深度假设在大洋区适用较好,而在大陆造山带与克拉通区,深部岩石圈根密度结构对均衡状态的贡献不可忽视。这种区域差异也反映了经典地壳均衡机制在解释复杂大陆均衡状态时的局限。此外,与PREM的对比表明,重力学模型对横向物质密度变化更为敏感,可弥补由地震观测数据构建的PREM模型在横向成分描述上的不足。需要注意的是,SMDM作为单层密度模型,反映的是某一深度范围内的综合质量效应,因此在精确识别具体岩性界面方面仍存在固有不确定性。鉴于此,今后研究可在现有理论框架下,尝试引入构造相关的补偿深度机制,并加强重力学、地震学等多学科交叉联合分析,以深化对莫霍层及岩石圈精细结构与演化机制的认识。

致谢

本研究得到国家自然科学基金项目(项目编号: 12233010)的资助, 特此致谢。

参考文献:

- [1] O'Reilly S Y, Griffin W L. *Tectonophysics*, 2013, 609: 535
- [2] Thurber C, Ritsema J. *Theory and Observations – Seismic Tomography and Inverse Methods* // Schubert G. *Treatise on Geophysics*. Amsterdam: Elsevier, 2007: 323
- [3] Oxburgh E R, Parmentier E M. *J. Geol. Soc.*, 1977, 133: 343
- [4] Watts A B. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, 89: 221
- [5] Dziewonski A M, Anderson D L. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1981, 25: 297
- [6] Laske G, Masters G, Ma Z, et al. *Geophys. Res. Abstr.*, 2013, 15: 2658
- [7] Christensen N I, Mooney W D. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100(B6): 9761
- [8] Uieda L, Barbosa V C F. *Geophys. J. Int.*, 2017, 208(1): 162
- [9] Szwilius W, Afonso J C, Ebbing J, et al. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2019, 124(2): 1626
- [10] Li X, Chen B, Huang C L, et al. submitted to *J. Geod.*
- [11] Huang C, Liu Y, Liu C, et al. *J. Geod.*, 2019, 93: 297
- [12] Pavlis N K, Holmes S A, Kenyon S C, et al. *J. Geophys. Res.*, 2012, 117(B4)
- [13] 邢健, 郝天珧, 徐亚, 等. 均衡模型在莫霍面反演中的应用综述 // 中国科学院地质与地球物理研究所 2014 年度学术年会论文汇编. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所, 2015: 359
- [14] Naliboff J B, Lithgow-Bertelloni C, Ruff L J, et al. *Geophys. J. Int.*, 2012, 188: 1
- [15] Lamb S, Moore J D P, Perez-Gussinye M, et al. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2020, 21: e2020GC009150
- [16] Carlson R L, Herrick C N. *J. Geophys. Res.*, 1990, 95(B6): 9153
- [17] Macqueen J. Some methods for classification and analysis of multivariate observations // Le Cam L M, Neyman J. *Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, Volume 1. Berkeley: University of California Press, 1967: 281
- [18] Lekic V, Romanowicz B. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, 308: 151
- [19] Kodinariya T M, Makwana P R. *Int. J. Adv. Res. Comput. Sci. Manag. Stud.*, 2013, 1(6): 90
- [20] Crosby A G, McKenzie D, Schlater J G. *Geophys. J. Int.*, 2006, 166: 553
- [21] Kumar P, Kawakatsu H. *Geophys. Geosyst.*, 2011, 12: Q01006
- [22] An M, Shi Y. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2006, 159: 257
- [23] Jordan T H. *Nature*, 1978, 274: 544
- [24] Zoback M L, Mooney W D. *Int. Geol. Rev.*, 2003, 45: 95
- [25] Mooney W D, Laske G, Masters T G. *Geophys. Res.*, 1998, 103: 727
- [26] Bird P. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, 4: 2001GC000252
- [27] Whitmarsh R B, Manatschal G, Minshull T A. *Nature*, 2001, 413: 150

A Density Model of the Earth's Moho Layer Based on a Generalized Theory of the Figure of the Earth and Constrained by the Geoid: II. Regional Characteristics and Geophysical Implications

CHEN Binbin^{1,2}, LI Xin^{1,2}, HUANG Chengli^{1,2,3}

- (1. *Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 20030, China;*
2. *School of Physical Science and Technology, ShanghaiTech University, Shanghai 201210, China;*
3. *School of Astronomy and Space Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)*

Abstract: In the first paper (Li et al., 2026) in this series study, a $1^\circ \times 1^\circ$ global gravimetric density model of the Earth's crust-mantle transition (Moho) layer (SMDM-1) was presented by combining the PREM Earth model and the crustal model (CRUST1.0) with the generalized theory of the figure of the Earth and constraints from the observed Geoid. This paper focuses on this Moho density model and try to explore its regional features and geophysical implications. Tests of physical isostasy show that the density model is physically self-consistent at the compensation depth and generally supports the isostatic hypothesis. However, when applying an "Equivalent Airy" isostatic compensation model, continental-oceanic differences emerged in the suitability of that compensation depth. Using two-dimensional density-depth relationship, five structural types were identified objectively through clustering. By comparing these categories with qualitative descriptions of known tectonic units and data from CRUST1.0, each type can be linked to classical tectonic divisions. Moreover, comparing this global Moho density model with the seismological reference model PREM indicates that this gravimetric model captures some of the lateral density variations in deep lithospheric materials across different tectonic regions. This suggests that this density model offers complementary information to seismological models, which primarily reflect the Earth's elastic properties. Overall, the study provides a fresh gravimetric perspective and quantitative constraints for understanding the composition and structure of the Earth's lithosphere and the Moho layer.

Key words: Moho ; Geoid; Isostatic Compensation Theory; Theory of the Figure of the Earth