

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2020073001

伊豆-博宁-马里亚纳岛弧地壳厚度分布及其对岩浆活动的指示

白永良¹, 杨慧良², 张迪娅¹, 容伊霖¹, 董冬冬³, 吴时国⁴

1. 中国石油大学(华东)海洋与空间信息学院, 青岛 266580
2. 中国地质调查局青岛海洋地质研究所, 青岛 266071
3. 中国科学院海洋研究所, 中国科学院海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071
4. 中国科学院深海科学与工程研究所, 三亚 572000

摘要:数值模拟研究认为洋底高原/洋脊俯冲和弧后扩张能够有效影响俯冲带岩浆活动和岛弧地壳增生。本文以伊豆-博宁-马里亚纳 (IBM) 俯冲带为实例, 论证该结论的有效性。以卫星测高反演重力异常为基础, 通过构建地球不同圈层密度模型, 反演得到 IBM 俯冲带莫霍面埋深。本文的莫霍面埋深反演结果与地震解释结果具有一致的分布趋势。结合开源水深和沉积层厚度数据, 给出了 IBM 俯冲带地壳厚度分布。IBM 岛弧地壳体积沿走向的分布特征表明: ①小笠原洋底高原和相对较小规模达顿洋脊的俯冲, 都能够使得相应位置的岛弧变窄、地壳变厚、体积增大; ②马里亚纳海槽扩张显著降低了岛弧地壳体积的增生量。

关键词:伊豆-博宁-马里亚纳岛弧; 重力反演; 地壳厚度; 弧后扩张; 洋底高原/洋脊俯冲

中图分类号:P738.1 **文献标识码:**A

Crustal thickness variations of the Izu-Bonin-Mariana Arc and their implications for arc magmatism

BAI Yongliang¹, YANG Huiliang², ZHANG Diya¹, RONG Yilin¹, DONG Dongdong³, WU Shiguo⁴

1. College of Oceanography and Space Informatics, China University of Petroleum, Qingdao 266580, China
2. Qingdao Institute of Marine Geology, China Geological Survey, Qingdao 266071, China
3. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China
4. Institute of Deep-sea Science and Engineering, Chinese Academy of Sciences, Sanya 572000, China

Abstract: Numerical simulations suggest that plateau/ridge subduction and back-arc spreading would influence magmatism and island-arc crustal growth subduction-zone. In this paper, we take the Izu-Bonin-Mariana (IBM) subduction zone paper as a case to test the above observation. Moho depth variations are estimated based on Inversed gravity anomaly by satellite altimetry and density modelling for different layers, and the trend of the Moho inversion result can well match the seismic interpretations. Crustal thickness variations are mapped based on gravity-inversed Moho, open-source topography and bathymetry as well as sediment thickness. The island-arc crustal volume variations along strike indicate that (1) the subduction of the Ogasawara Plateau and the Dutton Ridge necked and thickened the arc crust, and they also increased the arc crust volume, (2) the opening of the Marian Trough reduced substantially the island-arc crustal growth.

Key words: Izu-Bonin-Mariana Arc; gravity inversion; crustal thickness; back-arc spreading; submarine plateau/ridge subduction

俯冲带是固体地球进行物质循环和能量传输的重要场所, 岛弧岩浆活动被认为是陆壳增生的主要途径之一^[1-4]。随着板片向地幔持续俯冲, 俯冲板片含水矿物逐步变得不稳定, 达到相变温压条件后将水释放到地幔楔中^[5-7]; 地幔楔橄榄岩被水化后,

其熔融温度降低, 最终在水化和高温共同控制下, 形成地幔楔熔融区^[8-9]; 熔融岩浆上涌到达岛弧地壳后, 以底侵、侵入、喷出等形式导致岛弧地壳增生(图 1)^[10-11]。因此, 岛弧地壳增生与俯冲动力学过程密切相关。

资助项目:山东省自然科学基金项目“伊豆-博宁-马里亚纳俯冲带岛弧增生速率及其控制因素研究”(ZR2020MD065); 国家自然科学基金项目“西太平洋典型俯冲带的流体活动及其对孕震机理的影响”(91958211)

作者简介:白永良(1986—), 男, 博士, 讲师, 从事地球动力学与地学大数据研究工作, E-mail: ylbai@upc.edu.cn

通讯作者:杨慧良(1977—), 男, 硕士, 高级工程师, 主要从事海洋地球物理调查与研究工作, E-mail: dqyhuiliang@163.com

收稿日期:2020-07-30; **改回日期:**2020-09-13. 蔡秋蓉编辑

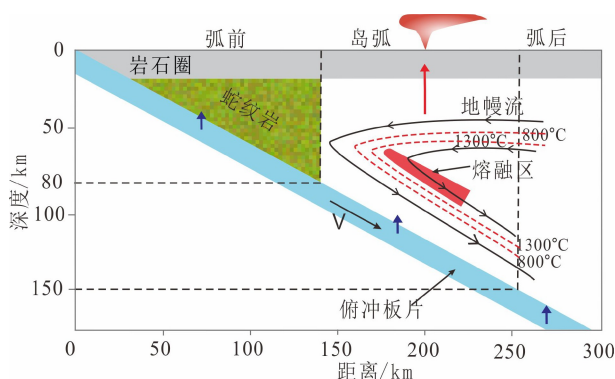


图 1 俯冲带岩浆活动过程示意图

Fig.1 A cartoon for the subduction-zone magmatism process

岛弧岩浆活动主要受到俯冲带温度、输入板片结构与弧后扩张等因素的控制^[11-13]。通过地球物理和地球化学不同角度的研究,对俯冲带温度结构影响岛弧岩浆成分和岛弧火山位置的机制,已经形成了较为一致的认识^[8,10-11]。同时,一些学者通过数值模拟实验和对板块运动速率、方向的研究,指出受小笠原洋底高原俯冲形成挤压应力的控制,博宁岛弧地壳出现了明显增厚现象^[14-15],但是,较小规模洋脊的俯冲是否会引起岛弧增厚,仍然是未知的。数值模拟研究指出,弧后扩张活动可以影响地幔楔亏损程度,进而影响岛弧岩浆成分^[13,16],但是弧后扩张能否显著影响岛弧地壳增生,也是未知的。

岛弧地壳厚度分布与洋底高原/洋脊俯冲、弧后扩张之间的相关关系,对于理解洋底高原/洋脊俯冲、弧后扩张对岛弧岩浆活动的影响具有直接的指示作用。通过地震成像的方式,能够较为准确地刻画地壳结构,进而给出地壳厚度分布。但是受时间、经费等的限制,无法实施覆盖整个 IBM 岛弧的地震测线/测网,进而无法给出岛弧地壳沿走向的分布特征。随着卫星探测手段的逐步提高、卫星测高数据的不断积累,目前卫星测高反演所得重力异常的空间分辨率达到 $1' \times 1'$ 、数据精度逼近 1 mGal ^[17]。在少量地震测线约束下,利用重力反演手段可以获取较为准确的莫霍面埋深,进而给出地壳厚度分布^[18-20]。

伊豆-博宁-马里亚纳 (Izu-Bonin-Mariana, IBM) 俯冲带是由太平洋板块与西菲律宾海板块之间一条转换断层演化而来的^[21]。30~15 Ma 的弧后扩张形成了现今的帕里西维拉海盆^[22-23];此后,北段伊豆-博宁海沟后侧无后续弧后扩张,但是南段的马里亚纳岛弧于 5 Ma 再次裂解、形成新的弧后盆地,即马里亚纳海槽(图 2)。与南北两侧相比,同小笠原洋底高原邻接的博宁岛弧,具有明显的地形隆

升(图 2)^[14-15],而较小规模达顿洋脊 (Dutton Ridge) 的俯冲,没有引发明显的岛弧地形、岛弧宽度的变化。此外,相比于仅有一期弧后扩张的伊豆-博宁岛弧而言,拥有两期弧后扩张的东西马里亚纳岛弧地形偏低(图 2)。因此,IBM 俯冲带是研究洋底高原/洋脊俯冲和弧后扩张对岛弧增生影响的天然实验室。

因此,本文将以卫星测高反演重力异常为数据基础,在少量地震测线约束下,通过重力反演得到 IBM 岛弧地壳厚度分布。以 IBM 岛弧地壳体积沿走向的分布特征为基础,讨论洋底高原/洋脊俯冲、弧后扩张对岛弧地壳增生的影响。

1 区域地质背景

最新的 IODP 钻探和定年数据表明,IBM 俯冲活动起始于 52 Ma^[24-25]。俯冲初期,由于软流圈上涌和减压熔融,形成了最早的弧前玄武岩。古 IBM 岛弧就是在此基础上,通过岩浆增生形成的^[24,26]。早期,IBM 俯冲带北段的上覆板片为大东盆岭,由奄美海盆、奄美高原、北大东海盆、大东海脊、南大东海盆和冲大东海脊等组成^[27];南段的上覆板片为结构较为均一的西菲律宾海盆。大东盆岭由不同年龄、不同性质的块体拼合而成^[28],因此,其组成和结构都比西菲律宾海盆要复杂。

在弧后扩张期间,受到西菲律宾海盆旋转的控制,帕里西维拉海盆扩张方向由 E-W 转为 NE-SW。该转向过程在四国-帕里西维拉海盆内留下了明显的地形印记(图 2)^[22-23]。在输入太平洋板片上,存在多个白垩纪时期形成的海山链^[31]。虽然这些海山比所处位置的大洋岩石圈要年轻,但是因为已经经过了长期冷却,他们具有与周边岩石圈相似的温度结构。小笠原洋底高原随太平洋板片于 15 Ma 时期来到 IBM 海沟处^[32],其显著的负浮力有效阻止了海沟后撤,形成的挤压应力在博宁岛弧上引发了增厚效应^[14-15]。加之卡罗琳洋脊对 IBM 俯冲活动更为显著的阻挡,在马里亚纳海沟持续后撤的背景下,最终形成了弧形马里亚纳海沟和新月形的马里亚纳海槽^[32]。此外,达顿洋脊也已经到达海沟处,但是因其体量小,没有引发明显的俯冲停滞。

2 研究方法与数据来源

本文所指地壳为沉积层以下、莫霍面以上的岩浆岩层。因此,计算地壳厚度分布需要掌握水深、

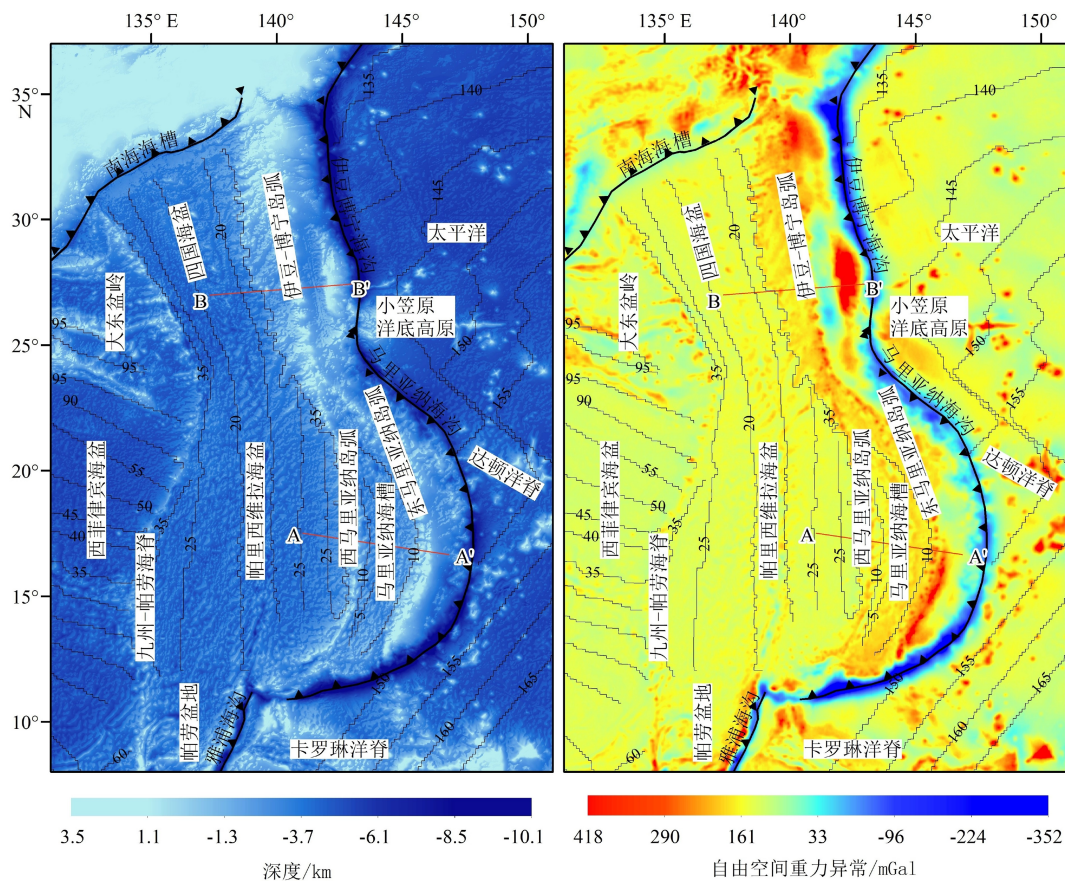


图 2 伊豆-博宁-马里亚纳俯冲带地形^[29]与空间重力异常^[17]
等值线标注的数字为洋壳年龄^[30]。

Fig.2 Bathymetry, topography^[29] and free-air gravity anomalies^[17] of the Izu-Bonin Mariana subduction zone
The labelled contours represent oceanic crustal ages^[30].

沉积层厚度与莫霍面埋深的空间分布。IBM 俯冲带的水深、沉积层厚度可以提取自开源且广泛使用的 ETOPO1 海底地形^[29]和 GlobSed 沉积层厚度数据^[33]。ETOPO1 是美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 根据多波束、重力反演等结果发布的具有 1 弧分分辨率的全球高精度地形数据; GlobSed 是美国国家地球物理数据中心 (NGDC) 根据船测地震测线、大洋钻探、重力反演等结果发布的具有 5 弧分分辨率的全球沉积层厚度数据, 在远离大陆区域具有较高精度。

区域性的莫霍面埋深可以通过重力反演得到。重力异常是由海水层、沉积层、地壳、地幔等地球圈层引发重力异常的叠加结果。通过构建地球各个圈层密度模型, 设定合理背景密度, 正演计算各圈层重力效应, 可以从观测空间异常场中剥离出由莫霍面起伏引起的剩余异常, 进而可以反演出莫霍面埋深。因此, 利用重力反演莫霍面起伏的核心问题, 变为地球不同圈层密度模型的构建。本文反演 IBM 岛弧地壳厚度的流程如图 3 所示。

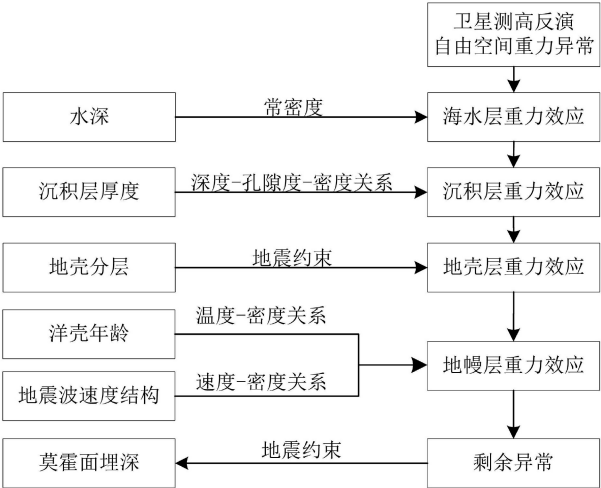


图 3 基于卫星重力与地震约束的岛弧莫霍面反演流程图
Fig.3 Island arc Moho inversion workflow under satellite gravity and seismic constrains

尽管海水密度随着水深变化而变化, 但其变化幅度小, 引发的重力效应也小^[34]。因此, 本文设定其密度为常值 (1.03 g/cm³)。利用沉积层孔隙度 (ϕ) 与埋深 (z) 之间的关系 ($\phi_z = \phi_0 e^{-cz}$), 构建沉积层密

度随深度变化而变化的模型^[35]。

$$\rho_z = \phi_0 e^{-cz} \rho_w + (1 - \phi_0 e^{-cz}) \rho_{sg} \quad (1)$$

式中, ϕ_0 为初始孔隙度, c 为常数, 二者可以通过拟合钻孔岩心的实际孔隙度与埋深数据得到。横穿 IBM 岛弧的深地震测线表明, IBM 岛弧具有 3 层地壳结构^[36]。其中, 埋深为 4~10 km 的地壳为中地壳^[36]。再根据本文重力反演迭代测试, 选定岛弧上、中、下地壳的密度分别为 2.67、2.88 和 3.10 g/cm³。

受到热膨胀影响, 大洋和被动陆缘的岩石圈地幔密度存在明显扰动^[20, 37-38]。对于俯冲带而言, 受到地幔对流、摩擦生热等的影响, 整个地幔楔的温度和密度都受到了更为明显的扰动^[12, 39]。考虑到温度是控制地球深部地震波速度和密度的主控因素, 地幔楔内的地震波速度与密度之间的关系可以用下式表达^[40]。

$$R_{\rho/s} = \frac{\ln \rho - \ln \rho_0}{\ln V_s - \ln V_{s0}} \quad (2)$$

式中, $R_{\rho/s}$ 为随深度变化的比例系数^[41], ρ 和 V_s 为同一位置的密度和地震横波速度, ρ_0 和 V_{s0} 为参考速度和密度。利用初始参考地球模型 (Preliminary Reference Earth Model, PREM) 可以设定地幔楔和俯冲板片的 ρ_0 与 V_{s0} 。利用开源层析成像结果^[42] 可以得到 IBM 俯冲带的横波速度结构。

在正演计算不同圈层重力效应时, 设定海水层、沉积层、岛弧上下地壳的背景密度为岛弧中地壳的密度, 设定地幔密度是在 3.30 g/cm³ 背景上扰动的。据此, 从观测重力异常场中剥离出来的剩余场, 反应的是莫霍面这个壳幔密度界面起伏引起的重力异常。进而利用频率域内的重力反演方法可以得到莫霍面起伏^[43]。

$$F[h(x, y)] = -\frac{F[g_r(x, y)]e^{-|k|z}}{2\pi G \Delta g} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x, y)] \quad (3)$$

式中, h 为莫霍面埋深, (x, y) 为反演目标的平面位置, g_r 为剩余重力异常, k 为波矢, z 为反演区域内莫霍面的平均埋深, G 为万有引力常数 (6.672×10^{-11} Nm²/kg²)。

在计算地壳重力效应和反演莫霍面埋深时, 需要提前掌握莫霍面的大致埋深。为此, 本文以 CRUST 1.0 数据作为研究区莫霍面埋深的粗略估计, 利用上述流程反演出莫霍面埋深。然后, 利用重力反演所得莫霍面埋深替代 CRUST 1.0 模型数据, 进行第二次反演, 以此作为最终的莫霍面反演结果。将反演所得莫霍面埋深与深地震剖面解释结果进行对比, 逐步调整密度建模、重力反演参数

后, 使得重力反演结果最佳逼近地震解释结果, 即可得到 IBM 俯冲带莫霍面埋深。

为了评价重力反演结果的精度, 本文搜集了两条 OBS 地震剖面, 位置如图 2 所示。剖面 AA' 是由日本海洋科学技术中心 (JAMSTEC) 联合东京大学和哈佛大学共同实施的, 是一条包括 152 个海底地震仪、长度近 700 km 的测线^[36]。剖面 BB' 是由 JAMSTEC 独立实施的, 是一条包括 110 个海底地震仪、长度近 600 km 的地震测线^[44]。测线 AA' 和 BB' 都是用 Kaiyo 科考船实施的 OBS 地震测线, 以 12 000 in³ 容量的气枪为主动震源, 炮间距为 200 m。两条测线的数据采集质量和成像质量均较高^[36, 44]。

3 地壳厚度分布特征

根据上述参数和方法, 在考虑俯冲带地幔楔及俯冲板片密度扰动的基础上, 在两条深地震测线约束下, 利用测高自由空间重力异常反演得到了 IBM 俯冲带的莫霍面埋深分布 (图 4)。重力反演结果能够较为准确地刻画莫霍面分布的整体趋势, 重力反演莫霍面与地震结果之间存在的差异主要是局部性的 (图 5), 二者之间的中误差为 2.16 km, 表明本文所设计的重力反演流程和选定的密度建模参数适用于 IBM 俯冲带莫霍面埋深的大尺度研究。基于开源水深、沉积层厚度数据计算出的基底顶界面与地震解释结果基本一致 (图 5), 表明两套开源数据在 IBM 俯冲带处的可靠性。综上所述, 本文计算结果能够较为准确地反应 IBM 岛弧地壳厚度分布的整体情况, 满足本文大尺度分析的需求。

图 4 展示了本文反演所得 IBM 俯冲系统的地壳厚度分布。基于 24 条地震剖面的研究结果, IBM 俯冲系统残留九州-帕劳海脊的厚度 ≥ 8 km^[45], 且 IBM 岛弧具有与九州-帕劳海脊相似的地壳结构^[36, 45]。因此, 本文设定 IBM 岛弧的边界为 8 km 岛弧地壳厚度等值线 (图 4)。岛弧东侧边界为 IBM 海沟。

对于只有一期弧后扩张的伊豆-博宁岛弧而言, 其岛弧宽度大, 博宁岛弧西侧边界与南北两侧边界平滑连接, 但是其东侧边界存在一个明显的内凹形态, 导致博宁岛弧处存在一个明显变窄的区段。对于存在两期弧后扩张的马里亚纳岛弧而言, 西马里亚纳岛弧宽度变化幅度较小; 但是东马里亚纳岛弧在马里亚纳海槽南端存在一个明显变窄的区段。南马里亚纳岛弧要窄于北马里亚纳岛弧。

从岛弧厚度的角度, 博宁岛弧厚度大于伊豆岛弧厚度, 而伊豆岛弧厚度大于马里亚纳岛弧厚度。

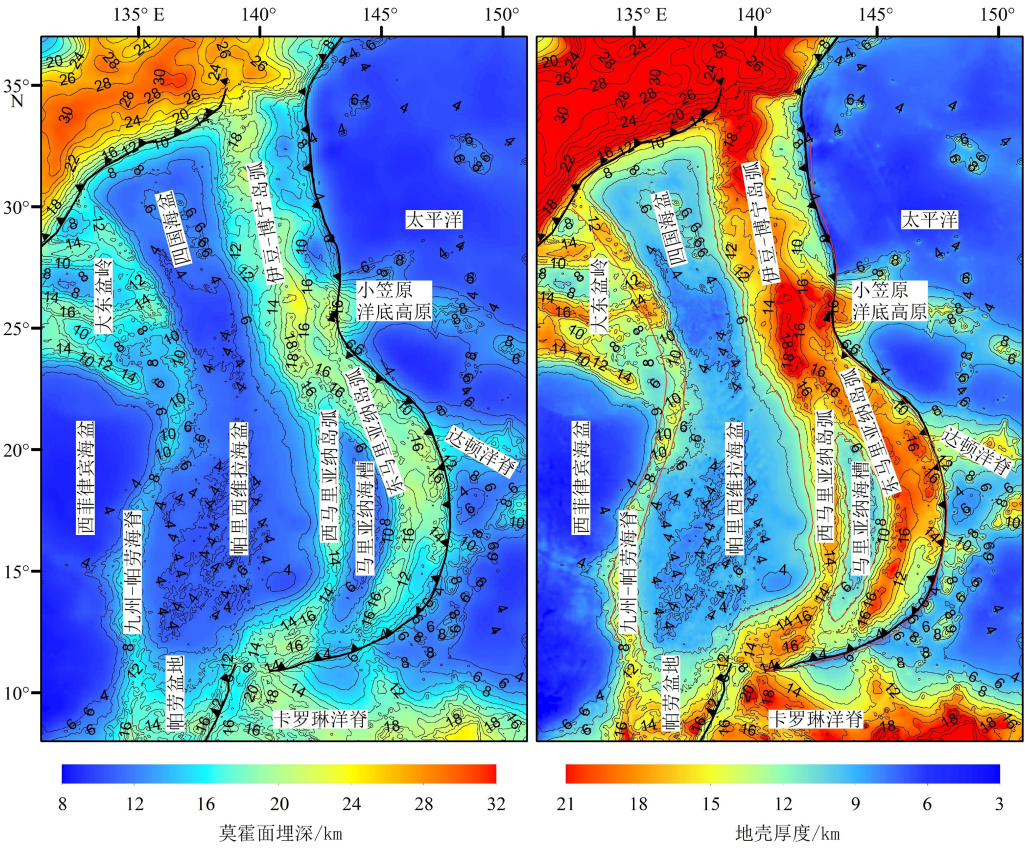


图 4 伊豆-博宁-马里亚纳俯冲带地壳厚度与莫霍面埋深分布图
细线为地壳厚度等值线, 红线为岛弧边界。

Fig.4 Crustal thickness and Moho depth variations of the Izu-Bonin-Mariana subduction zone
Thin lines are crustal thickness contours and red lines are arc boundaries.

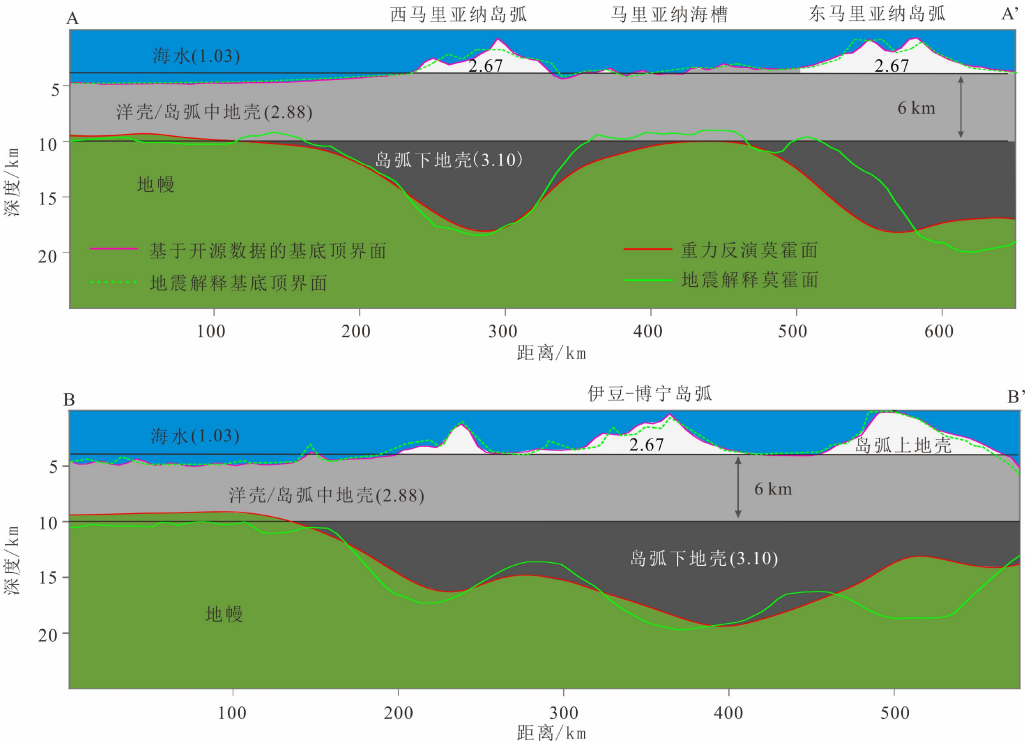


图 5 重力反演莫霍面与地震解释莫霍面沿剖面对比图
Fig.5 Comparison between gravity-based Moho and seismic-based Moho along two profiles

西马里亚纳岛弧厚度和宽度变化较小。但是, 东马里亚纳岛弧从北向南先增大再减小, 到马里亚纳海槽南端处变得最薄。

4 地球动力学分析

大洋岛弧地壳是在原有洋壳基础上, 通过长期岩浆活动形成的。需要指出的是, 在俯冲带演化的不同时期, 岛弧岩浆活动的活跃程度是不同的。而重力反演得到的是岛弧地壳现今厚度, 无法区分不同时期所形成岩浆的体量。因岛弧岩浆增生的形式有底侵、侵入和喷出等, 即便使用地震方法也无法准确刻画不同阶段新增岩浆的体量。因此, 利用本文的方法, 只能讨论自俯冲起始以来到现今的整个时间范围内, 岩浆活动对岛弧体积的影响。

为了量化分析 IBM 岛弧地壳厚度分布对俯冲动力学过程的指示, 本文计算了沿岛弧走向 1 km

范围内 IBM 岛弧地壳体积的分布情况, 得到了如图 6 所示的岛弧地壳体积沿走向的分布曲线。岛弧地壳体积的两个峰值分别位于小笠原洋底高原和达顿洋脊俯冲位置处, 最低值位于马里亚纳海槽南端; 伊豆段的岛弧地壳体积平均值与北马里亚纳段的平均值接近, 中马里亚纳整体上呈现由北向南递减的趋势, 而南马里亚纳段的平均体积最小。

相比于北侧伊豆岛弧和南侧北马里亚纳岛弧而言, 博宁岛弧地壳体积具有明显的升高; 而达顿洋脊俯冲位置岛弧体积的增大量, 没有博宁岛弧的增幅明显。因此, 岛弧地壳体积的变化量与俯冲洋底高原/洋脊的体量密切相关。海山因其密度低于正常大洋岩石圈和软流圈, 存在一定的负浮力。当输入板片上存在厚度和范围较大的海山或者洋底高原时, 显著的负浮力会阻止输入板片的向下俯冲^[14]。当海山或者洋底高原两侧的俯冲板片继续向下俯冲时, 海山与岛弧之间存在明显的挤压应力, 导致

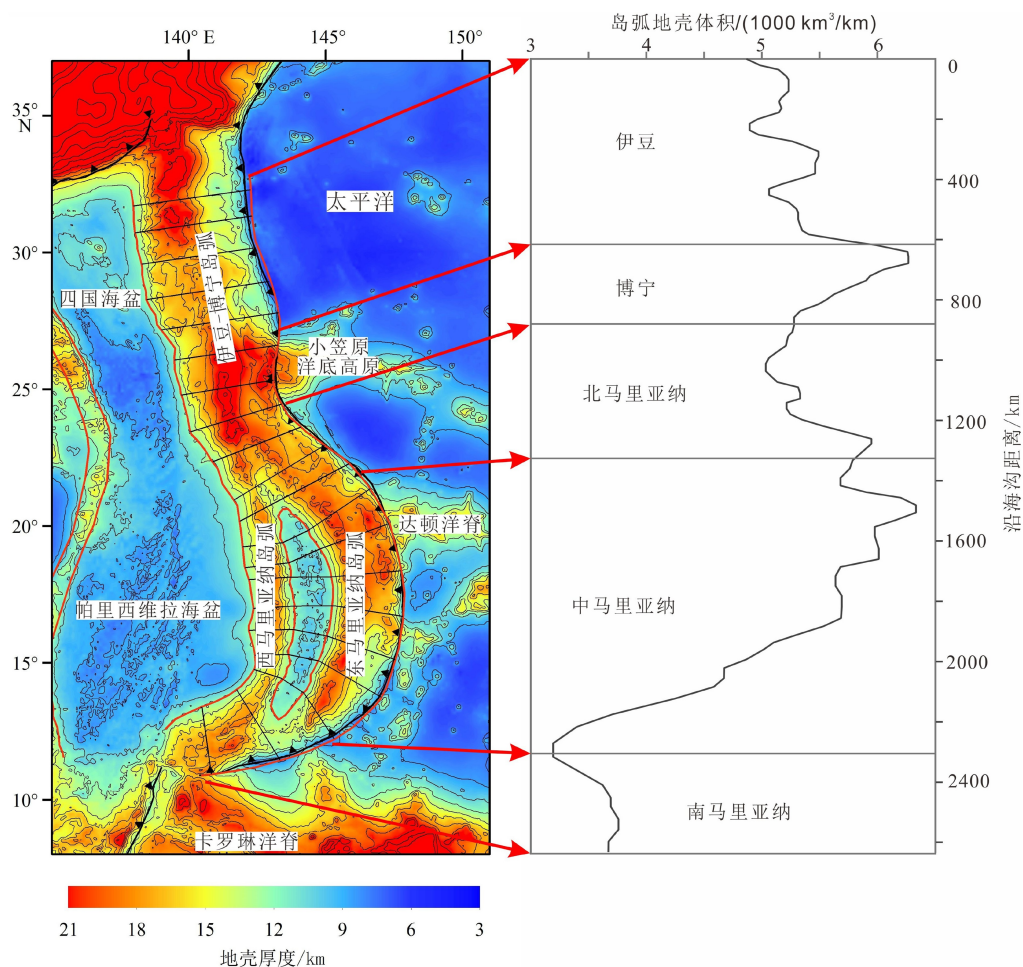


图 6 沿走向的伊豆-博宁-马里亚纳岛弧地壳体积分布
马里亚纳段岛弧地壳体积为东西马里亚纳岛弧地壳体积之和。

Fig.6 Izu-Bonin-Mariana crustal volume variations along strike

The crustal volume of central Mariana is the sum of east and west Mariana arc crust.

岛弧宽度减小、厚度增大^[15]。

伊豆-博宁-北马里亚纳段只有一期弧后扩张,而中马里亚纳段存在两期弧后扩张。存在一期弧后扩张的伊豆、博宁、北马里亚纳岛弧体积明显大于存在两期弧后扩张的中马里亚纳岛弧体积。说明弧后扩张能够显著影响岛弧体积增生量。数值模拟研究证实,在弧后扩张初期,弧后盆地下的地幔处于亏损状态,而该亏损地幔随着地幔流进入岛弧下方地幔楔,可以有效降低岛弧下熔融地幔的体量^[13]。鉴于马里亚纳海槽正处于扩张初期,海槽年龄不超过5 Ma,因此,该弧后活动导致了中马里亚纳岛弧地壳体积的减小。

5 结论

为了探讨洋底高原/洋脊俯冲、弧后扩张对岛弧岩浆活动的影响,本文基于卫星测高反演重力异常,在少量地震测线约束下,通过构建地球不同圈层的密度模型,反演得到了伊豆-博宁-马里亚纳俯冲系统的地壳厚度。在地震测线和重力反演结果共同约束下,厘定了岛弧边界,绘制出了伊豆-博宁-马里亚纳岛弧地壳体积沿走向的分布曲线。

岛弧地壳体积沿走向的分布特征表明:洋底高原或者海山因其负浮力的存在,当其到达海沟后,对岛弧的挤压作用导致岛弧变厚、变窄,且岛弧地壳体积的增大量与俯冲洋底高原/洋脊体量密切相关,弧后扩张初期可以显著减小岛弧岩浆增生体积。

致谢: 感谢澳大利亚悉尼大学 Maria Seton 博士在本文构思过程中提供的宝贵建议。

参考文献 (References)

- [1] Albarède F. The growth of continental crust [J]. *Tectonophysics*, 1998, 296(1-2): 1-14.
- [2] Reymer A, Schubert G. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth [J]. *Tectonics*, 1984, 3(1): 63-77.
- [3] Taylor S R. The origin and growth of continents [J]. *Tectonophysics*, 1967, 4(1): 17-34.
- [4] Suyehiro K, Takahashi N, Ariei Y, et al. Continental crust, crustal underplating, and low-*Q* upper mantle beneath an oceanic island arc [J]. *Science*, 1996, 272(5260): 390-392.
- [5] Tatsumi Y. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1989, 94(B4): 4697-4707.
- [6] Schmidt M W, Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 163(1-4): 361-379.
- [7] Van Keken P E, Hacker B R, Syracuse E M, et al. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2011, 116(B1): B01401.
- [8] Grove T L, Till C B, Lev E, et al. Kinematic variables and water transport control the formation and location of arc volcanoes [J]. *Nature*, 2009, 459(7247): 694-697.
- [9] 郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 等. 俯冲带中的水迁移 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2016, 59(4): 651-682. [ZHENG Yongfei, CHEN Renxu, XU Zheng, et al. The transport of water in subduction zones [J]. *Science China Earth Sciences*, 2016, 59(4): 651-682.]
- [10] Perrin A, Goes S, Prytulak J, et al. Mantle wedge temperatures and their potential relation to volcanic arc location [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 501: 67-77.
- [11] Turner S J, Langmuir C H, Katz R F, et al. Parental arc magma compositions dominantly controlled by mantle-wedge thermal structure [J]. *Nature Geoscience*, 2016, 9(10): 772-776.
- [12] Peacock S M. Thermal and petrologic structure of subduction zones [M]//Bebout G E, Scholl D W, Kirby S H, et al. Subduction: Top to Bottom. Washington, D.C.: Geophysical Monograph Series, 1996.
- [13] Magni V. The effects of back-arc spreading on arc magmatism [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 519: 141-151.
- [14] Mason W G, Moresi L, Betts P G, et al. Three-dimensional numerical models of the influence of a buoyant oceanic plateau on subduction zones [J]. *Tectonophysics*, 2010, 483(1-2): 71-79.
- [15] Wallace L M, McCaffrey R, Beavan J, et al. Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction [J]. *Geology*, 2005, 33(11): 857-860.
- [16] Harmon N, Blackman D K. Effects of plate boundary geometry and kinematics on mantle melting beneath the back-arc spreading centers along the Lau Basin [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 298(3-4): 334-346.
- [17] Sandwell D T, Müller R D, Smith W H F, et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure [J]. *Science*, 2014, 346(6205): 65-67.
- [18] Bai Y L, Li M, Wu S G, et al. Upper mantle density modelling for large-scale Moho gravity inversion: case study on the Atlantic Ocean [J]. *Geophysical Journal International*, 2019, 216(3): 2134-2147.
- [19] Bai Y L, Gui Z, Li M, et al. Crustal thickness over the NW Pacific and its tectonic implications [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, 185: 104050.
- [20] Wang T T, Lin J, Tucholke B, et al. Crustal thickness anomalies in the North Atlantic Ocean basin from gravity analysis [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2011, 12(3): Q0AE02.
- [21] Stern R J, Bloomer S H. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs [J]. *GSA Bulletin*, 1992, 104(12): 1621-1636.
- [22] Sdrolias M, Roest W R, Müller R D. An expression of Philippine Sea plate rotation: the Parece Vela and Shikoku Basins [J]. *Tectonophysics*, 2004, 394(1-2): 69-86.

- [23] Okino K, Ohara Y, Kasuga S, et al. The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins [J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(15): 2287-2290.
- [24] Ishizuka O, Hickey-Vargas R, Arculus R J, et al. Age of Izu-Bonin-Mariana arc basement [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 481: 80-90.
- [25] Arculus R J, Ishizuka O, Bogus K A, et al. A record of spontaneous subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana arc [J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(9): 728-733.
- [26] Reagan M K, Pearce J A, Petronotis K, et al. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling [J]. *International Geology Review*, 2017, 59(11): 1439-1450.
- [27] 吴时国, 范建柯, 董冬冬. 论菲律宾海板块大地构造分区[J]. *地质科学*, 2013, 48(3): 677-692. [WU Shiguo, FAN Jianke, DONG Dongdong. Discussion on the tectonic division of the Philippine Sea Plate [J]. *Chinese Journal of Geology*, 2013, 48(3): 677-692.]
- [28] Hickey-Vargas R. Basalt and tonalite from the Amami Plateau, northern West Philippine Basin: New Early Cretaceous ages and geochemical results, and their petrologic and tectonic implications [J]. *Island Arc*, 2005, 14(4): 653-665.
- [29] Amante C, Eakins B W. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis [DB/OL]. National Geophysical Data Center, NOAA, 2009. <http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/etop1.php>.
- [30] Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, et al. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(4): Q04006.
- [31] Clouard V, Bonneville A. Ages of seamounts, islands, and plateau on the Pacific plate [M]//Foulger G R, Natland J H, Presnall D C, et al. *Plates, Plumes and Paradigms*. Washington, DC: Geological Society of America, 2005.
- [32] Miller M S, Kennett B L N, Toy V G. Spatial and temporal evolution of the subducting Pacific plate structure along the western Pacific margin [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2006, 111(B2): B02401.
- [33] Straume E O, Gaina C, Medvedev S, et al. GlobSed: updated total sediment thickness in the world's oceans [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2019, 20(4): 1756-1772.
- [34] Tenzer R, Pavel N, Vladislav G. The bathymetric stripping corrections to gravity field quantities for a depth-dependent model of seawater density [J]. *Marine Geodesy*, 2012, 35(2): 198-220.
- [35] Sawyer D S. Total tectonic subsidence: A parameter for distinguishing crust type at the U.S. Atlantic continental margin [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1985, 90(B9): 7751-7769.
- [36] Takahashi N, Kodaira S, Klemperer S L, et al. Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc [J]. *Geology*, 2007, 35(3): 203-206.
- [37] Chappell A R, Kuszniir N J. Three-dimensional gravity inversion for Moho depth at rifted continental margins incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction [J]. *Geophysical Journal International*, 2008, 174(1): 1-13.
- [38] Bai Y L, Williams S E, Müller R D, et al. Mapping crustal thickness using marine gravity data: Methods and uncertainties [J]. *Geophysics*, 2014, 79(2): G27-G36.
- [39] Bai Y L, Dong D D, Kirby J F, et al. The effect of dynamic topography and gravity on lithospheric effective elastic thickness estimation: a case study [J]. *Geophysical Journal International*, 2018, 214(1): 623-634.
- [40] Isaak D G, Anderson O L, Goto T, et al. Elasticity of single-crystal forsterite measured to 1700 K [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1989, 94(B5): 5895-5906.
- [41] Forte A M, Woodward R L, Dziewonski A M. Joint inversions of seismic and geodynamic data for models of three-dimensional mantle heterogeneity [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1994, 99(B11): 21857-21877.
- [42] Schaeffer A J, Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone [J]. *Geophysical Journal International*, 2013, 194(1): 417-449.
- [43] Parker R L. The rapid calculation of potential anomalies [J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1973, 31(4): 447-455.
- [44] Takahashi N, Kodaira S, Tatsumi Y, et al. Structural variations of arc crusts and rifted margins in the southern Izu-Ogasawara arc-back arc system [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2009, 10(9): Q09X08.
- [45] Nishizawa A, Kaneda K, Oikawa M. Crust and uppermost mantle structure of the Kyushu-Palau Ridge, remnant arc on the Philippine Sea plate [J]. *Earth, Planets and Space*, 2016, 68: 30.