

胡立天, 郝天珧, 邢健等. 2016. 中国海—西太平洋莫霍面深度分布特征及其地质意义. 地球物理学报, 59(3):871-883, doi: 10.6038/cjg20160310.

Hu L T, Hao T Y, Xing J, et al. 2016. The Moho depth in the China Sea-West Pacific and its geological implications. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 59(3):871-883, doi:10.6038/cjg20160310.

# 中国海—西太平洋莫霍面深度分布特征及其地质意义

胡立天<sup>1,2</sup>, 郝天珧<sup>1\*</sup>, 邢健<sup>1,2</sup>, 胡卫剑<sup>1</sup>, SUH Man-Cheol<sup>3</sup>, KIM Kwang-Hee<sup>4</sup>

1 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院油气资源研究重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 Kongju National University, Gongju-si, Chungcheongnam-do 314-701, Republic of Korea

4 Department of Geological Sciences, Pusan National University, Busan 609-735, Republic of Korea

**摘要** 中国海—西太平洋位于欧亚板块、印澳板块和太平洋板块的交汇处, 构造运动剧烈, 地质情况复杂, 是认识板块运动、洋陆相互作用、物质交换和能量传递不可多得的窗口, 而莫霍面深度对于研究壳幔结构以及深部动力过程有着重要的意义. 本文使用最新的覆盖全球的重力和地形数据, 收集了深地震测深、多道地震测深等剖面 183 条, 数字化得到 2982 个控制点, 使用带控制点的三维界面反演方法来约束反演过程, 得到中国海—西太平洋莫霍面深度, 由莫霍面形态分析可知大洋板块的俯冲和印澳板块与欧亚板块的碰撞对西太平洋边缘海的形成演化有着重要作用. 结合地热、岩石圈厚度、地震活动等地质地球物理资料, 分析得知研究区内各个海域莫霍深度和地壳性质的变化是处于不同构造演化阶段的表现. 并在马里亚纳沟弧盆拟合一条重力 2.5 维剖面, 结果表明热物质上涌导致了马里亚纳海槽处地幔密度减小, 马里亚纳海槽以及帕里西维拉海盆到西马里亚纳海岭的下地壳高密度异常是由残留的岩浆岩引起的.

**关键词** 中国海—西太平洋; 莫霍面深度; 带控制点的三维界面反演

doi:10.6038/cjg20160310

中图分类号 P738

收稿日期 2015-07-14, 2015-11-22 收修定稿

## The Moho depth in the China Sea-West Pacific and its geological implications

HU Li-Tian<sup>1,2</sup>, HAO Tian-Yao<sup>1\*</sup>, XING Jian<sup>1,2</sup>, HU Wei-Jian<sup>1</sup>, SUH Man-Cheol<sup>3</sup>, KIM Kwang-Hee<sup>4</sup>

1 Key Laboratory of Petroleum Resources Research, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

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

3 Kongju National University, Gongju-si, Chungcheongnam-do 314-701, Republic of Korea

4 Department of Geological Sciences, Pusan National University, Busan 609-735, Republic of Korea

**Abstract** The China Sea-West Pacific is the junction among Eurasian Plate, Indo-Australian Plate and Pacific Plate. The intense interaction produces many trenches and marginal seas. The various geological structures such as the active continental margins (Ryukyu Trench and Okinawa Trough) and passive continental margins (the northern South China Sea) make it an important

**基金项目** 国家油气重大专项(2011ZX05008), 地质调查海洋地质保障工程项目(GZH200900504-207), 中科院专项(XDB06030200), 科技部专项(2013YQ120357), 国家重大科研装备研制项目(ZDYZ2012-1-08-01, ZDYZ2012-1-08-04, ZDYZ2012-1-08-05)及国家自然科学基金项目(41210005, 41374139, 41304079, 41476033, 41404050, 41404114, 91428204)共同资助.

**作者简介** 胡立天, 男 1989 年生, 2011 年毕业于中国海洋大学勘查技术与工程专业, 现为中国科学院地质与地球物理研究所在读博士, 主要从事重力资料处理与解释方面的研究. E-mail: hulitian@hotmail.com

\* **通讯作者** 郝天珧, 女, 1957 年生, 中国科学院地质与地球物理研究所研究员, 主要从事海、陆油气盆地综合地球物理研究. E-mail: tyhao@mail.iggcas.ac.cn

place to study the tectonic movement and interaction between ocean and continent. So we calculate the Moho depth as it has always been one of major issues in research on the structure of lithosphere and tectonic movement.

We collect last satellite gravity and terrain data, as well as 183 control profiles, including multichannel seismic(MCS), oceanbottom seismometer(OBS) and so on. To get the gravity anomaly which is caused by the Moho interface, we deal with the satellite data by means of complete Bouguer correction, Glennie correction and other procedures. Then we digitalize these profiles to obtain 2982 control points which restrain the inversion result, using the method of three-dimensional density interface with control points. Considering that the geological structure changes a lot in the research area, we divide the whole area into 5 partitions and use different inversion parameters in each partition to calculate the Moho depth. After suturing the 5 partition inversion results together, we get the Moho depth in the China Sea-West Pacific. Combining the structure from the seismic result, we calculate a 2.5D gravity profile in the Mariana trench-arc-basin system finally.

According to the crustal structure and the distribution of the Moho depth, we summarize the characteristics of the Moho depth in each region and conclude that the oceanic plate subduction plays a major role in west Pacific marginal seas formation and the Moho lifting of east Asian continent. The collision between the Indo-Australian Plate and Pacific Plate is also an important factor for the evolution of the marginal sea in east Eurasian Plate, but it has little influence on the Philippine Sea Plate. Combining the heat flow, lithosphere depth and historic earthquakes, we think the change of Moho depth and crustal properties are due to different era of tectonic evolutions which includes newborn, childhood, youth, mature and extinct era. From the gravity profile, we conclude that the mantle density in the Mariana Trough decreases because of the hot material upwelling, and the high-density lower crust in the Mariana Trough and Parece Vela basin is due to the remains of arc magmatic.

**Keywords** China Sea-West Pacific; Moho depth; Three-dimensional density interface with control points

## 1 引言

中国海—西太平洋位于欧亚板块、印澳板块和太平洋板块的交汇处,三大板块之间强烈的相互作用使其发育了众多的火山活动带、地震活动带和活动断裂带.丰富多彩的地质现象使中国海—西太平洋地区成为认识板块运动、洋陆相互作用、物质交换、能量传递不可多得的窗口.

莫霍面是地壳与地幔的分界面,莫霍面深度的研究对壳幔结构以及深层动力学有着重要意义,许多学者曾针对中国海陆莫霍面的分布特征做了大量研究工作.冯锐(1985)根据我国 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的平均布格重力异常,采用Parker-Oldenburg法反演了大陆地区的地壳厚度;刘光鼎(1992)第一次将我国海、陆结合在一起,编绘了中国海区及邻域莫霍面深度图;曾

融生等(1995)根据中国大陆深地震测深剖面工作的结果、天然地震面波与其他资料,绘制了中国大陆莫霍面深度图,使其精度有了较大提升;滕吉文等(2002)在前人工作基础上根据人工源深地震探测剖面及其他构造结果,得到了东亚大陆及周边海域莫霍面深度分布和构造格局;高星等(2005)曾尝试利用三分量地震波形记录,应用转换函数及快速模拟退火算法对地震台站下的地壳横波速度结构进行了反演,获得了中国及邻区地壳厚度分布;蔡学林等(2007)根据163条地震测深剖面,编制了中国及邻区地壳厚度分布图;郝天珧等(2014)以地震测深等剖面为约束,使用重力数据编绘了中国海陆1:500万莫霍面深度图.总体看来,目前对于中国及其邻区莫霍面分布特征的研究仍以陆区为主,这与海区实测剖面数据较少有着密切的关系.但随着近年来对洋陆相互作用研究的不断深入,很多陆区重要科学

问题(如华北克拉通的破坏)的最终认识也需要海区的地球物理证据,海域莫霍面深度分布特征对于探索宏观构造格架和海陆相互作用有着重要意义. 本文在前人工作的基础上,以覆盖全球的水深和重力数据为基础,结合研究区内大量地质地球物理资料,使用 2982 个控制点约束反演过程,计算出中国海—西太平洋莫霍面深度,并以此为基础分析莫霍面深度分布特征及其蕴含的地质意义.

## 2 数据来源与使用

本次研究区范围如图 1 所示(105°E, 117°E—150°E, 2°N—26°N, 42°N), 包含了少量的陆区(如中国东部大陆、朝鲜半岛、中南半岛等)、众多边缘海和海沟,其中有以琉球海沟—冲绳海槽为代表的主动大陆边缘和以中国南海北部陆缘为代表的被动大陆边缘,地质构造丰富多彩,是研究板块构造运动以及洋陆相互作用的天然实验室.

### 2.1 重力与地形数据

由于研究范围很大,因此使用覆盖全球最新的

卫星重力与地形数据(表 1)来反演莫霍面深度,在对数据质量进行分析评价的基础上,选择最新发布、精度最高的 S&S V22.1 Global Anomaly、Liz Global Anomaly、S&S V16.1 Global Topography、SRTM30\_PLUS V9.0 和 NOAA 的 656 个航测重力资料点和 849 个航测水深资料点进行比较,采用“三观测列 STD 法”(杨金玉等, 2014)进行偏差分析(表 2、表 3). 结果表明 S&S V22.1 的卫星重力数据和 SRTM30\_PLUS V9.0 的水深数据精度更优. 杨金玉等(2014)采用三观测列法对应用广泛的卫星测高数据 S&S、DNSC08GRA 与船载数据进行对比,认为 S&S 无论从分辨率还是数据精度上都足以满足小比例尺编图要求,因此用于本文的重力改正与莫霍面深度反演.

### 2.2 控制点数据

重力反演的多解性问题会造成反演结果的不准确,为使反演结果更加逼近于真实地质情况,收集和整理了世界各国一系列地质、地球物理调查资料与研究成果,包括多道地震探测(MCS)和海底地震仪(OBS)测深等剖面 183 条,莫霍面与地壳厚度图件

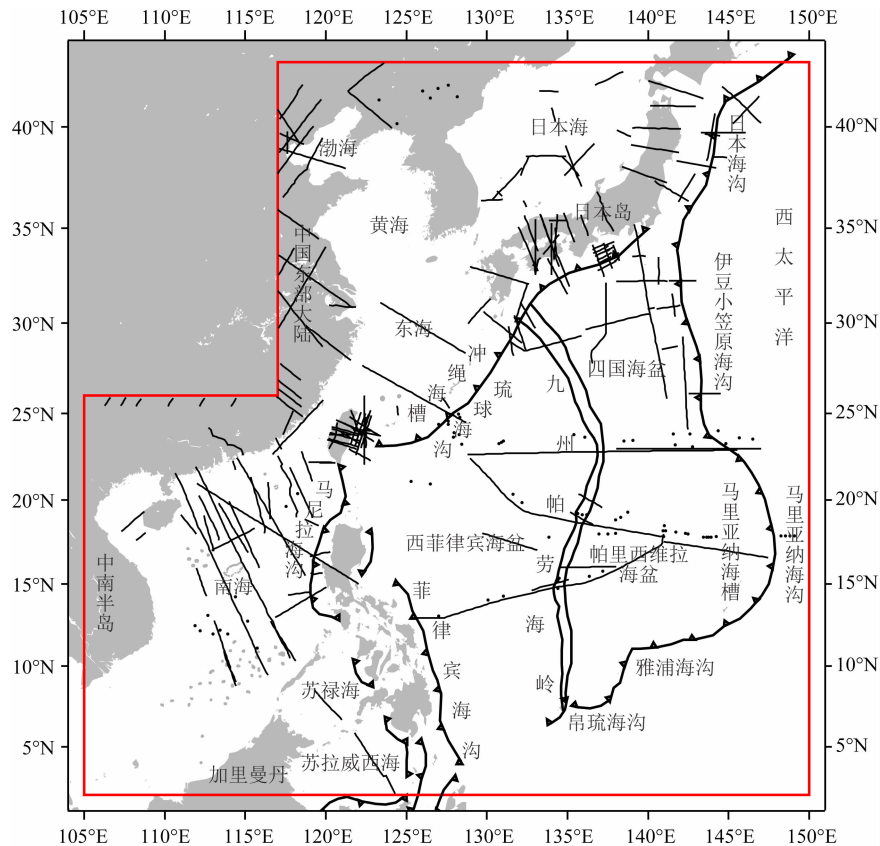


图 1 研究区范围及控制点剖面位置

红框为研究区范围,黑线为控制点剖面,黑点为声纳浮标等控制点,带三角的黑线为海沟.

Fig. 1 The research area and location of reference profiles

Red frame is research area, black line is reference profile, black dot is reference dot, black line with triangles is trench.

表 1 全球重力异常与地形数据信息

Table 1 The information of global gravity anomalies and topography data

名称	来源	精度	地形	重力
S&S V22.1 Global Anomaly	加利福尼亚大学圣迭戈分校, Scripps 海洋研究所(SIO) http://topex.ucsd.edu/index.html	1'×1'		✓
Leeds Global Anomaly	英国 Leeds 大学地球物理中心 <sup>1)</sup>	2'×2'		✓
S&S V16.1 Global Topography	加利福尼亚大学圣迭戈分校, Scripps 海洋研究所(SIO) http://topex.ucsd.edu/index.html	1'×1'	✓	
SRTM30_PLUS	加利福尼亚大学圣迭戈分校, Scripps 海洋研究所(SIO) http://topex.ucsd.edu/index.html	0.5'×0.5'	✓	
ETOPO1	美国国家海洋大气管理局(NOAA) http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html?dbase=GRDET2	1'×1'	✓	
SRTM	美国地质勘探局(USGS)http://dds.cr.usgs.gov/srtm/	3"×3"	✓	
GTOPO30	美国地质勘探局(USGS)https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30	0.5'×0.5'	✓	
SRTM30	美国地质勘探局(USGS) http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM30/	0.5'×0.5'	✓	

表 2 重力数据偏差分析

Table 2 Variance analysis of the gravity data

重力数据	互相之间的标准差/mGal			数据本身标准差/mGal
	Leeds	S&S V22.1	航测	
Leeds	/	3.7684	10.5032	2.7729
S&S V22.1	/	/	10.4472	2.5518
航测	/	/	/	10.1308

表 3 水深数据偏差分析

Table 3 Variance analysis of topography data

水深数据	互相之间的标准差/m			数据本身标准差/m
	SRTM30_PLUS V9.0	S&S V16.1	航测	
SRTM30_PLUS V9.0	/	65.0883	60.3188	24.9659
S&S V16.1	/	/	95.5062	69.7121
航测	/	/	/	65.2813

表 4 控制点精度评价标准表及数目

Table 4 The evaluation criterion and number of the control points

精度标准	资料类型	控制点数目
高	多道地震探测剖面(海上)、海陆联测剖面、人工地震测深、OBS 剖面、综合探测剖面、OBH 剖面	1728
较高	天然地震、声纳浮标	249
中	MT 剖面、重磁剖面	525
低	地震层析成像	480

1) 中国地质调查局发展研究中心提供。

24 幅,通过统一的投影、数字化等一系列处理,得到控制点 2982 个,用于约束反演.通过对反演结果进行偏差分析,使最终莫霍面反演结果与控制剖面拟合最好,更加逼近于真实值.图 1 中黑线为控制点剖面位置,黑点为声纳浮标等控制点位置,表 4 为控制点精度评价标准及数目.

### 3 莫霍面深度反演和偏差分析

#### 3.1 重力改正

卫星重力异常是海水、地形等效应的叠加,为提取莫霍面起伏引起的重力异常,不仅需要进行各种重力改正,还要滤去浅部地质体的重力影响,才能得到莫霍面起伏引起的剩余重力异常,用于最后的莫霍面反演.

##### 3.1.1 完全布格改正

在海底地形变化大、起伏剧烈的边缘海和大洋地区,需要进行完全布格改正来消除海底地形的影响,更为准确地反映海域布格重力异常.本次研究涉及的区域大部分为海区,因此使用吕川川等(2009)的方法,对重力异常点 166.7 km 以内的地形进行分块处理,完成全布格改正.

##### 3.1.2 格莱尼改正

格莱尼重力异常是经布格改正、格莱尼改正后得到的重力异常,布格改正(地形改正到 166.7 km)消除了 166.7 km 之内地形的影响,格莱尼改正消除了 166.7 km 之外地形与补偿质量的影响.因此格莱尼重力异常消除了全球地形质量的影响和 166.7 km 以外补偿质量的影响,可以认为它是

166.7 km 以内的深部和浅部异常质量的重力效应,更适宜用来研究地壳和岩石圈结构(金翔龙和高金耀, 2001). 最终得到用于反演的格莱尼异常网格间距为 20 km.

### 3.2 反演分区

研究区范围较大, 欧亚板块、菲律宾海板块和太平洋板块三大板块的相互作用形成了多个构造单元, 莫霍面的分布特征十分复杂, 不同地区莫霍面深度、壳幔密度差都有所差异, 若全图使用单一的参数反演, 无法获得最佳的反演效果. 因此研究中进行分区处理, 参考前人研究结果, 结合构造历史、莫霍深度、大地热流值、震源信息等, 将研究区划分为 5 个分区和 5 个次级分区, 每个分区中莫霍面起伏平缓、壳幔密度变化不大, 分区与分区之间大多以莫霍面起伏大、变化剧烈的地区(如海沟)作为分界线, 这样在反演过程中每个分区根据各自的控制点分别选取莫霍基准面深度与密度差进行计算, 增加了分区反演结果的可靠性. 同时为了使分区结果容易拼接, 相邻分区需要有一定范围的重叠, 分区示意图如图 2 所示, 各分区名称如表 7 所示.

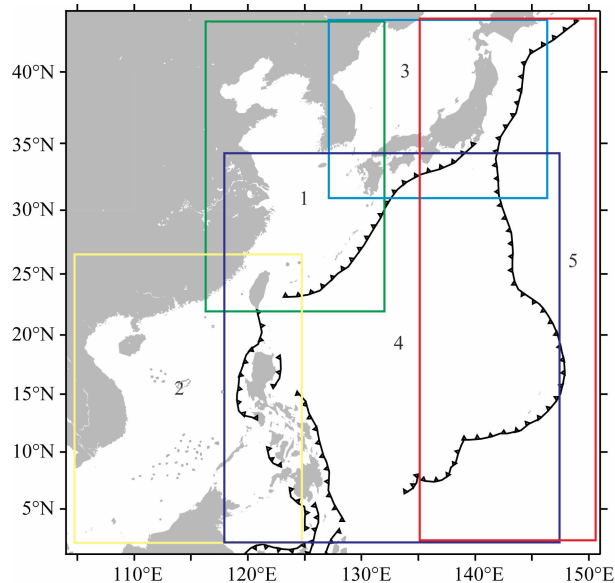


图 2 中国海—西太平洋莫霍面深度反演分区

- 1 中国东部大陆及东部海域; 2 南海及周边地区;  
3 日本海和日本岛; 4 菲律宾海; 5 西太平洋.

Fig. 2 Regional inversion partitions of the China Sea and West Pacific Ocean Moho depth

- 1 East China continent; 2 South China Sea and its sounding area; 3 Japan Sea and Japan Island; 4 Philippine Sea; 5 West Pacific Ocean.

### 3.3 偏差分析

为了评价反演结果的可靠性, 将莫霍面反演结

果和控制点资料进行偏差分析, 并且比较其正演值与重力异常的差值, 以平均偏差、标准偏差和正演差值作为衡量反演结果的可靠性和准确度的标准.

将莫霍面深度的反演结果与某一点的实际地震测深结果的差值定义为偏差, 用  $X_i$  表示, 即  $X_i = X_{\text{反演}} - X_{\text{地震测深}}$ . 平均偏差为偏差的平均值, 以  $\delta$  表示,

表达式为  $\delta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i$ , 其中  $n$  为控制点个数. 标准偏

差用  $\sigma$  表示, 其表达式为  $\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \delta)^2}$ .

### 3.4 异常场分离与反演结果的选取

反演莫霍面深度需要进行场分离, 划分出莫霍起伏引起的重力异常. 常用的场分离法包括补偿圆滑滤波(侯重初, 1981)、正则化滤波法、小波分析(侯遵泽和杨文采, 1997; 杨文采等, 2001; 徐科军和李永三, 2003; 张会战等, 2006; 邱宁等, 2007)等. 然而, “区域场”与“局部场”都没有严格的定义, 在地质上, 区域场代表的是深部场源引起的重力异常, 在数学上, 区域场是波数域的低频段, 二者没有严格的对应关系, 因此无法很好地分离出区域场和局部场. 现在一般根据位场频谱理论, 由功率谱斜率估算所分离区域场的对应场源深度, 通过与反演区先验信息的比对确定每种滤波方法的最好结果(侯重初和李保国, 1988; 李成立等, 1998; 戴伟铭, 2010). 但是如何选取不同滤波方法中最好的结果依然是个难题.

为了解决以上问题, 采用带控制点的三维界面反演算法(胡立天和郝天珧, 2014)来约束密度差和基准面的选取, 通过对不同滤波方法的反演结果与控制点的偏差分析, 结合先验信息, 选取偏差最小的作为最终滤波结果和反演结果, 使反演结果和控制点资料拟合最好. 下面以分区 3 中的日本海次级分区为例进行说明.

日本海位于朝鲜半岛和日本岛之间, 其莫霍面可从 20 多公里变化到海盆最浅处的 10 km 左右, 其西部的朝鲜半岛属于陆壳, 东部和南部的日本岛弧处于板块碰撞的边界上, 莫霍面深度变化剧烈, 因此将日本海作为一个分区进行莫霍反演. 研究中收集前人所做的许多地震剖面(Ludwig et al., 1975; Chung et al., 1990; Hirata et al., 1992; Kurashimo et al., 1996; Lee et al., 1999; Nishizawa and Asada, 1999; Kim et al., 2003; Sato et al., 2006), 将这些剖面数字化, 作为控制点来约束反演, 控制点间距为 20 km.

由地震及其他地质地球资料估计日本海平均深

度为 18~23 km 左右,采用的滤波方法包括正则化滤波、补偿圆滑滤波、小波分析,经过功率谱计算,挑选出每一种滤波方法得出的最合适结果. 然后采用带控制点的三维界面反演算法对每种结果分别反演并进行偏差分析. 以正则化滤波结果的反演过程为例(表 5),可看出随着迭代次数的增加,界面密度差和基准面深度逐渐趋于稳定并且偏差逐渐变小,说明在逐步迭代中计算出最合适的界面密度差和基准面深度,使反演结果和控制点拟合最好.

控制点位置、三种滤波结果和反演结果如图 3、4、5 所示,功率谱结果和偏差分析如表 6 所示. 由反演结果和偏差分析可知,正则化滤波反演结果最光滑连续,没有小的封闭曲线,更加适合作为重力数据反演的莫霍面结果;并且在三种反演结果的正演差

值很小的情况下,正则化滤波反演结果的标准偏差和平均偏差最小,说明其与控制点拟合最好. 基于以上原因,日本海次级分区的莫霍深度选取正则化滤波的反演结果.

本次研究采用以上流程对各个分区分别进行莫霍面反演,由于西太平洋分区的控制点较少并且大多分布在莫霍变化剧烈的海沟处,使用带控制点的三维界面反演算法反演效果并不好,所以在西太平洋地区使用 Parker-Oldenburg 界面反演方法(Parker, 1973; Oldenburg, 1974),各分区采用的滤波方式、反演方法和偏差分析如表 7 所示. 各分区反演结果利用 Geosoft 软件的混合法或缝合法网格拼接后得到中国海—西太平洋莫霍面深度图(图 6). 抽取南海与日本海中两条地震剖面(Kurashimo

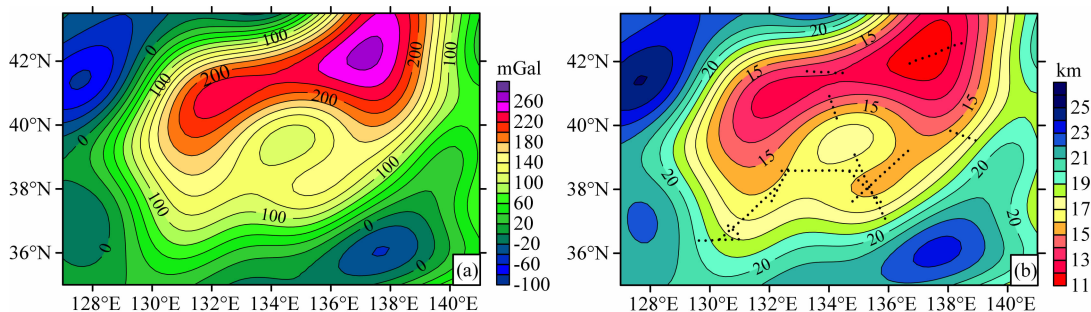


图 3 正则化滤波结果(a)与反演结果(b, 黑点为控制点位置)

Fig. 3 Regularization filtering result (a) and its inversion result (b, black dots are reference points location)

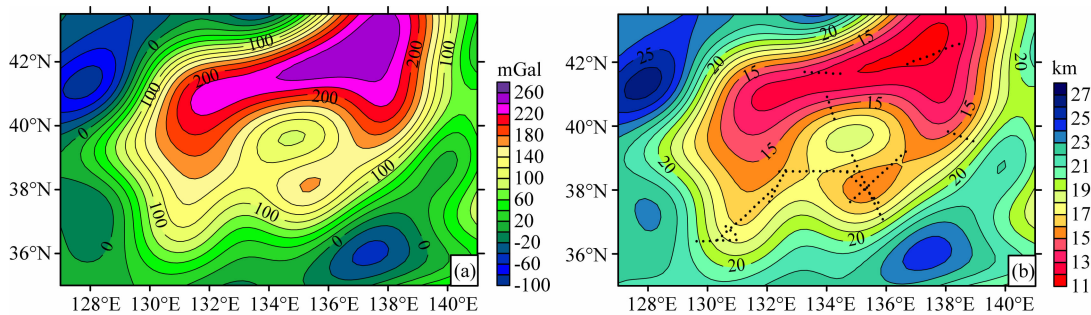


图 4 补偿圆滑滤波(a)与反演结果(b, 黑点为控制点位置)

Fig. 4 Smooth compensation filtering (a) and its inversion result (b, black dots are reference points location)

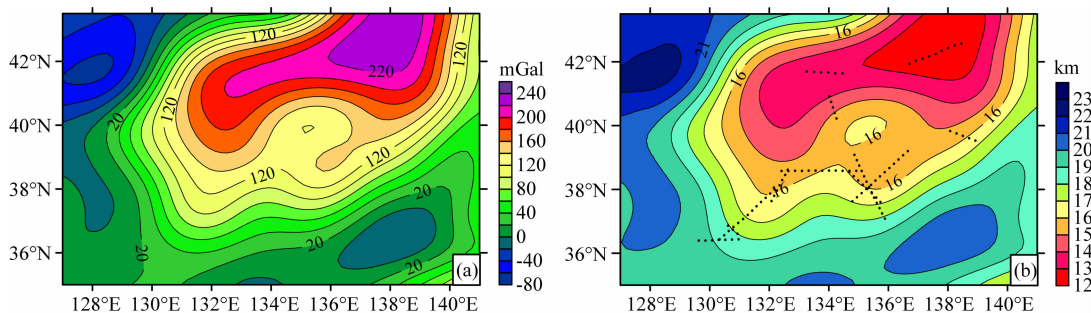


图 5 小波分析滤波(a)与反演结果(b, 黑点为控制点位置)

Fig. 5 Wavelet analysis filtering (a) and its inversion result (b, black dots are reference points location)

表 5 正则化滤波结果每次迭代的偏差分析和反演参数

Table 5 The variance analysis and inversion parameters of regularization filtering results

	莫霍基准面深度 (km)	界面密度差 ( $g \cdot cm^{-3}$ )	平均偏差 (km)	标准偏差 (km)	正演差值 (mGal)
初始	32.7208	-0.0840	11.1392	15.896	2.1823
第一次迭代	32.6870	0.6127	1.2536	6.5749	1.1002
第二次迭代	32.6678	0.5999	0.1435	1.2434	0.0124

表 6 三种滤波方法的功率谱和反演结果的偏差分析

Table 6 The power spectrums of three filtering results and variance analysis

滤波方法	功率谱计算平均深度 (km)	反演结果偏差分析		
		平均偏差 (km)	标准偏差 (km)	正演差值 (mGal)
正则化滤波	20	0.1435	1.2434	0.0124
补偿圆滑滤波	19	0.1680	1.2518	0.0148
小波分析	22	0.2193	1.8705	0.0046

表 7 各分区所选区域场分离方法和反演参数

Table 7 Gravity field separation methods and inversion parameters in each partition

分区编号及名称	次级分区	区域场分离方法			反演方法		偏差分析		
		正则化滤波	补偿圆滑滤波	小波分析	带控制点的界面反演法	Parker 反演法	平均偏差 (km)	标准偏差 (km)	正演差值 (mGal)
1 中国东部大陆及东部海域		✓			✓		0.1445	0.8880	0.0526
	大陆地区及加里曼丹	✓			✓		-0.2054	1.1468	0.6714
2 南海及周边地区	南海		✓		✓		-0.0123	1.1270	0.0024
	苏禄海和苏拉威西海			✓	✓		0.1703	1.5441	0.0002
3 日本海和日本岛	日本海	✓			✓		0.1435	1.2434	0.0124
	日本岛		✓		✓		0.0534	1.2076	0.5828
4 菲律宾海			✓		✓		-0.4102	1.7302	0.4652
5 西太平洋			✓			✓	\	\	1.7823

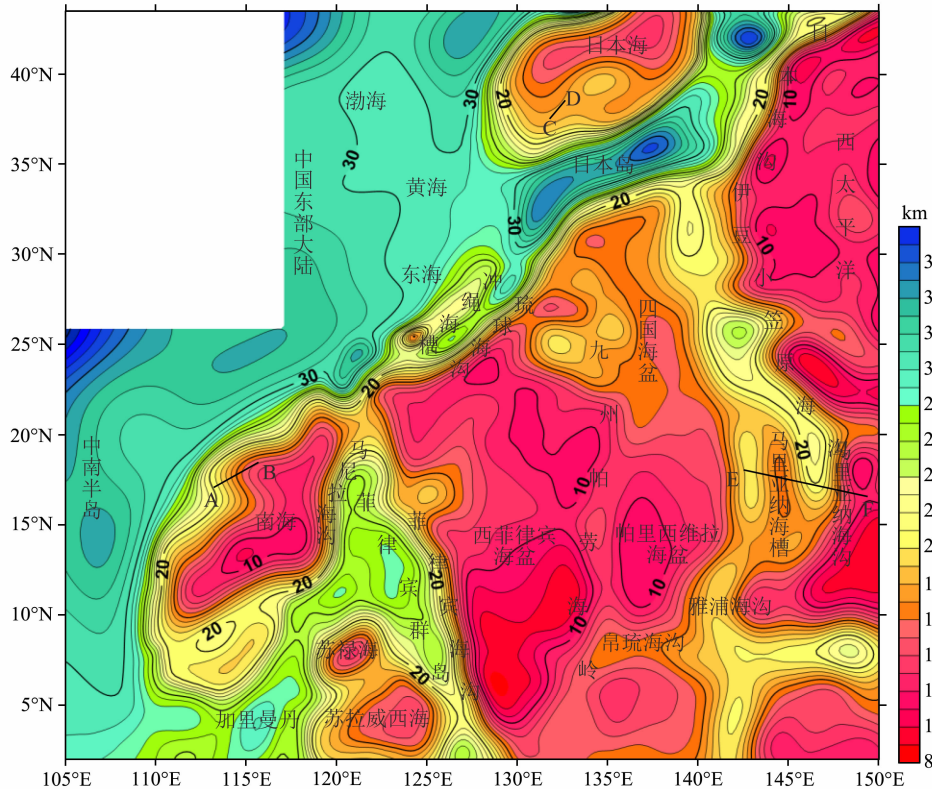


图 6 中国海—西太平洋莫霍深度图

Fig. 6 China Sea and West Pacific Ocean Moho depth map

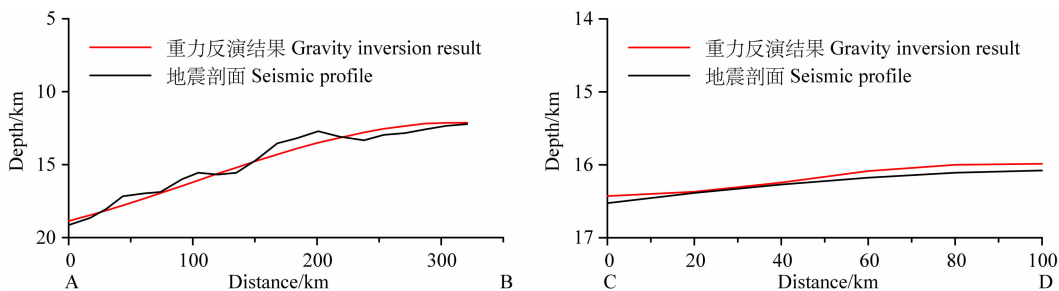


图7 重力反演结果与地震剖面比较

Fig. 7 The comparison of gravity inversion result and seismic profile

et al., 1996; 敖威等, 2012)与重力反演结果进行偏差分析(图7),剖面A-B平均偏差0.321 km,标准偏差0.755 km,剖面C-D平均偏差0.124 km,标准偏差0.257 km,说明重力反演结果与地震剖面拟合良好。

## 4 莫霍面深度分布特征及其地质意义

### 4.1 莫霍面深度分布特征

研究范围内莫霍面深度变化较大,大陆地区莫霍面较深,为30~38 km,变化较缓,向东部逐渐抬升;海区莫霍面较浅,最浅只有8~9 km。欧亚板块、菲律宾海板块和太平洋板块以日本岛—冲绳海槽—菲律宾群岛和伊豆—小笠原—马里亚纳岛弧两条巨型梯级带为界,众多的海沟、海槽以及岛弧地区位于这两处莫霍梯级带上,反映了三大板块之间强烈的构造应力作用。

#### (1) 大陆地区

研究范围内大陆地区包括朝鲜半岛、中国东部大陆和中南半岛。莫霍面深度为30~38 km,属于陆壳,等值线大致平行于海岸线,变化较缓,向海区逐渐减小。

#### (2) 渤海及黄海海域

渤海和黄海海域莫霍面深度为29~30 km,属于陆壳,起伏不大,变化较缓,比周围的华北平原、辽东湾、朝鲜半岛地区的莫霍面浅,向东南方向逐渐抬升。

#### (3) 东海海域

东海海域莫霍面深度为14~31 km,向东南方向逐步抬升,可分为两个区域:西部大陆架地区和东部冲绳海槽区。大陆架地区莫霍面深度起伏不大,由大陆地区的30 km向东南方向减薄至25 km,属于陆壳;冲绳海槽区莫霍面急剧抬升,地壳性质由减薄陆壳向初始洋壳转变,在海槽南部的中央裂谷已经

出现新生洋壳(Zeng et al., 2010; 李家彪等, 2013),莫霍深度最浅处为14 km。

#### (4) 南海海域

南海海域莫霍面深度为9~31 km,变化复杂,可分为陆壳、洋壳和过渡性地壳。陆壳分布于南海南部、西部和北部,莫霍面深度为25~30 km,向海盆逐渐抬升,其中南沙群岛莫霍面较浅,深度为20~22 km;过渡性地壳分布于南海北部、西部和南部陆坡,莫霍面深度为12~25 km,变化剧烈,是明显的梯级带;洋壳分布于海盆区,莫霍面变化缓慢,深度为9~12 km,西南海盆较中央海盆稍浅。

#### (5) 苏禄海与苏拉威西海域

苏禄海莫霍面变化剧烈,莫霍面深度为12~16 km,等值线呈同心圆分布,海盆存在洋壳;苏拉威西莫霍面较为平缓,深度为13~15 km,海盆处莫霍面变化较缓,存在洋壳。海域周边莫霍面变化剧烈,向西至加里曼丹岛迅速增至24 km以上,北部与东部俯冲于吕宋—棉兰老岛之下。

#### (6) 吕宋—棉兰老岛

由吕宋岛、棉兰老岛等一系列群岛组成,夹于马尼拉海沟和菲律宾海沟之间,东部为菲律宾海向西俯冲,西部为南海、苏禄海和苏拉威西海向东俯冲,莫霍面深度为20~28 km。

#### (7) 日本海域

日本海莫霍面深度为12~25 km,盆地内变化较缓,向西到朝鲜半岛以及向东南到日本岛迅速增至30 km,分为陆壳、洋壳和减薄的陆壳(任建业, 2008)。日本海盆地为洋壳,深度为12~14 km,东部较浅;对马海盆和大和海盆为减薄的陆壳,深度为14~17 km;大和海脊为陆壳,深度为16~17 km。

#### (8) 日本群岛

日本群岛由南部的菲律宾海板块向北沿(日本)南海海槽向欧亚板块俯冲,以及东部的太平洋板块向西沿日本海沟、伊豆小笠原海沟向欧亚板块俯冲



形成,莫霍面深度在 30 km 以上,变化剧烈,并存在双莫霍面现象。

#### (9) 菲律宾海

西菲律宾海盆、帕里西维拉海盆和四国海盆莫霍面深度较浅、变化较缓,除北部的大东海岭和冲-大东海岭外,均小于 15 km,在西菲律宾海海盆南部可小于 10 km,大东海岭及冲-大东海岭处莫霍面深度较深,可达 16~18 km;伊豆—小笠原—马里亚纳海岭处以东至伊豆—小笠原—马里亚纳海沟(IBM)莫霍面深度为 14~26 km,变化剧烈,马里亚纳海槽处有洋壳产生。

#### (10) 西太平洋

西太平洋板块向西沿日本海沟、伊豆—小笠原海沟、马里亚纳海沟、雅浦海沟、帛琉海沟等多处海沟俯冲于菲律宾海板块和欧亚板块之下,海沟处莫霍面深度变化复杂;海沟以东除加罗琳海脊外莫霍面深度为 10~14 km,变化较缓,加罗琳海脊莫霍较深,为 16~22 km。

### 4.2 地质意义

本次研究区位于环太平洋地震带的西半环,是欧亚板块、印澳板块和西太平洋板块相互作用的产物,是研究板块运动、岩石圈结构的天然地区。而莫霍面记录了作为岩石圈重要组成部分的地壳的演化历史,对深部动力学研究有着重要作用。

由莫霍深度分布可知研究区内存在着两条巨大的莫霍梯级带:菲律宾海板块向欧亚板块俯冲形成的日本岛—冲绳海槽—菲律宾群岛梯级带;太平洋板块向欧亚板块和菲律宾海板块俯冲形成的伊豆—小笠原—马里亚纳岛弧梯级带。众多的海沟、岛弧全都位于莫霍面深度变化剧烈的梯级带上,而边缘海紧邻着岛弧排列,呈现典型的沟—弧—盆体系,说明

海洋岩石圈俯冲引起的大陆边缘张裂和弧后扩张与西太平洋边缘海的形成演化息息相关。此外,大洋板块的俯冲及其导致的折沉还可能是导致研究区内大陆地区、渤海、黄海和东海莫霍深度向东抬升的首要控制因素(吴福元等, 2003)。

从各个边缘海盆地的莫霍面分布形态可以看出,对于形成时间比较相近的日本海盆、南海海盆、四国海盆和帕里西维拉海盆来说(形成时间如表 8 所示),四国海盆和帕里西维拉海盆在几何学上对称性较好并平行于俯冲带;而日本海盆和南海海盆则对称性较差并且其扩张方向与俯冲带斜交,例如日本海盆东部张开的位移要明显大于西部而产生不对称的扩张。这可能是由于这一时期欧亚板块东缘的边缘海盆地既受太平洋板块俯冲的影响,又受到印澳板块对欧亚大陆的碰撞和挤入作用,所以破坏了几何学的对称性;而四国海盆、帕里西维拉海盆受印度—欧亚大陆碰撞的影响很小,所以形成平行俯冲带对称的弧后盆地(任建业和李思田, 2000)。

由于研究区内不同海区是在不同区域环境、不同时间形成的,导致有的处于弧后扩张期,而有的处于衰减消亡期,因此各个海区的莫霍深度与地壳性质有所差异。本文综合莫霍深度、地壳性质、形成时间(Tamaki and Honza, 1991; 任建业, 2008; 张训华, 2008)、岩石圈厚度(朱介寿等, 2002)、大地热流值(Yasui et al., 1968; Tokuyama, 1995; He et al., 2001; 王良书等, 2002; 栾锡武和张训华, 2003)、地震活动(<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>),以中国海—西太平洋中的海区为例,参考刘雪松等(2002)和赵会民等(2002)的结论,将边缘海的演化划分为新生期、幼年期、青壮年期、老年期(表 8)。可以看出,处在新生期的海域

表 8 中国海—西太平洋部分海区的演化阶段

Table 8 The evolution of some seas in China Sea and West Pacific Ocean

区域名称	莫霍深度 (km)	地壳性质	岩石圈厚度 (km)	形成时间 (Ma)	热流值 ( $mW \cdot m^{-2}$ )	地震活动	演化阶段
渤海	30	大陆型	72	2.5 至今	65.8	较强	新生期
冲绳海槽	14~25	新生洋壳	\	1.8 至今	196	较强	幼年期
马里亚纳海槽	14~21	新生洋壳	\	6 至今	很高但变化大	极强	幼年期
日本海	12~14	大洋型					
对马海盆	14~17	减薄型陆壳	56	28~18	93	较强	青壮年期
大和海盆	14~17	减薄型陆壳					
帕里西维拉海	13~15	大洋型	55	30~17	83	较弱	青壮年期
四国海盆	10~13	大洋型	55	27~15	82	较弱	青壮年期
南海	9~12	大洋型	64	42~17	77	较弱	老年期
西菲律宾海	8~15	大洋型	55	64~36	68	较弱	老年期
苏拉威西海	13~15	大洋型	67	50~42	64.8	较弱	老年期

仍为大陆型地壳,但热物质上涌使其岩石圈开始减薄并且其热流值高于大陆背景值,地震活动较强烈,处于大陆裂谷的发展阶段;随后进入幼年期,此时莫霍面迅速抬升、变化剧烈,有洋壳生成,处于弧后扩张期,热流值很高并且地震活动剧烈;接着进入青壮年期,此时海盆停止扩张,莫霍面和岩石圈起伏较缓,热流值降低,地震活动减弱;最后进入老年期,莫霍面和岩石圈起伏缓慢,热流值继续降低并趋于稳定,深大地震稀少,并向海沟俯冲消减。

## 5 典型剖面重力反演分析

俯冲带是板块运动的边界,板块之间强烈的相互作用所形成的沟弧盆体系对于地壳乃至岩石圈的消亡及形成演化有着重要意义.为此在马里亚纳沟弧盆选取一条剖面进行 2.5D 重力拟合,研究其壳

幔结构,剖面位置如图 6 所示.拟合过程中参考前人所做地震剖面以及纵波速度,采用改进的 Nafe-Drake 公式进行层速度—密度转换(Brocher, 2005).

马里亚纳沟弧盆主要经历了两次拉张,第一次时间为 29~15 Ma,形成了帕里西维拉海盆和西马里亚纳海岭,第二次拉张从 6 Ma 开始至今,形成了马里亚纳海槽和马里亚纳岛弧.剖面 EF 经过的区域中,帕里西维拉海、西马里亚纳海岭、马里亚纳海槽和马里亚纳岛弧地壳结构来自于 Takahashi 等(2008),西太平洋和俯冲带资料来自于 Latraille 和 Hussong(1980),拟合结果如图 8 所示,重力异常均方差为 2.09 mGal.由拟合结果可知,帕里西维拉海盆、马里亚纳海槽和西太平洋莫霍埋深浅,为 9~12 km,变化缓慢;地壳性质属洋壳,分为沉积层(密度  $2.3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )、大洋层 2( $2.5 \sim 2.7 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )和大洋层 3( $2.85 \sim 2.95 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ).而西马里亚纳海

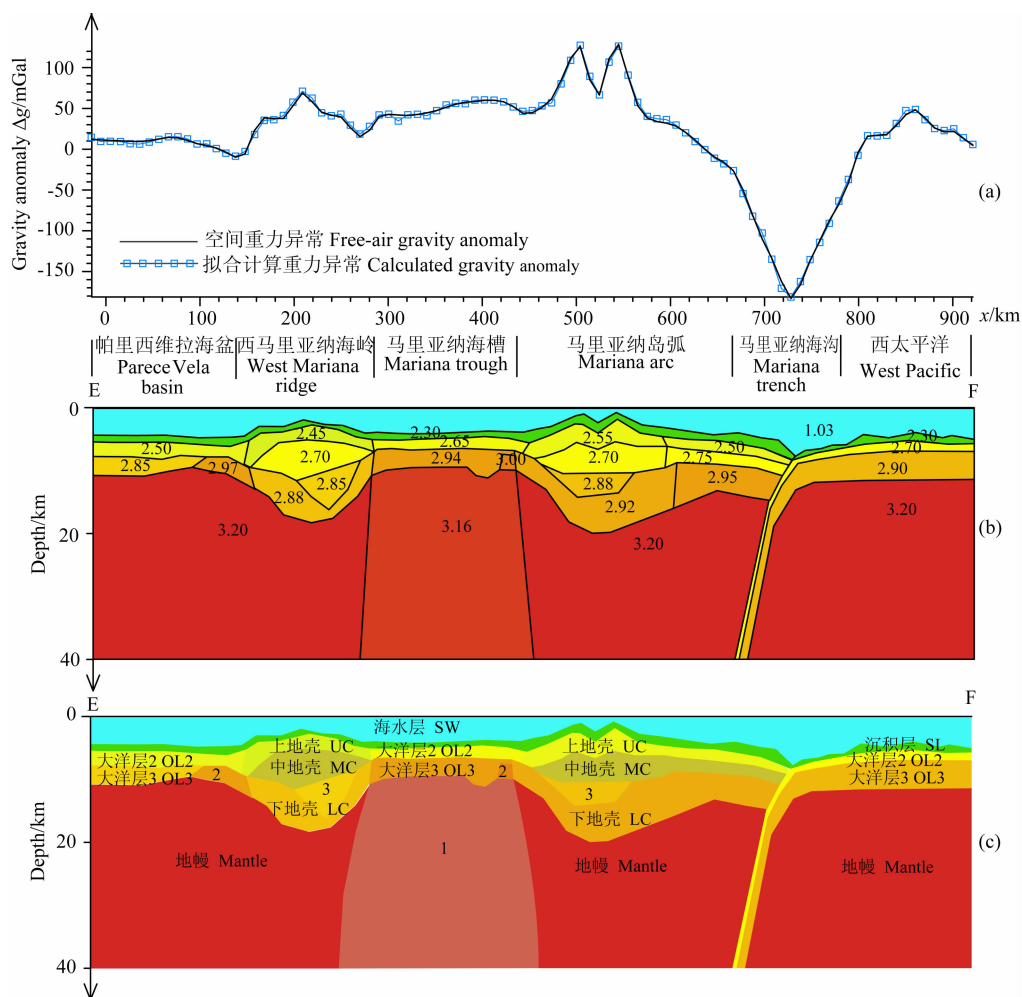


图 8 马里亚纳沟弧盆(EF)剖面拟合密度结构(b)( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )及其地质解释(c)(1,2,3代表密度异常区);(a)重力异常拟合图

Fig. 8 Density structure in the Mariana trench-arc-basin system and geological explanation

(1,2,3 are the density anomaly zones. SW: Sea Water, OL: Oceanic Layer, UC: Upper Crust,

MC: Middle Crust, LC: Lower Crust, SL: Sedimentary Layer)

岭和马里亚纳岛弧莫霍深度大,变化较快,最深处可达 17~21 km. Takahashi 等(2008)认为地壳可分为三层,分别为玄武质上地壳(密度为  $2.45\sim 2.55\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )、英云闪长质中地壳( $2.7\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )和辉长质下地壳( $2.88\sim 2.92\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ),地壳中  $\text{SiO}_2$  总体含量为 53.9%,大于典型的洋壳(48.8%)而小于典型的陆壳(59.1%),是一种从洋壳向陆壳演化的过渡型地壳.

重力拟合结果中存在着三种密度异常:马里亚纳海槽处地幔低密度异常(异常区 1)、马里亚纳海槽以及帕里西维拉海盆到西马里亚纳海岭的下地壳高密度异常(异常区 2)和马里亚纳岛弧和西马里亚纳海岭下地壳低密度异常(异常区 3). Takahashi 等(2008)已经对异常区 3 做了详细的解释,认为异常区 3 是从中地壳中分离出来的,是弧后扩张引起的地壳演化的产物. 本次研究结合重力拟合结果对异常区 1、异常区 2 有一些新的认识,下面进行简要分析.

在重力拟合过程中,发现马里亚纳海槽重力异常整体偏高,仅仅通过地壳密度的改变无法拟合,这可能是地幔物质密度亏损造成的:马里亚纳海槽处地幔(异常区 1)热物质上涌、温度升高引起的地幔岩石融化、岩浆运移会造成化学亏损,从而使地幔物质密度减小,在挪威边缘海也可能存在这种情况(Fernández et al., 2004).

异常区 2 的 P 波速度( $7.1\sim 7.4\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ )明显大于周边地区的( $6.6\sim 6.9\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ ), Takahashi 等(2008)认为这可能是现今板块拉张、热物质上涌导致岩石熔融引起的,也有可能是残留的岩浆岩的原因. 在重力拟合剖面图上,这两处均属于高密度异常地质体,如果是现今板块拉张、热物质上涌导致岩石熔融,那么如异常区 1 一样,应该是低密度异常体,并且帕里西维拉海盆已经在 15 Ma 之前停止扩张,经过长时间的冷却不会再有大范围热物质上涌,所以这两处的高速异常区不是由于现今岩石熔融所致. 另一方面,残留的岩浆是由弧后扩张时期高温地幔上涌冷却形成,高温地幔所产生的熔融岩浆比正常的地幔富含更多的镁质,这会使冷却之后的岩浆岩速度增加到  $7.2\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$  或更大,同时也会引起密度的增大(White and McKenzie, 1989),这符合重力拟合剖面上高密度异常体的结果. 因此,我们认为异常区 2 是残留的岩浆岩引起的.

## 6 结论与认识

(1) 使用覆盖全球的重力与水深数据,收集了

深地震测深、多道地震测深等剖面 183 条,数字化得到 2982 个控制点,使用带控制点的三维界面反演方法来约束反演过程,得到中国海—西太平洋莫霍面深度,保证了结果的可靠性.

(2) 研究区内大陆地区莫霍面较深,为 30~38 km,向东部逐渐抬升;海区莫霍面较浅,最浅只有 8~9 km;存在着两条巨大的莫霍梯级带:日本岛—冲绳海槽—菲律宾群岛梯级带和伊豆—小笠原—马里亚纳岛弧梯级带.

(3) 从沟-弧-盆体系和边缘海的莫霍形态可以看出,板块俯冲对西太平洋边缘海的形成以及亚洲东部大陆的莫霍面抬升起着主要作用,同时印澳板块对亚洲大陆的碰撞作用也影响了欧亚板块边缘海的形成演化,但是对菲律宾海板块影响不大.

(4) 结合莫霍深度、地壳性质、岩石圈厚度、热流值、地震活动等地质地球物理特征,阐述研究区内海域分别处于边缘海形成演化的新生期、幼年期、青壮年期和老年期.

(5) 在马里亚纳沟弧盆拟合一条重力 2.5D 剖面,认为马里亚纳海槽处由于热物质上涌导致地幔密度减小,马里亚纳海槽以及帕里西维拉海盆到西马里亚纳海岭的下地壳高密度异常是由残留的岩浆岩引起的.

**致谢** 感谢中国科学院地质与地球物理研究所的张丽莉、徐亚、黄松副研究员,姬莉莉、吕川川博士后,刘丽华博士,李学垒和南方舟硕士,他们为本文写作提出了中肯的建议,在此一并致谢.

## References

- Ao W, Zhao M H, Qiu X L, et al. 2012. Crustal structure of the northwest sub-basin of the South China Sea and its tectonic implication. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences* (in Chinese), 37(4): 779-790.
- Brocher T M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6): 2081-2092.
- Cai X L, Zhu J S, Cao J M, et al. 2007. 3D structure and dynamic types of the lithospheric crust in continental China and its adjacent regions. *Geology in China* (in Chinese), 34(4): 543-557.
- Chung T W, Hirata N, Sato R. 1990. Two-dimensional P-and S-wave velocity structure of the Yamato Basin, the southeastern Japan Sea, from refraction data collected by an ocean bottom seismographic array. *Journal of Physics of the Earth*, 38(2): 99-147.
- Dai W. 2010. Find depth using the power spectrum of factors that directly. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*

- (in Chinese), 40(S1): 17-20.
- Feng R. 1985. Crustal thickness and densities in the upper mantle beneath China—the results of three dimensional gravity inversion. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 7(2): 143-157.
- Fernández M, Torne M, Garcia-Castellanos D, et al. 2004. Deep structure of the Vøring Margin; the transition from a continental shield to a young oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 221(1-4): 131-144.
- Gao X, Wang W M, Yao Z X. 2005. Crustal structure of China mainland and its adjacent regions. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 48(3): 591-601, doi: 10.3321/j.issn:0001-5733.2005.03.017.
- Hao T Y, Hu W J, Xing J, et al. 2014. The Moho depth map (1 : 5000000) in the land and seas of China and adjacent areas and its geological implications. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 57(12): 3869-3883, doi: 10.6038/cjg20141202.
- He L J, Wang K L, Wang J P, et al. 2001. Heat flow and thermal history of the South China Sea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126(3-4): 211-220, doi: 10.1016/S0031-9201(01)00256-4.
- Hirata N, Karp B Y, Yamaguchi T, et al. 1992. Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR Expedition. *Geophysical Research Letters*, 19(20): 2027-2030.
- Hou Z C. 1981. Filtering of smooth compensation. *Geophysical Prospecting for Petroleum* (in Chinese), (2): 22-29.
- Hou Z C, Li B G. 1988. Estimating depths and thickness of rock stratum by using the power spectra of potential fields and their derivatives of different order. *Acta Geophysica Sinica* (in Chinese), 31(1): 90-98.
- Hou Z Z, Yang W C. 1997. Wavelet transform and multi-scale analysis on gravity anomalies of China. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 40(1): 85-95.
- Hu L T, Hao T Y. 2014. The inversion of three-dimensional density interface with control points. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 29(6): 2498-2503, doi: 10.6038/pg20140603.
- Jin X L, Gao J Y. 2001. The satellite altimetry gravity field and the geodynamic feature in the West Pacific. *Marine Geology & Quaternary Geology* (in Chinese), 21(1): 1-6.
- Kim H J, Jou H T, Cho H M, et al. 2003. Crustal structure of the continental margin of Korea in the East Sea (Japan Sea) from deep seismic sounding data; evidence for rifting affected by the hotter than normal mantle. *Tectonophysics*, 364(1-2): 25-42.
- Kurashimo E, Shinohara M, Suyehiro K, et al. 1996. Seismic evidence for stretched continental crust in the Japan Sea. *Geophysical Research Letters*, 23(21): 3067-3070.
- Lü C, Hao T, Xu Y. 2009. Complete bouguer correction in the oceanic gravity exploration. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 24(2): 513-521, doi: 10.3969/j.issn.1004-2903.2009.02.020.
- Latraille S L, Hussong D M. 1980. Crustal structure across the Mariana island arc. // *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. American Geophysical Union: 209-221.
- Lee G H, Kim H J, Suh M C, et al. 1999. Crustal structure, volcanism, and opening mode of the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan). *Tectonophysics*, 308(4): 503-525.
- Li C, Xie C, Lü Q T. 1998. Calculating top and bottom depth effect of geological body by applying potential field power spectrum. *Petroleum Geology and Oilfield Development in Daqing* (in Chinese), 17(5): 45-48.
- Li J B, Fang Y X, Wu Z Y, et al. 2013. Technologies and their application for the delimitation of the continental shelf beyond 200 nautical miles. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 28(2): 531-539, doi: 10.6038/pg20130201.
- Liu G D. 1992. Map Series of Geology and Geophysics of China Seas and Adjacent Regions (in Chinese), Beijing: Science Press.
- Liu X S, Zhao H M, Lü B Q, et al. 2002. The main characteristics of marginal basins in the Western Pacific and discussion of a formative mechanism. *World Geology* (in Chinese), 21(3): 235-241.
- Luan X W, Zhang X H. 2003. Heat flow measurement and distribution of East China Sea and Ryukyu Trench Arc Back-Arc system. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 18(4): 670-678.
- Ludwig W J, Murauchi S, Houtz R E. 1975. Sediments and structure of the Japan Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 86(5): 651-664.
- Nishizawa A, Asada A. 1999. Deep crustal structure off Akita, eastern margin of the Japan Sea, deduced from ocean bottom seismographic measurements. *Tectonophysics*, 306(2): 199-216.
- Oldenburg D W. 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39(4): 526-536.
- Parker R L. 1973. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4): 447-455.
- Qiu N, He Z X, Chang Y J. 2007. Ability of improving gravity anomaly resolution based on Multiresolution wavelet analysis and power spectrum analysis. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 22(1): 112-120.
- Ren J Y, Li S T. 2000. Spreading and dynamic setting of marginal basins of the western pacific. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 7(3): 203-213.
- Ren J Y. 2008. *An Introduction to Ocean Floor Tectonics*. Wuhan: China University of Geosciences Press.
- Sato T, Sato T, Shinohara M, et al. 2006. P-wave velocity structure of the margin of the southeastern Tsushima Basin in the Japan Sea using ocean bottom seismometers and airguns. *Tectonophysics*, 412(3-4): 159-171.
- Takahashi N, Kodaira S, Tatsumi Y, et al. 2008. Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust; 1. Seismic constraint on crust and mantle structure of the Mariana arc-back-arc system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 113(B1).
- Tamaki K, Honza E. 1991. Global tectonics and formation of marginal basins-role of the western Pacific. *Episodes*, 14(3): 224-230.
- Teng J W, Zeng R S, Yan Y F, et al. 2002. Moho depth distribution and basic structural pattern in the East Asia continent and its adjacent seas. *Science China* (in Chinese), 32(2): 89-100.
- Tokuyama H. 1995. *Geology and Geophysics of the Philippine Sea*. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company.
- Wang L S, Liu S W, Xiao W Y, et al. 2002. Distribution characteristics of heat flow in Bohai Basin. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese) 47(2): 151-155.
- White R, McKenzie D. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of*

*Geophysical Research*, 94(B6): 7685-7729.

Wu F Y, Ge W C, Sun D Y, et al. 2003. Discussions on the lithospheric thinning in eastern China. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 10(3): 51-60.

Xu K J, Li Y S. 2003. The power spectrum estimation method based on continuous wavelet transformation. *Journal of Applied Sciences* (in Chinese), 21(2): 157-160.

Yang J Y, Zhang X H, Zhang F F, et al. 2014. Preparation of the free-air gravity anomaly map in the land and seas of China and adjacent areas using multi-source gravity data and interpretation of the gravity field. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57(12): 3920-3931, doi: 10.6038/cjg20141206.

Yang W C, Shi Z Q, Hou Z Z, et al. 2001. Discrete wavelet transform for multiple decomposition of gravity anomalies. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 44(4): 534-541.

Yasui M, Kishii T, Watanabe T, et al. 1968. Heat flow in the Sea of Japan. // *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area*. Washington, D. C.: AGU, 12: 3-16.

Zeng R S, Sun W G, Mao T E, et al. 1995. The Moho depth map of China mainland. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 17(3): 322-327.

Zeng Z G, Yu S X, Wang X Y, et al. 2010. Geochemical and isotopic characteristics of volcanic rocks from the northern East China Sea shelf margin and the Okinawa Trough. *Acta Oceanologica Sinica*, 29(4): 48-61.

Zhang H Z, Fang J, Zhang Z Z. 2006. Application of wavelet analysis in the interface inversion of gravity field. *Geomatics and Information Science of Wuhan University* (in Chinese), 31(3): 233-236.

Zhao H M, Lü B Q, Sun H B, et al. 2002. Formation and evolution of marginal basins in the Western Pacific. *Marine Geology & Quaternary Geology* (in Chinese), 22(1): 57-62.

Zhang X H. 2008. *Tectonic Geology in China Sea*. Beijing: China Ocean Press.

Zhu J S, Cao J M, Cai X L, et al. 2002. High resolution surface wave tomography in East Asia and West Pacific marginal seas. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 45(5): 646-664.

## 附中文参考文献

敖威, 赵明辉, 丘学林等. 2012. 南海西北次海盆及其邻区地壳结构和构造意义. *地球科学: 中国地质大学学报*, 37(4): 779-790.

蔡学林, 朱介寿, 曹家敏等. 2007. 中国大陆及邻区岩石圈地壳三维结构与动力学型式. *中国地质*, 34(4): 543-557.

戴伟铭. 2010. 利用功率谱直接求埋深的影响因素. *吉林大学学报(地球科学版)*, 40(S1): 17-20.

冯锐. 1985. 中国地壳厚度及上地幔密度分布(三维重力反演结果). *地震学报*, 7(2): 143-157.

高星, 王卫民, 姚振兴. 2005. 中国及邻近地区地壳结构. *地球物理学报*, 48(3): 591-601, doi: 10.3321/j.issn:0001-5733.2005.03.017.

郝天珧, 胡卫剑, 邢健等. 2014. 中国海陆 1: 500 万莫霍面深度图及其所反映的地质内涵. *地球物理学报*, 57(12): 3869-3883, doi: 10.6038/cjg20141202.

侯重初. 1981. 补偿圆滑滤波方法. *石油物探*, (2): 22-29.

侯重初, 李保国. 1988. 利用位场及其高阶导数的功率谱计算岩层的深度与厚度. *地球物理学报*, 31(1): 90-98.

侯遵泽, 杨文采. 1997. 中国重力异常的小波变换与多尺度分析. *地球物理学报*, 40(1): 85-95.

胡立天, 郝天珧. 2014. 带控制点的三维密度界面反演方法. *地球物理学进展*, 29(6): 2498-2503, doi: 10.6038/pg20140603.

金翔龙, 高金耀. 2001. 西太平洋卫星测重力场与地球动力学特征. *海洋地质与第四纪地质*, 21(1): 1-6.

李成立, 谢春临, 吕庆田. 1998. 利用位场功率谱计算地质体顶底深度效果. *大庆石油地质与开发*, 17(5): 45-48.

李家彪, 方银霞, 吴自银等. 2013. 200 海里以外大陆架划界技术及其应用. *地球物理学进展*, 28(2): 531-539, doi: 10.6038/pg20130201.

刘光鼎. 1992. *中国海区及邻域地质—地球物理系列图*. 北京: 地质出版社.

刘雪松, 赵会民, 吕炳全等. 2002. 西太平洋边缘海盆的主要特征及成因探讨. *世界地质*, 21(3): 235-241.

吕川川, 郝天珧, 徐亚. 2009. 海洋重力勘探中的完全布格校正. *地球物理学进展*, 24(2): 513-521, doi: 10.3969/j.issn.1004-2903.2009.02.020.

邱宁, 何展翔, 昌彦君. 2007. 分析研究基于小波分析与谱分析提高重力异常的分辨能力. *地球物理学进展*, 22(1): 112-120.

任建业, 李思田. 2000. 西太平洋边缘海盆地的扩张过程和动力学背景. *地学前缘*, 7(3): 203-213.

任建业. 2008. *海洋底构造导论*. 武汉: 中国地质大学出版社.

王良书, 刘绍文, 肖卫勇等. 2002. 渤海盆地大地热流分布特征. *科学通报*, 47(2): 151-155.

吴福元, 葛文春, 孙德有等. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. *地学前缘*, 10(3): 51-60.

徐科军, 李永三. 2003. 基于连续小波变换的功率谱估计方法. *应用科学学报*, 21(2): 157-160.

杨金玉, 张训华, 张菲菲等. 2014. 应用多种来源重力异常编制中国海陆及邻区空间重力异常图及重力场解读. *地球物理学报*, 57(12): 3920-3931, doi: 10.6038/cjg20141206.

杨文采, 施志群, 侯遵泽等. 2001. 离散小波变换与重力异常多重分解. *地球物理学报*, 44(4): 534-541.

曾融生, 孙为国, 毛桐恩等. 1995. 中国大陆莫霍界面深度图. *地震学报*, 17(3): 322-327.

张会战, 方剑, 张子占. 2006. 小波分析在重力界面反演中的应用. *武汉大学学报(信息科学版)*, 31(3): 233-236.

张训华. 2008. *中国海域构造地质学*. 北京: 海洋出版社.

赵会民, 吕炳全, 孙洪斌等. 2002. 西太平洋边缘海盆的形成与演化. *海洋地质与第四纪地质*, 22(1): 57-62.

朱介寿, 曹家敏, 蔡学林等. 2002. 东亚及西太平洋边缘海高分辨率面波层析成像. *地球物理学报*, 45(5): 646-664.

滕吉文, 曾融生, 闫雅芬等. 2002. 东亚大陆及周边海域 Moho 界面深度分布和基本构造格局. *中国科学: D 辑*, 32(2): 89-100.

栾锡武, 张训华. 2003. 东海及琉球沟弧盆系的海底热流测量与热流分布. *地球物理学进展*, 18(4): 670-678.

(本文编辑 胡素芳)