

西菲律宾海盆本哈姆隆起玄武岩岩浆作用条件

王睿睿^{1,2,3,4}, 鄢全树^{2,3,5*}, 田丽艳^{1,5}, 张海桃^{2,3,5}, 施美娟^{2,3}

(1. 中国科学院 深海科学与工程研究所, 海南 三亚 572000;

2. 国家海洋局 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061;

3. 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 山东 青岛 266061;

4. 中国科学院大学, 北京 100049;

5. 青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266061)

摘要: 本哈姆隆起(Benham Rise)(形成时代为 37~36 Ma)位于菲律宾海板块西侧的西菲律宾海盆内。此海底隆起靠近菲律宾海沟, 水深 2 000~3 000 m, 体积接近 $1 \times 10^5 \text{ km}^3$, 为一典型的海底高原。玄武岩样品中的橄榄石斑晶颗粒粒径为 0.2~0.4 mm, 自形-半自形, 部分橄榄石斑晶发生明显的伊丁石化, 不具橄榄石捕虏晶所特有的环状裂隙和扭折结构; 基质中的橄榄石微晶粒径为 0.01~0.05 mm。早期结晶出来的橄榄石斑晶被寄主岩浆携带向上运移到地表期间, 与寄主岩浆相互作用有限, 少数橄榄石颗粒出现弱的成分分带现象。利用橄榄石斑晶与寄主岩浆对本区域地幔潜在温度(T_p)进行了计算, 结果显示本哈姆隆起之下的地幔潜在温度范围为 1 660~1 683 °C。与正常洋中脊之下的地幔潜在温度相比, 本哈姆隆起高约 185~230 °C, 表明本哈姆隆起之下的地幔可能存在热量异常。此外, 本哈姆隆起玄武岩中斜长石斑晶的结晶温度平均为 1 160 °C, 结合其具有较高的 An 值(100 Ca/(Ca+Na)), 表明斜长石斑晶形成于快速上升的幔源岩浆中。本研究为本哈姆隆起为地幔柱成因的观点提供了证据。

关键词: 玄武岩; 橄榄石; 斜长石; 地幔潜在温度; 地幔柱; 本哈姆隆起

中图分类号: P736

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2018)02-0229-13

doi: 10.3969/j.issn.1671-6647.2018.02.008

西菲律宾海盆被俯冲带所包围, 海盆北侧为琉球海沟, 西侧为菲律宾海沟, 东南侧为帕劳海沟等, 东侧是古 IBM 弧的残余弧脊(九州-帕劳脊)^[1-7]。西菲律宾海盆北部还分布有晚白垩到古新世的地质构造单元, 如奄美海台和加瓜海脊等古老地体^[4,6]。基于磁异常条带解释认为, 西菲律宾海盆是在约 50~30 Ma 之间沿着海盆扩张中心发生了海底扩张^[1-7], 磁异常条带方向呈西北向, 并向东南延伸到中央断裂带^[5,7]。因此, 西菲律宾海盆地质单元和构造演化较为复杂。

目前对西菲律宾海盆的形成演化主要存在以下 2 个观点: 1) 西菲律宾海盆为捕获洋壳体^[5]; 2) 西菲律宾海盆由弧后扩张体系发育而成^[1,6-7]。近年来研究还显示, 西菲律宾海盆扩张动力学可能受到了地幔柱动力学的影响, 这增加了西菲律宾海盆构造演化的复杂性, 表明西菲律宾海盆可能是板块构造和地幔柱两大动力学综合影响下发育起来^[8]。例如, 西菲律宾海盆分布有新生代时期形成的本哈姆隆起和乌尔达内塔(Urdaneta)海底高原。对于本哈姆隆起的成因也一直存在争议, 部分学者认为本哈姆隆起是由西菲律宾海盆扩张中心处停止扩张后剩余的大量残余岩浆所形成^[7]; 而另外一些学者认为该隆起为地幔柱成因^[8-9]。因此, 澄

收稿日期: 2017-10-27

资助项目: 国家重点研发计划项目——海洋划界相关自然特征的影响因素分析及其特征提取技术研究(2017YFC1405502); 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金资助项目——“东星北”青年学者项目(2016S01); 国家自然科学基金项目——科科斯脊俯冲组分及邻近大陆坡沉积物的地球化学研究及其对俯冲剥蚀机制的制约(41776070)和西南太平洋劳海盆西北部熔岩地球化学特征及其对洋内弧后扩张过程的制约(41506047); 中国科学院战略性先导科技专项(B类)子课题——蛇纹岩在俯冲带元素循环中的作用(XDB06030103); 青岛海洋科学与技术国家实验室“鳌山人才”计划项目(2015ASTP-ES16); 山东省泰山学者工程项目

作者简介: 王睿睿(1991-), 女, 河南周口人, 硕士研究生, 主要从事海底岩石地球化学方面研究. E-mail: wangrr@sidsse.ac.cn

*** 通讯作者:** 鄢全树(1976-), 男, 江西广丰人, 研究员, 主要从事海底岩浆活动与构造演化方面研究. E-mail: yanquanshu@163.com

(陈 靖 编辑)

清以上重要的科学问题对于理解西菲律宾海盆乃至整个菲律宾海板块的构造演化历史具有重要的科学意义。同时,本哈姆隆起正与吕宋岛弧拼接,两者的相互作用也有助于理解海底高原俯冲增生对俯冲带的地质效应。

1988 年中国-联邦德国对马里亚纳和西菲律宾海盆开展了海洋地质联合调查(简称“马里亚纳 I”计划,即中德合作 SO-57 航次),且在本哈姆隆起拖网获取了大量的玄武岩样品(拖网站位 100DS 见图 1)。这些玄武岩中含有橄榄石和斜长石矿物,其化学成分应记录了岩浆在形成演化过程中的物理、化学条件及深部过程等方面的重要信息^[10-15]。我们对这些玄武岩样品中的橄榄石和斜长石矿物开展了矿物化学分析,计算了本哈姆隆起之下的地幔潜在温度以及喷发时的结晶温度,为本哈姆隆起之下是否存在热量驱动的地幔柱提供了重要证据。

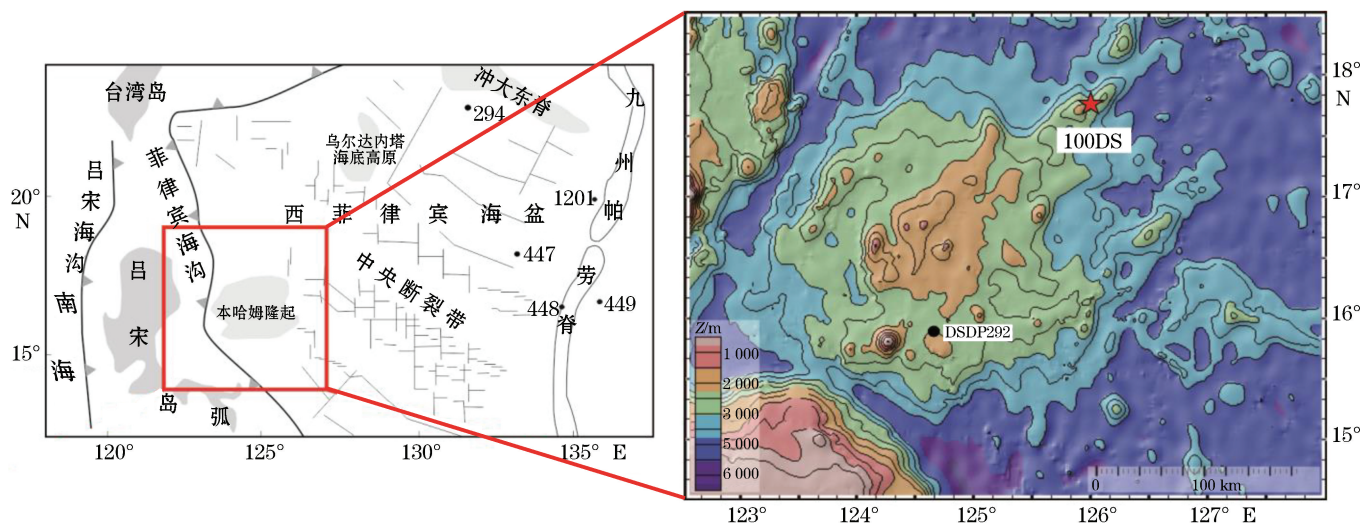


图 1 西菲律宾海盆构造地质图^[2]及本哈姆隆起取样位置

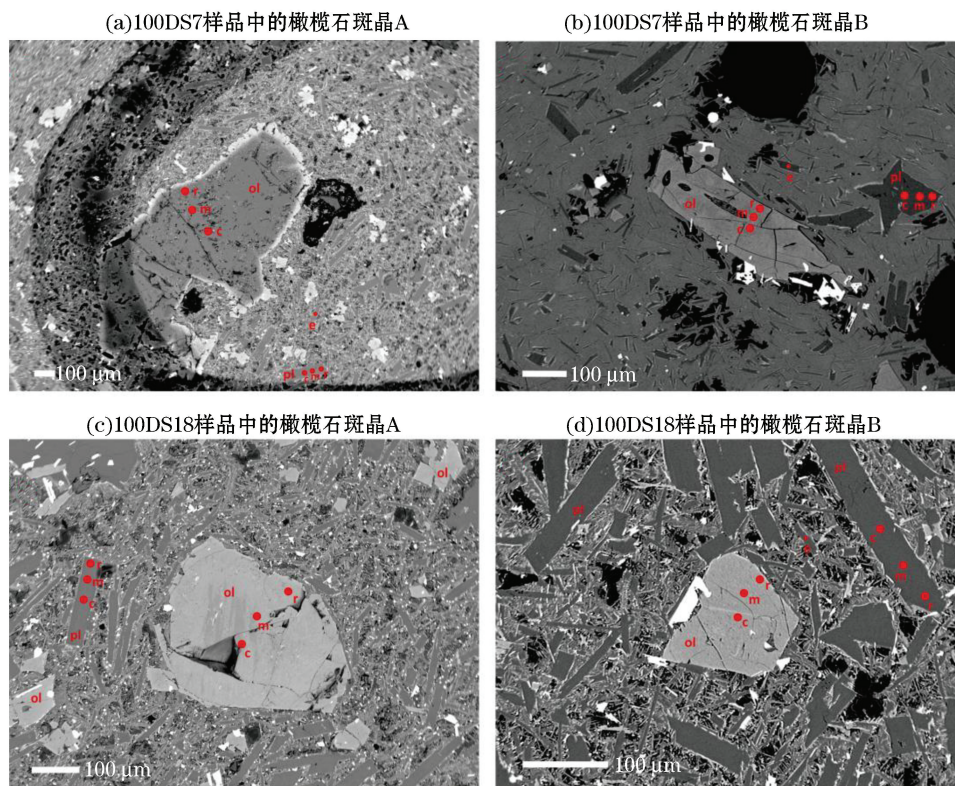
Fig.1 Sketch tectonic map for the West Philippine Basin and the surrounding region^[2] and sampling location for the Benham Rise

1 地质背景和样品特征描述

菲律宾海板块位于欧亚板块、太平洋板块和印澳板块之间,它包括西菲律宾海盆(50~30 Ma)、四国海盆(25~17 Ma)、帕里西维拉海盆(31~18 Ma)、马里亚纳海槽(5~0 Ma)以及九州-帕劳脊和西马里亚纳等残余弧脊^[1-7]。自 20 世纪 70 年代以来,国际大洋钻探计划对菲律宾海板块已经开展了以下一系列重要航次,如 DSDP 7,31,58,59,60 航次,ODP 195 和 IODP 350~352 航次^[3,16-17]。研究业已表明,菲律宾海板块源自赤道以南,自 55 Ma 以来,逐渐向北运动并伴随 90°的顺时针旋转以及西菲律宾海盆的打开^[1]。在约 48 Ma 太平洋板块俯冲于菲律宾海板块之下从而形成古伊豆-小笠原-马里亚纳岛弧(即古 IBM 弧),本弧与中央海盆断裂带相交^[6-7,18]。随后,俯冲消减的太平洋板块进一步东撤,九州-帕劳脊是因南侧的帕里西维拉海盆和北侧四国海盆的相继打开而成为古 IBM 弧的残留弧^[1,18-21]。自 5 Ma 以来,IBM 弧的马里亚纳弧段进一步裂解逐渐形成了马里亚纳海槽,从而在菲律宾海板块东侧形成了现代的伊豆-小笠原-马里亚纳岛弧^[1-3,22]。

体积约达 $1 \times 10^5 \text{ km}^3$ 的本哈姆隆起位于菲律宾海板块西侧的西菲律宾海盆内,距离吕宋岛约 250 km,靠近菲律宾海沟,水深 2 000~3 000 m,高于周围海底约 2 000 m。因其巨大的面积和体积,本哈姆隆起可被视为海底高原^[5-6]。本文研究的本哈姆隆起的玄武岩样品呈灰黑色,具斑状结构和气孔构造,岩石中主要矿

物包括斜长石和橄榄石等,斜长石和橄榄石同时也呈斑晶和微晶产出。玄武岩全岩主-微量元素化学特征显示其为典型的洋岛玄武岩(另外详述)。本哈姆隆起玄武岩中的橄榄石斑晶平均含量 10% 左右,最高可达 15%(如样品 100DS7)。橄榄石斑晶颗粒大小一般为 0.2~0.4 mm,大者可达 1.5 mm,节理不发育,裂纹发育,自形-半自形,形状多发育六边形-四边形(图 2),蚀变现象常见,斑晶颗粒较大的蚀变程度较小,颗粒较小的蚀变程度较大,多数橄榄石斑晶沿边部出现伊丁石化(红色)。基质中的橄榄石微晶粒径较小,一般为 0.01~0.05 mm,他形-半自形结构。此外,本哈姆隆起玄武岩样品中的斜长石含量较高,斑晶平均含量 15% 左右,斜长石斑晶长边约为 0.2~0.3 mm,大者可达到 2 mm,短边约为 0.1~0.2 mm。斜长石斑晶呈无色,常见聚片双晶,有溶蚀现象,部分斑晶有裂隙,自形结构。斜长石微晶长边约为 0.1 mm,短边约为 0.05 mm,长条状,自形结构发育。



注:红色点为电子探针测试点位置;c,m,r 分别代表斑晶的核部、幔部、边部;e 代表微晶;ol—橄榄石,pl—斜长石

图 2 橄榄石斑晶、斜长石斑晶和微晶背散射电子图像

Fig.2 Backscattered images of olivine phenocrysts

2 分析方法

橄榄石和斜长石的电子探针成分分析在桂林理工大学广西隐伏金属矿产勘查重点实验室完成,测试仪器为 JAX-8230 型电子探针分析仪。仪器分析条件:加速电压 15 kV,电子束流 2×10^{-8} A,电子束斑 1 μ m,定量分析检出限为 100×10^{-6} 。标准样品采用 SPI 国际标样,分析采用 ZAF 法校正。实验室分析误差:主量元素(质量分数 $> 20\%$)的允许相对误差 $\leq 5\%$; $3\% \leq$ 质量分数 $\leq 20\%$ 的元素,允许的相对误差 $\leq 10\%$; $1\% \leq$ 质量分数 $\leq 3\%$ 的元素,允许的相对误差 $\leq 30\%$; $0.5\% \leq$ 质量分数 $\leq 1\%$ 的元素,允许的相对误差 $\leq 50\%$;氧化物总量相对误差 $< 2\%$ 。

3 结 果

3.1 橄榄石种属与矿物化学

本哈姆隆起玄武岩样品中的橄榄石电子探针分析结果列于表 1。在橄榄石成分分类命名图解中(图 3), 本哈姆隆起 100DS7 样品中的橄榄石斑晶核部为镁橄榄石, 幔部成分为贵橄榄石, 边部为透铁橄榄石; 100DS18 样品中的橄榄石斑晶为贵橄榄石和透铁橄榄石; A、B 代表斑晶, b 代表微晶。橄榄石斑晶从核部到边部, 样品间端元组分的变化较大, 现分述如下。

1) 100DS7 样品中的橄榄石斑晶具有化学成分环带(表 1、图 3)。斑晶核部、幔部较宽(图 2a), 核部具有较高的 MgO (Fo 值为 90.8) 和 SiO₂ 含量, 较低的 FeO, MnO, NiO 含量(表 1、图 3)。从核部到幔部, MgO (Fo 值分别从 90.8 降到 87.7, 从 93.3 降到 88.3) 含量降低, 而 SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, NiO 和 Cr₂O₃ 含量增加(表 1)。斑晶边部宽度相对较窄(图 2a), 从幔部到边部, SiO₂、MgO (Fo 值分别从 87.7 降到 61.9, 从 88.3 降到 62.8)、NiO, Cr₂O₃ 含量降低较大, 而 FeO, MnO, NiO, Al₂O₃ 和 CaO 含量明显增加(表 1), 且边部发生了明显的伊丁石化, 在背散射电子图中可清楚地看出边部呈现明亮颜色。橄榄石斑晶边部氧化物百分含量接近于橄榄石微晶, 但微晶中的 FeO 和 MnO 含量进一步升高, 同时 SiO₂ 和 MgO 含量进一步降低, 但相差不大, 这可能表明橄榄石边部和演化中的寄主岩浆之间几乎达到组分的平衡。总体上, 样品 100DS7 玄武岩中橄榄石斑晶的 MgO 含量较高, 从核部→幔部→边部, 随着 MgO 含量减少, FeO, CaO 和 MnO 含量明显增加, 且从核部到幔部的特征氧化物含量变化幅度明显小于从幔部到边部, 此外, 橄榄石斑晶边部氧化物的百分含量接近于橄榄石微晶。

2) 相对于 100DS7 样品来说, 100DS18 样品的橄榄石斑晶有较弱的化学成分环带(表 1、图 3), 斑晶核部 (Fo 值分别为 76.1 和 59.0)、幔部 (Fo 值分别为 71.0 和 57.8) 的 MgO 含量较低, 核部和幔部都较窄, 具有较高的 FeO, MnO, CaO 和 NiO 含量。斑晶边部较宽, 从幔部到边部 MgO 含量降低 (Fo 值分别从 71 降到 61.2, 从 57.8 降到 56.9), FeO 和 MnO 含量增加, SiO₂, MgO 有所降低。斑晶边部的 MgO 含量 (Fo 分别为 60.0, 56.9) 接近于橄榄石微晶的 MgO 含量 (Fo=60), 其他氧化物的含量也较接近。总体上, 100DS18 样品中橄榄石斑晶和微晶的 MgO 含量较低, 斑晶的核部→幔部各氧化物含量几乎没有明显的变化, 从幔部→边部各氧化物含量变化较小, 此外, 橄榄石斑晶边部和橄榄石微晶的特征氧化物含量类似。

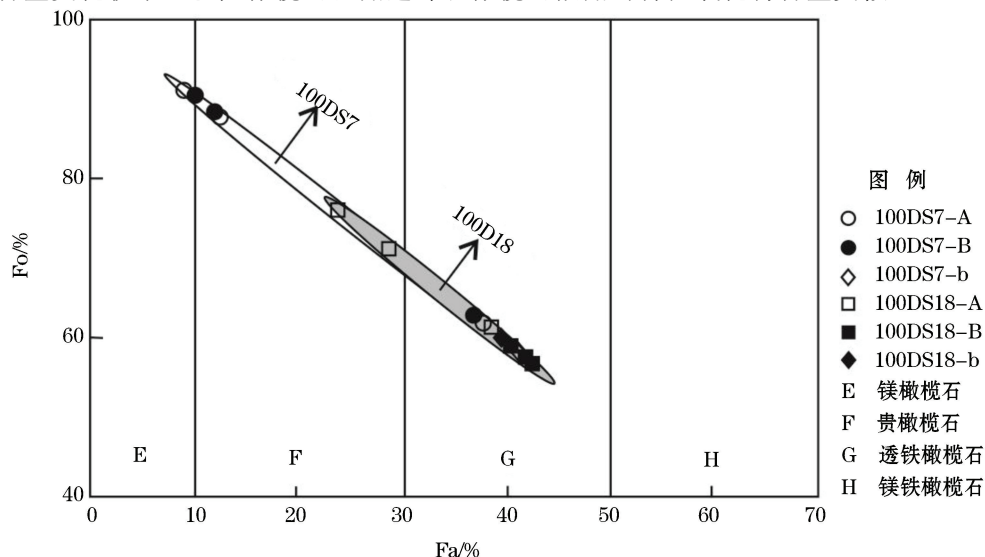


图 3 橄榄石成分分类命名

Fig.3 The classification of olivines in basalts from the Benham Rise

表 1 本哈姆隆起玄武岩中橄榄电子探针分析结果(%)
Table 1 Electron probe analyses of olivines in basalts from the Benham Rise(%)

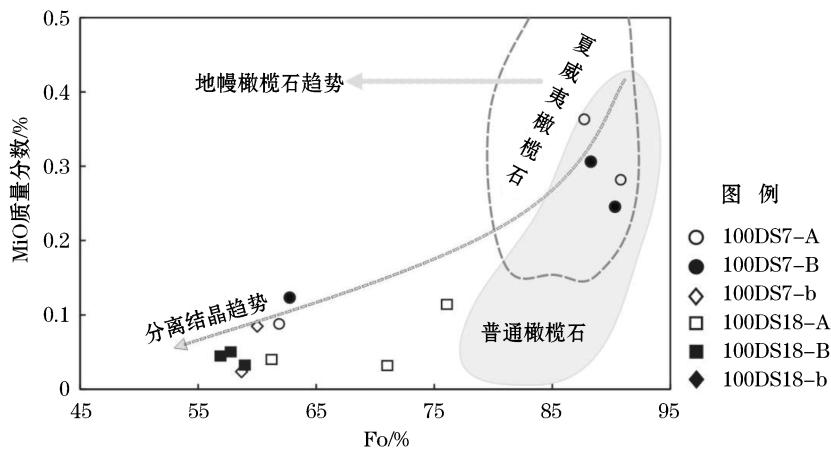
样品编号	分析位置	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Cr ₂ O ₃	总 量		
100DS7-A	c	41.83	0	0.02	8.75	0.17	49.34	0.07	0.28	0.05	100.50		
	m	42.41	0.03	1.15	10.92	0.14	44.29	0.10	0.36	0.25	99.65		
	r	38.01	0.53	3.11	29.59	0.51	27.37	0.57	0.09	0.09	99.87		
	e	37.7	0.32	2.82	31.73	0.66	25.73	0.48	0.02	0.03	99.50		
100DS7-B	c	41.54	0	0	9.27	0.12	49.20	0.06	0.25	0.03	100.47		
	m	41.92	0.08	1.01	10.61	0.13	45.37	0.11	0.31	0.70	100.24		
	r	37.55	0.43	2.77	29.38	0.45	28.21	0.55	0.12	0.06	99.52		
100DS18-A	c	38.97	0.09	0.31	21.51	0.25	38.85	0.14	0.11	0.09	100.33		
	m	37.98	0.29	1.36	25.10	0.30	34.93	0.23	0.03	0.01	100.23		
	r	37.44	0.37	3.00	30.55	0.45	27.46	0.37	0.04	0	99.69		
	e	37.48	0.36	3.13	31.24	0.42	26.61	0.42	0.08	0.07	99.82		
100DS18-B	c	37.13	0.22	2.21	32.29	0.65	26.54	0.50	0.03	0.03	99.60		
	m	36.49	0.13	2.81	33.17	0.58	25.89	0.51	0.05	0.07	99.71		
	r	36.00	0.13	2.36	34.04	0.78	25.76	0.50	0.05	0.07	99.69		
样品编号	分析位置	阳离子数(以 4 个阳离子数为基础)								端元组分			
		Si	Ti	Al	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Ni	Cr	Mg [#]	Fo	Fa
100DS7-A	c	1.014	0	0.001	0.177	0.003	1.782	0.002	0.005	0.001	90.8	90.8	9.0
	m	1.042	0.001	0.033	0.224	0.003	1.622	0.003	0.007	0.005	87.7	87.7	12.1
	r	1.020	0.011	0.098	0.664	0.012	1.095	0.016	0.002	0.002	61.9	61.9	37.5
	e	1.027	0.007	0.090	0.723	0.015	1.044	0.014	0	0.001	58.6	58.6	40.5
100DS7-B	c	1.010	0	0	0.188	0.002	1.783	0.002	0.005	0.001	90.3	90.3	9.6
	m	1.025	0.001	0.029	0.217	0.003	1.654	0.003	0.006	0.014	88.3	88.3	11.6
	r	1.012	0.009	0.088	0.662	0.01	1.133	0.016	0.003	0.001	62.8	62.8	36.7
	c	1.005	0.002	0.009	0.464	0.005	1.494	0.004	0.002	0.002	76.1	76.1	23.6
100DS18-A	m	0.997	0.006	0.042	0.551	0.007	1.367	0.006	0.001	0	71.0	71.0	28.6
	r	1.012	0.008	0.096	0.690	0.01	1.106	0.011	0.001	0	61.2	61.2	38.2
	e	1.014	0.007	0.100	0.707	0.01	1.074	0.012	0.002	0.002	60.0	60.0	39.5
	c	1.016	0.005	0.071	0.739	0.015	1.083	0.015	0.001	0.001	59.0	59.0	40.2
100DS18-B	m	1.002	0.003	0.091	0.762	0.014	1.060	0.015	0.001	0.002	57.8	57.8	41.5
	r	0.996	0.003	0.077	0.788	0.018	1.063	0.015	0.001	0.002	56.9	56.9	42.2

注:c,m,r 分别代表斑晶的核部、幔部、边部;e 代表微晶

玄武岩中的橄榄石发生了一定程度的伊丁石化,但斑晶较大的橄榄石仍保留原始结构和成分。100DS7样品中的橄榄石斑晶虽然出现明显的化学成分环带,但核部和幔部氧化物含量差异较大,且橄榄石斑晶蚀变的边部较窄,说明早期结晶出来的橄榄石被寄主岩浆携带向上运移到地表期间,与寄主岩浆发生相互作用有限,且橄榄石斑晶核部和幔部的 Fo 值较高,说明橄榄石斑晶未受到寄主岩浆成分明显调整。以上表明,橄榄石的寄主岩浆上升的速度较快,早期结晶的橄榄石颗粒来不及与寄主岩浆发生过多的化学反应。

本研究中的橄榄石斑晶明显区别于由金伯利岩或碱性玄武岩携带至地表的地幔橄榄岩包体(后者的 $\text{CaO} < 0.1\%$,有明显的波状环状裂隙和扭折带)^[23-24],其橄榄石斑晶在显微镜下无环状裂隙和扭折带,部分橄榄石斑晶的 CaO 含量偏高(平均为 0.18%)。在 Fo-NiO 关系图(图 4)中可以看出这些橄榄石斑晶属于岩浆结晶的橄榄石,且高 Fo 橄榄石斑晶成分类似于原始岩浆结晶的橄榄石成分。这也表明高 Mg 含量的橄榄石斑晶可能来自早期结晶的橄榄石,被寄主岩浆携带向上运移至地表。同时,100DS18 样品中的橄榄石斑晶几乎不呈现出成分的分带现象,可能说明部分橄榄石斑晶受到了寄主岩浆的影响而发生组分整体变化。因此,以上特征表明本哈姆隆起玄武岩中的橄榄石为岩浆成因的斑晶^[25]而非捕虏晶^[26]。

根据以上矿物化学描述及相关讨论,本次研究选择具有成分环带的橄榄石斑晶,主要位于斑晶核、幔部的 Fo 相对较高的分析点的数据进行地幔潜在温度的计算,而位于具有成分环带的斑晶的边部以及经历了已演化的寄主岩浆调整的不具环带的橄榄石斑晶(Fo 值相对较低)不做考虑。



注:地幔橄榄石趋势和橄榄石斑晶分离结晶趋势来自文献[28];夏威夷橄榄石成分范围来自文献[29]

图 4 橄榄石斑晶成分图解^[27]

Fig.4 The component diagram of olivine phenocrysts^[27]

3.2 斜长石矿物化学

本哈姆隆起玄武岩样品中的斜长石电子探针分析结果列于表 2。在斜长石成分分类图(图 5)中斜长石斑晶和微晶都位于拉长石区域。

样品 100DS7 中的斜长石斑晶核部 An 值为 $66.37 \sim 63.66$,斑晶边部的 An ($63.39 \sim 60.47$) 值较核部的 An 值有一定程度的减小,但未见斜长石成分环带(图 2)。基质中的斜长石微晶的 An 值($61.98 \sim 60.67$)比斑晶核部小,但与斑晶边部 An 值相差不大。斜长石斑晶从核部到边部的 SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O 和 K_2O 的含量(表 2)变化不大,但基质中 K_2O 的含量比斑晶中的 K_2O 含量多。

玄武岩样品 100DS18 中的斜长石斑晶核部 An 值为 $68.09 \sim 63.88$,与 100DS7 中斜长石斑晶核部的 An 相差不大,斑晶从核部到边部 An 降低,但未见成分环带(图 2)。基质中的斜长石微晶的 An 值($62.53 \sim 61.52$)比斑晶核部 An 小,但与斑晶边部 An 值相差不大。斜长石斑晶和微晶的 SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O 和 K_2O 的含量(表 2)变化不大。

表 2 本哈姆隆起玄武岩中斜长石电子探针分析结果 (%)

Table 2 Electron probe analyses of feldspars in basalts from the Benham Rise(%)

样品编号	分析位置	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总 量
100DS7	斑晶 1	c	53.20	29.89	12.65	3.46	0.61
		m	53.59	29.41	12.33	3.79	0.66
		r	53.81	29.60	12.12	3.89	0.74
	微晶 1	e	53.45	29.57	12.14	3.51	0.92
	斑晶 2	c	53.68	30.26	12.50	3.52	0.64
		m	53.25	29.30	12.25	3.65	0.63
		r	54.05	29.72	12.11	3.64	0.70
	斑晶 3	c	52.70	29.46	12.81	3.20	0.59
		m	52.62	29.99	13.22	3.38	0.61
		r	52.89	29.48	12.60	3.58	0.68
100DS18	微晶 2	e	53.74	29.65	12.02	3.49	1.24
	斑晶 1	c	53.04	29.96	12.54	3.49	0.65
		m	51.87	28.93	11.66	3.49	0.67
		r	54.07	29.66	12.40	3.77	0.64
	微晶 1	e	53.48	29.63	12.44	3.70	0.63
	斑晶 2	c	51.76	30.57	13.50	3.20	0.45
		m	53.00	29.73	12.80	3.48	0.54
		r	52.93	29.91	12.64	3.48	0.58
	微晶 2	e	53.74	29.48	12.03	3.66	0.76
以 8 个氧原子计算的离子数							
样品编号	分析位置	Si	Al	Ca	Na	K	An
100DS7	斑晶 1	c	2.411	1.596	0.614	0.304	0.035
		m	2.429	1.571	0.599	0.333	0.038
		r	2.430	1.575	0.586	0.341	0.043
	微晶 1	e	2.427	1.582	0.591	0.309	0.053
	斑晶 2	c	2.412	1.602	0.602	0.307	0.037
		m	2.429	1.575	0.599	0.323	0.036
		r	2.435	1.578	0.584	0.318	0.040
	斑晶 3	c	2.414	1.590	0.629	0.284	0.034
		m	2.391	1.606	0.643	0.298	0.035
		r	2.414	1.585	0.616	0.317	0.039
100DS18	微晶 2	e	2.430	1.580	0.582	0.306	0.072
	斑晶 1	c	2.407	1.603	0.610	0.307	0.038
		m	2.424	1.593	0.584	0.316	0.040
		r	2.431	1.572	0.597	0.329	0.037
	微晶 1	e	2.422	1.581	0.604	0.325	0.037
	斑晶 2	c	2.361	1.643	0.660	0.283	0.026
		m	2.409	1.593	0.623	0.307	0.031
		r	2.406	1.602	0.615	0.306	0.034
	微晶 2	e	2.435	1.575	0.584	0.321	0.044

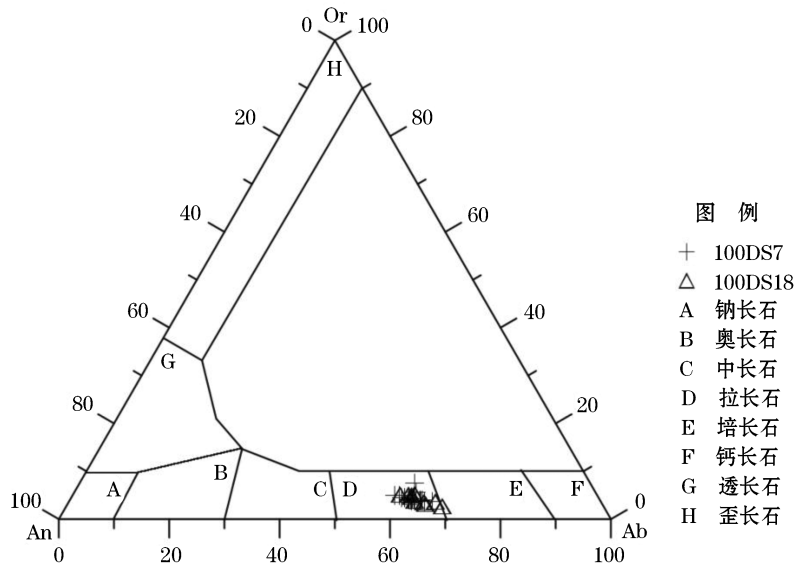


图 5 斜长石化学成分分类图

Fig.5 Classification of plagioclase in terms of its composition.

4 讨 论

4.1 本哈姆隆起地幔潜在温度计算及地质意义

地幔潜在温度(T_P)指地幔在未减压和未熔融的前提下上升到地表过程中的假设温度,它是探讨地幔是否存在热量异常的关键证据^[11-12]。Putirka 等^[11-12]指出橄榄石—流体平衡是估计地幔温度最有效的途径之一,较高的地幔潜在温度是支持地幔柱假说的一个关键证据。与开放大洋内的地幔柱研究相对照,关于边缘海盆的地幔柱热点的研究,前人已经利用玄武岩中的橄榄石斑晶推算出南海地幔潜在温度为 $1\,661\,^{\circ}\text{C}$ ^[10],指示南海扩张期后板内火山作用与海南地幔柱有关^[10,30]。

Putirka^[11]对 Roeder 和 Emslie^[31]的橄榄石饱和表面模型进行了重新标定,本文选用以温度和组分为变量的该模型,其橄榄石饱和表面公式详见文献^[10-11]。把橄榄石饱和表面公式与橄榄石斑晶的 Fo 值($\text{Fo} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$)结合,在已知橄榄石斑晶 Fo 的情况下,只要知道 $X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}$ 、 $X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}$ 及 $X_{\text{Fe}}^{\text{liq}} - X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}$ 趋势线之一($X_{\text{Fe}}^{\text{liq}}$, $X_{\text{Mg}}^{\text{liq}}$ 为寄主岩石中相关氧化物的阳离子分数),就可以确定地幔潜在温度。众所周知,一般来说很难估计原始岩浆是 $\text{MgO}^{\text{liq}}(\%)$,而 $\text{FeO}^{\text{liq}}(\%)$ 很少受到橄榄石结晶作用的影响,且 FeO 最低含量值代表了原始的 $\text{FeO}^{\text{liq}}(\%)$ ^[11],因此用 $\text{FeO}^{\text{liq}}(\%)$ 最低值来估算地幔潜在温度。

本研究对 100DS7 样品中的 2 个橄榄石斑晶的 4 个分析点(斑晶具高 Fo 值的分析点)进行计算,结合寄主岩浆的 X_{Fe} 值,计算获得了本哈姆隆起之下地幔潜在温度分别为 $1\,683$, $1\,526$, $1\,660$ 和 $1\,571\,^{\circ}\text{C}$ (表 3),与正常洋中脊处地幔潜在温度($1\,453 \sim 1\,475\,^{\circ}\text{C}$)进行对比,获得 ΔT 分别为 $208 \sim 230$, $51 \sim 73$, $185 \sim 207$ 和 $96 \sim 118\,^{\circ}\text{C}$ (表 3),平均温度比南海地幔潜在温度稍低。需要指出的是,对于 100DS7-A 和 100DS7-B 这 2 个斑晶来说,每个斑晶的核部所获得的地幔潜在温度要比幔部均高出不少,可能反映斑晶幔部在上升期间也受到了一定的影响,因此橄榄石斑晶核部计算获得的地幔潜在温度(即各斑晶计算获得的最高温度)将代表(或最接近)地幔潜在温度;即本哈姆隆起之下的地幔潜在温度大约为 $1\,660 \sim 1\,683\,^{\circ}\text{C}$,与正在洋中脊地幔潜在温度相比获得的 ΔT 值的范围为 $185 \sim 230\,^{\circ}\text{C}$ 。

表 3 本哈姆隆起之下地幔潜在温度(T_p)及与马里亚纳海槽和南海之间的温度差异

Table 3 Mantle potential temperature (T_p) beneath the Benham Rise and the difference in T_p among the Benham Rise, the Mariana Trough and the South China Sea

构造位置	样 号	寄主岩			Fo	$t/^{\circ}\text{C}$	文献来源
		MgO	FeO *	X_{Fe}			
本哈姆隆起	100DS7-A-c	4.07	10.186	0.093 706	90.79	1 683	本研究
	100DS7-A-m				87.70	1 526	
	100DS7-B-c				90.32	1 660	
	100DS7-B-m				88.27	1 571	
马里亚纳海槽扩张中心						1 350	文献[40]
南海中央海盆海山						1 661	文献[10]

注:空白表示无数据

前人的大量地球物理和地球化学研究表明,地球上存在一些地幔柱,但地幔柱产生的热异常并没有得到很好的制约^[33-35]。地幔热量异常(ΔT)是洋岛和洋中脊地幔温度的差值,可以反映地幔柱存在的可能性^[11]。全球洋中脊平均地幔温度 $T_p=1\,453\sim1\,475\,^{\circ}\text{C}$,而热点典型地区如夏威夷($T_p=1\,688\,^{\circ}\text{C}$)和冰岛($T_p=1\,637\,^{\circ}\text{C}$)分别比洋中脊平均地幔温度高 $213\sim235\,^{\circ}\text{C}$ 和 $162\sim184\,^{\circ}\text{C}$ ^[11]。有些学者认为 ΔT 为 $100\sim300\,^{\circ}\text{C}$ 可支持地幔柱假说^[11,36-38],而反对者指出 ΔT 太小^[39],也有学者认为源区不均一性也可带来地幔热量异常^[40]。因此,如何准确厘定 ΔT 值成为地幔柱动力学理论研究的重要方面。

本研究的玄武岩样品属于碱性玄武岩系列且具似洋岛玄武岩的微量元素和同位素特征(另文详述),结合前人的、地球物理学资料^[18-19]和岩石学资料^[2,6,8-9]表明,本哈姆隆起可能为地幔柱成因。同时,本文利用 100DS7 玄武岩中两个橄榄石斑晶核部的 Fo 值与寄主岩浆 X_{Fe} 值计算获得的本哈姆隆起之下的地幔潜在温度大约为 $1\,660\sim1\,683\,^{\circ}\text{C}$,大致与南海地幔潜在温度($1\,661\,^{\circ}\text{C}$)相当,比马里亚纳海槽扩张中心之下的地幔潜在温度高 $310\sim333\,^{\circ}\text{C}$ ^[41],与洋中脊地幔潜在温度相比获得的 ΔT 值的范围为 $185\sim230\,^{\circ}\text{C}$,反映了本哈姆隆起之下地幔的热量异常,也符合地幔柱动力学的要求(即地幔柱的 ΔT 为 $100\sim300\,^{\circ}\text{C}$)^[11,36-38]。因此,以上元素地球化学和地幔潜在温度均表明本哈姆隆起可能是由热力驱动的地幔柱所形成的,且这个地幔柱可能对西菲律宾海盆扩张中心动力学产生一定影响。

4.2 斜长石结晶温度计算及地质意义

在火成岩中,斜长石的结晶与其形成时的岩浆所处的物理化学条件(尤其指温度、压力等条件)密切相关,斜长石组分的变化在一定程度上反映了其结晶时的温压的变化^[42]。本文根据 Kudo 和 Weill^[43]的斜长石温度计标定公式对本哈姆隆起玄武岩样品中的斜长石斑晶和微晶进行温度计算,计算结果列于表 4。

根据计算结果,100DS7 中斜长石斑晶的结晶温度为 $916\sim1\,321\,^{\circ}\text{C}$,平均为 $1\,133\,^{\circ}\text{C}$,微晶的结晶温度为 $1\,080\sim1\,102\,^{\circ}\text{C}$,平均温度为 $1\,091\,^{\circ}\text{C}$,斑晶与微晶的结晶温度变化不大。样品 100DS8 中斜长石斑晶的结晶温度为 $1\,017\sim1\,429\,^{\circ}\text{C}$,平均为 $1\,201\,^{\circ}\text{C}$,长石微晶的结晶温度为 $973\sim1\,088\,^{\circ}\text{C}$,平均为 $1\,030\,^{\circ}\text{C}$ 。本哈姆隆起玄武岩中斜长石斑晶结晶温度平均为 $1\,160\,^{\circ}\text{C}$,微晶结晶温度平均为 $1\,060\,^{\circ}\text{C}$ (表 4)。

与南海扩张期后板内海山玄武岩的斜长石形成时的温度(平均为 $1\,108\,^{\circ}\text{C}$)^[41]和正在活动的马里亚纳海槽的斜长石结晶温度(平均为 $1\,050\,^{\circ}\text{C}$)^[22]相比较,本哈姆隆起斜长石(平均为 $1\,160\,^{\circ}\text{C}$)结晶时的温度稍高,与正在活动的冲绳海槽的斜长石结晶温度(平均为 $1\,251\,^{\circ}\text{C}$)^[42]进行对比,稍低于冲绳海槽的斜长石结晶温度。以上特征,结合斜长石的 An 值可以表明,本哈姆隆起斜长石形成于快速上升的幔源岩浆中。同

时,部分长石斑晶的溶蚀现象表明高温岩浆提供了早期形成的长石与寄主岩浆进一步反映的热量,这与本哈姆隆起之下较高的地幔潜在温度相一致。

表 4 本哈姆隆起、马里亚纳海槽及南海的玄武岩中斜长石形成温度对比

Table 4 Comparison of temperatures for the formation of plagioclase in basalt from the Benham Rise, the Mariana Trough and the South China Sea

地 区	形成温度/℃		文献来源
	斜长石斑晶	斜长石微晶	
本哈姆隆起	100DS7	916~1 321	1 080~1 102
	100DS18	1 017~1 429	973~1 088
	平均	1 160	1 060
马里亚纳海槽扩张中心		1 006~1 077	1 052~1 084
南海中央海盆海山		1 029~1 179	927~1 060

5 结 论

本研究对西菲律宾海盆的本哈姆隆起的一个关键位置的玄武岩样品开展了详细的橄榄石和斜长石矿物化学研究,获得了一些新的认识:

1)本哈姆隆起玄武岩呈现灰黑色,具斑状结构和气孔构造,矿物主要包括斜长石和橄榄石等,橄榄石呈斑晶和微晶产出。利用 2 个橄榄石斑晶核部的高 Fo 值与寄主岩浆主量元素计算出的本哈姆隆起之下地幔潜在温度约为 1 660~1 683 ℃,大致与南海地幔潜在温度(1 661 ℃)相当。

2)本哈姆隆起之下地幔潜在温度与马里亚纳海槽扩张中心处的地幔潜在温度的平均差值为 310~333 ℃,与洋中脊地幔潜在温度平均差值为 185~230 ℃,这个差值均位于夏威夷和冰岛(典型热点地区)与正常洋中脊地幔潜在温度对应差值之间,类似于地幔热上涌的地球动力学模型所要求的估计值 100~300 ℃,表明本哈姆隆起之下地幔的热量异常,说明本哈姆隆起可能是地幔柱成因。

3)本哈姆隆起玄武岩中的斜长石斑晶结晶温度平均为 1 160 ℃,稍高于南海板内海山玄武岩内的斜长石结晶温度(平均为 1 108 ℃)和马里亚纳海槽扩张中心处的斜长石结晶温度(平均为 1 050 ℃),斜长石斑晶有较高的 An 值表明斜长石形成于快速上升的幔源岩浆中。

参考文献(References):

[1] HALL R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2002, 20(4): 353-431.

[2] SHI X F, YAN Q S. Magmatic activity in the typical marginal basins of the Western Pacific[J]. Advances in Earth Science, 2013, 28(7): 737-750. 石学法, 鄢全树. 西太平洋典型边缘海盆的岩浆活动[J]. 地球科学进展, 2013, 28(7): 737-750.

[3] WU S G, FAN J K, DONG D D. Tectonic division of Philippines Sea plate tectonics[J]. Geological Science, 2013, 48(3): 677-692. 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.

[4] DOO W B, HSU S K, YEH Y C, et al. Age and tectonic evolution of the northwest corner of the West Philippine Basin[J]. Marine Geophysical Research, 2015, 36(2-3): 113-125.

[5] HILDE T W C, CHAO-SHING L. Origin and evolution of the West Philippine Basin: A new interpretation[J]. Tectonophysics, 1984, 102(1-4): 85-104.

[6] FLOWER M F J, CHUNG S L, LO C H, et al. Geochemical characteristics of oceanic island basalts from the Philippine Sea Plate: implications for the sources of East Asian Plate margin and intraplate basalts[J]. Mantle dynamics and plate interactions in East Asia, 1998,

- 27:365-384. DOI: 10.1029/GD027p0365
- [7] DESCHAMPS A, LALLEMAND S. The West Philippine Basin: An Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2002, 107(B12). DOI: 10.1029/2001JB001706.
- [8] YAN Q, SHI X. Geological comparative studies of Japan arc system and Kyushu-Palau arc[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2011, 30(4): 107-121.
- [9] HICKEY-VARGAS R. Origin of the Indian Ocean-type isotopic signature in basalts from Philippine Sea plate spreading centers: An assessment of local versus large-scale processes[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998, 103(B9): 20963-20979.
- [10] YAN Q S, SHI X F. Mineral chemistry of olivine of Cenozoic basalts in the South China Sea and the potential temperature of the mantle [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008(1): 176-184. 鄢全树, 石学法. 南海新生代碱性玄武岩中橄榄石的矿物化学及南海的地幔潜在温度 [J]. *岩石学报*, 2008(1): 176-184.
- [11] PUTIRKA K D. Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2005, 6(5). DOI: 10.1029/2005GC000915.
- [12] PUTIRKA K D, PERFIT M, RYERSON F J, et al. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling[J]. *Chemical Geology*, 2007, 241(3): 177-206.
- [13] SOBOLEV A V, HOFMANN A W, KUZMIN D V, et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts[J]. *Science*, 2007, 316(5823): 412-417.
- [14] LI C, THAKURTA J, RIPLEY E M. Low-Ca contents and kink-banded textures are not unique to mantle olivine: evidence from the Duke Island Complex, Alaska[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2012, 104(3-4): 147-153.
- [15] COOGAN L A, SAUNDERS A D, WILSON R N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces[J]. *Chemical Geology*, 2014, 368: 1-10.
- [16] SAVOV I P, HICKEY-VARGAS R, DANTONIO M, et al. Petrology and geochemistry of West Philippine Basin basalts and early Palau-Kyushu arc volcanic clasts from ODP Leg 195, Site 1201D: Implications for the early history of the Izu-Bonin-Mariana arc[J]. *Journal of Petrology*, 2005, 47(2): 277-299.
- [17] SONG X X, LI C F. Geodynamic results of scientific ocean drillings in the Western Pacific[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2016, 35(1): 17-30. 宋晓晓, 李春峰. 西太平洋科学大洋钻探的地球动力学成果[J]. *热带海洋学报*, 2016, 35(1): 17-30.
- [18] WU J, SUPPE J, LU R, et al. Philippine Sea and East Asian plate tectonics since 52 Ma constrained by new subducted slab reconstruction methods[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2016, 121(6): 4670-4741.
- [19] CAO L, WANG Z, WU S, et al. A new model of slab tear of the subducting Philippine Sea Plate associated with Kyushu-Palau Ridge subduction[J]. *Tectonophysics*, 2014, 636: 158-169.
- [20] 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): 69-86.
- [21] HARAGUCHI S, ISHII T, KIMURA J I, et al. The early Miocene (~25 Ma) volcanism in the northern Kyushu-Palau Ridge, enriched mantle source injection during rifting prior to the Shikoku backarc basin opening[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2012, 163(3): 483-504.
- [22] ZHANG P, YAN Q. Compositions of plagioclase hosted by basaltic rocks from the Mariana Trough and their petrogenesis significances [J]. *Advances in Marine Sciences*, 2017, 35(2), 234-248. 张平阳, 鄢全树. 马里亚纳海槽玄武岩中斜长石矿物化学及意义[J]. *海洋科学进展*, 2017, 35(2), 234-248.
- [23] THOMPSON R N, GIBSON S A. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites[J]. *Nature*, 2000, 407(6803): 502-506.
- [24] FOLEY S F, PRELEVIC D, REHFELDT T, et al. Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 363: 181-191.
- [25] XU Y, HUANG X, MENZIES M A, et al. Highly magnesian olivines and green-core clinopyroxenes in ultrapotassic lavas from western Yunnan, China: evidence for a complex hybrid origin[J]. *European Journal of Mineralogy*, 2003, 15(6): 965-975.
- [26] ZHANG M, TU K, XIE G H, et al. Trace element and isotope geochemistry of Cenozoic basalts from Hainan Island[J]. Liu R X. *Geochronology and Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rocks in China* (in Chinese). Beijing: Seismic Publishing House, 1992, 246-268.
- [27] WANG X C, LI Z X, LI X H, et al. Temperature, pressure and composition of the mantle source region of Late Cenozoic basalts in Hainan Island, SE Asia: a consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones? [J]. *Journal of Petrology*, 2011, 53(1): 177-233.
- [28] SATO H. Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation[J]. *Lithos*, 1977, 10(2): 113-120.

- [29] SOBOLEV A V, HOFMANN A W, SOBOLEV S V, et al. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts[J]. *Nature*, 2005, 434(7033): 590-597.
- [30] YAN Q S, SHI X F, WANG Q S, et al. Major element, trace element, Sr-Nd-Pb isotopic studies of Cenozoic alkali basalts from the South China Sea[J]. *Science in China: Series D Earth Sciences*, 2008, 38(1): 56-71. 鄢全树, 石学法, 王昆山, 等. 南海新生代碱性玄武岩主量, 微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素研究[J]. *中国科学: D辑 地球科学*, 2008, 38(1): 56-71.
- [31] ROEDER P L, EMSLIE R. Olivine-liquid equilibrium[J]. *Contributions to mineralogy and petrology*, 1970, 29(4): 275-289.
- [32] DIXON J E, LEIST L, LANGMUIR C, et al. Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt[J]. *Nature*, 2002, 420(6914): 385-389.
- [33] MONTELLI R, NOLET G, DAHLEN F A, et al. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle[J]. *Science*, 2004, 303(5656): 338-343.
- [34] WHITE W M. Oceanic island basalts and mantle plumes: the geochemical perspective[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2010, 38: 133-160.
- [35] FRENCH S W, ROMANOWICZ B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots[J]. *Nature*, 2015, 525(7567): 95-99.
- [36] SLEEP N H. Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1990, 95(B5): 6715-6736.
- [37] SCHILLING J G. Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges[J]. *Nature*, 1991, 352: 397-403.
- [38] RUEDAS T, SCHMELING H, MARQUART G, et al. Temperature and melting of a ridge-centered plume with application to Iceland [J]. Part I: Dynamics and crust production. *Geophysical Journal International*, 2004, 158(2): 729-743.
- [39] ANDERSON D L. The scales of mantle convection[J]. *Tectonophysics*, 1998, 284(1-2): 1-17.
- [40] ZHANG P Y. Petrological and geochemical studies on Mariana Trough lavas; Implications for back-arc basin magmatic processes[D]. Qingdao: The First Institute of Oceanography, 2017. 张平阳. 马里亚纳海槽玄武岩特征及对弧后盆地岩浆作用的指示意义[D]. 青岛: 国家海洋局第一海洋研究所, 2017.
- [41] BONATTI E. Not so hot "hot spots" in the oceanic mantle[J]. *Science*, 1990, 250(4977): 107-111.
- [42] YAN Q S, SHI X F, LIU J H, et al. Compositions of plagioclase hosted by the Cenozoic basalts in the South China Sea and their petrogenesis significances[J]. *Journal of Minerals*, 2008, 28(2): 135-142. 鄢全树, 石学法, 刘季花, 等. 南海新生代碱性玄武岩中斜长石矿物的化学成分及意义[J]. *矿物学报*, 2008, 28(2): 135-142.
- [43] KUDO A M, WEILL D F. An igneous plagioclase thermometer[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1970, 25(1): 52-65.

Magmatic Conditions of Basaltic Rocks From the Benham Rise in the West Philippine Basin and Its Geological Significances

Wang Rui-rui^{1,2,3,4}, Yan Quan-shu^{2,3,5}, Tian Li-yan^{1,5}, Zhang Hai-tao^{2,3,5}, SHI Mei-juan^{2,3}

(1. *Institute of Deep-sea Science and Engineering, Chinese Academy of Sciences, Sanya 572000, China;*

2. *The First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China;*

3. *Key Laboratory of Marine Sedimentology and Environmental Geology, Qingdao 266061, China;*

4. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;*

5. *Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266071, China)*

Abstract: The Benham Rise (37~36Ma) lies within the West Philippine Basin (WPB), the Philippine Sea plate (PSP), and is very close to the Philippine Trench and Luzon Arc. The Rise, below the water 2 000~3 000 m, with volume of up to $1 \times 10^5 \text{ km}^3$, belongs to a typical submarine plateau. The grain size of olivine microlites is just 0.2~0.4 mm, and the shapes of most of them are idiomorphic or hypidomorphic with slightly resorption, and some of them have altered into iddingsites. The phenocrysts don't take on the peculiar ring fracture and deformation structure which olivine xenocrysts have. In groundmass, the grain size of olivine microlites is just 0.01~0.05 mm. The early crystalline olivine phenocrysts were entrained and transported upwards to the surface by host magmas, with limited interaction with host magmas, evidenced by only a small number of olivines showing weak compositional zonation. Using the Fo values ($100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) of the core of olivine phenocrysts and the X_{Fe} values X_{Fe} is cation fraction of Fe of the host magmas, we estimated the mantle potential temperatures (T_p) beneath the Benham Rise. These results show that the T_p values for the rise range from 1 660 to 1 683 °C. And T_p beneath the Benham Rise is about 185~230°C higher than those beneath the normal mid ocean ridge (1 453~1 475 °C), imply that there may exist thermal anomalies in the mantle beneath the Benham Rise. The average crystallization temperature of plagioclase phenocrysts of the basalts from the Benham Rise is 1160°C, and the high An values ($100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$) of plagioclase phenocrysts indicate that they were formed in rapid upwelling mantle-derived magma. This study provide some key evidences for the existence of a thermal-driven mantle plume beneath the Benham Rise.

Key words: basalt; olivine; plagioclase; mantle potential temperature; mantle plume; the Benham Rise

Received: October 27, 2017