中国科学: 地球科学 2018 年 第 48 卷 第 5 期: 595 ~ 616
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

中太平洋山脉白垩纪响岩质碱玄岩的地球化学特征及地质意义

陈双双[1,2,3], 刘嘉麒[1,3*]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境研究室, 北京 100029;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
3. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029
* 通讯作者, E-mail: liujq@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2017-06-13; 收修改稿日期: 2017-11-21; 接受日期: 2018-01-08; 网络版发表日期: 2018-03-14
国家自然科学基金项目(批准号: 41476034、41272369、40802038、41320104006和41302102)资助

摘要 在详细的岩相学研究基础上, 对中太平洋山脉白垩纪火山岩进行了全岩主量、微量元素、Sr-Nd同位素以及矿物成分分析. 中太平洋山脉火山岩主要属于响岩质碱玄岩, 呈斑状结构, 斑晶主要由富Ca斜长石、单斜辉石和霞石组成. 这些火山岩强烈富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 没有明显的Eu异常(δEu=0.99~1.03), 具有相对较富集的$^{87}Sr/^{86}Sr$(0.703829~0.704313)和$^{143}Nd/^{144}Nd$(0.512857~0.512871)同位素比值, 暗示其具有与OIB型岩浆源区较为相似但更为富集的特征. 这些火山岩可能来源于尖晶石-石榴石二辉橄榄岩稳定存在的、相对较深的岩浆源区, 且经历了1~3%较低程度部分熔融过程. 此外, 地幔源区内可能残留着富含Nb、Ta的矿物(如榍石、金红石、钙钛矿), 且岩浆源区可能受到了碳酸盐岩熔/流体或富碱流体的交代变质作用, 促使这些火山岩具有很高的不相容元素含量和明显Nb、Ta、Ti的亏损. 根据构造环境和地球化学特征, 中太平洋山脉响岩质碱玄岩与线岛火山岩有很多相似之处, 因此我们推测中太平洋山脉 Site313区域很有可能是线岛的一个延续.

关键词 响岩质碱玄岩, OIB型源区, 碳酸盐岩交代, 线岛, 中太平洋山脉

1 引言

整个太平洋板块下方通常被认为存在着14个地幔柱热点, 然而Clouard和Bonneville (2001)却指出在太平洋板片下方, 仅存在三个典型的大型地幔柱火山活动, 分别是中太平洋山脉(Mid-Pacific Mountains)、翁通爪哇高原(Ontong Java plateau)和沙茨基海隆(Shatsky Ridge)火山活动, 这些由深部大型地幔柱导致的长期活跃的火山活动通常会形成大面积的玄武质海洋高原. 其中, 前人对翁通爪哇高原和沙茨基海隆地区的大型玄武质海洋高原的火山岩进行了大量的地球化学分析(Fitton和Godard, 2004; Geldmacher等, 2014; Heydolph等, 2014; Mahoney等, 1993, 2005; Neal等, 1997; Sager, 2005; Sano等, 2012; Tejada等, 1996, 2002, 2016), 然而令人惊讶的是, 对于中太平洋山脉地区的火山岩却几乎找不到任何相关地球化学数据. 自20世纪50年

中文引用格式: 陈双双, 刘嘉麒. 2018. 中太平洋山脉白垩纪响岩质碱玄岩的地球化学特征及地质意义. 中国科学: 地球科学, 48: 595–616, doi: 10.1360/N072017-00194
英文引用格式: Chen S S, Liu J Q. 2018. Geochemical characteristics and geological significance of Cretaceous phonotephrite from the Mid-Pacific Mountains. Science China Earth Sciences, 61: 745–764, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9172-4

© 2018 《中国科学》杂志社

代以来，一些地质学家开始对中太平洋山脉海洋高原的地貌形态、区域地质特征、沉积物和古生物化石、地球物理探测等方面都进行了一定程度的研究，但前人几乎没有对这个区域的火山岩地球化学方面进行过任何研究(Hamilton, 1956; Heezen和Fischer, 1971; Lancelot和Larson, 1975; Larson等, 1975a, 1975b; Lonsdale等, 1972; Matthews等, 1974; Moberly和Larson, 1975; Winterer等, 1973). 并且, 对中太平洋山脉区域的研究止步于20世纪70年代, 自此以后, 对该区域的研究少之甚少.

造成中太平洋山脉火山岩的研究几乎空白的根本原因，可能是因为前人很难获取到这些珍贵稀少的火山岩样品. 自20世纪70年代以后，大洋钻探计划ODP开始陆续在中太平洋山脉的西侧、东侧进行了4个深海钻孔(图1b), 分别是Site 44(Heezen和Fischer, 1971)、Site 171(Winterer等, 1973)、Site 313(Larson等, 1975a, 1975b)和Site 463(Thiede等, 1982). 在这4个大洋钻孔中, 仅在Site313钻孔中发现了少量的火山岩样品, 而在其他3个深海钻孔中几乎找不到任何火山岩样品的痕迹(图2). 与典型海洋高原(翁通爪哇高原和沙茨基海隆)火山岩、以及周边的典型洋岛(线岛和夏威夷岛)火山岩进行对比，我们发现中太平洋山脉火山岩具有极高的全碱含量和钾含量、极高的不相容元素含量、较为独特的岩性——响岩质碱玄岩，这些特征都与周边的海洋高原和洋岛火山岩形成鲜明的差异. 本研究依托大洋钻探计划ODP, 申请了Site 313钻孔的少量火山岩样品(表1)，通过对这些火山岩的地球化学分析，深入探讨中太平洋山脉响岩质碱玄岩的地球化学特征、岩石成因以及岩浆演化过程(Lancelot和Larson, 1975; Moberly和Larson, 1975).

通常情况下，海洋高原又可称为海底大型火山岩省，有关它的起源和形成过程一直备受争议. 争论的观点主要集中在两个方面: 一是认为海洋高原火山活动起源于上升的热地幔柱，尤其是大型地幔柱的“头部”(Duncan和Richards, 1991; Foulger, 2011; Ito和Clift, 1998; Nakanishi等, 1999; Sager和Han, 1993; Sager等, 1999; Saunders, 2005); 二是认为在洋壳薄弱带, 地幔岩经历了大规模的减压部分熔融过程而形成了海底火山岩省(Foulger, 2007; Larson, 1976; Watts等, 1980; Winterer, 1976; Sager, 2005). 本研究将讨论中太平洋山脉、翁通爪哇高原和沙茨基海隆这三个海洋高原火山活动的形成过程以及它们之间的差异.

在前人的研究成果中，我们能够找到一些有关中太平洋山脉火山活动时间的记录. Hamilton(1956)最先报道了中太平洋山脉火山岩样品的大致年龄数据，随后，磁线理的分布和沉积岩的年龄为中太平洋山脉火山活动提供了精准的年龄数据(Hilde等, 1976; Larson, 1976; Lonsdale等, 1972; Nakanishi等, 1992; Natland, 1976; Winterer等, 1973). 中太平洋山脉板内火山活动主要开始于白垩纪早期，一直延续至白垩纪末期(Bass等, 1973; Hamilton, 1956; Heezen等, 1973; Marshall, 1975; Natland, 1976). 根据现有年龄数据, Sager(2005)粗略绘制了中太平洋山脉地区火山活动的年龄趋势图，该年龄趋势呈现出明显“M”的形状(图1c)，且从西到东火山活动的年龄趋势逐渐由老到新(图1c). 有趣的是，沙茨基海隆和赫斯海隆地区火山活动的年龄趋势也呈现类似“M”的形状(图1c). 这种类似的年龄变化趋势很有可能证明了深部地幔柱或地幔柱“头部”的理论(Sager, 2005; Morgan, 1971, 1972).

综上所述，本研究详细报道了中太平洋山脉珍贵的火山岩的地球化学特征，并将中太平洋山脉火山岩与周围典型洋岛火山岩和海洋高原火山岩进行对比分析，以深入探讨中太平洋山脉火山活动的岩浆源区性质、岩石成因和岩浆形成过程，中太平洋山脉、翁通爪哇高原和沙茨基海隆这三个海洋高原火山活动的形成过程和地球化学特征的差异，中太平洋山脉与线岛火山活动之间的相互关系以及它们构造环境之间的联系.

2 地质背景

中太平洋山脉是西太平洋板块中较大的海洋高原之一(图1)，在白垩纪中、晚期发生了多阶段的、强烈的板内火山活动(Schlanger等, 1981). 大量玄武质熔岩的溢流和火山灰的喷发最终在太平洋中部地区形成了一个凸起区域, 比周围海平面高出约2000m. 中太平洋山脉恰好处于北部的夏威夷岛和南部的线岛两个典型的洋岛火山之间(图1b). 沙茨基海隆和翁通爪哇高原也属于西太平洋板块中典型的海洋高原，且发生了多次玄武质岩浆和火山灰的喷发，这些火山活动使海洋高原的海拔达到数十千米，且它们的火山岩和沉积岩的层序与周边海底地层有明显的差别(Schlanger等,

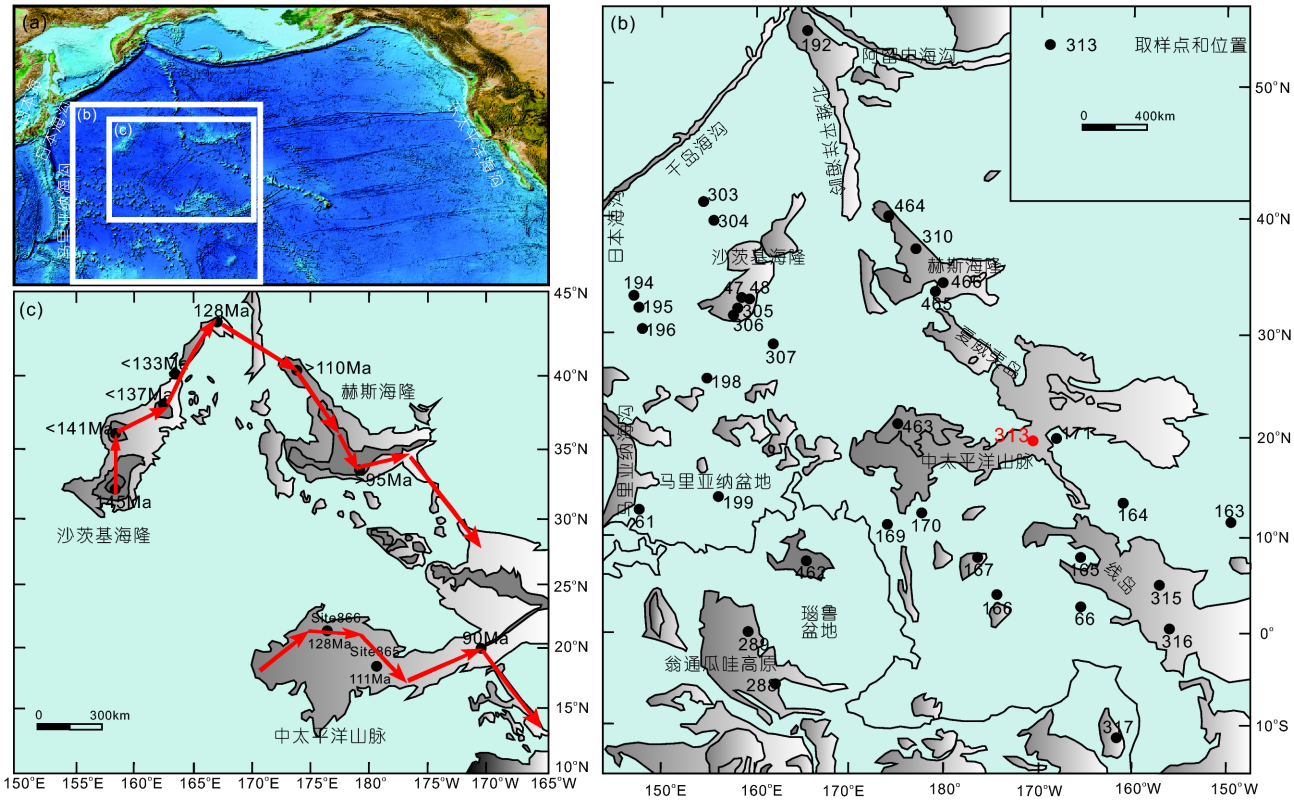

图 1　整个太平洋板块区域地形(a)、西太平洋板块地质图和大洋钻孔位置分布图(b)、中太平洋山脉、沙茨基海隆和赫斯海隆火山活动的年龄趋势分布图(c)

(b) 改自Rea和Vallier(1983); (c) 改自Sager(2005). 中太平洋山脉、沙茨基海隆和赫斯海隆火山活动的年龄数据引自Pringle和Dalrymple(1993)和Sager(2005)

1981).

大洋钻探计划ODP在中太平洋山脉地区东侧、西侧分别进行了4个深海钻孔, 分别是Site 44钻孔(Heezen和Fischer, 1971)、Site 171钻孔(Winterer等, 1973)、Site 313钻孔(Larson等, 1975a, 1975b)和Site 463钻孔(Thiede等, 1982). Site 463钻孔位于中太平洋山脉区域的西侧边缘(图2)(21°57.5′N, 174°52.8′W), 处于M22和M20磁异常带之间. Site 463钻孔的完整地层主要由800多米厚的沉积岩层序组成(图2), 主要包括中生代和第三纪晚期的石灰岩、第三纪和第四纪的钙质超微化石带, 其中还夹杂了一些很薄(约<10m) 的火山岩岩脉和火山活动的记录 (Larson等, 1975a, 1975b). 前人对Site 463很薄的火山活动记录没有进行过任何详细研究, 因此我们无法在图2的地层柱状图中准确标出其位置. 根据磁异常和沉积物记录, Thiede等(1982)估算了Site 463钻孔火山活动大致发生在晚侏罗世. Site 44、Site 171和Site 313钻孔都位于中太平洋山脉东侧较平缓区域(图2)(20°5.5′N, 170°15.7′W). 中太平洋山脉区域的东侧钻孔的沉积岩地层层序与西侧地层很相似 (图2), 都包含有中新世白垩软泥、白垩纪碎屑灰岩和大量的微化石软泥(Larson等, 1975a, 1975b). 钻孔Site 171、Site 313和Site 463详细的岩性地层柱状图见图2(Thiede等, 1982), 只在Site 313钻孔中发现有很明显的、较厚的火山岩层(厚度约为90m), 其他钻孔却很少能见到较厚的火山岩层(Larson等, 1975a, 1975b).

3　岩石学特征

本研究对中太平洋山脉地区Site 313钻孔的六个火山岩样品(表1)进行了详细的岩相学分析(图3), 岩石样品表面附着了一些蚀变物质, 可能是受到了一定程度的海水蚀变作用, 但总体仍呈现较新鲜的致密块状.

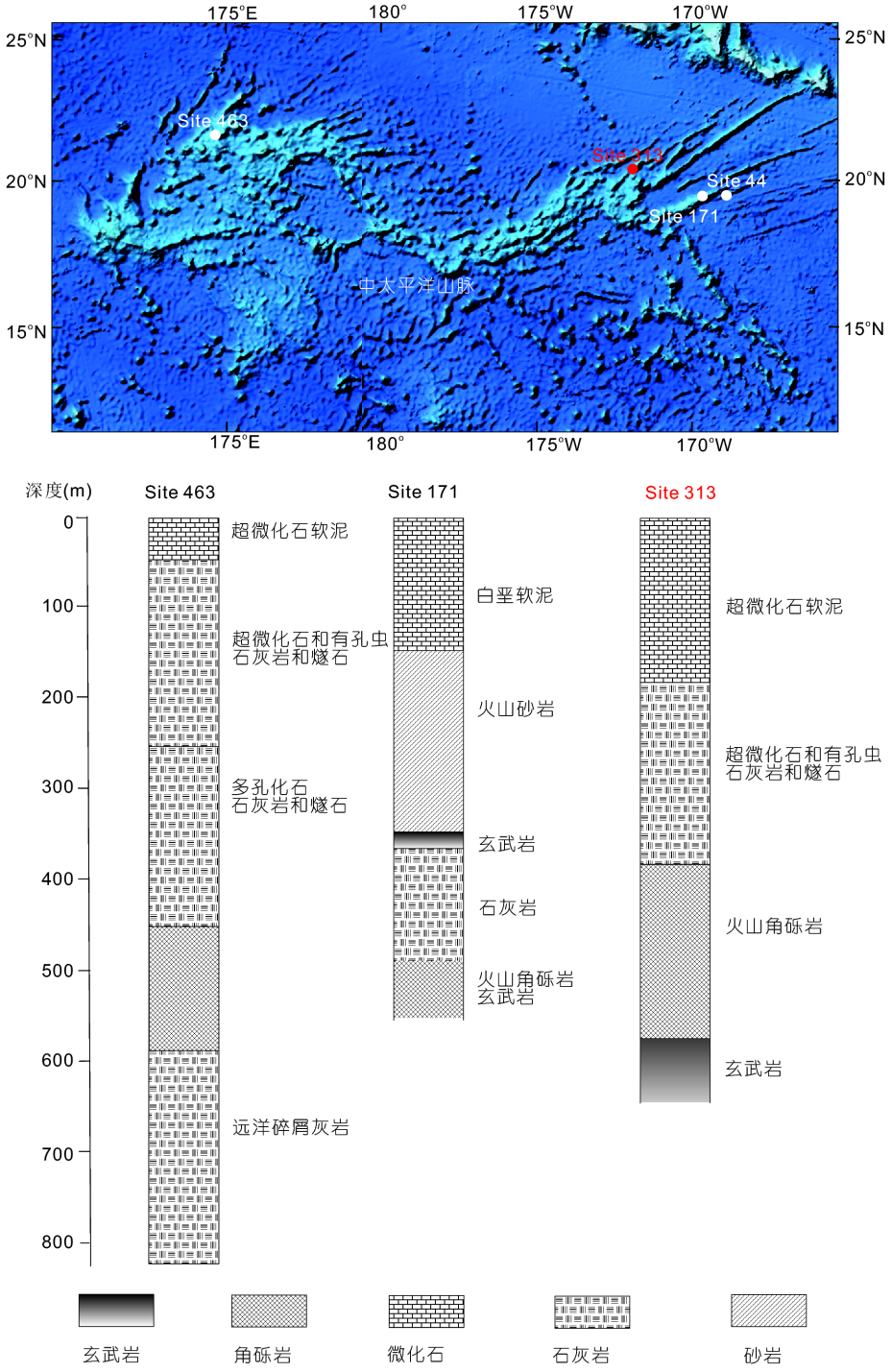

图 2　中太平洋山脉区域4个深海钻孔位置以及Site 463、Site 171和Site 313三个钻孔的岩性地层柱状图

岩石类型主要为响岩质碱玄岩和碱玄岩，它们大多为深褐色-灰黑色. 岩石大多呈致密块状，没有气孔或杏仁状构造, 也未见充填物或包裹体出现.

火山岩样品313-43R-1(图3a)为碱玄岩或粗面玄武岩，呈斑状结构，斑晶粒度较小且斑晶含量仅约5~15vol.%. 斑晶主要是由斜长石和单斜辉石组成，但单

表 1　中太平洋山脉区域Site 313钻孔晚白垩世火山岩的详细描述

序号	样品号	孔位	深度(m)	岩石类型	岩石结构	斑晶组成	取样位置
1	313-43R-1	43	589.4	碱玄岩	斑状结构	Pl+Cpx	20°5.5′N, 170°15.7′W
2	313-43R-2P	43	590.1	响岩质碱玄岩	斑状结构	Pl+Ne	20°5.5′N, 170°15.7′W
3	313-44R-1	44	598.1	响岩质碱玄岩	斑状结构	Pl+Ne	20°5.5′N, 170°15.7′W
4	313-44R-2	44	598.9	碱玄岩	斑状结构	Pl+Cpx+Ne	20°5.5′N, 170°15.7′W
5	313-44R-2P	44	599.5	碱玄岩	斑状结构	Pl+Cpx+Ne	20°5.5′N, 170°15.7′W
6	313-44R-3	44	600.3	碱玄岩	斑状结构	Pl+Cpx+Ne	20°5.5′N, 170°15.7′W
7	313-44R-3P	44	600.9	碱玄岩	斑状结构	Pl+Cpx+Ne	20°5.5′N, 170°15.7′W

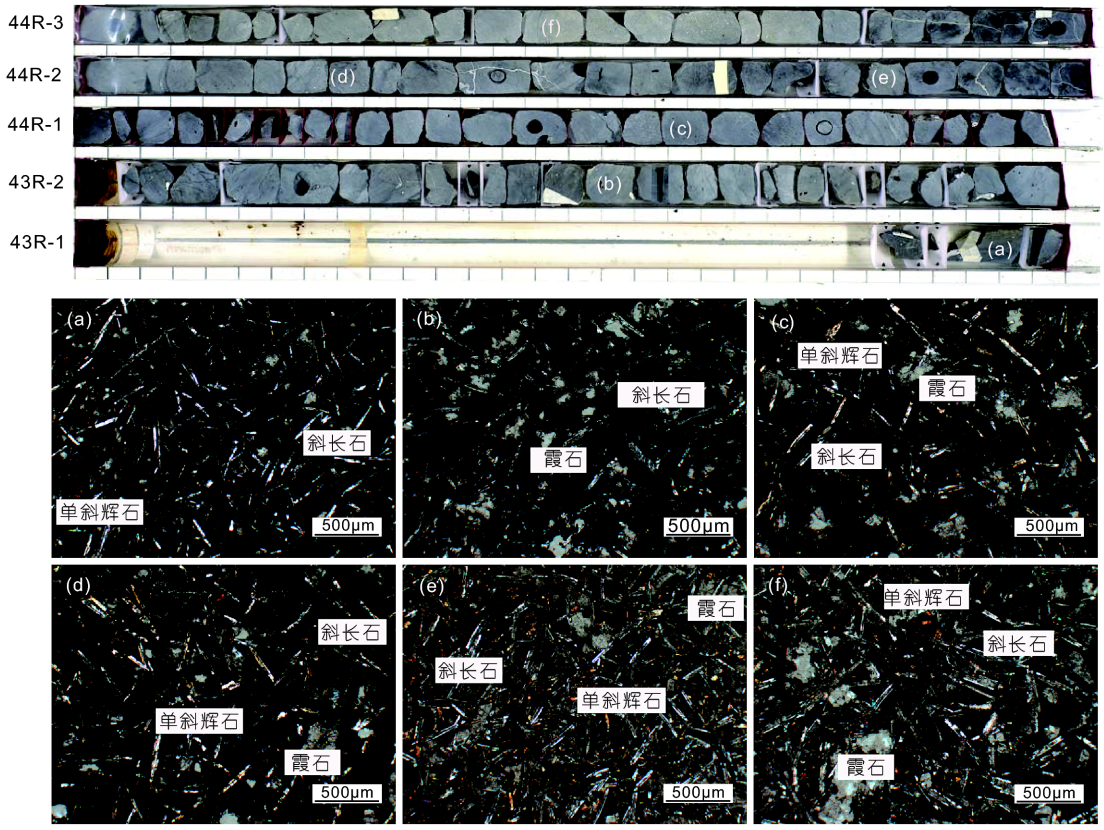

图 3　中太平洋山脉地区Site 313钻孔600m深度以下的六个火山岩样品的取样点以及火山岩的正交偏光显微照片

(a)~(f)分别是火山岩样品313-43R-1、313-43R-2P、313-44R-1、313-44R-2、313-44R-2P和313-44R-3. Pl: 斜长石; Cpx: 单斜辉石; Ne: 霞石

斜辉石斑晶很少(5vol.%) 且粒度很小(0.05~0.1mm). 钙质斜长石在火山岩样品中大量存在(55vol.%), 大多呈晶型较好的针状结构(0.1~0.5mm). 火山岩基质(40vol.%)呈玻晶交织结构, 主要由火山玻璃和一些副矿物组成.

火山岩样品313-43R-2P(图3b)和313-44R-1(图3c)属于响岩质碱玄岩, 呈致密块状构造、斑状结构, 矿物斑晶主要由钙质斜长石(35vol.%)和霞石(35vol.%)组成, 可见一些零星的单斜辉石斑晶, 但斑晶粒度很小. 火山岩基质(30vol.%)主要由火山玻璃和一些副矿物组成, 基质呈玻晶交织结构. 钙质斜长石显示了自形的针状、板片状结构(0.1~0.5mm), 霞石则大多为他形的粒状, 斑晶粒度为0.1~0.2mm.

火山岩样品313-44R-2(图3d)、313-44R-2P(图3e)和313-44R-3(图3f)主要属于碱玄岩, 呈深褐色致密块

状构造和斑状结构, 矿物斑晶主要有针状的钙质斜长石和透长石(45vol.%)、细粒的单斜辉石和透辉石(10vol.%)、霞石(25vol.%), 火山岩基质(20vol.%)呈间粒结构, 主要由火山玻璃、细粒斜长石和一些副矿物组成. 钙质斜长石和透长石大多呈自形的针状、板片状(0.5~1.0mm), 单斜辉石和透辉石呈他形的、细小的粒状(0.01~0.1mm), 霞石呈现为他形的粒状(0.2~0.4mm).

4 分析方法

在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室, 我们利用JEOL JXA8100电子探针显微分析仪对中太平洋山脉火山岩的斜长石、单斜辉石斑晶的主量元素成分进行分析. 在分析过程中, 我们设定光束尺寸为5μm, 加速电压为15kV, 束流为10nA, 计数时间为10~30s, 所有Fe元素都假定为Fe_2O_3. 我们使用Probe for Windows软件进行分析, 并使用CITZAF软件进行X射线校正. 所有元素的分析误差都小于1.5%.

在核工业北京地质研究所的分析实验室, 我们分别利用了Phillips PW1400 X射线荧光光谱仪 (XRF)和FINNIGAN MAT感应耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)分析了中太平洋山脉火山岩的全岩主量元素和微量元素. 首先我们选择了较新鲜的、没有包裹体和侵入体的火山岩样品, 将它们外表面洗净、去除表面蚀变物质, 粉碎至200目, 以用于全岩主量、微量元素分析. 利用外标法测定主量元素成分, 对于含量大于10wt.%的主量元素, 精度为1%, 含量小于1wt.%的主量元素, 精度为5%. 利用酸溶法测定稀土和微量元素成分. 准确称取40mg样品粉末于Teflon溶样罐中, 加入0.5mL HNO_3、1mL的HF, 超声振荡后蒸发近干. 再加入0.5mL HNO_3、1.5mL的HF, 置于烘箱高温保温数天后蒸发近干. 再次加入2.0mL的HNO_3置于烘箱保温, 冷却后转移至50mL容量瓶, 加入1mL 500ppb的In内标, 用1% HNO_3稀至刻度, 摇匀待测. 利用标准曲线法, 以In内标校准仪器漂移. 对于含量大于10×10^{-6}ppm的微量元素, 误差小于5%, 含量小于10×10^{-6}ppm的微量元素, 误差小于10%.

在中国科学院地质与地球物理研究所Finnigan MAT262质谱仪上进行了全岩Sr和Nd同位素分析. 首先我们使用AG50W×8(H+)阳离子交换树脂柱将Rb、Sr、Sm和Nd与溶液中的其他稀土元素分馏分离. 将收集的Sr和Nd部分蒸发并溶解在2% HNO_3中, 以用于进行质谱分析. 基于$^{86}Sr/^{88}Sr=0.1194$和$^{146}Nd/^{144}Nd=0.7219$进行质量分馏校正. 国际标准NBS987给出$^{87}Sr/^{86}Sr$比值为0.710254±16(n=8), NBS607国际标准给出$^{87}Sr/^{86}Sr$比值为1.200320±30(n=12); 国际La Jolla标准给出$^{143}Nd/^{144}Nd$比值为0.511862±7(n=12), BCR-1国际标准给出$^{143}Nd/^{144}Nd$比值为0.512626±9(n=12). Sr、Nd全流程本底分别为2×10^{-10}g和5×10^{-11}g. 详细的Sr、Nd同位素分析前处理流程参见Li等(2012, 2015).

5 分析结果

前人几乎没有任何有关中太平洋山脉火山岩的地球化学数据, 本文将给出中太平洋山脉地区Site 313钻孔火山岩的全岩主量、微量元素(表2和3)、Sr-Nd同位素数据(表4)以及火山岩中的斜长石、单斜辉石斑晶的成分(表5和6). 图4和5中呈现出的主量元素含量, 都是去除烧失量后重新计算得出的.

5.1 主量、微量元素

中太平洋山脉火山岩具有较高的全碱含量(Na_2O+K_2O=5.57~8.71wt.%)(图4a)以及较高的K_2O含量(1.92~4.53wt.%)(图4c). 在TAS图解中这些火山岩主要落在响岩质碱玄岩和碱玄岩的分类范围内, 相比较而言, 中太平洋山脉火山岩的岩性是较为罕见的, 附近典型海洋高原(翁通爪哇高原和沙茨基海隆) 火山岩的岩性大多是属于拉斑质玄武岩, 而典型洋岛火山岩的岩性主要是拉斑玄武岩和较弱的碱性玄武岩. 为避免海水蚀变对岩性判断的影响, 我们再次利用SiO_2 vs. $Zr/TiO_2(10^{-4})$岩性判断图解(图4b)来进行分类, 结果显示中太平洋山脉火山岩处于碱含量较高的碧玄粗面岩-霞石岩的范围内, 而沙茨基海隆、翁通爪哇高原火山岩的碱含量则明显较低. 中太平洋山脉火山岩具有相对较低的$Mg^{\#}$值($Mg^{\#}=100(Mg/(Mg+Fe^{2+})$=46~50)和MgO含量(2.74~3.38wt.%)、较低的Cr(1.43~2.38ppm)和Ni含量(2.61~12.2ppm), 且SiO_2含量变化范围较小(45.56~51.32wt.%)(表2和3). 在哈克图解中, 中太平洋山脉火山岩的SiO_2含量和其他主量元素之间显示很好的相关关系(图5), 其中包括有SiO_2和Al_2O_3、K_2O之间的正相关关系, SiO_2和CaO、FeO_T、MgO之间的负相

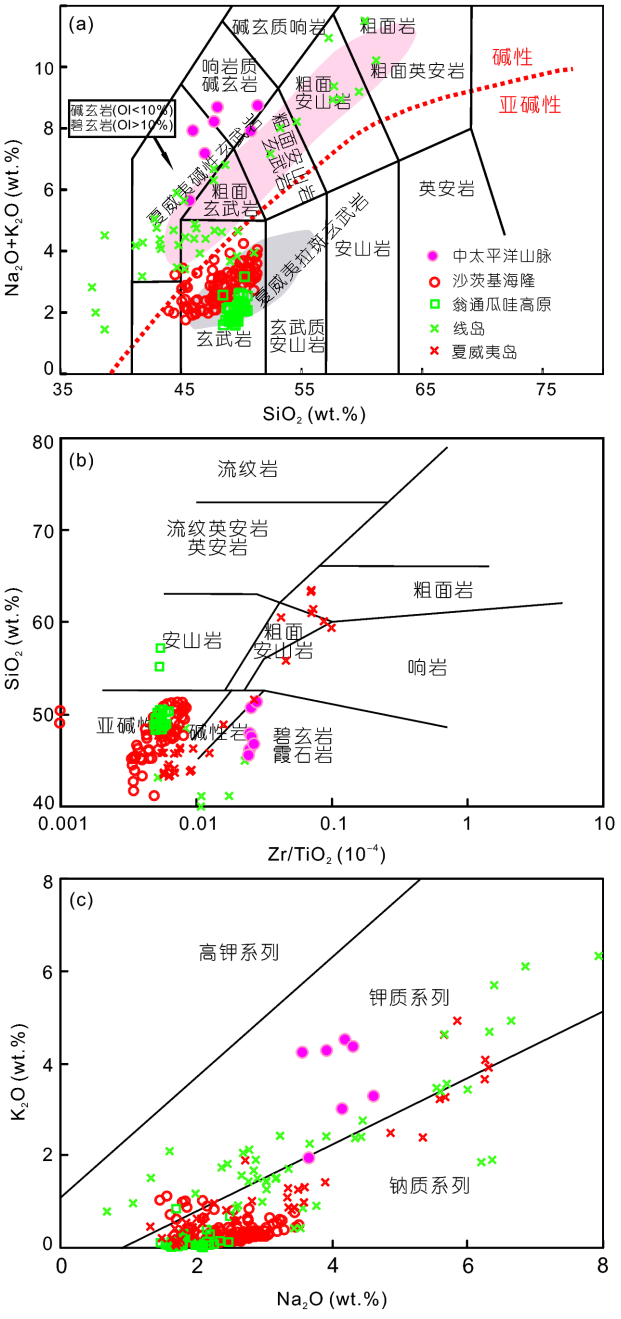

图 4　中太平洋山脉火山岩的Na_2O+K_2O *vs.* SiO_2图解(a)、SiO_2 *vs.* $Zr/TiO_2(10^{-4})$图解(b)、K_2O *vs.* Na_2O图解(c)

(a) 改自Le Bas等(1986); (b) 改自Winchester和Floyd(1977); (c) 改自Le Bas等(1986). 实心点和空心点分别为本文新的数据、引用数据; 夏威夷岛的碱性火山岩(浅红色)和拉斑玄武岩(浅灰色)引自Clague和Sherrod(2014); 沙茨基海隆火山岩数据引自Sano等(2012); 翁通爪哇高原火山岩的数据引自Fitton和Godard(2004)和Tejada等(2002); 线岛火山岩数据引自Davis等(2002)、Natland(1976)和Schlanger等(1984); 夏威夷岛火山岩数据引自Garcia等(2015a); 夏威夷岛碧玄质玻璃数据引自Sisson等(2009)

关关系(图5). 此外, 相比于其他地区的火山岩, 中太平洋山脉火山岩具有相对较低的CaO、FeO_T、MgO含量, 和相对较高的Al_2O_3、K_2O、TiO_2含量(图5).

在球粒陨石标准化稀土元素配分图解中, 中太平洋山脉火山岩强烈富集轻稀土元素($(La/Yb)_N$=16.1~18.9), 具有较高的稀土元素总量(∑REE=426~468ppm), 且没有表现出明显Eu异常(δEu=2Eu/(Sm+Gd)=0.99~1.03)(图6). 它们的稀土元素配分图解与洋岛玄武岩OIB的配分模式很相似(Sun和McDonough, 1989), 但又远远比洋岛玄武岩OIB的稀土元素含量富集(图6). 相比较而言, 尽管线岛和夏威夷岛火山岩具有与洋岛玄武岩OIB较为相似的稀土配分模式, 但是它们的稀土元素总量以及稀土元素的分异程度却远远低于中太平洋山脉火山岩(图7). 然而, 沙茨基海隆和翁通爪哇高原火山岩则分别与N-MORB和E-MORB稀土元素配分模式相似(图6).

在原始地幔标准化不相容元素图解中, 中太平洋山脉火山岩具有较为富集的大离子亲石元素、Th和U的正异常和Sr负异常, 其中有五个样品显示了很明显的Nb-Ta负异常, 而另两个火山岩样品则显示了较高的$(Nb/La)_{pm}$和$(Nb/Th)_{pm}$比值($(Nb/La)_{pm}$=1.07~1.12; $(Nb/Th)_{pm}$=0.97~0.98), 暗示其具有与地幔柱有关的洋岛玄武岩OIB型火山岩的地球化学特征(Sun和McDonough, 1989).

5.2　Sr、Nd同位素成分

本研究给出了5个中太平洋山脉火山岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$和$^{143}Nd/^{144}Nd$同位素比值(表4). 中太平洋山脉火山岩具有相对较低的$^{143}Nd/^{144}Nd$同位素比值和较高的$^{87}Sr/^{86}Sr$同位素比值, 分别为0.512857~0.512871和0.703829~0.704313, 这些同位素成分主要处于洋岛玄武岩OIB的同位素范围内(图8). 相较于Nd同位素成分, Sr同位素比值具有较大的变化范围(图8), 这可能是由于岩石样品受到一定程度的海水Sr同位素成分的影响. 前人几乎没有任何关于线岛火山岩的同位素成分, 因此在图8中没有展示线岛火山岩的同位素, 而位于线岛南侧的社会群岛、玛克萨斯和拉罗汤加岛火山岩则显示较为富集的同位素成分, 与中太平洋山脉火山岩的Sr、Nd同位素成分较为相似, 因此我们推测线岛火山岩可能也具有与中太平洋山脉火山岩较为相似的同

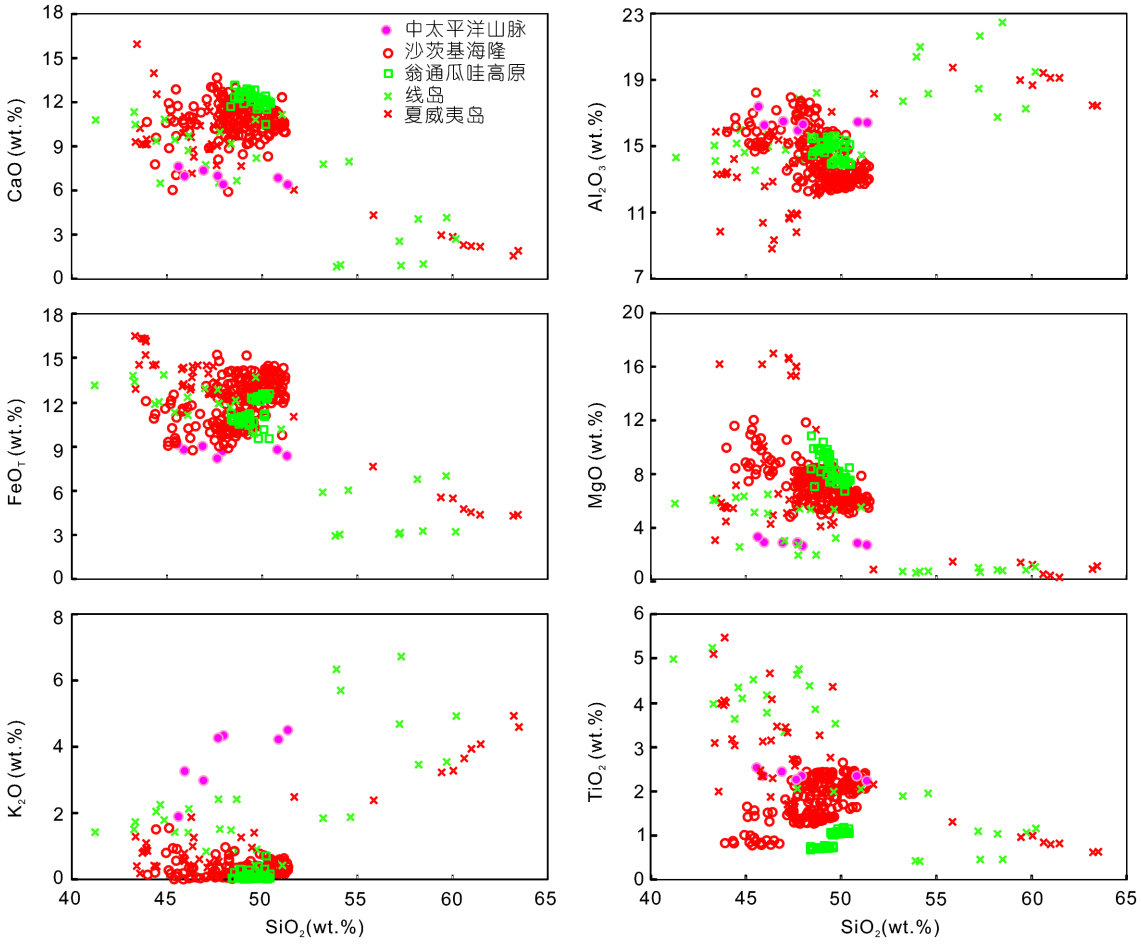

图 5　中太平洋山脉、沙茨基海隆、翁通爪哇高原、线岛和夏威夷岛火山岩的哈克图解

所有火山岩的数据来源见图4

位素成分.

5.3　电子探针数据

长石是中太平洋山脉火山岩的斑晶和基质中最主要的矿物, 大多数长石斑晶具有相对较低的钾含量, 尽管也有一些钾质富集的长石斑晶. 根据长石分类方案(Smith和Brown, 1988), 钾质亏损的长石主要包括有奥长石、中长石、拉长石, 其成分为$Ab_{41.8–74.0}An_{16.6–56.2}Or_{1.6–9.5}$(表5); 钾质富集的长石主要属于钾质透长石, 其成分为$Ab_{4.5}An_{3.8}Or_{91.8}$(图9).

辉石也是中太平洋山脉火山岩中最常见的矿物, 根据辉石分类图解(Morimoto, 1988), 其成分为$Wo_{48–51}En_{29–39}Fs_{13–20}$, 属于钙质富集的次透辉石(表6; 图9). 这些辉石斑晶具有相对较高的$Mg^{\#}$值($Mg^{\#}$=62~77)、较高的TiO_2(2.03~6.19wt.%)和Al_2O_3(4.61~10.18wt.%)含量、相对较低的K_2O(0.02~0.39wt.%)和Na_2O(0.58~1.13wt.%)含量.

6　讨论

6.1　海水蚀变的影响

中太平洋山脉火山岩具有相对较高的烧失量(2.58~7.58wt.%)(表2), 表明这些火山岩很有可能受到了一定程度的海水蚀变作用. 因此我们在讨论岩浆源区性质之前, 很有必要评估海水蚀变对火山岩地球化学数据带来的影响.

通常情况下, 主量元素、大离子亲石元素(如K_2O、CaO、Rb、K、Ba、Sr), 这些不稳定元素很容

表 2　中太平洋山脉区域Site 313钻孔火山岩的主量元素(wt.%)成分

成分	313-43R-1	313-43R-2P	313-44R-1	313-44R-2	313-44R-2P	313-44R-3	313-44R-3P
SiO_2	45.56	50.81	51.32	46.88	47.65	45.89	47.92
TiO_2	2.54	2.35	2.25	2.45	2.27	2.36	2.35
Al_2O_3	17.42	16.49	16.45	16.53	16.02	16.30	16.36
FeO_T	9.17	8.82	8.40	9.05	8.23	8.82	8.71
MnO	0.19	0.19	0.20	0.19	0.18	0.19	0.23
MgO	3.38	2.92	2.77	2.96	2.96	2.99	2.74
CaO	7.71	6.92	6.47	7.43	7.09	7.05	6.49
Na_2O	3.65	3.55	4.18	4.14	3.91	4.61	4.30
K_2O	1.92	4.25	4.53	3.01	4.29	3.29	4.38
P_2O_5	1.02	0.94	0.79	0.91	0.80	0.82	0.82
烧失量	7.25	2.69	2.58	6.30	6.52	7.58	5.61
合计	99.81	99.93	99.93	99.85	99.92	99.9	99.91

易受到海水蚀变作用的影响，而稀土元素、大多高场强元素(如Zr、Nb、Ta、Sm、Hf)以及Sc、Th等元素则是相对稳定的，不会因海水蚀变而产生变化(Chen等，2015)．不相容元素比值(如Th/La、Zr/Y、Th/Y、Sm/Th、Th/Nd和La/Sm)也不受海水蚀变的影响，可直接用于分析岩浆源区的性质．因此在下文的岩石成因和岩浆演化的分析中，我们将主要利用这些稳定元素(如稀土元素、Zr、Nb、Ta、Sm、Hf、Sc和Th)和不相容元素比值，而尽可能避免使用主量元素和大离子亲石元素．此外，值得注意的是，海水Sr同位素必然会造成火山岩样品Sr同位素的变化，但并不会改变Nd同位素的成分，因此我们需要结合Sr和Nd同位素特征来判别岩浆源区特征．

6.2　岩石成因

6.2.1　壳源物质混染与结晶分异

由于壳源物质中含有相对较低的Nb、Ta含量以及相对较高的Zr、Hf、U、Th和Pb含量，因此我们推测中太平洋山脉火山岩具有很明显的Nb、Ta负异常很有可能是由于壳源物质的混入导致的(Zhao和Zhou, 2007)．然而不相容元素比值和同位素成分却又反驳了地壳混染的可能性．不相容元素比值通常情况下不会受到部分熔融和结晶分异的影响，因此可用于判别是否受到地壳物质的混染．中太平洋山脉火山岩的Zr/Hf、Th/Ce和Th/La比值分别是41.5~44.2、0.07~0.08和0.13~0.14，这些比值与幔源岩浆的不相容元素比值很接近(Zr/Hf=~36.3；Th/Ce=0.02~0.05；Th/La=~0.12)，但又明显区别于壳源物质的比值(Zr/Hf=~11.0；Th/Ce=~0.15；Th/La=~0.30)(Sun和McDonough, 1989)，因此这可能就表明了中太平洋山脉火山岩受到很少壳源物质的混染. 此外, 中太平洋山脉火山岩具有相对富集的、且变化范围较小的$^{144}Nd/^{143}Nd$同位素比值, 主要落在洋岛玄武岩OIB的同位素范围内．中太平洋山脉火山岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$同位素比值范围为0.703829~0.704313, 与深海沉积物的Sr同位素比值相差甚远($^{87}Sr/^{86}Sr$>0.7077)(Voigt等, 2015)．因此综上所述，我们推测这些中太平洋山脉火山岩可能受到了很少的壳源物质(包括深海沉积物)的混染，虽然这导致了一些微量元素的异常(如Nb、Ta负异常)，但却没有改变不相容元素比值和同位素成分．或者也可以这样认为，Nb、Ta的强烈亏损更有可能是与岩浆源区的特征有关．因此在下文中，我们需要进一步讨论Nb、Ta元素如此亏损的原因．

中太平洋山脉火山岩具有相对较低的$Mg^{\#}$值(46~50)，较低的MgO、Cr和Ni含量，且存在着大量的斜长石、单斜辉石和霞石斑晶(图3)，这都证明了中太平洋山脉火山岩并不是来源于原始地幔源区，其岩浆演化过程中可能经历了很明显的结晶分异过程．哈克图解中显示SiO_2与其他主量元素之间存在着明显的相关关系(图5)，更进一步证明单斜辉石、斜长石、以及含钾矿物的结晶分异过程．

表 3　中太平洋山脉区域Site 313钻孔火山岩的微量元素(ppm)成分

成分	313-43R-1	313-43R-2P	313-44R-1	313-44R-2	313-44R-2P	313-44R-3	313-44R-3P
Cr	1.82	2.23	2.38	2.06	2.28	1.43	2.27
Ni	12.2	8.31	7.72	4.52	2.97	2.61	3.11
Rb	24.9	79.8	83.9	36.7	53	37.4	74.5
Sr	1375	1205	1210	1255	785	944	816
Y	52.3	47.3	46.4	54.7	48	48.8	46
Zr	660	619	645	683	617	630	619
Ba	737	702	756	761	729	708	737
La	97.7	90.6	93.7	98.7	91.1	92.4	92
Ce	184	174	185	188	173	177	179
Pr	21.9	20.8	21.6	22.8	21	21.2	21.2
Nd	88.7	85.1	87	93.8	83.4	85.9	85.3
Sm	16.7	15.9	16.1	17.6	15.8	16.1	16
Eu	5.23	4.96	4.85	5.57	4.78	5.01	4.98
Gd	14.2	13.2	13.2	14.8	12.6	14.1	13.5
Tb	2.27	2.17	2.14	2.38	2.12	2.21	2.11
Dy	10.8	10.2	10.1	12.1	10.5	10.9	10.2
Ho	1.87	1.77	1.8	2.09	1.85	1.83	1.82
Er	5.21	4.74	4.4	5.07	4.78	5.06	4.83
Tm	0.69	0.66	0.62	0.69	0.58	0.68	0.62
Yb	4.16	4.03	3.55	4.3	3.98	3.85	3.73
Lu	0.56	0.44	0.44	0.54	0.53	0.51	0.41
Hf	15.8	14.5	14.6	15.5	14.7	15	14.9
Pb	7.01	6.99	6.99	7.61	6.9	6.91	6.88
Th	13.1	12.2	13.2	13.2	12.3	12.4	12.6
U	1.34	2.35	1.59	2.02	2.28	2.46	1.43
Nb	9.8	61.1	109	74.2	10.8	82.7	102
Ta	0.02	1.06	5.73	1.89	0.08	2.86	4.73

成分	GSR2 测量值	参考值(GSR2) GBW07104	GSR2相对误差(%)	GSD12测量值	参考值 (GSD12) GBW07312	GSD12相对误差(%)	GSR3 测量值	参考值(GSR3) GBW07105	GSR3相对误差(%)
Cr	32.8	32.0	2.44	34.5	35.0	1.45	134	134	0.00
Ni	17.8	17.0	4.49	12.6	12.8	1.59	142	140	1.41
Rb	39.0	38.0	2.56	269	270	0.37	37.9	37.0	2.37
Sr	809	790	2.35	23.4	24.0	2.56	1095	1100	0.46
Y	9.23	9.30	0.76	29.8	29.0	2.68	21.7	22.0	1.38
Zr	97.9	99.0	1.12	221	234	5.88	276	277	0.36
Ba	1045	1020	2.39	203	206	1.48	526	527	0.19
La	22.9	22.0	3.93	32.3	32.7	1.24	56.4	56.0	0.71
Ce	41.6	40.0	3.85	61.0	61.0	0.00	105	105	0.00
Pr	4.97	4.90	1.41	7.06	6.90	2.27	13.5	13.2	2.22
Nd	19.7	19.0	3.55	25.8	26.0	0.78	53.2	54.0	1.50
Sm	3.44	3.40	1.16	5.06	5.00	1.19	10.0	10.2	2.00
Eu	1.08	1.02	5.56	0.61	0.61	0.00	3.29	3.20	2.74
Gd	2.60	2.70	3.85	4.49	4.40	2.00	8.22	8.50	3.41
Tb	0.41	0.41	0.00	0.86	0.82	4.65	1.23	1.20	2.44
Dy	2.03	1.85	8.87	4.89	4.80	1.84	5.49	5.60	2.00
Ho	0.35	0.34	2.86	0.98	0.94	4.08	0.89	0.88	1.12
Er	0.78	0.85	8.97	2.99	3.10	3.68	1.90	2.00	5.26
Tm	0.15	0.15	0.00	0.54	0.53	1.85	0.27	0.28	5.26
Yb	0.82	0.89	8.54	3.90	3.70	5.13	1.43	1.50	4.90
Lu	0.12	0.12	0.00	0.57	0.58	1.75	0.18	0.19	4.40
Hf	2.96	2.90	2.03	7.91	8.30	4.93	6.32	6.50	2.85
Pb	11.5	11.3	1.74	299	285	4.68	6.97	7.00	0.43
Th	2.73	2.60	4.76	21.4	21.4	0.00	6.09	6.00	1.48
U	0.95	0.90	5.26	7.72	7.80	1.04	1.46	1.40	4.11
Nb	6.48	6.80	4.94	16.0	15.4	3.75	69.4	68.0	2.02
Ta	0.43	0.40	6.98	3.26	3.20	1.84	4.44	4.30	3.15

表 4　中太平洋山脉区域Site 313钻孔火山岩的Sr和Nd同位素成分

样品	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ
313-43R-1	0.703829	0.000016	0.512857	0.000008
313-43R-2P	0.704055	0.000020	0.512871	0.000013
313-44R-1	0.704100	0.000015	0.512863	0.000008
313-44R-2P	0.704260	0.000016	0.512862	0.000009
313-44R-3	0.704313	0.000016	0.512869	0.000006

6.2.2　岩浆源区的性质

根据硅碱图与Na_2O-K_2O图解(图4), 中太平洋山脉火山岩主要属于响岩质碱玄岩或碱玄岩, 相比于其他的海洋高原(翁通爪哇高原和沙茨基海隆)和洋岛(线岛和夏威夷岛)火山岩来讲, 这些火山岩具有相对较高的全碱含量(Na_2O+K_2O=5.57~8.71wt.%)和K_2O含量(1.92~4.53wt.%). 中太平洋山脉火山岩的稀土配分图解与洋岛玄武岩OIB的配分模式很相似, 但其不相容元素的含量又远高于洋岛玄武岩OIB的含量(图6). 中太平洋山脉火山岩的Sm/Th比值(1.22~1.33)和Th/Y比值(0.24~0.28)也说明其岩浆源区性质与洋岛玄武岩OIB很相似(图10a). 中太平洋山脉响岩质碱玄岩的Sr、Nd同位素成分与较富集的洋岛玄武岩OIB的同位素成分相似, 因此综合微量元素和同位素比值的特征, 我们推测中太平洋山脉火山岩可能是来自于相对较深且较富集的软流圈地幔. 此外, 相比较而言, 线岛火山岩和夏威夷碧玄质玻璃的不相容元素配分图解(图7)和微量元素比值(图10a)与中太平洋山脉火山岩有明显相似的特征, 这可能表明它们之间有极为相似的岩浆源区特征.

在岩浆演化过程中, 由于稀土元素表现出较为相似的地球化学行为(Aldanmaz等, 2000), 因此我们可以利用稀土元素比值(图10)来估算岩浆源区的深度以及部分熔融的程度(Zhao和Zhou, 2007). 一般来讲, 稀土元素比值主要是针对相对原始的玄武岩或者玄武玻璃, 但前人研究也证实稀土元素比值也可对较为演化的玄武岩进行准确判断(Su等, 2012). 中太平洋山脉响岩质碱玄岩具有相对较高的Sm/Yb(3.95~4.54)、La/Sm(5.61~5.85)、Gd/Yb(3.17~3.72)和Th/Yb(3.03~3.72)比值, 表明这些火山岩可能来自于尖晶石-石榴石二辉橄榄岩稳定存在的、相对较深的地幔源区, 且经历了1~3%较低程度的部分熔融作用(图10). 根据较高含量的稀土元素总量以及较陡的稀土元素分布模式也可以判断出这样的特征. 相比较而言, 线岛火山岩和夏威夷碧玄质玻璃也是起源于相对较深的岩浆源区, 且经历较低程度部分熔融形成的(图10). 然而对于翁通爪哇高原和沙茨基海隆火山岩以及夏威夷拉斑玄武岩, 它们则是起源于尖晶石二辉橄榄岩稳定存在的相对较浅的岩浆源区, 且经历了较高程度部分熔融作用(图10).

单斜辉石是中太平洋山脉火山岩中的主要矿物, 常被用于计算单斜辉石结晶的温度和压力, 可用于指示岩浆房或岩浆通道内的温压环境. 首先我们利用Liotard等(1988)提出的平衡系数Kd_{cpx}来判别单斜辉石和熔体之间是否达到了化学平衡, Kd_{cpx}的计算公式为$(FeO/MgO)_{cpx}/(FeO/MgO)_{basalt}$. 通常情况下, 当$Kd_{cpx}$结果在0.2~0.4范围内, 表明单斜辉石和熔体之间已经 达到了化学平衡. 结果显示, 中太平洋山脉火山岩的Kd_{cpx}值大多都处于0.2~0.4, 这也就表明中太平洋山脉火山岩中的单斜辉石和熔体已经达到了化学平衡的状态. 由于中太平洋山脉火山岩受到了海水蚀变的影响, 因此我们仅能准确测取很少量火山玻璃的成分(表6). 在本研究中我们分别利用了Putirka等(1996, 2003)和Putirka(2008)提出的三种单斜辉石地质温压计, 结果显示中太平洋山脉火山岩的单斜辉石结晶的温度和压力分别是T=1391~1432K和P=5.1~10.9kbar(Putirka等, 1996)、T=1342~1377K和P=6.4~10.8kbar(Putirka等, 2003)、T=1223~1400K和P=2.8~10.8kbar(Putirka, 2008). 三种地质温压计得到的结果基本一致, 这一结果可能暗示了中太平洋山脉来源于相对较深的岩浆源区, 其矿物(单斜辉石)结晶时的温压大致为T=1342~1377K和P=6.4~10.8kbar(Putirka等, 2003).

表 5　中太平洋山脉区域Site 313钻孔火山岩中斜长石斑晶的主量元素(wt.%)成分

样品	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	合计
44R-1-4	56.68	0.21	26.06	0.81	0.02	0.06	8.30	6.21	0.60	0.00	98.93
44R-1-9	63.51	0.07	18.64	0.22	0.01	0.01	0.79	0.51	16.03	0.03	99.81
44R-1-10	56.43	0.18	26.84	0.59	0.01	0.05	8.98	5.93	0.54	0.01	99.54
44R-1-11	59.05	0.18	24.68	0.59	0.02	0.03	6.62	7.16	0.76	0.01	99.09
44R-1-13	57.18	0.17	26.02	0.60	0.00	0.04	8.10	6.22	0.73	0.00	99.06
44R-1-19	55.60	0.17	27.19	0.63	0.03	0.05	9.63	5.56	0.53	0.07	99.46
44R-1-20	55.11	0.12	27.53	0.62	0.00	0.06	10.0	5.12	1.00	0.04	99.59
44R-2-1	55.76	0.15	27.20	0.63	0.02	0.06	9.49	5.65	0.44	0.02	99.41
44R-2-2	58.66	0.23	25.98	0.60	0.00	0.04	6.29	7.02	0.94	0.00	99.75
44R-2-4	55.96	0.18	26.46	0.71	0.00	0.06	9.07	5.78	0.56	0.11	98.88
44R-2-5	54.60	0.16	27.74	0.73	0.00	0.05	10.32	5.27	0.39	0.01	99.25
44R-2-6	56.02	0.16	26.91	0.63	0.00	0.06	9.04	5.82	0.73	0.01	99.37
44R-2-7	57.34	0.15	26.11	0.65	0.02	0.06	8.12	6.59	0.59	0.01	99.64
44R-2-8	56.44	0.19	26.55	0.70	0.02	0.10	8.71	6.09	0.50	0.01	99.30
44R-2-9	55.83	0.21	26.67	0.80	0.00	0.07	9.07	5.85	0.51	0.01	99.03
44R-2-10	56.44	0.18	26.76	0.69	0.00	0.05	8.74	6.04	0.50	0.02	99.42
44R-2-12	54.42	0.20	28.16	0.80	0.02	0.10	10.42	5.22	0.52	0.01	99.88
44R-2-13	56.33	0.20	26.70	0.65	0.00	0.06	8.86	6.13	0.49	0.01	99.42
44R-3P-8	60.98	0.22	23.70	0.55	0.01	0.06	5.21	7.91	0.96	0.01	99.58
44R-3P-19	61.02	0.19	23.57	0.42	0.00	0.02	4.82	7.85	1.19	0.00	99.08
44R-3P-20	61.50	0.23	23.50	0.43	0.00	0.01	4.78	8.29	1.11	0.00	99.85
44R-3P-23	59.96	0.25	23.72	0.56	0.02	0.06	5.46	7.42	1.11	0.02	98.56
44R-3P-25	62.33	0.26	22.86	0.48	0.01	0.04	3.94	8.47	1.51	0.01	99.92
44R-3P-26	62.55	0.27	22.33	0.45	0.01	0.03	3.40	8.37	1.63	0.00	99.04
44R-3P-48	59.45	0.19	24.59	0.50	0.01	0.02	6.40	7.25	0.80	0.01	99.22
43R-1-1	53.91	0.22	28.24	0.92	0.01	0.12	11.27	4.69	0.38	0.12	99.87
43R-1-2	54.85	0.17	27.68	0.88	0.01	0.10	9.87	5.31	0.46	0.02	99.35
43R-1-3	55.23	0.17	27.30	0.79	0.00	0.06	9.29	5.65	0.45	0.00	98.94
43R-1-4	53.22	0.17	28.64	0.70	0.02	0.09	11.35	4.68	0.36	0.04	99.27
43R-1-5	54.12	0.21	27.67	0.98	0.02	0.13	10.51	5.17	0.35	0.02	99.18
43R-1-6	54.65	0.17	27.78	0.81	0.00	0.08	10.15	5.27	0.46	0.00	99.37
43R-1-7	56.23	0.21	26.78	0.86	0.01	0.08	8.66	5.94	0.62	0.02	99.40
43R-1-8	53.68	0.19	28.74	0.76	0.03	0.09	11.22	4.94	0.28	0.03	99.95
43R-1-9	56.83	0.21	26.14	0.72	0.02	0.05	8.12	6.48	0.55	0.01	99.12
43R-1-10	53.58	0.12	28.95	0.73	0.00	0.07	11.58	4.79	0.30	0.02	100.15
43R-1-11	55.30	0.21	27.32	0.90	0.00	0.08	9.72	5.67	0.42	0.03	99.66
43R-1-12	55.87	0.16	26.61	0.84	0.01	0.07	9.03	5.87	0.54	0.05	99.05

表 6　中太平洋山脉区域Site 313钻孔火山岩中单斜辉石斑晶和火山玻璃的主量元素(wt.%)成分

样品	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	合计
44R-1-5	46.50	3.13	6.24	8.35	0.28	11.20	21.58	0.81	0.39	0.12	98.60
44R-1-6	46.97	2.74	6.32	8.32	0.25	11.80	22.54	0.75	0.12	0.06	99.87
44R-1-7	41.44	5.72	9.30	9.89	0.31	9.18	21.44	1.09	0.12	0.05	98.54
44R-1-8	41.22	5.27	9.84	9.66	0.20	9.54	22.15	0.88	0.04	0.04	98.85
44R-1-12	47.60	2.34	5.01	8.12	0.29	12.43	22.46	0.58	0.05	0.04	98.93
44R-1-17	41.94	4.94	9.32	9.51	0.20	9.86	22.34	0.75	0.09	0.06	99.01
44R-1-18	45.09	3.37	7.53	8.51	0.20	11.21	22.51	0.78	0.08	0.01	99.28
44R-2-3	43.42	4.01	9.09	9.52	0.23	10.46	22.26	0.81	0.04	0.00	99.84
44R-2-11	43.40	4.16	8.84	9.23	0.19	10.42	22.25	0.75	0.02	0.00	99.26
44R-3P-1	42.81	4.61	8.94	9.60	0.21	10.06	22.12	0.78	0.03	0.03	99.18
44R-3P-2	45.58	3.14	6.17	8.93	0.27	11.41	22.07	0.65	0.08	0.04	98.34
44R-3P-4	48.58	2.03	4.61	7.49	0.30	12.63	22.20	0.77	0.16	0.00	98.76
44R-3P-5	42.52	4.53	9.36	9.28	0.24	10.07	22.18	0.81	0.10	0.05	99.15
44R-3P-9	44.33	3.94	7.84	9.07	0.21	10.78	21.81	0.80	0.17	0.01	98.94
44R-3P-12	42.59	4.65	9.21	9.59	0.20	10.10	22.01	0.85	0.08	0.01	99.30
44R-3P-14	42.57	4.64	9.22	9.92	0.22	10.05	22.14	0.77	0.04	0.04	99.60
44R-3P-21	48.89	2.20	4.97	7.85	0.24	12.91	22.23	0.61	0.12	0.05	100.08
44R-3P-22	45.74	2.93	6.71	9.06	0.23	11.40	22.35	0.61	0.07	0.00	99.09
44R-3P-29	42.51	4.52	9.27	9.25	0.21	9.95	22.28	0.91	0.10	0.07	99.09
44R-3P-30	42.66	4.47	9.30	9.47	0.18	9.94	22.05	0.82	0.09	0.04	99.01
44R-3P-31	40.98	4.99	9.81	9.96	0.18	9.67	22.27	0.76	0.03	0.00	98.68
44R-3P-32	43.50	4.30	8.53	9.08	0.19	10.37	22.26	0.75	0.11	0.04	99.14
44R-3P-33	45.79	3.15	7.29	8.24	0.20	11.65	22.30	0.84	0.09	0.03	99.57
44R-3P-34	44.51	3.64	8.43	8.73	0.22	10.91	22.34	0.80	0.07	0.03	99.69
44R-3P-35	40.27	6.19	10.18	10.72	0.29	8.87	21.43	1.13	0.08	0.07	99.24
Glass-1	47.42	2.05	16.82	9.47	0.19	3.52	6.81	5.37	3.50	0.41	95.55
Glass-2	46.53	2.17	18.83	9.76	0.10	3.58	7.57	5.20	3.04	0.07	96.85

6.2.3　碳酸盐岩熔/流体的交代变质过程

中太平洋山脉火山岩具有很高的不相容元素含量(图6)(∑REE=426~468ppm)和全碱含量(图4)(Na_2O+K_2O=5.57~8.71wt.%), 且具有很富集的轻稀土元素和大离子亲石元素(图6), 这些地球化学特征可能表明中太平洋山脉火山岩在岩浆源区内受到了碳酸盐岩熔/流体或碱含量较高流体的交代变质作用. 轻稀土元素、Ba、Sr等在碳酸盐岩熔/流体中具有很好的溶解性(Sweeney等, 1992), 因此受到碳酸盐岩熔/流体交代变质的火山岩都会表现出很高含量的不相容元素, 尤其具有极高的轻稀土元素、Ba和Sr(Dautria等, 1992; Eggler, 1987; Frezzotti等, 2002; Green和Wallace, 1988; Ionov等, 1993; Le Bas, 1987; Yaxley等, 1998). 前人通过高压实验(Dasgupta等, 2004; Dasgupta和Hirschmann, 2007; Brey等, 2008)也证实了受到碳酸盐岩熔/流体交代变质的火山岩通常都会显示极高的不相容元素含量. 更甚至, Hoernle等(2002)证明大洋碳酸盐岩、大陆碳酸盐岩、以及被碳酸盐岩熔/流体交代变质的地幔包体都会具有相对较高的Sr、Ba、Pb、Th、U和轻稀土元素含量, 以及较为亏损的K、Rb、Zr、Hf、Ti含量(Ionov等, 1993; Yaxley等, 1991). 综上所述, 中太平洋山脉火山岩具有明显Rb、Ti的负异常, 以及较高含量的Ba、Pb、Th、U和轻稀土元素, 可能

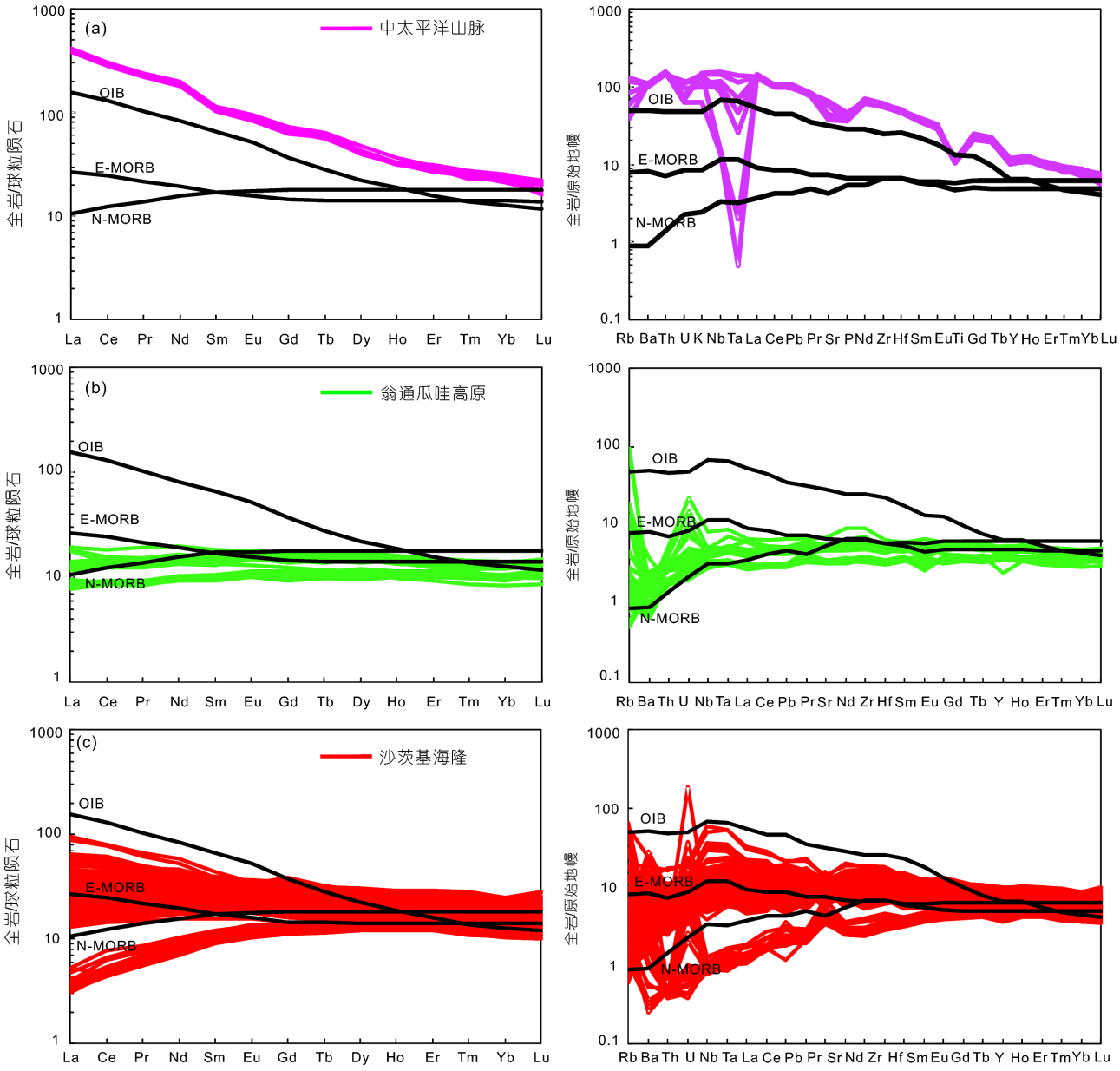

图 6　中太平洋山脉(a)、翁通爪哇高原(b)、沙茨基海隆(c)火山岩的球粒陨石稀土配分图解和原始地幔标准化不相容元素图解

翁通爪哇高原火山岩的数据引自Fitton和Godard(2004)和Tejada等(2002); 沙茨基海隆火山岩数据引自Sano等(2012); 球粒陨石、原始地幔、E-MORB、N-MORB和OIB的数据引自Sun和McDonough(1989)

都归因于中太平洋山脉火山熔岩在岩浆源区内受到了碳酸盐岩熔/流体的交代变质作用. 然而需要指出的是, 尽管深海沉积物中也含有碳酸盐物质, 但中太平洋山脉火山岩几乎没有受到深海沉积物的影响, 因为这些火山岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$同位素成分远低于深海沉积物的Sr同位素含量.

在Nb/Yb和Ba/Yb不相容元素比值图解中(图11), 我们综合性地比较了中太平洋山脉、夏威夷岛、线岛、小笠原岛弧以及其他一些地区的碱性火山岩的不相容元素比值, 结果发现, 中太平洋山脉响岩质碱玄岩具有相对较高的Nb/Yb和Ba/Yb比值(图11), 与日本岛弧的霞石岩和夏威夷岛碧玄质玻璃的Nb/Yb和Ba/Yb

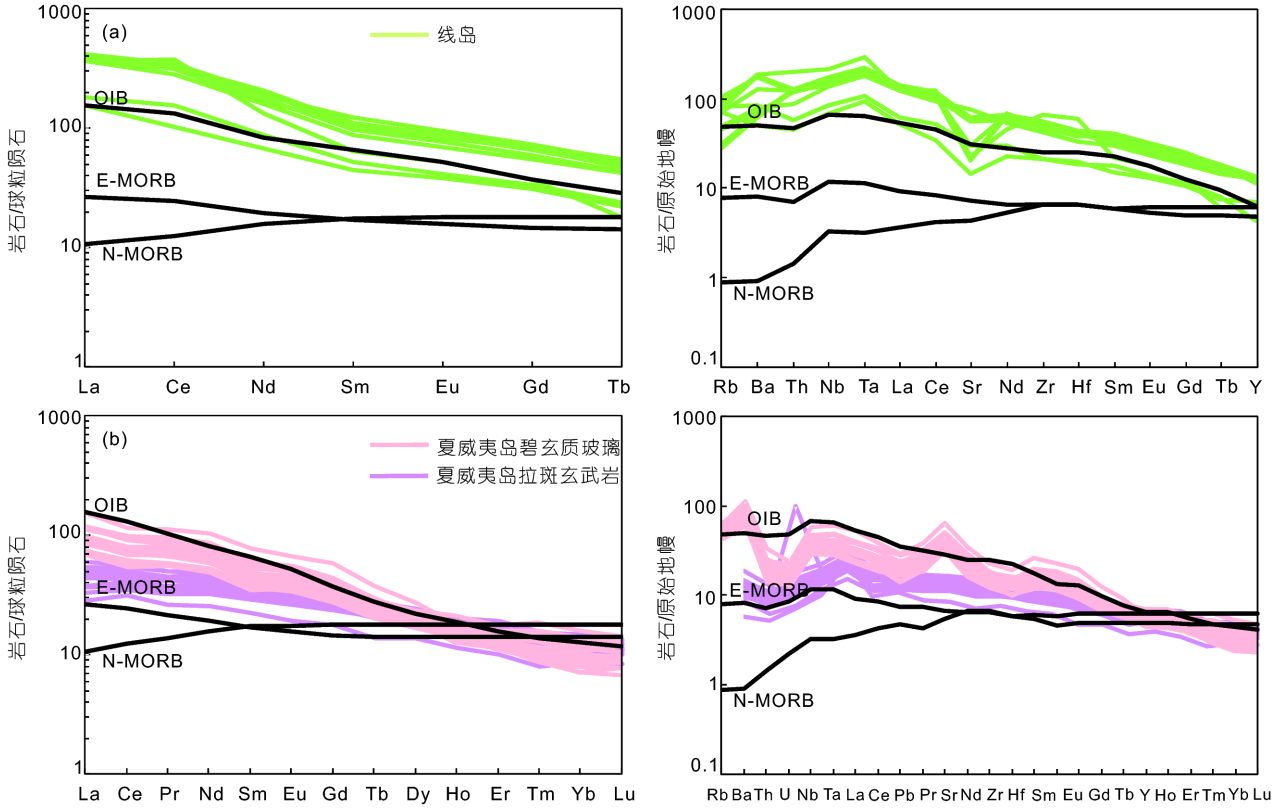

图 7　线岛(a)和夏威夷岛(b)火山岩的球粒陨石稀土配分图解和原始地幔标准化不相容元素图解

线岛火山岩数据引自Davis等(2002); 夏威夷岛碧玄质玻璃数据引自Sisson等(2009); 夏威夷岛拉斑玄武岩数据引自Garcia等(2015b)

比值很相似, 但是却与小笠原、马里亚纳岛弧的碱性火山岩差别很大(图11). 前人研究已经证实日本岛弧的霞石岩和夏威夷岛碧玄质玻璃的岩浆源区内都受到了碳酸盐岩熔/流体的交代变质作用(Iwamori, 1992; Sisson等, 2009; Tatsumi等, 1999), 因此我们推测中太平洋山脉响岩质碱玄岩的岩浆源区内必然受到了碳酸盐岩熔/流体的交代变质作用.

无论是碳酸盐岩熔/流体的交代变质还是富碱流体的交代作用, 都难以解释火山岩强烈Nb、Ta亏损的现象. 因此我们需要进一步解释, 造成中太平洋山脉火山岩强烈Nb、Ta亏损的原因. 一般来讲, Nb、Ta亏损是俯冲板片环境所产生的火山岩的典型特征, 然而由于中太平洋山脉正如它的名字所揭示的, 处于太平洋中部地区, 其构造环境不可能是受到俯冲板片作用的影响. 那么造成其Nb、Ta亏损的另外一种可能, 就是在深部岩浆上升过程中, 与上覆的壳源物质发生同化混染作用. 然而在前面的讨论中, 我们已经排除了大范围、大规模的壳源物质 (包括深海沉积岩)混染的可能性. 最后, 还有另一种可能性, 在中太平洋山脉下方的地幔源区内存在着Nb、Ta残留矿物. 例如金红石或其他含Ti矿物(榍石、金红石、钙钛矿), 这些矿物具有较高的Nb/Zr分配系数, 因此这些矿物的结晶就会导致了岩浆源区发生明显的Nb、Ta、Ti负异常以及极低的Nb/Zr比值. 中太平洋山脉火山岩表现出明显的Ti亏损、极低的Nb/Zr比值(图12a)以及较高的Th含量(图12b)更进一步证实了这种猜测的可能性. 以上讨论都是基于Nb、Ta数据精确无误的前提, 但是我们并不能完全排除Nb、Ta数据测量错误的可能. 本文数据显示从Ta不亏损到极度Ta亏损的变化, 存在非常大的Nb/Ta比值变化(540~50). 若不存在样品的化学分析问题, 则用金红石或其他含Ti矿物的结晶分异过程来解释, 但我们并不排除Nb、Ta数据测量错误的可能.

6.3　中太平洋山脉响岩质碱玄岩与其他海洋高原和洋岛火山岩的对比

尽管前人已经指出, 中太平洋山脉、翁通爪哇高

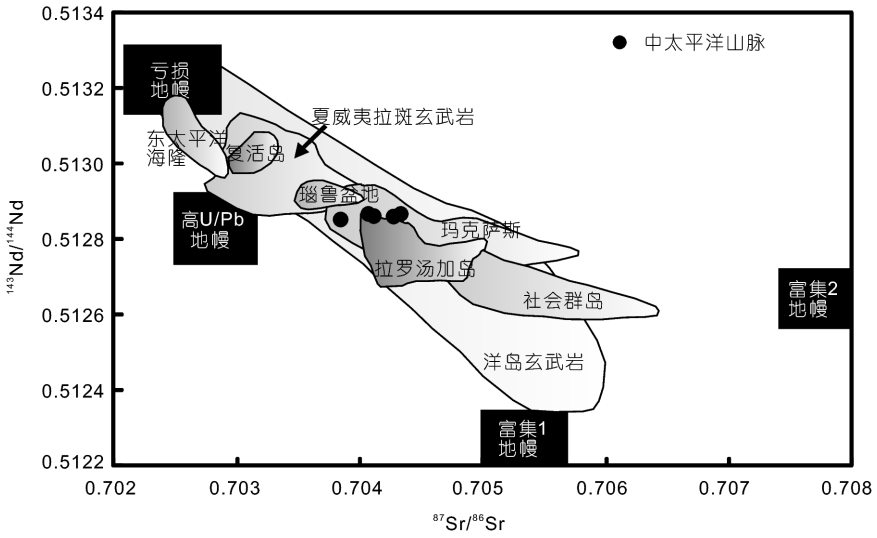

图 8　中太平洋山脉火山岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$和$^{143}Nd/^{144}Nd$同位素图解

夏威夷岛拉斑玄武岩数据引自Koppers等(2003); 社会群岛、玛克萨斯和拉罗汤加岛火山岩的数据引自Koppers等(2003); 亏损地幔DM、洋岛玄武岩OIB、富集地幔EM1、EM2和HIMU的同位素数据引自Zindler和Hart(1986)、Woodhead和Devey(1993)

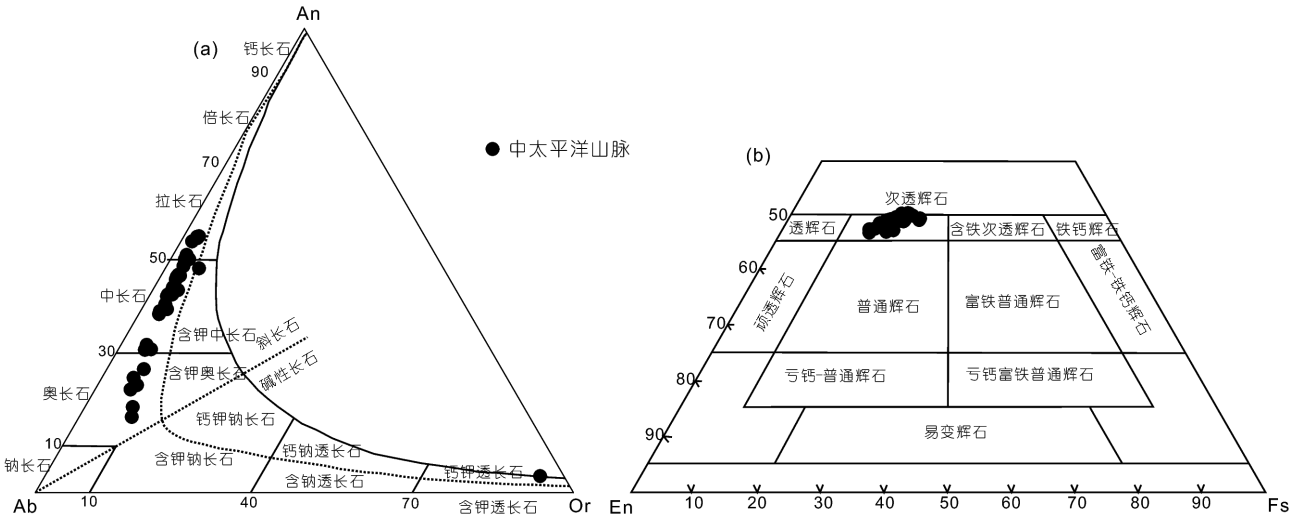

图 9　中太平洋山脉火山岩的斜长石矿物分类图解(a)和辉石矿物分类图解(b)

(a) 改自Smith和Brown(1988); (b) 改自Morimoto(1988)

原和沙茨基海隆火山活动很有可能与大型深部地幔柱作用有着紧密联系(Clouard和Bonneville, 2001), 并且这些长期活跃的巨型火山活动都会形成巨大的海洋玄武质高原. 然而我们却发现, 中太平洋山脉地区火山岩却与翁通爪哇高原和沙茨基海隆区域的火山岩地球化学特征有着极为显著的差别. 翁通爪哇高原和沙茨基海隆地区的火山活动主要以拉斑玄武质为主, 且岩浆源区的深度相对较浅. 然而中太平洋山脉区域的火山活动则恰好相反, 这些火山岩具有很高的碱含量, 来源于相对较深的岩浆源区, 与典型的洋岛玄武岩OIB的地球化学特征极为相似, 但其微量元素的含量又远远高于洋岛玄武岩OIB. 因此尽管我们赞同中太平洋山脉、翁通爪哇高原和沙茨基海隆地区的火山活动都与不同类型的地幔柱作用有关, 但是它们地幔源区的性质以及岩浆形成过程则是完全不同的.

然而我们却发现, 中太平洋山脉地区的火山岩与

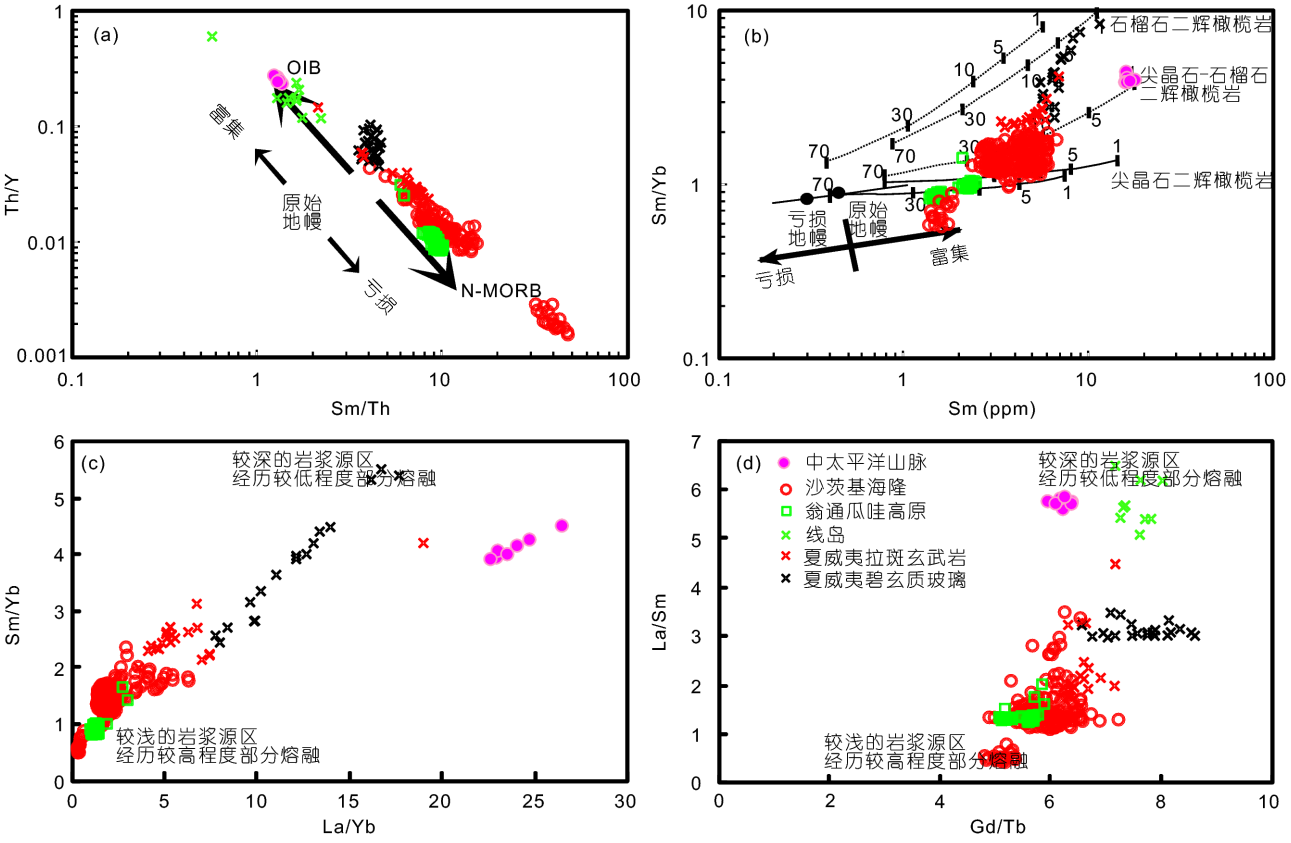

图 10　**中太平洋山脉火山岩的Th/Y-Sm/Th图解(a)、Sm/Yb-Sm图解(b)、Sm/Yb-La/Yb图解(c)、La/Sm-Gd/Tb图解(d)**

所有火山岩的数据来源见图6

线岛火山岩的地球化学特征极为相似. 尽管图8并没有线岛火山岩的同位素数据，但是位于线岛南侧的社会群岛、玛克萨斯和拉罗汤加岛火山岩都与中太平洋山脉火山岩的同位素数据很相似，因此我们认为中太平洋山脉火山岩具有与线岛火山岩极为相似的微量元素和同位素成分，这也就暗示了中太平洋山脉和线岛火山岩可能有较为相似的岩浆形成过程. 然而从另一方面来讲，中太平洋山脉和线岛之间也有一些很明显的区别，比如说中太平洋山脉火山岩显示出很明显的Nb、Ta亏损(图6)以及极低的Nb/Zr比值(图12)，中太平洋山脉火山岩具有极高的稀土元素和不相容元素含量(图6)，这些都暗示了中太平洋山脉和线岛的岩浆形成过程很相似，但是它们的岩浆源区却也存在着一定的差异.

6.4　中太平洋山脉响岩质碱玄岩的形成过程

综合上述分析，我们总结出中太平洋山脉火山活动的形成过程大致如下：来自于较深深度范围内的、相对较富集的OIB型软流圈地幔，在地幔源区内受到了深部碳酸盐岩熔/流体以及富碱流体的交代变质作用，地幔岩浆在经历了1~3%较低程度的部分熔融之后，沿着围岩软弱带不断上升，于是就形成了具有极高不相容元素含量的中太平洋山脉响岩质碱玄岩. 在中太平洋山脉火山岩浆上升过程中，同时伴随着矿物的结晶分异，且在岩浆源区内结晶出Nb-Ta残留矿物，如榍石、金红石、钙钛矿等. 最终在岩浆喷出地表之际，与上覆的壳源物质发生少量的同化混染作用.

从构造环境和地球化学特征可以看出，中太平洋山脉响岩质碱玄岩与邻近的线岛火山岩有很多相似之处, 因此我们推测中太平洋山脉 地区的Site 313钻孔火山岩很有可能是线岛的一个延续. 然而本文的一个重要缺憾就是数据太少，不足以有这样的结论，因此我们还需要更进一步的研究. 另外关于线岛火山岩的研

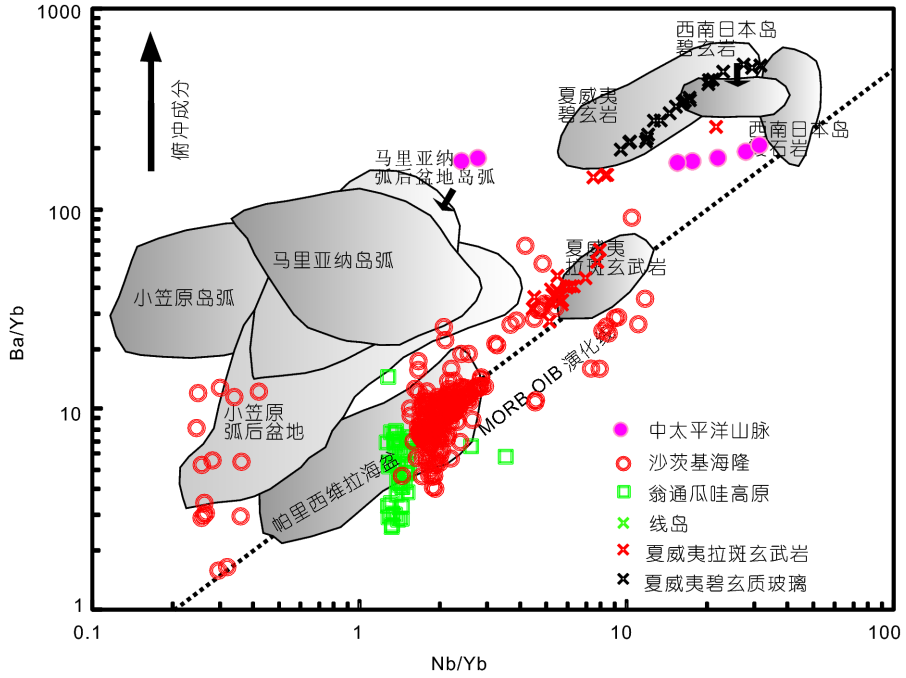

图 11　中太平洋山脉火山岩的Nb/Yb-Ba/Yb图解

小笠原岛弧、马里亚纳岛弧、西马里亚纳弧后盆地、帕雷塞贝拉海盆的火山岩数据引自Ishizuka等(2010); 西南日本岛碧玄岩的数据引自Iwamori(1992); 西南日本岛霞石岩的数据引自Tatsumi等(1999); 夏威夷岛的碧玄岩和拉斑玄武岩的数据引自Sisson等(2009); 其他地区的火山岩数据来源与图6相同

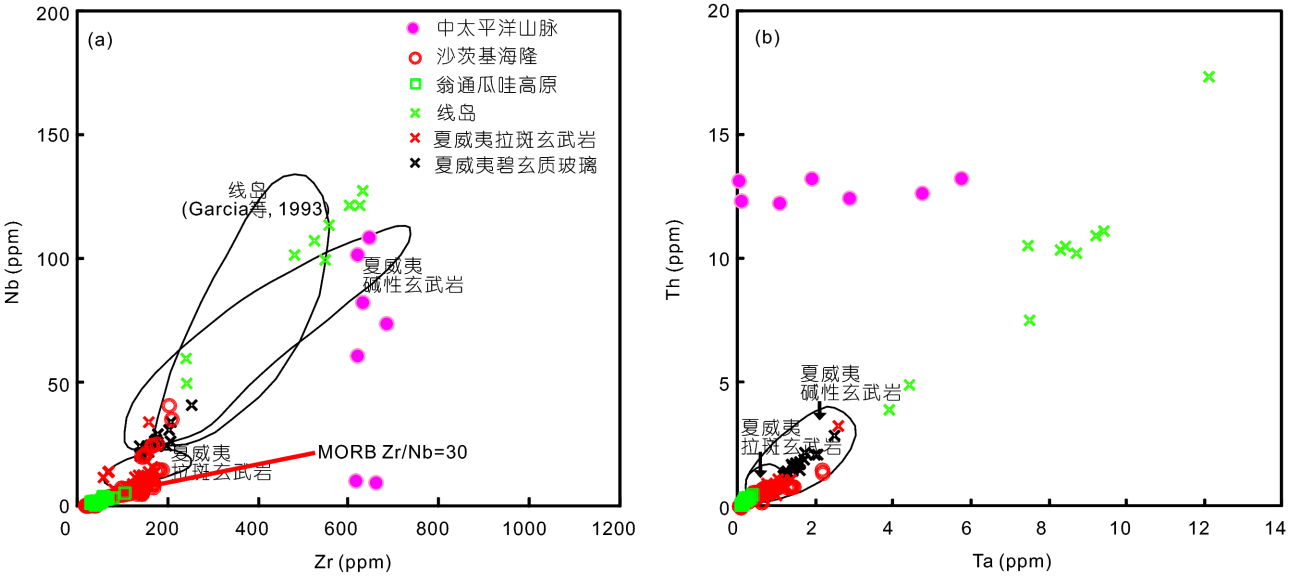

图 12　中太平洋山脉火山岩的Nb-Zr图解(a)和Th-Ta图解(b)

所有火山岩的数据来源见图6

究, 也在仅有少数几篇较老的文献中可以查询到(Davis等, 2002; Natland, 1976; Schlanger等, 1984), 因此未来我们很有必要对线岛和中太平洋山脉区域的火山岩进行更为细致的研究.

7 主要认识

(1) 相比于周边海洋高原(沙茨基海隆和翁通爪哇高原)和洋岛(线岛和夏威夷岛)火山岩, 中太平洋山脉地区火山岩具有极高的不相容元素含量和全碱含量、显示了较为独特的岩性—响岩质碱玄岩. 这些火山岩具有与洋岛玄武岩OIB型源区相似但更为富集的岩浆源区特征.

(2) 中太平洋山脉火山岩可能来源于尖晶石-石榴石二辉橄榄岩稳定存在的、相对较深深度的岩浆源区, 且经历了1~3%较低程度部分熔融过程. 中太平洋山脉火山岩受到了较小程度的壳源物质(包括深海沉积物)混染, 且结晶分异在整个岩浆演化过程中起到了一定控制作用.

(3) 中太平洋山脉地幔源区内可能残留着富含Nb-Ta的矿物(如榍石、金红石、钙钛矿), 且岩浆源区受到了碳酸盐岩熔/流体或碱质流体的交代变质作用, 促使这些火山岩具有很高的不相容元素含量和全碱含量、以及明显Nb、Ta、Ti的亏损.

(4) 中太平洋山脉、翁通爪哇高原和沙茨基海隆地区的火山活动都与地幔柱作用有关, 但它们的地幔源区的性质以及岩浆形成过程则是完全不同的. 根据构造环境和地球化学特征, 中太平洋山脉响岩质碱玄岩与线岛火山岩有很多相似之处, 我们推测中太平洋山脉 Site313区域很有可能是线岛的一个延续.

参考文献

Aldanmaz E, Pearce J A, Thirlwall M F, Mitchell J G. 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. J Volcanol Geotherm Res, 102: 67–95

Bass M N, Moberly R M, Rhodes J M. 1973. Volcanic rocks cored in the central Pacific Leg 17, Deep Sea Drilling Project. In: Winterer E L, Ewing J I, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 17. Washington: U.S. Government Printing Office. 429–504

Brey G P, Bulatov V K, Girnis A V, Lahaye Y. 2008. Experimental melting of carbonated peridotite at 6–10 GPa. J Petrol, 49: 797–821

Chen S, Liu J, Chen S, Guo Z, Sun C. 2015. Variations in the geochemical structure of the mantle wedge beneath the northeast Asian marginal region from pre- to post-opening of the Japan Sea. Lithos, 224-225: 324–341

Clague D A, Sherrod D R. 2014. Growth and degradation of Hawaiian volcanoes. In: Charac Hawai Volcanol, US Geological Survey Reston, VA, 1801. 97–146

Clouard V, Bonneville A. 2001. How many Pacific hotspots are fed by deep-mantle plumes? Geology, 29: 695

Davis A S, Gray L B, Clague D A, Hein J R. 2002. The Line Islands revisited: New $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronologic evidence for episodes of volcanism due to lithospheric extension. Geochem Geophys Geosyst, 3: 1–28

Dautria J M, Dupuy C, Takherist D, Dostal J. 1992. Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: Peridotitic xenoliths from a melilititic district of the Sahara basin. Contrib Mineral Petrol, 111: 37–52

Dasgupta R, Hirschmann M M, Withers A C. 2004. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions. Earth Planet Sci Lett, 227: 73–85

Dasgupta R, Hirschmann M M. 2007. A modified iterative sandwich method for determination of near-solidus partial melt compositions. II. Application to determination of near-solidus melt compositions of carbonated peridotite. Contrib Mineral Petrol, 154: 647–661

Duncan R A, Richards M A. 1991. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. Rev Geophys, 29: 31–50

Eggler D H. 1987. Solubility of major and trace elements in mantle metasomatic fluids: Experimental constraints. In: Menzies M A, Hawkesworth C J, eds. Mantle Metasomatism. London: Academic Press. 21–41

Fitton J G, Godard M. 2004. Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau. Geol Soc Lond Spec Publ, 229: 151–178

Foulger G R. 2007. The “plate” model for the genesis of melting anomalies. Geol Soc Amer Bull, 430: 1–28

Foulger G R. 2011. Plate vs. Plumes: A Geological Controversy. Chichester: John Wiley & Sons. 328

Frezzotti M L, Touret J L R, Neumann E R. 2002. Ephemeral carbonate melts in the upper mantle: Carbonate-silicate immiscibility in microveins and inclusions within spinel peridotite xenoliths, La Gomera, Canary Islands. Eur J Mineral, 14: 891–904

Garcia M O, Smith J R, Tree J P, Weis D, Harrison L, Jicha B R. 2015a. Petrology, geochemistry, and ages of lavas from Northwest Hawaiian Ridge volcanoes. Geol Soc Amer Bull, 511: 1–25

Garcia M O, Weis D, Swinnard L, Ito G, Pietruszka A J. 2015b. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the South Kauai swell volcano, Hawaii: Implications for the lithology and composition of the Hawaiian mantle plume. J Petrol, 56: 1173–1197

Geldmacher J, van den Bogaard P, Heydolph K, Hoernle K. 2014. The age of Earth’s largest volcano: Tamu Massif on Shatsky Rise (northwest Pacific Ocean). Int J Earth Sci-Geol Rundsch, 103: 2351–2357

Green D H, Wallace M F. 1988. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. Nature, 336: 459–462

Hamilton E L. 1956. Sunken islands of the Mid-Pacific Mountain. Geol Soc Amer Bull, 64: 1–92

Heezen B C, Fischer A G. 1971. Site 44. In: Fischer A G, Heezen B C, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 6. Washington: U.S. Government Printing Office. 17–39

Heezen B C, Matthews J L, Catalano R. 1973. Western Pacific Guyots. In: Heezen B C, MacGregor I D, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 20. Washington: U.S. Government Printing Office. 653–723

Heydolph K, Murphy D T, Geldmacher J, Romanova I V, Greene A, Hoernle K, Weis D, Mahoney J. 2014. Plume versus plate origin for the Shatsky Rise oceanic plateau (NW Pacific): Insights from Nd, Pb and Hf isotopes. Lithos, 200-201: 49–63

Hilde T W C, Uyeda S, Kroenke L. 1976. Tectonic history of the western Pacific. In: Drake C L, ed. Geodynamics: Progress and Prospects. Washington: American Geophysical Union. 1–15

Hoernle K, Tilton G, Le Bas M J, Duggen S, Garbe-Schönberg D. 2002. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: Mantle recycling of oceanic crustal carbonate. Contrib Mineral Petrol, 142: 520–542

Ionov D A, DuPuy C, O'Reilly S Y, Kopylova M G, Genshaft Y S. 1993. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: Implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. Earth Planet Sci Lett, 119: 283–297

Ishizuka O, Yuasa M, Tamura Y, Shukuno H, Stern R J, Naka J, Joshima M, Taylor R N. 2010. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu-Bonin-Mariana intra-oceanic arc rift propagation. Earth Planet Sci Lett, 294: 111–122

Ito G, Clift P D. 1998. Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus. Earth Planet Sci Lett, 161: 85–100

Iwamori H. 1992. Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in southwest Japan: Evidence for mantle upwelling by flux melting. J Geophys Res, 97: 10983–10995

Koppers A A P, Staudigel H, Pringle M S, Wijbrans J R. 2003. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? Geochem Geophys Geosyst, 4: 1089

Larson R L. 1976. Late Jurassic and Early Cretaceous evolution of the Western Central Pacific Ocean.. J Geomagn Geoelec, 28: 219–236

Larson R L, Moberly R, Lancelot Y. 1975a. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 32. Washington: U.S. Government Printing Office. 980

Larson R L, Lancelot Y, Gardner J V. 1975b. Magnetic, bathymetric, seismic reflection, and positioning data collected underway on Glomar Challenger, Leg 32. In: Larson R L, Moberly R, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 32. Washington: U.S. Government Printing Office. 393–427

Lancelot Y, Larson R L. 1975. Sedimentary and tectonic evolution of the northwestern Pacific. In: Larson R L, Moberly R, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 32. Washington: U.S. Government Printing Office. 925–939

Le Bas M J. 1987. Nephelinites and carbonatites. In: Fitton J G, Upton B G J, eds. Alkaline Igneous Rocks. Geol Soc London Spec Publ. 53–83

Le Bas M J, Maitre R W L, Streckeisen A, Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J Petrol, 27: 745–750

Li C F, Li X H, Li Q L, Guo J H, Li X H, Yang Y H. 2012. Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single-step separation scheme. Anal Chim Acta, 727: 54–60

Li C F, Chu Z Y, Guo J H, Li Y L, Yang Y H, Li X H. 2015. A rapid single column separation scheme for high-precision Sr-Nd-Pb isotopic analysis in geological samples using thermal ionization mass spectrometry. Anal Meth, 7: 4793–4802

Liotard J M, Briot D, Boivin P. 1988. Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France). Contrib Mineral Petrol, 98: 81–90

Lonsdale P, Normark W R, Newman W A. 1972. Sedimentation and erosion on horizon guyot. Geol Soc Am Bull, 83: 289–316

Mahoney J J, Storey M, Duncan R A, Spencer K J, Pringle M. 1993. Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau. In: Pringle M S, Sager W W, Sliter W V, Stein S, eds. The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism. Washington: American Geophysical Union. 233–261

Mahoney J J, Duncan R A, Tejada M L G, Sager W W, Bralower T J. 2005. Jurassic-Cretaceous boundary age and mid-ocean-ridge-type mantle source for Shatsky Rise. Geology, 33: 185–188

Matthews J L, Heezen B C, Catalano R, Coogan A, Tharp M, Natland J, Rawson M. 1974. Cretaceous drowning of reefs on Mid-Pacific and Japanese guyots. Science, 184: 462–464

Marshall M. 1975. Petrology and chemical composition of basaltic rocks recovered on Leg 32, Deep Sea Drilling Project. In: Larson R L, Moberly R, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 32. Washington: U.S. Government Printing Office. 563–570

Moberly R, Larson R L. 1975. Mesozoic magnetic anomalies, oceanic plateaus, and seamount chains in the northwestern Pacific Ocean. In: Larson R L, Moberly R, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling

Project 32. Washington: U.S. Government Printing Office. 945–957
Morgan W J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230: 42–43
Morgan W J. 1972. Deep mantle convection plumes and plate motions. AAPG Bull, 56: 203–213
Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. Mineral Petrol, 39: 55–76
Nakanishi M, Tamaki K, Kobayashi K. 1992. Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean. Geophys J Int, 109: 701–719
Nakanishi M, Sager W W, Klaus A. 1999. Magnetic lineations within Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean: Implications for hot spot-triple junction interaction and oceanic plateau formation. J Geophys Res, 104: 7539–7556
Natland J H. 1976. Petrology of volcanic rocks dredged from seamounts in the Line Islands. In: Schlanger S O, Jackson E D, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 33. Washington: U.S. Government Printing Office. 749–777
Neal C R, Mahoney J J, Kroenke L W, Duncan R A, Petterson M G. 1997. The Ontong Java Plateau. In: Mahoney J J, Coffin M F, eds. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Washington: American Geophysical Union. 183–216
Pringle M S, Dalrymple G B. 1993, Geochronological constraints on possible hotspot origin for Hess Rise and the Wentworth seamount chain. In: Pringle M S, ed. The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism. Washington: American Geophysical Union. 263–277
Putirka K D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. Rev Mineral Geochem, 69: 61–120
Putirka K, Johnson M, Kinzler R, Longhi J, Walker D. 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. Contrib Mineral Petrol, 123: 92–108
Putirka K D, Mikaelian H, Ryerson F, Shaw H. 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. Am Miner, 88: 1542–1554
Rea D K, Vallier T L. 1983. Two Cretaceous volcanic episodes in the western Pacific Ocean. Geol Soc Am Bull, 94: 1430–1437
Sager W W. 2005. What built Shatsky Rise, a mantle plume or ridge tectonics? Geol Soc Amer, 388: 721–733
Sager W, Han H C. 1993. Rapid formation of the Shatsky Rise oceanic plateau inferred from its magnetic anomaly. Nature, 364: 610–613
Sager W W, Kim J, Klaus A, Nakanishi M, Khankishieva L M. 1999. Bathymetry of Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean: Implications for ocean plateau development at a triple junction. J Geophys Res, 104: 7557–7576
Sano T, Shimizu K, Ishikawa A, Senda R, Chang Q, Kimura J I, Widdowson M, Sager W W. 2012. Variety and origin of magmas on Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean. Geochem Geophys Geosyst, 13: Q08010–25
Saunders A D. 2005. Large igneous provinces: Origin and environmental consequences. Elements, 1: 259–263
Schlanger S O, Jenkyns H C, Premoli-Silva I. 1981. Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions. Earth Planet Sci Lett, 52: 435–449
Schlanger S O, Garcia M O, Keating B H, Naughton J J, Sager W W, Haggerty J A, Philpotts J A, Duncan R A. 1984. Geology and geochronology of the line islands. J Geophys Res, 89: 11261–11272
Sisson T W, Kimura J I, Coombs M L. 2009. Basanite-nephelinite suite from early Kilauea: Carbonated melts of phlogopite-garnet peridotite at Hawaii's leading magmatic edge. Contrib Mineral Petrol, 158: 803–829
Smith J V, Brown W L. 1988. Feldspar Minerals. Berlin: Springer-Verlag. 828
Sweeney R J, Green D H, Sie S H. 1992. Trace and minor element partitioning between garnet and amphibole and carbonatitic melt. Earth Planet Sci Lett, 113: 1–14
Su Y, Zheng J, Griffin W L, Zhao J, Tang H, Ma Q, Lin X. 2012. Geochemistry and geochronology of Carboniferous volcanic rocks in the eastern Junggar terrane, NW China: Implication for a tectonic transition. Gondwana Res, 22: 1009–1029
Sun S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geol Soc Lond Spec Publ, 42: 313–345
Tatsumi Y, Arai R, Ishizaka K. 1999. The petrology of a melilite-olivine nephelinite from Hamada, SW Japan. J Petrol, 40: 497–509
Tejada M L G, Mahoney J J, Duncan R A, Hawkins M P. 1996. Age and geochemistry of basement and alkalic rocks of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, Southern Margin of Ontong Java Plateau. J Petrol, 37: 361–394
Tejada M L G, Mahoney J J, Neal C R, Duncan R A, Petterson M G. 2002. Basement geochemistry and geochronology of Central Malaita, Solomon Islands, with implications for the origin and evolution of the Ontong Java Plateau. J Petrol, 43: 449–484
Tejada M L G, Geldmacher J, Hauff F, Heaton D, Koppers A A P, Garbe-Schönberg D, Hoernle K, Heydolph K, Sager W W. 2016. Geochemistry and age of Shatsky, Hess, and Ojin Rise seamounts: Implications for a connection between the Shatsky and Hess Rises. Geochim Cosmochim Acta, 185: 302–327
Thiede J, Dean W E, Claypool G E. 1982. Oxygen-deficient depositional paleoenvironments in the Mid-Cretaceous tropical and subtropical central Pacific Ocean. In: Force E, ed. Nature and

Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies. New York: Academic Press. 79–100

Voigt J, Hathorne E C, Frank M, Vollstaedt H, Eisenhauer A. 2015. Variability of carbonate diagenesis in equatorial Pacific sediments deduced from radiogenic and stable Sr isotopes. Geochim Cosmochim Acta, 148: 360–377

Watts A B, Bodine J H, Ribe N M. 1980. Observations of flexure and the geological evolution of the Pacific Ocean basin. Nature, 283: 532–537

Winterer E L. 1976. Bathymetry and regional tectonic setting of the Line Islands chain. In: Schlanger S O, Jackson E D, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 33. Washington: U.S. Government Printing Office. 731–748

Winchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem Geol, 20: 325–343

Winterer E L, Ewing J I, Party S S. 1973. Site 171. In Winterer E L, Ewing J I, eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 17. Washington: U.S. Government Printing Office. 283–334

Woodhead J D, Devey C W. 1993. Geochemistry of the Pitcairn seamounts, I: Source character and temporal trends. Earth Planet Sci Lett, 116: 81–99

Yaxley G M, Crawford A J, Green D H. 1991. Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. Earth Planet Sci Lett, 107: 305–317

Yaxley G M, Green D H, Kamenetsky V. 1998. Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere. J Petrol, 39: 1917–1930

Zindler A, Hart S. 1986. Chemical geodynamics. Annu Rev Earth Planet Sci, 14: 493–571

Zhao J H, Zhou M F. 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. Precambrian Res, 152: 27–47

(责任编委: 吴福元)