

海底熔岩风化作用及其地质意义

鄢全树^{1,2,3*}, 张平阳^{1,2}, 石学法^{1,2,3}, 张海桃^{1,2}

(1.国家海洋局第一海洋研究所, 山东 青岛 266061; 2.海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 山东 青岛 266061; 3.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:海底熔岩风化作用过程的研究对于澄清元素地球化学迁移具有重要的意义。首先简要介绍了海底熔岩风化作用及鉴定标志。在细致的岩相学工作前提下,利用指示风化程度的特征风化矿物如橙玄玻璃、黏土矿物(蒙脱石和蒙皂石)、沸石(钙十字沸石)以及铁的氧化物和氢氧化物,结合烧失量(L.O.I), $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ 比值和 $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$ 比值等识别风化岩石的化学鉴别指标,辨识了马里亚纳海槽熔岩(弧后盆地玄武岩,BABB)和火山玻璃、西太平洋海山省(白垩纪碱性洋岛玄武岩,OIB)及中生代洋壳(洋脊玄武岩,MORB)的风化程度,探讨了风化作用的原因及其对岩石地球化学数据的影响。结果表明,与超过 5 Ma 的海山和洋壳玄武岩相比,马里亚纳海槽玄武质熔岩风化程度很低,仅基质中的隐晶质和玻璃质及玄武岩的玻璃质边缘略橙玄玻璃化,其余基本保持新鲜岩石结构。马里亚纳海槽熔岩和火山玻璃的很低的风化程度是因其在海底经历的风化作用时间很短。最后,我们指出,马里亚纳海槽处海底熔岩风化作用没有造成显著的元素迁移,对精确获得其全岩的元素和同位素地球化学数据不产生明显影响,而对超过 5 Ma 的海底熔岩的地球化学数据解释时要谨慎。

关键词:海底风化作用;玄武岩;马里亚纳海槽;烧失量;元素迁移

中图分类号:P736

文献标识码:A

文章编号:1671-6647(2017)03-0369-13

doi:10.3969/j.issn.1671-6647.2017.03.007

海底熔岩的蚀变过程主要包括风化作用、变质作用、热液作用以及岩浆活动后期的低级变质作用。研究海底熔岩蚀变的产物是为了理解全球海水的化学平衡^[1]、洋壳中流体的循环和其中涉及的对洋壳结构的改变^[2]以及海水从基底岩石中提取物质的运移及再沉降^[3]等。海底熔岩的蚀变程度会对其全岩地球化学数据的解释产生显著的影响,已有众多学者致力于计算海水-玄武岩反应中元素交换量^[4-5]。玄武岩与海水的反应通常使玄武岩获得 K, Cs, Rb, B, Li 和¹⁸O 这些元素进入蚀变作用形成的矿物相,而玄武岩则流失 Ca, Fe, Mn, Cu, Zn, Mg 和 Si 等进入海水^[6]。另外,海水-玄武岩的反映对玄武岩中稀土元素的配分模式也会产生一定影响^[7]。

按照环境温度可以将海水-玄武岩反应大致分为两大类^[6]:发生于 70 °C 以下的低温蚀变作用(洋底风化作用);发生于 70~400 °C 的高温蚀变作用(热液作用、岩浆活动后期的早期低级变质作用)。热液作用、岩浆活动后期的早期低级变质作用等高温蚀变作用一般仅仅局限于大洋中脊、板内火山以及弧后扩张中心等发生岩浆活动的区域附近,持续时间较短(100~10 000 a);而广泛发生于海水-玄武岩接触部位的、由海水对熔岩的风化作用引起的海底玄武岩低温蚀变更为普遍、持续时间更久(>10 000 a)。但是,海底熔岩风化作用较难与基底岩石的低级变质作用、沉积成岩作用区分开,并且岩浆后期过程(初生变质作用)产生的蚀变矿物也容易与风化作用产生的蚀变矿物相混淆。另外,叠加于风化作用之上的海底热液作用也可以改变原本指

收稿日期:2017-03-12

资助项目:国家自然科学基金项目——海底岩石学(41322036)和亚洲大陆边缘演化及环境效应(U1606401);“全球变化与海气相互作用”专项——西太平洋俯冲带及弧后盆地体系(GASI-GEOGE-02);青岛海洋科学与技术国家实验室“鳌山人才计划”项目(2015ASTPES16);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——“束星北”青年学者项目(2016S01);山东省泰山学者工程项目

作者简介:鄢全树(1976-),男,江西广丰人,特聘研究员,博士,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)

示风化作用的矿物^[1-7]。因此,鉴别海底玄武岩的风化作用,应对蚀变矿物岩相学的观察与化学鉴定指标结合起来进行判定。本文简要介绍了海底熔岩的风化作用及鉴定标志,通过与西太平洋海山省(白垩纪碱性玄武岩, OIB-洋岛玄武岩)及中生代洋壳(洋脊玄武岩-MORB)的数据进行对比,分析了马里亚纳海槽扩张中心熔岩(弧后盆地玄武岩-BABB)的风化程度及原因,为进一步对该区域玄武岩的地球化学数据进行解释时提供重要参考。

1 海底熔岩风化作用及鉴定标志

海底熔岩风化作用是指海底熔岩建造在长期低温海水中引起玄武岩的蚀变现象,因此,研究海底风化作用应考虑采样地特有的物理化学条件,且风化作用是与时间密切相关的过程^[8]。海底环境温度范围通常为 0~5 °C,而 Anderson 等^[9]对沉积岩心中的黏土矿物和钙质脉体的 $\delta^{18}\text{O}$ 范围的研究,发现环境温度变化小于 20 °C。压力变化范围也很小,通常不会超过 600 bar。在这样的物理条件下,自生矿物主要限于黏土和沸石族矿物,且仅发现很少几种由海底风化作用形成的沸石类矿物(蒙脱石和蒙皂石)。海底风化作用可以因海水循环于喷溢的熔岩流表面、沉积物间隙以及洋壳断裂或岩石裂隙之中而影响到一定深度的洋壳,因而研究海水风化必须要首先要辨识出样品是埋藏于沉积物中,还是因洋壳的断裂、熔岩流喷溢于洋壳表面而暴露于海水?如形态各异的枕状熔岩(管状、块状、长枕状、丘状的枕状熔岩等)可以形成不连贯的堆叠体,这些熔岩流之间的空隙可以作为上部洋壳中水循环的潜在通道。然而,对海底风化作用能够达到的洋壳深度的认识依然是推测性的^[10]。此外,包裹在玄武岩样品表面的有机物在风化作用中起到重要作用^[11-13],但是当考虑漫长的地质历史时间尺度时,该因素对风化程度的影响是次要的,海水在洋壳断裂和岩石裂隙中长期地循环是影响熔岩风化程度的主要因素^[14]。

判定海底熔岩是否经历了海底风化作用,主要依赖于岩石学特征、主量元素、微量元素含量和同位素(Sr, O, Li 和 B 等)等方面^[15-17]。早期对来自海底、由拖网或者大洋钻探计划(ODP)获取的熔岩的研究发现,暴露在海底的玄武岩与海水之间的反应极为普遍^[15-18]。玄武岩与海水反应最常见的产物有橙玄玻璃、黏土矿物(蒙脱石和蒙皂石)、沸石(钙十字沸石)以及铁的氧化物和氢氧化物^[8,15]。发生蚀变的原岩的结构是决定岩石风化程度和风化矿物组合的重要因素^[19]。玄武质熔岩玻璃外缘可能自喷发至海底后便持续地受到蚀变作用的影响^[20],橙玄玻璃是该过程最早形成的稳定的风化产物^[21-23]。结晶程度更好的岩石内部常呈现阶梯式地蚀变过程^[15]:首先隐晶质和玻璃质组成的结晶较好的内部基质与充填的气孔共同蚀变,钛磁铁矿在矿物蚀变早期转变为磁赤铁矿;接下来的阶段橄榄石发生蚀变转变为水和铁氧化物以及蒙脱石类矿物;最终残留最耐风化的斜长石、辉石。

然而,在缺失可以鉴定蚀变程度的特征矿物的情况下,全岩组分是一个重要的参考指标。对风化岩石的化学研究表明,钾离子在海水和岩石之间的交换,结合风化岩石中的水含量,是最明显且有效地指示蚀变的参数。Hekinian^[8]利用 $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 和 H_2O 的协变图解来区分变质作用和风化作用:Na 含量的升高可引起 $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 比值降低;且水的质量分数超过 2%,即可认为具有变质玄武岩的特征。Mathews^[24]利用 $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值对一些在风化作用中易受影响的氧化物如 CaO, MgO, K_2O 和 H_2O 进行投图,结果表明,若氧化物 $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值大于 0.55,玄武岩就不能被视为新鲜的岩石。总之,风化的玄武岩常表现出 CaO 和 MgO 的丢失伴随着 K_2O , H_2O 含量和 $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值增大。

此外,多数学者认为玄武质岩石在海水风化作用中最活动的微量元素是 Rb, B 和 Cs。Hart^[25]研究海水对玄武岩的化学作用中,指出枕状熔岩的外部边缘相对于内部更富集某些大离子亲石元素如 K, Cs 和 Rb。而对于那些年轻的火山岩(<1 Ma)来说,这些大离子亲石元素(如 K, Rb 和 Cs)以及 Fe^{3+} 向着枕状熔岩内部含量增加,枕状熔岩内部的 K_2O 含量甚至可以比玻璃质边缘高出三倍^[26-27]。该矛盾可以解释为:玻璃质边缘具有最为均一的表面,仅有非常小的裂纹或裂隙,所以它们形成了相比于熔岩内部更低渗透率的介

质;而结晶更好的枕状熔岩内部在晶体边界间具有不连续性,这些晶体边界形成了海水渗入的途径,岩浆冷却过程中因热收缩形成的放射状节理(枕状熔岩)同样也可以作为海水通过脆弱的表面渗入的途径^[8]。

2 马里亚纳海槽熔岩的风化程度及原因

研究弧后盆地的岩浆活动通常需要选取一些俯冲活动性元素(如 Rb, Ba, Sr, K, Th, U, LREE, P, Pb 等)用以示踪俯冲组分对弧后盆地岩浆作用的影响^[28],然而海底的蚀变作用也会造成这些元素的富集或淋失^[8]。因此,合理地评估熔岩的风化程度对正确地利用和解释弧后盆地玄武岩的地球化学数据十分重要。一般认为高烧失量(L.O.I)是由于熔岩受到强烈的海底蚀变作用所导致的^[29],因此本文研究采用烧失量作为熔岩风化程度的指标,探讨马里亚纳海槽熔岩的风化程度、原因及影响。为了能更全面反映海底风化作用对不同年龄海底熔岩组分的影响,我们将西太平洋海山省(白垩纪碱性玄武岩)(作者待发表数据)和西太平洋地区中生代洋壳(洋脊玄武岩,130~151 Ma)^[16-17]样品的数据也一并进行了研究。

2.1 区域地质背景、样品描述及分析方法

马里亚纳海槽是菲律宾海板块 4 个弧后盆地(其他 3 个为西菲律宾海盆、四国海盆和帕里西维拉海盆)中面积最小、时代最年轻的海盆^[30]。海槽东西最大宽度约为 250 km(143°00'~145°30'E,18°00'N 附近),平均宽 100~120 km,南北长约 1 200 km,呈向东突出的新月形(图 1)。马里亚纳海槽水深变化在 2 000~5 000 m,一般水深为 3 500~4 500 m^[31]。从扩张时代上看,马里亚纳海槽属于西太平洋地区边缘海盆 3 个扩张幕中最晚的一个扩张幕:晚中新世—第四纪,同一扩张幕的边缘海盆还有冲绳海槽、马里亚纳海槽、北斐济、劳海盆、哈佛海槽及伍德拉克海等^[32]。海槽正处于活跃的扩张阶段,扩张自南向北,弧后扩张大约起始于 8 Ma,在约 5 Ma 形成了海底扩张^[33]。Martinez 等^[34]沿海槽扩张中心走向,将扩张轴分为 4 部分:1)北火山—构造活动带(24°00'~22°06'N);2)南火山—构造活动带(22°06'~21°00'N);3)中央地堑(21°00'~19°42'N);4)慢速海底扩张区(19°42'~15°00'N)。其中前两部分处于增进裂解阶段,可能同时“捕获”了岛弧及弧后岩浆作用;后两部分显示了良好的海底扩张样式;而海槽 13°10'12"N 以南扩张中心类似于快速扩张脊,其岩浆供给可能受靠近岛弧因素的影响而增强。海槽扩张中心的中央裂谷,火山活动广布,热流测量可达 2 W/m²,发育有海底热液矿床^[35]。

本研究所用的玄武岩样品来自 1988-07—08 中国—联邦德国马里亚纳和西菲律宾海盆海洋地质联合调查(简称“马里亚纳 I”计划)以及 1990-07—08 中德合作“太阳”号第 69 航次(简称马里亚纳 II 计划)。在这两个航次调查期间,利用拖网(DS)和电视抓斗(TVG)分别在海槽扩张中心 18°00'N,17°00'N,15°30'N 附近获取了丰富的玄武质岩石和玻璃样品^[35-37],本文涉及的玄武质岩石块状样品和玻璃样品取样位置见图 1,其中 89DS 来自 15°25'N,71GTV 来自 17°00'N,其余样品(13DS1,13DS1-V(玻璃),13DS20,14DS,14DS1,20DS,20DS1,20DS1-V(玻璃),21DS1,23DS1,23DS2,26DS,27DS,27DS1,27DS2,27DS2-V(玻璃),30DS1,30DS2,

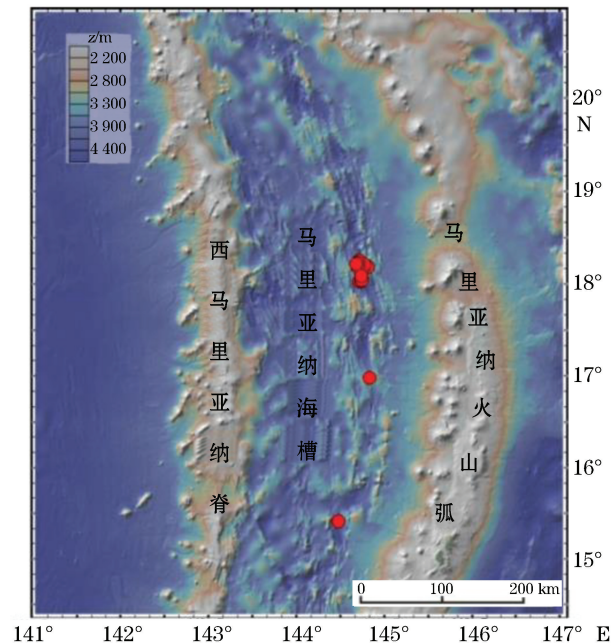


图 1 马里亚纳海槽岩石取样位置

Fig.1 Sampling locations for lavas from the Mariana Trough

31GTV1, 32DS, 34DS1, 34DS1-V (玻璃), 34DS2, 42DS, 43DS3, 43DS4, 53DS, 64DS4)均来自于 $18^{\circ}00' \sim 18^{\circ}15'N$, 样品的详细取样位置及水深信息参见文献[38]。本研究所涉及的马里亚纳海槽玄武岩样品的蚀变程度普遍较低, 总体特征为灰黑色, 斑状结构, 气孔构造。镜下观察到斑晶矿物主要有斜长石、单斜辉石、橄榄石, 斑晶含量在 $15\% \sim 35\%$, 其中斜长石斑晶约占斑晶总量的 70% 以上。各样品之间, 斑晶矿物在含量、每种斑晶所占比例及斑晶形态上稍有差别。基质主要为火山玻璃和斜长石、单斜辉石、橄榄石微晶等, 形成间粒-间隐结构。副矿物有磁铁矿、尖晶石(很少)。镜下有时可以观察到不同玄武岩样品的玻璃质外缘以及基质中的火山玻璃呈现黑色-棕色-黄色之间的颜色渐变(图 2b~图 2e), 表明玄武质火山玻璃正发生橙玄玻璃化。除 31GTV1 样品外(图 2a), 玄武岩内部基质未见因风化作用产生的黏土矿物(图 2c)。

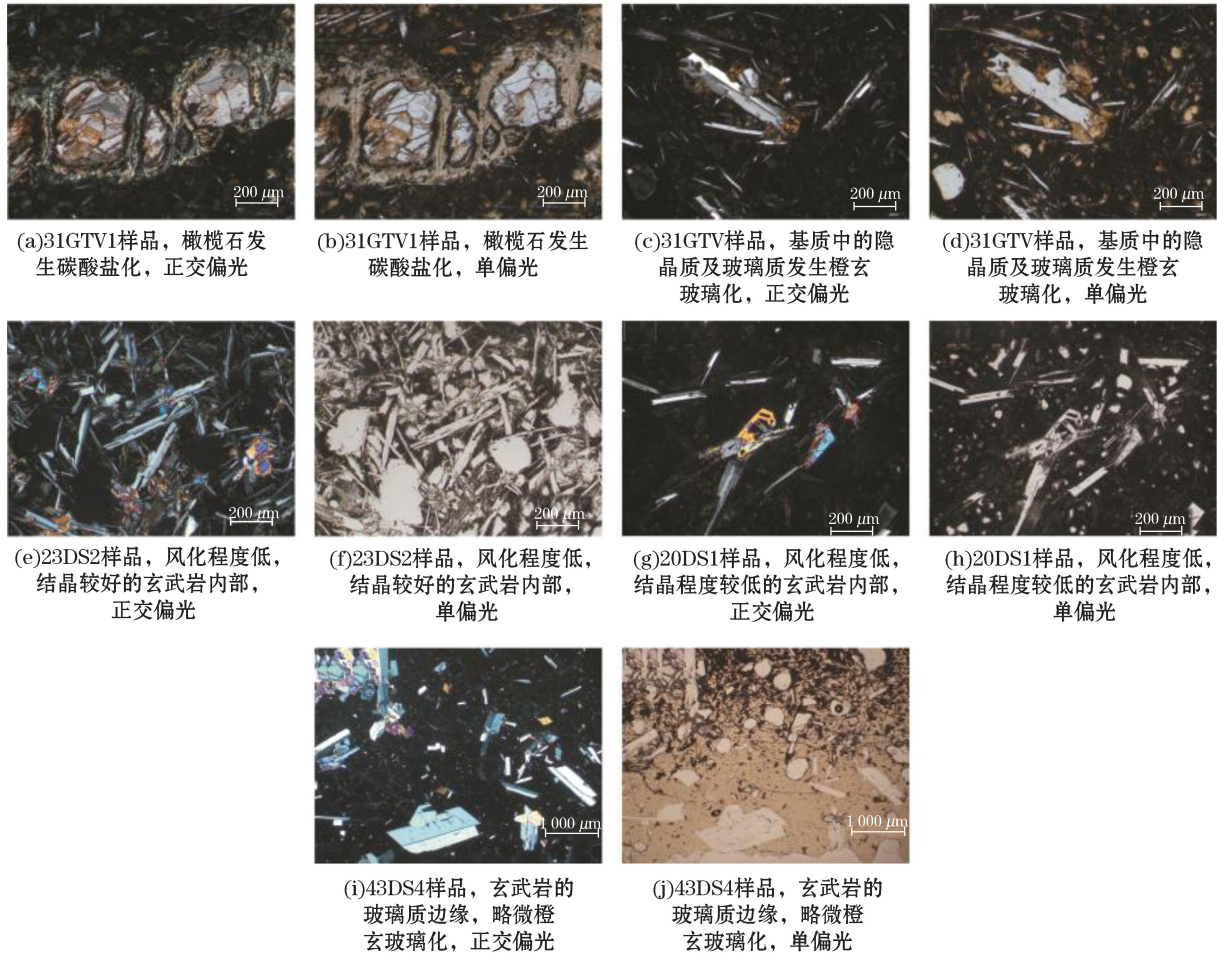


图 2 马里亚纳海槽玄武岩典型样品的镜下特征

Fig.2 Petrographic characteristics for representative lava samples from the Mariana Trough

玄武岩全岩及玄武质玻璃的化学分析测试工作在冶金地质山东局测试中心完成。主量元素测试将全岩粉末样烧制成熔片后采用 XRF 法测试, 微量元素测试将全岩粉末样和挑选的新鲜玄武质玻璃消解成溶液后利用 ICP-MS 法测试, 测试样品的烧失量采用烧灼法。详细的分析测试方法及误差见 Yan 等^[39]。玄武岩及玻璃样品的部分主量元素、微量元素和烧失量的分析测试结果以及特征参数列于表 1。另文将详述全岩详细的元素地球化学数据解释及熔岩岩石成因。

续表

元素	样品编号															
	21DS1	14DS1	13DS2	30DS1	27DS	34DS1	32DS	20DS	14DS	23DS1	89DS	23DS2	27DS1	43DS3	31GTV1	53DS
$\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$	0.18	0.18	0.20	0.23	0.18	0.28	0.24	/	/	/	/	/	/	/	/	/
$\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})\times 100$	9.13	10.66	9.71	10.31	8.58	8.17	6.45	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Cr	264	195	121	231	260	126	293	223	221	257	268	52	38	107	249	/
Co	32.8	31.3	30.1	32.7	33	31.2	38.8	32.9	34.9	35	27.2	32.8	33	33.8	38.3	/
Ni	118	82.6	61.6	121	103	57.3	98.3	87.3	85.1	115	82.8	34.4	30.7	54	67.3	/
Rb	5.41	11.6	10.3	6.75	4.93	8.19	3.64	3.34	3.8	3.3	3.63	6.29	5.54	4.48	2.77	/
Sr	198	190	197	263	243	167	197	266	229	215	192	202	201	247	245	/
Ba	39.4	51.5	71.2	55.2	29.6	53.8	48	32.4	36.5	31	22.5	55.1	58.2	46.1	45.5	/
Nb	5.55	3.47	3.97	2.95	4.33	1.92	2.97	2.99	4.61	2.43	7.84	4.35	4.1	3.53	3.33	/
Y	32.8	20.1	25.9	23.8	30.5	19.3	25.1	24.4	29.8	20.7	24.6	25.8	25.8	16.8	17.3	/
Zr	116	60.3	88.2	79.2	106	56.7	87.6	81.1	111	62.4	99	89.8	93.2	61.3	60.1	/
Pb	2.12	2.66	2.37	1.9	2.19	9.74	3.07	1	1.23	1.34	1.33	1.23	2.62	2.11	1.42	/
Th	0.39	0.54	0.69	0.43	0.32	0.63	0.25	0.35	0.36	0.28	0.21	0.58	0.78	0.5	0.3	/
U	0.15	0.22	0.27	0.17	0.14	0.2	0.22	0.14	0.16	0.12	0.1	0.22	0.24	0.18	0.12	/
δCe	0.99	0.95	0.99	0.97	0.97	0.99	0.99	0.96	0.97	0.97	1.00	1.00	0.99	0.97	0.97	/
L.O.I	0.567	1.008	0.639	0.702	0.333	0.558	0.288	/	/	/	/	/	/	/	/	/

注：“/”表示无数据

2.2 结果与讨论

1) 岩石学特征

低温环境下海水-玄武岩之间的反应可以促使枕状熔岩的玻璃边缘橙玄玻璃化(大洋玄武岩中最常见的结构)、改变熔岩的氧化态、使岩石水化以及将玄武岩内部基质中的矿物转变为蒙脱石黏土矿物。当火山熔岩暴露在海底一段时间(>1 Ma),海水的风化作用更易影响到脆弱的枕状熔岩的玻璃质边缘,而对结晶程度更好的岩石内部相对影响较小。通常,在手标本上,颜色渐变可以作为一个很好的指示玄武岩风化程度的指标。在较老的海底玄武岩(>10 Ma)中,从海水-熔岩接触的表面至较为新鲜的内部,可以观察到从浅褐色到灰色之间的颜色渐变^[16-17];在相对年轻的玄武质熔岩(<10 Ma)中,这种颜色变化更加剧烈,从深灰色外环渐变为浅灰色新鲜核部^[15]。因黏土矿物呈现从绿色至棕色的渐变色,故这些指示的风化程度的颜色渐变微观上符合各种风化产物黏土矿物的出现。

马里亚纳海槽轴部玄武岩的岩相学照片见图 2。从镜下特征来看,这些玄武岩是相对新鲜的。细节上,本次研究中的马里亚纳海槽海底熔岩的风化仅处于最初的阶段:由隐晶质和玻璃质组成的、结晶较好的岩石内部基质与充填的气孔共同蚀变形形成黄褐色的橙玄玻璃(图 2b 和图 2d),但还未形成风化成因的黏土矿物。

图 3 中 3 个区域(未蚀变玄武岩、风化 & 热液变质玄武岩、绿片岩相变质玄武岩)来自文献^[8]。插图显示了马里亚纳海槽熔岩、西太平洋海山省白垩纪碱性玄武岩和西太平洋地区中生代洋脊玄武岩的组分变化趋势和区域,数据来源:中生代洋壳数据来自文献^[16]和文献^[17],西太平洋海山省为作者待发表数据,下同。

2) 主量元素变化

烧失量(L.O.I)测试结果(表 1)表明,除样品 31GTV 和 43DS4 之外,马里亚纳海槽熔岩的烧失量均小于 1%,而且,在同一拖网站位,如 13DS,20DS,27DS 和 34DS,样品之间的烧失量变化较少(表 1 和图 3),在误差范围内几乎一致,因此,以上特征表明海底风化蚀变程度普遍很低。利用 $K_2O/(K_2O+Na_2O) \times 100$ 和 L.O.I(烧失量)图解可判别玄武岩海底风化蚀变程度,结果表明,这些玄武岩都属于仅经历略微风化的未蚀变玄武岩(图 3)。与之形成鲜明对比的是,曾经在洋中脊系统形成的古老的中生代洋壳(130~151 Ma)的烧失量从 0.70%变化到 7.0%左右^[16-17],显示了多变的海底风化蚀变程度(图 3)。此外,由于西太平洋海山省的岩性均为碱性玄武岩,具有较高的 K_2O 和 (K_2O+Na_2O) 含量以及 $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ 比值,因此,图 3 中蚀变与未蚀变海底熔岩的经典判别虚线可能不能用来判别碱性玄武岩的蚀变程度,而且,笔者对西太平洋海山省的玄武岩研究发现其 L.O.I(烧失量)变化范围 2.2%~8.9%(作者待发表数据),表明其明显遭受了不同程度的海底风化作用。因此,对于相对古老的海底熔岩来说,利用主量元素组分来判定岩石类型(如硅碱图)通常是不使用的,而应该用相对不活动的微量元素图解来判别岩石类型^[39]。

此外,马里亚纳海槽熔岩的 $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$ 比值变化于 0.17~0.29,与烧失量呈正相关(表 1),指示风化过程中氧化态的改变趋势:风化作用使玄武岩的 Fe^{3+} 含量增加, Fe^{2+} 的含量降低。本文研究样品结

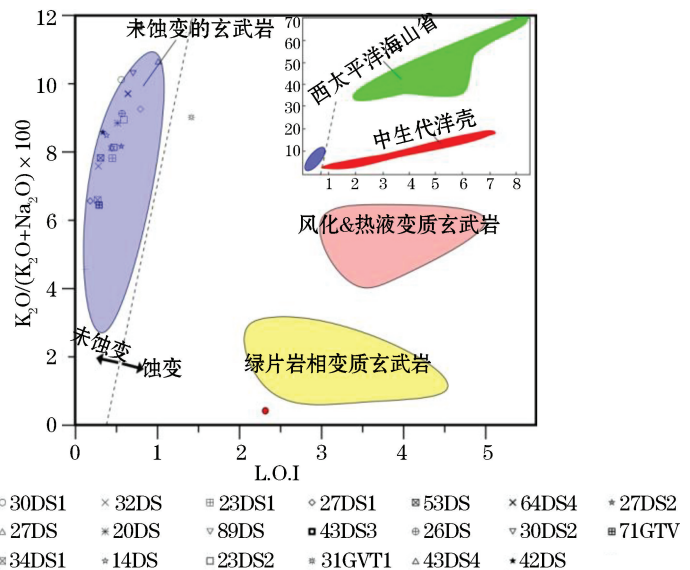


图 3 $K_2O/(K_2O+Na_2O) \times 100$ 和烧失量(L.O.I)^[8]

Fig.3 The plot of $K_2O/(K_2O+Na_2O) \times 100$ vs. L.O.I^[8]

晶分异程度差异较大而风化程度很低,除 K_2O 、 Na_2O 、 Fe_2O_3 和 FeO 之外的主量元素含量变化难以反映风化作用的影响,这些元素含量变化主要受岩浆结晶分异的控制。

3) 微量元素变化

本次研究中,为辨识风化作用对微量元素的影响,主要选取的微量元素主要包括大离子亲石元素(如 Ba, Rb, Sr)、相容元素(Cr, Co, Ni 等过渡族元素)、放射性生热元素(U 和 Th)及 Pb、高场强元素或不活动元素(Nb, Ti, Zr 和 Y)以及稀土元素特征参数(δCe)。以烧失量(L.O.I)作横坐标,样品部分微量元素含量为纵坐标,得到微量元素与烧失量图解(图 4~图 6)。

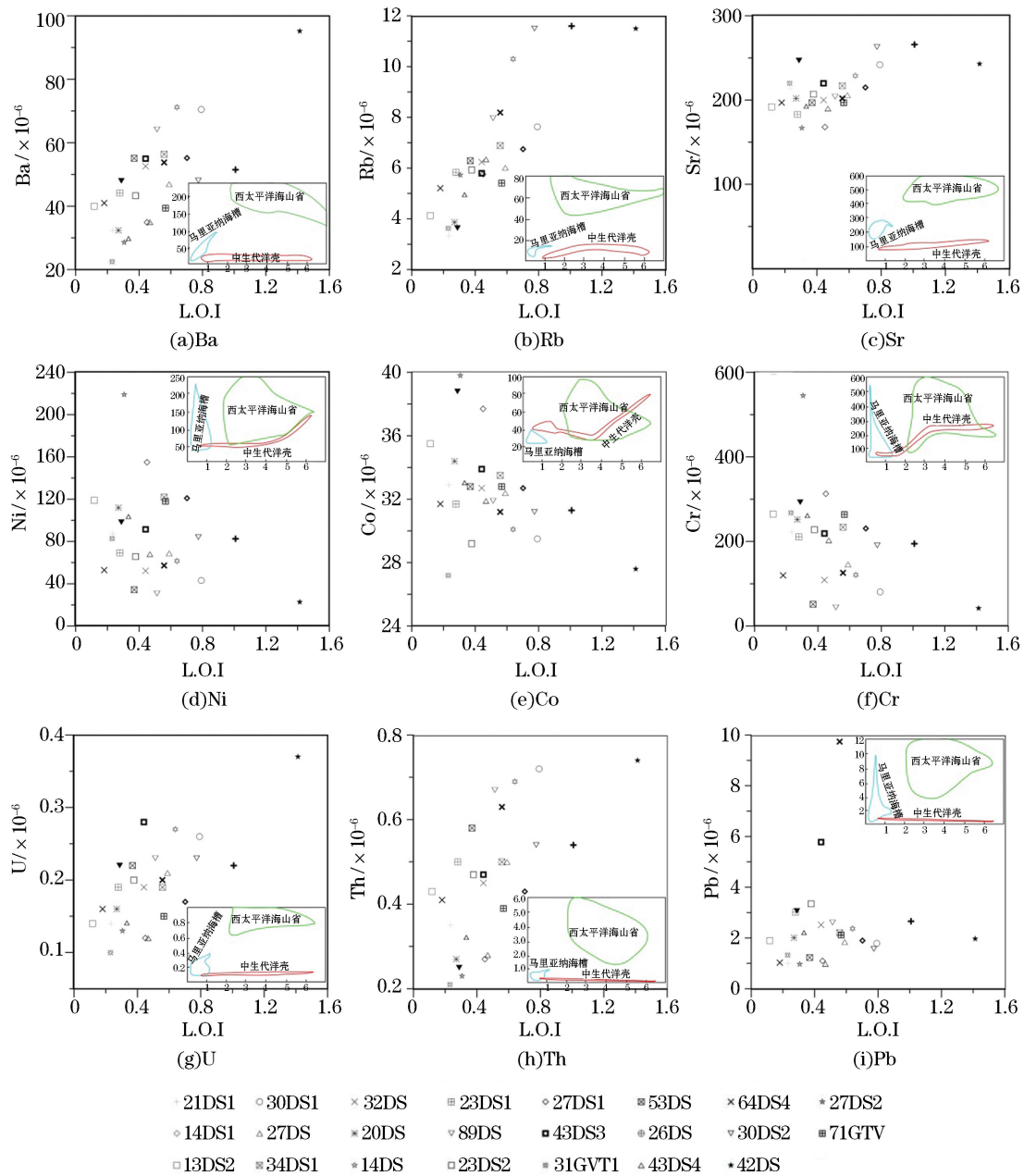


图 4 玄武岩典型微量元素与烧失量(L.O.I)关系图解^[8]

Fig.4 Plots of some trace element compositions versus L.O.I.^[8]

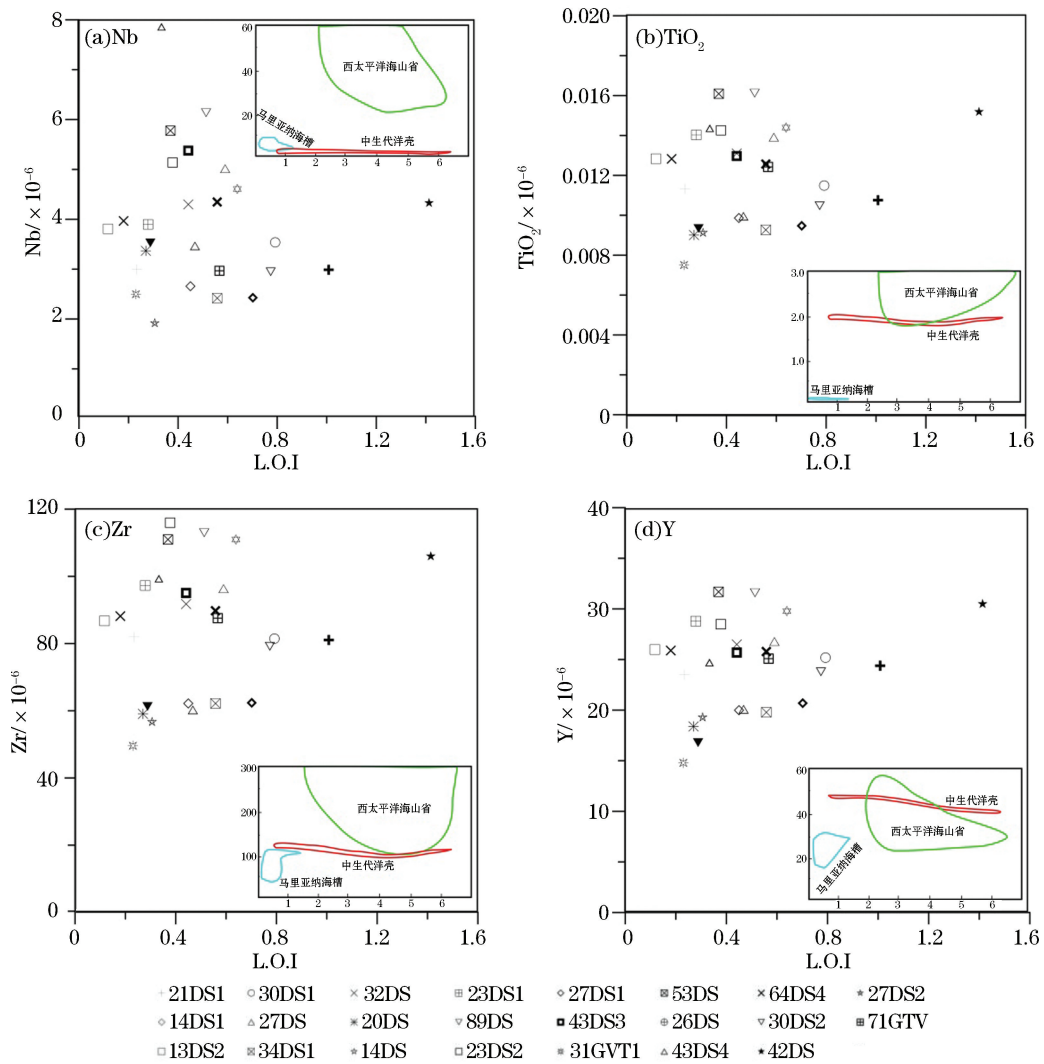


图 5 玄武岩典型不活动微量元素与烧失量(L.O.I)关系图解^[8]

Fig.5 Plots of immobile trace elements versus L.O.I.^[8]

在图 4 中可见,对于马里亚纳海槽熔岩来说,Ba, Rb, Cs, U, Th 和 Pb 与烧失量呈弱的正相关,Ni, Co 和 Cr 与烧失量呈负相关,但相关性不显著(图 4)。然而,与西太平洋海山省和中生代洋壳的组分变化对比,马里亚纳海槽熔岩的微量元素与烧失量的正相关关系不显著,且微量元素组分只在一个很小的范围内变化。结合其较低的烧失量(L.O.I),表明这些海底熔岩受到的风化作用程度是极低的。与之相对的是随着L.O.I的增加,中生代洋壳的 Ba, Rb, Sr, U, Th 和 Pb 等元素并没有明显的变化,而在 L.O.I>3.5%时,Cr, Co 和 Ni 含量有一定的增加,可能受到了风化作用的一定的影响,这与其岩相学特征是一致的^[16-17]。而对于西太平洋海山省的碱性玄武岩来说,其组分范围显示了较大的变化范围,其主要原因包括两个,一方面是海底风化作用,另一个为这些熔岩的地幔源区的不均一性^[40],详细的讨论将在另文中展开。

对于高场强元素或不活动性元素来讲,它们通常在高温岩浆过程中显示特征的活动性,但在低温表生过程中通常是表现为不活动的。图 5 显示,在低温风化作用条件下,马里亚纳海槽熔岩的这些元素是不活动的,经历了 100 Ma 以上的低温蚀变的中生代洋壳亦如此。因为这些元素在低温蚀变的不活动性,因此西太平洋海山省熔岩的这些元素所反映的较大的组分范围(图 5)更可能体现的是地幔源区组分上的不均一性^[40]。

通常,稀土元素中的 Ce 在研究表生作用(如海底风化作用)中具有重要的指示意义。一般认为,在原始幔源岩石中不会出现 Ce 异常,出现异常的主要原因是由于其遭受了表生地质作用所致。比如前处理不适当的海底熔岩样品因岩石裂隙中残留铁锰物质而使其全岩化学往往呈现 Ce 的正异常;此外,在海水(具明显的负 Ce 异常)环境下,岩石中的固有的 Ce^{3+} 通常会不同程度地被氧化成 Ce^{4+} ,从而在全岩化学中呈现 Ce 的负异常,因此 Ce 的异常指标对于所处的氧化还原环境也具有重要的指示意义。Ce 的异常通常以 δ_{Ce} 表示, $\delta_{Ce} = Ce_N / (La_N + Pr_N)^{1/2}$, 其中 Ce_N , La_N , Pr_N 为球粒陨石标准化后的数据。马里亚纳海槽熔岩的 δ_{Ce} 值变化范围为 0.95~1.01(表 1),无明显的 δ_{Ce} 负异常, δ_{Ce} 值与烧失量相关性很差(图

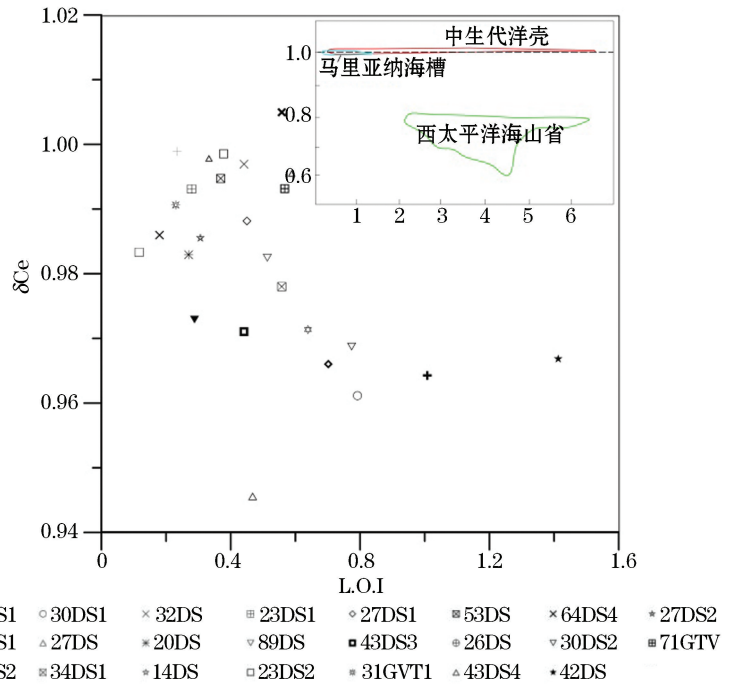


图 6 δ_{Ce} 与烧失量关系图解^[8]

Fig.6 Plot of δ_{Ce} versus L.O.I.^[8]

6), 指示海槽熔岩样品处于相对还原的环境。与马里亚纳海槽熔岩类似的,中生代洋壳的 δ_{Ce} 也在 1 左右,这与其熔岩所处的深度(>4 000 m 水深)的还原环境是一致的。与以上两者相对的是,西太平洋海山省熔岩的 δ_{Ce} 值通常 <0.8。这是与它们所处的相对氧化的环境一致的。这些海山通常呈现为正地形,即高出周围海底 1 000~3 000 m 水深,且它们曾经接近海平面,后因重力均衡而发生了下沉,总体上,在这些海山的地质演化历史中,它们均处于相对氧化的环境中。此外,海底风化作用对于古老或年轻熔岩的稀土组元素的影响均不大,而同一地区熔岩稀土配分样式类似,稀土总量的差异可能受到了母岩浆离开源区之后的的结晶分异作用的影响^[16-18, 39]。

值得指出的是,前人对马里亚纳海槽玄武岩样品的 K-Ar 定年结果^[41]表明,海槽玄武岩大多数年龄为 1.5~3.5 Ma,最年轻数据为 (0.66 ± 0.08) Ma,然而对年轻火山岩开展准确定年比较困难,K-Ar 定年方法获取的年龄往往存在较大的误差。总体上,与同样处于正在活动的劳海盆^[32]类似,马里亚纳海槽弧后扩张轴部及附近的玄武岩浆活动是很新的,产生的玄武岩在海底经受风化作用的时间相对较短,在相对于大陆区域更稳定的海底物理化学环境条件下,基本保持了新鲜的岩石结构。

综上,马里亚纳海槽熔岩的元素与烧失量之间的相关性,可能指示了海水与玄武岩之间发生的微弱的相互作用。然而,虽然风化作用的影响很弱,但基本符合在海水-玄武岩反应过程中这些元素的迁移规律:浓集大离子亲石元素,丢失过渡族金属元素。微量元素含量变化依然主要受岩浆过程(如母岩浆组分、岩浆结晶分异等)的控制,风化作用基本不对微量元素及其比值造成明显的影响。

3 结 论

1)海底熔岩的风化作用是在底层海水-玄武岩之间处于低温以及很窄的温度-压力范围内发生的蚀变作用,常见的产物有橙玄玻璃、黏土矿物(蒙脱石和蒙皂石)、沸石(钙十字沸石)以及铁的氧化物和氢氧化物。该过程会对全球海水化学平衡、洋壳结构以及从洋壳提取的物质再循环产生影响。鉴别大洋玄武岩风化程度应将特征风化矿物的识别与化学鉴别指标结合起来综合判定。

2) 马里亚纳海槽玄武质熔岩风化程度很低,仅基质中的隐晶质和玻璃质及玄武岩的玻璃质边缘略微橙玄玻璃化,其余基本保持新鲜岩石结构。马里亚纳海槽玄武岩的低风化程度是因其在海底经历的风化作用时间很短。风化作用对马里亚纳海槽玄武质熔岩的岩石地球化学数据不产生明显影响。

3) 对较古老的海底熔岩来说,无论是碱性的洋岛玄武岩和低钾拉斑质的洋脊玄武岩,在对这些熔岩开展地球化学分析研究(特别是对于利用一些经典判别图^[18])需谨慎,且在 Sr 同位素组分分析时,需要首先对样品开展详细的酸淋洗工作。

参考文献(References):

- [1] STAUDIGEL H, HART S R. Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47(3): 337-350.
- [2] CHRISTENSEN N I, SALISBURY M H. Sea floor spreading, progressive alteration of layer 2 basalts, and associated changes in seismic velocities[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1972, 15(4): 367-375.
- [3] BU W R, SHI X F, PENG J T, et al. Low temperature alteration of ocean island basalts and their contributions to the cycle of the transition metals[J]. *Haiyang Xuebao*, 2007, 29(5): 55-68. 卜文瑞, 石学法, 彭建堂, 等. 大洋岛屿玄武岩低温蚀变作用及其对大洋过渡金属循环的贡献[J]. *海洋学报*, 2007, 29(5): 55-68.
- [4] HART S R, ERLANK A J, KABLE E J D. Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1974, 44(3): 219-230.
- [5] HART R. Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1970, 9(3): 269-279.
- [6] THOMPSON G. Metamorphic and hydrothermal processes: basalt-seawater interactions[M]//PLOYD P A. *Oceanic basalts*. Netherlands: Springer, 1991: 148-173.
- [7] LUDDEN J N, THOMPSON G. An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1979, 43(1): 85-92.
- [8] HEKINIAN R. *Petrology of the ocean floor*[M]. Elsevier, 1982.
- [9] ANDERSON T F, LAWRENCE J R. Stable isotope investigations of sediments, basalts, and authigenic phases from Leg 35 cores[J/OL]. [2016-12-20]. https://www.researchgate.net/publication/237117198_29_STABLE_ISOTOPE_INVESTIGATIONS_OF_SEDIMENTS_BASALTS_AND_AUTHIGENIC_PHASES_FROM_LEG_35_CORES
- [10] HART R A. A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer II[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1973, 10(6): 799-816.
- [11] FISK M R, GIOVANNONI S J, THORSETH I H. Alteration of oceanic volcanic glass: textural evidence of microbial activity[J]. *Science*, 1998, 281(5379): 978-980.
- [12] SANTELLI C M, EDGCOMB V P, BACH W, et al. The diversity and abundance of bacteria inhabiting seafloor lavas positively correlate with rock alteration[J]. *Environmental Microbiology*, 2009, 11(1): 86-98.
- [13] CHEN S, WU Z, PENG X. Experimental study on weathering of seafloor volcanic glass by bacteria (*Pseudomonas fluorescens*)-Implications for the contribution of bacteria to the water-rock reaction at the Mid-Oceanic Ridge setting[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 90: 15-25.
- [14] STAUDIGEL H, HART S R, RICHARDSON S H. Alteration of the oceanic crust: processes and timing[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1981, 52(2): 311-327.
- [15] HONNOREZ J. The aging of the oceanic crust at low temperature[J]. *The Sea*, 1981, 7: 525-587.
- [16] JANNEY P, CASTILLO P. Geochemistry of Mesozoic Pacific mid-ocean ridge basalt: Constraints on melt generation and the evolution of the Pacific upper mantle[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(B3), 5207-5229.
- [17] JANNEY P, CASTILLO P. Basalts from the Central Pacific Basin: Evidence for the origin of Cretaceous igneous complexes in the Jurassic western Pacific[J]. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 1996, 101: 2875-2893.
- [18] YAN Q S, SHI X F, WANG K S, et al. Major, trace element and Sr-Nd-Pb isotopes of Cenozoic alkali basalts from the South China Sea [J]. *Science in China Series D*, 2008, 51(4): 550-566.
- [19] PICHLER T, RIDLEY W I, NELSON E. Low-temperature alteration of dredged volcanics from the Southern Chile Ridge: additional information about early stages of seafloor weathering[J]. *Marine Geology*, 1999, 159(1): 155-177.
- [20] MOORE J G. Rate of palagonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii[J]. *US Geological Survey Professional Paper*, 1966, 550:

- 163-71.
- [21] PEACOCK M A. The vulcano-glacial palagonite formation of Iceland[J]. *Geological Magazine*, 1926, 63(09): 385-399.
- [22] STAUDIGEL H, HART S R. Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47(3): 337-350.
- [23] STRONCIK N A, SCHMINCKE H U. Palagonite-a review[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2002, 91(4): 680-697.
- [24] MATTHEWS D H. Altered basalts from Swallow Bank, an abyssal hill in the NE Atlantic, and from a nearby seamount[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1971, 268(1192): 551-571.
- [25] HART S R. K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1971, 268(1192): 573-587.
- [26] HEKINIEN R. Chemical and mineralogical differences between abyssal hill basalts and ridge tholeiites in the eastern Pacific Ocean[J]. *Marine geology*, 1971, 11(2): 77-91.
- [27] SCOTT R B, HAJASH A. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas; a microprobe study[J]. *American Journal of Science*, 1976, 276(4): 480-501.
- [28] PEARCE J A, STERN R J. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives[J]. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, 2006, 166: 63-86.
- [29] GURENKO A A, HOERNLE K A, HAUFF F, et al. Major, trace element and Nd-Sr-Pb-O-He-Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: insights into mantle and crustal processes[J]. *Chemical Geology*, 2006, 233(1): 75-112.
- [30] KARIG D E, ANDERSON R N, BIBEE L D. Characteristics of back arc spreading in the Mariana Trough[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1978, 83(B3): 1213-1226.
- [31] BIBEE L D, SHOR G G, LU R S. Inter-arc spreading in the Mariana Trough[J]. *Marine Geology*, 1980, 35(1): 183-197.
- [32] SHI X F, YAN Q S. Magmatism in typical marginal basins (or back-arc basins) in west Pacific[J]. *Advances in Earth Sciences*, 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.
- [33] HAWKINS J W, LONSDALE P F, MACDOUGALL J D, et al. Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading center[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 100(1): 226-250.
- [34] MARTÍNEZ F, FRYER P, BAKER N A, et al. Evolution of backarc rifting; Mariana Trough, 20°-24°N[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1995, 100(B3): 3807-3827.
- [35] WU S S, LIU Y G, LI Z L, et al. Studies on petrochemical and mineralogical features in the Mariana Trough hydrothermal area[J]. *Journal of Oceanography of Huanghai & Bohai*, 2001, 19(4): 22-29. 吴世迎, 刘焱光, 马里亚纳海槽热液区岩石矿物学和岩石化学特征研究[J]. *黄渤海海洋*, 2001, 19(4): 22-29.
- [36] STOFFERS P, WU S, PUTEANUS D. Cruise report SONNE 57-Mariana Back-arc, Fore-arc Region and Philippine Basin[R]. 1989.
- [37] PUTEANUS D, BLOOMER S, WU S. Cruise report SONNE 69-geochemical, hydrochemical and petrographical investigation in the Mariana Back-arc Area under the hydrothermal aspect[R]. 1990.
- [38] ZHANG P Y, YAN Q S. Compositions of plagioclase hosted by basaltic rocks from the Mariana Trough and their petrogenesis significances[J]. *Advances in Marine Science*, 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.
- [39] YAN Q S, CASTILLO P, SHI X F, et al. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from Daimao Seamount (South China Sea) and their tectonic implications[J]. *Lithos*, 2015, 218: 117-126.
- [40] YAN Q S, SHI X F. Advance and perspective of study on seafloor volcanic rocks in China[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2015, 34(5): 920-930. 鄢全树, 石学法. 中国海底火山岩研究进展及展望[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2015, 34(5): 920-930.
- [41] MU Z G, ZHANG C, CHEN C Y, et al. K-Ar ages and geochemistry of basalts from the Mariana Trough[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1994, 39(20): 1889-1892. 穆治国, 张成, 陈成业, 等. 马里亚纳海槽玄武岩的 K-Ar 年龄和地球化学[J]. *科学通报*, 1994, 39(20): 1889-1892.

Weathering of Seafloor Lavas and Its Geological Significance

YAN Quan-shu^{1,2,3}, ZHANG Ping-yang^{1,2}, SHI Xue-fa^{1,2,3}, ZHANG Hai-tao^{1,2}

(1. *The First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China*; 2. *Key laboratory of marine sedimentology and environmental geology, SOA, Qingdao 266061, China*; 3. *Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China*)

Abstract: The investigation on the weathering of seafloor lavas plays a significant role on understanding element mobility. First, this paper briefly introduces the ocean floor weathering processes and the characteristics of weathered rocks. Then, we determined the degree of weathering of seafloor lavas (back arc basin basalt, BABB) dredged from Mariana Trough, west Pacific seamount province (Cretaceous oceanic island basalt, OIB) and Mesozoic oceanic crust (mid-oceanic ridge basalt) through detailed petrographic observation (the appearance of palagonite, clay minerals, etc.), and the geochemical indices (the loss on ignition (L.O.I), $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ and $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ values). Finally, we discussed the cause of weathering and its influence on the geochemical data of Mariana Trough basalts. Our results indicate that, compared to submarine lavas older than 5Ma, Mariana Trough basalts suffered very low degree of rock weathering. Only the cryptocrystalline and glassy matrix, and glassy margin of basaltic flow could be altered into palagonite. The low degree of weathering mainly results from the relatively short duration since eruption. We suggest that these on-axis or near-axis submarine lavas from the Mariana Trough did not undergo severe weathering, so the whole rock major- and trace element and radiogenic isotopic compositions of lavas remained almost unchanged. However, the effect of weathering should be removed when the whole chemical compositions of lavas older than 5 Ma are used to interpret the petrogenesis.

Key words: submarine weathering; basaltic lavas; loss on ignition; element migration; Mariana trough

Received: March 12, 2017