

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2017.01.001

大洋地幔化学组成不均一性成因研究回顾及展望

张国良^{1,2}, 罗青¹, 陈立辉³

(1. 中国科学院海洋研究所, 海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071;

2. 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, 青岛 266061;

3. 南京大学 地球科学与工程学院, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210023)

摘要:认识地幔组成不均一性及其成因对于揭示固体地球的演化规律具有重要意义。简要论述了全球典型大洋玄武岩(洋岛/海山玄武岩(OIB)、洋中脊玄武岩(MORB))源区组成不均一性的化学特征及成因,并分析了国内外对地幔组成不均一性的认识不足之处和原因。30多年以来,玄武岩地球化学研究主要围绕地幔组成端元成分差异性及其成因,包括 HIMU($\mu' = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$)、EMI 和 EMII 及 FOZO(同位素组成介于 HIMU 和 MORB 之间)富集端元,以及 DMM 亏损地幔端元(包括印度洋型(Indian-type MORB)和太平洋型(Pacific-type MORB))。富集地幔端元通常被认为与板块构造导致的地球化学循环有关,然而,这些端元的成因存在多解性。尽管过去常将亏损地幔作为一个地幔端元,但全球主要地幔库的亏损端元之间的同位素差别也是长期演化的结果,地幔亏损端元组成差异的研究也是至关重要的。地幔端元成因的多解性主要是由于对板块构造导致物质循环的关键环节了解不够,以及对地球早期熔融导致的上地幔亏损过程的认识不足。在总结研究现状和科学问题的基础上,本文指出地幔不均一性成因研究的潜力方向和方法:(1)深化对玄武质洋壳深部地幔压力下的物理化学相变研究,认识再循环洋壳重返浅部地幔的基本理论前提;(2)利用年轻的大陆裂张海盆玄武岩,有效检验大陆富集物质是否拆离进入地幔软流圈;(3)碳酸岩熔体来源及其对碱性玄武岩富集端元组成的贡献;(4)板块俯冲进入地幔过程中化学分异过程。

关键词:上地幔;地幔组成不均一性;软流圈;岩石圈;俯冲带;再循环洋壳

中图分类号:P736.4

文献标识码:A

文章编号:0256-1492(2017)01-0001-13

原始固体地球形成后的演化过程,从根本上来说是地球深部和浅部物质循环及热演化的历史^[1]。我们观测到的固体地球(如地壳和地幔)化学组成和结构是地球长期演化的结果,然而,由于对早期地球演化过程了解较少^[2-4],以及深部观测手段的局限性,使得我们对现代地球的深部结构、组成及成因的认识还十分不足。固体地球在地幔内部各种尺度上(从几厘米到数千千米)都存在矿物和化学组成不均一性^[5-10]。认识地幔不均一性成因对于揭示地球早期演化规律、地球圈层相互作用以及深部地球化学循环(如碳循环)^[11],都有着至关重要的作用。30多年来,固体地球科学研究大量集中在或围绕着地幔组成不均一性及其反映的地幔演化规律。尽管地幔部分熔融和玄武质熔体的产生会导致地幔的不相容

元素进一步亏损,而大量玄武岩的富集同位素组成远远偏离了代表早期地球组成的球粒陨石演化轨迹^[5,12],这要求亏损地幔基本格架形成以后,地幔亏损和富集过程并存。固体地球科学研究的重要任务之一,是研究地幔亏损和富集过程中的地球化学循环规律。

各种富集地幔端元的形成要求存在不相容元素富集及其重返地幔库的过程,并通过地幔对流以各种规模和尺度逸散至地幔内部^[13,14]。地球上潜在的富集地球化学库,包括地壳(大陆和大洋地壳)^[9,10,12,15,16]、沉积物(陆源或深海沉积物)^[17],以及通过熔/流体交代富集的岩石圈地幔部分^[18,19]。板块构造是地球有别于已知其他类地行星的主要区别之一,也是能够形成固体地球内、外大规模物质循环的主要方式。大洋板块通过俯冲带进入地幔深部,是目前观测到的导致富集组分(如洋壳或各种沉积物)重返地幔的主要地质过程之一。大陆地壳或岩石圈地幔富集组分通过岩石圈裂解(或拆沉作用),如中国华北克拉通岩石圈^[20],进而拆离进入软流圈地幔也是潜在的地质过程之一^[21]。尽管如此,由于观测手段的局限性和对富集过程的指向性证据

基金项目:中国科学院战略性先导科技专项(A类)(XDA11030103);青岛海洋科学与技术国家实验室“鳌山人才”计划项目(2015ASTP);国家自然科学基金(41376065, 41176043);中国科学院“海山成因、演化与深部物质循环”科技创新与交叉团队项目

作者简介:张国良(1981—),男,研究员,主要从事大洋岩石学与地幔地球化学研究,E-mail: zhangguoliang@qdio.ac.cn

收稿日期:2016-11-15; **改回日期:**2016-12-01. 文凤英编辑

掌握不足,富集地幔端元的成因均存在多种解释^[22,23]。例如,我们对于俯冲循环的大洋岩石圈和拆沉的大陆岩石圈辨识手段有限,这既与我们对板块构造的一些关键部位认识不够有关,也与对各种潜在地幔端元的组成和形成过程的认识不足有关。这些过程包括:大洋板块从俯冲进入深部地幔过程中的矿物、化学和物理性质变化,及其是否能够返回软流圈^[12,14,24,25];进入俯冲带的沉积物类型和化学组成变化^[17,26];大洋岩石圈地幔增厚过程中的交代富集的程度;以及大陆岩石圈裂解过程中岩石圈-软流圈相互作用机制等。本文将在综述国际上过去30多年里对地幔不均一特征和地幔端元组成和成因认识的成就基础上,分析存在地幔端元成因多解性的原因,并指出当前和未来揭示地幔不均一性成因的几个关键问题和途径。

1 地幔库化学组成和分异

1.1 地幔不均一性的尺度

对于固体地球科学研究而言,重要挑战之一是认识地幔不同尺度的岩石学和矿物学组成。地球物理(地震数据研究)可以“拍摄”到现代地幔域的内部结构和不均一性“相片”,却对其所代表的组成或结构意义存在很多争议。尤其是,地球物理学对这些不均一地幔域随时间演化和成因研究的贡献太小。对地幔来源的样本进行地球化学(包括同位素)研究,对地球内部的矿物和化学体系随时间演化和分异过程提供信息,成为研究地幔不均一性成因的主要手段。从20世纪80年代开始,已经打破了过去关于地幔由均一组分组成^[27]的认识,随着大量大洋玄武岩的地球化学分析(尤其是微量元素和同位素)数据的获得,国际上已经逐渐清楚地认识到地幔在小到厘米、大到数千千米的尺度上,都存在化学组成不均一性^[5,6,8,10,28,29]。

1.2 地幔库富集端元的化学组成

地球形成不久(如约一亿年以内),就发生了地核与地幔的分离。这时候的地球被认为存在很强的热对流,可分异出与地核成分互补的均一地幔(硅酸盐地球, Bulk Silicate Earth (BSE); 或原始地幔, Primitive Mantle (PM))。BSE 或 PM 代表未发生壳/幔分异的均一地幔。上地幔由于广泛发生部分

熔融形成大陆壳,从而成为亏损地幔的主要载体,而相对未分异的下地幔组成被认为接近原始地幔(PM)或硅酸盐地球(BSE)的组成^[5]。Zindler 和 Hart^[5]在玄武岩 Sr-Nd-Pb 等同位素组成基础上,首次将富集地幔库分为3个富集端元: HIMU(高 μ 值地幔, $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、EMI(富集地幔1)和 EMII(富集地幔2);一个亏损地幔端元: DMM(亏损地幔端元),并界定了原始地幔(PREMA, 未分异地幔)的组成,并指出地幔在几厘米的矿物组成尺度和几千公里的大洋尺度上都存在着地幔不均一性。越来越多的研究对大洋玄武岩的化学分析,使人们对各种地幔端元组成特征的认识更加丰富和深刻^[30-38]。在所有的富集地幔端元的同位素组成上, HIMU 型地幔端元最鲜明的特点是具有极高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (>20.5)、最低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (通常 <0.7035)和高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值(>0.5128)(Sr-Nd 同位素组成与洋中脊玄武岩最接近)(图1),如 St. Helena、Tubuaii、Austral 海山等的玄武岩;EMI 型地幔端元具有最低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (<18)、较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (通常介于 $0.7035\sim 0.7060$)和很低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (通常 <0.5126)(图1),如来自 Kerguelen、Society 等海区的玄武岩;EMII 型地幔端元则具有中等的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($18.5\sim 19.5$)、极高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (可达0.71以上)和与 EMI 类似低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (图1),如 Somoa、Marquesas^[33]等洋岛(海山)的玄武岩。随着越来越多的地球化学分析,一种洋岛玄武岩被发现具有与 HIMU 端元相近的 Sr-Nd 同位素组成,但 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值明显较低的端元(图1),将其命名为 FOZO (Focal Zone),如 Hawaii、Galapagos^[32,37]等地的洋岛玄武岩。由于同位素组成上的相似性,FOZO 和 HIMU 端元在成因上联系可能更为紧密^[39]。此外, HIMU 型地幔还具有最低的 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$,而 EMI 和 EMII 则具有较高的 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 。这些富集地幔端元同位素组成上的差别,要求放射性同位素母体(U、Rb、Sm)相对子体(Pb、Sr、Nd)的长期富集或亏损。除了 HIMU 地幔以外,通常地幔端元的同位素比值,如 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 分别与 U/Pb 和 Rb/Sr 之间的相关性(图2),表明是早期地幔分异作用导致了地幔端元的同位素演化轨迹产生了偏离。HIMU 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与洋中脊亏损地幔相似,却有着极大的 Rb/Sr 变化范围(图2),可能是其特殊岩浆形成过程极大地提高了 HIMU 型玄武岩的 Rb/Sr 比值。

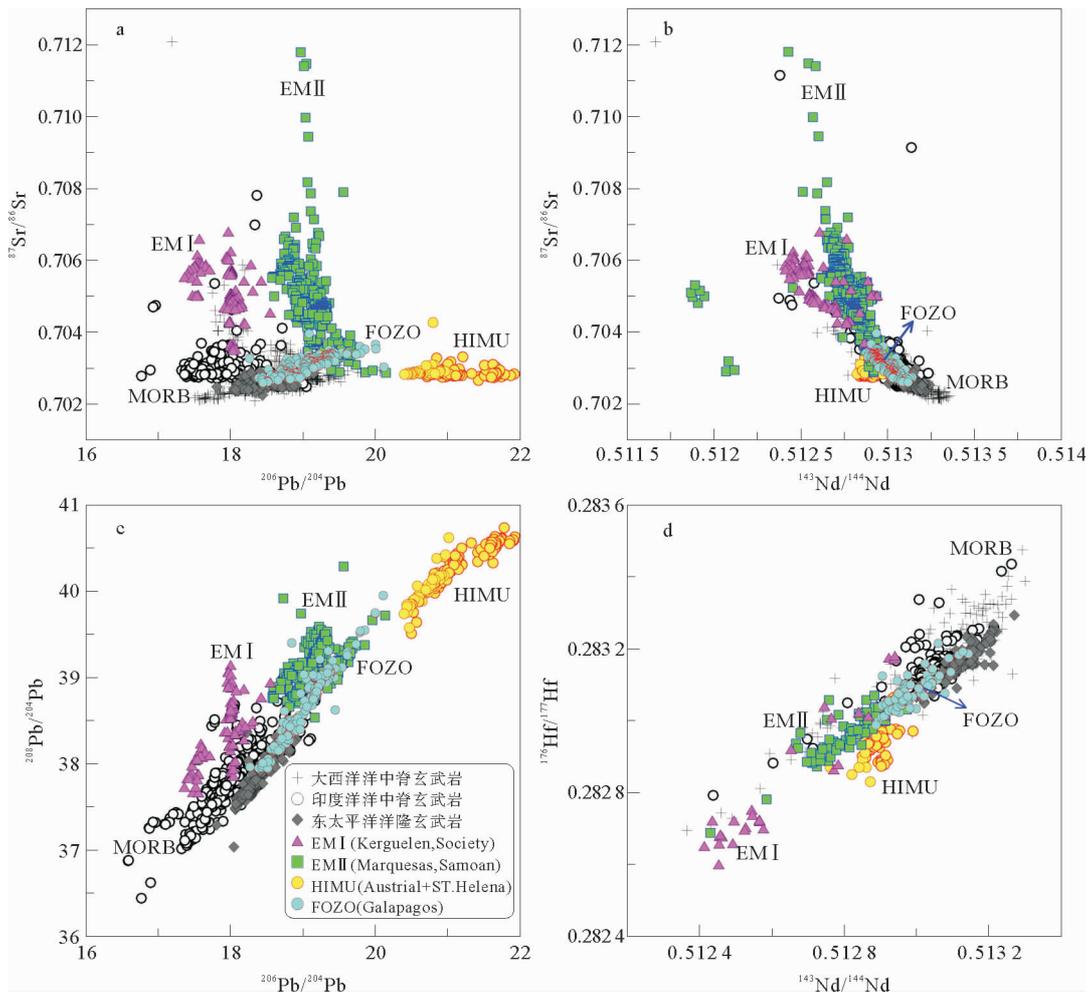


图 1 全球主要富集(HIMU、FOZO、EM1 和 EM2)和亏损地幔库(DMM)典型代表玄武岩(洋中脊(MORB)和洋岛(OIBs)玄武岩)的同位素组成

洋岛玄武岩数据来自 <http://www.earthchem.org/petdb>, 洋中脊玄武岩数据来自 <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Entry.html>

Fig. 1 Representative isotopic compositions of global enriched (HIMU, FOZO, EM1 and EM2) and depleted (DMM) mantle domains (OIBs and MORBs)

Data for OIBs <http://www.earthchem.org/petdb>; data for MORBs, <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Entry.html>.

除了同位素组成及其母/子比值上的不同以外, 这些富集地幔端元在其他微量元素组成上也存在体系上的差异。与 EM I 和 EM II 相比, HIMU 玄武岩的 Nb、Ta 组成相对 Ba、Rb 和 La 等明显富集, 并且明显更加亏损 Pb(图 3)。HIMU 玄武岩的基本特征是, 具有比硅酸盐地球(BSE)低的(Rb、Ba、Th、U)/REE 比值, 以及高的(U、Th)/Pb 比(图 4-A, B), 低的 Th/U 比(图 4-A)^[23]。与 HIMU 不同, EM I 和 EM II 型玄武岩均具有高度变化的微量元素组成范围(图 3, 图 4)。与 HIMU 玄武岩最明显的区别特征是, EM 玄武岩具有高的 Th/U 比和低的(U、Th)/Pb 比(图 4)。EM 玄武岩相对略低的 Nb/La 比(图 4-E)显示, 其源区不如 HIMU 玄武岩的地幔源区富集 Nb(Ta)。在微量元素配分模式上(图 3), 除了 Sr 的负异常以外, EM I 和 EM II 玄武

岩没有系统上的区别。有研究^[40]显示, EM I 相对 EM II 具有更高的 Ba 含量(如高的 Ba/Nb、Ba/La), 而 EM II 则相对 EM I 具有更高的 Th/Nb 和 Th/La 比值。相对 HIMU 玄武岩而言, EM I 和 EM II 在微量元素上的区分不大, 只有在同位素组成上才能将两者明显区分开。FOZO 玄武岩与 HIMU 玄武岩在微量元素组成上的区别也很小, 如两者都具有低的 Rb/Sr 比、高的(U、Th)/Pb 比。但是, 从图 3 上看, HIMU 玄武岩比 FOZO 玄武岩的不相容元素更为富集。尽管有些研究指出, 部分洋岛玄武岩的 HIMU 和 FOZO 之间存在微量元素上的不同, 如, La/Yb、Ce/Pb、Zr/Hf 比的差异^[41]。然而, 由于数据都有一定的变化范围和 HIMU 数据的有限性, 目前还不清楚这种差别是否具有系统性。

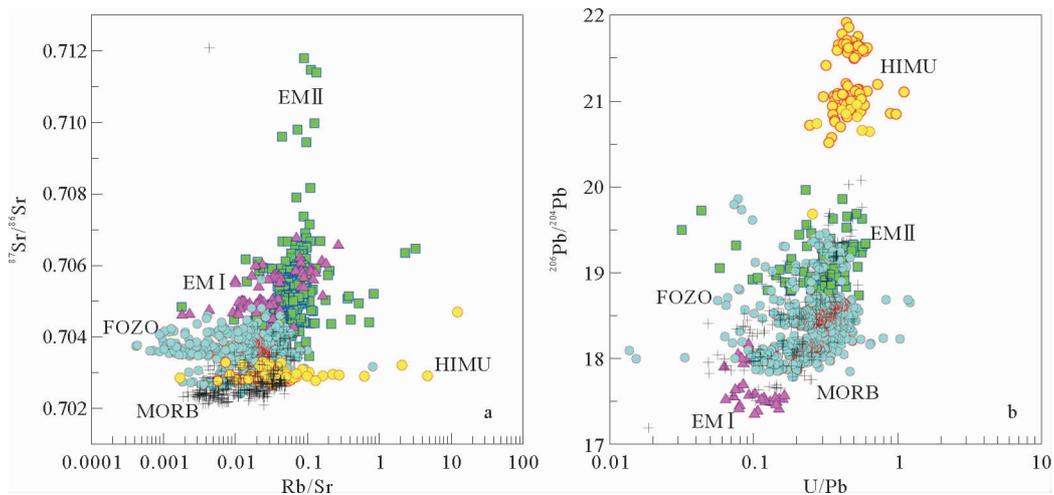


图2 洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩地球化学组成端元的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Rb/Sr(a)和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -U/Pb(b)相关图
(图例和数据来源见图1)

Fig. 2 Plots of (a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Rb/Sr, and (b) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. U/Pb for mantle end-members of mid-ocean ridge basalts and ocean island basalts
(Legends and data source are shown in Figure 1)

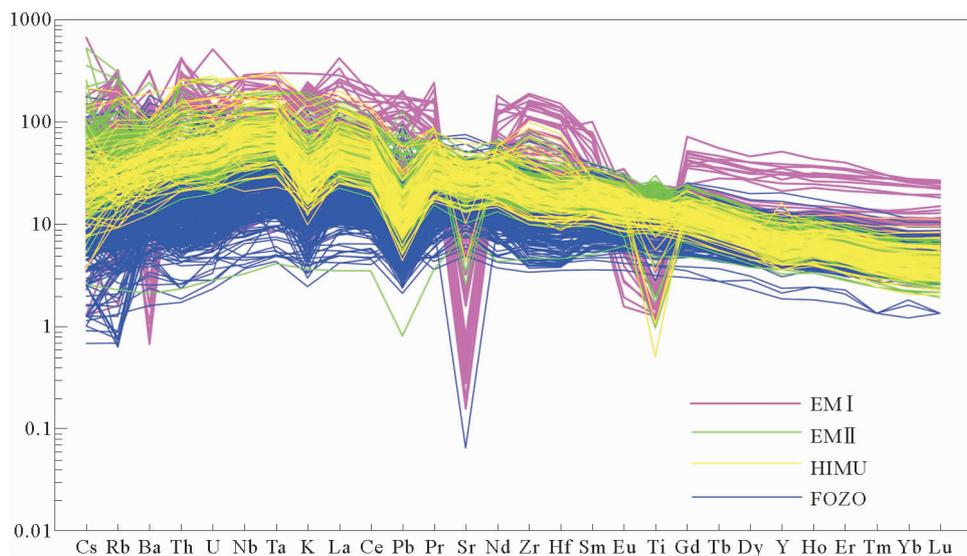


图3 洋岛玄武岩不相容微量元素配分模式(数据来源见图1)

Fig. 3 Trace element pattern of ocean island basalts(Data sources as in Figure 1)

1.3 地幔亏损端元的化学组成

由于洋中脊玄武岩的广泛性,以及大量洋岛型(OIB)玄武岩的喷发环境多与大洋亏损软流圈熔体产生混合(如地幔柱/洋中脊相互作用^[42]),洋中脊玄武岩常表现出与洋岛玄武岩在同位素组成上的重叠。因此,由洋中脊玄武岩代表的亏损地幔常常也被作为地幔库之一(DMM)。然而,这个亏损地幔库并不是均一的,而是在各种尺度上都存在着不均一性^[9,10]。过去关于地幔不均一性的研究主要集中在

富集成分(主要是洋岛玄武岩)的成因,而对亏损地幔库的特征和成因关注不够。如地球上亏损地幔库来源的玄武岩可以分成印度洋型和太平洋型^[43],前者主要分布在印度洋^[43]、北冰洋^[44]和南大西洋^[45],后者主要分布在太平洋^[9,10]和北大西洋。两者在同位素和微量元素组成上均有明显的系统差别,与太平洋型玄武岩相比,印度洋型玄武岩具有明显低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比,也具有明显的Hf-Nd同位素解耦现象(印度洋型地幔具有更高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比)(图1);两者在主量和微量

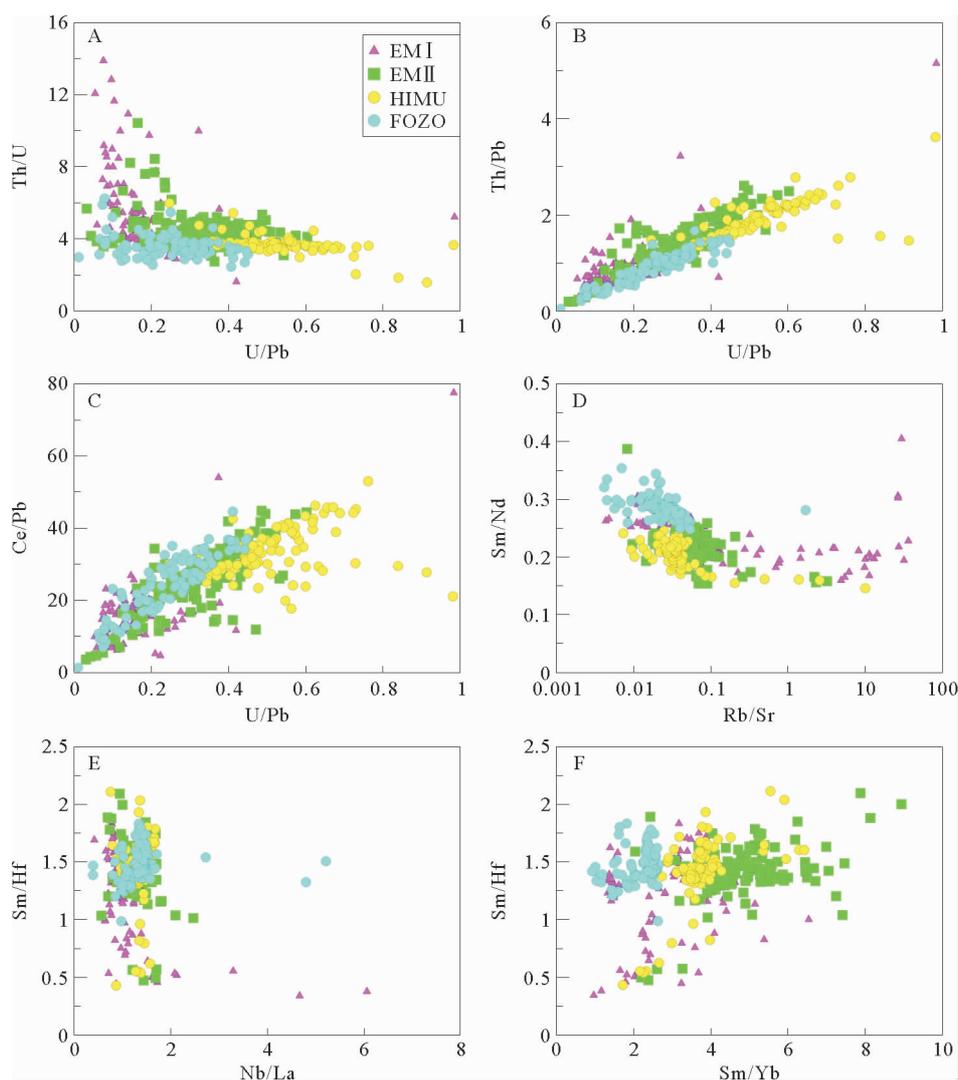


图 4 洋岛玄武岩不相容微量元素比值相关图(数据来源见图 1)

Fig. 4 Plots of trace element ratios of ocean island basalts(Data sources are shown in Figure 1)

元素组成上也存在明显的差异,如,印度洋型玄武岩整体上具有更高的 Rb/Sr、Th/Pb 和低的 U/Pb 比值、高的 K_2O 含量,并在不相容元素配分图解上表现出更为富集的特征。这两个地幔库的组成差别不仅表现在富集一端,而且最亏损的印度洋型玄武岩和最亏损的太平洋型玄武岩之间也存在明显的差别,如,在 $^{208}Pb/^{206}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上的亏损一端,印度洋地幔仍然与太平洋地幔解耦明显(图 1c),另外,两者的亏损端元在 Hf-Nd 同位素相关图上也存在解耦现象^[46](图 1d)。这显示,不仅是产生富集地幔端元的过程,而且地幔早期分异形成的亏损类型也存在明显差别。因此,研究地幔不均一性既要关注各种富集端元的成因,也要关注亏损端元的多样性和成因。

2 壳/幔物质循环模式及争议

2.1 大洋地壳再循环

洋中脊地幔减压熔融形成玄武岩质熔体是我们明确已知的不相容元素富集过程。Allégre 和 Turcotte^[47]最早提出洋壳玄武岩通过俯冲带重返地幔形成条纹结构(Marble-Cake model)的富集端元,能够解释地幔的不均一性。Hoffman^[12]总结了洋壳循环的各种模型,指出洋壳可以通过不同地幔深度的循环而重新参与地幔熔融。其中,洋壳在浅部地幔中扩散和混合,构成了上地幔的条纹结构,符合洋中脊地幔源区的不均一结构特征;洋壳穿越边界层(410 km 或 660 km)在深部地幔循环,汇聚于地幔边界层底部的洋壳物质在地幔温压条件下熔融上涌

就可能构成了流行假说中的地幔柱活动。一个模型的成立需要其主要环节符合地质观测事实。上地幔富集端元熔融特征常被指出符合辉石岩(贫硅或富硅)的特征^[9,48,49],这符合俯冲洋壳玄武岩可以转换为榴辉岩的观测事实。然而,目前关于洋壳俯冲进入地幔后的物理性质变化仍存在较大争议^[50]。冷的大洋板块在俯冲过程中逐渐被周围的地幔物质加热,可能由于密度变小而在 660~800 km 范围内重新获得上浮力形成地幔柱,或者成为不均一地幔结构的一部分^[12]。

获得俯冲洋壳再循环的证据,需要了解洋壳的演化和俯冲过程中的元素变化,才能获得指示洋壳循环的化学和同位素指标。洋壳形成后和俯冲进入地幔之前并不是一成不变的,而是经历不同程度的来自低温或高温流体的洋底蚀变过程。地质流体在玄武岩蚀变过程中,形成了各种次生矿物,如在高温条件下可能形成绿泥石、黏土矿物、硬石膏等^[50],而在低温条件下形成碳酸盐岩、绿磷石、铁氧化物、蒙皂石、磁铁矿等大量的低温次生矿物^[51]。同时,在蚀变过程中也导致了一些元素和同位素组成的较大改变。如蚀变洋壳的 K、Rb、Cs 等碱金属, Ba、U、Li 等会大量富集^[52],氧同位素则在高温和低温蚀变条件下分别大大降低和升高^[53]。认识最终进入地幔的残留洋壳物质组成,还需要了解洋壳玄武岩在俯冲带过程中经历的脱水、熔融和变质过程。目前的观测显示,洋壳在俯冲带温压条件下经历了脱水和亲流体元素(Rb、Li、Ba 等)的丢失(贡献于地幔楔或岛弧岩浆作用),尤其是,岛弧火山岩中极高的 Pb 的正异常显示洋壳在俯冲带经历了强烈的 Pb 丢失。俯冲带变质形成榴辉岩的过程中, Nb、Ta 等高场强元素不容易被迁移,可能富集并稳定于金红石之中^[54],从而在岛弧岩浆中出现 Nb、Ta 明显的负异常。

尽管经过洋壳循环形成富集地幔端元的过程存在较大争议,但目前 HIMU 型地幔端元表现出诸多可能与再循环洋壳有关的特征。HIMU 玄武岩极高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值要求 U 相对 Pb 的高度富集,符合洋壳在俯冲带大量丢失 Pb 的特征^[54]。尽管 Rb 在洋壳蚀变过程中高度富集,但其主要富集在黏土等低温次生矿物中,从而在洋壳俯冲过程中 Rb 将由于次生矿物的分解而随流体迁移进入地幔楔或岛弧岩浆之中,可能使得俯冲残留洋壳具有与玄武岩相似或更低的 Rb/Sr 比,这符合 HIMU 型玄武岩的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 特征。另外, HIMU 型玄武岩的 Hf-Nd 同位素没有相对太平洋洋中脊玄武岩解耦

的特征(图 1),符合洋壳俯冲过程中 Hf、Nd 相对稳定的特征,这是其他富集地幔端元(EMI 或 EMII)所不具备的特征。越来越多的研究显示了 FOZO 型玄武岩的广泛分布,而全球分布的 HIMU 型的玄武岩较少。除了 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比 HIMU 玄武岩略低以外, FOZO 玄武岩基本与 HIMU 型玄武岩具备相似的地球化学特征^[32,37],尤其是, FOZO 玄武岩在全球玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素二元图的“三角带”更像是 MORB 向富集端元混合的延伸(图 1)。大量研究也在尝试证明 FOZO 型地幔端元也是来自洋壳的再循环,如夏威夷玄武岩^[15,55]。然而,洋壳再循环形成 HIMU 型玄武岩地幔源区的推论也存在不足之处,如常见的 HIMU 玄武岩为硅不饱和的碱性玄武岩,要求源区为硅不饱和的岩性^[56],然而,通常认为洋壳经过俯冲带变质形成的榴辉岩却是硅饱和的^[57]。

2.2 大洋沉积物再循环

实际随着洋壳玄武岩俯冲的还有数百米至千米的沉积物——既有深海自生沉积物,还有距离大陆较近的大量陆源碎屑沉积物。大量观测证据显示,多数俯冲洋壳上的大洋沉积物大多已经随着板块俯冲进入海沟^[17]。Plank 和 Langmuir^[26]统计了全球俯冲沉积物化学组成(GLOSS),结果显示碱金属(Rb、K、Cs 等)和高场强元素(Ti、Nb、Hf、Zr)主要赋存在沉积碎屑矿物中,U、Th 主要在 Fe-Mn 沉积颗粒中。深海沉积物的稀土元素(REEs)含量很少,稀土元素含量和配分模式主要受控于陆源物质的含量, Ba 则与自生矿物和热液矿物成分有关, Sr 主要富集在碳酸盐相之中。据统计,目前正在俯冲的沉积物平均有 76% 的陆源物质、7% 的钙质碳酸盐、10% 的蛋白石和 7% 的结合水。大洋沉积物具有富集的 REEs 配分模式,高的 Rb 和低的高场强元素(Nb、Ta、Hf、Zr 等)含量,并具有很高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比和很低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比,总体上与大陆上地壳成分相似。

根据大洋沉积物的化学和同位素组成特征,前人工作指出通过俯冲再循环的沉积物是富集地幔 EM 的可能来源之一^[23]。沉积物与正常的洋中脊亏损地幔之间的混合是 EM 型地幔的可能形成机制。Weaver^[40]根据沉积物微量元素组成提出, 1~2 Ga 的古代深海自生沉积物与亏损地幔混合可以形成 EMI 型富集地幔端元,另外,陆源碎屑来源的海洋沉积物与亏损地幔混合形成 EMII 型富集地幔端元^[17]。但是,根据 Plank 和 Langmuir^[26]的统计分

析,很难界定深海自生沉积物和陆源碎屑来源的沉积物,因为不同类型的沉积物都有相互交叉的化学组成。但可以推断,在太古或元古代时生物碎屑沉积比较少,而古代的沉积物可能以陆源碎屑为主。

沉积物经过俯冲带以后的残留成分仍然不太清楚,这是我们对俯冲带的物理化学过程研究不够深入。岛弧火山岩的¹⁰Be研究显示,沉积物的确进入了地幔^[58]。沉积物不仅含有大量的水分,而且其中含有的大量不稳定矿物的脱水作用,使得一定的沉积物化学组分随着流体作用而丢失。只有详细研究和认识沉积物在俯冲带的脱水和变质作用才能进一步评估其俯冲循环对富集地幔端元的贡献。

2.3 富集大洋岩石圈地幔再循环

尽管俯冲洋壳玄武岩(±大洋沉积物)最早被提出是地幔富集端元的可能来源,然而,也有大量物理和化学研究讨论认为俯冲洋壳不太可能是洋岛玄武岩(OIBs)的来源^[59]。尤其是,俯冲洋壳无法成为通常 OIBs 组成所具有的源区硅不饱和与高碱元素特征^[57]。关于富集地幔端元的成因,还有另一种解释:富集的大洋岩石圈俯冲再循环^[18,19]。过去认为大洋岩石圈地幔由软流圈部分熔融形成洋壳后的残留物质组成,因此,一般认为大洋岩石圈地幔较软流圈更为亏损。岩石圈被流体的交代作用最早在大陆岩石圈和活动岛弧下部被发现,其中含水大洋板块在岛弧下部脱水形成的流体广泛导致上覆地幔楔物质的交代作用,使得岛弧岩浆出现富集亲流体元素和贫非亲流体元素^[54]。而在大陆上(例如中国华北板块)出现的地幔橄榄岩捕虏体的化学和矿物学组成表明,大陆岩石圈也经历了熔体/流体的交代作用。尽管地幔被熔体/流体交代的地质过程早已被认识到,但是,大洋岩石圈地幔交代的研究相对薄弱,尤其是地幔交代发生的位置和条件研究不够深入。Halliday 等^[18]最早提出,大洋岩石圈从洋中脊附近初始形成开始,就通过“近表面分异(NSF)”机制经历着来自软流圈物质的交代作用,并且在岩石圈变老和增厚过程中一直经历着熔体/流体的交代作用,或者发生在地幔柱和大洋岩石圈相互作用过程中的流体交代富集作用。大洋岩石圈地幔交代过程在硅酸盐矿物与来自软流圈的熔体平衡条件下,还形成了角闪石、硫化物、金云母、磷灰石和多硅白云母等富矿物,使得交代岩石圈具有低 K/U、高 U/Pb 比和 Ce/Pb 比^[60,61]。随着岩石圈变老和变厚,交代岩石圈底部的熔体的熔融程度越低,这使得交代产物具有更低的 K/U、Ce/U 和 Nb/U 比,更高

的 U/Pb、Ba/Nb 和 Ba/Rb 比。大洋岩石圈的交代作用符合中大西洋的洋岛玄武岩不如更老岩石圈观测到的洋岛玄武岩更为富集特征,也符合在洋中脊两侧附近海山玄武岩的元素解耦现象。进一步地,交代作用发生在大洋岩石圈底部^[19],且交代岩石圈地幔通过俯冲带循环被提出,可能解释了洋岛玄武岩的富集地幔源区的成因。

近些年来,的确有不少研究证据显示大洋岩石圈在经历着来自各种熔体/流体的交代作用。Class 等^[61]通过研究 Grande Comore 岛火山岩地球化学组成指出,岩浆源区有角闪石交代矿物的存在,并提出来自地幔柱软流圈的流体对岩石圈底部产生了交代作用,岩石圈地幔由于交代作用而大大降低了熔点,岩石圈重新混入了地幔柱熔融形成的岩浆之中。Bizimis 等^[62]分析夏威夷 Oahu 岛地幔橄榄岩捕虏体中的单斜辉石组成,尽管橄榄岩表现为来自亏损岩石圈地幔,但单斜辉石表现出高 Hf 同位素比和强烈的 Nd-Hf 同位素解耦。结合微量元素和主量元素分析后,他们指出这些单斜辉石是由老的太平洋岩石圈(80~100 Ma)经历熔体交代作用后的结果。Delpech 等^[63]研究了 Kerguelen 岛的极亏损的方辉橄榄岩组成,其中矿物学和地球化学证据显示斜方辉石和尖晶石在富碳酸盐的硅酸盐熔体作用下,形成了富 Na-Cr 的单斜辉石、磷灰石、金红石等。交代成因的单斜辉石表现出明显富集 LREEs、Sr、P、Th 和 U,以及亏损高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf)的特征。

更为广泛的大洋岩石圈交代作用可能发生在岩石圈/软流圈边界处(LAB)。近年来,大量地球物理、模拟实验和地球化学研究都支持在岩石圈-软流圈转换内存在一个熔体/流体富集带^[64,65,67]。一方面,软流圈内的气体(水分、CO₂等)、碳酸盐等易熔组分会优先在熔体相内聚集,另一方面,在软流圈在岩石圈底部冷却并转换为固体岩石圈的过程中,这些气体组分依然倾向于在熔体相富集。这样,在岩石圈底部就有一层极其富集气体-流体的富集带,这些交代介质组分在刚刚冷却的岩石圈内运移并交代岩石圈地幔,使其产生交代富集作用。这些来自地幔柱或软流圈的熔体/流体交代的岩石圈,通过俯冲带后也可能成为地幔富集端元的组成部分。

由于交代岩石圈地幔贫硅,并可以富集 K 等碱金属,其重循环和熔融可以作为硅不饱和和富碱的玄武岩或霞石岩源区。然而,根据目前的研究,我们仍然难以估计交代大洋岩石圈如何形成相应的地幔富集端元。这是因为,关于大洋岩石圈地幔经历的

交代作用的产物组成,尤其对于交代介质的组成特征的研究还不够深入。

2.4 陆源物质地幔再循环

除了大洋岩石圈以外,大陆岩石圈(大陆地壳和岩石圈地幔)也是可能的富集地幔库来源。富集地幔端元不一定经过俯冲带深入地幔而返回,也可能是大陆壳物质通过浅部地幔过程进入软流圈^[21,22],从而成为洋中脊地幔源区的富集端元。大陆壳(尤其是大陆上地壳)具有很富集的不相容元素组成、很高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr和很低的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd,从而可能成为富集地幔端元EMI或EMII的来源^[17,22]。根据已有研究,大陆岩石圈可能以以下几种方式贡献于地幔富集端元:(1)大陆壳由于重力拆沉进入地幔软流圈^[21,22];(2)大陆岩石圈(地壳和地幔)通过裂解过程沉入软流圈^[67];(3)陆源碎屑沉积物通过俯冲带进入地幔^[17](此部分已经在2.2节已经阐述,这里不再赘述);(4)大陆壳通过侵蚀性俯冲带进入地幔^[68]。

基性岩在大陆的下地壳可能以榴辉岩形式存在。榴辉岩的密度比橄榄岩通常高0.2~0.4 g/cm³。在陆-陆碰撞过程中,碰撞带的岩石圈厚度会增大,基性地壳会由于上覆板块厚度增大而转换为榴辉岩(出现石榴子石)。大陆壳底部的榴辉岩可能会由于密度太大,变得不稳定并沉入软流圈之中^[21,22]。由于榴辉岩具有较低的熔点,如果大陆榴辉岩质下地壳沉入软流圈内,会产生高程度的熔融体。这些熔体或者汇聚后喷出地表,或者与地幔橄榄岩发生反应形成辉石岩。根据下地壳的地球化学组成,其混入亏损软流圈后会促进EMI型富集地幔端元的形成。已有矿物学和地球化学研究认为,一些玄武岩来自拆离大陆壳的熔融。例如,一些中国华北板块板内玄武岩的地球化学特征(富集硅、碱金属元素,亏损高场强元素、低U/Pb比等),符合大陆下地壳物质的再循环。

板块构造过程中广泛出现大陆裂解和新大洋形成的现象。有研究指出,大陆裂解过程中岩石圈(大陆地壳和岩石圈地幔)可能会被拆离断层所破坏,高密度岩石圈部分可能因此混入软流圈,并成为富集地幔端元的来源。尽管这一模型还缺少明确的观测实例支持,但有一些玄武岩地球化学研究显示大陆裂解可能会影响到软流圈的富集端元物质组成。如,印度洋型地幔和太平洋型地幔地球化学组成差别,要求在印度洋型地幔中加入大陆岩石圈组分(大陆壳或岩石圈地幔)^[67]。

近年来对侵蚀型俯冲带的研究显示,俯冲带除了能够将大洋岩石圈和沉积物带入地幔以内,也将侵蚀掉的大陆地壳物质带入地幔。大洋板块在俯冲过程中发生变形,可能使上覆大陆岩石圈发生变形并拖入地幔中。通过这种方式进入地幔的大陆壳物质也可能是导致EMI型富集地幔端元形成的来源。其中,EMI型富集地幔可能主要来自被侵蚀的大陆下地壳,而EMII型地幔则来自侵蚀的大陆上地壳或来自大陆上地壳的俯冲大洋沉积物^[23]。

3 地幔不均一性成因研究的若干关键环节

3.1 俯冲洋壳在地幔中的最终命运

大洋板块在海沟俯冲是洋壳玄武岩重返地幔的明确证据,这也是俯冲洋壳玄武岩在地幔中重新参与熔融的基本前提。如前所述,各种洋岛或洋中脊玄武岩的地球化学指标都指向再循环的洋壳。这要求俯冲的洋壳在重返地幔过程中,需要获得必要的上浮力。因此,玄武岩俯冲后的最终命运决定于其在深部地幔压力下相变特征和物理性质。例如,玄武岩在深部地幔压力条件下的压力试验^[59,69]显示,玄武岩在720 km地幔深度条件下会转换为钙钛矿相(CaSiO₃),从而不再具备上浮力,而且其密度随温度和压力增大变化变得更大。据此推断俯冲洋壳最终会沉入下地幔底部而不再具备上浮力。近年来,越来越多的研究开始关注玄武岩在深部地幔压力之下的相态变化,以判断玄武岩的命运^[59,70-72]。然而,由于对下地幔本身的矿物相了解远远不够,下地幔中玄武岩与下地幔本身的相对密度变化仍具有争议,这也使得洋壳不能折返尚不具备明确的说服力。长期以来,人类对下地幔矿物相组成了解太少,且一直没有明确的矿物组成证据。高温高压实验认为,下地幔底部(如核幔边界)的主要矿物相为钙钛矿相。最近的命名统一将该相态下的岩石称为布氏岩(bridgmanite),并且可能是地球内部丰度最高的岩石类型^[73]。然而,在地球内部开放体系之下,详细矿物物理性质仍值得深入研究。将来关于洋壳在地幔中是否能折返的研究,需要结合地球物理速度异常(如太平洋低剪切速度异常区域,LLSVP)、地球化学异常、高温高压岩石相变特征,来综合研究俯冲进入地球内部的洋壳最终命运。

3.2 大陆拆离进入软流圈的验证

大陆地壳以其类似高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、低²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb

等同位素组成特征,是 EM 型地幔的潜在来源。由于大陆下部可能存在具有较大密度的榴辉岩质地壳,可能通过拆沉或拆离作用混入地幔软流圈或更深的地幔之中^[21,74]。地球上的两个面积最大的不均一地幔库(印度洋型和太平洋型地幔),两种地幔的组成差别可能与冈瓦纳大陆裂解过程中的地壳混入有关^[67,75]。如果这个假说成立,印度洋型地幔源区只是局限在浅部。然而,关于富集的岩石圈通过浅部地幔过程进入软流圈的假说,由于缺少明确的地质过程实例,实际上并没有获得实质性进展。揭示大陆岩石圈对其下部软流圈组成影响的有效手段,是认识大陆裂解形成早期的洋中脊玄武岩组成和成因,以及充分认识软流圈的动力过程。由于富集物质的易溶性,检验该假说要求认识大陆裂解初期(被动大陆边缘)的玄武岩地球化学组成。但是,无论印度洋或大西洋早期形成的洋壳都被巨厚沉积覆盖而难以获得,地球上能获得的大陆裂解早期形成的洋中脊玄武岩也极少^[76]。未来解决大陆裂解与地幔不均一性成因联系的可能途径是,获得大陆裂解形成的年轻扩张盆地(如,中国南海海盆、日本海盆、鄂霍茨克海盆等)的早期洋壳组成,通过岩石学和地球化学检验大陆地壳混入地幔产生 EM 型地幔端元的模型。

3.3 碳酸岩熔体在碱性玄武岩成因中的作用

碱性玄武岩是全球洋岛玄武岩(OIB)中分布最广泛和最主要的类型,了解碱性玄武岩的成因是认识地幔组成不均一性的重要方面和途径。碱性玄武岩具有玄武岩中最低的 Si、最高的 K、Na 和不相容元素(如稀土),以及极端的放射性成因同位素组成。碱性玄武岩通常被认为来自极低程度的地幔熔融,“干”的地幔只有在极低程度熔融条件下才能形成具有高碱特征的熔体,而且极低的熔体很难形成规模性熔体^[77]。地幔中 CO₂ 的存在可以强烈降低熔体的 Si 含量,并增加熔体的碱含量^[11],具有形成碱性玄武岩组成特征的巨大潜力。实际上,碱性玄武岩岩浆作用常常出现 CO₂ 的“痕迹”,如碱性玄武岩中地幔捕掳体常被碳酸岩熔体交代^[78],斑晶中常出现富 CO₂ 的包裹体^[79],以及火成碳酸岩常常伴随着高度碱化的火成岩等^[80]。HIMU 型碱性玄武岩只是比亏损地幔(DMM)的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值略高,却常常有比 EM 型玄武岩更高的 Rb/Sr 比值(图 2a),这很有可能是源区碳酸岩熔体(富碱性元素 K、Rb 等)所导致。如果 CO₂ 在碱性玄武岩成因中起到关键作用,则其形成过程伴随着从碳酸岩熔体体系向硅酸

盐熔体体系的转化。然而,目前对两者之间的转化机理了解仍甚少。由于我们对地幔源区性质的认识主要依赖于微量元素和同位素,而碳酸岩是高度富集微量元素火成岩,这使得追踪碱性玄武岩中的 CO₂ 的痕迹成为认识其地幔源区组成的关键。由于碳酸岩极高的微量元素(如 Sr、REEs 等)含量,其同位素体系受亏损地幔混染影响极小,因此火成碳酸岩研究是认识地幔端元组成和成因的理想途径。未来对碱性玄武岩地幔不均一性的认识,需要加强对火成碳酸岩的研究,以及 CO₂ 在碱性玄武岩成因中的作用。

3.4 大洋板片俯冲过程中的化学分异过程

大洋板片俯冲进入地幔后对地幔的组成不均一性产生直接影响,但是,俯冲后的大洋板片会经历一系列的化学分异过程。对俯冲残留板片组成的认识有助于揭示俯冲大洋板片导致地幔不均一性的效应。然而,对俯冲板片经历的地球化学分异一直存在较大争议^[81-83],其中包括俯冲大洋板片对岛弧岩浆的贡献形式,如脱水或熔融^[83]。板片脱水通常只对亲流体元素产生亏损作用,而熔融则会对残留全岩组成产生较大影响。精细研究俯冲板片对岛弧岩浆的贡献形式,可以通过一系列岛弧岩浆组成与相应俯冲板片组成的对比,以及从折返的俯冲板块变质岩中寻找结论。另外,大洋板片俯冲进入地幔后的分异对地幔不均一性的贡献形式也可能产生重要影响。实验岩石学显示,板片俯冲过程中可能将其在海底获得的碳酸盐携带进入深部地幔,产生碳酸盐化的榴辉岩^[83]。如果板片进入地幔后发生低程度部分熔融,则产生的碳酸岩熔体携带着大量微量元素交代周围橄榄岩质地幔,由此形成富集地幔则与碳酸盐榴辉岩明显不同。可见,大洋俯冲板片的化学分异形式也可能决定了富集地幔端元载体的形式。板片俯冲产生地幔不均一性的研究,需要通过实验岩石学和玄武岩地球化学的结合综合制约。

4 结论

本文主要综述了近几年来关于全球大洋玄武岩地球化学组成和地幔组成不均一性的认识。随着全球玄武岩地球化学数据库的完善,国内外对地幔内部化学组成不均一性的认识也逐渐深入。尽管目前关于地幔端元的组成特征已经比较详细,如,富集地幔端元 EM I、EM II、HIMU 和 FOZO,以及亏损地幔端元(DMM)在不同大洋的表现,关于各个地幔端元

之间的组成差别也比较明晰。但是,对形成这些地幔端元的地质过程的认识依然存在很大争议。本文指出,亏损地幔库的亏损端元也存在很强的多样性,未来的地幔不均一性研究更要加强对地球早期地幔熔融和亏损过程的研究。前人对地幔端元及地幔不均一性成因的认识仍存在多解性,在板块构造作为对固体地球科学认识的基本格架之下,这些富集地幔端元的形成多被归因于:随大洋板块俯冲进入地幔的大洋玄武质地壳,与大陆下地壳在裂解和重力拆沉作用下混入软流圈形成浅部地幔循环,以及大陆下地壳被俯冲板块侵蚀而带入地幔等。地幔端元成因的多解性体现了国内外地学界对板块构造关键环节认识的不足。本文在总结地幔不均一性研究进展基础上,还提出了需要加强几个方面的研究,包括洋壳俯冲进入地幔后的相态变化、大陆裂解过程的实例检验、碳酸岩岩浆对碱性岩浆成因的作用,以及俯冲板片的化学分异过程。

致谢:感谢中国科学院科技创新交叉与合作团队“海山成因、演化及深部物质循环”的支持。感谢两位审稿人的修改意见。

参考文献 (References)

- [1] Valley J W. A cool early Earth[J]. *Geology*, 2002, 293, 4: 58-65.
- [2] Vervoort J, Patchett P, Gehrels G, et al. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes [J]. *Nature*, 1996, 379 (6566): 624-627.
- [3] Blichert-Toft J, Albarède F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 1997, 148, 1: 243-258.
- [4] Lee D. Nature of the earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons[J]. *Nature*, 1999, 399: 252-255.
- [5] Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1986, 14(1): 493-571.
- [6] Bach W, Hegner E, Erzinger J, et al. Chemical and isotopic variations along the superfast spreading East Pacific Rise from 6°S to 30°S[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1994, 116: 365-380.
- [7] Goss A R, Perfit M R, Ridley W I, et al. Geochemistry of lavas from the 2005—2006 eruption at the East Pacific Rise, 9° 46' ~ 9° 56' N: Implications for ridge crest plumbing and decadal changes in magma chamber compositions[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2010, 11(5), doi: 10.1029/2009GC002977.
- [8] Regelous M, Niu Y, Wendt J I, et al. Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10 degrees 30' N since 800 ka[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 168: 45-63.
- [9] Zhang G L, Zong C L, Yin X B, et al. Geochemical constraints on a mixed pyroxenite-peridotite source for the East Pacific Rise basalts[J]. *Chemical Geology*, 2012, 330-331: 176-187.
- [10] Zhang G L, Chen L H, Li S Z. Mantle Dynamics and Generation of a geochemical mantle boundary along the East Pacific Rise-Pacific/Antarctic ridge[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 383: 153-163.
- [11] Dasgupta R, Hirschmann M M, Smith N D. Water follows carbon: CO₂ incites deep silicate melting and dehydration beneath mid-ocean ridges[J]. *Geology*, 2007, 35(2): 135-138.
- [12] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism[J]. *Nature*, 1997, 385: 219-229.
- [13] Silver P G, Carlson R W, Olson P. Deep slabs, geochemical heterogeneity, and the large-scale structure of mantle convection: Investigation of an enduring paradox[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1988, 16(2): 477-541.
- [14] Van der Hilst R D. Compositional heterogeneity in the bottom 1 000 kilometers of Earth's mantle: toward a hybrid convection model[J]. *Science*, 1999, 283: 1885-1888.
- [15] Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, et al. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts[J]. *Nature*, 2005, 434: 590-597.
- [16] Zhang G L, Zeng Z G, Beier C, et al. Generation and evolution of magma beneath the East Pacific Rise: Constraints from U-series disequilibrium and plagioclase-hosted melt inclusions[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2010, 193 (1): 1-17.
- [17] Jackson M G, Hart S R, Koppers A A P, et al. The return of subducted continental crust in Samoan lavas[J]. *Nature*, 2007, 448 (7154): 684-687.
- [18] Halliday A N, Lee D C, Tommasini S, et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 133 (3): 379-395.
- [19] Niu Y, O'Hara M J. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2003, (1978-2012), 108(B4).
- [20] Gao S, Rudnick R L, Xu W, et al. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the north China craton[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 270 (1-2): 41-53.
- [21] Lustrino, M. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism[J]. *Earth-Science Reviews*, 2005, 72: 21-38.
- [22] Anderson D L. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity[J]. *Tectonophysics*, 2006, 416 (1-4): 7-22.
- [23] Willbold M, Stracke A. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper

- and lower continental crust [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2006, 7(4): 170-176.
- [24] Van der Hilst R D, Widiyantoro S, Engdahl E R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography[J]. *Nature*, 1997, 386: 578-584.
- [25] Hirose K, Fei Y W, Ma Y Z, et al. The fate of subducted basaltic crust in the Earth's lower mantle[J]. *Nature*, 1999, 397: 53-56.
- [26] Plank T, Langmuir C H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle[J]. *Chemical Geology*, 1998, 145(3): 325-394.
- [27] Cohen R S, O'Nions R K. The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts[J]. *Journal of Petrology*, 1982, 23: 299-324.
- [28] Zindler A, Staudigel H, Batiza R. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts; implications for the scale of upper mantle heterogeneity[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984, 70(2): 175-195.
- [29] Hamelin C, Dosso L, Hanan B B, et al. Sr-Nd-Hf isotopes along the Pacific Antarctic Ridge from 41° to 53°S[J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37 (10): L10303.
- [30] White W M, Hofmann A W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution[J]. *Nature*, 1982, 296: 821-825.
- [31] Hofmann A W, Jochum K P, Seufert H M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts; New constraints on mantle evolution[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 79: 33-45.
- [32] White W M, Mcbirney A R, Duncan R A. Petrology and geochemistry of the galapagos islands; portrait of a pathological mantle plume[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, B98: 19533-19563.
- [33] Brousse R, Barszczus H G, Bellon H, et al. The Marquesas, French Polynesia; volcanology, geochronology, and discussion of a hot spot model[J]. *Bull. Soc. Geol. France Ser.*, 1990, 86: 933-949.
- [34] Mahoney J J, Jones W B, Frey F A, et al. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste plateau and southernmost Kerguelen plateau; Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian ocean[J]. *Chemical Geology*, 1995, 120: 315-345.
- [35] Teasdale R, Geist D J, Kurz M D, et al. Eruption of volcan Cerro Azul, Galapagos islands: 1. Syn-eruptive petrogenesis [J]. *Bulletin of Volcanology*, 1998, 67: 170-185.
- [36] Ielsch G, Caroff M, Barszczus H G, et al. Geochemistry of U Huka island basalts (Marquesas Islands): Partial melting variations and mantle source heterogeneity [J]. *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris Ser.*, 1998, 2, 326: 413-420.
- [37] Blichert-Toft J, White W M. Hf isotope geochemistry of the Galapagos Islands [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2001, doi: 10.1029/2000GC000138.
- [38] Neal C R, Mahoney J J, Chazey W J. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen plateau and Broken Ridge lip; Results from ODP Leg 183[J]. *Journal of Petrology*, 2002, 43: 1177-1205.
- [39] Stracke A, Hofmann A W, Hart S R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2005, 6(5), doi: 10.1029/2004GC000824.
- [40] Weaver B L. The origin of oceanic island basalt endmember compositions; Trace element and isotopic constraints [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 104: 381-397.
- [41] Chauvel C W, McDonough G, Guille R. Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain[J]. *Chemical Geology*, 1997, 139: 125-143.
- [42] Haase K M. Geochemical constraints on magma sources and mixing processes in Easter Microplate MORB (SE Pacific); a case study of plume-ridge interaction[J]. *Chemical Geology*, 2002, 182: 335-355.
- [43] Kempton P D, Pearce J A, Barry T L, et al. Sr-Nd-Pb-Hf isotope results from ODP Leg 187; evidence for mantle dynamics of the Australian-Antarctic discordance and origin of the Indian MORB source[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystem*, 2002, 3(12), 1074, doi:10.1029/2002GC000320.
- [44] Mühe R, Bohrmann H, Garbe-Schönberg D, et al. E-MORB glasses from the gakkel ridge (Arctic ocean) at 87°N; evidence for the earth's most northerly volcanic activity [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 152: 1-9.
- [45] Fontignie D, Schilling J. Mantle heterogeneities beneath the South Atlantic; a Nd-Sr-Pb isotope study along the Mid-Atlantic Ridge (3°S-46°S) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 142(1-2): 209-221.
- [46] Salters V J M, Mallick S, Hart S R, et al. Domains of depleted mantle: New evidence from hafnium and neodymium isotopes[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystem*, 2011, 12, Q08001, doi:10.1029/2011GC003617.
- [47] Allégre C, Turcotte D L. Implications of a two-component marble-cake mantle[J]. *Nature*, 1986, 323: 123-127.
- [48] Stracke A, Bourdon B. The importance of melt extraction for tracing mantle heterogeneity[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73: 218-238.
- [49] Bebout G E. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 260 (3-4): 373-393.
- [50] Alt J C, Honnorez J, Laverne C, et al. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, deep sea drilling project hole 504B; mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interactions[J]. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 1986, 91, B10: 10309-10335.
- [51] Zhang G L, Smith-Duque C. Seafloor basalt alteration and chemical change in the ultra thinly sedimented South Pacific [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2014, 5 (7): 3066-3080.
- [52] Alt J C, Muehlenbachs K, Honnorez J. An oxygen isotopic profile through the upper kilometer of the oceanic crust, DS-DP Hole 504B [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 80(3-4): 217-229.

- [53] McDonough W F. Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology[J]. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 1991, 335: 407-418.
- [54] Ishikawa T, Nakamura E. Origin of the slab component in arc lavas from across-arc variation of B and Pb isotopes[J]. *Nature*, 1994, 370 (6486): 205-208.
- [55] 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: 412-417.
- [56] Pilet S, Hernandez J, Sylvester P, et al. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 236: 148-166.
- [57] Kogiso T, Hirschmann M M, Frost D J. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 216 (4): 603-617(15).
- [58] Morris J D, Leeman W P, Tera F. The subducted component in island arc lavas: Constraints from Be isotopes and B-Be systematics[J]. *Nature*, 1990, 344: 31-36.
- [59] Hirose K. Post perovskite phase transition and its geophysical implications[J]. *Reviews of Geophysics*, 2006, 44 (3): 75-83.
- [60] Class C, Goldstein S L. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 150 (3): 245-260.
- [61] Class C, Goldstein S L, Altherr R, Bachelery P. The process of plume-lithosphere interactions in the ocean basins—the case of Grande Comore[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39 (5): 881-903.
- [62] Bizimis M, Sen G, Salters V J M. Hf-Nd isotope decoupling in the oceanic lithosphere: constraints from spinel peridotites from Oahu, Hawaii[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 217: 43-58.
- [63] Delpech G, Grégoire M, O'Reilly S Y, et al. Feldspar from carbonate-rich silicate metasomatism in the shallow oceanic mantle under kerguelen islands (south Indian ocean) [J]. *Lithos*, 2004, 75: 209-237.
- [64] Rychert C A, Fischer K M, Rondenay S. A sharp lithosphere-asthenosphere boundary imaged beneath eastern North America[J]. *Nature*, 2005, 436 (7050): 542-545.
- [65] Kawakatsu H, Kumar P, Takei Y, et al. Seismic evidence for sharp lithosphere-asthenosphere boundaries of oceanic plates[J]. *Science*, 2009, 324 (5926): 499-502.
- [66] Naif S, Key K, Constable S, et al. Melt-rich channel observed at the lithosphere-asthenosphere boundary[J]. *Nature*, 2013, 495 (7441): 356-359.
- [67] Escrig S, Capmas F, Dupré B, et al. Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts[J]. *Nature*, 2004, 431 (7004): 59-63.
- [68] von Huene R, Ranero C R, Vannucchi P. Generic model of subduction erosion[J]. *Geology*, 2004, 32: 913-916.
- [69] Kesson S E, Gerald J F, Shelley J M G, et al. Mineral chemistry and density of subducted basaltic crust at lower-mantle pressures[J]. *Nature*, 1994, 372(6508): 767-769.
- [70] Ono S, Ito E, Katsura T. Mineralogy of subducted basaltic crust (MORB) from 25 to 37 GPa, and chemical heterogeneity of the lower mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 190(1):57-63.
- [71] Poli S, Schmidt M W. Petrology of subducted slabs[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2002, 30(1): 207-235.
- [72] Ohta K, Hirose K, Lay T, et al. Phase transitions in pyrolyte and MORB at lowermost mantle conditions: implications for a MORB-rich pile above the core-mantle boundary[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 267 (1): 107-117.
- [73] Tschauner O, Ma C, Beckett J R, et al. Discovery of bridgmanite, the most abundant mineral in Earth, in a shocked meteorite[J]. *Science*, 2014, 346(6213): 1100-1102.
- [74] Hoernle K, Hauff F, Werner R, et al. Origin of Indian Ocean Seamount Province by shallow recycling of continental lithosphere[J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(12): 883-887.
- [75] Goldstein S L, Soffer G, Langmuir C H, et al. Origin of a 'Southern Hemisphere' geochemical signature in the Arctic upper mantle[J]. *Nature*, 2008, 453(7191): 89-93.
- [76] Kaliwoda M, Altherr R, Meyer H. Composition and thermal evolution of the lithospheric mantle beneath the Harrat Uwayrid, eastern flank of the Red Sea rift (Saudi Arabia) [J]. *Lithos*, 2007, 99: 105-120.
- [77] Dasgupta R, Hirschmann M M. Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide[J]. *Nature*, 2006, 440(7084): 659-662.
- [78] Neumann E -R, Wulff-Pedersen E, Pearson N J. et al. Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): Evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts inducing Ca metasomatism[J]. *Journal of Petrology*, 2002, 43 (5): 825-857.
- [79] Hudgins T R, Mukasa S B, Simon A C, et al. Melt inclusion evidence for CO₂ rich melts beneath the western branch of the East African Rift: implications for longterm storage of volatiles in the deep lithospheric mantle[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 2015, 169 (5): 1-18.
- [80] Hoernle K, Tilton G, Le Bas M J, et al. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 142: 520-542.
- [81] Pearce J A, Baker P E, Harvey P K, et al. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south sandwich island arc [J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36 (4): 1073-1109.
- [82] Spandler C, Pirard C. Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review[J]. *Lithos*, 2013, 170: 208-223.
- [83] Yaxley G M, Green D H. Experimental demonstration of re-

fractory carbonate-bearing eclogite and siliceous melt in the subduction regime[J]. Earth and Planetary Science Letters,

1994, 128(3-4): 313-325.

GEOCHEMICAL HETEROGENEITY OF OCEANIC MANTLE: A REVIEW

ZHANG Guoliang^{1,2}, LUO Qing¹, CHEN Lihui³

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;

2. Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China;

3. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Nanjing 210023, China)

Abstract: It is crucial to study the nature and origin of the mantle heterogeneity for understanding the solid Earth evolution. In this study we evaluated the mantle heterogeneity through oceanic basalts, e. g. , ocean island basalts (OIBs) and mid-ocean ridge basalts (MORBs), and discussed the reason for insufficient understandings of the mantle heterogeneity. Studies in the past three decades show that the enriched mantle end-members include HIMU ((μ ' = $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) (low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)), EMI (medium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), EMII (high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, medium $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), FOZO, and depleted mantle end-member of DMM (including Indian-type and Pacific-type). Origins of enriched mantle end-members are supposed to be related to plate tectonics, such as oceanic plate subduction, continent rifting and detachment. However, the origin of compositional differences between the end-members remains highly controversial. We consider that studies on depleted mantle end-members are also important for understanding the diversity of the compositions of mantle end-members. Debates on the origin of mantle end-members are mainly caused by lack of knowledge on the role of plate subduction in driving geochemical cycling and the mantle depletion in the early stage of melting of the Earth. We, therefore, suggest the following study aspects: Firstly, phase transition and the fate of subducted oceanic plate in the lower mantle; Secondly, test if detached continental crust can be mixed into the upper mantle due to continent rifting; Thirdly, the role of carbonate in the genesis of alkali basalts; Fourthly, the geochemical fractionation of subducting oceanic plate in the mantle.

Key words: upper mantle; mantle compositional heterogeneity; asthenosphere; lithosphere; subduction zone; recycled oceanic crust