

熔体包裹体在镁铁质火山岩成因研究中的应用

任钟元¹ 张乐^{1 2} 吴亚东^{1 2} 徐晓波^{1 2} 张磊^{1 2}
梅盛旺^{1 2} 于亚锋^{1 2} 罗清晨^{1 2} 张庆霖^{1 2}

1. 中国科学院 广州地球化学研究所, 广州 510640; 2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要: 熔体包裹体是矿物在生长或结晶过程中捕获的小的硅酸盐熔体, 它保存了原生岩浆、岩浆演化以及源区性质等方面的重要信息。然而, 全岩成分只保留了经历复杂地质过程(如分离结晶、岩浆混合、地壳混染和后期蚀变等) 之后的“混合”成分, 有关岩石起源方面的重要信息部分或全部消失。本文系统总结了熔体包裹体的研究方法, 包括岩相学观察、挑选寄主矿物、加热均一化、镶嵌和磨制样品靶、成分分析等, 介绍了熔体包裹体方法在镁铁质火山岩成因研究中一些应用实例。

关 键 词: 熔体包裹体; 微区原位分析; 镁铁质火山岩

中图分类号: P59 P581 文章编号: 1007-2802(2018)03-0395-19 doi: 10.19658/j.issn.1007-2802.2018.37.090

Melt Inclusions and Their Applications on the Origin of Mafic Volcanic Rocks

REN Zhong-yuan¹ ZHANG Le^{1 2} WU Ya-dong^{1 2} XU Xiao-bo^{1 2} ZHANG Lei^{1 2} ,
MEI Sheng-wang^{1 2} YU Ya-feng^{1 2} LUO Qing-chen^{1 2} ZHANG Qing-lin^{1 2}

1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: Melt inclusions are small silicate melts trapped in minerals during growth or crystallization, which may preserve important information of the primary magma, process of magmatic evolution and nature of the source. In contrast, whole rock compositions only retain the "mixed" compositions after complicated geological processes, including fractional crystallization, magma mixing, crustal assimilation and alteration, during which some or all of the important information about the origin of rocks may have disappeared. This paper presents the method of melt inclusion study, including petrological observation, selection of host minerals, rehomogenization of melt inclusions, mounting and polishing melt inclusions and compositional analyses of melt inclusions. Finally, this paper also introduces some examples on the application of melt inclusions in the study of the genesis of mafic volcanic rocks.

Key words: melt inclusion; in-situ analysis; mafic volcanic rock

1 引言

早在 1858 年, Sorby(1858) 就提出了熔体包裹体(melt inclusion) 的概念, 他在文中指出岩浆系统中的熔体包裹体的形成过程与流体系统中的流体包裹体存在相似性。然而, 直到 1979 年, Roedder(1979) 在“Origin and significance of magmatic inclusions”一文中重新提出了熔体包裹体的研究意义之

后, 学者们才逐渐着手对熔体包裹体进行研究。随着研究的深入, 熔体包裹体研究已经成为研究地质成因的重要手段(Kent, 2008; Cannatelli *et al.*, 2016)。

熔体包裹体是矿物在生长或结晶过程中所捕获的小的硅酸盐熔体液滴。由于熔体包裹体封存在矿物中与外部熔体相隔离, 因此它可能保留了原始及演化过程中的岩浆成分, 可提供有关岩浆的形

收稿编号: 2018-060, 2018-04-09 收到, 2018-04-27 改回

基金项目: 国家自然科学基金项目(41672057)

第一作者简介: 任钟元(1962-), 男, 研究员, 博士生导师, 研究方向: 岩石学、地球化学。E-mail: zyren@gig.ac.cn.

成、演化以及源区性质等方面的重要信息 (Sobolev, 1996; Kent, 2008; Cannatelli *et al.*, 2016)。与喷发形成的火山岩全岩相比, 熔体包裹体有以下 3 个基本优势 (Kent, 2008): ① 熔体包裹体被捕获时的压力要比岩浆最终喷发到地表的压力大得多, 因此熔体包裹体能够保存大量的易挥发组分 (如: C、Cl、S、F、H₂O) (Hauri, 2002; Kent, 2008; Sobolev *et al.*, 2009; Blake *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2013), 这为直接测定未深化及演化过程中的岩浆的水和其他挥发分含量提供了唯一机会, 而火山岩全岩中的挥发分会大量逃逸。② 熔体包裹体的化学和同位素组成上的变化范围比全岩成分范围大得多 (Sobolev, 1996; Kent *et al.*, 1999, 2002; Norman *et al.*, 2002; Ren *et al.*, 2005, 2017; Paul *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2015; Qian *et al.*, 2015, 2017; Zhang *et al.*, 2017a)。众多的研究表明 (Sobolev and Shimizu, 1993; Nielsen *et al.*, 1995; Sobolev, 1996; Kent *et al.*, 1999, 2002; Nielsen and Beard, 2000; Slater *et al.*, 2001; Norman *et al.*, 2002; MacLennan, 2008; Ren *et al.*, 2005, 2017; Paul *et al.*, 2011; Hong *et al.*, 2013; Liu *et al.*, 2015; Qian *et al.*, 2015, 2017), 在岩浆系统中熔体包裹体可能捕获未混合或较少混合及未发生演化的原始熔体, 直接提供获得初始岩浆组成的机会。熔体包裹体还可能捕获岩浆演化过程中的熔体, 而这些初始和演化过程中的熔体成分反映了源区组成、部分熔融作用、地幔-熔体的相互作用、结晶分异、岩浆混合、围岩同化混染和去气作用等岩浆过程。喷发的全岩组分记录的只是一个经受各种复杂过程如地幔源区部分熔融、岩浆在上升至地表过程的结晶分异, 以及熔体在浅部岩浆房中混合的“混合物”成分, 减弱了全岩成分的变化范围, 使与原生岩浆形成有关的信息部分或全部消失。③ 未遭受蚀变的斑晶中的熔体包裹体不受风化作用、低温交代作用的影响, 提供直接获得熔体成分的机会; 而全岩由于受到风化蚀变作用的影响, 成分发生了变化, 尤其是对于在蚀变过程中容易移动的元素 (如: 挥发分、碱金属及碱土金属元素), 含量发生了较大的变化, 给恢复原生岩浆成分带来了较大困难 (Ren *et al.*, 2017)。

需要指出的是, 迄今为止, 前人对火成岩成因方面的认识主要基于全岩主、微量元素或全岩同位素地球化学分析。然而几乎没有能够真正代表原生岩浆成分的地表火山岩, 因为火山岩的全岩成分只能代表岩浆传输系统中发生诸多作用之后的结果, 是岩浆经过一系列复杂过程后的最终产物, 所

以全岩很难代表原生岩浆的成分 (Sobolev and Danyushevsky, 1994; Sobolev and Chaussidon, 1996; Hauri, 2000; Sobolev *et al.*, 2000; Ren *et al.*, 2017)。换言之, 仅凭全岩成分常常难以确切地知道源区的组成和性质 (Sobolev and Chaussidon, 1996; Hauri, 2000; Ren *et al.*, 2017)。而熔体包裹体是研究岩浆起源和演化的独一无二的强有力的工具。对熔体包裹体进行研究是为了弄清初始岩浆的组成、揭示岩浆演化的过程, 尤其对于那些受岩浆分异、岩浆混合、围岩同化作用以及岩浆期后作用较强影响的岩石而言, 熔体包裹体的研究尤为重要。

熔体包裹体对研究镁铁质火山岩的成因具有重要意义。镁铁质岩浆起源于地幔源区, 其成分受控于地幔源区组成、温度和压力条件, 因此镁铁质岩浆的组成、来源和源区性质, 对了解地球内部物质组成、演化及地球内部运行机制有重要意义 (Sobolev, 1996; Danyushevsky *et al.*, 2002; Norman *et al.*, 2002; Ren *et al.*, 2005, 2017; Kent, 2008; MacLennan, 2008; Paul *et al.*, 2011; Kamenetsky *et al.*, 2012; Hong *et al.*, 2013; Liu *et al.*, 2015; Qian *et al.*, 2015, 2017)。而镁铁质火山岩斑晶中的熔体包裹体可提供玄武质岩浆系统中独一无二的熔体组成变化范围信息, 是研究岩浆形成与演化、源区母岩的组成以及部分熔融作用的强有力工具, 广泛应用于研究地幔起源的岩浆的形成及演化, 并且取得了很多重要的成果 (Sobolev, 1996; Sobolev *et al.*, 2000; Danyushevsky *et al.*, 2000, 2002; Hauri, 2002; Norman *et al.*, 2002; Sun *et al.*, 2003; Yurimoto *et al.*, 2004; Ren *et al.*, 2005, 2017; Kent, 2008; Kamenetsky *et al.*, 2012; Hong *et al.*, 2013; Zhang *et al.*, 2014, 2017a, 2017b; Liu *et al.*, 2015; Qian *et al.*, 2015, 2017; Wei *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2016)。本文从熔体包裹体的研究方法入手, 详细介绍了寄主矿物的挑选、熔体包裹体的均一化、样品靶的制备及元素含量和同位素组成的测试技术, 以及国内外学者采用熔体包裹体方法在镁铁质火山岩成因研究方面的应用实例。

2 熔体包裹体的研究方法

2.1 岩相学观察

岩相学观察是熔体包裹体研究的基础。早在上个世纪, Sorby (1958) 就提出对熔体包裹体的岩相学观察步骤: ① 鉴定熔体包裹体的岩相学特征; ② 观察熔体包裹体被捕获后的演化。通过对熔体包裹体进行岩相学观察可以获得很多有用的信息, 也是进行任何后续分析实验前必要的过程。首先在

偏光显微镜下观察岩石薄片,熔体包裹体岩相学观察中通常会用到中-高倍物镜[熔体包裹体照片见 Kent(2008)的图1和 Cannatelli等(2016)的图1~图4]。在偏光显微镜下需要注意观察熔体包裹体的种类(原生及次生)、大小、形状、分布、子矿物、气泡、结晶相、熔体包裹体破裂及泄露等。原生熔体包裹体往往形状比较规则,多为椭圆形或寄主矿物的负晶形,常呈孤立或小群产出,有时沿特定结晶学方向或矿物生长环带分布。次生熔体包裹体外形一般不规则,经常呈拉长状,多沿愈合裂隙分布,有时会切穿颗粒边界。原生熔体包裹体通常由被捕获后快速冷却形成的玻璃相、子矿物(捕获之后成核和生长)、与熔体一同被捕获的矿物和挥发分出溶或收缩的气泡构成。由于在熔体包裹体壁上已存在寄主矿物的晶核,因此首先在熔体包裹体壁上结晶与寄主矿物同种子矿物(如橄榄石)。随着熔体包裹体的冷却通常会有其他子矿物结晶(如斜长石、辉石等),有时甚至会完全脱玻化。子矿物的形成会导致封闭体系中矿物相和残余熔体的化学分异,这可能导致矿物相和一个或多个残余液体组分的平衡,这种现象被用来研究被捕获液体的结晶和不混溶(Kent,2008; Wang *et al.*,2018)。早期对于熔体包裹体的研究集中在熔体包裹体的结晶或通过加热实验获得捕获条件(Sobolev and Kostyuk,1975; Roedder,1979,1984; Danyushevsky *et al.*,2002; Schiano,2003),近年来的工作主要集中在利用微区原位分析技术来测定熔体包裹体的元素及挥发分的含量和同位素组成(Saal *et al.*,1998,2005; Sobolev *et al.*,2000,2009,2016; Hauri,2002; Norman *et al.*,2002; Hauri,2002; Sun *et al.*,2003; Kobayashi *et al.*,2004; Yurimoto *et al.*,2004; Kent,2008; MacLennan,2008; Shaw *et al.*,2008; Paul *et al.*,2011; Kamenetsky *et al.*,2012; Hong *et al.*,2013; Liu *et al.*,2015; Qian *et al.*,2015,2017; Li *et al.*,2016; Wei *et al.*,2016; Ren *et al.*,2017; Zhang *et al.*,2017a; Neave *et al.*,2018)。有关熔体包裹体的岩相学特征、成因等内容见诸于很多论著中,本文不再赘述,感兴趣的研究者可查阅 Kent(2008)、Cannatelli等(2016)的评述文章以及卢焕章等著(2004)《流体包裹体》一书。

2.2 镁铁质火山岩中熔体包裹体的寄主矿物

熔体包裹体在镁铁质火山岩的矿物中广泛存在(Kent,2008; Cannatelli *et al.*,2016)。镁铁质火山岩中熔体包裹体的常见寄主矿物为橄榄石、尖晶石、斜长石、单斜辉石和斜方辉石等。其中橄榄石

中的熔体包裹体尤其重要,较多的研究都选择橄榄石中的熔体包裹体作为研究对象。Kent(2008)总结了橄榄石中的熔体包裹体的优势:①橄榄石是半透明矿物,显微镜下容易发现熔体包裹体,而且制备样品也比其他矿物容易;②橄榄石是在玄武质岩浆中早期结晶的矿物,因此高 F_o 值的橄榄石中的熔体包裹体可能记录了岩浆演化(包括结晶分异、不同岩浆的混合、同化混染作用等)之前的原生岩浆成分;③由于大多数亲石元素对于橄榄石强不相容(除过渡金属,如Ni、Mn、Co、Cr、V),所以包裹体中混入少量的寄主橄榄石,或在包裹体内结晶少量橄榄石,对不相容元素在熔体包裹体中分馏的影响较小,所以所测得的包裹体的不相容元素含量及比值能代表被捕获时的熔体的含量和比值;④大多数不相容元素在橄榄石中的扩散速率很低,所以熔体包裹体被橄榄石捕获后,很多不相容元素基本不受熔体包裹体与寄主橄榄石之间扩散的影响;⑤玄武质岩浆演化的不同阶段可以结晶不同 F_o 的橄榄石,而这些橄榄石捕获不同演化阶段的熔体,所以不同 F_o 橄榄石中的熔体包裹体熔体可以记录不同演化阶段的熔体组成;⑥橄榄石捕获的熔体包裹体含有丰富的挥发分,而全岩中的挥发分多已逃逸。所以利用橄榄石中的熔体包裹体的挥发分含量可以探讨火山喷发时气体的释放量(如S、F、Cl、 CO_2 等),探讨火山活动与生物灭绝之间的关系,也可以揭示源区母岩的水和挥发分含量与岩浆形成的关系。

铬尖晶石也是镁铁质火山岩中常见的熔体包裹体的寄主矿物,近年来也有一些这方面的研究(如 Shimizu *et al.*,2001; Kamenetsky *et al.*,2012,2015; Hanski and Kamenetsky,2013)。铬尖晶石与橄榄石一样,都是镁铁质岩浆早期结晶形成的矿物,有可能捕获岩浆结晶分异、岩浆混合及地壳混染发生之前的熔体,即有可能保存最原始的岩浆成分(Shimizu *et al.*,2001; Hanski and Kamenetsky,2013)。与橄榄石等硅酸盐矿物相比,铬尖晶石具有较强的抗蚀变能力。此外,铬尖晶石还具有很强的耐压性,所以它可能会保留在高温高压下捕获的包裹体的原始成分。因此铬尖晶石也是很重要的熔体包裹体寄主矿物(Hanski and Kamenetsky,2013; Umino *et al.*,2015)。但铬尖晶石与橄榄石相比,铬尖晶石的透光性比较弱在显微镜下不易观察熔体包裹体,而且寄主矿物铬尖晶石和其中的熔体包裹体也比较小,制备样品的难度大大高于橄榄石。所以与橄榄石中的熔体包裹体研究相比,铬尖晶石中的熔体包裹体的研究要少得多。

斜长石常作为主要斑晶出现在许多镁铁质火山岩中,它含有大量的熔体包裹体,是一种常见的熔体包裹体寄主矿物(Kent, 2008)。一些研究是针对斜长石为寄主矿物的熔体包裹体的(Wei *et al.*, 2016; 张海桃等, 2016)。但斜长石能否在岩浆上升过程中或岩浆房中一直保存原有的微量元素特征,仍存疑问(Danyushevsky *et al.*, 2002)。单斜辉石也是镁铁质火山岩中常见的矿物,常含有熔体包裹体。尽管辉石中熔体包裹体的研究在玄武岩和相关岩石中比较少见,但通过研究辉石中的熔体包裹体也能获得有关岩石学成因方面的信息(Danyushevsky and Lima, 2001; Cai *et al.*, 2015; Wei *et al.*, 2016)。由于斜长石、辉石等寄主矿物与熔体包裹体之间会发生多元素的扩散作用,所以解释其分析数据时要特别小心。除了研究化学和同位素组成外,还可利用斜长石和辉石等矿物内的熔体包裹体研究岩浆系统的挥发分含量(Hamada and Fuji, 2007; Neave *et al.*, 2017)。

2.3 熔体包裹体捕获过程及捕获后的成分变化及校正

玄武岩及相关岩石中广泛存在熔体包裹体,说明熔体包裹体的捕获与形成几乎发生在所有的玄武质岩浆的演化过程中(Frezzotti, 2001; Kent, 2008)。根据前人的研究(Roedder, 1979, 1984; Kohut and Nielsen, 2004; Faure and Schiano, 2005; Goldstein and Luth, 2006; Baker, 2008; Kent, 2008),熔体包裹体的形成机制主要有5种(Roedder, 1979): ①形成于晶体缓慢的生长区域,如果晶体某个部位存在晶格缺陷或在晶体-熔体接触面存在其他矿物相,都会导致晶体在该处生长缓慢; ②形成于矿物差异溶解的区域,随后的矿物结晶和结构再平衡把熔体包裹体包裹在矿物中; ③形成于骸晶、树枝状晶体或者漏斗状晶体中,这些晶体的结晶和结构再平衡包裹了熔体包裹体; ④在晶面交叉生长的区域也可能有熔体包裹体的形成; ⑤在晶体的愈合裂隙中也可能形成熔体包裹体,但是以这种方式所形成的包裹体一般为次生熔体包裹体。

熔体包裹体能否代表原始捕获的熔体是熔体包裹体研究中的一个重要问题,也是解释熔体包裹体数据的基础(Danyushevsky *et al.*, 2000; Spandler *et al.*, 2007; Gaetani *et al.*, 2012; Bucholz *et al.*, 2013)。熔体包裹体研究的关键问题之一是包裹体形成时是否发生成分的变化。需要注意的是,晶体生长过程中,由于一些元素优先进入晶体相,晶体-熔体边界附近的熔体会耗尽相容元素,富集不相容元素而

形成成分梯度带,这个带称为边界层。如果晶体的生长速度快于熔体中元素的扩散速率(补给元素的速率)则可导致晶体捕获的熔体与边界层以外的熔体成分不同,造成所捕获的熔体在成分上脱离结晶路线(Roedder, 1984)。一旦结晶停止或减缓,由于硅酸盐熔体中的元素因扩散作用而不断“夷平”这个梯度带,则边界层将消失。尽管在实验上证明了边界层效应对被捕获的熔体成分有影响,但没有证据证明,自然界玄武岩中的熔体包裹体成分受到边界层效应影响,尤其是足以进行常规地球化学分析的较大的熔体包裹体(通常直径大于或等于30 μm)(Kent, 2008)。

另外,熔体包裹体被捕获后,由于子矿物在捕获后的熔体中结晶,以及熔体包裹体可能通过扩散作用与其寄主矿物或外部熔体反应,因此熔体包裹体不仅不能反映捕获时的熔体成分,并且成分还受熔体包裹体形成期间的化学分异的影响。熔体包裹体中由结晶分异造成的成分变化可以通过均一化恢复(Sobolev and Danyushevsky, 1994),但要特别注意包裹体与寄主或外部熔体的再平衡作用对捕获熔体的 Fe^{2+} 和 Fe/Mg 值的影响(Danyushevsky *et al.*, 2000; Gaetani and Watson, 2000, 2002)。这种扩散作用造成的熔体包裹体成分变化是不能通过均一化恢复的。熔体包裹体的“铁丢失”是由于熔体包裹体中的Fe与寄主橄榄石中的Mg通过扩散交换再平衡的结果(Danyushevsky *et al.*, 2000)。即使均一化后,熔体包裹体仍然会继承再平衡后的这种低 FeO^T 和高MgO的特征,而显示高 K_D 值(Danyushevsky *et al.*, 2000)。熔体包裹体这一成分变化可以通过测定寄主橄榄石和熔体包裹体成分,通过迭代法使熔体包裹体和主晶矿物达到化学平衡进行校正。目前广泛采用的校正方法是用PRO-GRAMFeO_Eq2V.3.2software来计算(Danyushevsky *et al.*, 2000)。

2.4 熔体包裹体的均一化实验

被矿物捕获后的熔体,随着熔体的自然冷却,其中一些在熔体中饱和的矿物(橄榄石±辉石±斜长石等)就会结晶,使熔体成分发生改变。另外较古老的火山岩中的熔体包裹体还可能发生脱玻化现象。这些都给熔体包裹体成分分析带来一定难度。对于测定被捕获熔体的化学和同位素组成,为保证分析的准确度和精度,通常优先选择均一的玻璃,而不是由各种矿物相和残余玻璃组成的混合相。而且为了测定挥发分含量,需要使共存气泡中的挥发分重新溶解到熔体中(Hauri, 2002)。另外,由于

每个熔体包裹体结晶子矿物的量不同,造成残余玻璃相(如果存在的话)中挥发分的浓集程度也不同。因此熔体包裹体内晶体和玻璃组成的混合物,在分析前需要重新加热和快速冷却淬火形成均一的玻璃相(Danyushevsky *et al.*, 2000; Sobolev *et al.*, 2000; Norman *et al.*, 2002; Kamenetsky and Danyushevsky, 2006; Kent 2008; Ren *et al.*, 2005, 2017; Zhang *et al.*, 2013, 2014, 2017a, 2017b; Hong *et al.*, 2013; Liu *et al.*, 2015; Qian *et al.*, 2015, 2017; Li *et al.*, 2016)。熔体包裹体的许多分析技术是基于特定响应的标定(calibration of a specific response),比如发射特征X射线、红外吸收或者由离子束溅射或激光剥蚀产生的离子产率等,这种响应在不同的晶体和玻璃相中是不同的。为了降低熔体包裹体与标样之间的基体效应对分析结果的影响,提高分析精度和准确度,通常选择与熔体包裹体在成分上和物性上接近的国际标样(通常是玄武质的玻璃标样)做外部和内部监控标样,而且也需要把熔体包裹体加热均一化,使其成为与标样一致的玻璃。熔体包裹体均一化通常有两种方式:①熔体包裹体可以通过显微加热台单独加热和观察。这可以直接测试不同矿物相和气泡的消失温度(均一温度)。加热台可以估计包裹体的捕获温度,但不能简单地把均一温度当作捕获温度。估计熔体包裹体的捕获温度时,需要准确评估Fe-Mg等元素之间的扩散交换、包裹体内的结晶分异以及挥发分扩散逃逸等影响因素。这种方法均一化效率很低(低产出),而且加热过程中很多包裹体会发生破裂;②将很多含包裹体的晶体在熔炉中加热。通常是在一定的温度和氧逸度条件下用一大气压混合气体加热炉来完成。为避免橄榄石等矿物在加热过程中氧化变得不透明而给样品制备带来不便,以及防止加热过程中一些组分(如H₂O、FeO、Fe₂O₃)的含量在氧化过程中发生变化,加热均一化通常是在橄榄石在镁铁质岩浆中结晶时的氧逸度(通过研究确定,一般为QFM buffer)条件下进行。Ren等(2005, 2017)详细介绍了橄榄石内熔体包裹体的加热均一化过程。有关1 atm气体混合炉结构及氧逸度的控制原理可参考王锦团等(2016)。使用混合气体加热炉均一化不会直接提供捕获温度,但可以通过反复加热接近法结合平衡计算来限定捕获温度(也需要准确评估Fe-Mg等元素之间的扩散交换、包裹体内的结晶分异及挥发分扩散逃逸等影响因素)。Norman等(2002)用这两种方法对夏威夷玄武岩的熔体进行加热均一化,结果表明两种均一化方法得到的熔体包裹体成

分是一致的。

100 kPa混合气体熔炉中的加热均一化,是在一个特定的温度(如1250℃)下进行的。所以对低Fo的橄榄石的熔体包裹体来说均一化温度可能太高,而对高Fo的橄榄石中的熔体包裹体来说均一化温度可能过低。但加热温度过高、过低对包裹体成分的影响以及元素扩散引起的影响都可以用计算机程序加以校正(如FeO_Eq2.exe; Danyushevsky *et al.*, 2000),以及恢复初始被捕获熔体组成(Danyushevsky *et al.*, 2000; Bombardieri *et al.*, 2005)。

氢在固体橄榄石中的扩散速率比分子H₂O在玄武质熔体中的快(Mackwell and Kohlstedt, 1990; Zhang and Stolper, 1991),因此必须仔细考虑再加热过程,以减少橄榄石为寄主矿物的熔融包裹体中氢的扩散逃逸。如果需要测定熔体包裹体中的水等挥发分含量,均一化时应在能够使包裹体均一化的最低温度下,尽可能以较短时间加热,避免加热过程中挥发分的扩散逃逸。Hauri(2002)系统做了夏威夷熔体包裹体的加热均一化实验,探讨了加热温度、时间与水逃逸之间的关系。在QFM buffer条件下,装有橄榄石的铂金囊放置在热点(1275℃)区,在加热不同时间(10~315 min)后快速提到炉顶(<500℃)淬火。实验表明,在1275℃条件下加热10 min对熔体包裹体的水含量影响不大。

2.5 熔体包裹体的研磨抛光

微区原位元素和同位素组成分析,如电子探针(EMPA)、离子探针(SIMS)和激光剥蚀-等离子体质谱(LA-ICP-MS)分析,通常需要在环氧树脂或其他介质中镶嵌含包裹体矿物颗粒,然后进行抛光使熔体包裹体暴露表面(Kent, 2008; Cannatelli *et al.*, 2016)。有些分析需要不同的技术,例如光谱分析需要双面抛光晶片。磨制熔体包裹体的具体方法可参考Thomas和Bodnar(2002)、Hauri(2002)的文章。如果使用SIMS测定挥发分含量和H、O等的同位素组成,需要采用金属In或Sn代替环氧树脂作为镶嵌介质,以减少由环氧树脂释放的挥发分造成的干扰,并达到超低真空来提高分析质量的目的(例如, Saal *et al.*, 2002)。Halter等(2002)、Pettke等(2004)及Zajacz和Halter(2007)提出了不用加热均一化,而且无需把熔体包裹体磨出表面,直接测定熔体包裹体成分的方法。但这种方法不能保证获得可靠的分析数据,原因是:①无法用含量已知的元素来做内标;②无法准确估计测定熔体包裹体时混入寄主矿物的量;③无法估计熔体包裹体与寄主矿物元素再平衡的程度;④标样与未知样品间的

基体效应不同,也影响测定的准确度。因此,对熔体包裹体进行加热均一化,以及将熔体包裹体制靶磨抛到表面,并与熔体包裹体成分上接近的玄武质玻璃标样一起测试是获取高精度分析数据的前提 (Danyushevsky *et al.*, 2002)。

2.6 熔体包裹体的元素及同位素分析

近年来,随着电子探针分析、激光剥蚀等离子体质谱和二次离子质谱等仪器设备的性能和分析精度的不断提高,这些仪器在熔体包裹体成分分析中得到了越来越广泛的应用。分析之前,需要观察熔体包裹体树脂(或钢)靶,在显微镜下仔细观察寄主矿物及包裹体的形状、大小、内部矿物及结构、包裹体破裂及泄露等,以便确定是否为原生包裹体,包裹体是否保存完好,是否与外界发生了物质交换。另外考虑到边界层效应,应尽量选择足够大的熔体包裹体(通常选择直径 $\geq 30 \mu\text{m}$, Kent, 2008)。为了提高分析的精度和准确度,分析时还要注意选择与镁铁质熔体包裹体成分接近的国际玻璃标样(如 BHVO-2G, NKT-1G, JB-1, JB-2 等),以减少标样与熔体包裹体之间的基体效应。

2.6.1 电子探针分析 电子探针是熔体包裹体研究中最常用的微区原位分析技术,可分析熔体包裹体的主量元素、部分微量元素及一些挥发性元素(如 Si、Ti、Al、Fe、Mg、Mn、Ca、Na、K、Cr、P、Cl、F 和 S 等)含量。电子探针具有较高的空间分辨率(电子束斑直径为 $1\sim 2 \mu\text{m}$),可以在相对较小的熔体包裹体内进行多次分析,以检查成分的均匀性并获得更为可靠的分析数据。分析时,首先对样品进行研磨使熔体包裹体露出表面,然后对样品靶进行喷碳镀膜,用与熔体包裹体成分接近的国际标样来监控仪器的稳定性、分析精度和准确度等。熔体包裹体和寄主橄榄石的 EPMA 测试方法参见 Sobolev 等(2007)、Wang 和 Gaetani(2008)及 Ren 等(2017)。

2.6.2 LA-ICP-MS 分析 该分析是利用激光脉冲、熔蚀和气化样品表面,由载气将样品微粒引入 ICP-MS 中进行分析的一种微区原位分析技术,它可以与 EMPA 结合确定微量元素含量或作为测定主、微量元素含量的独立仪器。在地质学中,这项技术被用于测定数十至数百微米大小的熔体包裹体、矿物、火山玻璃、熔岩等样品的元素和同位素组成 (Sylvester, 2008)。样品通常以薄片或树脂靶的形式制备,并且预先使用光学或扫描电子显微镜进行成像拍照,以确定激光取样的最佳部位。LA-ICP-MS 是一种破坏性的技术,因此应放在分析方法中的最后来使用。LA-ICP-MS 分析时要使用与熔体包

裹体成分接近的玻璃标样为外标,用标样-样品-标样的方法来校正同位素质量偏倚。分析时还要选定与熔体包裹体成分接近的国际玻璃标样作为未知样品来监控分析的精度和准确度。最后还需测定熔体包裹体的某一已知的内标元素含量(通常先用 EPMA 分析熔体包裹体的主量元素含量,并将此用于做内标元素含量),来最后计算微量元素含量。Liu 等(2008)采用 LA-ICP-MS 开发了一种针对无水矿物,无需内标元素的主量和微量元素分析技术。该方法在分析样品时需要测试尽可能多的元素,最后将外标校正的所有元素的含量加和归一到 100%。最近的 LA-ICP-MS 可以一次性分析熔体包裹体的主量元素和微量元素组成(如激光与 ELEMENTXR 高分辨电感耦合等离子体质谱仪组合),并且分析效率高,缺点在于分析是破坏性的,而且需要直径较大的熔体包裹体。

2.6.3 LA-MC-ICP-MS 分析 激光剥蚀-多接收电感耦合等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)是另一种常用的工具,它可用于微区原位同位素组成分析。该分析也是一种破坏性的技术,也应是分析方法中最后使用的仪器设备。近二十年来,熔体包裹体的同位素分析主要是由 SIMS 完成的 (Zhang *et al.*, 2014)。但近十多年来,随着 LA-MC-ICP-MS 性能的提高和测试方法的改进,极大地改善了传统同位素的测试精度,已发展到可以对地质样品进行微区原位同位素的测试 (Paul *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2014)。LA-MC-ICP-MS 具有比 SIMS 更快速、成本更低的优势,而成为一种微区原位同位素分析的有效替代方法 (Paul *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2014, 2017; Qian *et al.*, 2015, 2017a; Ren *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2017b)。例如橄榄石中熔体包裹体的 Pb 同位素组成,为岩石学成因研究提供了非常有效的信息,但过去受分析手段和方法的限制,有关熔体包裹体的同位素研究非常少。到目前为止,全球所发表的熔体包裹体同位素数据,大都是利用 SIMS 完成的(尤其是熔体包裹体的 Pb 同位素组成)。Paul 等(2011)首先利用 LA-MC-ICP-MS 分析了橄榄石内的熔体包裹体,发表了 90 个熔体包裹体的 Pb 同位素分析数据。但该方法只能分析年轻的、直径大于 $80 \mu\text{m}$ 的熔体包裹体的 Pb 同位素组成。Zhang 等(2014)开发了国际上首个利用 LA-MC-ICP-MS 可以测定直径小至 $40 \mu\text{m}$ 的熔体包裹体的 Pb 同位素,且可同时测定 U、Th 同位素来校正古老熔体包裹体的 Pb 同位素组成的方法,大大拓宽了分析范围和数据的代表性。这一方法也得到了国际分析

界的肯定。在《Geostandards and Geoanalytical Research》杂志上发表的“2012年以来分析方面的进展”(Wiedenbeck *et al.*, 2014)的评论文章中,以较大的篇幅介绍了这一分析方法,肯定了微区原位 Pb 同位素分析上取得的新进展。

2.6.4 SIMS 分析 二次离子质谱(SIMS)是一种微小破坏性的微区原位分析技术。利用发射直径为 15~30 μm 的一次离子束($^{16}\text{O}^-$ 或 ^{133}Cs)对样品进行轰击,然后利用质谱仪接收和分析样品表面产生的二次离子。SIMS 不仅可以测定熔体包裹体的大部分微量元素,如 Li、Sc、Zr、Nb、V、Mn、REE、Hf、Ta、Th、U 等(Sobolev, 1996; Slater *et al.*, 2001; Kent *et al.*, 2002; Tomlinson *et al.*, 2009; Marques *et al.*, 2011; Watts *et al.*, 2013),还有助于测定挥发性元素的含量,包括 H、B、Be、C、O、F、S 和 Cl 以及稳定同位素与放射性同位素的比值(Pettke *et al.*, 2004; Kent, 2008),如稳定同位素 H、Li、B、C、S、Cl 和放射性同位素 Pb 同位素等(Saal *et al.*, 1998, 2005; Kobayashi *et al.*, 2004; Yurimoto *et al.*, 2004; Hauri, 2002; Shaw *et al.*, 2008; MacLennan, 2008)。用 SIMS 分析熔体包裹体时,要对样品靶进行喷金镀膜,用与熔体包裹体成分接近的国际标样来监控仪器的稳定性、分析精度和准确度等。使用 SIMS 进行元素含量分析也需要一个内部标准,通常是用 EMPA 先分析熔体包裹体的 Si 含量作为内标元素(Yurimoto *et al.*, 2004)。SIMS 的优点是对样品破坏较小,能够获得熔体包裹体的微量元素、挥发分和一些同位素组成,但缺点是设备昂贵不够普及、分析费用高、分析时间长。

2.6.5 其他分析方法

傅立叶转换红外光谱(FTIR):是利用红外线光谱经傅里叶变换进而分析组分浓度的光谱分析仪器,可用于测定熔体包裹体中的 CO_2 和 H_2O 等的含量(Nichols and Wysozanski, 2007)。FTIR 要求样品经过双面抛光,这使得红外光谱分析样品的制备比其他微区分析技术更加困难。

拉曼光谱(Raman spectroscopy):可以测量玻璃(或熔体包裹体)中的挥发分(H_2O 、 CH_4 、 CO_2 、 H_2S 等)含量。这是一种非破坏性的技术,只需要在样品上进行单面抛光(陈晋阳等, 2002)。拉曼光谱具有非常小的空间分辨率(1~2 μm),允许在单个寄主矿物中分析大量的小的熔体包裹体,而且可以分析含量低至 1×10^{-6} 的水。

NanoSIMS:是一种相对较新的技术,它扩展了 SIMS 技术的仪器,允许使用 7 个离子计数器。此

外,在需要亚微米测量的领域中,使用 NanoSIMS 可获得极高的空间分辨率,因此它也是一种很有价值的工具(Hoppe *et al.*, 2013; Lloyd *et al.*, 2014)。通常利用 NanoSIMS 可以测定熔体包裹体的微量元素和挥发分含量及一些元素的同位素比值(Yang *et al.*, 2015)。

3 熔体包裹体在镁铁质火山岩成因研究中的应用

众多研究表明,熔体包裹体的组成比寄主熔岩的组成变化范围大得多,甚至有时一块手标本大小的熔岩样品中的熔体包裹体,其组成上的变化范围与整个火山的全岩样品的组成范围相当(Kent, 2008)。这种现象在俯冲带、洋岛、洋中脊、板内以及大陆溢流玄武岩的熔体包裹体中普遍存在。因此熔体包裹体可以提供比全岩更大量、更详细的有关原生岩浆、岩浆混合、岩浆演化、同化混染、源区母岩的组成以及部分熔融条件等方面的信息。

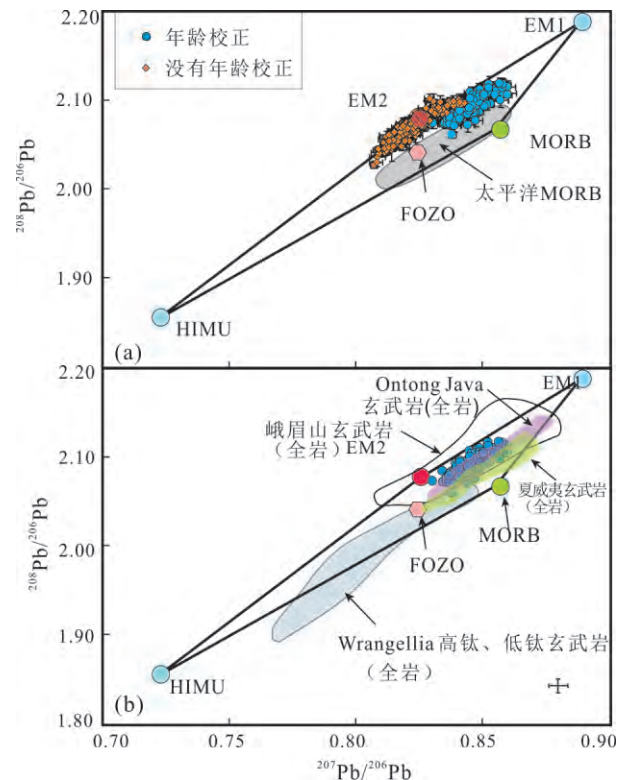
3.1 大陆镁铁质火山岩(包括大火成岩省)原生岩浆、源区母岩的性质及部分熔融作用的研究

大陆(包括大火成岩省)镁铁质火山岩大部分都是比较演化的岩石($\text{MgO} < 8\%$, wt., 下同),而且普遍受到不同程度的岩浆的混合、围岩同化混染、岩浆期后风化蚀变等作用的影响,所以用火山岩的全岩成分并不能真正代表原生岩浆的成分。排除岩浆混合、围岩同化混染及后期风化蚀变作用的影响是获得原生岩浆成分的关键。在限定原生岩浆时,很多研究者都试图利用苦橄岩来代表大火成岩省镁铁质火山岩的原生岩浆成分,但苦橄岩也不一定代表原生岩浆,因为在岩浆房中橄榄石的堆晶也可以形成苦橄岩(Ren *et al.*, 2017)。而熔体包裹体在限定原生岩浆组成及解释岩浆演化方面是独一无二的强有力的武器,在大陆及大火成岩省镁铁质火山岩起源及演化方面有很好的应用(Sobolev *et al.*, 2009, 2016; Hanski *et al.*, 2010; Keiding *et al.*, 2011; Kamenetsky *et al.*, 2012; Hong *et al.*, 2013; Liu *et al.*, 2015; Qian *et al.*, 2015, 2017; Li *et al.*, 2016; Wei *et al.*, 2016; Jennings *et al.*, 2017; Ren *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2017a, 2017b)。Sobolev 等(2009)分析了西伯利亚大火成岩省的苦橄岩中的熔体包裹体组成,限定了原生母岩浆的组成,揭示了源区母岩的性质。他们根据橄榄石及熔体包裹体组成,限定了西伯利亚 Gudchikhinsky 岩石的原生岩浆,为含 MgO 11%~14%的拉斑玄武质岩浆,其硫含量很低,水含量不足 0.25%。他们认为 Gud-

chikhinsky 岩石的原生岩浆是在温度为 1500 ~ 1580 °C 的地幔柱中, 在 130 ~ 180 km 深度下辉石岩源区部分熔融形成的。Keiding 等 (2011) 系统研究了 Namibia 西北部 Etendeka province 地区高 Fo ($Fo_{93.3}$) 橄榄石中的熔体包裹体成分。这些由高 Fo 橄榄石直接捕获的原始熔体成分 MgO 含量不超过 17.5%, 由此指示的地幔潜能温度不超过 1520 °C, 从而进一步指出这些异常高 Fo 值的橄榄石与科马提质熔体并没有直接关联。这些高 Fo ($Fo_{93.3}$) 值的橄榄石结晶需要高 $Mg^{\#}$ 的熔体, 如果源区长期的熔体抽离, 从而造成 Fe 的亏损也能产生这种高 $Mg^{\#}$ 的熔体。因此, 作者指出考虑高 Fo 橄榄石和科马提质熔体的亲缘关系需要谨慎。Ren 等 (2017) 利用熔体包裹体手段, 分析了峨眉山大火成岩省云南大理橄榄石中的熔体包裹体的化学成分, 还首次利用自主开发的微区原位 Pb 同位素分析方法 (Zhang *et al.* 2014) 对熔体包裹体的 Pb 同位素组成进行了分析 (图 1)。他们结合峨眉山其他地区苦橄岩的橄榄石以及铬尖晶石中的熔体包裹体成分 (如 Kamenetsky *et al.* 2012) 以及玄武岩-苦橄岩的全岩地球化学数据, 获得了高-中-低钛玄武岩的原生岩浆组成, 揭示了源区母岩的属性, 提出了新的岩浆形成模式。研究结果表明: 尽管大理苦橄岩在成分上属于中钛范围, 但发现大理苦橄岩橄榄石中的熔体包裹体的成分却跨越了高-中-低钛峨眉山玄武岩的范围, 它们代表了多种未混合或少量混合的熔体, 这些熔体随后在深部岩浆房或通道中混合, 最终形成大理苦橄岩; 峨眉山高-中-低钛原生岩浆在成分上的差异反映了地幔柱熔融柱内, 由再循环的古老洋壳物质和下地幔橄榄岩在地球深部混合-反应后形成的二次辉石岩 (secondary pyroxenite) 在不同深度发生部分熔融程度的差异。

Liu 等 (2015) 对海南岛晚新生代玄武岩橄榄石中的熔体包裹体进行了化学成分分析, 在同一个岩石样品中同时发现拉斑玄武质的熔体包裹体和碱性玄武质的熔体包裹体, 而且在该地区的全岩样品中普遍存在两种熔体包裹体共存的现象 (图 2)。这种现象在国际岩石学界尚属首次发现。根据熔体包裹体的地球化学特征, 结合实验岩石学的研究成果, 将这一地质现象解释为深部岩浆房之下, 来源于不同深度、部分熔融程度不同的地幔熔融柱产生的碱性玄武质和拉斑玄武质熔体, 上升进入到上方岩浆房中发生不一致岩浆混合作用的结果。

中国东部广泛发育新生代玄武岩, 前人对这些



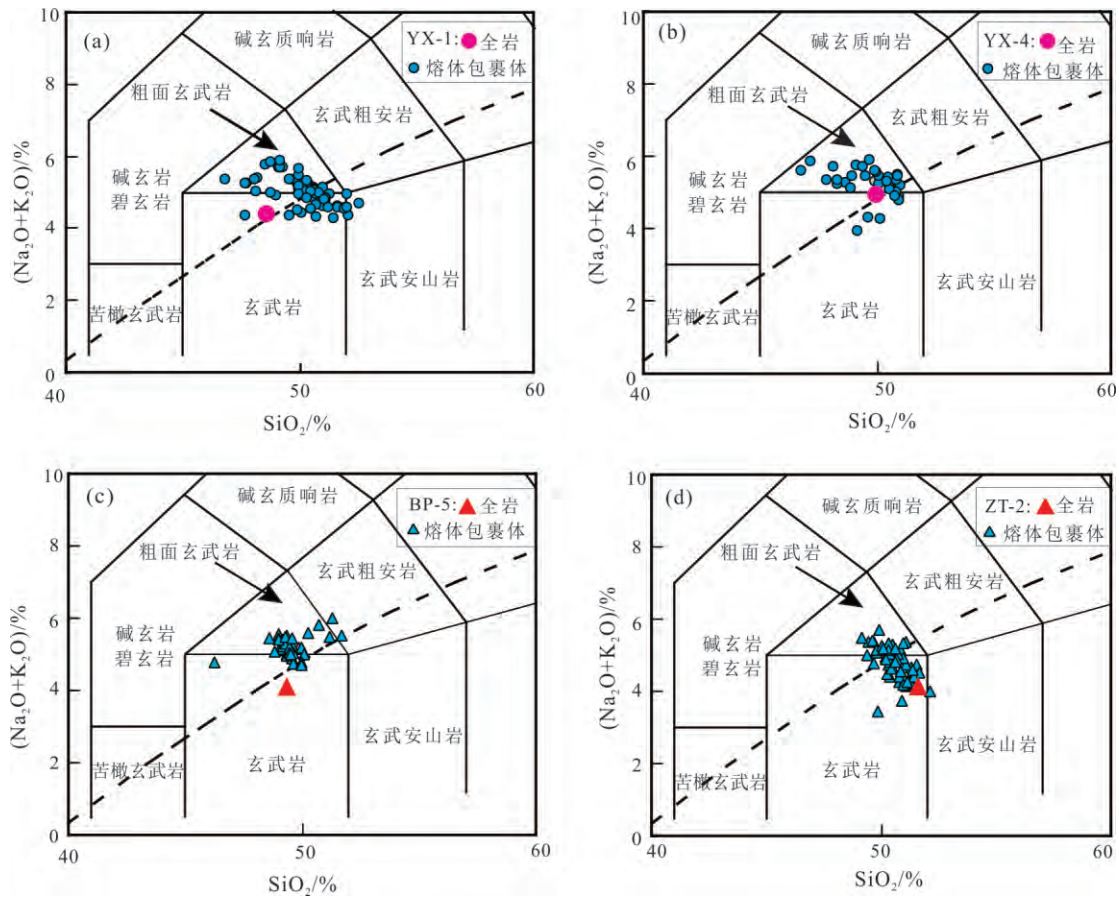
图件引自: Ren 等 (2017)

图 1 峨眉山大理苦橄岩橄榄石内熔体包裹体的 Pb 同位素组成

Fig.1 Pb isotopic ratios for olivine-hosted melt inclusions of the Dali picrites, Emeishan large igneous province

玄武岩做了大量研究, 但对其地幔源区性质及其成因、深部动力学机制仍存在激烈争论。Qian 等 (2015) 对汉诺坝新生代玄武岩橄榄石斑晶中的熔体包裹体的元素和 Pb 同位素组成进行了深入的研究 (图 3), 发现汉诺坝玄武岩的地幔源区存在富集的 EM1 型地幔组分, 其组分的来源与再循环古老洋壳和沉积物有关。另外汉诺坝玄武岩源区还存在 FOZO 组分 (一般认为 FOZO 组分来自下地幔物质)。地球物理资料显示在华北克拉通中部下方存在从下地幔到上地幔的低速异常, 可能指示了一个从下地幔上升的地幔柱 (An *et al.* 2009; Lei *et al.*, 2013)。根据汉诺坝地幔源区存在 EM1 和 FOZO 组分, 以及华北克拉通新生代玄武岩中发现高 Fo 值的橄榄石, 结合前人地球物理的研究结果, 认为汉诺坝玄武岩以及华北克拉通其他地区的新生代玄武岩的成因与地幔柱活动有关 (Qian *et al.* 2015)。

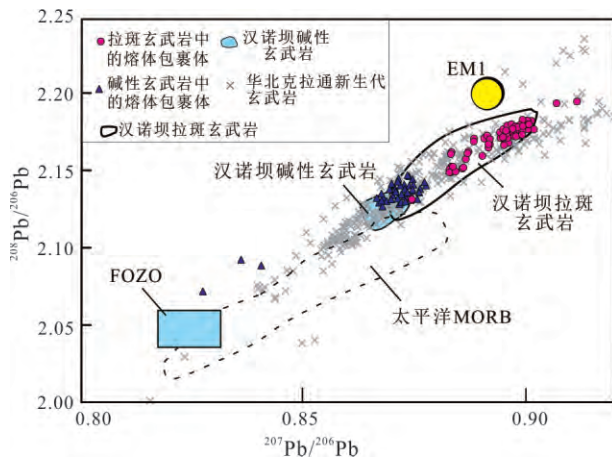
另外, Qian 等 (2017) 还对对华北克拉通东南缘地区中生代玄武岩中橄榄石捕获的熔体包裹体和辉石斑晶进行原位化学成分和 Pb 同位素分析研究 (图 4), 结果发现: ①华北克拉通早白垩世火山岩总



图件引自: Liu 等(2015)

图2 海南岛玄武岩橄榄石内熔体包裹体和寄主岩石的 (Na₂O+K₂O) -SiO₂ 组成

Fig.2 Na₂O+K₂O vs. SiO₂ for melt inclusions in olivine grains and their whole rocks



图件引自: Qian 等(2015)

图3 汉诺坝玄武岩橄榄石内熔体包裹体的²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb组成

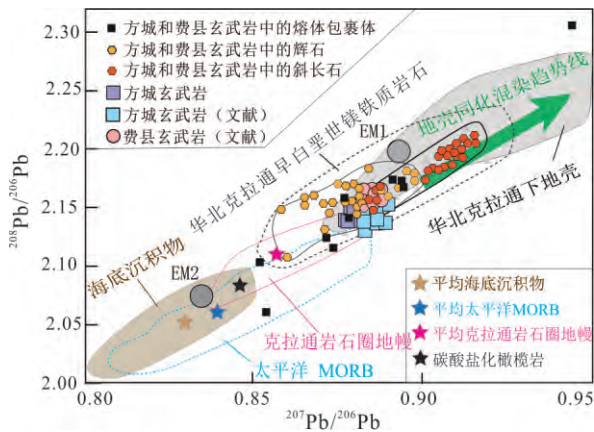
Fig.3 ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratios of

melt inclusions in olivine from Hannuoba basalts

体属于亚碱性系列,而橄榄石中熔体包裹体同时存在碱性玄武质和拉斑玄武质成分;②EM1 组分是岩浆混染下地壳过程中获得的,不是之前普遍认为的

源区存在拆沉或俯冲的下地壳组分;③玄武岩来源于碳酸盐熔体交代富集的克拉通岩石圈地幔的部分熔融;④克拉通破坏是多因素影响的综合产物,前期的多期次俯冲交代提供了克拉通破坏的基础,早白垩世遭受深部地幔柱的巨量热上涌和古太平洋板块俯冲的双重影响,加速岩石圈地幔的移除。

运用熔体包裹体方法来研究大火成岩省的玄武岩不仅可以更精确了解其初始熔体的成分,还能了解岩浆演化的过程 (Sobolev *et al.*, 2009; Kamenetsky *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2015; Qian *et al.*, 2015, 2017; Ren *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2017a)。Jennings 等(2017)对中生代 Parana - Etendeka and Karoo 大陆溢流玄武岩进行研究,并分析了苦橄岩和富铁苦橄岩(ferropicrites)中154个橄榄中的熔体包裹体的主微量元素成分。他们发现,这些包裹体的微量元素成分相对均一的,也就是说这些地幔来源的熔体在被捕获时已经混合均匀,并提出热的高镁的岩浆和富铁的岩浆在沿较长的岩浆通道上升以及在浅部岩浆房中充分对流混合的模型。由于苦



图件引自: Qian 等(2017)

图4 山东费县和方城玄武岩的橄榄石内的熔体包裹体和矿物(单斜辉石和斜长石)的 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 组成

Fig.4 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios for whole rocks, melt inclusions and minerals (clinopyroxene and plagioclase) from the Feixian and Fangcheng basalts

橄岩和富铁苦橄岩(ferropicrites)和这些更演化、大量的大陆溢流玄武岩(CFB)具有成因关系,所以这些包裹体成分的均匀性反应了CFB母岩浆在发生结晶分异作用以前就已经发生了充分混合。

3.2 洋岛玄武岩源区地球化学不均一性和源区母岩的性质方面的研究

洋岛玄武岩地幔源区的不均一性是普遍存在的,洋岛玄武岩的同位素不均一性在熔体包裹体中有很好的体现(例如 Saal *et al.*, 1998; Sobolev *et al.*, 2000; Saal *et al.*, 2005; Ren *et al.*, 2005; Stracke, 2012; Neave *et al.*, 2018)。Saal 等(2005)对南太平洋 Pitcarin 岛和 Mangaia 岛熔岩中橄榄石熔体包裹体进行了 Pb 同位素分析,结果发现两个岛屿的熔岩都具有相对均一的全岩 Pb 同位素组成,然而熔岩中的橄榄石中的熔体包裹体的 Pb 同位素组成却显示了极为不均一的特征。Pitcarin 熔岩包裹体的 Pb 同位素的覆盖范围由 EM1 组分变化至亏损组分,而 Mangaia 熔岩则由 HIMU 组分变化至亏损组分,并且 1 个熔岩样品中的熔体包裹体 Pb 同位素变化范围可以覆盖全世界近 50% 的 OIB (Saal *et al.*, 2005)。由此,他们指出熔体包裹体数据说明每个岛屿 Pb 同位素组成都能够用两端元混合来解释,这同时也说明了地幔源区存在不均一性。Sobolev 等(2000)利用 EPMA 和 SIMS 分析了夏威夷 Mauna Loa 火山岩的橄榄石中的熔体包裹体的成分,发现了在全岩成分上看不到的 Sr 富集特征,并且发现熔体包裹体的微量元素组成与蛇绿岩套中的层状辉长岩极为相似。而主量元素模拟结果表明,熔体包

裹体的组成不显示洋壳物质的混染。他们判断那些微量元素特征继承了部分熔融源区母岩的特点,因此提出夏威夷地幔柱源区含有再循环的古老洋壳物质(Sobolev *et al.*, 2000)。来自夏威夷“Loa-”“Kea-”岛链的盾状火山阶段的玄武岩具有不同的地球化学组成,为了解释这一现象,人们提出了地球化学分带的地幔柱模型(Hauri, 1996; Abouchami *et al.*, 2005)。Ren 等(2005)系统分析了夏威夷熔岩中橄榄石熔体包裹体的成分,发现与全岩相比,熔体包裹体成分具有非常大的不均一性;甚至 1 个熔岩样品的熔体包裹体同时具有“Loa-”、“Kea-”(夏威夷火山链)地球化学端元组分。结合全岩地球化学研究, Ren 等(2005)进而提出了新的成分不均一地幔柱模型。该模型提出玄武岩盾状火山原生岩浆的地球化学差异可能受地幔柱的地球化学不均一性和地幔柱内温度梯度控制(Ren *et al.*, 2005)。著名岩石学家 Claude Herzberg 教授针对该成果在《Nature》上撰文评述,介绍了该模型,肯定了其研究成果,并认为这为岩石学成因研究提供了新的视角(Herzberg, 2005)。Jackson 和 Hart(2006)通过对 Samoan 岛玄武岩中熔体包裹体的 Sr 同位素研究,发现 2 个全岩样品中包裹体具有极度不均一的 Sr 同位素成分,其变化范围接近整个 Samoan 岛链的火山岩的组成范围,并且占据全球洋岛玄武岩 Sr 同位素范围的 70%。他们将这种变化解释为两个地幔端元混合的结果。

以上对于 OIB 中熔体包裹体研究都表明 OIB 地幔源区是极度不均一的。这种单个样品中熔体包裹体较全岩相当甚至更大程度上的变化,以及显著不同于全岩成分的熔体包裹体的存在,很有可能反映了地幔源区小尺度的不均一性(Hofmann, 2003)。这种小尺度不均一被后期的岩浆混合过程所掩盖,因此不能通过全岩反映出来。但是需要指出的是,并不是所有的 OIB 中熔体包裹体都呈现出这种不均一性。Valer 等(2017)通过对 La Réunion 岛火山岩中熔体包裹体研究发现其具有均一的化学组成并且与全岩基本一致,因此认为其起源于一个成分均一的地幔源区。

3.3 俯冲带玄武岩成因方面的研究

熔体包裹体的研究对理解俯冲带的岩浆成因具有重要意义,因为它们提供了岩石成因与 H_2O 等挥发性元素之间的联系。大量的研究是利用熔体包裹体来限定俯冲带内玄武岩中挥发性元素的脱气前含量的(如 Sobolev and Chaussidon, 1996; Sisson and Bronto, 1998; Newman *et al.*, 2000; Sun *et al.*,

2003; Walker *et al.* 2003; Wallace 2005; Wade *et al.* , 2006; Benjamin *et al.* ,2007; Portnyagin *et al.* ,2007; Kamenetsky *et al.* 2007; Johnson *et al.* 2008; Sadofsky *et al.* ,2008; Vigouroux *et al.* ,2008; Mironov *et al.* , 2015)。很多研究表明,来自俯冲带的玄武岩岩浆的含水量(甚至5%以上)明显高于其他地球动力学环境中的玄武岩,支持板块俯冲脱水造成地幔楔橄榄岩部分熔融的模型(Kent,2008; Cervantes and Wallace 2003; Wallace,2005; Kent,2008; Mironov *et al.* 2015)。

虽然关于岛弧岩浆的含水量的研究已经有很多成果(Kent,2008),但是地幔楔在俯冲过程中水和不相容元素的关系仍然存在很大的不确定性。通过研究高Mg玄武岩橄榄石斑晶中的熔体包裹体,可以获得俯冲带区域玄武岩中的挥发分含量,从而解释水和挥发分的关系。如Cervantes和Wallace(2003)通过熔体包裹体的研究发现,地幔楔中水含量和微量元素的富集呈明显的负相关。俯冲带区域富水的高镁玄武质岩石,通常也富集大离子亲石元素和轻稀土元素,相对亏损高场强元素。而亏损LILEs和LREEs,富集HFSEs的岩石通常具有低的水含量,岩浆可能是由原始地幔经过减压熔融形成的(Cervantes and Wallace,2003)。Wallace(2005)则提出含水量产生差异的原因可能和岛弧岩浆与俯冲前端的距离有关,也可能和俯冲相关地幔的富集程度有关。水含量较低的熔体包裹体,可能在结晶捕获之前发生了脱气。岛弧岩浆的Cl和S含量也比洋中脊玄武岩要高,说明这些挥发分可能来自地幔楔中俯冲的沉积物和蚀变洋壳。

研究俯冲带火山岩对揭示俯冲过程中的元素活动性质有重要意义。但由于俯冲带火山岩的挥发分及一些元素在喷发过程中挥发逃逸,全岩样品难以反映俯冲过程中元素的地球化学性质。Sun等(2003)分析了岛弧火山岩中熔体包裹体的Re、Yb等微量元素,发现Re含量高出去气样品的5~10倍,从而证明了Re在岛弧火山岩喷发过程中具有很强的挥发性,进而修正了Re在地壳中的丰度。他们还发现Re在板块俯冲过程中具有较强的活动性,证明Re在脱水过程中离开板块进入地幔楔,为正确理解Re-Os同位素体系及应用该体系研究壳-幔分异和地幔演化提供了重要基础研究资料。

熔体包裹体不仅在玄武岩成因中有诸多应用,也可用于解释安山质岩浆的俯冲带源区和演化。Zhu等(2013)从GEOROC网站收集了全球安山岩中的熔体包裹体数据,发现不同斑晶中的熔体包裹

体具有不同的组成:橄榄石为寄主矿物的熔体包裹体具有玄武质和玄武安山质成分;斜方辉石和单斜辉石中的熔体包裹体则主要由英安质和流纹质组成;角闪石中的熔体包裹体存在流纹质成分;斜长石中的熔体包裹体成分比较复杂,从安山质到流纹质都存在。根据不同斑晶中不同成分的熔体包裹体,Zhu等(2013)提出了安山岩成因的猜测:首先,来自地幔的玄武质熔体侵入下地壳,和地壳部分熔融形成的长英质熔体混合,形成安山质熔体,并结晶出橄榄石和少量斜长石。然后,安山质熔体上升在上部岩浆房结晶出斑晶。由于最近15年显微分析技术的飞速发展,熔体包裹体的研究数据也有了质的增加。和全岩相比,熔体包裹体能够提供更多关于岩浆演化的信息,也将成为研究镁铁质岩石成因的重要武器。

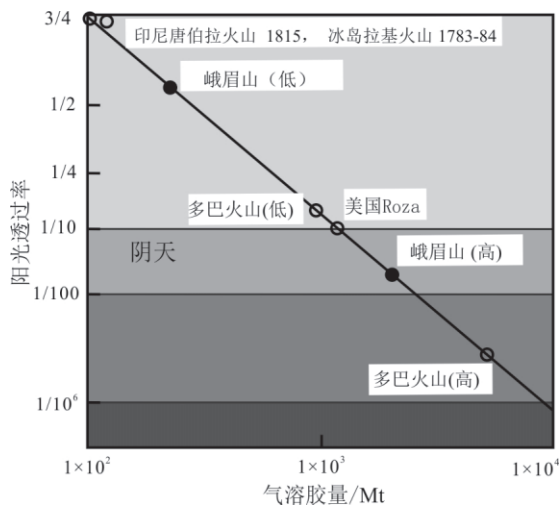
熔体包裹体对于研究岛弧岩浆中的CO₂含量也非常有用(Wehrmann *et al.* ,2011; Mironov *et al.* , 2015)。Mironov等(2015)对来自堪察加半岛Klyuchevskoy Volcano熔岩样品的橄榄石中的脱水的(水含量<1%)熔体包裹体做了水合作用实验,证明了无水条件下熔体包裹体不会实现均一化,而当水压(H₂O pressure)为550 MPa、温度为1150 °C,且熔体包裹体的含水量为4%~5%时,熔体包裹体可以完全均一化。均一化的熔体包裹体的CO₂含量为(3800±140) μg/g,CO₂/Nb值为3000±420,该CO₂含量是迄今所见报道中的钾原始弧岩浆的最高值;实验还表明等温脱水(isothermal dehydration)会形成熔体包裹体内H₂O和CO₂的线性趋势,这可以用来估计天然熔体包裹体内挥发分的行为。他们还根据获得的数据和地幔熔融模型得出了在Klyuchevskoy熔岩中大约83%的CO₂来自俯冲板片,而且富H₂O和CO₂的流体或熔体(CO₂/H₂O=0.06)引起了地幔熔融并使Klyuchevskoy母岩浆富集大量的流体活动性元素。

3.4 熔体包裹体的挥发分研究

岩浆中的挥发分含量会影响岩浆过程的类型、频率和强度(De Vivo *et al.* ,2005; Métrich and Wallace 2008)。熔体包裹体是研究岩浆中挥发分含量、挥发分从源区到地表的成分演化过程的重要工具(Hauri 2002; Sun *et al.* 2003; Zhang *et al.* 2013)。因为熔体包裹体捕获的是岩浆演化过程中一个点的成分,其捕获熔体中的挥发分不再经历随后的岩浆过程而导致成分丢失,因此可以得到岩浆脱气前挥发份成分的重要信息。在很早以前,研究者们就发现了熔体包裹体在挥发分研究中的重要性(Roed-

der, 1979; 刘艳等, 2000)。但由于包裹体的体积很小, 当时很难直接分析出熔体包裹体中挥发分的含量。但随着现在 EPMA、SIMS、FTIR 及 NanoSIMS 技术的发展, 熔体包裹体挥发分的分析方法逐渐变得成熟, 应用也逐渐增多 (Cannatelli, 2015)。

3.4.1 大火成岩省形成过程中释放的 S 及其对环境的影响 巨量玄武岩在 ~260 Ma 喷发形成了峨眉山大火成岩省, 然而其对气候和环境的影响以及和瓜德鲁普统 (Guadalupian) 生物灭绝之间的关系仍不确定。为了评估峨眉山玄武岩的喷发对气候、环境的影响, Zhang 等 (2013) 首次用电子探针对于大理苦橄岩样品的 140 个橄榄石内熔体包裹体的 S、Cl、F 含量进行了测定, 结果表明, 捕获时熔体成分中 S 含量最高可达 1214 $\mu\text{g/g}$, 代表了喷发前岩浆中的 S 含量。根据质量平衡原理, 计算得出峨眉山玄武岩喷发时每立方千米的玄武岩可向大气释放 4.48 Mt 的 SO_2 。对于平均单次喷发体积为 $10^2 \sim 10^3 \text{ km}^3$ 、持续时间为 10 年或更久的玄武岩喷发, 每年可向大气中释放 $1.35 \times 10^2 \sim 1 \times 10^3 \text{ Mt SO}_2$ 。计算得出, 当 SO_2 释放量为 $1.35 \times 10^2 \sim 10^3 \text{ Mt/a}$ 时, 大气层的光学深度为 2~9 (图 5), 为阴天天气, 会形成“火山冬天”的气候。因此峨眉山火山岩的喷发可能是导致瓜德鲁普统 (Guadalupian) 生物灭绝的主要原因。



图件引自: Zhang 等 (2013)

图 5 气溶胶或细灰云的质量与通过阳光分数的关系
Fig.5 Fraction of sunlight transmitted through aerosols and/or fine-ash clouds of different masses

对其他典型的大火成岩省, 前人也用熔体包裹体技术进行了挥发分释放量的计算。Thordarson 和 Self (1996) 估算了 Columbia River 玄武岩群中 Roza 熔岩喷发的气体释放量; Black 等 (2012) 估算了 Si-

berian Traps 喷发时 F、Cl、S 的释放量, 其 SO_2 的释放量约为峨眉山大火成岩省的 10 倍 ($4 \times 10^6 \text{ km}^3$ 的玄武质熔岩释放出 $1.26 \times 10^7 \sim 1.56 \times 10^7 \text{ Mt SO}_2$)。

3.4.2 源区含水量 源区的含水量对部分熔融起着非常重要的作用。目前有关科马提岩的成因还在争论中。一种观点认为, 科马提亚岩基本上是不含水的, 起源于地幔柱 (Arndt *et al.*, 1998; Herzberg *et al.*, 2007), 而另一种观点认为, 这些岩浆含有较高的水含量, 这大大降低了它们的喷发温度, 并将科马提岩的成因与俯冲过程联系在一起 (Grove and Parman, 2004; Parman *et al.*, 2004)。Sobolev 等 (2016) 调查了加拿大 Abitibi 绿岩带两个研究良好的部分, 即 Munro 镇的 Pyke 山和 Alexo 熔岩流的科马提岩样品。他们采用 EPMA、SIMS 和 LA-ICP-MS 技术, 测定了熔体包裹体中水、氯、氟、碳、硼和硫的浓度及硼同位素组成, 以及熔体包裹体中主量元素和微量元素的含量以及寄主橄榄石中的主量元素和微量元素的含量。他们发现, 来自加拿大 Abitibi 绿岩带的科马提岩的原生岩浆中含有 30% 的 MgO 和 0.6% 的水, 并且含有强不相容的元素, 认为科马提岩起源于太古代地幔温度的地幔柱, 并认为地球历史早期深部地幔中存在储水库。

利用熔体包裹体研究结果来估算岩浆脱气前的 H_2O 含量还被应用到许多方面。比如, 在大洋上地幔中, 含有约 50~200 $\mu\text{g/g}$ 的 H_2O , 这些 H_2O 会导致地幔在低于无水橄榄岩固相线的条件下就发生熔融, 从而增加了熔体产量和地壳厚度 (Asimow and Langmuir, 2003; Hirth and Kohlstedt, 1996)。因此有研究者利用熔体包裹体中的 H_2O 含量来估算上地幔的 H_2O 含量和 H_2O 在熔融过程中的作用 (Métrich and Wallace, 2008)。

3.4.3 熔体包裹体中的 CO_2 含量 玄武质熔体中 CO_2 的溶解度主要受压力控制 (Mysen *et al.*, 1975; Stolper and Holloway, 1988), 很早以前就有研究者提出利用橄榄石熔体包裹体中的 CO_2 含量来指示包裹体被捕获时的压力, 得到的捕获压力可反映橄榄石在岩浆房中结晶的深度 (Anderson and Brown, 1993; Métrich and Wallace, 2008; Shaw *et al.*, 2010; Wanless and Shaw, 2012)。由于橄榄石结晶生长时, 熔体可能是 CO_2 不饱和的, 因此通过熔体包裹体的 CO_2 含量只能得到包裹体被捕获时的最低深度。但考虑到 CO_2 含量在地幔中的分布范围及岩浆房可能的深度区间, 包裹体中捕获的熔体应该普遍是饱和的 (Métrich and Wallace, 2008)。该发现使得在玄

武质岩浆系统中利用橄榄石熔体包裹体挥发分含量做压力计的方法得到促进和应用(Shaw *et al.*, 2010; Wanless and Shaw, 2012)。但近几年,许多研究者发现利用熔体包裹体中的 CO₂ 含量来估算压力会存在一些问题。比如,大多数根据包裹体 CO₂ 含量计算出的捕获压力明显低于用其他岩石学方法计算出的压力(Maclennan, 2017)。这主要是因为包裹体捕获后发生的挥发分含量变化,以及大量的挥发分可能聚集在了收缩泡中(Steele-Macinnis *et al.*, 2011; Hartley *et al.*, 2014; Cannatelli, 2015; Wallace *et al.*, 2015; Moore *et al.*, 2015; Maclennan, 2017)。Maclennan(2017)通过全球数据统计发现,根据包裹体 CO₂ 含量计算出的不同构造环境如洋中脊、洋岛、大陆裂谷的 CO₂ 饱和和压力差别很小,且 95%的包裹体饱和压力小于 200 MPa,这说明熔体包裹体中的 CO₂ 含量提供的岩浆房深度是不准确的。他认为,主要控制熔体包裹体中 CO₂ 饱和度和形成气泡的原因是包裹体被捕获后的结晶作用所导致的包裹体成分变化,这也会导致 CO₂ 的溶解度发生改变。而且,熔体包裹体的收缩泡中会存有大量的挥发分。有研究表明,有高达 75%~90%的 CO₂ 会包裹于收缩泡中(Hartley *et al.*, 2014; Cannatelli, 2015; Wallace *et al.*, 2015; Moore *et al.*, 2015)。因此,如果没有考虑收缩泡中的挥发分,那么测得的包裹体中的挥发份含量会被严重低估。

此外,前人研究表明,挥发分去气作用在大密度的岩浆上升穿过地壳直至在地表喷发过程中起着重要作用(Anderson, 1995; Lange, 2002)。科马提岩的密度较大,一般很难喷发出地表,位于哥伦比亚的 Gorgona Island 具有世界上最年轻的(~90 Ma)科马提岩。Shimizu 等(2009)利用 SIMS 方法对该地区铬尖晶石中的熔体包裹体进行了 H₂O、CO₂、F、S 和 Cl 含量的分析研究,测得 Gorgona 科马提岩的初始岩浆 CO₂ 含量约为 0.2%,并认为对于 Gorgona 科马提岩(初始岩浆的 MgO ≈ 18%)来说,CO₂ 的去气作用可能在科马提质岩浆上升至地表的过程中起着重要的作用。

4 熔体包裹体研究展望

如上所述,熔体包裹体在岩石学领域的应用非常广泛,研究内容也非常丰富。虽然我国在熔体包裹体研究上起步较晚,但正处于发展阶段。由于熔体包裹体和全岩相比,在指示岩浆过程及其岩浆源区信息上具有显著的优越性,近年来一些研究者积极尝试利用熔体包裹体这一强有力的武器来研究

地学问题,并取得了可喜的成果,其中有些成果已达到了国际研究水平。尽管如此,目前熔体包裹体研究还存在一些有待解决的问题,有些是关于熔体包裹体的技术和方法问题,有些是在地学领域应用问题,而解决这些问题正是熔体包裹体研究未来可能的发展方向,包括以下几个方面:

(1) 发展熔体包裹体制样、分析及测量技术。由于制备熔体包裹体样品不容易,还受分析技术的限制,使得熔体包裹体的研究有一定难度。今后应加强新设备、新技术的研发,让研究者更容易地制备熔体包裹体样品,能够更快速、更准确、更方便地分析更小的熔体包裹体的元素和挥发分含量以及同位素组成。未来还将进一步发展测量技术,准确地测量熔体包裹体及子矿物、气泡的体积,查明子矿物及气泡与熔体包裹体之间的成分关系。

(2) 结合实验岩石学进一步研究熔体包裹体的形成及演化机理。由于矿物内熔体包裹体的组成通常受挥发分逃逸、子矿物结晶、氧化状态以及和寄主矿物的扩散再平衡等的影响,所以利用包裹体的测试数据准确恢复其捕获时的初始组成,限定温、压条件是有一定难度的,需要利用专业知识经过一系列的评估过程。今后应进一步研究如何定量评估熔体包裹体的结晶作用、熔体包裹体与寄主矿物间元素扩散作用等对其成分的影响,将建立更加完善的计算机程序来准确恢复熔体包裹体捕获时的初始成分。结合实验岩石学,进一步研究熔体包裹体的形成过程及条件,准确评估熔体包裹体形成时的温压条件。

(3) 拓宽熔体包裹体的应用领域。目前国内外的研究多集中在基性-超基性火山岩的橄榄石等早期结晶矿物的熔体包裹体研究上,应用于其他岩类上的研究也应加强,包括侵入岩和其他岩石类型包括陨石等。由于侵入岩各矿物间以及矿物与熔体包裹体之间元素扩散非常活跃,很难恢复熔体包裹体的初始成分,使熔体包裹体方法较难应用于侵入岩。今后应加强侵入岩的矿物间和矿物-熔体包裹体之间的元素扩散作用的研究,建立起适用于侵入岩的熔体包裹体的技术方法。另外,熔体包裹体在矿床学领域上的研究还很薄弱,今后加强在这方面的应用,以获得更详细的成矿源区、成矿温压条件及矿床成因等方面的重要信息;

(4) 加强熔体包裹体与多学科相结合,以便正确理解地质过程,有效解决地学问题。熔体包裹体与岩石学(包括实验岩石学)、地球化学、地球物理

学、大地构造学等不同学科紧密结合,可正确理解地质过程,避免单纯的利用熔体包裹体数据进行分析、解释而得出片面和错误的结论,使包裹体方法有效地应用于地学研究。

(5) 把握前沿科学问题,加强创新性研究。火山作用与气候变迁、与生物灭绝的关系,深部碳循环,生命的起源,地球深部物质组成、演化及运行机制等是前沿地学问题,加强熔体包裹体应用于新的前沿科学领域,取得创新性研究成果。

国内对于熔体包裹体的研究虽然较之前有了较大的进展,取得了一些重要的成果,但与国际一流水平仍有很大差距。主要是研究熔体包裹体的人才不足,基础实验设备配备不足(如国内熔体包裹体实验室很少)。今后应加强熔体包裹体方面的学术交流,加强人才的培养和引进,增加基础实验设备的投入。

5 结语

熔体包裹体是研究镁铁质火山岩成因的强有力工具,是获取镁铁质岩浆系统的丰富信息的手段,具有全岩分析所无法比拟的优点。通过对熔体包裹体的分析,能够获得岩浆挥发分含量,获取岩浆系统中更全面的成分范围,得到早期结晶的斑晶矿物所捕获的相对原始的熔体成分,并且还能够直接获得蚀变岩石中的原始熔体成分。熔体包裹体微区原位分析技术,降低了数据的噪点和冗余,由此保证得到最真实的幔源原生岩浆和熔融源区信息,有利于破译地幔源区的信息。而且,通过对熔体包裹体及其寄主岩石、矿物并结合同一岩浆体系岩石进行详细的岩石学和地球化学研究,能够系统地获得关于岩浆生成、迁移性质、原始熔体及岩浆组成的独特信息。

过去受分析手段和方法的限制,有关熔体包裹体的同位素研究相对薄弱。但近十多年来,随着 EMPA、LA-ICP-MS、LA-MC-ICP-MS、SIMS 等微区原位分析设备性能的提高以及测试方法的改进,极大地改善了主、微量元素、挥发分及同位素的测试精度和准确度,并大大拓宽了分析范围和数据的代表性。更准确的数据以及逐渐完善的原始成分校正方法,大幅提高了熔体包裹体数据的可信度以及可行性。希望本篇能够让读者了解熔体包裹体的研究意义,产生对熔体包裹体的研究兴趣,使更多的研究者能够利用熔体包裹体这一强有力的武器解决地学问题。

参考文献 (References):

- Abouchami W, Hofmann A W, Galer S J G, Frey F A, Eisele J, Feigenson M. 2005. Lead isotopes reveal bilateral asymmetry and vertical continuity in the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 434(7035): 851-856
- An M J, Feng M, Zhao Y. 2009. Destruction of lithosphere within the north China craton inferred from surface wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(8): Q08016
- Anderson A T Jr, Brown G G. 1993. CO₂ contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions. *American Mineralogist*, 78(7): 794-803
- Anderson A T. 1995. CO₂ and the eruptibility of picrite and komatiite. *Lithos*, 34(1-3): 19-25
- Arndt N, Ginibre C, Chauvel C, Albarède F, Cheadle M, Herzberg C, Jenner G, Lahaye Y. 1998. Were komatiites wet? *Geology*, 26(8): 739-742
- Asimow P D, Langmuir C H. 2003. The importance of water to oceanic mantle melting regimes. *Nature*, 421(6925): 815-820
- Baker D R. 2008. The fidelity of melt inclusions as records of melt composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(3): 377-395
- Benjamin E R, Plank T, Wade J A, Kelley K A, Haun E H, Alvarado G E. 2007. High water contents in basaltic magmas from Irazú Volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 168(1-4): 68-92
- Black B A, Elkins-Tanton L T, Rowe M C S, Peate I U. 2012. Magnitude and consequences of volatile release from the Siberian Traps. *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318: 363-373
- Blake S, Self S, Sharma K, Sephton S. 2010. Sulfur release from the Columbia River Basalts and other flood lava eruptions constrained by a model of sulfide saturation. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4): 328-338
- Bombardieri D J, Norman M D, Kamenetsky V S, Danyushevsky L V. 2005. Major element and primary sulfur concentrations in Apollo 12 mare basalts: The view from melt inclusions. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(5): 679-693
- Bucholz C E, Gaetani G A, Behn M D, Shimizu N. 2013. Post-entrapment modification of volatiles and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 374: 145-155
- Cai Y C, Fan H R, Santosh M, Hu F F, Yang K F, Liu X, Liu Y S F. 2015. Silicate melt inclusions in clinopyroxene phenocrysts from mafic dikes in the eastern North China Craton: Constraints on melt evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 97: 150-168
- Cannatelli C, Doherty A L, Esposito R, Lima A, De Vivo B. 2016. Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration*, 171: 4-19
- Cannatelli C. 2015. Bubbles do matter! *American Mineralogist*, 100(7): 1335-1336
- Cervantes P, Wallace P J. 2003. Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geology*, 31(3): 235-238

- Danyushevsky L V, Della-Pasqua F N, Sokolov S. 2000. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: Petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(1): 68–83
- Danyushevsky L V, Lima A. 2001. Relationships between Campi Flegrei and Mt. Somma volcanism: Evidence from melt inclusions in clinopyroxene phenocrysts from volcanic breccia xenoliths. *Mineralogy and Petrology*, 73(1–3): 107–119
- Danyushevsky L V, McNeill A W, Sobolev A V. 2002. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: An overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology*, 183(1–4): 5–24
- De Vivo B, Lima A, Webster J D. 2005. Volatiles in magmatic-volcanic systems. *Elements*, 1(1): 19–24
- Faure F, Schiano P. 2005. Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusion formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3–4): 882–898
- Frezziotti M L. 2001. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: Applications to petrology. *Lithos*, 55(1–4): 273–299
- Gaetani G A, O'Leary J A, Shimizu N, Bucholz C E, Newville M. 2012. Rapid reequilibration of H₂O and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Geology*, 40(10): 915–918
- Gaetani G A, Watson E B. 2000. Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1–2): 27–41
- Gaetani G A, Watson E B. 2002. Modeling the major-element evolution of olivine-hosted melt inclusions. *Chemical Geology*, 183(1–4): 25–41
- Goldstein S B, Luth R W. 2006. The importance of cooling regime in the formation of melt inclusions in olivine crystals in haplobasaltic melts. *The Canadian Mineralogist*, 44(6): 1543–1555
- Grove T L, Parman S W. 2004. Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3–4): 173–187
- Halter W E, Pettker T, Heinrich C A, Rothen-Rutishauser B. 2002. Major to trace element analysis of melt inclusions by laser-ablation ICP-MS: Methods of quantification. *Chemical Geology*, 183(1–4): 63–86
- Hamada M, Fujii T. 2007. H₂O-rich island arc low-K tholeiite magma inferred from Ca-rich plagioclase-melt inclusion equilibria. *Geochemical Journal*, 41(6): 437–461
- Hanski E, Kamenetsky V S, Luo Z Y, Xu Y G, Kuzmin D V. 2010. Primitive magmas in the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China and northern Vietnam. *Lithos*, 119(1–2): 75–90
- Hanski E, Kamenetsky V S. 2013. Chrome spinel-hosted melt inclusions in Paleoproterozoic primitive volcanic rocks, northern Finland: Evidence for coexistence and mixing of komatiitic and picritic magmas. *Chemical Geology*, 343: 25–37
- Hartley M E, MacLennan J, Edmonds M, Thordarson T. 2014. Reconstructing the deep CO₂ degassing behaviour of large basaltic fissure eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 393: 120–131
- Hauri E H. 1996. Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 382(6590): 415–419
- Hauri E H. 2002. SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2: Isotopes and abundances in Hawaiian melt inclusions. *Chemical Geology*, 183(1–4): 115–141
- Herzberg C, Asimov P D, Arndt N, Niu Y L, Leshner C M, Fitton J G, Cheadle M J, Saunders A D. 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(2): Q02006
- Herzberg C. 2005. Mantle geochemistry: big lessons from little droplets. *Nature*, 436: 789–790
- Hirth G, Kohlstedt D L. 1996. Water in the oceanic upper mantle: Implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1–2): 93–108
- Hofmann A W. 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements. In: Carlson K W ed. *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 61–101
- Hong L B, Zhang Y H, Qian S P, Liu J Q, Ren Z Y, Xu Y G. 2013. Constraints from melt inclusions and their host olivines on the petrogenesis of Oligocene-Early Miocene Xindian basalts, Chifeng area, North China Craton. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(2): 305–326
- Hoppe P, Cohen S, Meibom A. 2013. NanoSIMS: Technical aspects and applications in cosmochemistry and biological geochemistry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 37(2): 111–154
- Jackson M G, Hart S R. 2006. Strontium isotopes in melt inclusions from Samoan basalts: Implications for heterogeneity in the Samoan plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(1–2): 260–277
- Jennings E S, Gibson S A, MacLennan J, Heinonen J S. 2017. Deep mixing of mantle melts beneath continental flood basalt provinces: Constraints from olivine-hosted melt inclusions in primitive magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 196: 36–57
- Johnson E R, Wallace P J, Cashman K V, Granados H D, Kent A J R. 2008. Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 269(3–4): 478–487
- Kamenetsky V S, Chung S L, Kamenetsky M B, Kuzmin D V. 2012. Picrites from the Emeishan Large Igneous Province, SW China: A compositional continuum in primitive magmas and their respective mantle sources. *Journal of Petrology*, 53(10): 2095–2113
- Kamenetsky V S, Danyushevsky L N. 2006. Exceptional mobility of Cu and Ag inferred from experiments with rhyolitic melt inclusions in quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): A302–A302
- Kamenetsky V S, Park J W, Mungall J E, Pushkarev E V, Ivanov A V, Kamenetsky M B, Yaxley G M. 2015. Crystallization of platinum-group minerals from silicate melts: Evidence from Cr-spinel-hosted inclusions in volcanic rocks. *Geology*, 43(10): 903–906
- Kamenetsky V S, Pompilio M, Métrich N, Sobolev A V, Kuzmin D V, Thomas R. 2007. Arrival of extremely volatile-rich high-Mg magmas changes explosivity of Mount Etna. *Geology*, 35(3): 255–258
- Keiding J K, Trumbull R B, Veksler I V, Jerram D A. 2011. On the significance of ultra-magnesian olivines in basaltic rocks. *Geology*, 39(12): 1095–1098
- Kent A J R, Baker J A, Wiedenbeck M. 2002. Contamination and melt

- aggregation processes in continental flood basalts: Constraints from melt inclusions in Oligocene basalts from Yemen. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(3-4): 577-594
- Kent A J R, Norman M D, Hutcheon I D, Stolper E M. 1999. Assimilation of seawater - derived components in an oceanic volcano: Evidence from matrix glasses and glass inclusions from Loihi seamount, Hawaii. *Chemical Geology*, 156(1-4): 299-319
- Kent A J R. 2008. Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 273-331
- Kobayashi K, Tanaka R, Moriguti T, Shimizu K, Nakamura E. 2004. Lithium, boron, and lead isotope systematics of glass inclusions in olivines from Hawaiian lavas: Evidence for recycled components in the Hawaiian plume. *Chemical Geology*, 212(1-2): 143-161
- Kohut E, Nielsen R L. 2004. Melt inclusion formation mechanisms and compositional effects in high-An feldspar and high-Fo olivine in anhydrous mafic silicate liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(6): 684-704
- Lange R A. 2002. Constraints on the preruptive volatile concentrations in the Columbia River flood basalts. *Geology*, 30(2): 179-182
- Lei J S, Xie F R, Fan Q C, Santosh M. 2013. Seismic imaging of the deep structure under the Chinese volcanoes: An overview. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 224: 104-123
- Li H Y, Xu Y G, Ryan J G, Huang X L, Ren Z Y, Guo H, Ning Z G. 2016. Olivine and melt inclusion chemical constraints on the source of intracontinental basalts from the eastern North China Craton: Discrimination of contributions from the subducted Pacific slab. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 178: 1-19
- Liu J Q, Ren Z Y, Nichols A R, Song M S, Qian S P, Zhang Y, Zhao P P. 2015. Petrogenesis of Late Cenozoic basalts from North Hainan Island: Constraints from melt inclusions and their host olivines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 152: 89-121
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 2008. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1-2): 34-43
- Lloyd A S, Ruprecht P, Hauri E H, Rose W, Gonnermann H M, Plank T. 2014. NanoSIMS results from olivine-hosted melt embayments: Magma ascent rate during explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283: 1-18
- Mackwell S J, Kohlstedt D L. 1990. Diffusion of hydrogen in olivine: Implications for water in the mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B4): 5079-5088
- Maclennan J. 2008. Concurrent mixing and cooling of melts under Iceland. *Journal of Petrology*, 49(11): 1931-1953
- Maclennan J. 2017. Bubble formation and decrepitation control the CO₂ content of olivine-hosted melt inclusions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(2): 597-616
- Marques A F A, Scott S D, Sodhi R N S. 2011. Determining major and trace element compositions of exposed melt inclusions in minerals using ToF-SIMS. *Surface and Interface Analysis*, 43(1-2): 436-442
- Métrich N, Wallace P J. 2008. Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 363-402
- Mironov N, Portnyagin M, Botcharnikov R, Gurenko A, Hoernle K, Holtz F. 2015. Quantification of the CO₂ budget and H₂O-CO₂ systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H₂O pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 425: 1-11
- Moore G, Gazel E, Tuhoy R, Lloyd A S, Esposito R, Steele-Macinnis M, Hauri E H, Wallace P J, Plank T, Bodnar R J. 2015. Bubbles matter: an assessment of the contribution of vapor bubbles to melt inclusion volatile budgets. *American Mineralogist*, 100, 806-823
- Mysen B O, Arculus R J, Eggler D H. 1975. Solubility of carbon-dioxide in melts of andesite, tholeiite, and olivine nephelinite composition to 30 Kbar pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 53(4): 227-239
- Neave D A, Hartley M E, Maclennan J, Edmonds M, Thordarson T. 2017. Volatile and light lithophile elements in high-anorthite plagioclase-hosted melt inclusions from Iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 205: 100-118
- Neave D A, Shorttle O, Oeser M, Weyer S, Kobayashi K. 2018. Mantle-derived trace element variability in olivines and their melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 483: 90-104
- Newman S, Stolper E, Stern R. 2000. H₂O and CO₂ in magmas from the Mariana arc and back arc systems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5): 1013
- Nichols A R L, Wysoczanski R J. 2007. Using micro-FTIR spectroscopy to measure volatile contents in small and unexposed inclusions hosted in olivine crystals. *Chemical Geology*, 242(3-4): 371-384
- Nielsen R L, Beard J S. 2000. Magnetite-melt HFSE partitioning. *Chemical Geology*, 164(1-2): 21-34
- Nielsen R L, Crum J, Bourgeois R, Hascall K, Forsythe L M, Fisk M R, Christie D M. 1995. Melt inclusions in high-An plagioclase from the Gorda Ridge: An example of the local diversity of MORB parent magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112(1-2): 34-50
- Norman M D, Garcia M O, Kamenetsky V S, Nielsen R L. 2002. Olivine-hosted melt inclusions in Hawaiian picrites: Equilibration, melting, and plume source characteristics. *Chemical Geology*, 183(1-4): 143-168
- Parman S W, Grove T L, Dann J C, de Wit M J. 2004. A subduction origin for komatiites and cratonic lithospheric mantle. *South African Journal of Geology*, 107(1-2): 107-118
- Paul B, Woodhead J D, Hergt J, Danyushevsky L, Kunihiro T, Nakamura E. 2011. Melt inclusion Pb - isotope analysis by LA-MC-ICPMS: Assessment of analytical performance and application to OIB genesis. *Chemical Geology*, 289(3-4): 210-223
- Pettke T, Halter W E, Webster J D, Aigner-Torres M, Heinrich C A. 2004. Accurate quantification of melt inclusion chemistry by LA-ICPMS: A comparison with EMP and SIMS and advantages and possible limitations of these methods. *Lithos*, 78(4): 333-361
- Portnyagin M, Hoernle K, Plechov P, Mironov N, Khubunaya S. 2007. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. *Earth and*

- Planetary Science Letters, 255(1-2): 53-69
- Qian S P, Ren Z Y, Richard W, Zhang L, Zhang Y H, Hong L B, Ding X L, Wu Y D. 2017. Petrogenesis of Early Cretaceous basaltic lavas from the North China Craton: Implications for cratonic destruction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(3): 1900-1918
- Qian S P, Ren Z Y, Zhang L, Hong L B, Liu J Q. 2015. Chemical and Pb isotope composition of olivine-hosted melt inclusions from the Hannuoba basalts, North China Craton: Implications for petrogenesis and mantle source. *Chemical Geology*, 401: 111-125
- Ren Z Y, Ingle S, Takahashi E, Hirano N, Hirata T. 2005. The chemical structure of the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 436(7052): 837-840
- Ren Z Y, Wu Y D, Zhang L, Nichols A R L, Hong L B, Zhang Y H, Zhang Y, Liu J Q, Xu Y G. 2017. Primary magmas and mantle sources of Emeishan basalts constrained from major element, trace element and Pb isotope compositions of olivine-hosted melt inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 208: 63-85
- Roedder E. 1979. Origin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Mineralogie*, 102: 487-510
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Review Mineral*, 12: 1-644
- Saal A E, Hart S R, Shimizu N, Hauri E H, Layne G D, Eiler J M. 2005. Pb isotopic variability in melt inclusions from the EM1-EMII-HIMU mantle end-members and the role of the oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3-4): 605-620
- Saal A E, Hart S R, Shimizu N, Hauri E H, Layne G D. 1998. Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalts, Polynesia. *Science*, 282(5393): 1481-1484
- Saal A E, Hauri E H, Langmuir C H, Perfit M R. 2002. Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle. *Nature*, 419(6906): 451-455
- Sadofsky S J, Portnyagin M, Hoernle K, van den Bogaard P. 2008. Subduction cycling of volatiles and trace elements through the Central American volcanic arc: Evidence from melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(4): 433-456
- Schiano P. 2003. Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth Science Reviews*, 63(1-2): 121-144
- Shaw A M, Hauri E H, Fischer T P, Hilton D R, Kelley K A. 2008. Hydrogen isotopes in Mariana arc melt inclusions: Implications for subduction dehydration and the deep-Earth water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1-2): 138-145
- Shaw A M, Behn M D, Humphris S E, Sohn R A, Gregg P M. 2010. Deep pooling of low degree melts and volatile fluxes at the 858E segment of the Gakkel Ridge: Evidence from olivine-hosted melt inclusions and glasses. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(3-4): 311-322
- Shimizu K, Komiya T, Hirose K, Shimizu N, Maruyama S. 2001. Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts-implications for a hydrous plume origin for komatiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3-4): 177-188
- Shimizu K, Shimizu N, Komiya T, Suzuki K, Maruyama S, Tatsumi. 2009. CO₂-rich komatiitic melt inclusions in Cr-spinels within beach sand from Gorgona Island, Colombia. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1-2): 33-43
- Sisson T W, Bronto S. 1998. Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung, Indonesia. *Nature*, 391(6670): 883-886
- Slater L, McKenzie D, Grönvold K, Shimizu N. 2001. Melt generation and movement beneath Theistareykir, NE Iceland. *Journal of Petrology*, 42(2): 321-354
- Sobolev A V, Asafov E V, Gurenko A A, Arndt N T, Batanova V G, Portnyagin M V, Garbe-Schonberg D, Krashennnikov S P. 2016. Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir. *Nature*, 531(7596): 628-632
- Sobolev A V, Chaussidon M. 1996. H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 137(1-4): 45-55
- Sobolev A V, Danyushevsky L V. 1994. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *Journal of Petrology*, 35(5): 1183-1211
- Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, Yaxley G M, Arndt N T, Chung S L, Danyushevsky L V, Elliott T, Frey F A, Garcia M O, Gurenko A A, Kamenetsky V S, Kerr A C, Krivolutsкая N A, Matvienkov V V, Nikogosian I K, Rocholl A, Sigurdsson I A, Sushchevskaya N M, Teklay M. 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316(5823): 412-417
- Sobolev A V, Hofmann A W, Nikogosian I K. 2000. Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas. *Nature*, 404(6781): 986-990
- Sobolev A V, Kostyuk V P. 1975. Magmatic crystallization based on study of melt inclusions. In: Roedder E ed. *Fluid Inclusion Research*, Proceedings of COFFI. Ann Arbor, MI: The University of Michigan Press, 9: 182-253
- Sobolev A V, Krivolutsкая N A, Kuzmin D V. 2009. Petrology of the parental melts and mantle sources of siberian trap magmatism. *Petrology*, 17(3): 253-286
- Sobolev A V, Shimizu N. 1993. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 363(6425): 151-154
- Sobolev A V. 1996. Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information. *Petrology*, 4(3): 209-220
- Sorby H C. 1858. On the microscopic structures of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 14(1-2): 453-500
- Spandler C, O'Neill H S C, Kamenetsky V S. 2007. Survival times of anomalous melt inclusions from element diffusion in olivine and chromite. *Nature*, 447(7142): 303-306
- Steele-Macinnis M, Esposito R, Bodnar R J. 2011. Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H₂O-CO₂ systematics of vapor-saturated, silicate melt inclusions. *Journal of Petrology*, 52(12): 2461-2482
- Stolper E, Holloway J R. 1988. Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 87(4): 397-408

- Stracke A. 2012. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. *Chemical Geology*, 330-331: 274-299
- Sun W D, Bennett V C, Eggins S M, Kamenetsky V S, Arculus R J. 2003. Enhanced mantle-to-crust rhenium transfer in undegassed arc magmas. *Nature*, 422(6929): 294-297
- Sylvester P J. 2008. LA-(MC)-ICP-MS trends in 2006 and 2007 with particular emphasis on measurement uncertainties. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(4): 469-488
- Thomas J B, Bodnar R J. 2002. A technique for mounting and polishing melt inclusions in small (< 1 mm) crystals. *American Mineralogist*, 87(10): 1505-1508
- Thordarson T, Self S. 1996. Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the Roza eruption, Columbia River Basalt Group, Washington, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74(1-2): 49-73
- Tomlinson E L, Müller W, EIMF. 2009. A snapshot of mantle metasomatism: Trace element analysis of coexisting fluid (LA-ICP-MS) and silicate (SIMS) inclusions in fibrous diamonds. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3-4): 362-372
- Umino S, Kitamura K, Kanayama K, Tamura A, Sakamoto N, Ishizuka O, Arai S. 2015. Thermal and chemical evolution of the subarc mantle revealed by spinel-hosted melt inclusions in boninite from the Ogasawara (Bonin) Archipelago, Japan. *Geology*, 43(2): 151-154
- Valer M, Schiano P, Bachèlery P. 2017. Geochemical characteristics of the La Réunion mantle plume source inferred from olivine-hosted melt inclusions from the adventive cones of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(9): 74
- Vigouroux N, Wallace P J, Kent A J R. 2008. Volatiles in high-K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: Evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of the mantle wedge by subduction processes. *Journal of Petrology*, 49(9): 1589-1618
- Wade J A, Plank T, Melson W G, Soto G J, Hauri E H. 2006. The volatile content of magmas from Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(1-3): 94-120
- Walker J A, Roggensack K, Patino L C, Cameron B I, Matias O. 2003. The water and trace element contents of melt inclusions across an active subduction zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(1): 62-77
- Wallace P J, Kamenetsky V S, Cervantes P. 2015. Melt inclusion CO₂ contents, pressures of olivine crystallization, and the problem of shrinkage bubbles. *American Mineralogist*, 100(4): 787-794
- Wallace P J. 2005. Volatiles in subduction zone magmas: Concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1-3): 217-240
- Wang K, Wang C Y, Ren Z Y. 2018. Apatite-hosted melt inclusions from the Panzhihua gabbro-layered intrusion associated with a giant Fe-Ti oxide deposit in SW China: insights for magma unmixing within a crystal mush. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(7) DOI: 10.1007/S00410-018-1484-z
- Wang Z R, Gaetani G A. 2008. Partitioning of Ni between olivine and siliceous eclogite partial melt: Experimental constraints on the mantle source of Hawaiian basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(5): 661-678
- Wanless V D, Shaw A M. 2012. Lower crustal crystallization and melt evolution at mid-ocean ridges. *Nature Geoscience*, 5(9): 651-655
- Watts K E, Colgan J P, John D A, Henry C, Coble M A, Hervig R L. 2013. Ion microprobe study of Au and Cu-type trace metals in rhyolite melt inclusions from Eocene dikes and ash-flow tuff in northern Nevada. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2741
- Wehrmann H, Hoernle K, Portnyagin M, Wiedenbeck M, Heydolph K. 2011. Volcanic CO₂ output at the Central American subduction zone inferred from melt inclusions in olivine crystals from mafic tephros. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6): Q06003
- Wei X, Xu Y G, Ren Z Y, Luo Z Y. 2016. Origin of high-An plagioclase in the early Permian (~ 280 Ma) Xiaohaizi wehrlite, Northwest China: Insights from melt inclusions in clinopyroxene macrocrysts and zircon oxygen isotopes. *International Geology Review*, 58(8): 1005-1019
- Wiedenbeck M, Bédard L P, Bugoi R, Horan M, Linge K, Merchel S, Morales LFG, Savard D, Souders AK, Sylvester P. 2014. GGR biennial critical review: analytical developments since 2012. *Geostandards and Geoanalytical Research* 38(4): 467-512
- Yang W, Hu S, Zhang J C, Hao J L, Lin Y T. 2015. NanoSIMS analytical technique and its applications in earth sciences. *Science China Earth Sciences*, 58(10): 1758-1767
- Yurimoto H, Kogiso T, Abe K, Barseczus H G, Utsunomiya A, Maruyama S. 2004. Lead isotopic compositions in olivine-hosted melt inclusions from HIMU basalts and possible link to sulfide components. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2): 231-242
- Zajacz Z, Halter W. 2007. LA-ICPMS analyses of silicate melt inclusions in co-precipitated minerals: Quantification, data analysis and mineral/melt partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(4): 1021-1040
- Zhang L, Ren Z Y, Nichols A R L, Zhang Y H, Zhang Y, Qian S P, Liu J Q. 2014. Lead isotope analysis of melt inclusions by LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 29(8): 1393-1405
- Zhang L, Ren Z Y, Wang C Y. 2017a. Melt inclusions in the olivine from the Nantianwan intrusion: Implications for the parental magma of Ni-Cu-(PGE) sulfide-bearing mafic-ultramafic intrusions of the ~ 260 Ma Emeishan large igneous province (SW China). *Journal of Asian Earth Sciences*, 134: 72-85
- Zhang Y H, Ren Z Y, Hong L B, Zhang Y, Zhang L, Qian S P, Xu Y G, Chen L L. 2017b. Differential partial melting process for temporal variations of Shandong basalts revealed by melt inclusions and their host olivines. *Gondwana Research*, 49: 205-221
- Zhang Y X, Stolper E M. 1991. Water diffusion in a basaltic melt. *Nature*, 351(6324): 306-309
- Zhang Y, Ren Z Y, Xu Y G. 2013. Sulfur in olivine-hosted melt inclusions from the Emeishan picrites: Implications for S degassing and its impact on environment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8): 4063-4070

Zhu M S, Miao L C, Yang S H. 2013. Genesis and evolution of subduction-zone andesites: Evidence from melt inclusions. *International Geology Review*, 55(10): 1179-1190

陈晋阳, 郑海飞, 曾贻善. 2002. 流体包裹体的喇曼光谱分析进展. *矿物岩石地球化学通报*, 21(2): 133-138

刘艳, 徐九华, 储雪蕾. 2000. 地幔捕虏体中的流体-熔体包裹体. *矿物岩石地球化学通报*, 19(3): 187-192

卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体

(2005年第二次印刷, ISBN 7-03-014080-X). 北京: 科学出版社
王锦团, 张乐, 任钟元, 熊小林. 2016. 气体混合炉中氧逸度控制. *地球化学*, 45(8): 475-485

张海桃, 杨耀民, 石学法, 鄢全树, 朱志伟. 2016. Ca/Al 值对 MORB 斜长石熔体包裹体研究的指示意义——以南大西洋中脊 19°S 为例. *矿物岩石地球化学通报*, 35(2): 387-397

(本文责任编辑: 刘莹, 英文审校: 高剑峰)



• 亮点速读 •

地球上地幔底部的一个全球性熔融层

上地幔410 km 不连续面顶部存在一个全球性的地震波低速层, 尤其是该低速层显示出横向不连续性。通常, 这一地震学观测被认为是由于局部效应导致出现部分熔融, 比如俯冲洋壳脱水或与地幔柱有关的含水硅酸盐矿物减压脱水、地幔过渡带滤水器模型等多种推测。但是到目前为止还没有可靠的实验结果来证实这些假说。

法国国家科学研究中心的 Freitas

D 博士及其合作者在上地幔 410 km 不连续面的相变边界条件下, 首次通过高温高压实验原位测量了含水橄榄岩部分熔融过程中的 P 波和 S 波速度。结果显示, 橄榄岩若有 0.7% 熔体分数能够很好地解释地震学在上地幔底部观测到的一个全球 S 波速度负异常(-4%)。此外, 他们的实验也显示在上地幔 410 km 不连续面顶部(350~410 km) 只有更加富 Fe 和富水的熔体才能

够稳定存在。基于这一工作, 过渡地幔中总水含量可能为 0.22% (wt.), 这与通过大地电磁观测估算的水含量一致。因此, 目前的实验结果为上地幔 410 km 不连续面顶部的一个全球性熔融层的存在提供了最直接的实验证据, 同时也对深刻理解全球板块构造、板块俯冲、地幔对流等地球动力学过程具有重要意义。

[以上成果来源于: Freitas D, Manthilake G, Schiavi F, Chantel J, Bolfan-Casanova N, Bouhifd M A, Andrault D, 2017. Experimental evidence supporting a global melt layer at the base of the Earth's upper mantle. *Nature Communications*, 8(1): 2186]

(张宝华 编译)

III



孟凡巍,男,中国科学院南京地质古生物研究所副研究员。主要从事地球化学与古生物学的交叉研究,蒸发岩尤其是石盐流体包裹体等方面取得了系列重要进展,首次在国际期刊上发表石盐流体包裹体的测温、成分等研究。在国内外学术刊物发表论文 30 余篇(SCI 论文 10 余篇)。曾获“中科院优秀毕业生”(2006 年)、“中科院院长奖学金”(2006 年)。后在美国斯坦福大学从事访问学者研究工作,并先后在南京、瑞典乌普萨拉大学、中科院广州地球化学研究所从事博士后工作。

孟凡巍,男,中国科学院南京地质古生物研究所副研究员。主要从事地球化学与古生物学的交叉研究,蒸发岩尤其是石盐流体包裹体等方面取得了系列重要进展,首次在国际期刊上发表石盐流体包裹体的测温、成分等研究。在国内外学术刊物发表论文 30 余篇(SCI 论文 10 余篇)。曾获“中科院优秀毕业生”(2006 年)、“中科院院长奖学金”(2006 年)。后在美国斯坦福大学从事访问学者研究工作,并先后在南京、瑞典乌普萨拉大学、中科院广州地球化学研究所从事博士后工作。



任钟元,男,中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室研究员。主要从事岩石学、地球化学研究。利用微区分析技术,通过分析火成岩矿物中熔体包裹体以及矿物的微区成分,结合全岩地球化学综合研究镁铁质火山岩的成因、地幔物质组成、演化及深部动力学机制。先后对夏威夷、峨眉山、海南岛、华北克拉通等地区的镁铁质火山岩进行了熔体包裹体研究,在 Nature, J. Petrol., GCA, JGR, CMP, Chem. Geol. 等国际著名专业杂志上发表了多篇论文。

任钟元,男,中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室研究员。主要从事岩石学、地球化学研究。利用微区分析技术,通过分析火成岩矿物中熔体包裹体以及矿物的微区成分,结合全岩地球化学综合研究镁铁质火山岩的成因、地幔物质组成、演化及深部动力学机制。先后对夏威夷、峨眉山、海南岛、华北克拉通等地区的镁铁质火山岩进行了熔体包裹体研究,在 Nature, J. Petrol., GCA, JGR, CMP, Chem. Geol. 等国际著名专业杂志上发表了多篇论文。



王飞宇,男,中国石油大学(北京)教授,油气地质和地球化学专业,目前主要从事油气系统分析和模拟、烃源岩和油气成藏、流体包裹体方面研究工作,近十多年来致力于发展油气系统分析和模拟技术和工业化应用,建立了不同有机相源岩生排烃算法,烃源灶定量表征方法,精细地质格架中从源岩和油气藏大数据约束油气生成运移和聚集景象分析技术,在中国和全球多个盆地开展灶-藏关系和油气生成运移聚集研究工作。

王飞宇,男,中国石油大学(北京)教授,油气地质和地球化学专业,目前主要从事油气系统分析和模拟、烃源岩和油气成藏、流体包裹体方面研究工作,近十多年来致力于发展油气系统分析和模拟技术和工业化应用,建立了不同有机相源岩生排烃算法,烃源灶定量表征方法,精细地质格架中从源岩和油气藏大数据约束油气生成运移和聚集景象分析技术,在中国和全球多个盆地开展灶-藏关系和油气生成运移聚集研究工作。



肖益林,男,中国科学技术大学教授、博士生导师。主要从事大陆深俯冲带变质流体研究,通过流体包裹体、矿物微区分析、痕量元素地球化学和同位素示踪等研究手段,深入探讨了俯冲过程中的流体地球化学行为,系统解析了某些特定元素分异和同位素分馏的机制及其地质意义。获 2008 年中国科学院“百人计划”择优支持和 2010 年国家自然科学二等奖。已在国内外主流学术刊物发表 SCI 收录论文 80 多篇,发表论文 SCI 引用已超过 3000 次。

肖益林,男,中国科学技术大学教授、博士生导师。主要从事大陆深俯冲带变质流体研究,通过流体包裹体、矿物微区分析、痕量元素地球化学和同位素示踪等研究手段,深入探讨了俯冲过程中的流体地球化学行为,系统解析了某些特定元素分异和同位素分馏的机制及其地质意义。获 2008 年中国科学院“百人计划”择优支持和 2010 年国家自然科学二等奖。已在国内外主流学术刊物发表 SCI 收录论文 80 多篇,发表论文 SCI 引用已超过 3000 次。