

玄武岩源区母岩的多样性和识别特征: 以海南岛玄武岩为例

刘建强^{1,2}, 任钟元¹

(1.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, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学, 北京 100049)

摘要: 玄武岩源区岩性的识别是岩石学研究的最基本问题之一。一直以来, 通常认为地幔橄榄岩是部分熔融产生玄武质岩浆的最主要的源区母岩。然而近年来大量的岩石学和地球化学研究表明, 地幔在岩性和地球化学组成上具有很大的不均一性。本文系统地总结了不同的超镁铁质岩石部分熔融产生的熔体所具有的独特的、可识别的地球化学特征, 并以此来判别海南岛玄武岩源区母岩的岩性。海南岛玄武岩具有较低的 CaO, 以及较高的 Fe/Mn, Zn/Mn 及 Zn/Fe 比值。与橄榄岩部分熔融形成的熔体结晶的橄榄石相比, 海南岛玄武岩中的橄榄石斑晶具有较低的 Ca 和 Mn, 以及较高的 Ni 和 Fe/Mn 比值。实验岩石学的数据表明, 干的地幔橄榄岩, 橄榄岩+CO₂ 以及角闪石岩部分熔融形成的熔体都不能作为海南岛玄武岩的源区母岩, 而辉石岩熔体则能很好地解释海南岛玄武岩各种主量元素及橄榄石的化学组成特征。原始地幔标准化的不相容元素蛛网图上, 海南岛玄武岩呈现 Nb-Ta, Rb, Ba, Sr 的正异常以及 Th, U 的负异常特征, 指示了玄武岩的源区有再循环洋壳物质的参与。

关键词: 玄武岩; 源区岩性; 橄榄石; 辉石岩; 海南岛

中图分类号: P581 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2013)03-0471-018

0 前言

在过去的几十年时间里, 大量的地球化学研究表明地球的地幔在微量元素和同位素组成上是高度不均一的(Hofmann and White, 1982; Zindler and Hart, 1986; Weaver, 1991; Hauri, 1996; Lassiter and Hauri, 1998; Hofmann, 1997, 2003; Ren et al., 2004, 2005, 2006, 2009)。作为板块构造的主要驱动力, 地幔对流作用能将深部的地幔物质向上运输直至发生减压熔融, 形成的熔体最终上升至地表并喷发形成玄武岩, 因此玄武质熔岩能够提供许多有关地幔源

区的信息(Hofmann, 1997)。然而, 玄武岩最终的化学组成取决于很多因素, 如源区母岩的物质组成, 地幔源区的温压条件及部分熔融程度, 岩浆传输系统中的结晶分异及岩浆混合, 以及受陆壳物质的同化混染, 岩浆期后蚀变作用的影响等。本文主要探讨地幔源区岩性的差异对玄武质熔岩的化学组成所造成的影响。玄武岩源区岩性的识别对原生岩浆组成的估计、地幔潜能温度的估算以及地幔岩石学和矿物学复杂性的探讨具有十分重要的意义(Herzberg, 2006, 2011; Herzberg and Asimow, 2008)。本文总结了近几十年来有关玄武岩源区母岩多样性及其识别

收稿日期: 2013-01-23; 改回日期: 2013-04-07

项目资助: 中国科学院“百人计划”和国家自然科学基金项目(批准号: 41173038)资助。

第一作者简介: 刘建强(1988-), 男, 硕士研究生, 岩石地球化学专业。Email: jxcrliujianqiang@163.com

通信作者: 任钟元, 研究员, 博士生导师。Email: zyren@gig.ac.cn

特征的研究, 并利用这些识别特征来判别海南岛玄武岩源区母岩的岩性。对海南岛玄武岩的研究结果表明干的地幔橄榄岩, 橄榄岩+CO₂或地幔交代的角闪石岩脉作为海南岛玄武岩的源区母岩都不能很好地解释其独特的地球化学特征, 而辉石岩作为海南岛玄武岩的源区母岩则可以很好地解释其独特的地球化学特征。

1 玄武岩源区母岩的多样性及识别特征

地球的上地幔是主要由橄榄岩组成的 (Washington, 1925; Sobolev et al., 2005)。多年来人们通常认为玄武质岩浆都起源于地幔橄榄岩的熔融 (Yoder and Tilley, 1962; Green and Ringwood, 1963; O'Hara and Yoder Jr, 1967; Walter, 1998)。然而, 对洋岛玄武岩(OIB)和洋中脊玄武岩(MORB)进行大量的微量元素和同位素研究表明地幔的组成是不均一的 (Hofmann and White, 1982; Zindler and Hart, 1986; Weaver, 1991; Hauri, 1996; Lassiter and Hauri, 1998; Hofmann, 1997, 2003; Ren et al., 2004, 2005, 2006, 2009)。镁铁质的地壳组分(例如, 俯冲的洋壳)可以再循环进入地幔(Hofmann and White, 1982; Hauri, 1996; Hofmann, 1997; Sobolev et al., 2000; Ren et al., 2005), 与地幔橄榄岩发生反应形成二阶段辉石岩(或再循环的洋壳物质部分熔融体与橄榄岩反应, 或再循环的洋壳物质在下地幔深处固态状态下与橄榄岩反应形成)(Sobolev et al., 2005, 2007, 2008, 2009; Herzberg, 2006, 2011; Ren et al., 2006, 2009)成为玄武岩的源区母岩。碳酸盐熔体对岩石圈地幔的交代作用可以形成碳酸盐化的橄榄岩, 而硅酸盐熔体的交代作用则可以形成少量的角闪石岩交代脉存在于地幔中(Hirose, 1997; Pilet et al., 2004, 2005, 2008; Dasgupta et al., 2007)。大量的实验岩石学研究表明传统的干的橄榄岩部分熔融形成的熔体无法匹配许多板内玄武岩的地球化学特征, 因此, 橄榄岩+CO₂(Brey and Green, 1975, 1976, 1977; Wyllie and Huang, 1976; Brey, 1978; Wendlandt and Mysen, 1980; Hirose, 1997; Dasgupta et al., 2007; Zeng et al., 2010), 辉石岩(Hauri, 1996; Hirschmann et al., 2003; Kogiso et al., 2003, 2004; Kogiso and Hirschmann 2006; Ren et al., 2004, 2006, 2009; Sobolev et al., 2000, 2005, 2007; Herzberg, 2006, 2011; Jackson and Dasgupta, 2008)以及角闪石岩(Pilet et al., 2004, 2005, 2008)分别被提出可以作为板内玄武岩的源区母岩。下面我们主要讨论当这几种超镁铁质岩石作为玄武岩的源

区母岩时, 其部分熔融形成的熔体分别具有什么样的地球化学特征:

(1) 传统的地幔橄榄岩: 橄榄岩是指主要由橄榄石和辉石组成, 橄榄石含量为 40%~90%的超镁铁岩。橄榄岩作为玄武质熔岩的源区母岩是早期地学界最为接受的一种观点。Washington (1925)首次提出上地幔是由橄榄岩组成的, 以及 Bowen (1928)就开始探讨橄榄岩的减压熔融产生玄武质熔体的可能性。Yoder and Tilley (1962)和 Green and Ringwood (1963)进行的实验岩石学研究证实了橄榄岩作为玄武岩源区母岩的可能性, 以及 McKenzie and O'Nions (1991)进一步指出拉斑玄武岩和碱性玄武岩可以分别由地幔橄榄岩经过不同程度的熔融形成。Hirose and Kushiro (1993), Takahashi et al. (1993), Kushiro (1996)以及 Falloon and Danyushevsky (2000)等的橄榄岩的部分熔融实验结果都成功地证明大洋中脊玄武岩来自地幔橄榄岩的部分熔融。时至今日, 橄榄岩作为 MORB 的源区母岩的观点已经被人们广泛地接受(Putirka, 2005; Workman and Hart, 2005; Putirka et al., 2007, 2011; Niu and O'Hara, 2008)。然而越来越多的研究表明橄榄岩部分熔融形成的熔体并不能匹配板内玄武岩尤其是 OIB 的地球化学特征 (Hauri, 1996; Ren et al., 2004, 2005; 2006, 2009; Sobolev et al., 2000; 2005, 2007; Herzberg, 2006, 2011)。Herzberg (2011)计算了地幔橄榄岩部分熔融形成的原生岩浆及其结晶的橄榄石斑晶所具有的主量元素特征, 并指出现今的洋中脊玄武岩和太古代的科马提岩均起源于正常的橄榄岩源区, 而 Hawaii 和 Canary 的洋岛玄武岩则起源于辉石岩的源区母岩。

(2) 橄榄岩+CO₂: CO₂ 是地球上主要的挥发性组分之一, 对碳酸盐化橄榄岩进行大量的熔融实验结果表明 CO₂ 对地幔的熔融过程具有十分重大的影响。Brey and Green (1975, 1976, 1977)和 Brey (1978)对橄榄石黄长岩在 CO₂+H₂O 出现的情况下进行大量的逆实验(inverse experiments)的研究结果表明, CO₂ 可以提高强碱性熔体液相线上斜方辉石的稳定性, 因此首次提出贫硅的碱性玄武岩可以由碳酸盐化的橄榄岩部分熔融形成。Hirose (1997)和 Dasgupta et al. (2007)对天然的碳酸盐化橄榄岩(KLB-1+ 2.5% CO₂ 和 KLB-1+1% CO₂)进行的高压(3 GPa)部分熔融实验研究结果显示, 低温条件下碳酸盐化橄榄岩部分熔融形成的熔体组分是碳酸岩质的, 随着温度的升高熔体的组分逐渐向黄长岩-霞石岩-碧玄岩转变。因此 Dasgupta et al. (2007)指出碳酸盐化的橄榄

岩低熔融程度(1%~5%)形成的熔体可匹配许多高碱OIB的地球化学特征。此外,碳酸盐岩是地球上含量最多,分布范围最广的沉积岩,对海相沉积碳酸盐岩的研究发现其具有强烈富集不相容元素,亏损Zr、Hf、K及Ti的特征(Hoernle et al., 2002; Bizimis et al., 2003)。碳酸盐沉积物与俯冲的洋壳物质一起进入地幔的过程中会发生脱水熔融,形成的碳酸盐熔体可以交代上覆的地幔楔物质从而形成碳酸盐化的地幔橄榄岩。原始地幔标准化的蛛网图上碳酸盐岩呈现REE富集,Zr、Hf、Ti及K的负异常特征,碳酸盐熔体交代的地幔橄榄岩也将继承这些异常特征(Hirose, 1997; Dasgupta et al., 2007; Zeng et al., 2010)。

(3) 辉石岩: 广义的辉石岩是指主要由辉石和石榴石组成,橄榄石含量小于40%的超镁铁岩。Hauri (1996) 将夏威夷熔岩的组成与橄榄岩部分熔融产生的熔体相比,发现夏威夷玄武岩具有十分高的SiO₂含量,因此首次提出榴辉岩的组分可能参与了玄武岩的源区。Ren et al. (2004) 注意到在相同MgO含量下,与众多的橄榄岩实验部分熔融所产生的熔体相比,夏威夷Haleakala玄武岩的CaO, Al₂O₃含量较低,而TiO₂含量较高。Ren et al. (2004, 2006, 2009) 根据夏威夷玄武岩的主量元素组成,结合微量元素和同位素地球化学提出了夏威夷火山的源区母岩中有辉石岩的存在。Hirschmann et al. (2003) 和Kogiso et al. (2003) 对石榴石辉石岩进行的高压部分熔融实验结果表明,石榴石辉石岩(相比于干的橄榄岩)具有更低的固相线温度,并且石榴石辉石岩部分熔融形成的熔体能够很好地匹配洋岛玄武岩的组成特征。Kogiso et al. (2004) 进一步指出碱性洋岛玄武岩可以起源于硅不饱和(Silica-deficient)的辉石岩源区,而拉斑质的洋岛玄武岩可以起源于硅饱和(Silica-excess)的辉石岩源区。Sobolev et al. (2005, 2007) 发现夏威夷盾状玄武岩中的橄榄石斑晶具有低的MnO、CaO以及高的NiO含量,指出无橄榄石的辉石岩可作为夏威夷玄武岩的源区母岩。Herzberg (2006)和Herzberg and Asimow (2008) 认为夏威夷玄武岩的原生岩浆中低CaO的特征同样需要辉石岩的源区母岩。Herzberg (2011)进一步指出,与橄榄岩部分熔融形成的熔体结晶的橄榄石相比,辉石岩熔体结晶的橄榄石具有较低的Mn、Ca以及较高的Ni和Fe/Mn比值。Le Roux et al. (2010) 根据各种矿物与熔体之间的分配系数,使用不同的方法估算得到

$$K_{D(\text{perid/melt})}^{\text{Zn/Fe}} \sim 1, K_{D(\text{perid/melt})}^{\text{Zn/Mn}} \sim 1, K_{D(\text{perid/melt})}^{\text{Fe/Mn}} \sim 1,$$

因

此指出当橄榄石和斜方辉石为主要的结晶或残留相时,残留或形成熔体的Zn/Fe, Zn/Mn以及Fe/Mn比值几乎不发生分馏。然而,当单斜辉石或石榴石是主要的结晶或残留相时,这些比值将会发生很大的分馏。当单斜辉石或石榴石为主要的残留相矿物时,部分熔融形成的熔体具有更高的Zn/Fe, Zn/Mn及Fe/Mn比值。依据La和Nb在橄榄岩和辉石岩体系中具有截然相反的分配行为,即在辉石岩中La比Nb更相容,而在橄榄岩中La具有比Nb更不相容的特征,因此Stracke and Bourdon (2009)指出辉石岩熔体的La/Nb<<1,而橄榄岩熔体的La/Nb>>1。

(4) 角闪石岩: 角闪石岩是指主要由角闪石组成,橄榄石含量小于40%的超镁铁质岩石。最近的研究结果表明富含角闪石脉的交代岩石圈地幔也可以作为板内碱性玄武岩的源区母岩(Sun and Hanson, 1975; Niu and O'Hara, 2003; Pilet et al., 2004, 2005, 2008)。Pilet et al. (2008) 对角闪石岩,单斜辉石角闪石岩以及角闪石岩和橄榄岩的混合物的高压熔融实验结果表明,角闪石岩交代脉部分熔融形成的熔体可以很好地匹配许多碱性玄武岩的主量元素组成。并且,原始地幔标准化的蛛网图上角闪石岩部分熔融形成的熔体具有显著的Nb-Ta, Ti的正异常以及Zr-Hf, Pb, K的负异常特征(Pilet et al., 2008; Zeng et al., 2010),这可以很好地解释许多洋岛玄武岩的不相容元素分布型式。

2 海南岛玄武岩的源区母岩的岩性

2.1 地质背景及研究现状

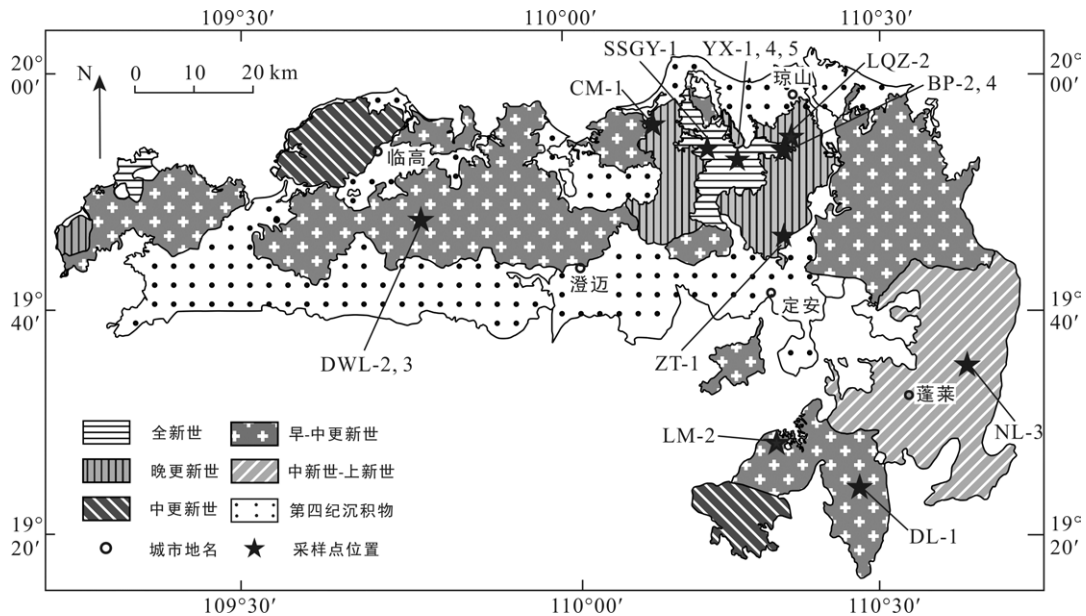
海南岛北部是中国东南部玄武岩出露面积最大的地区,玄武岩的总面积多达4000 km²(黄振国等, 1993; 樊祺诚等, 2004)。根据玄武岩玻璃的K-Ar和Ar-Ar定年、地层接触关系以及岩石学特征,海南岛新生代玄武岩可分为五个喷发期次,从上到下依次为全新世石山组,晚更新世道堂组,中更新世晚期多文组上段,早更新世晚期-中更新世早期多文组下段以及中-上新世的石马村组和石门沟组(樊祺诚等, 2004; 龙文国等, 2006a, 2006b; Wang et al., 2012)。主量元素的标准矿物分子计算表明海南岛玄武岩的变化范畴可以从石英拉斑玄武岩到橄榄拉斑玄武岩,再到碱性橄榄玄武岩和碧玄岩(Ho et al., 2000; Wang et al., 2012)。玄武岩的微量元素组成具有类似于OIB的REE配分模式及不相容元素分布型式,同时也指示了大陆板内玄武岩的构造环境(Ho et al., 2000; 樊祺诚等, 2004; Zou and Fan, 2010;

Wang et al., 2012)。玄武岩的同位素组成指示了 Dupal 铅同位素的组成特征以及 DMM 和 EM II 的混合(Tu et al., 1991; Flower et al., 1992; Zhang et al., 1996; Zou et al., 2000; 韩江伟等, 2009)。尽管前人对该地区的玄武岩进行了广泛的岩石学和地球化学研究, 积累了大量的、丰硕的研究资料, 然而有关海南岛玄武岩的源区物质组成还是存在很大的争议。Fan and Hooper (1991)根据中国东部(包括海南岛)新生代玄武岩的地球化学特征, 认为尖晶石二辉橄榄岩和石榴石二辉橄榄岩不同程度的熔融可以分别形成中国东部的拉斑玄武岩和碱性玄武岩。Hoang et al. (1996) 和 Hoang and Flower (1998) 则认为拉斑和碱性玄武岩分别起源于岩石圈地幔和软流圈地幔。Wang et al. (2012) 根据海南岛玄武岩的岩石地球化学特征认为地幔橄榄岩和再循环洋壳的混合可作为拉斑玄武岩的源区物质组成, 而地幔橄榄岩和含钾

榴辉岩(或石榴石辉石岩)的混合可作为碱性玄武岩的源区物质组成。鉴于不同的镁铁质岩石部分熔融产生的熔体具有截然不同的地球化学特征, 本文采用橄榄石化学组成结合全岩主、微量元素地球化学来重新审视海南岛玄武岩的源区物质组成。

2.2 岩相学特征与化学分析方法

本次研究我们共采取了海南岛北部地区 14 个岩石样品, 其中 7 个拉斑玄武岩, 7 个碱性玄武岩, 海南岛玄武岩的分布和采样位置如图 1。拉斑和碱性玄武岩都具有斑状结构, 斑晶矿物主要为半自形-自形粒状的橄榄石, 含量在 3%~10%之间, 有的含有极少量的单斜辉石斑晶(含量<1%)。橄榄石斑晶的粒度在 0.2~0.5 mm, 有的橄榄石斑晶发生了蚀变, 形成富铁的皂石。基质主要由橄榄石、单斜辉石和斜长石微晶以及玻璃和不透明矿物组成, 块状构造及少量的样品为气孔状构造。



根据玄武岩的定年资料将其划分为五个不同的喷发期次: 全新世, 晚更新世, 中更新世, 早-中更新世以及中新世-上新世(引自 2006~2008 年海南省地质调查院实测及修测图)。

图 1 海南岛北部晚新生代玄武岩的分布及采样位置图
Fig. 1 Distribution and sampling locations of the Late Cenozoic basalts in North Hainan Island

先用切样机将岩石样品切成厚 0.5~1 cm 的薄片状块体, 然后用锤将岩石敲成几毫米大小的碎块, 选取中间新鲜的岩石碎块用做全岩化学分析。在超声波清洗槽中, 将用做全岩分析的岩石碎块分别用纯净水超声 2 遍和 Milli-Q 水超声 1 遍, 每次超声 20 分钟, 待洗好烘干后用德国 Retch 振动盘式粉碎仪 RS200 的铬钢钵磨成约 200 目大小的粉末。全岩的主量元素分析是在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的 Rigaku 100e 型 X-射线荧光分光仪上进行分析的, 分析方法见 Goto and Tatsumi(1996)。SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O 及 K₂O 的分析精度好于 3%, TiO₂, MnO 及 P₂O₅ 的分析精度好于 5%。全岩的微量元素分析是在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的 PE ELan 600 电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)上完成的。称取~40 mg 的粉末样品于清洗

干净的 Bomb 溶样器中, 将样品在 HF-HNO₃-HClO₄ 的溶液中置于 150 °C 的条件下进行溶解。溶液样品中加入 4 g 10 ng/g 的 Rh 内标溶液来监视信号的漂移, 使用 BHVO-2, AGV-2, W-2, GSR-1, GSR-3, GSP-2 等标样来标定样品的元素含量, 绝大多数微量元素的分析精度好于 5%(刘颖等, 1996)。橄榄石的化学成分分析是在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的 JEOL JXA-8100 型电子探针上完成的。橄榄石的测试条件与 Sobolev et al. (2007)方法相似, 具体条件为: 电压 20 kv, 电流 3.0E-07A, 束斑直径 2 μm, Si、Fe、Mg 元素的计数时间为 90 s, Mn、Ca 为 120 s, Ni 为 150 s, 每一次换样之后都对橄榄石内标进行测定来监测仪器的运行状态。橄榄石内标 10 次重复测量的结果表明, SiO₂, FeO, MgO 的分析精度好于 0.3%, MnO 的分析精度好于 2%, NiO 的分析精度好于 4%, 以及 CaO 的分析精度好于 7%。

2.3 结果

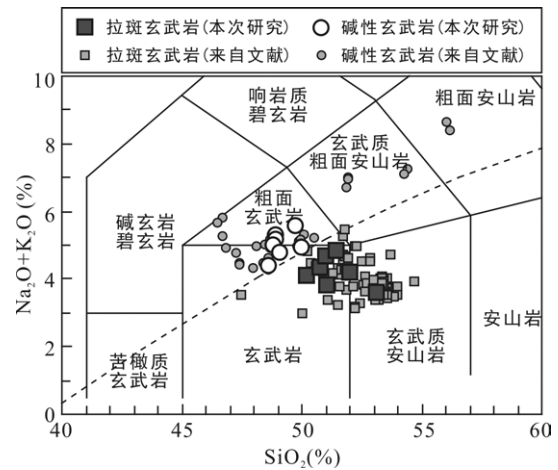
2.3.1 全岩主、微量元素组成

海南岛玄武岩的主、微量元素分析结果及相关参数列于表 1 中。根据 Le Bas et al. (1986)的 TAS 投图结果(图 2), 本次研究的样品中有 7 个位于拉斑玄武岩区域, 另外 7 个位于碱性玄武岩区域。海南岛玄武岩的 LOI 的变化范围为 -0.008%~0.01%, 平均值为 -0.003%, 指示了海南岛玄武岩几乎未受岩浆期后蚀变作用的影响。在球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图上(图 3a), 海南拉斑和碱性玄武岩均呈现 LREE 富集和 HREE 亏损的特征, 与 OIB 相类似。在原始地幔标准化的不相容元素蛛网图上(图 3b), 海南拉斑和碱性玄武岩均呈现 Nb-Ta, Rb, Ba,

Sr 的正异常以及 Th, U, Pb 的负异常特征。此外, 海南拉斑和碱性玄武岩均未呈现显著的 Zr-Hf, K 的异常。碱性玄武岩呈现显著的 Ti 的负异常, 然而拉斑玄武岩却未呈现明显的 Ti 的异常特征。拉斑玄武岩的 La/Nb 为 0.741~0.916, 以及碱性玄武岩的 La/Nb 为 0.677~0.737, 均小于 1。

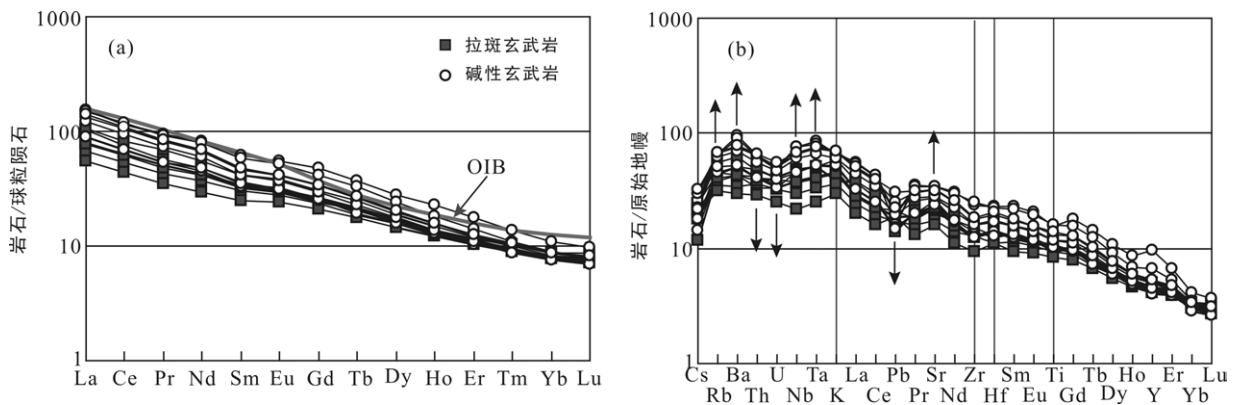
2.3.2 橄榄石的化学组成

通过电子探针, 我们共测定了 80 颗橄榄石的化学组成, 其中包括 3 个拉斑玄武岩的 40 颗橄榄石和 3 个碱性玄武岩的 40 颗橄榄石, 结果列于表 2 中。拉斑和碱性玄武岩中的橄榄石具有较低的 Fo(拉斑玄武岩: 74.7~81.9 和碱性玄武岩: 66.9~82.9)以及较高的 CaO 含量(>0.1%, 图 4), 并且岩石薄片显微镜下观察表明橄榄石晶体均为自形晶, 上述证据指示



虚线为碱性玄武岩和拉斑玄武岩的分界线, 引自 Irvine and Baragar (1971)。文献数据来自 Wang et al. (2012)也投在图中以作对比。

图 2 (Na₂O+K₂O)-SiO₂ 图解(据 Le Bas et al., 1986)
Fig.2 (Na₂O+K₂O) vs SiO₂ diagram for the basalts



(a)球粒陨石值和 OIB 引自 Sun and McDonough (1989), (b)原始地幔值引自 McDonough and Sun (1995)。

图 3 海南岛玄武岩稀土元素配分模式图和微量元素蛛网图

Fig. 3 REE patterns and trace element spider diagrams of the Hainan basalts

表 1 海南岛玄武岩的主要元素(%)和微量元素组成(μg/g)
Table 1 Major(%) and trace element(μg/g) compositions of the Hainan basalts

岩石类型 样品号	拉斑玄武岩													
	SSGY-1	CM-1	ZT-1	LQZ-2	DL-1	LM-2	NL-3	YX-1	YX-4	YX-5	BP-2	BP-4	DWL-2	DWL-3
GPS	N 19°55'39.6"	N 19°57'24.8"	N 19°46'56.6"	N 19°51'03.1"	N 19°23'35.1"	N 19°28'36.0"	N 19°34'06.6"	N 19°55'02.4"	N 19°55'17.5"	N 19°55'02.4"	N 19°55'17.5"	N 19°55'17.5"	N 19°55'17.5"	N 19°45'31.9"
	E 110°12'45.0"	E 110°07'26.0"	E 110°20'04.0"	E 110°21'51.0"	E 110°28'12.9"	E 110°19'41.1"	E 110°38'10.7"	E 110°15'57.9"	E 110°20'39.8"	E 110°15'57.9"	E 110°20'39.8"	E 110°20'39.8"	E 110°20'39.8"	E 109°46'12.0"
产状	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流
喷发时代	全新世	晚更新世	晚更新世	晚更新世	早-中更新世	早-中更新世	中全新-上新世	全新世	全新世	全新世	全新世	全新世	早-中更新世	早-中更新世
SiO ₂	51.45	50.74	50.98	53.09	51.95	50.21	51.02	48.59	49.96	49.69	49.10	48.94	48.84	48.87
TiO ₂	2.36	2.01	1.90	1.60	2.01	2.00	1.94	2.30	2.63	2.48	2.06	2.06	3.09	3.07
Al ₂ O ₃	14.10	13.91	13.60	14.18	13.72	13.17	13.81	12.23	13.72	13.63	13.17	13.06	13.42	13.53
Fe ₂ O ₃	11.01	11.90	12.45	11.65	11.85	12.89	11.47	12.13	11.52	11.22	11.56	11.52	12.47	12.46
MnO	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.19	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15	0.15	0.16	0.15
MgO	6.66	8.08	8.33	7.05	7.69	8.33	7.98	11.33	7.41	7.35	9.71	9.64	7.90	7.71
CaO	9.00	8.55	8.51	8.51	8.08	8.73	8.58	8.41	9.13	9.40	9.09	9.07	8.43	8.22
Na ₂ O	3.13	2.98	2.73	2.70	2.82	2.83	3.54	2.61	2.93	3.56	3.30	3.66	3.08	3.32
K ₂ O	1.71	1.32	1.06	0.87	1.37	1.28	1.12	1.77	2.02	2.00	1.48	1.51	1.92	1.97
P ₂ O ₅	0.44	0.36	0.29	0.22	0.35	0.36	0.39	0.49	0.55	0.53	0.39	0.39	0.69	0.71
LOI	-0.005	-0.006	-0.008	-0.002	-0.002	0.010	0.010	-0.006	-0.003	-0.007	-0.008	-0.007	-0.002	-0.002
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Sc	19.3	19.5	20.2	20.6	18.6	19.5	20.0	17.8	19.5	20.2	21.4	20.8	17.3	16.3
Ti	14344	12407	11125	10055	12318	12108	11289	13962	16751	15878	12851	12203	18914	19075
V	172	155	168	139	151	156	159	169	192	199	181	191	174	163
Cr	266	291	284	225	262	292	265	397	283	299	294	308	245	226
Mn	1057	1124	1142	1139	1165	1481	1109	1163	1157	1103	1173	1109	1254	1199
Co	38.2	46.9	46.8	45.9	49.3	53.0	43.9	57.4	43.6	41.5	50.8	50.1	49.6	47.5
Ni	81	169	201	140	173	199	167	281	118	107	213	212	138	132
Cu	63.2	63.1	59.9	59.9	57.4	63.1	69.4	58.8	67.8	65.2	64.1	60.1	81.0	74.2
Zn	119	124	115	119	122	123	111	124	136	124	111	111	154	152
Ga	21.1	20.5	19.6	19.5	20.1	19.3	19.5	19.4	22.0	21.4	18.9	19.3	22.8	22.6
Ge	1.41	1.42	1.80	1.50	1.46	1.40	1.74	1.38	1.40	1.44	1.43	1.71	1.46	1.34
Rb	33.7	23.4	21.0	19.1	27.6	24.7	26.9	36.9	41.3	41.0	27.2	31.0	39.4	39.0
Sr	549	470	347	319	430	451	404	562	630	647	514	477	686	686
Y	21.4	19.3	18.0	17.9	19.6	18.8	19.7	19.5	22.8	21.9	19.0	17.4	41.6	28.6
Zr	168	132	135	98	134	130	144	169	193	188	132	157	251	267
Nb	32.2	25.0	19.8	14.3	24.4	24.4	31.4	39.6	45.0	43.4	31.1	30.3	50.1	49.7
Cs	0.508	0.381	0.452	0.446	0.517	0.433	0.244	0.468	0.464	0.635	0.298	0.373	0.540	0.674

续表

岩石类型	拉斑玄武岩						碱性玄武岩							
	SSGY-1	CM-1	ZT-1	LQZ-2	DL-1	LM-2	NL-3	YX-1	YX-4	YX-5	BP-2	BP-4	DWL-2	DWL-3
GPS	N 19°55'39.6" E 110°12'45.0"	N 19°57'24.8" E 110°07'26.0"	N 19°46'56.6" E 110°20'04.0"	N 19°51'03.1" E 110°21'51.0"	N 19°23'35.1" E 110°28'12.9"	N 19°28'36.0" E 110°19'41.1"	N 19°34'06.6" E 110°38'10.7"	N 19°55'02.4" E 110°15'57.9"	N 19°55'17.5" E 110°20'39.8"	N 19°55'17.5" E 110°20'39.8"	N 19°55'17.5" E 110°20'39.8"	N 19°55'17.5" E 110°20'39.8"	N 19°45'31.9" E 109°46'12.0"	N 19°45'31.9" E 109°46'12.0"
产状	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流	熔岩流
喷发时代	全新世	晚更新世	晚更新世	晚更新世	早-中更新世	早-中更新世	中新世-上新世	全新世	全新世	全新世	全新世	全新世	早-中更新世	早-中更新世
Ba	410	289	228	196	281	282	337	455	518	500	341	344	638	589
La	24.9	18.6	16.0	13.1	18.8	18.3	24.4	29.0	33.2	31.8	21.1	21.2	35.9	35.4
Ce	50.3	38.4	32.6	26.9	39.3	37.7	45.5	58.0	65.8	64.1	42.5	41.9	71.2	72.8
Pr	6.50	4.78	4.09	3.32	4.77	4.59	5.37	6.93	7.96	7.73	5.13	5.05	8.96	8.77
Nd	26.0	20.1	17.4	14.0	19.9	19.3	22.1	28.2	32.0	31.2	21.2	22.0	38.4	37.1
Sm	6.34	5.14	4.68	3.77	5.09	4.91	5.45	6.36	7.30	7.17	5.07	5.35	9.37	8.96
Eu	2.19	1.84	1.60	1.41	1.74	1.71	1.80	2.13	2.43	2.40	1.75	1.83	3.23	3.03
Gd	6.28	5.32	4.83	4.26	5.31	5.02	5.45	6.00	7.01	6.90	5.11	5.21	9.74	8.59
Tb	0.920	0.803	0.708	0.666	0.805	0.776	0.801	0.861	1.020	0.975	0.767	0.720	1.398	1.219
Dy	4.74	4.29	4.00	3.73	4.22	4.06	4.34	4.44	5.16	5.03	4.09	4.03	7.17	6.12
Ho	0.838	0.754	0.715	0.685	0.770	0.734	0.783	0.767	0.898	0.881	0.708	0.737	1.298	1.025
Er	1.94	1.84	1.75	1.71	1.83	1.76	1.91	1.79	2.09	2.03	1.77	1.70	2.93	2.32
Tm	0.256	0.240	0.237	0.229	0.244	0.226	0.259	0.220	0.272	0.260	0.231	0.228	0.347	0.279
Yb	1.40	1.34	1.32	1.34	1.36	1.34	1.48	1.27	1.50	1.46	1.34	1.35	1.83	1.52
Lu	0.196	0.187	0.199	0.191	0.189	0.182	0.219	0.175	0.209	0.201	0.188	0.196	0.248	0.199
Hf	4.93	3.95	3.13	3.12	4.10	3.97	3.47	4.85	5.77	5.55	3.92	3.57	6.56	6.32
Ta	1.92	1.54	1.23	0.92	1.49	1.53	1.89	2.41	2.84	2.71	1.93	1.95	3.13	3.00
Pb	2.91	2.79	2.52	2.83	2.86	3.16	2.08	3.37	4.67	3.82	2.29	2.22	2.41	2.94
Th	3.70	2.68	2.87	2.32	3.37	3.03	3.89	4.47	5.19	5.05	3.23	3.26	5.07	4.93
U	0.859	0.670	0.665	0.516	0.708	0.796	0.826	0.959	1.146	1.032	0.674	0.805	1.024	0.981
La/Nb	0.772	0.741	0.810	0.916	0.772	0.748	0.777	0.731	0.737	0.733	0.677	0.698	0.717	0.711
Hf/Hf*	0.968	0.979	0.872	1.082	1.026	1.028	0.798	0.911	0.951	0.933	0.952	0.828	0.871	0.872
Fe/Mn	72.9	74.2	76.3	71.6	71.2	60.9	72.4	73.1	69.7	71.2	69.0	72.8	69.6	72.8
Zn/Mn	0.113	0.110	0.100	0.104	0.105	0.083	0.100	0.106	0.117	0.113	0.094	0.100	0.122	0.127
Zn/Fe(*10 ⁴)	15.5	14.8	13.2	14.5	14.7	13.7	13.9	14.6	16.8	15.8	13.7	13.8	17.6	17.5

Hf/Hf* = $Hf_N / (Sm_N \times Nd_N)^{0.5}$, N 代表原始地幔标准化的值(Jackson et al., 2007)。

表 2 海南岛玄武岩中橄榄石斑晶的主量(%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)组成
 Table 2 Major(%) and trace element($\mu\text{g/g}$) compositions of the olivine phenocrysts in the Hainan basalts

样品	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	Fo
LQZ-2(1)-4A	36.76	22.69	0.25	39.35	0.21	0.22	99.49	75.56
LQZ-2(1)-4B	36.72	22.65	0.25	39.53	0.21	0.21	99.56	75.68
LQZ-2(2)-3	36.71	21.06	0.23	41.43	0.21	0.23	99.87	77.81
LQZ-2(2)-4	36.87	20.16	0.22	41.91	0.20	0.24	99.60	78.75
LQZ-2(3)-6B	37.07	20.27	0.22	41.70	0.20	0.25	99.70	78.58
LQZ-2(3)-8B	35.89	23.74	0.26	39.35	0.21	0.19	99.63	74.71
LQZ-2(4)-2A	36.60	21.24	0.23	40.91	0.20	0.21	99.40	77.44
LQZ-2(1)-2	37.13	19.59	0.21	42.25	0.20	0.25	99.63	79.36
LQZ-2(1)-3A	37.13	18.93	0.21	42.66	0.20	0.29	99.41	80.06
LQZ-2(1)-3B	37.19	18.96	0.21	42.32	0.20	0.28	99.16	79.91
LM-2(1)-2B	37.27	21.21	0.24	40.75	0.22	0.20	99.89	77.40
LM-2(1)-3	36.91	21.71	0.24	40.91	0.21	0.19	100.17	77.06
LM-2(1)-4	38.07	20.30	0.21	40.98	0.22	0.23	100.01	78.25
LM-2(1)-7	37.79	19.73	0.21	41.11	0.22	0.21	99.26	78.79
LM-2(2)-2	37.68	21.10	0.24	40.37	0.21	0.20	99.80	77.33
LM-2(2)-3	37.72	19.71	0.22	41.25	0.21	0.23	99.34	78.86
LM-2(2)-5	37.13	20.18	0.23	41.62	0.22	0.24	99.62	78.62
LM-2(2)-6	37.15	20.61	0.23	41.50	0.22	0.23	99.94	78.21
LM-2(2)-7	37.64	19.05	0.22	42.60	0.22	0.27	100.00	79.95
LM-2(2)-9A	37.44	21.13	0.24	40.71	0.22	0.19	99.92	77.45
NL-3(1)-1	35.80	20.64	0.23	42.60	0.23	0.22	99.72	78.63
NL-3(1)-2	36.68	19.29	0.23	43.35	0.22	0.24	100.01	80.03
NL-3(1)-3	37.12	17.74	0.21	43.50	0.21	0.28	99.05	81.38
NL-3(1)-4	38.16	18.45	0.21	42.69	0.24	0.25	100.01	80.48
NL-3(1)-5	38.14	18.21	0.20	42.81	0.20	0.30	99.86	80.74
NL-3(1)-6	36.89	20.49	0.23	41.23	0.19	0.29	99.32	78.20
NL-3(1)-7A	38.34	18.66	0.21	41.78	0.19	0.28	99.46	79.96
NL-3(1)-8	36.81	19.56	0.21	42.35	0.19	0.29	99.41	79.42
NL-3(1)-9	38.15	17.92	0.21	43.25	0.21	0.29	100.02	81.14
NL-3(1)-10	37.26	17.58	0.20	43.66	0.22	0.32	99.24	81.57
NL-3(2)-1	38.26	19.62	0.22	40.95	0.21	0.25	99.50	78.82
NL-3(2)-2	38.40	17.67	0.20	43.21	0.21	0.30	99.98	81.34
NL-3(2)-3	36.71	18.09	0.21	43.55	0.23	0.27	99.05	81.10
NL-3(2)-4A	37.64	18.35	0.21	43.24	0.20	0.27	99.91	80.77
NL-3(2)-4B	37.51	19.19	0.22	42.70	0.21	0.26	100.08	79.87
NL-3(2)-5	38.59	18.37	0.20	42.30	0.18	0.28	99.92	80.41
NL-3(3)-4B	37.87	21.88	0.25	39.57	0.22	0.22	99.99	76.33
NL-3(3)-5	38.27	17.73	0.20	43.00	0.21	0.32	99.73	81.21
NL-3(3)-6A	37.63	17.15	0.20	43.44	0.20	0.31	98.94	81.86
NL-3(3)-6B	37.89	17.81	0.20	43.19	0.24	0.30	99.62	81.22
YX-1(1)-1A	38.42	16.38	0.19	44.50	0.22	0.27	99.99	82.88
YX-1(1)-1B	38.41	16.55	0.19	43.91	0.23	0.24	99.54	82.54
YX-1(1)-2A	38.38	16.49	0.19	44.02	0.22	0.27	99.57	82.63
YX-1(1)-2B	39.00	16.52	0.18	43.83	0.21	0.28	100.02	82.55
YX-1(1)-3	39.24	16.51	0.19	43.33	0.22	0.27	99.76	82.39
YX-1(1)-4	39.34	16.26	0.18	43.36	0.21	0.28	99.63	82.62
YX-1(1)-5	39.55	16.23	0.18	43.58	0.22	0.28	100.05	82.72
YX-1(1)-6	38.88	16.72	0.20	43.75	0.24	0.24	100.02	82.34
YX-1(1)-7A	38.33	16.61	0.20	43.85	0.23	0.25	99.47	82.47
YX-1(1)-7B	38.47	16.62	0.20	43.78	0.22	0.25	99.53	82.45

续表

样品	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	Fo
YX-4(1)-1	38.60	16.95	0.18	43.58	0.23	0.24	99.79	82.08
YX-4(1)-2	38.27	16.60	0.17	44.21	0.21	0.28	99.74	82.60
YX-4(1)-3	37.65	16.47	0.18	44.89	0.23	0.24	99.66	82.93
YX-4(1)-4	36.68	17.02	0.18	45.43	0.23	0.26	99.80	82.63
YX-4(1)-5	38.71	16.49	0.17	43.98	0.21	0.28	99.84	82.62
YX-4(1)-6A	39.95	16.58	0.18	42.73	0.22	0.25	99.90	82.13
YX-4(1)-6B	39.38	16.80	0.19	43.00	0.23	0.23	99.83	82.02
YX-4(1)-7	38.60	16.43	0.17	43.88	0.21	0.28	99.57	82.64
YX-4(1)-8	38.21	16.61	0.17	43.73	0.21	0.27	99.20	82.43
YX-4(1)-9	38.18	16.66	0.18	44.10	0.22	0.25	99.59	82.51
DWL-2(1)-1	34.51	29.56	0.34	35.07	0.27	0.11	99.86	67.89
DWL-2(1)-2A	34.71	28.16	0.32	36.19	0.28	0.12	99.79	69.61
DWL-2(1)-2B	34.42	28.70	0.34	36.02	0.30	0.11	99.89	69.11
DWL-2(1)-3	34.11	28.70	0.34	36.49	0.27	0.12	100.04	69.38
DWL-2(1)-4	34.77	28.82	0.35	35.69	0.28	0.12	100.02	68.82
DWL-2(1)-5A	35.06	28.45	0.33	35.52	0.28	0.12	99.76	68.99
DWL-2(2)-1	35.61	28.34	0.34	35.38	0.29	0.11	100.08	69.00
DWL-2(2)-2	35.54	27.66	0.32	35.33	0.27	0.13	99.25	69.48
DWL-2(2)-3	35.16	29.88	0.35	33.89	0.23	0.11	99.63	66.90
DWL-2(2)-4	35.40	28.78	0.34	34.22	0.26	0.12	99.11	67.94
DWL-2(2)-5	35.53	28.10	0.32	35.74	0.27	0.13	100.08	69.39
DWL-2(2)-6	35.52	28.52	0.34	34.99	0.27	0.12	99.76	68.62
DWL-2(3)-1	35.97	28.46	0.33	33.97	0.24	0.12	99.10	68.03
DWL-2(3)-2A	35.93	27.93	0.32	34.70	0.25	0.13	99.26	68.89
DWL-2(3)-2B	35.73	28.10	0.32	34.58	0.25	0.13	99.11	68.68
DWL-2(3)-3	35.69	28.35	0.33	34.67	0.26	0.12	99.42	68.55
DWL-2(3)-7	36.46	26.18	0.29	36.09	0.26	0.15	99.43	71.08
DWL-2(3)-8	35.86	27.66	0.32	35.20	0.28	0.13	99.44	69.41
DWL-2(4)-1	35.80	28.42	0.33	34.88	0.24	0.12	99.79	68.63
DWL-2(4)-2	34.94	28.73	0.35	35.06	0.28	0.11	99.45	68.51

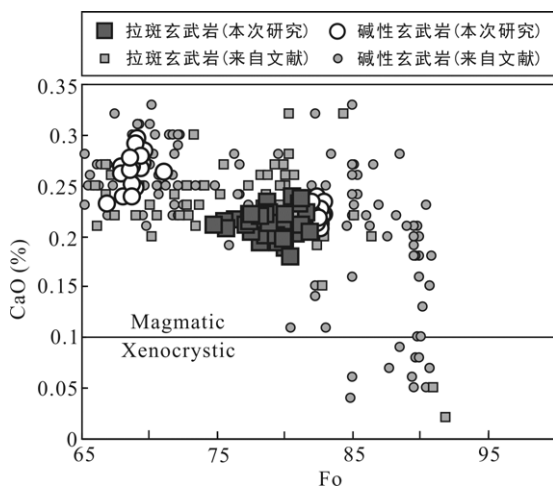


图 4 海南岛玄武岩中橄榄石的 CaO 与 Fo 之间相关关系图(来自 Wang et al. (2012)中的橄榄石同样投在图中。投图结果显示橄榄石的 CaO>0.1%, 指示了这些橄榄石为岩浆结晶成因的)

Fig.4 Diagram of CaO contents against Fo values for the olivines from the Hainan basalts

了所分析的橄榄石为岩浆体系中结晶的橄榄石斑晶, 而不是岩浆捕获的地幔捕虏晶。拉斑和碱性玄武岩中橄榄石的 Mn 与 Fo 之间呈现较好的负相关(图 5b), 而 Ni 与 Fo 之间呈现较好的正相关(图 5c)。拉斑和碱性玄武岩中的橄榄石具有较高的 Fe/Mn 比值(>80), 然而 Fe/Mn 与 Fo 之间无明显的相关性(图 5d)。与橄榄岩部分熔融形成的熔体结晶的橄榄石相比, 海南玄武岩中的橄榄石斑晶具有较低的 Ca 和 Mn, 较高的 Ni 和 Fe/Mn 比值(图 5)。

2.4 海南岛玄武岩源区岩性探讨

玄武岩源区岩性的识别是进行原生岩浆组成的估计, 地幔潜能温度的估算以及源区物质部分熔融程度反演的前提。前人对海南岛北部地区出露的新生代玄武岩进行了大量的全岩主、微量及同位素研究, 认为海南岛玄武岩源区母岩的组成为地幔橄榄岩, 例如, Fan and Hooper (1991)根据中国东部(包括海南岛)新生代玄武岩的主、微量元素组成, 认为拉

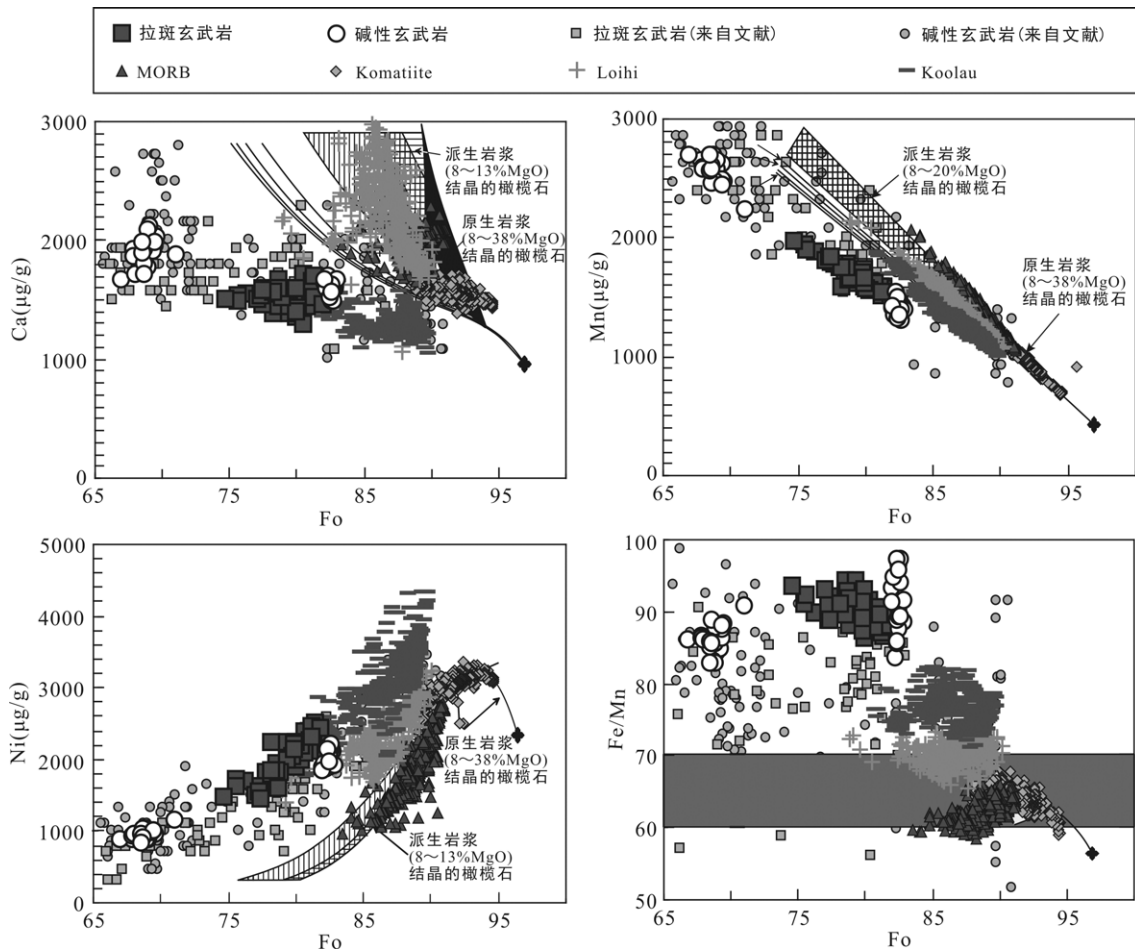


图 5 海南岛玄武岩中橄榄石的 Ca, Mn, Ni 及 Fe/Mn 与 Fo 之间的相关关系图 (同样投在图上的有来自 Koolau, Loihi, MORB 及 Komatiites 中的橄榄石(Sobolev et al., 2007)。投图结果表明, 与橄榄岩部分熔融形成的熔体结晶出的橄榄石相比, 海南岛玄武岩中的橄榄石斑晶具有较低的 Ca 和 Mn, 以及较高的 Ni 和 Fe/Mn)

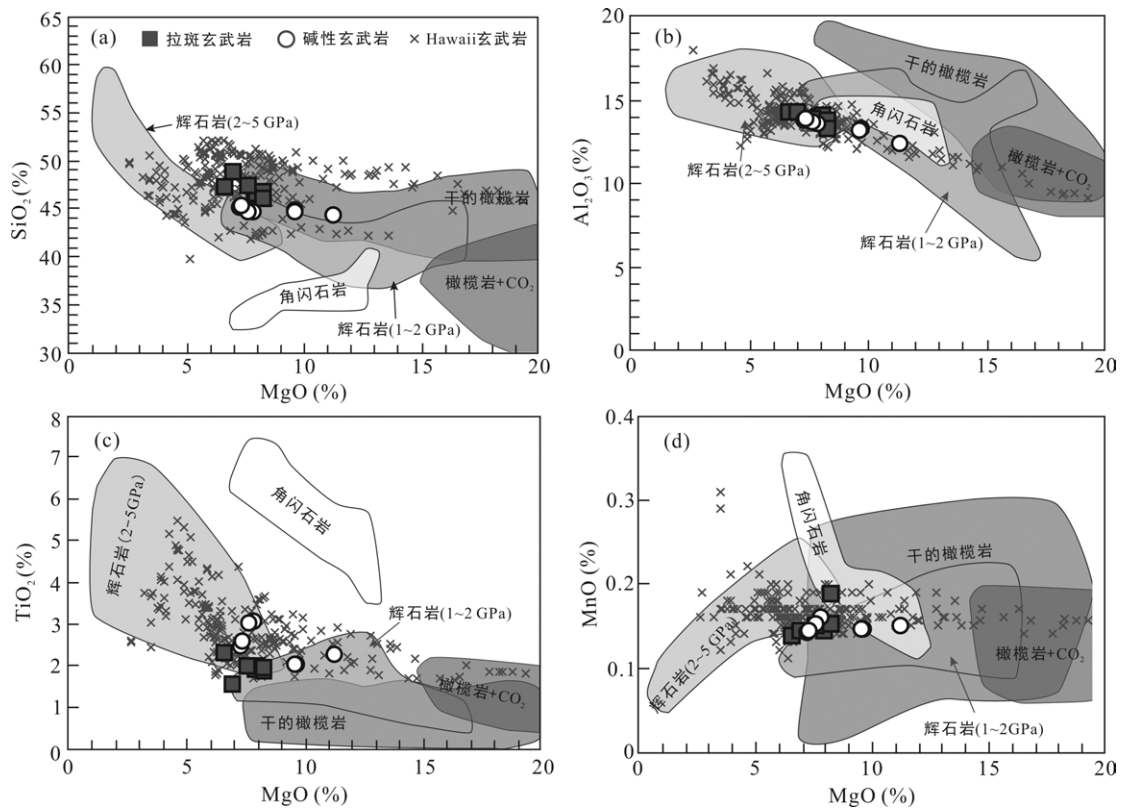
Fig.5 Plots of Ca, Mn, Ni and Fe/Mn against Fo for the olivines from the Hainan basalts

斑和碱性玄武岩分别起源于尖晶石二辉橄榄岩和石榴石二辉橄榄岩的部分熔融; Tu et al. (1991) 根据海南岛玄武岩的同位素组成, 认为海南岛玄武岩起源于大陆之下岩石圈地幔的减压熔融。Wang et al. (2012) 对只受橄榄石分离结晶影响的海南岛玄武岩进行加橄榄石的方法来估算其原始岩浆的组成, 并利用此原始岩浆的组成对海南岛的地幔潜能温度进行了计算。然而, Herzberg (2011) 的研究表明通过对熔体组分加橄榄石直到其与某一设定的高镁橄榄石 (如 $Fo=90$) 相平衡的方法来计算玄武岩母岩浆的组成及其地幔潜能温度的计算只适用于源区母岩为橄榄岩的前提。因此, 如果海南岛玄武岩的源区母岩的岩性不是橄榄岩的话, 那么他们的计算结果需要重新审视。

海南岛玄武岩的地球化学特征表明干的地幔橄榄岩并不能够作为其源区母岩的岩性。首先, 在海南岛玄武岩与各种超镁铁质岩石高压实验部分熔融

体之间的比较图中(图 6), 干的地幔橄榄岩熔体不能匹配海南岛玄武岩高的 TiO_2 和低的 Al_2O_3 含量。其次, 与橄榄岩部分熔融形成的熔体相比, 海南岛玄武岩具有较低的 CaO 含量以及较高的 Fe/Mn, Zn/Mn 以及 Zn/Fe 比值(图 7)。最后, 与地幔橄榄岩部分熔融的熔体结晶出的橄榄石相比, 海南岛玄武岩(包括拉斑和碱性玄武岩)中的橄榄石斑晶具有更低的 Ca 和 Mn 含量, 以及更高的 Ni 和 Fe/Mn 比值(图 5), 指示了单纯的地幔橄榄岩并不能够作为海南岛玄武岩的源区母岩(Sobolev et al., 2005, 2007; Herzberg, 2011)。海南岛玄武岩的上述地球化学特征指示了其地幔源区存在非橄榄岩组分的贡献。

Dasgupta et al. (2007) 和 Pilet et al. (2008) 的实验岩石学研究分别指出橄榄岩+ CO_2 以及角闪石岩交代脉可以作为板内玄武岩的源区母岩, 然而这也不适用于海南玄武岩。首先, 橄榄岩+ CO_2 以及角闪石岩交代脉部分熔融形成的熔体只能匹配碱性 OIB 的



数据来源: 干的橄榄岩(Hirose and Kushiro, 1993; Walter, 1998; Fallon and Danyushevsky, 2000; Schwab and Johnston, 2001; Wasylenki et al., 2003; Laporte et al., 2004), 橄榄岩+CO₂(Dasgupta et al., 2007), 辉石岩(1~2 GPa)(Hirschmann et al., 2003; Keshav et al., 2004; Kogiso and Hirschmann, 2006;), 辉石岩(2~5 GPa)(Kogiso et al., 2003; Pertermann and Hirschmann, 2003; Kogiso and Hirschmann, 2006), 角闪石岩(Pilet et al., 2008), 以及典型起源于辉石岩源区的 Hawaii 玄武岩(Gunn, 1971; Moore and Clague, 1987; Presley et al., 1997; Bergmanis et al., 2000; Guillou et al., 2000; Clague and Moore, 2002; Kauahikaua et al., 2002; Thornber et al., 2002, 2003; Coombs et al., 2004; Haskins and Garcia, 2004; Lipman et al., 2006; Nichols et al., 2009; Ren et al., 2009; Van Der Zander et al., 2010)。

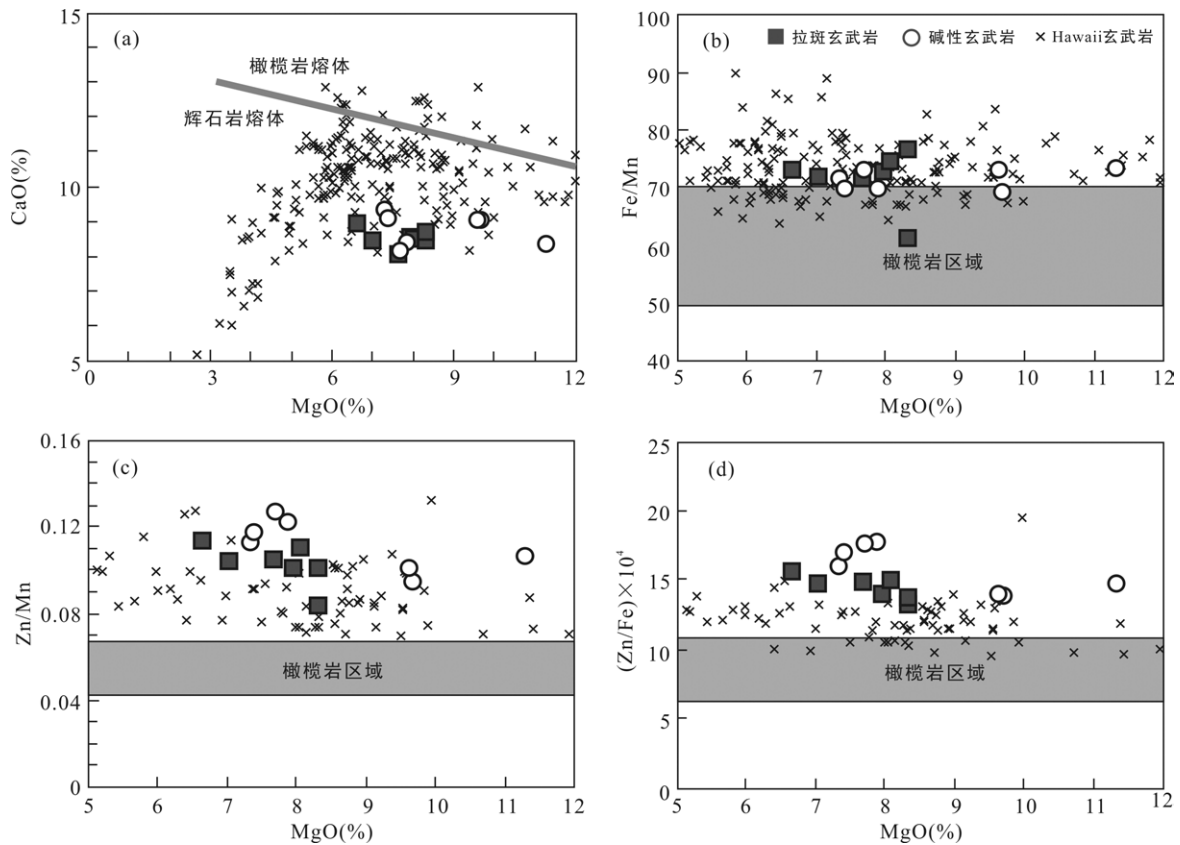
图 6 海南岛玄武岩与各种超镁铁质岩石高压实验产生的部分熔融体之间的比较

Fig.6 Comparison of the Hainan basalts with the high-pressure experimental partial melts of various ultramafic rocks

组成特征, 而海南岛地区则呈现拉斑玄武岩和碱性玄武岩共存的特征。其次, 在海南岛玄武岩与各种超镁铁岩高压实验部分熔融体之间的比较图中(图 6), 橄榄岩+CO₂ 以及角闪石岩熔融形成的熔体不能匹配海南岛玄武岩各种主量元素的组成特征, 包括低的 MgO 以及高的 SiO₂ 含量。最后, 在原始地幔标准化的不相容元素蛛网图上, 碳酸盐化的橄榄岩部分熔融形成的熔体呈现 Zr、Hf、K、Ti 的负异常特征(Hirose, 1997; Dasgupta et al., 2007; Zeng et al., 2010), 以及角闪石岩部分熔融形成的熔体呈现 Zr、Hf、K 的负异常及 Ti 的正异常特征(Pilet et al., 2008)。然而, 海南岛拉斑和碱性玄武岩的微量元素蛛网图上均未呈现明显的 Zr、Hf、K 的异常特征(拉斑玄武岩 Hf/Hf* = 0.96 ± 0.19, 碱性玄武岩 Hf/Hf* = 0.9 ± 0.09)(图 3b)。尽管海南岛碱性玄武岩呈现显著的 Ti 的负异常, 然而拉斑玄武岩却未呈现明显的 Ti 的异常特征。因此橄榄岩+CO₂ 以及角闪石岩交代脉

也不能够作为海南岛玄武岩的源区母岩。

我们认为辉石岩作为海南岛玄武岩的源区母岩可以很好地解释其独特的地球化学特征。首先, 在海南岛玄武岩与各种超镁铁岩高压实验部分熔融体之间的比较图中, 海南岛玄武岩各种主量元素的含量很好地落在辉石岩部分熔融形成的熔体区域(图 6)。其次, 作为橄榄岩的最主要造岩矿物, 橄榄石 ($D_{Ca}^{Ol} = 0.025$, Leeman and Scheidegger, 1977)对 Ca 是极不相容的; 而作为辉石岩的最主要矿物组成, 单斜辉石 ($D_{Ca}^{Cpx} = 1.82 \sim 1.95$, Pertermann and Hirschmann, 2002)对 Ca 是相容的。因此, 辉石岩源区部分熔融形成的熔体比橄榄岩源区形成的熔体具有较低的 CaO 含量(Herzberg, 2006, 2011; Herzberg and Asimow, 2008), 这可以很好地解释海南岛玄武岩中低 CaO 含量的特征(图 7a)。类似于夏威夷玄武岩, 海南岛玄武岩的橄榄石斑晶中低 Ca、Mn 以及高 Ni、Fe/Mn 的特征也指示了其源区有辉石岩的贡献



(a)中橄榄岩熔体与辉石岩熔体之间的分界线来自 Herzberg (2006), 以及(b, c, d)中橄榄岩区域来自 Le Roux et al., (2010), Hawaii 玄武岩的数据来源同图 6。投图结果显示, 相比于橄榄岩区域, 海南岛拉斑和碱性玄武岩具有较低的 CaO 以及较高的 Fe/Mn, Zn/Mn 及 Zn/Fe, 指示了辉石岩的源区母岩。

图 7 海南岛玄武岩的 CaO, Fe/Mn, Zn/Mn 及 Zn/Fe 与 MgO 之间的相关关系图

Fig. 7 Plots of CaO, Fe/Mn, Zn/Mn and $(\text{Zn/Fe}) \times 10^4$ against MgO for the Hainan basalts

(Herzberg, 2011)。再次, 海南岛拉斑玄武岩的 La/Nb 为 0.741~0.916, 以及碱性玄武岩的 La/Nb 为 0.677~0.737, 也指示了海南岛玄武岩源区母岩的岩性为辉石岩(Stracke and Bourdon, 2009)。最后, 岩相学特征显示只受橄榄石分离结晶的海南岛玄武岩具有高的 Zn/Fe, Zn/Mn, Fe/Mn 比值(图 7b, c, d)。Humayun et al. (2004) 和 Qin and Humayun (2008) 将夏威夷玄武岩高的 Fe/Mn 比值的特征归因于地核物质的贡献: 地核中具有高含量的铁, 地核-地幔相互作用为下地幔提供大量的铁, 因此起源于核幔边界的地幔柱形成的熔岩中具有高的 Fe/Mn。然而地核中的 Zn 含量(~30 $\mu\text{g/g}$)(Corgne et al., 2008), 远小于熔岩所具有的 Zn(~120 $\mu\text{g/g}$), 并且核幔交代作用引起的 Fe 富集会降低 Zn/Fe 的比值, 因此核幔边界处的地核-地幔交代作用并不是高 Zn/Fe, Zn/Mn, Fe/Mn 比值的起因(Le Roux et al., 2010)。因此, 我们将玄武岩中高的 Zn/Fe, Zn/Mn, Fe/Mn 比值解释为辉石岩源区部分熔融的产物(Sobolev et al., 2007)。

综上所述, 我们认为干的地幔橄榄岩, 橄榄岩 +CO₂ 以及角闪石岩都不能作为海南岛玄武岩的源区母岩, 而辉石岩作为海南岛玄武岩的源区母岩则能很好地解释其独特的地球化学特征, 因此 Wang et al. (2012)利用在熔体中加橄榄石的方法计算得到的原始岩浆组成及地幔潜能温度需要重新审视。原始地幔标准化的不相容元素蛛网图上, 海南岛玄武岩呈现 Rb, Ba, Sr, Nb-Ta 的正异常以及 Th, U 的负异常特征, 指示了在源区辉石岩的形成过程中有再循环洋壳物质的参与(Hofmann and Jochum, 1996)。

3 结 论

海南岛北部广泛分布的新生代玄武岩是由拉斑玄武岩和碱性玄武岩组成的, 岩相学观察表明海南岛玄武岩在形成过程中只发生了橄榄石的结晶分异作用。我们分析海南岛 14 个玄武岩样品的主、微量元素以及 80 颗橄榄石斑晶的化学组分, 结合前人的

数据,探讨了海南岛玄武岩源区母岩的岩性。与典型地幔橄榄岩部分熔融形成的熔体相比,海南岛玄武岩具有较低的CaO含量和较高的Fe/Mn, Zn/Mn及Zn/Fe比值;与此同时海南岛玄武岩中的橄榄石斑晶具有较低的Ca、Mn及较高的Ni、Fe/Mn;此外,海南岛拉斑玄武岩的La/Nb为0.741~0.916,以及碱性玄武岩的La/Nb为0.677~0.737,均小于1,指示了海南岛玄武岩源区母岩的岩性为辉石岩。原始地幔标准化的蛛网图上呈现的Nb-Ta, Rb, Ba, Sr的正异常以及Th-U的负异常特征指示了海南岛玄武岩的源区有再循环洋壳物质的参与。

致谢:中国科学院广州地球化学研究所的熊小林研究员和另一位匿名审稿专家对本文提出了建设性的意见和建议,我们在此表示衷心的感谢。此外,中国科学院广州地球化学研究所的宋茂双研究员,张艳和钱生平同学以及吴蕾女士在样品采集等野外工作中给予了很大的帮助,以及全岩样品主、微量以及电子探针分析得到中国科学院广州地球化学研究所刘颖、胡光黔、涂湘林以及陈林丽老师和吴蕾女士的帮助,在此我们一并表示衷心的感谢。

参考文献(References):

- 樊祺诚,孙谦,李霓,隋建立. 2004. 琼北火山活动分期与全新世岩浆演化. 岩石学报, 20(3): 533-544.
- 韩江伟,熊小林,朱照宇,王强, 2009. 岩浆过程对玄武岩铁氧化状态和氧逸度的影响:以雷琼地区晚新生代玄武岩为例. 地球科学——中国地质大学学报, 34(1): 127-136.
- 黄振国,蔡福祥,韩中元,陈俊鸿,宗永强,林晓东. 1993. 雷琼第四纪火山. 北京:科学出版社, 1-7.
- 刘颖,刘海臣,李献华. 1996. 用ICP-MS准确测定岩石样品中的40余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558.
- 龙文国,林义华,石春,周进波,吕嫦艳. 2006a. 海南岛北部更新世道堂组的重新厘定. 地质通报, 25(4): 469-474.
- 龙文国,林义华,朱耀河,石春,周进波,吕嫦艳. 2006b. 海南岛北部第四纪早中更新世多文组的建立. 地质通报, 25(3): 408-414.
- Bergmanis E C, Sinton J M and Trusdell F A. 2000. Rejuvenated volcanism along the southwest rift zone, East Maui, Hawaii. *Bulletin of volcanology*, 62(4-5): 239-255.
- Bizimis M, Salters V J M and Dawson J B. 2003. The brevity of carbonatite sources in the mantle: Evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(3): 281-300.
- Bowen N L. 1928. The evolution of igneous rocks. New York: Dover, 334.
- Brey G. 1978. Origin of olivine melilitites-chemical and experimental constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3(1-2): 61-88.
- Brey G and Green D H. 1975. The role of CO₂ in the genesis of olivine melilitite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49: 93-103.
- Brey G and Green D H. 1976. Solubility of CO₂ in olivine melilitite at high pressures and the role of CO₂ in the earth's upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 55(2): 217-230.
- Brey G and Green D H. 1977. Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite+H₂O+CO₂ at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 61(2): 141-162.
- Clague D A and Moore J G. 2002. The proximal part of the giant submarine Waialua landslide, Molokai, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2): 259-287.
- Coombs M L, Clague D A, Moore G F and Cousens B L. 2004. Growth and collapse of Waiaanae Volcano, Hawaii, as revealed by exploration of its submarine flanks. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5(8), Q08006, doi: 10.1029/2004GC000717.
- Corgne A, Keshav S, Wood B J, McDonough W F and Fei Y W. 2008. Metal-silicate partitioning and constraints on core composition and oxygen fugacity during Earth accretion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(2): 574-589.
- Dasgupta R, Hirschmann M M and Smith N D. 2007. Partial melting experiments of peridotite+CO₂ at 3 GPa and genesis of alkalic ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 48(11): 2093-2124.
- Falloon T J and Danyushevsky L V. 2000. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *Journal of Petrology*, 41(2): 257-283.
- Fan Q C and Hooper P R. 1991. The Cenozoic basaltic rocks of Eastern China: Petrology and chemical composition.

- Journal of Petrology*, 32(4): 765-810.
- Flower M F J, Zhang M, Chen C Y, Tu K and Xie G H. 1992. Magmatism in the South China Basin: 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, south China. *Chemical Geology*, 97: 65-87.
- Green D H and Ringwood A E. 1963. Mineral assemblages in a model mantle composition. *Journal of Geophysical Research*, 68(3): 937-945.
- Goto A and Tatsumi Y. 1996. Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer (II). *The Rigaku Journal*, 13(2): 20-38.
- Guillou H, Sinton J, Laj C, Kissel C and Szeremeta N. 2000. New K-Ar ages of shield lavas from Waianae volcano, Oahu, Hawaiian Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96: 229-242.
- Gunn B M. 1971. Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts. *Chemical Geology*, 8(1): 1-13.
- Haskins E H and Garcia M O. 2004. Scientific drilling reveals geochemical heterogeneity within the Ko'olau shield, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(2): 162-188.
- Hauri E H. 1996. Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 382: 415-419.
- Herzberg C. 2006. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano. *Nature*, 444: 605-609.
- Herzberg C. 2011. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: Implications for origins. *Journal of Petrology*, 52: 113-146.
- Herzberg C and Asimow P D. 2008. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q09001, doi: 10.1029/2008GC002057.
- Hirose K. 1997. Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and role of CO₂ in alkali-basalt magma generation. *Geophysical Research Letters*, 24: 2837-2840.
- Hirose K and Kushiro I. 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 477-489.
- Hirschmann M M, Kogiso T, Baker M B and Stolper E M. 2003. Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology*, 31(6): 481-484.
- Ho K S, Chen J C and Juang W S. 2000. Geochronology and geochemistry of late Cenozoic basalts from the Leiqiong area, southern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18: 307-324.
- Hoang N and Flower M. 1998. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: Implication for origins of a 'diffuse igneous province'. *Journal of Petrology*, 39: 369-395.
- Hoang N, Flower M and Carlson R. 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22): 4329-4351.
- Hoernle K, Tilton G, Le Bas M J, Duggen S and Garbe-Schönberg D. 2002. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: Mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142: 520-542.
- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219-229.
- Hofmann A W. 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements // Carlson R W, Holland H D and Turekian K K. Treatise on Geochemistry: The Mantle and Core. New York: Elsevier: 61-101.
- Hofmann A W and Jochum K P. 1996. Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 101: 11831-11839.
- Hofmann A W and White W M. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2): 421-436.
- Humayun M, Qin L P and Norman M D. 2004. Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii. *Science*, 306: 91-94.
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Jackson M G and Dasgupta R. 2008. Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1-2): 175-186.
- Jackson M G, Hart S R, Koppers A A P, Staudigel H, Konter

- J, Blusztajn J, Kurz M and Russell J A. 2007. The return of subducted continental crust in Samoan lavas. *Nature*, 448: 684-687.
- Kauahikaua J, Cashman K V, Clague D A, Champion D and Hagstrum J T. 2002. Emplacement of the most recent lava flows on Hualalai Volcano, Hawaii. *Bulletin of volcanology*, 64: 229-253.
- Keshav S, Gudfinnsson G H, Sen G and Fei Y W. 2004. High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3-4): 365-379.
- Kogiso T and Hirschmann M M. 2006. Partial melting experiments of bimineraleclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4): 188-199.
- Kogiso T, Hirschmann M M and Frost D J. 2003. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: Possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(4): 603-617.
- Kogiso T, Hirschmann M M and Pertermann M. 2004. High-pressure partial melting of mafic lithologies in the mantle. *Journal of Petrology*, 45(12): 2407-2422.
- Kushiro I. 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: An experimental study using aggregates of diamond. *Geophysical Monograph Series*, 95: 109-122.
- Laporte D, Toplis M J, Seyler M and Devidal J L. 2004. A new experimental technique for extracting liquids from peridotite at very low degrees of melting: application to partial melting of depleted peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146: 463-484.
- Lassiter J C and Hauri E H. 1998. Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: Evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(3-4): 483-496.
- Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, Zanettin B and IUGS Subcommission on the systematic of igneous rocks. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Le Roux V, Dasgupta R and Lee C T A. 2011. Mineralogical heterogeneities in the Earth's mantle: Constraints from Mn, Co, Ni and Zn partitioning during partial melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3-4): 395-408.
- Le Roux V, Lee C T A and Turner S J. 2010. Zn/Fe systematics in mafic and ultramafic systems: Implications for detecting major element heterogeneities in the Earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(9): 2779-2796.
- Leeman W P and Scheidegger K F. 1977. Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth and Planetary Science Letters*, 35(2): 247-257.
- Lipman P W, Sisson T W, Coombs M L, Calvert A and Kimura J I. 2006. Piggyback tectonics: Long-term growth of Kilauea on the south flank of Mauna Loa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 151(1-3): 73-108.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253.
- McKenzie D and O'Nions R K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5): 1021-1091.
- Moore J G and Clague D. 1987. Coastal lava flows from Mauna Loa and Hualalai volcanoes, Kona, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 49: 752-764.
- Nichols A R L, Potuzak M and Dingwell D B. 2009. Cooling rates of basaltic hyaloclastites and pillow lava glasses from the HSDP2 drill core. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(4): 1052-1066.
- Niu Y L and O'Hara M J. 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), doi: 10.1029/2002JB002048.
- Niu Y L and O'Hara M J. 2008. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth: A new perspective. *Journal of Petrology*, 49(4): 633-664.
- O'Hara M J and Yoder H S. 1967. Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scottish Journal of Geology*, 3: 67-117.
- Pertermann M and Hirschmann M M. 2002. Trace-element partitioning between vacancy-rich eclogitic clinopyroxene and silicate melt. *American Mineralogist*, 87: 1365-1376.
- Pertermann M and Hirschmann M M. 2003. Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: Phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2-3 GPa. *Journal of Petrology*, 44(12): 2173-2201.

- Pilet S, Baker M B and Stolper E M. 2008. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, 320: 916-919.
- Pilet S, Hernandez J, Bussy F and Sylvester P J. 2004. Short-term metasomatic control of Nb/Th ratios in the mantle sources of intraplate basalts. *Geology*, 32(2): 113-116.
- Pilet S, Hernandez J, Sylvester P and Poujol M. 2005. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2): 148-166.
- Presley T K, Sinton J M and Pringle M. 1997. Postshield volcanism and catastrophic mass wasting of the Waianae Volcano, Oahu, Hawaii. *Bulletin of volcanology*, 58: 597-616.
- Putirka K D. 2005. Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6(5). doi: 10.1029/2005GC000915.
- Putirka K D, Perfit M, Ryerson F J and Jackson M G. 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology*, 241(3-4): 177-206.
- Putirka K D, Ryerson F J, Perfit M and Ridley W I. 2011. Mineralogy and composition of the Oceanic Mantle. *Journal of Petrology*, 52(2): 279-313.
- Qin L P and Humayun M. 2008. The Fe/Mn ratio in MORB and OIB determined by ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 1660-1677.
- Ren Z Y, Hanyu T, Miyazaki T, Chang Q, Kawabata H, Takahashi T, Hirahara Y, Nichols A R L and Tatsumi Y. 2009. Geochemical differences of the Hawaiian shield lavas: Implications for melting process in the heterogeneous Hawaiian plume. *Journal of Petrology*, 50(8): 1553-1573.
- Ren Z Y, Ingle S, Takahashi E, Hirano N and Hirata T. 2005. The chemical structure of the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 436: 837-840.
- Ren Z Y, Shibata T, Yoshikawa M, Johnson K and Takahashi E. 2006. Isotope compositions of submarine Hana ridge lavas, Haleakala volcano, Hawaii: Implication for source compositions, melting process and the structure of the Hawaiian plume. *Journal of Petrology*, 45(2): 2067-2099.
- Ren Z Y, Takahashi E, Orihashi Y, Johnson K T M. 2004. Petrogenesis of tholeiitic lavas from the submarine Hana Ridge, Haleakala Volcano, Hawaii. *Journal of Petrology*, 45(10): 2067-2099.
- Schwab B E and Johnston A D. 2001. Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effects of mineral fertility. *Journal of Petrology*, 42(10): 1789-1811.
- Sobolev A V, Hofmann A W, Brüggemann G, Batanova V G and Kuzmin D V. 2008. A quantitative link between recycling and osmium isotopes. *Science*, 321: 536.
- 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 and Teklay M. 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316: 412-417.
- Sobolev A V, Hofmann A W, and Nikogosian I K. 2000. Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas. *Nature*, 404: 986-990.
- Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V and Nikogosian I K. 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434: 590-597.
- Sobolev A V, Krivolutsкая N A and Kuzmin D V. 2009. Petrology of the parental melts and mantle sources of Siberian trap magmatism. *Petrology*, 17(3): 253-286.
- Stracke A and Bourdon B. 2009. The importance of melt extraction for tracing mantle heterogeneity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(1): 218-238.
- Sun S S and Hanson G N. 1975. Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 52: 77-106.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313-345.
- Takahashi E, Shimazaki T, Tsuzaki Y and Yoshida H. 1993. Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 342: 105-120.
- Thorner C R, Heliker C, Sherrod D R, Kauahikaua J P, Miklius A, Okubo P G, Trusdell F A, Budahn J R, Ian

- Ridley W and Meeker G P. 2003. Kilauea east rift zone magmatism: An episode 54 perspective. *Journal of Petrology*, 44(9): 1525-1559.
- Thornber C R, Sherrod D R, Siems D F, Heliker C C, Meeker G P, Oscarson R L and Kauahikaua J P. 2002. Whole-rock and glass major-element geochemistry of Kilauea Volcano, Hawaii, near-vent eruptive products: September 1994 through September 2001. US Geological Survey Open File Report: 2-17.
- Tu K, Flower M F J, Carlson R W, Zhang M and Xie G H. 1991. Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (south China): Implications for a subcontinental lithosphere Dupal source. *Geology*, 19(6): 567-569.
- Van Der Zander I, Sinton J M and Mahoney J J. 2010. Late shield-stage silicic magmatism at Wai'anae Volcano: Evidence for hydrous crustal melting in Hawaiian Volcanoes. *Journal of Petrology*, 51(3): 671-701.
- Walter M J. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39(1): 29-60.
- Wang X C, Li Z X, Li X H, Li J, Liu Y, Long W G, Zhou J B and Wang F. 2012. Temperature, pressure, and composition of the mantle source region of Late Cenozoic basalts in Hainan Island, SE Asia: A consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones? *Journal of Petrology*, 53(1): 177-233.
- Washington H S. 1925. The chemical composition of the earth. *American Journal of Science*: 351-378.
- Wasylenki L E, Baker M B, Kent JR A and Stolper E M. 2003. Near-solidus melting of the shallow upper mantle: Partial melting experiments on depleted peridotite. *Journal of Petrology*, 44(7): 1163-1191.
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4): 381-397.
- Wendlandt R F and Mysen B O. 1980. Melting phase relations of nature peridotite+CO₂ as a function of degree of partial melting at 15 and 30 kbar. *American Mineralogist*, 65: 37-44.
- Workman R K and Hart S R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2): 53-72.
- Wyllie P J and Huang W L. 1976. Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 54(2): 79-107.
- Yoder H S and Tilley C E. 1962. Origin of basalt magmas - an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3(3): 342-532.
- Zeng G, Chen L H, Xu X S, Jiang S Y and Hofmann A W. 2010. Carbonated mantle sources for Cenozoic intraplate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology*, 273(1-2): 35-45.
- Zhang M, Tu K, Xie G H and Flower M F J. 1996. Subduction-modified subcontinental mantle in South China: Trace element and isotope evidence in basalts from Hainan Island. *Chinese Journal of Geochemistry*, 15(1): 1-19.
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493-571.
- Zou H B and Fan Q C. 2010. U-Th isotopes in Hainan basalts: Implications for sub-asthenospheric origin of EM2 mantle endmember and the dynamics of melting beneath Hainan Island. *Lithos*, 116(1-2): 145-152.
- Zou H B, Zindler A, Xu X S and Qi Q. 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chemical Geology*, 171(1-2): 33-47.

Diversity of Source Lithology and its Identification for Basalts: A Case Study of the Hainan Basalts

LIU Jianqiang^{1,2} and REN Zhongyuan¹

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

Abstract: Identification of the source lithology for basalts is one of the fundamental issues in petrological studies. For decades, it was commonly considered that mantle peridotite was the only source lithology for basaltic magmas. However, numerous recent petrological and geochemical studies indicate that the mantle source is highly heterogeneous. In this paper, we summarize the different geochemical features of melts derived from partial melting of different ultramafic rocks. The results will be used to identify the source lithology for the Hainan basalts. Compared to partial melts of peridotite, the Hainan basalts have lower CaO contents and higher Fe/Mn, Zn/Fe, Zn/Mn ratios. Meanwhile, the olivine phenocrysts from the Hainan basalts have lower Ca, Mn and higher Ni, Fe/Mn than those of the olivines crystallized from partial melts of peridotite. The results of the melting experiments indicate that partial melts of dry mantle peridotite, peridotite +CO₂, and hornblende cannot match the chemical compositions of the Hainan basalts, while the pyroxenite melts can well match their geochemical characteristics. The OIB-like trace element compositions, such as Rb, Ba, Sr, Nb, Ta positive anomalies and Th, U negative anomalies of the Hainan basalts suggest that a recycled oceanic crust component was involved in the source of the Hainan basalts.

Keywords: basalt; source lithology; olivine composition; pyroxenite; Hainan Island

欢迎订购 2014 年《大地构造与成矿学》

欢迎读者通过以下任一方式订购 2014 年的《大地构造与成矿学》(季刊)。定价调整为每期人民币 50 元(全年 200 元)。

1. 通过邮局订购, 邮发代号为 82-297。
2. 通过天津联合征订服务部订购。地址: 天津市大寺泉集北里别墅 17 号, 邮编: 300385
电话: 022-23962479, 022-23973378, Email: lhzd@public.tpt.tj.cn

《大地构造与成矿学》系中文核心期刊, 美国 EI(工程索引)收录期刊。根据中国学术期刊(光盘版)电子杂志社、中国科学文献计量评价研究中心于 2012 年 11 月发布的《中国学术期刊影响因子年报(自然科学与工程技术·2012 版)》, 本刊复合影响因子为 1.906, 其中他引影响因子为 1.353, 在全国 98 种地质学类科技期刊中位列第 12 位。

编辑部联系电话: 020-85290272, 85290020

Email: ddgz@gig.ac.cn 或 ddgz02@163.com

http://www.ddgzycx.com/

通信地址: 邮编 510640 广州市天河区五山: 科华街 511 号

中国科学院广州地球化学研究所

《大地构造与成矿学》编辑部