

长白山上新世以来玄武岩成分演变规律及其成因*

郭文峰 刘嘉麒 郭正府**

GUO WenFeng, LIU JiaQi and GUO ZhengFu **

中国科学院地质与地球物理研究所, 新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029

Key Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2014-02-02 收稿, 2014-06-16 改回.

Guo WF, Liu JQ and Guo ZF. 2014. Temporal variations and petrogenetic implications in Changbai basaltic rocks since the Pliocene. *Acta Petrologica Sinica*, 30(12):3595–3611

Abstract The compositional diversity of volcanic rocks reflects the complex interactions between physical and chemical processes during magma generation, ascent, storage and eruption. Since 5 million years, Changbai volcanoes (including Mount Tianchi, Mount Wangtian'e and Mount Nampotae) erupt a lot of basaltic rocks. Their compositions vary significantly (3.2% ~7.8% MgO). Previous studies suggested that the compositional variation is mainly controlled by mantle heterogeneity, differences in the degree of partial melting and fractional crystallization, with no significant crustal assimilation. This study found that these basalts experienced varied degrees of upper and lower crustal contamination. Meanwhile, the geochemical and isotopic composition show consistently temporal variations, which can be divided into three stages: 5 ~2Ma, 2 ~1Ma and 1 ~0Ma, base on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and MgO concentration. By qualitative and quantitative geochemical examination and modeling, we found that the cyclic geochemical variation is mainly related to open-system magmatic processes, including fractional crystallization, crustal contamination and magma recharge, instead of mantle source heterogeneity and differences in degree of partial melting. To understand the detail magma stall and transportation information the cyclic variations record, we conducted energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (ECRAFC) modeling and found the best fit trajectories defined by the Sr-isotopic and Sr trace-element composition of 5 ~0Ma Changbai basalts. Our results indicate that: The parental basaltic magma of Tianchi and Wangtian'e eruption center initially store in a connected low-crustal magma reservoir, though they separated each other in upper-crustal reservoir related to heterogeneity of regional tectonics; Magmatic storage systems of Changbai is progressively shallower from lower to upper-crust in 5 ~2Ma, and quickly deeper from upper to lower-crust in 2 ~1Ma; During 1 ~0Ma stage, the basaltic magma mainly restore in the lower-crust; The cyclic geochemical variation of basaltic magma during the last 5Ma is closely related the periodic stress-shift of regional faults, from fast to slow extending.

Key words Basaltic magma; Temporal variations; Crustal assimilation; Energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (ECRAFC) modeling; Changbai volcanoes

摘要 火山岩成分的多样性是岩浆物理和化学过程在其产生、运移、存储和喷发过程中的综合反映。长白山火山区自上新世以来喷发了大量的玄武质火山岩,其成分变化范围较大(MgO 3.2% ~7.8%)。以往研究认为其成分的变化主要受地幔不均一、部分熔融程度和分离结晶的影响,没有明显地壳混染。本研究发现这些玄武岩经历了不同程度的上、下地壳的混染。同时,结合火山岩的年龄发现玄武岩地球化学成分和同位素比值随时间呈现脉动式的变化。根据 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和MgO的突变点可以分为3段:5~2Ma, 2~1Ma, 1~0Ma。通过定性和定量的模拟发现地幔不均一性和部分熔融程度差异造成玄武岩成分的变化有限,而分离结晶、地壳混染和岩浆补给的岩浆作用是形成玄武岩成分随时间脉动变化的主要原因。并结合能量约束-补给-混染-分离结晶算法(ECRAFC)模拟得出以下结论:天池和望天鹄喷发中心的玄武岩岩浆最初都存储于同一下地壳岩浆房,可能由于上地壳构造差异导致岩浆迁移路径和存储区不同;长白山岩浆房迁移有从5~2Ma阶段由下地壳向上地壳逐渐变浅,2~1Ma阶段由上地壳向下地壳快速变深的规律,而1~0Ma阶段的玄武岩由岩浆从下地壳直接快速喷出地表形成;长

* 本文受国家自然科学基金项目(41272369)和国家自然科学基金重点项目(40930314)联合资助。

第一作者简介:郭文峰,男,1984年生,博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: guowenfeng@mail.iggcas.ac.cn

** 通讯作者:郭正府,男,1963年生,研究员,博士生导师,火山学专业,E-mail: zfguo@mail.iggcas.ac.cn

白山玄武质岩浆的活动与本区的构造断裂活动密切的关系,5Ma 以来,火山岩成分随时间的周期性波动可能与本区构造应力的周期性的强拉张-弱拉张过程有关。

关键词 玄武质岩浆;时间演变;地壳混染;能量约束-补给-混染-分离结晶算法;长白山火山

中图法分类号 P317; P588.145

1 引言

火山岩成分的多样性是岩浆的物理和化学成分在岩浆产生、运移、存储和喷发过程中所经历复杂作用的综合反映。玄武岩成分的多样性受控于地幔和地壳两方面的控制。大洋玄武岩因受地壳改造作用小,很早就受到地质学家的关注(Zindler and Hart, 1986; Sun and McDonough, 1989; Hofman, 1997),成为研究地幔对玄武岩成分多样性贡献的主要研究对象。而大陆玄武岩成分除了受地幔源区和部分熔融程度的控制,还有可能受地壳的影响。含有地幔包体的高 MgO (大于 6%) 碱性玄武岩,因其富含挥发分,密度较小,极易快速上侵喷出,受到地壳的混染较小。而对于低 MgO (小于 6%) 进化玄武岩,其密度较大,很容易滞留于地壳,经历分离结晶、混合和混染等开放式的岩浆作用形成所谓的深部地壳热带(Deep Crustal Hot Zone; Anne *et al.*, 2006)。因此,低 MgO 玄武岩成分变异研究的一个关键问题是,有多少成分的变化是来自地幔,又有多少变化是岩浆在地壳中演化形成的?近年来国际火山学界利用单个火山喷发物的地球化学成分随时间的变化来研究此问题,并揭示岩浆活动的动力机制等问题(Ryder *et al.*, 2006; Singer *et al.*, 2008),而国内的相关研究较少。

长白山火山(包括天池、望天鹅、图们江流域和朝鲜境内的胞胎山)是中国最具危险性的活火山之一。自上新世(~5Ma)以来,长白山地区喷发了大量的玄武质火山岩,包括粗面玄武岩、粗面玄武安山岩、拉斑玄武岩和玄武安山岩(田丰和汤德平, 1989; 金伯禄和张希友, 1994; 王团华等, 2006),其成分变化范围较大(MgO 3.2% ~ 7.8%)。前人的研究重点关注于玄武岩活动的时空分布和玄武岩的地幔源区形成环境(刘嘉麒和王松山, 1982; 樊祺诚等, 2006; Wei *et al.*, 2007, 2013; 刘强等, 2008; Kuritani *et al.*, 2009, 2011),但对玄武质岩浆成分多样性的成因存在争议和研究不足。地幔交代和源区不均一性(隋建立等, 2007; Kuritani *et al.*, 2011)、岩石圈和软流圈相互作用(樊祺诚等, 2007)、部分熔融深度和程度不同(Hsu *et al.*, 2000; Kuritani *et al.*, 2009)、地幔岩浆成分演化(樊祺诚等, 2007)、地壳混染(王团华等, 2006)都曾被提出来解释长白山玄武岩成分的差异。另外,前人对玄武岩成分随时间变异的研究不足。本文以天池和望天鹅两个火山区玄武质岩石为研究对象,利用近年来发表的约 5Ma 以来长白山玄武质岩石的年代学和地球化学数据加上本文补充数据,发现玄武岩地球化学成分和同位素比值随时间呈现脉动式的变化。并通过定性和半定量

地球化学分析了地幔和地壳过程对玄武岩成分变化的影响,确定了分离结晶、地壳混染和岩浆补给岩浆作用是主因。同时本文利用 ECRAFC (Energy-Constrained Recharge, Assimilation, and Fractional Crystallization; Spera and Bohron, 2002)模型对玄武质岩浆在地壳中的开放体系岩浆演化过程进行了定量模拟,探讨了玄武岩成分多样性的主要原因,并提出了玄武质岩浆房的时空迁移的简单模式及其与本区构造断裂的联系。

2 地质背景与火山喷发历史

长白山地处吉林省东部的中朝边界地区,在板块单元上位于中朝克拉通的东北缘。在古生代至中生代经历古亚洲洋的闭合,新生代至今处于日本海弧后盆地和中国东部大陆裂谷断陷盆地之间的隆起区。火山区的基底由太古代到中晚元古代的变质岩、古生代至中生代沉积地层和大量中生代的安山岩和花岗岩组成(Wang *et al.*, 2003)。地球物理探测显示本区地壳厚度 30 ~ 40km,并且上地壳厚约 20km(张先康等, 2002; Pak *et al.*, 1993)。区内主要发育平行于西太平洋俯冲带 NE-SW 向的构造断裂,如敦化-密山断裂、天池-图们江断裂等,以及 NW-SE 向的断裂,如天池-白山断裂、红旗河断裂(图 1)。天池火山位于 NE-SW 和 NW-SE 断裂交汇的地带(Wang *et al.*, 2003)。Wei *et al.* (2007) 将本区火山的活动历史划分为四个主要阶段:(i) 渐新世-中新世碱性玄武质岩浆的喷发形成了长白山区甑峰山、奶头山等地的玄武岩,其中奶头山和黄松蒲等地的玄武岩中含有地幔橄榄岩包体。(ii) 上新世火山活动形成规模巨大的熔岩盾。在鸭绿江与图们江流域大面积出露的巨厚熔岩流台地均属于此期,如沿江村玄武岩、平顶村玄武岩、军舰山玄武岩等,其喷发时间主要介于距今 5 ~ 2Ma(刘嘉麒和王松山, 1982; 金伯禄和张希友, 1994; Kuritani *et al.*, 2009; 樊祺诚等, 2006)。有学者称其为军舰山期(刘嘉麒和王松山, 1982; 刘若新等, 1998; 金伯禄和张希友, 1994),也有人称其为头道期(Wei *et al.*, 2007)。在此阶段,望天鹅火山区的玄武质岩浆已经演化出部分粗面质与流纹质岩浆,表现为红头山期的安粗岩和流纹岩(金伯禄和张希友, 1994)。更新世时期(2 ~ 1Ma),长白山玄武质火山喷发活动继续进行,主要分布在天池火山和图们江流域等地,形成了天池火山熔岩盾的主体。(iii) 1Ma 之后,粗面质火山喷发构成了天池火山南北两侧的粗面岩锥及碱流质熔岩流(0.61 ~ 0.019Ma),形成了长白山天池火山锥体的主体。而此时还伴有玄武质岩浆的喷发,如老房子小山、双目峰、王池、老虎洞等玄武质火山,年龄介于(1 ~

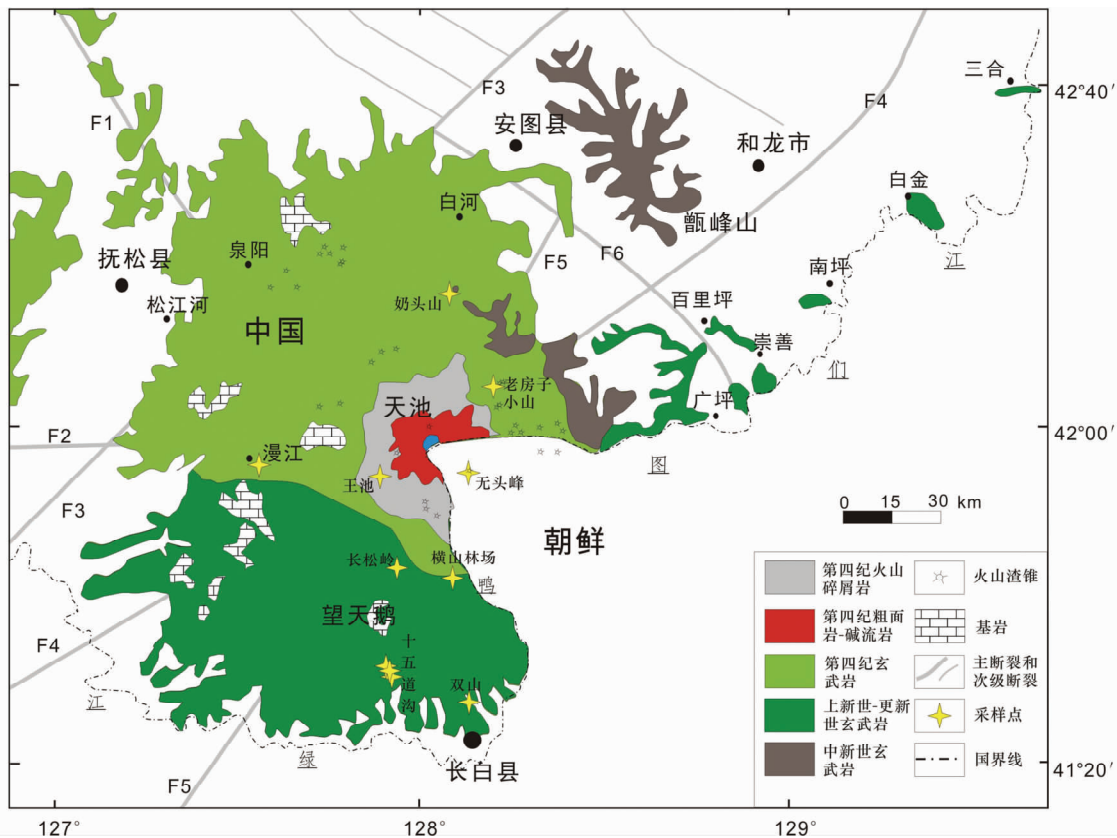


图1 长白山火山岩分布及构造断裂简图(据张先康等,2002;樊祺诚等,2006 修改)

断裂编号: F1-白山-天池断裂; F2-鸭绿江-甑峰山断裂; F3-鸭绿江断裂; F4-天池-广坪断裂; F5-长白-甑峰山断裂; F6-富尔河-红旗河断裂

Fig.1 A simplified geological map showing the distribution of Cenozoic volcanic rocks and tectonic faults of Changbaishan (modified after Zhang *et al.*, 2002; Fan *et al.*, 2006)

Main tectonic faults are indicated by numbers: F1-Baishan-Tianchi Fault; F2-Yalujiang-Zengfengshan Fault; F3-Yalujiang Fault; F4-Tianchi-Guangping Fault; F5-Changbai-Zengfengshan Fault; F6-Fuerhe-Hongqihe Fault

0.3Ma)。樊祺诚等(2006)称其为天池第四纪玄武岩,Wei *et al.* (2007)称其为老房子小山和老虎洞二期玄武岩。(iv)全新世期间天池火山发生的多次爆炸式喷发形成了广布于天池火山四周的火山碎屑堆积物和天池破火山口。

玄武质岩浆的活动贯穿了长白山火山活动的始末,这为探讨玄武质成分随时间的变异成因提供了良好的研究材料。本文收集前人发表的约5Ma以来长白山玄武质岩石年龄和地球化学成分数据,并对其做了质量评估,剔除烧失量大于2%的数据。对于没有年龄的成分数据根据采样点和层序关系确定年龄范围,舍弃了未给出采样层位和详细地点的样品数据。根据火山岩分布区和层序年龄,将成分数据划分为四组:望天鹅玄武岩(5~2Ma)、天池I期(5~2Ma)、天池II期(2~1Ma)、天池III期(小于1Ma)。各组玄武岩的岩相和地质信息简单总结见表1。根据以往样品成分数据点的分布,本文作者有选择性的采样补充。一方面是为了衡量数据的可靠性,另一方面是补充成分数据的不足。采样位置和样品岩石学特征(图1、图2)分望天鹅火山区和天池火山区分述如下。

望天鹅火山区样点分布于十九道沟的双山(11-01和11-04)、长松岭隧道(CSL-01)和十五道沟(SW-02、SW-05和SW-06)。11-01和CSL-01位于十九道沟熔岩台地的下部层位,K-Ar年龄为4.77Ma(樊祺诚等,2006)。为致密玄武岩,稀疏和无斑结构,基质由辉石、斜长石微晶和火山玻璃组成(图2a)。11-04位于双山剖面的上部层位,K-Ar年龄推测为3.25Ma(Wei *et al.*, 2007)。岩石呈斑状结构,斑晶为斜长石(约1%;1~2mm),基质为斜长石微晶和火山玻璃组成。十五道沟玄武岩样品位于望天鹅地质公园,此区玄武岩的K-Ar年龄为1.86~2.87Ma(樊祺诚等,1998b;陈晓雨等,2008)。岩石呈斑状结构,斑晶常见斜长石(约3%;1~5mm)、辉石(<1%;0.5mm)、橄榄石少见。斑晶常见斜长石和辉石的聚斑结构(图2b),基质为隐晶质结构。

天池I期玄武岩采于头道村和药水地区,其年龄范围为5.02~2.29Ma(Wei *et al.*, 2007)。尽管没有对其化学成分分析,但从药水剖面的野外和岩相可见,玄武岩为致密块状构造,柱状节理发育,无斑结构,基质由斜长石微晶与火山玻璃组成与望天鹅区11-01岩相结构相似。

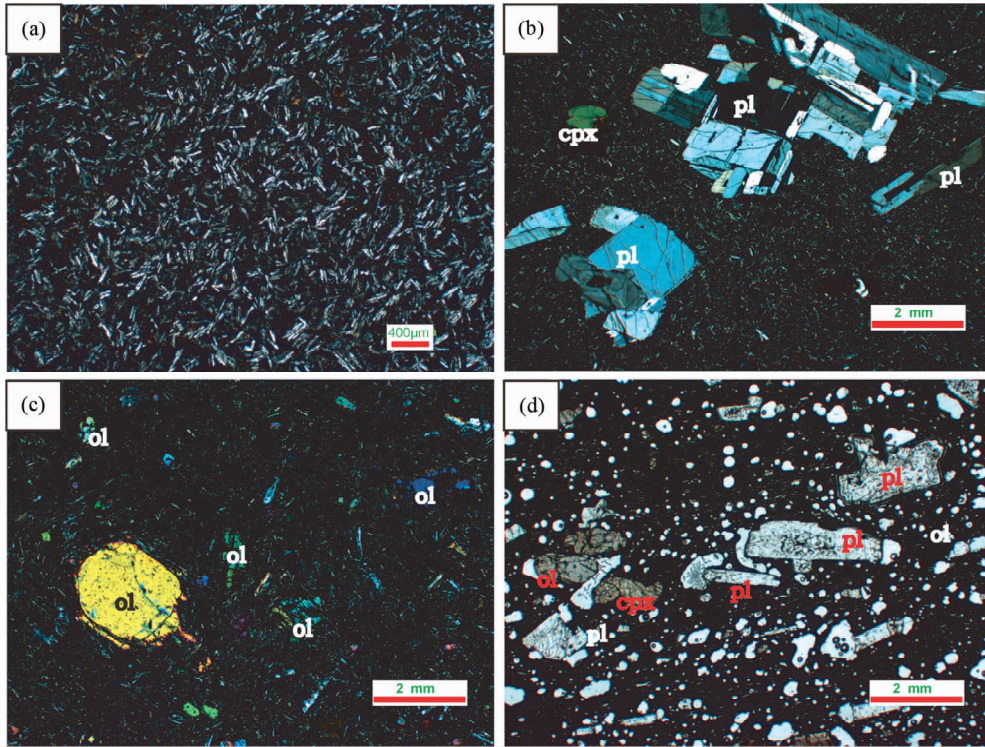


图2 长白山玄武岩显微照片

(a)-望天鹅双山, 正交偏光; (b)-望天鹅十五道沟, 正交偏光; (c)-天池漫江, 正交偏光; (d)-天池老房子小山, 单偏光. ol-橄榄石; cpx-单斜辉石; pl-斜长石

Fig. 2 Microphotographs of the basalts less than 5Ma in Changbaishan volcanic field

表1 长白山5Ma以来玄武岩岩相基本特征

Table 1 Petrography and composition of Changbaishan basalts younger than 5Ma

层序单元	年龄范围	前人期次划分	分布	部分主量成分特征	岩相特征
望天鹅玄武岩	5~2Ma	长长期/望天鹅期	望天鹅火山区, 见于十五道沟和十九道沟. 早期剖面见于双山底部, 晚期见于望天鹅锥体和红头山锥体底部	FeO ^T : 7.6%~14.1%, MgO: 3.2%~6.7%, TiO ₂ : 1.3%~3.9%	少斑或无斑结构, 基质为斜长石、辉石、橄榄石, 少量钛铁矿和磷灰石和火山玻璃. An: 51~66. 玄武质粗面安山岩, 斑状结构、聚斑结构. 斑晶: 斜长石、橄榄石、辉石. 长石环带和熔蚀现象普遍. An: 10~38
天池 I 期玄武岩	5~2Ma	军舰山期/头道期	天池火山周边地区, 典型剖面见于药水、头道村等地	FeO ^T : 10.5%~15.3%, MgO: 3.6%~5.8%, TiO ₂ : 2.2%~4.1%	致密无斑玄武岩至含大量斑晶(或外晶)的斑状玄武岩, 斑晶主要为斜长石、辉石、橄榄石; 基质为隐晶质. Fo: 50~65; An: 45~60
天池 II 期玄武岩	2~1Ma	白山期	天池火山锥体周围、图们江和鸭绿江上游	FeO ^T : 9.9%~12.8%, MgO: 3.2%~7.8%, TiO ₂ : 1.5%~3.6%	橄榄玄武岩, 灰黑色, 斑状结构, 基质为间粒结构. 斑晶为斜长石、辉石、橄榄石, 少量钛铁矿和磷灰石. Fo: 50~80; An: 40~70
天池 III 期玄武岩	1~0Ma	老房子小山期/老虎洞期	天池锥体周围, 小火山渣锥. 如老房子小山, 双目峰, 老虎洞, 王池, 无头峰等	FeO ^T : 7%~11%, MgO: 3.5%~6.7%, TiO ₂ : 1.8%~3.5%	橄榄玄武岩, 斑状结构, 气孔构造发育. 斑晶: 橄榄石、辉石、斜长石. 橄榄石和辉石呈浑圆状, 斜长石有明显环带和熔蚀结构及筛状结构; 基质钛铁矿含量较大. Fo: 30~50, 50~80; An: 55~70, 10~30

注: 据金伯禄和张希友, 1994; 刘强等, 2008; Wei *et al.*, 2007, 2013; 樊祺诚等, 1998a, b; 靳晋瑜, 2006. $FeO^T = FeO + 0.899 \times Fe_2O_3^T$

天池 II 期采于天池火山西侧的漫江镇. 剖面位于漫江镇西北锦江南桥东侧(样品号: JJXHT12-01). 下部可见严重风化的玄武岩与河流相的砾石层不整合接触; 上部为厚约

5m 的灰黑色致密玄武岩层, 柱状解理发育. 玄武岩呈显微斑状结构(图 2c), 斑晶主要为橄榄石(约 3%; 0.2~2mm), 基质由橄榄石、辉石和斜长石和火山玻璃组成. K-Ar 年龄

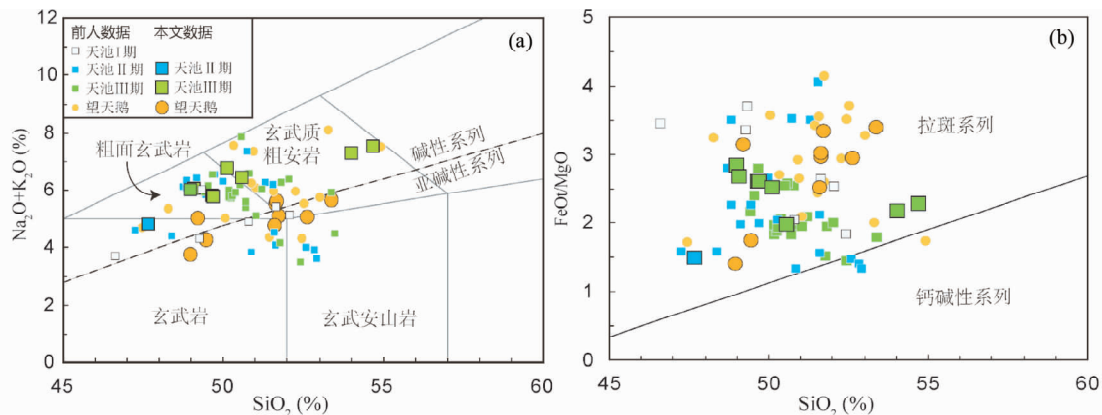


图3 $K_2O + Na_2O - SiO_2$ 图(a, 据 Le Bas *et al.*, 1986; Irvine and Baragar, 1971) 和 $FeO^T/MgO - SiO_2$ 图(b, 据 Miyashiro, 1974) 主要元素氧化物含量经过过去水校正。数据来源: 本文; 解广菱等(1988); 刘若新等(1998); 樊祺诚等(1998a, 2001, 2006); Hsu *et al.* (2000); Chen *et al.* (2007); 孙春强(2008); 陈晓雨等(2008); Kuritani *et al.* (2009)。图4-图9中数据来源同图3, 图中将不再作说明

Fig. 3 Plots of $K_2O + Na_2O$ vs. SiO_2 (a, after Le Bas *et al.*, 1986; Irvine and Baragar, 1971) and FeO^T/MgO vs. SiO_2 (b, after Miyashiro, 1974)

Data resources: Xie *et al.* (1988); Liu *et al.* (1998); Fan *et al.* (1998a, 2001, 2006); Hsu *et al.* (2000); Chen *et al.* (2007); Sun (2008); Chen *et al.* (2008); Kuritani *et al.* (2009) and this study. Data in Fig. 4-Fig. 9 are the same as those in this figure

为 1.19Ma (樊祺诚等, 2006)。

天池Ⅲ期样点分别位于: 横山林场 (HSLC12-01)、王池 Maar 火山 (WCH003 和 11-30-1)、老房子小山 (SMF11-002)、无头峰 (K02003 和 K02004; 朝鲜境内)。横山林场和老房子小山玄武岩的 K-Ar 年龄分别为 0.54Ma 和 0.87Ma (樊祺诚等, 2006)。王池玄武岩覆盖于天池造锥粗面岩之上, Maar 湖岩心显示下部为碱流质浮岩, 因此推测与老虎洞期玄武岩同期 (0.32 ~ 0.34Ma; Wei *et al.*, 2007)。无头峰玄武岩位于碱流质浮岩之上, 推测其为全新世喷发的产物 (刘嘉麒, 2002^①)。横山林场和王池玄武岩为致密块状玄武岩, 显微斑状结构, 斑晶为橄榄石 (<1%; 约 0.2mm)、单斜辉石 (<1%; 约 0.1mm) 和斜长石 (1% ~ 3%; 0.4 ~ 1mm), 基质由橄榄石、辉石和斜长石和火山玻璃组成。老房子小山和无头峰玄武岩以红色玄武质火山渣为特点, 岩石中气孔发育, 说明其含有较高的挥发分。老房子小山岩石呈斑状结构 (图 2d), 斑晶为橄榄石 (<1%; 约 0.1mm)、辉石 (1% ~ 3%; 0.4 ~ 1mm) 及斜长石 (3%; 0.5 ~ 4mm), 斜长石中常见环带、熔蚀和筛状结构。基质为橄榄石、辉石、斜长石的微晶和玄武质玻璃。无头峰玄武质火山渣斑晶主体斜长石外晶 (3%; 1 ~ 3cm), 基质为玄武质玻璃。为对比讨论岩石成因, 本文补充采集了中新世奶头山的碱性橄榄玄武岩 (XNT11-002)。

3 分析方法

对野外采集的样品进行岩相观察, 挑选新鲜样品进行全岩主量、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素分析, 所有分析测试均在中国科学院地质与地球物理研究所完成。主量元素在岩矿分析实验室完成, 采用 X 荧光光谱 (XRF) 玻璃熔片法分析测试, 测量精度优于 2%。全岩的稀土和微量元素用 HR-

ICP-MS Element II 测定分析。采用标准曲线法 (即外标法-External calibration), 以 In 内标校准仪器漂移。分析精度约 5% ~ 10%, 一般情况下, 元素含量大于 10×10^{-6} 的误差小于 5%, 元素含量小于 10×10^{-6} 的误差小于 10%。样品全岩 Sr-Nd-Pb 同位素用美国 Thermofisher 公司 Triton Plus 型热电质谱仪测定。Sr-Nd 同位素分析前处理流程参见 Li *et al.* (2011, 2012)。Sr 同位素比值测定采用 $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ 进行质量分馏校正; Nd 同位素比值测定采用 $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ 进行校正; Pb 同位素比值测定采用国际标样 NBS981 进行校正。Sr-Nd-Pb 同位素同位素标准样品的测定结果分别为 $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710238 \pm 0.000010$ ($n = 7, 2SD$), $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512125 \pm 0.000012$ ($n = 7, 2SD$), $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.734 \pm 0.002$ ($n = 7, 2SD$), $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.617 \pm 0.002$ ($n = 7, 2SD$), $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.697 \pm 0.005$ ($n = 7, 2SD$)。

4 分析结果

本文长白山玄武岩全岩主量元素、微量元素分析结果见表 2, 同位素分析结果见表 3。在主量元素、微量元素和同位素图中 (图 3-图 7), 本文数据的范围与前人样点的分布范围一致。以下综合前人数据和本文数据, 重点分析四组玄武岩地球化学成分的特征。

4.1 主量和微量元素特征

前人研究显示长白山玄武岩分为碱性和拉斑两个系列 (田丰和汤德平, 1989), 本文进一步验证了此结论 (图 3a, b)。

① 刘嘉麒. 2002. 全国第三届火山学术研讨会报告

表2 样品主量元素(wt%)、微量元素($\times 10^{-6}$)和Sr-Nd-Pb同位素分析测试结果Table 2 Sample compositions of major elements (wt%), trace elements ($\times 10^{-6}$) and Sr-Nd-Pb isotopes

采样点	中新世玄武岩		天池Ⅲ期								望天鹅区				
	奶头山	漫江	横山林场	老房子小山	王池	王池	无头峰	无头峰	无头峰	双山	双山	长松岭	十五道沟	十五道沟	十五道沟
样品号	XNT11-002	JJXHT12-01	HSLC12-01	SMF11-02	11-30-1	WCH003	K02003	K02004	K02004P	11-01	11-04	CSL-01	SW-02	SW-05	SW-06
年龄(Ma)	15.03	1.19	0.54	0.87	0.3	0.3	<0.01	<0.01	<0.01	4.77	3.25	4.77	1.86~2.87		
纬度(°)	42.33	41.98	41.73	42.11	41.94	41.94	41.97	41.97	41.97	41.52	41.52	41.78	41.55	41.58	41.58
经度(°)	128.14	127.56	128.10	128.22	127.91	127.91	128.20	128.20	128.20	128.14	128.14	127.95	127.94	127.94	127.94
SiO ₂	48.91	47.57	49.91	49.88	54.60	54.01	48.21	48.91	48.61	48.61	51.68	51.89	51.28	50.91	51.21
TiO ₂	1.35	3.23	2.81	2.25	2.36	2.45	3.42	3.35	3.32	3.74	3.42	2.92	2.88	2.7	2.69
Al ₂ O ₃	14.92	15.23	16.89	16.46	16.45	16.53	15.27	15.43	15.4	12.54	13.62	13.65	14.82	14.1	14.25
Fe ₂ O ₃ ^T	9.12	12.18	11.56	10.67	8.88	9.09	12.21	11.94	11.88	15.19	14.02	12.87	12.16	12.83	12.88
MnO	0.15	0.16	0.18	0.16	0.13	0.12	0.15	0.14	0.14	0.20	0.17	0.16	0.16	0.18	0.18
MgO	9.29	7.33	4.13	4.86	3.51	3.76	4.12	4.12	4.11	4.36	3.78	3.93	4.36	3.90	3.85
CaO	8.59	8.73	6.57	7.33	5.82	6.15	7.44	7.55	7.49	7.95	7.50	7.65	8.34	7.40	7.41
Na ₂ O	2.95	2.88	4.22	3.77	4.09	4.03	3.59	3.48	3.51	3.06	3.29	3.10	3.07	3.38	3.44
K ₂ O	2.31	1.93	2.5	2.57	3.42	3.23	2.35	2.20	2.18	1.89	1.78	1.88	1.64	2.07	2.10
P ₂ O ₅	0.46	0.54	0.79	0.64	0.57	0.59	1.41	1.27	1.26	1.27	0.60	0.52	0.66	1.12	1.11
LOI	1.00	-0.44	-0.42	0.32	-0.28	-0.38	1.16	1.08	1.06	1.14	-0.26	0.52	0.26	0.24	0.59
Total	99.05	99.34	99.14	98.91	99.55	99.58	99.33	99.47	98.96	99.95	99.60	99.09	99.63	98.83	99.71
FeO ^T	8.36	10.97	10.44	9.73	8.00	8.18	11.18	10.91	10.91	13.82	12.62	11.74	11.00	11.70	11.68
Sc	37.0	21.8	14.2	26.2	14.5	15.2	13.1	16.4	18.9	30.0	33.9	25.4	40.4	-	-
V	220	224	134	157	116	124	180	152	148	240	265	225	178	-	-
Cr	415	138	-	57.3	97.3	116	108	73.4	75.6	-	15.2	38.1	61.1	-	-
Co	45.2	47.9	25.0	33.2	23.9	25.5	30.6	30.2	29.3	46.1	43.1	39.2	37.5	-	-
Ni	144	91.5	-	29.8	42.5	43.1	38.2	23.7	23.3	3.8	17.5	17.8	41.1	-	-
Zn	78.2	121	129	104	115	111	137	131	126	160	150	148	131	-	-
Ga	19.6	22.9	24.4	22.4	24.8	24.9	24.9	25.0	24.7	26.1	26.0	25.3	24.5	-	-
Rb	68.2	35.3	49.6	44.5	42.6	41.7	37.9	37.7	36.5	35.7	26.2	40.2	27.4	-	-
Sr	767	806	887	770	602	645	905	925	918	638	496	498	628	-	-
Y	19.2	23.6	31.5	24.4	23.3	23.4	26.2	26.9	27.2	35.6	31.2	30.4	29.0	-	-
Zr	167	254	339	241	269	271	272	264	261	250	263	240	215	-	-
Nb	29.7	38.9	49.4	40.6	36.3	36.9	38.7	38.8	37.9	24.2	25.0	21.8	19.1	-	-
Ba	546	588	860	1195	1120	1102	1863	1845	1806	757	629	590	636	-	-
La	26.3	37.4	49.5	44.0	41.7	42.4	47.4	42.1	41.7	35.3	29.2	26.3	26.6	-	-
Ce	51.9	75.3	102.1	86.9	80.5	80.0	91.7	86.7	84.6	78.9	65.2	57.3	60.5	-	-
Pr	7.15	9.92	13.35	11.04	10.32	10.42	12.63	11.50	11.05	11.55	9.59	8.45	9.12	-	-
Nd	28.2	38.3	52.7	42.7	42.5	42.4	52.6	48.3	47.0	52.3	41.3	36.4	40.0	-	-
Sm	6.06	8.45	11.12	8.62	8.78	8.90	11.91	10.96	10.67	12.98	10.63	8.89	10.17	-	-
Eu	1.75	2.66	3.33	2.88	3.20	3.19	4.48	4.33	4.20	4.55	3.18	2.94	3.52	-	-
Gd	5.05	7.55	9.69	7.01	7.64	7.70	10.01	9.40	9.21	12.18	9.16	8.77	9.19	-	-
Tb	0.78	1.06	1.35	1.07	1.09	1.10	1.35	1.28	1.29	1.67	1.39	1.29	1.34	-	-
Dy	4.26	5.36	6.96	5.70	5.45	5.45	6.75	6.40	6.27	8.20	7.82	6.74	7.01	-	-
Ho	0.80	0.94	1.28	1.06	0.98	1.00	1.22	1.12	1.12	1.45	1.45	1.21	1.29	-	-
Er	2.11	2.34	3.24	2.70	2.30	2.36	2.78	2.58	2.56	3.45	3.57	2.99	3.03	-	-
Tm	0.31	0.31	0.44	0.38	0.30	0.31	0.34	0.33	0.33	0.44	0.47	0.40	0.39	-	-
Yb	1.93	1.85	2.65	2.33	1.79	1.78	1.99	1.94	1.90	2.51	2.92	2.39	2.35	-	-
Lu	0.29	0.26	0.39	0.34	0.25	0.26	0.28	0.27	0.26	0.35	0.42	0.35	0.33	-	-
Hf	4.51	6.38	8.14	6.06	6.79	6.94	6.96	6.54	6.51	6.61	7.50	6.24	6.0	-	-
Ta	2.10	2.69	3.28	2.98	2.29	2.37	2.59	2.51	2.43	1.59	1.76	1.39	1.31	-	-
Pb	6.07	3.99	6.21	5.51	6.42	6.38	7.57	4.25	4.00	5.61	6.10	5.17	5.30	-	-
Th	4.43	4.00	4.59	5.54	5.10	5.15	5.00	4.57	4.49	2.86	3.38	2.63	2.17	-	-
U	1.10	0.82	1.09	1.10	0.84	0.97	1.07	0.81	0.77	0.61	0.56	0.48	0.41	-	-
(La/Yb) _N	9.75	14.50	13.41	13.55	16.68	17.08	17.05	15.59	15.78	10.07	7.18	7.89	8.15	-	-
Eu/Eu*	0.97	1.02	0.98	1.13	1.20	1.18	1.26	1.30	1.30	1.11	0.99	1.02	1.12	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704730	0.704838	0.704906	0.704906	0.705041	0.705020	0.705000	0.704998		0.705340	0.705060	0.704996			
2σ($\times 10^{-6}$)	10	15	11	10	9	12	10	12		12	10	11			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512730	0.512665	0.512691	0.512632	0.512602	0.512601	0.512630	0.512590	0.512602	0.512580	0.512574	0.512601			
2σ($\times 10^{-6}$)	12	11	10	12	10	13	12	11	10	13	14	14			
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.076	17.833	18.019	17.970						17.404	17.288	17.262			
2σ	0.002	0.002	0.003	0.002						0.002	0.002	0.002			
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.546	15.546	15.557	15.536						15.541	15.550	15.512			
2σ	0.002	0.002	0.003	0.001						0.002	0.002	0.002			
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.311	38.278	38.339	38.275						37.616	37.574	37.438			
2σ	0.005	0.004	0.007	0.003						0.005	0.005	0.004			

注: 年龄数据来自刘嘉麒和王松山, 1982; 樊洪诚等, 1998b, 2006; 刘嘉麒, 2002; Wei *et al.*, 2007; 陈晓雨等, 2008. $\text{FeO}^{\text{T}} = \text{FeO} + 0.899 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$. $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为原始地幔标准化比值, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_{\text{PM}} / (\text{Sm}_{\text{PM}} \times \text{Gd}_{\text{PM}})^{1/2}$; PM 为原始地幔标准化, 原始地幔标准值据 Sun and McDonough, 1989

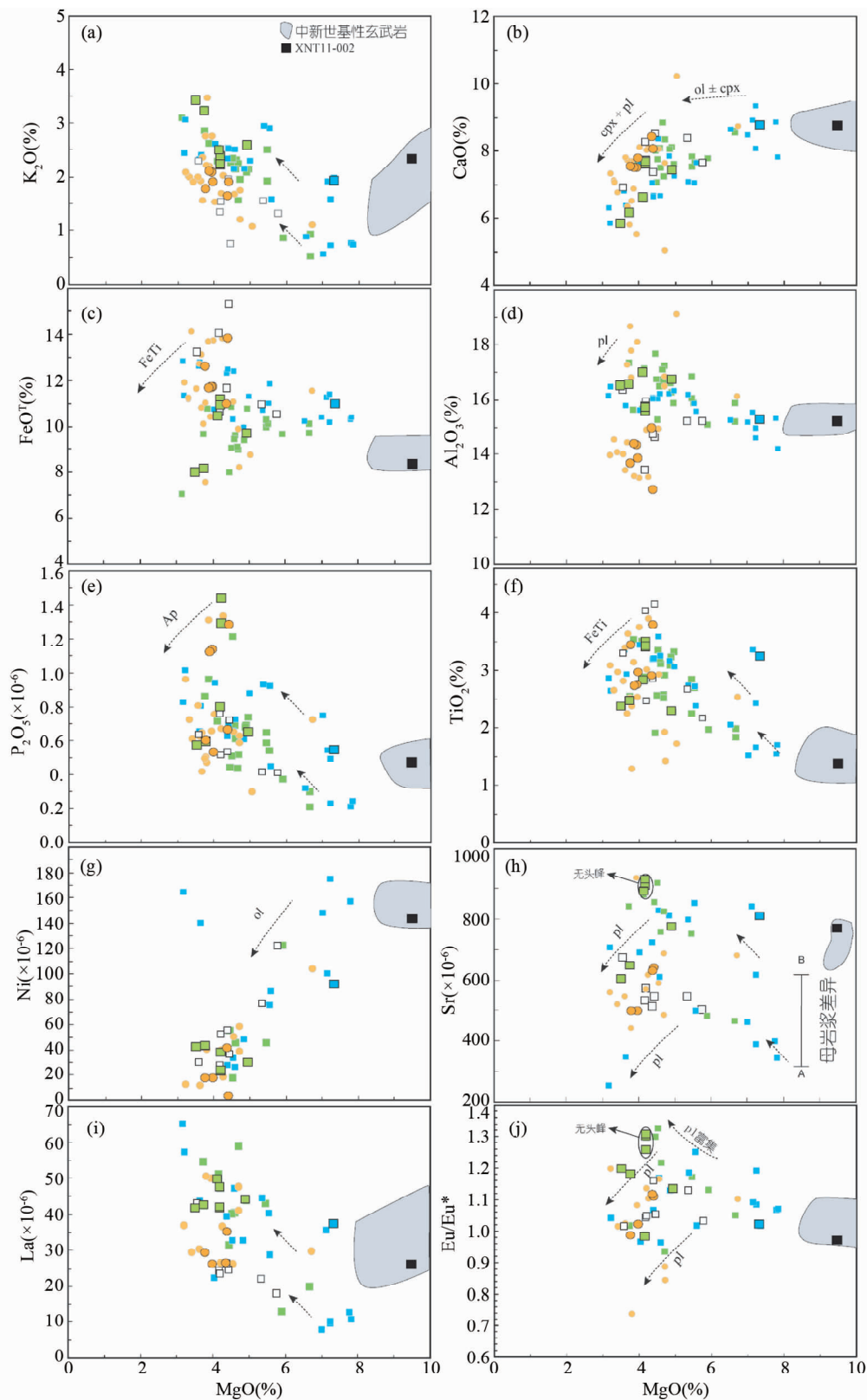


图4 长白山玄武岩 MgO 与其它主要元素及部分微量元素相关图

主要元素氧化物含量经过去水校正。图中箭头指示岩浆在出现特定矿物分离结晶时的演化趋势(ol-橄榄石, cpx-单斜辉石, pl-斜长石, FeTi-铁钛氧化物, Ap-磷灰石), A 和 B 指示可能的不同母岩浆

Fig. 4 Various oxide plots against MgO for basalts less than 5Ma in Changbaishan

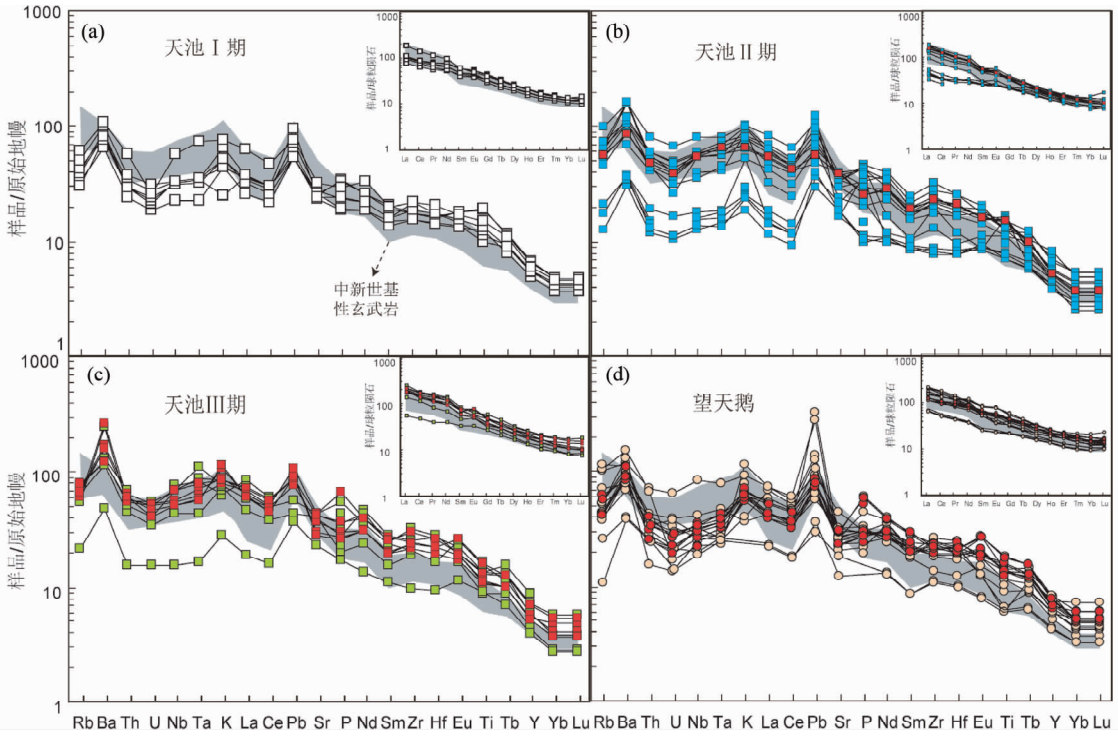


图5 玄武岩微量元素原始地幔标准化图及稀土元素球粒陨石标准化分配图(标准化值据 Sun and McDonough, 1989) 红色实心图标为本文数据,灰色阴影区为中新世基性玄武岩

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams and chondrite-normalized REE patterns of basalts less than 5 Ma in Changbaishan (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

表3 长白山地区地壳同位素端元范围

Table 3 Range of isotopic compositions of upper and lower crust of Changbaishan

地壳端元	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	模拟采用值	数据来源
上地壳	0.707791 ~ 0.744306	0.71 (L2); 0.7079 (L3)	Guo <i>et al.</i> , 2009
下地壳	0.705566 ~ 0.706986	0.705566 (L1)	李超文, 2006

备注: Sr同位素数据为现代值, 因为5Ma的放射不会给同位素比值造成明显变化, 所以地壳端元和本文玄武岩的同位素比值都没有进行年龄校正, 都采用测试值

碱性系列岩石包括碱性玄武岩、粗面玄武岩、玄武质粗安岩, 拉斑系列岩石包括拉斑玄武岩、玄武安山岩。玄武岩主量成分的变化范围较大, 且各组范围总体较为相近, 如: 望天鹅玄武岩 MgO: 3.2% ~ 6.7%, FeO^T: 7.6% ~ 14.1%, TiO₂: 1.3% ~ 3.9%; 天池 I 期玄武岩 MgO: 3.6% ~ 5.8%, FeO^T: 10.5% ~ 15.3%, TiO₂: 2.2% ~ 4.1%; 天池 II 期玄武岩 MgO: 3.2% ~ 7.8%, FeO^T: 9.9% ~ 12.8%, TiO₂: 1.5% ~ 3.6%; 天池 III 期玄武岩 MgO: 3.5% ~ 6.7%, FeO^T: 7% ~ 11%, TiO₂: 1.8% ~ 3.5%。但有些样点也有差异: 天池 II 期部分样点较其他各组玄武岩高 MgO 和 CaO (图 4b); 天池 I 期和望天鹅期部分样点较其他各组玄武岩低 Al₂O₃ 和高 FeO^T (图 4d, e); 天池 III 期和望天鹅期部分样点较其他各组玄武岩高 Al₂O₃ 和

低 FeO^T (图 4d, e)。在哈克图中 (图 4), 尽管有部分氧化物较为分散 (图 4c), 但总体上, 各组玄武岩的主量元素与 MgO 有明显相关性。CaO 与 MgO 正相关 (图 4b), K₂O 与 MgO 负相关 (图 4a)。Al₂O₃、FeO^T、TiO₂ 和 P₂O₅, 随 MgO 减小, 先增加后减小, 在 MgO 位于 5% ~ 4% 时出现拐点。高 MgO 玄武岩的不相容主量元素 (K₂O、P₂O₅ 和 TiO₂) 明显有高低含量两组的特点 (图 4a, e, f)。

在稀土元素球粒陨石标准化分配图中 (图 5), 四组玄武岩显示出相同或相似的配分型式。明显富集轻稀土元素, 亏损重稀土。四组玄武岩的轻重稀土的分馏程度有差异, (La/Yb)_N 除天池 I 期外, 均显示高、低两类: 天池 I 期 (6.29 ~ 13.46)、天池 II 期 (4.61 ~ 6.11; 9.81 ~ 17.03)、天池 III 期 (6.91; 12.91 ~ 17.08)、望天鹅 (6.99 ~ 16.28)。玄武岩 Eu/Eu* 显示正负异常均有, 其变化范围为: 0.7 ~ 1.33。除了天池 II 期和 III 期部分样品 Eu/Eu* 较高 (1.26 ~ 1.33), 望天鹅部分样点较低 (0.74 ~ 0.89) 之外, 其它样点均分布于 0.94 ~ 1.20 之间 (图 3j)。微量元素原始地幔标准化图上, 四组玄武岩显示出相同或相似的配分型式 (图 5), 均显示富集不相容元素, 亏损相容元素。且不相容元素可以分为高、低含量两类 (图 5b-d)。轻稀土和不相容元素与 MgO 明显负相关 (图 4i, a, e)。Sr 和 Eu/Eu* 随 MgO 减小, 先增加后减小 (图 4h, j)。

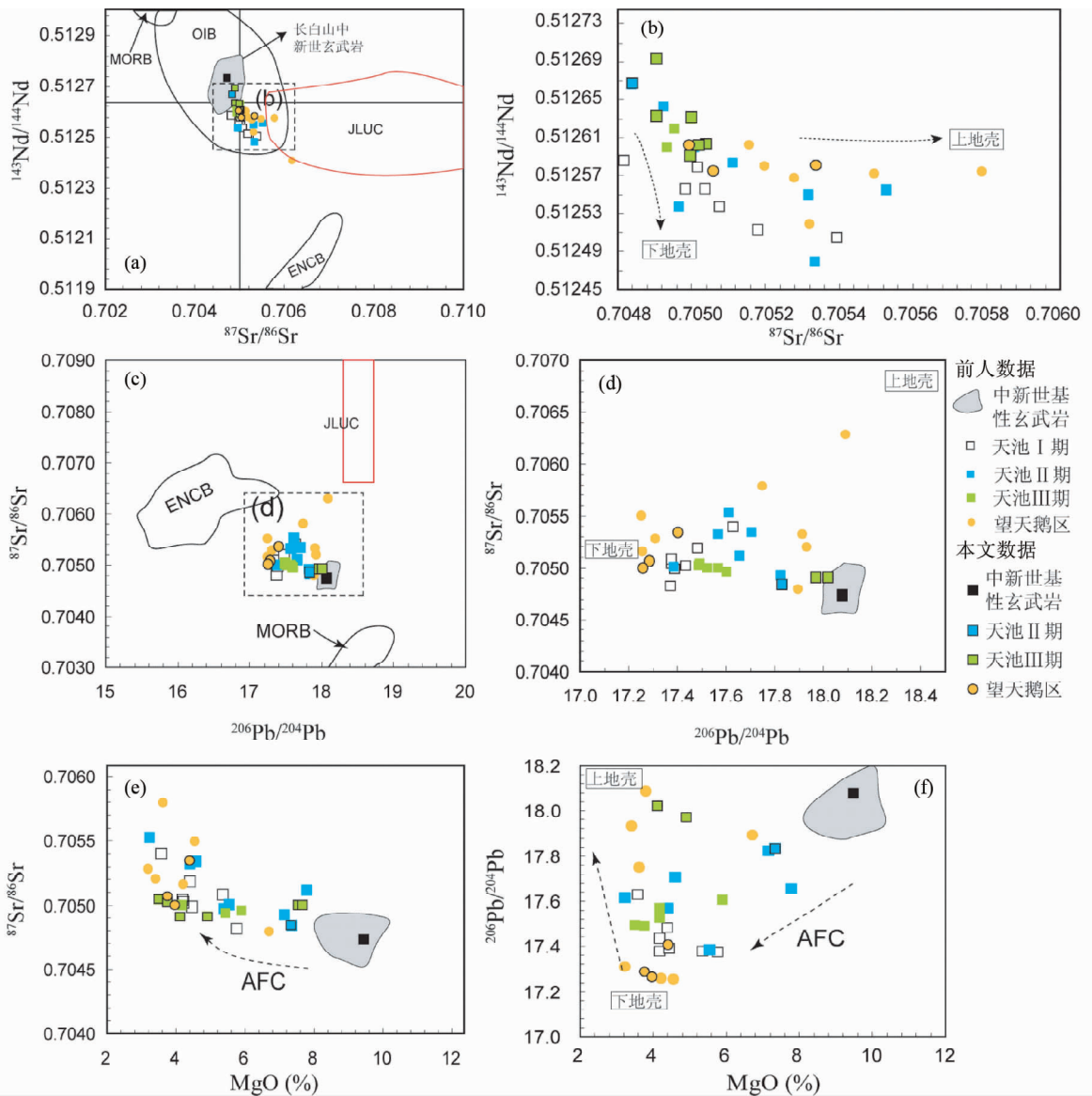


图6 玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素相关图以及 Sr-Pb 同位素与 MgO 相关图

MORB 和 OIB 范围来自 Hofmann (1997); 华北克拉通东部中生代下地壳来源火山岩 (ENCB); 中生代花岗岩同位素范围 (JLUC) 据李超文 (2006) 和 Guo *et al.* (2009), 地壳和玄武岩同位素成分为原始测试值, 未经年龄校正

Fig. 6 Sr-Nd-Pb isotopic diagrams and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -MgO and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -MgO plots of Changbai basalts

MORB and OIB fields from and Hofmann, 1997; Lower crust (ENCB) and Upper crust (JLUC) fields from Li, 2006; Guo *et al.*, 2009

4.2 全岩 Sr-Nd-Pb 同位素特征

同位素二元图上本文样品同位素落在前人玄武岩的范围内 (图6)。Sr-Nd 同位素相关图上, 样点总体位于 OIB 范围内且靠近于原始地幔值。天池 I 期 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704817 ~ 0.705395), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512504 ~ 0.512586), 天池 II 期和望天鹅玄武岩的 Sr-Nd 同位素都较其它组分散, 前者 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.704838 ~ 0.705531, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512479 ~ 0.512665, 后者 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.704788 ~ 0.7062800, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512337 ~ 0.512602。天池 III 期玄武岩的分布集中, 有较

低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704906 ~ 0.705041) 的特点。Pb 同位素除望天鹅玄武岩外, 其它各组玄武岩范围较为集中: 天池 I 期 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.37 ~ 17.63), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.49 ~ 15.54), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.56 ~ 37.90); 天池 II 期 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.38 ~ 17.82), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.51 ~ 15.54), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.78 ~ 38.24); 天池 III 期 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.49 ~ 17.60), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.52 ~ 15.57), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.83 ~ 38.03); 望天鹅玄武岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17.25 ~ 18.09), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.46 ~ 15.79), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.28 ~ 38.42)。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 同位素相关

图上(图 6a-d),长白山玄武岩落在了本区中新世基性玄武岩与上、下地壳三个端元的混合线面上。在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 MgO 相关图(图 6e,f)中随着 MgO 减小,各组玄武岩 Sr 同位素逐渐增加而 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 先减小后增加。

5 讨论

5.1 地幔源区及部分熔融程度

同位素地球化学的研究(解广轰等, 1988; Basu *et al.*, 1991; Hsu *et al.*, 2000; 樊祺诚等, 2007; Kuritani *et al.*, 2009)显示,长白山玄武岩同位素成分落在了亏损地幔和富集 I 型地幔(EMI)的混合线上。而长白山玄武岩 EMI 端元的来源至今仍在争论(Basu *et al.*, 1991; Tatsumoto *et al.*, 1992; 隋建立等, 2007; 樊祺诚等, 2007; Zou *et al.*, 2008; Kuritani *et al.*, 2009, 2011)。EMI 端元的来源问题超出本文的范畴,本节目的是衡量地幔源区是否不均一,如若不均一,能给玄武岩成分带来多大差异。研究表明,长白山玄武岩重稀土显著亏损,指示地幔源区有石榴石残留(樊祺诚等, 2007; Kuritani *et al.*, 2009; 魏海泉, 2010),说明岩浆起源深度 60~80km 与本区的岩石圈厚度相当(金伯禄和张希友, 1994)。因此,当前的主流观点认为本区玄武岩起源于软流圈地幔。Kuritani *et al.* (2009)认为长白山造盾玄武岩 TiO_2 可以指代地幔部分熔融的程度的深度,基于部分 Sr-Nd 同位素与 TiO_2 的相关关系,他提出地幔源区同位素成分不同深度存在不均一性,即深部高 TiO_2 与 EMI 特点接近(低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$,高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)而浅部低 TiO_2 与 MORB 接近(高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$,低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)。Kuritani *et al.* (2009)所用玄武岩大多为低 MgO 玄武岩,玄武质岩浆演化过程中可能经历分离结晶和地壳混染都可以影响 Sr-Nd 同位素与 TiO_2 。在演化玄武质岩浆中,与高 TiO_2 对应的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 玄武岩很可能为分离结晶和地壳混染(AFC)所致,不能代表地幔的分层不均一性。长白山在中新世喷发了大量的含地幔包体的碱性玄武岩(如,20~15Ma 的奶头山碱性玄武岩;金伯禄和张希友,1994),这些玄武岩受地壳混染程度最小(解广轰等, 1988; 田丰和汤德平, 1989; 金伯禄和张希友, 1994)。图 6a-f 显示各组玄武岩中高 MgO ($\geq 6\%$)样品与中新世玄武岩分布相近,均显示出低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$,高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的特点。并且望天鹅区和天池区高 MgO 玄武岩同位素没有显示出差异。因此,本文认为本区地幔在空间上较为均一。

即使对于较为均匀的地幔,其部分熔融程度的不同也可以造成玄武岩主量和微量元素含量的差异。如,玄武岩的稀土总量和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 有明显的高低两组(4.1 节;图 5)以及高 MgO 玄武岩微量元素有高、低含量两组的特征均可能为部分熔融程度不同所致。利用地幔源岩平衡部分熔融模拟计算,可以定性验证和半定量衡量部分熔融对玄武岩成分的影响(Streck and Grunder, 2012)。如前所述,本区玄武岩的地幔源岩为含石榴石的二辉橄榄岩,主体矿物组成为:橄榄石

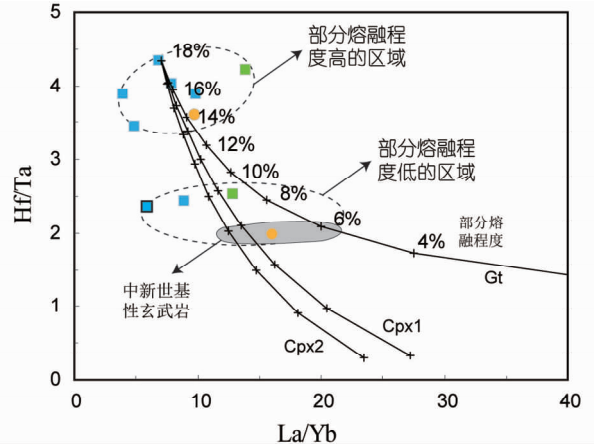


图 7 衡量部分熔融程度对高 MgO ($\geq 6\%$)玄武岩的成分范围影响图

模拟曲线:假设 Hf/Ta 和 La/Yb 只受单斜辉石(Cpx)和石榴石(Gt)的控制。Gt和Cpx1分配系数来自Hart and Dunn (1993),Cpx2分配系数来自Hauri *et al.* (1994); $D_{\text{La}}\text{Cpx} = 0.0536, 0.0515$; $D_{\text{La}}\text{Gt} = 0.016$; $D_{\text{Yb}}\text{Cpx} = 0.43, 0.633$, $D_{\text{Yb}}\text{Gt} = 3.88$, $D_{\text{Hf}}\text{Cpx} = 0.256, 0.195$, $D_{\text{Hf}}\text{Gt} = 1.22$, $D_{\text{Ta}}\text{Cpx} = 0.0077, 0.0081$, $D_{\text{Ta}}\text{Gt} = 0.0538$;采用批次熔融模式,详细模拟过程参见Streck *et al.*, 2012。图例同图6

Fig. 7 Evaluating the control of the degree of melting on compositional spread of high-MgO basalts ($\geq 6\%$)

Curves: Hf/Ta and La/Yb are assumed to be solely controlled either by clinopyroxene or by garnet; Cpx1 line based on partition coefficients of Hart and Dunn (1993); Cpx2 line based on partition coefficients of Hauri *et al.* (1994); $D_{\text{La}}\text{Cpx} = 0.0536, 0.0515$; $D_{\text{La}}\text{Gt} = 0.016$; $D_{\text{Yb}}\text{Cpx} = 0.43, 0.633$, $D_{\text{Yb}}\text{Gt} = 3.88$, $D_{\text{Hf}}\text{Cpx} = 0.256, 0.195$, $D_{\text{Hf}}\text{Gt} = 1.22$, $D_{\text{Ta}}\text{Cpx} = 0.0077, 0.0081$, $D_{\text{Ta}}\text{Gt} = 0.0538$ were taken from Hart and Dunn (1993) for cpx and from Hauri *et al.* (1994) for cpx and garnet. See Streck *et al.* (2012) for detail modeling processes

(Ol) + 单斜辉石(Cpx) + 斜方辉石(Opx) \pm 尖晶石(Spinel) + 石榴石(Gt)。样品间部分熔融程度的差异用微量元素比值的相对变化量来衡量。因为石榴石二辉橄榄岩地幔岩中控制微量元素的主要矿物是单斜辉石和石榴石,其它矿物加入会减小不相容元素的全岩分配系数。应当指出,模拟假设钙钛矿等副矿物的影响可以忽略不计。因此,可以先选择部分熔融程度最大的样品($(\text{La}/\text{Yb})_N$ 最小,Haku3),合理假设部分熔融程度为18%(Wilson, 1989; 熔融富集二辉橄榄岩地幔实验中拉斑玄武岩在石榴石稳定区的最小部分熔融程度)进行反向模拟。我们选择对Cpx和Gt敏感的微量元素比,如 $\text{Hf}/\text{Ta}-\text{La}/\text{Yb}$,来模拟随着Cpx和Gt部分熔融程度逐渐减小玄武岩成分的演化趋势。计算结果显示(图7),天池和望天鹅的高 MgO 玄武岩样点双峰式的分布区分别对应于高(18%~14%)、低(6%~9%)部分熔融区。它们之间相差约7%的熔融程度。因此,我们选择高部分熔融区和低部分熔融区元素差异半定量的衡量部分熔融对玄武岩成分的影响。如, ΔMgO (0.1%~0.4%), ΔTiO_2 (0.8%~1.7%),

ΔK_2O (0.8% ~ 1.2%), ΔLa (0×10^{-6} ~ 26×10^{-6}), ΔSr (200×10^{-6} ~ 400×10^{-6})。同时发现高、低部分熔融区样点与微量元素配分图上双峰式的分布以及哈克图(图4)中两类母岩浆对应。图4h中两类母岩浆沿着相似的趋势分离结晶演化,形成两个平行的演化趋势,两趋势间Sr差异在 200×10^{-6} ~ 400×10^{-6} 左右。但哈克图(图4h)中整个Sr元素的变化范围(约 800×10^{-6})远大于部分熔融造成的差异范围。

综上所述,长白山高MgO玄武岩同位素显示其地幔源区较为均一。部分熔融程度的差异产生了高Sr和低Sr两类母岩浆。但是,由部分熔融程度差异造成主量和微量元素含量的变化要明显小于分离结晶造成的变化范围。

5.2 岩浆演化

前人对长白山玄武岩演化研究中侧重于讨论玄武岩和酸性岩的演化成因关系(樊祺诚等, 2006; 陈晓雨等, 2008; Kuritani *et al.*, 2009),而对玄武岩自身成分演化过程研究较少。中新世含地幔包体的碱性玄武岩和5Ma以来的高MgO玄武岩相容主量元素(CaO、 Al_2O_3 、 FeO^T)、Ni和同位素成分相近(图4b-d、g、图5e、f),它们代表了本区最原始的岩浆成分。由于部分熔融程度不同形成碱性(高Sr)和拉斑(低Sr)两类母岩浆(图4h、图7)。高Sr母岩浆同时含有高 P_2O_5 、La等不相容元素,而低Sr母岩浆对应元素含量较低(图4a、e、h、i)。玄武质岩浆演化过程实际上是岩浆从源区抽取后侵位上升到岩浆房或者浅部冷却结晶的过程(牛耀龄, 2013)。尽管岩浆在喷发通道中会有大量去气和去气导致的结晶作用,但这些作用对岩浆的主体成分影响很小(Humphreys *et al.*, 2008)。玄武质岩浆MgO的含量常用来指示液相线温度(牛耀龄, 2013),而主微量元素MgO相关图(哈克图)常被用来解释岩浆冷却结晶过程。图4g显示MgO与Ni正相关,反映出橄榄石的分离结晶贯穿玄武质岩浆演化的整个过程。当MgO从8%降低至约6%的阶段,CaO减小而 Al_2O_3 在增加,显示出单斜辉石结晶分离作用的控制作用。MgO降低至约5.5%时CaO、 Al_2O_3 、Sr和Eu/Eu*开始陆续的降低,显示出斜长石开始分离(图4b、d、h、j)。在MgO约4%之后,斜长石结晶分离作用的明显增强,使 Al_2O_3 、Sr大幅降低(图4d、h),同时 P_2O_5 、 TiO_2 、 FeO^T 出现拐点(图4c、e、f),表明此时岩浆开始大量分离出磷灰石和铁钛氧化物。 K_2O 和La等不相容元素随着MgO减小持续的增加(图4a、i),与玄武质岩浆演化过程中不相容元素的行为一致。因此,大致总结出玄武质岩浆演化中各矿物的结晶分离的顺序:橄榄石-单斜辉石-斜长石-磷灰石和铁钛氧化物。这样的结果与前人岩相学通过斑晶矿物的包裹关系推测出的结晶顺序一致(金伯禄和张希友, 1994; 孙春强, 2008)。同时矿物成分的研究显示(表1),随着玄武岩MgO减小,其橄榄石斑晶的Fo值减小(30 ~ 80),辉石MgO和CaO含量减小,斜长石An的牌号由70降至40。这也显示了矿物结晶分离使高MgO玄武质岩浆演化为进化岩浆的过程。需要指出的是,图4j中显示高MgO玄

武岩演化至约4%时Eu异常由1.1增长至1.4同时对应Sr也高于演化趋势线含量(图4h),表明此阶段玄武质岩浆中的发生了斜长石的富集作用。这种富集作用可能是补给岩浆捕获早期残留岩浆的长石堆晶体所致。此观点可以解释本文无头峰和老房子小山期岩相中富集筛状结构斜长石的现象,也可以解释老房子小山玄武岩矿物成分明显分为两组的特点(靳晋瑜, 2006)。

综上所述,哈克型图解上主量元素的总体变化趋势与岩浆冷却结晶分离过程一致。矿物的分离结晶作用造成了玄武质岩浆主量和微量组分出现总体的变化范围,如MgO(约8%→2%)、CaO(约9%→5%)、 K_2O (约0.5%→3.5%)、La(约 7×10^{-6} → 65×10^{-6})、Sr(约 200×10^{-6} → 900×10^{-6})。残留岩浆房斜长石堆积体再循环影响了Sr元素含量但比较小($\Delta Sr \leq 100 \times 10^{-6}$)。

5.3 地壳混染

前人研究中主流观点认为天池和望天鹅区的玄武岩没有明显地壳混染(Hsu *et al.*, 2000; 樊祺诚等, 2007; Kuritani *et al.*, 2009; 魏海泉, 2010)。典型的上地壳具有高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 、较高 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和低 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 的特点,而下地壳具有较低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和低 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 的特点(Rollinson, 1993)。长白山火山区处于华北克拉通东北缘,自古生代至中生代阶段受古亚洲洋闭合以及西太平洋板块俯冲影响,上下地壳已被强烈改造。大量幔源中基性岩浆底侵冷却形成新的下地壳,而由其分异演化和地壳混染形成的上地壳花岗岩(李超文, 2006; Wu *et al.*, 2011)。尽管长白山玄武岩中至今未有地壳包体的报道,但在Sr-Nd-Pb同位素二元图中(图6a-d),玄武质岩浆同位素成分显示与邻区中生代下地壳来源的中基性岩(ECNB; 李超文, 2006)和本区中生代花岗岩(JLUC; Guo *et al.*, 2010)明显的混染关系。而且MgO与 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 相关图中(图6e、f)显示随着MgO减小,玄武岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 逐渐增加和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 先减小后增加,显示了伴随岩浆分离结晶演化而受到上、下地壳混染(AFC)的过程。MgO- $^{87}Sr/^{86}Sr$ 、MgO- $^{206}Pb/^{204}Pb$ 还显示出5Ma以来各组玄武岩成分呈现多批次的AFC过程,因此,需要结合火山岩喷发年龄来深入讨论。

5.4 火山岩成分随时间的变化

过去对于单个同源火山区,尤其是活火山层序成分的详细研究加深了人们对火山岩成分变化原因的理解。许多火山喷发物的化学成分随着年龄或者层序呈现出周期式的变化,而这样的变化在不同时间尺度都存在(Newhall *et al.*, 1999)。同一次喷发的开始和结束之间的成分差异被认为是岩浆房在喷发之前成分的分带和不均一性造成,而火山生命周期尺度内的成分变异被认为是一些复杂开放式岩浆作用的综合结果(Gertisser and Keller, 2003)。本文选择了~5Ma以来(长白山火山生命周期内)玄武岩的成分,结合喷发年

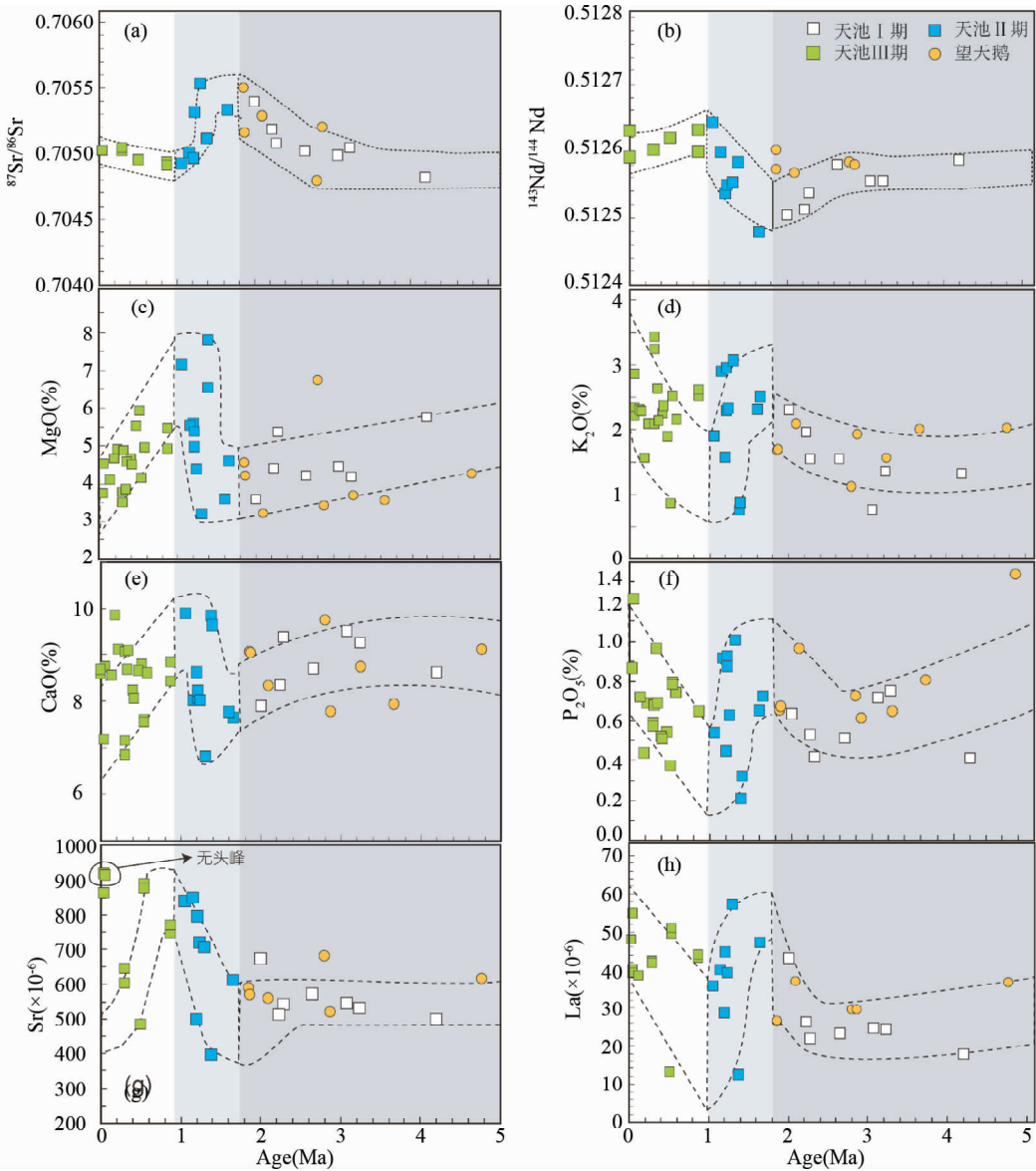


图8 长白山玄武岩主量、微量元素和同位素随年龄的变异图

Fig. 8 Variation of selected major, trace elements and isotopes of the Changbai basaltic rocks as a function of time

龄,建立了时间成分序列。结果显示,天池和望天鹅玄武质岩浆主量、微量和同位素成分随时间显示出一致的周期性振荡变化(图8)。为衡量成分变化趋势的可靠性,本文对单个期次的玄武岩做了重复的测试(K02003; K02004)结果发现在测量误差的范围内其主量、微量元素含量和同位素比值均非常一致(表2)。同时,经前3节分析得出长白山玄武质岩石成分总的变化范围是结晶分异造成。另外,岩相和全岩化学成分显示部分有岩浆补给和残留堆晶体再循环作用(图2d,4j),并且同位素与MgO的相关图中(图6e,f)显示岩浆经历了多时段的地壳混染过程。因此,我们认为玄武岩成分随时间的周期变化的规律是可靠的,并认为这样的周期变化规律是火山区复杂的开放式的岩浆作用过程的记录。若以 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 或者MgO的突变点为界(图8),序列可以分为3

段:5~2Ma,2~1Ma,1~0Ma。以下分段分析其地球化学成分随时间变化的特点及其隐含的岩浆房周期演化过程。

5~2Ma阶段(天池I期和望天鹅玄武岩),随年龄减小,MgO和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 减小, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 增加(图8a-c)。以~3Ma为界又可分为两个亚期:前期除 P_2O_5 外,玄武岩成分没有明显趋势变化;后期,CaO、Sr等相容元素减小; K_2O 、 P_2O_5 、La等不相容元素升高(图8a-h), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)增加(减小)。前期玄武岩以巨厚的致密稀斑粗面玄武岩为特点,后期过渡为含有斜长石斑晶($\text{An} = 45 \sim 60$),少量辉石和橄榄石斑晶($\text{Fo} = 50 \sim 65$)的玄武粗安岩。这些趋势表明此阶段岩浆在地壳中形成较为稳定的存储区(岩浆房),持续的发生结晶演化和地壳混染作用(AFC)。需要强调的是前人的研究提出过多种长白山火山的岩浆房模式(刘若新等,1998;樊

表4 模拟采用 EC-RAFC 模拟参数

Table 4 ECRAFC parameters

热动力学参数	L1	L2	L3
岩浆液相线温度 (T_{lm} , °C)	1340	1098	1098
岩浆初始温度 (T_{mo} , °C)	1340	1098	1098
混染体液相线温度 (T_{la} , °C)	1148	970	970
混染体初始温度 (T_{ao} , °C)	800	500	500
补给岩浆液相线温度 (T_{lr} , °C)	1253	1108	1108
补给岩浆初始温度 (T_{ro} , °C)	1253	1108	1108
固相线温度 (T_s , °C)	940	750	750
平衡温度 (T_{eq} , °C)	1072	909	909
结晶焓 (h_m , J/kg)	396000	396000	396000
岩浆比热 (c_{pm} , J/kg K)	1000	1484	1484
熔融焓 (h_a , J/kg)	370000	270000	270000
混染体比热 (c_{pa} , J/kg K)	1400	1370	1370
补给岩浆结晶焓 (h_r , J/kg)	410000	396000	396000
补给岩浆比热 (c_{pr} , J/kg K)	1000	1484	1484
补给岩浆温度和质量			
补给脉冲 1	1280	1.5	
补给脉冲 2	1100	1	
补给脉冲 3	1140	0.5	
成分参数			
	Sr	Sr	Sr
岩浆初始含量 (C_{m0} , $\times 10^{-6}$)	767	515	515
岩浆 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ϵ_{m0})	0.70473	0.70507	0.70507
岩浆微量元素分配系数 (D_m)	1.26	0.8	0.6
微量元素分配系数焓 (ΔH_m , J/kg)	-5000	-	-
混染体初始含量 (C_{a0} , $\times 10^{-6}$)	254	327	327
混染体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ϵ_{a0})	0.705566	0.71	0.7079
混染体微量元素分配系数 (D_a)	0.1	2.6	1
混染体微量元素分配系数焓 (ΔH_a , J/kg)	-15000	-	-
补给岩浆初始含量 (C_{r0} , $\times 10^{-6}$)	840	587	587
补给岩浆 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ϵ_{r0})	0.705008	0.705496	0.705496
补给岩浆微量元素分配系数 (D_r)	1	0.3	0.26
补给岩浆微量元素分配系数焓 (ΔH_r , J/kg)	-	-	-

祺诚等,2007;魏海泉,2010),但都认为玄武质岩浆存储于地幔没有在地壳中驻留演化。众所周知,玄武质岩浆上侵速率较大,若以 $\sim 6\text{m/s}$ 的速率 (Demouchy *et al.*, 2006) 估算,穿过 40km 的地壳也只需要不到 2h。如果玄武质岩浆没有在地壳中驻留,如此短的时间内是很难完成 AFC 过程。因此,本文认为长白山存在地壳玄武质岩浆房。

2~1Ma 阶段(天池 II 期;图 8a-h),MgO、CaO、Sr 等相容元素快速增加,且 MgO 达到 5Ma 以来的最高值, K_2O 、 P_2O_5 、 TiO_2 、La 等不相容元素快速减小, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 快速降低, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 快速升高(图 8a-h)。岩相中基性橄榄石和辉石的斑晶比例增加,Fo 最大可达 80(表 1),An 可达 70。岩石由玄武粗安岩、玄武安山岩向较为基性的粗面玄武岩和橄榄玄武岩过渡。此种情况,有学者用层状的演化岩浆房的由上至下逐渐抽取喷发的模式解释 (Prosser and Carr, 1987; Huijismans and Barton, 1989),但本区并不符合此种模式,因为无法解释同一岩浆房其同位素的急剧降低趋势,且同位素

变化趋势显示上、下地壳都有对其有贡献(图 6a-f)。因此,本区地壳中存在两个岩浆存储区的解释可能更为合理:下地壳存储区为高 MgO 低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的岩浆;上地壳为低 MgO 高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的进化玄武质岩浆。下地壳岩浆的上侵补给使上地壳进化岩浆先喷出地表。随后下地壳基性岩浆也喷出地表。此阶段反映出幔源岩浆强补给造成岩浆由下地壳向上的迁移过程。

1~0Ma 阶段(天池 III 期),玄武岩成分随着时间变化趋势类似于 5~2Ma 的初期阶段。MgO、CaO、Sr、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值减小; K_2O 、 P_2O_5 、 TiO_2 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值增加(图 8a-h)。岩相中的一个显著特征是包含有大量辉石、斜长石的外晶,长石有明显的筛状结构和溶蚀结构,辉石呈浑圆状(图 2)。表明此阶段岩浆进入演化期,在岩浆房底部存在大量堆晶体。但幔源岩浆还在不断的补给,使残余岩浆房中的堆晶体被捕获循环到岩浆中,最终被带至地表。

综上,长白山火山自 5Ma 以来,其成分随着时间显示一

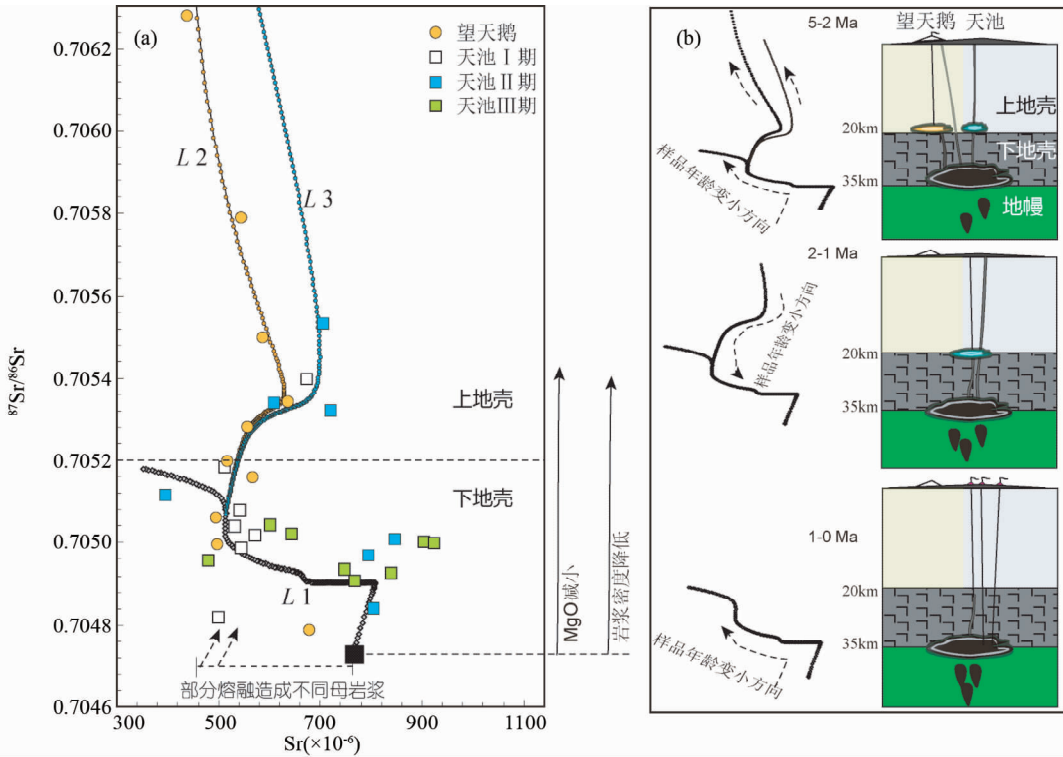


图9 长白山玄武岩的 $\text{Sr}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关图和 EC-RAFC 模拟结果图 (a) 和玄武质岩浆房的迁移模式图 (b)

Fig. 9 Plot of Sr vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and results of EC-RAFC simulations for lineage L1-L3 (a) and schematic illustration of a possible Changbai magmatic plumbing system based on the results of EC-RAFC models (b)

致的周期性变化规律。此规律是地下玄武质岩浆房系统的分离结晶、地壳混染、岩浆补给过程 (RAFC) 的记录。为更详细的揭示地壳岩浆房系统的时空迁移模式, 我们应用 ECRAFC 算法 (Spera and Bohron, 2002) 进行了模拟。

5.5 开放式的地壳岩浆作用过程及 ECRAFC 模拟

ECRAFC 算法原理是对接受补给的开放岩浆系统, 利用能量和质量守恒控制方程, 约束其分离结晶、地壳混染和补给混合的岩浆作用过程 (Bohron and Spera, 2001, 2003, 2007; Fowler *et al.*, 2004)。通过模拟岩浆的微量和同位素成分变化可以示踪 RAFC 过程。模拟的参数包括初始温度、液相线温度, 比热, 地壳中元素扩散和熔融熔, 平衡温度等热力学参数和母岩浆和补给岩浆以及混染地壳的元素及同位素成分等成分参数。本文模拟采用的母岩浆本区含地幔包体的中新世玄武岩的样品 (XNT11-002 成分见表 2), 混染端元的同位素参数见表 3。液相线温度用 MELTS 模型 (Ghiorso and Sack, 1995) 估计, 其它参数在 Bohron and Spera (2007) 提供的合理范围内 (表 4)。

根据同位素二元图上样点趋势 (图 6a-f), 可将模拟过程分为 3 段, 下地壳段 (L1)、望天鹅上地壳段 (L2) 和天池上地壳段 (L3)。各阶段的物理和化学成分参数见表 4。

模拟结果符合了多数样点的分布趋势 (图 9a)。

ECRAFC 轨迹以 Sr 同位素比值 0.7052 为界分为了上下地壳两区。尽管模拟使用的是高 Sr 含量的碱性橄辉玄武岩, 但从轨迹图上看由部分熔融造成的其他母岩浆最终也与碱性 (高 Sr) 母岩浆合并了演化轨迹。天池和望天鹅火山区的样品点都沿 L1 轨迹分布, 证明了他们的母岩浆都曾在同一地壳岩浆房存储。在 ECRAFC 轨迹上 Sr 含量降低通常对应岩浆分离结晶作用, 而补给事件和长石晶体富集通常会使 Sr 含量增加 (Fowler *et al.*, 2004)。岩浆在下地壳分离结晶作用使 Sr 的含量降低, 同时释放的结晶热开始烘烤地壳。同时, 高温幔源岩浆的补给快速加热了地壳使其达到固相线开始熔融, 加速了地壳混染, 导致 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值增加 (轨迹 L1)。镁铁质矿物的分离结晶作用 (MgO 减小) 使岩浆密度降低, 同时补给岩浆使岩浆房压力增加, 促使岩浆上升到浅部地壳。上地壳的轨迹 (L2, L3) 显示天池和望天鹅岩浆房分别受控于不同的上地壳同位素端元的控制 (图 9a), 说明二者在互不相连的上地壳岩浆存储区驻留、演化和混染。而从火山活动的时间上看, ECRAFC 轨迹显示明显的岩浆房系统的迁移规律 (图 9b): 5 ~ 2Ma 阶段, 岩浆混染端元由下地壳逐渐上地壳过渡, 显示了岩浆从下地壳向上地壳迁移, 岩浆房逐渐变浅的过程。2 ~ 1Ma 阶段, 轨迹显示岩浆房由上地壳向下地壳过渡, 逐渐变深的过程。这显示了从上地壳至下地壳, 岩浆房抽取深度逐渐增加的过程。1 ~ 0Ma 阶段, 轨迹显示玄武质岩浆下地壳驻留、演化。

5.6 火山活动和构造联系

众所周知,玄武质岩浆一般属于近牛顿流体,黏度小,其上升的驱动力受两方面因素的影响(Philpotts and Ague, 2009):岩浆自身的密度;岩浆上覆围岩环境的压应力。理论上来说,岩浆密度越小,且上部围岩的静岩压力越小,就越容易喷发。构造断裂的拉伸使围岩压力大幅减小,而这种情况极易使岩浆上升喷出;反之,岩浆在构造挤压的情况下容易滞留形成稳态的岩浆房。长白山火山区构造断裂非常发育天池火山和望天鹅火山都位于断裂相交位置(图1)。这些断裂提供了岩浆存储的空间和上升的通道,同时也制约着火山的活动。因此,玄武岩成分周期变化规律和岩浆系统的滞留和迁移过程可能与本区主要断裂的活动密切相关。5~2Ma阶段的前期可能由于NE-SW和近NNE两组主断裂(图1,白山-天池断裂;长白-甑峰山断裂)的拉张或剪切拉张,造成长白山地区沿此两条主断裂以裂隙式喷发了大量稀斑玄武岩。后期(约3~2Ma)断裂活动减弱,岩浆上侵至中上地壳形成稳态岩浆房,发生地壳混染和斜长石、单斜辉石、钛铁矿和磷灰石的结晶分异演化(图4、图8),形成高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 低MgO的玄武质进化岩浆,甚至在望天鹅演化出了粗面岩和流纹岩。2~1Ma天池所处的NE-SW断裂活动增强,且地幔基性岩浆补给强烈,先补给到上地壳岩浆房挤出残留进化的玄武质岩浆(高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 低MgO)后期直接由下地壳喷出地表,形成较基性的天池造盾玄武岩(低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、高MgO)。1Ma至今,长白山地区又进入断裂拉张活动减弱期,但幔源岩浆的补给没有明显减弱。在上地壳,玄武质岩浆演化形成的进化岩浆喷出形成了天池造盾和近代喷发的粗面质和碱流质产物。而在下地壳,幔源基性岩浆的补给混合使岩浆房产生超压,且岩浆中挥发分含量增加,导致岩浆密度急剧减小而上侵喷出,形成爆炸式玄武质火山渣锥。

应当指出,此火山活动与构造联系的模式只是一个简单的假说,严谨的论证其相关性需要对本区断裂进行测年和应力分析。

6 结论

(1)长白山5Ma以来玄武质岩石地球化学和同位素成分随时间呈现一致的脉动式变化。根据 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和MgO的突变点可以分为3段:5~2Ma,2~1Ma,1~0Ma。该周期变化是由分离结晶、地壳混染和岩浆补给的岩浆作用过程造成,而地幔源区不均一性和部分熔融程度差异引起玄武岩成分的变化有限;

(2)ECRAFC模拟轨迹显示,玄武质岩浆最初都存储于同一下地壳岩浆房。望天鹅和天池两个喷发中心需要不同的上地壳同位素成分来约束其ECRAFC轨迹,反映了二者岩浆迁移路径和存储区不同。模拟轨迹显示岩浆迁移方式有分段特点。5~2Ma阶段,岩浆从下地壳向上地壳迁移,岩浆

房逐渐变浅。2~1Ma阶段,岩浆房由上地壳向下地壳逐渐变深。这显示了岩浆房抽取深度逐渐增加的过程。1~0Ma阶段,玄武质岩浆存储于下地壳,没有在上地壳驻留的痕迹,而是直接由下地壳喷出地表。

(3)长白山玄武质岩浆的活动与本区的构造断裂活动密切相关,玄武岩脉动式的成分演化规律可能对应于5Ma以来长白山地区的强拉张-弱拉张的周期性断裂活动过程。

致谢 在野外采样和实验测试中得到了张磊、刘嘉丽、孙春青、伍婧、陈双双和高金亮的热心帮助;实验过程中得到了李禾、李靳娣、李潮峰等老师的帮助;成文过程中曾与张茂亮、张丽红、成智慧进行了有意义的讨论;两位匿名审稿人提供了宝贵的意见和建议;在此一并表示感谢。

References

- Annen C, Blundy JD and Sparks RSJ. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3): 505–539
- Basu AR, Wang JW, Huang WK *et al.* 1991. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China; Implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(1–3): 149–169
- Bohrson WA and Spera FJ. 2001. Energy-constrained open-system magmatic processes II: Application of energy-constrained assimilation-fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems. *Journal of Petrology*, 42(5): 1019–1041
- Bohrson WA and Spera FJ. 2003. Energy-constrained open-system magmatic processes IV: Geochemical, thermal and mass consequences of energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(2): doi:10.1029/2002GC000316
- Bohrson WA and Spera FJ. 2007. Energy-constrained recharge, assimilation, and fractional crystallization (EC-RAFC): A visual basic computer code for calculating trace element and isotope variations of open-system magmatic systems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(11): Q11003, doi: 10.1029/2007GC001781
- Chen XY, Liu JQ, Guo ZF *et al.* 2008. A study on the geochemical characteristics and origin of volcanic rocks in Wangtian'e Volcano. *Acta Petrologica Sinica*, 24(11): 2576–2584 (in Chinese with English abstract)
- Demouchy S, Jacobsen SD, Gaillard F *et al.* 2006. Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine. *Geology*, 34(6): 429–432
- Fan QC, Liu RX, Zhang GH *et al.* 1998a. The genesis and evolution of bimodal volcanic rocks in Wangtian'e volcano, Changbaishan. *Acta Petrologica Sinica*, 14(3): 305–317 (in Chinese with English abstract)
- Fan QC, Liu RX, Li DM *et al.* 1998b. Significance of K-Ar age of bimodal volcanic rocks at Wangtian'e volcano, Changbaishan area. *Chinese Sciences Bulletin*, 44(7): 660–663
- Fan QC, Sui JL and Liu RX. 2001. Sr-Nd isotopic geochemistry and magmatic evolutions of Wudalianchi Volcano, Tianchi Volcano and Tengchong Volcano. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3): 233–238 (in Chinese with English abstract)
- Fan QC, Sui JL, Wang TH *et al.* 2006. Eruption history and magma evolution of the trachybasalt in the Tianchi Volcano, Changbaishan. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1449–1457 (in Chinese with

English abstract)

- Fan QC, Sui JL, Wang TH *et al.* 2007. History of volcanic activity, magma evolution and eruptive mechanisms of the Changbai Volcanic Province. *Geological Journal of China Universities*, 13(2): 175 – 190 (in Chinese with English abstract)
- Fowler SJ, Bohron WA and Spera FJ. 2004. Magmatic evolution of the Skye Igneous Centre, Western Scotland: Modelling of assimilation, recharge and fractional crystallization. *Journal of Petrology*, 45(12): 2481 – 2505
- Gertisser R and Keller J. 2003. Temporal variations in magma composition at Merapi Volcano (Central Java, Indonesia): Magmatic cycles during the past 2000 years of explosive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123(1–2): 1 – 23
- Ghiorso MS and Sack RO. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV: A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2–3): 197 – 212
- Guo F, Fan WM, Gao XF *et al.* 2010. Sr-Nd-Pb isotope mapping of Mesozoic igneous rocks in NE China: Constraints on tectonic framework and Phanerozoic crustal growth. *Lithos*, 120(3–4): 563 – 578
- Hart SR and Dunn T. 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(1): 1 – 8
- Hauri EH, Wagner TP and Grove TL. 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb, and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, 117(1–4): 149 – 166
- Hofmann AW. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613): 219 – 229
- Hsu CN, Chen JC and Ho KS. 2000. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks from Kirin Province, northeast China. *Geochemical Journal*, 34(1): 33 – 58
- Huijsmans JPP and Barton M. 1989. Polybaric geochemical evolution of two shield volcanoes from Santorini, Aegean Sea, Greece: Evidence for zoned magma chambers from cyclic compositional variations. *Journal of Petrology*, 30(3): 583 – 625
- Humphreys MCS, Blundy JD and Sparks RSJ. 2008. Shallow-level decompression crystallisation and deep magma supply at Shiveluch Volcano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(1): 45 – 61
- Irvine TN and Baragar WRA. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523 – 548
- Jin BL and Zhang XY. 1994. Researching Volcanic Geology of Changbai Mountains. Yanbian: Education Publishing House of Northeast Korea Nation, 1 – 223 (in Chinese)
- Jin JY. 2006. A study on geological features and effusive hazards of shield-forming basalts in the Tianchi volcano. Master Degree Thesis. Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration, 1 – 58 (in Chinese with English summary)
- Kuritani T, Kimura JI, Miyamoto T *et al.* 2009. Intraplate magmatism related to deceleration of upwelling asthenospheric mantle: Implications from the Changbaishan shield basalts, Northeast China. *Lithos*, 112(3–4): 247 – 258
- Kuritani T, Ohtani E and Kimura JI. 2011. Intensive hydration of the mantle transition zone beneath China caused by ancient slab stagnation. *Nature Geoscience*, 4(10): 713 – 716
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A *et al.* 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745 – 750
- Li CF, Li XH, Li QL *et al.* 2011. Directly determining $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotope ratios using thermal ionization mass spectrometry for geological samples without separation of Sm-Nd. *J. Anal. Atom. Spectrom.*, 26(10): 2012 – 2022
- Li CF, Li XH, Li QL *et al.* 2012. Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single-step separation scheme. *Anal. Chim. Acta*, 727: 54 – 60
- Li CW. 2006. Petrogenesis and geodynamic processes of Late Mesozoic volcanic rocks in the southeastern Jilin Province, NE China. Ph. D. Dissertation. Guangzhou: Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 1 – 121 (in Chinese with English summary)
- Li N, Fan QC, Sun Q *et al.* 2004. Magma evolution of Changbaishan Tianchi Volcano: Evidences from the main phenocrystal minerals. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3): 575 – 582 (in Chinese with English abstract)
- Liu JQ and Wang SS. 1982. Age of Changbaishan volcano and Tianchi Lake. *Chinese Science Bulletin*, (21): 1312 – 1315 (in Chinese)
- Liu Q, Pan XD, Wei HQ *et al.* 2008. A borehole study on the eruptive sequence from the Tianchi volcano, Changbai Mountain. *Earthquake Research in China*, 24(3): 235 – 246 (in Chinese with English abstract)
- Liu RX, Fan QC, Zheng XS *et al.* 1998. The magma evolution of Tianchi Volcano. *Science in China (Series D)*, 28(3): 226 – 231 (in Chinese)
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4): 321 – 355
- Newhall CS, Aramaki F, Barberi *et al.* 1999. Professional conduct of scientists during volcanic crises. *Bulletin of Volcanology*, 60(5): 323 – 334
- Niu YL. 2013. Global Tectonics and Geodynamics: A Petrological and Geochemical Approach. Beijing: Science Press, 1 – 307 (in Chinese)
- Pak CS, In TO and Phyo YS. 1993. A study for exploration of the deep earth crustal structure in the Paekdusan region. *Geol. Sci.*, 1: 33 – 35
- Philpotts AR and Ague JJ. 2009. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd Edition. New York: Cambridge University, 1 – 684
- Prosser JT and Carr MJ. 1987. Poas Volcano, Costa Rica: Geology of the summit region and spatial and temporal variations among the most recent lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33(1–3): 131 – 146
- Rollinson HR. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Harlow: Longman, 1 – 352
- Ryder CH, Gill JB, Tepley *et al.* 2006. Closed-to open-system differentiation at Arenal volcano (1968 ~ 2003). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(1–3): 75 – 93
- Singer BS, Jicha BR, Harper MA *et al.* 2008. Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5–6): 599 – 618
- Spera FJ and Bohron WA. 2002. Energy-constrained open-system magmatic processes 3: Energy-Constrained Recharge, Assimilation, and Fractional Crystallization (EC-RAFC). *Geochemistry, Geophysics Geosystems*, 3(12): 1 – 20
- Streck MJ and Grunder AL. 2012. Temporal and crustal effects on differentiation of tholeiite to calcalkaline and ferro-trachytic suites, High Lava Plains, Oregon, USA. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(11): doi:10.1029/2012GC004237
- Sui JL, Fan QC, Liu JQ *et al.* 2007. Mantle heterogeneity beneath Changbaishan volcanic province: Evidence from geochemical study on trace elements and isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1512 – 1520 (in Chinese with English abstract)
- Sun CQ. 2008. Study on characteristics of petrology and magma evolution of the Tianchi volcano in Changbai Mountain. Master Degree Thesis. Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration, 1 – 73 (in Chinese with English summary)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313 – 345

- Tatsumoto M, Basu AR, Wankang H *et al.* 1992. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: Enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(1-2): 107-128
- Tian F and Tang DP. 1989. Petrogenesis of the Cenozoic volcanic rocks in the Changbaishan region. *Acta Petrologica Sinica*, (2): 49-64 (in Chinese with English abstract)
- Wang TH, Fan QC, Sun Q *et al.* 2006. Petrochemistry of Cenozoic volcanic rocks in the Tumen river field, Changbai mountain region. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1481-1490 (in Chinese with English abstract)
- Wang Y, Li C, Wei H *et al.* 2003. Late Pliocene-recent tectonic setting for the Tianchi volcanic zone, Changbai Mountains, Northeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(10): 1159-1170
- Wei H, Wang Y, Jin J *et al.* 2007. Timescale and evolution of the intracontinental Tianchi volcanic shield and ignimbrite-forming eruption, Changbaishan, Northeast China. *Lithos*, 96(1-2): 315-324
- Wei H, Liu G and Gill J. 2013. Review of eruptive activity at Tianchi volcano, Changbaishan, Northeast China: Implications for possible future eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 75(4): 1-14
- Wei HQ. 2010. Magma up-moving process within the magma prism beneath the Changbaishan volcanoes. *Earth Science Frontier*, 17(1): 11-23 (in Chinese with English abstract)
- Wilson BM. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. London: Unwin Hyman, 1-466
- Wu FY, Sun DY, Ge WC *et al.* 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(1): 1-30
- Xie GH, Wang JW, Basu AR and Tatsumoto M. 1988. Petrochemistry and Sr, Nd, Pb-isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Changbaishan area, Northeast China. *Acta Petrologica Sinica*, 4(4): 1-13 (in Chinese with English abstract)
- Zhang XK, Zhang CK, Zhao JR *et al.* 2002. Deep seismic sounding investigation into the deep structure of the magma system in Changbaishan-Tianchi volcanic region. *Acta Seismologica Sinica*, 15(2): 143-151 (in Chinese with English abstract)
- Zindler A and Hart S. 1986. *Chemical Geodynamics*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493-571
- Zou HB, Fan QC and Yao YP. 2008. U-Th systematics of dispersed young volcanoes in NE China: Asthenosphere upwelling caused by piling up and upward thickening of stagnant Pacific slab. *Chemical Geology*, 255(1-2): 134-142
- Ar 年龄意义. *科学通报*, 43(20): 2222-2225
- 樊祺诚, 隋建立, 刘若新. 2001. 五大连池、天池和腾冲火山岩 Sr、Nd 同位素地球化学特征与岩浆演化. *岩石矿物学杂志*, 20(3): 233-238
- 樊祺诚, 隋建立, 王团华等. 2006. 长白山天池火山粗面玄武岩的喷发历史与演化. *岩石学报*, 22(6): 1449-1457
- 樊祺诚, 隋建立, 王团华等. 2007. 长白山火山活动历史、岩浆演化与喷发机制探讨. *高校地质学报*, 13(2): 175-190
- 金伯禄, 张希友. 1994. 长白山火山地质研究. 延边: 东北朝鲜民族教育出版社, 1-223
- 靳晋瑜. 2006. 天池火山造盾玄武岩地质特征与溢流性灾害研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所, 1-58
- 李超文. 2006. 吉林省东南部晚中生代火山作用及其深部过程研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 1-121
- 李霓, 樊祺诚, 孙谦等. 2004. 长白山天池火山岩浆演化-来自主矿物成分的证据. *岩石学报*, 20(3): 575-582
- 刘嘉麒, 王松山. 1982. 长白山火山与天池的形成时代. *科学通报*, (21): 1312-1315
- 刘强, 盘晓东, 魏海泉等. 2008. 长白山天池火山喷发序列研究. *中国地震*, 24(3): 235-246
- 刘若新, 樊祺诚, 郑祥身等. 1998. 长白山天池火山的岩浆演化. *中国科学(D辑)*, 28(3): 226-231
- 牛耀龄. 2013. 全球构造与地球动力学——岩石学与地球化学方法应用实例. 北京: 科学出版社, 1-307
- 隋建立, 樊祺诚, 刘嘉麒等. 2007. 长白山火山地幔不均一性——微量元素及同位素地球化学研究. *岩石学报*, 23(6): 1512-1520
- 孙春强. 2008. 长白山天池火山岩石学与岩浆演化特征研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所, 1-73
- 田丰, 汤德平. 1989. 吉林省长白山地区新生代火山岩的特点及其成因. *岩石学报*, (2): 49-64
- 王团华, 樊祺诚, 孙谦等. 2006. 长白山区图们江流域新生代火山岩的岩石化学研究. *岩石学报*, 22(6): 1481-1490
- 魏海泉. 2010. 长白山火山岩浆柱岩浆上升作用过程. *地学前缘*, 17(1): 11-23
- 解广轰, 王俊文, Basu AR, Tatsumoto M. 1988. 长白山地区新生代火山岩的岩石化学及 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学研究. *岩石学报*, 4(4): 1-13
- 张先康, 张成科, 赵金仁等. 2002. 长白山天池火山区岩浆系统深部结的深地震测深研究. *地震学报*, 24(2): 135-143

附中文参考文献

- 陈晓雨, 刘嘉麒, 郭正府等. 2008. 望天鹅火山岩石地球化学特征及其成因. *岩石学报*, 24(11): 2576-2584
- 樊祺诚, 刘若新, 张国辉等. 1998a. 长白山望天鹅火山双峰式火山岩的成因演化. *岩石学报*, 14(3): 305-317
- 樊祺诚, 刘若新, 李大明等. 1998b. 长白山望天鹅双峰式火山岩 K-