

加勒比海小安德列斯岛弧 Kick'em Jenny 海底火山岩的斜长石成分环带:示踪大洋岛弧岩浆房的演化*

李原鸿 黄方** 于慧敏 贺治伟 陈沙

LI YuanHong, HUANG Fang**, YU HuiMin, HE ZhiWei and CHEN Sha

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室,中国科学技术大学地球与空间科学学院,合肥 230026

CAS Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2015-01-29 收稿, 2015-08-26 改回.

Li YH, Huang F, Yu HM, He ZW and Chen S. 2016. Plagioclase zoning in submarine volcano Kick'em Jenny, Lesser Antilles Arc: Insights into magma evolution processes in oceanic arc magma chamber. *Acta Petrologica Sinica*, 32 (2): 605–616

Abstract In this study, we analyzed textural and compositional zoning of plagioclase phenocrysts in basalt and basaltic andesites from Kick'em Jenny (KEJ) submarine volcano, Lesser Antilles Arc. Major element compositions of the plagioclase phenocrysts were measured by both electron microprobe (EMPA) and laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). Sr contents were also analyzed by LA-ICP-MS. The results exhibit that the variations of both major elements and Sr contents are related with the textures of plagioclase phenocrysts. The most typical textures of KEJ plagioclase phenocrysts are oscillatory zoning and resorption. Particularly, all plagioclase phenocrysts in this study have intensive oscillatory zoning with rapid decrease in An (anorthite) content from the rim to the core. This texture may reflect the disequilibrium between plagioclase and melt during a rapid crystallization process. The width of oscillatory zoning in the core of plagioclase phenocrysts is larger than that in the rim, reflecting magma recharge and convection. Some phenocrysts have resorption texture with increasing An content from core toward rim, which may reflect recharge of high-Ca magma. The textural and compositional zoning of KEJ plagioclase phenocrysts reveal complex magma evolution processes of KEJ submarine volcano, including multiple magma recharges, magma convection in magma chamber, reactions between melt and crystals, and resorption of pre-existing crystals. Therefore, mineral zoning can provide insights into magma evolution and eruption processes of submarine volcanoes.

Key words Plagioclase zoning; Kick'em Jenny; Magma evolution; Submarine volcano

摘要 我们对采自于加勒比海地区小安德列斯岛弧(Lesser Antilles Arc) Kick'em Jenny(KEJ)海底火山玄武岩中的斜长石斑晶进行了矿物形态和成分分析。利用电子探针(EMPA)和 LA-ICP-MS 测定了具有环带结构的斜长石斑晶中主量元素的空间分布,同时也利用 LA-ICP-MS 分析了斜长石中 Sr 的分布。结果表明,在不同的矿物斑晶中,元素含量均表现出和环带结构相联系的空间分布变化。斜长石斑晶中最主要的结构为韵律环带以及熔蚀结构,所测定的矿物边缘都存在 An 值从由内向外迅速降低的致密韵律环带,可能反映了快速结晶时的不平衡;而晶体内部的稀疏韵律环带结构是由岩浆填充或对流活动导致的。部分斜长石的熔蚀层 An 值由内向外升高,反映了高 Ca 岩浆填充的过程。这说明斜长石斑晶的矿物形态和元素环带可以用来制约俯冲带海底火山岩浆从源区上升到岩浆房再到喷发的复杂过程,包括岩浆演化、熔体多次填充、熔体与结晶矿物之间的反应、以及矿物再熔蚀等。这对于理解海底火山的喷发以及岛弧岩浆岩的演化有重要意义。

关键词 斜长石环带; Kick'em Jenny 火山; 岩浆演化过程; 海底火山

中图法分类号 P588.11

* 本文受国家自然科学基金面上项目(41173031)及杰出青年项目(41325011)联合资助。

第一作者简介:李原鸿,男,1988年生,博士生,地球化学专业,E-mail: liyuanh@mail.ustc.edu.cn

** 通讯作者:黄方,男,1978年生,教授,主要研究方向为非传统稳定同位素地球化学、实验岩石学、土壤地球化学和铀系不平衡,E-mail: huang@ustc.edu.cn

火山活动是地幔和地壳之间物质交换的重要途径,而位于板块交界处的俯冲带是地球上火山活动最活跃的区域之一。板块的俯冲作用使得冷的岩石圈物质进入地幔,促进地幔物质的对流循环。每年岛弧产生的熔体约占全球地幔产生熔体的 15% (Crisp, 1984),因此研究俯冲带火山岩浆房中岩浆的演化过程,对于了解全球火山喷发的规律以及岩浆的来源具有非常重要的意义,可以帮助我们进一步理解地壳的形成及演化过程、幔源岩浆在壳内的分异以及壳幔相互作用。目前对俯冲带火山的研究多集中于大陆火山或者喷发于地表的岛弧火山岩 (Kent *et al.*, 2010; Viccaro *et al.*, 2010; Giacomoni *et al.*, 2014; Jeffery *et al.*, 2013; Berlo *et al.*, 2007; Cashman and Blundy, 2013; Green and Falloon, 2015)。由于监测及采样困难等原因,对于海底火山岩的研究还非常少,目前国际文献中尚缺乏关于俯冲带海底火山岩浆演化过程的系统研究。

斜长石是火成岩中最普遍存在的矿物之一,它的结晶温压范围几乎涵盖了整个岛弧岩浆的分离结晶过程 (Costa *et al.*, 2003)。斜长石的环带受结晶时的温度、压力和挥发性组分的含量变化控制。环带一旦形成后,因为 NaSi-CaAl 之间的相互扩散速率非常低,主要元素环带结构在很长时间内不会因为扩散作用而改变,因而可以从高温岩浆演化过程中保存下来 (Morse, 1984; Grove *et al.*, 1984)。因此斜长石中的环带以及特征晶体结构(如熔蚀结构,韵律环带,固体/熔体包裹体等)就能记录岩浆温度、压力和组分的变化 (Lofgren, 1974, 1980; Smith and Lofgren, 1983; Anderson, 1984; Tsuchiyama, 1985; Nelson and Montana, 1992; Nakamura and Shimakita, 1998; Hammer and Rutherford, 2002)。由于具有以上特性,斜长石已经被证明是岩浆演化过程非常重要的指示矿物之一 (Pearce *et al.*, 1987; Blundy and Shimizu, 1991; Singer and Dungan, 1995; Kuritani, 1998; Ginibre *et al.*, 2002; Landi *et al.*, 2004; Berlo *et al.*, 2007; Gagnevin *et al.*, 2007; Ginibre and Wörner, 2007; Ruprecht and Wörner, 2007)。通过对环带的结构和成分分析,可以制约斜长石结晶过程中岩浆的温度、压力等物理特征,以及岩浆组分等化学性质的变化过程,进而反演出岩浆演化的历程,例如岩浆源区的部分熔融、不同成分的岩浆混合过程、挥发性物质的加入和流失、矿物的分离结晶以及岩浆上升过程中经历的温度压力变化等,为我们解决俯冲带地区物质循环过程中的诸多问题提供重要信息。

本文选择了小安德列斯群岛的 Kick'em Jenny (以下简称 KEJ) 海底火山玄武岩作为研究对象。KEJ 火山是一个著名的海底火山,前人对该地区的地质构造和岩浆岩的地球化学性质等已有深入系统的研究 (Speed *et al.*, 1993; Devine and Sigurdsson, 1995; Devine, 1995; Macdonald *et al.*, 2000; Zellmer *et al.*, 2003; Toothill *et al.*, 2007; DuFrane *et al.*, 2009; Huang *et al.*, 2011), 为我们开展下一步研究奠定了基础。根据 Macdonald *et al.* (2000) 中的总结,小安德列斯岛弧

俯冲带的岩浆活动主要经历了以下过程:俯冲洋壳在到达 50~60km 深时开始脱水,这些流体释放进入地幔楔促使角闪石生成。角闪石随着俯冲作用和对流活动向深部运移,到达约 110km 深处即开始发生晶格破裂,释放出含水流体,促进地幔楔物质的部分熔融。之后含熔体层因为密度较小逐步上升,上升过程中压力降低又导致进一步熔融,产生的岩浆最终喷出地表形成大洋岛弧岩浆岩。我们希望通过 KEJ 海底火山玄武岩中斜长石的环带研究来加深对俯冲带海底火山岩浆房演化的理解。

1 样品介绍和分析方法

1.1 区域地质背景

小安德列斯群岛位于中美洲,西邻加勒比海,东邻大西洋,属于安德列斯群岛的东南段,呈圆弧状分布。加勒比板块发源于太平洋加拉帕戈斯热点上方,之后向东移动,插入北美板块和南美板块之间。小安德列斯岛弧就位于大西洋板块向加勒比板块俯冲的交界区域(图 1),长约 800km,从北端的沙巴岛延伸到南端的格林纳达岛。岛弧可以分为南北两个部分,以马提尼克岛为界。北段又分为东西两部分,西部是活跃的火山岛链,从早中新世活跃至今,而东部为更老的石灰岩,这个区域的火山活动主要发生于始新世到中渐新世。这两部分的地质特征差异可能和俯冲板块的折返上浮过程有关 (Macdonald *et al.*, 2000),位于东北部的大片弧前区域在第四纪发生的抬升也说明了这一点 (Brasier and Mather, 1975)。北段的岛弧走向大约为 330°,俯冲倾角为 60°~50°。南段的岛弧走向约为 20°,按照俯冲倾角不同又分为两部分,北部倾角 50°~45°,南部倾角近乎垂直,这两部分的分界处位于格林纳达岛之下 (Macdonald *et al.*, 2000)。倾角的不同导致了南北两段俯冲速率的不同,南段的俯冲速率 (~1.3cm/yr) 大大慢于北段 (3.7cm/yr) (Jarrard, 1986)。由于俯冲速率过低,在过去的 0.1Ma 的时间内,该地区的岩浆产出速率较低 (3~5km³·Myr⁻¹·km⁻¹) (Wadge and Shepherd, 1984; Macdonald *et al.*, 2000)。岛弧的中部具有最高的岩浆产出速率,这个结果可能反映了板块俯冲速率和角度的变化 (Macdonald *et al.*, 2000)。根据 Wadge and Shepherd (1984) 的理论,导致岛弧南北差异的原因有两种可能:美洲板块原先是一个整体,在俯冲过程中被撕裂变形;或者是北美板块和南美板块两个分开的板块以不同的速率俯冲。

KEJ 火山是小安德列斯岛弧中的一座海底活火山,位于格林纳达以北 ~9km 处,KEJ 火山是岛弧中最活跃的火山,自 1939 年以来一共有过至少 12 次喷发 (1939、1943、1953、1965、1966、1972、1974、1977、1977、1988、1990、2001)。自 1962 年到 1978 年,火山喷发活动使得火山顶部从海面下 230m 升高到海面下 160m (Devine and Sigurdsson, 1995)。

KEJ 火山的东部 1~2km 处存在一条南北向的断层,使得火山周围火山灰的分布不均匀,火山沉积物向西延伸到距

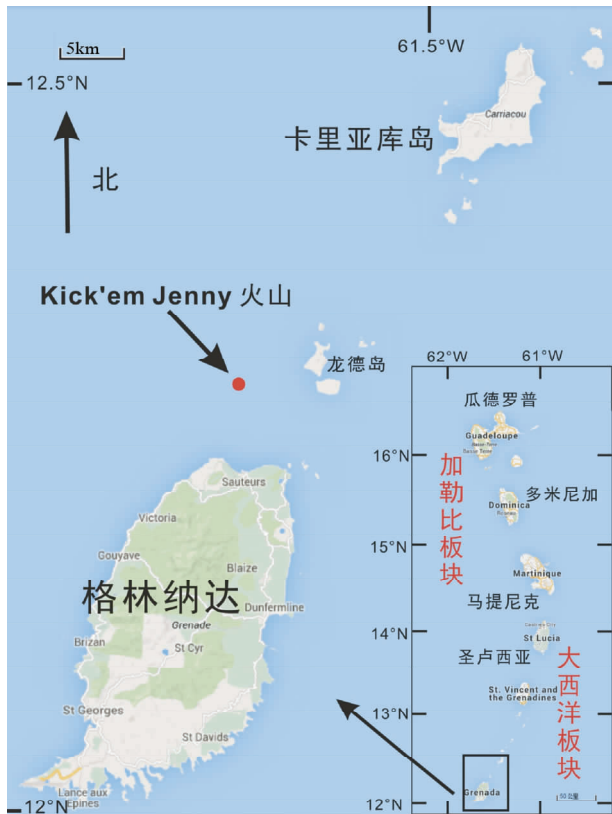


图1 南段小安德列斯岛弧以及 Kick'em Jenny 火山所处的地理位置图(引用自 Google 地图)

Fig. 1 Map of the southern Lesser Antilles volcanic arc and Kick'em Jenny submarine volcano (modified from the Google map)

火山口约 4km 处,水深超过 1300m 的格林纳达海盆处 (Devine and Sigurdsson, 1995)。Boynton *et al.* (1979) 通过地震波对该处的地层特征进行过研究,结果表明 KEJ 火山处的地壳可以分为三层:最下层具有基性岩型的地震波特征,厚约 20km;中间层是中性组分的侵入岩,厚约 7.5km;最上层具有最低的地震波速,主要由喷出岩、火山碎屑岩和沉积物组成,厚约 3km。

自 1989 年以来,人们开始对 KEJ 火山进行实地的潜水观测,观测结果表明火山锥具有陡峭且高低不平的形貌特征,由粗糙且多棱角的玄武质或玄武安山质火山岩堆积而成 (Devine and Sigurdsson, 1995)。

1.2 区域及样品的地球化学特征

地球化学研究表明小安德列斯群岛中火山喷发的岩浆主要来自于被大西洋板块俯冲带来的流体和沉积物交代的地幔部分熔融 (Turner *et al.*, 1996; Macdonald *et al.*, 2000)。岩浆组分随岛弧走向有系统性变化,从北部的低钾拉斑玄武岩到中部高钾钙碱性岩浆再到南部碱性岩浆 (Macdonald *et al.*, 2000)。KEJ 火山的南部和北部岛屿 (格林纳达和格林

纳丁斯)上的玄武岩相比岛弧中的其他部分更加富 Mg。这种高 Mg 的岩浆 (~15%) 是这些岛屿中玄武岩-安山岩-英安岩系列的母体岩浆,经历过分离结晶过程,而 KEJ 玄武岩很可能是由这种玄武岩-安山岩-英安岩系列母体岩浆经同化-分异-结晶过程 (AFC 模型) 演化而成 (Devine, 1995)。KEJ 火山喷发前熔体中的水含量可以达到 ~5%, 喷发前去气过程的速率和程度不同导致了两种不同喷发方式的产生:富含挥发分的情况下,迅速的去气过程会导致爆发式喷发产生大量火山灰和火山弹,而挥发分含量较低时则发生缓慢的溢流式喷发,形成坡度较平缓的圆形火山口 (Devine and Sigurdsson, 1995)。

本次观察和分析的样品 KEJ1976 和 KEJ103 是用船底拖曳的方法采自 KEJ 火山口 (12°30'N, 61°38'W) (Sigurdsson and Shepherd, 1974)。这些样品可能是 1939 年火山喷发的产物,其中主要的岩石类型是富含橄榄石的碎屑状和斑状玄武岩, SiO₂ 含量 47% ~ 50%。这些 KEJ 岩石样品中包含的主要矿物有斜长石 (An₇₀-An₉₀)、单斜辉石、橄榄石 (Fo₇₀-Fo₈₅) 和角闪石 (Devine and Sigurdsson, 1995)。KEJ103 全岩的主微量元素数据已经发表在 (Sigurdsson and Shepherd, 1974) 中 (见表 1 中全岩数据), 其中 SiO₂ 含量为 53.85%, MgO 的含量为 4.39%。Huang *et al.* (2011) 中对 KEJ 火山岩中的铀系核素进行了测定,结果表明大部分样品中存在显著的 ²²⁶Ra 和 ²³⁸U 相对 ²³⁰Th、²³¹Pa 相对 ²³⁵U 过剩的现象,样品中 ²²⁶Ra 过剩和 Sr/Th 和 Ba/Th 之间的相关性可能是由于岩浆在浅部地壳中的分异过程导致的。

1.3 实验方法

首先将 KEJ1976 和 KEJ103 岩石样品制成电子探针薄片。之后选取 KEJ103 中 2 个具有代表性环带结构的斜长石晶体 (KEJ103-1、KEJ103-2), 用激光剥蚀-电感耦合等离子体质谱仪 (LA-ICP-MS) 对其主微量元素成分同时进行分析。为了确保主量元素测定值准确可靠,我们进行电子探针分析作为对照,并做了扫描电镜背散射成像 (BSE) 以获得更直观的环境结构图像信息。

样品的 LA-ICP-MS 分析在中国地质大学 (武汉) 地质过程与矿产资源国家重点实验室进行,参照 Liu *et al.* (2008) 中的分析方法。使用的 ICP-MS 型号为 Agilent 7500a, 激光剥蚀系统型号为 GeoLas2005, 利用 He 作为载气,在进入 ICP 之前和补偿气 Ar 混合。每次分析过程中包含约 20 ~ 30s 气体背景信号,以及 50s 样品信号。所使用的激光波长为 193nm, 脉冲频率 8Hz, 束斑直径 32μm。实验数据分析使用外标法,使用的标样为 USGS 参考玻璃 BCR-2G、BIR-1G 和 BHVO-2G。每进行 5 次样品分析之后测定一次 NIST SRM610 标样,用于监控仪器运行状态以及校正灵敏度。进行数据处理时采用多外标-无内标法对元素含量进行定量计算 (Liu *et al.*, 2008)。对分析数据的离线处理 (包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量计算) 采用软件 ICPMS

表1 LA-ICP-MS 所测得全岩元素含量、斜长石晶体中主量元素 (wt%) 及 Sr ($\times 10^{-6}$) 含量数据

Table 1 Major element (wt%) compositions and Sr ($\times 10^{-6}$) content of whole rock (KEJ103) sample and plagioclase phenocrysts measured by LA-ICP-MS

Sample No.	An	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	Sr
whole rock		3.51	4.39	19.48	53.85	1.13	9.19	445
KEJ103-1-1	61.6	3.91	0.12	29.3	54.2	0.22	11.3	859
KEJ103-1-2	63.7	3.78	0.09	30.1	53.0	0.14	12.0	870
KEJ103-1-3	64.3	3.73	0.07	30.1	53.1	0.11	12.2	859
KEJ103-1-4	67.2	3.42	0.07	31.1	51.9	0.09	12.7	827
KEJ103-1-5	84.7	1.57	0.05	33.7	48.3	0.03	15.6	721
KEJ103-1-6	87.1	1.32	0.05	34.0	47.8	0.03	16.1	723
KEJ103-1-7	88.6	1.17	0.06	34.3	47.2	0.02	16.5	704
KEJ103-1-8	87.8	1.26	0.05	34.0	47.6	0.03	16.3	724
KEJ103-1-9	87.4	1.28	0.05	34.3	47.5	0.03	16.1	811
KEJ103-1-10	86.7	1.37	0.05	33.9	47.9	0.03	16.1	819
KEJ103-1-11	87.1	1.32	0.06	33.8	47.9	0.03	16.1	766
KEJ103-1-12	87.3	1.30	0.05	34.0	47.7	0.03	16.2	756
KEJ103-1-13	88.9	1.13	0.05	34.2	47.4	0.02	16.4	698
KEJ103-1-14	89.0	1.13	0.05	34.8	46.9	0.02	16.5	692
KEJ103-1-15	85.8	1.46	0.07	33.5	48.2	0.03	16.0	769
KEJ103-1-16	88.1	1.23	0.05	34.0	47.6	0.03	16.4	731
KEJ103-1-17	85.0	1.58	0.06	33.4	48.1	0.03	16.2	750
KEJ103-1-18	66.3	3.54	0.07	30.6	52.4	0.10	12.6	862
KEJ103-1-19	65.5	3.64	0.27	30.0	52.4	0.13	12.5	844
KEJ103-1-20	69.1	3.25	0.14	31.0	51.5	0.09	13.1	855
KEJ103-1-21	61.0	4.28	0.42	29.7	52.0	0.16	12.1	899
KEJ103-2-1	67.2	3.39	0.08	31.6	51.5	0.13	12.6	851
KEJ103-2-2	68.3	3.28	0.07	32.1	51.0	0.09	12.8	855
KEJ103-2-3	80.3	2.00	0.05	33.6	48.9	0.04	14.7	784
KEJ103-2-4	83.1	1.73	0.05	34.4	47.8	0.04	15.3	755
KEJ103-2-5	80.9	1.94	0.11	33.6	48.6	0.07	14.8	753
KEJ103-2-6	75.1	2.50	0.40	30.3	50.6	0.65	13.6	643
KEJ103-2-7	80.2	2.04	0.07	33.5	48.7	0.05	14.9	729
KEJ103-2-8	81.7	1.86	0.06	33.8	48.5	0.04	15.0	743
KEJ103-2-9	83.8	1.65	0.08	34.5	47.5	0.05	15.4	768
KEJ103-2-10	84.1	1.62	0.06	34.2	47.9	0.04	15.5	767
KEJ103-2-11	79.1	2.02	0.35	32.2	49.8	0.30	13.8	737
KEJ103-2-12	84.8	1.54	0.07	34.5	47.6	0.04	15.5	792
KEJ103-2-13	79.6	2.00	0.26	33.0	48.8	0.26	14.2	752
KEJ103-2-14	75.5	2.28	1.05	30.6	49.7	0.41	12.7	688
KEJ103-2-15	81.1	1.83	0.34	32.4	49.7	0.13	14.2	704
KEJ103-2-16	78.5	2.18	0.09	33.6	48.9	0.07	14.4	739
KEJ103-2-17	78.4	2.16	0.24	33.0	49.0	0.15	14.2	745
KEJ103-2-18	83.7	1.65	0.05	34.3	47.8	0.04	15.4	775
KEJ103-2-19	83.0	1.72	0.05	34.6	47.7	0.04	15.2	772
KEJ103-2-20	68.4	3.25	0.07	31.9	51.3	0.09	12.7	850
KEJ103-2-21	67.6	3.34	0.07	32.1	51.0	0.09	12.6	847

注:全岩成分引自 Devine and Sigurdsson (1995)

DataCal 完成,所测得标准样品中主量元素含量相对于推荐值的偏差基本在 5% 以内,Sr 的偏差在 10% 以内 (Liu *et al.*, 2008)。

样品主量元素电子探针数据在中国科学技术大学壳幔物质与环境重点实验室测定,仪器型号为 Shimadzu EPMA 1600。加速电压为 15kV,电流 15nA,主量元素积分时间为 10s,束斑直径 5 μ m,使用的标准样品为天然硅酸盐标样。扫

描电镜背散射成像 (BSE) 是在中国科学技术大学壳幔物质与环境重点实验室进行。所使用的仪器型号为 MIR3 TESCAN,加速电压为 15.0kV,根据两个斜长石晶体的大小,放大倍数分别为 208 倍和 320 倍。

2 实验结果

2.1 斜长石的矿物学特征

KEJ 样品中的斜长石斑晶多为自形晶,直径大小主要分布在 0.2 ~ 3mm 之间。通过光学显微镜和电子显微镜可观测到斜长石中两类主要结构特征:韵律型环带结构和熔蚀结构。

韵律型环带多见于晶体的边缘,也有部分晶体几乎完全由韵律型环带结构组成 (图 2a),这类晶体往往为自形晶或半自形晶。在晶体中心区域的韵律型环带往往间距较大,而边缘的则更密。

熔蚀结构又可以分为两类:(1)层间晶面熔蚀结构。这种结构多存在于晶体中不同环带层次间的交界处 (图 2a, b、图 3a, b),表现为原先存在的自形晶外部边缘发生部分熔融,使得晶体的棱角和边缘变得光滑,并且和外层晶面不平行 (图 3a, b 箭头处)。同一个晶体中可以存在不止一个熔蚀层。(2)晶体内部部分熔蚀结构。这种结构可以表现为密度和大小不等的多孔形态 (图 2b-d、图 3b),随着内部熔蚀作用程度的变化,其中孔洞的大小、形状也各不相同,可以观察到孔洞微小、相互之间互不连通的轻度熔蚀结构,以及孔洞粗大、互相合并形成条状或其他不规则形状的强烈内部熔蚀结构。

上述两种结构并非单独存在,斜长石的结构可以由其中的几种组合而成。以 KEJ1976 中的两个斜长石晶体为例,KEJ1976-1 整体上是一个自形晶 (图 2c),可以分为核部和边缘。核部是多孔的内部熔蚀结构,边缘部分存在不是很显著的韵律环带结构。KEJ1976-2 是一个双晶 (图 2d),内部结构较复杂。中心部分具有间距较宽的韵律环带结构,熔蚀作用使得核部和边缘的界面显得模糊并且棱角变得浑圆,呈现层间晶面熔蚀结构 (例如图 2d 箭头所指处)。在核部和边缘之间存在一圈狭窄的部分熔蚀带 (图 2d 两条红色虚线之间),最外层是间距较窄的韵律环带边缘 (红色虚线外侧)。关于 KEJ103 的晶体结构将在后文中结合所测定的元素分布特征进行讨论。

总体而言,在 KEJ 岩石样品的斜长石晶体中,最普遍的结构是内部部分熔蚀结构,孔隙状的部分熔蚀结构可以构成晶体中心的核部,也可以构成外部环带中的一个或数个圈层。具有层间晶面熔蚀结构的晶体比例不高,且熔蚀程度不强,大多是晶体的边角处被部分熔蚀变得浑圆。在样品中并没有观测到整体严重熔蚀的情况,例如 Viccaro *et al.* (2010) 中提到的深部结晶之后经历过强烈的熔融过程导致残余部分形成边缘光滑、核部椭圆的晶体。韵律型环带可以存在于晶体的内部和边缘,相对而言,出现在晶体边缘的韵律型环

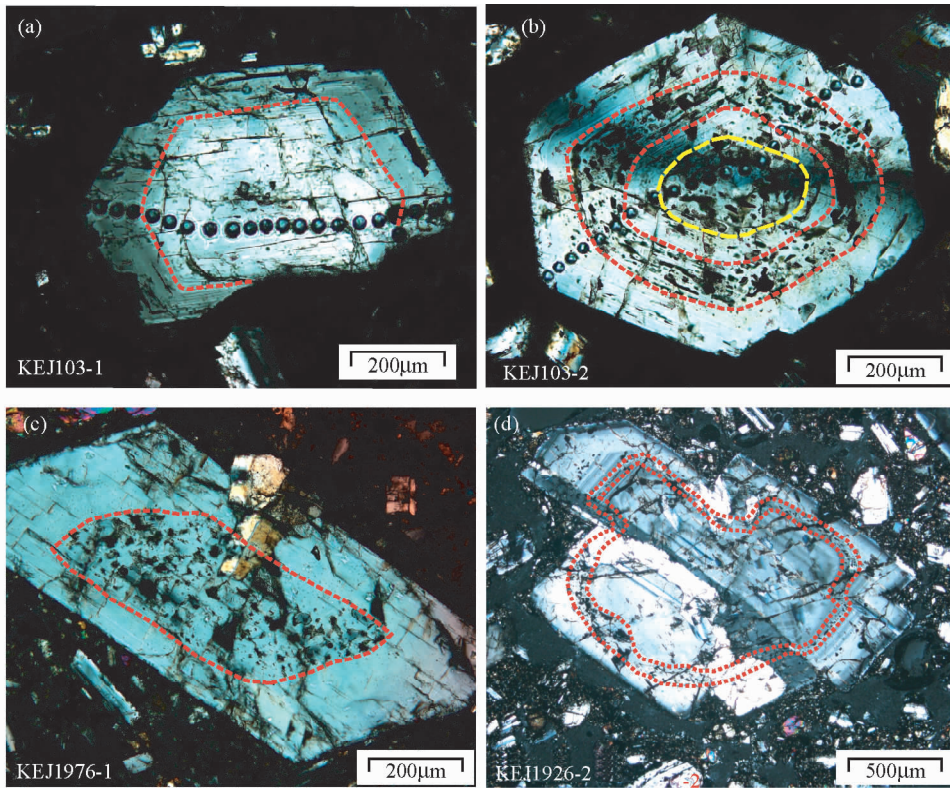


图2 斜长石斑晶的结构

图 a 中虚线为核部和边缘之间的分界;图 b 中黄色虚线内为内核部分熔蚀区,红色虚线之间为中层部分熔蚀区;图 c 中红色虚线内为具有部分熔蚀结构的核部;图 d 中红色虚线内为部分熔蚀层

Fig. 2 Textural features of plagioclase phenocrysts

Red dash-line in Fig. 2a and Fig. 2c are the boundary between the core and rim; Yellow dash-line in Fig. 2b is the boundary between the inner-core and outer-core; layers between the red dash-lines in Fig. 2b and Fig. 2d are resorption zone

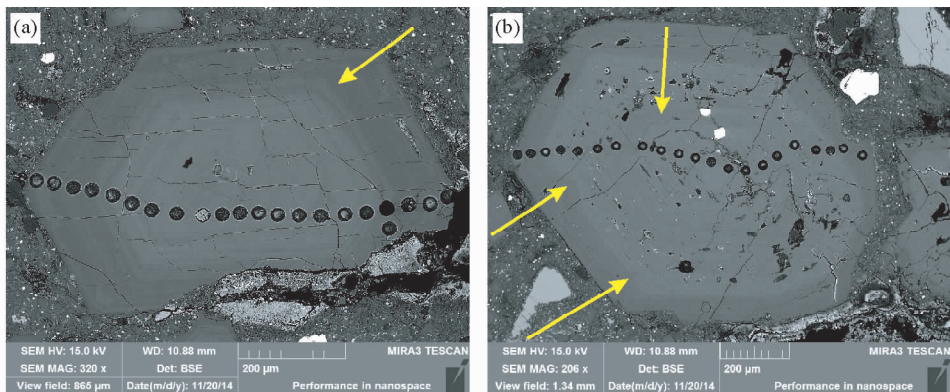


图3 斜长石斑晶的 BSE 图像

两个晶体分别对应图 2a 和图 2b,更清楚的显示了层间晶面熔蚀结构,黄色箭头所指处即为层间熔蚀痕迹

Fig. 3 BSE images of selected plagioclase crystals

Two crystals are same as Fig. 2a and Fig. 2b. Yellow arrows indicate the resorption structure between crystal layers

带比晶体内部的韵律型环带层间距离更短,更加密集。这反映了内部和边缘结晶速率的不同,具体的成因将在后文中结合元素含量的变化进行讨论。

2.2 斜长石环带主量元素和 Sr 的分布特征

我们利用 LA-ICP-MS 和电子探针对 KEJ103 样品中的斜

表2 电子探针所测得斜长石晶体中主量元素含量 (wt%) 数据

Table 2 Major element (wt%) compositions of plagioclase phenocrysts measured by electron microprobe

Sample No.	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	An
KEJ103-1-Path1						
KEJ103-1-1	3.53	0.11	53.1	29.7	13.9	68.6
KEJ103-1-2	3.71	0.13	52.0	30.1	13.3	66.4
KEJ103-1-3	2.98	0.10	52.0	30.6	14.5	72.9
KEJ103-1-4	4.15	0.13	54.3	29.3	12.8	63.0
KEJ103-1-5	2.61	0.07	50.3	31.6	15.2	76.3
KEJ103-1-6	1.44	0.03	48.2	32.8	17.5	87.1
KEJ103-1-7	1.07	0.04	47.2	33.7	17.9	90.3
KEJ103-1-8	0.97	0.04	46.4	34.6	17.9	91.1
KEJ103-1-9	1.18	0.04	47.6	33.3	17.7	89.2
KEJ103-1-10	1.06	0.03	47.3	34.0	17.9	90.3
KEJ103-1-Path2						
KEJ103-1-11	3.63	0.15	53.4	30.0	13.3	67.0
KEJ103-1-12	3.34	0.12	52.7	30.7	13.9	69.8
KEJ103-1-13	2.35	0.08	50.6	31.1	15.3	78.3
KEJ103-1-14	1.78	0.05	49.1	32.7	16.6	83.8
KEJ103-1-15	1.39	0.03	47.1	33.8	17.5	87.5
KEJ103-1-16	1.46	0.05	48.2	33.5	17.1	86.6
KEJ103-1-10	1.06	0.03	47.3	34.0	17.9	90.3
KEJ103-2-Path1						
KEJ103-2-1	3.81	0.15	53.1	29.0	13.4	66.0
KEJ103-2-2	2.70	0.15	50.9	30.1	15.3	75.8
KEJ103-2-3	1.55	0.03	48.3	32.7	17.3	86.0
KEJ103-2-4	2.03	0.20	50.1	31.1	15.8	81.1
KEJ103-2-5	2.20	0.05	48.9	31.4	15.9	80.0
KEJ103-2-6	1.64	0.04	48.5	32.7	17.0	85.1
KEJ103-2-7	1.47	0.06	48.4	32.0	17.2	86.6
KEJ103-2-8	2.18	0.05	49.5	31.0	15.5	79.8
KEJ103-2-9	0.97	0.04	46.8	34.5	18.0	91.1
KEJ103-2-10	2.00	0.05	49.1	31.7	16.2	81.7
KEJ103-2-11	1.36	0.03	48.2	33.5	17.4	87.6
KEJ103-2-12	1.34	0.03	47.8	33.4	17.2	87.7
KEJ103-2-13	1.76	0.06	47.8	32.7	16.7	84.0
KEJ103-2-14	2.27	0.06	49.2	32.4	15.8	79.4
KEJ103-2-15	1.03	0.06	48.0	33.3	17.3	90.3
KEJ103-2-16	1.90	0.05	48.2	32.5	16.5	82.9
KEJ103-2-17	3.81	0.14	53.3	30.0	12.7	64.8
KEJ103-2-Path2						
KEJ103-2-18	3.06	0.12	52.0	30.4	14.1	71.8
KEJ103-2-19	3.09	0.10	51.2	30.9	14.6	72.4
KEJ103-2-20	1.82	0.04	49.6	32.5	16.6	83.5
KEJ103-2-21	2.25	0.06	49.7	30.9	15.7	79.5
KEJ103-2-22	1.88	0.05	48.1	32.8	16.4	82.8
KEJ103-2-23	2.98	0.35	52.6	30.1	14.3	72.7
KEJ103-2-9	0.97	0.04	46.8	34.5	18.0	91.1

注: KEJ103-1-Path1、KEJ103-1-Path2、KEJ103-2-Path1 和 KEJ103-2-Path2 分别对应图4中的四条剖面。KEJ103-1-10 和 KEJ103-2-9 两个点位于晶体中心,均在两条剖面的 An 分布图中用到

长石颗粒(KEJ103-1 和 KEJ103-2)进行了数条剖面的主微量

元素分析,所得到的 LA-ICP-MS 分析结果见表1,电子探针的结果见表2。LA-ICP-MS 和电子探针分析得出的主量元素分布规律基本吻合(图4),主微量元素均随环带变化。两种分析方法所得到的 An 值变化趋势非常类似,在矿物中整体呈现中心高,边缘低的特征。但在有些熔蚀层会出现 An 由内向外升高的趋势(图3)。所测定的矿物边缘区域 An 值都很接近,大约在 60~70 之间,中心的 An 值则基本分布在 80~90 之间(图4)。其它元素在斜长石中心和边缘的含量也存在较大差异。KEJ103-1(图2a、图3a、图4a)没有经历过明显反应,具有完整的韵律环带,是一个半自形晶,在晶体内部仅仅在靠近边缘的部分存在少数狭长的熔蚀孔洞。该晶体大体分为核部和边缘两个部分,核部环带间距较大(图2a 红色虚线内部),边缘环带间距较小(图2a 虚线外侧)。两部分交界处各种元素的含量均表现出突变(图4a 元素含量图中虚线处),An 值由内向外显著降低,Mg 和 Sr 含量升高。晶体中心区域 An 值和 Mg 含量均无显著的变化,但是 Sr 含量却表现出一个明显的峰值。

KEJ103-2(图2b、图3b、图4b)经历过矿物-熔体反应,内部结构较复杂,存在数个圈层。中心部分具有熔蚀痕迹,可见部分熔蚀孔洞(图2b 黄色虚线内部),且有层间熔蚀存在,向外是一层相对完整的韵律环带层。再向外是部分熔蚀层(图2b 红色虚线之间),该层存在一些被基质填充的熔蚀孔洞,其中较大的孔洞大都通过裂隙和外部基质连通。最外层为致密韵律环带结构,在熔蚀层和韵律环带层之间存在层间熔蚀现象(图3b 箭头所指处)。元素含量存在和环带结构相关联的变化(图4b),An 值在中间的部分熔蚀层表现出由内向外升高的趋势(图4b 元素分布图两侧短虚线之间),在边缘的致密韵律环带则和 KEJ103-1 一样迅速降低(图4b 元素分布图长虚线外侧)。晶体内部 Sr 含量和 An 值没有表现出明显的相关性。KEJ103-2 的 LA-ICP-MS 数据中的第6,11,14,15 四个点(MgO > 0.3%,图4b 元素分布图中黄点)可能测量时受到基质的影响,导致 Mg 含量偏高,并不能代表矿物组成。

3 讨论

3.1 斜长石的环带结构对岩浆过程的制约

结合前面所总结的前人相关研究结果,我们可以对 KEJ 样品中不同特征的晶体结构的形成原因进行分析,并对海底火山的岩浆房演化过程进行制约。

3.1.1 韵律环带结构

韵律环带是斜长石中广泛存在的典型结构,对于斜长石晶体中韵律环带的成因,之前也有很多相关研究(Lofgren, 1974, 1980; Kirkpatrick *et al.*, 1979; Haase *et al.*, 1980; Allègre *et al.*, 1981; Lasaga, 1982; Loomis, 1982; L'Heureux and Fowler, 1994)。岩浆分异和结晶过程将会导致斜长石成分向着富 Na 的方向移动(An 降低),而富 Ca 熔体的填充和

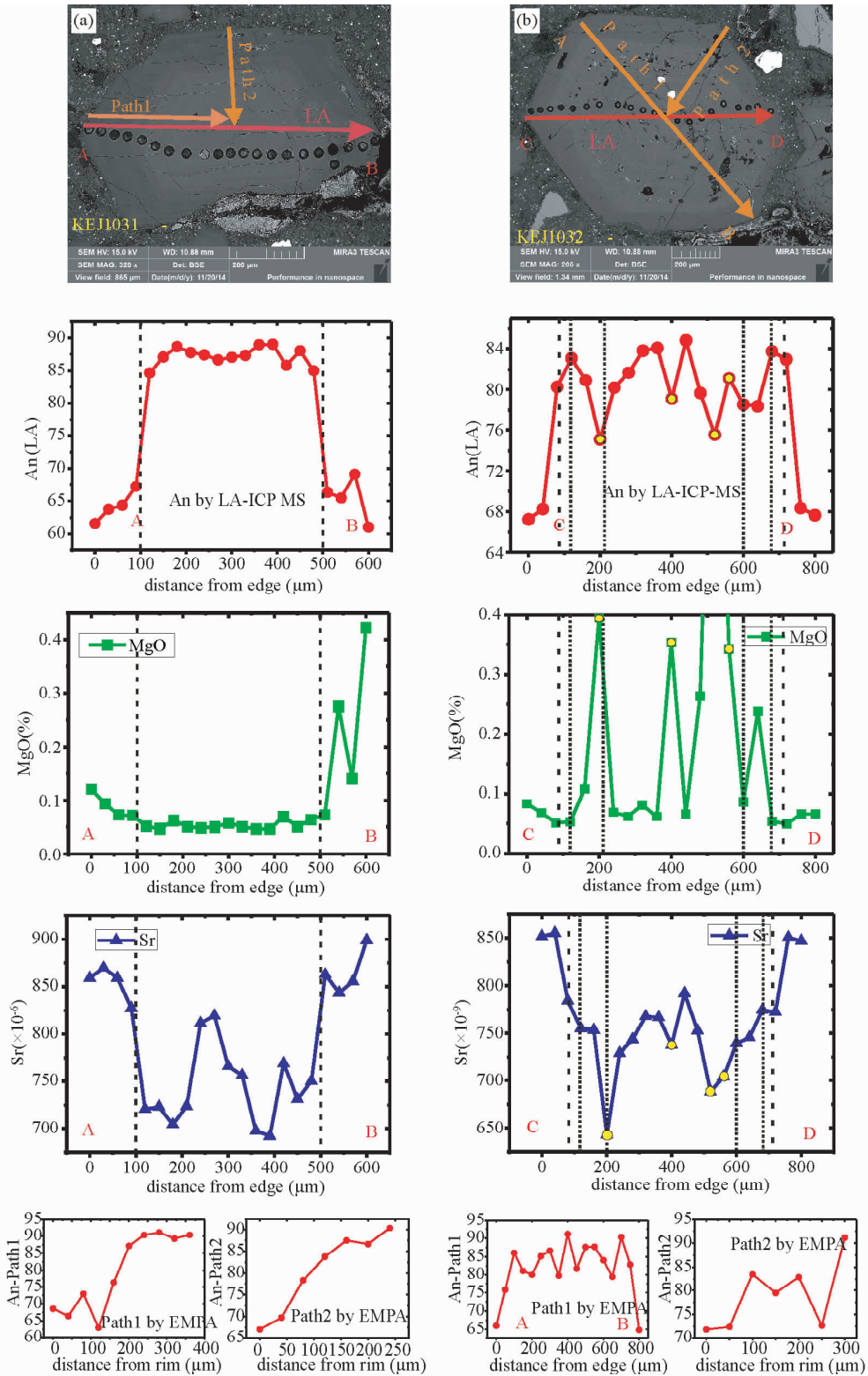


图 4 具有环带结构的斜长石晶体的 BSE 图像以及其中主量元素随空间分布的变化
 BSE 图像中红色箭头代表进行 LA-ICP-MS 测定的剖面, 橘红色箭头代表进行电子探针测定的剖面. 含量图中大图为 LA-ICP-MS 的分析结果, 小图为电子探针的分析结果. 图 a 中各元素分布图中虚线为核部和边缘的分界线, 图 b 元素分布图中长虚线为致密韵律环带边缘的分界线, 短虚线之间为部分熔蚀层. 标黄色的点测量结果可能受到基质干扰
 Fig. 4 BSE images and compositional zoning patterns for plagioclase phenocrysts
 Red arrows in BSE images indicate the cross section analyzed by LA-ICP-MS, and orange arrows in BSE images indicate the cross section analyzed by electron microprobe. Dash-line in Fig. 4a shows boundary between core and rim, long dash-line in Fig. 4b shows boundary of High Amplitude-Low Frequency oscillatory zoning outer rim, and zone between short dash-lines in Fig. 4b may be the resorption layer. Yellow dot in Fig. 4b may be disturbed by matrix

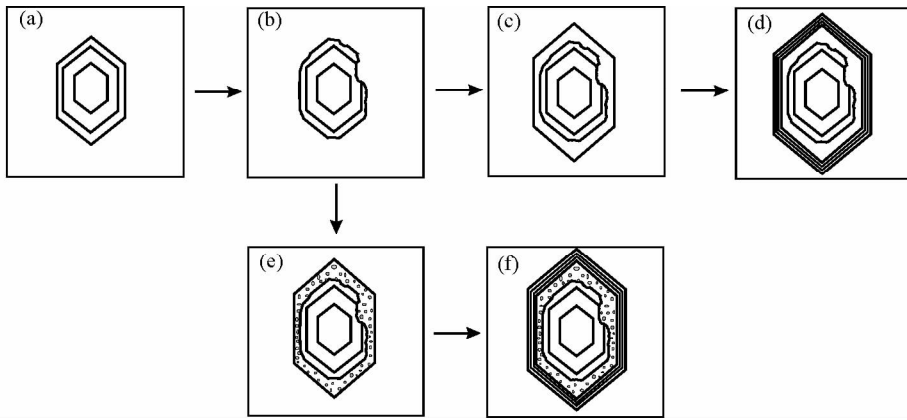


图5 斜长石晶体的生长过程示意图

(a) 早期结晶晶体; (b) 层间晶面熔蚀结构的形成; (c) 稀疏韵律环带形成过程; (e) 部分熔蚀层形成过程; (d, f) 致密韵律环带边缘形成过程

Fig. 5 Crystallization processes of the plagioclase phenocrysts

(a) the original crystal; (b) resorption between layers; (c) Low Amplitude-High Frequency oscillatory zoning; (e) resorption interior of crystals; (d, f) High Amplitude-Low Frequency oscillatory zoning of the outer rim

岩浆中含水量的增加会推动斜长石成分向着富 Ca 的方向移动 (An 升高) (Lofgren, 1974; Housh and Luhr, 1991; Nelson and Montana, 1992; Sisson and Grove, 1993; Couch *et al.*, 2003; de Maisonneuve *et al.*, 2013), 这可以解释 KEJ 样品中 An 含量变化的基本成因。本次实验中所分析的具有环带结构的斜长石晶体最外层均为正环带, 即由内向外 An 值逐渐降低, 这反映了结晶的最后阶段由于岩浆温度和压力降低, 导致的结晶分异过程使得边缘的 An 值降低。晶体内部的 An 值变化则比较复杂, 正环带和反环带 (由内向外 An 值升高) 均存在, 甚至可以存在多次的正-反环带交替出现 (KEJ103-2, 图 4b), 说明晶体生长过程中物理化学条件曾发生多次改变。下面就结合前人的相关研究来分析 KEJ 样品中斜长石在结晶过程中可能经历了怎样的岩浆活动过程。

总体而言, 根据韵律环带之间的间距和振幅 (表现为 BSE 图像上相邻环带之间的明暗差异), KEJ 火山岩斜长石的韵律环带可以分为两种: 短间距小振幅的致密韵律环带和较长间距大振幅的稀疏韵律环带。其中致密韵律环带多是由不平衡结晶作用导致 (Viccaro *et al.*, 2010)。晶体的生长速率是由熔体中斜长石组分的过饱和程度和晶体-熔体界面处的温度决定的 (Viccaro *et al.*, 2010), 在温度远低于晶体固相线的条件下, 晶体生长速率较快, 而 NaSi-CaAl 之间的相互扩散速率相对较慢 (Morse, 1984), 这导致晶体外部形成了一个未和外部熔体达到化学平衡的表面熔体层 (Pearce, 1994)。这个表面层的存在使得结晶出的矿物成分发生细微的变化, 这种不平衡结晶过程导致的致密韵律环带可以在岩浆的整体物理化学性质没有发生改变的情况下形成 (Nicotra and Viccaro, 2012) (图 5d, f)。而稀疏韵律环带 (图 3a 晶体的核部) 的形成过程则可能反映了结晶环境中发生的温压变化, 对流活动 (Singer and Dungan, 1995; Ginibre *et al.*, 2002) 或者岩浆填充作用。新的岩浆进入岩浆房时会导致温度升

高, 也会使岩浆成分发生变化, 但是由于粘度的影响, 岩浆无法在短时间内充分混合均匀, 使得岩浆房中的温度、压力、挥发分含量等在短时间内并不均一。岩浆填充和岩浆房中物理化学性质的不均一导致了岩浆的对流, 其中的斜长石晶体随之在岩浆房中运移并在这个过程中经历了不同的结晶环境, 接触了不同成分的熔体, 使得结晶成的斜长石具有周期性的稀疏环带结构 (Viccaro *et al.*, 2010) (图 5c)。

本文所分析的斜长石晶体边缘在形态上都表现为密集的韵律环带, 这应当是反映了晶体生长过程中最后阶段的不平衡结晶过程, 随着火山的喷发, 岩浆的温度和压力迅速降低, 熔体处于显著过饱和状态, 结晶过程迅速进行。由于结晶速率很快, 而熔体温度降低, 粘度增加, 使得扩散速率降低, 矿物表层的熔体无法和更外层的熔体达到化学平衡, 这样结晶出来的晶体边缘就具有了前面所说的短间距低振幅, An 值由内向外降低的致密正环带结构 (图 4、图 5d, f)。因为 Sr 在矿物和熔体中的分配系数和 An 值之间存在负相关关系 (Blundy and Wood, 1991), 所以 Sr 含量在矿物边缘致密环带部分表现出和 An 值相反的变化趋势 (图 4)。

和晶体边缘的致密韵律环带相比, KEJ103-1 中间区域的韵律环带间距较大, 并且它的 BSE 图像中表现出的环带间亮度变化幅度也比边缘要大 (图 3a), 可以看到中心部分的韵律环带结构符合长间距大振幅的稀疏韵律环带特征, 再结合核部显著的 Sr 含量变化, 可以推断这个晶体中心部分的韵律环带应当是由岩浆填充和对流活动导致的 (见后文 3.1.3 中的讨论)。

3.1.2 熔蚀结构

斜长石结晶环境的持续变化会导致斜长石成分的平缓渐变, 形成连续的、自形的韵律环带结构, 而结晶条件的突然改变将会导致晶体结构和成分发生显著的突变, 例如发生晶面熔融、快速结晶和内部熔蚀反应等过程, 直到新的结晶平

衡建立(Nakamura and Shimakita, 1998; Ginibre *et al.*, 2002; Landi *et al.*, 2004; Ginibre and Wörner, 2007; Ruprecht and Wörner, 2007; de Maisonneuve *et al.*, 2013)。根据前人的研究,熔蚀结构形成的原因可能有几种,包括压力的突然降低,挥发性组分(主要是 H₂O)的加入,以及不同成分岩浆的加入等。在岩浆系统挥发分不饱和的情况下,压力降低将会导致挥发分分压增加,显著降低斜长石的稳定性,使得斜长石溶解度增加(Tschiyama, 1985; Nelson and Montana, 1992; Sisson and Grove, 1993; Hammer and Rutherford, 2002; Blundy and Cashman, 2001),因此降压过程可以使结晶出的斜长石晶体具有疏松多孔的结构(Nelson and Montana, 1992; Pearce *et al.*, 1987; Singer and Dungan, 1995)。在挥发分不饱和的熔体中,水分越多,或者降压的速率越快,晶体的熔融就越剧烈。当水分达到饱和,并开始从熔体中分离出来时,结晶过程又会继续,生成和之前成分不同的斜长石晶体(Nicotra and Viccaro, 2012)。这个过程可以在岩浆中的成岩元素含量没有发生显著变化的情况下进行(Nelson and Montana, 1992; Pearce *et al.*, 1987)。

除了压力以外,温度也可能是导致斜长石部分熔蚀的原因。Tschiyama(1985)所做的斜长石平衡生长实验结果表明:在常压下温度升高至超过斜长石液相线时,晶体发生部分熔融,体积减小,表面变得光滑,而当温度降低到液相线之下时,晶体则保持原来的形状。在温度略低于液相线且保持恒定的情况下,因为晶体和熔体组分之间的差异又可能出现两种结晶方式:如果原先存在的斜长石晶体的 An 值高于和熔体相平衡的值,则晶体-熔体界面会保持光滑,而当晶体中的 An 值低于和熔体相平衡的值,则界面会变得粗糙。在实验观测中,当斜长石晶体接触熔体时,可能出现三种和上述理论分别对应的情况:(1)晶体在未饱和的熔体中溶解,边缘变得光滑(图 5b);(2)在熔体中斜长石过饱和,并且钠饱和程度更高的情况下,斜长石继续生长形成更富 Na 的外层(图 5c);(3)在熔体中斜长石过饱和,并且钙饱和程度更高的情况下,结晶出更富 Ca 的外层,同时之前的晶体也会和熔体之间发生反应,使得所结晶出的斜长石变得粗糙多孔,从而形成晶体中的部分熔蚀层(图 5e)(Tschiyama, 1985; Cashman and Blundy, 2013)。

本次测定的晶体中存在的矿物-熔体反应结构,例如 KEJ103-2 核部和边缘之间的熔蚀层所对应的 An 值变化特征是由内向外逐渐升高(图 4b,排除 Mg 含量过高的点),符合前文中 Tschiyama(1985)的研究结果。在压力不变且斜长石的成分和熔体不完全处于平衡状态的条件下,内层斜长石中的 An 值低于和熔体相平衡的 An 值。因此在矿物表面结晶出 An 值更高的斜长石的同时,晶体表面和熔体也在发生反应,形成晶体内部熔蚀的多孔结构。这个熔蚀-结晶过程形成了 An 值由内向外逐渐升高的部分熔蚀层(图 5e)。

岩浆组分的改变也可能是导致温度以及矿物结晶平衡发生改变的原因,岩浆混合作用可以形成 An 值显著升高并

伴随其它元素含量变化的部分熔蚀结构(Tschiyama, 1985; Pearce *et al.*, 1987; Landi *et al.*, 2004)。在这种情况下,由于不同成分的岩浆加入,并和之前的岩浆混合,破坏了熔体相和矿物相之间的化学平衡,导致了熔体-矿物之间的反应,并形成了部分熔蚀结构,且其成分发生空间变化。由于 Sr 在斜长石和熔体中的分配系数和 An 值之间负相关(Blundy and Wood, 1991),所以在平衡结晶产生的斜长石的 An 值和 Sr 含量应当表现为负相关,而 KEJ-103-2 晶体部分熔蚀环带中并没有表现出这种相关性(图 4b)。所以,KEJ 样品中的部分熔蚀结构最可能是代表了岩浆成分的变化,反映了深部岩浆填充时的混合过程。温度较高且 An 值更高的玄武质岩浆加入岩浆房,导致了原先存在的晶体发生部分熔融以及不平衡结晶过程,从而形成了晶体中粗糙多孔的部分熔蚀层(图 5e)。

3.1.3 Sr 的分布特征

KEJ103-1 中的 Sr 含量表现出比较特殊的分布特征(图 4a)。在这个晶体的中心区域 An 值变化范围不大(~3%),而 Sr 含量变化范围较大(约 $690 \times 10^{-6} \sim 820 \times 10^{-6}$)。根据 Blundy and Wood(1991)的实验结果,Sr 在斜长石和熔体中的分配系数 D_{Sr} 主要是受晶体中的 An 值影响,对于压力变化并不敏感;温度对 D_{Sr} 的影响不是直接的,而主要是因为温度改变会影响斜长石的结晶平衡导致 An 值发生变化,进而改变 Sr 的分配系数。由于 KEJ103-1 中心部分 An 值变化范围很小,所以在熔体组分基本恒定的结晶过程中 D_{Sr} 的变化范围也应不大。因此导致 Sr 含量出现较大变化的原因应当是熔体成分发生了改变,可能是岩浆混合过程不同 Sr 含量的熔体填充到岩浆房的结果,而不仅仅是由于岩浆物理性质如温度或压力的改变。斜长石的结晶开始于高 Sr 含量的熔体中,随后和低 Sr 的熔体相混合,而二者的主要元素含量没有显著的差异,所以形成了 KEJ103-1 这样的元素分布特征。由此看出,斜长石的成分记录了海底火山岩浆房复杂的演化过程。

3.2 KEJ 火山与大陆及洋岛火山的比较

对比前人对于大陆火山喷发机制和岩浆演化历程的研究结果,我们可以得出海底火山和大陆火山活动之间存在一些共同点,例如二者喷发形成的火山岩中的斜长石晶体都可以存在韵律致密环带结构,以及早期形成的矿物边缘受到熔蚀的痕迹等。但是海底火山岩和大陆以及洋岛火山岩之间也存在一些显著的区别,通过本次研究我们揭示了大洋俯冲带海底火山岩浆演化过程的独特性,这些差异性可以概括为以下几个方面:

3.2.1 斜长石核结构的区别

大陆以及洋岛火山岩中的斜长石具有更加复杂多样的核结构,例如 Viccaro *et al.* (2010)、Nicotra and Viccaro(2012)和 Giacomoni *et al.* (2014)所描述的 Mt. Etna 火山岩斜长石在水不饱和条件下迅速减压形成边缘严重熔蚀成椭圆形的

核部以及由缓慢减压导致熔融-再生长同时发生而形成的“补丁”状核部, Volcan Llama 火山岩中残骸状或锯齿状的熔蚀结构 (de Maisonneuve *et al.*, 2013), 还有 Berlo *et al.* (2007) 和 Cashman and Blundy (2013) 描述的 St. Helens 火山岩中斜长石经历了复杂熔蚀过程的方块蜂窝状核结构, 以及 Jeffery *et al.* (2013) 和 Giacomoni *et al.* (2014) 等多篇文章中的筛状核。而 KEJ 样品中没有发现如此复杂的核结构, 中心部分多为韵律环带或存在少量部分熔蚀痕迹的核 (图 2a-c), 熔蚀程度也并不强烈, 经历过熔蚀的圈层多为棱角处变得圆滑, 而晶面通常没有明显痕迹, 也不存在熔蚀成近似椭圆形的核结构。

3.2.2 斜长石边结构的区别

KEJ 样品中较大 (直径 > 500 μm) 的斜长石晶体大多具有致密韵律结构的窄边缘, 并且均表现为 An 值显著下降的正环带。而在其他大陆地区的火山岩中的晶体有的不具有边缘结构 (Druitt *et al.*, 2012; Cashman and Blundy, 2013; Jeffery *et al.*, 2013), 有些具有较为复杂的边缘结构, 例如喷发前强烈减压去气过程在晶体边缘产生的含熔体层 (Viccaro *et al.*, 2010; Giacomoni *et al.*, 2014; Nicotra and Viccaro, 2012), 以及反映结晶最后阶段发生的矿物-熔体反应的多孔破碎边缘 (Giacomoni *et al.*, 2014)。这些复杂的边结构在 KEJ 样品中都没有发现。

根据以上对比, 可以总结出大洋俯冲带海底火山具有以下特点: 由于大洋地壳厚度比大陆地壳薄, 并且俯冲带火山岩浆的形成机制也和大陆火山和洋岛火山有所不同。其中一个重要因素是地幔柱火山和大陆岛弧火山的岩浆源区以及岩浆房位置较深, 因此可以经历更多较为复杂的岩浆演化过程, 例如反复的部分熔融和结晶分异过程, 对围岩的同化过程等。而俯冲带海底火山的岩浆主要来自地幔楔和俯冲洋壳的部分熔融, 岩浆房较浅, 温度压力相对较低而含水量较高。所以在岩浆房中结晶和之后喷发的过程中, 温压的变化和挥发性物质的加入对矿物的影响相对不显著, 没有生成复杂和多层的核结构, 这种情况在洋中脊玄武岩 (MORB) 中的斜长石结构中也有所体现 Costa *et al.* (2010) 和 Moore *et al.* (2014)。此外, 相对于大陆岛弧火山岩, 大洋岛弧火山岩的斜长石从岩浆房中到最后火山喷发之前这个整个结晶过程中, 所经历的物理化学变化次数相对较少, 可能也不是那么剧烈。KEJ 样品中的斜长石晶体边缘广泛存在密集韵律结构, 说明了结晶的最后阶段非常短暂。我们推测这是因为海底火山喷发过程迅速, 使得岩浆在喷发通道中居留时间很短, 温度和压力短时间内急速降低, 导致强过饱和条件下的不平衡结晶, 快速的晶体生长使得 An 值的迅速降低, 同时也形成了密集韵律环带结构。

需要强调的是, 由于目前国内外文献中对海底火山岩的相关研究还很少, 我们对俯冲带水下火山岩浆房中的岩浆演化过程及火山喷发机制尚不明确。我们有限的理解是基于目前仍然非常稀少的样品观测数据, 因此需要对更多不同地

区的火山岩样品进行更多系统研究来确定一些重要问题。例如, KEJ 火山岩的特征是否在海底火山岩中普遍存在, 是否受到不同地质背景的影响 (例如洋壳厚度、俯冲速率), 以及如何定量的理解水下火山矿物结晶的时间和过程等等。

4 结论

(1) KEJ 样品中的斜长石环带结构主要有两种: 韵律环带和熔蚀结构, 其中韵律环带可以分为短间距小振幅韵律环带和长间距大振幅韵律环带, 二者分别代表了结晶最后阶段温度压力迅速降低导致的不平衡结晶过程以及岩浆填充作用导致的缓慢结晶。而熔蚀结构也可以分为两种: 层间晶面熔蚀结构和内部部分熔蚀结构, 其中层间熔蚀结构反映了不饱和条件下的熔融过程, 而部分熔蚀结构反映了高 Ca 岩浆填充过程导致的晶体生长-熔蚀反应动态过程。

(2) 从斜长石环带结构和元素分布中所提供的信息可以得知: 大洋岛弧海底火山的岩浆在由源区上升以及在岩浆房居留的过程中经历过多种岩浆演化过程。较深部结晶的矿物随着岩浆上升的过程逐渐生长 (图 5a), 在上升进入岩浆房的过程中, 由于压力的降低和斜长石周围熔体成分的变化, 会有层间晶面熔蚀反应发生 (图 5b)。进入岩浆房之后, 由于不同成分岩浆的多批次填充, 岩浆房中的岩浆组分、温压条件等物理化学性质发生变化, 使得一部分晶体和熔体之间发生相互作用反应, 形成部分熔蚀结构 (图 5e)。岩浆的填充还导致了岩浆房中的对流活动, 改变了矿物成分, 产生韵律环带结构 (图 5c)。在岩浆从岩浆房上涌到喷发的过程中, 温度和压力的迅速降低导致斜长石晶体边缘普遍形成致密韵律环带 (图 5d, f)。

(3) 俯冲带海底火山的源区相对较浅, 岩浆从产生到喷发的过程也更短, 经历的部分熔融、填充混合、围岩混染等岩浆演化过程不及大陆火山和洋岛火山复杂, 但是仍然可以对矿物和岩石的地球化学组分造成足够显著的改变。

致谢 感谢中国地质大学 (武汉) 地质过程与矿产资源国家重点实验室胡兆初老师和中国科学院壳幔物质与环境重点实验室冯敏老师在实验过程中给予的帮助; 感谢陈伊翔、吴非以及审稿人对本文提出的宝贵意见。

References

- Allègre C.J., Provost A and Jaupart C. 1981. Oscillatory zoning: A pathological case of crystal growth. *Nature*, 294 (5838): 223 - 228
- Anderson A.T. 1984. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *Am. Mineral.*, 69 (7): 660 - 676
- Berlo K, Blundy J, Turner S and Hawkesworth C. 2007. Textural and chemical variation in plagioclase phenocrysts from the 1980 eruptions of Mount St. Helens, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 154 (3): 291 - 308

- Blundy JD and Shimizu N. 1991. Trace element evidence for plagioclase recycling in calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102(2): 178–197
- Blundy JD and Wood BJ. 1991. Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55(1): 193–209
- Blundy JD and Cashman KV. 2001. Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St. Helens, 1980–1986. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140(6): 631–650
- Boynott CH, Westbrook GK, Bott MHP and Long RE. 1979. A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles island arc. *Geophys. J. Int.*, 58(2): 371–393
- Brasier MD and Mather JD. 1975. The stratigraphy of Barbuda, West Indies. *Geol. Mag.*, 112(3): 271–282
- Cashman K and Blundy J. 2013. Petrological cannibalism: The chemical and textural consequences of incremental magma body growth. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 166(3): 703–729
- Costa F, Chakraborty S and Dohmen R. 2003. Diffusion coupling between trace and major elements and a model for calculation of magma residence times using plagioclase. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67(12): 2189–2200
- Costa F, Coogan LA and Chakraborty S. 2010. The time scales of magma mixing and mingling involving primitive melts and melt-mush interaction at mid-ocean ridges. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 159(3): 371–387
- Couch S, Sparks RSJ and Carroll MR. 2003. The kinetics of degassing-induced crystallization at Soufrière Hills volcano, Montserrat. *J. Petrol.*, 44(8): 1477–1502
- Crisp JA. 1984. Rates of magma emplacement and volcanic output. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20(3–4): 177–211
- de Maisonneuve CB, Dungan MA, Bachmann O and Burgisser A. 2013. Petrological Insights into Shifts in Eruptive Styles at Volcán Llaima (Chile). *J. Petrol.*, 54(2): 393–420
- Devine JD. 1995. Petrogenesis of the basalt-andesite-dacite association of Grenada, Lesser Antilles island arc, revisited. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 69(1–2): 1–33
- Devine JD and Sigurdsson H. 1995. Petrology and eruption styles of Kick'em-Jenny submarine volcano, Lesser Antilles island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 69(1–2): 35–58
- Druitt TH, Costa F, Deloule E, Dungan M and Scaillet B. 2012. Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, 482(7383): 77–80
- DuFrane SA, Turner S, Dosseto A and van Soest M. 2009. Reappraisal of fluid and sediment contributions to Lesser Antilles magmas. *Chem. Geol.*, 265(3–4): 272–278
- Gagnevin D, Waight TE, Daly JS, Poli G and Conticelli S. 2007. Insights into magmatic evolution and recharge history in Capraia Volcano (Italy) from chemical and isotopic zoning in plagioclase phenocrysts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 168(1–4): 28–54
- Giacomoni PP, Ferlito C, Coltorti M, Bonadiman C and Lanzafame G. 2014. Plagioclase as archive of magma ascent dynamics on “open conduit” volcanoes: The 2001–2006 eruptive period at Mt. Etna. *Earth Sci. Rev.*, 138: 371–393
- Ginibre C, Wörner G and Kronz A. 2002. Minor- and trace-element zoning in plagioclase: Implications for magma chamber processes at Parínacota volcano, northern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143(3): 300–315
- Ginibre C and Wörner G. 2007. Variable parent magmas and recharge regimes of the Parínacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase. *Lithos*, 98(1–4): 118–140
- Green DH and Falloon TJ. 2015. Mantle-derived magmas; Intracratonic, hot-spots and mid-ocean ridges. *Science Bulletin*, 60(22): 1873–1900
- Grove TL, Baker MB and Kinzler RJ. 1984. Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: Experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48(10): 2113–2121
- Haase CS, Chadam J, Feinn D and Ortoleva P. 1980. Oscillatory zoning in plagioclase feldspar. *Science*, 209(4453): 272–274
- Hammer JE and Rutherford MJ. 2002. An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt. *J. Geophys. Res.*, 107(B1): ECV 8-1-ECV 8-24
- Housh TB and Luhr JF. 1991. Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *Am. Mineral.*, 76(3–4): 477–492
- Huang F, Lundstrom CC, Sigurdsson H and Zhang ZF. 2011. U-series disequilibria in Kick'em Jenny submarine volcano lavas: A new view of time-scales of magmatism in convergent margins. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 75(1): 195–212
- Jarrard RD. 1986. Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.*, 24(2): 217–284
- Jeffery AJ, Gertisser R, Troll VR, Jolis EM, Dahren B, Harris C, Tindle AG, Preece K, O'Driscoll B, Humaida H and Chadwick JP. 2013. The pre-eruptive magma plumbing system of the 2007–2008 dome-forming eruption of Kelut volcano, East Java, Indonesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 166(1): 275–308
- Kent AJR, Darr C, Koleszar AM, Salisbury MJ and Cooper KM. 2010. Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering. *Nat. Geosci.*, 3(9): 631–636
- Kirkpatrick RJ, Klein LM, Uhlman DR and Hays JF. 1979. Rates and processes of crystal growth in the system anorthite-albite. *J. Geophys. Res.*, 84(B7): 3671–3676
- Kuritani T. 1998. Boundary layer crystallization in a basaltic magma chamber: Evidence from Rishiri Volcano, Northern Japan. *J. Petrol.*, 39(9): 1619–1640
- Landi P, Métrich N, Bertagnini A and Rosi M. 2004. Dynamics of magma mixing and degassing recorded in plagioclase at Stromboli (Aeolian Archipelago, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 147(2): 213–227
- Lasaga AC. 1982. Toward a master equation in crystal growth. *Am. J. Sci.*, 282(8): 1264–1288
- L'Heureux I and Fowler AD. 1994. A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase. *Am. Mineral.*, 79(9): 885–891
- Liu YS, Hu ZC, Gao S, Günther D, Xu J, Gao CG and Chen HH. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chem. Geol.*, 257(1–2): 34–43
- Lofgren GE. 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: Isothermal crystallization. *Am. J. Sci.*, 274(3): 243–273
- Lofgren GE. 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts, Chapter 11. In: Hargraves RB (ed.). *Physics of Magmatic Processes*. Princeton: Princeton University Press
- Loomis TP. 1982. Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: The origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81(3): 219–229
- Macdonald R, Hawkesworth CJ and Heath E. 2000. The Lesser Antilles volcanic chain: A study in arc magmatism. *Earth Sci. Rev.*, 49(1–4): 1–76
- Moore A, Coogan LA, Costa F and Perfit MR. 2014. Primitive melt replenishment and crystal-mush disaggregation in the weeks preceding the 2005–2006 eruption 9°50' N, EPR. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 403: 15–26
- Morse SA. 1984. Cation diffusion in plagioclase feldspar. *Science*, 225(4661): 504–505
- Nakamura M and Shimakita S. 1998. Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 161(1–4): 119–133
- Nelson ST and Montana A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Am. Mineral.*, 77(11–12): 1242–1249
- Nicotra E and Viccaro M. 2012. Unusual magma storage conditions at Mt. Etna (Southern Italy) as evidenced by plagioclase megacryst-bearing lavas: Implications for the plumbing system geometry and summit caldera collapse. *Bull. Volcanol.*, 74(4): 795–815
- Pearce TH, Russell JK and Wolfson I. 1987. Laser-interference and Nomarsky interference imaging of zoning profiles in plagioclase

- phenocrysts from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens, Washington. *Am. Mineral.*, 72(11–12): 1131–1143
- Pearce TH. 1994. Recent work on oscillatory zoning in plagioclase. In: Parson I (ed.). *Feldspar and Their Relations*. Dordrecht: Kluwer, 313–349
- Ruprecht P and Wörner G. 2007. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns; El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 165(3–4): 142–162
- Sigurdsson H and Shepherd JB. 1974. Amphibole-bearing basalts from the submarine volcano Kick'em-Jenny in the Lesser Antilles island arc. *Bull. Volcanol.*, 38(3): 891–910
- Singer BS and Dungan MA. 1995. Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase; Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *Am. Mineral.*, 80(7): 776–798
- Sisson TW and Grove TL. 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113(2): 143–166
- Smith RK and Lofgren GE. 1983. An analytical and experimental study of zoning in plagioclase. *Lithos*, 16(2): 153–168
- Speed RC, Smith-Horowitz PL, Perch-Nielsen KS, Saunders JB and Sanfilippo AB. 1993. Southern Lesser Antilles arc platform; Pre-Late Miocene stratigraphy, structure, and tectonic evolution. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, 277: 1–98
- Toothill J, Williams CA, Macdonald R, Turner SP, Rogers NW, Hawkesworth CJ, Jerram DA, Otley CJ and Tindle AG. 2007. A complex petrogenesis for an arc magmatic suite, St. Kitts, Lesser Antilles. *J. Petrol.*, 48(1): 3–42
- Tsuchiyama A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89(1): 1–16
- Turner S, Hawkesworth C, van Calsteren P, Heath E, Macdonald R and Black S. 1996. U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142(1–2): 191–207
- Viccaro M, Giacomoni PP, Ferlito C and Cristofolini R. 2010. Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos*, 116(1–2): 77–91
- Wadge G and Shepherd JB. 1984. Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71(2): 297–304
- Zellmer GF, Hawkesworth CJ, Sparks RSJ, Thomas LE, Harford CL, Brewer TS and Loughlin SC. 2003. Geochemical evolution of the Soufriere Hills volcano, Montserrat, Lesser Antilles volcanic arc. *J. Petrol.*, 44(8): 1349–1374