1000-0569/2022/038(05)-1360-74 *Acta Petrologica Sinica* 岩石学报 doi:10.18654/1000-0569/2022.05.06

陆内穿地壳岩浆系统及其去气作用和环境效应*

蒋昌宏 杜德宏 王孝磊**

JIANG ChangHong, DU DeHong and WANG XiaoLei**

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

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

2022-01-25 收稿, 2022-03-02 改回.

Jiang CH, Du DH and Wang XL. 2022. Degassing and environmental effect of intracontinental transcrustal magmatic system. *Acta Petrologica Sinica*, 38(5):1360-1374, doi:10.18654/1000-0569/2022.05.06

Abstract Magmatism is a bridge that links the deep and the surface of the carbon reservoirs of the Earth, and it also constitutes an important part of the global carbon cycle. Understanding the relationship between magmatism and the carbon cycle is of great significance for us to understand the environmental effects and climate change. This paper summarizes the previous progress in the research of magmatic systems, introduces the intracontinental transcrustal magmatic system, and clarifies the physicochemical processes of mantle-derived magmatic underplating, crustal melting, magmatic rise, accumulation, mixing, differentiation and eruption. The unified framework of crustal magmatism is constructed. The magmatic process also controls the behavior of volatile matter. The degassing of magma itself brings the volatiles from the deep part of the Earth to the surface, and the contact thermal metamorphism removes the carbon from the surrounding rocks. Based on the transcrustal magmatic system, this paper systematically expounds the source, composition, and behavior of magmatic volatiles, as well as the potential impact on the climate and environment. Many Mesozoic intrusive and volcanic rocks are distributed in the inland of South China, and huge thick carbonate strata are also widely distributed. This means that the intracontinental magmatism and its reaction with carbonate rocks in this period may have a significant impact on the local and even global climate. This paper makes an objective introduction and prospect of the magmatic system and degassing, which is of great scientific significance.

Key words Granitic rocks; Transcrustal magmatic system; Degassing; Environmental effect; Intracontinental

摘 要 岩浆作用是联系地球深部与表层碳储库的桥梁,是全球碳循环的重要一环。揭示岩浆作用与碳循环之间的关系对理解地球系统演化过程中的环境效应和气候变化有重要意义。本文综述了前人在岩浆系统研究的重要进展,介绍了陆内穿地壳岩浆系统,梳理了从幔源岩浆底侵和地壳熔融,到岩浆上升、累积、混合、分异直至喷出等物理化学过程,构建了地壳岩浆活动的统一框架。岩浆过程同时控制着挥发分行为,岩浆自身的去气作用将地球深部挥发分带到地表,而接触热变质作用可改造围岩并将其中的碳脱出。基于穿地壳岩浆系统,本文系统阐述了岩浆挥发分的来源、组成、行为,及其释放到大气中对气候与环境产生的潜在影响。尤其是针对中国华南地区分布的大量陆内中生代的侵入岩和火山岩,结合同期广泛分布的巨厚碳酸盐岩,介绍和展望了陆内岩浆系统和去气作用的联系及环境效应,提出该时期的岩浆活动及其与碳酸盐岩的反应很可能对局部乃至全球的气候造成了显著的影响,该领域有较大研究潜力。

关键词 花岗岩;穿地壳岩浆系统;去气作用;环境效应;陆内

中图法分类号 P588.11

全球碳循环极为深刻地影响着一系列地质、气候、环境、生物等过程,了解碳循环的机制及其相关过程对探索地球、保护环境和利用资源有重要指导意义和科学价值。前人研究表明,碳循环可以分为两个亚循环过程:一是表生地球的

* 本文受国家自然科学基金项目(92162322、42025202)资助.

第一作者简介: 蒋昌宏,男,1996 年生,博士生,岩石学专业,E-mail: cjiang@smail.nju.edu.cn

** **通讯作者:** 王孝磊,男,1979 年生,教授,主要从事岩浆岩成因和前寒武纪地质研究, E-mail: wxl@nju.edu.cn

地表碳循环，包括大气圈、水圈、生物圈以及浅表层内，循环周期较短，在万年尺度内；二是内生地球的岩石圈、软流圈、地幔和地核之间的深部碳循环，以及从地表到地内的深循环，其循环周期漫长，达百万年以上（张立飞等，2017）。地表碳循环过程与人类生存息息相关，是直接影响环境和气候变化的重要因素；而在长时间尺度上（>0.5Myr），地表碳储库可视为一个整体，其含碳总量由输入和输出到深部碳储库的碳通量决定（Lee *et al.*，2013）。岩浆作用及相关的变质作用将碳从地球内部输入到地表，而硅酸盐风化和生物作用则将大气中的碳分别以碳酸盐和有机碳的形式固定下来（Berner *et al.*，1983；Berner and Kothavala，2001）。这些被固定的碳一部分可随洋壳俯冲到地球深部，之后可在俯冲带岩浆作用过程中重新被释放返回大气或岩石圈（Gorman *et al.*，2006；Tsuno *et al.*，2012；Duncan and Dasgupta，2015；Kelemen and Manning，2015；Li *et al.*，2017；Tumiati *et al.*，2017；Plank and Manning，2019），或随俯冲板片沉入地球深部，再最终通过洋中脊或地幔柱火山作用返回地表（Dasgupta，2013；Duncan and Dasgupta，2017；Wang *et al.*，2018）。另一部分碳酸盐和有机碳可沉积在大陆边缘，形成碳酸盐台地或富有机碳的地层，这些沉积物可在抬升露出地表后被风化，也可遭受与造山带和火山作用相关的岩浆-变质作用，从而将碳重新释放进入大气圈（Lee *et al.*，2013；Lee and Lackey，2015；McKenzie *et al.*，2016）。自 BLAG 模型（Berner *et al.*，1983；模型名称以作者姓氏首字母组成）开始，许多箱式模型都估算了长时间尺度下上述各类地质过程的碳通量，其数量级通常在 10^6 ~ 10^7t/yr（Kelemen and Manning，2015）。

在长时间尺度的碳循环中，岩浆发挥了重要作用，是联系地球深部与表层碳储库的桥梁。一方面，岩浆自身的去气作用将中下地壳甚至地幔深度的挥发分直接带到地表（Oppenheimer *et al.*，2014）；另一方面，与岩浆相关的变质作用会改造围岩，并将上地壳中的碳脱出（Lee *et al.*，2015；Groppo *et al.*，2017；Stewart and Ague，2018）。不同构造背景的岩浆具有不同的碳释放机制，释放的气体规模也存在很大的差别，如陆弧岩浆就被认为能够比岛弧岩浆释放更多 CO_2（Lee and Lackey，2015）。此外，不同构造域的火山释放 CO_2 气体的方式、机制和规模也具有明显的差异（赵文斌等，2018）。

对于岩浆作用来说，前人更多地关注基性岩浆尤其是大火成岩省的去气作用对环境的影响（Ernst and Youbi，2017），而较少关注酸性岩浆作用的贡献。近年的研究表明，酸性岩浆可在“地壳深部热带”（Annen *et al.*，2006；Wang *et al.*，2021）产生，在这些过程中，不同地壳深度来源的酸性岩浆发生混合、分异、混染，并可能经历壳-幔岩浆相互作用，经历从产生、上升、分异、累积一直到喷出在内的几乎所有岩浆过程，构成复杂的“穿地壳岩浆系统”（Cashman *et al.*，2017）。相较于被广泛关注的陆缘岩浆活动（Annen *et al.*，2006），陆内穿地壳岩浆作用如何通过去气作用影响环境的变化尚缺少深入研究。鉴于此，本文拟详细分析陆内穿地壳岩浆系统的产生、特征及演化，剖析其可能的去气过程，评估其去气作用的强度和效应，这对于我们深化岩浆过程细节的刻画、理解岩浆去气作用对环境的影响、研究全球碳循环和环境效应都具有十分重要的意义。

1 地壳深部热带和陆内穿地壳岩浆系统

1.1 岩浆系统概述

在大陆弧位置，除了地幔来源的基性岩及其分异衍生岩石以外，还分布有大量与地壳有关的中酸性岩石（如流纹岩、英安岩和安山岩）。与基性的玄武质岩石相比，这些中酸性岩石演化程度更高，更亏损 FeO、MgO，更富集 SiO_2，查明其成因有助于我们深入理解大陆地壳的形成和演化。一个关键科学问题是，这些中酸性的岩浆是在地壳的什么位置形成和如何演化的？针对这一问题，Annen *et al.*（2006）从热的视角出发，根据数值模拟的结果，提出了“深部地壳热带”的模式（图 1a）。模拟表明，地壳浅部的温度较低，岩浆达到上地壳后热量快速散失，温度很快就会降到固相线以下，不利于岩浆的储存和演化。而在地壳深部（~20km 到莫霍面的位置），由于围岩的温度较高，热量散失慢，含水的玄武质岩浆侵位后由于热扩散效应可形成一个“热带”。在“热带”中可形成两种不同性质的岩浆：一种是玄武质岩浆经过结晶分异后产生的幔源演化熔体，另一种是玄武质岩浆带来的热和释放的水等挥发分使得周围地壳发生熔融后形成的壳源熔体。两种不同性质的岩浆可在不同条件下发生不同程度的混合形成多种类型的岩浆，并形成陆弧岩浆中元素和同位素上的多样性（Annen *et al.*，2006）。但演化的熔体形成后是如何不断累积、汇聚，进而离开“深部地壳热带”的，尚不清楚。Solano *et al.*（2012）指出，晶粒间隙中演化的残余熔体可在浮力作用下运移到岩浆房上部聚集，然后沿着构造薄弱面侵位到上地壳或喷出地表。

“深部地壳热带”模型认为，岩浆的储存和演化主要发生在地壳的深部。但观察表明，大量长英质岩浆喷发后，往往伴随着火山口的塌陷，形成破火山口，说明火山的下部存在巨大的岩浆储库，以此来补给火山喷发（Cashman and Giordano，2014；Lipman and Bachmann，2015）。在过去的一个多世纪里，火山作用和岩浆过程往往与富集熔体的“岩浆房”联系在一起。从热的角度来看，经典的大量液态岩浆的“大水缸（big tank）”式岩浆房很难形成，即使形成以后也很难维持。要解决这样一个矛盾，就需要来自地壳深部的岩浆不断补给到浅部的岩浆储库中。因此，火山作用和岩浆活动也被越来越多的学者视为是跨越整个地壳的。现在的研究也表明，岩浆通常并不是以纯熔体存在而是以晶粥体形式存在（Costa *et al.*，2009），并可能有极少量的流体（挥发分）。Cashman *et al.*（2017）提出的“穿地壳岩浆系统”的概念模

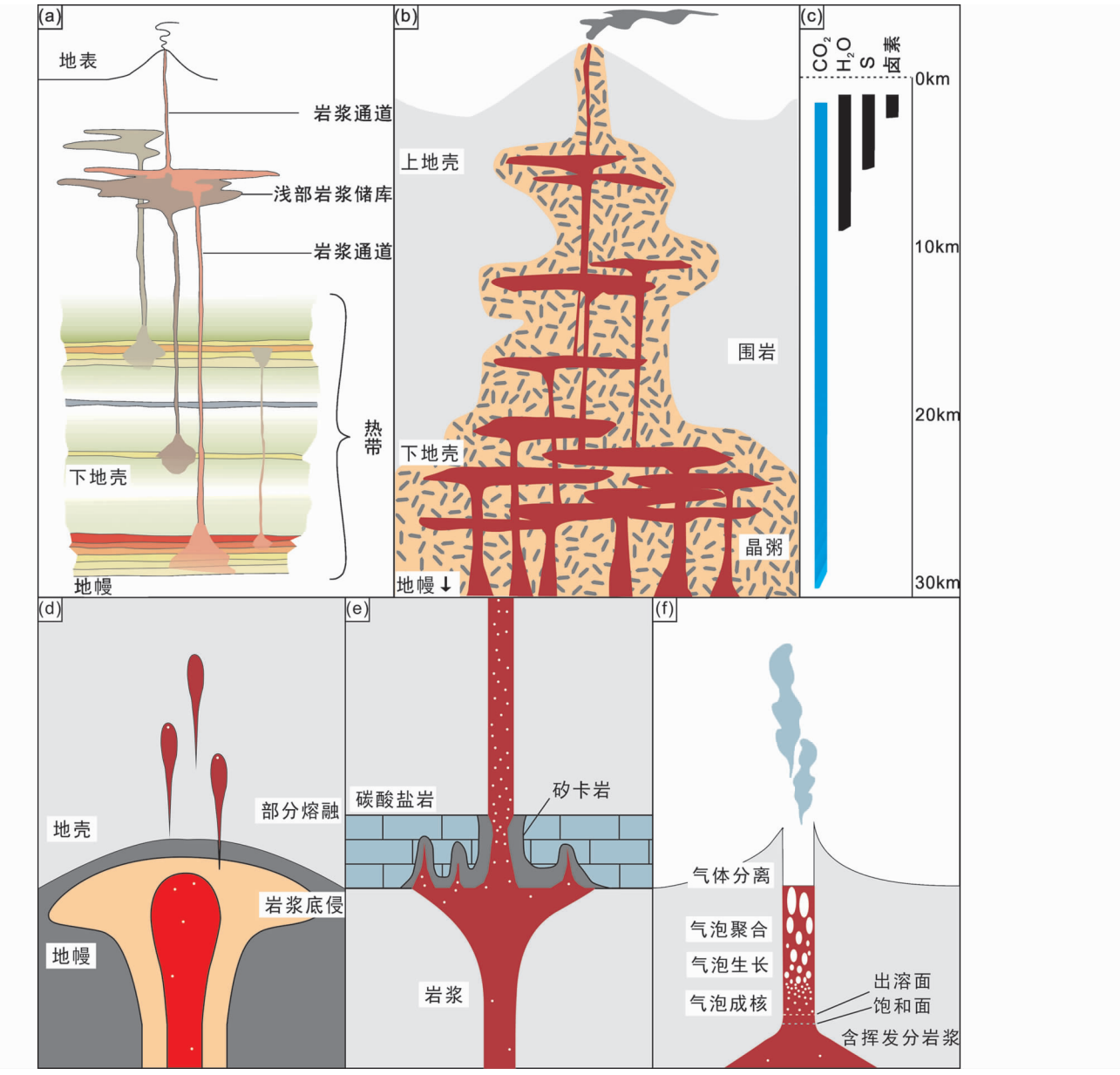

图 1 穿地壳岩浆系统模型示意图

(a)地壳深部热带模型(据 Annen *et al.*, 2006 修改);(b)穿地壳岩浆系统模型(据 Cashman *et al.*, 2017 修改);(c)岩浆主要挥发分去气开始的深度(据 Black *et al.*, 2021 修改);(d)幔源岩浆底侵导致地壳部分熔融产生初始熔体;(e)岩浆侵位碳酸盐地层发生脱碳反应,产生 CO_2;(f)气体在近地表发生出溶,发生气泡成核、生长、聚合、气体分离等一系列过程(据 Gonnermann and Manga, 2007 修改)

Fig. 1 Conceptual representations of the transcrustal magmatic system model

(a) schematic diagram of the deep crustal hot zone (modified after Annen *et al.*, 2006); (b) model of transcontinental magmatic system (modified after Cashman *et al.*, 2017); (c) the depth at which the degassing of the main volatile components of magma begins (modified after Black *et al.*, 2021); (d) mantle derived magma underplating resulting in partial melting of the crust and generation of initial melt; (e) the magma emplacing the carbonate strata to decarbonize and produce CO_2; (f) the processes of supersaturation, nucleation, bubble growth, coalescence, and gas separation accompany with magma ascending (modified after Gonnermann and Manga, 2007)

型,描述的就是整个岩浆系统中晶体-熔体-流体的物理和化学过程(图 1b)。他们认为穿地壳的岩浆系统以"晶粥"为主导,晶体含量可达 60% 以上。在下地壳的位置,基性岩浆侵位后降温结晶,释放的水和热量可使周围的地壳发生熔融,很快达到晶粥的状态,熔体分布在晶粒骨架的间隙中,并在机械压实的作用下沿晶粒边缘运移,在岩浆储库的顶部聚集。此时,熔体更加富集不相容元素和挥发分,且由于与围岩的重力差异,在机械压实、气体压滤或岩浆再补给等作用下,倾向于沿构造薄弱面向上运移,并留下铁镁质相对富集的堆晶组分。值得注意的是,在岩浆储库总体为长英质的情

况下，这个“堆晶”体的成分可能仍然是长英质的。在中上地壳，由于地壳刚性快速增加，密度降低，处于脆-韧性过渡带，上升的熔体容易在此位置汇聚。只有当岩浆的通量足够高和侵位的岩浆体积足够大时，才能有足够的热量使岩浆保持“晶粥”状态并维持在固相线以上，否则将很快冷却至固态。在熔体向中上地壳运移的过程中，由于压力降低，挥发分的溶解度也降低，其中的某些组分可以率先达到饱和（如 CO_2）（Baker and Alletti, 2012），这在一定程度上会增加熔体的浮力，加快上升过程（即气体压滤作用；Anderson *et al.*, 1984；Sisson and Bacon, 1999；Baker and Alletti, 2012；Piston *et al.*, 2015）。岩浆到达上地壳后，由于大多数挥发分的不相容属性，其含量逐步上升也能达到饱和（如 H_2O）。

“穿地壳岩浆系统”将不同地壳深度的岩浆作用紧密联系起来，整合了从幔源岩浆底侵、地壳熔融、岩浆上升、累积、分异直至喷出等物理化学过程，构建了整个地壳岩浆活动的统一框架。该模型也得到了后续包括地质学、地球物理和数值模拟等方面工作的证实。Samrock *et al.*（2018）用大地电磁成像的方法对东非 Ethiopian 裂谷的 Tulu Moye 活火山的下部进行了探测，发现从 20km 到近地表的位置存在一条高导电率的异常带，说明其中含有不少熔体，进一步的估算表明该系统中的熔体量为 5% ~30%，尤其在 5km 深度的位置熔体含量最高，可能代表一个浅部的岩浆储库。地质学的观察也进一步证实了穿地壳岩浆系统的存在。Karakas *et al.*（2019）对阿尔卑斯南部 Ivrea-Sesia 地区出露的地壳剖面进行了高精度的 CA-ID-TIMS 锆石定年和微量元素的分析。结果表明，下地壳的堆晶辉长岩、中地壳的花岗岩和喷出的火山岩在年龄上非常一致，锆石的 Eu 负异常越来越强，Ti 含量越来越低；其中锆石颗粒间最大的年龄差为 3.94 ±0.47Ma，可能代表了岩浆系统的持续时间。Klein and Le Roux（2020）用同样的方法对美国内华达 Bear Valley 侵入杂岩形成于不同地壳深度的岩石进行了研究。他们发现从下地壳 30km 到近地表 3km 的剖面上岩性从辉长岩变化到花岗闪长岩，锆石 U-Pb 年龄在 103.26 ±0.20Ma 到 100.064 ±0.033Ma 之间，表明整个岩浆系统的结晶时间为 3.2Myr。并且随着岩石的侵位深度变浅，岩浆对围岩的混染程度越来越高，并会影响到锆石 Hf 同位素的变化。“深部地壳热带”模式重点强调了岩浆在地壳深部的存储和演化，在地壳浅部的留存时间很短。而 Karakas *et al.*（2017）将地壳深部和浅部的岩浆活动视为一个系统，利用热模拟的方式探讨了“地壳深部热带”对浅部岩浆活动的影响。模拟结果表明，地壳深部强烈的岩浆活动会扰动整个地壳的地温梯度线，整体抬高中上地壳围岩的温度，极大地降低维持浅部岩浆房所需要的岩浆通量，使得地壳浅部的岩浆房也能维持足够长时的时间，来自深部的岩浆可以在这里发生进一步的演化。

1.2 岩浆作用过程

总体来看，“穿地壳岩浆系统”包括了岩浆从产生到喷出几乎所有的岩浆作用过程，这些过程主要包含：基性岩浆底侵和地壳部分熔融（图 1d）；熔体上升和汇聚；岩浆的演化和分异；火山爆发。下面我们逐一论述以上过程。

（1）基性岩浆底侵和地壳部分熔融。在正常的地温梯度条件下，下地壳岩石的温度一般低于其固相线，要使岩石发生部分熔融需要额外的热和/或水（Petford *et al.*, 2000）。基性岩浆侵位到下地壳不但能带来大量的热，同时冷却结晶使其挥发分达到饱和，还能释放大量的水（Collins *et al.*, 2020）。在挥发分和热的共同作用下，下地壳的岩石可发生大规模的部分熔融，形成壳源熔体。由于地壳成分的差异性，各类源岩在成分和同位素上的差别很大，熔体可在一定程度上继承源岩平均的地球化学特征。然而，同一源岩中不同矿物的元素和同位素组成不尽相同，由于熔点的差异，参与熔融矿物的顺序和比例的差异将导致不同批次熔体的同位素组成与源岩的不一致，即不平衡熔融。比如，随着熔融温度的升高，熔融反应由白云母脱水熔融变为黑云母脱水熔融，温度进一步升高转变为角闪石脱水熔融，由于这三种矿物 Rb/Sr 比值差别很大以致于先后形成的熔体之间表现出极大的 Sr 同位素差异（Farina *et al.*, 2014）。类似的，Tang *et al.*（2014）注意到锆石的 Lu/Hf 比值极低，锆石的率先熔融将导致熔体低放射性成因 Hf 的特征；而石榴子石具有极高的 Lu/Hf 比值，熔融产生的熔体具有更放射的 Hf 同位素特征。

（2）熔体的上升和汇聚。“地壳深部热带”的岩浆达累积到一定的量后，可在浮力和压力的共同作用下向上运移。前人研究表明，岩浆可以通过底辟和顶蚀的作用整体向上运动，也可以通过岩浆通道向上运移（Cruden and Weinberg, 2018）。底辟作用是岩浆在浮力的作用下向上拱起，穿过上覆岩石。尽管岩浆的底辟作用得到了实验和数值模拟的证实（Cruden, 1990；Cao *et al.*, 2016），但花岗质岩浆底劈上升的实例却极少（何斌等，2005）。Weinberg and Podladchikov（1994）认为岩浆的这种侵位模式可能发生在塑性的下地壳。与底辟作用不同，Pignotta and Paterson（2007）认为岩浆的顶蚀作用可以发生在地壳的任何位置。围岩在岩浆的加热和挤压下，发生破裂和崩落，掉入岩浆中，被同化或沉入岩浆房底部（Pignotta and Paterson, 2007）。Cruden and Weinberg（2018）总结了顶蚀作用的识别标志：包括顶蚀的碎块、混杂的捕掳体、围岩混染的地球化学证据、与侵入作用有关的围岩缺乏塑性变形。岩浆顺着岩浆通道向上运输解决了脆性上地壳热和力学的问题，可以高效地补给地壳浅部的侵入体增生和火山喷发（Petford *et al.*, 2000）。岩浆通道可以是岩墙、韧性断裂、断层、剪切带等（Cruden and Weinberg, 2018），这些通道可以被反复使用或被下一批次的岩浆重新激活（Coleman *et al.*, 2004；Miller, 2008；Brown, 2013）。

（3）熔体侵位到上地壳后，可发生进一步的演化和分异。在岩浆的结晶程度比较低时（<40%），岩浆中的其他晶体和对流的存在会阻碍晶体的沉降，晶体主要通过“受阻沉降”

的方式进行晶体-熔体的分离(Davis and Acrivos, 1985; Bergantz and Ni, 1999; Holness, 2018)。然而,由于围岩-岩浆温差较大以及岩浆中对流的存在,岩浆快速冷却,其流变学性质很快就从流体向固体转变(晶体 > 50%;Costa *et al.*, 2009),整体呈"晶粥"的状态。此时,岩浆对流停止,围岩-岩浆之间达到热平衡,"晶粥"可维持一段较长的时间(Bachmann and Bergantz, 2004; Gelman *et al.*, 2013)。在"晶粥"状态下,晶粒间隙中的熔体可以通过"机械压实"的方式排出,运移到岩浆房的顶部聚集(McKenzie, 1985; Petford and Koenders, 2003; Bachmann and Bergantz, 2004)。由于 H_2O 等挥发组分的不相容属性,其在残余的熔体中不断富集可到达饱和,因此,出溶的挥发分可进一步增大熔体的浮力,加速间隙熔体的抽取,即"气体压滤"(Sisson and Bacon, 1999)。Dufek and Bachmann (2010)的数值模拟工作表明,间隙熔体抽取最高效的结晶程度在 50% ~70% 之间。此外,岩浆补给提供的热量可在一定程度上延长岩浆储库在"晶粥"状态的寿命,使得晶体和熔体更加充分地分离(Annen, 2009; Gelman *et al.*, 2013)。

(4)火山爆发。岩浆储库中的岩浆是喷出形成火山岩还是冷凝形成侵入岩主要取决于岩浆相对围岩的超压,当岩浆对围岩施加压力大于其承受能力时,可导致岩浆喷发(Jellinek and DePaolo, 2003)。有学者注意到火山岩的岩浆通量要远高于侵入岩,他们认为在高岩浆通量条件下,岩浆储库中的岩浆倾向于完全喷出,几乎不会留下侵入岩的记录;而在低岩浆通量条件下,岩浆则不断冷凝增生形成侵入体。在这种模式下,火山岩与侵入岩之间没有明确的联系(Glazner *et al.*, 2004; Annen, 2009; Mills and Coleman, 2013; Glazner *et al.*, 2015)。而对于上地壳的岩浆储库或者是"晶粥",高温岩浆的注入可以诱导岩浆喷发。高温岩浆注入的位置不同,可以形成不同类型的火山岩。在理想情况下,当高温岩浆注入到岩浆房底部时,可使"晶粥"活化,喷出形成富晶体的火山岩或者成分和晶体分带的火山岩(Bachmann and Bergantz, 2003; Deering and Bachmann, 2010; Huber *et al.*, 2012; Forni *et al.*, 2016)。而当高温岩浆注入到岩浆储库顶部的富熔体层,喷出则会形成贫晶体的高硅流纹岩(Huber *et al.*, 2012)。此外,岩浆结晶程度比较高时,熔体可达到挥发分的饱和(如 H_2O),从而促进岩浆的喷出(Stock *et al.*, 2016)。岩浆储库顶部富熔体层喷出后,会在地壳中留下大量的富堆晶的残余岩浆,最后冷凝形成侵入岩。在此情况下,侵入岩和喷出岩有成因联系,且成分互补(Bachmann and Bergantz, 2004; Huber *et al.*, 2012; Du *et al.*, 2022)。

1.3 陆内穿地壳岩浆系统

既然深部地壳热带在陆缘和陆内都能实现,陆内穿地壳岩浆系统也是探究岩浆分异演化问题中值得研究的重要内容。本文中的陆内(intracontinental)是与陆缘相对的地理概念,指岩浆作用发育于大陆内部。需要注意的是,陆内不同于板内,后者可用于指代大洋板片内部,而陆内岩浆作用则可以受到进行中的或先前的俯冲板片影响,如在北美西部,太平洋板片平板俯冲向东北延伸达 1000km(Gutscher *et al.*, 2000; Liu *et al.*, 2008),但发育于其上的岩浆岩也被纳入陆内岩浆的范畴(Benson *et al.*, 2017)。同样的,大地幔楔和平板俯冲模型也被用于解释华南中生代陆内岩浆作用(Li and Li, 2007; 姜耀辉和王国昌,2016; Li *et al.*, 2017)。一般来说,陆内岩浆作用是在陆内造山环境下产生,需要用岩相学、构造学、地层学、古地理学等证据来判定构造背景。陆内岩浆本身不一定含陆弧岩石的同位素特征,其岩浆主要来源于古老地壳重熔,新生地幔物质加入的少。

在我国华南分布着大量侏罗纪花岗岩和白垩纪火山岩和侵入岩,它们的分布面积广,总体上处于大陆边缘。从大地构造来看,华南中生代地质特征主体表现为古大陆边缘再造至陆内构造,缺乏洋岛玄武岩(舒良树,2012;毛建仁等,2014),虽紧邻西太平洋俯冲带,但在沿海地区缺乏典型的新生大陆弧地壳的安山岩(薛怀民等, 1996; Zheng *et al.*, 2013),并非安第斯型活动大陆边缘弧(Wang *et al.*, 2013; Zheng *et al.*, 2013; 张国伟等, 2013)。总体上,华南地区中生代岩浆作用有其特殊性,具有多期多阶段的特征,且晚中生代花岗岩和相应火山岩的岩石地球化学特征总体是高度化学分异(Wang *et al.*, 2021),相对富集大离子亲石元素、Pb 和轻稀土元素,亏损高场强元素,而呈现为弧型元素地球化学特征,Nd 同位素总体富集、局部亏损(Zheng *et al.*, 2013)。总体上锆石低的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值和高的模式年龄指示这些岩浆主要来源于古元古代-新元古代古老基底,有较多古元古代地壳物质的再循环(Shu *et al.*, 2015)。尤其是在侏罗纪中期,花岗岩强烈的分异伴随有巨型的 W-Sn 多金属矿的出现,将岩浆的分异和金属成矿过程紧密联系起来(Wang *et al.*, 2021)。在白垩纪时期(140 ~70Ma),华南出露的侵入岩与火山岩面积的约为 117507km^2,两者面积的比值为 3 : 5,其中火山岩主要是流纹岩,而侵入岩主要是花岗岩(Liu *et al.*, 2020),这两类岩石记录了丰富的岩浆储库演化的信息(Du *et al.*, 2022)。这一时期的火山-侵入杂岩在成分上不同于位于东亚大陆边缘的日本岛弧型和东太平洋大陆边缘的南美安第斯型,具有独特性,陶奎元和薛怀民(1988)称其为浙闽沿海型。总之,从大量已有地质事实来看,华南中生代岩浆岩主要表现为陆内岩浆作用特征。

从已有的华南中生代花岗岩岩石学和地球化学数据来看,与典型的裂谷和陆弧岩浆进行对比,华南中酸性岩浆岩在相同的 SiO_2 下,具有比裂谷中酸性岩更高的 $Mg^{\#}$,更类似于岛弧和陆弧环境下的花岗质岩石,说明华南的岩浆具有较高的水含量(Chen *et al.*, 2019; Wang *et al.*, 2021)。这些水的来源可能是俯冲的古太平洋板片脱水,也可能是更古老的俯冲板片脱水并赋存在地幔楔中,后被加热重熔。在短时间内产生如此大量的岩浆,需要有基性岩浆提供热量。这些热

和水的源源不断地供给很可能与华南下地壳陆内和陆缘“深部地壳热带”的存在有关。在这种环境下，“穿地壳岩浆系统”可以在华南这一特殊构造环境下表现（Xu *et al.*，2021），具有独特的岩石学成因意义和潜在的环境效应的研究价值。

2 岩浆系统自身去气过程

岩浆活动将各种挥发分，如 H_2O、CO_2、S 和卤素（如 F、Cl）等，从地下深处带到近地表，或喷发到大气中，是地球系统中挥发分的基本输送机制，这一过程被称之为岩浆去气作用（degassing，Oppenheimer *et al.*，2003）。这种挥发分从深到浅、从内到外的运移是地球系统多圈层间相互作用的重要表现，并对地球环境和气候产生深远的影响。另一方面，挥发分从熔体到气相的转变、分配及和随后的分离过程，会改变熔体的化学组成、粘度、密度、上升速率，从而影响岩浆的存储、运移、演化，和岩浆的喷发方式、规模与持续时间（图 1c）（Eichelberger *et al.*，1986；Gardner *et al.*，1996；Huppert and Woods，2002；Sparks，2003；Gardner，2009；Oppenheimer *et al.*，2014）。因此，研究岩浆系统的去气作用具有十分重要的意义。

2.1 岩浆挥发分来源

岩浆挥发分往往来源于地球深部，甚至可以到达地幔深度。在含水矿物如角闪石、云母（金云母、黑云母和白云母）、磷灰石中，水以分子（H_2O）或羟基（OH^-）形式赋存；而在名义无水矿物如橄榄石、辉石和石榴石中，矿物的晶体缺陷能够保存痕量至微量的氢，这些氢和晶格中的氧结合，从而以羟基（OH^-）形式作为结构水存在。碳存在于碳酸盐矿物中，或以元素形式存在（如金刚石和石墨），硫存在于硫化物矿物中。

地幔是挥发分的重要储库，由于地幔分异，挥发分含量在地质历史时期经历了长期变化。一般认为，上地幔由于已经遭受过岩浆抽取和地壳分异，处于不相容性元素亏损的状态，因此含有较少的挥发分。前人估计亏损地幔中的 H_2O 含量约 $150\times10^{-6}\sim250\times10^{-6}$，而原始地幔为 1160×10^{-6}（O'Neill and Palme，1998；Albarède，2009）；平均上地幔中 CO_2 含量约 $230\times10^{-6}\sim550\times10^{-6}$（Zhang and Zindler，1993；Jambon，1994）；原始地幔中 S 含量 230×10^{-6}，F 含量 18×10^{-6}，Cl 含量 1.4×10^{-6}，Br 含量 3.6×10^{-9}，I 含量 10×10^{-9}（Lyubetskaya and Korenaga，2007）（表 1）。而对于经历过俯冲物质流体/熔体交代地幔，挥发分的含量会更高。

中下地壳主要成分以角闪岩和麻粒岩为主，成分从斜长岩到变泥质岩都有（Rudnick and Gao，2003）。地壳深部的水主要赋存于角闪石和云母矿物中，也有少量存在于磷酸盐（如磷灰石）中，而碳存在于碳酸盐（方解石、白云石）和石墨中。前人估计地壳中有 2% 的水和 1990×10^{-6} 的碳（Wedepohl，1995），F 平均含量 553×10^{-6}，Cl 含量 244×10^{-6}，S 含量 404×10^{-6}，Br 含量 0.88×10^{-6}，I 含量 0.71×10^{-6}，N 含量 56×10^{-6}（Rudnick and Gao，2003）（表 1）。

表 1 不同岩浆源区中挥发分的种类及含量

Table 1 Volatile types and contents in different magma source areas

挥发分	平均含量	文献
上地幔		
H_2O	1160×10^{-6}	O'Neill and Palme，1998
H_2O（亏损地幔）	$150\times10^{-6}\sim250\times10^{-6}$	Albarède，2009；O'Neill and Palme，1998
CO_2	$230\times10^{-6}\sim550\times10^{-6}$	Zhang and Zindler，1993；Jambon，1994
S	230×10^{-6}	Lyubetskaya and Korenaga，2007
F	18×10^{-6}	Lyubetskaya and Korenaga，2007
Cl	1.4×10^{-6}	Lyubetskaya and Korenaga，2007
Br	3.6×10^{-9}	Lyubetskaya and Korenaga，2007
I	10×10^{-9}	Lyubetskaya and Korenaga，2007
地壳		
H_2O	2wt%	Wedepohl，1995
C	1990×10^{-6}	Wedepohl，1995
F	553×10^{-6}	Rudnick and Gao，2003
Cl	244×10^{-6}	Rudnick and Gao，2003
S	404×10^{-6}	Rudnick and Gao，2003
Br	0.88×10^{-6}	Rudnick and Gao，2003
I	0.71×10^{-6}	Rudnick and Gao，2003
N	56×10^{-6}	Rudnick and Gao，2003

注：地幔指原始地幔，特殊标注的除外

当地幔或地壳物质遭受部分熔融，挥发分表现出不相容的属性，会被分配到熔体相中并随岩浆上升。因此，岩浆的形成和演化过程对挥发分在地幔和地壳之间的转移起着关键作用（图 1d）。

2.2 岩浆挥发分组成

对硅酸盐矿物和火山气体中的熔体包裹体的研究表明，岩浆熔体中的挥发分通常以存在于 C-O-H 系统中的成分为主（Johnson *et al.*，1994；Symonds *et al.*，1994；Hauri，2002）。其种类多样，通常含量最多的是水，其次是二氧化碳、硫化氢、二氧化硫、氯化氢、氟化氢和氢气等。但在某些情况下，二氧化碳含量最高（Dixon *et al.*，1997）。

在硅酸盐熔体中，水的总含量（即 H_2O^{total}）从洋底玄武岩浆中的 $1000n\times10^{-6}$ 到花岗质岩浆中的 n% 不等（Holtz *et al.*，2001；Hauri，2002；Sigurdsson *et al.*，2015）。在水含量较低时，水主要以羟基形式存在，而当其超过 3% 时，则主要以水分子形式存在。原位测量表明 OH^- 和 H_2O 相对含量也与温度和压力有关（Nowak and Behrens，1995，2001；Behrens

and Nowak, 2003)。碳的总含量(即 CO_2^{total})从 $10n\times10^{-6}$ ~ $10000n\times10^{-6}$不等(Hauri, 2002),在碳酸岩、金伯利岩和碱性岩中含量更高。在玄武岩中,碳主要以 CO_2 和 CO_3^{2-} 形式存在(Fine and Stolper, 1986),而当岩浆更偏酸性时,碳主要存在于 CO_2 中(Fine and Stolper, 1985; Fogel and Rutherford, 1990; Brooker *et al.*, 1999, 2001a, b)。当氧逸度极低时,CH_4 会出现,由于甲烷在熔体中溶解度很低,因此会形成单独的流体相(Jakobsson and Holloway, 1986; Morizet *et al.*, 2010; Baker and Alletti, 2012)。

2.3 岩浆挥发分行为

岩浆去气是把深部挥发分带到(近)地表,本质上是化学成分在固体-熔体-流体-气体这四种相之间的分配。其过程可概括为挥发分在深部的抽取、较深部的运移、较浅部的出溶和浅部的释放,在这一过程中,影响挥发分行为的主导因素为溶解度,而影响溶解度的主要因素包括成分、压力和温度,以及对应非挥发物相的存在(如硫酸盐/硫化物的存在影响 S 的溶解度,而金属氯化物影响 Cl 的溶解度)(Gonnermann and Manga, 2007; Oppenheimer *et al.*, 2014)。其中,压力是影响挥发分溶解度的第一驱动。如在酸性岩浆中水含量与压力有如下关系(Burnham, 1979):

$$X_{H_2O}=nP^s$$

对于水,式中 n 和 s 的值分别为 0.34 和 0.54。一般来说,随压力降低,挥发分溶解度降低,但 Cl 除外。所以伴随着岩浆上升或围岩破坏的降压有利于挥发分达到饱和并出溶。此外,减压还促进岩浆过冷却、矿物结晶和出溶,并可能影响岩浆的氧化还原状态(Burgisser and Scaillet, 2007; Burgisser *et al.*, 2008)。

此外,岩浆结晶作用也非常重要,由于岩浆中的大多数晶体中挥发分含量很少,岩浆结晶作用导致硅酸盐熔体体积的减少,致使残留熔体中挥发性成分含量增加,有利于达到饱和并出溶。

2.3.1 部分熔融与熔体抽离

大多数地壳和地幔被认为是流体不饱和的,当含有挥发物的矿物,尤其是云母和角闪石,在固相线处或附近熔化时,会将其不相容元素和挥发分释放到熔体中,该过程被称为部分熔融。部分熔融是大多数岩浆形成的机制,也是挥发分进入熔/流体的第一步,对挥发分的演化来说其本质是其在固体-熔体间的分配。

在部分熔融初期,除熔体相外,可能会在高压下形成单独的流体相(密度接近硅酸盐熔体)或在低压下形成气相(密度明显低于硅酸盐熔体)(Olafsson and Eggler, 1983; Clemens and Vielzeuf, 1987; Vielzeuf and Holloway, 1988; Douce and Johnston, 1991; Wolf and Wyllie, 1991; Skjerlie *et al.*, 1993; Rapp and Watson, 1995),而随着部分熔融程度加强,大部分挥发分会重新进入到熔体中。然而,当体系中存在即使很少量的 CO_2 时,也会有利于形成单独的流体/气体相,而挥发分则需要在熔体和流/气体相之间做配分(Baker and Alletti, 2012)。

2.3.2 岩浆上升与流体饱和

当岩浆(熔体+流体)从残留体中分离后,将穿过地壳上升,其压力、温度和成分(氧化还原状态)随时间变化,从而影响熔体和流体相中的挥发分浓度。影响的程度取决于流体和熔体是否在整个上升过程中保持热力学平衡(即封闭体系),或者任意温压条件下的平衡流体是否可以与熔体分离(即开放体系)。此外,岩浆结晶作用、岩浆混合作用和同化混染作用也对熔体和流体行为有很大影响。

在岩浆上升过程中,熔体中的挥发物的溶解度降低,当其含量高于溶解度时流体挥发组分发生出溶,并进入流体相(Baker and Alletti, 2012)。一般来说,H_2O 和 CO_2 的出溶受相图的有效控制,而微量元素则受其分配系数控制。由于 CO_2 溶解度较低(大约比 H_2O 小两个数量级),其在地壳压力下的蒸汽饱和度中起着重要作用(Anderson, 1975; Newman and Lowenstern, 2002)。

2.3.3 气体出溶与释放

当岩浆到达上地壳深度,气相将广泛存在,尤其是弧岩浆体系中更为明显(Anderson *et al.*, 1989; Wallace and Gerlach, 1994; Scaillet and Pichavant, 2003)。事实上,气相的出现也经历了岩浆挥发分过饱和-气泡成核-气泡生长-气泡聚合-气体分离等一系列过程(图 1f)(Oppenheimer *et al.*, 2014)。在挥发分饱和后倾向于形成气泡核,但制造气泡-熔体界面需要消耗额外的能量,因此常常需要挥发分达到过饱和后方能形成气泡。一旦气泡形成,对气体分离的基本控制是熔体粘度。在静态岩浆中,气泡运动可以用斯托克斯定律进行近似描述:

$$V_s=(2r^2g\Delta\rho)/9\mu$$

其中 V_s 是上升速度,r 是气泡半径,g 是引力常数,$\Delta\rho$ 是相对密度,μ 是熔体的粘度。该式表明,气泡的上升取决于其大小,随着气泡聚合,上升速度会越来越快。

当气体到达地表或近地表,气泡充分相互连接,渗透性将大大加强,从而允许气体从岩浆管道系统中逸出。地球化学证据表明,岩浆储库中可能存在气泡(Wallace *et al.*, 1995),储库顶部的气体可逸散进入地热系统和热液系统。此外,气体逃逸可在火山管道的任何深度发生,可随岩浆气泡上升排出火山口,也可通过火山侧翼排出,甚至可以由于围岩的渗透性而持续扩散逸出(Burton *et al.*, 2007; Eichelberger *et al.*, 1986)。

气体的存在将产生岩浆超压,这是造成岩浆不同喷发样式的重要因素,也为火山喷发的大量物质抛入数千到数十千米高空的大气层提供能量。根据理想气体定律,若 $1m^3$ 岩浆熔体含 5% 的水,则在标准大气压下,将形成 $700m^3$ 水蒸气。若这些气体无法及时有效逸出,则倾向于形成爆发式火山。

值得注意的是,在世界各地的火山中广泛观察到"过度去气"(excess degassing)现象,即火山排出的挥发分远超过

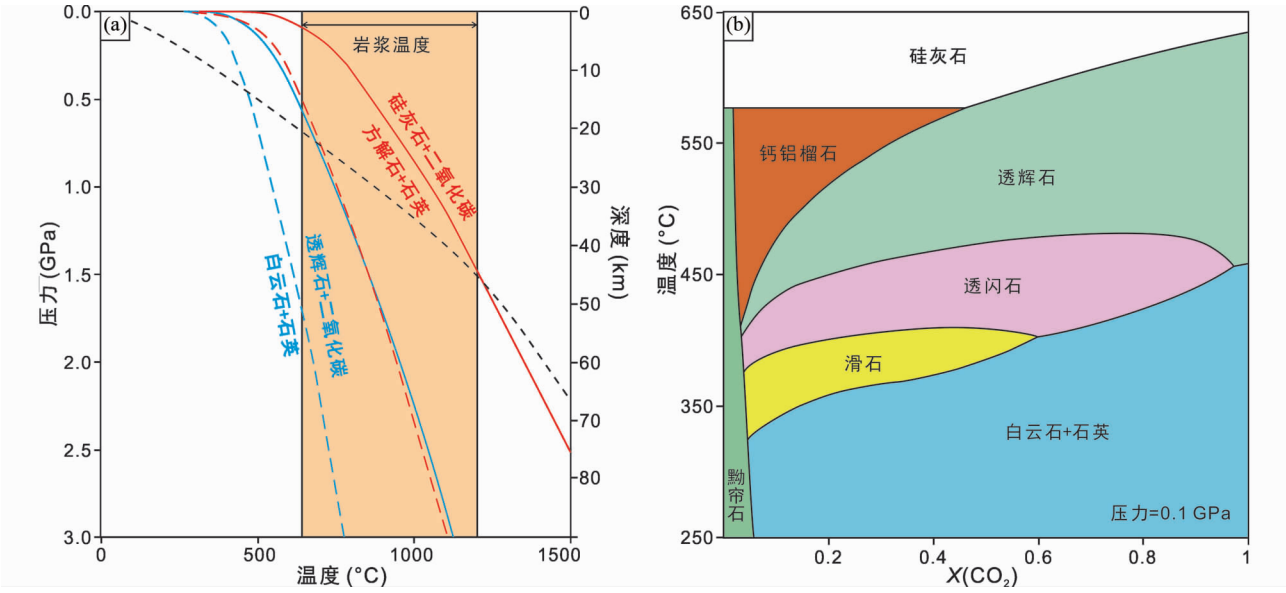

图 2　脱碳反应的温度与相图(据 Lee and Lackey, 2015 修改)

(a)两种典型脱碳反应发生温度随压力和 CO_2 活度,即 $X(CO_2)$ 的变化：蓝线代表原岩为白云石,红色代表原岩为方解石；实线代表 $X(CO_2)=1$,虚线代表 $X(CO_2)=0.1$；岩浆温度用黄色区域表示.(b)简化的 T-$X(CO_2)$ 相图：代表在 0.1GPa 压力下,CaO-MgO-SiO_2-Al_2O_3-CO_2(含过量方解石和石英)体系中各矿物相的稳定区域

Fig. 2　Temperature and phase diagram for typical decarbonation reactions (modified after Lee and Lackey, 2015)

(a) temperature of decarbonation reactions of dolomite (red lines) and calcic (blue lines) at $X(CO_2)=1$ (solid) and $X(CO_2)=0.1$ (dashed) as a function of pressure; Also given are magmatic temperatures shown by the orange field. (b) simplified T-$X(CO_2)$ diagram illustrating stability fields of certain minerals in the CaO-MgO-SiO_2-Al_2O_3-CO_2 system with excess calcite and quartz

喷出岩浆自身溶解的量,这意味着在深部未喷出岩浆也发生了去气作用。侵入岩浆主要通过三种方式将气体通过火山口排出:气泡聚集岩浆的喷发,火山通道内对流岩浆柱的脱气,以及深部岩浆房的渗透性气体输送(Shinohara, 2008)。在穿地壳岩浆系统的框架下,由于不同深度的岩浆房之间相互连通,挥发分可以随熔体通道向上运移,因此可以将深部侵入岩中的挥发分排出,而对于浅部的岩浆房(<4km),侵入岩释放的气体也可以在外部流体作用下通过热液循环排出(Yardley, 2009)。

3　岩浆与围岩的反应

过去关于火山作用和气候变化的研究主要集中在大火成岩省(Large Igneous Provinces, LIPs),这些 LIPs 被认为与地质历史时期许多地质突变如生物绝灭事件等有关联,甚至可以影响温室/冰室气候的切换(Ernst and Youbi, 2017)。对热液喷口杂岩(hydrothermal vent complexes, HVCs)的研究表明,LIPs 中的侵入体部分相比于喷出部分,有能力释放等量甚至更多气体(Svensen *et al.*, 2006, 2007, 2009; Ernst and Youbi, 2017)。另有研究表明,LIPs 本身的规模与其环境影响的大小并无直接联系,更加重要的是围岩的种类。如岩浆总量较少的峨眉山玄武岩侵位过程中接触到了蒸发岩和含煤地层,因此造成了规模可观的生物绝灭事件(Ganino and Arndt, 2009)。因此,侵入岩与围岩反应释放的气体可能比岩浆本身携带的气体对环境影响更大。在此基础上,在陆内环境经历了较长结晶过程的花岗质岩浆与围岩反应的潜在环境效应值得关注。

近年来,岩浆的脱碳作用与气候变化的关系被注意到(Lee *et al.*, 2013; McKenzie *et al.*, 2016)。脱碳作用的本质是一种接触变质作用,特指岩浆侵入到碳酸盐岩地层中释放 CO_2 的过程(图 1e),主要脱碳作用包括(郑永飞和陈江峰, 2000):

方解石 + 石英→硅灰石 + CO_2

2 白云石 + 石英→2 方解石 + 镁橄榄石 + $2CO_2$

3 白云石 + 钾长石 + 水→金云母 + 3 方解石 + $3CO_2$

5 白云石 + 8 石英 + 水→3 方解石 + 透闪石 + $7CO_2$

这些反应的发生温度正相关于侵位深度和体系 CO_2 活度,即侵位深度越浅、CO_2 活度越低,反应所需最低温度越低(Lee and Lackey, 2015,图 2)。

研究者强调陆弧岩浆活动是诱发大气温室/冰室气候的主要因素,认为陆弧岩浆的集中爆发("flare-up")和脱碳作用可能导致中生代的强温室效应,随后的硅酸盐化学风化则会降低大气 CO_2 含量(Lee and Lackey, 2015; Lee *et al.*, 2015; McKenzie *et al.*, 2016)。Cao *et al.* (2017)汇编了 750Ma 以来陆弧活动,发现陆弧总长度随时间呈幕式变化,且与碎屑锆石年龄记录基本一致,而陆弧长度体现出与大气

温度的耦合:弧岩浆作用强烈时大气处于温室状态(如670~480Ma、250~50Ma),其他时候则对应于凉爽气候(如中-晚古生代和新生代)。Chu *et al.* (2019)估算了通过简单渗透引起的脱碳作用释放 CO_2 通量,现今陆弧岩浆释放的C通量可达 $0.72\times10^6\sim10.8\times10^6$t/yr,而白垩纪时期该通量可与洋中脊相当($15.6\times10^6\sim37.2\times10^6$t/yr)。Jiang and Lee (2017, 2019)以北美西部Peninsular Range岩基为例,探讨了弧岩浆的全生命周期碳通量,认为岩浆期后隆升地貌的化学风化使陆弧成为碳汇,其大气 CO_2 消耗量与岩浆期输入的量相当。

应当注意的是,脱碳作用的两个核心要素是岩浆和碳酸盐岩,前者提供流体和热,后者提供碳源,只要前者侵入后者地层中,反应就有可能发生。前人关注更多的是弧岩浆,而陆内穿地壳岩浆活动的脱碳潜力被低估。以华南为例,中国东南沿海在晚中生代有大规模陆内岩浆活动,目前依然保留有超过 2.5×10^5km^2 的岩浆岩露头,最近的岩浆岩大数据工作表明,这些岩浆活动呈幕式发生(Zhou *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2020)。另一方面,全国陆上海相碳酸盐盆地总面积达到 3.3×10^6km^2,占中国陆地面积超过三分之一(马永生等, 2017),这些地层在华南也广泛发育:扬子地块自中元古代以来沉积巨厚的碳酸盐,华夏地块也从晚古生代开始广泛发育碳酸盐地层(杜远生和童金南, 2009)。而岩浆与碳酸盐地层的反应产物——矽卡岩也在中国东部广泛发育,并作为重要的矿床类型受到广泛关注(赵一鸣等, 2017; Chang *et al.*, 2019)。因此,这些陆内岩浆在上升过程中,可能侵入、穿插、烘烤了上覆碳酸盐岩地层,从而有潜力释放出巨量的 CO_2 到大气中,进而影响全球气候。

在岩浆侵位的过程中,往往通过等温降压的方式以液相线温度就位在固定深度,在冷却过程中,晶出矿物并释放结晶潜热。岩体对围岩的烘烤受到传热学方程约束:

$$\rho c\frac{\partial T}{\partial t}+\rho c\frac{\partial f}{\partial t}=k\nabla^2T$$

其中 ρ 代表密度, c 代表比热容, T 代表温度, L 代表结晶潜热, f 代表熔体分数, t 代表时间, k 是导热系数。当除 T 外所有参数已知,即可通过数值模拟的方法约束整个体系的温度场随时间的变化。数值模拟计算表明,当一个1000m厚的岩体底侵到碳酸盐岩地层时,上方约130m厚的地层会达到脱碳反应温度,若岩层为纯 $CaCO_3$ 并彻底脱碳,则每平方千米这样的岩体,会产生 1.43×10^7t 的 CO_2。假定华南现今残存的已出露中生代岩浆都发生该过程,则有潜力产生 3.575×10^{12}t 的 CO_2。考虑到因风化剥蚀、深埋地下等原因未出露的岩浆体积,以及世界其他的侵入岩浆活动,潜在的 CO_2 总释放量十分可观,并可能对长期气候和环境造成影响。而这种影响的深度、广度、时间尺度、与其他地质过程的耦合程度,还有待探究。尽管数值模拟能够带给我们更深入的认识,但需要指出的是,岩浆系统往往十分复杂,其几何形态不规则,物质组成多样,岩浆流体在不同地质体间贯通交代,且许多侵入岩与喷出岩之间有成因联系,这些都使得深部去气过程更为复杂,值得进一步研究。

4 陆内岩浆活动对环境的长期效应

关于火山气体的环境效应已有许多研究。大规模火山喷发,如1783~1784年冰岛拉基火山喷发,估计释放了 120×10^6t SO_2、7×10^6t HCl 和 15×10^6t HF,其中大部分进入对流层上部到平流层下部区域,导致了区域性极端天气和重大污染事件,破坏了当地农业,提高了当地发病率和死亡率(Thordarson *et al.*, 1996; Thordarson and Self, 2003; Witham and Oppenheimer, 2004)。1815年,印度尼西亚坦博拉火山喷发造成严重气候灾难,火山喷发次年全球气候约下降0.4~0.7℃,包括中国在内的北半球多地遭遇了"无夏之年",并可能导致了云南在前近代时期以来有记载的规模最大的一次饥荒,史称"嘉庆大灾荒"(Stothers, 1984; Oppenheimer *et al.*, 2003; 杨煜达等,2005)。

一般认为,在短时间尺度下,岩浆作用的硫排放至关重要,并可能扰乱地球的热量收支平衡。幕式火山的爆炸性喷发可将大量的硫泵入平流层,是平流层气溶胶水平的主要扰动因素,并可能导致全球气候强迫和平流层臭氧消耗(Timmreck, 2012)。火山喷发的硫一般是 SO_2 的形式,而在还原条件下则是 H_2S 形式,并在几天内被氧化为 SO_2,随后这些硫会在空气中形成硫酸颗粒,并形成硫酸气溶胶。1991年4月2日,菲律宾吕宋岛的皮纳图博火山爆发,形成的平流层伞状云垂直厚度达到10~15km,从对流层顶一直延伸到海拔35km左右。形成多达 30×10^6t 的气溶胶,并阻挡了阳光。而到了1993年底,只有 5×10^6t 的气溶胶仍保留在空中(Baran *et al.*, 1993; Baran and Foot, 1994)。此外,在火山爆发后,全球平流层臭氧水平开始表现出强烈的下降趋势,热带地区的臭氧水平在几个月内下降了6%~8%(McCormick *et al.*, 1995)。最终1992年的全球平均气温降低0.2℃,并伴随极端气候的增加,如西伯利亚的冬天比平均高5℃,而北大西洋则低5℃,如果考虑到1992年厄尔尼诺-南方涛动事件影响,皮纳图博火山造成的全球气温降低可达0.4℃(McCormick *et al.*, 1995; Oppenheimer *et al.*, 2014)。此外,火山灰也会造成显著的地区性影响(Niemeier *et al.*, 2009)。

而在长时间尺度下,岩浆作用的碳排放可能更为重要,尤其是作为温室气体的 CO_2(Berner, 1991)。一般认为,岩浆活动释放的 CO_2 将使得全球气温升高,而较高温度则有利于硅酸盐风化和有机碳埋藏,从而使大气 CO_2 浓度降低,从而在长时间尺度下形成大气温度的负反馈调节。前人强调了洋中脊、地幔柱、大火成岩省、陆弧岩浆作用等对温室效应的促进作用和对气候的影响,并将其纳入整个地球系统的尺度进行考量(Berner *et al.*, 1983; Lee *et al.*, 2013; Ernst, 2014; Ernst and Youbi, 2017)。但这些研究大多讨论的是喷

出岩浆作用，而对于未喷出的岩浆则讨论并不多，而侵入岩占据全球岩浆的绝大部分，喷出岩与侵入岩的比值大于1∶3到1∶5（White *et al.*，2006），而北美西部地区在新生代以来，同时期的火山岩数量约是侵入岩数量的5～10倍（Glazner *et al.*，2015），考虑到侵入岩与围岩的长时间接触，其接触变质作用产生的挥发分可能无法忽略。

中生代普遍被认为处于温室环境，并在白垩纪中期达到了顶峰，当时地球上温度梯度平缓，两极地区没有永久性的极地冰盖，年平均气温超过14℃，海平面较现今高100～200m，而CO_2浓度是现今的4～10倍（王永栋等，2015）。而这段时间出现了若干瞬时的气候变暖事件，如数次大洋缺氧事件（oceanic anoxic events，OAEs），导致了全球海洋环境显著变化、海洋生物绝灭或更替、全球地球化学循环强烈搅动，这些气候事件的发生都可能与巨量温室气体的输入密切相关（刘志飞和胡修棉，2003）。一般认为，OAEs产生的原因是气温的突然升高，由于火山作用释放的CO_2和随后可燃冰融化释放的CH_4快速进入大气导致全球变暖，使得水循环加速，大陆风化加速，营养物质加速进入大洋和湖泊，洋流上涌加强，有机物生产量增加，并最终导致洋底缺氧和富含有机物的黑色页岩沉积（Jenkyns，2010）。这一过程会伴随着$\delta^{13}C$的强烈变化（Jenkyns and Wilson，1999；Jones and Jenkyns，2001），同时也伴随$^{87}Sr/^{86}Sr$和$^{187}Os/^{188}Os$比值在长尺度下向非放射成因方向偏移（Tejada *et al.*，2009）。前人常将中生代的温室状态和OAEs的产生归功于大火成岩省（Ernst and Youbi，2017）或弧岩浆体系（Lee *et al.*，2013；Lee and Lackey，2015）。而值得注意的是，这段时间也对应了华南地区的大规模岩浆活动，中国东部地区中生代侵入岩特征与太平洋东岸的北美内华达岩基组成有很大的差异，华南花岗岩分异程度较高，挥发分含量更高，侵位深度较浅，可能较北美能释放更多的挥发分。然而由于时间上的大致重叠和部分同位素上的相似行为，陆内岩浆体系对环境的影响不易直接与LIPs和弧岩浆体系区分开来。如前所述，用数值模拟等方法可定量评估陆内穿地壳岩浆系统释放CO_2的量，此外，非金属稳定同位素也有较大潜力示踪岩浆挥发分来源。

5 结语

本文系统介绍了陆内穿地壳岩浆系统，该模型将不同地壳深部的岩浆作用联系起来，整合了从幔源岩浆底侵、地壳部分熔融、熔体上升和汇聚、岩浆的演化和分异、直至火山喷发等物理化学过程，构建了整个地壳岩浆活动的统一框架。在这一过程中，岩浆将地球深部的挥发分以熔/流体的形式运移到（近）地表，并最终以气体的形式释放到大气中。同时，岩浆也提供物质和热，与围岩发生接触变质作用，并将其中的挥发分运移释放。岩浆释放的挥发分将对环境产生影响，短期受硫化物形成的气溶胶影响较大。因此研究穿地壳岩浆系统能够帮助我们厘清岩浆生命周期的全过程及其环境效应，具有重大的科学意义。

华南中生代岩浆岩总体上处于大陆边缘，但是从基底物质组成和岩浆作用特征来看，并不显示出明显的陆弧岩浆岩的特征，而是更多地具有陆内岩浆高分异的特征，具有“陆内”穿地壳岩浆作用的特征。花岗岩强烈的分异伴随巨型的W-Sn多金属矿床，挥发分富集也有利于形成钒钛磁铁矿等晚期岩浆矿床，岩浆与碳酸盐岩的接触热变质反应形成大量矽卡岩形矿床。因此研究华南陆内穿地壳岩浆系统有重要的经济价值。

应当看到，陆内穿地壳岩浆系统模型有着强大的解释力，但依然存在值得继续研究的问题。目前观察到的大都是岩浆系统末端的产物，而缺少地壳中下部的岩石记录。同时，穿地壳岩浆系统中，岩浆在不同层位与围岩发生的反应，挥发分的产生、运移、释放的机制，华南乃至全球陆内岩浆系统的挥发分通量估算，以及这些挥发分对环境的影响，都是今后的研究应当注意的方向。

致谢 作者感谢吴福元院士的鼓励和纪伟强博士在专辑工作过程中的帮助。陈璟元和张吉衡两位专家的意见对文章的修改完善起了重要作用，在此表示感谢！

References

Albarède F. 2009. Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications. Nature, 461(7268): 1227－1233

Anderson AT. 1975. Some basaltic and andesitic gases. Reviews of Geophysics, 13(1): 37－55

Anderson AT Jr, Swihart GH, Artioli G and Geiger CA. 1984. Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation. The Journal of Geology, 92(1): 55－72

Anderson AT Jr, Newman S, Williams SN, Druitt TH, Skirius C and Stolper E. 1989. H_2O, CO_2, CI, and gas in Plinian and ash-flow Bishop rhyolite. Geology, 17(3): 221－225

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

Annen C. 2009. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. Earth and Planetary Science Letters, 284(3－4): 409－416

Bachmann O and Bergantz GW. 2003. Rejuvenation of the Fish Canyon magma body: A window into the evolution of large-volume silicic magma systems. Geology, 31(9): 789－792

Bachmann O and Bergantz GW. 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. Journal of Petrology, 45(8): 1565－1582

Baker DR and Alletti M. 2012. Fluid saturation and volatile partitioning between melts and hydrous fluids in crustal magmatic systems: The contribution of experimental measurements and solubility models. Earth-Science Reviews, 114(3－4): 298－324

Baran AJ, Foot JS and Dibben PC. 1993. Satellite detection of volcanic sulphuric acid aerosol. Geophysical Research Letters, 20(17): 1799－1801

Baran AJ and Foot JS. 1994. New application of the operational sounder HIRS in determining a climatology of sulphuric acid aerosol from the Pinatubo eruption. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 99(D12): 25673－25679

Behrens H and Nowak M. 2003. Quantification of H_2O speciation in

silicate glasses and melts by IR spectroscopy-in situ versus quench techniques. Phase Transitions, 76(1-2): 45-61

Benson TR, Coble MA, Rytuba JJ and Mahood GA. 2017. Lithium enrichment in intracontinental rhyolite magmas leads to Li deposits in caldera basins. Nature Communications, 8(1): 270

Bergantz GW and Ni J. 1999. A numerical study of sedimentation by dripping instabilities in viscous fluids. International Journal of Multiphase Flow, 25(2): 307-320

Berner RA, Lasaga AC and Garrels RM. 1983. Carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. American Journal of Science, 283(7): 641-683

Berner RA. 1991. A model for atmospheric CO_2 over phanerozoic time. American Journal of Science, 291(4): 339-376

Berner RA and Kothavala Z. 2001. GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO_2 over Phanerozoic time. American Journal of Science, 301(2): 182-204

Black BA, Karlstrom L and Mather TA. 2021. The life cycle of large igneous provinces. Nature Reviews Earth & Environment, 2(12): 840-857

Brooker RA, Kohn SC, Holloway JR, McMillan PF and Carroll MR. 1999. Solubility, speciation and dissolution mechanisms for CO_2 in melts on the $NaAlO_2$-SiO_2 join. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(21): 3549-3565

Brooker RA, Kohn SC, Holloway JR and McMillan PF. 2001a. Structural controls on the solubility of CO_2 in silicate melts: Part I: Bulk solubility data. Chemical Geology, 174(1-3): 225-239

Brooker RA, Kohn SC, Holloway JR and McMillan PF. 2001b. Structural controls on the solubility of CO_2 in silicate melts: Part II: IR characteristics of carbonate groups in silicate glasses. Chemical Geology, 174(1-3): 241-254

Brown M. 2013. Granite: From genesis to emplacement. GSA Bulletin, 125(7-8): 1079-1113

Burgisser A and Scaillet B. 2007. Redox evolution of a degassing magma rising to the surface. Nature, 445(7124): 194-197

Burgisser A, Scaillet B and Harshvardhan. 2008. Chemical patterns of erupting silicic magmas and their influence on the amount of degassing during ascent. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B12): B12204

Burnham CW. 1979. The importance of volatile constituents. In: Yoder HS (ed.). Evolution of the Igneous Rocks. Princeton: Princeton University Press, 439-482

Burton M, Allard P, Muré F and La Spina A. 2007. Magmatic gas composition reveals the source depth of slug-driven Strombolian explosive activity. Science, 317(5835): 227-230

Cao WR, Kaus BJP and Paterson S. 2016. Intrusion of granitic magma into the continental crust facilitated by magma pulsing and dike-diapir interactions: Numerical simulations. Tectonics, 35(6): 1575-1594

Cao WR, Lee CTA and Lackey JS. 2017. Episodic nature of continental arc activity since 750Ma: A global compilation. Earth and Planetary Science Letters, 461: 85-95

Cashman KV and Giordano G. 2014. Calderas and magma reservoirs. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 288: 28-45

Cashman KV, Sparks RSJ and Blundy JD. 2017. Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. Science, 355(6331): eaag3055

Chang ZS, Shu QH and Meinert L. 2019. Skarn deposits of China. In: Chang ZS and Goldfard RJ (eds.). Mineral Deposits of China. Special Publications of the Society of Economic Geologists, 22. Littleton: Society of Economic Geologists, 189-234

Chen X, Lee CTA, Wang XL and Tang M. 2019. Influence of water on granite generation: Modeling and perspective. Journal of Asian Earth Sciences, 174: 126-134

Chu X, Lee CTA, Dasgupta R and Cao WR. 2019. The contribution to exogenic CO_2 by contact metamorphism at continental arcs: A coupled model of fluid flux and metamorphic decarbonation. American Journal of Science, 319(8): 631-657

Clemens JD and Vielzeuf D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. Earth and Planetary Science Letters, 86(2-4): 287-306

Coleman DS, Gray W and Glazner AF. 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. Geology, 32(5): 433-436

Collins WJ, Murphy JB, Johnson TE and Huang HQ. 2020. Critical role of water in the formation of continental crust. Nature Geoscience, 13(5): 331-338

Costa A, Caricchi L and Bagdassarov N. 2009. A model for the rheology of particle-bearing suspensions and partially molten rocks. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(3): Q03010

Cruden AR. 1990. Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. The Journal of Geology, 98(5): 681-698

Cruden AR and Weinberg RF. 2018. Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust: Magma segregation, ascent and emplacement. In: Burchardt S (ed.). Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Amsterdam: Elsevier, 13-53

Dasgupta R. 2013. Ingassing, storage, and outgassing of terrestrial carbon through geologic time. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 75(1): 183-229

Davis RH and Acrivos A. 1985. Sedimentation of noncolloidal particles at low Reynolds numbers. Annual Review of Fluid Mechanics, 17(1): 91-118

Deering CD and Bachmann O. 2010. Trace element indicators of crystal accumulation in silicic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters, 297(1-2): 324-331

Dixon JE. 1997. Degassing of alkalic basalts. American Mineralogist, 82(3-4): 368-378

Douce AEP and Johnston AD. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 107(2): 202-218

Du DH, Wang XL, Wang S, Miller CF, Xu XS, Chen X and Zhang FF. 2022. Deciphering cryptic multi-stage crystal-melt separation during construction of the Tonglu volcanic-plutonic complex, SE China. Journal of Petrology, 63(1): egab098

Du YS and Tong JN. 2009. Introduction to Palaeontology and Historical Geology. 2nd Edition. Wuhan: China University of Geosciences Press (in Chinsese)

Dufek J and Bachmann O. 2010. Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. Geology, 38(8): 687-690

Duncan MS and Dasgupta R. 2015. Pressure and temperature dependence of CO_2 solubility in hydrous rhyolitic melt: Implications for carbon transfer to mantle source of volcanic arcs via partial melt of subducting crustal lithologies. Contributions to Mineralogy and Petrology, 169(6): 54

Duncan MS and Dasgupta R. 2017. Rise of Earth's atmospheric oxygen controlled by efficient subduction of organic carbon. Nature Geoscience, 10(5): 387-392

Eichelberger JC, Carrigan CR, Westrich HR and Price RH. 1986. Non-explosive silicic volcanism. Nature, 323(6089): 598-602

Ernst RE. 2014. Large Igneous Provinces. New York: Cambridge University Press

Ernst RE and Youbi N. 2017. How large igneous provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 478: 30-52

Farina F, Dini A, Rocchi S and Stevens G. 2014. Extreme mineral-scale Sr isotope heterogeneity in granites by disequilibrium melting of the crust. Earth and Planetary Science Letters, 399: 103-115

Fine G and Stolper E. 1985. The speciation of carbon dioxide in sodium aluminosilicate glasses. Contributions to Mineralogy and Petrology, 91(2): 105-121

Fine G and Stolper E. 1986. Dissolved carbon dioxide in basaltic glasses: Concentrations and speciation. Earth and Planetary Science Letters,

76(3－4)：263－278
Fogel RA and Rutherford MJ. 1990. The solubility of carbon dioxide in rhyolitic melts：A quantitative FTIR study. American Mineralogist, 75(11－12)：1311－1326
Forni F, Bachmann O, Mollo S, De Astis G, Gelman SE and Ellis BS. 2016. The origin of a zoned ignimbrite：Insights into the Campanian ignimbrite magma chamber (Campi Flegrei, Italy). Earth and Planetary Science Letters, 449：259－271
Ganino C and Arndt NT. 2009. Climate changes caused by degassing of sediments during the emplacement of large igneous provinces. Geology, 37(4)：323－326
Gardner JE, Thomas RME, Jaupart C and Tait S. 1996. Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. Bulletin of Volcanology, 58(2)：144－162
Gardner JE, Burgisser A, Hort M and Rutherford M. 2006. Experimental and model constraints on degassing of magma during ascent and eruption. In：Siebe C, MacíasGerardo JL and Aguirre-Díaz J (eds.). Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism：A Perspective from Me′xico. Geological Society of America, 402：99－113
Gardner JE. 2009. The impact of pre-existing gas on the ascent of explosively erupted magma. Bulletin of Volcanology, 71(8)：835－844
Gelman SE, Gutiérrez FJ and Bachmann O. 2013. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. Geology, 41(7)：759－762
Glazner AF, Bartley JM, Coleman DS, Gray W and Taylor RZ. 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? GSA Today, 14(4－5)：4－11
Glazner AF, Coleman DS and Mills RD. 2015. The volcanic-plutonic connection. In：Sills D and Laccoliths (eds.). Physical Geology of Shallow Magmatic Systems. Cham：Springer, 61－82
Gonnermann HM and Manga M. 2007. The fluid mechanics inside a volcano. Annual Review of Fluid Mechanics, 39：321－356
Gorman PJ, Kerrick DM and Connolly JAD. 2006. Modeling open system metamorphic decarbonation of subducting slabs. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(4)：Q04007
Groppo C, Rolfo F, Castelli D and Mosca P. 2017. Metamorphic CO_2 production in collisional orogens：Petrological constraints from phase diagram modeling of Himalayan, scapolite-bearing, calc-silicate rocks in the NKC (F) MAS (T)-HC system. Journal of Petrology, 58(1)：53－83
Gutscher MA, Maury R, Eissen JP and Bourdon E. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? Geology, 28(6)：535－538
Hauri E. 2002. SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2：Isotopes and abundances in Hawaiian melt inclusions. Chemical Geology, 183(1－4)：115－141
He B, Xu YG, Wang YM and Wei BZ. 2005. Magmatic diapir of Fangshan pluton in the western hills, Beijing and its geological significance. Earth Science (Journal of China University of Geosciences), 30(3)：298－308 (in Chinese with English abstract)
Holness MB. 2018. Melt segregation from silicic crystal mushes：A critical appraisal of possible mechanisms and their microstructural record. Contributions to Mineralogy and Petrology, 173(6)：48
Holtz F, Johannes W, Tamic N and Behrens H. 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust：A reevaluation and implications. Lithos, 56(1)：1－14
Huber C, Bachmann O and Dufek J. 2012. Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites：A competition between stirring and reactivation. Geology, 40(2)：115－118
Huppert HE and Woods AW. 2002. The role of volatiles in magma chamber dynamics. Nature, 420(6915)：493－495
Jakobsson S and Holloway JR. 1986. Crystal-Liquid experiments in the presence of a C-O-H fluid buffered by graphite + iron + wustite：Experimental method and near-liquidus relations in basanite. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29(1－4)：265－291
Jambon A. 1994. Earth degassing and large-scale geochemical cycling of volatile elements. In：Carroll MR and Holloway JR (eds.). Volatiles in Magmas. Berlin：De Gruyter, 479－518
Jellinek AM and DePaolo DJ. 2003. A model for the origin of large silicic magma chambers：Precursors of caldera-forming eruptions. Bulletin of Volcanology, 65(5)：363－381
Jenkyns HC and Wilson PA. 1999. Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of Cretaceous Pacific guyots：Relics from a greenhouse Earth. American Journal of Science, 299(5)：341－392
Jenkyns HC. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(3)：Q03004
Jiang HH and Lee CTA. 2017. Coupled magmatism-erosion in continental arcs：Reconstructing the history of the Cretaceous Peninsular Ranges batholith, southern California through detrital hornblende barometry in forearc sediments. Earth and Planetary Science Letters, 472：69－81
Jiang HH and Lee CTA. 2019. On the role of chemical weathering of continental arcs in long-term climate regulation：A case study of the Peninsular Ranges batholith, California (USA). Earth and Planetary Science Letters, 525：115733
Jiang YH and Wang GC. 2016. Petrogenesis and geodynamics of Late Mesozoic granitoids in SE China：Tectonic model involving repeated slab-advance-retreat of the paleo-pacific plate. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 35(6)：1073－1081 (in Chinese with English Abstract)
Johnson MC, Anderson Jr AT and Rutherford MJ. 1994. Pre-eruptive volatile contents of magmas. In：Carroll MR and Holloway JR (eds.). Volatiles in Magmas. Berlin：De Gruyter, 281－330
Jones CE and Jenkyns HC. 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. American Journal of Science, 301(2)：112－149
Karakas O, Degruyter W, Bachmann O and Dufek J. 2017. Lifetime and size of shallow magma bodies controlled by crustal-scale magmatism. Nature Geoscience, 10(6)：446－450
Karakas O, Wotzlaw JF, Guillong M, Ulmer P, Brack P, Economos R, Bergantz GW, Sinigoi S and Bachmann O. 2019. The pace of crustal-scale magma accretion and differentiation beneath silicic caldera volcanoes. Geology, 47(8)：719－723
Kelemen PB and Manning CE. 2015. Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 112(30)：E3997-E4006
Klein F and Le Roux V. 2020. Quantifying the volume increase and chemical exchange during serpentinization. Geology, 48(6)：552－556
Lee CTA, Shen B, Slotnick BS, Liao K, Dickens GR, Yokoyama Y, Lenardic A, Dasgupta R, Jellinek M, Lackey JS, Schneider T and Tice MM. 2013. Continental arc-island arc fluctuations, growth of crustal carbonates, and long-term climate change. Geosphere, 9(1)：21－36
Lee CTA and Lackey JS. 2015. Global continental arc flare-ups and their relation to long-term greenhouse conditions. Elements, 11(2)：125－130
Lee CTA, Thurner S, Paterson S and Cao WR. 2015. The rise and fall of continental arcs：Interplays between magmatism, uplift, weathering, and climate. Earth and Planetary Science Letters, 425：105－119
Li SG, Yang W, Ke S, Meng XN, Tian HC, Xu LJ, He YS, Huang J, Wang XC, Xia QK, Sun WD, Yang XY, Ren ZY, Wei HQ, Liu YS, Meng FC and Yan J. 2017. Deep carbon cycles constrained by a large-scale mantle Mg isotope anomaly in eastern China. National Science Review, 4(1)：111－120
Li ZX and Li XH. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China：A flat-slab subduction model. Geology, 35(2)：179－182
Lipman PW and Bachmann O. 2015. Ignimbrites to batholiths：Integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data. Geosphere, 11(3)：705－743
Liu JX, Wang S, Wang XL, Du DH, Xing GF, Fu JM, Chen X and Sun ZM. 2020. Refining the spatio-temporal distributions of Mesozoic

granitoids and volcanic rocks in SE China. Journal of Asian Earth Sciences, 201: 104503

Liu LJ, Spasojević S and Gurnis M. 2008. Reconstructing Farallon plate subduction beneath North America back to the Late Cretaceous. Science, 322(5903): 934 – 938

Liu ZF and Hu XM. 2003. Extreme climates events in the Cretaceous and Paleogene. Advance in Earth Sciences, 18(5): 681 – 690 (in Chinese with English Abstract)

Lyubetskaya T and Korenaga J. 2007. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B3): B03211

Ma YS, He DF, Cai XY and Liu B. 2017. Distribution and fundamental science questions for petroleum geology of marine carbonate in China. Acta Petrologica Sinica, 33(4): 1007 – 1020 (in Chinese with English abstract)

Mao JR, Li ZL and Ye HM. 2014. Mesozoic tectono-magmatic activities in South China: Retrospect and prospect. Science China (Earth Sciences), 57(12): 2853 – 2877

McCormick MP, Thomason LW and Trepte CR. 1995. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption. Nature, 373(6513): 399 – 404

McKenzie D. 1985. The extraction of magma from the crust and mantle. Earth and Planetary Science Letters, 74(1): 81 – 91

McKenzie NR, Horton BK, Loomis SE, Stockli DF, Planavsky NJ and Lee CTA. 2016. Continental arc volcanism as the principal driver of icehouse-greenhouse variability. Science, 352(6284): 444 – 447

Miller JS. 2008. Assembling a pluton … one increment at a time. Geology, 36(6): 511 – 512

Mills RD and Coleman DS. 2013. Temporal and chemical connections between plutons and ignimbrites from the Mount Princeton magmatic center. Contributions to Mineralogy and Petrology, 165(5): 961 – 980

Morizet Y, Paris M, Gaillard F and Scaillet B. 2010. C-O-H fluid solubility in haplobasalt under reducing conditions: An experimental study. Chemical Geology, 279(1 – 2): 1 – 16

Newman S and Lowenstern JB. 2002. VolatileCalc: A silicate melt-H_2O-CO_2 solution model written in Visual Basic for excel. Computers & Geosciences, 28(5): 597 – 604

Niemeier U, Timmreck C, Graf HF, Kinne S, Rast S and Self S. 2009. Initial fate of fine ash and sulfur from large volcanic eruptions. Atmospheric Chemistry and Physics, 9(22): 9043 – 9057

Nowak M and Behrens H. 1995. The speciation of water in haplogranitic glasses and melts determined by in situ near-infrared spectroscopy. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(16): 3445 – 3450

Nowak M and Behrens H. 2001. Water in rhyolitic magmas: Getting a grip on a slippery problem. Earth and Planetary Science Letters, 184(2): 515 – 522

Olafsson M and Eggler DH. 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite: Petrologic constraints on the asthenosphere. Earth and Planetary Science Letters, 64(2): 305 – 315

O'Neill H St C and Palme H. 1998. Composition of silicate Earth: Implications for accretion and core formation. In: Jackson I (Ed.). The Earth's Mantle, Composition, Structure and Evolution. Cambridge: Cambridge University Press, 3 – 126

Oppenheimer C, Pyle DM and Barclay J. 2003. Volcanic Degassing. London: Geological Society of London

Oppenheimer C, Fischer TP and Scaillet B. 2014. Volcanic degassing: Process and impact. Treatise on Geochemistry, 4: 111 – 179

Petford N, Cruden AR, McCaffrey KJW and Vigneresse JL. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature, 408(6813): 669 – 673

Petford N and Koenders MA. 2003. Shear-induced pressure changes and seepage phenomena in a deforming porous layer: I. Geophysical Journal International, 155(3): 857 – 869

Pignotta GS and Paterson SR. 2007. Voluminous stoping in the Mitchell Peak granodiorite, Sierra Nevada batholith, California, USA. The Canadian Mineralogist, 45(1): 87 – 106

Pistone M, Arzilli F, Dobson KJ, Cordonnier B, Reusser E, Ulmer P, Marone F, Whittington AG, Mancini L, Fife JL and Blundy JD. 2015. Gas-driven filter pressing in magmas: Insights into in-situ melt segregation from crystal mushes. Geology, 43(8): 699 – 702

Plank T and Manning CE. 2019. Subducting carbon. Nature, 574(7778): 343 – 352

Rapp RP and Watson EB. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8 ~ 32kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. Journal of Petrology, 36(4): 891 – 931

Rudnick RL and Gao S. 2003. The composition of the continental crust. In: Holland H and Turekian K (eds.). Treatise on Geochemistry, 3. Oxford: The Crust, Elsevier-Pergamon, 1 – 64

Samrock F, Grayver AV, Eysteinsson H and Saar MO. 2018. Magnetotelluric image of transcrustal magmatic system beneath the Tulu Moye geothermal prospect in the Ethiopian Rift. Geophysical Research Letters, 45(23): 12847 – 12855

Scaillet B and Pichavant M. 2003. Experimental constraints on volatile abundances in arc magmas and their implications for degassing processes. In: Oppenheimer C, Pyle DM and Barclay J (eds.). Volcanic Degassing. London: Geological Society of London, 23 – 52

Shinohara H. 2008. Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity. Reviews of Geophysics, 46(4): RG4005

Shu LS. 2012. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China Block. Geological Bulletin of China, 31(7): 1035 – 1053 (in Chinese with English Abstract)

Shu LS, Wang B, Cawood PA, Santosh M and Xu ZQ. 2015. Early Paleozoic and Early Mesozoic intraplate tectonic and magmatic events in the Cathaysia Block, South China. Tectonics, 34(8): 1600 – 1621

Sigurdsson H, Houghton B, McNutt SR, Rymer H and Stix J. 2015. The Encyclopedia of Volcanoes. 2nd Edition. Amsterdam: Elsevier

Sisson TW and Bacon CR. 1999. Gas-driven filter pressing in magmas. Geology, 27(7): 613 – 616

Skjerlie KP, Douce AEP and Johnston AD. 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: Implications for the generation of anatectic granites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 114(3): 365 – 378

Solano JMS, Jackson MD, Sparks RSJ, Blundy JD and Annen C. 2012. Melt segregation in deep crustal hot zones: A mechanism for chemical differentiation, crustal assimilation and the formation of evolved magmas. Journal of Petrology, 53(10): 1999 – 2026

Sparks RSJ. 2003. Dynamics of magma degassing. In: Oppenheimer C, Pyle DM and Barclay J (eds.). Volcanic Degassing. London: Geological Society of London, 5 – 22

Stewart EM and Ague JJ. 2018. Infiltration-driven metamorphism, New England, USA: Regional CO_2 fluxes and implications for Devonian climate and extinctions. Earth and Planetary Science Letters, 489: 123 – 134

Stock MJ, Humphreys M, Smith VC, Isaia R and Pyle DM. 2016. Late-stage volatile saturation as a potential trigger for explosive volcanic eruptions. Nature Geoscience, 9(3): 249 – 254

Stothers RB. 1984. The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. Science, 224(4654): 1191 – 1198

Svensen H, Jamtveit B, Planke S and Chevallier L. 2006. Structure and evolution of hydrothermal vent complexes in the Karoo Basin, South Africa. Journal of the Geological Society, 163(4): 671 – 682

Svensen H, Planke S, Chevallier L, Malthe-Sørenssen A, Corfu F and Jamtveit B. 2007. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. Earth and Planetary Science Letters, 256(3 – 4): 554 – 566

Svensen H, Planke S, Polozov AG, Schmidbauer N, Corfu F, Podladchikov YY and Jamtveit B. 2009. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. Earth and Planetary Science Letters, 277(3 – 4): 490 – 500

Symonds RB, Rose WI, Bluth GJS and Gerlach TM. 1994. Volcanic-gas studies: Methods, results, and applications. In: Carroll MR and Holloway JR (eds.). Volatiles in Magmas. Berlin: De Gruyter, 1 – 66

Tang M, Wang XL, Shu XJ, Wang D, Yang T and Gopon P. 2014. Hafnium isotopic heterogeneity in zircons from granitic rocks: Geochemical evaluation and modeling of "zircon effect" in crustal anatexis. Earth and Planetary Science Letters, 389: 188 – 199

Tao KY and Xue HM. 1988. Comparative study on the ages and cyelicities between the Mesozoic volcanics of the coastal margin of Southeast China and that of the inner zone of Southwest Japan. Bulletin of the Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, (1): 1 – 13 (in Chinese with English Abstract)

Tejada MLG, Suzuki K, Kuroda J, Coccioni R, Mahoney JJ, Ohkouchi N, Sakamoto T and Tatsumi Y. 2009. Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. Geology, 37 (9): 855 – 858

Thordarson T, Self S, óskarsson N and Hulsebosch T. 1996. Sulfur, chlorine, and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783 ~1784 AD Laki (Skaftár Fires) eruption in Iceland. Bulletin of Volcanology, 58(2): 205 – 225

Thordarson T and Self S. 2003. Atmospheric and environmental effects of the 1783 ~1784 Laki eruption: A review and reassessment. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108(D1): 4011

Timmreck C. 2012. Modeling the climatic effects of large explosive volcanic eruptions. WIREs Climate Change, 3(6): 545 – 564

Tsuno K, Dasgupta R, Danielson L and Righter K. 2012. Flux of carbonate melt from deeply subducted pelitic sediments: Geophysical and geochemical implications for the source of Central American volcanic arc. Geophysical Research Letters, 39(16): L16307

Tumiati S, Tiraboschi C, Sverjensky DA, Pettke T, Recchia S, Ulmer P, Miozzi F and Poli S. 2017. Silicate dissolution boosts the CO_2 concentrations in subduction fluids. Nature Communications, 8(1): 816

Vielzeuf D and Holloway JR. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98(3): 257 – 276

Wallace PJ and Gerlach TM. 1994. Magmatic vapor source for sulfur dioxide released during volcanic eruptions: Evidence from Mount Pinatubo. Science, 265(5171): 497 – 499

Wallace PJ, Anderson AT and Davis AM. 1995. Quantification of pre-eruptive exsolved gas contents in silicic magmas. Nature, 377 (6550): 612 – 616

Wang XJ, Chen LH, Hofmann AW, Hanyu T, Kawabata H, Zhong Y, Xie LW, Shi JH, Miyazaki T, Hirahara Y, Takahashi T, Senda R, Chang Q, Vaglarov BS and Kimura JI. 2018. Recycled ancient ghost carbonate in the Pitcairn mantle plume. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 115(35): 8682 – 8687

Wang XL, Liu JX, Lü QT, Wang S, Wang D and Chen X. 2021. Evolution of deep crustal hot zones constrained by the diversity of Late Mesozoic magmatic rocks in SE China. Ore Geology Reviews, 134: 104143

Wang YD, Sun BN, Huang CM and Quan C. 2015. Variation of paleo-CO_2 and greenhouse climate in the geological history: A case study from the Cretaceous of the Mesozoic. Chinese Journal of Nature, 37 (2): 108 – 114 (in Chinese with English Abstract)

Wang YJ, Fan WM, Zhang GW and Zhang YH. 2013. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. Gondwana Research, 23(4): 1273 – 1305

Wedepohl KH. 1995. The composition of the continental crust. Geochimica et cosmochimica Acta, 59(7): 1217 – 1232

Weinberg RF and Podladchikov Y. 1994. Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99(B5): 9543 – 9559

White SM, Crisp JA and Spera FJ. 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(3): Q03010

Witham CS and Oppenheimer C. 2004. Mortality in England during the 1783 – 4 Laki Craters eruption. Bulletin of Volcanology, 67(1): 15 – 26

Wolf MB and Wyllie PJ. 1991. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. Mineralogy and Petrology, 44(3 – 4): 151 – 179

Xu XS, Zhao K, He ZY, Liu L and Hong WT. 2021. Cretaceous volcanic-plutonic magmatism in SE China and a genetic model. Lithos, 402 – 403: 105728

Xue HM, Tao KY and Shen JL. 1996. Sr and Nd isotopic characteristics and magma genesis of Mesozoic volcanic rocks along the coastal region of Southeastern China. Acta Geologica Sinica, 70(1): 35 – 47 (in Chinese with English abstract)

Yardley BWD. 2009. The role of water in the evolution of the continental crust. Journal of the Geological Society, 166(4): 585 – 600

Yang Y, Man Z and Zheng J. 2005. A serious famine in Yunnan (1815 ~ 1817) and the eruption of Tambola volcano. Fudan Journal (Social Sciences), (1): 79 – 85 (in Chinese with English abstract)

Zhang GW, Guo AL, Wang YJ, Li SZ, Dong YP, Liu SF, He DF, Cheng SY, Lu RK and Yao AP. 2013. Tectonics of South China continent and its implications. Science China (Earth Sciences), 56 (11): 1804 – 1828

Zhang LF, Tao RB and Zhu JJ. 2017. Some problems of deep carbon cycle in subduction zone. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 36 (2): 185 – 196 (in Chinese with English abstract)

Zhang YX and Zindler A. 1993. Distribution and evolution of carbon and nitrogen in Earth. Earth and Planetary Science Letters, 117(3 – 4): 331 – 345

Zhao WB, Guo ZF, Sun YT, Zhang ML, Zhang LH, Lei M and Ma L. 2018. Advances of the research on CO_2 degassing from volcanic fields. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 37(4): 601 – 620 (in Chinese with English abstract)

Zhao YM, Feng CY and Li DX. 2017. New progress in prospecting for skarn deposits and spatial-teporal distribution of skarn deposits in China. Mineral Deposits, 36 (3): 519 – 543 (in Chinese with English abstract)

Zheng YF and Chen JF. 2000. Stable Isotope Geochemistry. Beijing: Science Press (in Chinese)

Zheng YF, Xiao WJ and Zhao GC. 2013. Introduction to tectonics of China. Gondwana Research, 23(4): 1189 – 1206

Zhou XM, Sun T, Shen WZ, Shu LS and Niu YL. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. Episodes, 29(1): 26 – 33

附中文参考文献

杜远生，童金南. 2009. 古生物地史学概论. 第 2 版. 武汉：中国地质大学出版社

何斌，徐义刚，王雅玫，韦必则. 2005. 北京西山房山岩体岩浆底辟构造及其地质意义. 地球科学(中国地质大学学报)，30(3)：298 – 308

姜耀辉，王国昌. 2016. 中国东南部晚中生代花岗岩成因与深部动力学机制——古太平洋板块反复俯冲-后退模式. 矿物岩石地球化学通报，35(6)：1073 – 1081

刘志飞，胡修棉. 2003. 白垩纪至早第三纪的极端气候事件. 地球科学进展，18(5)：681 – 690

马永生，何登发，蔡勋育，刘波. 2017. 中国海相碳酸盐岩的分布及油气地质基础问题. 岩石学报，33(4)：1007 – 1020

毛建仁，厉子龙，叶海敏. 2014. 华南中生代构造-岩浆活动研究：现状与前景. 中国科学(地球科学)，44(12)：2593 – 2617

舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. 地质通报，31(7)：1035 – 1053

陶奎元，薛怀民. 1988. 中国东南沿海与西南日本内带中生代火山活动时代、旋回与迁移问题的讨论. 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊，1：1－13

王永栋，孙柏年，黄成敏，全成. 2015. 地史时期古大气二氧化碳变化趋势与温室气候——以中生代白垩纪为例. 自然杂志，37(2)：108－114

薛怀民，陶奎元，沈加林. 1996. 中国东南沿海中生代酸性火山岩的锶和钕同位素特征与岩浆成因. 地质学报，70(1)：35－47

杨煜达，满志敏，郑景云. 2005. 嘉庆云南大饥荒(1815-1817)与坦博拉火山喷发. 复旦学报(社会科学版)，(1)：79－85

张国伟，郭安林，王岳军，李三忠，董云鹏，刘少峰，何登发，程顺有，鲁如魁，姚安平. 2013. 中国华南大陆构造与问题. 中国科学(地球科学)，43(10)：1553－1582

张立飞，陶仁彪，朱建江. 2017. 俯冲带深部碳循环：问题与探讨. 矿物岩石地球化学通报，36(2)：185－196

赵文斌，郭正府，孙玉涛，张茂亮，张丽红，雷鸣，马琳. 2018. 火山区 CO_2 气体释放研究进展. 矿物岩石地球化学通报，37(4)：601－620

赵一鸣，丰成友，李大新. 2017. 中国矽卡岩矿床找矿新进展和时空分布规律. 矿床地质，36(3)：519－543

郑永飞，陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京：科学出版社