

文章编号: 1000-6524(2001)03-0225-08

# 造山带火山岩研究

夏林圻

(国土资源部西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054)

**摘要:** 造山带火山岩石学研究的主要目的在于重溯造山带的构造-岩浆演化历史。纵观我国以至全球的大陆造山带形成、演化历史, 一个造山带往往经历了古大陆裂解、洋陆转换、陆块拼合-碰撞、陆内伸展-盆山耦合和新构造隆升(陆内造山)等众多不同的构造演化阶段, 这些不同的构造演化阶段和不同的构造环境均有特定火山岩浆作用与之相伴。因此, 可以根据造山带形成、演化不同阶段火山岩浆作用的特点来重溯造山带的构造-岩浆演化历史, 进而从更大尺度上加以对比, 探索全球动力学乃至比较行星动力学等重大科学问题。本文对造山带火山岩石学研究中的的一些重要问题进行了讨论和评述, 这些问题包括: 板块内部火山岩浆活动、离散板块边界上的火山岩浆活动、会聚板块边缘的火山岩浆活动。

**关键词:** 造山带; 火山岩; 岩浆作用; 板块构造; 评述

**中图分类号:** P588.14

**文献标识码:** A

## 1 引言

岩浆作用涉及地球内部的熔融、岩浆向地表运移-侵位-喷发, 它是地壳形成及地球内部物质和热向外迁移的主要机制之一, 也是地球内部的挥发组分迁移到地表形成大气圈和水圈的主要载体。岩浆冷却过程中逸出的流体与地球表面圈层相互作用产生了成矿的热液流体体系。岩浆的地表喷发可能会引发重要的地质灾害, 但对其喷发产物的研究又可向人类提供有关地球内部结构、物质组成、形成和演化等重要线索。岩浆的产生不仅是深部地幔物质对流上涌及其在一定深处(约70 km)聚集形成的地幔自由流体诱发下绝热、减压发生部分熔融的结果<sup>[1]</sup>, 而且该过程的本身对于地球深部过程也能产生正向反馈作用。

火山岩浆活动是岩浆作用的重要组成部分, 其样式和特点与地球构造动力学机制和全球构造环境密切相关。研究表明, 现代和近代的火山活动90%以上发生或靠近于板块构造的离散带和会聚带, 只有少数产生于板块内部。在火山活动中, 陆相火山活动只占据很少一部分, 海相火山活动占有绝对的优势。尽管现代海相火山活动主要分布于大洋区和大陆板块边缘的会聚带内, 但是在世界上几乎所有的大陆造山带中, 都广泛保存有古海相火山活动的重要地质历史记录, 它们在造山带内各种地质体的分布中占有优势比例。目前, 大陆板内火山作用规模不大, 主要与板内裂谷系相伴, 但在地质历史中, 特别是在一些古超级大陆发生裂解的时期, 板内裂谷则是一个相当重要的火山岩浆产生环境。火山作用乃是地球各个圈层(核-幔<sup>①</sup>-壳)相互作用的结果, 火山作用研究不仅涉及到岩石圈动力学、核-幔相互作用、地幔对流等地质学前沿领域, 它也是全球动力学和比较行星动力学的重要组成部分。

当今国内外的研究现状和趋势还表明, 古火山作用的研究绝不当仅仅局限于探索火山作用本身的起源和演化, 而应当将深部地幔过程(包括地幔去气作用, 地幔中自由流体相的产生、形成、运移和聚集, 地幔部分熔融和地幔交代作用, 地幔柱-岩石圈相互作用等)、古火山作用(包括物理和化学机制、古火山机

收稿日期: 2001-07-02

作者简介: 夏林圻(1942-), 男, 研究员, 博士生导师, 从事区域火山岩石学和火山岩浆学研究。

① 包括柱地幔和岩石圈地幔。

构的形成和演化等)、热液流体成矿作用(包括幔-壳-水圈-大气圈间的相互作用、热液流体的来源、性质和组成、流体在幔-壳-水圈间的运动动力学、热液流体成矿过程动力学及其与热液流体排放裂隙系统的关系等)有机地加以关联,从而从更深的层次上探索大区域内地质-成矿演化过程的全貌。

应当特别强调指出,现已查明,与古海相火山作用息息相关的海底热液流体成矿作用几乎无一例外与拉张环境有关。例如,在溢流火山作用环境、主动和被动裂谷火山作用环境、洋脊火山作用环境、岛弧裂谷火山作用环境和弧后扩张脊火山作用环境等背景条件下,于特定的火山机构(如大型海底火山穹隆)和海底热液流体对流循环裂隙系统的特定部位,都可以形成不同类型的大-特大型 Fe、Cu、Pb、Zn、Au、Ag 和 Mn 矿床。这是因为拉张环境下由于地幔柱(或热点)上涌相应岩石圈减薄造成的高热流背景,以及拉张环境下浅部和地表存在的巨大火山岩浆体,都可以做为“热引擎”或“热中心”诱发产生形成海底热液矿床所必需的海底热卤水对流循环体系。因此,各种拉伸环境下形成的古海相火山岩系及相应发育的古海底火山机构和古流体裂隙喷流体系在区域地质-找矿研究中,理应受到特别的重视,这一认识无疑为区域构造、古海相火山作用、流体成矿研究领域开拓了一条极为重要的思路<sup>[2-5]</sup>。

开展造山带火山岩石学研究的主要目的在于重溯造山带的构造-岩浆演化历史。纵观我国以至全球的大陆造山带形成、演化历史,一个造山带往往经历了古大陆裂解、洋陆转换、陆块拼合-碰撞、陆内伸展-盆山耦合和新构造隆升(陆内造山)等众多不同的构造演化阶段,这些不同的构造演化阶段和不同的构造环境均有特定火山岩浆作用与之相伴。因此,我们可以根据造山带形成、演化不同阶段火山岩浆作用的特点来重溯造山带的构造-岩浆演化历史,进而从更大尺度上加以对比,探索全球动力学乃至比较行星动力学等重大科学问题。

我国近20年来的研究揭示,在各个时代的大陆造山带(如祁连山、天山、昆仑山、秦岭、三江和兴-蒙等造山带)内,广泛分布着类型十分齐全的古火山岩系,保存了非常完整的地质历史记录:地幔柱上涌,导致大陆岩石圈拉伸、减薄,诱发产生大陆溢流玄武岩系,并随着大陆拉伸加剧,出现范围广大的大陆裂谷型火山活动,直至大陆碎裂、分离,产生新的洋盆和大洋火山活动;由于地球深处双层地幔对流作用的驱动,洋盆扩张、冷却,并发生俯冲消减,相应形成完整的古沟、弧、盆构造-岩浆体系,直至洋盆闭合、碰撞造山、造山后陆内伸展和新生代隆升再造山。实践表明,对于造山带古火山作用历史的重溯,单纯的岩石学研究已经无能为力,应当以通过区域构造-火山岩浆演化动力学研究途径,从研究区域火山岩自然共生组合、岩浆系列和地质构造环境入手,以查明区域火山岩石构造组合为核心,以追溯不同构造环境火山岩浆的起源、演化及其深部过程为关键,从总体上探索造山带尺度大区域内古火山岩浆活动的发生-演化-消亡历史。它不仅是当代地球科学或全球动力学的一个重要的前沿领域,也是当代探索地球起源和演化的一项重要支柱。在研究中应特别强调区域构造学、构造地质学、地球物理学、卫星遥感地质学、岩石地球化学、同位素地球化学、矿物学、岩石学(着重区域岩石学和古火山构造岩相学)、火山岩浆学和流体(包括岩浆)包裹体等多学科的综合交叉运作。

本文拟对目前造山带火山岩石学研究中的若干重要问题进行一些讨论和评述。

## 2 板块内部火山岩浆活动

前已述及,现代火山活动大部分发生于板块边界构造环境,但也有相当一部分火山作用发生于大洋和大陆板块的内部,前者如洋岛火山岩系,后者包括大陆溢流和大陆裂谷火山岩系。板内火山作用难以直接和板块构造作用相关连。

### 2.1 大洋板块内部火山岩浆活动

洋岛火山岩系形成于自深部上涌的地幔柱对大洋板块底部的撞击<sup>[6,7]</sup>。它们虽然在现代大洋区有很好的实例,如夏威夷群岛的洋岛火山岩系,但在大陆造山带中却十分罕见。这是因为洋岛火山岩系是洋壳的一部分,而在造山带形成过程中,古老洋壳被保存的机率很低,其绝大部分甚至是全部在古老洋底扩张-洋壳俯冲过程中,已被消减再循环到地幔中去了。因此,在造山带火山岩石学研究中,对于真正代表古

洋壳的火山岩系(包括有古洋中脊火山岩系和古洋岛火山岩系、古海山火山岩系等)的识别应当特别谨慎。

## 2.2 大陆板块内部火山岩浆活动

大陆溢流火山岩系也称作大陆溢流玄武岩系,是洋岛火山岩系在大陆板块中的对偶物。它们形成于大陆板内张性构造环境,上涌的深部地幔柱对大陆板块底部撞击导致岩石圈拉伸变薄或开裂并进而产生大量熔体<sup>[8]</sup>。一般而言,大陆溢流火山岩系的组成以基性拉斑玄武岩为主,在其喷发序列的上部,有时也含有相当体积( $< 10\%$ )的酸性喷发物。然而,某些大的溢流玄武岩省,如埃塞俄比亚和北大西洋大陆溢流玄武岩省,却含有大量碱性火山岩系。大陆溢流玄武岩省最显著的特点是与超大陆的裂解和新的洋盆诞生相伴<sup>[9]</sup>。例如:北大西洋火成岩省广泛发育的三叠纪大陆溢流火山岩系是北大西洋在早三叠世打开的前兆;南非 Karoo(侏罗纪)、南极 Ferrar 和 Kirkpatrick(侏罗纪)、巴西 Paraná(晚侏罗世—早白垩世)和纳米比亚 Etendeka(晚侏罗世—早白垩世)等大陆溢流火山岩系的产生则是与冈瓦纳超级大陆在侏罗纪和白垩纪时的裂解、印度洋和南大西洋的相继打开相伴。近年来,在我国秦岭和祁连造山带中发现有中、新元古代—寒武纪初大陆溢流和大陆裂谷火山岩系<sup>[3,10,11]</sup>,它们的形成则是新元古代末期—显生宙初期 Rodinia 超级大陆裂解、祁连—秦岭加里东洋盆打开的前驱。东非裂谷系是目前地球上最大的活动板内裂谷,其火山产物的体积属当今活动裂谷之最,与该裂谷系火山作用相伴,沿阿法尔—红海—亚丁湾一线,已经发生大陆分裂,新的洋盆正在诞生。因此,造山带研究中古老大陆溢流火山岩系和大陆裂谷火山岩系的识别,对于重溯造山带演化初期的地质历史至关重要。

继拉斑质为主的大陆溢流火山作用之后,大陆裂谷化、大陆裂解和新洋盆的诞生成为地质历史发展中的主要事件<sup>[7]</sup>。但也并非所有的大陆溢流火山作用和大陆裂谷火山作用均能直接与大陆裂解和新的洋盆的诞生相联系。例如,加拿大苏必利尔湖地区分布的面积超过  $1 \times 10^5 \text{ km}^2$  的前寒武纪(1 100~1 200 Ma) Keweenaw 大陆溢流玄武岩和西伯利亚板块中分布的面积超过  $1.5 \times 10^5 \text{ km}^2$  二叠—三叠纪大陆溢流玄武岩只是与大陆板块内部的裂谷作用相伴,这些裂谷作用并未直接导致大陆裂解和新的洋盆诞生,可以被称之为“夭折裂谷”(failed rifts)<sup>[12]</sup>。这种现象在我国的某些造山带也可以见到,如天山造山带中广为发育的石炭纪—早二叠世火山岩浆作用则与古天山洋盆在早石炭世闭合后的板内裂谷作用有关。

还有一类独特的大陆溢流火山作用,如印度德干和我国西南峨眉山暗色岩火山岩省的岩浆作用发生于冈瓦纳超大陆碎裂化之后,其火山岩浆作用的持续时间很短,可能小于 3 Ma,相当于白垩纪和第三纪的界限<sup>[13]</sup>。这显然是一种灾变性的岩浆事件,它可能与其它一些异常事件,如某些动物群的大规模绝灭相伴。有人曾设想此类事件是由于一种小行星碰撞所引起。但更为合理的解释似乎是,印度的德干和我国的峨眉山地区当时曾卷入了古板块在一种特别强有力的地幔柱或热点上通过的事件。

关于碰撞造山阶段和碰撞造山之后陆内构造演化阶段(有人也称做陆内造山阶段)火山岩作用产物的性质和成因,已有一些研究者提出:①兼具大陆裂谷火山岩系和岛弧火山岩系双重特点的“滞后型”火山岩系是造山带碰撞阶段火山岩浆作用的特征产物<sup>[3,14]</sup>;②碰撞造山后,板块缝合带成为一个地壳增厚的地区,由于迅速上隆而发生拉伸构造体制,产生碱性火山作用<sup>[15]</sup>和侵入活动(A型花岗岩),其动力学机制可能是增厚的陆下地幔根拆离和下沉,造成热的软流圈地幔替代、上隆,发生部分熔融,产生后造山岩浆<sup>[16]</sup>;③远离板块边缘,位于大陆板块内部的陆内造山带(如我国燕山和西南非洲纳米比亚 Damara 等造山带)的火山作用,以面状分布为特点,在化学成分、同位素组成和时空分布上都不具有板边造山带火山活动所具有的极性变化趋势<sup>[17,18]</sup>。尽管如此,就总体而言,有关这方面的研究还比较薄弱,特别是与造山带碰撞造山后陆内伸展作用和新生代以来在我国西部大陆造山带中强烈发育的隆升作用、青藏高原边缘发生的陆内俯冲作用<sup>[19]</sup>相伴的火山岩作用的特点及其产生的地球动力学机制目前并不十分清楚,应当给予特别的关注。

对于造山带组成中板内火山岩系的识别应当特别注重火山岩构造—岩石组合和岩石地球化学特点的综合研究分析。板内火山岩系(包括大陆和大洋环境)与离散板块边界上火山岩系(如大洋中脊火山岩系)最显著的区别在于:前者含有大量的火山碎屑岩系,可以出现双峰式火山岩套,Zr/Y 和 Ti/Y 比值分别大于 4 和 400,大陆岩石圈(包括地幔和地壳)大量卷入到大陆板内火山岩系的形成之中;而后者几乎完全缺

乏爆发相火山岩,不出现双峰式火山岩套,Zr/Y 和 Ti/Y 比值分别小于 4 和 400。板内火山岩系与会聚板块边界上火山岩系的最重要的区别在于:前者不含有钙碱系火山岩,TiO<sub>2</sub> 含量偏高(平均值大于 1%);而后者含有大量钙碱系火山岩,TiO<sub>2</sub> 含量偏低(平均值小于 1%),Zr/Y 和 Ti/Y 比值分别小于 3.5 和 500,岩石形成过程中有消减带流体的强烈卷入。

### 3 离散板块边界上的火山岩浆活动

离散板块边界包括洋中脊和弧后扩张中心。现代,以火山活动产物的体积而论,地球上产生岩浆最重要的地点是离散板块边界。造山带是研究地球历史中离散板块边界火山岩系的主要也是惟一的地点。离散板块边界火山岩系是洋壳的主要组成部分,按照板块构造理论,洋壳派生于地幔,通过大洋板块在会聚板块边界俯冲、消减,又以 100 Ma 的时间尺度返回地幔<sup>[7]</sup>。大洋板块只有极少部分在消减带可以逃脱被毁灭的命运,它们呈碎片(或仰冲岩片),在洋盆闭合的最后阶段,可以仰冲到一个碰撞大陆的前陆之上,形成蛇绿岩。地球上许多蛇绿岩的组成和特点已被详细记录<sup>[20-22]</sup>。从理论上说,对于造山带中蛇绿岩残片的研究,可以用来阐明目前尚不能直接钻探采样的洋壳的深部结构。但是,造山带中并非所有的蛇绿岩都必然代表正常洋壳的部分,它们中的绝大部分可能是古老弧后盆地仰冲海底的碎块。

必须强调的是,蛇绿岩并不是独立的火成岩石单元,它只是一种构造-岩石组合,离散板块边界火山岩系是其重要或主要的组成部分。在鉴别造山带蛇绿岩性质时,最关键的是查明蛇绿岩的主要组成单元——火山岩系的性质和时代。这方面,正确区分洋中脊火山岩系和弧后盆地火山岩系,至关重要。

有关现代洋中脊火山岩系的研究数据已积累较多,近年来,有关现代弧后盆地火山岩系的研究数据也在不断增加<sup>[23-27]</sup>,这些数据在开展造山带中古老蛇绿岩研究时应当充分予以借鉴。其中,弧后盆地火山岩系的特点应当格外引起重视。因为,在对现今大陆造山带古老蛇绿岩属性的研究中,常常会将古弧后盆地火山岩系误定为古洋中脊火山岩系,但研究者又往往发现它们与正常大洋中脊火山岩系有所差异,因而冠之以“小洋盆”或“有限扩张脊”等诸多名称。

弧后盆地是位于岛弧系火山链后方的半隔离盆地或盆地系列,一般认为这些盆地具有大致类似于洋中脊处发生的海底扩张产生的拉伸性质。但是,弧后盆地的海底扩张本质上不同于正常洋脊区的海底扩张,它起始于岛弧轴下深部软流圈地幔底辟上隆引起的岛弧裂谷化<sup>[28,29]</sup>。这种岛弧裂谷化或劈开了岛弧,或发生于岛弧的任意一侧<sup>[30]</sup>,其动力学机制,可能是与消减带中俯冲下沉的消减板片对于软流圈产生一种粘性拖曳,引起岛弧后方的地幔楔中发生补充性对流循环有关<sup>[31]</sup>。简而言之,弧后盆地的海底扩张总是与消减作用密切相伴。因此,弧后盆地火山岩系往往具有洋脊火山岩系和岛弧火山岩系的双重特点。正常洋脊区海底扩张产生的洋壳称之为“原生洋壳”,由弧后扩张产生的洋壳只能称作“次生洋壳”。

洋脊火山岩系和弧后盆地火山岩系的主要区别可以简要概括如下:①洋脊火山岩系以缺乏爆发相火山岩为特征,而弧后火山岩系由于其形成中有消减带流体卷入,造成火山岩浆中挥发组分含量较高,出现较多的火山碎屑岩;②洋脊火山岩系以深海基性低钾拉斑玄武岩为特征,在极少数情况下,洋脊的一部分由于火山的过量喷发,也可以露出水面(如冰岛所见),在一些特殊的地段,如转换断层、快速扩张脊、异常洋脊(冰岛)和扩散脊(Propagating ridge)之下,由于脊下岩浆房规模较大,洋脊火山岩系的母岩浆经受了较为强烈的结晶分离作用,也可以派生出少量富硅质分异物;弧后盆地火山岩系则会从似洋脊火山岩至似岛弧火山岩的连续图谱(如现代西太平洋的 Mariana Lau 弧后盆地和我国北祁连山奥陶纪弧后盆地所见),此外,高镁安山岩(也称玻安岩)的出现、弧后盆地发育早期阶段产生的岛弧裂谷型双峰式火山岩系等,都是弧后盆地火山岩系不同于洋脊火山岩系的最显著的特征;③沿现代洋中脊,拉斑玄武质岩浆的喷发可以出现两种端员类型,一种为正常型(N-MORB),又称为亏损型,源于亏损的软流圈上地幔;另一种为地幔柱型(P-MORB),又称为富集型,源于较为富集的地幔柱或热点。这两种端员之间存在一个过渡类型(T-MORB)的连续图谱;④弧后盆地火山岩系的形成较为复杂,在其岩石成因中既包容有亏损的 MORB 源地幔和较为富集的 OIB 源地幔,还包容有消减带组分,因而在弧后盆地火山岩系的岩浆系列中,

既出现拉斑玄武岩系列, 还出现钙碱系列和十分特殊的玻安岩(boninite)。上述洋脊火山岩系和弧后盆地火山岩系的不同特点, 在鉴别造山带蛇绿岩性质的研究中应当给予高度重视。

#### 4 会聚板块边缘的火山岩浆活动

会聚板块边缘又称消减板块边缘, 它是大洋岩石圈消减进入地幔之处。板块的消减作用是全球构造中最重要的地质现象之一, 当今地球上的许多活火山和几乎所有的中-深源地震都与消减带中俯冲下沉的岩石圈板块有关。来自地质记录的证据表明, 会聚板块边缘的火山作用也是整个地质时期中重要的火山现象, 它们是地壳生长的主导营力。

板块边缘会聚带中俯冲的板块可以是大洋岩石圈也可以是大陆岩石圈, 由此分别产生不同的地表火山作用产物——大洋岛弧和活动大陆边缘。换句话说, 就是在一个大洋板块俯冲到另一个大洋板块之下时, 产生的是大洋岛弧; 而在大洋板块俯冲到大陆板块之下时, 产生的就是活动大陆边缘。了解和把握这二者之间的异、同, 对于大陆造山带研究非常重要。

在许多情况下, 研究者在恢复造山带碰撞造山之前的地质历史时, 并不太重视造山带中分布十分广泛的古火山岩系的研究, 因而造成往往对于同一地质体, 一部分人划为岛弧, 另一部分人则划为活动大陆边缘, 更有甚者, 竟将二者混为一谈。

大洋岛弧和活动大陆边缘火山活动的共同点有: ①向大洋一侧存在一个深6 000~11 000 m的海沟, 在大陆造山带中是以海沟俯冲杂岩带的型式被保存。俯冲杂岩带是由于大洋板块俯冲、铲削, 不断在弧前增生而形成的楔形增生地体, 包括有蓝闪片岩(内含榴辉岩)、火山岩岩片、基性-超基性岩岩块、混杂堆积岩、放射状硅质岩残片, 以及由滑塌堆积、浊流沉积及复理石组成的增生楔; ②存在弧形火山岛链和线状火山带(前一种情况出现于大洋板块边缘, 称岛弧; 后一种情况出现于大陆板块边缘, 称火山弧), 长度几百到几千公里, 宽度较窄; ③火山前峰距海沟100~200 km, 并平行于海沟。在大陆造山带中由于造山过程中的各种改造和破坏, 造成被保存下来的古海沟俯冲杂岩带与古岛弧火山岩带间的距离会发生很大变动; ④由于消减带流体的参予使得火山岩浆富含挥发组分, 因而会聚板块边缘的火山作用常常具有高爆发性, 多形成破火山口, 并伴有广泛的火山碎屑流和空落凝灰岩; ⑤火山喷发产物从基性至酸性均有, 且以中性火山岩最为常见, 形成一种很特征的“造山带安山岩”组合<sup>[32]</sup>。在这种组合中可以识别出4种主要岩浆系列: 低钾拉斑系、钙碱系、高钾钙碱系、橄辉玄粗岩系或钾玄岩系(shoshonitic series), 这4种岩浆系列随着距海沟由近而远, 火山作用从早期至晚期, 火山岩带从年轻变为成熟而递变演进; ⑥发育一条倾斜的地震带, 包括有浅、中、深源地震, 它标志着大洋岩石圈沉入地幔的带, 被称做“贝尼奥夫带”(Benioff Zone)。这条带的识别, 在大陆造山带的深部地球物理研究中十分重要。

大洋岛弧和活动大陆边缘火山活动的不同点: ①产于大洋板块边缘的岛弧火山岩系代表着一个大洋岩石圈板块消减到另一个大洋板块之下的地点, 由于消减板块较之俯冲板块相对致密和古老, 以及上覆板块运动速率相对缓慢或后退等因素的联合, 造成较陡角度的消减, 从而诱发岛弧和弧后的拉伸构造在弧前区有增生楔(accretionary wedge)相伴, 在弧后区发育有弧后盆地火山岩系, 它们构成所谓沟-弧-盆系, 这种构造-岩石组合在当今的西太平洋和大西洋均可见到; 在活动大陆边缘, 由于是低密度和相对年轻的大洋岩石圈板块消减于古老致密的大陆岩石圈板块之下, 因而造成低角度( $< 30^\circ$ )消减, 岩浆弧向大陆方向位移, 在岩浆弧的后方发育一种挤压构造体制, 无弧后盆地相伴<sup>[17, 33]</sup>, 南美大陆西缘的安第斯洋-陆碰撞带, 延伸约10 000 km, 就是世界上最典型的活动大陆边缘; ②岩石共生组合上: a. 年轻的不成熟岛弧火山岩系以拉斑质基性火山岩占很高比例为特征; b. 成熟岛弧区的岩浆作用虽然也是发育于洋壳基底之上, 但由于较长时期的火山作用和深成作用的联合效应而使得弧壳可以厚达30 km, 从而具有似陆壳的特点, 以钙碱质中性火山岩为主, 还出现碱性(shoshonite)和酸性喷发物; c. 活动大陆边缘的岩浆弧是发育于陆壳之上, 陆壳厚度常大于50 km, 在活动大陆边缘弧火山岩系中, 虽然前述4种岛弧火山岩系系列全有发育, 但以钙碱质和碱质为主, 与岛弧火山岩系相比, 钙碱质酸性岩浆(英安质、流纹质)喷发物更为丰富, 且大多数

是以火山碎屑流形式产出,其中至少有一部分是通过大陆壳的部分熔融产生;③活动大陆边缘的另一个重要特点是钙碱质火山岩和钙碱质深成岩空间上紧密共生,后者是早期火山活动的根部带,据估算,在安第斯活动大陆边缘带中,深成岩在体积上超过火山岩至少10倍<sup>[7]</sup>,对大陆地壳的生长起主导作用。这些深成岩的岩石类型从辉长岩经闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩至花岗岩,显示了类似与其共生的火山岩系的成分范围,文献中,常将其中从中性至酸性的部分统称为花岗岩类。对于这类深成岩岩基开展较为深入的解剖,有助于获得有关地表火山之下高位岩浆房结构的最有用的证据;④在岩石地球化学性质上,岛弧火山岩系和活动大陆边缘弧火山岩系有着很大的不同:a.岛弧火山岩系的地球化学性质主要归之于消减的大洋岩石圈板片之上的软流圈地幔楔、派生于消减洋壳的部分熔融体和含水流体等两类源组分的贡献;b.而在活动大陆边缘构造环境下,除了源自消减洋壳的交代组分之外,大陆岩石圈的地壳和地幔部分的卷入,对所产生岩浆的性质起着重要的制约作用。总体而言,活动大陆边缘岩浆较之岛弧岩浆,整体上更为富集不相容微量元素(K、Sr、Ba、Rb、Zr、Th、U),具有更高的K/Rb和Fe/Mg比值, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和Pb同位素成分的范围更为宽广,它反映了陆下富集地幔源和陆壳混染的联合效应;⑤在活动大陆边缘条件下,由于岩浆要通过厚的陆壳,因而使得活动大陆边缘成为地球上最复杂的岩浆产生环境之一。对于活动大陆边缘岩浆岩系的地球化学研究,陆壳混染是必须予以考虑的重要因素。然而,由于通过消减带流体诱发消减板片之上的大陆岩石圈地幔楔部分熔融所产生的原始岩浆本身就具有“隆起状”微量元素分配型式,此种情况下,陆壳混染效应的微量元素信号非常难以辨识,因此,若想只利用微量元素地球化学来量化陆壳混染作用,就可能是一种无法完成的任务。此种情况下,应当借助于同位素示踪研究;⑥虽然从理论上推测,活动大陆边缘岩浆应当在总体上具有反映与之相作用的陆壳组分的特征同位素信息,但在实际研究中,由于不同的活动大陆边缘或同一活动大陆边缘的不同地段陆壳性质不同,往往使得其同位素示踪研究结果出现千差万别的态势。例如:a.当岩浆通古老的前寒武纪陆壳时,一般具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和较低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,Pb同位素成分也明显具有前寒武纪陆壳的印记;b.当岩浆通过年轻的陆壳时,由于年轻的陆壳岩石可以具有十分接近于幔源岩浆的Sr、Nd、Pb同位素特征,特别是在年轻陆壳代表的是新生至大陆边缘的岛弧序列时,岩浆的同位素成分不会发生重大变动,此种情况下的Sr、Nd、Pb同位素数据就可能给出引人误解的信息,即岩浆没有受到陆壳混染;c.因为陆壳岩石和幔源岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有很大差异,因此,在岩浆成因研究中示踪是否有大陆壳物质卷入,氧同位素分析是一个很有力的工具;d.除了高位陆壳的混染效应之外,岩浆的同位素成分也可以不是由于直接和大陆壳相互作用被修正,而是通过消减的陆源沉积物继承了大陆壳的同位素信息,一些大洋岛弧岩浆就明显具有这种特点<sup>[3,7,27]</sup>,而在活动大陆边缘构造环境中,高位陆壳混染效应和消减的陆源沉积物的混染效应可以同时并存,目前我们还无法利用同位素和微量元素数据将这两种效应加以区分。

综上所述,在造山带研究中,正确区分古老的岛弧火山岩系和活动大陆边缘火山岩系是一项十分繁重的任务,必须综合多种因素加以考虑。在诸多因素中,岩石共生组合和岩浆系列特征、是否有弧后盆地相伴、是否存在陆壳基底等,大概最为关键。

## 5 结 语

对造山带所经历的大陆裂解、大洋扩张、板块俯冲、碰撞、斜滑、碰撞后陆内伸展和陆内造山等过程的恢复,以及在此基础上进行大陆和全球古构造再造,并预测其演化趋势,是当代造山带研究的一条主线。因为在造山带演化的不同阶段均有特征的火山作用相伴,因此,围绕上述主线,开展造山带火山岩研究,重溯造山带的古火山作用历史,就成为造山带研究的重要组成部分,是造山带研究中必不可少和必须完成的关键任务之一。

鉴于造山带形成演化过程中往往经历了多期复杂的构造变动,因此,率先运用构造解析和构造筛分的方法对造山带中各自然地质体有效地加以区分,乃是进行造山带火山岩研究的基础。造山带火山岩研究应当基于充分的野外地质调查(包括仔细的填图和采样)以及岩相学和地球化学研究。对于古老火山岩系

时代的确定,应当强调古生物定年和精确可靠的同位素测年技术的有机结合。

在解释地质记录中古老火山岩和深成岩的形成环境时,“将今论古”是一条常用的法则,这对于显生宙而言基本上可行,但是,对于前寒武纪的火山岩浆活动则应当谨慎,因为前寒武纪的岩浆形成过程可能与现代岩浆作用有重大差别。由于太古代的地热梯度较陡,可能在浅部就能引起较大程度的部分熔融,当时板块构造的规模也应当很小,可能存在大量高速运动的微板块。此外,那些受到强烈变质、变形改造的古火山岩系形成环境的恢复,也是造山带火山岩研究中的一个难点,成岩后的强烈改造极有可能已经完全掩盖了它们的原始大地构造特征。与陆内造山和陆内俯冲有关的火山活动的特点,目前还知之甚少,尚有待进一步探索。

#### 参考文献:

- [1] Xia Linqi, Xia Zuchun and Xu Xueyi. Fluids and melts in the upper mantle[J]. Jour. Geol. Society of China, 2000, 73 (3): 330~ 340.
- [2] Hutchison C S. Economic deposits and their tectonic setting[M]. London: Macmillan, 1983, 365.
- [3] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 北祁连山海相火山岩岩石成因[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 153.
- [4] 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 祁连山及邻区火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1998, 215.
- [5] 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 北祁连山古海底火山作用与成矿[J]. 地球学报, 1999, 20(3): 259~ 264.
- [6] Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle[J]. Nature, 1971, 230: 42~ 43.
- [7] Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London Unwin Hyman, 1989, 464.
- [8] Saunders A D, Storey M, Kent R W, *et al.* Consequences of plume- lithosphere interactions[A]. Storey B C. Magmatism and the causes of continental break\_up[C]. Geol. Soc. Spec. Pub. , London, 1992, 68: 41~ 60.
- [9] Storey B C, Alabaster T and Pankhurst R J. Magmatism and the causes of continental break\_up[M]. London: Geological Society Publication House, 1992, 393.
- [10] 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 祁连-秦岭山系海相火山岩[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991, 304.
- [11] 夏林圻, 夏祖春, 赵江天, 等. 北祁连山西段元古宙大陆溢流玄武岩性质的确定[J]. 中国科学(D辑), 2000, 30 (1): 1~ 8.
- [12] Barberi F, Santacroce R and Varet J. Chemical aspects of rift magmatism[A]. Palmason G. Continental and oceanic rifts[C]. Washington DC: American Geophysical Union, 1982, 223~ 258.
- [13] Courtillot V, Besse J, Vandamme D, *et al.* Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary[J]? Earth Planet. Sci. Lett. 1986, 80: 361~ 374.
- [14] 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 等. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1993, 267.
- [15] Harris N B W, Pearce J A and Tindle A G. Geochemical characteristics of collision\_zone magmatism[A]. Coward M P and Ries A C. Collision tectonics[C]. Geol. Soc. Sp. Pub. , 1986, 19: 67~ 81.
- [16] Houseman G A, McKenzie D P and Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for thermal evolution of continental convergent belts[J]. J. Geophys. Res. , 1981, 86: 6 115~ 6 132.
- [17] 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根- 柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 105.
- [18] 张长厚. 初论板内造山带[J]. 地学前缘, 1999, 6(4): 295~ 308.
- [19] 许志琴, 杨经绥, 姜 枚, 等. 大陆俯冲作用及青藏高原周缘造山带的崛起[J]. 地学前缘, 1999, 6(3): 139~ 151.
- [20] Coleman R G. Ophiolites[M]. Berlin: Springer Verlag, 1977, 229.
- [21] Gass I G, Lippard S J and Shelton W. Ophiolites and oceanic lithosphere[M]. Oxford: Blackwell Scientific, 1984, 431.
- [22] 张 旗, 周国庆. 中国蛇绿岩[M]. 北京: 科学出版社, 2001, 182.
- [23] Stern R J, Lin P, Marris J D, *et al.* Enriched back\_arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back\_arc basins[J]. Earth Planet Sci. Lett. , 1990, 100: 210~ 225.

- [ 24 ] Clift P D. Volcaniclastic sedimentation and volcanism during the rifting of Western Pacific back-arc basins[ A ]. Taylor B & Natland J. Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific[ C ]. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 1995, 88: 67~ 96.
- [ 25 ] Marsaglia K M. Interarc and back-arc basins[ A ]. Busby C J & Ingersoll R V. Tectonics of Sedimentary Basins[ C ]. Cambridge, MA: Blackwell Science, 1995, 299~ 329.
- [ 26 ] Gribble R F, Stern R J, Newman S, *et al.* Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins[ J ]. J. Petrol. 1998, 39( 1 ): 125~ 154.
- [ 27 ] Ewart A, Collerson K D, Regelous M, *et al.* Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arc-back-arc systems: the role of varying mantle wedge composition in space and time[ J ]. J. Petrol. 1998, 39( 3 ): 331 ~ 368.
- [ 28 ] Karig D E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific[ J ]. J. Geophys. Res., 1971, 76: 2 542 ~ 2 561.
- [ 29 ] Crawford A J, Beccaluva L, Serri G. Tectono-magmatic evolution of the West Philippine—Mariana region and the origin of boninites[ J ]. Earth Planet. Sci. Lett., 1981, 54: 346~ 356.
- [ 30 ] Taylor B and Karner G D. On the evolution of marginal basins[ J ]. Rev. Geophys., 1983, 21: 1 727~ 1 741.
- [ 31 ] Toksöz M N and Bird P. Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus[ A ]. Taiwan M and Pitman III W C. Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins[ C ]. Washington D C: Am. Geophys. Union, 1977, 379~ 393.
- [ 32 ] Gill J B. Orogenic andesites and plate tectonics[ M ]. Berlin: Springer-Verlag, 1981, 358.
- [ 33 ] Jarrard R D. Relations among subduction parameters[ J ]. Rev. Geophys., 1986, 24: 217~ 284.

## A Study of Volcanic Rocks in Orogenic Belts

XIA Lin\_qi

(Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Ministry of Land and Resources, Xi'an 710054)

**Abstract:** The study of volcanic rocks in orogenic belts aims mainly at retracing the tectono-magmatic evolutionary history of orogenic belts. A general survey of the formation, evolutionary histories of continental orogenic belts both in China and abroad reveals that orogenic belts have often undergone numerous and varied tectono-evolutionary stages, such as palaeocontinental break-up, ocean-land transition, continental matching-collision, intra-continental extension-basin-range coupling, and new tectonic uplift (intracontinental orogeny), which are respectively accompanied by characteristic volcano-magmatism. We might therefore retrace the tectono-magmatic evolutionary history of orogenic belts in the light of characteristics of volcanic magmatism at different forming and evolutionary stages of orogenic belts and further explore some important scientific problems of global dynamics and comparative planetary dynamics by means of comparison on larger scales. Some important problems on the study of volcanic rocks of orogenic belts, which include volcanic magmatism within the plate, volcanic magmatism at constructive plate margins and volcanic magmatism at destructive plate margins, are discussed and reviewed in this paper.

**Key words:** orogenic belt; volcanic rock; magmatism; plate tectonics; review