

文章编号: 1000-4734(2011)03-0372-08

# 华阳川碳酸岩流体包裹体研究

王林均<sup>1,2</sup>, 许成<sup>3\*</sup>, 吴敏<sup>1,2</sup>, 宋文磊<sup>3</sup>

(1. 中国科学院 地球化学研究所 地球深部物质与流体作用地球化学研究室, 贵州 贵阳 550002;

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049; 3. 北京大学 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871)

**摘要:** 华阳川碳酸岩位于秦岭造山带与华北地块的交接部位的小秦岭, 呈脉状产出, 主要由方解石组成。通过流体包裹体测温和拉曼研究显示, 华阳川碳酸岩流体包裹体主要由  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  两相、 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  三相 ( $L_{\text{H}_2\text{O}} + V_{\text{CO}_2} + L_{\text{CO}_2}$ ) 和含天青石子矿物三种类型组成, 并且具有中低温 (138 ~ 357 °C)、中低盐度 (11.05% ~ 0.43% NaCl) 特征, 这说明该碳酸质流体富含  $\text{CO}_2$  和 Sr 等不相容元素, 这与典型的碳酸岩流体包裹体特征相似, 且该区碳酸岩 C-O 同位素组成也完全落在原始的火成碳酸岩范围内, 并未受明显的后期热液作用, 这也进一步表明, 华阳川碳酸岩脉在侵位结晶前, 已经发生了大量的矿物相的分离结晶, 导致其富集挥发分和不相容元素, 且具有温度和盐度相对较低的特征, 因此它们可能是方解石的堆积体。

**关键词:** 碳酸岩; 流体包裹体; 方解石堆积体; 华阳川

中图分类号: P579; P581; P588.15 文献标识码: A

作者简介: 王林均, 男, 1982年生, 博士研究生, 岩石地球化学专业. E-mail: wlj0825@yahoo.com.cn

碳酸岩是比较少见的一类火成岩石之一, 大部分分布在非洲。常与碱性岩形成环状杂岩体, 产于大陆裂谷环境; 碰撞造山过程派生的引张大陆岩石圈断裂带及洋岛构造环境中也有出露<sup>[1-2]</sup>。其源区最深可达到地幔源区, 是目前已知最深的岩浆源区之一<sup>[3-4]</sup>。这类岩石富含稀土元素 (REE) 和其它不相容元素, 如 Sr、Ba, 能缓冲地壳物质的混染, 保持了地幔源区的同位素特征<sup>[5-6]</sup>。此外, 这类岩石常与 REE、Nb、Ta、P、Cu、Fe 和 Th 等矿床密切相关。因此, 碳酸岩以其独特的地质地球化学特征和特殊的大地构造背景以及巨大的经济价值, 一直受到地质学家的关注。

碳酸岩富含挥发分, 其固液温度、粘度和密度较低, 极易流动。其岩浆在通过上部地壳围岩时, 通常发生富含碱质的霓长岩化作用, 导致大量碱丢失, 这也将不可避免的导致一些元素丢失。同时, 许多碳酸岩都经历了不同程度的蚀变, 形成了一些富 REE 的次生矿物。因此, 许多学者提出碳酸岩的化学组成不能代表其源区组成<sup>[7-10]</sup>。值得

注意的是, 目前有关碳酸岩的研究主要集中在裂谷环境, 对于造山带内的碳酸岩的研究相对较少。陕西华阳川碳酸岩位于秦岭造山带与华北地块的交接部位 (图 1), 即小秦岭, 该碳酸岩呈脉状产出, 与大量石英密切共生, 野外观察显示两者存在成因联系。本文通过对华阳川碳酸岩 C-O 同位素和流体包裹体测温和低温拉曼研究, 初步探讨了该区碳酸岩流体的性质、来源及演化。

## 1 地质背景

秦岭造山带经历了元古宙古裂谷的形成与发展、新元古代晚期-中生代初以现代板块构造体制为特征的板块构造演化阶段及中生代以来的陆内造山 3 个主要的地质构造演化过程。前人发现了商丹和勉略缝合带, 确定了秦岭造山带的板块构造格局、地球化学分区及其物质成分。自北而南, 秦岭造山带可分为华北克拉通南缘、北秦岭造山带、南秦岭造山带和扬子克拉通北缘等 4 个构造单元<sup>[11-15]</sup>。

早-中生代期间, 扬子板块和华北板块之间为一秦岭海洋盆, 南秦岭洋盆向北俯冲碰撞连接形成商丹缝合线。商丹缝合线经历了古秦岭洋的扩张、俯冲碰撞闭合、板内构造变形过程。中生代中期, 在南秦岭向北俯冲碰撞的同时, 扬子板块裂

收稿日期: 2011-03-20

基金项目: 国家自然科学基金 (批准号: 40973040); 北京大学青年

人才计划项目

\* 通讯作者, E-mail: xucheng1999@hotmail.com

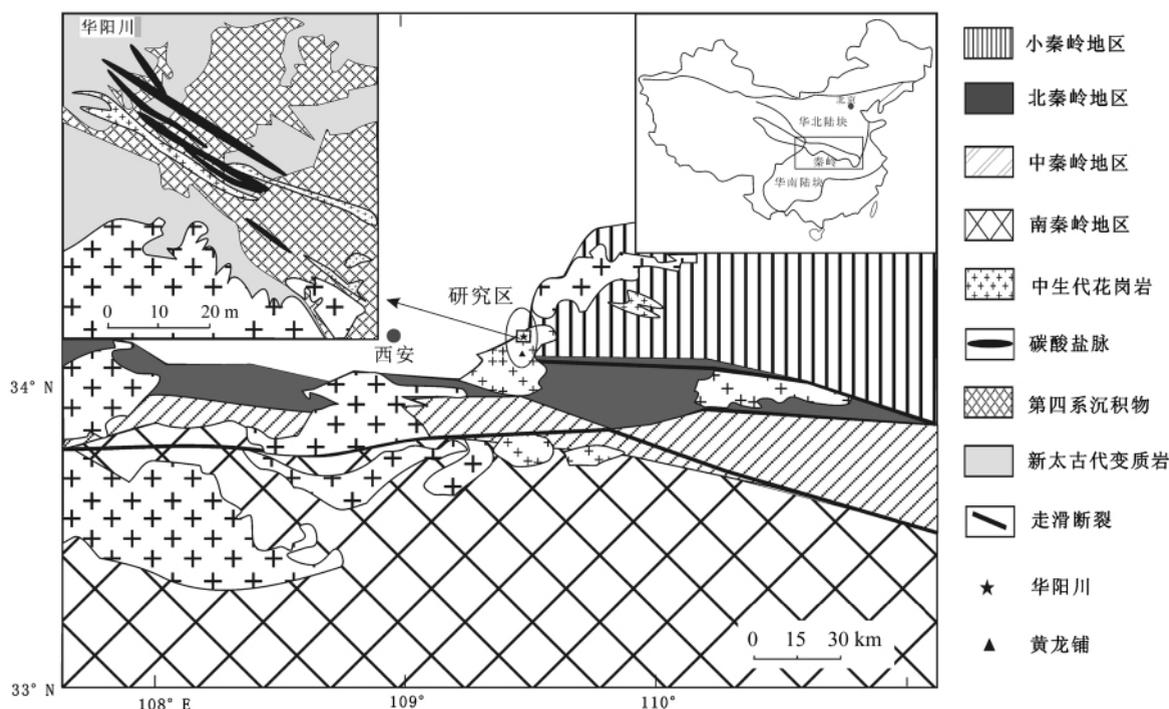


图1 华阳川碳酸岩地质略图

Fig. 1. Geological sketch of Huayangchuan carbonatites.

开演化出独立的秦岭微板块,其间处形成勉略洋盆。古生代晚期,勉略洋盆开始向北俯冲,并在三叠纪与南秦岭陆块碰撞,形成勉略缝合带。三叠系晚期,勉略洋盆已闭合,质量巨大的扬子板块与南秦岭及华北板块碰撞,引发了强烈的陆块俯冲和秦岭的造山运动<sup>[11-15]</sup>。

华阳川碳酸岩区内出露的地层主要是太古界太华群的一套老变质岩系和元古界熊耳群高山河组的变质火山岩和变质硅质岩、变质泥质岩。岩石类型主要包括角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、混合岩化黑云斜长片麻岩、花岗质混合片麻岩、变安山岩、石英岩及板岩等。华阳川碳酸岩呈脉状和网脉状产出。本区碳酸岩的CaO/(CaO+MgO+FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MnO)比值在95.8%~98.5%之间,为方解石碳酸岩。碳酸岩脉中矿物种类繁多,除方解石和石英之外,尚含多种硅酸盐矿物、Ba矿物、金属矿物以及磷灰石、锆石、褐帘石、铈钛铀矿、钍石、独居石等含稀有、稀土和放射性元素的矿物。在碳酸岩脉中,矿物之间相互交代和充填贯入关系很发育,特别是方解石和石英之间具明显的充填贯入关系,无论脉体大小,二者紧密共生(图1)。地质和地球物理资料表明,不同方向、不同规模和不同性质的断裂构造或裂隙在空

间上相互穿插、叠加,形成本区复杂的断裂构造体系,控制了本区岩浆活动,特别是脉岩的形成<sup>[16]</sup>。邱家骧等<sup>[17]</sup>报道了华阳川碳酸岩中长石的K-Ar年龄为204~206 Ma。

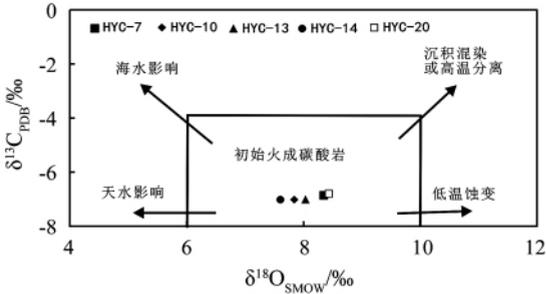
## 2 C-O 同位素

本次的样品采自陕西华阳川碳酸岩岩体,选用样品表面新鲜,无风化蚀变特征的全岩进行C、O同位素实验,该实验在中国科学院地球化学研究所完成,分析仪器为连续流质谱仪。分析误差±0.1‰。碳酸岩的C、O同位素组成非常稳定(表1), $\delta^{13}C_{PDB}$ 和 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 分别为-6.6‰~-7.0‰和6.4‰~7.4‰(图2),均落在“初始火成碳酸岩”范围内( $\delta^{13}C_{PDB}$ 和 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 分别为-4‰~-8‰和6‰~10‰)<sup>[18-20]</sup>。

表1 华阳川碳酸岩碳氧同位素组成

Table 1. C-O isotope compositions of Huayangchuan carbonatites

样品	HYC-7	HYC-10	HYC-13	HYC-14	HYC-20
$\delta^{13}C_{PDB}(\text{‰})$	-6.84	-7.00	-6.86	-7.01	-6.78
$\delta^{18}O_{SMOW}(\text{‰})$	8.33	7.85	8.04	7.61	8.44



初始火成碳酸岩范围引自文献 [19];

C-O 同位素演化趋势引自文献 [20]

图2 华阳川碳酸岩碳氧同位素关系图

Fig. 2. C and O isotope contents in Huayangchuan carbonatites.

### 3 流体包裹体研究

#### 3.1 流体包裹体特征及其显微测温分析

对华阳川碳酸岩进行了详细的流体包裹体测温学研究。全部测试工作在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室岩矿鉴定、流体包裹体室进行,所用仪器为英国产 Linka-

mTHMS600 型冷-热台,冷冻和加热时数据精度分别为 $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $\pm 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

研究包裹体选取的对象是华阳川石英-方解石脉中的石英和方解石,石英多呈灰白色,方解石呈淡粉色。根据 Roedder<sup>[21]</sup>和卢焕章等<sup>[22]</sup>提出的流体包裹体在室温下的相态分类准则,华阳川碳酸盐中的流体包裹体可以分为3类: I类 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 两相包裹体、II类 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 三相包裹体和III类含子矿物包裹体(图3)。

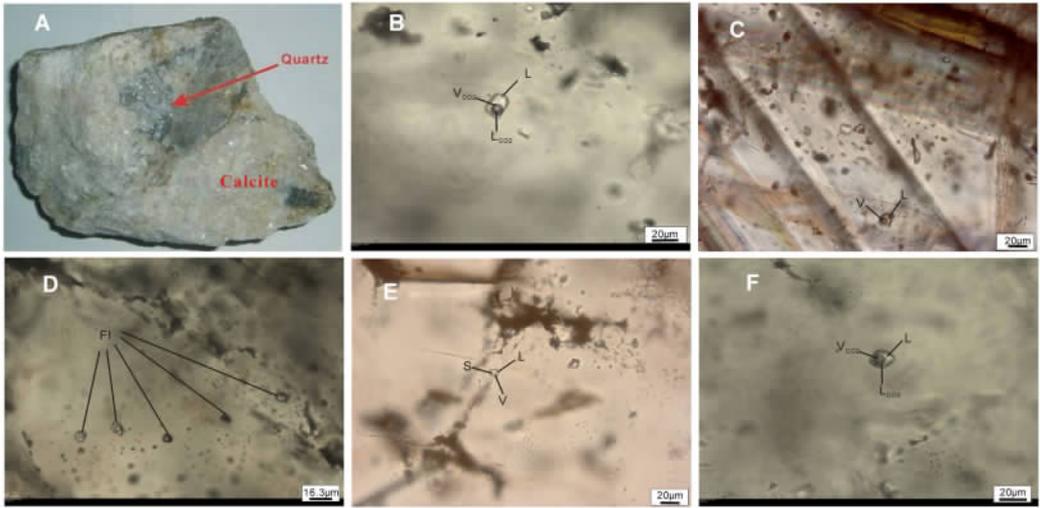
石英中普遍发育气液包裹体和 $\text{CO}_2$ 两相(三相)包裹体,方解石中亦有大量上述包裹体发育,但包裹体个体相对较小。 $\text{CO}_2$ 包裹体在两种矿物中都有呈孤立状、群状分布,没有固定的结构组合,且包裹体组合相互穿插,不能确定包裹群组之间的相对先后顺序,这表明样品中捕获的流体包裹体可能是形成于同一构造流体事件。

I类包裹体:分布最为广泛,以椭圆形或不规则形为主,孤立或成群产出,群体包裹体排列具定向性或杂乱无章,气体所占比例较小,为5%~25%,大小不等,约5~20  $\mu\text{m}$ ,均一到液相,此类包裹体的均一温度139~365  $^{\circ}\text{C}$ ,冰点温度-17.8~-4.6  $^{\circ}\text{C}$ (表2,图4、5)。

表2 华阳川碳酸岩流体包裹体显微测温结果

Table 2. Micro-thermoprobng results of fluid inclusion from Huayangchuan carbonatites

样品号	类型	冰点/ $^{\circ}\text{C}$	$\text{CO}_2$ 笼合物 温度/ $^{\circ}\text{C}$	$\text{CO}_2$ 部分均一 温度/ $^{\circ}\text{C}$	均一温度/ $^{\circ}\text{C}$	盐度/%
HYC-24(方解石)	I	-17.8 ~ -5.6			138 ~ 333	
HYC-01(方解石)	I	-17.2 ~ -8			225 ~ 365	
HYC-18(方解石)	I	-16.8 ~ -9			163 ~ 216	
HYC-20(方解石)	I	-13 ~ -7.5			143 ~ 296	
HYC-03(方解石)	I	-9.8 ~ -4.6			146 ~ 248	
	II		4.6 ~ 7.9	27.8 ~ 30.2	219 ~ 334	4.07 ~ 9.59
HYC-1(石英)	I	-9.2 ~ -8.3			198 ~ 282	
	II		4.8 ~ 7.3	29 ~ 30.9	228 ~ 310	5.14 ~ 9.28
HYC-01(石英)	I	-7.1 ~ -6.9			197 ~ 346	
	II		3.6 ~ 5.7	27.9 ~ 29.5	256 ~ 310	7.87 ~ 11.05
HYC-02(石英)	I	-6.9 ~ -6.5			289 ~ 338	
	II		4.8 ~ 7.3	28.2 ~ 29.5	236 ~ 328	5.14 ~ 9.28
HYC-03(石英)	I	-11.8 ~ -4.3			188 ~ 318	
	II		4.4 ~ 9.8	27.8 ~ 32	251 ~ 357	0.43 ~ 9.89



A. 方解石与石英共生; B. II类 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 三相包裹体; C. I类 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 两相包裹体; D. 包裹体呈群状分布;  
E. III类含子矿物包裹体; F. 包裹体呈孤立状分布

图3 华阳川碳酸岩显微照片

Fig. 3. Micro-photos of Huayangchuan carbonatites.

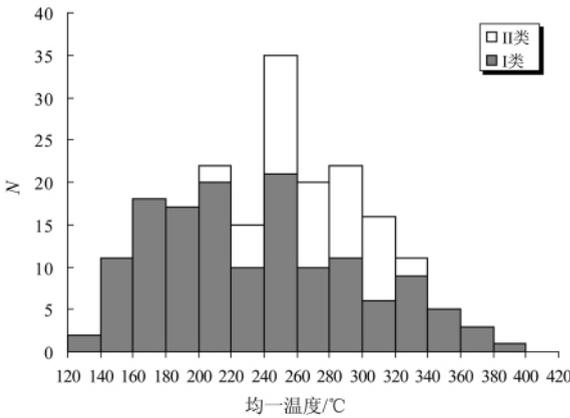


图4 华阳川碳酸岩流体包裹体均一温度直方图

Fig. 4. Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions from Huayangchuan carbonatites.

II类包裹体: 分布较为广泛, 孤立状或成群分布在石英中, 在方解石中也有少量发育, 以棱形、圆形、椭圆形为主, 一般 5 ~ 25 μm, 室温下表现为两到三相 (L<sub>H<sub>2</sub>O</sub> ± V<sub>CO<sub>2</sub></sub> ± L<sub>CO<sub>2</sub></sub>), 液体 CO<sub>2</sub> 所占比例为 30% ~ 60%, 气相 CO<sub>2</sub> 也占有相似比例。CO<sub>2</sub> 的三相点为 -59.6 ~ -55.6 °C, 等于或接近纯 CO<sub>2</sub> 的三相点温度 (-56.6 °C), 表明其成分中除 CO<sub>2</sub> 外可能还有其他挥发组分的存在, 但含量很小。CO<sub>2</sub> 的笼合物的熔化温度集中在 3.6 ~ 9.8 °C 范围, 相应的流体盐度为 11.05% ~ 0.43% NaCl, 表明了多数含 CO<sub>2</sub> 相包裹体的流体盐度很低。包裹体中 CO<sub>2</sub> 相气-液均一方式只有一种, 均一至气态 CO<sub>2</sub>, 温度为 27.8 ~ 32 °C, 且其中有部分三相

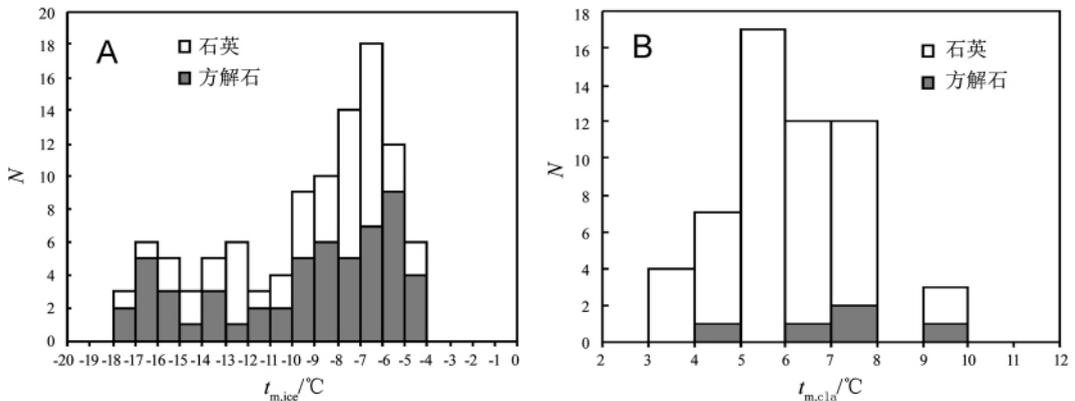


图5 华阳川碳酸岩流体包裹体冰点 (A) 与 CO<sub>2</sub> 笼合物温度 (B) 直方图

Fig. 5. Histogram of ice melting temperatures (A) and clathrate melting temperatures

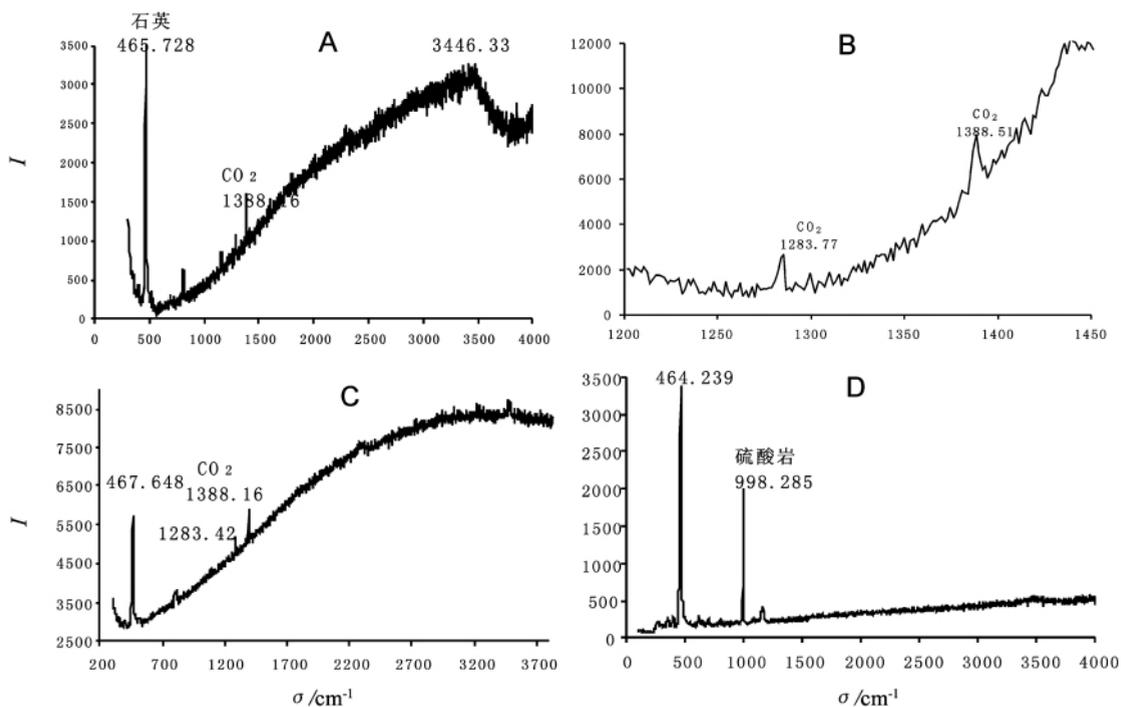


图6 华阳川碳酸岩流体包裹体的拉曼特征谱线

Fig. 6. Raman spectroscopy of fluid inclusions from Huayangchuan carbonatites.

包裹体在未达到 300 °C 之前就发生爆裂,这说明捕获压力很大。含 CO<sub>2</sub> 相包裹体的完全均一温度范围在 219 ~ 299 °C 之间。

Ⅲ类含子矿物包裹体:在 HYC-01 样品的方解石中发现长条状子矿物,对其进行了激光拉曼探针成分分析,其成分为硫酸盐矿物。

### 3.2 包裹体激光拉曼分析

单个包裹体的激光拉曼探针成分分析在中国科学院矿床地球化学国家重点实验室的激光拉曼光谱实验室完成,测试仪器为 Renishaw 公司生产的 InVia Reflex 型显微共焦激光拉曼光谱仪,光源为 Spectra-Physics 氙离子激光器,波长 514 nm,激光功率 20 mW,空间分辨率为 1 ~ 2 μm,积分时间一般为 30 s,局部测试积分时间适当延长,100 ~ 4000 cm<sup>-1</sup> 全波段一次取谱。

对华阳川碳酸岩包裹体做的拉曼分析,Ⅰ类包裹体的特征谱线说明:液相成分为 H<sub>2</sub>O,气相成分以 CO<sub>2</sub> 为主,基本上没有其他气体的加入,与显微低温测试结果一致(图 6A)。Ⅱ类包裹体的气相成分为 CO<sub>2</sub>,液相成分主要有 CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>O,CO<sub>2</sub> 谱峰在拉曼位移 1238 cm<sup>-1</sup>、1386 cm<sup>-1</sup>(图 6B、C)附近显示非常清晰。Ⅲ类含子矿物包裹体,其子晶为硫酸岩(图 6D)。

## 4 讨论

Eckermann<sup>[23]</sup> 首先认识到碳酸岩的矿物包裹体具有重要的研究意义,发现这些包裹体富含 CO<sub>2</sub>,并且证明在 Alno 黑云母碳酸岩形成过程中存在过量 CO<sub>2</sub>。同样,Williams<sup>[24]</sup> 在 Sukulu 碳酸岩体的方解石中也发现含有 CO<sub>2</sub> 小气泡,并视其为岩浆中存在富余 CO<sub>2</sub> 的证据;Roedder<sup>[25]</sup> 在印度 Amba Dongar 碳酸岩的磷灰石中还发现有液相 CO<sub>2</sub> 的包裹体;对加拿大魁北克 Oka 和美国阿肯色 Magnet Cove 碳酸岩杂岩体中包裹体研究表明,碳酸岩岩浆可能与低密度的 CO<sub>2</sub> 共存。范宏瑞等<sup>[26]</sup> 提出碳酸岩中可能出现的原生包裹体有相对简单的水溶液(气+液)包裹体、含子矿物(包括石盐)多相水溶液包裹体、含 CO<sub>2</sub> 包裹体和 CO<sub>2</sub> 与盐水溶液混合多相包裹体以及硅酸盐玻璃质熔融包裹体等。

在华阳川碳酸岩内的方解石和石英流体包裹体中也发现了 CO<sub>2</sub> 两相及三相包裹体,在方解石的流体包裹体内还发现了含硫酸锶的子晶流体包裹体,说明华阳川碳酸质流体富含 Sr。徐九华等<sup>[27]</sup> 在牦牛坪稀土矿床与碳酸岩-正长岩相联系的萤石-方解石矿脉中的流体包裹体内也报道了类似的矿物。Xu<sup>[28]</sup> 总结了国内外多处火成碳酸

岩的地球化学特征, 提出富 Sr 是辨别碳酸岩火成或热液成因的重要标志之一。然而, 华阳川碳酸岩的流体包裹体的均一温度却较低 ( $<400\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), 明显不同于火成硅酸岩的流体包裹体。Ting 等<sup>[29]</sup>对乌干达 Sukulu 碳酸岩杂岩体中包裹体研究表明, 碳酸岩可能经历了从含镁方解石熔体经含  $\text{CO}_2$  水溶液和富重碳酸盐的熔体到富含  $\text{CH}_4$  的水溶液流体的演化。与硅酸盐熔体相比, 碳酸岩熔体的固液温度、粘度 ( $1.5 \times 10^{-3} \sim 5 \times 10^{-4} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ ) 和密度 (2.2) 均较低, 极易流动, 每小时可达几百万米<sup>[30-31]</sup>。大量的研究也证实碳酸岩岩浆在演化过程中可以含有较多的挥发分 ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ )<sup>[32]</sup>, 从而降低了碳酸岩岩浆的密度和粘度, 导致其相对温度较低。而富含挥发分的流体在高温下具有较强的搬运大离子亲石元素和高场强元素能力, 正是因为碳酸岩熔体的密度和粘度如此小, 它才可以迅速携带成矿物质 (如 REE、Th、Sr 等), 沿岩石圈断裂处迅速迁移至地表富集沉淀。

此外, 华阳川碳酸岩的 C-O 同位素组成非常稳定, 均落在“初始火成碳酸岩”范围内, 进一步表明该流体主要为岩浆起源, 并未受到构造水和大气水的加入以及与围岩的混染作用。Xu 等<sup>[10]</sup>的研究也发现该地区碳酸岩中方解石的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值接近地幔组成 EM I, 提出其母体来源于富集地幔端元。然而, 对比 Woolley 和 Kempe<sup>[33]</sup> 统计的世界上碳酸岩平均值, 该区碳酸岩具有较为相

似的 Sr、Ba、LREE 含量, Rb 和 Nb 较低, 但 Y、Yb 含量明显偏高 (图 7A)。值得注意的是, 本区碳酸岩具有较高的 HREE 含量, 高于目前已报道的世界上已发现的碳酸岩, 其 REE 配分模式为平坦型 (图 7B) ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 2.0 \sim 4.9$ ), 明显区别于世界上已知碳酸岩的 REE 特征 (LREE 明显富集)。Cullers 和 Graf<sup>[34]</sup>曾提出碳酸岩是所有火成岩中 REE 含量最高, LREE/HREE 比值最大的岩石之一, 这个结论也被 Nelson<sup>[35]</sup> 的研究所证实。这些研究均与本区碳酸岩的 REE 特征相佐。早期的实验已证实, 温度  $<800\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、地壳压力、以及有足够  $\text{H}_2\text{O}$  条件下, 方解石晶体能从富  $\text{CO}_2$  的熔体中分离, 迅速结晶沉淀<sup>[36]</sup>。

华阳川碳酸岩主要由方解石组成, 它们可能是方解石的堆积体, 大量的基性矿物在碳酸岩脉侵入前发生了分离, 并可能发生了脱碱作用, 因此仅残存石英。世界上大多数碳酸岩与碱性岩密切共生<sup>[37]</sup>, 而华阳川并未发现与碳酸岩时空上共生的碱性岩石, 脱碱作用导致大量石英形成, 同时残余体更富挥发分, 形成了富  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{O}$  的温度相对较低的碳酸质流体。根据 Wood<sup>[38]</sup> 的实验,  $\text{CO}_2$  与稀土易形成络合物迁移, 但不同稀土元素与  $\text{CO}_2$  形成络合物的稳定性有所差异, 从 LREE  $\rightarrow$  MREE  $\rightarrow$  HREE (包括 Y) 稳定程度逐渐增加, 因此富  $\text{CO}_2$  的碳酸质流体演化至晚期将更富集 HREE, 随着方解石的堆积作用, 最终形成富重稀土的碳酸岩。

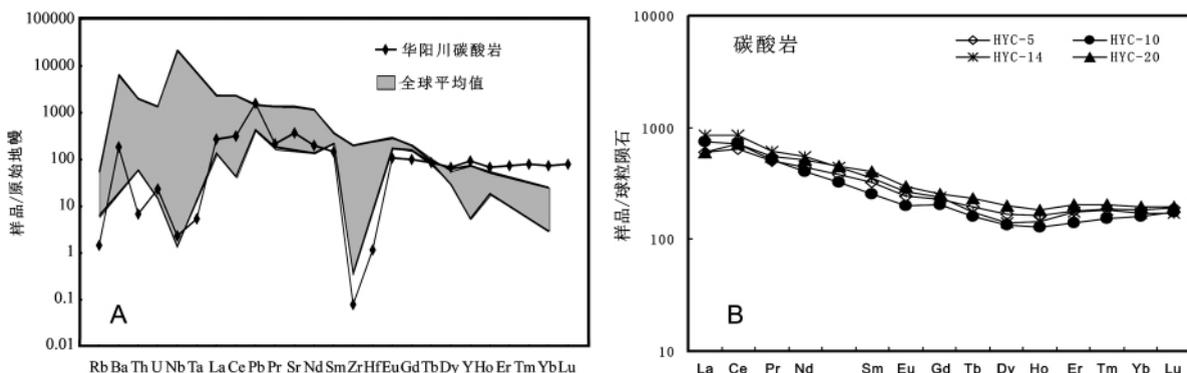


图 7 华阳川碳酸岩微量元素蛛网图 (A) 和 REE 配分模式图 (B)

(原始地幔引自 Sun and McDonough, 1995, 球粒陨石引自 Byonton, 1984)

Fig. 7. Primary mantle-normalized (A) and REE patterns diagrams (B) of Huayangchuan carbonatites (data of original mantle is after McDonough, 1995 and data of chondrite is after Byonton, 1984).

## 5 结论

(1) 碳酸岩的 C、O 同位素组成非常稳定,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  分别为  $-6.6\text{‰} \sim -7.0\text{‰}$  和  $6.4\text{‰} \sim 7.4\text{‰}$  均落在“初始火成碳酸岩”范围内。

(2) 华阳川碳酸岩发育气液两相和  $\text{CO}_2$  两相(三相)包裹体。流体包裹体内发现了含硫酸锶的子矿物,说明流体中富含 Sr。所有包裹体的均

一温度较低( $<400\text{ }^\circ\text{C}$ )。

(3) 华阳川碳酸岩流体主要来源于岩浆,并未受到构造水、大气水和围岩的混染作用,其母岩浆起源于富集地幔端元。华阳川碳酸岩具有较高的 HREE 含量,REE 配分模式为平坦型。

(4) 华阳川碳酸岩可能是方解石的堆积体,随着富  $\text{CO}_2$  的碳酸质流体演化至晚期,促使 HREE 更加富集,最终形成富重稀土的碳酸岩。

## 参考文献:

- [1] LeBas M J. Diversification of carbonatites [A]. Bell K. *Carbonatites: Genesis and Evolution* [M]. London: Unwin Hyman, 1989: 427-447.
- [2] Tilton G R, Bryce J G, Mateen A. Pb-Sr-Nd isotope data from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in Northwest Pakistan [J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39: 1865-1874.
- [3] Treiman A H. Carbonatites magma: Properties and processes [A]. Bell K. *Carbonatites: Genesis and Evolution* [M]. London: Unwin Hyman, 1989: 89-104.
- [4] Dobson D P, Jones A P. In-situ measurement of viscosity and density of carbonate melts at high pressure [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 143: 207-215.
- [5] Bell K, Blenkinsop J. Archean depleted mantle evidence from Nd and Sr initial isotopic ratios of carbonatites [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1987, 51: 291-298.
- [6] Bell K, Blenkinsop J. Nd and Sr isotopic composition of East African carbonatites: Implications for mantle heterogeneity [J]. *Geology*, 1987, 15: 99-102.
- [7] Church A A, Jones A P. Silicate-carbonatite immiscibility at Oldoinyo Lengai [J]. *J Petro*, 1995, 36: 869-889.
- [8] Ionov D, Harmer R E. Trace element distribution on calcite-dolomite carbonatites from Spitskop: Inferences for differentiation of carbonatite magmas and the origin of carbonates in mantle xenoliths [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 198: 495-510.
- [9] Woolley A R, Church A A. Extrusive carbonatites: A brief review [J]. *Lithos*, 2005, 85: 1-14.
- [10] Xu C, Campbell I H, Allen C M, Huang Z L, Qi L, Zhang H, Zhang G S. Flat rare-earth element patterns as an indicator of cumulate processes in the Lesser Qinling carbonatites, China [J]. *Lithos*, 2007, 95: 267-278.
- [11] 李曙光等. 南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学—古生代洋盆及其闭合的证据[J]. 中国科学, 1996, 26(3): 223-230.
- [12] 张国伟等. 秦岭造山带与大地动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2001.
- [13] 孙卫东等. 南秦岭花岗岩锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地球化学, 2000, 29(3): 209-308.
- [14] 张国伟, 孟庆任, 赖绍聪. 秦岭造山带的结构构造[J]. 中国科学(B), 1995, 25: 994-1003.
- [15] 张成立等. 南秦岭勉略带北光山头花岗岩体群的成因及其构造意义[J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 711-720.
- [16] 喻学惠. 陕西华阳川碳酸岩地质学和岩石学特征及其成因初探[J]. 地球科学, 1992, 17: 151-15.
- [17] 邱家骧, 曾广策, 李昌年等. 秦巴碱性岩[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [18] 许成, 宋文磊, 漆亮, 王林均. 黄龙铺钼矿田含矿碳酸岩地球化学特征及其形成构造背景[J]. 岩石学报, 2009, 25(2): 422-430.
- [19] Keller J, Hoefs J. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai [A]. Bell K, Keller J. *Carbonatites Volcanism: Oldoinyo Lengai and Petrogenesis of Natrocarbonatites*. LAVCEI Proceeding in Volcanology [C]. Berlin: Springer-Verlag, 1995: 113-123.
- [20] Demény A, Ahijado A, Casillas R, Vennemann T W. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura Canary Islands, Spain: A C, O, H isotope study [J]. *Lithos*, 1998, 44: 101-115.
- [21] Roedder E. *Fluid Inclusions* [M]. Mineralogical Society of America, 1984: 12-45.
- [22] 卢焕章等. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 133-143.
- [23] Eckermann et al. *The Alkaline District of Alno Island* [M]. Sweden: *Sveriges Geologiska Undersokning*, Stockholm, 1948: 1-176.
- [24] Willams C E. Sulculu complex, eastern Uganda, and the origin of the African carbonatite [D]. University of Capetown, 1959.
- [25] Roedder E. Fluid inclusions from the fluorite deposits associated with carbonatite, of Amba Dongar, Hidia, and Okorusu, southern Africa [J]. *Inst Mining Metall Trans Sect*, 1973, 82: 835-839.
- [26] 范宏瑞, 谢奕汉, 王凯怡等. 碳酸岩流体及其稀土成矿作用[J]. 地学前缘, 2001, 8(4): 289-295.

- [27] 徐九华, 谢玉玲, 李建平, 等. 四川冕宁牦牛坪稀土矿床流体包裹体中发现含铈和轻稀土的子矿物[J]. 自然科学进展, 2001, 11(5): 543-547.
- [28] Xu Cheng, Wang Linjun, Song Wenlei, et al. Carbonatites in China: A review for genesis and mineralization [J]. *Geoscience Frontiers*, 2010 (1): 1-10.
- [29] Ting W, Burke E A J, Rankin A H, et al. Characterisation and petrogenetic significance of CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> fluid inclusions in apatite from the Sukulu carbonatite [J]. *Eur J Mineral*, 1994, 6(6): 787-803.
- [30] Williams R W, Gill J B, Bruland K W. Ra-Th disequilibria systematics: Timescale of carbonatites magma formation at Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1986, 50: 1249-1259.
- [31] Dobson D P, Jones A P. In-situ measurement of viscosity and density of carbonate melts at high pressure [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 143: 207-215.
- [32] Rankin A H. Fluid inclusion evidence for the formation conditions of apatite from the Tororo carbonatite complex of Eastern Uganda [J]. *Min Mag*, 1977, 41: 155-164.
- [33] Woolley A R, Kempe D R C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition [A]. Bell K. *Carbonatites: Genesis and Evolution* [M]. London: Unwin Hyman, 1989: 1-14.
- [34] Cullers R L, Graf J L. Rare elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. Henderson P. *Developments in Geochemistry, Vol. 2: Rare earth geochemistry* [M]. Amsterdam: Elsevier, 1984: 237-274.
- [35] Nelson D R, Chivas A R, Chappell B W, McCulloch M T. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52: 1-17.
- [36] Wyllie P J, Tuttle O F. The system CaO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and the origin of carbonatites [J]. *Journal of Petrology*, 1960, 1: 1-46.
- [37] Woolley A R, Kjarsgaard B A. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: Evidence from a global database [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2008, 46: 741-752.
- [38] Wood S A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of nature waters [J]. *Chemical Geology*, 1990, 82: 159-186.

## A Study of Fluid Inclusion from Huayangchuan Carbonatite

WANG Lin-jun<sup>1,2</sup>, XU Cheng<sup>3</sup>, WU Min<sup>1,2</sup>, SONG Wen-lei<sup>3</sup>

(1. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China;

3. School of Earth and Space Science, Peking University, Beijing 100871, China)

**Abstract:** The Huayangchuan carbonatite is located in Lesser Qinlin which is the joint of the Qinlin Orogenic belt and North China block. It occurs as veins and principally consists of calcite. Based on the study of microthermometry and laser Raman microprobe of the fluid inclusions from the carbonatite, there are three types of fluid inclusions have observed, including two phases of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, three phases of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (L<sub>H<sub>2</sub>O</sub> + V<sub>CO<sub>2</sub></sub> + L<sub>CO<sub>2</sub></sub>) and celestite-bearing inclusion. The fluid inclusions are characterized by moderate-low temperature (138 – 357 °C) and salinity (11.05wt% – 0.43wt% NaCl) indicating the Huayangchuan carbonatitic fluids are rich in CO<sub>2</sub> and Sr. It is as same as the typical fluid inclusions in carbonatite. The carbonatite is also characterized by primary mantle-derived C-O isotopic compositions, indicating it is not affected by alteration processes. This implies that there were much abundant fractional crystallization of the mineral phases before the emplacements and crystallization of the Huayangchuan carbonatite veins, which led to the fluids enrichment in vapor and incompatible elements. Therefore their fluid inclusions display comparatively low temperature and salinity. The Huayangchuan carbonatite may be the calcite cumulates.

**Key words:** carbonatite; fluid inclusion; calcite cumulates; Huayangchuan