

# 北秦岭地体西段草滩沟群流纹岩的成因 及其地质意义

解世雄<sup>1,2</sup>, 任龙<sup>1,2</sup>, 张健<sup>1,2</sup>, 包志伟<sup>1</sup>, 梁华英<sup>1\*</sup>

(1.中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要:** 秦岭造山带发育一套与大洋俯冲有关的早古生代火山岩, 该火山岩套中赋存有大量 VMS 型 Pb-Zn 矿床。目前, 对这些赋矿火山岩形成的地球动力学背景仍存在争议。本文对北秦岭地体西段老厂地区的草滩沟群长英质火山岩(流纹岩)进行了锆石 U-Pb 定年、全岩主微量元素和 Sr-Nd-Hf 同位素分析。研究显示, 老厂地区草滩沟群流纹岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $435 \pm 2.9$  Ma, 与北部相邻的早古生代清水-红土堡火山岩的年龄相近。岩石具有高  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Na}_2\text{O}$ , 低  $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  的特征, 属于准铝质低钾拉斑系列; 微量元素显示亏损高场强元素(HFSEs: Ti、Nb 和 Ta)、富集大离子亲石元素(LILEs: Sr、U 和 Ba), 显示岛弧岩浆的特征; 具有富集的 Sr-Nd-Hf 同位素组成 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})=0.70612\sim 0.70647$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=1.03\sim 1.61$ ,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)=7.63\sim 7.96$ ), 综合判别其形成于岛弧环境, 岩浆源区为经历了俯冲洋壳脱水流体交代的富集地幔楔。结合北秦岭地体北部同时代的清水-红土堡弧后盆地火山岩研究, 暗示大洋板片后撤(下沉)引发的软流圈对流循环控制了草滩沟群火山岩和相关的 VMS 型铅锌矿床的形成。此外, 这些火山岩及北秦岭地体西段奥陶纪-志留纪变质作用和岩浆作用的年龄也说明华北板块和华南板块在秦岭造山带的早古生代大陆碰撞很可能发生于 433 Ma。

**关键词:** 草滩沟群; 地球化学; 板片后撤; 大陆碰撞; 北秦岭地体

**中图分类号:** P595; P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2020)06-1239-019

## 0 引言

秦岭造山带为东亚著名的复合碰撞造山带, 通过华南板块和华北板块在早中生代的大陆碰撞而形成(Wu and Zheng, 2013)。早古生代, 秦岭造山带经历了大洋俯冲和陆陆碰撞过程, 在北秦岭地体内发育了强烈的镁铁质-长英质岩浆作用。早古生代商丹洋(原特提斯洋)的向北俯冲导致北秦岭地体内发育一套奥陶纪火山岩, 从西到东依次为草滩沟群、斜峪关群、云架山群和二郎坪群(图 1a)。该火山岩套

赋存有众多 VMS 型 Pb-Zn 矿床, 引发了地质学家的广泛关注。前人已经开展了大量岩相学和地球化学研究(孙勇等, 1996; 李亚林等, 1998; 张国伟等, 2001; 王洪亮等, 2007; 闫全人等, 2007; 朱涛等, 2008; 胥晓春等, 2014), 证实这些 VMS 型铅锌矿床与赋存矿的火山岩为同时代的产物(徐勇航等, 2009; Lee et al., 2010; Yan et al., 2016), 但对于火山岩及相关 VMS 型铅锌矿床形成的地质背景仍存在较大争议。一部分学者认为它们形成于弧后盆地拉张环境(孙民生等, 1998; 王德耀, 2002; Yan et al., 2016); 另

收稿日期: 2019-05-10; 改回日期: 2019-07-31

项目资助: 国家自然科学基金项目(41772065、41421062)和中陕核广州地球化学研究所合作项目联合资助。

第一作者简介: 解世雄(1992-), 男, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: 875793511@qq.com

通信作者: 梁华英(1962-), 男, 研究员, 博士生导师, 从事矿床地质及矿床地球化学研究。Email: lianghy@gig.ac.cn

一部分学者则认为其形成于岛弧环境,与板块俯冲熔融和地壳混染相关(宋志高等, 1991; 闫全人等, 2007; 王洪亮等, 2007; 朱涛等, 2008; 胥晓春等, 2014)。本文对老厂地区草滩沟群流纹岩进行了锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学和全岩 Sr-Nd-Hf 同位素分析,旨在探讨草滩沟群火山岩的成因和源区特征,在此基础上查明北秦岭地体内奥陶纪火山岩及相关 VMS 型铅锌矿床形成的地球动力学背景。

## 1 区域地质及岩相学特征

秦岭造山带夹持在华南板块和华北板块之间,东西分别与大别山-苏鲁造山带和昆仑-祁连造山带相接(李曙光, 1993; 陈志宏等, 2004; 陆松年等, 2004, 2005)。在地质历史时期,秦岭造山带主要经历三期构造演化过程:结晶基底的形成、新元古代构造热事件、早古生代和中生代的俯冲碰撞过程。早古生代和中生代的俯冲碰撞过程导致秦岭造山带内形成两条重要的蛇绿岩带/缝合带,即北边的早古生代商丹蛇绿岩带和南边的三叠纪勉略蛇绿岩带。根据这两条蛇绿岩带,秦岭造山带可以分为北秦岭地体和南秦岭地体(图 1a)。

北秦岭地体出露的最古老结晶基底是秦岭群,

主要由黑云母斜长片麻岩、含石榴石黑云二长片麻岩、黑云斜长变粒岩、斜长角闪岩、斜长角闪片岩和大理岩组成(陈岳龙等, 1995; Shi et al., 2013; Cao et al., 2016; Duan et al., 2016)。秦岭群北部由西到东呈带状分布着一套早古生代火山-沉积岩系,依次为草滩沟群、斜峪关群(436~440 Ma)、云架山群和二郎坪群(463~474 Ma)(陈岳龙等, 1995; Xiong et al., 2016; Liu et al., 2016; Yan et al., 2016)。其中,狭义的二郎坪群指北秦岭地体东段出露的一套变基性火山岩-中酸性火山岩-火山碎屑岩夹正常沉积碎屑岩(张旗和周国庆, 2001; 陆松年等, 2003)。但也有学者将整个夹在宽坪群和秦岭群之间的近东西向沿西峡-官坡-商周-斜峪关-红土堡地区断续出露的一套火山-沉积岩系称为“二郎坪群”(宋子季等, 1988; 张本仁等, 2002; Dong et al., 2011)。本次研究区域为北秦岭地体西段,为了方便讨论问题,将北秦岭地体东段的二郎坪群和西段的红土堡组基性火山岩进行区分。秦岭群以南为断续分布的早古生代丹凤群(商丹蛇绿岩带),主要由玄武岩、辉长岩和复理石浊积岩系组成(王德耀, 2002; 张国伟等, 2004)。宽坪群呈带状分布在北秦岭地体的最北部,主要由斜长角闪岩、绿片岩、石英片岩和大理岩组成(张本仁等, 2002)。

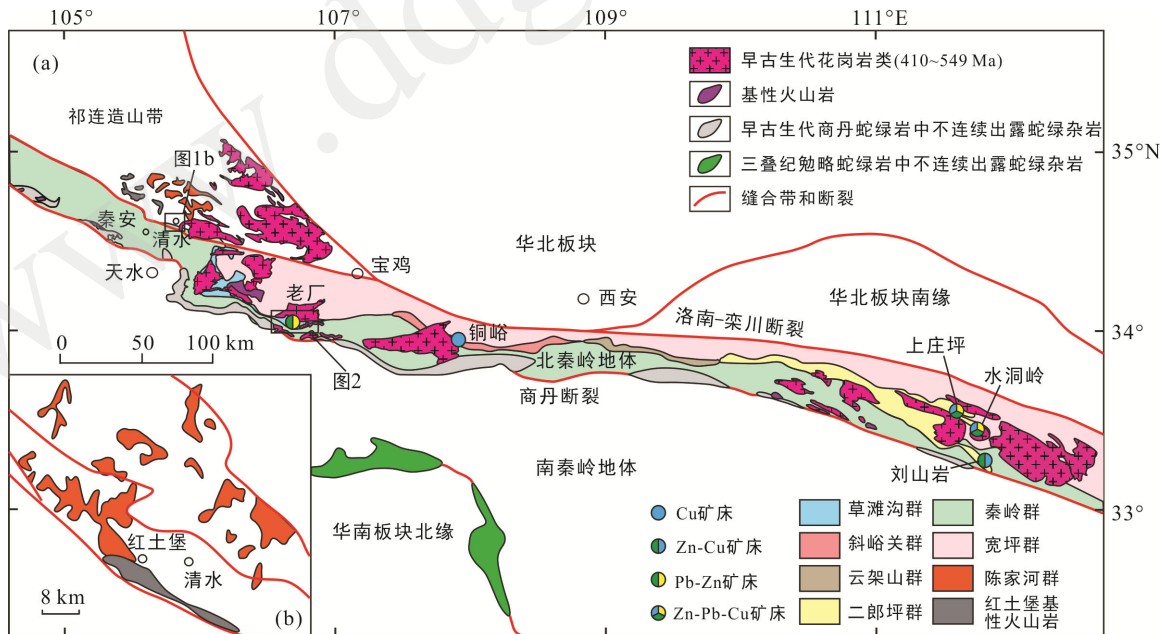


图 1 北秦岭地体内早古生代岩浆岩时空分布(a)和西秦岭清水-红土堡地区地质简图(b)(据李王晔, 2008; Dong et al., 2011; Yan et al., 2016)

Fig.1 Distribution of the early Paleozoic magmatic rocks in the North Qinling terrane (a) and geological map of the Qingshui-Hongtubu area (b)

南秦岭地体的结晶基底为新太古界-古元古界陡岭群(2.5 Ga)、鱼洞子群和佛坪群(1.8~1.9 Ga), 主要由斜长角闪岩和各类片麻岩等组成(张宗清等, 2001; 张本仁等, 2002)。中-新元古代火山-沉积岩系构成南秦岭中下地壳, 包括武当群(830~750 Ma)和耀岭河群(810~680 Ma)等, 主要由流纹岩、英安岩、玄武岩等组成(张宗清等, 2004; Ling et al., 2010; Wu et al., 2014; Zhu et al., 2015)。

草滩沟群南北分别与秦岭群和宽坪群呈断层接触, 为一套火山-沉积岩系, 主要岩性为火山碎屑岩、火山熔岩和沉积岩。草滩沟群沉积岩系灰岩夹层中含有丰富的早古生代珊瑚和腕足类等古生物化石(崔智林等, 1995; 冯益民等, 2003)。按岩石组合特征不同, 草滩沟群自下向上可划分为红花铺组、张家庄组和龙王沟组(孙民生, 1998; Yan et al., 2016)。红花铺组出露于凤县红花铺杨家岭地区, 主要由碎屑岩夹砂质灰岩和少量玄武岩、中酸性火山岩等组成。张家庄组和龙王沟组出露于老厂地区, 两者为整合接触(图 2), 张家庄组下部以中基性熔岩(玄武岩)为主, 上部为中酸性熔岩(流纹岩)和火山碎屑岩, 夹少量板岩。龙王沟组主要出露于凤县草凉驿龙王沟一带, 岩性以深灰色含凝灰质粉砂岩和灰色凝灰质细砂岩为主, 夹安山质火山岩(闫全人等, 2007)。

前人认为老厂地区的铅锌矿床为早古生代形成的火山块状硫化物型矿床, 与赋矿的草滩沟群火山岩的年龄一致(徐鸣, 2009; 李引芳等, 2010; Yan et

al., 2016)。本次野外观察发现矿体产状与草滩沟群火山岩大体一致, 铅锌矿体上部矿石具条带状和块状构造, 下部矿石则以浸染状和角砾状构造为主。矿石矿物主要为黄铁矿、闪锌矿、方铅矿和黄铜矿等, 脉石矿物主要为绢云母、石英、钠长石、绿泥石和绿帘石等。围岩蚀变主要为硅化、黄铁矿化和绢云母化。

老厂矿区的草滩沟群流纹岩呈浅灰-浅白色, 具斑状结构, 流纹构造。斑晶为钠长石和石英, 大小 0.5~1.5 mm。钠长石斑晶多为半自形-自形板状, 具卡氏双晶。石英斑晶多已熔蚀。基质由隐晶质长英质矿物集合体构成, 具霏细结构(图 3)。

## 2 分析方法

本文选取较为新鲜的流纹岩进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、全岩地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素分析。所有实验均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。

### 2.1 锆石 U-Pb 定年

用于锆石 U-Pb 年代学测试的样品首先经破碎、浮选和电磁选等方法后, 通过淘洗挑选出单颗粒锆石。将锆石颗粒用环氧树脂固定于样品靶上。样品靶表面研磨抛光, 直至出露锆石晶体近中心截面。锆石阴极发光图像分析在 JEOL JXA-8100 型电子探针仪(配备 Gatan MonoCL3)上完成; 锆石 U-Pb 分析

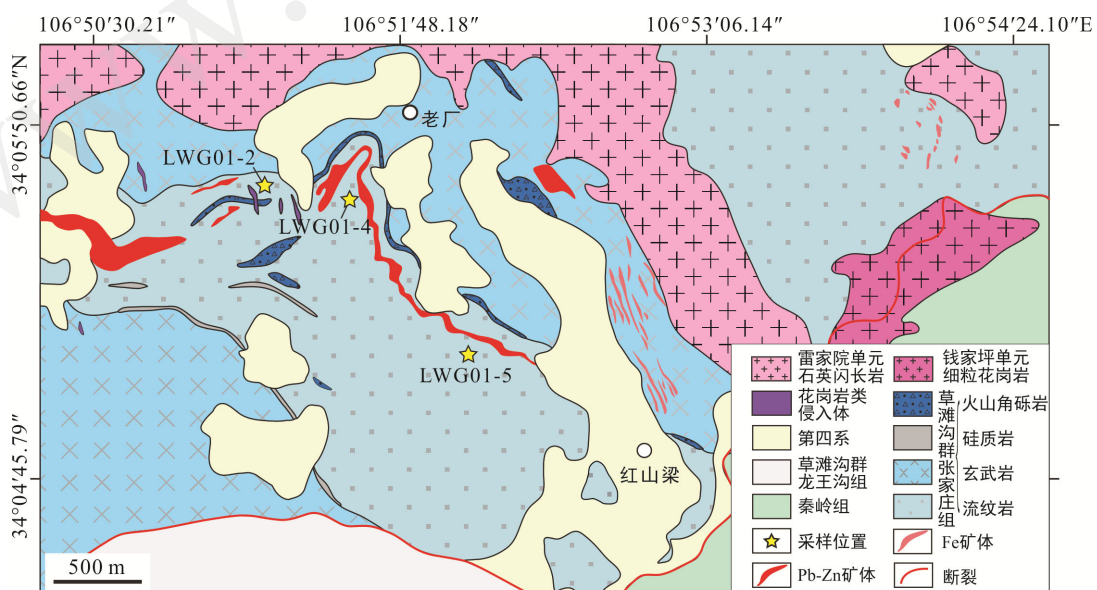
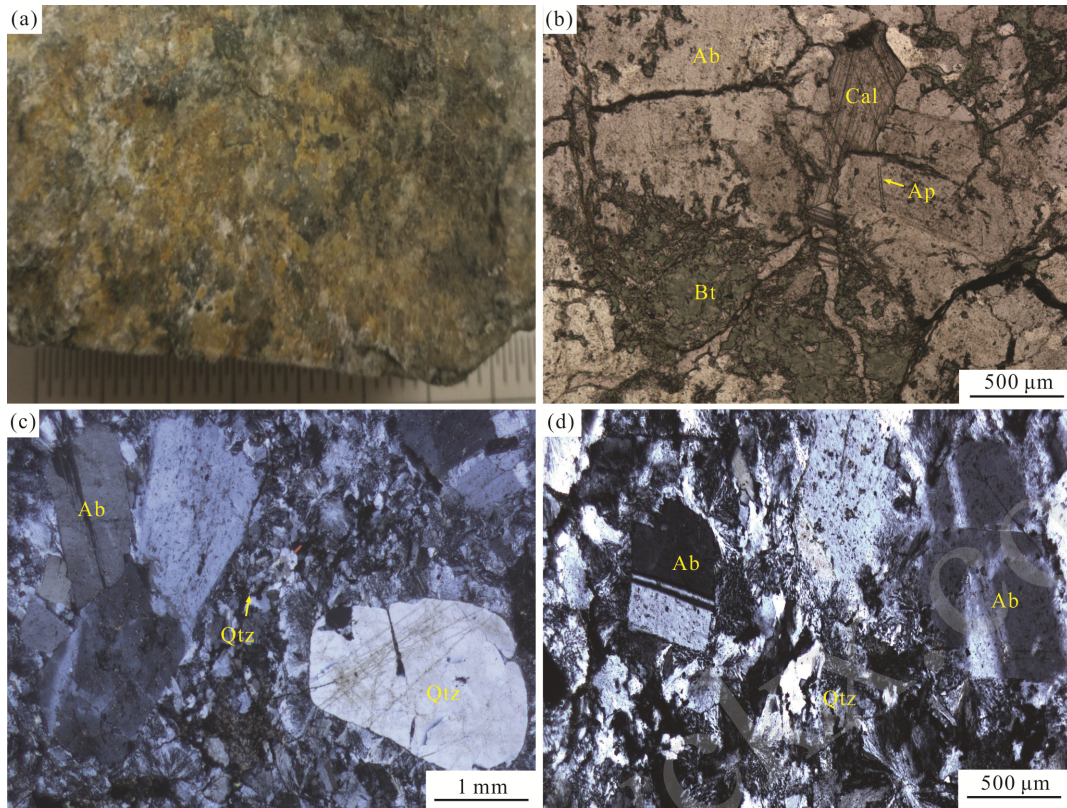


图 2 老厂地区草滩沟群地质简图(据王洪亮等, 2007; Yan et al., 2016)

Fig.2 Geological map showing the distribution of the Caotangou Group in the Laochang area



矿物代号: Ab. 钠长石; Ap. 磷灰石; Bt. 黑云母; Cal. 方解石; Qtz. 石英。

图 3 老厂地区草滩沟群流纹岩手标本及显微照片

Fig.3 Photographs and microphotographs of the Caotangou Group rhyolite in the Laochang area

采用配备 RESOLUTION M-50 型激光剥蚀系统的 Agilent 7500a 型 ICS-MS 联机设备(LA-MC-ICP-MS)上开展。分析所用的激光斑束直径为 35  $\mu\text{m}$ , 频率为 10 Hz, 能量密度约为 2.5  $\text{J}/\text{cm}^2$ 。LA-MC-ICP-MS 激光剥蚀采用单点剥蚀的方式, 并以氦气作为载气。锆石 U-Pb 同位素定年中以锆石标样 TEMORA 作外标进行同位素分馏校正(Liu et al., 2008), 以采集的  $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}$ 、 $^{232}\text{Th}$  和  $^{238}\text{U}$  计数来测定年龄。实验原理和详细的测试方法见涂湘林等(2011)。ICP-MS 的分析数据通过即时分析软件 GLITTER (Van Achterbergh et al., 2001)计算获得同位素比值、年龄和误差。获得的锆石 U-Th-Pb 数据用 Isoplot 程序(V.3.23)完成年龄计算和谐和图的绘制, 并用累积概率统计图剔除继承性锆石和遭受放射性 Pb 丢失的锆石(Ludwig, 2003; 梁华英等, 2010)。

## 2.2 主量和微量元素

全岩主量元素采用 X-射线荧光光谱法(XRF)进行测试, 测试精度为 1%~2%。微量元素采用 ICP-MS (Bruker M90)测试, 分析方法参考 Li et al. (2004), 测试精度优于 5%~10%。

## 2.3 Sr-Nd 同位素测试

称取 0.11~0.12 g 粉末样品于低压密闭溶样罐中, 加入稀释剂, 用混合酸( $\text{HF}+\text{HNO}_3+\text{HClO}_4$ )溶解 7 天。待样品完全溶解后蒸干, 加入 6 mol/L 的 HCl 溶解后再次蒸干。用 0.15 mol/L 的 HC 溶液溶解, 离心分离, 清液载入阳离子交换柱用于分离 Sr 和 Nd。Sr-Nd 同位素测试工作在 Thermo Fisher Neptune Plus 型多接收器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)上完成。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值分别使用  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  和  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  进行校正。标样 NBS987 和 Shin Etsu JNdi-1 被用于  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  的测试工作中。7 个标样 BHVO-2 和 JG-2 分别获得的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值为  $0.703472 \pm 0.000023$  ( $2\sigma, n=7$ )和  $0.512216 \pm 0.000013$  ( $2\sigma, n=7$ )。

## 2.4 Hf 同位素测试

将约 100 mg 样品粉末和 200 mg 的  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  混合均匀后用 Rigaku 高频全自动熔样机在 1200  $^\circ\text{C}$  条件下熔融并快速冷却成玻璃片。然后用 2 mol/L 的 HCl 将样品玻璃片溶解, 采用 HCl-单柱 Ln-Spec 提取色谱方法将 Hf 和基体元素及干扰元素分离。分离

后的 Hf 同位素测试在高分辨率多接收等离子体质谱仪上进行。 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  使用  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.7325$  来进行校正, 标样 JMC-475 被用于外部校正。7 个标准样品 BHVO-2 获得的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.283095\pm 0.000004$  ( $2\sigma, n=7$ )。

### 3 分析结果

#### 3.1 锆石 U-Pb 年龄

流纹岩中锆石粒径长约 100~150  $\mu\text{m}$ , 具有良好的柱状晶型, 发育典型的振荡环带(图 4b), 具高的 Th/U 值(0.52~1.02), 说明其为岩浆锆石(吴元保和郑永飞, 2004)。本次研究共分析了 25 个点的 U-Th-Pb

同位素组成(表 1), 剔除其中 7 个不谐和数据, 剩余 18 个数据点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $435\pm 2.9$  Ma ( $\text{MSWD}=0.12, n=18$ )(图 4a)。

#### 3.2 全岩主微量元素组成

草滩沟群流纹岩的主微量元素组成见表 2。样品具有高的  $\text{SiO}_2$  含量(73.93%~75.25%)和  $\text{Na}_2\text{O}$  含量(5.90%~6.32%), 极低的  $\text{K}_2\text{O}$  含量(0.19%~0.37%) 和  $\text{TiO}_2$  含量(0.27%~0.29%), 在  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解上位于低钾拉斑系列区域(图 5a)。此外, 岩石具有较低的  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  含量(2.09%~2.33%)、 $\text{MgO}$  含量(0.51%~0.84%) 和  $\text{Mg}^\#$  值(32.5~44.6)。其 A/CNK 值(0.90~0.97)范围均小于 1, A/NK 值为 1.16~1.19, 属于准铝质系列(图 5b)。

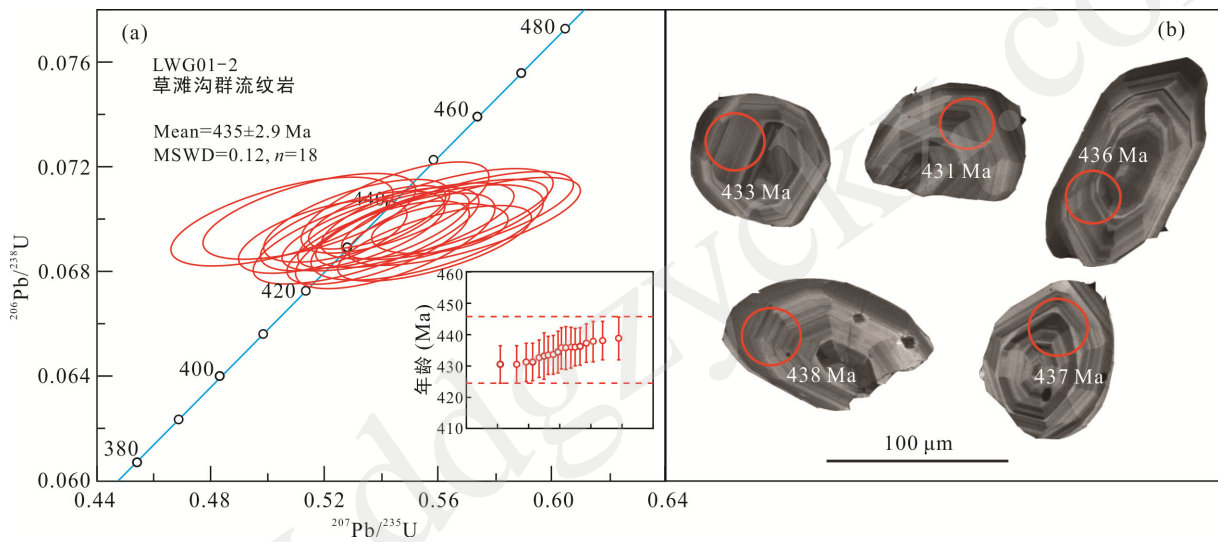


图 4 老厂地区草滩沟群流纹岩的锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)和阴极发光图像(b)

Fig.4 U-Pb concordia diagram (a) and cathodoluminescence images (b) of zircon grains from the Caotangou Group rhyolite in the Laochang area

表 1 草滩沟群流纹岩锆石 U-Pb 同位素测试结果

Table 1 U-Pb dating results of zircon grains from the Caotangou Group rhyolite

样品点号	U( $\mu\text{g/g}$ )	Th/U	同位素比值				年龄(Ma)				谐和度
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	
LWG01-2-1	132	0.67	0.5445	0.0233	0.0692	0.0012	441	15	431	7.4	97%
LWG01-2-2	121	0.81	0.5444	0.0257	0.0691	0.0010	441	17	431	5.9	97%
LWG01-2-3	123	0.85	0.5717	0.0235	0.0703	0.0010	459	15	438	6.2	95%
LWG01-2-4	128	0.88	0.5673	0.0281	0.0700	0.0011	456	18	436	6.7	95%
LWG01-2-5	120	0.76	0.5327	0.0249	0.0696	0.0011	434	17	433	6.5	99%
LWG01-2-6	112	0.75	0.5325	0.0251	0.0692	0.0010	433	17	431	6.1	99%
LWG01-2-7	116	0.8	0.5141	0.0246	0.0702	0.0011	421	17	437	6.4	96%
LWG01-2-8	91.8	0.52	0.4996	0.0286	0.0666	0.0011	411	19	416	6.4	98%
LWG01-2-9	136	0.88	0.5305	0.0214	0.0700	0.0010	432	14	436	5.9	99%
LWG01-2-10	104	0.74	0.5417	0.0297	0.0697	0.0011	440	20	435	6.7	98%
LWG01-2-11	208	1.02	0.5583	0.0223	0.0691	0.0010	450	15	431	5.7	95%
LWG01-2-12	137	0.73	0.6291	0.0335	0.0669	0.0009	496	21	418	5.5	82%

续表 1:

样品点号	U( $\mu\text{g/g}$ )	Th/U	同位素比值				年龄(Ma)				谐和度
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	
LWG01-2-13	160	0.93	0.5444	0.0218	0.0705	0.0011	441	14	439	6.7	99%
LWG01-2-14	107	0.7	0.5535	0.0293	0.0699	0.0011	447	19	436	6.4	97%
LWG01-2-15	122	0.8	0.6343	0.0419	0.0718	0.0017	499	26	447	10.4	89%
LWG01-2-16	143	0.92	0.5580	0.0277	0.0703	0.0011	450	18	438	6.4	97%
LWG01-2-17	118	0.54	0.5582	0.0255	0.0695	0.0012	450	17	433	7.2	96%
LWG01-2-18	113	0.79	0.5624	0.0314	0.0700	0.0011	453	20	436	6.4	96%
LWG01-2-19	141	0.62	0.5196	0.0195	0.0694	0.0009	425	13	433	5.7	98%
LWG01-2-20	109	0.73	0.8133	0.0964	0.0741	0.0022	604	54	461	13.1	73%
LWG01-2-21	121	0.73	0.5045	0.0257	0.0700	0.0011	415	17	436	6.7	95%
LWG01-2-22	121	0.84	0.7196	0.0451	0.0702	0.0011	550	27	437	6.5	77%
LWG01-2-23	127	0.61	0.5552	0.0267	0.0724	0.0012	448	17	450	7.5	99%
LWG01-2-24	130	0.59	0.5390	0.0231	0.0696	0.0010	438	15	434	6.1	99%
LWG01-2-25	164	0.91	0.4956	0.0224	0.0717	0.0010	409	15	446	6.2	91%

表 2 草滩沟群流纹岩主量(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )组成  
Table 2 Major (%) and trace element ( $\mu\text{g/g}$ ) concentrations of the Caotangou Group rhyolite

样号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La
LWG01-2	74.81	0.29	12.68	2.12	0.05	0.51	1.2	6.32	0.19	0.05	1.54	99.76	4.5	109	6.16	1.1	3.2	0.4	15.8
LWG01-4	75.25	0.27	12.32	2.09	0.06	0.84	1.24	5.92	0.27	0.05	1.68	99.99	6.1	106.5	7.43	1.21	3.5	0.4	15.8
LWG01-5	73.93	0.28	12.44	2.33	0.08	0.61	1.9	5.9	0.37	0.05	2.04	99.93	8	155	7.15	1.07	3.5	0.4	16.8

样号	Ce	Pr	Sr	Nd	Sm	Zr	Hf	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	V
LWG01-2	31.9	3.67	118.5	15.1	3.11	147	3.9	0.84	3.38	0.59	3.63	26.3	0.88	2.53	0.42	2.72	0.48	23
LWG01-4	31.8	3.59	111	13.7	2.86	150	4	0.58	3.26	0.58	3.5	26.2	0.84	2.43	0.4	2.57	0.45	20
LWG01-5	33.3	3.69	157	14.6	3	115	3.3	0.77	3.32	0.58	3.44	24.5	0.81	2.36	0.37	2.48	0.42	18

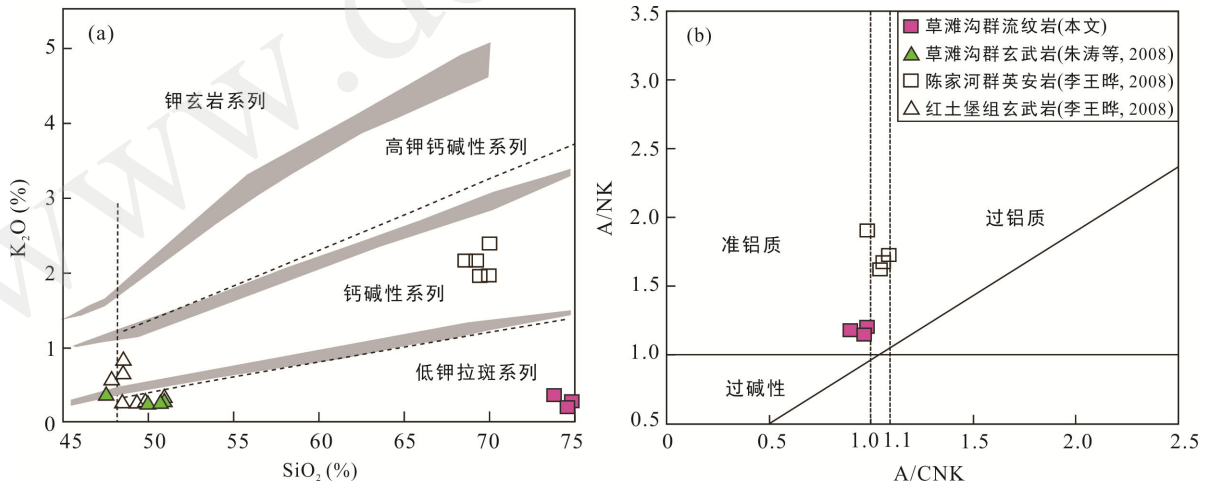


图 5 老厂地区草滩沟群火山岩的 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>(a)和 A/NK-A/CNK(b)图解

Fig.5 K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (a) and A/NK vs. A/CNK (b) diagrams of the Caotangou Group volcanic rocks in the Laochang area

在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图上, 样品具有轻稀土元素富集、重稀土元素亏损的右倾型特征(图 6c)((La/Yb)<sub>N</sub>=4.17~4.86, (La/Sm)<sub>N</sub>=3.28~3.62, (Gd/Yb)<sub>N</sub>=1.03~1.11)和中等程度的 Eu 负异常(Eu/Eu\*=0.58~0.79)。草滩沟群流纹岩的微量元素明

显富集大离子亲石元素(如 K、Ba、Sr 和 U)和亏损高场强元素(如 Nb、Ta、Ti)(图 6d)。

3.3 Sr-Nd-Hf 同位素

本文以 435 Ma 为成岩年龄计算出的草滩沟群流纹岩 Sr-Nd-Hf 同位素组成见表 3。流纹岩具有相

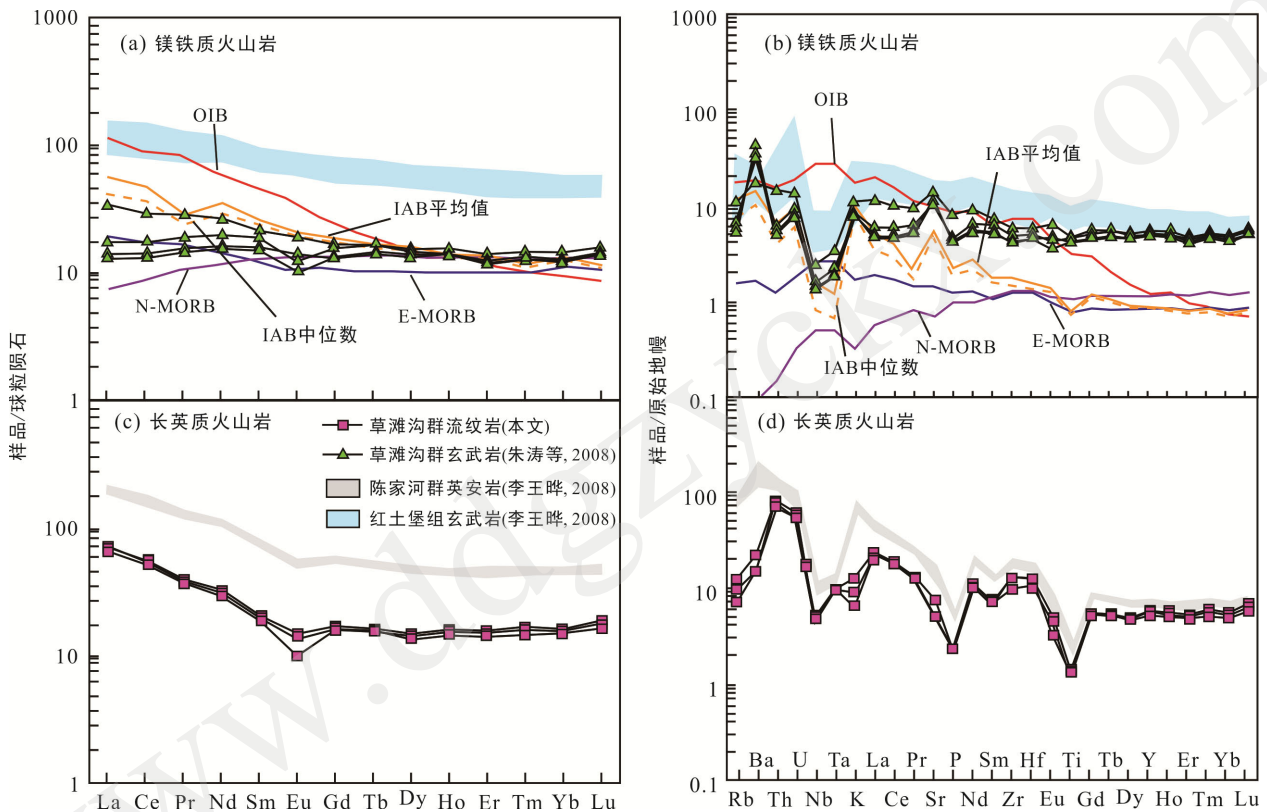
似的 Sr 和 Nd 同位素组成, 其  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  为 0.1094~0.1590,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  为 0.707032~0.707152,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  为 0.70612~0.70647,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为 1.03~1.61, 二阶段 Nd 模式年龄为 1041~1089 Ma (图 7a)。

流纹岩全岩  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  值为 0.282856~0.282870,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为 7.63~7.96, 二阶段 Hf 模式年龄为 911~932 Ma。流纹岩显示明显解耦的 Nd-Hf 同位素组成, 具有正的  $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值 ( $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}(t)=3.92\sim 5.04$ ,  $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}(t)=\epsilon_{\text{Hf}}(t)-1.55\epsilon_{\text{Nd}}(t)-1.21$ , Vervoort et al., 2011)(图 7b)。

## 4 讨 论

### 4.1 草滩沟群火山岩成因

草滩沟群火山岩主要由基性火山岩(如玄武岩)和酸性火山岩组成(如流纹岩), 少见中性火山岩(如安山岩)。尽管基性火山岩被广泛认为来源于地幔部分熔融(朱涛等, 2008; 胥晓春等, 2014), 但与之共生的酸性火山岩成因却有不同的观点, 主要有:



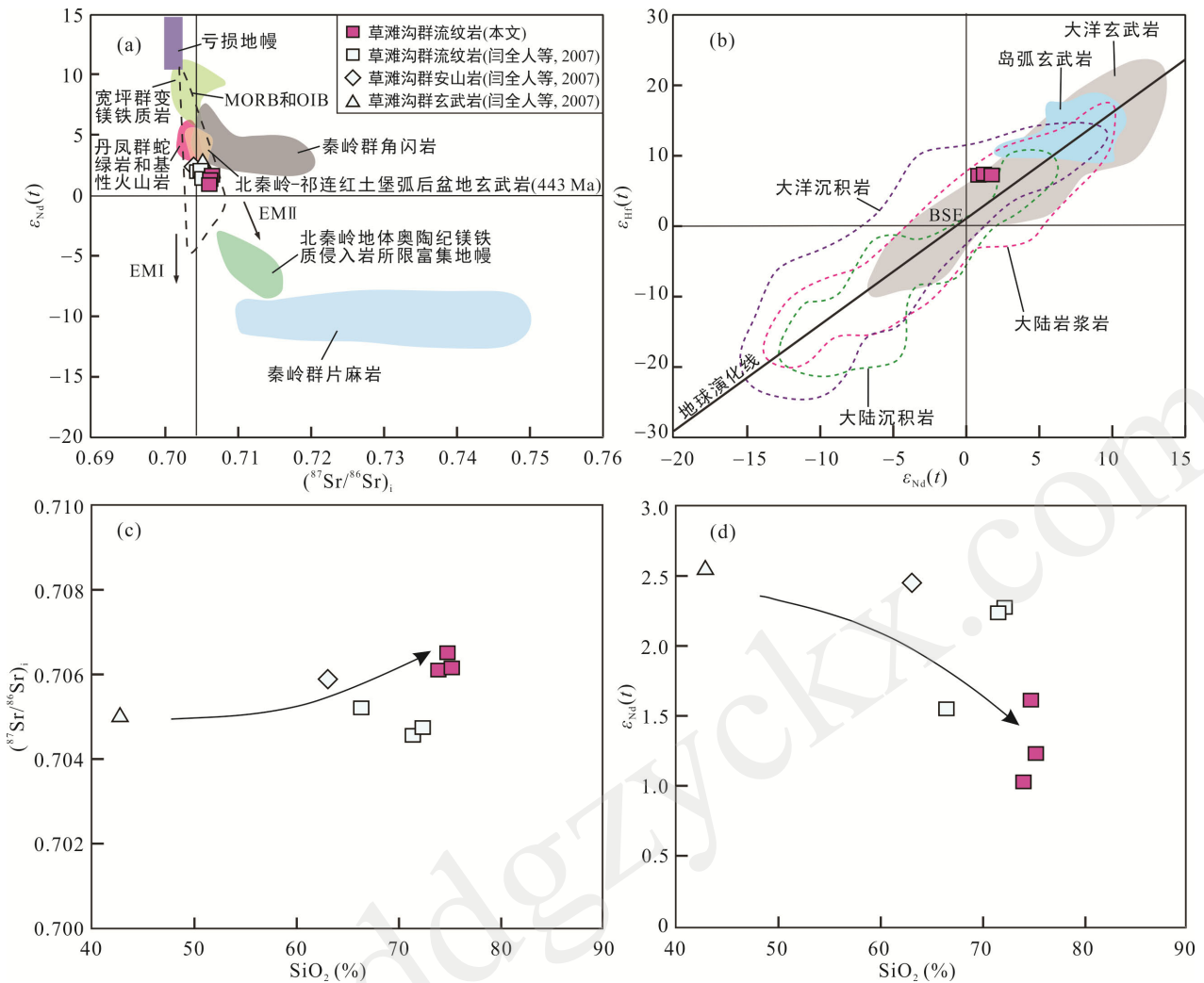
E-MORB. 富集地幔洋中脊玄武岩; N-MORB. 正常洋中脊玄武岩; OIB. 洋岛玄武岩; IAB. 岛弧玄武岩。标准化值据 Sun and McDonough, 1989; 其他地球化学数据引自李王晔(2008)、朱涛等(2008)和 Lee et al. (2010)。OIB、E-MORB、N-MORB 数据引自 Sun and McDonough (1989), IAB 数据引自 Ewart et al. (1998)和 Niu and O'Hara (2003)。

图 6 老厂地区草滩沟群和清水-红土堡地区镁铁质和长英质火山岩的球粒陨石标准化稀土元素配分模式曲线(a、c)与原始地幔标准化微量元素蛛网图(b、d)

Fig.6 Chondrite normalized REE patterns (a, c) and primitive mantle normalized trace element spider diagrams (b, d) of the Caotangou Group volcanic rocks in the Laochang area and volcanic rocks in the Qingshui-Hongtubu area

表 3 草滩沟群流纹岩 Sr-Nd-Hf 同位素组成  
Table 3 Whole-rock Sr-Nd-Hf isotopic compositions of the Caotangou Group rhyolite

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM2}}$ (Ma)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM2}}$ (Ma)	$\Delta\epsilon_{\text{Hf}}(t)$
LWG01-2	0.1094	0.707148	0.000011	0.70647	0.1245	0.512515	0.000006	1.61	1041	0.0174	0.282859	0.000004	7.63	932	3.92
LWG01-4	0.1590	0.707152	0.000010	0.70617	0.1262	0.512500	0.000009	1.23	1072	0.0159	0.282856	0.000003	7.96	911	4.84
LWG01-5	0.1474	0.707032	0.000010	0.70612	0.1242	0.512484	0.000009	1.03	1089	0.0180	0.282870	0.000005	7.85	918	5.04



(a) 老厂地区草滩沟群火山岩 Nd-Sr 同位素变化图解(北秦岭地体其他数据引自李王晔, 2008; 闫全人等, 2008; 李源等, 2012; 刘丙祥, 2014); (b) 老厂地区草滩沟群流纹岩全岩  $\epsilon_{Hf}(t)-\epsilon_{Nd}(t)$  协变图(地球演化线及各组成范围参照 Vervoort et al., 2011); (c) 老厂地区草滩沟群火山岩  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\text{SiO}_2$  变化图解; (d) 老厂地区草滩沟群火山岩  $\epsilon_{Nd}(t)$ - $\text{SiO}_2$  变化图解。

图 7 老厂地区草滩沟群火山岩 Sr-Nd-Hf 同位素组成(a, b)和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\text{SiO}_2$ 、 $\epsilon_{Nd}(t)$ - $\text{SiO}_2$  协变图(c, d)

Fig.7 The Sr-Nd-Hf isotopic compositions (a, b) and  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  vs.  $\text{SiO}_2$ ,  $\epsilon_{Nd}(t)$  vs.  $\text{SiO}_2$  (c, d) diagrams for the Caotangou group volcanic rocks in the Laochang area

①基性火山岩与酸性火山岩是不同母系岩浆的产物, 酸性岩为地幔熔融形成的玄武质岩浆底侵导致下地壳部分熔融形成的。这种成因模式形成的基性火山岩和酸性火山岩具有不同的地球化学组成和同位素特征; ②酸性火山岩为幔源玄武质岩浆分离结晶的产物, 这种成因模式形成的基性火山岩和酸性火山岩具有一致的地球化学组成和同位素特征(Grove and Donnelly-Nolan, 1986; Davies and Macdonald, 1987; Geist et al., 1995; 王焰等, 2000; 徐夕生和邱检生, 2010)。

北秦岭地体主要由秦岭群、宽坪群、“二郎坪群”和丹凤群组成。这些基底岩石可能为流纹岩的岩浆源区。老厂地区草滩沟群流纹岩具有较低的 Sr 和较高

的 Nd 同位素组成( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.70612\sim 0.70647$ ,  $\epsilon_{Nd}(t)=1.03\sim 1.61$ ), 不同于宽坪群变镁铁质岩( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.69579\sim 0.70774$ ,  $\epsilon_{Nd}(t)=5.7\sim 11.2$ , 闫全人等, 2008)和丹凤群基性火山岩( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.70339\sim 0.70395$ ,  $\epsilon_{Nd}(t)=3.4\sim 5.3$ , 李源, 2011), 因此宽坪群和丹凤群中基性幔源物质部分熔融与草滩沟群流纹岩并无源区联系。流纹岩的 Sr-Nd 同位素位组成在  $\epsilon_{Nd}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图解中位于 MORB 和 OIB 范围内, 靠近 EM I 和 EM II, 不同于北秦岭地体结晶基底秦岭群(李王晔, 2008; 李源等, 2012; Zhao et al., 2017; Li et al., 2018; Yang et al., 2018)(图 7a)。因此, 草滩沟群流纹岩不是北秦岭地体结晶基底的部分熔融而形成。另外其 Sr-Nd 同位素组成也不同于北秦岭地体



奥陶纪镁铁质侵入体所代表的典型富集地幔, 因此也不可能通过这种镁铁质侵入体的分离结晶而形成。老厂地区草滩沟群玄武岩、安山岩和流纹岩的 Sr-Nd 同位素投点在弧后盆地环境形成的红土堡组玄武岩附近, 且有向北秦岭地体结晶基底(秦岭群片麻岩)演化的趋势, 说明草滩沟群镁铁质岩和长英质岩很可能来源于与红土堡组玄武岩类似的富集地幔 (Zhang et al., 2006; 李王晔, 2008) 类似的源区(图 7)。

另一个需要探讨的问题是富集地幔特征, 是否经历了先前的熔体/流体的交代? 前人研究显示, 大洋俯冲过程中被含水流体交代的地幔楔具有解耦的 Hf-Nd 同位素组成和正的  $\Delta\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值 (Vervoot et al., 2011; Gaffney et al., 2013; Guo et al., 2014; 王雪等, 2015); 被熔体交代的富集地幔的 Hf-Nd 同位素解耦受俯冲的沉积物/板片的同位素组成控制, 主要分为三种情况: ①被贫锆石深海远洋沉积物起源的熔体交代的地幔具有正的  $\Delta\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值; ②被富锆石大陆碎屑沉积物起源的熔体交代的地幔具有负的  $\Delta\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值; ③被玄武质板片起源的熔体交代的地幔具有负的  $\Delta\varepsilon_{\text{Hf}}$  值 (Lapen et al., 2005; Vervoot et al., 2011; Zheng, 2012; Su et al., 2015)。在全岩  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  协变图中, 老厂地区草滩沟群流纹岩位于地球演化线上方 (图 7b), 其 Nd-Hf 同位素系统显示正解耦的特征 ( $\Delta\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=3.92\sim 5.04$ )。因此草滩沟群火山岩的地幔源区可能受到流体或者贫锆石深海远洋沉积物熔体的交代。研究显示流体能够搬运可溶于水的元素但不易搬运不溶于水的元素, 而熔体能搬运所有的元素 (Zheng, 2012; Wang et al., 2014), 因此微量元素的比值图解可以用来判别地幔源区的交代介质。老厂地

区草滩沟群和红土堡组镁铁质火山岩的 Th/Zr 和 Rb/Y 值变化大、Nb/Zr 和 Nb/Y 值变化小(图 8), 说明岩石的富集地幔源区主要经历了大洋板块俯冲过程脱水形成的流体的交代作用 (Kepezhinskis et al., 1997)。

前文所述, 酸性火山岩如果与共生基性火山岩的地球化学组成和同位素特征相似, 可能由该幔源玄武质岩浆经历分离结晶作用形成。火山岩的地球化学特征可分析其在演化过程中是否经历分离结晶作用或同化混染作用。草滩沟群镁铁质火山岩无明显 Eu 异常 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.74\sim 1.01$ ) (图 6a), 而长英质岩具较弱中等程度的 Eu 负异常 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.58\sim 0.79$ ), 说明岩浆演化过程中发生过斜长石的分离结晶作用 (图 6c)。此外, 流纹岩样品中 P 和 Ti 等元素的强烈亏损暗示了磷灰石和 Fe-Ti 氧化物的分离结晶 (徐勇航等, 2009)。草滩沟群火山岩的哈克图解显示 MgO、TiO<sub>2</sub>、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、CaO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>、Sr 和 V 含量随着 SiO<sub>2</sub> 含量增加而减少 (图 9a~e、h、i), Ta 和 La 含量随着 SiO<sub>2</sub> 含量增加而增加 (图 9f、g), 反映从草滩沟群镁铁质到长英质岩浆的演化经历分离结晶作用 (Bacon and Drit, 1988; McDonald and Sun, 1995; 喻学惠等, 2011)。

Sr-Nd 同位素的组成可以反映岩浆演化过程中是否发生同化混染作用。草滩沟群火山岩的 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 与 SiO<sub>2</sub> 呈正相关, 而  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  与 SiO<sub>2</sub> 呈负相关 (图 7c、d), 指示岩浆在上升过程中受到地壳的混染。另外, La/Nb 和 La/Ta 的比值也可以作为判别岩浆是否受地壳混染的指标, 通常 La/Nb<1 和 La/Ta<22 时, 可作为没有岩浆受到地壳混染的标志

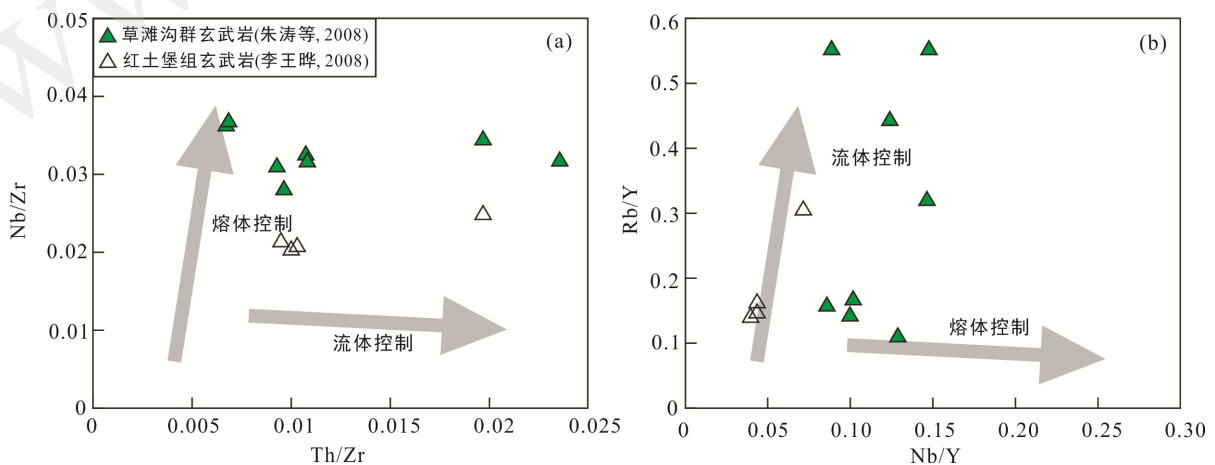


图 8 老厂地区草滩沟群和清水-红土堡地区镁铁质火山岩 Nb/Zr-Th/Zr (a) 和 Rb/Y-Nb/Y (b) 图解 (据 Wang et al., 2014)  
Fig.8 Plots of Nb/Zr vs. Th/Zr (a) and Rb/Y vs. Nb/Y (b) for the Caotangou Group basalts in the Laochang area and basalts in the Qingshui-Hongtubu area

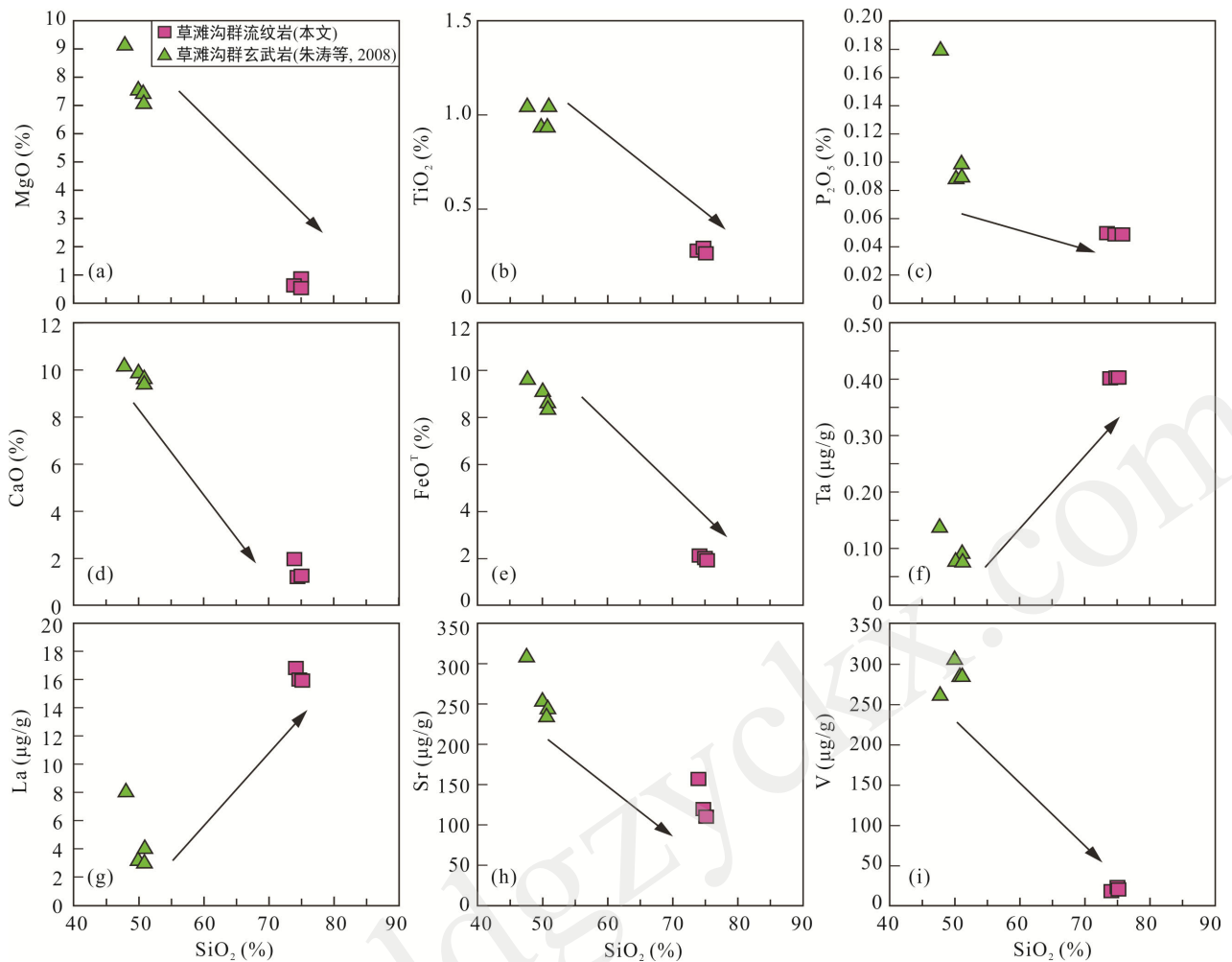


图 9 老厂地区草滩沟群和清水-红土堡地区火山岩主量和微量元素对  $\text{SiO}_2$  图解

Fig.9 Major and trace elements vs.  $\text{SiO}_2$  diagrams for the Caotangou Group volcanic rocks in the Laochang area and volcanic rocks in the Qingshui-Hongtubu area

(周金城等, 2005)。草滩沟群流纹岩的  $\text{La}/\text{Nb}$  和  $\text{La}/\text{Ta}$  值较高, 分别为 4.51~4.94(平均 4.75)和 26.8~29.0(平均 27.7), 表明岩浆演化受地壳混染影响。在  $\text{La}/\text{Sm}-\text{La}$  和  $\text{Yb}/\text{Tb}-\text{Yb}$  关系图解(图 10)中, 草滩沟群火山岩样品的分布趋势显示火山岩岩浆演化经历了镁铁质火山岩的分离结晶作用和地壳的混染作用。

综上所述, 草滩沟群火山岩均来自大洋板块俯冲过程中脱水作用形成的流体所交代的富集地幔, 在岩浆上升过程中, 镁铁质火山岩通过分离结晶和地壳混染形成长英质火山岩。

#### 4.2 构造背景

前人研究表明, 秦岭商丹洋从寒武纪开始已经向北俯冲(张本仁等, 1996; 张国伟等, 2004; 王洪亮等, 2007; Xiang et al., 2012; Zi et al., 2012; Wang et al., 2013; Wu and Zheng, 2013)。北秦岭地体东段二郎坪群弧后盆地火山岩被认为是这一时期商丹洋向

北俯冲消减形成的(472~467 Ma, 张国伟等, 2001; Dong et al., 2011, 2016; 杨士杰等, 2015)。北秦岭地体西段老厂地区草滩沟群火山岩和清水-红土堡地区火山岩也被认为是商丹洋向北俯冲的产物, 其中清水-红土堡地区陈家河长英质火山岩形成于岛弧环境( $447.0 \pm 8.5$  Ma), 红土堡镁铁质火山岩形成于弧后盆地拉张环境( $443.4 \pm 1.8$  Ma)(何世平等, 2007a; 李王晔, 2008; Xiong et al., 2016), 但草滩沟群火山岩的构造背景究竟为弧后盆地环境(孙民生等, 1998; 王德耀, 2002; Yan et al., 2016), 还是岛弧环境(宋志高等, 1991; 闫全人等, 2007; 王洪亮等, 2007; 朱涛等, 2008; 胥晓春等, 2014)一直存在争议。草滩沟群镁铁质和长英质火山岩的锆石 U-Pb 年龄分别是  $456.4 \pm 1.8$  Ma(王洪亮等, 2007)和  $435.0 \pm 2.9$  Ma(本文数据), 而清水-红土堡地区镁铁质和长英质火山岩的锆石 U-Pb 年龄大致集中在 443~448 Ma 之间

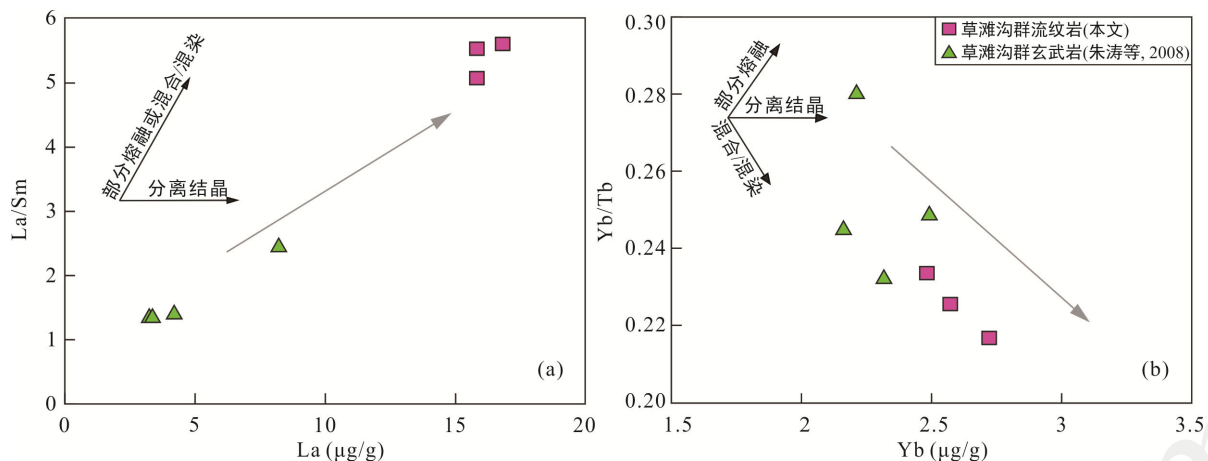


图 10 老厂地区草滩沟群火山岩 La/Sm-La (a) 和 Yb/Tb-Yb (b) 图解

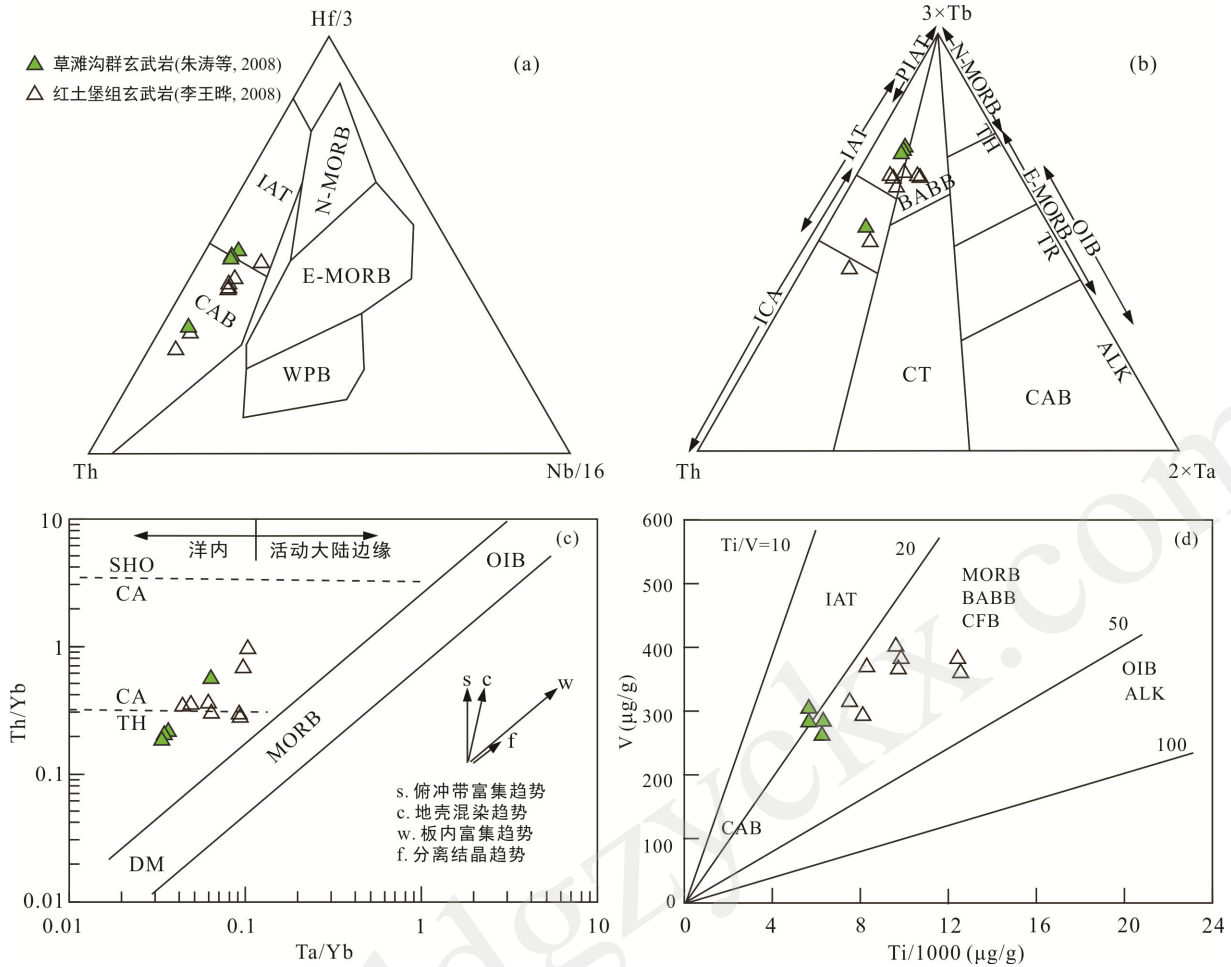
Fig.10 Plots of La/Sm vs. La (a) and Yb/Tb vs. Yb (b) for the Caotangou Group volcanic rocks in the Laochang area

(李王晔等, 2007; 李王晔, 2008), 草滩沟群镁铁质火山岩的形成年龄明显早于清水-红土堡地区火山岩, 而且在空间位置上草滩沟群比清水-红土堡更加靠近俯冲带(图 1a), 更可能形成于岛弧环境。岩石组合和地球化学特征也可以判别构造环境。老厂地区草滩沟群火山岩主要出露岛弧拉斑玄武岩和流纹岩, 少量安山岩, 这与洋内弧相对更加发育基性火山岩并且直到演化后期才出现中酸性火山岩的特征一致。

研究显示, 洋壳在俯冲过程中会发生脱水, 产生的流体交代上覆地幔楔, 由于高场强元素(HFSE)主要赋存于残余的金红石、榍石和钛铁矿等矿物中, 导致形成的岩浆富集 LILE 和 LREE, 亏损 HFSE (Brenan et al., 1994; Elliot et al., 1997; Plank et al., 1998; 朱赖民等, 2013)。老厂地区草滩沟群流纹岩明显富集 LILE(如 K、Ba、Sr 和 U)和亏损 HFSE(如 Nb、Ta 和 Ti), 显示俯冲带岩浆岩的特征(图 6)。目前普遍认为弧后盆地是陡倾俯冲下海沟向大洋方向迁移导致弧后扩张而形成的, 在其演化早期阶段(不成熟弧后盆地), 板块俯冲流体贡献明显, 弧后盆地玄武岩的性质更接近岛弧玄武岩; 而在弧后盆地演化晚期(成熟弧后盆地), 板块俯冲流体贡献减弱, 其性质更接近洋中脊玄武岩(Pearce and Cann, 1973; Pearce, 1982; Tamura et al., 2014; 杨婧等, 2016)。老厂地区草滩沟群玄武岩在 Hf/3-Th-Nb/16 和 Th/Yb-Ta/Yb 构造判别图中主要落在岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩区间(图 11a,c), 而流纹岩在 Rb-(Yb+Ta) 和 Ta-Yb 图解中全部落在火山弧环境区域(图 12), 两者一致。另外, 根据 Condie (1999)统计, La/Nb 可作为划分不同构造环境玄武岩的界限, 通常洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩和大洋玄武岩的 La/Nb<1.4, 岛

弧玄武岩的 La/Nb>1.4。老厂地区草滩沟群玄武岩的 La/Nb 为 3.14~4.84(平均 3.78), 大于 1.4, 属于岛弧玄武岩。而其 Yb 为 2.16~2.49(平均 2.30), Ta 为 0.08~0.14 (平均 0.10), Ta/Yb 为 0.03~0.06(平均 0.04), 与板块俯冲作用有关的岛弧火山岩的元素比值基本一致 (Yb<5, Ta<1, Ta/Yb<0.5; Condie, 1989)。因此, 可以排除草滩沟群火山岩形成于成熟弧后盆地环境, 但由于岛弧和不成熟弧后盆地性质相似, 为了区别两者, 需要使用如 Th、Ta、Ti 和 V 等在岛弧与不成熟弧后盆地中含量或比值变化更加灵敏的微量元素来讨论(Shervais, 1982; Cabanis and Thiéblemont, 1988)。在 3×Tb-Th-3×Ta 和 V-Ti/1000 图解中, 草滩沟群玄武岩大多数处于岛弧玄武岩的范围内(图 11b,d), 与红土堡组弧后盆地玄武岩具有明显的差异。因此, 我们认为老厂地区草滩沟群火山岩形成于大洋俯冲的岛弧环境。

目前研究认为红土堡组镁铁质火山岩的 Sr-Nd 同位素和地球化学特征显示其形成于板片后撤导致的拉张弧后盆地环境, 为弧后盆地之下富集地幔部分熔融的产物(Zhang et al., 2006; 李王晔等, 2007; 何世平等, 2007b; 李源等, 2012)。前人认为弧后盆地环境下形成的火山岩主要受板块汇聚带内玄武质板片后撤(下沉)引发的软流圈对流循环的控制(Toksöz and Bird, 1977)。因此, 这种软流圈的对流循环很可能影响到了整个俯冲带上的富集地幔楔(包括弧后盆地和岛弧之下的富集地幔), 即软流圈对流循环加热了岛弧下面的富集地幔楔并发生熔融, 进而形成草滩沟群镁铁质岩石。这些镁铁质岩石在地壳岩浆房内再通过分离结晶和地壳混染进一步形成长英质岩石, 如草滩沟群流纹岩。



IAT. 岛弧拉斑玄武岩; WPB. 板内玄武岩; E-MORB. 富集地幔洋中脊玄武岩; N-MORB. 正常洋中脊玄武岩; 图 11(a)和(d)中: CAB. 钙碱性玄武岩; 图 11(b): CAB. 大陆碱性玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩; OIB. 洋岛玄武岩; IAB. 岛弧玄武岩; ICA. 岛弧钙碱性玄武岩; PIAT. 初始岛弧拉斑玄武岩; BABB. 弧后盆地玄武岩; CT. 大陆拉斑玄武岩; CFB. 大陆溢流玄武岩; DM. 亏损地幔; TH. 拉斑质; TR. 拉斑质到碱性的过渡质; ALK. 碱性; CA. 钙碱性; SHO. 钾玄质。  
 (a) Hf/3-Th-Nb/16 (据 Wood, 1980); (b) 3×Tb-Th-2×Ta (据 Cabanis and Thiéblemont, 1988); (c) Ta/Yb-Th/Yb (据 Pearce, 1983); (d) V-Ti/1000 (据 Shervais, 1982)。

图 11 老厂地区草滩沟群和清水-红土堡地区镁铁质火山岩构造环境判别图解

Fig.11 Tectonic discrimination diagrams for basalts in the Laochang and the Qingshui-Hongtubu areas

综上所述,草滩沟群和清水-红土堡地区火山岩为同一时期商丹洋向北俯冲的产物。奥陶纪,由于商丹洋板片的后撤(下沉)引发软流圈对流循环,导致富集地幔楔发生部分熔融,形成草滩沟群镁铁质-长英质火山岩和相关的 VMS 型铅锌矿床。另外,草滩沟群和清水-红土堡地区基性火山岩的地理位置也进一步表明:商丹洋的俯冲在北秦岭地体偏南位置形成岛弧,而在更北部的清水-红土堡地区形成弧后盆地,进一步说明北秦岭地体西段在奥陶纪-早志留世形成一个连续演化的岛弧-弧后盆地环境(图 13)。

4.3 流纹岩年龄对大陆初始碰撞的限制

北秦岭地体作为秦岭造山带的重要组成单元,

不仅可以反映早古生代秦岭造山带发生的洋壳俯冲和大陆碰撞过程,而且记录了华北板块和华南板块碰撞拼合的历史。通过对北秦岭地体岩浆作用的研究,前人对华北板块和华南板块的初始碰撞时限提出了许多推断,Wang et al. (2009)认为北秦岭地体存在两期岩浆作用,成岩年龄为 450~422 Ma 的岩体形成于碰撞背景,而形成于 415~400 Ma 的岩体则与碰撞作用的晚期阶段有关。Dong et al. (2011)认为商丹洋向北俯冲作用一直持续到 422 Ma,陆陆碰撞发生在 414~401 Ma。Liu et al. (2016)认为秦岭造山带在 470~450 Ma 经历了深部俯冲陆壳的板片后撤作用,从挤压状态向伸展状态转换的过程一直持续到 420 Ma

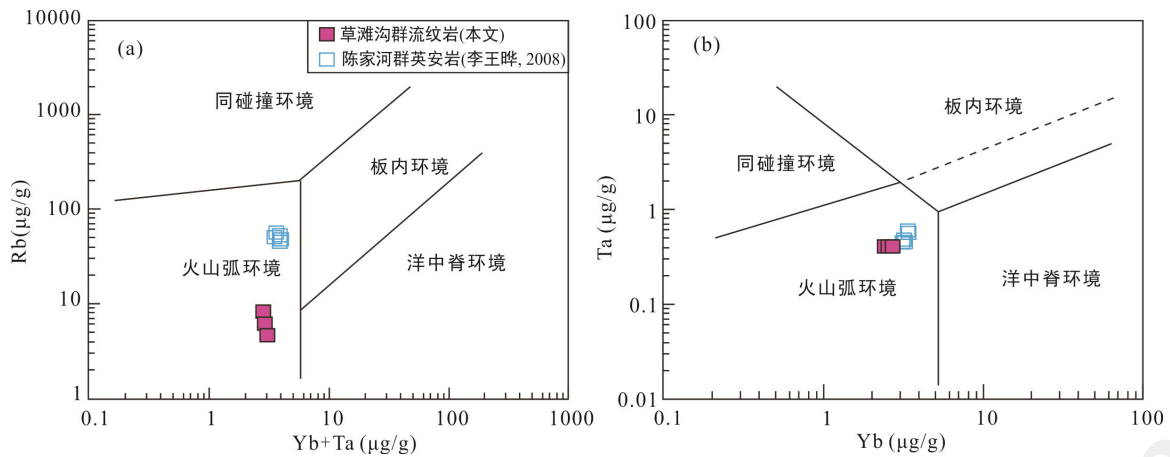


图 12 西秦岭草滩沟群和红土堡长英质火山岩 Rb-(Yb+Ta)(a, 据 Pearce, 1983)和 Yb-Ta(b, 据 Pearce, 1983)构造环境判别图  
 Fig.12 Rb vs. (Yb+Ta) (a) and Ta vs. Yb (b) tectonic discrimination diagrams for rhyolites from the Caotangou and Qingshui-Hongtubu areas of the West Qinling

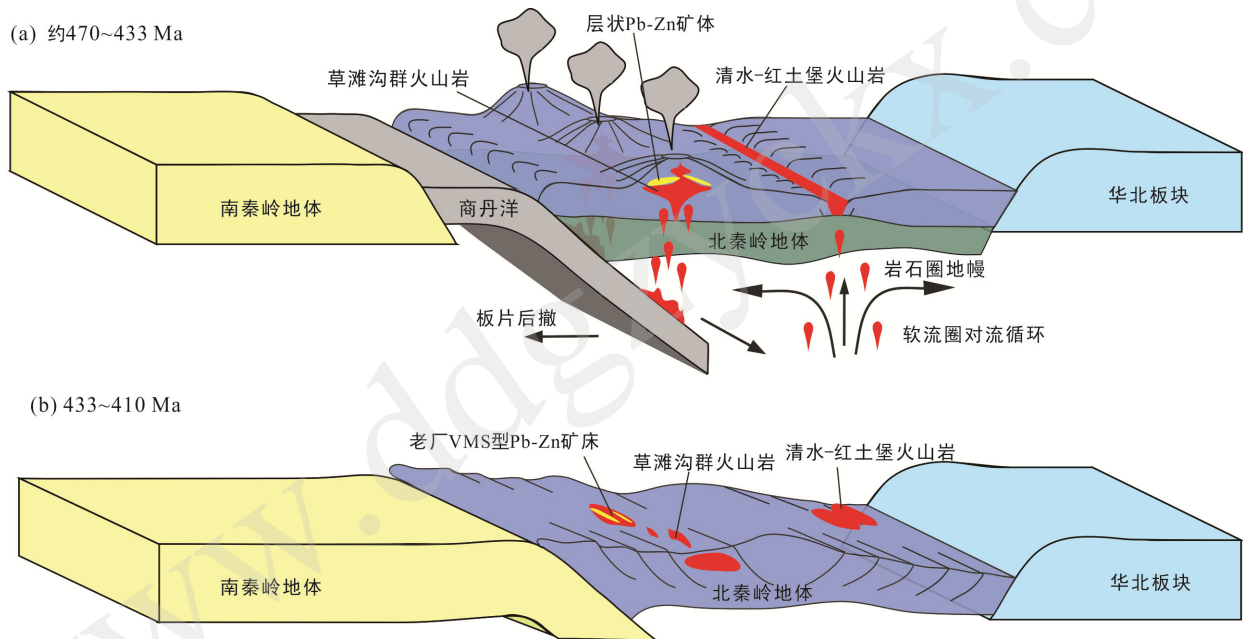


图 13 北秦岭地体西段早古生代商丹洋俯冲相关火山活动模式图

Fig.13 Model of the early Paleozoic subduction-related volcanism in the western part of the North Qinling Terrane

才结束。裴先治等(2009)认为西秦岭北缘早古生代经历了从寒武纪洋盆形成(形成于 534~489 Ma 的洋脊型蛇绿岩)、奥陶纪洋壳俯冲(471~440 Ma 中基性岩浆杂岩和 450~456 Ma 俯冲型花岗岩)再到志留纪陆陆碰撞(438~400 Ma 碰撞型花岗岩)的演化阶段。由此可见华北板块和华南板块在秦岭造山带内的初始碰撞时间争议很大。

前人已经对草滩沟群流纹岩进行了较多的锆石 U-Pb 定年和岩石地球化学研究, 普遍认为其形成于奥陶纪, 具有 456 Ma 的结晶年龄(王洪亮等, 2007)。而本次研究对老厂地区流纹岩的锆石 U-Pb 定年结

果显示其形成于 435 Ma, 为早志留世俯冲环境的产物, 证明秦岭造山带在早志留世(约 435 Ma)依然处于俯冲环境。因此华南板块和华北板块在早古生代的陆陆碰撞应当在 435 Ma 之后。此外, Ren et al. (2018)对北秦岭地体西段富 Na 高 Sr-Ba 花岗岩研究后认为其形成于大陆初始碰撞后的板片断离环境。在北秦岭地体西段发现了侵位于商丹蛇绿岩带内的通过大陆碰撞形成的浅色花岗岩, 其具有 430 Ma 的结晶年龄(课题组未发表资料)。因此, 早古生代商丹洋的闭合以及华北板块与华南板块的陆陆碰撞应该在早志留世(430 Ma)以前。这些地质证据说明华北

板块和华南板块在秦岭造山带的早古生代大陆碰撞发生于约 430~435 Ma 之间。另外, 根据北秦岭地体西段经历晚志留世(433~424 Ma)麻粒岩相变质深熔作用(Mao et al., 2017), 可推测商丹洋闭合以及华北板块和华南板块初始碰撞很可能发生在 433 Ma 左右。

## 5 结 论

(1) 北秦岭地体西段老厂地区草滩沟群流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $435 \pm 2.9$  Ma, 来源于岛弧之下的富集地幔楔。

(2) 草滩沟群火山岩和相关的 VMS 型铅锌矿床的形成受大洋板片后撤引发的软流圈对流循环所控制。

(3) 华北板块和华南板块在秦岭造山带的早古生代大陆碰撞很可能发生于 433 Ma 左右。

**致谢:** 感谢中陕核集团在野外工作中给予的支持和帮助, 感谢西北大学龙晓平教授和长安大学裴先治教授在审稿过程中对本文提出的建设性意见和建议, 对提高文章质量起了重要作用!

### 参考文献(References):

陈岳龙, 张本仁, 帕拉提·阿布都卡得尔. 1995. 北秦岭丹凤地区早古生代花岗岩的 Pb、Sr、Nd 同位素地球化学特征. 地质科学, 30(3): 247-258.

陈志宏, 陆松年, 李怀坤, 周红英, 郭进京. 2004. 秦岭造山带富水中基性侵入杂岩的成岩时代——锆石 U-Pb 及全岩 Sm、Nd 同位素年代学新证据. 地质通报, 23(4): 322-328.

崔智林, 孙勇, 王学仁. 1995. 秦岭丹凤蛇绿岩带放射虫的发现及其地质意义. 科学通报, 40(18): 1686-1688.

冯益民, 曹宣铎, 张二朋, 胡云绪, 潘晓萍, 杨军录, 贾群子, 李文明. 2003. 西秦岭造山带的演化、构造格局和性质. 西北地质, 36(1): 1-10.

何世平, 王洪亮, 徐学义, 张宏飞, 任光明. 2007a. 北祁连东段红土堡基性火山岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学及其地质意义. 地球科学进展, 22(2): 143-151.

何世平, 王洪亮, 徐学义, 张宏飞, 任光明. 2007b. 北祁连东段红土堡基性火山岩和陈家河中酸性火山岩地球化学特征及构造环境. 岩石矿物学杂志, 26(4): 295-309.

李曙光. 1993. 华北与扬子陆块的碰撞时代及过程. 地球科学进展, 8(4): 83-84.

李王晔. 2008. 西秦岭-东昆仑造山带蛇绿岩及岛弧型岩浆岩的年代学和地球化学研究——对特提斯洋演化

的制约. 合肥: 中国科学技术大学博士学位论文: 61-75.

李王晔, 李曙光, 裴先治, 张国伟. 2007. 西秦岭关子镇蛇绿混杂岩的地球化学和锆石 SHRIMP U-Pb 年龄. 岩石学报, 23(11): 2836-2844.

李亚林, 张国伟, 宋传中. 1998. 东秦岭二郎坪弧后盆地双向式俯冲特征. 高校地质学报, 4(3): 286-293.

李引芳, 苗遇春, 赵亚琴. 2010. 浅析凤县老厂铅锌矿区火山机构与成矿的关系. 陕西地质, 28(2): 23-27.

李源. 2011. 北秦岭造山带早古生代蛇绿岩与构造演化. 北京: 中国地质科学院博士学位论文: 32-41.

李源, 杨经绥, 裴先治, 张建, 陈隽璐, 陈松永, 徐向珍. 2012. 秦岭造山带早古生代蛇绿岩的多阶段演化: 从岛弧到弧间盆地. 岩石学报, 28(6): 1896-1914.

梁华英, 魏启荣, 许继峰, 胡光黔, Allen C. 2010. 西藏冈底斯矿带南缘砂卡岩型铜矿床含矿岩体锆石 U-Pb 年龄及意义. 岩石学报, 26(6): 1692-1698.

刘丙祥. 2014. 北秦岭地体东段岩浆作用与地壳演化. 合肥: 中国科学技术大学博士学位论文: 48-50.

陆松年, 陈志宏, 李怀坤, 郝国杰, 相振群. 2005. 秦岭造山带中两条新元古代岩浆岩带. 地质学报, 79(2): 165-173.

陆松年, 陈志宏, 李怀坤, 郝国杰, 周红英, 相振群. 2004. 秦岭造山带中-新元古代(早期)地质演化. 地质通报, 23(2): 107-112.

陆松年, 李怀坤, 陈志宏, 郝国杰, 周红英, 郭进京, 牛光华, 相振群. 2003. 秦岭中-新元古代地质演化及对 RODINIA 超级大陆事件的响应. 北京: 地质出版社: 1-19.

裴先治, 丁仁平, 李佐臣, 刘战庆, 李瑞保, 冯建赞, 孙雨, 张亚峰, 刘智刚, 张晓飞, 陈国超, 陈有炘. 2009. 西秦岭北缘早古生代天水-武山构造带及其构造演化. 地质学报, 83(11): 1547-1564.

宋志高, 贾群子, 张治洮, 张莓. 1991. 北秦岭-北祁连(天水-宝鸡)间早古生代火山岩系及其构造连接关系的研究. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 34: 1-82.

宋子季, 张维吉, 安三元. 1988. 北秦岭北部早古生代断陷带古海相火山岩特征及其形成环境. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, (24): 51-63.

涂湘林, 张红, 邓文峰, 凌明星, 梁华英, 刘颖, 孙卫东. 2011. Resolution 激光剥蚀系统在微量元素原位微区分析中的应用. 地球化学, 40(1): 83-98.

孙民生. 1998. 草滩沟群火山岩特征及其形成环境分析. 陕西地质, 16(1): 42-50.

孙勇, 卢欣祥, 韩松, 张国伟, 杨司祥. 1996. 北秦岭早古

- 生代二郎坪蛇绿岩片的组成和地球化学. 中国科学(D辑), 26(S1): 51-57.
- 王德耀. 2002. 草滩沟群、丹凤岩群火山岩对比及其构造环境分析. 西北地质, 35(3): 59-66.
- 王洪亮, 陈亮, 孙勇, 柳小明, 徐学义, 陈隽璐, 张红, 第五春荣. 2007. 北秦岭西段奥陶纪火山岩中发现近4.1 Ga的捕虏锆石. 科学通报, 52(14): 1685-1693.
- 王雪, 黄小龙, 马金龙, 钟军伟, 杨启军. 2015. 华北克拉通中部造山带南段早前寒武纪变质杂岩的Hf-Nd同位素特征及其地壳演化意义. 大地构造与成矿学, 39(6): 1108-1118.
- 王焰, 钱青, 刘良, 张旗. 2000. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征. 岩石学报, 16(2): 169-173.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589-1598.
- 胥晓春, 裴先治, 刘成军, 李瑞保, 李佐臣, 魏博, 王元元, 刘图杰, 任厚州, 陈伟男. 2014. 西秦岭天水阴崖沟早中生代草滩沟群火山岩地球化学特征及其地质意义. 中国地质, 41(3): 851-865.
- 徐鸣. 2009. 陕西老厂块状硫化物型铅锌矿床硫铅同位素特征及其地质意义. 资源环境与工程, 23(2): 114-118.
- 徐夕生, 邱检生. 2010. 火成岩岩石学. 北京: 科学出版社: 296-309.
- 徐勇航, 赵太平, 陈伟. 2009. 东秦岭二郎坪群长英质火山岩成因及其对VMS型矿床成矿环境的制约. 岩石学报, 25(2): 399-412.
- 闫全人, 王宗起, 陈隽璐, 闫臻, 王涛, 李秋根, 姜春发, 张宗清. 2007. 北秦岭斜峪关群和草滩沟群火山岩成因的地球化学和同位素约束、SHRIMP年代及其意义. 地质学报, 81(4): 488-500.
- 闫全人, 王宗起, 闫臻, 王涛, 陈隽璐, 向忠金, 张宗清, 姜春发. 2008. 秦岭造山带宽坪群中的变铁镁质岩的成因、时代及其构造意义. 地质通报, 27(9): 1475-1492.
- 杨婧, 王金荣, 张旗, 陈万峰, 潘振杰, 焦守涛, 王淑华. 2016. 弧后盆地玄武岩(BABB)数据挖掘: 与MORB及IAB的对比. 地球科学进展, 31(1): 66-77.
- 杨士杰, 陈丹玲, 宫相宽, 赵姣. 2015. 北秦岭东段二郎坪群基性火山岩中浅色岩体的地球化学、年代学及其地质意义. 岩石学报, 31(7): 2009-2022.
- 喻学惠, 莫宣学, 赵志丹, 和文言, 李勇. 2011. 西秦岭新生代双峰式火山作用及南北构造带成因初探. 岩石学报, 27(7): 2195-2202.
- 张本仁, 高山, 张宏飞, 韩吟文. 2002. 秦岭造山带地球化学. 北京: 科学出版社: 9-13.
- 张本仁, 张宏飞, 赵志丹, 凌文黎. 1996. 东秦岭及邻区壳、幔地球化学分区和演化及其大地构造意义. 中国科学(D辑), 26(3): 201-208.
- 张国伟, 董云鹏, 姚安平. 2001. 造山带与造山作用及其研究的新起点. 西北地质, 34(1): 1-9.
- 张国伟, 郭安林, 姚安平. 2004. 中国大陆构造中的西秦岭-松潘大陆构造结. 地学前缘, 11(3): 23-32.
- 张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社: 1-182.
- 张宗清, 宋彪, 唐索寒, 张寿广, 杨永成, 王进辉. 2004. 秦岭佛坪变质结晶岩系年龄和物质组成特征——SHRIMP锆石U-Pb年代学和全岩Sm-Nd年代学数据. 中国地质, 31(2): 161-168.
- 张宗清, 张国伟, 唐索寒, 王进辉. 2001. 鱼洞子群变质岩年龄及秦岭造山带太古宙基底. 地质学报, 75(2): 198-204.
- 周金城, 蒋少涌, 王孝磊, 杨竞红, 张孟群. 2005. 华南中侏罗世玄武岩的岩石地球化学研究——以福建藩坑玄武岩为例. 中国科学(D辑), 35(10): 927-936.
- 朱赖民, 李犇, 熊潇, 郑俊, 姜航, 李金祥. 2013. 北秦岭铜峪VHMS型铜矿床赋矿火山岩地球化学、锆石U-Pb年龄及其地质意义. 矿物学报, 33(S2): 382-383.
- 朱涛, 董云鹏, 王伟, 徐静刚, 马海勇, 查理. 2008. 草滩沟群火山岩的地球化学特征及其形成构造环境. 西北地质, 41(1): 59-66.
- Bacon C R and Druitt T H. 1988. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2): 224-256.
- Brenan J M, Shaw H F, Phinney D L and Ryerson F J. 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: Implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128: 327-339.
- Cabanis B and Thiéblemont D. 1988. La discrimination des tholéiites continentales et des basalts arrièrearc: proposition d'un nouveau diagramme: Le triangle Th-3×Tb-2×Ta. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 927-935.
- Cao M P, Yao J M, Deng X H, Yang F J, Mao G Z and Mathur R. 2016. Diverse and multistage Mo, Au, Ag-Pb-Zn and Cu deposits in the Xiong'er Terrane, East Qinling: From Triassic Cu mineralization. *Ore Geology Reviews*, 81: 565-574.
- Condie K C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, 23(1): 1-18.
- Condie K C. 1999. Mafic crustal xenoliths and the origin of

- the lower continental crust. *Lithos*, 46(1): 95–101.
- Davies G R and Macdonald R. 1987. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt — Comendite complex: Combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. *Journal of Petrology*, 28(6): 1009–1031.
- Dong Y P and Santosh M. 2016. Tectonic architecture and multiple orogeny of the Qinling Orogenic Belt, Central China. *Gondwana Research*, 29(1): 1–40.
- Dong Y P, Zhang G W, Hauzenberger C, Neubauer F, Yang Z and Liu X M. 2011. Palaeozoic tectonics and evolutionary history of the Qinling orogen: Evidence from geochemistry and geochronology of ophiolite and related volcanic rocks. *Lithos*, 122(1–2): 39–56.
- Duan M, Niu Y L, Kong J J, Sun P, Hu Y, Zhang Y, Chen S and Li J Y. 2016. Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd-Hf isotopic composition and geological significance of the Late Triassic Baijiazhuang and Lvjing granitic plutons in West Qinling Orogen. *Lithos*, 260: 443–456.
- Ewart A, Milner S C, Armstrong R A and Dungan A R. 1998. Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum igneous complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of early Cretaceous Atristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB. *Journal of Petrology*, 39(2): 227–253.
- Gaffney A M, Blichert-Toft J, Nelson B K, Bizzarro M, Rosing M and Albarède F. 2013. Constraints on source-forming processes of West Greenland kimberlites inferred from Hf-Nd isotope systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(11): 2820–2836.
- Geist D, Howard K A and Larson P. 1995. The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: The basalt-rhyolite association at Volcán Alcedo, Galápagos Archipelago. *Journal of Petrology*, 36(4): 965–982.
- Grove T L and Donnelly-Nolan J M. 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(3): 281–302.
- Guo F, Fan W M, Li C W, Wang C Y, Li H X, Zhao L and Li J Y. 2014. Hf-Nd-O isotopic evidence for melting of recycled sediments beneath the Sulu Orogen, North China. *Chemical Geology*, 381: 243–258.
- Kepezhinskas P, Mcdermott F, Defant M J, Hochstaedter A, Drummond M S, Hawkesworth C J, Koloskov A, Maury R C and Bellon H. 1997. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(3): 577–600.
- Lapen T J, Medaris L G, Johnson C M and Beard B L. 2005. Archean to Middle Proterozoic evolution of Baltica subcontinental lithosphere: Evidence from combined Sm-Nd and Lu-Hf isotope analyses of the Sandvik ultramafic body, Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(2): 131–145.
- Lee B, Zhu L M, Zhang G W, Bo G, Gong H J and Yao A P. 2010. Geological characteristics, metallogenic background, and genesis of the Tongyu VHMS copper deposit in the west part of the North Qinling, Shaanxi Province. *Science China: Earth Sciences*, 53(10): 1460–1485.
- Li X H, Liu D Y, Sun M, Li W X, Liang X R and Liu Y. 2004. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, SE China. *Geological Magazine*, 141(2): 225–231.
- Li X Y, Li S Z, Yu S Y, Santosh M, Zhao S J, Guo X Y, Cao H H, Wang Y M and Huang Z B. 2018. Early Paleozoic arc-back-arc system in the southeastern margin of the North Qilian Orogen, China: Constraints from geochronology, and whole-rock elemental and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic geochemistry of volcanic suites. *Gondwana Research*, 59: 9–26.
- Ling W L, Duan R C, Liu X M, Cheng J P, Mao X W, Peng L H, Liu Z X, Yang H M and Ren B F. 2010. U-Pb dating of detrital zircons from the Wudangshan Group in the South Qinling and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 55(22): 2440–2448.
- Liu L, Liao X Y, Wang Y W, Wang C, Santosh M, Yang M, Zhang C L and Chen D L. 2016. Early Paleozoic tectonic evolution of the North Qinling Orogenic Belt in Central China: Insights on continental deep subduction and multiphase exhumation. *Earth-Science Reviews*, 159: 58–81.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1): 34–43.
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special publication: 1–70.
- Mao X H, Zhang J X, Yu S Y, Li Y S, Yu X X and Lu Z L. 2017. Early Paleozoic granulite-facies metamorphism and anatexis in the northern West Qinling orogen:



- Monazite and zircon U-Pb geochronological constraints. *Science China: Earth Sciences*, 60(5): 943–957.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
- Niu Y L and O'Hara M J. 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4): 283–299.
- Pearce J. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R S. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Chichester: John Wiley and Sons: 525–548.
- Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Hawkesworth C J and Norry M J. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: 230–272.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290–300.
- Plank T, Langmuir C H, Albarede F, Blicherttoft J, Staudigel H and White W M. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3–4): 325–394.
- Ren L, Liang H Y, Bao Z W, Zhang J, Li K X and Huang W T. 2018. The petrogenesis of early Paleozoic high-Ba-Sr intrusions in the North Qinling terrane, China, and tectonic implications. *Lithos*, 314: 534–550.
- Shervais J W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 101–118.
- Shi Y, Yu J H and Santosh M. 2013. Tectonic evolution of the Qinling orogenic belt, Central China: New evidence from geochemical, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes. *Precambrian Research*, 231: 19–60.
- Su B X, Qin K Z, Lu Y H, Sun H and Sakyi P A. 2015. Decoupling of whole-rock Nd-Hf and zircon Hf-O isotopic compositions of a 284 Ma mafic-ultramafic intrusion in the Beishan Terrane, NW China. *International Journal of Earth Sciences*, 104(7): 1–17.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Tamura Y, Ishizuka O, Stern R J, Nichols A R L, Kawabata H, Hirahara Y, Chang Q, Miyazaki T, Kimura J I, Embley R W and Tatsumi Y. 2014. Mission immiscible: Distinct subduction components generate two primary magmas at Pagan Volcano, Mariana Arc. *Journal of Petrology*, 55(1): 63–101.
- Toksöz M N and Bird P. 1977. Modelling of temperatures in continental convergence zones. *Tectonophysics*, 41(1): 181–193.
- Van Achterbergh E, Ryan C G, Jackson S E and Griffin W L. 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. Laser-Ablation-ICPMS in the earth sciences: Principles and applications. *Mineralogical Association of Canadian (Short Course Series)*, 29: 239–243.
- Vervoort J D, Plank T and Prytulak J. 2011. The Hf-Nd isotopic composition of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(20): 5903–5926.
- Wang H, Wu Y B, Li C R, Zhao T Y, Qin Z W, Zhu L Q, Gao S, Zheng J P, Liu X M, Zhou L, Zhang Y and Yang S H. 2014. Recycling of sediment into the mantle source of K-rich mafic rocks: Sr-Nd-Hf-O isotopic evidence from the Fushui complex in the Qinling orogen. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168(4): 1–19.
- Wang H, Wu Y B, Qin Z W, Zhu L Q, Liu Q, Liu X C, Gao S, Wijbrans J R, Zhou L and Gong H J. 2013. Age and geochemistry of Silurian gabbroic rocks in the Tongbai orogen, central China: Implications for the geodynamic evolution of the North Qinling arc-back-arc system. *Lithos*, 179(4): 1–15.
- Wang T, Wang X X, Tian W, Zhang C L, Li W P and Li S. 2009. North Qinling paleozoic granite associations and their variation in space and time: Implications for orogenic processes in the orogens of central China. *Science in China (Series D)*, 52(9): 1359–1384.
- Wood D A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11–30.
- Wu Y B and Zheng Y F. 2013. Tectonic evolution of a composite collision orogen: An overview on the Qinling-Tongbai-Hong'an-Dabie-Sulu orogenic belt in central China. *Gondwana Research*, 23(4): 1402–1428.
- Wu Y B, Zhou G Y, Gao S, Liu X C, Qin Z W, Wang H, Yang J Z and Yang S H. 2014. Petrogenesis of Neoproterozoic TTG rocks in the Yangtze Craton and its implication for the formation of Archean TTGs. *Precambrian Research*, 254: 73–86.
- Xiang H, Zhang L, Zhong Z Q, Santosh M, Zhou H W,

- Zhang H F, Zheng J P and Zheng S. 2012. Ultrahigh-temperature metamorphism and anticlockwise *P-T-t* path of Paleozoic granulites from north Qinling-Tongbai orogen, Central China. *Gondwana Research*, 21(2-3): 559-576.
- Xiong X, Zhu L M, Li B, Zhang G W, Gong H J, Zheng J and Jiang H. 2016. Zircon U-Pb geochronology and geochemical characteristics of the volcanic host rocks from the Tongyu VHMS Copper Deposit in the western North Qinling Orogen and their geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 89(6): 1926-1946.
- Yan Z, Chen L, Buckman S, Fu C L and Guo X Q. 2016. Stratigraphy and tectonic setting of laochang massive sulfide deposit in the North Qinling belt, central China. *Ore Geology Reviews*, 81: 96-111.
- Yang L M, Song S G, Allen M B, Su L, Dong J L and Wang C. 2018. Oceanic accretionary belt in the West Qinling Orogen: Links between the Qinling and Qilian orogens, China. *Gondwana Research*, 64: 137-162.
- Zhang H F, Zhang B R, Harris N, Zhang L, Chen Y L, Chen N S and Zhao Z D. 2006. U-Pb zircon SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of intrusive rocks from the Longshan-Tianshui area in the southeast corner of the Qilian orogenic belt, China: Constraints on petrogenesis and tectonic affinity. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(6): 751-764.
- Zhao S J, Li S Z, Li X Y, Somerville I, Cao H H, Liu X and Wang P C. 2017. Structural analysis of ductile shear zones in the North Qinling Orogen and its implications for the evolution of the Proto-Tethys Ocean. *Geological Journal*, 52(S1): 202-214.
- Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chemical Geology*, 328: 5-48.
- Zhu X Y, Chen F K, Liu B X, Zhang H and Zhai M G. 2015. Geochemistry and zircon ages of mafic dikes in the South Qinling, central China: Evidence for late Neoproterozoic continental rifting in the northern Yangtze block. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1): 27-44.
- Zi J W, Cawood P A, Fan W M, Wang Y J, Tohver E, Mccuaig T C and Peng T P. 2012. Triassic collision in the Paleo-Tethys Ocean constrained by volcanic activity in SW China. *Lithos*, 144-145(7): 145-160.

## Petrogenesis of the Caotangou Group Rhyolite in the Western Part of North Qinling Terrane and its Geological Implication

XIE Shixiong<sup>1,2</sup>, REN Long<sup>1,2</sup>, ZHANG Jian<sup>1,2</sup>, BAO Zhiwei<sup>1</sup> and LIANG Huaying<sup>1\*</sup>

(1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** The early Paleozoic subduction-related volcanic rocks in the Qinling orogenic belt host a large number of volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits. However, the geodynamic setting of these volcanic rocks and related deposits is still controversial. In this paper, a combined study of zircon U-Pb age, whole-rock major and trace elements, and whole-rock Sr-Nd-Hf isotope compositions was carried out for the Caotangou Group rhyolites. Zircon U-Pb dating yielded a mean age of  $435 \pm 2.9$  Ma, which is similar to that of the Early Paleozoic Qingshui-Hongtubu volcanic rocks in the western part of the North Qinling terrane. The Caotangou Group rhyolites belong to metaluminous and low-K tholeiitic series, and are characterized by enriched large ion lithophile elements (Sr, U and Ba) and depleted high field-strength elements (Ti, Nb and Ta). The major and trace element signatures and enriched Sr-Nd-Hf isotopic compositions ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70612 - 0.70647$ ,  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = 1.03 - 1.61$ ,  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = 7.63 - 7.96$ ) imply that the Caotangou Group rhyolites were formed in an island arc environment and sourced from an enriched mantle wedge hybridized by slab-derived fluids. Integrated with the contemporary Qingshui-Hongtubu volcanic rocks located in the northern part of the North Qinling terrane, the crystallization age and isotopic compositions of the Caotangou Group volcanic rocks indicate that the asthenospheric convection triggered by slab rollback controlled the formation of the Caotangou Group volcanic rocks and related VMS-type Pb-Zn deposits. Besides, the geochronological data of the studied volcanic rocks and the Ordovician-Silurian metamorphism and magmatism in the western part of the North Qinling Terrane suggest that the early Paleozoic initial continental collision of the North China Craton and South China Block in the Qinling orogenic belt likely occurred at ca. 433 Ma.

**Keywords:** Caotangou Group; geochemistry; slab roll-back; continental collision; North Qinling terrane