

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*

徐勇航^{1,2} 赵太平^{1**} 陈伟^{1,3}

XU YongHang^{1,2}, ZHAO TaiPing^{1**} and CHEN Wei^{1,3}

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

2. 国家海洋局第三海洋研究所海洋与海岸地质环境开放实验室, 厦门 361005

3. 中国科学院研究生院, 北京 100039

1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Open Laboratory of Ocean & Coast Environmental Geology, Third Institute of Oceanography State Oceanic Administration, Xiamen 361005, China

3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

2008-07-10 收稿, 2008-12-13 改回。

Xu YH, Zhao TP and Chen W. 2009. Origin of felsic volcanic rocks associated with VMS-type deposits in the Er'langping Group, East Qinling: Implications for ore-forming setting. *Acta Petrologica Sinica*, 25(2):399–412

Abstract The Early Paleozoic Er'langping Group is composed of volcanic rocks and sedimentary rocks, and exposes between the Kuanping Group and Qinling Group in the East Qinling Orogenic Belt. The volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits are mainly hosted by the felsic volcanic rocks of the Er'langping Group. The felsic volcanic rocks are enriched in LILE, depleted in HFSE (Nb, Ta), high Th/Ta ratios (average being 24.0), typical subduction-related signature. The characteristics of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.107754 to 0.154978), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512465 to 0.512895), and $\varepsilon_{\text{Nd}}(t=467\text{Ma})$ (+0.83 to +7.63) demonstrate that they were generated from depleted mantle. We propose that the felsic volcanic rocks formed by fractional crystallization of mafic magmas at mid-crustal levels (10 ~ 15km) associated with minor crustal assimilation. Alteration indexes, the alteration index (AI) against the chlorite-carbonate-pyrite index (CCPI), termed the "alteration box plot". This "alteration box plot" was used to characterize the different alteration trends related to massive sulfide ores, and to assist in the distinction of Er'langping Group related hydrothermal alteration from regional diagenetic alteration. According to the difference of Zr/Y ratios and Sr isotopes between east Er'langping Group and west Er'langping Group, we propose that the Shuidongling and Shangzhuangping deposits in the west Er'langping Group probably formed in nascent back-arc environment. These deposits are enriched in Pb, Zn, Ba, similar to Kuroko-type deposit from Japan. The Liushanyan deposit in the east Er'langping Group, however, is enriched in Cu, Zn, probably formed in a mature back-arc environment (like Fiji Basin).

Key words East Qinling; Er'langping Group; Felsic volcanic rocks; VMS deposit; Hydrothermal alteration; Metallogenic environment

摘要 东秦岭二郎坪群位于宽坪群和秦岭群之间,是一套海相火山岩-沉积岩建造,形成于早古生代。二郎坪群火山岩中发育有火山成因块状硫化物矿床,该类矿床主要赋存于东二郎坪群刘山岩组和西二郎坪群火神庙组的长英质火山岩(变石英角斑岩、变凝灰岩)中。长英质火山岩富集 LILE、亏损 HFSE(Nb、Ta),高的 Th/Ta(平均值为 24.0),显示岛弧型火山岩地球化学特征,反映源区受到俯冲作用的影响。二郎坪群火山岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.107754 ~ 0.154978, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.512465 ~ 0.512895, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t=467\text{Ma})$ 为 +0.83 ~ +7.63,表明它们源于亏损的地幔源区。镁铁质岩浆上升到中地壳(10 ~ 15 km),经过 AFC 演化形成长英质岩石。通过蚀变指数 AI(alteration index)和 CCPI(chlorite-carbonate-pyrite index)对二郎坪群长英质火山

* 本研究由国家基础研究发展计划(973 项目)“华北大陆边缘造山过程与成矿”(2006CB403502)资助。

第一作者简介: 徐勇航,男,1980 年生,博士生,岩石地球化学专业, E-mail: yonghang_xu@163.com

** 通讯作者: 赵太平,男,1963 年生,研究员,岩石学专业, E-mail: tpzhao@gig.ac.cn

岩的蚀变特征进行研究,表明矿体下盘的长英质火山岩明显受到热液蚀变的影响,有别于区域成岩蚀变的岩石,反映成矿热液流体上升对围岩的热液蚀变作用。因此,有效区分热液蚀变或者区域成岩蚀变,可以指导找矿工作。根据东、西二郎坪群火山岩 Zr/Y 比值、Sr 同位素的差异,认为西二郎坪群矿床(水洞岭和上庄坪)形成于初始的弧后盆地,受陆源物质影响较大,形成富 Pb 的矿床(类似于黑矿型);而东二郎坪群矿床(刘山岩)可能形成弧后盆地的成熟阶段,类似于斐济盆地,形成富 Cu 的矿床。

关键词 东秦岭;二郎坪群;长英质火山岩;VMS 型矿床;热液蚀变;成矿环境

中图法分类号 P588.141

1 引言

火山成因块状硫化物(Volcanogenic Massive Sulphide,简称 VMS)矿床主要形成于水下裂谷环境,常赋存于长英质火山岩中(Franklin *et al.*, 1981; Lentz, 1998; 姜福芝, 2001; Schandl and Gorton, 2002; Hart *et al.*, 2004)。近年来,一些学者对与 VMS 矿床密切相关的长英质岩石的高场强元素和稀土元素进行研究,以区分不同类型和不同构造背景的长英质岩石,进而有效地制约 VMS 矿床的形成环境(Lentz, 1998; Gorton and Schandl, 2000; Schandl and Gorton, 2002; Hart *et al.*, 2004; Bissig *et al.*, 2008; Piercey *et al.*, 2008)。

秦岭造山带在中国大陆的形成与演化中占有重要地位(张国伟等, 1996)。二郎坪群是东秦岭造山带的重要组成部分(Xue *et al.*, 1996a, b; Sun *et al.*, 2002),也是火山成因块状硫化物矿床的重要产出地层(杨荣勇等, 1996; 韦昌山等, 2002; 彭翼等, 2005; 燕长海等, 2008),受到国内外学者的广泛关注(胡受奚和林潜龙, 1988; 贾承造等, 1988; 张国伟, 1989; 陈衍景和富士谷, 1992; 金守文, 1994; 姜常义等, 1995; 孙卫东等, 1996; 孙勇等, 1996; 李亚林等, 1998; 韦昌山等, 2004)。二郎坪群中发育有超铁镁质岩、玄武质枕状熔岩、条带状硅质岩、堆晶杂岩,上覆有陆源碎屑岩和碳酸盐岩。不少学者认为二郎坪群海相火山-沉积岩系为秦岭造山带内的蛇绿岩杂岩之一,有的认为是边缘海型蛇绿岩套(胡受奚和林潜龙, 1988; 张国伟, 1989; 陈衍景和富士谷, 1992),有的则认为是大洋型蛇绿岩套(贾承造等, 1988; 孙勇等, 1996)。Xue *et al.* (1996a, b)根据二郎坪群火山岩的地球化学特征,认为其形成于岛弧环境。陆松年等(2003)对西峡县北部湾潭附近的二郎坪群枕状熔岩的年代学和地球化学研究,支持岛弧的观点;而有些学者根据二郎坪群镁铁质火山岩具有 N-MORB(孙勇等, 1996), E-MORB(杨荣勇等, 1995)的性质,认为其形成于弧后盆地(孙卫东等, 1996; 张国伟等, 1996; 李亚林等, 1998; 韦昌山等, 2004)。

本文侧重对与火山成因块状硫化物矿床密切相关的,且研究程度薄弱的长英质火山岩进行研究,同时结合镁铁质火山岩的研究,讨论二郎坪群火山岩的岩浆演化过程和形成的构造背景,进而制约秦岭造山带早古生代的地质演化历史;并通过对比东、西二郎坪群长英质火山岩的地球化学差异,

探讨二郎坪群中 VMS 矿床的成矿环境。

2 区域地质概况

二郎坪群位于宽坪群和秦岭群之间(图 1),形成于早古生代(王学仁等, 1995; 高联达等, 2006),是一套海相火山-沉积建造。二郎坪群的岩石组合主要为镁铁-超镁铁质杂岩、层状镁铁质熔岩及枕状熔岩、石英角斑岩及凝灰岩、放射虫硅质岩夹层、巨厚复理石层(胡受奚和林潜龙, 1988; 金守文, 1994; 孙勇等, 1996)。该地层遭受了绿片岩-低角闪岩相变质作用,且由西向东变质作用有加强的趋势(欧阳建平, 1989)。南阳盆地以东的二郎坪群称为东二郎坪群,南阳盆地以西的二郎坪群称为西二郎坪群(金守文, 1994)。

二郎坪群火山岩主体是一套喷溢相的变细碧岩、变细碧玢岩、变角斑岩和变石英角斑岩组成。这套海相火山岩普遍具多韵律、多旋回、多阶段的特点,包括 3 个喷发旋回,每个旋回由 4~7 个喷发韵律组成。第一旋回以变细碧岩为主,向上夹薄层变石英角斑岩等;第二旋回为厚层状变细碧岩偶夹角斑岩等;第三旋回岩性复杂,除细碧岩外,发育有大量的火山碎屑岩、石英角斑岩及硅质板岩。火山活动的总体演化趋势是:从早到晚,酸性岩所占比例逐渐增高,火山喷溢作用减弱,火山爆发作用、热液活动增强。

二郎坪群块状硫化物矿床主要赋存于东二郎坪群的刘山岩组和西二郎坪群的火神庙组的变石英角斑岩、变凝灰岩中,或它们与变细碧岩的层间接触带靠近酸性岩一侧。二郎坪群硫化物矿床储量都达到中型矿床规模,矿体呈层状、似层状与围岩产状一致;矿体上部为块状、层状矿石,下部为网脉状、浸染状矿石。东二郎坪群刘山岩矿床平均品位为 Cu 0.21%~1.95%、Zn 2.62%~11.94%;西二郎坪群水洞岭矿床平均品位为 Zn 6.35%、Cu 0.47%、Pb 2.10%、Au、Ag 含量均达伴生组分要求;西二郎坪群上庄坪矿床平均品位为 Zn 4.67%~6.83%、Pb 2.00%~5.49%、Cu 0.64%~1.03%、Ag 91.2~103.6 $\times 10^{-6}$ 。

3 样品及分析方法

本文主要对东二郎坪群刘山岩组和西二郎坪群火神庙组的长英质火山岩进行采样,同时采集部分镁铁质岩样品。长英质火山岩包括变角斑岩、变石英角斑岩和变凝灰岩。样

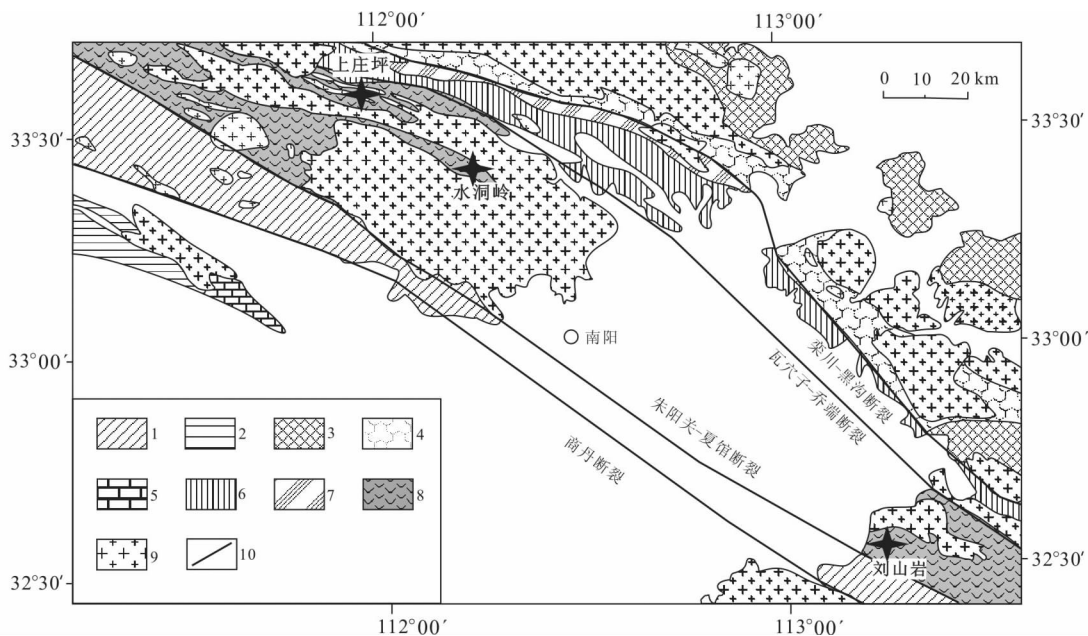


图1 东秦岭二郎坪群地质简图

古元古代地层:1-秦岭群片麻岩,2-陡岭群片麻岩;中-新元古代地层:3-熊耳群火山岩,4-官道口群碎屑岩-碳酸盐岩,5-耀岭河群变火山-沉积岩,6-宽坪群变质基性火山岩-陆源碎屑岩-碳酸盐岩,7-栾川群变质火山-沉积岩;古生代地层:8-二郎坪群变质火山岩-沉积岩,9-古生代斜长花岗岩-英云闪长岩-闪长岩;10-断层

Fig.1 The geological map of the Er'langping Group in eastern Qingling

Paleoproterozoic stratum: 1-Qinling Group gneiss, 2-Douling Group gneiss; Meso-Neoproterozoic stratum: 3- Xiong'er Group volcanic, 4-Guandaokou Group clastic rocks-carbonate rock, 5-Yaolinghe Group meta volcanic- sedimentary rocks, 6-Kuanping Group meta-basic volcanic-terrigenous clastic rocks-carbonate rock, 7-Luanchuan Group meta volcanic-sedimentary rock; Palaeozoic stratum: 8-Er'langping Group metamorphose volcanic-sedimentary rock; 9-Palaeozoic trondhjemite-tonalite-diorite; 10-fault

品大部分为矿区周围的火山岩,部分样品为坑道中矿体的底盘蚀变围岩。选取其中较新鲜的样品进行主量、微量和同位素组成测试。主量元素测试在中国科学院广州地球化学研究所元素与同位素地球化学实验室进行,用 X-射线荧光光谱

法(XRF)测试,分析方法与 Goto and Tatsumi(1994)报道的相似;微量元素在香港大学地球科学系进行,使用 ICP-MS 测试,分析方法见 Qi *et al.* (2000)。XRF 分析精度为 2%,ICP-MS 的精度高于 5%,分析结果见表 1。

表 1 二郎坪群火山岩全岩样品主量元素 (wt%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 数据表Table 1 Whole rock analyses of major (wt%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) for volcanic rocks of the Er'langping Group

样品号	LSY-3	LSY-5	LSY-15	LSY-2	LSY-4	LSY-6	LSY-7	LSY-8	LSY-9	LSY-16
东二郎坪群(刘山岩)										
SiO ₂	46.82	44.83	48.86	80.95	69.07	71.47	73.36	69.51	76.63	72.24
TiO ₂	1.67	1.71	0.78	0.32	0.46	0.50	0.48	0.54	0.40	0.43
Al ₂ O ₃	17.17	18.81	15.78	10.94	15.24	14.04	14.19	15.73	14.51	14.3
Fe ₂ O ₃ ^T	16.85	16.38	10.93	1.11	2.48	1.39	0.84	3.14	1.23	2.66
MgO	7.34	3.80	6.85	0.64	3.74	0.40	0.33	0.52	0.96	2.73
MnO	0.20	0.17	0.18	0.03	0.16	0.04	0.03	0.05	0.05	0.07
CaO	1.81	4.19	10.77	0.11	0.15	1.36	1.32	1.37	0.15	1.54
K ₂ O	2.77	3.91	0.49	3.36	4.06	2.36	2.01	3.07	4.30	1.28
Na ₂ O	3.92	3.45	4.07	0.23	2.28	4.38	5.25	4.16	0.39	2.26
P ₂ O ₅	0.26	0.19	0.09	0.07	0.09	0.10	0.10	0.12	0.09	0.09
LOI	0.68	2.96	1.23	2.23	2.24	3.61	1.68	1.71	1.61	2.45
Total	99.48	100.41	100.02	99.99	99.97	99.64	99.59	99.91	100.32	100.05
Al	63.8	50.2	33.1	92.2	76.2	32.5	26.2	39.3	90.7	51.3
CCPI	77.1	71.6	78.5	31.3	48.5	19.7	13	31.6	30.5	59.1
La	30.6	21.7	46.4	9.73	10.1	21.5	26.9	34.0	44.8	9.33
Ce	70.7	46.8	87.1	21.0	20.9	45.3	56.4	70	101	19.8

续表 1

Continued Table 1

样品号	LSY-3	LSY-5	LSY-15	LSY-2	LSY-4	LSY-6	LSY-7	LSY-8	LSY-9	LSY-16	
Pr	8.30	6.27	11.9	3.13	2.99	6.25	7.83	9.11	13.7	2.37	
Nd	34.7	27.4	48.9	14.6	14.0	27.4	32.6	37.2	53.4	8.61	
Sm	7.65	6.92	10.1	4.11	3.98	7.01	8.31	8.06	12.8	1.96	
Eu	1.92	2.25	2.30	1.61	1.86	2.25	2.34	1.90	3.87	0.35	
Gd	7.21	6.88	8.78	4.72	4.18	6.91	7.87	7.33	12.4	1.61	
Tb	1.13	1.20	1.27	0.87	0.74	1.20	1.37	1.14	2.23	0.23	
Dy	6.94	8.08	7.20	5.85	5.22	7.80	9.42	7.63	15.6	1.55	
Ho	1.55	1.82	1.33	1.26	1.15	1.73	1.99	1.53	3.44	0.34	
Er	4.41	5.21	3.85	3.33	3.03	5.19	5.97	4.61	9.52	0.99	
Tm	0.70	0.85	0.60	0.55	0.47	0.86	0.94	0.71	1.57	0.16	
Yb	4.57	5.57	4.06	3.28	2.81	5.39	6.06	4.79	9.65	1.05	
Lu	0.73	0.87	0.69	0.51	0.43	0.83	1.00	0.71	1.52	0.15	
δEu	0.79	0.99	0.75	1.11	1.39	0.99	0.89	0.76	0.94	0.61	
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	4.80	2.79	8.20	2.13	2.58	2.86	3.18	5.10	3.33	6.36	
$(\text{Gd}/\text{Yb})_N$	1.30	1.02	1.79	1.19	1.23	1.06	1.07	1.27	1.07	1.27	
Cr	38.6	36.6	7.10	11.3	8.51	7.87	8.08	8.70	8.28	30.6	
Ni	22.0	23.7	11.7	19.1	20.4	8.99	9.10	22.1	9.80	20.3	
Rb	68.6	22.4	20.4	39.3	62.0	19.8	29.1	67.4	88.8	23.1	
Sr	17.6	151	188	90.6	163	141	131	22.4	122	11.7	
Y	40.5	47.7	35.4	32.5	29.6	44.5	52.0	39.4	88.3	7.99	
Zr	151	140	152	66.7	71.9	139	161	133	155	38.9	
Nb	2.11	1.75	2.27	1.06	1.07	1.82	1.86	1.85	4.82	4.92	
Ba	2731	1537	888	832	4554	3207	1052	4076	5834	132	
Hf	5.02	4.43	4.90	2.28	2.47	4.67	5.03	4.38	6.57	1.13	
Ta	0.16	0.14	0.17	0.09	0.09	0.16	0.16	0.18	0.43	0.37	
Pb	15.6	38.2	5.18	18.5	41.3	37.2	35.6	13.3	95.9	9.53	
Th	7.27	3.80	6.83	1.45	1.47	3.89	4.26	6.58	11.5	5.57	
U	2.70	0.79	0.51	0.43	0.55	0.81	0.84	1.74	0.40	0.51	
Zr/Y	3.73	2.93	4.29	2.05	2.43	3.12	3.09	3.37	1.76	4.87	
样品号	SSP-10	SDL-20	SDL-29	SSP-7	SSP-11	SDL-8	SDL-10	SDL-21	SDL-25	SDL-30	SDL-38
西二郎坪群(水洞岭-桑树坪)											
SiO ₂	48.38	44.83	47.11	75.34	73.57	61.03	64.24	74.13	73.67	66.8	73.18
TiO ₂	0.67	0.62	0.58	0.20	0.300	0.68	0.68	0.2	0.16	0.25	0.17
Al ₂ O ₃	17.43	16.9	15.93	14.69	13.63	16.92	15.79	15.36	13.39	19.58	15.39
Fe ₂ O ₃	11.35	9.89	10.59	0.86	2.16	6.15	6.25	0.22	0.74	1.19	0.89
MgO	8.44	12.22	10.69	0.35	0.93	1.46	2.30	0.83	2.87	1.82	0.53
MnO	0.41	0.64	0.57	0.03	0.13	0.16	0.10	0.12	0.54	0.04	0.01
CaO	7.59	7.57	6.60	0.35	1.55	3.00	2.64	1.00	0.87	0.73	0.14
K ₂ O	3.32	1.98	3.94	2.18	0.79	4.03	2.65	1.70	1.28	4.90	3.80
Na ₂ O	0.80	1.20	0.67	5.06	5.32	4.50	4.15	4.79	5.29	1.71	4.70
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.10	0.02	0.09	0.20	0.15	0.03	0.03	0.18	0.03
LOI	1.54	3.87	2.70	0.96	1.09	1.36	0.88	1.31	1.32	2.69	1.10
Total	100.1	99.8	99.48	100.03	99.57	99.48	99.85	99.73	100.15	99.9	99.94
Al	58.3	61.8	66.8	31.8	20.0	42.2	42.2	30.4	40.3	73.4	47.3
CCPI	81.9	86.9	81.4	13.4	32.0	45.0	53.8	13.7	35.0	30.4	13.5
La	14.1	16.8	29.9	68.1	25.8	22.5	10.5	38.4	32.6	19.2	18.9
Ce	30.2	35.0	63.6	127	44.7	49.6	22.4	78.6	68.2	39.6	43.0
Pr	3.90	4.33	8.23	14.4	4.53	6.46	3.16	10.2	8.58	4.74	5.75
Nd	15.9	16.2	31.3	51.7	15.4	27.0	12.9	41.3	35.2	19.9	25.6
Sm	3.89	3.40	7.37	9.21	2.76	6.69	3.55	8.83	7.53	4.30	6.42
Eu	1.03	2.29	1.45	2.58	0.70	1.89	1.25	2.31	1.65	2.03	1.70
Gd	3.82	3.09	7.34	7.42	2.66	6.69	3.76	9.00	7.30	3.87	6.67
Tb	0.61	0.42	1.19	0.84	0.39	1.10	0.66	1.56	1.11	0.52	1.18
Dy	4.03	2.55	7.93	4.30	2.39	7.23	4.60	11.2	7.20	2.91	8.23
Ho	0.87	0.58	1.76	0.76	0.53	1.62	1.06	2.62	1.53	0.60	1.88
Er	2.66	1.66	4.98	2.07	1.63	4.73	3.16	7.88	4.75	1.53	5.59
Tm	0.43	0.25	0.83	0.31	0.28	0.75	0.49	1.23	0.78	0.23	0.94
Yb	2.85	1.54	5.38	1.87	1.87	4.89	3.31	7.82	5.37	1.47	6.04
Lu	0.46	0.24	0.85	0.29	0.29	0.75	0.52	1.26	0.88	0.23	0.96
δEu	0.81	2.16	0.60	0.96	0.79	0.86	1.05	0.79	0.68	1.52	0.79
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	3.56	7.82	3.99	26.1	9.86	3.29	2.27	3.52	4.36	9.40	2.24
$(\text{Gd}/\text{Yb})_N$	1.11	1.66	1.13	3.28	1.17	1.13	0.94	0.95	1.13	2.18	0.91
Cr	7.13	245	9.16	26.5	25.4	32.0	19.8	8.95	11.6	293	8.94

续表 1

Continued Table 1

样品号	LSY-3	LSY-5	LSY-15	LSY-2	LSY-4	LSY-6	LSY-7	LSY-8	LSY-9	LSY-16		
Ni	10.6	63.0	8.64	22.5	20.1	9.69	15.9	10.8	9.73	77.4	8.10	
Rb	12.9	48.1	55.8	71.5	88.5	59.2	34.9	28.4	36.6	92.2	34.1	
Sr	80.2	154	58.3	147	190	129	138	75.6	111	194	53.1	
Y	25.1	14.8	48.2	20.9	14.5	44.4	30.3	71.1	42.3	16.3	48.9	
Zr	89.9	51.7	133	67.8	123	140	110	136	113	47.9	150	
Nb	3.57	1.68	3.52	2.75	2.46	3.66	4.06	4.51	3.89	2.07	3.13	
Ba	234	6222	765	1248	1247	963	1065	4050	738	5809	421	
Hf	2.80	1.69	5.13	1.92	3.57	4.42	3.42	5.17	4.32	1.60	5.46	
Ta	0.24	0.15	0.29	0.16	0.23	0.26	0.27	0.38	0.28	0.16	0.24	
Pb	71.9	200	4.08	169	4.56	9.15	21.4	228	235	54.1	2.9	
Th	3.28	6.04	7.54	6.21	9.55	4.43	4.11	9.12	7.27	6.04	5.08	
U	0.82	1.12	1.51	2.75	0.41	1.12	0.78	1.84	1.31	1.00	0.92	
Zr/Y	3.59	3.49	2.76	3.24	8.49	3.14	3.63	1.91	2.66	2.95	3.07	
样品号	SZP-31	SZP-32	SZP-48	SZP-27	SZP-28	SZP-41	SZP-42	SZP-43	SZP-44	SZP-45	SZP-46	SZP-47
西二郎坪群(上庄坪)												
SiO ₂	49.85	49.97	49.52	67.55	72.08	76.08	77.27	74.7	87.01	60.5	61.56	59.85
TiO ₂	0.70	0.70	0.70	0.30	0.33	0.25	0.24	0.27	0.14	0.75	0.66	0.62
Al ₂ O ₃	18.52	18.36	18.32	17.65	13.33	14.41	13.32	14.43	7.91	17.07	17.45	16.64
Fe ₂ O ₃ ^T	11.52	11.28	11.67	2.37	3.01	0.11	0.30	0.46	0.01	8.05	5.16	8.49
MgO	5.42	5.54	5.73	2.29	0.75	0.80	0.95	1.11	0.67	2.52	2.35	2.79
MnO	0.17	0.17	0.18	0.04	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.21	0.05	0.18
CaO	10.28	9.34	10.14	1.43	2.45	1.56	1.67	1.25	1.28	6.10	3.32	6.58
K ₂ O	0.14	0.46	0.16	2.34	0.38	0.85	0.68	0.64	0.51	0.56	1.18	0.43
Na ₂ O	2.42	2.95	2.49	3.87	4.29	4.57	4.66	5.8	2.33	3.78	5.52	4.16
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.09	0.05	0.08	0.05	0.05	0.06	0.03	0.20	0.13	0.12
LOI	0.76	1.30	0.75	2.16	2.84	0.97	0.93	1.01	0.74	0.77	2.54	0.49
Total	99.91	100.17	99.77	100.05	99.59	99.67	100.09	99.75	100.63	100.51	99.9	100.35
AI	30.5	32.8	31.8	46.6	14.3	21.2	20.5	19.9	24.6	23.8	28.5	23.1
CCPI	86.0	82.1	85.9	41.6	42.5	14.2	18.5	19.2	19.2	69.2	51.1	69.5
La	3.58	20.0	3.06	16.2	3.58	16.8	15.9	11.2	19.1	6.56	8.99	3.52
Ce	8.79	36.9	7.98	30.0	8.70	30.9	29.5	21.1	39.3	16.7	20.3	8.53
Pr	1.33	4.10	1.21	3.49	1.35	3.49	3.58	2.60	5.09	2.59	2.80	1.31
Nd	6.38	14.6	6.21	13.0	6.38	12.5	12.2	9.22	20.8	11.7	11.6	6.54
Sm	1.99	2.71	1.89	2.60	1.97	2.49	2.41	1.80	4.97	3.09	3.07	1.86
Eu	0.67	0.61	0.75	0.82	0.72	0.64	0.57	0.35	1.53	0.87	0.85	0.68
Gd	2.09	2.56	2.19	2.70	2.00	2.44	2.36	1.64	4.79	3.04	2.99	1.95
Tb	0.34	0.37	0.39	0.43	0.36	0.35	0.37	0.25	0.76	0.52	0.5	0.34
Dy	2.52	2.25	2.79	2.74	2.55	2.34	2.50	1.52	4.92	3.28	3.45	2.40
Ho	0.52	0.51	0.57	0.60	0.56	0.54	0.59	0.34	1.04	0.73	0.76	0.54
Er	1.57	1.42	1.67	1.73	1.60	1.64	1.83	1.00	3.05	2.09	2.19	1.43
Tm	0.23	0.24	0.27	0.30	0.23	0.28	0.32	0.15	0.47	0.33	0.35	0.24
Yb	1.54	1.75	1.66	1.94	1.50	2.00	2.21	1.07	2.97	2.22	2.35	1.49
Lu	0.23	0.29	0.26	0.29	0.24	0.33	0.38	0.18	0.47	0.33	0.36	0.24
δEu	1.01	0.70	1.13	0.95	1.11	0.80	0.72	0.62	0.96	0.87	0.86	1.09
(La/Yb) _N	1.67	8.20	1.32	6.00	1.71	6.05	5.16	7.49	4.61	2.12	2.75	1.7
(Gd/Yb) _N	1.12	1.21	1.09	1.15	1.10	1.01	0.88	1.26	1.34	1.13	1.05	1.09
Cr	19.1	9.36	167	9.66	16.9	9.19	14.4	8.82	18.0	17.1	10.5	20.2
Ni	27.3	8.76	55.1	9.13	25.0	9.37	11.0	8.17	9.50	13.3	9.47	28.3
Rb	11.8	16.7	1.62	13.0	2.06	16.0	13.3	13.4	18.4	33.7	9.66	2.21
Sr	415	161	117	215	438	156	161	98.6	474	224	244	400
Y	14.5	14.7	16.1	17.0	14.5	16.3	17.3	9.24	29.2	20.3	20.9	14.1
Zr	23.9	111	30.8	89.5	23.3	104	123	61.8	93.6	68.4	65.3	23.5
Nb	0.64	2.24	0.70	1.60	0.68	2.09	2.24	1.22	2.46	1.41	1.30	0.71
Ba	82.9	696	30.8	202	35.0	495	352	171	571	466	128	40.5
Hf	0.88	3.29	1.01	2.52	0.81	3.10	3.53	1.93	2.79	2.12	2.17	0.82
Ta	0.04	0.19	0.06	0.12	0.05	0.17	0.20	0.09	0.17	0.09	0.1	0.05
Pb	4.22	2.96	2.46	3.93	4.13	2.67	3.86	2.6	5.15	7.6	5.36	3.83
Th	0.23	5.14	0.42	4.71	0.26	4.86	5.27	2.51	4.23	1.80	1.63	0.23
U	0.07	1.53	0.22	0.88	0.08	1.28	1.39	0.78	0.94	0.43	0.50	0.06
Zr/Y	1.64	7.53	1.92	5.25	1.61	6.41	7.12	6.68	3.20	3.37	3.12	1.66

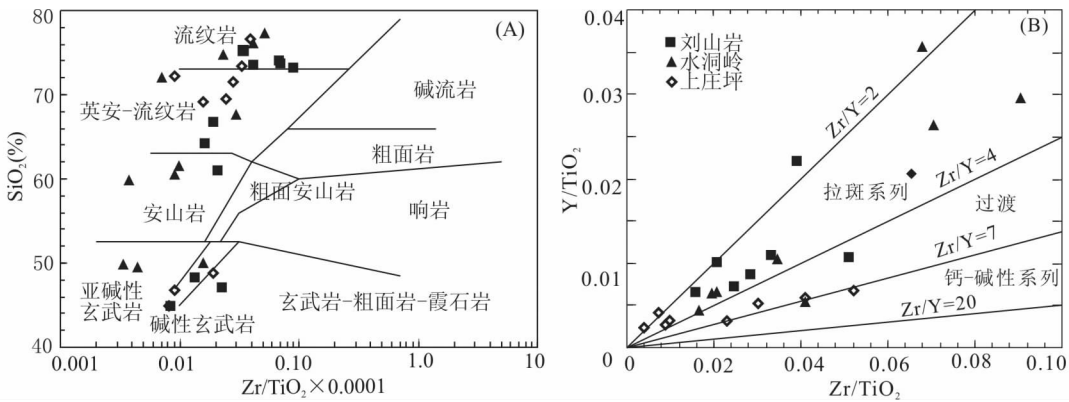
注: AI = 100 (K₂O + MgO) / (K₂O + MgO + Na₂O + CaO), CCPI = 100 (MgO + FeO*) / (MgO + FeO* + Na₂O + K₂O), Fe₂O₃^T表示总的三价铁; FeO*表示总的二价铁

表2 二郎坪群火山岩 Nd 同位素分析结果

Table 2 Nd isotopic data for volcanic rocks of the Er'langping Group

样品号	SiO ₂ (wt%)	Sm (×10 ⁻⁶)	Nd (×10 ⁻⁶)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	2δ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	t _{DM} (Ma)
LSY-3	46.82	7.65	34.7	0.512771	0.133147	0.000013	0.512364	6.40	720
LSY-5	44.83	6.92	27.4	0.512895	0.152895	0.000014	0.512427	7.63	644
LSY-6	71.47	7.01	27.4	0.512768	0.154978	0.000007	0.512294	5.04	995
LSY-16	72.24	1.96	8.61	0.512649	0.137295	0.000018	0.512229	3.76	1003
SDL-20	44.83	3.40	16.2	0.512465	0.126332	0.000012	0.512375	0.83	1197
SDL-38	73.18	6.41	25.6	0.512632	0.151317	0.000008	0.512079	2.60	1268
SSP-7	75.34	9.21	51.7	0.512705	0.107754	0.000011	0.512170	6.62	643
SZP-32	49.97	2.71	14.6	0.512695	0.112175	0.000012	0.512352	6.17	685
SZP-42	77.27	2.41	12.2	0.512600	0.119475	0.000009	0.512235	3.87	892

注: t = 467 Ma (陆松年等, 2003)

图2 A-二郎坪群火山岩 Zr/TiO₂ * 0.0001-SiO₂ (据 Winchester and Floyd, 1977); B-长英质火山岩 Zr/TiO₂-Y/TiO₂ 图解 (Lentz, 1998)Fig. 2 Major and trace element plots for volcanic rocks of the Er'langping Group. A-Discrimination diagram from Winchester and Floyd (1977). B-Zr/TiO₂-Y/TiO₂ plot of the felsic volcanic rocks from Lentz (1998)

Nd 同位素在中国科学院广州地球化学研究所超净岩石化学实验室分离纯化后,在 MicroMass IsoProbe 型多接收器等离子体质谱(MC-ICPMS)上进行测定。仪器的质量分馏校正采用指数校正定律(Russell *et al.*, 1978)对¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 同位素比值进行校正。仪器测定条件和仪器质量分馏校正方法请参见梁细荣等(2003)。Shin-Etsu JNdi-1 标准的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 同位素比值的测定值为 0.512120 ± 12(2σ),测定结果与推荐值在误差范围内完全吻合,数据结果见表 2。

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素

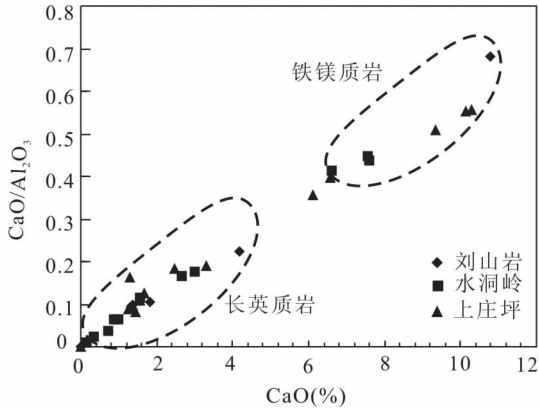
镁铁质岩的 SiO₂ 含量在 44.8% ~ 50.0% 之间,而长英质岩石的 SiO₂ 含量在 60.0% ~ 87.0% 之间, SiO₂ 含量在 50% ~ 60% 的岩石类型很少,有成分间隙(图 2A)。基性端元和长英质端元的 SiO₂ 与 Fe₂O₃^T、MgO、CaO、Al₂O₃ 显示较好的负相关性,反映岩浆分离结晶趋势。CaO/Al₂O₃ 比值随 CaO 含量

的降低而降低(图 3),表明有单斜辉石的结晶分离。利用 Zr/TiO₂-Y/TiO₂ 图解(Lentz, 1998)对二郎坪群长英质岩石进行岩石系列分类(图 2B),刘山岩长英质岩石具有拉斑性,而上庄坪长英质岩石更趋于钙碱性特征。

4.2 微量元素

二郎坪群火山岩的 ΣREE 含量变化较大,但各个矿区的镁铁质岩和长英质岩石的 REE 配分曲线相似(图 4)。按稀土配分型式,可以分为 LREE 富集型((La/Yb)_N = 2.12 ~ 26.1)和 LREE 轻微富集型((La/Yb)_N = 1.32 ~ 1.71)。大部分样品有轻微 Eu 负异常或异常不明显(δEu = 0.60 ~ 1.09),个别样品具有明显的 Eu 正异常(δEu = 1.11 ~ 2.16)。(Gd/Yb)_N 平均值为 1.25,重稀土相对平坦。上庄坪有部分镁铁质岩和长英质岩石的稀土配分型式类似于 E-MORB 的稀土配分型式(图 4E、F)。

在微量元素蛛网图上(图 5),显示二郎坪群火山岩富集 LILE(Ba、K),亏损 HFSE(Nb、Ta),大部分具有明显的 P、Ti

图3 二郎坪群火山岩 CaO-CaO/Al₂O₃ 图解Fig. 3 CaO-CaO/Al₂O₃ diagram for volcanic rocks of the Er'langping Group

和 Sr 负异常。但上庄坪四个 LREE 轻微富集型的样品具有 Sr 正异常而无 P、Ti 负异常。长英质岩石的 Zr/Y 比值均低: 刘山岩的 Zr/Y 最低, 平均值为 2.96; 水洞岭 Zr/Y = 3.72; 而上庄坪 Zr/Y 最高, 平均值为 4.27 (图 2B)。镁铁质岩石的 Cr、Ni 含量较低 (平均值为分别为 59.9 和 25.7), 说明它们并不代表原始岩浆, 而是在地壳岩浆房中经过强烈分异作用形成的。

4.3 Nd 同位素

二郎坪群火山岩 Nd 同位素测定结果列于表 2。各个矿区从镁铁质到长英质岩石的 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值变化不大, 为 0.512465 ~ 0.512895。ε_{Nd}(t) 为 +0.83 ~ +7.63, 指示来自亏损的地幔源区或新生的来自亏损的地幔源区岩石部分熔融的产物。各个矿区中的镁铁质和长英质岩石的 ε_{Nd}(t) 变

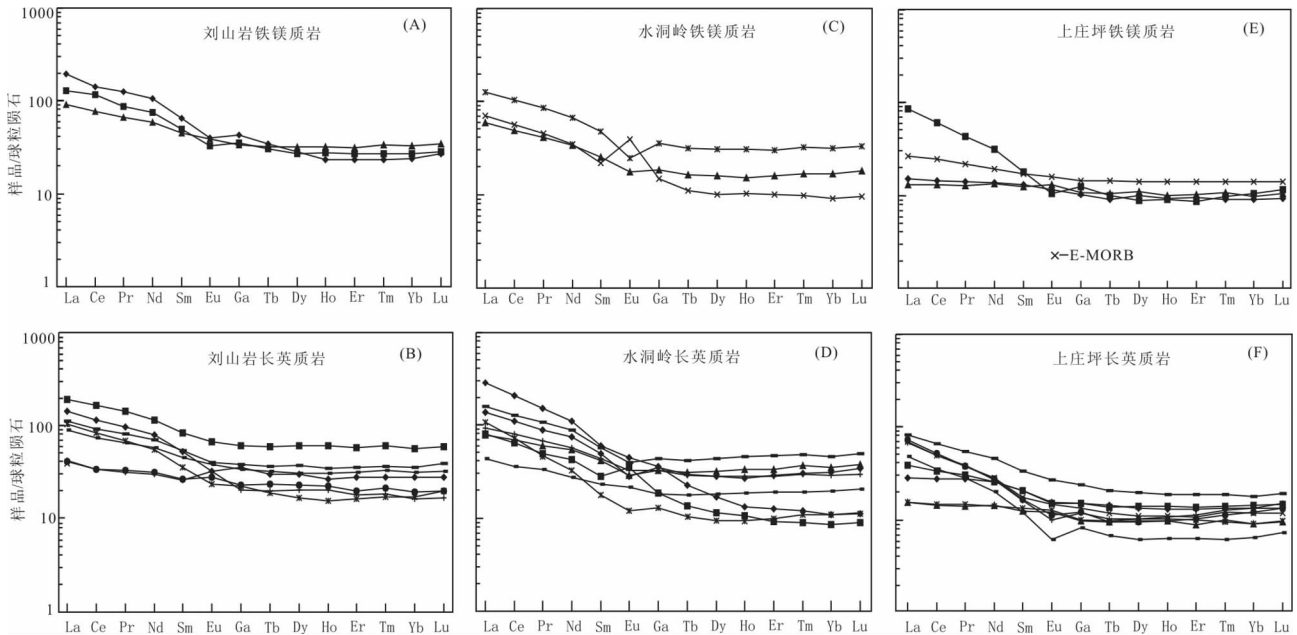


图4 二郎坪群火山岩球粒陨石标准化 REE 配分模式图 (球粒陨石标准值和 E-MORB 值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE pattern for volcanic rocks of the Er'langping Group (chondrite and E-MORB values of Sun and McDonough, 1989)

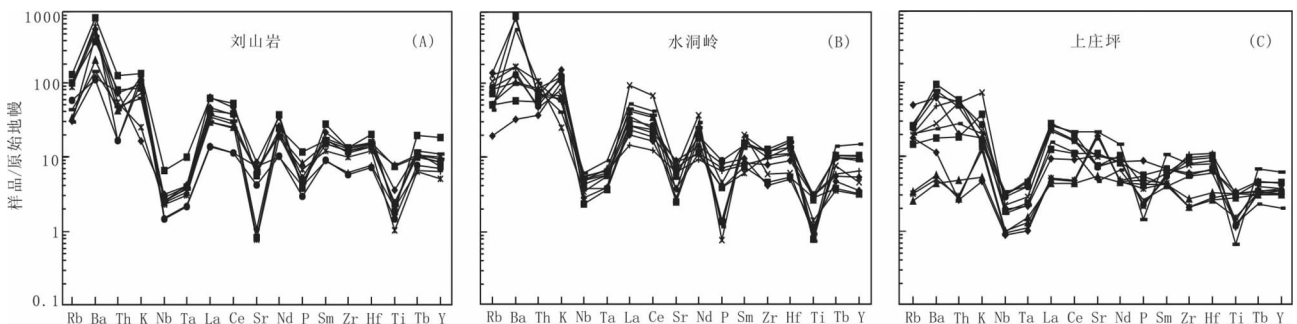


图5 二郎坪群火山岩原始地幔标准化微量元素蛛网图 (原始地幔标准值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element spider pattern for volcanic rocks of the Er'langping Group (normalize values of Sun and McDonough, 1989)

化不大:刘山岩镁铁质岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 +6.40 ~ +7.63, 长英质岩石 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 +3.76 ~ +5.04; 水洞岭镁铁质岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 +0.83, 长英质岩石 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 +2.60; 上庄坪镁铁质岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 +6.17, 长英质岩石 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 +3.87。

5 讨论

尽管野外采集的样品较新鲜,但是后期变质、蚀变作用在二郎坪群中普遍存在,达到绿片岩-低角闪岩相。为了减少误差,尽量采用不活动的元素进行讨论。 TiO_2 和 Al_2O_3 被认为是相对不活泼的 (Barrett and MacLean, 1999); 高场强元素 (如: Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Sc, Y) 在一般环境下都是不活动 (MacLean, 1990; Barrett and MacLean, 1999), 但最近有些学者研究表明: 在俯冲带超高压作用下, 由绿片岩相转变为榴辉岩相的脱水过程中, Ti, Nb, Ta 表现出活动性 (Xiao *et al.*, 2006; Gao *et al.*, 2007)。而二郎坪群火山岩的岩相学特征表明其变质程度不高, 为绿片岩-低角闪岩相, 因此本文认为这些高场强元素是不活动的。此外, 孙卫东等 (1996) 对二郎坪群中的枕状熔岩进行研究, 表明在海水蚀变和后期变质作用过程中 REE, Zr, Th, Nb, Ti 等元素变化较小, 基本上能反映原岩的特征。

5.1 围岩蚀变

VMS 矿床成矿系统包括层状、透镜状块状硫化物矿体和底板网脉状、细脉状蚀变矿化带, 主矿体底板围岩中常发育热液蚀变管 (流体通道), 底板蚀变远强于顶板, 常见蚀变类型为硅化、钠长石化、绿泥石化、绿帘石化、绢云母化、碳酸盐化、硫化物化等 (详见陈衍景等, 2007)。因此, 围岩蚀变程度和类型是判断块状硫化物矿床找矿潜力的标志之一, 常利用 AI (alteration index) 和 CCPI (chlorite-carbonate-pyrite index) 两个指数来判别热液蚀变的强度 (Large *et al.*, 2001; Gemmell, 2007)。 $\text{AI} = 100 (\text{K}_2\text{O} + \text{MgO}) / (\text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, 反映绢云母化的强度 (Ishikawa *et al.*, 1976); 而 $\text{CCPI} = 100 (\text{MgO} + \text{FeO}^*) / (\text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, 则反映绿泥石化、碳酸盐化和黄铁矿化的强度 (Large *et al.*, 2001)。Large *et al.* (2001) 还用 AI ~ CCPI 图解区分热液蚀变与区域成岩蚀变 (图 6), 即 AI ~ CCPI 图的左下方为区域成岩蚀变范围, 右上方为热液蚀变, 中间方框区为弱蚀变区域。此外, AI ~ CCPI 图解还能反映绢云母化、绿泥石化、钠长石化、绿帘石化等各种蚀变的演化趋势, 常用于研究长英质火山岩蚀变特征。

二郎坪群长英质火山岩 $\text{AI} = 14.3 \sim 92.2$, $\text{CCPI} = 13.0 \sim 84.3$, 大部分长英质岩石样品落入最少蚀变区域 (图 6), 因此二郎坪群火山岩的 Na_2O 、 K_2O 、 CaO 等组分大致反映源岩的成分。而个别矿体下盘样品, 位于 AI ~ CCPI 图解的右上方, 为热液蚀变成因。底盘热液蚀变的样品大致有两种热液蚀变过程: 1 和 2 是石英角斑岩的绢云母化, 而 3 为石英角斑

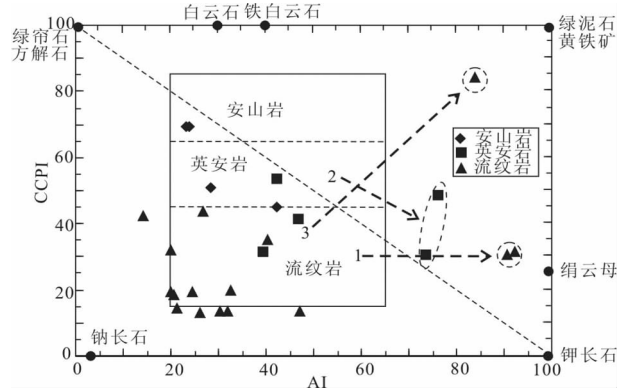


图 6 二郎坪群长英质岩石 AI ~ CCPI 图解 (据 Large *et al.*, 2001)

1 和 2 过程表示绢云母化, 3 过程表示绿泥石化或黄铁矿化
Fig. 6 Alteration box plot for felsic volcanic rocks of the Er'langping Group (after Large *et al.*, 2001)

Trend 1 and 2 show sericite alteration; Trend 3 show chlorite or pyrite alteration

岩的绿泥石化或黄铁矿化。事实上, 这些受热液蚀变的样品具有明显的 Eu 正异常 (图 4), 有别于区域成岩蚀变样品, 可作为找矿勘查的参考。

5.2 二郎坪群长英质火山岩的成因

5.2.1 长英质火山岩的类型

Leshner *et al.* (1986) 根据 Y 和 Zr/Y 比值把与 VMS 矿床有关的长英质岩石分为 4 种类型 (图 7A)。Hart *et al.* (2004) 认为, 不同深度的岩浆房可以形成不同地球化学特征的长英质火山岩, 根据 Yb_N 和 $(\text{La}/\text{Yb})_\text{N}$ 也把长英质岩石分为对应的 4 种类型 (表 3), FI 型长英质岩石由 >30 km 的岩浆房形成, FII 型岩石由 30 ~ 10km 深的岩浆房形成, FIII 型岩石由小于 15 km 深的岩浆房形成 (Hart *et al.*, 2004)。

二郎坪群长英质岩石的 $(\text{La}/\text{Yb})_\text{N}$ 比值平均为 5.21, 小于 6。其长英质岩石大部分落入 FII 钙碱性英安流纹岩、流纹岩区域, 部分刘山岩样品落入 FIII 拉斑质流纹岩、高硅流纹岩区域 (图 3-8)。刘山岩长英质岩石的 Y (41.8×10^{-6}) 和 ΣHREE (27.9×10^{-6}) 最高; 水洞岭长英质岩石的 Y (34.2×10^{-6}) 和 ΣHREE (22.2×10^{-6}); 上庄坪长英质岩石的 Y (17.0×10^{-6}) 和 ΣHREE (10.6×10^{-6})。刘山岩长英质岩石相对高含量的 Zr、 ΣLREE 、 ΣHREE 、Y、Nb, 反映岩浆房处于高位 (中-上地壳) (Lentz, 1998); 而上庄坪岩浆房处于低位 (中-下地壳)。因此, 推断二郎坪群长英质岩石的岩浆房位于 10 ~ 15km。

Leshner *et al.* (1986) 和 Lentz (1998) 的研究表明, 太古宙的 VMS 矿床主要赋存在 FIII 型长英质岩石中, 而元古宙和显生宙的 VMS 矿床则赋存在 FII 型长英质岩石中, 而其它类型长英质岩石较少赋存有硫化物矿床。二郎坪群大部分长英质岩石落入 FII 型长英质岩石区域, 部分刘山岩样品落入

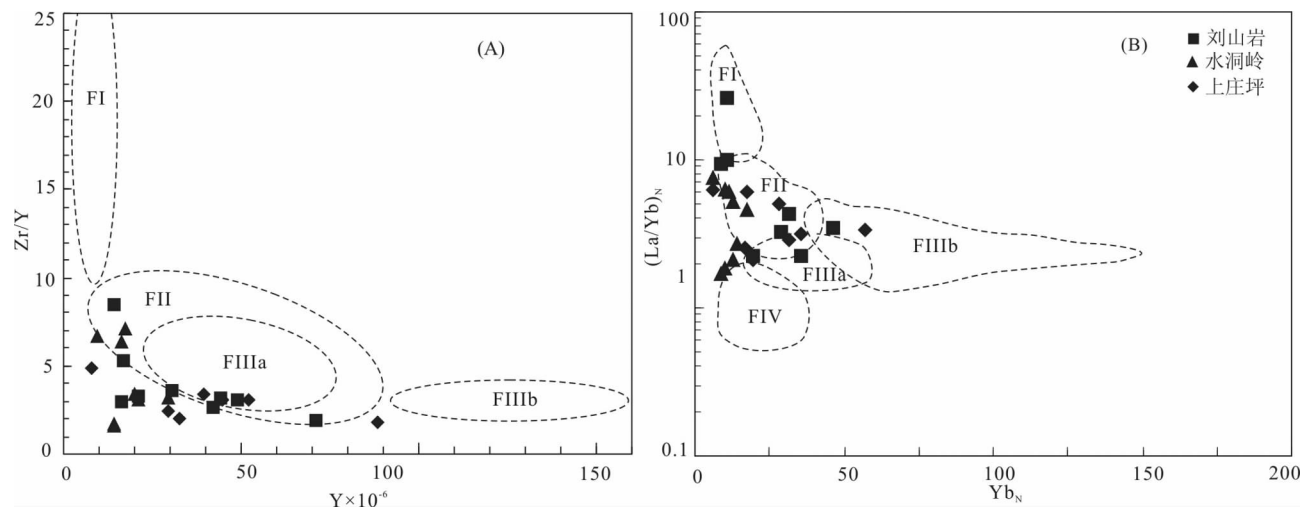


图7 (A) 长英质岩石 Y-Zr/Y (Leshner *et al.*, 1986); (B) 长英质岩石的 Yb_N -(La/Yb)_N 图解 (Hart *et al.*, 2004)

Fig. 7 A. Y-Zr/Y diagram for felsic volcanic rocks of the Er'langping Group (Leshner *et al.*, 1986); B. Yb_N -(La/Yb)_N diagram for felsic volcanic rocks of the Er'langping Group (Hart *et al.*, 2004)

表3 长英质火山岩分类对比表

Table 3 Geochemical classification of felsic volcanic rocks

	FI	FII	FIIIa	FIIIb	FIV	刘山岩	水洞岭	上庄坪
SiO ₂ (wt%)	64 ~ 72	64 ~ 81	67 ~ 78	67 ~ 84	69 ~ 81	69 ~ 81	61 ~ 75	61 ~ 87
TiO ₂ (wt%)	0.16 ~ 0.65	0.16 ~ 0.89	0.21 ~ 0.99	0.09 ~ 0.73	0.09 ~ 0.57	0.32 ~ 0.54	0.16 ~ 0.68	0.14 ~ 0.75
Y (× 10 ⁻⁶)	6 ~ 31	11 ~ 73	25 ~ 96	72 ~ 238	18 ~ 63	8 ~ 88	15 ~ 71	9 ~ 29
Zr/Y	8.8 ~ 31	3.2 ~ 12.12	3.9 ~ 7.7	1.7 ~ 6.2	0.67 ~ 4.8	1.8 ~ 4.9	1.9 ~ 8.5	1.6 ~ 7.1
Yb (× 10 ⁻⁶)	0.43 ~ 3.8	1.3 ~ 7.9	3.4 ~ 9.3	5 ~ 32	1.5 ~ 8.4	1.1 ~ 9.7	1.5 ~ 7.8	1.0 ~ 3.0
(La/Yb) _N	5.8 ~ 34	1.7 ~ 8.8	1.5 ~ 3.5	1.1 ~ 4.9	0.22 ~ 2.1	2.1 ~ 6.4	2.2 ~ 26	1.7 ~ 7.5
δEu	0.85 ~ 1.5	0.35 ~ 0.91	0.37 ~ 0.94	0.20 ~ 1.61	—	0.6 ~ 1.4	0.8 ~ 1.5	0.8 ~ 1.1

注: FI、FII、FIIIa、FIIIb、FIV 数据引自 Hart *et al.*, 2004

FIII 型长英质岩石区域。因此, 根据不同类型的长英质岩石可以有效地指导勘探 (Lentz, 1998)。

5.2.2 长英质火山岩的成因

二郎坪群火山岩主要由镁铁质岩和长英质岩组成, 具有双峰式特征。双峰式中的长英质岩一般有两种成因: 一是长英质岩与镁铁质岩来自同一源区, 长英质岩是镁铁质岩经过分离结晶作用的产物, 并与镁铁质岩具有类似的地球化学特征 (例如 Brophy, 1991; Geist *et al.*, 1995); 二是长英质岩与镁铁质岩源区不同, 长英质岩石是地壳深熔作用形成的, 与镁铁质岩具有不同的地球化学特征 (例如陈衍景和富士谷, 1992; Trua *et al.*, 1998)。

陆壳重熔形成的流纹岩一般偏碱性, 明显富集 LREE 和 HFSE, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值通常为变化较大的负值, 如东非裂谷和 Naivasha 裂谷 (Davies and Macdonald, 1987)。二郎坪群长英质岩高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 +2.60 ~ +6.62, 说明由陆壳深熔作用形成的可能性小; 就镁铁质岩石而言, 刘山岩矿区 $\epsilon_{Nd}(t)$ 为 3.76 ~ 7.63, 水洞岭矿区 $\epsilon_{Nd}(t)$ 为 0.83 ~ 2.60, 上庄坪矿区 $\epsilon_{Nd}(t)$ 为 3.87 ~ 6.17, 不同矿区之间差别较小, 说明它们主

要来自地幔。就上庄坪矿区而言, 镁铁质岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.005$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.496$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.803$, 长英质岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.040 \sim 18.069$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.533 \sim 15.540$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.904 \sim 37.958$, 镁铁质与长英质岩之间非常相似, 说明两端元具有相同的源区特征 (燕长海等, 2008)。此外, 二郎坪群从镁铁质岩到长英质岩具有一致的岩浆演化趋势 (图 3、8)、相似的稀土配分型式 (图 4) 和微量元素蛛网图 (图 5), 也说明二郎坪群镁铁质岩和长英质岩石具有相同的源区特征, 共同源于地幔。

陆壳底部的玄武岩部分熔融也可形成流纹岩 (Garland *et al.*, 1995), 此类流纹岩与幔源岩浆结晶分异而成的流纹岩的主量元素、不相容元素和同位素特征相似。然而, 相容元素 (如 Co、V) 在分离结晶作用过程中含量变化大, 在部分熔融过程中则变化小; 不相容元素 (如 Zr) 则呈相反的变化特点 (Hanson, 1978)。二郎坪群火山岩的相容元素 Co ($1.53 \times 10^{-6} \sim 42.6 \times 10^{-6}$)、V ($1.05 \times 10^{-6} \sim 556 \times 10^{-6}$) 变化范围大, 显示了幔源岩浆结晶分异 (橄榄石和磁铁矿的分离结晶) 的特征, 其长英质岩石难以解释为玄武岩部分熔融的产物。

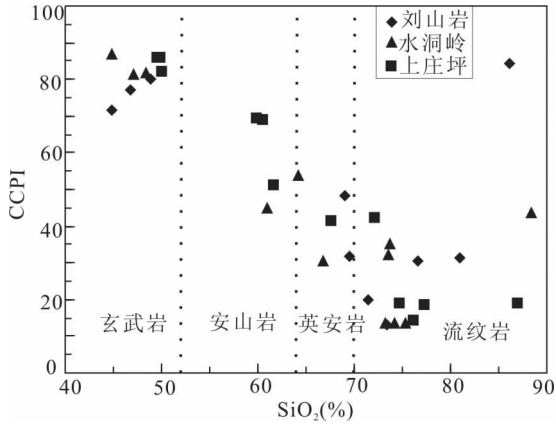


图8 二郎坪群火山岩 SiO_2 -CCPI 图解 (Large *et al.*, 2001)

Fig. 8 SiO_2 -CCPI diagram for volcanic rocks of the Er'langping Group (Large *et al.*, 2001)

二郎坪群火山岩具“双峰式”特征,其镁铁质岩约占60%~75%。虽然镁铁质与长英质岩两端元之间在成分间隙,但二郎坪群火山岩 Fe_2O_3^T 、 MgO 和 CaO 等组分随 SiO_2 含量增加而降低,说明镁铁质岩浆以斜长石、辉石和橄榄石分离结晶为主;在图8上,样品显示了从镁铁质到长英质的演化趋势。镁铁质岩和长英质岩具有相似的微量元素蛛网图(图5),说明分离结晶作用是控制二郎坪群岩浆演化的主要因素,而P、Ti等元素的强烈亏损可能与岩浆演化过程中磷灰石和Fe-Ti氧化物的分离结晶作用相关(图5)。

二郎坪群火山岩的 t_{DM} 为643~1268Ma,从镁铁质岩到长英质岩的 t_{DM} 有变大趋势(表2),反映长英质岩受到更老基底物质的混染。DePaolo(1981)提出流纹质岩浆可由幔源岩浆与壳源熔体发生混合作用,并经过分离结晶作用(即AFC过程,即assimilation and fractional crystallization)而形成。此类岩浆在图9上沿AFC趋势演变(Langevin *et al.*, 2007);在K/Rb-Rb图中(图9C),大量均匀同化地壳物质的岩浆显示BA(bulk assimilation)趋势,向K/Rb急剧降低方向演化,

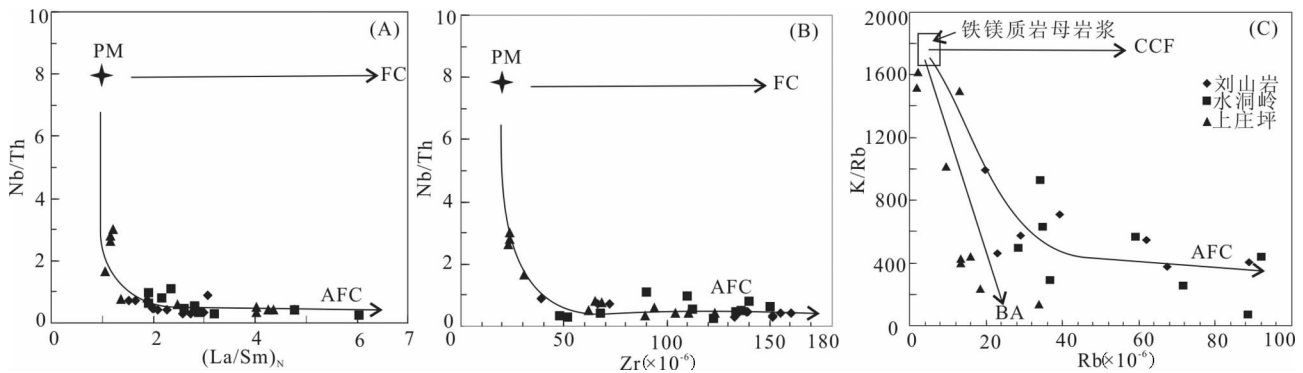


图9 二郎坪群火山岩岩浆演化判别图

Fig. 9 The diagram of magmatic evolution for volcanic rocks of the Er'langping Group

而地幔原生岩浆在封闭条件下的分离结晶作用(CCF)将使残余岩浆向Rb值增高方向演化。当地壳混染与分离结晶并存时,岩浆则沿AFC趋势演变(Johnson *et al.*, 1996)。刘山岩和水洞岭的长英质火山岩遵循AFC趋势,表明了分离结晶与地壳混染的联合作用过程;上庄坪矿区长英质火山岩具有BA趋势,表明地壳物质混染作用更为强烈。

总之,二郎坪群长英质火山岩主体是幔源岩浆结晶分异作用的产物,但受到地壳物质的混染。

5.3 构造背景

秦岭造山带位于华北和扬子板块之间,其形成和演化历史一直是地质学的研究热点(胡受奚和林潜龙,1988;张国伟等,1996;Xue *et al.*, 1996a, b; Meng and Zhang, 1999, 2000;张本仁等,2002;Sun *et al.*, 2002; Ratschbacher *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2008)。二郎坪群是东秦岭造山带重要的组成部分,其火山岩富集LILE,明显亏损HFSE,反映受俯冲作用的影响(Ryerson and Watson, 1987),指示可能形成于岛弧或弧后盆地环境。弧后盆地可以产生洋中脊性质(MORB-like)和岛弧性质(arc-like)的玄武岩(Lawton and McMillan, 1999; Taylor and Martinez, 2003)。在镁铁质岩的构造判别图解中(图10),均表明镁铁质岩有岛弧和洋中脊的过渡特征。长英质岩石中的高场强元素的比值(Th/Ta 、 Th/Hf 、 Ta/Hf 、 Th/Yb 和 Ta/Yb)可以很好地帮助判别火山岩的构造背景(Gorton and Schandl, 2000; Schandl and Gorton, 2002)。从图11上可以看出,二郎坪群长英质火山岩主要落入活动大陆边缘,反映受俯冲作用的影响。二郎坪群火山岩的地球化学特征表明,其镁铁质岩和长英质岩石都具有岛弧和洋中脊的过渡性特征,应为弧后盆地的产物。

早古生代古秦岭洋向北俯冲消减,在秦岭群北边形成二郎坪弧后盆地(陈衍景和富士谷,1992;孙卫东等,1996;张国伟等,1996)。大型边缘海盆以拉斑玄武岩为特征,而小型的弧后盆地一般以钙碱性火山岩为特征(Condie, 1982)。由于Zr比Y更不相容,当Zr/Y降低时,主要由于Y含量的增加导致的,反映压力的减小,构造背景从相对挤压到拉张

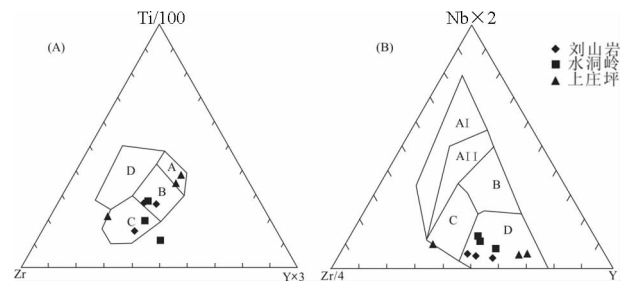


图 10 二郎坪群镁铁质岩构造判别图解

Fig. 10 Tectonic setting diagram for mafic volcanic rocks of the Er'langping Group

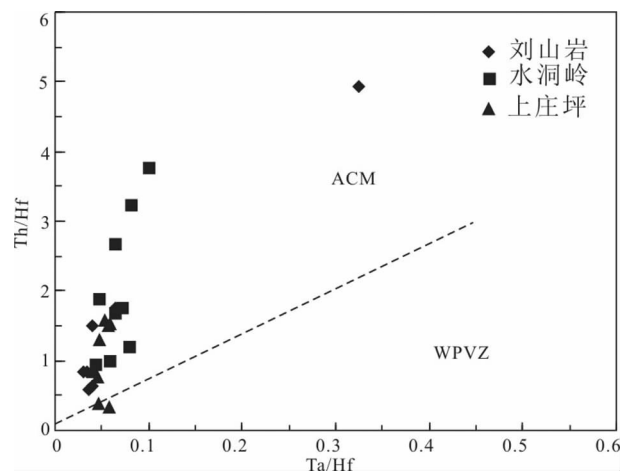


图 11 二郎坪群长英质岩石构造判别图解 (Schandl and Gorton, 2002)

Fig. 11 Th/Hf-Ta/Hf diagram for felsic volcanic rocks of the Er'langping Group (Schandl and Gorton, 2002)

的变化,火山岩从钙碱性到拉斑质的变化 (Lentz, 1998)。因此,刘山岩相对低的 Zr/Y , 具有拉斑性特征,反映的是弧后盆地的成熟阶段;而上庄坪相对高的 Zr/Y , 具有钙碱性,反映的是弧后盆地的初始阶段。

邱家骧和张珠福 (1997)、邱家骧等 (1998) 提出北秦岭早古生代裂谷从东到西,拉张速度和距离变小。在二郎坪弧后盆地的形成过程中,曾一度出现过渡性洋壳 (杨荣勇等, 1995; 孙勇等, 1996)。张本仁等 (2002) 从区域上对二郎坪群镁铁质岩的岩石特征和稀土元素变化规律,结合初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值由西向东逐渐变小 (0.7068→0.7029) 的趋势,也认为二郎坪群弧后盆地的扩张裂陷总体上是东部较西部强烈,以至东部洋脊玄武岩的比例增大,还伴有相当数量的富 Nb 钠质碱性玄武岩。

综上所述,东、西二郎坪群弧后盆地存在差异,东二郎坪群形成于较成熟的弧后盆地,而西二郎坪群形成于弧后盆地的初始阶段。

5.4 成矿环境

火山成因块状硫化物矿床可以形成于洋中脊、岛弧、弧

后、大陆裂谷等不同的构造环境 (Hutchinson *et al.*, 1980; Hart *et al.*, 2004; Hannington *et al.*, 2005; Franklin *et al.*, 2005; Bissig *et al.*, 2008; Piercey *et al.*, 2008)。有学者认为火山成因块状硫化物矿床的成矿物质来自热液流体淋滤下盘火山-沉积岩系和基底岩石形成的 (Lydon, 1988; James *et al.*, 2003); Pásava *et al.* (2007) 研究伊比利亚黄铁矿化带 (Iberian Pyrite Belt) 硫化物的 PGE 特征,也认为硫化物的 PGE 来自热液淋滤下盘长英质岩和变质沉积岩的 PGE,反映成矿物质来源于淋滤下盘赋矿火山-沉积岩系形成的。

VMS 矿床的成矿元素组合与基底岩石的成分有关,而基底岩石成分的变化则与构造背景有关 (Fouquet *et al.*, 1991)。因此,VMS 矿床成矿元素组合与构造环境之间有一定的内在联系 (Hutchinson *et al.*, 1980)。海底热液成矿作用可以发生于弧后拉张的不同发育阶段,形成不同类型的硫化物矿床。Fouquet *et al.* (1993, 2000) 提出初始弧后盆地,如冲绳海槽的热液矿床富集含 Pb 的硫化物矿床,而成熟弧后盆地,如斐济盆地的热液矿床以 Cu-Fe-Zn 为主 (Bendel *et al.*, 1993)。从初始弧后盆地 (冲绳海槽) 到成熟弧后盆地 (斐济盆地),陆壳成分逐渐减少、洋壳组分逐渐增加,块状硫化物矿床中 Pb 的富集程度逐渐降低,而 Cu 富集程度逐渐增加。二郎坪群火山岩中发育的 VMS 矿床,主要有刘山岩矿床,主要成矿元素为 Zn、Cu,类似于 Cyprus 型矿床;而桑树坪-水洞岭和上庄坪等矿床,主要成矿元素为 Zn、Pb、Cu、Ba,类似于 Kuroko 型。从刘山岩矿床→水洞岭矿床→上庄坪矿床表现出铜的含量减少,铅含量的增多。

综上所述,西二郎坪群矿床 (水洞岭和上庄坪) 形成于初始的弧后盆地,受陆源物质影响较大,形成富 Pb 的矿床;而东二郎坪群矿床 (刘山岩) 可能形成弧后盆地的成熟阶段,类似于斐济盆地,形成富 Cu 的矿床。

5.5 找矿意义

根据前人的研究成果,太古宙的 VMS 矿床主要赋存于 FIII 型长英质岩石中,而元古宙和显生宙的 VMS 矿床则赋存于 FII 型长英质岩石中,而其它类型长英质岩石较少赋存有硫化物矿床 (Leshner *et al.* 1986; Lentz, 1998)。通过对二郎坪群中赋存 VMS 矿床的长英质火山岩的蚀变特征和地质、地球化学特征的研究,可以为找矿勘查工作提供新的思路。大部分块状硫化物矿体的下盘都有热液蚀变管分布,使矿体下盘的长英质火山岩明显受到热液蚀变的影响。通过蚀变指数 AI (alteration index) 和 CCPI (chlorite-carbonate-pyrite index) 可以有效区分热液蚀变和区域成岩蚀变,进而可以有效地指导找矿 (Large *et al.*, 2001)。

6 结论

(1) 二郎坪群火山岩的主量、微量和 Nd 同位素特征,表明源区来自亏损的地幔源区,受到俯冲作用的影响。镁铁质

岩浆上升到中地壳(10~15 km),经过 AFC 演化形成长英质岩石。

(2)通过蚀变指数 AI 和 CCPI 对二郎坪群长英质火山岩的蚀变特征进行研究,表明矿体下盘的长英质火山岩明显受到热液蚀变的影响,有别于区域成岩蚀变的岩石,反映成矿热液流体上升对围岩的热液蚀变作用。有效区分热液蚀变或者后期变质蚀变,可以指导找矿工作。

(3)西二郎坪群矿床(水洞岭和上庄坪)形成于初始的弧后盆地,受陆源物质影响较大,形成富 Pb 的矿床;而东二郎坪群矿床(刘山岩)可能形成弧后盆地的成熟阶段,形成富 Cu 的矿床。

致谢 野外工作和论文写作过程中得到燕长海教授级高工、彭翼高级工程师和王焰研究员的帮助,成文后承蒙两位评审人以及陈衍景教授提出宝贵意见,在此表示衷心感谢!

References

Barrett TJ and MacLean WH. 1999. Volcanic sequences, litho-geochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems; *Reviews in Economic Geology*, 8: 101–131

Bendel V, Fouquet Y, Auzende JM, Lagabrielle Y, Grimaud D and Urabe T. 1993. The White Lady hydrothermal field, North Fiji back-arc basin, southwest Pacific. *Economic Geology*, 88: 2237–2249

Bissig T, Mortensen JK, Tosdal RM and Hall BV. 2008. The rhyolite-hosted volcanogenic massive sulfide district of Cuale, Guerrero Terrane, west-central Mexico: Silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting. *Economic Geology*, 103: 141–159

Brophy JG. 1991. Compositional gaps, critical crystallinity and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109: 173–182

Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold mineralization in west Henan. Beijing: Seismological Press. 30–31 (in Chinese with English abstract)

Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085–2108 (in Chinese with English abstract)

Condie, KC. 1982. Plate tectonics and crustal evolution. (2nd edition). Pergamon Press, Inc, New York

Davies GR and Macdonald R. 1987. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: Combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constrains. *Journal of Petrology*, 28: 1009–1031

DePaolo DJ. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189–202

Fouquet Y, Henry K, Cambon P, Auzende JM, Charlou JL, Urabe T and Ishibashi J. 2000. Hydrothermal sulfide deposits mineralogical and chemical composition in relation to the maturity of the back-arc systems in the SW Pacific. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 81 (22), WP90 (abstract)

Fouquet Y, Stackberg UV, Charlou JL, Donval JP, Erzinger J and Foucher JP. 1991. Hydrothermal activity and metallogenesis in the Lau back-arc basin. *Nature*, 349: 778–781

Fouquet Y, von Stackelberg U, Charlou JL, Erzinger J, Herzig PM, Mhe R and Wiedicke M. 1993. Hydrothermal activity in back-arc

environments: The Lau Basin example. *Economic Geology* 88, 2154–2181

Franklin JM, Gibson HL, Jonasson IR and Galley AG. 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 523–560

Franklin JM, Sangster DF and Lydon JW. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, (75th Anniv): 485–627

Gao J, John T, Klemd R and Xiong XM. 2007. Mobilization of Ti-Nb-Ta during subduction: Evidence from rutile-bearing dehydration segregations and veins hosted in eclogite, Tianshan, NW China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 4974–4996

Gao LD, Wang ZQ, Wang T, Yan QR, Yan Z and Li QG. 2006. Discovery of Devonian spores in the Huoshenmiao Formation of the Er'langping Group in the Xixia area, Henan, China. *Geological Bulletin of China*, 25 (11): 1287–1294 (in Chinese with English abstract)

Garland F, Hawkesworth CJ and Mantovani MSM. 1995. Description and petrogenesis of the Parana rhyolites. *Journal of Petrology*, 36: 1193–1227

Geist D, Howard KA and Larson P. 1995. The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: The basalt-rhyolite association at Volcan Alcedo, Galapagos Archipelago. *Journal of Petrology*, 36: 965–982

Gemmell JB. 2007. Hydrothermal alteration associated with the Gosowong Epithermal Au-Ag deposit, Halmahera, Indonesia: Mineralogy, geochemistry, and exploration implications. *Economic Geology*, 102: 893–922

Gorton MP and Schandl ES. 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38: 1065–1073

Goto A and Tatsumi Y. 1994. Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer. *The Rigaku Journal*, 11: 40–59

Hannington MD, de Ronde CEJ and Petersen S. 2005. Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 111–141

Hanson GN. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 26–43

Hart TR, Gibson HL and Leshner CM. 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, 99: 1003–1013

Hu SX and Lin QL. 1988. Geology and Metallogeny of the Collision Belt between the South China and North China Plates. Nanjing: Nanjing University Press (in Chinese)

Hutchinson RW, Fyfe WS and Kerrich R. 1980. Deep fluid penetration and ore deposition. *Minerals Science Engineering*, 12: 107–120

Ishikawa Y, Sawaguchi T and Iwaya S. 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geology*, 26: 105–124

James RH, Allen DE and Seyfried WE. 2003. An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperature(51°C ~ 350°C): Insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 681–691

Jia CZ, Guo YS and Guo LZ. 1988. The Plate Tectonism in East Qinling. Nanjing: Nanjing University Press, 1–130 (in Chinese)

Jiang CY, Su SR, Zhang ZF, Yang ZH and Zhao TP. 1995. Questioning and reunderstanding the composition of Huoshengmiao formation, Er'langping Group. *Journal of Xi'an College of Geology*, 17(2): 1–5 (in Chinese with English abstract)

Jiang FZ. 2001. Bimodal volcanic association and massive sulfide deposits. *Mineral deposits*, 20 (4): 331–338 (in Chinese with English abstract)

Jin SW. 1994. Discussions on Er'langping Group. *Henan Geology*, 12 (1): 36–40 (in Chinese with English abstract)

- Johnson KE, Harmon RS, Richardson JM, Moorbath S and Strong DF. 1996. Isotope and trace element geochemistry of Augustine volcano, Alaska: Implications for magmatic evolution. *Journal of Petrology*, 37: 95 – 115
- Langevin PM, Dub B, Hannington MD, Richer-Lafleche M and Gosselin G. 2007. The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi Greenstone Belt, Quebec Part II. lithochemistry and paleotectonic setting. *Economic Geology*, 102: 611 – 631
- Large RR, Gemmill JB, Paulick H and Huston DL. 2001. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithochemistry associated with volcanic hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 96: 957 – 971
- Lawton TF and McMillan N. 1999. Arc abandonment as a cause for passive continental rifting; Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. *Geology*, 27: 779 – 782
- Lentz D. 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems; The role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews*, 12: 289 – 327
- Leshner CM, Goodwin AM, Campbell IH, and Gorton MP. 1986. Trace element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 222 – 237
- Li YL, Zhang GW and Song CZ. 1998. Characteristics of bidirectional subduction of Er'langping back-arc basin in the East Qinling. *Geological Journal of China Universities*, 4 (3): 286 – 293 (in Chinese with English abstract)
- Liang XR, Wei GJ, Li XH and Liu Y. 2003. Precise measurement of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and Sm/Nd ratios using multiple-collectors inductively coupled plasma-mass spectrometer (MC-ICPMS). *Geochimica*, 32: 1 – 6 (in Chinese with English abstract)
- Lu SN, Li HK, Chen ZH, Hao GJ, Zhou HY, Guo JJ, Niu GH and Xiang ZQ. 2003. Meso-Neoproterozoic geological evolution in the Qinling orogeny and its response to the supercontinental events of Rodinia. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 194 (in Chinese with English abstract)
- Lydon JW. 1988. Volcanogenic massive sulfide deposits, Part II: Genetic model. *Geoscience Canada*, 15: 43 – 65
- MacLean WH. 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 25: 44 – 49
- Meng QR and Zhang GW. 1999. Timing of collision of the North and South China blocks: Controversy and reconciliation. *Geology*, 27 (1): 123 – 126
- Meng QR and Zhang GW. 2000. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China. *Tectonophysics*, 323: 183 – 196
- Ouyang JP. 1989. Geochemical studies in continental margin of southern North China platform, Eastern Qinling area. Ph. D. Dissertation. Wuhan: China University of Geoscience (in Chinese with English abstract)
- Päsava J, Vymazalov A and Tornos F. 2007. PGE distribution in massive sulfide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 42: 309 – 314
- Peng Y, Yan CH, Wan SQ, Ma HW and Zhao RJ. 2005. Geological-geochemical characteristics of the Liushanyan massive sulfide deposit in the eastern Qinling Mountains. *Geological Review*, 51 (5): 550 – 557 (in Chinese with English abstract)
- Piercey SJ, Peter JM, Mortensen JK, Paradis S, Murphy DC and Tucker TL. 2008. Petrology and U-Pb geochronology of footwall porphyritic rhyolites from the Wolverine volcanogenic massive sulfide deposit, Yukon, Canada: Implications for the genesis of massive sulfide deposits in continental margin environments. *Economic Geology*, 103: 5 – 33
- Qi L, Hu J and Gregoire DC. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Talanta*, 51: 507 – 513
- Qiu JX and Zhang ZF. 1997. Experiment, composition and tectonic opening closing of early Palaeozoic marine volcanic rocks from northern Qinling mountains, China. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, 22 (3): 233 – 239 (in Chinese with English abstract)
- Qiu JX, Zeng GC, Zhu YH and Su SG. 1998. Characteristics and latitude comparative research on the early Palaeozoic volcanic rocks of rifted orogenic belt and small ocean basin ophiolite suit from northern Qinling mountains and southern Qilian mountains. *Geological Journal of China Universities*, 4 (4): 393 – 405 (in Chinese with English abstract)
- Ratschbacher L, Hacker BR, Calvert A, Webb LE, Grimmer JC, McWilliams MO, Ireland T, Dong SW and Hu JM. 2003. Tectonics of the Qinling (Central China): Tectonostratigraphy, geochronology, and deformation history. *Tectonophysics*, 366: 1 – 53
- Russell WA, Papanastassiou DA and Tombrello TA. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1075 – 1090
- Ryerson SJ and Watson EB. 1987. Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 225 – 239
- Schandl ES and Gorton MP. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97: 629 – 642
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process. In: Saunders AD and Nony MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basin*. Geological Society Special Publication, 42: 313 – 354
- Sun WD, Li SG, Sun Y and Zhang GW. 1996. Chronology and geochemistry of a lava pillow in the Er'langping Group at Xixia in the north Qinling mountains. *Geological Review*, 42 (2): 144 – 153 (in Chinese with English abstract)
- Sun WD, Li SG, Sun Y, Zhang GW and Li QL. 2002. Mid-paleozoic collision in the north Qinling: Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and their tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 69 – 76
- Sun Y, Lu X, Han S, Zhang GW and Yang SX. 1996. Composition and formation of Paleozoic Er'langping ophiolitic slab, North Qinling: Evidence from geology and geochemistry. *Science in China (Series D)*, 39 (Supp): 50 – 59 (in Chinese)
- Taylor B and Martinez F. 2003. Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 481 – 497
- Trua T, Deniel C and Mazzuoli R. 1998. Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence. *Chemical Geology*, 155: 201 – 231
- Wang XR, Hua H and Sun Y. 1995. A study on microfossils of the Er'langping Group in Wantan area Xixia County, Henan Province. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 25 (4): 353 – 358 (in Chinese with English abstract)
- Wei CS, Yang ZQ, Fu JM, Wei JQ and Zhang YM. 2004. Origin and palaeotectonic setting of Liushanyan copper-zinc deposit in Tongbai, Henan Province. *Geological Science and Technology Information*, 23 (2): 25 – 30 (in Chinese with English abstract)
- Wei CS, Yang ZZ and Zhan MG. 2002. Fluid inclusions of the copper-zinc type massive sulfide deposit in Liushanyan, Henan Province. *Geology and Mineral Resources of South China*, 2: 47 – 53 (in Chinese with English abstract)
- Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28: 459 – 469
- Xiao YL, Sun WD, Hoefs J, Simon K, Zhang ZM, Li SG and Hofmann AW. 2006. Making continental crust through slab melting: Constraints from niobium-tantalum fractionation in UHP metamorphic rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 4770 – 4782
- Xu JF, Zhang BR and Han YW. 2008. Geochemistry of the Mian-Lue ophiolites in the Qinling Mountains, central China: Constraints on the evolution of the Qinling orogenic belt and collision of the North

- and South China Cratons. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 336 - 347
- Xue F, Kroner A, Reischmann T and Lerch F. 1996a. Paleozoic pre-and post-collision calcalkaline magmatism in the Qinling orogenic belt, central China, as documented by zircon ages on granitoid rocks. *Journal of Geological Society*, 153: 409 - 417
- Xue F, Lerch MF, Kroner A and Reischmann T. 1996b. Tectonic evolution of the east Qinling Mountains, China, in the Paleozoic: A review and new tectonic model. *Tectonophysics*, 253: 271 - 284
- Yan CH, Xu YH, Peng Y and Zhao TP. 2008. Geological, geochemical characteristics and genesis of massive sulfide deposits in the Erlangping Group in the East Qinling. *Mineral Deposits*, 27 (1): 14 - 27 (in Chinese with English abstract)
- Yang RY, Hu SX, Ren QJ and Guo JC. 1995. The geochemical characteristics and metallogenesis associated with massive sulfide deposits of Erlangping Group ophiolite in East Qinling. *Journal of Nanjing University*, 31 (1): 140 - 147 (in Chinese with English abstract)
- Yang RY, Xu ZW, Ren QJ, Guo JC and Lu XC. 1996. The type and metallogenic conditions of Shuidongling zinc-copper deposit in Nanzhao, Henan Province. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni*. 35 (4): 95 - 100 (in Chinese with English abstract)
- Zhang BR, Gao S, Zhang HF and Han YW. 2002. *Geochemical Characteristics of Qinling Orogenic Belt*. Beijing: Science Press, 1 - 187 (in Chinese)
- Zhang GW. 1989. *Formation and Evolution of the Qinling Mountains*. Xi'an: Northwest University Press, 1 - 192 (in Chinese)
- Zhang GW, Meng QR, Yu ZP, Sun Y, Zhou DW and Guo AL. 1996. The orogenic process and tectonic evolution in the Qinling Orogen. *Science in China (Series D)*, 26: 193 - 200 (in Chinese)
- and South China Cratons. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 336 - 347
- 冲特征. *高校地质学报*, 4 (3): 286 - 293
- 梁细荣, 韦刚健, 李献华, 刘颖. 2003. 利用 MC-ICPMS 精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 Sm/Nd 比值. *地球化学*, 32: 1 - 6
- 陆松年, 李怀坤, 陈志宏, 郝国杰, 周红英, 郭进京, 牛广华, 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 - 194
- 欧阳建平. 1989. 东秦岭地区华北地台南部大陆边缘地球化学研究. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学
- 彭翼, 燕长海, 万守全, 马宏卫, 赵荣军. 2005. 东秦岭刘山岩块状硫化物矿床地质地球化学特征. *地质论评*, 51 (5): 550 - 557
- 邱家骧, 曾广策, 朱云海, 苏尚国. 1998. 北秦岭-南祁连山古生代裂谷造山带火山岩与小洋盆蛇绿岩套特征及纬向对比. *高校地质学报*, 4 (4): 393 - 405
- 邱家骧, 张珠福. 1997. 北秦岭早古生代海相火山岩的实验、成分与构造开合. *地球科学*, 22 (3): 233 - 239
- 孙卫东, 李曙光, 孙勇, 张国伟. 1996. 北秦岭西峡二郎坪群枕状熔岩中一个岩枕的年代学和地球化学研究. *地质论评*, 42 (2): 144 - 153
- 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)*, 增刊: 49 - 55
- 王学仁, 华洪, 孙勇. 1995. 河南西峡湾潭地区二郎坪群微体化石研究. *西北大学学报 (自然科学版)*, 25 (4): 353 - 358
- 韦昌山, 杨振强, 付建明, 魏君奇, 张业明. 2004. 河南桐柏刘山岩铜锌矿床成因及古大地构造环境. *地质科技情报*, 23 (2): 25 - 30
- 韦昌山, 杨振强, 战民国. 2002. 河南刘山岩铜锌型块状硫化物矿床流体包裹体研究. *华南地质与矿产*, 2: 47 - 53
- 燕长海, 徐勇航, 彭翼, 赵太平. 2008. 东秦岭二郎坪群中火山成因块状硫化物的矿床地质地球化学特征及其成因讨论. *矿床地质*, 27 (1): 14 - 27
- 杨荣勇, 胡受奚, 任启江, 郭继春. 1995. 东秦岭二郎坪群蛇绿岩的地球化学特征及其成矿意义. *南京大学学报*, 31 (1): 140 - 147
- 杨荣勇, 徐兆文, 仁启江, 郭继春, 陆现彩. 1996. 河南南召水洞岭铜矿床的类型及成矿条件. *中山大学学报 (自然科学版)*, 35 (4): 95 - 100
- 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, 1 - 187
- 张国伟. 1989. 秦岭造山带的形成及其演化. 西安: 西北大学出版社, 1 - 192
- 张国伟, 孟庆任, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. *中国科学 (D 辑)*, 26: 193 - 200

附中文参考文献

- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社. 30 - 31
- 陈衍景, 倪培, 范洪瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿床的流体包裹体特征. *岩石学报*, 23 (9): 2085 - 2108.
- 高联达, 王宗起, 王涛, 闰全人, 闰臻, 李秋根. 2006. 河南西峡地区二郎坪群火神庙组中发现泥盆纪孢子化石. *地质通报*, 25 (11): 1287 - 1294
- 胡受奚, 林潜龙. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿. 南京: 南京大学出版社
- 姜常义, 苏生瑞, 张振飞, 杨志华, 赵太平. 1995. 对二郎坪群火神庙组物质组成的质疑与再认识. *西安地质学院学报*, 17 (2): 1 - 5
- 姜福芝. 2001. 双峰式火山岩与块状硫化物矿床. *矿床地质*, 20 (4): 331 - 338
- 贾承造, 施央申, 郭令智. 1988. 东秦岭板块构造. 南京: 南京大学出版社, 1 - 130
- 金守文. 1994. 二郎坪群两点商议. *河南地质*, 12 (1): 36 - 40
- 李亚林, 张国伟, 宋传中. 1998. 东秦岭二郎坪弧后盆地双向式俯