

# 黄龙铺钼矿田含矿碳酸岩地球化学特征及其形成构造背景\*

许成<sup>1</sup> 宋文磊<sup>1,2</sup> 漆亮<sup>1</sup> 王林均<sup>1,2</sup>

XU Cheng<sup>1</sup>, SONG WenLei<sup>1,2</sup>, QI Liang<sup>1</sup> and WANG LinJun<sup>1,2</sup>

1. 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

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

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

2008-10-17 收稿, 2008-12-16 改回.

Xu C, Song WL, Qi L and Wang LJ. 2009. Geochemical characteristics and tectonic setting of ore-bearing carbonatites in Hunglongpu Mo ore field. *Acta Petrologica Sinica*, 25(2):422-430

**Abstract** The Hunglongpu Mo ore field is a unique metallogenic type in the East Qinling molybdenum mineralization belt. Most of them are associated with carbonatite dykes with molybdenite Re-Os age of 220Ma. Carbonatites collected from Shijiawan II deposit are characterized by high Sr and REE contents. C and O isotopic compositions of the calcites from the carbonatites are fallen into the range of the "primary igneous carbonatites" with the  $\delta^{13}C_{PDB}$  and  $\delta^{18}O_{SMOW}$  values ranging from -6.75 to -9.92‰ and 8.69 to 9.48‰, respectively, showing the typical characteristics of igneous carbonatite. It is generally accepted that carbonatite is produced by low degree partial melting or metasomatism of the mantle source with the characteristics of significant LREE-rich distribution pattern. But the carbonatites in Shijiawan II deposit have quite high HREE contents and flat REE distribution pattern, which is different from other carbonatites worldwide. This requires that the rock source must be enriched in HREEs and depleted in LREEs. Such characteristics of source are consistent with that of the residual eclogite which evolved through the partial melting of subducted oceanic crust. Therefore, we suggest that, when Mianlue oceanic crust subducted into the Qinling and North China Block in Triassic period, the magmatic arc formed through metamorphic dehydration and melting processes, then carbonatite magma was produced by low degree partial melting or metasomatism of the residual eclogite in back-arc extension area. The processes resulted into the formation of Hunglongpu Mo deposits associated with carbonatites. Therefore, there is still B-type subduction in the Qinling at about 220Ma, and the continental collision processes are not over yet.

**Key words** Carbonate dykes; Rare earth elements; Tectonic setting; Huanglongpu Mo ore field; East Qinling molybdenum mineralization belt

**摘要** 陕西黄龙铺钼矿田是东秦岭钼矿带中成矿类型最为独特的矿床,多数矿体产于晚三叠纪(220Ma)的碳酸岩岩脉内。其中,石家湾II号矿体碳酸岩的Sr和REE含量异常高, $\delta^{13}C_{PDB}$ 为-6.75‰~-9.92‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ 为8.69‰~9.48‰,显示典型的火成碳酸岩的特征。在世界范围内,碳酸岩来自地幔低程度部分熔融或交代作用,稀土配分模式为陡倾斜的轻稀土富集型,但石家湾碳酸岩HREE含量异常高,稀土配分模式平坦,不同于世界其它地区的碳酸岩,这要求源区必须相对亏损LREE,相对富集HREE。显然,如此源区与俯冲洋壳部分熔融之后的残留相榴辉岩的特征一致。因此,我们认为,勉略洋壳在三叠纪向北俯冲至秦岭-华北联合陆块之下,通过变质脱水熔融而形成岩浆弧,随后,在弧后扩张带发生残余榴辉岩的低程度部分熔融或交代而形成碳酸岩岩脉,导致黄龙铺矿田形成。如此以来,秦岭地区在220Ma左右仍有B型俯冲作用,碰撞造山作用并没有结束。

**关键词** 碳酸岩岩脉; 稀土元素; 构造背景; 黄龙铺钼矿田; 东秦岭钼矿带

中图法分类号 P588.245; P618.65

\* 本文为国家973计划项目(2006CB4035008)和国家自然科学基金资助项目(40773021)的成果。

第一作者简介: 许成,男,1976年12月生,博士,研究员,岩石地球化学和矿床地球化学专业, E-mail: xucheng1999@hotmail.com

除中国外,世界钼资源量大约 10.7Mt,其中美国 5.4Mt,智利 2.5Mt,加拿大 0.91Mt,俄罗斯 0.36Mt,其他地区 1.67Mt (Singer *et al.*, 2002)。截至 1996 年,中国已探明钼矿床 222 处,伴生钼多金属矿床 141 处,钼资源总量 8.23Mt (朱训,1999),是钼资源最丰富的国家。东秦岭是中国最重要的钼矿带,探明钼资源量已超过美国西部 Climax-Henderson 斑岩钼矿带,成为全球第一大钼矿带(李诺等,2007)。东秦岭钼矿带北以三宝断裂带为界(陈衍景等,1990),南到商丹断裂,西起陕西省洛南县的金堆城矿床,东到河南省镇平县的秋树湾矿床,拥有金堆城等 5 个世界级超大型钼矿床和黄龙铺等 5 个大型矿床以及一些中小型矿床,钼金属资源量达 5Mt(李诺等,2007)。

丰富的资源使东秦岭钼矿带的形成受到国内外地质工作者的瞩目(胡受奚等,1988;黄典豪等,1994;王平安等,1998;Chen *et al.*, 2000, 2007;毛景文等,2003, 2005;叶会寿等,2006;张正伟等,2007;李诺等,2008;倪智勇等,2008),积累了大量成矿年龄研究成果,绝大多数年龄数据集于 160~100Ma 之间(即燕山期),黄龙铺等少数矿床给出了 >200Ma 的印支期年龄(黄典豪等,1994)。关于东秦岭钼矿带燕山期岩体和矿床的地球动力学背景,目前还存在多种观点,主要是:(1)成岩成矿过程主要发生在大陆内部的挤压背景,含矿岩体为同熔型(或 I 型)花岗岩(胡受奚等,1988);(2)成矿岩体主要为 A 型俯冲所致的碰撞型花岗岩,大规模成岩成矿作用发生在碰撞造山过程的挤压-伸展转变期,并伴随岩石圈拆沉、减薄和造山带垮塌、断陷盆地发育等事件(Chen *et al.*, 2000;Li *et al.*, 2001;陈衍景等,2003;李诺等,2007, 2008);(3)成岩成矿时间的地球动力学背景为造山后的构造体制大转折晚期和岩石圈大规模快速减薄(毛景文等,2003, 2005;李永峰等,2005)。

事实上,上述分歧的关键在于黄龙铺等印支期成岩成矿的区域构造背景,主要有:(1)扬子与华北大陆碰撞造山过程(胡受奚等,1988;陈衍景和富士谷,1992;Chen *et al.*, 2000, 2007;张国伟等,2001);(2)碰撞造山晚期地幔蠕动或脱气过程(毛景文等,2003, 2005;李永峰等,2005);(3)碰撞前的岩浆弧-弧后转换带或陆陆碰撞的初始阶段(Zhang *et al.*, 2002;李诺等,2007, 2008)。由此可见,秦岭地区三叠纪的地球动力学背景已经成为当前秦岭造山带构造演化和成岩成矿研究的最关键问题之一(陈衍景,2009),也是分歧最严重的问题!

陕西黄龙铺钼矿田是东秦岭地区的大型钼矿床之一,大部分矿区与碳酸岩脉有关,其中大石沟辉钼矿 Re-Os 年龄为 220Ma(黄典豪等,1994),是东秦岭目前已报道的最老的钼矿床,也是类型独特的矿床,对揭示整个东秦岭钼成矿的成因及深部动力学机制具有重要的价值。值得注意的是,这种碳酸岩型钼矿床也是目前已知与碳酸岩共生的矿种中最为罕见的一种。因此,本文分析了黄龙铺石家湾矿区碳酸岩的微量元素和 C-O 同位素组成并初步探讨了矿区深部地球动

力学特征。

## 1 地质背景和矿床地质

秦岭造山带是华北与扬子两大古板块的接合带,在我国大陆地质构造演化中占有重要地位。前人发现了商丹和勉略缝合带(李春昱等,1978),确定了秦岭造山带的板块构造格局(胡受奚等,1988;贾承造等,1988)、地球化学分区及其物质成分(张本仁等,2002),分析了显生宙造山机制和造山动力学过程(张国伟等,2001;陈衍景等,2003;Chen *et al.*, 2004),特别是研究了东秦岭花岗岩类的成因类型、演化及其与钼矿化的关系(胡受奚等,1988;Chen *et al.*, 2000;张正伟等,2001;李永峰等,2005;李诺等,2007)。

黄龙铺钼矿田位于华北古板块南缘的华熊地块。华熊地块的早前寒武纪基底包括太古宙-古元古代的太华超群片麻岩系和 2.1~1.85Ga 期间形成的绿片岩相变质的铁铜沟组山间磨拉石建造(Chen and Zhao, 1997),盖层自下而上依次为熊耳群火山岩建造(1.85~1.45Ga)、官道口群(1.4~1.0Ga)和栾川群(1.0~0.8Ga)浅变质含碳碎屑岩-碳酸盐岩-硅质岩建造,盖层与基底构造层呈角度不整合关系(胡受奚等,1988;陈衍景和富士谷,1992)。矿田发育深达上地幔的断裂构造,断裂带走向为 300°~330°,宽达 1~3km(黄典豪等,1985)。矿田长约 6km,受北西向断裂带控制,包括了垣头、文公岭、大石沟、石家湾、桃园和二道河等矿床或矿点。其中,大石沟、石家湾和桃园规模较大,已可独立构成矿床。成矿元素以钼为主,次为稀土、铅和钨。除文公岭和石家湾 I 矿体外,钼矿体均产于碳酸岩脉内。根据野外观察和陕西省地质矿产局第十三地质队(1989)研究资料,对各矿床(矿点)或矿区地质特征介绍如下(图 1):

垣头矿点。产于太华超群片麻岩,矿体主要由碳酸岩岩脉组成,脉体规模较大,单脉长 100~1000m,走向为北西-北北西。矿物成分主要为方解石、石英、天青石、微斜长石、黄铜矿、方铅矿、辉钼矿、独居石、铋铁铀矿和磷钼矿。矿化元素的品位情况是:0.07%~0.144% Mo, 0.1%~0.5% Pb, 0.01%~0.1% La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.03%~0.3% Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.05%~0.3% Sr, 1g/t~5 g/t Ag(高者为 44g/t~46g/t)。仅据地表评价,陕西省第六地质大队求得钼资源量 1700t,轻稀土 1000t,铅 2000t。

文公岭矿点。矿区地层为熊耳群火山岩和官道口群高山河组绢云板岩和砂质板岩,构造为北北西向断裂,侵入岩有燕山早期石英闪长石、黑云二长花岗岩和少量的伟晶岩脉、细晶岩脉,以及海西-印支期的碳酸岩脉。矿体为钾长石-石英脉,产于燕山早期石英闪长岩周围的爆破角砾岩内,产状与角砾岩一致,北西向长约 600m,宽 200~260m。矿物成分主要为石英、钾长石、方解石、萤石、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿和黑钨矿。矿石 Mo 品位为 0.036%~0.136%,Pb 平均 7.56%,Ag 为 500 g/t~1000 g/t,WO<sub>3</sub> 为

0.1% ~ 0.5%。初步求得 D 级储量为 2000t Mo, 1000t Pb, 6.75t Ag, 3560t W。

大石沟矿床(包括西沟)。矿体由相互平行的北东向碳酸岩岩脉组成,受北西和北东向断裂控制,单脉最长达 500m 左右,粗脉形态较规则,而细脉则构成网脉,产于熊耳群火山岩和高山河组石英砂岩、绢云母板岩内。围岩蚀变仅局限于矿脉两侧,主要有黑云母化、绿帘石化、黄铁矿化、碳酸盐化、硬石膏化和沸石化。矿物成分主要包括方解石、石英、天青石、微斜长石、黄铁矿、方铅矿、辉钼矿、氟碳铈矿、独居石,金

红石、铈钨铀矿和铅钨钽铁矿。辉钼矿的产出方式有:①以稀疏或稠密浸染状分布于方解石中,在石英中也可见;②呈薄膜状产于矿脉的两壁或一壁;③在近脉壁的碳酸盐化细碧岩中呈星点状分布。Mo 品位为 0.075% ~ 0.103%,储量为  $8.94 \times 10^4$ t, 铅约  $19 \times 10^4$ t。部分矿脉轻稀土含量达 1.1% ~ 2.79%, 高者达 4.30%, 有一定规模。

桃园矿床。主要赋矿围岩是管道口群高山河组石英砂岩夹绢云板岩,次为熊耳群火山岩,北西向与北东向断裂构

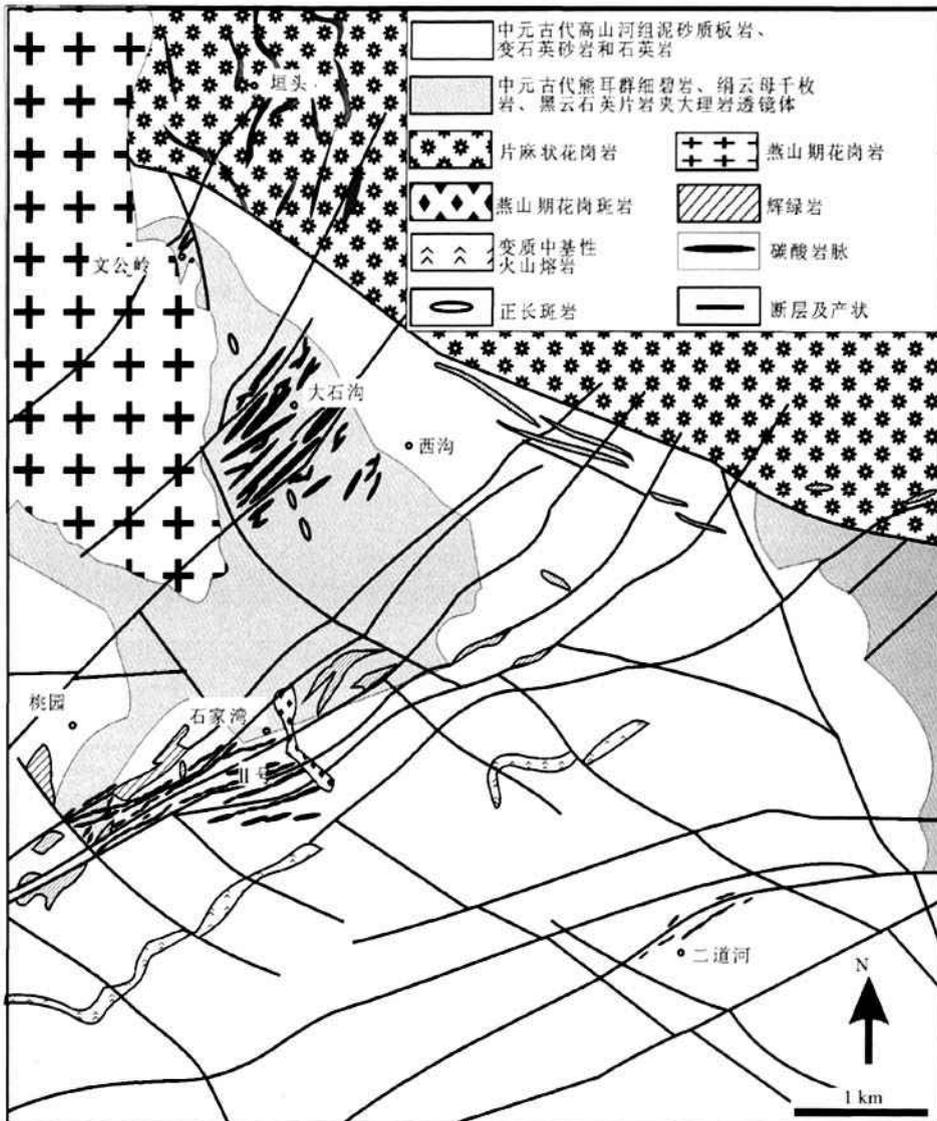


图 1 黄龙铺钼矿田地质简图(修改据陕西省地质矿产局第十三地质队,1989<sup>①</sup>)

Fig. 1 Geological sketch of the Huanglongpu Mo deposit

① 陕西省地质矿产局第十三地质队, 1989. 陕西省洛南县黄龙铺钼矿区详细普查地质报告

成的‘构造框’中。矿体由碳酸岩岩脉组成,脉体形态不规则,呈北东-北北东走向,单脉长几米至80米。已圈定的矿体中最长者约800米,最小者不足百米。矿物成分主要包括方解石、石英、钾长石、天青石、萤石、黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿,方铅矿和氟碳铈矿。Mo品位为0.041%~0.096%,初步求得D级储量达3.84万吨。

石家湾矿床。矿区解理、裂隙发育,有海西—印支期辉绿岩、正长斑岩、含钼碳酸岩脉及燕山期二长花岗斑岩复式岩体、云煌岩脉、斜长细晶岩脉。根据赋矿岩体的不同,分为I和II号矿体。I号矿体由石英-钾长石-黄铁矿脉组成,产于燕山期的花岗斑岩外接触带,受北东和北西向断裂复合控制。赋矿地层主体为高山河组石英砂岩,北段为熊耳群火山岩。矿物成分主要为石英、钾长石、黄铁矿、黄铜矿、云母、方解石、萤石、辉钼矿,Mo的平均品位为0.071%。黄典豪等(1994)获得其辉钼矿 Re-Os 年龄为138Ma。II号矿体由碳酸岩脉组成,长达1km,为桃园矿体的东延部分,总体走向为北东-北东东,隐伏于I号矿体的西南部,赋矿地层为高山河组石英砂岩和砂质绢云板岩。矿物成分主要为方解石、石英、天青石、钾长石、萤石、白云石、方铅矿、黄铁矿、辉钼矿、钛铀矿和氟碳铈矿组成。Mo品位为0.041%~0.104%。石家湾矿床的钼储量达14.29万吨。本文研究样品主要来自II号矿体。

二道河矿点。矿体由碳酸岩岩脉组成,长几十米到400米左右,走向为北东,单脉长数米至数十米,受北西向与北东向断裂交汇部位控制,赋矿地层为高山河组石英砂岩与砂质绢云板岩互层。矿物成分与桃园相似。Mo品位为0.034%~0.129%。该矿点的深部评价尚未开展。

值得高度重视的是,以往对黄龙铺矿区地质描述较为模糊,存在诸多问题。例如,比例尺标注错误(黄典豪等,1985);以大石沟矿点代表整个黄龙铺矿区/田(黄典豪等,1985;李永峰等,2005),或将不同矿床或矿点的含矿岩体均笼统地作为正长斑岩(张正伟等,2001),以偏概全;目前,多数学者将石家湾矿床独立于黄龙铺矿田之外,以I号矿体代替整个矿床而将矿床类型定为斑岩型,忽视了II号碳酸岩脉型矿体的存在。

## 2 分析方法

碳酸岩微量元素组成由香港大学地质系 ICP-MS 分析。取 50mg 样品装入带不锈钢外套的密封样装置中,加入 1mLHF,在电热板上蒸干以去掉大部份 SiO<sub>2</sub>,再加入 1mLHF 和 0.5mLHNO<sub>3</sub>,盖上盖,在烘箱中于 200℃ 分解 12 小时以上,取出冷却后,于电热板上低温蒸至近干,加入 1mLHNO<sub>3</sub> 再蒸干,重复一次。最后加入 2mLHNO<sub>3</sub> 和 5mL 水,重新封盖,于 130℃ 溶解残渣 3 小时,取出冷却后加入 500ng Rh 内标溶液,转移至 50mL 离心管中。ICP-MS 测定分析误差小于 10%。具体分析过程见 Qi *et al.* (2000)。碳酸岩 C 和 O 同

位素在中国科学院地球化学研究所完成,分析仪器为连续流质谱仪,分析误差 ±0.1%。

## 3 分析结果

表 1 中列出了本区碳酸岩的微量元素分析结果。方解石 C 和 O 同位素列在表 2 中。对比 Woolley and Kempe (1989)统计的全世界碳酸岩微量元素组成,该区碳酸岩具有较有相似的 Sr(A(WK 统计值,下同) = 0 × 10<sup>-6</sup> ~ 28000 × 10<sup>-6</sup>; B(本区,下同) = 6938 × 10<sup>-6</sup> ~ 9065 × 10<sup>-6</sup>)、Ba(A = 0 × 10<sup>-6</sup> ~ 45000 × 10<sup>-6</sup>; B = 154 × 10<sup>-6</sup> ~ 2607 × 10<sup>-6</sup>)、Pb(A = 30 × 10<sup>-6</sup> ~ 108 × 10<sup>-6</sup>; B = 66 × 10<sup>-6</sup> ~ 125 × 10<sup>-6</sup>)、LREE(Σ La-Nd; A = 404 × 10<sup>-6</sup> ~ 7691 × 10<sup>-6</sup>; B = 831 × 10<sup>-6</sup> ~ 1456 × 10<sup>-6</sup>)含量,而 Rb(A = 4 × 10<sup>-6</sup> ~ 35 × 10<sup>-6</sup>; B = 0.31 × 10<sup>-6</sup> ~ 13.4 × 10<sup>-6</sup>)、Th(A = 5 × 10<sup>-6</sup> ~ 168 × 10<sup>-6</sup>; B = 0.05 × 10<sup>-6</sup> ~ 0.77 × 10<sup>-6</sup>)、U(A = 0.3 × 10<sup>-6</sup> ~ 29 × 10<sup>-6</sup>; B = 0.13 × 10<sup>-6</sup> ~ 0.95 × 10<sup>-6</sup>)、Nb(A = 1 × 10<sup>-6</sup> ~ 15000 × 10<sup>-6</sup>; B = 0.36 × 10<sup>-6</sup> ~ 1.23 × 10<sup>-6</sup>)、Zr(A = 4 × 10<sup>-6</sup> ~ 2320 × 10<sup>-6</sup>; B = 0.21 × 10<sup>-6</sup> ~ 36.8 × 10<sup>-6</sup>)含量相对偏低。

表 1 石家湾 II 号矿体碳酸岩微量元素 (× 10<sup>-6</sup>) 组成

Table 1 Trace element (× 10<sup>-6</sup>) contents of carbonatites from the II orebody in Shijiawan

样品	HLP-1	HLP-2	HLP-3	HLP-4	HLP-5	HLP-6
Rb	2.98	13.4	0.90	0.38	0.31	5.83
Ba	912	2607	154	184	197	510
Th	0.77	0.41	0.24	0.05	0.17	0.58
U	0.64	0.13	0.95	0.29	0.86	0.22
Nb	1.23	1.05	0.48	0.36	0.85	0.43
Ta	0.19	0.17	0.36	0.31	0.30	0.21
Pb	66.1	125	70.2	75.7	71.6	69.4
Sr	7753	9065	6938	8441	7096	7957
Zr	0.43	36.8	0.38	0.28	0.21	29.3
Hf	0.22	1.0	0.46	0.29	0.36	0.82
Y	365	339	841	426	589	421
La	220	147	130	279	140	186
Ce	516	466	445	764	516	527
Pr	47.9	46.0	46.1	76.9	53.2	52.4
Nd	200	199	210	336	240	230
Sm	41.7	42.9	58.2	71.9	60.1	50.9
Eu	11.3	11.3	17.9	18.6	17.2	13.5
Gd	38.0	38.9	61.2	60.7	56.8	45.5
Tb	5.72	5.59	11.3	8.80	9.48	6.84
Dy	34.3	33.5	77.4	49.6	59.7	41.6
Ho	8.28	7.92	19.2	10.9	13.6	9.73
Er	28.6	26.3	67.3	34.2	44.9	32.9
Tm	4.86	4.48	11.8	5.23	7.52	5.47
Yb	35.3	32.3	86.0	34.7	53.0	37.9
Lu	5.55	5.02	13.3	4.82	8.11	5.61

表2 石家湾Ⅱ号矿体碳酸岩中方解石C和O同位素组成  
Table 2 C and O isotope contents of calcites in carbonatites from the Ⅱ orebody in Shijiawan

样品	HLP-1	HLP-2	HLP-3	HLP-5
$\delta^{13}C_{PDB}(\text{‰})$	-6.92	-6.81	-6.75	-6.76
$\delta^{18}O_{SMOW}(\text{‰})$	9.27	9.48	8.69	8.81

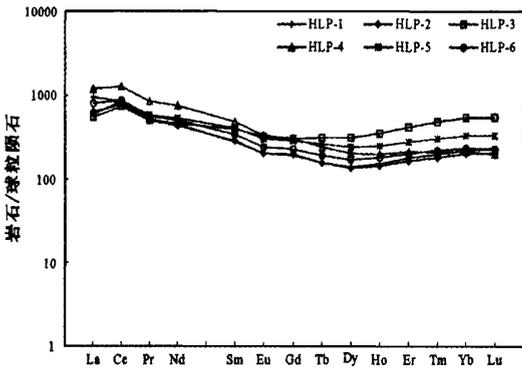


图2 碳酸岩REE配分模式(球粒隕石引自McDonough and Sun, 1995)

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns for carbonatites (Normalization values from McDonough and Sun, 1995)

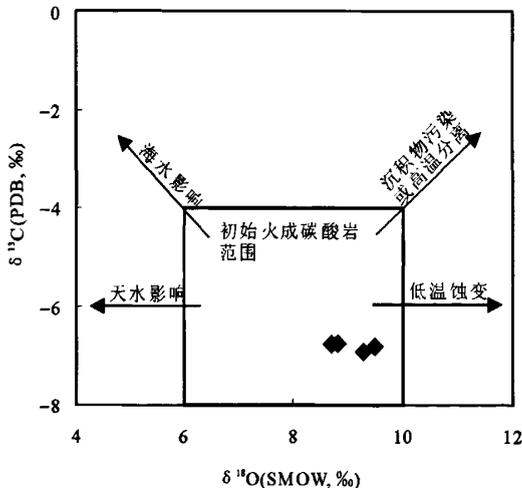


图3 C-O同位素关系图

◆-样品;初始碳酸岩范围引自Keller and Hoefs (1995);箭头演化趋势引自Demény et al. (1998)

Fig. 3 C-O isotopic diagram

◆-sample; the field of primary unaltered carbonatites from Keller and Hoefs (1995); arrows indicating schematically the main processes responsible for changes in the C-O isotopic compositions from Demény et al. (1998)

值得注意的是,本区碳酸岩具有较高的HREE含量,高于目前报道的世界上已发现的所有碳酸岩,如Y ( $A = 25 \times 10^{-6} \sim 346 \times 10^{-6}$ ;  $B = 339 \times 10^{-6} \sim 841 \times 10^{-6}$ )和Yb ( $A = 1.5 \times 10^{-6} \sim 12 \times 10^{-6}$ ;  $B = 32 \times 10^{-6} \sim 86 \times 10^{-6}$ )组成,其REE配分模式为相对平坦型(图2);  $(La/Yb)_N = 1 \sim 5$ ,明显区别于世界上已知碳酸岩的REE特征(LREE强富集)。Cullers and Graf (1984)曾提出碳酸岩是所有火成岩中REE含量最高,LREE/HREE比值最大的岩石之一。这个结论也被大量的研究所证实(Nelson et al., 1988; Hornig-Kjarsgaard, 1998)。

本区碳酸岩中的方解石C、O同位素非常稳定, $\delta^{13}C_{PDB}$ 和 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 分别为 $-6.75\text{‰} \sim -6.92\text{‰}$ 和 $8.69\text{‰} \sim 9.48\text{‰}$ ,均落在“初始火成碳酸岩”范围内(图3)。

### 4 讨论

#### 4.1 黄龙铺碳酸岩的特殊性及其原因

该碳酸岩富含Sr、Ba、REE等不相容元素,具“初始火成碳酸岩”的C、O同位素组成,特别是Sr含量大于 $5000 \times 10^{-6}$ ,是所有火成碳酸岩独有的特征,这些均表明该岩石为火成起源,明显区别于沉积碳酸盐岩。那么,是什么因素造成了本区碳酸岩含有异常高的HREE,显示相对平坦的REE配分特征呢?

该区碳酸岩C-O同位素组成与初始地幔来源的碳酸岩相近,这说明它们并未受明显的后期热液作用(图3)。因此,碳酸岩的HREE特征并不能归因于后期热液富集作用。碳酸岩通常呈现岩颈、岩墙、岩床和锥状岩席与碱性硅酸岩密切共生。目前,碳酸岩的成因观点主要有两种:一是碳酸岩与共生的碱性硅酸岩是富CO<sub>2</sub>的碱性硅酸岩岩浆液态不混溶或分离结晶的产物(Kjarsgaard and Hamilton, 1989; Lee and Wyllie, 1997; Verhulst et al., 2000);二是直接来源于地幔源区的低程度部分熔融作用(Harmer and Gittins, 1998; Harmer, 1999)。尽管存在上述争论,但碳酸岩通常含有高的不相容元素如Sr、Ba、LREE等,其母体被公认为是富CO<sub>2</sub>的橄榄岩或榴辉岩低程度部分熔融的产物( $F < 1\%$ ; Nelson et al., 1988)。

为了探讨碳酸岩母体的REE组成特征,我们根据相关的矿物相的配分系数,初步计算了碳酸岩母体在不同源区,即石榴子石-二辉橄榄岩,尖晶石-二辉橄榄岩和角闪石-尖晶石-二辉橄榄岩(Bizimis et al., 2003)以及榴辉岩(Yaxley and Brey, 2004),La和Yb的总配分系数。结果显示(表3),Yb在不同源区的相容程度远大于La,  $D_{Yb/La}$ 比值从21至158。传统认为碳酸岩母体来源于交代LREE富集地幔(Bell, 1998),其低程度部分熔融分异流体将使La和Yb更加分裂,显示更大的LREE富集,这与Cullers and Graf (1984)的研究和世界上其它地区的碳酸岩基本一致,即碳酸岩是所有火成岩中REE含量最高,LREE/HREE比值最大的岩石之一。

表3 碳酸岩源区矿物组成和 La, Yb 分配系数 (D)

Table 3 Mineral compositions and bulk partition coefficients (D) for La and Yb in different carbonatite sources

矿物	橄榄石	单斜辉石	斜方辉石	石榴子石	角闪石	总 D 石榴子石- 二辉橄榄岩	总 D 尖晶石- 二辉橄榄岩	总 D 角闪石-尖晶石- 二辉橄榄岩	D 榴辉岩
D <sub>La</sub>	—	0.051	0.005	0.0014	0.01	0.007	0.010	0.008	0.026
D <sub>Yb</sub>	0.03	1.0	0.073	7.2	0.16	0.447	0.214	0.165	4.1
D <sub>Yb/La</sub>						63.8	21.4	20.6	158

数据来源: Adam and Green (2001), Blundy and Dalton (2000), Salters *et al.* (2002), Bizimis *et al.* (2003). 源区矿物组成模式 (Bizimis *et al.*, 2003; Yaxley and Brey, 2004): 石榴子石二辉橄榄岩: 橄榄石 = 0.60, 斜方辉石 = 0.20, 单斜辉石 = 0.12, 石榴子石 = 0.04, 角闪石 = 0.04; 尖晶石二辉橄榄岩: 橄榄石 = 0.60, 斜方辉石 = 0.22, 单斜辉石 = 0.18, 石榴子石 = 0, 角闪石 = 0; 角闪石-尖晶石二辉橄榄岩: 橄榄石 = 0.60, 斜方辉石 = 0.20, 单斜辉石 = 0.12, 石榴子石 = 0, 角闪石 = 0.08; 榴辉岩: 单斜辉石 = 0.50, 石榴子石 = 0.50

Sweeney (1994), Lee and Wyllie (1997) 提出初始碳酸岩是富 Mg 的方解石质白云岩。方解石碳酸岩是地幔来源的富 Mg 质碳酸岩在上升过程中与二辉橄榄岩或方辉橄榄岩反应的产物 (Dalton and Wood, 1993)。然而, 这将不可避免的导致 LREE 与 HREE 分离, 因为 Yb 比 La 更相容 (表 3)。因此, 直接来源于富集 LREE 地幔源区的低程度部分熔融作用很难解释本区碳酸岩平坦的 REE 特征, 特别是异常高的 HREE。此外, 液态不混溶或分离结晶模式也将进一步引起 LREE 与 HREE 的分异。实验研究显示, 在液态不混溶过程中 (Jones *et al.*, 1995; Veksler *et al.*, 1998), La 和 Ce 在碳酸岩与硅酸岩之间的分配系数是 1.33 和 1.1。LREE 将优先进入分异的碳酸岩熔体。科拉半岛的 Kovdor 碳酸岩是典型的分离结晶产物, 其 REE 分配模式也呈明显的 LREE 富集型 ((La/Yb)<sub>N</sub> > 40; Verhulst *et al.*, 2000)。

因此, 已有碳酸岩的成因模型很难解释本区碳酸岩独特的 REE 分配模式, 这也在一定程度上反映了本区源区化学组成的特殊性。我们认为该碳酸岩可能来源于 LREE 相对亏损, 且 HREE 含量较高的源区。

4.2 三叠纪的构造背景

本区碳酸岩元素地球化学特征对研究构造背景提供了很好的约束。上述研究已表明, 该碳酸岩源区化学成分明显区别于陆壳物质组成 (LREE 富集型)。在晚古生代—三叠纪早期, 华北克拉通总体处于构造稳定阶段。三叠纪, 勉略洋向北俯冲消减、狭缩, 自东而西闭合, 直至三叠纪末勉略洋彻底闭合, 扬子板块与华北板块全面对接, 开始陆陆碰撞造山 (李曙光等, 1989; Ames *et al.*, 1993; Meng and Zhang, 1992; Zhang *et al.*, 2002), 而孙卫东等 (2000) 获得勉略构造带北侧的同碰撞花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 206 ~ 220Ma。地球物理、地球化学和地质学研究表明, 陆陆碰撞使南秦岭中、下地壳滑脱、俯冲于北秦岭地壳之下 (胡受奚等, 1988; 陈衍景和富士谷, 1992; 张宏飞等, 1996; 张国伟等, 2001)。路风香等 (2003) 研究了北秦岭与华北板块交界的明港地区 178Ma 中基性火山角砾岩群中含的深源捕虏体的岩石地球化学, 提出了华北板块的岩石圈自北向南以鳄鱼状插入秦岭

造山带, 南秦岭下地壳上部及部分中地壳俯冲垫置于北秦岭地壳之下, 形成了南侧拆离俯冲、北侧鳄鱼状楔入的造山带边界岩石圈结构 (岩石圈规模的陆内俯冲)。因此, 华北板块南缘深部受到南秦岭下地壳和中地壳物质的俯冲、置换或混合。然而, 三叠纪是秦岭陆内造山作用的开始, 还是结束, 是制约秦岭造山带构造演化和成岩成矿研究的关键问题之一, 也是分歧最严重的问题!

中、下地壳的主要组成通常是麻粒岩或榴辉岩。例如, 我国东部下地壳的整体组成为 75% 中性麻粒岩, 15% 镁铁质麻粒岩和 15% 变泥质岩 (高山等, 1999); 包括南秦岭和扬子板块在内的中国东部深部地壳物质的 (La/Yb)<sub>N</sub> 比值均大于 7 (Gao *et al.*, 1998)。华北板块南缘的明港深源捕虏体也为 LREE 富集型, 且成分属于南秦岭构造块体 (路风香等, 2003)。假如华北与扬子板块之间的陆内碰撞造山作用在 220Ma 已经结束, 华北板块南缘的下地壳或地幔势必受到南秦岭地壳物质俯冲置换的影响, 如此性质的地幔源区其低程度部分熔融作用所形成的碳酸岩岩浆将强烈富集 LREE、亏损 HREE, 与攀西地区喜山期陆内碰撞碳酸岩 REE 分配模型相似 (Xu *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2006)。但是, 黄龙铺碳酸岩的富含 HREE 的地球化学特征不支持这种解释, 即 220Ma 时或之前, 南秦岭中下地壳物质没有俯冲到华北板块南缘之下, 即陆陆碰撞没有结束, 甚至没有开始。如此以来, 将黄龙铺矿床作为陆内造山晚期或造山后地幔蠕动或脱气过程的一种成矿响应 (毛景文等, 2003, 2005; 李永峰等, 2005), 是缺乏科学依据的。事实上, 勉略洋的存在已被广泛的研究证实 (张国伟等, 2001; 张本仁等, 2002)。然而, 秦岭陆内俯冲碰撞 (A 型) 之前的洋壳俯冲 (B 型) 作用却一直被忽视。三叠纪勉略洋壳物质 (以 LREE 亏损的拉斑玄武岩为主) 向北俯冲至华北板块南缘的岩石圈地幔, 诱发地幔上涌, 产生弧后扩张, 为碳酸岩岩浆的侵入提供了通道。

除黄龙铺外, 整个碳酸岩岩脉延长至华县的华阳川和草滩。华阳川为钼钨矿床, 草滩为小型铁矿床。与本区相隔约 8km 的华阳川碳酸岩脉, 也显示了相似的 REE 组成, 即平坦的 REE 分配模式 ((La/Yb)<sub>N</sub> = 1.5 ~ 8.6) 和异常高的 HREE (Yb = 28 × 10<sup>-6</sup> ~ 49 × 10<sup>-6</sup>; Xu *et al.*, 2007)。因此, 在

220Ma左右,南秦岭地壳尚未俯冲到华北板块南缘之下,即秦岭地区的碰撞造山作用不但没有结束,甚至还没有开始。与之相似,位于北秦岭商丹缝合带的约213Ma的秦岭梁和沙河湾花岗岩也不可能是一些学者(如卢欣祥等,1996;张宗清等,1999;王晓霞等,2003)主张的造山后产物。事实上,一些学者(如赵太平,2001;Zhang *et al.*, 2002)已经提出了相反的观点,认为晚三叠纪时秦岭造山带处于陆内碰撞造山的初期或碰撞前。

三叠纪开始,勉略洋壳向北俯冲至华北板块南缘岩石圈地幔,产生弧后扩张。受洋壳交代的岩石圈地幔经低程度部分熔融形成大量的岩浆。与硅酸盐熔体相比,碳酸岩熔体相对富含挥发份,其固液温度、粘度( $1.5 \times 10^{-3} \sim 5 \times 10^{-4}$  Pa·s)和密度(2.2)均较低(Dobson and Jones, 1996),极易流动,能快速渗透地幔橄辉岩,其速率是玄武质岩浆的几倍。部分富CO<sub>2</sub>的熔体随着弧后扩张迅速迁移至地表,形成含钨的碳酸岩岩脉。随着由B型俯冲向A型转化,扬子板块的不断碰撞挤压,进入陆内造山阶段。大量幔源岩浆聚集、滞留于地壳内部,同时碰撞挤压作用也导致地壳物质大规模熔融,与滞留的幔源岩浆混合形成岩浆房,并活化萃取地壳内和俯冲的成矿物质,进而富集钨和硫等成矿元素。晚侏罗纪陆-陆碰撞过程由挤压向伸展期转变,地壳构造体系中出现张性断裂,为地壳内的岩浆上涌、侵位、成矿提供了通道和空间。地幔起源和地壳熔融混合形成的岩浆房也很好的解释了东秦岭钨矿带浅成斑岩体和深成花岗岩具有相似的钨同位素组成(分别为0.705~0.714和0.705~0.710;Chen *et al.*, 2000),并且上述花岗岩样品具有幔源特征的同位素组成。

## 5 结论

黄龙铺矿田石家湾II号矿体碳酸岩岩脉具有高Sr和REE含量和初始火成碳酸岩的C-O同位素组成,属岩浆成因。其异常高的HREE和相对平坦的REE配分模式表明晚三叠纪秦岭碰撞造山过程并没有完成,南秦岭地壳物质没有俯冲至华北板块南缘。勉略洋壳向北俯冲,诱发地幔上涌,产生弧后扩张。岩石圈地幔经低程度部分熔融分异大量的岩浆,其中富CO<sub>2</sub>的熔体携带钨迅速迁移至地表。陆内碰撞挤压的转变,导致剩余幔源岩浆滞留在地壳内部,并与地壳物质大规模熔融形成的岩浆混合,形成岩浆房;岩浆房活化并萃取地壳(包括俯冲成分)中的成矿元素,形成成矿岩浆;侏罗纪以来的造山带地壳伸展为岩浆上涌、侵位、成矿提供了通道和空间,致使侏罗纪—白垩纪之交形成东秦岭钨岩矿带的主体。

致谢 感谢陈衍景教授和两名匿名专家对文章细心的修改以及喻学惠教授给予的指导和帮助。

## References

- Adam J and Green T. 2001. Experimentally determined partition coefficients for minor and trace elements in peridotite minerals and carbonatitic melt, and their relevance to natural carbonatites. *Eur. J. Mineral.*, 13: 815–827
- Ames L, Tilton GR and Zhou G. 1993. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites. *Geology*, 21: 339–343
- Bell K. 1998. Radiogenic isotope constraints on relationships between carbonatites and associated silicate rocks—a brief review. *J. Petrol.*, 39: 1987–1996
- Bizimis M, Salters VJM and Dawson JB. 2003. The brevity of carbonatite source in the mantle: Evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 145: 281–300
- Blundy J and Dalton J. 2000. Experimental comparison of trace element partitioning between clinopyroxene and melt in carbonate and silicate systems, and implications for mantle metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139: 356–371
- Chen YJ. 2009. Progresses and problems in study of geology and metallogeny of the Qinling Orogen. *Acta Petrologica Sinica*, in press (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Li C, Zhang J, Li Z and Wang HH. 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type. *Science in China (Series D)*, 43 (Supp.): 82–94
- Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39: 560–575
- Chen YJ, Sui YH and Pirajno F. 2003. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits: Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, east Qinling orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 551–568 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 31: 139–169
- Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan, China. Beijing: Seismological Press (in Chinese)
- Chen YJ, Hu SX and Fu SG. 1990. Evidence for the existence of the Sanmenxia-Baofeng fault and discussion on some related problems. *Journal of Nanjing University (Earth Sciences Edition)*, 3: 75–84 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ and Zhao YC. 1997. Geochemical characteristics and evolution of REE in the Early Precambrian sediments: Evidences from the southern margin of the North China craton. *Episodes*, 20: 109–116
- Cullers RL and Graf JL. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks. In: Henderson P (ed.). *Developments in Geochemistry*, Vol. 2: Rare Earth Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 237–274
- Dalton JA and Wood BJ. 1993. The compositions of primary carbonatite melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119: 511–525
- Demény A, Ahijado A and Casillas RL. 1998. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura Canary Islands, Spain: A C, O, H isotope study. *Lithos*, 44: 101–115
- Dobson DP and Jones AP. 1996. In-situ measurement of viscosity and density of carbonate melts at high pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143: 207–215
- Gao S, Luo TC, Zhang BR, Zhang HF, Han YW, Zhao ZD and Ker H. 1999. Structure and composition of the continental crust in the East China. *Science in China (Series D)*, 29: 204–213 (in Chinese)
- Gao S, Luo TC, Zhang BR, Zhang HF, Han YW, Zhao ZD and Hu YK. 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 1959

~1975

- Harmer RE and Gittins J. 1998. The case for primary mantle-derived carbonatite magma. *J. petrol.*, 39: 1895 - 1903
- Harmer RE. 1999. The petrogenetic association of carbonatite and alkaline magmatism: Constraints from the Spitskop complex, South Africa. *J. Petrol.*, 40: 525 - 548
- Hornig-Kjarsgaard I. 1998. Rare earth elements in sovitic carbonatites and their mineral phases. *J. Petrol.*, 39: 2105 - 2121
- Hou ZQ, Tian SH, Yuan ZX, Xie YL, Yin SP, Yi LS, Fei HC and Yang ZM. 2006. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 244: 234 - 250
- Hu SX, Lin QL, Chen ZM, Shen ZL and Li SM. 1988. The Geology and Metallogeny of the Amalgamation Zone between Ancient North China Plate and South China Plate. Nanjing: Nanjing University Press (in Chinese)
- Huang DH, Wang YC, Nie FJ and Jiang XJ. 1985. A new type of molybdenum deposit: Geological characteristics and metallogenic mechanism of the Huanglongpu carbonatite vein-type of molybdenum (lead) deposit, Shaanxi. *Acta Geologica Sinica*, 59: 241 - 257 (in Chinese with English abstract)
- Huang DH, Wu CY, Du AD and He HL. 1994. Re-Os isotope age of molybdenum deposits in East Qinling and their significance. *Mineral Deposits*, 13: 221 - 230 (in Chinese with English abstract)
- Jia CZ, Shi YS and Guo LZ. 1988. The Plate Tectonics of East Qinling. Nanjing: Nanjing University Press (in Chinese)
- Jones JH, Walker D, Pickett DA, Murrell MT and Beattie P. 1995. Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa and U between immiscible carbonate and silicate liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 1307 - 1320
- Keller J and Hoefs J. 1995. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. In: Bell K and Keller J (eds.). *Carbonatites Volcanism: Oldoinyo Lengai and Petrogenesis of Natrocarbonatites*. LAVCEI Proceeding in Volcanology. Berlin: Springer-Verlag, 113 - 123
- Kjarsgaard BA and Hamilton DL. 1989. The genesis of carbonatites by immiscibility. In: Bell K (ed.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 388 - 404
- Lee WJ and Wyllie PJ. 1997. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 Gpa compared with mantle composition. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127: 1 - 6
- Li C, Chen YJ and He SD. 2001. East Qinling-Dabieshan lithosphere delaminating age, mechanism and direction—petrological evidences and stipulation. *Chinese Journal of Geochemistry*, 20: 59 - 72
- Li CY, Liu YW and Zhu BQ. 1978. Tectonic evolution of the Qinling and Qilian Mountains. In: *Contributions to 26<sup>th</sup> Internal Geological Congress, Volume 1*. Beijing: Geological Publishing House, 1978, 174 - 187 (in Chinese)
- Li N, Chen YJ, Zhang H, Zhao TP, Deng XH, Wang Y and Ni ZY. 2007. Molybdenum deposits in East Qinling. *Earth Science Frontiers*, 14: 186 - 198 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Sun YL, Li J, Xue LW and Li WB. 2008. The molybdenite ReOs isotope age of the Dahu AuMo deposit, Xiaqingling and the Indosinian mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 24: 810 - 816 (in Chinese with English abstract)
- Li SG, Hart SR and Zheng SG. 1989. The collision time of North China plate and South China plate: Evidence from Sm-Nd ages. *Science in China (Series B)*, 19: 312 - 319 (in Chinese)
- Li YF, Mao JW, Hu HB, Guo BJ and Bai FJ. 2005. Geology, distribution, types and tectonic settings of Mesozoic molybdenum deposits in East Qinling area. *Mineral Deposits*, 24: 292 - 304 (in Chinese with English abstract)
- Lu FX, Wang CY, Zheng JP and Zhang RS. 2003. Lithospheric composition and structure beneath the northern margin of the Qinling orogenic belt—On deep-seated xenoliths in Minggang region of Henan Province. *Science in China (Series D)*, 33: 1 - 9 (in Chinese)
- Lu XX, Dong Y, Chang QL, Xiao QH, Li XB and Wang XX. 1996. Indosinian Shahewan rapakivi granite in Qinling and its dynamic significance. *Science in China (Series D)*, 26: 244 - 248 (in Chinese)
- Mao JW, Xie GQ, Zhang ZH, Li XF, Wang YT, Zhang CQ and Li YF. 2005. Mesozoic large-scale metallogenic pulses in North China and corresponding geodynamic settings. *Acta Petrologica Sinica*, 21: 169 - 188 (in Chinese with English abstract)
- Mao JW, Zhang ZH, Yu JJ, Yu JJ and Niu BG. 2003. Geodynamics setting of Mesozoic large-scale mineralization in North China: The revelation from accurate timing of metal deposits. *Science in China (Series D)*, 33: 289 - 299 (in Chinese)
- McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120: 223 - 253
- Meng QR and Zhang GW. 1992. Timing of collision of the North and South China blocks: Controversy and reconciliation. *Geology*, 20: 123 - 126
- Nelson DR, Chivas AR, Chappell BW and McCulloch MT. 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 1 - 17
- Ni ZY, Li N, Guan SJ and Zhang H. 2008. Characteristics of fluid inclusions and ore genesis of the Dahu Au-Mo deposit in the Xiaqingling gold field, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 24: 2058 - 2068 (in Chinese with English Abstract)
- Qi L, Hu J and Gregoire DC. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51: 507 - 513
- Salters VJM, Longhi JE and Bizimis M. 2002. Near mantle solidus trace element partitioning at pressures up to 3.4 GPa. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2001GC000173
- Singer DA, Berber VI and Morning BC. 2002. Porphyry copper deposits of the world: Database, map and preliminary analysis. United States Geological Survey Open-File Report, 2 - 268
- Sun WD, Li SG, Chen YD and Li YJ. 2000. Zircon U-Pb dating of granitoids from South Qinling, Central China and their geological significant. *Geochimica*, 29: 209 - 216 (in Chinese with English abstract)
- Sweeney R. 1994. Carbonatite melt compositions in the earth mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128: 259 - 270
- Veksler IV, Petibon C and Jenner GA. 1998. Trace element partitioning in immiscibility and silicate liquid: An initial experimental study using a centrifuge autoclave. *J. Petrol.*, 39: 2095 - 2104
- Verhulst A, Balaganskaya E, Kirmarsky Y and Demaiffe D. 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovodor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos*, 51: 1 - 25
- Wang PA, Chen YC, Pei RF and Wu GG. 1998. Regional Minerogentic Series, Tectono-Minerogentic Cycles and Evolution in the Qinling Orogenic Belt, China. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Wang XX, Wang T, Lu XX and Xiao QH. 2003. Laojunshan and Qinlingliang rapakivi-textured granitoids in North Qinling and their tectonic setting: A possible orogenic type rapakivi granitoids. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 650 - 660 (in Chinese with English abstract)
- Woolley AR and Kempe DRC. 1989. Carbonatites: Nomenclature, average chemical composition. In: Bell K (ed.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 1 - 14
- Xu C, Campbell IH, Allen CM, Huang ZL, Qi Liang and Zhang GS. 2007. Flat rare earth element patterns as an indicator of cumulate processes in the Lesser Qinling carbonatites, China. *Lithos*, 95: 267 - 278
- Xu C, Huang ZL, Liu CQ, Qi L and Li WB. 2003. Geochemistry of carbonatites in Maoniuping REE deposit Sichuan Province, China. *Science in China (Series D)*, 46: 246 - 256
- Yaxley GM and Brey GP. 2004. Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: Implications for

- petrogenesis of carbonatites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 146: 606 – 619
- Ye HS, Mao JW, Li YF, Guo BJ, Zhang CQ, Liu J, Yan QR and Liu GY. 2006. SHRIMP zircon U-Pb and molybdenite Re-Os dating for the superlarge Donggou porphyry Mo deposit in East Qinling, China and its geological implication. *Acta Geologica Sinica*, 80: 1071 – 1088 (in Chinese with English abstract)
- Zhang BR, Gao S, Zhang HF and Han YW. 2002. Geochemistry in Qinling Orogenic Belt. Beijing: Science Press (in Chinese)
- Zhang GW, Zhang BR, Yuan XC and Xiao QH. 2001. Qinling Orogenic Belt and Continental Dynamics. Beijing: Science Press (in Chinese)
- Zhang HF, Ouyang JP, Ling WL, Zhou L and Xu JF. 1996. Tectonic division of Douling massif of East Qinling by Pb isotopic compositional characteristics. *Earth Science*, 21: 487 – 490 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Chen YJ, Shu GM, Zhang FX and Li C. 2002. Compositional study of minerals within the Qinlingliang granite, southwestern Shaanxi Province and discussions on the related problems. *Science in China (Series D)*, 45: 662 – 672
- Zhang ZQ, Zhang GW, Tang SH and Lu XX. 1999. Age of the Shahewan rapakivi granite in Qinling orogen, China and its constraints on the end time the major orogenic stage. *Chinese Science Bulletin*, 44: 981 – 983 (in Chinese)
- Zhang ZW, Zhang ZS, Dong Y, Peng WF and Zhang JJ. 2007. Molybdenum deposits in eastern Qinling, Central China; Deep structural constraints on their formation. *Acta Mineralogica Sinica*, 27: 372 – 378 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZW, Zhu BQ, Chang XY, Qiang LZ and Wen MX. 2001. Petrogenetic metallogenetic background and time space relationship of the East Qinling molybdenum ore belt, China. *Geological Journal of China Universities*, 7: 307 – 315 (in Chinese with English abstract)
- Zhao TP. 2001. A query about so-called rapakivi granites in the Qinling orogen. *Geological Review*, 47: 487 – 491 (in Chinese with English abstract)
- Zhu X. 1999. *China Mining*. Beijing: Science Press (in Chinese)
- 附中文参考文献**
- 陈衍景. 2009. 秦岭造山带地质与成矿研究的进展和问题. *岩石学报*, 待刊
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社
- 陈衍景, 胡受奚, 富士谷. 1990. 三门峡-宝丰断裂存在的证据及若干问题讨论. *南京大学学报(地学版)*, 3: 75 – 84
- 陈衍景, 隋颖慧, Pirajno F. 2003. CMF模式的排他性证据和造山型银矿的实例: 铁炉坪银矿同位素地球化学. *岩石学报*, 19: 551 – 568
- 高山, 骆庭川, 张本仁, 张宏飞, 韩吟文, 赵志丹, Ker H. 1999. 中国东部地壳的结构和组成. *中国科学(D辑)*, 29: 204 – 213
- 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭, 盛中烈, 黎世美. 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
- 黄典豪, 王义昌, 聂凤军, 江秀杰. 1985. 一种新的铅矿床类型——陕西黄龙铺碳酸盐脉型铅(铅)矿床地质特征及成矿机制. *地质学报*, 59: 241 – 257
- 黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 何红蓼. 1994. 东秦岭地区铅矿床的铀-钍同位素年龄及其意义. *矿床地质*, 13: 221 – 230
- 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
- 李春昱, 刘仰文, 朱宝清. 1978. 秦岭及祁连山构造发展史. 国际交流地质学论文集1卷. 北京: 地质出版社, 174 – 187
- 李诺, 陈衍景, 张辉, 赵太平, 邓小华, 王运, 倪智勇. 2007. 东秦岭斑岩铅矿带的地质特征和成矿构造背景. *地学前缘*, 14: 186 – 196
- 李诺, 孙亚莉, 李晶, 薛良伟, 李文博. 2008. 小秦岭大湖金铅矿床辉钼矿铀-钍同位素年龄及印支期成矿事件. *岩石学报*, 24: 810 – 816
- 李曙光, Hart SR, 郑双根. 1989. 中国华北、华南陆块碰撞时代的 Sm-Nd 同位素年龄证据. *中国科学(B辑)*, 19: 312 – 319
- 李永峰, 毛景文, 胡华斌, 郭保健, 白凤军. 2005. 东秦岭铅矿类型、特征、成矿时代及其地球动力学背景. *矿床地质*, 24: 292 – 304
- 卢欣祥, 董有, 常秋岭, 肖庆辉, 李晓波, 王晓霞. 1996. 秦岭印支期沙河湾奥长环斑花岗岩及其动力学意义. *中国科学(D辑)*, 26: 244 – 248
- 路凤香, 王春阳, 郑建平, 张瑞生. 2003. 秦岭北界岩石圈组成及结构——河南明港地区深源捕虏体研究. *中国科学(D辑)*, 33: 1 – 9
- 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 李晓峰, 王义天, 张长青, 李永峰. 2005. 中国北方大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景. *岩石学报*, 21: 169 – 188
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 王义天, 牛宝贵. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精测得到启示. *中国科学(D辑)*, 33: 289 – 299
- 倪智勇, 李诺, 管申进, 张辉. 2008. 河南小秦岭金矿田大湖金-铅矿床流体包裹体特征及矿床成因. *岩石学报*, 24: 2058 – 2068
- 孙卫东, 李曙光, Chen YD, 李育敬. 2000. 南秦岭花岗岩岩体 U-Pb 定年及其地质意义. *地球化学*, 29: 209 – 216
- 王平安, 陈毓川, 裴荣富, 吴淦国. 1998. 秦岭造山带区域矿床成矿系列、构造-成矿旋回与演化. 北京: 地质出版社
- 王晓霞, 王涛, 卢欣祥, 肖庆辉等. 2003. 北秦岭老君山和秦岭梁环斑结构花岗岩及构造环境: 一种可能的造山型环斑花岗岩. *岩石学报*, 19: 650 – 660
- 叶会寿, 毛景文, 李永峰, 郭保健, 张长青, 刘珺, 闫全人, 刘国印. 2006. 东秦岭东沟超大型斑岩铅矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. *地质学报*, 80: 1078 – 1088
- 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
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社
- 张宏飞, 欧阳建平, 凌文黎, 周炼等. 1996. 从 Pb 同位素组成特征论东秦岭陡岭岭体的构造归属. *地球科学*, 21: 487 – 490
- 张正伟, 张中山, 董有, 彭万夫, 张建军. 2007. 东秦岭铅矿床及其深部构造制约. *矿物学报*, 27: 372 – 378
- 张正伟, 朱炳泉, 常向阳, 强立志, 温明星. 2001. 东秦岭铅矿带成矿背景及时空统一性. *高校地质学报*, 7: 307 – 315
- 张宗清, 张国伟, 唐索寒, 卢欣祥. 1999. 秦岭沙河湾奥长环斑花岗岩的年龄及其对秦岭造山带主造山期时间的限制. *科学通报*, 44: 981 – 983
- 赵太平. 2001. 对秦岭奥长环斑花岗岩的质疑. *地质论评*, 47: 487 – 491
- 朱训. 1999. 中国矿情. 北京: 科学出版社