



西秦岭甘肃温泉钼矿床成矿地质事件及其成矿构造背景

朱赖民^①, 丁振举^②, 姚书振^②, 张国伟^①, 宋史刚^②, 屈文俊^③, 郭波^①, 李桦^①

① 西北大学地质学系, 大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069;

② 中国地质大学资源学院, 武汉 430074;

③ 国家地质实验测试中心, 北京 100037

E-mail: zhulaimin@nwu.edu.cn

2008-10-21 收稿, 2008-12-22 接受

国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB403502)、中国地质调查局项目(编号: 1212010531902)、国家自然科学基金(批准号: 40872071)、中国科学院矿床地球化学国家重点实验室项目(编号: 20060)、陕西省教育厅基金(批准号: 07JK414)和南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室项目(编号: 14-08-1)资助

摘要 温泉钼矿床是一个与三叠纪花岗岩有关的斑岩型钼矿床。温泉岩体地球化学特征上富集 LILE 和 LREE, 贫化 HFSE, 较岛弧火山岩有明显高的碱(K_2O+Na_2O)和 Sr, Ba 含量, 与高钾钙碱性系列的后碰撞花岗岩相似。温泉岩体的常量元素、微量元素、稀土元素及年代学资料显示, 它们是在陆-陆挤压碰撞向伸展转化地球动力学条件下, 由富集的岩石圈地幔发生部分熔融产生的基性岩浆和其所诱发的加厚下地壳部分熔融形成的酸性岩浆混合的产物。5 件辉钼矿的 Re-Os 同位素定年结果显示, 辉钼矿 Re-Os 模式年龄在 $(212.7 \pm 2.6) \sim (215.1 \pm 2.6)$ Ma 之间, 其加权平均值 (214.1 ± 1.1) Ma, 由 ISOPLOT 程序获得的等时线年龄为 (214.4 ± 7.1) Ma。该年龄与前人报道的温泉岩体的 K-Ar 年龄 $(223 \sim 226)$ Ma 和 SHRIMP U-Pb 锆石年龄 (223 ± 7) Ma 在误差范围内相近但偏晚, 反映 Mo 矿化主要发生在岩浆侵入-成岩的晚期阶段, 成岩成矿发生于华北与华南板块全面对接后秦岭造山带构造体制由碰撞到后碰撞的转折阶段, 并与南秦岭的变质变形、勉-略洋盆闭合及大别-苏鲁超高压岩石板片折返这一统一地质事件相对应。中三叠世华北和华南发生大规模陆-陆碰撞并导致地壳明显增厚或俯冲板片折返, 印支晚期构造体制进入由碰撞到碰撞造山后伸展的转折阶段, 地幔软流圈物质上涌并底侵于下地壳底部而诱发的下地壳物质的部分熔融形成富 Mo 的花岗质岩浆, 岩浆冷凝分异出的成矿流体使成矿元素 Mo 富集成矿。秦岭造山带的斑岩钼矿床主要形成于 2 个时期, 即 220 Ma 左右和 140 Ma 左右, 这两个成矿作用均发生于从挤压到伸展转变的构造环境, 但是它们发生在秦岭造山带不同的构造演化阶段。温泉钼矿床的发现, 表明西秦岭三叠纪构造岩浆岩带是秦岭造山带又一重要的 Mo 矿化有利地带, 对西秦岭三叠纪花岗岩的含矿性评价研究应当引起今后重视。

关键词

温泉斑岩型钼矿床
Re-Os 同位素年龄
三叠纪
花岗岩
西秦岭

秦岭造山带以宝成铁路为界, 大致可划分为东秦岭造山带和西秦岭造山带^[1-3]。秦岭造山带目前已发现的钼矿床主要集中于华北克拉通南缘的东秦岭构造带中, 东秦岭钼矿带目前控制储量达 500 万吨, 已超过美国 Climax-Henderson 斑岩钼矿带而成为全球

第一大钼矿带^[4]。该钼矿带西起陕西省的金堆城, 东至河南省栾川南泥湖-嵩县雷门沟, 产出了金堆城、南泥湖、三道庄和上房沟等超大型钼矿床, 钼储量约占全国总储量的 52%^[4-6]。迄今不少学者对东秦岭钼矿带的矿床时空分布、成矿物质来源、构造环境、成矿

引用格式: 朱赖民, 丁振举, 姚书振, 等. 西秦岭甘肃温泉钼矿床成矿地质事件及其成矿构造背景. 科学通报, 2009, 54: 2337~2347

Zhu L M, Ding Z J, Yao S Z, et al. Ore-forming event and geodynamic setting of molybdenum deposit at Wenquan in Gansu Province, Western Qinling. Chinese Sci Bull, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0094-6

年龄、分类及矿化特征等已进行了深入探讨^[4-16]. 已有研究显示, 东秦岭钼矿带成岩成矿主要发生于侏罗纪-白垩纪的同一成岩成矿系统中, 与发生于 140 Ma左右的中国东部构造体制大转换晚期的伸展地球动力学事件相吻合, 对应的地球动力学背景为华北板块与华南板块碰撞造山后的陆内造山和伸展过程^[4,5,10,11]. 但是过去研究工作也表明, 东秦岭钼矿带也有少量三叠纪成矿的年龄报道, 如黄龙铺碳酸岩型钼矿床的辉钼矿Re-Os定年给出 206~222 Ma成矿年龄^[13-15]. 因此, 秦岭地区是否存在三叠纪钼成矿事件, 是值得探讨的重要问题.

西秦岭甘肃武山温泉钼矿床的发现, 使三叠纪花岗岩有关的Mo多金属矿化问题研究再度引起人们的重视和思考^[17], 与三叠纪岩浆侵入活动及富集成矿研究也成为具有重要意义的新课题. 显然, 东、西秦岭钼矿化成矿年代学和含矿岩体岩石地球化学对比研究, 成为揭示东、西秦岭钼矿床和成矿岩体产出

的构造环境差异以及全面认识东、西秦岭区域成矿动力学背景异同的关键. 同时, 西秦岭钼矿床和成矿岩体的研究对解释西秦岭地区在华北、华南两大块碰撞后的岩石圈减薄、构造体制的转换与大规模成矿, 探索勉-略洋盆闭合、大别-苏鲁超高压岩石板片折返事件以及秦岭造山带的形成演化也具有重要理论意义. 本文对温泉钼矿床开展了辉钼矿Re-Os精确定年以及温泉含矿岩体与金堆城含矿岩体的岩石地球化学对比研究, 探讨了成岩与成矿的关系及其区域地球动力学背景, 为全面深入认识秦岭造山带三叠纪成矿事件提供了新的证据.

1 温泉岩体及钼矿化地质特征

西秦岭造山带北以唐藏-武山-临夏-贵德断裂为边界与祁连造山带相邻, 南以勉略-阿尼玛卿缝合带为边界与巴颜喀拉-松潘造山带和碧口块体相邻(图1). 西秦岭显生宙地层系统中主要由泥盆纪到白垩

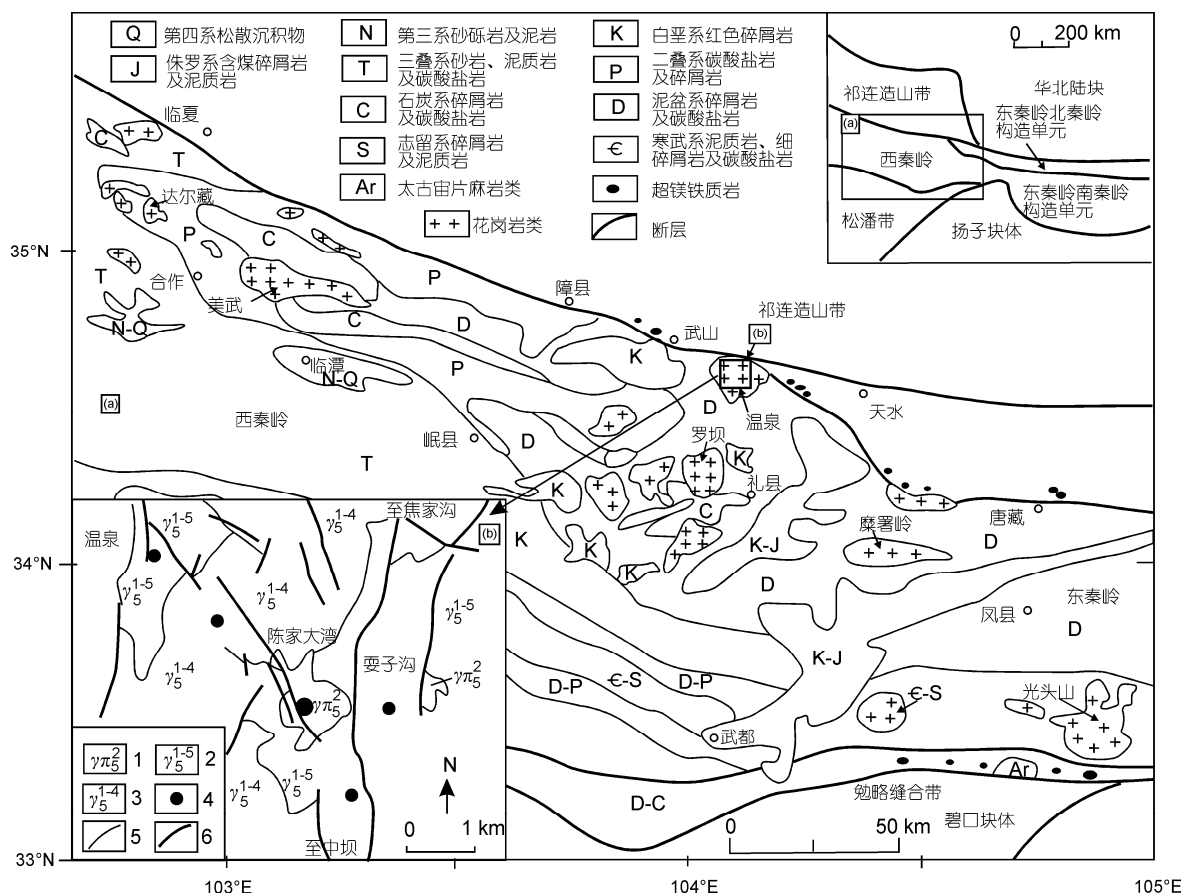


图1 西秦岭温泉钼矿床区域地质(a)及矿床地质简图(b)(据文献[2,17]改编)

1, 花岗岩; 2, 黑云母花岗岩; 3, 似斑状黑云母二长花岗岩; 4, 矿(化)点; 5, 地质界线; 6, 断层

纪的沉积岩系组成。西秦岭花岗岩主要呈近东西向展布, 平行于主要构造线方向, 沿勉略板块缝合带两侧分布(图 1), 花岗岩类岩体形成时代主要为三叠纪[18,19], 岩体出露面积从不足 1~500 km² 以上不等。温泉花岗岩体位于甘肃省武山县四门乡-温泉乡一带, 处于北秦岭与秦岭微板块的拼接部位[1], 即商丹缝合带西延部分的南侧(武山鸳鸯镇)(图 1)。岩体中心地理坐标为 105°07'00"E, 34°37'00"N 地表形态似圆形, 出露面积约 253 km²。岩体之南有与其相伴的教场坝、正沟、柏家庄、吴茶坝和碌碡坝 5 个二长花岗岩体, 也称为“五朵金花”[20]。

温泉岩体侵入于泥盆系沉积岩系中, 为一个多期侵位的复式岩体(图 1)。温泉岩体由早到晚依次由黑云母花岗岩、含斑黑云母二长花岗岩、似斑状含角闪石二长花岗岩、似斑状粗斑-巨斑状黑云母二长花岗岩和似斑状正长花岗岩组成[20,21]。二长花岗岩为其主要岩石类型, 但在岩体中含有少量的花岗闪长岩。岩体均见有数量不等和大小不一的暗色闪长质微粒包体[20,21]。研究表明, 二长花岗岩基本未受基性岩浆混染或混染程度很低, 而花岗闪长岩为受基性岩浆混染程度较高的岩浆混合暗色花岗岩[20]。花岗闪长岩和二长花岗岩一般为中粒结构, 块状构造, 无变质变形, 岩石中常见有钾长石斑晶, 含量 5%~20% 不等。二长花岗岩的主要矿物为[20]: 石英 20%~30%, 斜长石 30%~35%, 钾长石 30%~35%, 黑云母 2%~6%。花岗闪长岩的主要矿物组成为[2]: 石英 15%~20%, 斜长石 30%~45%, 钾长石 15%~30%, 黑云母 3%~6%, 角闪石 1%~3%。

温泉钼矿床矿化主要发育于复式岩体中的似斑状黑云母二长花岗岩和花岗斑岩中(图 1), 已控制的矿带南北长 800 m, 东西宽 200 m, 厚度从 37.5~445 m。矿化产出严格受岩体原生节理控制, 含钼石英细脉充填其内(图 2), 钼矿体主要由相互平行或网状含辉钼矿-石英细脉和花岗斑岩组成, 矿化极不均匀, 金属硫化物局限于石英脉两壁或内部及花岗斑岩中, 呈薄膜状或星点状产出。矿脉与围岩界线不清楚。矿化类型以细脉状和细脉浸染状为主。根据钻探资料, 矿化由地表分散、不连续矿化到深部变为连续面型矿化, 深部矿体连成一体, 面积 0.3 km² (图 2)。含辉钼矿石英细脉呈烟灰色, 宽 1~5 mm, 个别达 1 cm, 每米范围内有 8~25 条(图 3); 脉越多越细, 钼含量越高。矿石矿物组合简单, 主要为辉钼矿和黄铜矿, 并有少

量黄铁矿和白钨矿等。脉石矿物主要为石英、钾长石、黑云母等。矿石中有用元素以钼为主, 含钼 0.01%~0.48%, 伴生铜 0.01%~0.05%, 铈 0.001%~0.0001%, 钨 0.01%~0.03%, 铍 0.001%。围岩蚀变呈面型展布, 主要发育钾长石化、硅化、高岭土化、绿帘石化(图 3)和少量黄铁矿化、孔雀石化及沸石化等。钼矿化与钾长石化和硅化关系密切(图 3)。温泉岩体中 Mo、Sn、Bi、W 等高温热液成矿元素含量明显偏高, 其中 W 和 Mo 含量为相邻的同期岩体如柏家庄、吴茶坝等岩体的 1~3 倍多[20], 似斑状黑云母二长花岗岩和花岗斑岩全岩发生矿化。温泉钼矿床矿化地质特征与东秦岭斑岩型钼矿床[10]具有一定相似性, 故其成因类型应属广义的斑岩型钼矿床。

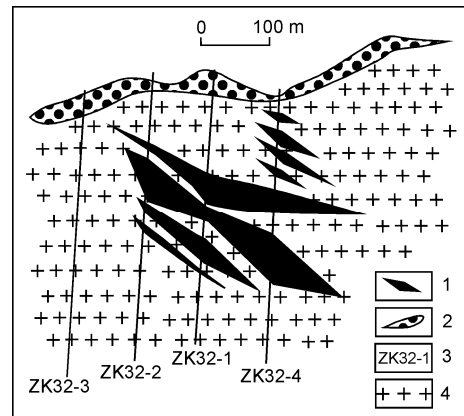


图 2 32 线勘探剖面图(甘肃有色地勘局天水总队实测)

1, 矿体; 2, 第四系; 3, 钻孔及编号; 4, 花岗岩类岩石

2 温泉岩体地球化学特征

2.1 主量元素

前人已有对东秦岭钼矿带 40 个代表性成矿斑岩体的岩石化学对比研究表明, 成矿斑岩体岩石化学特征相似[4,8,10,16], 故兹以东秦岭金堆城成矿花岗斑岩为代表, 与西秦岭温泉岩体岩石化学进行对比, 揭示东、西秦岭成矿岩体岩石化学特征的异同。金堆城花岗斑岩以高硅富碱为特征[10], SiO₂ 含量高(SiO₂ 68.59%~83.83%, 平均达 75.34%)、低钛(TiO₂ = 0.03%~0.59%, 平均为 0.17%)、富 Al₂O₃(Al₂O₃ = 7.18%~15.07%, 平均为 12.38%), 碱含量偏高(K₂O + Na₂O = 2.15%~9.55%, 平均为 7.21%)、相对富钾(K₂O/Na₂O = 0.02~31.00, 平均为 4.89); MgO 含量低(MgO = 0.10%~0.77%, 平均为 0.30%)。金堆城岩体铝指数较高, ACNK = Al₂O₃/(Na₂O + CaO + K₂O)_{摩尔比} = 0.99~3.46

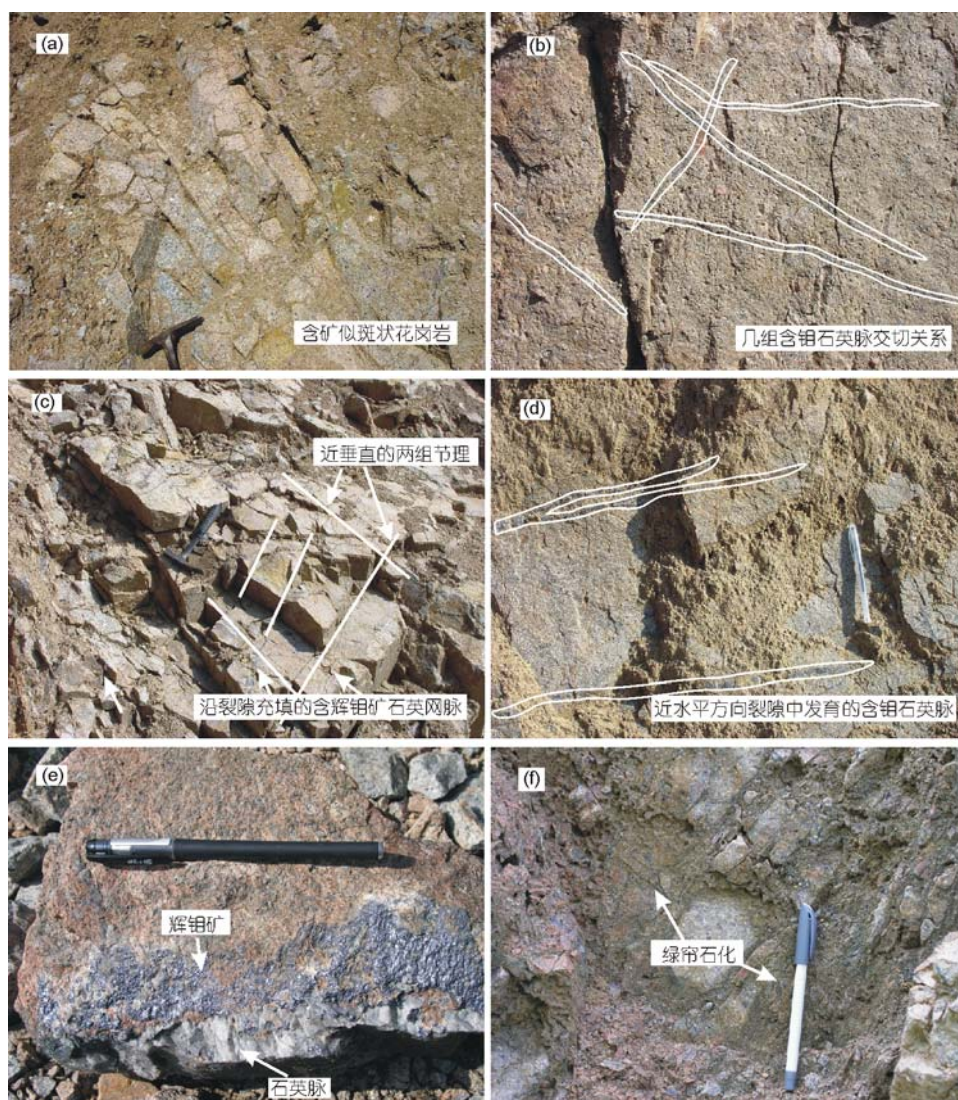


图 3 温泉铅矿床矿化特征照片

- (a) 含矿似斑状花岗岩, 发育钾长石化和硅化; (b) 几组合辉钨矿细脉相互交切; (c) 沿近垂直方向裂隙充填的含辉钨矿的石英网脉; (d) 近水平方向裂隙中发育的含辉钨矿石英脉; (e) 辉钨矿-石英脉发育在钾长石花岗岩斑岩中; (f) 含矿花岗岩斑岩发生绿帘石化

(平均值为 1.36), 里特曼指数 $\delta = 0.15 \sim 2.90$ (平均为 1.77), 镁指数 $Mg^{\#}$ 较低 ($Mg^{\#} = 100 \times Mg^{2+} / (Mg^{2+} + TFe^{3+}) = 15.43 \sim 45.54$ 之间, 平均 26.00), 属于超酸性的高钾钙碱性和钾玄系列的过铝质花岗岩类(图 4).

与金堆城花岗岩斑岩比较可见, 温泉岩体化学成分变化较大(网络版附表 1), 以相对低 SiO_2 和 K_2O , 富 CaO , MgO , Fe_2O_3 和 TiO_2 为特征, 总体化学成分偏基性, 显示 $SiO_2 = 61.64\% \sim 72.47\%$ (平均值为 68.51%), $Al_2O_3 = 14.13\% \sim 16.96\%$ (平均值为 14.93%), $CaO = 0.61\% \sim 3.76\%$ (平均值为 2.00%), $MgO = 0.38\% \sim 2.04\%$ (平均值为 1.15%), $K_2O = 4.40\% \sim 5.19\%$ (平均值为

4.81%), $K_2O/Na_2O = 1.41 \sim 1.20$ (平均值为 1.25); 铝指数 $ACNK = Al_2O_3 / (Na_2O + CaO + K_2O)_{\text{摩尔比}} = 0.92 \sim 1.04$ (平均值为 0.99), 属于偏铝质系列花岗岩类(图 4(b)). 温泉岩体里特曼指数 $\delta = 2.51 \sim 3.87$ (平均为 2.97), 镁指数 $Mg^{\#}$ 较高 ($Mg^{\#} = 100 \times Mg^{2+} / (Mg^{2+} + TFe^{3+}) = 25.71 \sim 50.33$ 之间, 平均 39.97). 在 SiO_2 - K_2O 图(图 4(a))中, 温泉岩体样品主要投入于高钾钙碱性系列-钾玄岩系列花岗岩范围内, 反映岩石以高硅富钾为特征; 在 R1-R2 判别图上大部分样品落在板块碰撞后隆起花岗岩和晚造山期花岗岩区域中(图 5), 指示温泉岩体形成于板块碰撞后隆起构造环境.

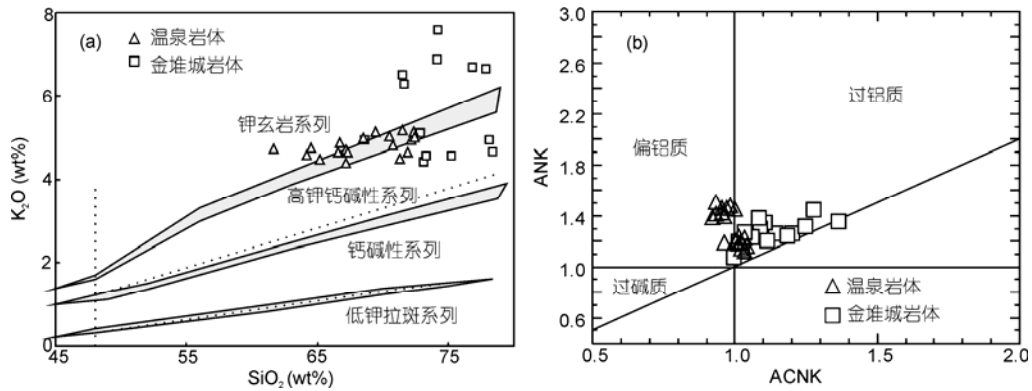


图 4 温泉花岗岩的 $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 图解(a)及 ACNK-ANK 图解(b)

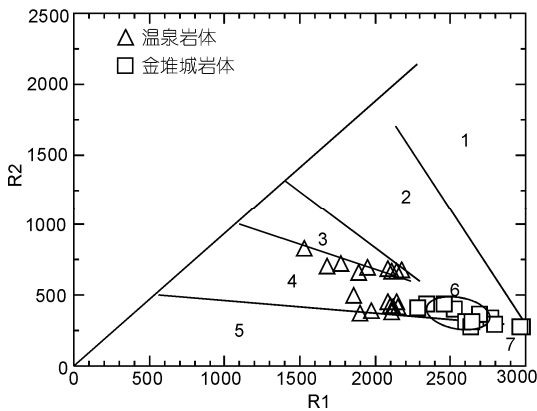


图 5 温泉岩体的 R1-R2 图解

底图据文献[22]。1, 幔源花岗岩; 2, 板块碰撞前消减地区花岗岩; 3, 板块碰撞后隆起花岗岩; 4, 晚造山期花岗岩; 5, 非造山区花岗岩; 6, 地壳熔融的花岗岩; 7, 造山后期 A 型花岗岩; $R1 = 4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$, $R2 = 6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$

2.2 微量元素和稀土元素

西秦岭温泉岩体与东秦岭金堆城花岗斑岩的微量元素和稀土元素组成特点和分布模式接近(图 6)。

微量元素大离子亲石元素 LILE 相对富集, 高场强元素 HFSE 贫化。稀土元素球粒陨石标准化及微量元素 PM 标准化蛛网图显示(图 6), 两岩体 Rb 和 U 相对富集, Ti 亏损, ΣREE 变化较大, LREE 富集, 轻重稀土分馏较明显; LREE/HREE 比值或 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值较大网络版; 以 Eu 异常不明显或无 Eu 异常为特征。

温泉岩体 19 件样品的微量元素分析数据显示(网络版附表 2), 它的微量元素组成变化范围较大: $\text{Rb} = 152.30\sim 281.00 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (平均值为 $206.06 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), $\text{Sr} = 140.00\sim 980.00 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (平均值为 $396.94 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), $\text{Ba} = 350.00\sim 2110.00 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (平均值为 $949.89 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), $\text{Y} = 9.57\sim 23.97 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (平均值为 $14.85 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), $\text{Zr} = 120.00\sim 280.00 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (平均值为 $172 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), $\text{Hf} = 3.70\sim 8.50 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (平均值为 $5.22 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), $\text{Nb} = 15.95\sim 30.00 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (平均值为 $21.82 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), $\text{Ta} = 1.40\sim 3.50 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ (平均值为 $2.37 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)。温泉岩体微量元素 PM 标准化蛛网图显示(图 6(b)), 它们均具有 Ba, Nb, P 和 Ti 的负异常, Zr 和 Hf 无明显的异

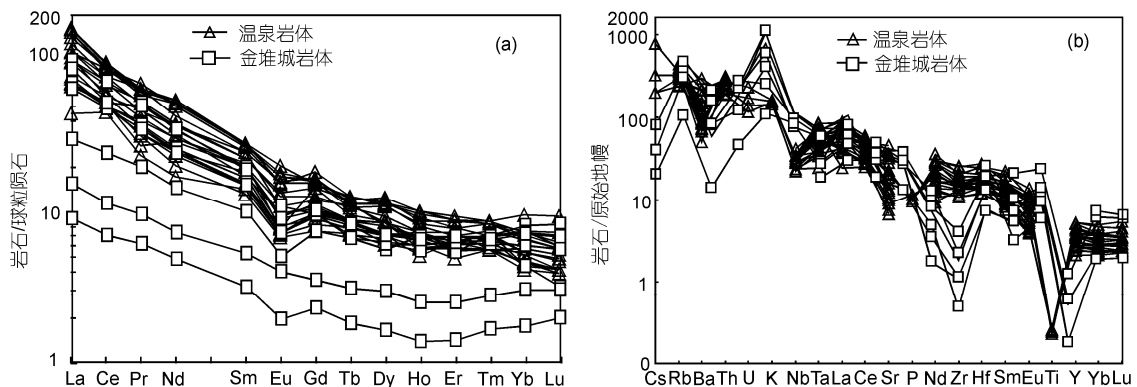


图 6 温泉岩体和金堆城花岗斑岩的稀土对球粒陨石标准值的配分曲线(a)及微量元素对原始地幔标准值配分曲线(b)

球粒陨石和原始地幔数据据文献[23]

常. 温泉岩体的Rb和U相对富集, Ti亏损, 不相容元素地球化学特征与后碰撞花岗岩相似^[25,26] (图 7), 在 Rb-Y+Nb和Rb/30-Hf-Ta×3 构造判别图解(图 7)中, 大部分样品落于同碰撞花岗岩到后碰撞花岗岩过渡区域. 温泉岩体的 ΣREE 变化均较大($\Sigma\text{REE} = 90.96\sim230.04\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), LREE较HREE富集($\Sigma\text{LREE} = 81.45\sim214.21\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, $\Sigma\text{HREE} = 8.17\sim16.09\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), 轻重稀土分馏较明显, $\text{LREE}/\text{HREE}=6.77\sim15.16$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 8.47\sim28.60$; Eu异常中等或不明显($\delta\text{Eu}=0.58\sim0.97$, 平均为 0.72)(网络版附表 3). 在稀土元素组成的球粒陨石标准化模式图上(图 6(a)), 它们均表现为轻稀土的富集和重稀土的亏损, 中等程度到弱的Eu负异常.

3 辉钼矿 Re-Os 同位素定年

温泉钼矿床 5 件辉钼矿样品的 Re-Os 同位素测试结果列于表 1. 5 件辉钼矿样品均采自含辉钼矿的石英脉, 辉钼矿单矿物经样品粉碎、粗选和双目显微镜

下仔细挑选. 辉钼矿 Re-Os 化学分离步骤和质谱测定在国家地质测试中心由屈文俊等完成. 分析流程和方法详见文献^[27,28], 样品经分解、Os 蒸馏分离、Re 萃取分离等步骤后, 最后采用美国 TJA 公司生产的 TJA X-series ICPMS 测定同位素比值. 对于 Re, 选择质量数 185, 187, 用 190 监测 Os. 对于 Os 选择质量数为 186, 187, 188, 189, 190 和 192, 用 185 监测 Re. 模式年龄 t 按下式计算:

$$t = \frac{1}{\lambda} \left[\ln \left(1 + \frac{{}^{187}\text{Os}}{{}^{187}\text{Re}} \right) \right]$$

其中 $\lambda({}^{187}\text{Re}$ 衰变常数) $=1.666\times10^{-11}\text{ a}^{-1}$. 5 件辉钼矿给出的模式年龄在(212.7~215.1) Ma 之间, 在误差范围内一致, 其加权平均值为 $(214.1\pm1.1)\text{ Ma}$, 应用 ISOPLOT 程序^[29]求得的等时线年龄 $(214.4\pm7.1)\text{ Ma}$ (表 1, 图 8). 辉钼矿 Re-Os 模式年龄和等时线年龄指示, 温泉钼矿床矿化发生于印支晚期, 该年龄值上限

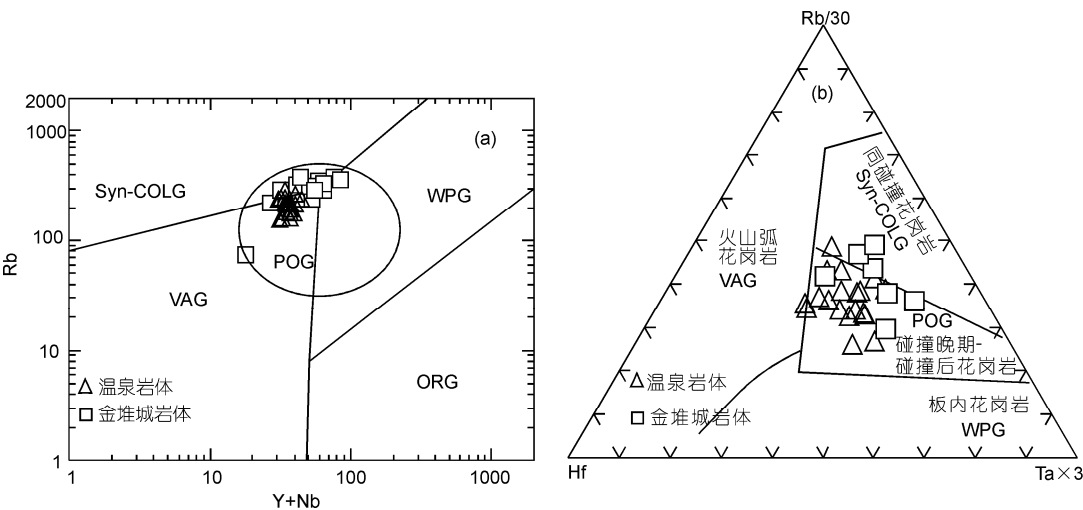


图 7 温泉花岗岩 Y+Nb-Rb 图解(a)(底图据文献[25])及 Rb/30-Hf-Ta×3 三角图解(b)

底图据文献^[24]. VAG, 火山弧花岗岩; ORG, 洋中脊花岗岩; WPG, 板内花岗岩; Syn-COLG, 同碰撞花岗岩; POG, 后碰撞花岗岩

表 1 西秦岭甘肃温泉钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素分析结果^{a)}

样号	样重/g	Re/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	普 Os/ $\text{ng}\cdot\text{g}^{-1}$	${}^{187}\text{Re}/\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	${}^{187}\text{Os}/\text{ng}\cdot\text{g}^{-1}$	模式年龄/Ma
		测定值 $\pm$ 不确定度	测定值 $\pm$ 不确定度	测定值 $\pm$ 不确定度	测定值 $\pm$ 不确定度	测定值 $\pm$ 不确定度
Ws-zk-1	0.01010	33.523 ± 0.296	0.0001 ± 0.0313	21.071 ± 0.186	75.38 ± 0.57	214.3 ± 2.7
Ws-zk-2	0.01055	24.060 ± 0.190	0.0000 ± 0.0148	15.123 ± 0.119	53.68 ± 0.43	212.7 ± 2.6
Ws-5	0.01148	27.959 ± 0.215	0.0054 ± 0.0194	17.574 ± 0.135	62.71 ± 0.48	213.8 ± 2.5
Ws-3	0.01038	25.121 ± 0.201	0.0000 ± 0.0220	15.790 ± 0.126	56.70 ± 0.44	215.1 ± 2.6
Ws-1	0.01055	20.471 ± 0.173	0.0000 ± 0.0434	12.867 ± 0.109	46.05 ± 0.45	214.4 ± 2.9

a) 普 Os 是根据 Nier 值的 Os 同位素丰度, 通过 ${}^{192}\text{Os}/{}^{190}\text{Os}$ 测量比计算得出, ${}^{187}\text{Os}$ 是 Os 同位素总量. Re, Os 含量的不确定度包括样品和稀释剂的称量误差、稀释剂的标定误差、质谱测量的分馏校正误差、待分析样品同位素比值测量误差. 置信水平 95%, 模式年龄的不确定度还包括衰变常数的不确定度(1.02%), 置信水平 95%. 实验空白值 Re 为 0.0035 ng, ${}^{187}\text{Os}$ 为 0.00001 ng

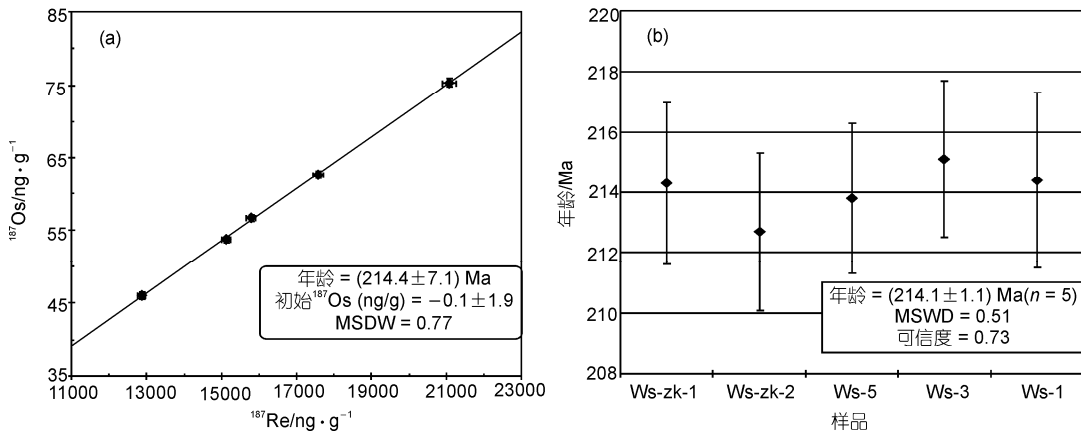


图8 温泉钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素等时线(a)及模式年龄加权平均值(b)

值在误差范围内与温泉岩体中黑云母二长花岗岩的黑云母K-Ar年龄 223~226 Ma近似^[18], 与花岗闪长岩的SHRIMP 锆石U-Pb年龄值($(223 \pm 7) \text{ Ma}$)存在较大的重叠但偏晚^[2], 反映Mo矿化主要发生在印支晚期岩浆侵位晚期的冷却成岩阶段. 这与野外露头所观察到的钼矿化主要沿节理或裂隙充填-交代为主的现象一致(图 3), 显示成矿略滞后于岩体.

Re-Os同位素体系不仅可以精确的确定硫化物矿床形成的时间, 而且可以示踪成矿物质来源以及指示成矿过程中不同来源物质混入的程度^[30]. 成矿物质具有壳幔混合源的矿床, 在每克辉钼矿中Re含量多在十几至几十个微克, 而成矿物质完全来自上地壳的矿床, 其辉钼矿Re含量明显偏低, 在 $1 \sim n \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ 或更低^[4,10]. 温泉钼矿床辉钼矿Re含量为 20.47~ 33.52 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ (表 1), 与金堆城斑岩钼矿Re含量(12.9~19.7 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)处在同一数量级^[4,10], 二者均与壳幔混合源岩浆矿床辉钼矿的Re含量接近.

4 成岩成矿事件与成矿动力学背景

温泉岩体中黑云母二长花岗岩的黑云母K-Ar 年龄为 223~226 Ma^[18], 花岗闪长岩的SHRIMP U-Pb 锆石年龄为(223 ± 7) Ma (9 个锆石测定点, MSWD = 1.4)^[2], 这些年龄与勉略带北侧的三叠纪花岗岩的锆石U-Pb年龄($220 \sim 205 \text{ Ma}$)^[31]在误差范围内一致, 均稍晚于秦岭造山带的主造山期($242 \pm 21 \text{ Ma}$)^[32-36], 表明温泉岩体的侵入可能与三叠纪华北与华南海板块的碰撞事件有密切的关系. 温泉钼矿床辉钼矿Re-Os模式年龄(加权平均值(214.1 ± 1.1) Ma)和等时线年龄($(214.4 \pm 7.1) \text{ Ma}$)一致指示(表 1), 温泉钼矿床成矿发生于印支晚期, 该年龄值上限值在误差范围内与温

泉岩体黑云母K-Ar年龄及SHRIMP 锆石U-Pb年龄存在较大的重叠但偏晚, 反映Mo矿化主要发生在岩浆侵入-成岩的晚期阶段, 即印支晚期岩浆侵位晚期的冷却成岩阶段.

温泉岩体地球化学特征上富集 LILE 和 LREE, 贫化 HFSE, 较岛弧火山岩有明显高的碱($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$)和 Sr,Ba 含量, 与后碰撞花岗岩相似(图 5 和 7). 在 R1-R2 判别图上大部分样品落在板块碰撞后隆起花岗岩和晚造山期花岗岩区域中(图 5(b)). 微量元素蛛网图显示, 温泉岩体以 Rb 和 U 相对富集和 Ti 亏损为特征(图 6(b)), Rb-Y+Nb 和 Rb/30-Hf-Ta $\times 3$ 构造判别图解(图 7)显示, 大部分样品落于同碰撞到后碰撞花岗岩的过渡区域. 岩体的稀土配分型式基本一致(图 6(a)), 其 ΣREE 变化均较大, LREE 富集, 轻重稀土分馏较明显; LREE/HREE 比值或(La/Yb)_N 比值较大, Eu 异常不明显或无Eu异常. 研究表明^[37-40], 大陆岩石圈在最大会聚后并逐步由挤压转向松弛的后碰撞阶段, 往往会有大量富钾钙碱性岩浆作用发生, 岩浆活动的源区物质受年轻地幔或地壳组分的改造, 岩浆形成机制常常与深大断裂的大规模走滑和岩石圈伸展、减薄作用密切相关, 在此背景下常有大量花岗岩形成, 代表了大陆会聚作用向伸展拉张的转折. 温泉岩体常量、微量及稀土元素成分变化较大, 矿石辉钼矿Re-Os同位素组成(表 1)及岩石包体研究结果表明^[20], 温泉岩体是壳、幔岩浆混合的产物, 由幔源基性岩浆和壳源酸性岩浆两种岩浆成岩与结晶分异过程中的混合和均一化而成^[20]. 因此, 温泉岩体是在陆-陆碰撞挤压向伸展转化地球动力学条件下, 由富集的岩石圈地幔发生部分熔融产生的基性岩浆和其所

诱发的加厚下地壳部分熔融形成的酸性岩浆混合的产物。

秦岭造山带是在晚太古代-中元古代洋陆间杂构造基础上,于晚元古代-中三叠世经历现代板块构造体制的主造山期的华北-秦岭-华南3板块依次沿商丹和勉略两条缝合带由南向北俯冲碰撞造山,从而奠定了秦岭造山带基本构造格局,并由于后造山期强烈的陆内造山作用的叠加改造终成的复合造山带^[1,3]。目前的研究认为秦岭造山带沿南秦岭勉略带-大别山的碰撞主要发生在中生代,形成南秦岭造山带,并最终完成华南与华北板块的全面碰撞^[33,35,36,41~43]。温泉岩体的黑云母K-Ar 年龄为 223~226 Ma^[18], SHRIMP U-Pb 锆石年龄为 (223 ± 7) Ma^[2]和勉略带北侧的三叠纪花岗岩的锆石U-Pb年龄(220~205 Ma)^[31]在误差范围内一致,都稍晚于秦岭造山带的主造山期(242 ± 21) Ma^[32~36]。温泉岩体和勉略带北侧的花岗岩岩浆的侵入时间与南秦岭的变质变形^[37]、勉-略构造带洋盆的闭合时代(221~242 Ma)^[32,33]及大别-苏鲁超高压变质年龄(240~225 Ma)^[41]下限一致。考虑到大别-苏鲁造山带东部存在晚三叠世由深俯冲板片折返初期的降压脱水(源)和局部熔融(汇)形成的富钾花岗岩和长英质岩墙,指示深俯冲板片在地幔深部断离后发生同折返岩浆作用^[41]。因此,温泉岩体岩浆结晶年龄与南秦岭的变质变形、勉-略构造带洋盆闭合及大别-苏鲁超高压岩石折返这一统一事件存在联系。华北与华南板块的碰撞主要发生在 254~220 Ma^[1,42,43],碰撞峰期年龄可能为 235~238 Ma左右^[44];王晓霞等人^[45]对西秦岭地区老君山和秦岭梁岩体的锆石U-Pb年龄测定结果为 214~217 Ma,卢欣祥等人^[46]的研究认为其应侵位于后碰撞环境。如果将 240 Ma作为碰撞峰期的年龄,温泉岩体侵位年龄至少比碰撞峰期晚了 10~20 Ma;而对典型碰撞造山带的研究认为后碰撞花岗岩的出现比碰撞峰期年龄晚 26 Ma(如喜马拉雅地区)或 10~15 Ma(如阿尔卑斯)^[47],由此可见,温泉岩体应侵位于碰撞后伸展环境或是由同碰撞到后碰撞的转折阶段。温泉岩体侵位于商丹缝合带以南,构造形式显示出一种相对拉张环境下岩体被动侵位的型式。温泉岩体呈椭圆形,岩体没有明显的岩浆面理和变形面理;发育暗色闪长质微粒包体且没有明显的岩体定向^[20,21],同时在岩体边界没有明显的接触变形带,这些特征与挤压环境下主动侵位的岩体如秦岭地区灰池子岩体的构造型式明显不同^[48];区域

上与温泉岩体侵入年龄相近的迷坝、光头山和鹰咀岩等岩体均切割了勉略构造带^[34],上述特征表明这些岩体应侵位于勉略带主变形期之后,显示出后碰撞花岗岩的特征。事实上,根据碰撞造山作用演化的P-T-t轨迹^[49,50],一个完整的碰撞造山事件应包括挤压、挤压向伸展转变和伸展3个阶段;在造山作用的挤压向伸展转变阶段,造山带处于减压增温的特殊构造体制,并以减压熔融应占主导地位,减压促进物质的熔融和流体产生,导致整个造山过程中强烈的流体作用和岩浆作用,也必然引发最强烈的成岩成矿作用。由此可见,温泉岩体应侵位于碰撞后伸展环境,或者至少是由同碰撞到后碰撞的转折阶段。综合西秦岭温泉含钼岩体地球化学和钼矿化年龄的综合研究,可将西秦岭含钼岩体和钼矿化的形成过程初步概括为:伴随早三叠世主造山期的华北-秦岭-华南3板块依次沿商丹和勉略两条缝合带由南向北俯冲碰撞造山,华北和华南发生大规模陆-陆碰撞并导致地壳明显增厚,在印支晚期主造山期后当造山作用由挤压向伸展转变阶段,造山带处于减压增温的特殊构造体制,地幔软流圈物质上涌并底侵于下地壳底部而诱发的下地壳物质的部分熔融形成富Mo的花岗质岩浆,当岩浆沿构造薄弱带上升到地壳浅部,岩浆冷凝分异出的成矿流体充填和交代围岩使成矿元素富集成矿。

东秦岭金堆城斑岩体锆石LA-ICP-MS U-Pb年龄为 (140.95 ± 0.45) Ma^[10],与辉钼矿Re-Os模式年龄 $(141 \pm 4) \sim (127 \pm 7)$ Ma下限值一致^[13,15],显示成岩成矿发生于侏罗纪-白垩纪的同一成岩成矿系统中,岩体的形成和钼矿化的发生处于板内地球动力学条件下,由陆内俯冲作用引起的基性岩浆的底侵作用形成的混合花岗岩岩浆分异演化而成,对应的地球动力学背景为华北板块与华南板块碰撞造山后的板内造山和伸展过程^[1,3],即南北主应力场向东西主应力场构造体制大转折和东西向岩石圈大规模减薄作用所伴随的壳幔强烈作用阶段。实际上,无论在陆陆碰撞带还是在弧陆碰撞带,碰撞后岩浆活动的发生和发展都是造山带加厚岩石圈构造跨塌和部分熔融的结果,属于碰撞后岩浆活动^[41]。东秦岭中生代以前为华北板块的组成部分,具有典型的板块边缘特征,而在中生代经历了秦岭造山带的陆内造山活动,成为秦岭造山带的北缘组成部分^[1]。中生代以来东秦岭位于太平洋板块、印度板块和欧亚板块内西伯利亚地

块 3 个构造动力学系统的汇交复合部位, 东部更多受太平洋板块的影响, 使之正处于动力学系统转换时期和过程之中^[1,3], 原秦岭造山带中华北板块、华南板块及秦岭微板块 3 板块的俯冲造山形成的岩石圈根, 在中新生代新的地幔动力学系统中, 东部地幔流动型式与方向发生向太平洋的近 SN 向物理场结构与状态的调整转换, 引起秦岭岩石圈地幔拆沉作用, 流变减薄, 软流圈急剧抬升, 幔源物质、热流流体上涌, 发生强烈壳幔物质交换, 中下地壳加热, 部分熔融, 强烈伸展流变, 形成水平状流变的壳内流体软层和新莫霍面, 造成显著的岩石圈去根作用^[1]。因此, 秦岭-大别晚侏罗世-早白垩世岩浆活动属陆陆碰撞造山带加厚岩石圈构造跨塌过程中部分熔融的产物, 可能与重力跨塌有关^[4]。由于岩石圈不同程度减薄, 发生的岩石圈重力拆沉作用, 引发软流圈的上隆抬升, 东秦岭受板片断离作用和壳幔边界附近发生的基性岩浆底侵作用影响, 加厚的下地壳物质发生熔融形成花岗质岩浆, 并沿构造薄弱带上升到浅层次侵入形成东秦岭与同熔型花岗斑岩有关斑岩型矿床^[10]。

综上所述, 秦岭造山带的斑岩钼矿带主要形成于 2 个时期, 即 220 Ma 左右和 140 Ma 左右, 这两个成矿作用均发生于从挤压到伸展转变的构造环境, 但是它们发生在秦岭造山带不同的构造演化阶段。从秦岭造山带和大别-苏鲁超高压带构造演化历史分析推断^[1,3,4], 220 Ma 左右的成岩成矿事件发生在秦岭主造山期的碰撞造山后伸展环境, 并与南秦岭的变质变形、勉-略构造带洋盆闭合及大别-苏鲁超高压岩石板片折返这一统一地质事件相对应; 140 Ma 左右成岩成矿事件发生于秦岭造山带后造山期的挤压向伸展转变环境, 与陆陆碰撞造山带加厚岩石圈重力跨塌过程有关^[4]。前者目前发现的矿床包括本研

究的甘肃温泉钼矿床和陕西黄龙铺钼矿床; 后者发现的矿床较多, 包括金堆城、南泥湖、三道庄、上房沟等著名钼矿床。前者相对后者, 成矿岩体以相对低 SiO_2 和 K_2O , 而富 CaO , MgO , Fe_2O_3 和 TiO_2 为特征 (表 1)。

5 结论

(1) 温泉岩体辉钼矿 Re-Os 同位素定年结果表明 Mo 矿化主要发生于 (214 ± 7.1) Ma, 相当于印支晚期, 显示成矿略滞后于岩体, 成岩成矿发生于 220 Ma 左右的碰撞造山后伸展阶段, 并与南秦岭的变质变形、勉-略构造带洋盆闭合及大别-苏鲁超高压岩石板片折返这一统一地质事件相对应。

(2) 温泉岩体的常量元素、微量元素和稀土元素资料显示, 它由富集的岩石圈地幔发生部分熔融产生的基性岩浆和加厚下地壳熔融的壳源酸性岩浆混合而成。中三叠世华北和华南发生大规模陆-陆碰撞并导致地壳明显增厚, 印支晚期造山作用由挤压向伸展转变, 造山带处于减压增温的特殊构造体制, 地幔软流圈物质上涌并底侵于下地壳底部而诱发的下地壳物质的部分熔融形成富 Mo 的花岗质岩浆, 岩浆冷凝分异出的成矿流体充填和交代围岩使 Mo 富集成矿。

(3) 秦岭造山带的斑岩型钼矿床主要形成于 2 个时期, 即 220 Ma 左右和 140 Ma 左右, 这两个成矿作用均发生于从挤压到伸展转变的构造环境, 但是它们发生在秦岭造山带不同的构造演化阶段。由于在主造山作用的挤压向伸展转变阶段, 引发强烈的成岩成矿作用。因此, 温泉岩体中 Mo 矿化的确定表明西秦岭三叠纪构造岩浆岩带也是秦岭造山带又一重要的 Mo 矿化有利地带, 对西秦岭三叠纪花岗岩的含矿性评价应当引起今后的重视。

致谢 评审专家对本文提出了宝贵的修改意见, 野外工作得到甘肃有色地质勘查局天水总队的大力支持和帮助, 在此深表感谢。

参考文献

- 1 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001. 1—850
- 2 张宏飞, 靳兰兰, 张利, 等. 西秦岭花岗岩类地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成对基底性质及其构造属性的限制. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2005, 35: 914—926
- 3 Meng Q R, Zhang G W. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China. Tectonophysics, 2000, 323:

- 183—196[DOI]
- 4 李诺, 陈衍景, 张辉, 等. 东秦岭斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景. 地学前缘, 2007, 14: 186—198
- 5 李永峰, 毛景文, 刘敦一, 等. 豫西雷门沟斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 及辉钼矿 Re-Os 测年及其地质意义. 地质论评, 2005, 52: 122—131
- 6 张正伟, 朱炳泉, 常向阳, 等. 东秦岭钼矿带成岩成矿背景及时空统一性. 高校地质学报, 2001, 7: 307—315
- 7 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭, 等. 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, 1988. 442—489
- 8 陈衍景, 李超, 张静, 等. 秦岭钼矿带斑岩体锆氧同位素特征与岩石成因机制和类型. 中国科学 D: 地球科学 2000, 30(增刊 I): 64—72
- 9 罗铭张, 张辅民, 董群英, 等. 中国钼矿床. 郑州: 河南科学技术出版社, 1991. 118—408
- 10 朱赖民, 张国伟, 郭波, 等. 东秦岭金堆城大型斑岩钼矿床 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及成矿动力学背景. 地质学报, 2008, 82: 204—220
- 11 陈衍景, 富士谷. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1992. 1—234
- 12 张本仁, 张宏飞, 赵志丹, 等. 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: 地球科学, 1996, 26: 201—208
- 13 Stein H J, Markey R W J, Morgan J, et al. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China. Econ Geol, 1997, 92: 827—835[DOI]
- 14 黄典豪, 王义昌, 聂风军, 等. 一种新的钼矿床类型——陕西黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质特征及成矿机制. 地质学报, 1985, 59: 241—257
- 15 黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 等. 东秦岭地区钼矿床的铼-钼同位素年龄及其意义. 矿床地质, 1994, 13: 221—300
- 16 卢欣祥, 于在平, 冯有利, 等. 东秦岭深源浅成型花岗岩的成矿作用及地质构造背景. 矿床地质, 2002, 21: 168—178
- 17 韩海涛, 刘继顺, 董新, 等. 西秦岭温泉斑岩型钼矿花岗岩类地球化学特征. 物探与化探, 2008, 32: 132—153
- 18 卢欣祥, 肖庆辉, 董有, 等. 秦岭花岗岩大地构造图. 北京: 地质出版社, 1998. 10—120
- 19 李先梓, 严振, 卢欣祥. 秦岭-大别山花岗岩. 北京: 地质出版社, 1993. 1—215
- 20 李永军, 高占华, 李英, 等. 西秦岭温泉岩浆混合花岗岩的地球化学特征. 地质地球化学, 2003, 31: 43—49
- 21 李永军. 花岗岩类地质信息的采集与集成——在天水地区花岗岩类调查与研究中的应用. 博士学位论文. 西安: 长安大学, 2005. 1—163
- 22 Batchlor R B, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem Geol, 1985, 48: 43—55[DOI]
- 23 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for the mantle composition and process. In: Saunder A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. London: Geological Society of London Special Publication, 1989, 42: 313—345[DOI]
- 24 Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. Geochemical characteristics of collision—Zone magmatism. In: Cowd M P, Reis A C, eds. Collision Tectonics. London: Geological Society Special Publication, 1986. 67—81
- 25 Pearce J A. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 1996, 19: 120—125
- 26 Pearce J A, Halls H B W, Tindale A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J Petrol, 1984, 25: 956—983
- 27 Du A D, Wu S Q, Sun D Z, et al. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: Molybdenite HLP and JDC. Geos Geoanal Res, 2004, 28: 41—52[DOI]
- 28 屈文俊, 杜安道. 电感耦合等离子体质谱测定辉钼矿中 Re、Os 含量时的质量分馏效应的校正. 质谱学报, 2004, 25: 181—182
- 29 Ludwig K R. ISOPLOT: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data. US Geological Survey Open-File Report. 1991. 39
- 30 Foster G, Lambert D D, Frick I R, et al. Re-Os isotopic evidence for genesis of Archaean nickel ores from uncontaminated komatiites. Nature, 1996, 382: 703—706[DOI]
- 31 Sun W D, Li S G, Chen Y D, et al. Timing of synorogenic synoro-granotoids in the south Qinling, central China: Constraints on the evolution of the Qinling-Dahie Orogenic Belt. J Geol, 2002, 110: 457—468[DOI]
- 32 李曙光, 孙卫东, 张国伟, 等. 南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学——古生代洋盆及闭合时代的证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 223—230
- 33 Li S G, Xiao Y L, Liu D L. Collision of the North China and Yangtze Blocks and form action of coesite-bearing eclogites: Timing and processes. Chem Geol, 1993, 27: 89—111
- 34 秦江锋, 赖绍聪, 李永飞. 扬子板块北缘碧口地区阳坝花岗岩闪长岩体成因研究及其地质意义. 岩石学报, 2005, 21: 697—710
- 35 赖绍聪, 张国伟, 董云鹏, 等. 秦岭-大别勉略构造带蛇纹岩与相关火山岩的性质及时空分布. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 1174—1183

- 36 张国伟, 程顺有, 郭安林, 等. 秦岭-大别中央造山系南缘勉略缝合带的再认识——兼论中国大陆主体的拼合. 地质通报, 2004, 23: 846—853
- 37 Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 1999, 78: 1—24[DOI]
- 38 Barbarin B. A review of the relationship between granitoids types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 1999, 46: 605—626[DOI]
- 39 Liegeois J P. Preface-Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 1998, 45: 15—17
- 40 Roger J J W, Greenberg J K. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: Distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *J Geol*, 1990, 98: 291—309[DOI]
- 41 郑永飞. 超高压变质与大陆碰撞研究进展: 以大别-苏鲁造山带为例. 科学通报, 2008, 53: 2129—2152
- 42 Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L. U-Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 161: 215—230[DOI]
- 43 李曙光, 李惠民, 陈移之, 等. 大别山-苏鲁地体超高压变质年代学——II. 锆石 U-Pb 同位素体系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27: 200—206
- 44 Zheng Y F, Chen R X, Zhao Z F. Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insights from studies of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) core samples. *Tectonophysics*, 2009, 464, doi: 10.1016/j.tecto.2008.09.014
- 45 王晓霞, 王涛, 卢欣祥, 等. 北秦岭老君山-秦岭梁环斑结构花岗岩及构造环境——一种可能的造山带型环斑花岗岩. 岩石学报, 2003, 19: 650—660
- 46 卢欣祥, 尉向东, 肖庆辉, 等. 秦岭环斑花岗岩的年代学研究及意义. 高校地质学报, 1999, 5: 373—377
- 47 Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 1998, 45: 29—44[DOI]
- 48 Wang T, Wang X X, Li W P. Evaluation of multiple emplacement mechanisms of Huichizi granite pluton, Qinling orogenic belt, central China. *J Struct Geol*, 2000, 22: 505—518[DOI]
- 49 Jamieson R A. $P-T-t$ paths of collisional orogenesis. *Geol Rund*, 1991, 180: 321—332[DOI]
- 50 陈衍景. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. 中国地质, 2006, 33: 1181—1196