

秦岭钼矿带斑岩体锶氧同位素特征 与岩石成因机制和类型*

陈衍景^{①②③} 李超^{①③} 张静^{①③} 李震^{①③} 王海华^{①③}

①北京大学地质学系, 北京 100871; ②中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002;

③南京大学内生矿床国家重点实验室, 南京 210093)

摘要 秦岭造山带大量发育中生代深成花岗岩基和浅成斑岩体. 长期以来, 前者被作为改造型或 S 型; 后者伴随钼矿化, 被作为同熔型或 I 型. 统计表明, 浅成斑岩体 $Sr_{T1} = 0.705 \sim 0.714$, $\delta^{18}O = 7.2\% \sim 12.1\%$, 深成花岗岩基 $Sr_{T1} = 0.705 \sim 0.710$, $\delta^{18}O = 6.1\% \sim 10.4\%$, 二者基本一致. 锶氧同位素组成的一致性指示浅成斑岩与深成花岗岩之物质来源和成岩机制的相似性. 通过分析成岩构造背景、岩石矿物学特征、地球化学特征和区域地球物理资料, 认为浅成斑岩与深成花岗岩基同属中生代华南与华北古板块碰撞造山的产物, 均属碰撞型或陆壳重熔型花岗岩类.

关键词 秦岭造山带 中生代 花岗岩类 锶氧同位素 斑岩钼矿床 碰撞造山作用

秦岭北坡的金堆城-栾川斑岩钼矿带是仅次于美国西部 Climax-Henderson 斑岩钼矿带的全球第二大钼矿带, 拥有金堆城、南泥湖、三道庄等世界级超大型钼矿床和雷门沟等 10 多个中型或大型斑岩钼矿床, 探明钼矿储量占全国 40% 以上^[1]. 而且, 这些斑岩钼矿常伴随钨、稀土、铀、金、铅等元素的矿化, 其中南泥湖钼矿的伴生钨储量达到超大型规模. 金堆城-栾川钼矿带产于大陆内部碰撞造山带, 明显不同于产于俯冲造山带的 Climax-Henderson 钼矿带, 是研究大陆内部成岩成矿作用, 发展大陆动力学与大陆成矿理论的理想研究对象. 因此, 金堆城-栾川钼矿带的成岩成矿规律是国内外学者共同关注的问题^[2~6].

秦岭金堆城-栾川钼矿带的发现和均晚于 Climax-Henderson 斑岩钼矿带, 因此后者常被作为国内外学者类比的对象. 在太平洋板块向美洲大陆倾斜俯冲的陆缘火山弧区发育了大量 I 型浅成岩体^[7], 形成了 Colorado 成矿带, 从海岸向陆内依次出现 Cu-Au, Cu-Mo, Cu-Mo-Pb-Zn-Ag, Cu-Au 等矿床的规律分带^[8]. Climax-Henderson 斑岩钼矿带是 Colorado 成矿带的一部分, 构成 Colorado 钼地球化学省; 含钼矿岩体为富碱流纹质斑岩, 形成于 33~17 Ma, 属于陆缘火山弧向弧后裂谷系统转变环境的产物, 所以 Climax 型钼矿及含矿岩体富集亲石元素, 伴随 W, Sn, U, Nb, Ta 等元素矿化(详见 Sawkins^[9]及其引文).

除形成时代和构造环境外, 金堆城-栾川斑岩钼矿带与 Climax-Henderson 斑岩钼矿带相似, 因此多数学者确定其为 I 型或同熔型花岗岩类诱发的斑岩钼矿化, 先后提出了 4 种解释: (i)

2000-03-03 收稿, 2000-07-26 收修改稿

* 国家攀登预选(编号: 95-预 39-04)、国家自然科学基金(批准号: 49672119、49972035、9488010)、教育部跨世纪人才、南京大学内生矿床国家重点实验室和中国科学院矿床地球化学开放实验室基金资助项目

古太平洋板块(或库拉板块)的俯冲分熔, (ii) 古秦岭洋板块的俯冲分熔, (iii) 超壳深断裂诱发重熔或深熔, (iv) 穿过莫霍面的 A 型俯冲作用诱发地幔分熔。

作者通过详细统计该区花岗岩类的锶氧同位素组成, 发现金堆城-栾川钼矿带含矿岩体的锶氧同位素组成与该区同期改造型深成花岗岩几乎完全一致, 甚至个别浅成斑岩高于改造型深成花岗岩基, 二者应属于相同构造环境由相同物源派生的同种成因系列的花岗岩类; 再结合岩体其他地质、地球化学特征和区域地质、地球物理资料, 提出金堆城-栾川斑岩钼矿带的含矿岩体属于碰撞型, 形成于华南与华北古板块中生代碰撞造山作用的新观点。

1 区域构造背景和金堆城-栾川斑岩钼矿带地质特征

横亘中国大陆腹地的东西向秦岭造山带经历了复杂的地质演化^[3, 10~12], 最终在古秦岭洋消失之后, 由华北与华南两大古陆的碰撞造山作用形成(图 1)。碰撞造山作用始于古生代末, 在三叠纪和侏罗纪早期地壳挤压缩短隆起达到高潮, 侏罗纪-白垩纪发生碰撞造山过程的伸展隆升作用, 第三纪伸展作用使岩石圈板块重新断裂, 诱发地幔分熔, 形成大陆碱性玄武岩, 标志着碰撞造山作用结束^[10]。因此, 完整的碰撞造山事件持续发生在中生代, 并造成了中生代强烈的构造变形、岩浆活动、流体作用以及大规模成矿作用。侏罗纪-白垩纪是碰撞造山过程的挤压-伸展转变期, 也是花岗岩类岩浆活动、流体作用和 Au, Ag, Mo, W, Pb, Zn, Hg, Sb 等热液矿床大规模成矿的高峰期^[10, 13~16]。

中生代碰撞造山过程中发生了强烈的陆壳拆离、推覆、堆叠等构造运动, 被概括为陆内俯冲作用, 作为碰撞造山带的形成机制(图 1(b))。秦岭地区中生代陆内俯冲作用被限制在南部的龙门山-大巴山断裂和北部的三门峡-宝丰断裂(三宝断裂)之间, 两断裂分别构成了秦岭碰撞造山带的主边界逆冲断层(MBT)和反向边界逆冲断层(RBT)(图 1(b)), 而中生代花岗岩类和热液矿床也基本被限制龙门山-大巴山断裂和三宝断裂之间^[17]。中生代花岗岩类的产出方式明显分为两类, 其一为深成花岗岩基, 如合峪-太山庙、华山、老牛沟、佛坪(复式杂岩)等岩体, 其二为规模较小的浅成斑岩-爆破角砾岩体, 以金堆城-栾川含钼斑岩带为代表。目前绝大多数学者^[3~4, 6, 11, 18]认为前者属于改造型或 S 型, 后者为同熔型或 I 型。

金堆城-栾川钼矿带受控于中生代(尤其是燕山期)浅成中酸性小岩体(面积小于 1 km²), 即斑岩-爆破角砾岩。小岩体成带分布于秦岭造山带北坡, 主要沿栾川断裂两侧分布, 北面为不逾三宝断裂, 南以朱夏断裂为界。被侵入地层从太古宙变化到古生代, 但以中晚元古代的栾川群和官道口群最为重要, 个别侵入于花岗岩基(例如, 南召花坪斑岩钼矿床侵入到伏牛山花岗岩基)。矿化类型以斑岩型为主, 并对围岩性质有选择性, 当直接围岩含有较多碳酸盐地层时(如官道口群和栾川群), 除岩体内带发生斑岩型矿化外, 接触带和外带常发生矽卡岩型钼矿化(如栾川钼矿); 矿化类型和岩体特征还受岩浆侵位深度控制, 侵位浅者为爆破(含隐蔽爆破)角砾岩型矿化, 较深者为斑岩和斑岩型矿化, 矽卡岩型矿化可深可浅, 并不限于有些学者^[19]主张的发生于较深侵位岩浆的规律。矿化元素组合复杂, 总体受含矿岩体特征和围岩性质控制, 偏碱性者易伴随 U, Nb, Pb 等元素矿化(如华阳川, 黄龙铺等), 钙碱性者易伴随 Cu, Au 等矿化(如雷门沟等); 围岩为碳酸盐时常伴随 Pb, Zn, Ag, Mn 以及硫铁矿等矿化(如银家沟)。矿化常显示分带性, 岩体中心为 Mo, W, REE 等矿化, 外围是 Au, Ag, Pb, Zn 等矿化(如银家沟)。

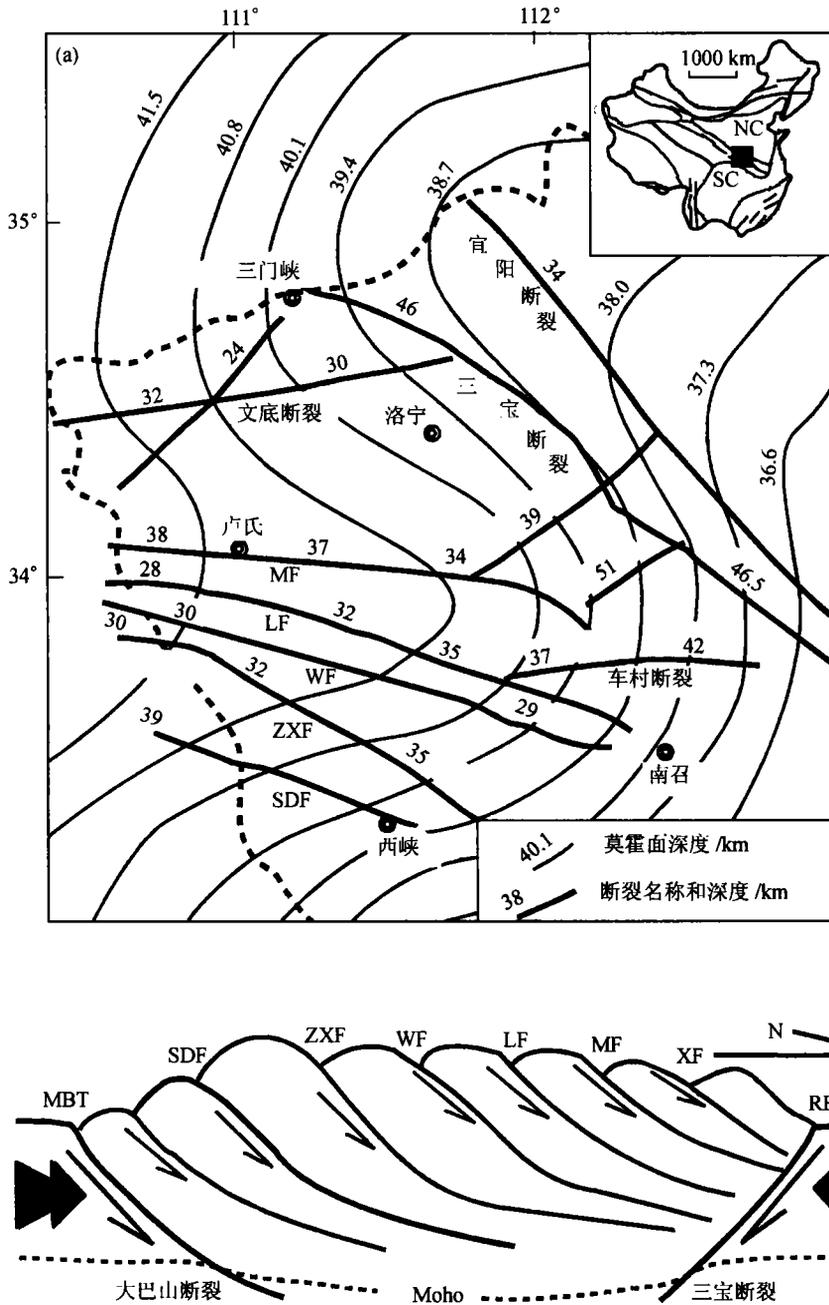


图 1 东秦岭构造格架、主要断裂深度(a)和造山机制(b)示意图(引自文献 15)
 SDF 示商丹断裂; ZX 示朱夏断裂; WF 示瓦穴子断裂; LF 示柴川断裂; MF 示马超营断裂; XF 示寻马道断裂

2 秦岭中生代斑岩带锶氧同位素组成和岩石形成机制

2.1 锶氧同位素是岩石成因研究和分类的重要指标

70 年代以来, 产生了多种花岗岩类的成因分类方案^[20], 各种方案均将岩石的锶氧同位素

组成作为判别岩石成因类型的重要指标(表 1)。根据华南花岗岩的研究结果, 徐克勤等^[21]将花岗岩类区分为改造型、同熔型等 4 个不同的成因系列, 改造型和同熔型的锶、氧同位素组成的分界被拟定为 $(Sr_i=(^{87}Sr / ^{86}Sr)_i = 0.710$ 和 $\delta^{18}O = 10.0\%$ 。胡受奚^[3]将此研究成果运用到秦岭地区, 建立了与华南相同的 4 类花岗岩分类方案, 同时发现秦岭地区改造型花岗岩类锶氧同位素组成明显低于华南改造型花岗岩, 而与华南同熔型花岗岩一致, 成岩物质基础或源区成熟度是影响花岗岩类地球化学指标的重要因素之一, 不可单凭地球化学指标确定花岗岩成因类型。

表 1 重要花岗岩类分类方案的锶氧同位素组成指标^{a)}

作者	徐克勤等 ^[21]		Chappell 和 White ^[22]		Barbarin ^[20]		本文	
分类	改造型	同熔型	S 型	I 型	MPG, CPG	KCG, ACG	碰撞型 深成岩	碰撞型 浅成岩
Sr_i	0.709~0.741	0.705~0.710	0.709~0.718	0.704~0.712	0.706~0.760	0.706~0.712	0.705~0.710	0.705~0.714
$\delta^{18}O/\%$	9~14	6~10	9.2~12	7.8~10.2	10~14	5~10	6.1~10.4	7.2~12.1
典型地区	华南造山带 中生代花岗岩类		南澳 Lachlan 造山带古生代花岗岩类		海西造山带为 主的全球花岗岩类		秦岭造山带 中生代花岗岩类	

a) MPG, 白云母过铝花岗岩; CPG, 堇青石过铝花岗岩; KCG, 钾长石钙碱性花岗岩; ACG, 角闪石钙碱性花岗岩

2.2 秦岭造山带中生代斑岩体锶氧同位素组成和成因意义

从表 2 可见, 秦岭中生代斑岩体的 Sr_i 变化于 0.705~0.714, 集中于 0.707~0.710; $\delta^{18}O$ 变化于 7.2‰~12.1‰, 集中于 8.0‰~11.1‰。显然, 无论是 Sr_i , 还是 $\delta^{18}O$, 均高于华南的同熔型或 Lachlan 的 I 型(表 1)。如果将这些斑岩体划归同熔型或 I 型, 则要求该区地壳成熟度或物源成熟度较高, 至少高于华南和 Lachlan 造山带; 与之对应, 该区改造型或 S 型花岗岩类的锶氧同位素组成也应高于华南改造型或澳大利亚 S 型花岗岩。然而, 秦岭造山带地壳成熟度反而较低^[3, 11, 23], 显示秦岭中生代斑岩体不属于同熔型或 I 型。

表 2 秦岭地区部分中生代斑岩体的锶氧同位素组成^{a)}

岩体	岩石类型	Sr_i	$\delta^{18}O_{\text{岩石}}/\%$	$\delta^{18}O_{\text{石英}}/\%$	年龄/Ma
三道庄	花岗斑岩	0.706 9	8.9~11.08/9.48(5)	10.1, 10.2	148.5
上房沟	花岗斑岩	0.708 7	7.2~9.6/9.4(4)	9.8, 10.4	134
南泥湖	二长花岗斑岩	0.706 9, 0.708 0	9.2, 10.09,		191, 141
南泥湖	钾长花岗斑岩	0.707 7, 0.708 0	7.7, 7.9, 8.9, 9.2		141
银家沟	钾长花岗斑岩	0.707 4, 0.708 0	12.1	11.01(钾长石)	152
鱼库	花岗闪长岩	0.707 7			82
鱼库	花岗斑岩	0.706 1, 0.704 7			204
石宝沟	花岗斑岩	0.709 8	8.0	9.17	
金堆城	花岗斑岩	0.708 6, 0.709 0, 0.709 5, 0.713 9	8.4, 10.3, 8.55, 10.28, 10.2	10.6, 11.3	134, 132, 133, 138
马圈	二长花岗斑岩		8.70, 9.00	9.6, 9.8	
夜长坪	钾长花岗斑岩		8.46	9.66	
黄背岭	花岗斑岩		8.85	10.05	
木龙沟	石英二长斑岩	0.708 9			
秦岭浅成斑岩的变化范围 ^{b)}		0.705 ~ 0.714	7.2 ~ 12.1	9.17 ~ 11.3	
秦岭浅成斑岩的集中范围 ^{b)}		0.707 ~ 0.710	8.0 ~ 11.1		
秦岭深成岩基的变化范围 ^{b)}		0.705 ~ 0.710	6.1 ~ 10.4		
华熊地块结晶基底		0.703 2 ~ 0.713 4	7.23 ~ 7.47/7.35		

a) 本表根据作者和胡受奚^[3], 张本仁^[23], 罗铭玖等^[6], 李先祥等^[24], 张理刚^[25], 黄典豪^[5]等报道的数据汇编

b) 进行了有效数据统一后的取值, 以下为平均值。括号内数字为样数

2.3 深成花岗岩类锶氧同位素组成及其成因意义

秦岭地区被作为改造型深成花岗岩基的锶氧同位素组成列于表 3。其 Sr_i 变化于 0.705~0.710, 集中在 0.706~0.710; $\delta^{18}O$ 变化于 6.1‰~10.4‰, 集中在 8.5‰~10.1‰。不难看出: (i) 其锶氧同位素组成不但不高于华南改造型或澳大利亚 S 型花岗岩类(表 1), 反而明显低于后者, 显然不支持将该区斑岩体划归同熔型或 I 型的观点; 如果将深成花岗岩划归改造型或 S 型, 则要求该区地壳成熟度较低, 此与秦岭地壳成熟度较低^[3, 11, 23]的事实恰恰一致; 但同时要求该区同熔型或 I 型花岗岩类的锶氧同位素组成低于华南或 Lachlan 造山带, 此又与将该区具有较高锶氧同位素组成的斑岩类划归同熔型或 I 型的观点矛盾。(ii) 深成花岗岩锶氧同位素组成与该区中生代斑岩体一致, 甚至低于个别斑岩体(如金堆城), 指示二者物质来源和成岩机制应相似。

表 3 秦岭地区若干中生代和前中生代改造型花岗岩基的锶氧同位素组成^{a)}

岩体名称和时代	岩石名称	Sr_i	$\delta^{18}O_{\text{Rb}} / \text{‰}$	年龄/Ma (方法)
桂家峪(Pt ₂)	岩性		7.408	
伏牛山(Pt ₂)	混合花岗岩	0.700 2		1 148(Rb-Sr)
小河(Pt ₃)	二长花岗岩		10.17	
杨砦峪(Pz)	二长花岗岩		9.09	
五朵山(Pz)	混合岩, 花岗岩	0.708 1		392(Rb-Sr)
熊耳岭(Pz)	(石英)二长岩	0.705 5		457(Rb-Sr)
老牛山(Pz)	花岗岩	0.705 5		428(Rb-Sr)
灰池子(Pz)	混合花岗岩	0.706 2	7.5	382(Rb-Sr)
老牛山(Mz)	花岗岩	0.708 4		145(Rb-Sr)
华山(Mz)	黑云二长花岗岩	0.706 4, 0.706 7	10.1	161, 166 (Rb-Sr)
文峪(Mz)	黑云母花岗岩	0.708 0	10.41	108 (K-Ar),
老君山(Mz)	似斑状花岗岩	0.705 6		105 (Rb-Sr)
伏牛山(Mz)	黑云母花岗岩	0.705~0.709	9.45, 9.22, 10.12	98.6, 105 (K-Ar)
伏牛山(Mz)	斑状花岗岩	0.710 0		116(Rb-Sr)
合峪(Mz)	钾长巨斑状花岗岩	0.710 0	9.84~9.11	102 (K-Ar), 110(Rb-Sr)
花山(Mz)	黑云钾长花岗岩	0.707 7	9.18	127(K-Ar), 125.4 (Rb-Sr)
金山庙(Mz)	钾长花岗岩	0.707 4		151.4(Rb-Sr)
蒿坪(Mz)	黑云钾长花岗岩	0.707 2	8.49~9.68	123.1 (Rb-Sr)
五丈山(Mz)	似斑状钾长花岗岩	0.707 7	6.06~9.19	159 (K-Ar), 182.8(Rb-Sr)
秦岭中生代深成花岗岩基变化范围 ^{b)}		0.705~0.710	6.1~10.4	
秦岭中生代深成花岗岩基集中范围 ^{b)}		0.706~0.710	8.5~10.1	
秦岭中生代斑岩体变化范围		0.705~0.714	7.2~12.1	
华熊地块基底		0.703 2~0.713 4	7.23~7.47	

a) 数据根据作者和胡受奚^[3], 张本仁^[23], 罗铭玖等^[6], 李先梓等^[24], 张理刚^[25], 黄典豪^[5], 范宏瑞等^[26], 谢奕汉等^[27]等报道的数据汇编。b) 进行了有效数据统一后的取值

2.4 秦岭中生代斑岩体的形成机制和成因类型

前述表明, 将秦岭中生代浅成斑岩划归同熔型或 I 型花岗岩类的观点引发了一系列矛盾, 这就不能不使我们怀疑其科学性。我们认为, 既然浅成斑岩与深成花岗岩发育在同一地区和同一时代, 而且锶氧同位素组成相似, 就没有必要将它们割裂开来, 划分为截然不同的两种成因类型, 更无法用其指示两种不同的构造背景或不同的地球动力学演化阶段, 因此二者属于同种成因类型的可能性较大。

不容否定的客观事实是, 秦岭中生代斑岩体和改造型花岗岩基都分布在碰撞造山带内(大巴山-龙门山断裂与三宝断裂之间), 形成时间与碰撞事件一致(均为中生代), 并且以挤压-伸展转变期最为强烈. 这使我们有理由将浅成斑岩、深成花岗岩和碰撞造山作用联系起来.

按照碰撞造山成岩成矿和流体作用(CPMF)模式(图 2), 碰撞造山带内部存在一系列陆内俯冲作用, 俯冲板片随下插深度加大而温度增高, 通过改造和变质, 依次分泌出热液(低于角闪岩相环境)、长英质熔体(角闪岩相环境)和中酸性熔体(麻粒岩相-榴辉岩相), 流体和熔体的上升导致仰冲板片依次发育热液矿床带、花岗岩基带和中酸性斑岩带. 由于碰撞造山带内部的陆内俯冲很少穿过莫霍面, 而成岩物质主要来自俯冲板片的部分熔融和由熔体上升诱发的仰冲板片的部分熔融, 因此花岗岩基和斑岩体的成岩物质主要来自地壳, 应属陆壳重熔型, 其锶氧同位素组成应该相同或相似. 据此, 秦岭中生代斑岩体的锶氧同位素组成及其与深成花岗岩基的相似性可以解释, 二者同属碰撞形成的碰撞型花岗岩类.

需要说明, 秦岭造山带浅成斑岩和深成花岗岩的锶氧同位素组成均低于华南改造型, 而且变化范围较大. 其原因是该区中基性火山岩建造发育(如蛇绿岩套, 绿岩带等), 地壳成熟度低, 导致由其部分熔融产生的花岗岩类的锶氧同位素组成偏低. 造山带内一系列叠瓦状陆内俯冲的不同板片之间的成分不同, 例如, 沿朱夏断裂向北俯冲的秦岭群变质杂岩的成熟度明显高于沿栾川断裂向北俯冲的宽坪群蛇绿混杂岩, 自然, 由不同成分的板片经部分熔融所产生的花岗岩类的锶氧同位素组成也应不同, 甚至差别较大. 因此, 碰撞造山带内碰撞型花岗岩类的同位素组成变化范围较大可能是一普遍规律. 事实上, 华南造山带改造型、Lachlan 造山带 I 型、海西造山带壳源(MPG + CPG)花岗岩类也都显示了较大范围的同位素组成.

需要说明, 秦岭造山带浅成斑岩和深成花岗岩的锶氧同位素组成均低于华南改造型, 而且变化范围较大. 其原因是该区中基性火山岩建造发育(如蛇绿岩套, 绿岩带等), 地壳成熟度低, 导致由其部分熔融产生的花岗岩类的锶氧同位素组成偏低. 造山带内一系列叠瓦状陆内俯冲的不同板片之间的成分不同, 例如, 沿朱夏断裂向北俯冲的秦岭群变质杂岩的成熟度明显高于沿栾川断裂向北俯冲的宽坪群蛇绿混杂岩, 自然, 由不同成分的板片经部分熔融所产生的花岗岩类的锶氧同位素组成也应不同, 甚至差别较大. 因此, 碰撞造山带内碰撞型花岗岩类的同位素组成变化范围较大可能是一普遍规律. 事实上, 华南造山带改造型、Lachlan 造山带 I 型、海西造山带壳源(MPG + CPG)花岗岩类也都显示了较大范围的同位素组成.

3 关于秦岭中生代斑岩体成因类型归属的其他依据

徐克勤等^[21, 28]和 Barbarin^[20]等学者都强调, 花岗岩类形成机制和成因类型确定不能仅仅依靠地球化学数据. 据此, 本文有必要补充其他依据, 讨论秦岭斑岩带的成因归属.

3.1 斑岩体形成时间和分布空间及其与碰撞造山作用吻合

秦岭地区中酸性侵入岩的 48.3% 形成于中生代^[29], 中生代侵入岩的 80% 以上又集中在侏罗纪-白垩纪之交的挤压-伸展转变期^[10], 而与钼、钨、金等成矿有关的斑岩体早已被公认形成在燕山期, 同位素年龄为 195~105 Ma.

完整的碰撞事件包括了早期挤压和晚期伸展^[10, 13, 30]. 秦岭地区最晚一次的碰撞作用始于古生代末^[3]或三叠纪^[12, 31], 三叠纪和早侏罗世强烈挤压, 侏罗纪-白垩纪发生由挤压向伸展的转变, 白垩纪末伸展作用深入地幔, 碰撞造山作用结束^[10, 15]. 因此, 秦岭中生代斑岩的发育时间与碰撞造山作用时间完全吻合, 与古秦岭洋壳俯冲产生同熔型花岗岩类的观点在时间上明

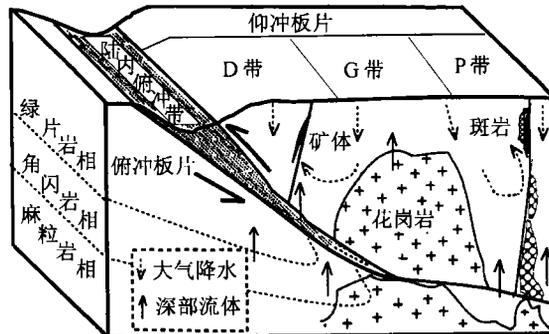


图 2 碰撞造山成岩成矿模式(据文献[10]修改)

D 带示热液矿床带; G 带示深成花岗岩基带; P 带示浅成斑岩和有关矿床带

显矛盾。而且,最强烈的成岩时间和碰撞挤压-伸展转变时间均为侏罗纪-白垩纪之交,与根据 CPMF 模式推导的大规模成岩成矿应发生在挤压伸展转变期的规律一致。以上说明秦岭斑岩带是碰撞形成的改造型花岗岩类,而不是古秦岭洋板块俯冲所产生的同熔型。正如王德滋等^[32]所指出,“线形造山带花岗岩演化的一般规律是:碰撞前花岗岩→同碰撞花岗岩→碰撞后花岗岩”,秦岭中生代花岗岩类应为碰撞隆升过程的同碰撞花岗岩类。

按照 CPMF 模式,陆内俯冲诱发陆壳分熔而产生改造型花岗岩类,那么,花岗岩类应分布在碰撞造山带边界断裂之间陆内俯冲强烈的地带,尤其是陆内俯冲的仰冲盘。与此十分吻合的是,秦岭斑岩带恰恰呈东西向带状分布在龙门山-大巴山断裂主边界与三宝断裂反向边界之间,且集中在主滑脱带商丹断裂以北,如金堆城-栾川斑岩钼矿带。

此外,秦岭斑岩带东西成带(而非南北成带),与中生代太平洋板块向欧亚大陆俯冲带相距甚远,以及岩石地球化学和成矿特征等,均不可能由古太平洋板块的俯冲所造成。而且,即使是中国东部中生代火山岩,其“三明治”分布格局也难以单凭太平洋板块俯冲所解释^[33]。

总之,秦岭斑岩带的形成时间、空间和地球动力学背景均与 CPMF 模式吻合。

3.2 秦岭中生代斑岩带成因的地球物理证据

秦岭中生代斑岩带的成因类型还取决于诱发其形成的陆内俯冲的深度。如果 A 型俯冲或断裂的深度超过莫霍面,并诱发地幔分熔而产生斑岩^[3,4],则斑岩仍是同熔型。

然而,地球物理研究^[12, 34, 35]揭示该区主要断裂深度均浅于莫霍面(图 1(a)),即使长期被视为超壳断裂的栾川断裂也明显浅于 Moho 面,只有反向边界断层和个别横切造山带的北东向断裂才穿过莫霍面(图 1(a))。因此,秦岭斑岩带岩浆起源于地幔环境的观点难以成立,它们应主要来自地壳内部,属于陆壳改造型,即碰撞型花岗岩类,而非同熔型花岗岩类。

3.3 岩石矿物学特征及其成因意义

秦岭中生代斑岩带中缺乏基性和中基性岩类,酸性岩/中性岩比值大于 4:1,强酸性岩超过总数一半^[36]。该斑岩组合可细分为 3 个亚类:(i)钾长花岗斑岩、二长花岗斑岩和花岗斑岩,(ii)石英二长岩、石英正长岩和花岗闪长岩,(iii)闪长岩和石英闪长岩。相应的出露面积比为 79.5/20/0.5^[3],总体构成 Barbarin^[20]划分的 KCG(钾长石钙碱性花岗岩类)组合。由于碰撞造山的挤压伸展转变过程是 KCG 建造的最主要形成环境^[20],故秦岭中生代斑岩应是以钾长花岗岩为主的碰撞型花岗岩类。

秦岭斑岩体暗色矿物以黑云母为主,角闪石和辉石只见于个别石英闪长岩、石英二长岩及花岗闪长岩中;花岗闪长斑岩的角闪石/黑云母含量比值低于长江中下游等地的同类岩石^[3];这些特征接近于陆内俯冲过程中的花岗岩类主要为白云母/二云母花岗岩的认识^[37]。与华南同熔型花岗岩相比,本区含钼斑岩的黑云母较富 MnO, Li₂O 和 F, Rb 等,而贫 TiO₂。这些特征同样表明秦岭斑岩带的物质来源以地壳物质为主。

秦岭斑岩带副矿物主要为磁铁矿-磷灰石-锆石-榍石组合,钛铁矿很少,基本相当于 Ishihara^[38]划分的磁铁矿系列花岗岩类,与实际侵位较浅的特征相一致。

3.4 岩石化学特征及其成因意义

据安三元等^[36]对 40 个代表性斑岩体的岩石化学研究,其特征是:所有斑岩 SiO₂ 含量介于 63%~78%,50%以上的岩体 SiO₂ 含量大于 70%; σ 指数集中在 1.8~3.3,个别高达 5.28,碱硅变异图等多种判别图均显示岩石组合属于钙碱性系列;氧化系数 $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO) = 0.5\sim 0.76$;

与中国和世界同类岩石相比, 有高硅富碱(尤其是钾), 低钙贫镁等特征, 其($K_2O + Na_2O$) = 7.21%~10.36%, K_2O = 3.32%~9.46%, Na_2O = 0.5%~4.0%, (K_2O/Na_2O) = 1.04~12.25, MgO = 0.13%~1.45%, CaO = 0.16%~3.76%。据此, 安三元等^[36]曾明确提出“东秦岭斑岩的岩浆源应位于下地壳, 而不在上地幔”。显然, 该结论与按照 CPMF 模式推导的斑岩岩浆形成于麻粒岩相环境的结果一致。

3.5 成矿元素组合及其成因意义

秦岭中生代斑岩带所伴随的矿化元素以 Mo 和 W 为主, 以 Au, U, REE, Nb, Ta, Fe, Cu 等为次。总体而言, W 等亲石元素矿化较为强烈和常见, 已知南泥湖钼矿伴有超大型钨矿; 而铜等亲铜元素矿化较弱, 至今未发现储量中型以上的铜矿。与环太平洋斑岩成矿带多见超大型铜矿的特点相比, 秦岭斑岩带这一矿化特征指示成岩成矿的物源区成熟度应更高, 至少高于大洋岩石圈, 故不可能是俯冲洋壳, 更不可能是地幔, 而只能是大陆地壳。

4 结论

(i) 金堆城-栾川钼矿带是产于大陆内部碰撞造山带地区的中生代斑岩钼矿带, 其含矿岩体的铷氧同位素组成与该区中生代改造型花岗岩基一致, 指示它们的物质来源和成因机制相似, 同属改造型或碰撞型花岗岩类。

(ii) 金堆城-栾川钼矿带的斑岩体产于秦岭碰撞造山带内部, 集中形成于中生代碰撞造山过程的挤压-伸展转变期, 时空分布与碰撞作用完全吻合, 指示其应属碰撞型, 而非俯冲型(或 I 型或同熔型)花岗岩类, 形成机制应为 CPMF 模式。

(iii) 地球物理研究揭示秦岭造山带内的主要走向断裂并没穿过莫霍面, 而属于壳内断裂, 表明碰撞造山过程的地壳缩短和增厚机制为陆内俯冲作用和由其诱发的变质作用、岩浆作用, 所形成的花岗岩类应属碰撞型。基于分析陆内俯冲过程的物质变化而建立的 CPMF 模式具有可靠的地球物理基础。

(iv) 秦岭斑岩带岩石类型以酸性钾长花岗斑岩为主, 富硅高钾, 贫钙低镁, 矿化元素亲石性强(钼、钨、铀、铌、稀土等)等特征, 均与陆壳改造型或碰撞型花岗岩类的特征符合, 同样反映它们应属于陆壳改造型或碰撞型。

(v) 碰撞造山过程可发育碰撞型或陆壳改造型深成花岗岩基、浅成斑岩类和喷出火山岩类; 岩石侵位深浅、是否伴生同源火山岩、磁铁矿/钛铁矿含量等特征, 不能作为判别岩浆来源和形成机制的关键依据。

致谢 北京大学地质学系、南京大学地球科学系、中国科学院贵阳地球化学研究所和河南省地勘单位的前辈、同行给予了指导和帮助, 特此感谢。

参 考 文 献

- 1 Fan H R, Xie Y H. Porphyry-type molybdenum deposits in the eastern Qinling Mo belt, central China. *Scientia Geologica Sinica*, 1999, 8(1): 91~101
- 2 Stein H J, Markey R J, Morgan J W, et al. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi province, China. *Econ Geol*, 1997, 92(7-8): 827~835
- 3 胡受奚主编. 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. 558

- 4 胡受奚, 周顺之, 富士谷, 等. 斑岩铜钼矿的成矿物质来源及区域成矿规律. 南京大学学报, 1984, (地质专刊): 9~18
- 5 黄典豪. 我国主要钼(铜)成矿带的铼钼年龄及成矿时空关系. 矿床地质, 1998, 17(增刊): 813~816
- 6 罗铭玖, 张辅民, 董群英, 等. 中国钼矿床. 郑州: 河南科技出版社, 1991. 452
- 7 Sillitoe R H. Types of porphyry molybdenum deposits. *Min Mag*, 1980, 142: 550~553
- 8 Westra G, Keith S B. Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits. *Econ Geol*, 1981, 76: 844~873
- 9 Sawkins F J. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Berlin: Springer-Verlag, 1984. 325
- 10 陈衍景, 富士谷. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1992. 234
- 11 张本仁. 地壳演化与成矿——以秦岭为例. 见: 当代矿产资源勘查评价的理论与方法. 北京: 地震出版社, 1999. 64~73
- 12 张国伟, 孟庆仁, 于在平, 等. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学, D 辑, 1996, 26: 193~200
- 13 陈衍景. 陆内碰撞造山体制的流体演化模式: 理论推导和东秦岭金矿氧同位素证据. 地学前缘, 1996, 3(4): 282~289
- 14 陈衍景. 影响碰撞造山成岩成矿模式的因素及其机制. 地学前缘, 1998, 5(增刊): 109~118
- 15 Chen Y J. Fluidization model for continental collision in special reference to study on oreforming fluid of gold deposits in the eastern Qinling Mountains, China. *Progress in Natural Sciences*, 1998, 8(4): 385~393
- 16 陈衍景, 陈华勇, 刘玉琳, 等. 碰撞造山过程内生矿床成矿作用研究的历史和进展. 科学通报, 1999, 44: 1681~1689
- 17 陈衍景, 胡受奚, 富士谷, 等. 华北克拉通南缘的地块差异性及其成矿意义. 大地构造与成矿学, 1991, 15(3): 265~271
- 18 胡志宏, 胡受奚, 周顺之. 秦岭燕山期大陆内部挤压-俯冲背景的 A 型孪生花岗岩带. 岩石学报, 1990, 2(1): 1~12
- 19 Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 1998, 13: 7~27
- 20 Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 1999, 46: 615~626
- 21 徐克勤, 孙 翥, 王德滋, 等. 华南花岗岩成因与成矿. 见: 徐克勤, 涂光炽, 主编. 花岗岩地质和成矿关系. 南京: 江苏科学技术出版社, 1984. 1~20
- 22 Chappell B W, White A J R. 澳大利亚东南部 Lachlan 褶皱带的 I 型和 S 型花岗岩. 见: 徐克勤, 涂光炽, 主编. 花岗岩地质和成矿关系. 南京: 江苏科学技术出版社, 1984. 58~68
- 23 张本仁主编: 秦巴区域地球化学文集. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990. 226
- 24 李先梓, 严 阵, 卢欣祥. 秦岭-大别山花岗岩. 北京: 地质出版社, 1993. 218
- 25 张理刚. 东亚岩石圈块体地质. 北京: 科学出版社, 1995. 252
- 26 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰. 豫西花山花岗岩基岩石学和地球化学特征及其成因. 岩石矿物学杂志, 1994, 13(1): 19~32
- 27 谢奕汉, 范宏瑞, 王英兰. 小秦岭地区花岗岩岩体中 CO₂-H₂O 包裹体的找矿意义. 岩石学报, 1998, 14(4): 542~548
- 28 徐克勤, 朱金初, 刘昌实, 等. 华南花岗岩类的成因系列和物质来源. 南京大学学报(地球科学), 1989, 3: 1~18
- 29 河南地质矿产局. 河南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1989. 772
- 30 Jamieson R A. P-T-t paths of collisional orogenesis. *Geologie Rundschau*, 1991, 180: 321~332
- 31 李继亮, 孙 枢, 郝 杰, 等. 碰撞造山带碰撞事件的时限确定. 岩石学报, 1999, 15(2): 315~320
- 32 王德滋, 周金城. 我国花岗岩研究的回顾与展望. 岩石学报, 1999, 15(2): 161~169
- 33 王德滋, 任启江, 邱检生, 等. 中国东部与中生代陆相火山作用及其有关金成矿的地质学和地球化学. 见: 中国东部金矿地质学及地球化学. 北京: 科学出版社, 1998. 267~338
- 34 袁学诚. 秦岭岩石圈速度结构与蘑菇云构造模型. 中国科学, D 辑, 1996, 26(3): 209~215
- 35 袁学诚. 秦岭造山带地壳构造与楔入成山. 地质学报, 1997, 71(3): 227~235
- 36 安三元, 卢欣祥. 秦岭斑岩组合的地质特征及成矿关系. 见: 徐克勤, 涂光炽, 主编. 花岗岩地质和成矿关系. 南京: 江苏科学技术出版社, 1984. 398~405
- 37 邓晋福, 赵海玲, 赖绍聪. 白云母/二云母花岗岩形成与陆内俯冲作用. 地球科学, 1994, 19(2): 139~147
- 38 Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 1977, 27: 293~305