

扬子陆块西北缘碧口块体印支期花岗岩类 地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成: 限制 岩石成因及其动力学背景

张宏飞^{①②*} 肖 龙^② 张 利^{①②} 袁洪林^③ 靳兰兰^①

(^① 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074; ^② 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074; ^③ 西北大学大陆动力学教育部重点实验室, 西安 710069)

摘要 对出露于扬子陆块西北缘碧口块体印支期阳坝岩体(215 Ma)、南一里岩体(224 Ma)和木皮岩体进行了岩石主量元素、微量元素和 Pb-Sr-Nd 同位素地球化学研究. 上述岩体花岗岩类均以高 Al (Al_2O_3 : 14.56~16.48%) 和 Sr(352~1047 $\mu\text{g/g}$)、亏损 Y($<16 \mu\text{g/g}$)和 HREE(eg. Yb $<1.61 \mu\text{g/g}$)为特征, 并具有较高的 Sr/Y(36.3~150)和(La/Yb)_N(7.8~36.3)比值及强分异的稀土元素组成模式. 岩石初始 Sr 同位素比值 $I_{Sr}=0.70419\sim 0.70752$, $\epsilon_{Nd}(t)=-3.1\sim -8.5$, 初始 Pb 同位素比值 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.891\sim 18.250$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.494\sim 15.575$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.788\sim 38.335$. 地球化学特征显示阳坝、南一里和木皮岩体花岗岩类属于埃达克质(adakitic)岩石, 岩浆起源于增厚玄武质下地壳的部分熔融, 但它们具有较高的 K 含量(K_2O : 1.49%~3.84%)、明显演化的 Nd 同位素组成及较高的 Nd 同位素模式年龄($T_{DM}=1.06\sim 1.83 \text{ Ga}$)清晰地不同于由俯冲洋壳或底侵玄武质岩石部分熔融形成的埃达克岩类, 而为增厚的并具有较长地壳存留年龄的玄武质下地壳部分熔融形成的埃达克质岩类. 碧口块体印支期埃达克质岩浆的产生反映了在华北板块和华南板块碰撞之后的岩石圈拆沉作用. 另一方面, 碧口块体印支期埃达克质岩石的 Pb-Sr-Nd 同位素组成对岩浆源区的示踪揭示了在碧口块体的碧口群火山岩之下存在大陆型地壳基底, 这一结果不支持碧口群火山岩形成于大洋盆地或洋岛环境的认识.

关键词 埃达克质岩 地球化学 Pb-Sr-Nd 同位素 岩石成因 地球动力学 碧口块体

碧口块体位于扬子陆块的西北缘, 同时该块体又是秦岭造山带的重要组成部分. 长期以来, 人们对碧口块体开展了大量的地质研究, 但研究工作主要限于碧口群火山岩, 并提出了碧口群火山岩形成背景的各种各样模式, 诸如岛弧、大陆裂谷、洋中脊、洋岛等(见文献 [1]及其中的参考文献). 在现有研究

中, 人们对碧口块体的深部地壳性质及其深部作用了解甚少, 这在一定程度上影响了对碧口块体构造演化的深入讨论. 花岗岩类是揭示深部地壳组成和地球动力学过程的有效途径 [2]. 近期, 秦江峰等 [3]对产于碧口块体中的阳坝花岗闪长岩体进行了锆石 U-Pb同位素定年和元素地球化学研究 [3], 他们建议

收稿日期: 2006-02-24; 接受日期: 2006-08-11

国家自然科学基金(批准号: 40234052, 40521001)、教育部长江学者和创新团队发展计划(编号: IRT0441)资助

* E-mail: hfzhang@cug.edu.cn

该岩体的形成与秦岭造山带在主造山期后岩石圈发生拆沉作用和幔源岩浆底侵作用存在联系. 然而, 现有关于碧口块体中花岗岩类的研究目前仅限于对个别岩体的研究, 并且缺乏同位素地球化学方面的深入研究. 本文对产于碧口块体不同部位的3个印支期花岗岩类岩体进行了系统的主量元素、微量元素和 Pb-Sr-Nd 同位素地球化学研究, 据此讨论它们的岩石成因及其岩浆产生的地球动力学背景, 并通过它们的岩浆源区组成限制碧口块体深部地壳性质.

1 地质背景及岩体地质特征

位于扬子陆块西北缘的碧口块体总体上呈南西北-北东向分布, 并夹持于北侧勉略缝合带和南侧的青川-阳平关断裂之间(图 1). 碧口块体出露最古老的岩石单元是太古宙鱼洞子群^[4], 它分布在该块体的东北缘, 主要由片麻岩类和少量斜长角闪岩类岩石组成. 碧口块体地表暴露的主体是碧口群火山岩系和横丹群浊积岩系. 碧口群火山岩系分布在碧口块体的南部, 主要由变基性火山熔岩、火山碎屑岩和火山凝灰岩组成, U-Pb 锆石 SHRIMP 定年将它们的形成时代确定为 840~776 Ma^[5], 近期的研究成果认为碧口群火山岩系形成于岛弧构造背景^[4]. 横丹群浊积岩系分布在碧口块体的北部, 原先认为该岩系

的形成时代为震旦纪^[6], 但新近的研究认为该岩系的形成时代可能在晚古生代, 是发育于扬子板块被动陆缘上的弧前盆地充填物^[7].

碧口块体中发育有新元古代片麻状花岗岩类和印支期花岗岩类, 后者中包括阳坝岩体、南一里岩体和木皮岩体(图 1). 本次研究中, 对上述3个岩体进行了地质观察和样品采集. 阳坝岩体(~30 km²)分布在碧口块体的中部, 侵位于碧口群火山岩系中, 主要岩石类型为中粒花岗闪长岩, 其主要矿物组成为石英(15%~20%)、斜长石(30%~45%)、钾长石(10%~20%)、黑云母(8%~12%)和角闪石(5%~8%). 该岩体中含有丰富的闪长质微粒包体, 包体形态多样, 大小一般为 2×3~4×10 (cm×cm), 大者可达 1 m×1.5 m 以上. 该岩体岩浆结晶年龄为(215.4±8.3) Ma, 并且岩石具有埃达克质的地球化学特征^[3]. 南一里和木皮岩体分布在碧口块体的西部, 其中南一里岩体(~60 km²)侵位于横丹群浊积岩系中, 木皮岩体(~8 km²)侵位于碧口群火山岩系中. 南一里岩体的主要岩石类型为中粒黑云母花岗岩, 其主要矿物组成为石英(23%~27%)、斜长石(30~45%)、钾长石(25%~35%)、黑云母(5%~10%). 本次工作中对该岩体(样品 N-1)进行了锆石 U-Pb SHRIMP 定年(表 1), 7 个自形岩浆锆石测定点位于

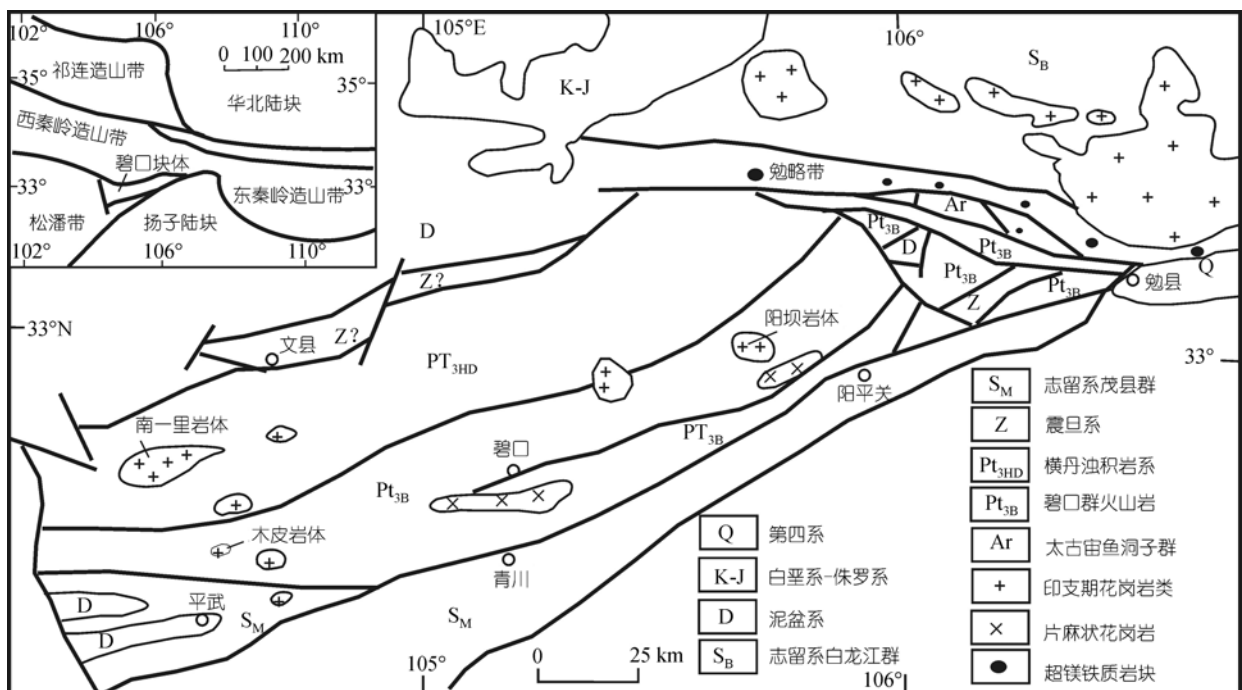


图 1 碧口块体地质简图(据文献 [4] 改编)

U-Pb 年龄谱和线上或其附近(图 2), 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 (224 ± 5) Ma (MSWD=0.97), 代表该岩体的岩浆结晶年龄. 该样品少量锆石发育核-边结构, 核部为混圆状或不规则状的继承锆石. 3 个继承锆石测定点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄变化于 1647~1824 Ma 之间, 反映该岩体的岩浆含有较为古老的地壳物质组分. 木皮岩体的主要岩石类型为中粗粒黑云母斜长花岗岩, 主要矿物组成为石英(20%~25%)、斜长石(45%~60%)、钾长石(5%~10%)、黑云母(5%~12%). 该岩体尚未有年代学资料, 但考虑到该岩体没有变形和碧口块体中尚未发现有后印支期的岩浆活动, 并且在岩石地球化学特征上(见下), 与碧口块体其他印支期花岗岩类相似, 因此, 推定该岩体也应形成于印支期.

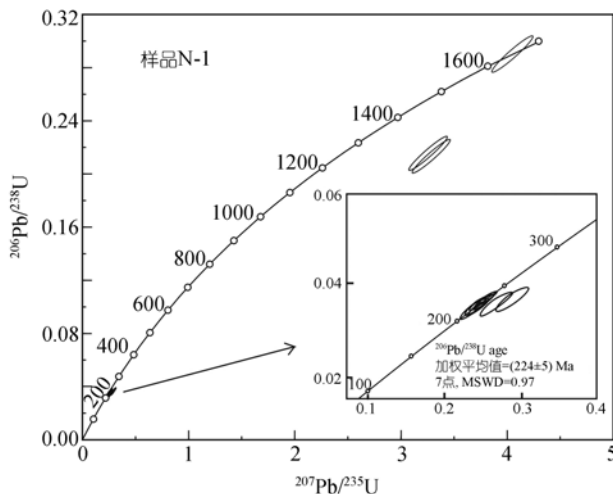


图 2 南一里花岗岩锆石 U-Pb 年龄谱和图

2 碧口块体印支期花岗岩类地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成

2.1 主量元素和微量元素

由于阳坝、南一里和木皮岩体在岩性学上的差异, 它们表现出不同的主量元素组成特征(表 2). 阳坝岩体化学成分偏于基性, 其 SiO_2 含量变化于 65.44%~69.08% 之间, 而南一里岩体和木皮岩体化学成分偏于酸性, 它们的 SiO_2 含量分别变化于 69.82%~73.41% 和 70.52%~71.69% 之间. 上述 3 个岩体具有相近的 Al_2O_3 含量, 所有样品的 Al_2O_3 含量均大于 14.5%, 绝大多数样品的 Al_2O_3 含量大于 15%, 但铝指数 (A/CNK) 显示阳坝花岗闪长岩为准铝质岩石 (A/CNK=0.95~1.01), 南一里和木皮花岗岩为过铝质岩石 (A/CNK 分别为 1.09~1.14 和 1.07~1.12). 图 3 表明阳坝岩体属高钾钙碱性岩系, 南一里岩体属中钾到高钾钙碱性岩系, 木皮岩体为中钾钙碱性岩系, 但它们的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值均小于 1, 其中阳坝岩体 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.65\sim0.85$, 南一里岩体 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.63\sim0.94$, 木皮岩体 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.29\sim0.39$.

阳坝、南一里和木皮岩体均显示高 Sr、低 Y 型花岗岩类的微量元素组成. 所有样品的 Sr 含量大于 350 $\mu\text{g}/\text{g}$, Y 含量小于 16 $\mu\text{g}/\text{g}$, 其中: 阳坝岩体 $\text{Sr}=905\sim1047$ $\mu\text{g}/\text{g}$, $\text{Y}=9.5\sim14.5$ $\mu\text{g}/\text{g}$, $\text{Sr}/\text{Y}=69.2\sim95.2$; 南一里岩体 $\text{Sr}=352\sim506$ $\mu\text{g}/\text{g}$, $\text{Y}=7.6\sim9.2$ $\mu\text{g}/\text{g}$, $\text{Sr}/\text{Y}=39.9\sim60.0$; 木皮岩体 $\text{Sr}=570\sim932$ $\mu\text{g}/\text{g}$, $\text{Y}=6.2\sim15.7$ $\mu\text{g}/\text{g}$, $\text{Sr}/\text{Y}=36.3\sim150$. 另一方面, 上述 3

表 1 南一里岩体样品 N-1 锆石 U-Pb SHRIMP 分析资料

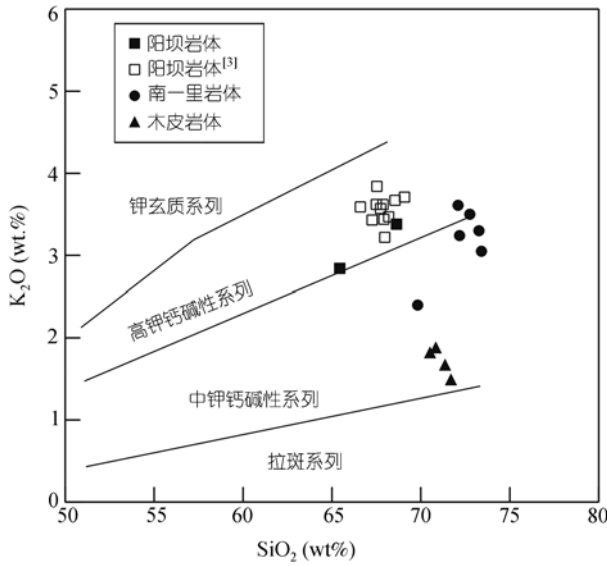
分析点	Pbc /%	U / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Pb* / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄/Ma	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$
1.1	0.16	834	142	0.18	24.3	215	6	218	7	251	43	0.0338	3.1	0.2389	3.7
2.1	0.06	2571	457	0.18	80.7	231	7	260	7	532	22	0.0365	3.1	0.2922	3.2
3.1	0.12	2462	477	0.20	76.6	229	6	234	7	283	29	0.0362	3.1	0.2592	3.3
4.1	0.05	3767	584	0.16	114	222	6	227	7	273	20	0.0351	3.1	0.2503	3.2
5.1	0.13	1770	313	0.18	52.3	218	6	221	7	258	43	0.0343	3.1	0.2433	3.6
6.1	1.58	906	169	0.19	28.9	231	7	367	16	1350	79	0.0365	3.1	0.4360	5.1
7.1	0.06	2479	650	0.27	74.4	221	6	241	7	436	22	0.0349	3.1	0.2676	3.2
8.1	0.09	523	103	0.20	96.0	1248	35	1467	25	1803	15	0.2135	3.1	3.24	3.2
9.1	0.01	157	151	0.99	39.7	1663	46	1656	27	1647	20	0.2943	3.2	4.11	3.3
10.1	0.08	809	158	0.20	148	1246	35	1476	25	1824	13	0.2132	3.1	3.28	3.2

a) Pbc 和 Pb* 分别为普通 Pb 和放射成因 Pb. 年龄以测量的 ^{204}Pb 进行校正. 锆石 U-Pb 同位素和 U-Th-Pb 含量测定在北京离子探针中心 SHRIMP II 仪器上完成. 分析点 1.1~7.1 为自形岩浆锆石; 分析点 8.1~10.1 为继承锆石

表2 主量元素(wt%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)资料^{a)}

样品	YB-1	YB-2	YB*	YB**	N-1	N-2	N-3	N-4	N-5	N-6	M-1	M-2	M-3	M-4
SiO ₂	68.63	65.44	67.84	66.60~69.08	72.09	69.82	73.41	73.27	72.18	72.75	71.69	70.84	70.52	71.36
TiO ₂	0.36	0.36	0.34	0.26~0.37	0.27	0.47	0.23	0.28	0.34	0.30	0.20	0.28	0.26	0.25
Al ₂ O ₃	15.71	14.56	16.04	15.66~16.48	15.40	15.50	14.58	14.59	15.04	14.74	15.50	15.01	15.21	15.54
TFeO	2.58	2.93	2.56	2.05~2.96	1.38	2.61	1.34	1.39	1.58	1.41	1.48	2.06	2.13	1.70
MnO	0.05	0.05	0.05	0.04~0.05	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
MgO	1.32	1.27	1.46	1.06~1.76	0.67	1.42	0.55	0.63	0.73	0.67	1.23	1.68	1.78	1.30
CaO	2.54	2.73	2.74	2.29~2.91	1.79	2.89	1.95	1.87	2.15	1.84	2.32	2.25	2.51	2.34
Na ₂ O	4.78	4.28	4.70	4.53~4.98	3.85	3.82	3.90	3.82	3.90	3.86	5.15	4.79	4.61	4.76
K ₂ O	3.38	2.84	3.56	3.22~3.84	3.61	2.40	3.05	3.30	3.24	3.50	1.49	1.88	1.82	1.67
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.17	0.12~0.21	0.10	0.14	0.08	0.11	0.12	0.08	0.07	0.09	0.08	0.08
Lost	0.44	0.39	0.39	0.34~0.45	0.60	0.40	0.68	0.50	0.27	0.62	0.60	0.82	0.75	0.55
A/CNK	0.97	0.97	0.97	0.95~1.01	1.14	1.10	1.10	1.10	1.09	1.09	1.08	1.07	1.08	1.12
K ₂ O/Na ₂ O	0.71	0.66	0.76	0.65~85	0.94	0.63	0.78	0.86	0.83	0.91	0.29	0.39	0.39	0.35
Sc	3.25	3.42	4.96	3.2~4.5	2.96	7.73	3.31	3.59	3.01	3.04	5.03	4.12	5.11	3.81
V	31.5	32.6	45.2	32~50	17.6	56.0	20.5	17.4	23.5	19.8	55.2	24.5	34.8	31.2
Cr	61.7	21.3	24.2	14.3~30.0	9.2	37.1	10.0	12.6	10.6	19.0	27.3	18.0	30.5	24.4
Co	5.8	5.8	160.3	128~197	2.2	7.5	3.0	2.5	2.7	11.3	7.4	3.9	5.5	5.6
Ni	24.6	18.6	15.2	10.6~16.9	4.4	22.7	3.5	38.9	7.3	15.9	15.6	15.0	27.0	22.1
Cu	20.3	16.8			6.6	2.1	15.9	9.7	3.3	21.2	11.9	3.0	3.6	6.2
Zn	33.4	35.5			40.1	61.1	34.1	36.7	49.8	38.9	48.9	31.8	45.6	41.0
Ga	16.4	15.9	20.1	19.7~20.8	20.4	21.5	19.6	20.1	22.1	21.5	17.0	15.1	17.7	21.6
Rb	79	66	93	82~100	141	76	126	141	125	143	131	43	54	54
Sr	940	907	989	905~1047	367	506	442	402	442	352	570	932	813	886
Y	10.9	10.2	12.5	9.5~14.5	9.2	8.4	8.4	8.8	7.6	7.8	15.7	6.2	8.7	7.9
Zr	141	144	161	150~170	125	162	113	120	135	117	196	63	72	87
Nb	9.7	9.2	9.3	8.2~10.4	6.9	7.8	7.3	6.4	6.2	7.2	16.1	2.8	4.0	3.9
Ba	1077	1055	1130	883~1483	731	695	636	775	931	640	754	707	813	785
La	47.06	39.22	38.22	30.5~42.2	18.96	19.04	15.64	21.92	21.80	18.20	33.72	6.58	10.02	10.04
Ce	88.99	76.56	71.43	55.2~80.3	34.25	35.12	27.21	39.94	41.84	32.99	62.57	13.59	19.44	19.80
Pr	11.02	9.46	7.60	5.96~8.88	3.70	3.80	2.78	4.03	4.52	3.49	7.26	1.52	2.23	2.23
Nd	37.30	32.66	28.52	22.5~33.2	15.57	14.37	11.90	16.70	16.62	14.20	27.52	6.01	9.03	8.47
Sm	5.86	5.23	4.52	3.4~5.48	2.85	2.69	2.34	2.86	2.95	2.75	5.07	1.24	1.90	1.77
Eu	1.17	1.06	1.18	0.94~1.41	0.66	0.66	0.62	0.74	0.79	0.65	1.23	0.41	0.49	0.62
Gd	3.23	2.81	3.81	2.93~4.52	2.49	2.23	2.11	2.53	2.30	2.18	4.71	1.21	1.82	1.60
Tb	0.48	0.42	0.44	0.32~0.55	0.32	0.30	0.29	0.29	0.30	0.29	0.58	0.16	0.25	0.24
Dy	2.20	2.12	2.10	1.56~2.58	1.47	1.52	1.21	1.40	1.38	1.19	3.56	0.99	1.62	1.36
Ho	0.40	0.37	0.37	0.28~0.44	0.25	0.29	0.24	0.25	0.26	0.22	0.63	0.21	0.31	0.27
Er	1.04	0.96	1.00	0.75~1.21	0.69	0.73	0.59	0.68	0.64	0.56	1.49	0.48	0.78	0.68
Tm	0.14	0.14	0.15	0.11~0.17	0.10	0.11	0.09	0.10	0.09	0.09	0.21	0.07	0.11	0.10
Yb	0.87	0.86	1.00	0.74~1.20	0.68	0.75	0.54	0.63	0.59	0.53	1.61	0.57	0.83	0.68
Lu	0.14	0.13	0.16	0.12~0.19	0.10	0.12	0.08	0.09	0.09	0.08	0.26	0.09	0.12	0.10
Hf	3.69	3.83	3.92	3.35~4.15	3.29	4.45	2.83	3.05	4.05	3.10	5.63	1.96	2.15	2.67
Ta	0.57	0.55	0.66	0.50~0.74	0.79	0.62	0.91	0.82	0.62	0.94	1.69	0.26	0.33	0.25
Pb	26.95	22.94			26.91	18.60	24.83	27.13	24.74	24.69	28.16	16.79	17.44	17.15
Th	17.67	13.98	15.26	11.5~19.0	7.46	5.48	6.25	8.19	7.61	7.02	17.30	2.56	3.59	2.82
U	1.83	1.51	1.92	1.8~2.6	1.75	1.01	1.36	2.21	2.58	1.72	3.52	0.72	0.75	0.40
Sr/Y	86.2	88.6	79.9	69.2~95.2	39.9	60.0	52.5	45.5	58.1	45.2	36.3	150.7	93.0	112.3
(La/Yb) _N	36.30	30.78	26.01	23.2~30.8	18.87	17.02	19.36	23.40	24.95	23.24	14.09	7.81	8.18	9.91
Eu/Eu*	0.74	0.76	0.85	0.82~0.89	0.74	0.80	0.83	0.82	0.89	0.78	0.75	1.00	0.79	1.11

a) *和**分别为秦江锋等^[3]测定的阳坝岩体 11 个花岗闪长岩样品的平均值和变化范围. YB: 阳坝岩体; N: 南一里岩体; M: 木皮岩体. 本文主量元素在湖北地质实验研究所用 XRF 方法, 分析准确度优于 5%; 微量元素在中国地质大学用 ICP-MS 方法测定, 分析准确度优于 10%, 其中稀土元素分析准确度优于 5%

图 3 SiO₂-K₂O 图解

个岩体均以低 HREE 为特征, 所有样品的 Yb 含量小于 1.61 $\mu\text{g/g}$, 绝大多数样品的 Yb 含量小于 1 $\mu\text{g/g}$. 在元素原始地幔标准化的图上(图 4), 阳坝、南一里和木皮岩体均明显显示 Sr 的正异常和 Nb, P 负异常, 而 Zr 和 Hf 无明显亏损. 在稀土元素球粒陨石标准化图上(图 5), 阳坝、南一里和木皮岩体均显示较为强分异的稀土元素组成模式, 它们以富集轻稀土和亏损重稀土为特征, 大部分样品出现微弱的负 Eu 异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.74\sim 0.9$), 个别样品出现微弱的正 Eu 异常, 如木皮岩体样品 M-4, 其 $\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.11$. 阳坝、南一里和木皮岩体的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值分别为 23.2~36.3, 17.0~25.0 和 7.8~14.1, 表明阳坝和南一里岩体轻、重稀土分异程度强于木皮岩体. 上述微量元素地球化学特征显示阳坝、南一里和木皮岩体花岗岩类具有埃达克质岩石的地球化学属性, 在 $\text{Sr}/\text{Y}-\text{Y}$ (图 6)和 $(\text{La}/\text{Yb})_N-\text{Yb}_N$ (图 7)图解上, 样品均落入埃达克岩范围内.

2.2 Sr-Nd-Pb 同位素

阳坝、南一里和木皮岩体的全岩 Sr-Nd 同位素资料见表 3. 考虑到在 10 Ma 时间范围内计算的岩石初始 Sr 和初始 Nd 同位素比值只有微小的变化, 本文为便于各岩体的对比, 以阳坝岩体(215 Ma)和南一里岩体(224 Ma)岩浆结晶年龄的平均值(220 Ma)对岩石初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(I_{Sr})和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值进行统一计算. 结果表明, 阳坝岩体 2 个样品 $I_{\text{Sr}}=0.70419\sim 0.70607$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=$

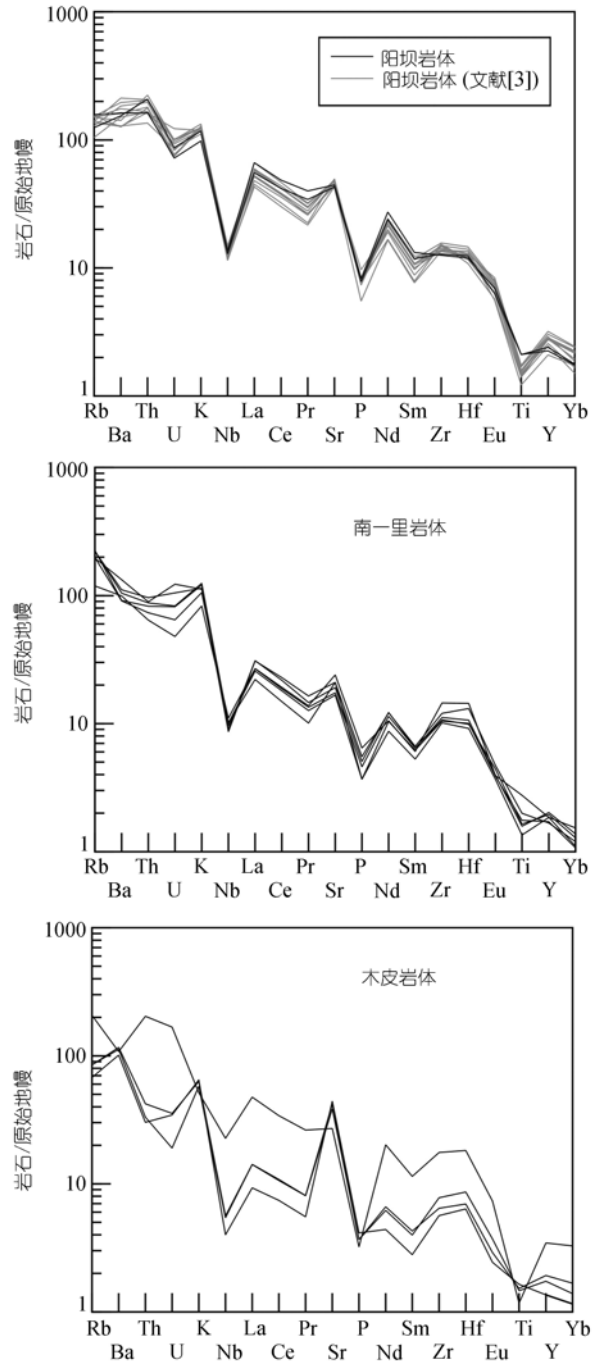


图 4 元素原始地幔标准化模型(标准化值据文献 [8])

$-4.0\sim -3.1$, $T_{\text{DM}}=1.06\sim 1.09$ Ga; 南一里岩体 5 个样品 $I_{\text{Sr}}=0.70615\sim 0.70752$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-4.7\sim -7.2$, $T_{\text{DM}}=1.27\sim 1.50$ Ga; 木皮岩体 4 个样品具有较为相似 Sr 和 Nd 同位素组成, $I_{\text{Sr}}=0.70539\sim 0.70597$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-7.2\sim -8.4$, $T_{\text{DM}}=1.50\sim 1.83$ Ga. 上述 Sr 和 Nd 同位素组成特征指示, 阳坝、南一里和木皮岩体的岩浆源区应主要来自

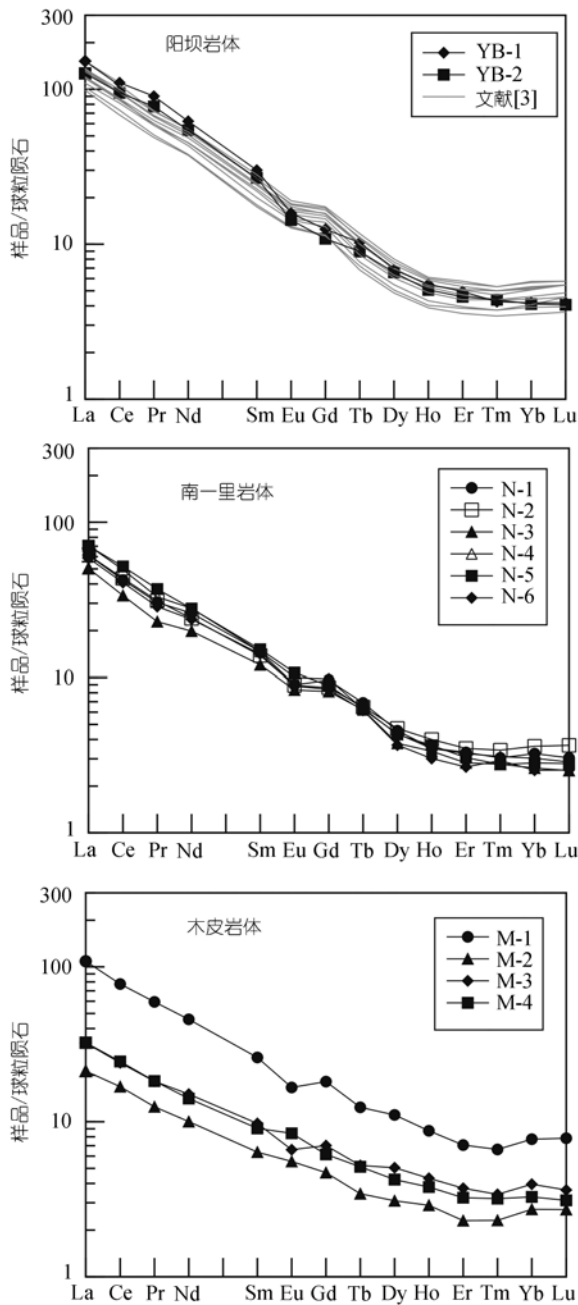


图 5 稀土元素球粒陨石标准化模型(标准化值据文献 [9])

于陆壳物质, 因为所有样品均具有较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 (-3.1~-8.5) 和较高的 T_{DM} 值(1.06~0.83 Ga), 但它们具有较低的 I_{Sr} 值(0.70419~0.70752), 结合它们的元素地球化学特征, 反映它们的岩浆源应为存留于下地壳的元古宙玄武质岩类. 各岩体之间所呈现的 Sr 和 Nd 同位素组成的有限差异指示它们岩浆源区组成上的不均一性.

阳坝、南一里和木皮岩体岩石具有较为相似的全

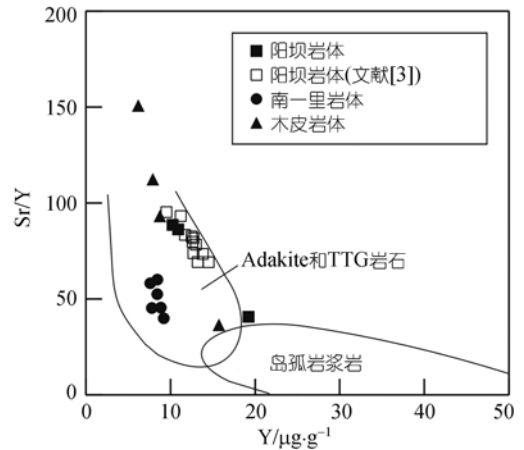


图 6 Sr/Y-Y图解(据文献 [10])

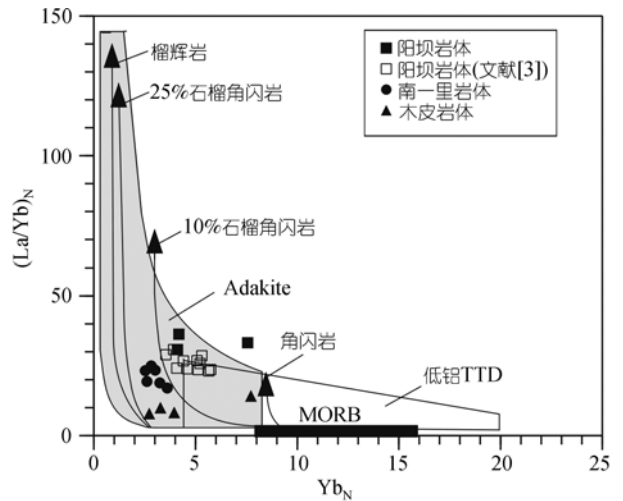


图 7 $(La/Yb)_N$ - Yb_N 图解(据文献 [10])

岩Pb同位素组成(表 4), 它们现含的Pb同位素比值为: $^{206}Pb/^{204}Pb=18.039\sim 18.203$, $^{207}Pb/^{204}Pb=15.501\sim 15.582$, $^{208}Pb/^{204}Pb=38.215\sim 38.567$. 以 $t=220$ Ma, 对岩石初始 Pb 同位素比值进行统一计算, 获得 $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i=17.891\sim 18.250$, $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i=15.494\sim 15.575$, $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i=37.788\sim 38.335$. 与华北陆块和扬子陆块中生代花岗岩类长石Pb同位素组成 [11]相比, 碧口块体印支期花岗岩类的初始Pb同位素组成明显区别于前者, 而与后者相似, 表明碧口块体具有扬子型陆块的构造属性.

3 讨论

3.1 岩石成因类型

阳坝、南一里和木皮岩体岩石具有富 Al, Na 和 Sr, 低 Y 和 HREE, 高 Sr/Y 和 La/Yb 比值, 一致于埃

表 3 全岩 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素资料^{a)}

样品	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ±2σ	I _{Sr}	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ±2σ	ε _{Nd} (t)	T _{DM} /Ga
YB-1	0.212	0.70673 ±1	0.70607	0.0968	0.512335 ±6	-3.1	1.06
YB-2	0.545	0.70588 ±1	0.70419	0.0929	0.512284 ±5	-4.0	1.09
N-1	1.111	0.71080 ±2	0.70734	0.1105	0.512181 ±8	-6.5	1.43
N-2	0.433	0.70887 ±1	0.70752	0.1130	0.512278 ±3	-4.7	1.32
N-3	0.826	0.70872 ±1	0.70615	0.1190	0.512218 ±9	-6.0	1.50
N-5	0.818	0.70982 ±1	0.70728	0.1072	0.512263 ±2	-4.8	1.27
N-6	1.178	0.71091 ±1	0.70725	0.1172	0.512242 ±6	-5.5	1.43
M-1	0.669	0.70802 ±1	0.70595	0.1114	0.512147 ±4	-7.2	1.50
M-2	0.177	0.70594 ±1	0.70539	0.1260	0.512099 ±6	-8.5	1.83
M-3	0.134	0.70639 ±1	0.70597	0.1247	0.512132 ±5	-7.8	1.74
M-4	0.192	0.70606 ±1	0.70546	0.1270	0.512109 ±6	-8.4	1.83

a) ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 和 ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd 比值由样品的 ICP-MS 资料计算获得。表中以 t=220 Ma, 对所有样品进行 I_{Sr} 和 ε_{Nd}(t) 的计算, 计算参数采用 (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.1967, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.512638。T_{DM} 计算采用: (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{DM}=0.21357, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{DM}=0.51315。Sr 和 Nd 同位素测定在英国 Open 大学地球科学系 Finnigan Triton 质谱仪上完成, Sr 和 Nd 同位素的分馏校正分别采用 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194 和 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219, 在分析期间, NBS987 标准给出 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710244 ± 14(2σ), J&M 标准给出 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.511825 ± 6(2σ)。全程 Sr 空白 < 4 ng, Nd 空白 < 1 ng

表 4 全岩 Pb 同位素资料^{a)}

样品	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	²³² Th/ ²⁰⁴ Pb	(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _t	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _t	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _t
YB-1	18.039±1	15.505±1	38.255±2	4.27	42.64	17.891	15.498	37.788
YB-2	18.074±1	15.501±1	38.301±2	4.16	39.67	17.930	15.494	37.867
N-1	18.198±1	15.582±1	38.403±3	4.10	18.13	18.055	15.575	38.204
N-3	18.048±1	15.555±1	38.215±2	3.44	16.36	17.929	15.548	38.036
N-6	18.213±1	15.582±1	38.397±3	4.40	18.58	18.060	15.574	38.194
M-1	18.234±1	15.532±1	38.567±2	7.93	40.24	17.959	15.518	38.127
M-3	18.345±1	15.564±1	38.444±2	2.74	10.00	18.250	15.559	38.335
M-4	18.203±1	15.552±1	38.451±3	2.71	13.47	18.109	15.547	38.304

a) ²³⁸U/²⁰⁴Pb 和 ²³²Th/²⁰⁴Pb 比值利用全岩测量的 U, Th 和 Pb 含量(表 1)和全岩现今的 Pb 同位素比值计算得到, 据此按 Pb 同位素单阶段演化模型计算岩石的初始 Pb 同位素比值, 计算时统一采用 t=220 Ma。全岩 Pb 同位素测定在西北大学大陆动力学教育部重点实验室用 Nu Plasma 仪器测定。Pb 同位素分馏校正采用 ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl=2.3875。在样品测量期间, NBS981 标准给出 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=16.937±1(2σ), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.491±1(2σ), ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=36.696±1(2σ); BCR-2 标准给出 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.742±1, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.620±1, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.705±1。测量的 Pb 空白为 0.1~0.3 ng。Pb 同位素测量误差为 2σ

达克岩的地球化学特征^[11]。因此, 阳坝、南一里和木皮岩体岩石应属埃达克质岩石。

现有对埃达克岩研究具有较高的研究程度, 人们发现埃达克质岩浆的产生具有多种地质背景: 俯冲洋壳的部分熔融^[11-16]、下地壳底侵玄武质岩石部分熔融^[17-20]、增厚下地壳的部分熔融^[21-24]和拆沉下地壳的部分熔融^[25-27]。根据埃达克质岩石的地球化学特征, 可将埃达克岩划分为两类^[28,29]: I 型(或 O 型)埃达克岩(岩浆主要产生于俯冲洋壳的部分熔融)和 II 型(或 C 型)埃达克岩(岩浆主要产生于下地壳底侵玄武质岩石的部分熔融或增厚下地壳的部分熔融)。实验岩石学研究表明, 埃达克质的岩浆产生的压力相当于地壳增厚到大于 50 km 的条件下, 玄武质岩石转变为石榴角闪岩或角闪榴辉岩而发生的部分熔融作用, 源区残留矿物包含石榴子石而无斜长石^[30,31]。因此, 产在大陆背景的埃达克质岩石, 地壳增厚作用

是埃达克质岩浆产生的关键, 而并不要求其源岩是否为底侵成因的玄武质岩石。

阳坝、南一里和木皮岩体岩石具有较高的 K 含量、演化的 Nd 同位素组成和较高的 Nd 同位素模式年龄, 因此, 它们的总体地球化学特征明显不同于俯冲洋壳部分熔融形成的 I 型埃达克岩和底侵玄武质下地壳熔融所产生的埃达克质岩, 而应为增厚下地壳非底侵成因的玄武质下地壳部分熔融的产物, 地壳的增厚作用起因于华北板块与华南板块在印支早期的碰撞^[32]。

3.2 岩浆源区及深部地壳性质

对阳坝、南一里和木皮岩体岩浆的限定可进一步指示碧口块体下地壳的性质。根据它们埃达克质岩石的地球化学特征及 Sr-Nd 同位素的组成, 已判断它们的岩浆源区为玄武岩质岩石, 但在碧口块体中暴

露的前寒武纪岩石是否作为它们的岩浆源区需要作进一步讨论。

根据张宗清等 [41] 的资料计算, 分布在碧口块体东北缘的太古宙鱼洞子群各类岩石在相当于上述岩体形成时, 它们的 ϵ_{Nd} 值变化于 $-20 \sim -45$ 。很明显, 鱼洞子群各类岩石不能作为碧口块体中印支期花岗岩类的岩源区。碧口块体中大面积分布的新元古代碧口群基性火山岩类在 Sr-Nd-Pb 同位素组成上也明显不同于本文研究的印支期花岗岩类(图 8 和 9), 因此, 碧口群基性火山岩类同样不适合作为碧口块体中印支期花岗岩类的岩浆源。

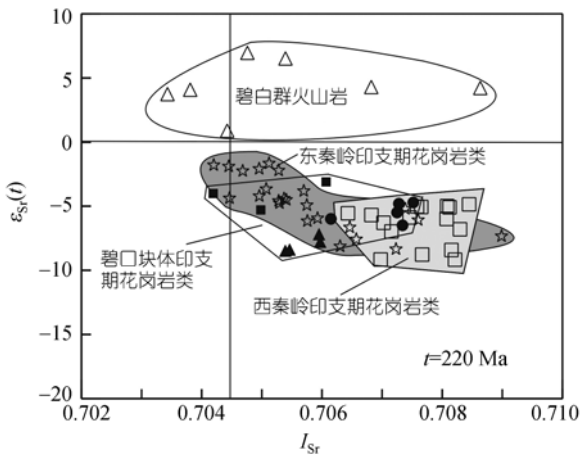


图 8 $I_{Sr}-\epsilon_{Nd}(t)$ 图

碧口群火山岩 Sr-Nd 同位素资料据文献 [11]; 东秦岭和西秦岭花岗岩类 Sr-Nd 同位素资料分别据文献 [33~35]。碧口块体印支期花岗岩类符号同图 7

由于阳坝和木皮岩体侵入于碧口群火山岩中, 而侵位于横丹群浊积岩系中的南一里岩体与阳坝岩体和木皮岩体在岩石地球化学特征和 Sr-Nd-Pb 同位素组成存在一定的可比性, 因此, 它们的岩浆应均起源于在碧口群火山岩之下玄武质岩类的部分熔融。花岗岩类 Nd 同位素组成 ($\epsilon_{Nd}(t) = -3.1 \sim -8.5$)、Nd 同位素模式年龄 ($T_{DM} = 1.06 \sim 1.83$ Ga) 及在南一里岩体中获得的继承锆石 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄信息 (1647~1803 Ma) 指示在碧口群火山岩之下的玄武岩类在地壳中具有较长的地壳存留时间, 这些玄武岩类可能形成于新元古代或中元古代。阳坝和南一里岩体具有较高的 K 含量, 而木皮岩体具有较低的 K 含量。考虑到这种差异不能用不同的岩体岩浆分异结晶作用程度来解释, 并且实验证明低 K 玄武岩的部分熔融作用不可能产生高钾的岩浆 [37], 因此, 阳坝、南一里岩体与木皮岩体在 K 含量上的差异, 反映它们玄武质岩源区在 K 含量上的差异。阳坝和南一里岩体的岩浆源可能为下地壳高 K 质玄武岩类, 而木皮岩体的岩浆源区可能为下地壳低 K 质玄武岩类。结合各岩体所呈现的 Sr 和 Nd 同位素组成的有限差异, 反映区域下地壳组成在有限程度上的不均一性, 或由于岩浆在下地壳产生的深度不同, 指示下地壳组成在垂向上的有限变化。

上述阳坝、南一里和木皮岩体的岩浆源区性质指示在碧口群火山岩之下含有大陆型地壳基底。如果碧口群火山岩形成之后未受到后期的构造变动, 则

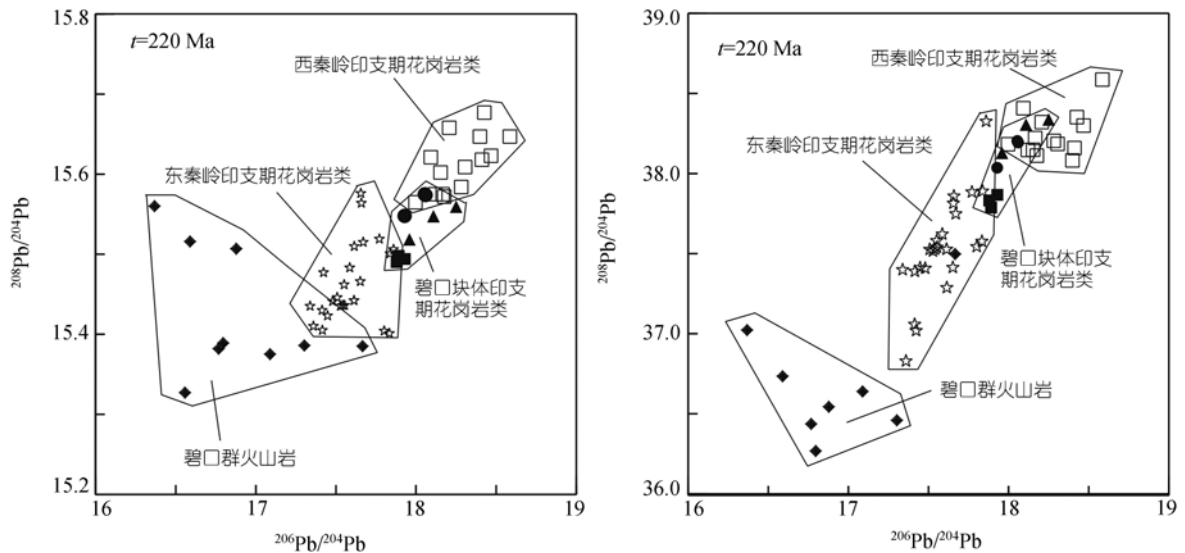


图 9 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{208}Pb/^{204}Pb$ 图

碧口群火山岩 Pb 同位素资料据文献 [11]; 东秦岭和西秦岭花岗岩类 Pb 同位素资料分别据文献 [33~36]。碧口块体印支期花岗岩类符号同图 7

碧口群火山岩是在大陆地壳基底上喷发形成的, 由此不支持碧口群火山岩形成于大洋盆地或洋岛环境的认识, 而更可能为大陆边缘岛弧环境^[41]; 如果碧口群火山岩形成之后与下覆岩系受到后期的构造变动, 则碧口群火山岩是一个无根的岩片. 由于区域上没有地质证据表明碧口群火山岩与下覆岩系存在大规模滑移的构造形迹, 因此, 前一种可能性较大.

从碧口块体印支期花岗岩类与勉略缝合带北东侧秦岭和西秦岭印支期花岗岩类在 Sr-Nd-Pb 同位素组成上的对比看(图 8 和 9), 位于碧口块体东部的阳坝岩体与东秦岭印支期花岗岩类相似, 而位于碧口块体西部的南一里岩体和木皮岩体与西秦岭印支期花岗岩类相似或接近, 由此反映碧口块体的地壳基底组成总体上位于东秦岭和西秦岭地壳基底组成的过渡带.

3.3 动力学背景

岩浆的形成与深部动力学背景存在密切的联系. 秦江锋等^[3]根据对阳坝岩体的年代学和岩体中含有丰富的闪长质微粒包体的研究, 结合区域构造事件的分析, 认为该岩体岩浆的产生起因于秦岭造山带在主造山期后发生的岩石圈拆沉作用, 由此导致地幔软流圈物质上涌并底侵于下地壳诱发的下地壳物质的部分熔融. 如果这是一个合理的模式, 那么该模式同样适用于南一里和木皮岩体, 因为阳坝、南一里和木皮岩体具有相近的形成时代、岩石在总体上具有类似的地球化学特征, 如均为埃达克质岩石. 为了验证这一可能的形成模式, 本文进一步作如下讨论.

从增厚下地壳部分熔融产生花岗岩岩浆的机制看, 有以下几种可能性: (1)在大陆主造山期, 由于大陆板块间发生强烈的碰撞作用, 地壳受到强烈的构造挤压和缩短, 导致下地壳增厚和壳内构造剪切作用. 在此背景下, 地温梯度导致增厚下地壳地温升高, 加上构造剪切作用所产生的热, 可诱发下地壳物质的部分熔融, 其中可能有外来流体的加入; (2)在主造山期后, 增厚地壳的构造减压作用(地壳块体往上挤出)导致下地壳含水矿物(如云母类和/或角闪石)发生脱水反应而诱发地壳物质的部分熔融; (3)在主造山期后, 增厚地壳的重力不稳定性而发生岩石圈(包括下地壳下部)的拆沉作用, 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, 在岩石圈构造应力性质上为伸展构造体制.

对于上述(1)机制形成的花岗岩类一般称之为同碰撞型花岗岩^[37]. 然而, 本文研究的碧口块体中印支期花岗岩类形成时代为 215~225 Ma, 明显晚于秦岭造山带及邻区华北板块与华南板块的发生大规模碰撞的时代(晚二叠纪—早三叠纪)^[32,39-42]. 区域上在碧口块体北侧的东秦岭区和西秦岭区, 大规模印支期花岗岩类的形成时代也主要在 200~220 Ma^[43,44], 特别是秦岭环斑花岗岩的形成时代为 214~217 Ma, 标志着秦岭造山带主造山期的结束^[45,46]. 因此, 秦岭造山带及其邻区在华北板块与华南板块的大陆碰撞期, 实际上没有有真正意义上的同碰撞型花岗岩类, 从而对过去认为的所谓秦岭地区同碰撞型花岗岩类需要修正. 同样, 在喜马拉雅造山带, 在印度板块与欧亚板块的碰撞阶段(大约 50 Ma 左右^[47]), 实际上也没有同碰撞花岗岩的产出, 而过去认为的该区所谓典型同碰撞型花岗岩(如淡色花岗岩)^[38], 它们的形成时代主要在 10~20 Ma^[48], 该类花岗岩的岩浆产生于陆内构造演化阶段^[49]. 事实上, 大陆板块碰撞的构造挤压时期是不利于地壳物质的部分熔融, 而大量花岗岩质岩浆的产生应主要出现于从碰撞的构造挤压体制向构造伸展体制的转折时期. 基于上述分析, 包括碧口块体在内的秦岭造山带印支期花岗岩类主要形成于华北板块和华南板块碰撞后的陆内构造演化阶段.

对于上述(2)机制形成的花岗岩类, 需要地壳块体呈构造楔往上快速挤出, 因而至少在块体周边形成如图 10 所示两个大型的构造断裂系统, 并类似于高喜马拉雅结晶岩系挤出的构造减压作用和淡色花岗岩的形成^[49]. 然而, 根据对碧口块体构造学研究^[50], 图 10 所示的断裂系统在碧口块体的南、北边界并不存在, 但局部块体的逆冲挤出是可能的. 再者, 如果是碧口块体构造挤出减压诱发碧口块体下地壳部分熔融形成其中的印支期花岗岩类的话, 那么也难以解释碧口块体北侧的秦岭带呈面型分布的印支期花岗岩类的形成机制, 同样也难以解释碧口块体南侧松潘带呈面型分布的印支期花岗岩类的形成机制^[51]. 因此, 对碧口块体中印支期花岗岩类的形成机制的分析, 还必需要从区域上加以统一考虑. 由此看来, 块体挤出导致的构造减压机制不适合包括碧口块体在内的秦岭带印支期花岗岩类形成的构造动力学模式.

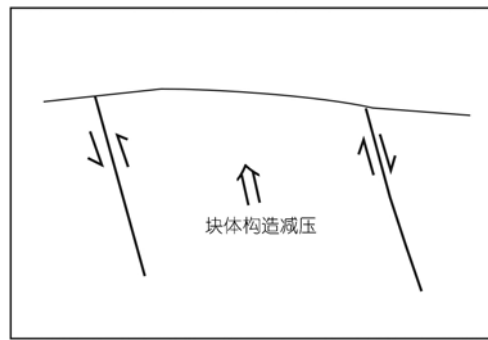


图10 块体挤出的构造断裂系统示意图

对于上述(3)机制形成的花岗岩类,其岩浆主要来自未拆沉部分下地壳的部分熔融、下地壳部分熔融产生的岩浆与上升的软流圈物质混合(壳、幔岩浆混合)和拆沉部分下地壳的部分熔融(岩浆升过程中可能受到地幔物质的污染导致岩石具有高Mg, Cr和Ni等元素组成特征)。岩石圈拆沉作用不但为下地壳的熔融作用提供热源,而且还可能有地幔物质参与下地壳的熔融作用,或幔源岩浆注入到下地壳熔融的岩浆中,形成壳/幔岩浆的混合。在秦岭造山带,根据地壳化学组成的推断,岩石圈存在明显的拆沉作用^[52]。从现有下地壳熔融形成花岗岩类的机制看,用岩石圈拆沉作用可以较好地解释碧口块体印支期花岗岩类岩浆的产生。由于碧口块体受到大陆板块的强烈碰撞,下地壳将发生增厚作用,由此导致下地壳密度增大,发生重力不稳定性及其后的岩石圈拆沉作用。岩石圈拆沉后,地幔软流圈物质将充填已拆沉的岩石圈部分空间或地幔岩浆底侵于下地壳底部,由此导致下地壳温度升高而诱发下地壳熔融。碧口块体印支期花岗岩类具有埃达克质岩的地球化学特征和岩浆主要来自于增厚下地壳玄武质岩石的部分熔融一致于这一构造动力学模型。这些花岗岩类具有较为正常的Mg, Cr和Ni等元素含量,并且缺乏壳幔物质混合所表现的在Sr和Nd同位素组成上的相关变化(图8),反映它们的岩浆并未受到地幔橄榄岩的混染,因而排除它们是由拆沉部分下地壳部分熔融的可能性。阳坝岩体中含有丰富的闪长质微粒包体,表明存在一定程度的壳/幔源岩浆的混合作用^[3],其中,幔源岩浆可能来自于岩石圈拆沉后的岩浆底侵。对于这样的混合作用主要包括壳/幔源岩浆的机械混合和物质交换混合。如果阳坝岩体壳源岩浆受到较高级别的幔源岩浆的物质交换,则花岗闪长岩不会保留有

埃达克质岩的地球化学属性。因此,阳坝岩体花岗闪长岩受到幔源岩浆的物质交换较为有限。

以上分析表明,岩石圈拆沉作用是碧口块体印支期花岗岩类岩浆产生的主要动力学背景。该机制同样应适用于秦岭带和松潘带印支期花岗岩类。

4 结论

碧口块体中形成于印支期的阳坝、南一里和木皮岩体花岗岩类属于埃达克质岩类,岩浆起因于增厚下地壳玄武质岩类的部分熔融。下地壳发生部分熔融作用的主要动力学背景是华北板块和华南板块碰撞导致地壳增厚之后岩石圈在印支期的拆沉作用,由此表明印支期岩石圈拆沉作用是秦岭造山带演化的一个重要地球动力学过程。花岗岩类的岩浆源区同位素示踪指示在碧口块体碧口群火山岩之下含有大陆型地壳基底,由此限定碧口群火山岩只能形成于陆内或陆缘有关的构造环境,不支持碧口群火山岩形成于大洋盆地或洋岛环境的认识。

致谢 张国伟院士及其研究集体给予了本文野外工作的指导, Nigel Harris 教授使作者在英国 Open 大学访问期间进行了样品的 Sr-Nd 同位素测定,两位评审专家提出建设性修改意见,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 闫全人, Hanson A D, 王宗起, 等. 扬子板块北缘碧口群火山岩的地球化学特征及其构造环境. 岩石矿物学杂志, 2004, 23: 1—11
- 2 Kemp A I S, Hawkesworth C J. Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust. *Treatise Geochem*, 2003, 3: 349—410
- 3 秦江锋, 赖绍冲, 李永飞. 扬子板块北缘碧口地区阳坝花岗闪长岩体成因研究及其地质意义. 岩石学报, 2005, 21: 697—710
- 4 张宗清, 张国伟, 唐索寒, 等. 南秦岭变质地层同位素年代学. 北京: 地质出版社, 2002. 1—256
- 5 闫全人, 王宗起, 闫臻, 等. 碧口群火山岩的时代: SHRIMP 锆石 U-Pb 测年结果. 地质通报, 2003, 22: 456—459
- 6 陶洪祥, 何恢亚, 王全庆, 等. 扬子板块北缘构造演化史. 西安: 西北大学出版社, 1993. 1—141
- 7 闫全人, 王宗起, Hanson A D, 等. 南秦岭横丹群浊积岩系: 晚古生代发育于扬子板块被动陆缘上的弧前盆地充填物. 地质通报, 2002, 21: 495—500
- 8 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J. eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publications. London, United Kingdom, 1989. 313—345
- 9 Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1985. 1—312
- 10 Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 1990,

- 34: 662—665[DOI]
- 11 张理刚. 东亚岩石圈块体地质. 北京: 科学出版社, 1995. 1—252
- 12 Peacock S M, Rusher T, Thompson A B. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 121: 224—227[DOI]
- 13 Drummond M S, Defant M J, Kepezhinskas P K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Trans R Soc Edinburgh Earth Sci*, 1996, 87: 205—215
- 14 Sajona F G, Maury R C, Pubellier M. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos*, 2000, 54: 173—206[DOI]
- 15 Gutscher M A, Maury R, Eissen J P, et al. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 2000, 28: 535—538[DOI]
- 16 Beate B, Monzier M, Spikings R, et al. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocho volcanic center. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 192: 561—570[DOI]
- 17 Atherton M P, Petrod N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 1993, 362: 144—146[DOI]
- 18 Muir R G, Weaver S D, Bradshaw J D, et al. Geochemistry of the Cretaceous Separation Point batholiths, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *J Geol Soc*, 1995, 152: 689—701
- 19 Barnes C G, Petersen S W, Kistler R W, et al. Source and tectonic implications of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountain. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 123: 40—60[DOI]
- 20 Petford N, Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith. *Peru J Petrol*, 1996, 37: 1491—1521[DOI]
- 21 许继锋, 王强. Adakitic 火成岩对大陆地壳增厚过程的启示: 以青藏北部火山岩为例. *地学前缘*, 2003, 10: 401—406
- 22 Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 139—155[DOI]
- 23 Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 2003, 31: 1021—1024[DOI]
- 24 Wang Q, McDermott F, Xu J F, et al. Cenozoic K-rich adakitic volcanics in the Hohxil area, northern Tibet: lower crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 2005, 33: 464—468[DOI]
- 25 Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 2002, 30: 1111—1114[DOI]
- 26 Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 2004, 432: 892—897[DOI]
- 27 Wang Q, Xu J F, Jian P, et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *J Petrol*, 2006, 47: 119—144[DOI]
- 28 王强, 许继锋, 赵振华. 一种新的火成岩: 埃达克岩的研究综述. *地球科学进展*, 2001, 16: 201—208
- 29 张旗, 王焰, 钱青, 等. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. *岩石学报*, 2001, 17: 236—244
- 30 Sen C, Dunnt T. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implication for the origin of adakites. *Contrib Mineral Petrol*, 1994, 117: 394—409[DOI]
- 31 Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J Petrol*, 1995, 36: 891—931
- 32 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—855
- 33 张宏飞, 欧阳建平, 凌文黎, 等. 南秦岭宁陕地区花岗岩类 Pb-Sr-Nd 同位素组成部分及其深部地质信息. *岩石矿物学杂志*, 1997, 16: 20—32
- 34 朱茂旭, 骆庭川, 张宏飞, 等. 南秦岭东江口岩体群 Pb、Sr 和 Nd 同位素地球化学特征及其对物源的制约. *地质地球化学*, 1998, (1): 30—36
- 35 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(10): 914—926
- 36 Zhang H F, Gao S, Zhang B R, et al. Pb isotopes of granitoids suggest Devonian accretion of Yangtze (South China) craton to North China craton. *Geology*, 1997, 25: 1015—1018[DOI]
- 37 Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B, et al. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contrib Mineral Petrol*, 2005, 148: 635—661[DOI]
- 38 Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol*, 1984, 25: 956—983
- 39 Ames L, Tilton G R, Zhou G. Timing of collision of the Sino-Korea and Yangtze cratons: U-Pb dating of coesite-bearing eclogites. *Geology*, 1993, 21: 339—342[DOI]
- 40 Li S G, Xiao Y L, Liou D L. Collision of the North China and Yangtze blocks and formation of coesite-bearing eclogites: timing and processes. *Chem Geol*, 1993, 109: 89—111[DOI]
- 41 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系地球化学—古生代洋盆及其闭合时代的证据. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26(3): 223—230
- 42 Hacker B R, Wang X, Eide E A, et al. The Qinling-Dabie ultra-high-pressure collisional orogen. In: Yin A, Harrison T M, eds. *The Tectonics of Asia*. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 345—370
- 43 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
- 44 Sun W D, Li S G, Chen Y D, et al. Timing of synorogenic granitoids in the south Qinling, central China: Constraints on the evolution of the Qinling-Dabie Orogenic Belt. *J Geol*, 2002, 110: 457—468[DOI]
- 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岩浆混合的岩相学证据及其意义. *地质通报*, 2002, 21: 525—529
- 46 卢欣祥, 尉向东, 肖庆辉, 等. 秦岭环斑花岗岩的年代学及其地质意义. *高校地质学报*, 1999, 5: 372—377
- 47 An Yin, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 200, 28: 211—280[DOI]
- 48 Harrison T M, Lovera O M, Grove M. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology*, 1997, 25: 899—902[DOI]
- 49 Harris N, Massey J. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, 1994, 13: 1537—1546[DOI]
- 50 张国伟, 程顺有, 郭安林, 等. 秦岭-大别中央山系南缘勉略古缝合带的再认识-兼论中国大陆主体的拼合. *地质通报*, 2004, 23: 846—853
- 51 Roger F, Malavieille J, Leloup Ph H, et al. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze fold belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 2004, 22: 465—481[DOI]
- 52 高山, 张本仁, 金振民, 等. 秦岭-大别造山带下地壳拆沉作用. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29(6): 532—541