

青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式

侯增谦¹ 钟大赟² 邓万明²

(1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;

2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要:在印度—亚洲大陆碰撞形成的青藏高原东缘, 伴随着高钾富碱斑岩的浅成侵位, 发育“成对”出现的、受大规模走滑断裂控制的新生代陆内斑岩铜钼金成矿带, 其中西带为江达—芒康—祥云铜钼金成矿带, 东带为中甸—盐源—姚安斑岩铜金铅银成矿带。含矿斑岩岩石类型为花岗斑岩、二长花岗斑岩、二长斑岩和少量正长斑岩, 以较高的 SiO_2 (>63%) 和较低的 Y (< 20×10^{-6}) 区别于非含矿斑岩, 并具有似埃达克岩 (adakite-like) 岩浆亲合性。富碱斑岩相对富集 LILE (K、Rb、Ba)、亏损 HFSE (Nb、Ta、Ti、P), Nb/Y 比值具有较大的变化范围, REE 分馏强烈但不出现明显的负 Eu 异常, 反映岩浆源区曾经历过古俯冲洋壳板片流体的交代富集作用和软流圈小股熔融体的注入。含矿的似埃达克斑岩可能源于玄武质下地壳, 后者经历高压 (>40 km) 下角闪岩—榴辉岩相变质和板片流体交代, 并作为下地壳角闪岩包体在富碱斑岩中出现; 不含矿的正长斑岩可能起源于含水的金云母橄榄岩富集地幔。微量元素和 Sr—Nd—Pb 同位素系统反映, 该源区遭受了更强烈的板片流体交代和软流圈物质混染。深部地球物理探测资料表明, 50 Ma 以来的扬子大陆板片向西俯冲, 并与印度大陆俯冲板片对接, 诱发了软流圈上涌热蚀及其熔融体的底侵注入, 引起了壳幔过渡带的部分熔融。似埃达克斑岩岩浆以相对富水、富 S 和高氧逸度 (f_{O_2}) 特征, 成为成矿金属和硫的重要载体, 并在浅位封闭系统形成斑岩铜钼金矿床。

关键词:斑岩矿床; 铜钼金成矿带; 构造模式; 青藏高原东缘

中图分类号: P618.41; P618.65; P618.51 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2004)01-0001-14

自从 Sillitoe^[1]和 Mitchell^[2]发表了其卓越的斑岩铜矿研究成果以来, 人们已广泛地接受这样一个构造模式, 即斑岩铜矿形成于板块汇聚边界的岛弧或陆缘弧环境, 岩浆起源于被俯冲板片流体交代的地幔楔形区, 并在相对封闭体系发生结晶分异和/或地壳混染, 形成含矿斑岩, 发育岩浆—热液成矿系统。一系列大型—巨型斑岩铜金矿床环绕太平洋大量发育也有力地支持了这个模式^[3-5]。然而, 斑岩铜矿不仅仅在岛弧环境产出, 也在碰撞造山带环境发育。藏东玉龙斑岩铜矿带^[6-8]和藏南冈底斯斑岩铜矿带^[9]是其典型实例。尽管初步研究已经揭示, 前者形成于碰撞期压扭环境, 含矿斑岩具有钾玄岩系列特征^[10-11], 受大规模走滑断裂系统控制^[12], 后者形成于碰撞后伸展环境^[13-14], 含矿斑岩具有埃达克岩特征^[15-16], 受切割碰撞带的正断层系统控制^[17], 但控制斑岩铜矿形成发育的构造模式尚未建立。

建立碰撞造山带斑岩铜矿的构造模型, 其关键需要了

解: (1) 区域斑岩矿化事件的时空坐标和形成环境; (2) 含矿斑岩与非含矿斑岩的形成机制; (3) 斑岩成矿系统所根植的岩石圈浅表构造和深部结构。在青藏高原东缘构造转换带, 长期的矿产勘查和不懈的深入研究, 已基本勾画出斑岩成矿带的整体轮廓和矿化结构^[6-7, 12, 18-20]; 对长达千余千米的富碱斑岩的长期系统研究, 不仅积累了大量地球化学数据, 而且对其成因机制与动力学背景取得了重要进展^[21-26]; 对三江特提斯及藏东构造转换带的精细构造研究, 为斑岩铜矿带形成背景提供了相对清楚的构造框架^[27-29], 跨越该构造带的一系列深部地球物理探测资料^[30-34], 为理解斑岩岩浆深部过程提供了十分丰富的信息, 使人们讨论和构建陆内斑岩铜矿成矿构造模型成为可能。

本文将主要依据前人的成果资料, 总结斑岩成矿带的时空分布特征, 厘定含矿与非含矿斑岩的岩浆亲合性类型, 探讨斑岩起源的深部作用过程, 尝试性地提出斑岩铜钼金矿床

收稿日期: 2003-10-24; 改回日期: 2003-11-05

基金项目: 国家重点基础研究发展规划“973”项目(2002CB412600)资助。

作者简介: 侯增谦, 男, 1961年生, 博士, 研究员, 主要从事大陆成矿作用研究和海底热水成矿作用; E-mail: hzq@cags.net.cn。

的构造控制模型。

1 区域地质背景

本研究区位于印度—亚洲大陆碰撞形成的青藏高原东缘地区。构造上,该区是吸纳和调节印度—亚洲大陆碰撞应力应变的构造转换带,先后经历了古生代古特提斯造山作用和喜山期大规模陆内变形(图 1)。其古生代造山作用主要表现为金沙江古特提斯洋盆俯冲消减和江达—维西弧发育^[9],新生代变形主要表现为始新世—渐新世(40~24 Ma)转换压扭变形、早—中中新世(24~17 Ma)转换张扭变形和新近纪以来东西向伸展^[9],先后形成了一系列不同方向的走滑断裂组合。其中,西部组合包括嘉黎和高黎贡走滑断裂,环绕东构造结发育;中部组合包括北段巴塘—丽江断裂和南段哀牢山—红河断裂,前者 SN 向展布,右行走滑,后者 NW 向延伸,左行走滑,两者构成东侧扬子陆块与西侧羌塘地体的边界断裂带;东部组合包括龙门山逆冲带和鲜水河、小江走滑断裂(图 1)。沿走滑断裂发育一系列派生性的拉张盆地,如贡觉、剑川、大理盆

地等,其中发育新生代富碱侵入岩和钾质火山岩,构成著名的金沙江—红河富碱岩浆岩带^[10-11]。在此巨型岩浆岩带内,有两条含矿的富碱斑岩带引人瞩目,其一为江达—鹤庆—大理富碱斑岩带,沿两大陆块接合带分布,同位素年龄介于 48~27 Ma^[10,20],其二为中甸—盐源—姚安富碱斑岩带,在扬子陆块西缘产出,同位素年龄介于 48~31 Ma^[20]。

2 斑岩铜钼金成矿作用

图 2 展示了高原东缘构造转换带重要斑岩矿床的空间分布。大致以金沙江古缝合带为界,分东西两条成矿带。西带北起江达,南抵祥云。包括北段玉龙斑岩 Cu 带、中南段北衙斑岩 Au(-Pb-Zn)矿田和南段马厂箐 Cu-Mo-Au 矿床(图 2)。东带北起中甸,南达姚安。北段为中甸甬哥斑岩 Cu-Au 矿床带,中段为西范坪斑岩 Cu-Au 矿床,南段为姚安斑岩 Pb-Zn-Ag-Au 矿床(图 2)。总体上,西带产于扬子地块与羌塘地体的对接带上,受大规模的走滑断裂带控制;东带产于扬子地块西缘,北段受走滑断裂控制,南段受沿袭攀西裂谷期的继

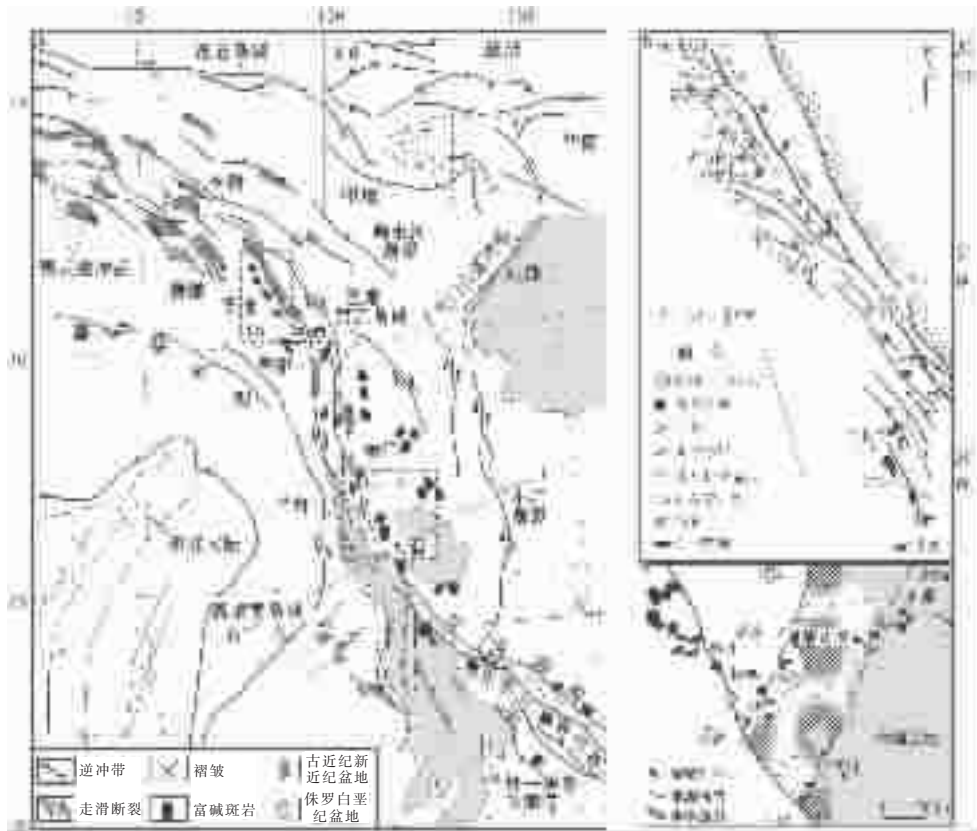


图 1 青藏高原东缘新生代构造和斑岩分布图

a—藏东印度—亚洲碰撞带东部构造格架^[12,22,23]; b—藏东玉龙斑岩铜矿带构造特征及斑岩分布^[23];

c—大理地区斑岩侵入体分布^[22]

Fig. 1 Distribution of Cenozoic structure and porphyries in eastern Tibet, the eastern Indo-Asian collision zone

a—Tectonic framework of the eastern Indo-Asian collision zone, eastern Tibet^[12,22,23]; b—Structural features and porphyry distribution in

the Yulong porphyry copper belt, eastern Tibet^[23]; c—Distribution of porphyry intrusions in the Dali area^[22]

成性断裂制约。“成对”出现的斑岩成矿带,具有如下类似特征:

成矿时代类似性: 斑岩矿床的成矿年龄可利用辉钼矿 Re-Os 精确定年,也可根据含斑岩岩结晶年龄间接估计,一般说来,斑岩成矿通常出现在含斑岩岩最晚次侵入前 1~3 Ma^[6]。在西带, 玉龙斑岩成矿带的辉钼矿 Re-Os 年龄为 35.6~35.8 Ma^[36]。马厂箐斑岩铜钼矿成矿年龄没有直接测定,但根据含斑岩岩的 Rb-Sr 等时线年龄,估计成矿年龄在 36.0 Ma 左右^[29]。北衙斑岩矿床成矿历史和矿化类型比较复杂,根据北衙正长斑岩的 K-Ar 年龄 (48 Ma), 估计主成矿年龄在 (45±2)Ma。在东带, 西范坪含 Cu 二长斑岩角闪石的 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 坪年龄为 47.52 Ma, 等时线年龄为 46.8 Ma^[29], 估计成矿年龄在 (44±2) Ma。姚安正长斑岩的 K-Ar 年龄变化于 31~50 Ma 间, 估计矿床成矿年龄在 34~47 Ma 之间。上述资料虽有一定的推测性,但两个带的成矿年龄具有很大的 consistency。



图 2 青藏高原东缘各类斑岩型矿床分布图

- 1—玉龙斑岩铜矿;2—马拉松多斑岩铜矿;3—多霞松多斑岩铜矿;
- 4—莽总斑岩铜矿;5—甬哥斑岩铜、金矿;6—小龙潭斑岩铜、铅锌、银矿;
- 7—西范坪斑岩铜、金矿;8—姚安斑岩铜、铅锌、银矿;9—北衙斑岩铜、金矿;
- 10—马厂箐斑岩铜矿

Fig. 2 A simplified geological showing distribution of various porphyry-type deposits in the eastern Indo-Asian collision zone

- 1-Yulong Cu deposit;2-Malasongduo Cu deposit;3-Duoxiasongduo Cu deposit;
- 4-Mangzong Cu deposit;5-Bengge Cu-Au deposit;
- 6-Xiaolongtan Cu deposit;7-Xifanping Cu-Au deposit;
- 8-Yao'an Au-Pb-Zn-Ag deposit;9-Beiya Au-Cu deposit;
- 10-Machangqing Cu-Mo and Au deposit;

含斑岩岩类似性: 类似性表现为: (1) 东西两带的含斑岩岩组合均为二长花岗斑岩、二长斑岩和少量正长斑岩, 空间上, 自北而南, 由二长花岗斑岩向正长斑岩递变; (2) 含斑岩岩体多呈小岩株产出, 多为多期次侵入的复式岩体; (3) 在复式岩体中, 矿化多与中晚阶段侵入的偏酸性斑岩密切相关。

围岩蚀变类似性: 围岩蚀变多以岩体为中心, 呈环带状发育。矿化岩体多出现硅化核, 向外依次为钾-硅酸岩化带、石英绢云母化带和青磐岩化带, 外接触带多发育夕卡岩化带、大理岩化带和角闪岩化带。

成矿特征类似性: 类似性表现为: (1) 尽管藏东斑岩矿床与环太平洋斑岩矿床的产出环境不同, 但矿化特征基本一致; (2) 东西两带出现类似的矿化组合, 西矿带为 Cu、Cu-Mo、Au-Pb-Zn 组合, 东矿带为 Cu、Cu-Au、Au-Pb-Ag 组合; (3) 矿化类型类似, 如在斑岩体内多为细脉浸染状矿化, 在接触带多为富硫化物板状体, 在围岩多为似层状、透镜状和脉状体。

3 含斑岩与非含斑岩

高原东缘的新生代富碱斑岩群多达 10 余个, 可统计的斑岩体多达 1 000 个, 积累了大量的岩石地球化学分析数据 (表 1)。正确区分和准确判断含矿与非含矿斑岩, 并建立相应的地球化学判别标志, 无疑具有十分重要的科学意义和实用价值。笔者对此进行了初步尝试。

图 3—a 比较了印度—亚洲大陆自 60 Ma 碰撞以来在青藏高原不同部位发育的钾质岩浆岩。可以发现 3 个重要事实: (1) 高原东缘的富碱斑岩, 多数为钾玄岩系列, 部分为高钾钙碱性系列。与高原腹地的碰撞后钾质—超钾质火山岩系相比^[37-39], 以相对高 SiO₂ 含量为特征; (2) 高原东缘含矿斑岩与高原腹地冈底斯含矿斑岩十分类似, 但与岛弧环境含矿斑岩明显不同, 证实碰撞造山环境的斑岩铜矿, 其含矿斑岩以高钾为特征; (3) 按 SiO₂ 含量, 高原东缘的富碱斑岩大致分为两组: SiO₂ < 63 % 的富碱斑岩以正长斑岩为主, 通常不含矿, 而 SiO₂ > 63 % 的富碱斑岩主要为花岗斑岩、二长花岗斑岩、二长斑岩和少量正长斑岩, 多出现不同程度的矿化, 其中, 花岗斑岩为 Cu-Mo 矿化, 二长花岗斑岩为 Cu 矿化, 二长斑岩为 Cu-Au 矿化, 正长斑岩为 Au(-Pb-Zn) 矿化。

Y 和 Yb 是两个既不参与地幔不均一作用 (如地幔交代作用), 又具有不相容元素行为且在蚀变过程中保持稳定的微量元素。类似高场强元素 (HFSE, 如 Nb), 其地球化学行为决定了其在流体交代过程中也保持稳定, 而在岩浆作用过程中显示高度不相容性, 因此, Nb/Y 比值不受流体交代事件影响, 可敏感地反映与岩浆熔体有关的源区富集过程。相反, 大离子不相容元素 (LILE), 如 Ba, 在流体交代过程中极为活跃, 可作为反映流体交代富集的指示元素。据此, 笔者可将富碱斑岩分为 3 类:

低 Y—低 Ba 斑岩: 以玉龙带含 Cu 斑岩为代表, 岩石

表 1 青藏高原东缘代表性斑岩的主要和微量元素含量
 Table 1 Major and trace element results of the representative porphyry samples
 from the eastern Indo-Asian collision zone

低Y—低Ba 斑岩																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	64.8	67.6	68.9	71	63.1	69.42	67.04	68.94	68.21	68.16	69.3	71.9	73.5	66.4	68.31	67.4	67.29	65.47	65.04	69.72
TiO ₂	0.52	0.39	0.35	0.31	0.34	9	0.3	0.27	0.27	0.28	0.28	0.23	0.21	0.22	0.33	0.33	0.42	0.42	0.39	0.32
Al ₂ O ₃	16.4	15.2	15	14.2	18	14.12	14.14	14.26	13.04	14.3	14	13.1	13.3	14.8	15.15	15	14.58	15.3	15.57	15.18
Fe ₂ O ₃	1.23	1.37	1.16	0.54	1.87	1.09	0.94	1.59	1.01	1.02	1.49	1.43	0.66	1.46	1.5	1.22	1.68	1.89	1.88	1.12
FeO	1.76	1.67	1.44	1.5	1.03	1.51	1.1	1.23	2.71	0.43	0.74	1.36	1.38	1	0.82	1.33	1.68	1.69	1.44	1.18
MnO	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.15	0.06	0.08	0.12	0.06	0.07	0.12	0.13	0.09	0.1	0.11	0.07	0.17	0.07	0.05
MgO	2.47	1.42	0.79	1.23	1.45	0.83	1.22	1.01	0.99	0.96	1.27	0.63	0.59	1.38	0.99	1.19	1.47	1.52	1.59	0.8
CaO	2.94	2.34	2.83	1.27	2.76	1.86	1.48	1.3	1.67	2.29	0.76	0.65	0.62	0.7	0.99	1.81	2.82	2.19	2.29	1.6
Na ₂ O	3.77	3.67	3.32	2.87	4.39	3.67	3.27	3.12	2.01	2.82	2.84	2.44	2.95	3.11	3.8	3.31	3.72	5.16	4.85	4.03
K ₂ O	4.27	4.33	4.52	6.04	4.89	4.85	5.79	6.25	5.57	4.76	5.52	5.6	5.32	5.23	5.45	5.8	5.01	4.37	4.36	4.1
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.11	0.05	0.4	0.1	0.11	0.1	0.11	0.13	0.12	0.13	0.14	0.19	0.12	0.14	0.23	0.28	0.21	0.13
H ₂ O ⁺	0.6	0.67	0.54	0.53	1.21	0.5	0.76	1.04	1.32	1.27	1.08	0.78	0.73		0.7	0.97	0.71	1.22	1.61	0.9
Total	98.9	98.9	99	99.5	99.5	98.38	96.21	99.19	97.03	96.48	97.5	98.4	99.6	94.6	98.26	98.6	99.68	99.68	99.3	99.13
La	82.2	67	63	51.9	97.4	45.3	82.11	48.85	32.5	72.76	77.3	60.3	86.3	60.5	57.45	68.7	62.01	70.66	81.76	47.85
Ce	162	123	119	96.4	175	87.09	158.7	86.59	55.5	136.9	143	112	149	108	99.14	122	120.1	126.9	127.4	84.88
Nd	65.9	45.8	45.9	34.4	72.4	33.51	55.28	29.7	20	47.03	50.5	38.2	43.4	43.3	33.05	43.1	45.68	46.8	51.31	29.79
Sm	10.4	7.08	7.36	5.25	10.7	5.56	8.26	4.77	3.6	6.97	7.53	5.51	5.35	6.21	5.32	6.58	7.24	8.18	7.2	4.9
Eu	1.9	1.49	1.52	1.06	2.28	0.97	0.94	0.88	0.78	1.32	1.46	0.88	0.66	1.36	0.95	1.36	1.53	1.75	1.63	1.03
Gd	7.44	5.19	5.45	3.81	6.36	4.41	6.2	3.76	4.2	4.87	5.15	3.98	3.83	3.74	4.21	4.81	5.33	4.84	4.48	3.48
Tb	0.54	0.49	0.4	0.16	0.85	0.39	0.65	0.45	0.78	0.34	0.57	0.31	0.31	0.51	0.43	0.53	0.5	0.58	0.59	0.46
Dy	3.9	2.82	2.99	2.11	3.85	2.98	3.89	2.54	1.9	2.74	2.83	2.27	2.3	2.42	2.5	2.73	2.93	2.73	2.43	2.07
Ho	0.69	0.51	0.59	0.39	0.68	0.58	0.77	0.54	0.62	0.5	0.52	0.4	0.41	0.44	0.43	0.49	0.56	0.51	0.46	0.41
Er	1.89	1.37	1.46	1.07	1.87	1.61	2.07	1.42	0.74	1.45	1.43	1.2	1.27	0.32	1.21	1.37	1.44	1.21	1.12	1
Tm	0.29	0.22	0.22	0.14	0.24	0.26	0.35	0.26	0.24	0.24	0.19	0.18	0.19	0.18	0.2	0.25	0.25	0.18	0.17	0.15
Yb	1.52	1.18	1.31	0.94	1.5	1.62	1.92	1.5	1.1	1.3	1.31	1.16	1.17	1.26	1.11	1.2	1.24	1.11	1.08	0.94
Lu	0.28	0.29	0.3	0.19	0.23	0.3	0.36	0.36	0.54	0.26	0.24	0.28	0.2	0.2	0.19	0.32	0.21	0.16	0.17	0.14
Y	16.8	12.4	13.7	9.33	19.7	15.94	19.31	13.88	12.8	12.73	12.9	11.1	10.6	14.2	10.56	12.7	13.15	12.61	11.36	14.2
Sc	8.02	5.12	5.51	4.2		4.84	5	3.53	3.84	3.16	3.65	2.91	1.97		4.12	3.94	5.09			4
Rb	237	217	225	246	224	229	268	236	240	257	315	203	287	178	269	287	227	134	137	158
Sr	1220	995	878	631	899	559	491	550	480	493	638	486	298	276	306	735	1068	708	1332	616
Ba	440	939	636	362	760	571	754	580	740	498	682	379	255	562	678	583	835	1787	2148	1368
Nb	9	6	8	6	72	13	17	15	16	11	9	12	13	17	6	10	7			10.7
Ta					0.95									1.37						0.56
Zr	159	113	124	115	288	114	148	101	138	109	101	104	119	242	146	114	94	306	349	40.8
Hf	19	8	8	9	7	6	15	8	6	4	4	6	5	6	6	6	9	5.3	6.5	
Th	27	29	27	28	20	38	37	36	28	47	48	48	54	32	34	45	38	28.17	28.41	26.3
U																		2.6	3.4	13.3
Cr																		111	150	39.8
Ni																		36	30	21.6

续表 1

低 Y—中 Ba 斑岩								高 Y—高 Ba 正长斑岩								角闪岩捕虏体			
21	22	23	24	25	26	27		28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	66.94	68.63	62.73	66.24	70.74	67.32	68.64	60.95	60.56	62	60.07	57.36	71.23	73.9	67.7	45.54	46.38	51.55	39.08
TiO ₂	0.29	0.19	0.71	0.34	0.3	0.39	0.27	0.77	0.65	0.62	0.47	0.59	0.27	0.22	0.22	0.72	0.54	0.97	3.13
Al ₂ O ₃	14.94	16.16	14.04	15.5	14.8	15.71	14.94	14.24	14.26	14.53	14.18	14.31	13.54	13	15.6	13.93	13.81	17.89	16.15
Fe ₂ O ₃	1.22	1.37	2.72	1.68	1.36	2.11	1.15	2.1	1.92	1.84	2.34	2.38	1.18	0.63	1.71	4.3	4.06	4.36	3.61
FeO	1.18	0.35	4.81	1.6	0.98	0.88	0.47	2.7	2.59	2.32	1.77	2.82	1.03	1.06	1.13	7.13	7.77	4.33	10.58
MnO	0.07	0.03	1.09	0.07	0.04	0.06	0.04	0.09	0.1	0.09	0.1	0.11	0.47	0.07	0.07	0.24	0.32	0.29	0.11
MgO	1	0.18	0.23	1.67	0.54	1.08	0.36	2.51	2.65	2.46	2.3	2.77	1.32	0.07	1.77	11.26	10.32	3.96	12.9
CaO	2.9	1.14	0.48	2.8	1.93	2.43	1.94	4.76	4.77	4.01	3.69	4.41	1.98	0.97	0.65	10.6	11.02	6.54	1.83
Na ₂ O	3.08	4.95	0.26	4.56	4.58	4.89	4.96	3.33	3.91	4.19	3.87	3.34	4.22	2.36	2.68	2.24	2.06	4.36	0.95
K ₂ O	6.3	5.81	6.45	4.02	3.69	4.13	5.6	6.39	6.34	5.84	6.28	6.56	3.57	6.29	6.75	1.56	1.23	3.64	8.21
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.24	0.19	0.14	0.18	0.09	0.42	0.39	0.39	0.3	0.39	0.18	0.1	0.22	0.12	0.14	0.27	1.06
H ₂ O ⁺	0.76		1.23	0.59	0.04			1.27						0.46	1.09				
Total	99.31	99.69	99.52	99.46	99.52	99.96	99.27	99.55	99.51	99.46	99.75	99.5	99.49	99.13	99.6	99.98	99.48	99.47	99.69
La	53.3	16.28	30.68	27.28	16.16	42.06	45.69	33.44	35.81	32.83	51.75	49.43	53.03	79.75	61	11.91	11.5	26.5	73
Ce	73.7	26.79	52.88	50.37	35.49	78.59	83.12	61.94	66.88	61.97	94.91	97.37	94.3	152.09	117	16.74	12.02	69.48	182.8
Nd	33.4	11.35	19.84	22.37	14.42	29.95	30.72	26.52	26.95	25.47	36.97	41.36	34.71	64.93	47.4	9.68	8.46	48.58	82.72
Sm	5.2	2.37	3.66	4.31	2.75	5.9	5.47	5.1	5.41	4.82	7.34	8.67	5.72	10.32	7.36	2.58	2.03	13.79	16.28
Eu	1.04	0.93	1.24	1.22	0.86	1.61	1.79	1.5	1.75	1.71	2.21	2.63	1.89	2.32	1.84	0.92	0.83	2.79	3.2
Gd	3.44	2.49	3.14	3.55	2.23	5.26	4.84	4.4	4.59	5.2	6.36	8.93	5.11	6.76	5.26	2.56	2.52	12.26	15.08
Tb	0.44	0.29	0.46	0.46	0.28	0.62	0.52	0.61	0.71	0.71	0.85	1.12	0.64	0.93	0.71	0.4	0.45	2.21	2.04
Dy	1.94	1.57	2.44	2.33	1.36	2.97	2.65	3.19	3.69	3.55	4.8	5.9	2.92	4.41	3.53	2.33	3.09	12.7	9.19
Ho	0.47	0.32	0.48	0.45	0.25	0.5	0.53	0.63	0.64	0.75	0.87	1.08	0.48	0.79	0.67	0.49	0.68	2.53	1.5
Er	1.02	0.76	1.23	1.18	0.65	1.32	1.32	1.666	1.86	2.05	1.54	2.79	1.26	2.26	1.91	1.33	1.56	7.68	3.58
Tm	0.26	0.13	0.18	0.18	0.1	0.16	0.17	0.26	0.23	0.27	0.34	0.4	0.15	0.3	0.26	0.17	0.18	1.11	0.41
Yb	0.85	0.83	1.11	1.18	0.65	1.18	0.98	1.64	1.56	1.88	2.31	2.59	0.94	1.93	1.72	1.21	1.38	6.14	1.82
Lu	0.29		0.16	0.19	0.11			0.25		0.25			0.19	0.29	0.27	0.19	0.21	0.97	0.27
Y	12.5	10	13.21	14.52	8.48	15.18	13.82	19.96	18.23	20.35	25.15	28.45	12.16	23.85	20.8	12.58	15.78	63.09	32.35
Sc	3.3		2.13	5.23	1.81			10.6											
Rb	218	241.4	325.4	105.71	89.71	134.8	253.6	211.4	220.5	211.3	270.8	231.8	131.2	124.62	293	49.43	34.64	70.14	302
Sr	590	805.6	70.51	1231	983.8	1266	943.8	831.4	641.6	646.7	1285	1517	1059	1002	628	346.1	311.1	124	224.7
Ba	2130	1848	592.6	1637.1	1352.8	1980	1796	2303	2969	2069	1884	2267	2194	524	893	568	444.6	2294	2006
Nb	14.4	12.21	24.63	8.93	7	13.54	10.57	12.8	11.71	15	16.78	15.99	10.5	17	15	2.01	1.28	13.47	12.06
Ta		0.71	1.41	0.63	0.5	1.04	0.56	0.7	0.48	0.74	1.08	1.08	0.67	1.33	1.22	0.11	0.08	0.71	7.92
Zr	70.2	310.9	222.23	148	131.1	398.8	200.4	207.1	229.1	233.9	515.8	415.2	253.2	265	267	79.95	72.13	234.6	456.4
Hf		4.19	6.48	4.35	4.12	5.05	5.11	5.5	5.86	5.42	5.68	4.76	5.72	7	7	1.28	1.14	5.6	9.77
Th	28.9	12.31	10.71	10.83	6.13	16.49	14.04	2.87	9.29	10.21	28.62	19.99	22.86	34	33	3.11	1.71	2.01	18.41
U	9.3	2.15	3.61	3.55	5.6	4.29	2.37	2.87	2.47	3.52	8.93	6.37	4.87			0.41	0.35	1.47	3.02
Cr	16.8	11.43	99.13	273.7	222.3	14.54	120.4	235	72.62	68.03	85.54	80.08	42.39			148.2	156.1	49.24	220.2
Ni	15.6	0.81	39.65	132.6	114.2	5.9	38.76	133.1	37.02	31.9	37.35	36.22	22.3			87.19	70.1	17.14	139.7

注:序号 1~18 为低 Y—低 Ba 斑岩,主要是二长花岗岩,其中 1~5 采自玉龙,6~9 采自马拉松多,10~14 采自多霞松多,15~16 采自扎那那,17~18 采自莽总;序号 19~28 为低 Y—中 Ba 斑岩,18~19 采自西范坪(石英正长斑岩),20~21 采自马厂箐(20~花岗岩斑岩;21~石英正长斑岩);22~25 采自北衙(石英正长斑岩),26 采自剑川正长斑岩,27 采自六合正长斑岩;序号 28~35 为高 Y—高 Ba 正长斑岩,其中,28~30 采自六合,31~32 采自剑川,33 采自战河,34~35 采自莽总;序号 36~39 为角闪岩捕虏体,其中,36~38 采自六合,39 采自大理;36~37 为无斜长石角闪岩,38~39 为含斜长石角闪岩。表内数据引自参考文献[7,10,11,18,20,22,24,26,42,44]。

类型主要为二长花岗斑岩和正长花岗斑岩。其 Y 含量通常 $< 20 \times 10^{-6}$, Ba 含量通常 $< 1000 \times 10^{-6}$, Nb/Y 值变化于 0.35~1.25 之间。在图 3-b 中, 这些含 Cu 斑岩构成一个平行于 Nb/Y 轴的水平趋势, 反映不同斑岩体之间或不同期次斑岩之间的地球化学变化主要受岩浆过程控制。

高 Y—高 Ba 斑岩: 这些斑岩通常是不含矿的正长斑岩, 大量发育在整个富碱斑岩带。其 Y 含量通常 $> 20 \times 10^{-6}$, Ba 含量通常 $> 1000 \times 10^{-6}$, 并变化于 $1000 \times 10^{-6} \sim 4000 \times 10^{-6}$ 之间。这些斑岩的 Nb/Y 值虽然也变化于 0.35~1.25 之间, 但构成了一个 Nb/Y—Ba 正相关趋势(图 3-b), 反映了区域性的俯冲板片流体交代与岩浆作用过程的联合控制。

低 Y—中 Ba 斑岩: 其 Y 含量通常类似于低 Y—低 Ba 斑岩, 变化于 $10 \times 10^{-6} \sim 20 \times 10^{-6}$ 之间, Ba 含量通常 $> 1000 \times 10^{-6}$ 。代表性斑岩为花岗斑岩、二长斑岩和正长斑岩。其中, 花岗斑岩发育在马厂箐矿区, 含 Cu—Mo; 二长斑岩发育在西范坪矿区, 含 Cu—Au; 而正长斑岩主要发育在北衙矿区和姚安矿区, 含 Au—Pb—Zn—Ag。但与低 Y—低 Ba 斑岩相比, 含矿性略差。在图 3-b 中, 它们通常处于上述两类不同斑岩变化趋势之间, 但也存在一个 Nb/Y—Ba 正相关趋势, 反映其源区也遭受流体交代作用, 但与低 Y—低 Ba 斑岩相比交代富集程度较高。

图 3-c 对含矿斑岩与非含矿斑岩的岩浆亲合性做了进一步区分。绝大多数的含矿斑岩通常处于埃达克岩区域内^[39], 而不含矿的正长斑岩则处于埃达克岩区域外。典型实例是玉龙斑岩铜矿带, 含矿的二长(正长)花岗斑岩和少量的含矿正长斑岩以低 Y 和高 Sr/Y 比处于埃达克岩区, 而不含矿的正长斑岩以其较高的 Y 含量而处于埃达克岩区之外。此外, 含矿斑岩的高 SiO_2 ($> 63\%$)、高 Al_2O_3 ($> 15\%$, 在 $\text{SiO}_2=65\%$ 时) 以及 LREE 与 HREE 强烈分馏和无 Eu 负异常诸特征, 也证明它们具有埃达克岩地球化学亲合性^[39]。然而, 与典型的埃达克岩相比, 本区含矿斑岩则相对高钾和富集 LILE, 因此, 可将这套含矿斑岩称为似埃达克岩(adakite-like)。

众所周知, 安第斯弧造山带是全球规模最大的斑岩铜矿带, 该带可细分为正常的弧钙碱性斑岩带和埃达克质斑岩带^[40-41]。最近研究表明, 钙碱性斑岩带主要发育浅成低温热液型 Au—Cu 矿, 斑岩铜矿虽有产出, 但规模较小。相反, 埃达克质斑岩带大量发育大型—巨型斑岩铜矿, 其 Cu 资源规模是前者的 10 倍^[41]。在西藏冈底斯斑岩铜矿带, 含矿斑岩也是埃达克质岩, 但以钾质为特征^[16]。藏东含矿斑岩与冈底斯含矿斑岩相比, 虽然更富 LILE 和 Y, 也具有埃达克岩特征。这些重要事实说明, 埃达克质岩不仅是一种具有特殊构造意义的重要岩石, 同时也是一种极具成矿潜力的含矿母岩^[16]。

4 富碱斑岩成因

关于富碱斑岩成因, 已提出多种模式, 如富集地幔部分熔融模式^[24]、壳/幔过渡带部分熔融模式^[22,33,42]、大陆板片沿红河断

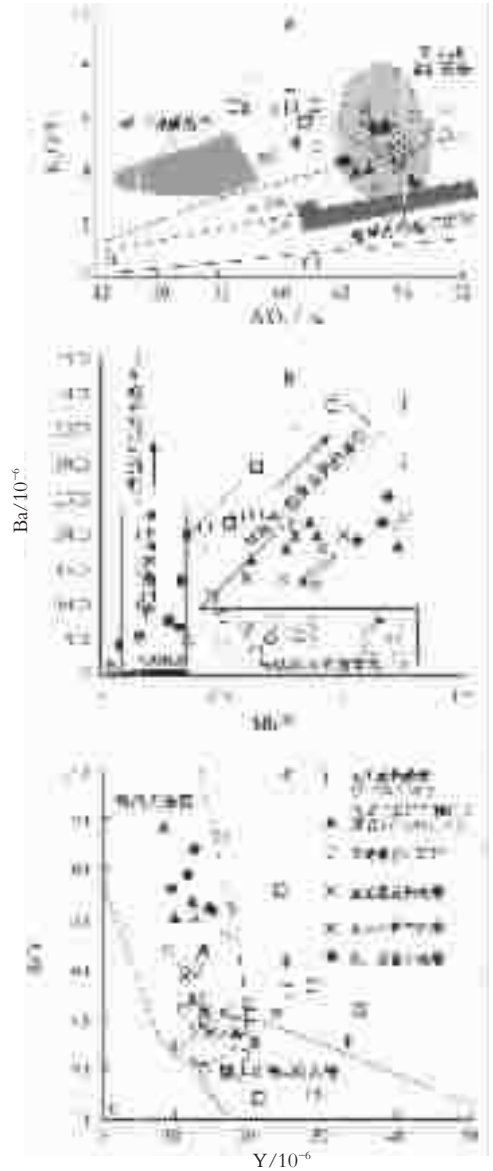


图 3 青藏高原东缘富碱斑岩的地球化学判别图

a—富碱斑岩的 SiO_2 — K_2O 图, 展示含矿斑岩以高 SiO_2 ($> 63\%$) 和高钾质为特征, 类似于冈底斯含矿斑岩, 但不同于高原钾质熔岩;
b—富碱斑岩的 Nb/Y—Ba 图, 反映含矿斑岩具有埃达克岩亲合性^[39];
c—富碱斑岩的 Y—Sr/Y 图, 显示含矿与非含矿斑岩具有不同的变异趋势

Fig. 3 Discrimination diagram of alkali-rich porphyries on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau
a— SiO_2 — K_2O diagram of alkali-rich porphyries showing that alkali-rich porphyries are characterized by higher SiO_2 ($> 63\%$) and higher potassium, which is similar to the case with the alkali-rich porphyries of Gangdese but different from the case of the potassic lavas of the plateau;
b—Nb/Y—Ba diagram of alkali-rich porphyries illustrating that the alkali-rich porphyries have an adakitic affinity^[39];
c—Y—Sr/Y diagram of alkali-rich porphyries illustrating that ore-bearing porphyries and barren porphyries have different trends of variation

裂带向东俯冲模式^[23]和大规模走滑诱发“岛弧型”地幔部分熔融模式^[22a]。但任何模式必须解释如下 3 个重要事实: (1) 富碱斑岩与煌斑岩以及含矿埃达克质斑岩与非含矿正长斑岩的时空共生; (2) 富碱斑岩及其相伴岩石的 LILE 富集、HFSE 亏损以及 Nd-Sr 同位素均一化的地球化学特征; (3) 浅部岩石圈尺度的大规模走滑断裂系统对富碱斑岩的时空定位控制, 以及深部岩石圈尺度的扬子陆块俯冲与软流圈低速体上涌的成矿地球动力学背景。下面从 3 个方面进一步约束富碱斑岩的成因。

4.1 深源包体约束

在富碱斑岩及其伴生的煌斑岩中, 已发现两类不同的深源包体, 即上地幔包体和下地壳包体。上地幔包体主要为金云母方辉橄岩, 见于木里、盐源、大理等地的钾质煌斑岩中^[23], 证实煌斑岩来自含水的上地幔。下地壳包体主要为角闪岩、石榴石角闪岩和榴辉岩, 见于剑川、六合、大理等地的正长斑岩和二长斑岩中^[22,26,42,44]。这些包体证明, 藏东下地壳曾在印度—亚洲大陆碰撞过程中缩短加厚(>40 km), 拉斑玄武质成分的下地壳岩石^[23]相变为石榴石角闪岩和/或榴辉岩, 可能成为含矿的似埃达克质斑岩的理想源区^[39,45]。当然, 其寄存于富碱斑岩之中, 也可能反映二长斑岩和正长斑岩岩浆起源于上地幔顶部, 在岩浆分凝和上升侵位过程中被携带上来。

按包体矿物组合, 下地壳角闪岩至少可分为含斜长石的和不含斜长石的两类, 前者的 LILE 和 HFSE 相对富集, 后者则相对亏损^[23]。在 Ba-Nb/Y 图中, 两者的 Nb/Y 相当, 但前者以高 Ba 为特征, 后者更接近于 MORB (图 3—b)。这些特征反映, 藏东下地壳具有较大的地球化学变异, 其原因可能与流体交代作用有关。其中, 含斜长石的角闪岩交代富集程度较高, 而不含斜长石的角闪岩交代富集程度明显偏低。假定参与交代作用的流体来自古俯冲板片^[12,29], 那么, 含斜长石的角闪岩应处于不含斜长石的角闪岩之下, 但这与 >40 km 条件下的岩石相变是相反的。两类包体在同一斑岩群同时产出, 可能暗示着下地壳化学成分变化主要是横向尺度上的, 亦即板片流体交代作用导致了下地壳底部的地球化学不均一性, 这种不均一性在 Sr-Nd-Pb 同位素组成上也有明显的反映(图 5—a)。

4.2 微量元素约束

尽管富碱斑岩的成因认识各不相同, 但都公认富碱斑岩具有如下地球化学特征: (1) 富碱斑岩相对富集 LILE, 如 K、Rb、Ba、Sr, 相对亏损 HFSE, 如 Nb、Ta、P、Ti, 显示一种类似于岛弧型岩浆源区的地球化学特征(图 4—a); (2) REE 配分形式均为 LREE 富集型, LREE 与 HREE 具有强烈的分馏, 但均不出现明显的负 Eu 异常(图 4—b); (3) 进化程度较低的富碱斑岩, 成分偏中性, 但却相对富集基性岩浆中富集的过渡性元素(Cr、Ni、Co), 这些特征对其成因有重要约束。

与其说富碱斑岩的源区具有“岛弧型”地球化学特征, 不如说其源区曾经发生过俯冲板片流体的交代富集作用, 这是因为: (1) 俯冲板片脱水形成的流体将携带大量的活跃元

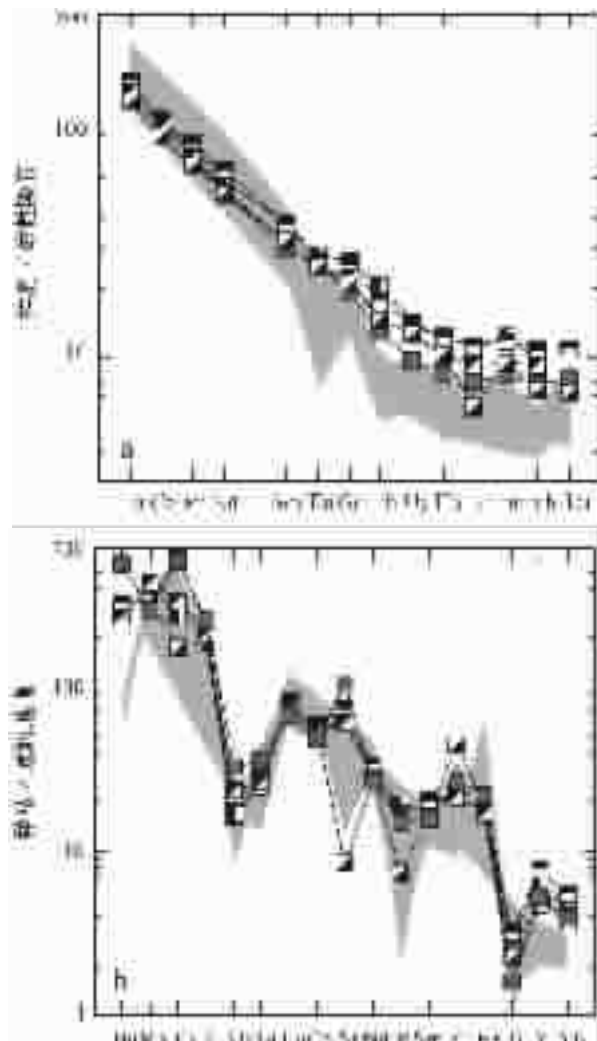


图 4 青藏高原东缘富碱斑岩的 REE 配分型式(a)和微量元素丰度型式(b)

图中的阴影区为含矿斑岩, 各种方块为不含矿的斑岩

Fig. 4 REE patterns (a) and trace element abundance patterns (b) for alkali-rich porphyries on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau

The shaded area denotes ore-bearing porphyries, other squares denote barren alkali-rich porphyries

素(如 LILE), 其交代上覆岩石圈将使之高度富集 LILE^[46]; (2) 含水条件下的部分熔融, 常常使富含 Nb, Ta, Ti, P 的金红石等矿物相在源区稳定性^[46], 因此, 其岩浆熔体相对富集 LILE, 但强烈亏损 HFSE; (3) 至于发生脱水的俯冲板片, 既可以是富含海水的大洋板片^[47], 也同样可以是富含建造水的大陆板片^[48-49]。在高原东缘构造转换带, 这两种类型的俯冲板片都曾在不同时期出现。金沙江洋壳板片于二叠纪向西俯冲, 形成了江达—维西火山弧^[50]; 扬子大陆板片于新生代向西俯冲, 并

诱发软流圈物质上涌^[31,33]。究竟哪种板片引起流体交代作用,尚需同位素资料进一步限定。

富碱斑岩通常不存在明显的负 Eu 异常, 并且相对富集 Sr, 一方面说明斑岩岩浆不是幔源玄武质原生岩浆分离结晶斜长石后的进化残浆, 也即斑岩岩浆本身应是一种中性成分的独立岩浆; 另一方面反映岩浆的源区基本不含斜长石, 即使存在, 量也很小, 并且不能在熔融中残留, 也即, 可能的源区要么是角闪岩和/或石榴石角闪岩, 要么是含水的上地幔。

斑岩 Y 含量大小是判定其源区是否存在石榴石矿物相的重要标志。以低 Y 为标志的中酸性成分的埃达克岩, 之所以被普遍认为来源于玄武质岩石变质成的榴辉岩的部分熔融, 是因为富 Y 石榴石矿物相在部分熔融过程中得以稳定残留^[29]。以玉龙含矿斑岩为代表的似埃达克岩, 其 Y 含量 $< 20 \times 10^{-6}$, 反映其源区应为角闪岩或石榴石角闪岩, 下地壳包体是其典型的源岩代表。虽然这些斑岩富 LILE 和贫 HFSE 特征揭示了俯冲板片流体交代岩浆源区的重要信息, 但岩浆化学变化受板片流体影响不大, 可能主要受与熔浆有关的富集过程控制(图 3—b)。以高 Y 为标志的正长斑岩, 其高 Ba、Rb、K 和低 Ti、Nb 特征反映其源区可能不存在石榴石矿物相, 应是含水的上地幔岩, 煌斑岩中的幔源包体——金云母方辉橄榄岩可能是其典型代表。特别值得注意的是这些高 Y 正长斑岩构成的 Ba—Nb/Y 正相关趋势(图 3—b), 暗示着正长斑岩的地球化学变化可能受两种富集过程控制, 一是与熔浆有关的富集过程(增大 Nb/Y 比值), 二是流体交代富集过程。与熔浆有关的富集过程可能与软流圈熔体向上部的断续渗滤作用有关^[30](见后), 而流体交代富集过程除与古俯冲板片脱水有关外^[29], 是否还遭受来自扬子陆块俯冲板片流体的再次交代, 尚不清楚。

4.3 Sr—Nd—Pb 同位素约束

基于深源包体和岩石微量元素地球化学获得的基本认识, 得到了斑岩 Sr—Nd—Pb 同位素系统的有力证实。图 5 显示, 不论是富碱斑岩还是钾质煌斑岩, 其初始的 Nd—Sr—Pb 同位素组成既不同于同位素亏损的软流圈地幔(MORB), 也不同于正常的地壳。据此, 邓万明等^[22,42]认为, 其源区为俯冲洋壳与地幔物质混合形成的 II 型富集地幔(EM II), 岩浆源于壳幔过渡带。王建等^[29]认为, 其地幔源区受到古俯冲带流体交代, 岩浆源于“岛弧型”地幔。笔者认为, 被俯冲板片流体交代和软流圈物质注入而成的壳幔过渡带应是富碱斑岩的理想源区。

在这个壳幔过渡带, 其横向和垂向尺度上具有微量元素和同位素不均一性。垂向上, 过渡带下部应为含水的地幔橄榄岩, 因受到俯冲板片流体的强烈交代而具有 EM II 特征, 因软流圈物质注入而使高 Y 正长斑岩在 Sr—Nd 同位素组成上介于 EM II 与 MORB 之间(图 5—a); 过渡带上部应为玄武质下地壳, 因碰撞造山和缩短加厚而相变为角闪岩和石榴石角闪岩, 同时, 此区也受到俯冲板片流体不同程度的交代, 甚至有来自软流圈熔

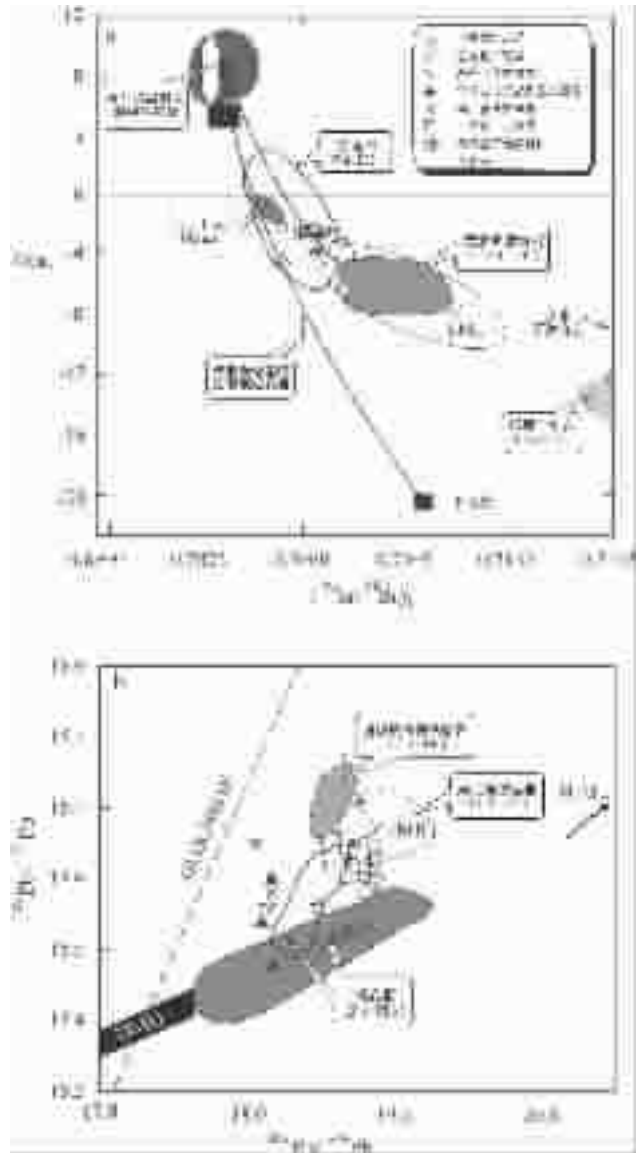


图 5 青藏高原东缘富碱斑岩的 Sr—Nd—Pb 同位素系统
a—展示富碱斑岩及下地壳包体的 Nd—Sr 同位素组成; b—展示富碱斑岩及下地壳包体的 Pb 同位素组成, 东西斑岩带显示两个分离的变化趋势。数据来源于参考文献[17]

Fig. 5 Sr—Nb—Pb isotopic systematics for alkali-rich porphyries on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau

a—Nd and Sr isotopic compositions of alkali-rich porphyries and lower-crustal xenoliths; b—Pb isotopic composition of alkali-rich porphyries and lower-crustal xenoliths. The east and west porphyry metallogenic belts show two separate variation trends. Data from Ref. [17].

融体的注入。被岩浆带上的下地壳样品具有较大的 Sr—Nd—Pb 同位素组成变化, 但处于 EM II 与 MORB 之间, 并与低 Y 斑岩同位素组成相吻合(图 5)。横向上, 壳幔过渡带也显示不均一性, Pb 同位素组成反映最明显(图 5—b)。不论含矿的还是不含矿的富碱斑岩, 在东斑岩成矿带, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ 变化于

18.078~18.205 之间,而在西斑岩成矿带,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ 变化于 18.576~18.908 之间,在图 5—b 中分别构成两个不同的近垂直阵列,一端接近于 MORB,一端接近于 EM II。这种变化特征暗示,与西矿带相比,东矿带的富碱斑岩源区可能遭受了亏损地幔(软流圈)物质的更大规模混染。

邓万明等^[4]曾根据滇西富碱斑岩的 Pb 同位素研究,推断富碱斑岩源区的形成时代为 220~250 Ma。王增等^[5]根据玉龙含 Cu 斑岩的 Nd 同位素组成,估算模式年龄为 200~240 Ma。据此资料估计,区域性的大规模流体交代作用可能与金沙江大洋板片于晚古生代向西的俯冲作用有关,俯冲板片流体对大陆岩石圈的交代,形成了富碱斑岩的岩浆源区雏形(图 6—A)。而区域性的软流圈物质注入,甚至二次流体交代富集,则可能与印度—扬子大陆相向俯冲诱发的软流圈上涌有关(图 6—B)。这已得到深部地球物理探测资料的证实(见下)。

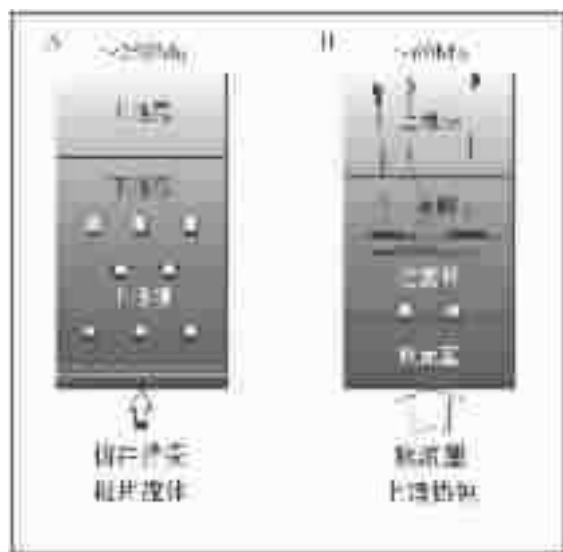


图 6 青藏高原东缘富碱斑岩源区演变过程示意图

A—示意~250 Ma 期间金沙江俯冲洋壳板片流体对上覆岩石圈的流体交代作用; B—示意~60 Ma 以来扬子陆块俯冲诱发的软流圈上涌热侵蚀和小股熔融体的注入,形成复杂的壳幔过渡带,成为富碱斑岩的可能源区

Fig. 6 Diagrams illustrating the evolutionary process of the alkali-rich porphyry source on eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau

a—Metasomatism of the lithosphere by the underlying Jinshajiang subducted oceanic crustal slab fluids since~250 Ma; b—A complex crust-mantle transition zone was formed by upwelling and thermal erosion of the lithosphere induced by the subduction of the Yangtze continental block and input of a small stream of melts. This zone is a possible source region of alkali-rich porphyries

5 深部壳幔结构与岩浆过程

钟大赉等^[6]根据深部地球物理探测资料已经证实,藏东新生代岩浆岩空间分布受地幔上涌体制约,而富钾岩浆源于壳幔

过渡带的部分熔融,在此不再累赘。这里将主要根据层析资料,进一步论述扬子陆块俯冲及软流圈上涌对富碱斑岩岩浆的诱发活动。

根据地震层析资料结合区域构造推演的综合解释图(图 7)。两条剖面虽然方位不同,但跨越了类似的构造单元,揭示出十分一致的深部信息。在 23.5°N 的近 EW 向剖面上,显示出印度大陆板片与扬子大陆板片的相向俯冲。印度大陆板片出现在嘉黎—高黎贡走滑断裂以西地区(94°~97°E),以缓角度俯冲于特提斯喜马拉雅之下,俯冲前缘抵达 96°~97°E 后,突然下插并近垂直延伸至 180 km^[32,34]。扬子大陆板片出现于嘉黎—高黎贡走滑断裂以东地区(99°~102°E),该板片沿红河走滑断裂向西缓角度俯冲,大约在 100°E 前后,俯冲板片变陡,向下斜插,前缘抵达 250 km 深度^[31](图 7—a)。在 NE 向速度扰动剖面上,俯冲的扬子大陆板片影像依然清晰可见,俯冲板片也在 100~99°E 区域突然变陡,前缘抵达近 300 km 深处^[33](图 7—b)。

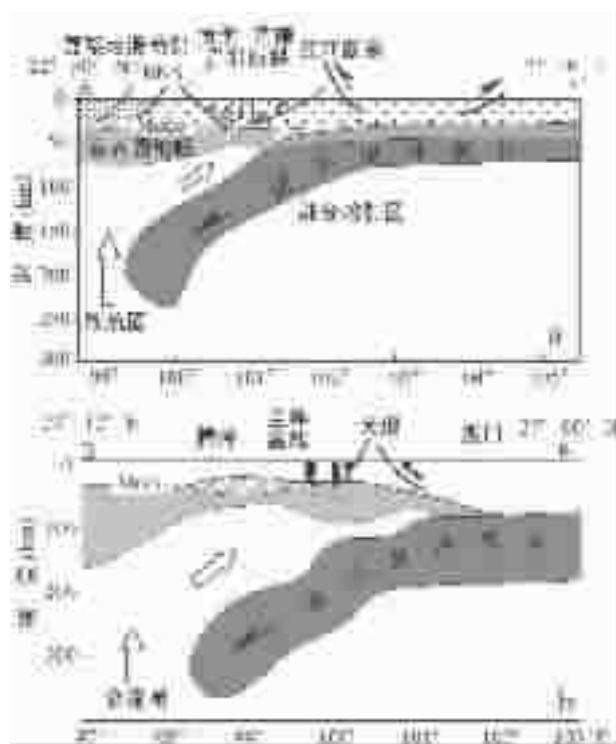


图 7 根据层析成像资料和地表地质构造推测的高原东缘岩石圈结构构造

a—A—A' 剖面的层析成像资料,参见刘福田等^[31]; b—B—B' 剖面的速度扰动剖面资料,参见钟大赉等^[33]

Fig. 7 Lithospheric structure beneath the eastern margin of the plateau inferred from the tomographic image data and surface geological structure

For the locations of sections A—A' and B—B', see Fig. 1. The data of the tomographic image along section A—A' from Ref. [31], the data of the velocity perturbation section (section B—B') from Ref.[33]

可能由于印度—亚洲大陆 60 Ma 以来的斜向碰撞和扬子—印度大陆板片相向俯冲,诱发了软流圈物质上涌。地震层析成像证实,在两个俯冲板片前缘之间区域(97°~99°E),发育一个源自 450 km 深处的显著低速的软流圈上涌体,其在 200~250 km 处被细颈化,由此向上涌流导致上覆岩石圈显著减薄至 70~80 km,并侧向向东底侵使上地幔顶部和地壳下部明显低速^[21],在腾冲现代火山区下部,底侵的软流圈物质甚至局部热蚀掉岩石圈地幔^[23]。显然,高热的软流圈上涌和底侵,为富碱岩浆源区部分熔融提供了必要的热能,同时,软流圈熔体向岩石圈的注入和浸透,使壳幔过渡带及其岩浆产物深深地打上 MORB 组分“烙印”。

6 斑岩铜钼金矿床的构造模式

构建斑岩铜钼金矿床的构造控制模式,不能回避高原东缘富碱斑岩的地球动力学背景。然而,同样是基于这条富碱斑岩带的岩浆作用研究,却得出两个完全不同的构造模式。以钟荪霖等为代表的隆升后伸展模式强调,富碱斑岩的岩浆形成归因于岩石圈地幔对流减薄和富集地幔的部分熔融,岩浆活动发育于高原东缘差异性隆升后的地壳伸展环境。根据富碱斑岩的岩浆活动峰期年龄,他们推断高原东缘于 40 Ma 前便隆升至最大高度^[24]。以钟大赉等为代表的压扭构造模式则认为,斑岩岩浆的形成起因于小尺度的软流圈上涌和壳幔过渡带的部分熔融,岩浆活动发育于大陆碰撞期的陆内挤压剪切环境^[25]。至少在 40 Ma 前,高原东缘一致处于压扭状态,直到 20 Ma 后才开始区域伸展^[25]。笔者在上述各节所展示的区域构造、岩浆作用和地球物理证据显然支持第二种模式。

建立斑岩铜钼金矿床的构造控制模式,关键是阐明含矿的似埃达克岩的形成机制。关于埃达克岩成因,目前已提出几种成因模式,如俯冲的洋壳板片部分熔融^[52-53]、镁铁质下地壳

部分熔融^[54-55]、玄武质岩浆的混染—分离结晶过程(AFC)^[56]等。藏东含矿斑岩虽然记录了来自金沙江俯冲洋壳板片的交代流体信息,但在斑岩岩浆起源深度范围(48~60 km),深部地球物理并没有探测到这种俯冲板片。即使向西俯冲的金沙江洋壳板片可以作为西矿带含矿斑岩的可能源区,也无法解释发育在扬子陆块内部的东矿带的含矿斑岩成因。藏东含矿斑岩体的多期次侵位反映其母岩浆曾发生结晶分异甚至地壳混染,但含矿斑岩较小的成分变化和不存在明显的 Eu 异常,表明玄武质岩浆的 AFC 过程也不是形成埃达克质斑岩的主导机制。相反,深源包体、微量元素和同位素地球化学证据均一致表明,含矿斑岩来自于遭受俯冲板片组分混染交代和深部软流圈物质注入的镁铁质下地壳。由于 60 Ma 以来的陆—陆碰撞,地壳缩短并加厚(>40 km),镁铁质下地壳相变为角闪岩和/或石榴石角闪岩,其部分熔融可以产生埃达克质岩浆。

诱发镁铁质下地壳部分熔融的热能,或者来自深部玄武质岩浆的底侵作用^[57],或者来自岩石圈拆沉引起的软流圈上涌^[58]。在青藏高原东缘,上涌软流圈的热侵蚀和软流圈熔融体的向上注入可能导致了下地壳熔融。在这里,软流圈上涌不是由岩石圈拆沉诱发的,而是由印度大陆与扬子陆块相向俯冲驱动的。上涌的软流圈顶部不是呈大面积性的“蘑菇”状,而是呈区带性的直立“瓦板状”^[59]。上涌软流圈的这种空间形态从根本上约束了富碱斑岩及伴生熔岩的巨型带状分布。来自软流圈顶部的熔体可能呈小股岩浆形式向上注入并与下地壳物质混合,这种过程导致了含矿斑岩相对富 Mg[#] 和富集过渡性元素(Cr、Ni、Co)的地球化学特征。

经历板片流体交代和软流圈物质注入的下地壳,其部分熔融产生的埃达克质岩浆,成为斑岩型铜钼金矿的重要含矿母岩和金属—硫的可能载体^[60]。这是因为:(1) 富水区熔融产生的埃达克质岩浆显示“湿岩浆”特征,具有分凝成矿岩浆流体的较大潜力。同时,埃达克质岩浆相对富硫^[61],具有较高的氧逸度(f_{O_2}),并被镍/氧化镍和赤铁矿/磁铁矿缓冲剂所缓冲^[62]。高氧逸度引起岩浆系统的 SO_2/H_2S 比值急剧增大,导致 S 从埃达克质熔体中完全分离^[63]。同时,软流圈物质向岩浆源区的注入,也将使埃达克质岩浆有效地获取大量的成矿金属和硫^[64]。

综合以上分析,笔者提出了一个大陆造山带斑岩成矿构造模式(图 8)。模式强调,碰撞造山过程中的大陆板片俯冲引起地壳缩短和加厚,并诱发和驱动软流圈上涌。曾经遭受古洋壳板片流体强烈交代的壳幔过渡带,在软流圈构造—热侵蚀以及小股熔体和陆壳板片流体的注入作用下,发生部分熔融。过渡带下部含水的金云母橄榄岩熔融产生不含矿的正长斑岩岩浆,而上部含水的下地壳石榴石角闪岩熔融,产生含矿的似埃达克质岩浆。这些斑岩岩浆沿走滑断裂及其与基底断裂交汇通道浅成侵位,并在局部拉张和应力释放环境下分凝出成矿的岩浆流体,发育成斑岩岩浆—热液成矿系统。偏酸性的二长花岗斑岩岩浆可能分凝富 Cu 流体,形成斑岩铜



图 8 青藏高原东缘斑岩铜钼金矿床的构造控制模式

Fig. 8 A possible tectonic model for porphyry Cu—Mo—Au deposits on the eastern margin of the Qinghai—Tibet Plateau

矿, 偏中性的二长斑岩岩浆分凝富含 Au(和 Pb-Zn), 形成斑岩金矿。

参考文献(References):

- [1] Sillitoe R H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 1972, 67: 184~197.
- [2] Mitchell A H G. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones [J]. *Nature*, 1973, 245: 49~52.
- [3] Griffiths J R, Godwin C I. Metallogeny and tectonics of porphyry copper-molybdenum deposits in British Columbia[J]. *Canada Jour. Earth Sci.*, 1983, 20: 1000~1018.
- [4] Sillitoe R H, Camus F. A special issue devoted to gold deposits in the Chilean Andes[J]. *Econ. Geol.*, 1991, 86: 1153~1345.
- [5] Camus F. and Dilles J H. A special issue devoted to porphyry copper deposits of northern Chile—Preface[J]. *Econ. Geol.*, 2001, 96: 233~238.
- [6] 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社, 1984. 1~350.
- Rui Zongyao, Huang Chongke, Qi Guoming, et al. The Porphyry Cu (-Mo) Deposits in China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1984. 1~ 350 (in Chinese with English abstract).
- [7] 马鸿文. 藏东玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990. 1~158.
- Ma Hongwen. Granitoids and Mineralization of the Yulong Porphyry Copper Belt in eastern Tibet [M]. Beijing: China University of Geosciences Press, 1990. 157 (in Chinese with English abstract).
- [8] 唐仁鲤, 罗怀松, 等. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京: 地质出版社, 1995. 1~320.
- Tang Renli, Luo Huaisong, et al. The Geology of Yulong Porphyry Copper (molybdenum) Belt, Tibet [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1995. 1~ 320 (in Chinese with English abstract).
- [9] 曲晓明, 侯增谦, 高永丰, 等. 冈底斯斑岩铜成矿带; 西藏第二条“玉龙”斑岩铜矿带? [J]. *矿床地质*, 2001, 20: 355~366.
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian, Gao Yongfeng, et al. Is the Gangdese porphyry copper belt the second “Yulong porphyry copper belt in Tibet? [J]. *Mineral Deposits*, 2001, 20: 355~366 (in Chinese with English abstract).
- [10] 张玉泉, 谢应雯, 梁华英, 等. 藏东玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩及成岩系列[J]. *地球化学*, 1998, 27: 236~243.
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Liang Huaying, et al. Petrogenesis series and the ore-bearing porphyries of the Yulong copper ore belt in eastern Tibet[J]. *Geochim.*, 1998, 27: 236~243 (in Chinese with English abstract).
- [11] 张玉泉, 谢应雯, 邱华宁, 等. 钾玄岩系列: 藏东玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩的 Sr, Nd, 和 Pb 同位素成分[J]. *地质科学*, 1998, 33: 359~366.
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Qiu Huaning, et al. Shoshonitic series: Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of ore-bearing porphyry for the Yulong copper ore belt in eastern Tibet [J]. *Sci. Geol. Sin.*, 1998, 33: 359~366 (in Chinese with English abstract).
- [12] Hou Zengqian, Ma Hongwen, Zaw K, et al. The Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Economic Geology*, 2003, 98: 125~145.
- [13] 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 西藏冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用[J]. *中国科学*, 2003, 33, 609~618.
- Hou Zengqian, Qu Xiaoming, Wang Shuxian, et al. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdise porphyry copper belt, Qinghai-Tibet Plateau: timing of mineralization and application of the dynamic background. *Science in China*[J]. 2003, 33: 609~618 (in Chinese).
- [14] 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 等. 西藏冈底斯埃达克质斑岩铜矿带: 岩石成因与构造控制[J]. *岩石学报*, 2004, 20.
- Hou Zengqian, Meng Xiangjin, Qu Xiaoming, et al. Gangdise adakitic porphyry copper belt in Tibet: petrogenesis and tectonic control[J]. *Acta Petrologica Sin.*, 2004, 20 (in Chinese with English abstract).
- [15] 高永丰, 侯增谦, 魏瑞华, 等. 冈底斯晚第三纪斑岩的岩石学、地球化学及其地球动力学意义[J]. *岩石学报*, 2003, 19(3): 418~428.
- Gao Yongfeng, Hou Zengqian, Wei Ruihua. Petrology and geochemistry of Neogene Gangdese porphyries and their geodynamic significance [J]. *Acta Petrologica Sin.*, 2003, 19 (3): 418~428 (in press) (in Chinese with English abstract).
- [16] 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 埃达克岩: 斑岩铜矿的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例[J]. *矿床地质*, 2003, 22: 1~12.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Gao Yongfeng, et al. Adakite: A possible host rock for porphyry copper deposits: A case study of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in northern Chile [J]. *Mineral Deposits*, 2003, 22: 1~12 (in Chinese with English abstract).
- [17] Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Qu Xiaoming, et al. Origin of adakitic rocks generated during the mid-Miocene east-west extension in south Tibet[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* (in press).
- [18] 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 等. A 型花岗岩类与铜成矿关系研究[J]. *中国科学*, 1999, 29: 489~495.
- Bi Xianwu, Hu Ruizhong, Ye Zaojun, et al. A-type granitoids and relationship with Cu mineralization [J]. *Sci. China*, 1999, 29: 489~495 (in Chinese).
- [19] 徐士进, 沈渭洲, 王汝成, 等. 四川盐源西范坪斑岩铜矿特征和成因[J]. *矿物学报*, 1997, 17: 56~62.
- Xu Shijin, Shen Weizhou, Wang Rucheng, et al. Characteristics and origin of the Xifanping porphyry copper deposit, Yanyuan County, Sichuan Province[J]. *Acta Min. Sin.*, 1997, 17: 56~62 (in Chinese with English abstract).
- [20] 骆耀南, 等. 龙门山—锦屏山陆内造山带[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1998. 1~171.
- Luo Yaonan, et al. Longmenshan—Jinpingshan intracontinental orogenic belt [M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Publishing House, 1998. 1~171 (in Chinese).
- [21] Chung Sunlin, Lo Chinghua, Tungyi, Lee, et al. Disynchronous uplift

- of the Tibetan plateau starting from 40 Ma ago[J]. *Nature*, 1998, 349: 769~773.
- [22] 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因[J]. *地质科学*, 1998, 33: 412~425.
Deng Wanming, Huang Xuan, Zhong Dalai. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic alkali-rich porphyries in eastern Yunnan[J]. *Sci. Geol. Sin.*, 1998, 33: 412~425 (in Chinese with English abstract).
- [23] Wang J-H, Yin A, Harrison T M, et al. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, 199: 123~133.
- [24] 张玉泉, 谢应雯, 李献华, 等. 青藏高原东部钾玄岩系岩浆岩同位素特征: 岩石成因及其构造意义[J]. *中国科学*, 2000, 30: 493~498.
Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Li Xianhua, et al. Isotope features of magmatic rocks of the shoshonitic series in the eastern Qinghai-Tibet Plateau: origin of the rocks and their tectonic significance. *Science in China*[J]. 2000, 30: 493~498 (in Chinese).
- [25] 张玉泉, 谢应雯, 袁牢山—金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征[J]. *中国科学*, 1997, 27: 289~293.
Zhang Yuquan, Xie Yingwen. Chronology and Nd-Sr isotopes of the Ailaoshan-Jinshajiang alkali-rich intrusions [J]. *Sci. China*, 1997, 27: 289~293 (in Chinese).
- [26] 王建, 李建平, 王江海. 滇西大理—剑川地区钾玄岩岩浆作用: 后碰撞走滑拉伸环境岛弧型岩浆作用的地球化学研究[J]. *岩石学报*, 2003, 19: 61~69.
Wang Jian, Li Jianping, Wang Jianghai. Shoshonitic magmatism in Dali-Jianchuan area, western Yunnan: a geochemical study of arc magmatism in a post-collisional strike-slip extensional setting [J]. *Acta Petrologica Sin.*, 2003, 19: 61~71 (in Chinese with English abstract).
- [27] Wang E, Buechfel B C. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis[J]. *Int. Geol. Rev.*, 1997, 39: 191~219.
- [28] 李兴振, 刘文均, 王义昭, 等. 西南三江地区特提斯构造演化与成矿(总论) [M]. 北京: 地质出版社, 1999. 1~276
Li Xingzhen, Liu Wenjun, Wang Yizhao, et al. The Tectonic Evolution of the Tethys and Mineralization in the Sanjiang, Southwestern China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999. 258~276 (in Chinese with English abstract.)
- [29] 钟大赉. 滇川西部古特提斯造山带[M]. 北京: 科学出版社, 1998. 1~232.
Zhong Dalai. Paleotethyan Orogenic Belt in Yunnan-Western Sichuan[M]. Beijing: Science Press, 1998. 1~232 (in Chinese).
- [30] 林中洋, 胡鸿翔, 张文彬, 等. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究[J]. *地震学报*, 1993, 15: 427~440.
Lin Zhongyang, Hu Hongxiang, Zhang Wenbin, et al. Study of the characteristics of the velocity structures of the crust and upper mantle in western Yunnan[J]. *Acta Seism. Sin.*, 1993, 15: 427~440 (in Chinese).
- [31] 刘福田, 刘建华, 何建坤, 等. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片[J]. *科学通报*, 2000, 45: 79~84.
Liu Futian, Liu Jianhua, He Jiankun, et al. The subducted slab of the Yangtze continental block beneath the Tethyan orogen in western Yunnan[J]. *Chin. Sci. Bull.*, 2000, 45: 79~84 (in Chinese).
- [32] 姜朝松, 王韶晋, 周瑞琦, 等. 腾冲火山活动构造动力学研究[J]. *地震研究*, 2000, 23: 179~187.
Jiang Chaosong, Wang Shaojin, Zhou Ruiqi, et al. Dynamic study of the Tengchong volcanic active structure [J]. *Seismological Research*, 2000, 23: 179~187 (in Chinese with English abstract.).
- [33] 钟大赉, 丁林, 刘凤清, 等. 造山带岩石圈多向层架构造及其对新生代岩浆活动约束——以三江及邻区为例 [J]. *中国科学*, 2001, 30: 1~8.
Zhong Dalai, Ding Lin, Liu Fengqing, et al. The poly-layered architecture of lithosphere in the orogen and its constraint on Cenozoic magmatism: A case study of Shanjiang and its adjacent area[J]. *Sci. China*, 2001, 30: 1~8 (in Chinese).
- [34] 王椿庸, 楼海, 吴建平, 等. 腾冲火山地壳结构的地震学研究[J]. *地震学报*, 2002, 24: 230~240.
Wang Chunyong, Lou Hai, Wu Jianping, et al. Seismological study on the crustal structure of the Tengchong volcano-geothermal area [J]. *Acta Seismologica Sinica*, 2002, 24: 230~240 (in Chinese with English abstract).
- [35] 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 等. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1993. 1~267.
Mo Xuanxue, Lu Fengxiang, Shen Shangyue, et al. The Tethyan Volcanism and Mineralization in the Sanjiang region[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993. 1~267. (in Chinese with English abstract).
- [36] 杜安道, 何红廖, 殷万宁, 等. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. *地质学报*, 1994, 68: 339~346.
Du Andao, He Hongliao, Yin Wanning, et al. The study on the analytical methods of Re-Os age for molybdenites [J]. *Acta Geol. Sin.*, 1994, 68: 339~346 (in Chinese with English abstract).
- [37] Turner S, Hawkesworth G, Liu J, et al. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[J]. *Nature*, 1993, 364: 50~54.
- [38] Miller C, Schuster R, Klotzli U, et al. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[J]. *J. Petrol.*, 1999, 40: 1399~1424.
- [39] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. *Nature*, 1990, 347: 662~665.
- [40] Sillitoe R H. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes[J]. *J. S. Am. Earth Sci.*, 1998, 1: 89~108.
- [41] Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, et al. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism[J]. *Mineralium Deposita*, 2001,

- 36: 794~798.
- [42] 邓万明, 黄萱, 钟大赟. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系[J]. 中国科学, 1998, 28: 111~117.
Deng Wanming, Huang Xuan, Zhong Dalai. Alkali-rich porphyries in the northern segment of the Jinshajiang belt, western Yunnan, and their relations to intraplate deformation[J]. Sci. China, 1998, 28: 111~117 (in Chinese).
- [43] 路凤香, 郑建平. 90 年代以来我国地幔岩石学的回顾与展望 [A]. 见: 欧阳自远主编. 世纪之交矿物学岩石学地球化学的回顾与展望[C]. 北京: 原子能出版社, 1998. 118~122.
Lu Fengxiang, Zheng Jianping. Mantle petrology of China since the 1990s: retrospect and prospect [A]. In: Ouyang Ziyuan (ed.). Retrospect and Prospect of Mineralogy, Petrology and Geochemistry at the Turn of the Century [C]. Beijing: Atomic Energy Publishing House, 1998. 118~122 (in Chinese).
- [44] 蔡新平. 扬子地台西缘新生代富碱斑岩中的深源包体及其意义 [J]. 地质科学, 1992, (2): 183~189.
Cai Xinping. Deep xenolites in Cenozoic alkali-rich porphyries in western margin of Yangze platform and its significance[J]. Scientia Geologica Sinica, 1992, (2): 183~189 (in Chinese with English abstract).
- [45] Drummond M J, Defant P K, Kepezhinskas K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas[J]. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci., 1996, 87: 205~215.
- [46] Tatsumi Y. Chemical characteristics of fluid phase released from a subduction lithosphere and origin of arc magma: evidence from high-pressure experiments and natural rocks [J]. Jour. Volcano. Geotherm. Res., 1986, 29: 293~309.
- [47] ODP Leg 110 Scientific Party. Expulsion of fluids from depth along a subduction zone decollement horizon [J]. Nature, 1987, 326: 785~788.
- [48] Oliver J. The spots and stains of plate tectonic[J]. Earth Science Rev., 1992, 32: 77~106.
- [49] Johnston J D. Regional fluid flow and the genesis of Irish Carboniferous base metal deposits[J]. Mineralium Deposita, 1999, 34: 571~598.
- [50] McKenzie D P. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1989, 95: 53~72.
- [51] 王增, 申屠保涌, 丁建朝, 等. 藏东花岗岩类及其成矿作用[M]. 成都: 西南交通大学出版社, 1995. 1~150.
Wang Zeng, Shentu Baoyong, Ding Jianchao, et al. Granitoid and its mineralization in the eastern Tibet, China [M]. Chengdu: Southwestern University of Communication Press, 1995. 1~150. (in Chinese with English abstract).
- [52] Peacock S M, Rusher T, Thompson A B. Partial melting of subducting oceanic crust[J]. Earth Planet. Sci. Lett. 1994, 121: 224~227.
- [53] Sajona F G, Maury R C, Pubellier M. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines) [J]. Lithos, 2000, 54: 173~206.
- [54] Petford N and Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru[J]. J. Petrol., 1996, 37: 1491~1521.
- [55] 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? [J]. Geology, 2002, 30: 1111~1114.
- [56] Castillo R P, Pringle M S, Carlson R W. East Mariana basin tholeiites: Cretaceous intraplate basalts or rift basalts related to the Ontong Java plume? [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1994, 123: 139~154.
- [57] Imai A, Listanco E L, Fujii T. Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur-rich magma of Mount Pinatubo, Philippines[J]. Geology, 1993, 21: 699~702.
- [58] Burnham C W. Magma and hydrothermal fluids[A]. In: Barnes H L (ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed[C]. Wiley, New York, 1979, 71~136.
- [59] Hattori K H. and Keith J D. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA[J]. Mineralium Deposita, 2001, 36: 799~806.

A tectonic model for porphyry copper–molybdenum–gold metallogenic belts on the eastern margin of the Qinghai–Tibet Plateau

HOU Zeng-qian¹, ZHONG Da-lai², DENG Wan-ming²

(1. *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;*

2. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)*

Abstract: Accompanied by hypabyssal emplacement of high-potassic alkali-rich porphyries, “paired” Cenozoic intracontinental porphyry copper–molybdenum–gold belts, controlled by large strike-slip faults, occurred on the eastern margin of the Qinghai–Tibet Plateau formed by India–Asia collision. Of the two metallogenic belts, the west belt is the Jomda–Markam–Xiangyun copper–molybdenum belt and the east belt is the Zhongdian–Yanyuan–Yao’an porphyry copper–gold–lead–silver belt. The rock types of ore-bearing porphyry include granite porphyry, monzogranite porphyry and monzonite porphyry with small amount of syenite porphyry. They are distinguished from barren porphyry by their higher SiO₂ (>63%) and lower Y (<20×10⁻⁶) and their adakitic magma affinity. Alkali-rich porphyry is relatively enriched in large-ion lithophile elements (K, Rb and Ba) and depleted in high-field strength elements (Nb, Ta, Ti and P) with a wider range of Nb/Y ratios and shows strong REE fractionation but no pronounced negative Eu anomaly—all these suggest that the magma source region underwent metasomatism and concentration of ancient subducted oceanic slab fluids and was injected by small streams of melts from the asthenosphere. Ore-bearing adakite-like porphyry might originate from the basaltic lower crust. The latter underwent high-pressure (>40 km) low amphibolite–eclogite facies metamorphism and slab fluid metasomatism and occurs as lower-crustal amphibolite xenoliths in alkali-rich porphyry. Barren syenite porphyry might originate from the hydrated phlogopite peridotite-enriched mantle. Its trace element and Sm–Nd–Pb isotope systematics indicate that their source region was subjected to much stronger slab fluid metasomatism and mixing of asthenospheric material. Available data of deep geophysical exploration suggest that since 50 Ma BP the Yangtze continental slab was subducted westwards and collided with the subducted Indian continental slab, thus inducing upwelling, thermal erosion and underplating of asthenospheric melts and giving rise to partial melting of the crust–mantle transition zone. The magma of adakite-like porphyry is characterized by the presence of relatively rich water, rich sulfur and higher oxygen fugacity (f_{O_2}). It was an important metal and sulfur carrier and formed porphyry copper–gold–lead–silver deposits in a shallow-level closed system.

Key words: porphyry deposit; Cu–Mo–Au metallogenic belt; tectonic model; eastern margin of the Qinghai–Tibet Plateau