

斑岩铜矿的源岩或源区探讨*

芮宗瑶¹ 张立生² 陈振宇¹ 王龙生¹ 刘玉琳³ 王义天¹

RUI ZongYao¹, ZHANG LiSheng², CHEN ZhenYu¹, WANG LongSheng¹, LIU YuLin³ and WANG YiTian¹

1. 中国地质科学矿产资源研究所, 北京 100037

2. 成都地质矿产研究所, 四川成都 610082

3. 北京大学地质系, 北京 100871

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

2. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Chengdu 610082, China

3. Department of Geology, Beijing University, Beijing 100871, China

2003-10-02 收稿, 2003-12-08 改回.

Rui ZY, Zhang LS, Chen ZY, Wang LS, Liu YL and Wang YT. 2004. Approach on source rock or source region of porphyry copper deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2):229-238

Abstract Most of porphyry copper deposits are confined to Central Asian-Mongolian belt, circum-Pacific belt and Tethyan belt where Paleozoic, Meso-Cenozoic and Cenozoic convergent plates lies respectively. A small amount of porphyry copper deposits are confined to Precambrian orogenic zones. It is inferred that geological setting characteristic of convergent plate existed as early as in the Precambrian. A great amount of initial Sr isotopic ratios, $\epsilon_{Nd}(t)$, $\epsilon_{Sr}(t)$ and REE data in combination with the geological setting indicate that the source rock or source region of ore-bearing porphyry might be ocean basalt (depleted upper mantle). It is inferred from ore-bearing porphyry was derived from partial melting of oceanic crust or upper mantle, however, there is evidence for contamination with lower crust. The porphyry copper belts, spatially, are coincident with active continental margins and associated with plate suture zones (confined to the hanging wall of the suture zone), and, temporally, with interval from subduction of oceanic crust to continent-continent collision orogeny. Thus, porphyry copper ore-formation occurs through whole process from active continent margin accretion to lithosphere delamination.

Key words Porphyry copper, Source rock, Source region

摘要 世界斑岩铜矿主要产于中亚-蒙古带, 环太平洋带和特提斯带, 上述三个地带分别为古生代、中生代和新生代聚合板块最活跃的地区。还有少数斑岩铜矿产于前寒武纪造山带, 推测类似的板块聚合的地质环境可能从前寒武纪就开始了。作者结合斑岩铜矿产出的地质环境分析, 利用大量初始值、 $\epsilon_{Nd}(t)$, $\epsilon_{Sr}(t)$ 和 REE 等资料, 说明成矿斑岩的源岩或源区与大洋玄武岩 (或亏损上地幔) 比较接近。由此推测成矿斑岩主要是洋壳或上地幔部分熔融的产物, 但也有部分下地壳混合的证据。斑岩铜矿带在空间上与活动大陆边缘相吻合, 与板块缝合带相伴生 (产于板块缝合带的上盘); 在时间上从洋壳俯冲 (Subduction) 到陆陆碰撞造山过程 (Continent-continent collision orogeny) 都有斑岩铜矿产生, 因此, 它们贯穿活动大陆边缘增生到岩石圈折沉整个过程。

关键词 斑岩铜矿床; 源岩; 源区

中图法分类号 P588.13

* 本文得到国土资源大调查项目 199910200246 的资助

第一作者简介: 芮宗瑶, 男, 1935 年 7 月生, 研究员, 从事金属矿床和矿床地球化学研究, E-mail: ruizy@sina.com

Sillitoe (1972, 1976) 首先提出斑岩铜矿的板块成矿模式。他认为,斑岩岩浆主要为洋壳俯冲过程中部分熔融的产物,金属和水等物质主要来自洋壳岩石。在二十世纪七十年代之前,认为活动大陆边缘的钙碱性岩浆-热液系统是斑岩铜矿的唯一物质来源 (Titley, 1970; Burnham, 等. 1980)。到二十世纪八十年代以后,在加拿大西部、美国西南部和澳大利亚等许多地区,陆续发现一些富碱花岗质岩石与铜钼和铜金成矿关系十分密切。最近张玉泉等和曲晓明等认为玉龙斑岩铜矿带 (张玉泉等, 1998) 和冈底斯斑岩铜矿带 (曲晓明等, 2001) 的源岩为钾玄岩 (Shoshonite)。朱金初等 (1990, 2002) 主张德兴斑岩铜矿应归入中生代同熔系列花岗岩类,并根据 Nd 和 Sr 同位素的重量分数,将德兴斑岩铜矿的地幔成分定为 71.9%,地壳成分 28.1%。Oyarzun 等 (2001) 认为智利西部新生代超大型斑岩铜矿的源岩不是正常的钙碱性岩浆,而是埃达克岩 (adakite),张旗等 (2002) 和侯增谦等 (2003) 主张斑岩铜矿成矿母岩为埃达克岩。

1 斑岩铜矿的时空分布及地质构造环境

斑岩铜矿在时间上集中分布于新生代,大约占 59.5%,其次是中生代,大约占 35%,中生代之前的超大型斑岩铜矿仅限于中亚-蒙古的古生代造山带和某些前寒武纪的克拉通造山带 (表 1)。

表 1 世界超大型斑岩铜矿 (铜储量 500 万吨以上) 时间分布

Table 1 Temporal distribution of superlarge porphyry copper deposits with reserves of more than 5 Mt Cu in the world

时代	矿床 个数	铜金属储量 (万吨)	百分比 (%)
第三纪	20	26118	57.7
第三纪-白垩纪	4	8825	19.5
白垩纪	4	4608	10.2
侏罗纪-三叠纪	3	3192	7.1
二叠纪-石炭纪	2	1790	4.0
中元古代	1	655	1.5

据戴自希 (1996) 初步统计,世界铜储量超过 500 万吨的斑岩铜矿共 34 处,在空间分布上主要集中于环太平洋带、古特提斯带、中亚-蒙古 (古亚洲) 带和印度克拉通 (图 1, 表 2)。

世界 90% 的超大型斑岩铜矿集中于环太平洋带,据戴自希 (1996) 统计该带拥有铜储量 40686 万吨,它们包括智利的楚基卡马塔、埃尔特厄恩特、拉埃斯康迪达、楚基北、科亚瓦西、曼萨米纳、埃尔阿夫拉、迪斯皮塔达、埃尔萨尔瓦多和埃蒂纳,秘鲁的塞罗佛尔迪和夸霍内,哥伦比亚的潘塔诺斯,巴拿马的塞罗科罗拉多,墨西哥的卡纳内阿,美国西南部的

莫伦锡、萨福德、圣马纽埃-卡拉马祖、圣塔瑞塔、雷伊、特温比尤特斯、迈阿密和卡塞格伦德,美国西部的比尤特和宾厄姆,加拿大西部的海兰伐利。太平洋西岸的斑岩铜矿带虽然北起俄罗斯的堪察加,经中国、菲律宾、马来西亚、伊里安岛、印度尼西亚、布干维尔、巴布亚新几内亚、新西兰到斐济岛等地,但作为超大型斑岩铜矿仅有中国的德兴铜厂和印尼的格拉斯贝格 (图 1)。

表 2 世界超大型 (500 万吨铜储量以上的) 斑岩铜矿空间分布

Table 2 Spatial distribution of superlarge porphyry copper deposits with reserves of more than 5 Mt Cu in the world

空 间	矿床 个数	铜储量 (万吨)	百分比 (%)
1. 中亚-蒙古矿带	2	1790	4.0
2-1. 环太平洋矿带智利-秘鲁矿集区	12	24960	55.2
2-2. 环太平洋矿带巴拿马-哥伦比亚 矿集区	2	2425	5.3
2-3. 环太平洋矿带美国西南部-墨西哥 矿集区	9	7028	15.5
2-4. 环太平洋矿带美国西部-加拿大 西部矿集区	3	4821	10.7
2-5. 环太平洋矿带西太平洋矿集区	2	1452	3.2
3. 特提斯矿带	3	2064	4.6
4. 印度克拉通	1	655	1.5

特提斯斑岩铜矿带西起西班牙,经原南斯拉夫、罗马尼亚、保加利亚、土耳其、亚美尼亚、伊朗、巴基斯坦,东到中国的西藏和缅甸等地,作为超大型斑岩铜矿的原南斯拉夫的麦丹佩克、伊朗的萨尔切什梅和中国的玉龙,中国的驱龙很有可能也加入超大型斑岩铜矿的行列。

中亚-蒙古 (古亚洲) 斑岩铜矿带西起乌兹别克斯坦和哈萨克斯坦,经中国的新疆、甘肃和内蒙古,东到中国的黑龙江多宝山等地,大型斑岩铜矿有乌兹别克斯坦的阿尔马累克、哈萨克斯坦的科翁腊德和蒙古的额尔德尼图音鄂博和欧玉陶勒盖 (Ouyu Tolgoi)。

作为克拉通的超大型斑岩铜矿仅有印度的马兰杰坎德 (图 1)。

中国斑岩铜矿的时空分布与世界斑岩铜矿十分相似 (图 2)。江西的铜厂、富家坞、殊砂红,内蒙古的乌努格吐山和福建的钟腾等于燕山期成矿,归为太平洋矿带;新疆的土屋和延东、甘肃的公婆泉、内蒙古的白乃庙和黑龙江的多宝山和铜山等于华力西期成矿,归为中亚-蒙古矿带;西藏的玉龙、多霞松多、马拉松多、驱龙、冲江和多不杂等于喜马拉雅期成矿,归为特提斯矿带;山西的铜矿峪和小西沟等于前寒武纪成矿,归为华北克拉通。

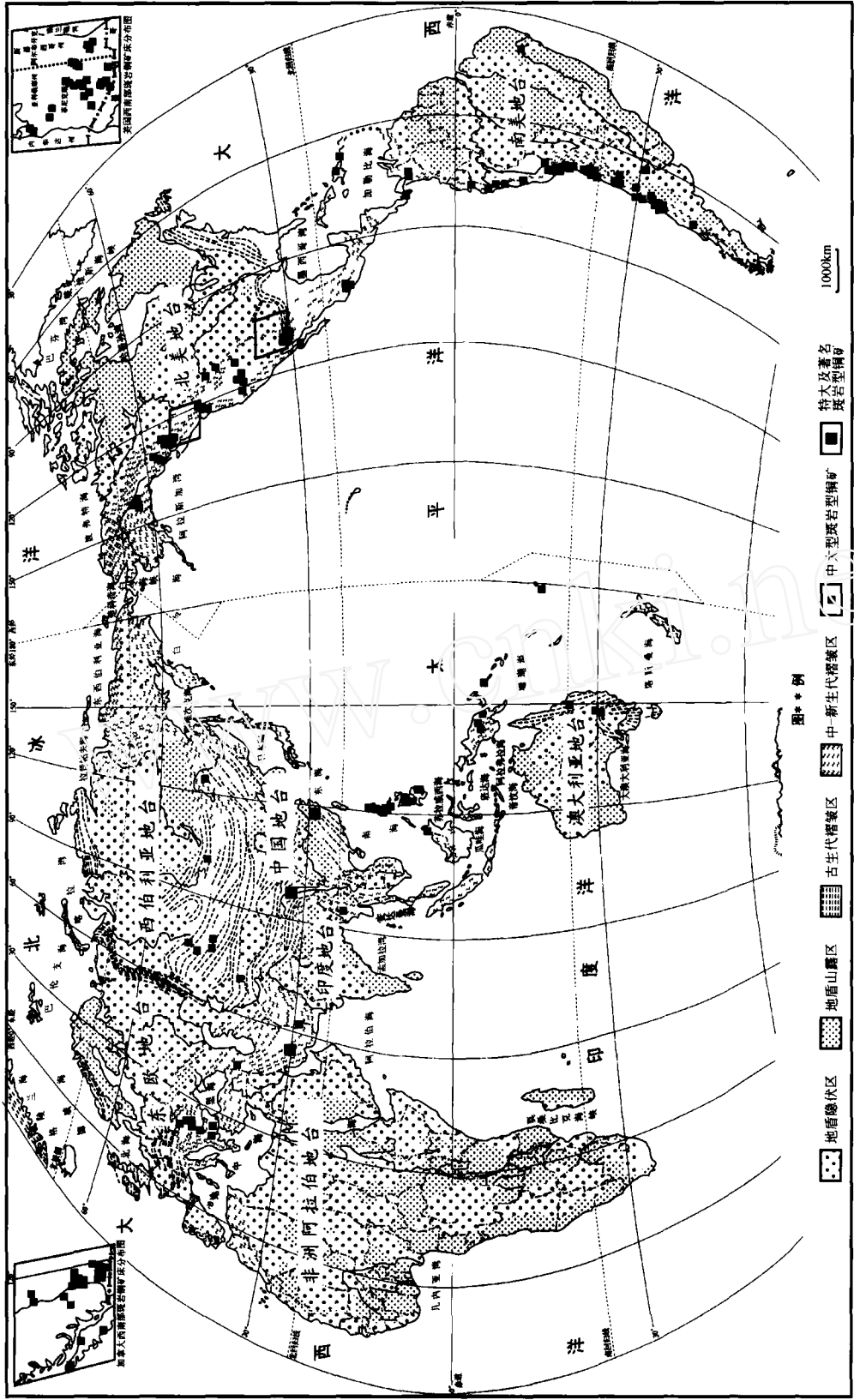


图1 世界斑岩铜矿的分布(据有色工业局北京地质矿产研究所, 1987)
Fig.1 Distribution of porphy copper deposits in the world(from Beijing Institute of Geology and Mineral Resources, 1987)

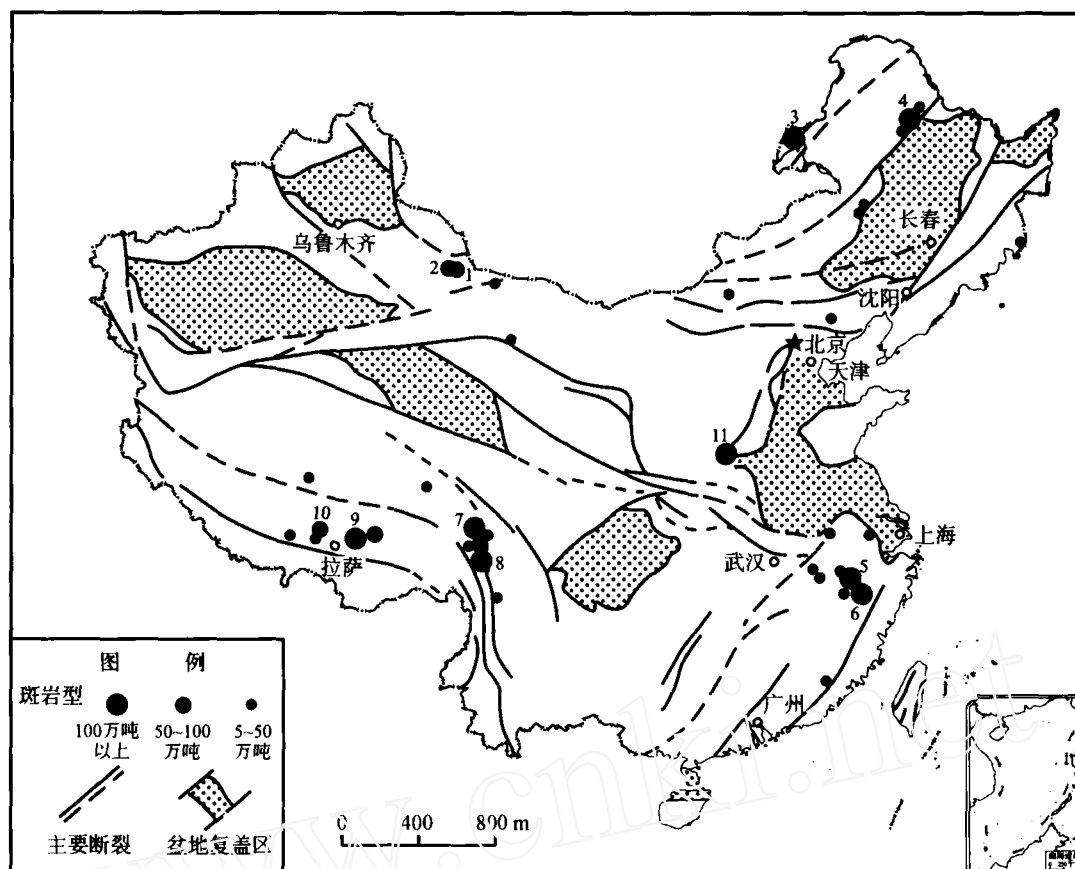


图2 中国斑岩铜矿的分布

Fig. 2 Distribution of porphyry copper deposits in China

1. 土屋; 2. 延东; 3. 乌努格吐山; 4. 多宝山; 5. 铜厂; 6. 富家坞; 7. 玉龙; 8. 马拉松多; 9. 驱龙; 10. 冲江; 11. 铜矿峪

世界和我国斑岩铜矿的时空分布充分表明斑岩铜矿产生于聚合板块活动时期, 缝合带的上盘, 亦即活动大陆边缘的构造-花岗岩岩浆带是斑岩铜矿产出的最佳部位。因为洋壳在俯冲过程 (Subduction) 或陆陆碰撞造山和折沉过程中, 有可能产生深源花岗岩岩浆-热液, 从而有利于形成斑岩铜矿。

既然斑岩铜矿产生于聚合板块活动时期, 因此大的构造背景应该为挤压环境。但是我们见到的智利西部是一条走滑断裂带控制智利斑岩铜矿带, 玉龙铜带是拉分盆地边缘短轴背斜控制成矿, 冈底斯矿带受造山期的裂谷控制以及斑岩体被动侵位等都说明成矿期发生过拉张作用。由此我们得出结论: 斑岩铜矿形成于挤压背景之下的拉张条件。

2 斑岩的岩石学

表3列出了中国主要斑岩铜矿的斑岩岩石化学成分, 其中包括新疆土屋的斜长花岗斑岩、江西德兴铜厂和富家坞的花岗闪长斑岩、西藏玉龙、驱龙和冲江的二长花岗斑岩以及西藏马拉松多的正长花岗斑岩。当然在国外还包括一部分

闪长玢岩。它们的 SiO_2 变化于 62.18% ~ 70.65%, 为中酸性花岗岩质岩石。芮宗瑞等 (1984) 曾对 SiO_2 与矿化类型作过统计分析, 随着 SiO_2 和分异指数的增大, 矿化类型依次更替的顺序为: 铜金型 → 多金属型 → 铜或铜铅型 → 铅型。随着成矿地质年代从古生代 → 中生代 → 新生代的更替, 变化最大的是碱质含量 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 和 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值。以土屋代表古生成矿为例: ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 变化于 5.18% ~ 8.30%, 即 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 变化于 1.93 ~ 7.83; 以铜厂和富家坞代表中生代成矿为例: ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 变化于 6.35% ~ 7.33%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 变化于 0.95 ~ 1.32; 以玉龙、马拉松多、驱龙和冲江代表新生代成矿为例: ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 变化 7.40% ~ 9.37%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 变化于 0.33 ~ 1.27。也就是说, 古生代斑岩成矿富钠质, 中生代和新生代斑岩成矿越来越富钾质。古生代和中生代斑岩的 CaO 较高, 而新生代斑岩 CaO 较低。其他 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MnO 、 MgO 等组分没有明显的变化。

成矿斑岩代表高侵位的岩石, 其斑晶达 30% ~ 70%。斑晶大小不等: 如土屋均为小斑晶 (1 ~ 2 mm), 而玉龙为大斑晶, 有时达 15 mm。基质呈隐晶质, 推测这些斑岩在上升途

表3 中国主要斑岩铜矿的斑岩岩石化学 (%)

Table 3 Petrochemistry of ore - bearing porphyry from main porphyry copper deposits in China (%)

编号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	S	F	Cl	总量	Na ₂ O + K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	产地、岩性及年龄	资料来源
1	67.50	0.24	14.80	0.87	1.72	0.08	0.75	3.40	4.21	0.97	0.12	1.68	3.38	0.15			99.87	5.18	4.34	土屋,斜长花岗斑岩 (361 ± 8Ma)	芮宗瑶等,2003
2	62.64	0.31	18.04	0.48	2.15	0.04	0.80	4.05	4.71	1.24	0.16	2.50	3.04				100.16	5.95	3.80		韩春明,2002
3	70.65	0.28	15.57	1.18	0.20	0.02	1.06	0.90	7.36	0.94	0.11	1.44	0.38				100.09	8.30	7.83		陈文明等,2002
4	62.18	0.40	14.26	0.42	2.52	0.10	2.17	5.89	4.75	1.00	0.14	2.22	3.28				99.33	5.75	4.75		
5	69.35	0.46	15.16	0.17	1.05	0.11	0.55	2.77	4.15	2.11	0.13	1.63	1.59				99.23	6.26	1.97	德兴富家坞,花岗闪长 斑岩(172 Ma)	朱训等,1983
6	63.54	0.45	15.46	2.93	1.97	0.05	2.52	3.84	3.39	3.24	0.23	1.29	0.61				99.52	6.63	1.05		
7	63.25	0.43	15.65	3.21	1.56	0.04	2.77	4.42	3.68	3.63	0.23	1.17	0.41				100.45	7.31	1.01		
8	62.60	0.45	15.58	2.73	2.59	0.08	2.55	4.50	4.00	3.33	0.25	1.64	0.12				100.42	7.33	1.20		
9	62.81	0.44	15.29	3.00	1.98	0.08	2.83	3.80	3.37	3.55	0.24	1.34	1.06				99.79	6.92	0.95	德兴富家坞,花岗闪 长岩(172Ma)	朱训等,1983
10	62.89	0.41	15.47	1.56	3.56	0.24	2.10	4.31	3.61	2.74	0.24	1.69	0.59				99.41	6.35	1.32		
11	64.74	0.45	15.90	1.85	2.87	0.11	2.09	4.66	3.22	3.15	0.28	1.40					100.72	6.37	1.02		
12	66.13	0.36	15.60	1.83	2.05	0.06	1.62	2.89	3.84	3.28	0.16	1.72					99.54	7.12	1.17		
13	64.80	0.52	16.44	1.23	1.76	0.06	2.47	2.94	3.77	4.27	0.03	0.60	0.25	0.62	0.30		100.06	8.04	0.88	玉龙,二长花岗斑岩 (40.9 ± 0.1Ma) *	马鸿文,1990
14	67.64	0.39	15.22	1.37	1.67	0.06	1.42	2.34	3.67	4.33	0.07	0.67	0.22	0.62	0.15		99.85	8.00	0.85		
15	68.90	0.35	14.95	1.16	1.44	0.07	0.79	2.83	3.32	4.52	0.11	0.54	0.74	0.12	0.138		99.98	7.84	0.73		
16	67.57	0.36	15.38	1.03	1.92	0.10	1.13	2.03	3.43	5.12	0.06	0.64	0.39	0.22	0.104		99.48	8.55	0.67		
17	68.65	0.27	13.89	1.87	2.37	0.06	0.99	1.19	3.31	4.09	0.14	0.53	0.98	0.37	0.19		99.11	7.40	0.81	拉松多(昂克异), 正长花岗斑岩 (37.1 ± 0.2Ma)	马鸿文,1990
18	68.94	0.27	14.26	1.59	1.23	0.08	1.01	1.30	3.12	6.25	0.10	1.04	0.56	0.70	0.16		100.61	9.37	0.50		
19	68.21	0.27	13.04	1.01	2.71	0.12	0.99	1.67	2.01	5.57	0.11	1.32	1.26	0.78	0.15		99.23	7.58	0.36		
20	65.94	0.37	13.15	0.99	0.56	0.03	1.14	3.96	2.57	6.15	0.16	1.08	0.71	2.37	0.09	0.02	99.30	8.72	0.42		
21	67.03	0.31	14.60	2.06	0.40	0.02	0.74	2.38	1.80	6.08	0.13	1.84	0.52	2.38	0.07	0.01	100.38	7.88	0.30	驱龙,石英二长花岗斑岩 (17.58 ± 0.74Ma)	本文
22	70.15	0.37	14.43	0.49	0.70	0.01	0.98	1.22	4.70	4.39	0.14	0.80	0.71	0.27	0.10	0.02	99.48	9.09	1.07		
23	67.92	0.38	15.46	0.78	0.97	0.01	0.82	1.81	4.61	4.17	0.16	0.94	0.99	0.29	0.09	0.01	99.43	8.78	1.11		
24	69.50	0.36	14.27	0.51	0.86	0.02	1.09	1.73	3.91	5.02	0.14	0.96	0.99	0.34	0.09	0.02	99.82	8.93	0.78		
25	69.80	0.35	14.59	0.52	1.08	0.02	1.01	1.85	3.91	4.56	0.14	0.84	0.80	0.12	0.08	0.02	99.69	8.47	0.86	冲江,二长花岗斑岩 (15.60 ± 0.52Ma)	本文
26	65.73	0.44	15.69	1.23	1.42	0.04	0.99	2.63	4.84	3.82	0.16	1.42	1.55	0.02	0.06	0.00	100.07	8.66	1.27		
27	70.14	0.38	14.58	0.77	0.84	0.02	1.00	1.48	3.93	5.13	0.14	0.62	0.34	0.43	0.09	0.03	99.92	9.06	0.77		

* 注:梁华英,自然科学基金简报,2002

表4 矿化类型与 SiO₂ 和分异指数 (DI) 的关系

Table 4 Relationship of mineralization types with SiO₂ contents and differentiation index (DI) for porphyry copper deposits

矿化类型	SiO ₂ (%)	分异指数 (DI) (%)
铜金型	60 ~ 66	58 ~ 80
多金属型	60 ~ 68	62 ~ 78
铜或铜钼型	62 ~ 69	68 ~ 80
钼型	> 70	> 84

中斑晶产生碰撞,故有时见到碎斑晶。在斑晶析出时,残余岩浆中的挥发相 (H₂O、HF、HCl、P₂O₅、SO₂等) 变得过饱和了,形成独立挥发相。这种独立挥发相富碱质,产生碱质硅酸盐交代作用,同时使残余岩浆体积发生膨胀,使已经冷凝的斑岩体外壳和邻近围岩发生微细网状破裂和爆破角砾岩。独立挥发相是通过岩浆二次沸腾方式产生的,通过流体包裹体研究可以重塑这种过程。

3 斑岩的初始锶值

锶初始值是用来对比花岗岩岩石起源于地幔、地壳和幔壳混合的公认的数据。本文借用来探讨斑岩的源岩或源区。表5和图3为中国和智利斑岩铜矿的部分初始锶值。根据岩石学、锶初始值、 $\varepsilon_{\text{Nb}}(t)$ 、 $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 和REE特征研究,只有新疆土屋斜长花岗斑岩最接近大洋玄武岩,故认为土屋斜长花岗斑岩主要是由大洋玄武岩在俯冲过程部分熔融的产物,且很少受到下地壳其他岩石的混染。其他斑岩矿床如多宝山、乌

努格吐山、德兴、玉龙、多霞松多、马拉松多和智利的一系列斑岩铜矿虽然主要成矿岩石来自大洋壳或上地幔,但都不同程度地受到地壳物质混染,而这种混染作用是极其有限的。

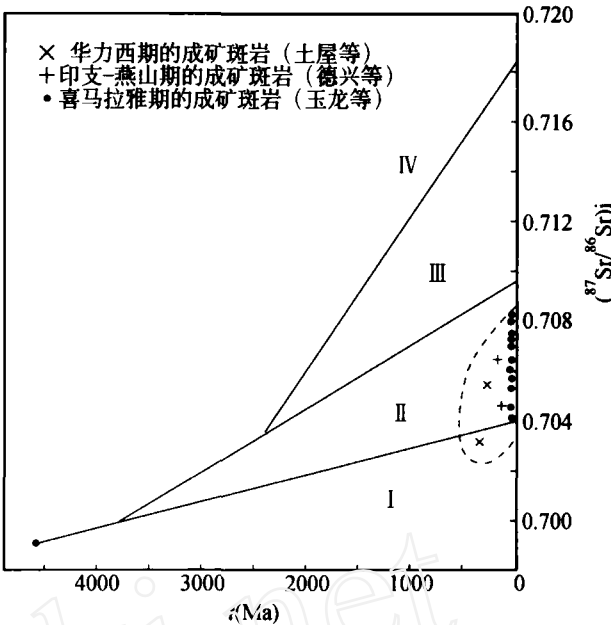


图3 斑岩铜矿的初始锶-时代演化图

(据吴利仁原图改编,1985)

I. 花岗质岩浆地幔源区; II. 花岗质岩浆地壳和地幔混合源区; III. 花岗质岩浆地壳源区 (I), 亦即下部大陆壳源区; IV. 花岗质岩浆地壳源区 (II), 即上部大陆壳源区; 原点表示球粒陨石原始锶。

Fig. 3 Initial Sr isotopic ratios - time evolutionary diagram for some porphyry copper deposits (Modified from Wu L R, 1985)

表5 中国和智利斑岩铜矿部分初始锶值

Table 5 Some initial Sr isotopic ratios for porphyry copper deposits in China and Chile

编号	矿床	岩性	年龄/Ma	初始锶	资料来源
1	土屋	斜长花岗斑岩	369	0.70328	芮宗瑶等,2002
2	多宝山	花岗闪长斑岩	283.1	0.7054	杜琦等,1988
3	乌努格吐山	花岗闪长斑岩	198.11	0.7064	李伟实,1994
4	德兴铜厂	花岗闪长斑岩	172	0.7043	朱训等,1983
5	德兴	花岗闪长斑岩	184	0.7043	朱金初等,1990
6	玉龙	二长花岗斑岩	54.8	0.70661	马鸿文,1990
7	玉龙	正长花岗斑岩和二长花岗斑岩	44.5	0.70638	本文
8	马拉松多	正长花岗斑岩	37.1	0.7076	马鸿文,1990
9	多霞松多	碱长花岗斑岩	37.5	0.7079	马鸿文,1990
10	Co Romero		44	0.7053	Clark,1993
11	El Salvador		41	0.7041	Clark,1993
12	La Escondida		34	0.7040	Clark,1993
13	Chuquicamata		32	0.7044	Clark,1993
14	El Abra		37	0.7043	Clark,1993
15	Copaquire		36	0.7088	Clark,1993
16	Queen Elizabeth		37	0.7061	Clark,1993
17	Ticnamar		41	0.7064	Clark,1993
18	Ataspaca		42	0.7082	Clark,1993

4 斑岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 $\epsilon_{Sr}(t)$ 值

目前斑岩铜矿同时进行了钕、锶同位素研究的矿床不多见,仅有土屋、玉龙和德兴铜厂作过这方面的研究(表6,图4)。这里,我们以土屋代表古生代的样品,其 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值变化于 $-1.4 \sim +9.4$; $\epsilon_{Sr}(t)$ 值变化于 $-11.2 \sim -17.5$, 它们的投影点非常接近大洋玄武岩,因此认为土屋斜长花岗斑岩主要来自古亚洲洋在俯冲过程中产生的部分熔融所致。德兴铜厂 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 $\epsilon_{Sr}(t)$ 值的投影点在土屋的右下方,与大洋玄武岩也比较接近,作者认为是由华南板块保留下来的洋壳残片,亦即地幔楔在伊泽奈崎板块俯冲期间,推动钱塘坳陷下插在江南古陆之下(亦即赣东北深大断裂的活动),使原先的地幔楔产生部分熔融,并混合了部分下地壳的物质产生德兴斑岩铜矿。玉龙斑岩铜矿的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值变化于 $-0.8 \sim -2.9$, $\epsilon_{Sr}(t)$ 值变化于 $21.3 \sim 39.8$, 投影于邻近德兴的右侧,作者认为属于特提斯洋保留下来的洋壳残片,在印度洋扩张向北推动过程中,引起金沙江俯冲带又一次下插产生的部分熔融作用的产物。

表6 土屋、玉龙和德兴斑岩铜矿的 Nd 和 Sr 同位素

Table 6 Nd and Sr isotope compositions for the Tuwu, Yulong and Dexing porphyry copper deposits

矿床	编号	岩性	年龄 (Ma)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$\epsilon_{Sr}(t)$	资料来源
土屋	004~396	斜长花岗斑岩	369	0.1368	0.512421	2.897×10^{-1}	0.704987	-1.4	-11.2	本文
	001~637	斜长花岗斑岩	369	0.1119	0.512812	1.638×10^{-1}	0.703955	+7.4	-16.5	本文
	002~367	斜长花岗斑岩	369	0.1235	0.512944	9.316×10^{-2}	0.703877	+9.4	-12.3	本文
	705~519	斜长花岗斑岩	369	0.1126	0.512806	1.412×10^{-1}	0.704099	+7.2	-12.7	本文
	001~462	斜长花岗斑岩	369	0.1012	0.512767	3.717×10^{-1}	0.704975	+7.0	-17.5	本文
	705~846.2	斜长花岗斑岩	369	0.1175	0.512870	1.783×10^{-1}	0.704175	+8.0	-14.4	本文
	TC11~1	斜长花岗斑岩	369	0.1038	0.512730	6.427×10^{-1}	0.706739	+6.2	-12.7	本文
玉龙	105~109	正长花岗岩	44.5	0.1146	0.512519	2.423	0.708311	-1.8	30.3	本文
	107~189	黑云母二长花岗斑岩	44.5	0.08063	0.512565	1.239	0.708234	-0.8	39.8	本文
	109~320	黑云母二长花岗斑岩	44.5	0.1034	0.512548	1.9543	0.707613	-1.2	24.6	本文
	109~532	角闪黑云母二长花岗斑岩	44.5	0.09551	0.512525	9.794×10^{-1}	0.706765	-1.6	21.3	本文
	111~105	黑云母二长花岗斑岩	44.5	0.09543	0.512533	2.432×10	0.721730	-1.5	24.3	本文
	112~160	正长花岗斑岩	44.5	0.09961	0.512463	5.434	0.709786	-2.9	24.2	本文
	115~227	黑云母二长花岗斑岩	44.5	0.09781	0.512546	9.148×10^{-1}	0.706854	-1.2	23.1	本文
德兴	1310	花岗闪长斑岩	184	0.09723	0.512619 ± 9			-1.9	0.1	朱金初等,1990

5 斑岩的 REE

表7和图5~7列举了中国古生代、中生代和新生代代表性矿床如土屋、德兴、驱龙和冲江矿床含矿斑岩的 REE 研究资料,它们的共同特征为右斜式,轻稀土相对富集,重稀土相对亏损, Eu 异常不显著。 ΣREE 变化于 $24.87(\mu\text{g/g}) \sim$

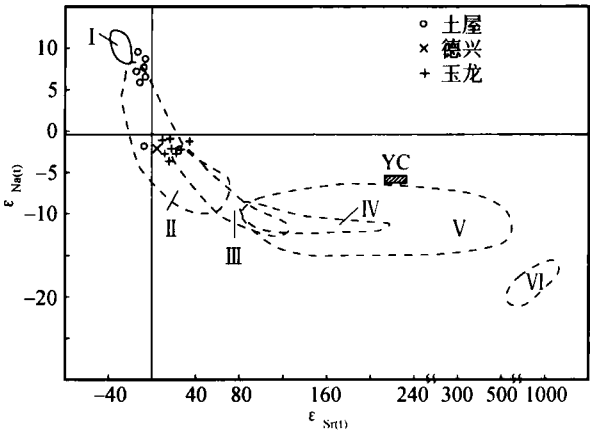


图4 土屋、玉龙和德兴斑岩铜矿的 $\epsilon_{Nd}(t) \sim \epsilon_{Sr}(t)$ 图解

I. 洋脊玄武岩; II. 美国西部内华达山脉和 Peninsular Range 花岗岩; III. 澳大利亚 I 型花岗岩; IV. 澳大利亚 S 型花岗岩; V. 华南和马来西亚 S 型花岗岩; VI. 喜马拉雅浅色花岗岩; YC-年青地壳平均值

Fig. 4 $\epsilon_{Nd}(t) \sim \epsilon_{Sr}(t)$ diagram for the Tuwu, Yulong and Dexing porphyry copper deposits

$216.20(\mu\text{g/g})$, LREE 变化于 $22.15(\mu\text{g/g}) \sim 206.25(\mu\text{g/g})$, HREE 变化于 $2.72(\mu\text{g/g}) \sim 17.01(\mu\text{g/g})$, Y 变化于 $2.43(\mu\text{g/g}) \sim (\mu\text{g/g})$, $(\text{La/Yb})_N$ 变化于 $8 \sim 44$ 。

含矿斑岩的 REE 特征表明,它们介于大洋玄武岩与地壳花岗质岩石之间,明显接近大洋玄武岩,主要是大洋玄武质岩石部分熔融的产物。

表 7 中国主要斑岩铜矿床成矿斑岩的 REE 分析结果 ($\mu\text{g/g}$)Table 7 REE analyses result for ore-bearing porphyry from main porphyry copper deposits in China ($\mu\text{g/g}$)

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
矿区	土屋	土屋	德兴铜厂	德兴铜厂	驱龙	驱龙	驱龙	驱龙	驱龙	冲江	冲江	冲江	冲江	冲江	冲江	冲江	22 个球粒陨石平均值
岩石	斜长花岗岩	斜长花岗岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	二长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩	
La	5.17	8.79	13.64	32.60	15.40	18.50	19.20	22.60	21.10	25.40	25.60	28.50	28.60	28.60	31.40	33.00	0.320
Ce	10.52	16.71	21.98	62.07	32.20	35.00	36.80	47.50	41.70	43.80	46.60	55.30	53.70	57.40	58.40	62.60	0.940
Pr	1.04	1.97	3.43	6.27	2.97	3.93	3.99	4.10	4.83	4.11	4.89	5.61	5.76	5.99	6.27	6.36	0.120
Nd	4.19	9.21	10.29	19.44	10.70	15.40	14.30	14.50	17.50	14.10	17.40	20.10	21.10	21.70	22.60	23.30	0.600
Sm	0.85	1.34	1.81	4.16	1.59	2.57	2.27	2.05	2.67	2.16	2.87	3.32	3.38	3.44	3.68	3.60	0.200
Eu	0.38	0.62	0.54	1.08	0.40	0.70	0.58	0.57	0.71	0.52	0.67	0.73	0.81	0.76	0.77	0.73	0.073
Gd	0.86	1.54	1.21	3.42	1.13	2.05	1.67	1.51	2.04	1.74	2.19	2.46	2.47	2.53	2.61	2.71	0.310
Tb	0.13	0.25	0.24	0.61	0.11	0.23	0.15	0.13	0.21	0.18	0.23	0.25	0.26	0.26	0.30	0.26	0.050
Dy	0.70	1.19	1.05	2.58	0.44	1.07	0.66	0.55	0.99	0.86	1.17	1.20	1.17	1.11	1.29	1.19	0.310
Ho	0.14	0.23	0.22	0.73	0.08	0.18	0.11	0.10	0.16	0.16	0.20	0.20	0.20	0.19	0.22	0.21	0.073
Er	0.38	0.75	0.68		0.25	0.57	0.34	0.34	0.51	0.46	0.62	0.63	0.61	0.58	0.64	0.60	0.210
Tm	0.06	0.10	0.12	0.30	0.05	0.07	0.04	0.05	0.07	0.05	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.033
Yb	0.38	0.67	0.61	1.34	0.28	0.47	0.32	0.36	0.48	0.45	0.53	0.52	0.47	0.49	0.56	0.49	0.190
Lu	0.07	0.11	0.08	0.41	0.08	0.08	0.05	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.09	0.08	0.031
Y	3.39	5.94	5.04	13.07	2.43	5.30	3.19	3.18	5.37	4.88	6.18	5.99	6.12	6.04	6.93	5.94	1.96
Σ REE	24.87	43.48	55.90	135.53	65.68	80.82	80.48	94.42	99.16	94.07	103.13	118.98	118.67	123.19	128.91	135.20	3.46
LREE	22.15	38.64	51.69	125.62	63.26	76.10	77.14	91.32	94.61	90.09	98.03	113.56	113.35	117.89	123.12	129.59	2.25
HREE	2.72	4.84	4.21	9.91	2.42	4.72	3.34	3.10	4.55	3.98	5.10	5.42	5.32	5.30	5.79	5.61	1.21
资料来源	本文, 2002		朱训等 (1983)	芮宗瑶等 (1984)						本文							赫尔蒙 (1971)
时代	古生代		中生代	中生代													
5~16 据本文																	

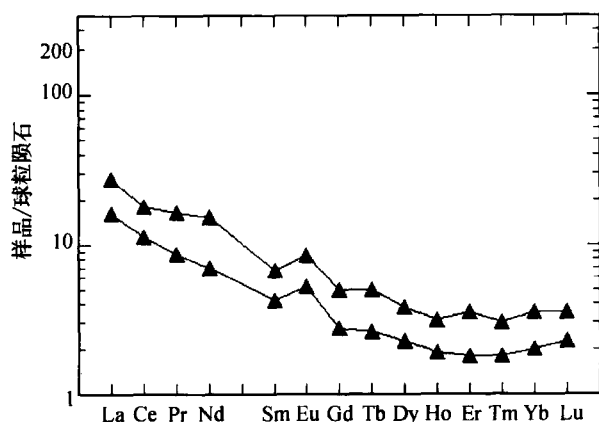


图5 以土屋为代表的古生代含矿斑岩的REE分布模式图
Fig. 5 REE distribution patterns for the Paleozoic ore-bearing porphyry represented by the Tuwu porphyry copper deposit

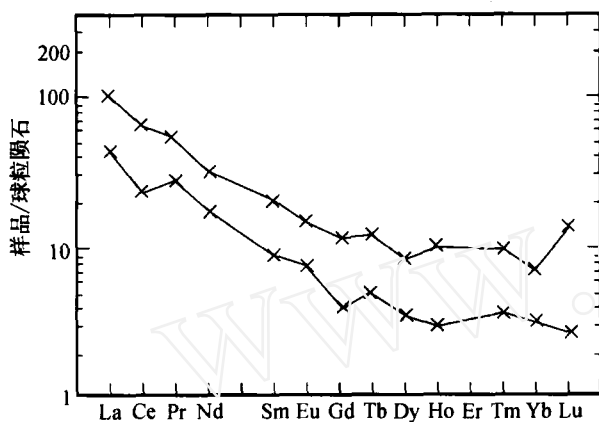


图6 以德兴为代表的中生代含矿斑岩的REE分布模式图
Fig. 6 REE distribution patterns for the Mesozoic ore-bearing porphyry represented by the Dexing porphyry copper deposit

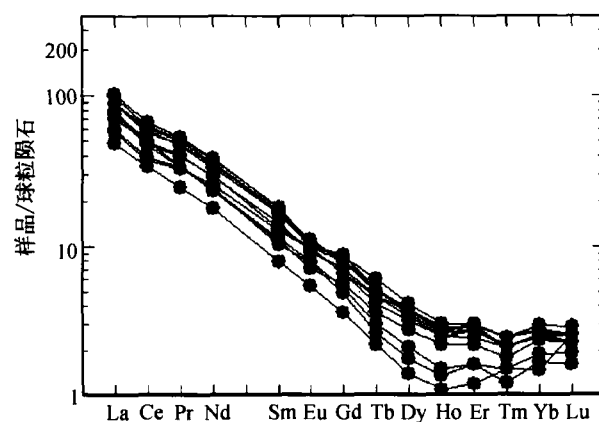


图7 驱龙和冲江代表的新生代含矿斑岩REE分布模式图
Fig. 7 REE distribution patterns for the Cenozoic ore-bearing porphyry represented by Qulong and Chongjiang porphyry copper deposits

6 斑岩铜矿成矿讨论

含铜斑岩为花岗质岩石的高侵位体,产于聚合板块活动大陆边缘,缝合带常作为板块聚合标志保留下来。斑岩铜矿成矿作用可以发生于俯冲期间,也可以发生于碰撞造山期间的拆沉。斑岩铜矿的源岩或源区无疑以洋壳或上地幔物质为主,只掺和少部分地壳物质。斑岩铜矿成矿构造环境属于板块聚合时期的拉张条件。由于斑岩铜矿以洋壳物质为主,很少掺和地壳物质等,故它们的岩浆-热液系统以较高的氧逸度为特征,根据 Burnham 等(1980)的研究,斑岩铜矿岩浆系统的 f_{O_2} 为 $10^{-14} \sim 10^{-8}$,热液系统的 f_{O_2} 为 $10^{-24} \sim 10^{-11}$ 。岩浆-热液系统的 f_{O_2} 可以通过有氧参与的一系列矿物可以检测出来,如黑云母、磁铁矿、赤铁矿、硬石膏和石膏等。可以将这些有氧参与的矿物写出单变平衡式,再具体计算其 f_{O_2} 。

通过硫、氧、氢和碳等的同位素研究,也能得到斑岩铜矿成矿初期以深成物质来源为主,很少受地壳浅成物质混染和干扰的结论。

斑岩铜矿成矿的一个重要问题是独立挥发相与高侵位硅酸盐熔体不相混溶性(iramiscibility)。有大量证据证明,独立挥发相以岩浆二次沸腾形式从高侵位硅酸盐熔体中析出。通过流体包裹体研究可以清晰地看到这一点,也可以通过已冷凝斑岩体外壳中细微裂隙和爆破角砾岩等的产生间接得到证明。斑岩铜矿成矿是独立挥发相与大气降水不断掺和的产物。斑岩铜矿一系列热液蚀变是独立挥发相和大气降水交代斑岩和围岩引起的。

许多含矿斑岩均为交代岩石。它们在高侵位后通过岩浆二次沸腾分离出独立挥发相交代形成碱质硅酸盐交代岩,例如钾硅酸盐交代岩和钠硅酸盐交代岩。在深部部分熔融时,由于富集流体相,也可能伴随交代作用,故它们富集大离子不相容元素,如 Rb、Ba、Th 和 Sr 等,而明显亏损高场强元素,如 Nb 和 Ta 等。由于较高的 f_{O_2} 阻止了铜等矿质进入岩浆结晶系统中的铁相,使铜等金属保留在热液系统中,同时由于独立挥发相的存在又使斑岩系统本身及邻近围岩产生许多微细裂隙;当热液系统降至 $350 \sim 180^\circ\text{C}$ 时,铜等矿质与热液系统中的 H_2S 结合,生成黄铜矿、斑铜矿和黄铁矿等,从而形成斑岩型细脉浸染状铜矿石。

总之,斑岩铜矿产于板块缝合带的上盘,是板块俯冲(B型俯冲或A型俯冲)过程中洋壳岩石部分熔融的产物,如土屋和延东斑岩铜矿可能为B型俯冲的产物,而德兴、玉龙和冈底斯带的众多斑岩铜矿为A型俯冲的产物。因此,斑岩铜矿可以形成于大洋消减时期,也可以形成于陆陆碰撞时期,是板块聚合时期局部拉张条件下的产物,如玉龙斑岩铜矿产于第三纪拉分盆地发育时期,又如智利斑岩铜矿主要产于西部走滑断裂带上。

References

- Beijing Institute of Geology and Mineral Resources, CNMI. 1987. Foreign main nonferrous mineral resources. Beijing: Metallurgical Industry Press, 1-602 (in Chinese)
- Burnham C W and Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. In Ishihara S and Takenouchi S, (ed.), Mining Geology Special Issue, (8): 1-11
- Chen W M and Qu X M. 2002. Host rocks of Tuwu-Yandong (porphyry) copper deposit in Tianshan mountains. Mineral Deposits, 21(4): 331-340 (in Chinese with English abstract)
- Chen D Q, Chen G. 1990. Practical REE geochemistry. Beijing: Metallurgical Industry Publishing House. 196 (in Chinese with English abstract)
- Clark A H. 1993. Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinct? In Whiting B H, Hodgson C J, Marson R., (ed.), Giant Ores deposits. Society of Econ. Geol. Special publication, (2): 213-283
- Dai Z X. 1996. Copper ores. Chinese Information Academy of Geological Mineral Resources (ed.) Foreign Mineral Resources. Beijing: Seismological Press, 127-134 (in Chinese)
- Du Q, Zhao Y M, Lu B G, et al. 1988. Geology of Duobaoshan porphyry copper deposit. Beijing: Geological Publishing House. 1-386 (in Chinese with English summary)
- Han C M, Mao J W, Yang J M, et al. 2002. Late Paleozoic endogenetic metallogenic series and mineralizations: law in the east Tianshan mountain. Geology and Prospecting, 38(5): 5-10 (in Chinese with English abstract)
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, et al. 2003. Adakite: a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in the Tibetan plateau and in northern Chile. Mineral Deposits, 22(1): 1-12 (in Chinese with English abstract)
- Li W S. 1994. Nonferrous deposit in the Manzhouli-Xin Barag Youqi Mesozoic activating belt. In Rui Z Y, Shi L D, Fang R H, (ed.), Geology of nonferrous metallic deposits in the northern margin of the north China landmass and its adjacent area. Beijing: Geological Publishing House, 270-295 (in Chinese with English summary)
- Ma H W. 1990. Petrology and mineralization of granitoids in the Yulong porphyry copper belt, Tibet. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1-158 (in Chinese with English abstract)
- Oyarzun R, Marques A, Lillo J, et al. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Mineralium Deposita, 36: 794-798
- Qu X M, Hou Z Q, Huang W. 2001. Is Gangdise porphyry copper belt: the second "Yulong" copper belt? Mineral Deposits, 20(4): 356-366 (in Chinese with English abstract)
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China. Beijing: Geological Publishing House, 1-350 (in Chinese)
- Rui Z Y, Liu Y L, Wang L S, et al. 2002. The eastern Tianshan porphyry copper belt in Xinjiang and its tectonic framework. Acta Geologica Sinica, 76(1): 83-94 (in Chinese with English abstract)
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Econ. Geol., 67: 184-197
- Sillitoe R H. 1976. Andean mineralization: a model for the metallogeny of convergent plate margins. In Strong D F, (ed.), Metallogeny and plate tectonics, Geol. Assoc. Canada, Special Paper, 14: 59-100
- Titley S R. 1970. Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the north-western Pacific. Econ. Geol., 70: 499-514
- Wu L R. 1985. Mesozoic granitoids in east China. Acta Petrologica Sinica, 1(1): 1-10 (In Chinese with English abstract)
- Zhu J C, Shen W Z, Liu C S, et al. 1990. Nd-Sr isotopic characteristics and genetic discussion of Mesozoic granitoids of syntaxis Series. Acta Petrologica et Mineralogica, 9(2): 97-105 (in Chinese with English abstract)
- Zhu J C, Jin Z D, Rao B, et al. 2002. Ore-forming fluid process in the Dexing porphyry copper deposits, Jiangxi province: evidence from clay mineralogy, fluid inclusion and isotope tracing. Journal of Nanjing University (natural sciences), 38(3): 418-434 (in Chinese with English abstract)
- Zhu X, Huang C K, Rui Z Y, et al. 1983. The geology of Dexing porphyry copper ore field. Beijing: Geological Publishing House, 1-336 (in Chinese with English summary)
- Zhang Y Q, Xie Y W, Liang H Y, et al. 1998. Petrogenesis series and the ore-bearing porphyries of the Yulong Copper ore belt in eastern Tibet. Geochimica, 27(3): 236-243 (in Chinese with English summary)
- Zhang Q, Wang Y, Liu W, et al. 2002. Adakite: its characteristics and implications. Geological Bulletin of China, 21(7): 431-435 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 中国有色金属工业总公司北京矿床地质研究所. 1987. 国外主要有色金属矿床. 北京: 冶金工业出版社, 1-602
- 陈文明, 曲晓明. 2002. 论东天山土屋-延东(斑岩)铜矿的容矿岩. 矿床地质, 21(4): 331-340
- 陈德潜, 陈刚. 1990. 实用稀土元素地球化学. 北京: 冶金工业出版社, 196
- 戴启希. 1996. 铜矿. 见: 中国地质矿床信息研究院编著, 国外矿床资源, 北京: 地质出版社, 127-134
- 杜琦, 赵玉民, 卢秉刚, 马德友, 李佩兰, 律景凯, 李文深, 敖立志, 崔革. 1988. 多宝山斑岩铜矿床. 北京: 地质出版社, 1-386
- 韩春明, 毛景文, 杨建民, 王志良. 2002. 东天山古生代内生金属矿床成矿系列和成矿规律. 地质与勘探, 38(5): 5-10
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 曲晓明, 孟祥金. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩-以西藏和智利斑岩铜矿为例, 矿床地质, 22(1): 1-12
- 李伟实. 1994. 满州里-新巴尔虎右旗中生代活化带有色金属矿床. 见: 芮宗瑶, 施林道, 方如恒主编, 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 270-295
- 马鸿文. 1990. 西藏玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿. 武汉: 中国地质大学出版社, 1-158
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜(化)带: 西藏第二条"玉龙"铜矿带? 矿床地质, 20(4): 356-366
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1-350
- 芮宗瑶, 刘玉琳, 王龙生, 王义天. 2002. 新疆东天山斑岩型铜矿带及其大地构造格局, 地质学报, 76(1): 83-94
- 吴利仁. 1985. 中国东部中生代花岗岩类. 岩石学报, 1(1): 1-10
- 朱金初, 沈渭洲, 刘昌实, 徐士进. 1990. 华南中生代同熔系列花岗岩类的 Nd-Sr 同位素特征及成因讨论, 岩石矿物学杂志, 9(2): 97-105
- 朱金初, 金章东, 饶冰, 李福春. 2002. 德兴铜厂铜矿流体过程, 南京大学学报(自然科学), 38(3): 418-434
- 朱训, 黄崇轲, 芮宗瑶, 周耀华, 朱贤甲, 胡淙声, 梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿, 北京: 地质出版社, 1-336
- 张玉泉, 谢应雯, 梁华英, 邱华宁, 李献华, 钟孙霖. 1998. 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩及其成岩系列, 地球化学, 27(3): 236-243
- 张旗, 王焰, 刘伟, 王元龙. 2002. 埃达克岩的特征及其意义, 地质通报, 21(7): 431-435