

西藏尼雄矿田日阿铜矿床矽卡岩矿物学特征 及地质意义*

于玉帅¹ 杨竹森² 刘英超³ 田世洪² 赵 灿¹ 高原⁴,
纪现华^{2,5} 胡为正⁴ 曹圣华⁴

(1 武汉地质矿产研究所, 湖北 武汉 430205; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;
3 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 4 江西省地质调查院, 江西 南昌 330201;
5 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘 要 尼雄矿田位于冈底斯成矿带西段中部隆格尔-南木林岩浆岩带的北侧。日阿铜矿床位于尼雄矿田的东南端, 矿体产于晚白垩世侵入岩与下拉组灰岩接触带的矽卡岩或矽卡岩化大理岩中, 主要矽卡岩矿物有石榴子石、透辉石、蛇纹石、金云母、绢云母、硅镁石、阳起石、透闪石、绿帘石、绿泥石等。电子探针分析表明, 矿区石榴子石主要为钙铁榴石, 次为钙铝榴石, 辉石以透辉石为主; 金云母明显富镁贫铁, 且富含挥发分 F; 闪石类矿物属钙角闪石系列, 绿泥石富镁贫铁。推断成矿流体大致经历了 5 个演化阶段: ① 干矽卡岩阶段, 高温($>450^{\circ}\text{C}$)、低 pH 值、氧化-弱氧化; ② 湿矽卡岩阶段, 温度降低, pH 值和氧逸度逐渐升高; ③ 氧化物阶段, 温度进一步降低, pH 值升高(碱性), 氧逸度则呈降低趋势; ④ 石英硫化物阶段, 中等温度($200\sim 300^{\circ}\text{C}$)、高 pH 值(碱性)、低氧逸度; ⑤ 碳酸盐阶段, 低温($160\sim 203^{\circ}\text{C}$)、低 pH 值、低氧逸度。此外, 矿区还存在多金属矿化的可能。

关键词 地球化学; 矽卡岩; 矿物学; 电子探针分析; 日阿铜矿床; 尼雄矿田; 西藏

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Mineralogical characteristics of skarn in Ri'a copper deposit of Nixiong orefield, Tibet, and their geological significance

YU YuShuai¹, YANG ZhuSen², LIU YingChao³, TIAN ShiHong², ZHAO Can¹, GAO Yuan⁴,
JI XianHua^{2,5}, HU WeiZheng⁴ and CAO ShengHua⁴

(1 Wuhan Institute of Geology and Mineral Resources, Wuhan 430205, Hubei, China; 2 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 3 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 4 Jiangxi Institute of Geological Survey, Nanchang 330201, Jiangxi, China; 5 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 10083, China)

Abstract

The Nixiong orefield is located in northern Longge'er-Nanmulin magmatic belt along the central part of western Gangdise metallogenic belt. The Ri'a copper deposit is in southeast Nixiong ore field. The ore bodies mainly occur in the skarn and skarnized marble, which lie between the intrusive rock and Xiala Formation. The main skarn minerals are garnet, diopside, serpentine, phlogopite, actinolite, humite, tremolite, epidote, chlorite, sericite and so on. Electron microprobe analyses show that the garnet is composed mainly of grossularite

* 本文受“十一五”国家科技支撑计划项目(2006BAB01A04)、国家重点基础研究发展计划 973 项目(2011CB403100, 2009CB421007)和地质调查计划项目(1212010918014)联合资助

第一作者简介 于玉帅,男,1985 年生,助理工程师,从事矿床学研究。Email: shuaiyuyu1103@163.com

收稿日期 2012-01-09; 改回日期 2012-04-07。秦思婷编辑。

(62.08%) and andradite (35.08%). Almost all the pyroxenes belong to diopside. Phlogopites are rich in iron and poor in magnesium, also with features of high F. The amphiboles show characteristics of calc-amphibole. The chlorites are rich in magnesium and poor in iron. According to the above data, the authors infer that the ore-forming fluid might have experienced the following five evolutionary stages: ① dry skarn stage of high temperature ($>450^{\circ}\text{C}$), low pH, oxidation-weak oxidation; ② wet skarn stage of lower temperature, with gradual increasing pH value and oxygen fugacity; ③ oxide stage of further reducing temperature, increasing pH value (alkaline) and decreasing oxygen fugacity; ④ quartz sulfide stage with temperature down to $200\sim 300^{\circ}\text{C}$, high pH (alkaline), low oxygen fugacity; ⑤ carbonate stage of low temperature ($160\sim 203^{\circ}\text{C}$), low pH and low oxygen fugacity. In addition, there probably exists more metal mineralization in the Ri'a copper deposit.

Key words: geochemistry, skarn, mineralogy, electron microprobe analysis, Ri'a copper deposit, Nixiong Orefield, Tibet

矽卡岩(skarn)一词由瑞典托奈博姆于 1880 年~1881 年第一次正式提出(Meinert et al., 2005),“是一种在贫长石的长英质火山岩中的附属层,并作为容矿岩石显示出特殊的黑色岩石”。现在,矽卡岩一般是指中酸性侵入岩侵入到碳酸盐岩中,并与之发生接触交代等一系列物理化学作用,而形成的一套蚀变硅酸盐矿物组合(黄华盛,1994)。矽卡岩型矿床主要指产在中酸性(少数情况下,可以是酸性或基性-超基性)侵入岩、火山岩与碳酸盐类岩石或其他岩石接触带或其附近岩石中的矿床(薛春纪等,2006)。矽卡岩型矿床在中世纪就已被人们开采利用,具有极其重要的经济意义。中国矿产储量总数中,矽卡岩型矿床占有较大的比重,其中 Fe 约占 11.2%,Cu 约占 30%(赵一鸣等,1990)。

矽卡岩的成岩和成矿理论一直在不断地丰富和发展,除了经典的“双交代”模式,国内外学者还提出了大量关于矽卡岩(矿床)成因的假说,如区域变质成因(Raith,1991)、混合岩化成因(Staton,1983; Meinert,1992)、岩浆成因(林新多,1987;林新多等,1989;吴言昌,1992;吴言昌等,1996;1998;赵斌等,1993;1995)、层间交代反应(唐永成等,1998)、喷流沉积成因(李福东等,1993;杜光树等,1998)、海底热水交代成因以及热水沉积成因(Hutchinson,1986;姚鹏等,2002),还有研究者提出层控矽卡岩矿床(常印佛等,1983;於崇文等,1995;凌其聪等,2002)。作为矽卡岩(矿床)的“细胞”——矽卡岩矿物(组合)是矽卡岩(矿床)识别和分类的重要依据(Einaudi et al.,1981;Meinert et al.,2005)。对矽卡岩矿物的研究不仅可以详细刻画其形成的物理化学条件,为矿床形成环境提供大量的指示信息,还可以用来指示金属矿化类型(Titley,1973;Nakano et al.,1994;赵

一鸣等,1997)。本文对尼雄矿田日阿铜矿床矽卡岩矿物进行了详细的矿物学分析,探讨其反映的成矿环境,大致推断了成矿流体演化过程,为冈底斯矽卡岩型铜矿床地质找矿提供可能的启示。

1 地质特征

尼雄矿田位于冈底斯陆缘火山-岩浆弧北侧的隆格尔-工布江达断隆带,处于雅鲁藏布江铜多金属成矿区内,是措勤-申扎铁铜多金属成矿带的重要组成部分。尼雄矿田总体呈 NWW 向展布,长约 40 km,宽约 10 km,包括滚纠、尼雄、沙松南、毛加峡磁铁矿床和日阿铜矿床。

日阿铜矿床位于尼雄矿田东南端,距措勤县城约 100 km,面积约 30 km^2 。矿区出露地层(图 1)有二叠系下统昂杰组(P_{1a}),岩性主要为浅灰色砾岩、砂砾岩、砂岩与灰黑色厚层粉砂岩、泥岩和生物碎屑灰岩等组成反复出现的旋回层系;二叠系中统下拉组(P_{2x}),下部是生物碎屑灰岩,上部是浅灰色灰质粉晶白云岩夹生物碎屑灰岩、菱铁矿灰岩和鲕状赤铁矿灰岩;二叠系上统敌布错组(P_{3d}),下部为长石石英砂岩、含碳泥质粉砂岩和粉砂质泥岩,上部为深灰色微晶灰岩;少量古近系日贡拉组(E_{3r}),以陆源碎屑岩和火山碎屑岩为主;以及沿沟谷分布的第四系(Q)松散堆积物。

矿区发育 NWW 向、NW 向和近 EW 向断裂构造。矿区出露侵入岩为中细粒黑云母二长花岗岩和中细粒黑云母花岗岩,另有少量中酸性、中基性岩脉。矿体主要产于中细粒黑云母花岗岩与中二叠统下拉组接触带的矽卡岩或矽卡岩化大理岩中,产状和规模严格受岩体侵入接触面的控制,还有矿体产于

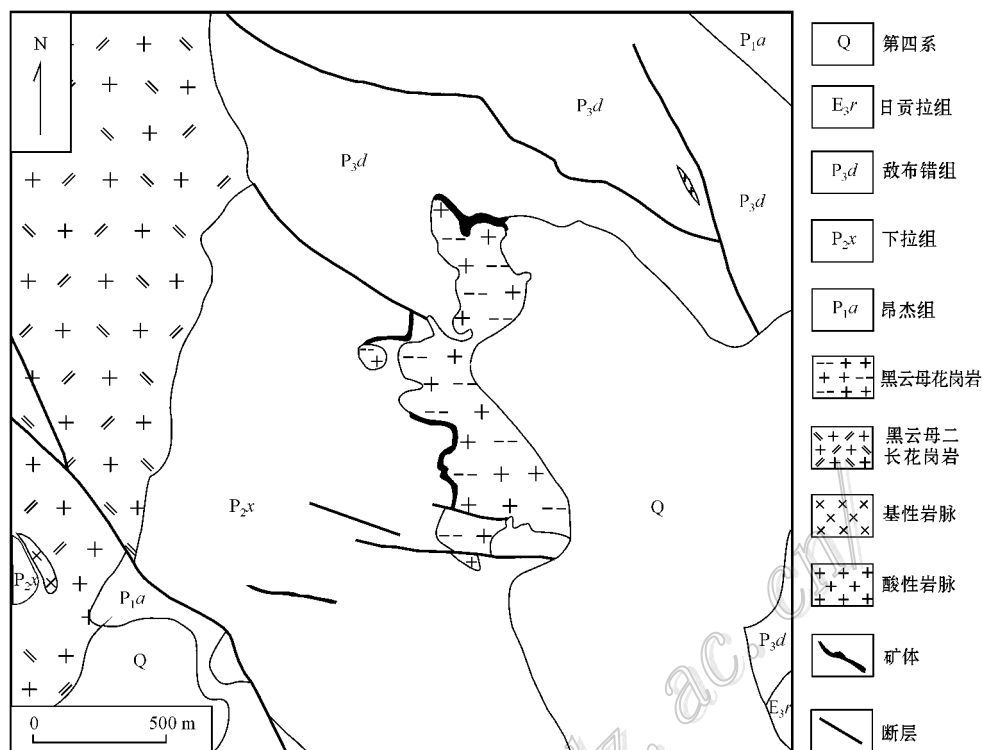
图 1 日阿铜矿地质简图(据江西省地质调查院^①修改)

Fig. 1 Geological sketch map of the Ri'a copper deposit (modified after Jiangxi Institute of Geological Survey)

下拉组层间破碎带中。在已发现的矿体中,铜矿体长度为 300~650 m,厚度在 1.27~18.33 m 之间。铜主要以原生硫化物(黄铜矿、斑铜矿)存在,浅部地表亦可见以氧化物形式存在的孔雀石、铜蓝。按铜赋存围岩划分,矿石可以分为含铜矽卡岩矿石和含铜蚀变花岗岩矿石。含铜矽卡岩矿石主要金属矿物有黄铜矿、辉铜矿、斑铜矿、黄铁矿等,含少量孔雀石、磁铁矿和镜铁矿等,脉石矿物有石榴子石、透辉石、金云母、阳起石、蛇纹石、硅镁石、绿帘石、绿泥石、石英、方解石等。

2 成矿期次划分

矽卡岩型矿床的形成经历了长期而复杂的过程,成矿具有明显的多期、多阶段特点(袁见齐等, 1985)。通过对产于黑云母花岗岩与下拉组灰岩接触带探槽的编录和显微镜下矿物共生组合研究,将日阿铜矿床矽卡岩成矿过程划分为 3 个矿化期 6 个

矿化阶段,主要矿物生成顺序见表 1。

(1) 矽卡岩期:形成各种钙、铁、镁、铝等硅酸盐矿物,是矽卡岩矿物形成的主体时间。可以分为 3 个阶段:

I、干矽卡岩阶段:主要形成以石榴子石为主体的无水硅酸盐矿物,其次是透辉石。部分被后期矿物穿插或发生不同程度的蚀变,粒间偶见有金属硫化物。

II、湿矽卡岩阶段:主要形成含水硅酸盐矿物,主要有金云母、阳起石、透闪石、蛇纹石、绿帘石等。矿区内金云母异常发育,在探槽中可见厚约 50 cm 的纯金云母矽卡岩,它们交代干矽卡岩阶段的石榴子石、透辉石等矿物。除此之外,还伴有少量金属硫化物的沉淀,包括黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿等。

III、氧化物阶段:主要形成铁的氧化物镜铁矿和少量的磁铁矿,其次有云母类(如金云母、绢云母等)矿物,交代早期矽卡岩矿物的蛇纹石以及少量的石英、绿帘石等矿物产出,镜铁矿的发育说明该

① 江西省地质调查院, 2009. 西藏措勤县日阿铜矿地形地质及工程布置图. 内部资料.

表 1 日阿铜矿主要矿物生成序列
Table 1 Mineral forming sequence of the Ri 'a copper deposit

矿物	矽卡岩期			石英硫化物期		表生氧化作用期
	干矽卡岩阶段	湿矽卡岩阶段	氧化物阶段	石英硫化物阶段	碳酸盐阶段	
石榴子石						
透辉石						
金云母						
阳起石						
透闪石						
绿帘石						
蛇纹石						
镜铁矿						
磁铁矿						
绢云母						
绿泥石						
石英						
黄铁矿						
斑铜矿						
黄铜矿						
方解石						
褐铁矿						
孔雀石						
铜蓝						

阶段具高氧逸度。

(2) 石英硫化物期：主要形成石英和硫化物黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿等，同时还形成绿泥石、方解石等。该期可以分为如下 2 个阶段：

Ⅳ、石英硫化物阶段：主要成矿阶段，形成大量的石英和铜的硫化物(黄铜矿、斑铜矿等)以及少量黄铁矿。硫化物呈浸染状、脉状或团块状产于早期矽卡岩矿物的间隙、裂隙中，抑或呈浸染状、脉状或小团块状产于蚀变岩体中。黄铜矿、斑铜矿多呈他形，与脉石矿物一起构成矿石的斑点状或细脉浸染状构造。此外，还发育退化蚀变的绢云母、绿泥石和蛇纹石等。

Ⅴ、碳酸盐阶段：主要形成碳酸盐和退化蚀变产物，如方解石、绿泥石和少量黄铁矿、石英等。

(3) 表生氧化作用期：原生金属硫化物(黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿等)在地表遭受氧化淋滤，如磁铁矿、黄铁矿变为褐铁矿，黄铜矿、斑铜矿等变成孔雀石、铜蓝等。这些氧化矿物是野外重要的找矿标志。

3 矽卡岩矿物学特征

在室内挑选典型的岩矿样品，经清洗、拍照后送

至河北省地质矿产局廊坊实验室磨制探针片。在显微镜下进行详细的岩矿鉴定，精选代表性矿物进行电子探针成分分析，分析在东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室进行。测试仪器：JXA-8100 型电子探针，Inca Energy 能谱仪；测试条件：加速电压 15.0 kV，电子束斑 2 μm，探针束流 20 nA。实验流程：首先用真空镀膜仪对所选探针片进行真空镀膜(镀碳)，镀膜均匀且厚度控制在 20 nm 左右，随后对已镀好碳膜的探针片进行电子探针分析。

3.1 石榴子石

石榴子石是日阿铜矿床内最发育的矽卡岩矿物之一，经探槽揭露，在内外矽卡岩带均有产出。产出状态主要有 2 种：一是呈脉状侵入到岩体中，这类石榴子石常呈褐红色，在脉壁两侧发育绿泥石化、绿帘石化等；二是在接触带内发育大规模的致密块状石榴子石矽卡岩，与其共生的矿物主要是透辉石，组成石榴子石-透辉石矽卡岩，这类石榴子石呈褐红色-灰绿色，自形-半自形粒状集合体，粒度大小不等(1~4 mm)，晶型较好，呈五角十二面体、四角八面体，镜下多呈均质体，环带结构较发育(图 2A)，粒间偶见黄铜矿。

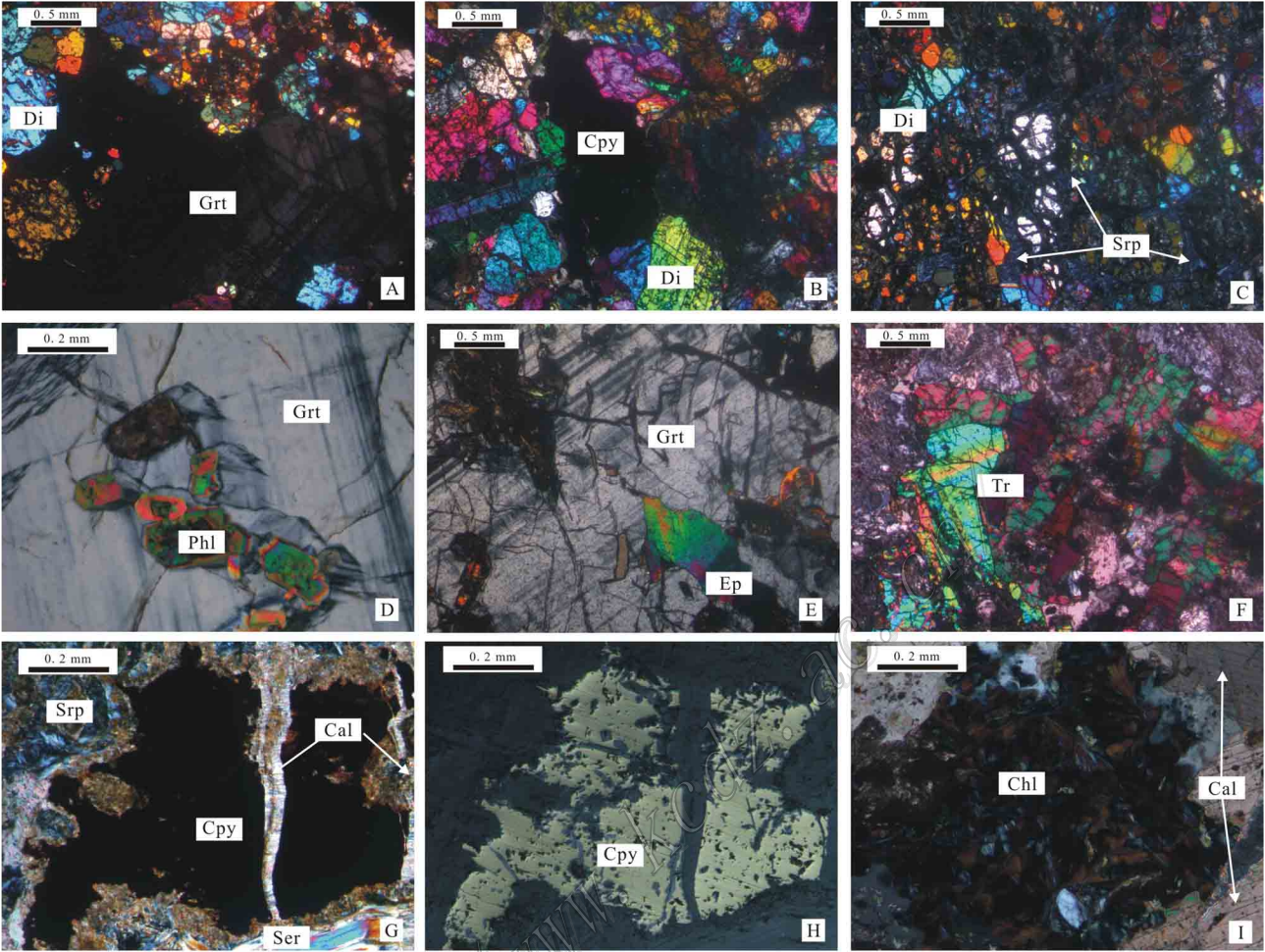


图 2 日阿铜矿典型矽卡岩矿物镜下特征

A. 石榴子石生长环带; B. 透辉石粒间的黄铜矿; C. 透辉石被晚期蛇纹石交代蚀变; D. 石榴子石中自形环带金云母; E. 石榴子石中的绿帘石; F. 透闪石聚片双晶; G, H. 黄铜矿被晚期碳酸盐脉穿切; I. 假鳞片状绿泥石的异常干涉色
Grt—石榴子石; Di—透辉石; Srp—蛇纹石; Phl—金云母; Ep—绿帘石; Tr—透闪石; Ser—绢云母; Chl—绿泥石;
Cal—方解石; Cpy—黄铜矿

Fig.2 Microscope photos of typical skarn minerals in the Ri'a copper deposit

A. Growth zoning of garnet; B. Chalcopyrite of diopside grains; C. Diopside altered by later serpentine; D. Euhedral phlogopite with growth zoning in garnet; E. Epidote in garnet; F. Polysynthetic twinning of tremolite; G, H. Chalcopyrite cut by late carbonate veins; I. Anomaly interference color of pseudo-scaly chlorite

Grt—Garnet; Di—Diopside; Srp—Serpentine; Phl—Phlogopite; Ep—Epidote; Tr—Tremolite; Ser—Sericite;
Chl—Chlorite; Cal—Calcite; Cpy—Chalcopyrite

石榴子石电子探针成分分析(表 2)显示,日阿铜矿石榴子石主要为钙铁榴石和钙铝榴石,其次是少量的锰铝榴石和铁铝榴石等。其中, $w(\text{And})$ (钙铁榴石分子质量分数,余同)变化范围 15.33%~97.51%,均值为 62.08%; $w(\text{Gro})$ 变化范围 1.12%~78.92%,均值为 35.08%, $w(\text{Spe})$ 和 $w(\text{Alm})$ 一般<5%。石榴子石端员组分与世界上绝大部分矽

卡岩型铜矿床相似(图 3)。在化学组成上,2 个探槽存在相同的变化规律,即由内矽卡岩带到外矽卡岩带,石榴子石 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 呈降低趋势,分别由 15.24% 降低至 4.06% 和由 17.75% 降低至 0.93%;而 $w(\text{FeO})$ 依次增加,分别由 8.32% 升高至 23.04% 和由 5.40% 升高至 26.33%, $w(\text{CaO})$ 、 $w(\text{MnO})$ 变化不大,轻微减小。反映在石榴子石端员成分上,由矽

表 2 日阿铜矿石榴子石电子探针分析结果

Table 2 Electron microprobe analyses of garnet from the Ri' a copper deposit

组分	CQ09-																
	8-8-1.2	8-8-2.2	8-8-3.3	8-9-2.1	8-9-3.5	8-12-1.1	8-12-2.2	9-2-2.2	9-2-3.6	9-3-1.2	9-3-2.1	9-3-2.2	9-7-1.3	9-7-3.2	9-8-2.3	9-10-1.1	9-10-2.1
	w(B)/%																
SiO ₂	39.00	39.16	39.89	36.93	36.90	37.07	37.08	39.34	39.48	38.18	38.15	35.68	36.25	35.95	37.16	36.24	36.25
TiO ₂	0.49	0.85	0.32	0.17	-	-	0.06	0.16	0.01	0.21	0.03	0.02	0.04	-	-	0.07	0.01
Al ₂ O ₃	15.24	16.80	17.64	3.65	2.46	5.90	4.06	17.75	17.39	11.43	10.17	0.24	0.43	0.92	3.00	1.71	0.93
FeO	8.32	6.28	5.84	23.21	24.65	20.86	23.04	5.40	6.07	14.57	15.96	27.63	27.15	25.99	23.72	25.32	26.33
MnO	0.91	0.72	0.67	0.31	0.44	0.67	0.53	1.64	1.85	1.24	0.98	0.56	0.27	0.63	0.74	0.72	0.47
MgO	0.16	0.32	0.28	0.13	0.08	0.06	0.06	0.08	0.12	0.06	0.01	0.01	0.08	0.22	0.18	0.04	0.02
CaO	34.81	34.71	32.42	32.73	32.19	32.69	32.68	33.39	34.68	34.21	32.31	32.72	33.91	33.68	33.03	33.31	33.79
Na ₂ O	0.07	0.01	0.26	-	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	-	-	0.03	-	-	0.02	-
K ₂ O	0.02	-	0.03	0.01	-	0.01	0.03	0.01	-	0.01	0.02	0.02	-	-	-	-	0.00
总和	99.02	98.85	97.35	97.14	96.73	97.29	97.57	97.79	99.62	99.94	97.63	96.88	98.16	97.39	97.83	97.43	97.80
以 12 个氧原子为基准计算的阳离子数																	
Si	3.03	3.02	3.11	3.05	3.08	3.04	3.05	3.06	3.03	3.00	3.07	3.01	3.02	3.01	3.06	3.03	3.02
Ti	0.03	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.40	1.53	1.62	0.36	0.24	0.57	0.39	1.63	1.57	1.06	0.96	0.02	0.04	0.09	0.29	0.17	0.09
Fe ³⁺	0.54	0.41	0.29	1.60	1.71	1.40	1.57	0.32	0.39	0.93	0.99	1.95	1.89	1.82	1.63	1.77	1.84
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.09	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.06	0.05	0.04	0.02	0.03	0.05	0.04	0.11	0.12	0.08	0.07	0.04	0.02	0.04	0.05	0.05	0.03
Mg	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00
Ca	2.90	2.87	2.71	2.90	2.87	2.87	2.88	2.78	2.85	2.88	2.78	2.96	3.03	3.03	2.92	2.98	3.02
And	27.24	20.59	15.33	81.76	87.62	71.04	79.92	16.56	19.57	46.89	50.71	97.51	92.83	88.24	82.00	87.36	90.17
Spe	2.00	1.60	1.55	0.74	1.06	1.58	1.25	3.68	4.03	2.76	2.28	1.33	0.62	1.43	1.72	1.67	1.08
Gro	70.12	76.56	78.92	16.78	10.66	26.03	17.97	78.43	75.95	49.33	44.18	1.12	6.09	9.31	15.45	10.79	8.66
Alm	0.00	0.00	3.03	0.10	0.31	1.03	0.60	0.96	0.00	0.75	2.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

注: TFe—全铁, And—钙铁榴石, Gro—钙铝榴石, Spe—锰铝榴石, Alm—铁铝榴石; “—”表示该项未测出或低于仪器检测限。

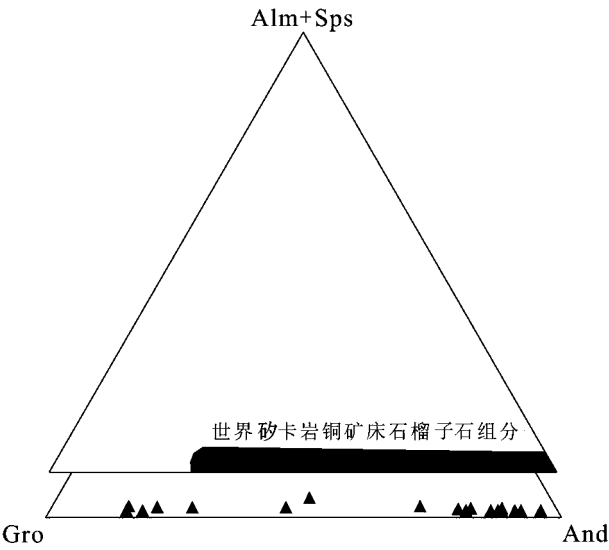


图 3 日阿铜矿石榴子石端员组成图(据 Meinert et al. 2005)
Fig. 3 End members of garnet in the Ri'a copper deposit (after Meinert et al., 2005)

卡岩内接触带到外接触带,钙铁榴石含量逐渐增加,钙铝榴石含量则降低,即总体上存在从钙铝榴石向钙铁榴石过渡的特点(图 4)。

3.2 辉石

日阿铜矿床发育大量的石榴子石-辉石矽卡岩,有的辉石已部分蚀变为蛇纹石,常伴有磁铁矿化、黄铜矿化和黄铁矿化。辉石晶体呈短柱状、粒状(0.2~1.0 mm),单偏光下对称消光,具弱多色性,正高突起,可见清晰的辉石式解理;正交偏光下,干涉色最高可达Ⅱ级蓝绿(图 2B)。

电子探针分析结果见表 3。 $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围 53.17%~55.75%,平均为 55.08%; $w(\text{CaO})$ 变化范围 23.15%~26.35%,平均为 25.27%; $w(\text{MgO})$ 变化范围 13.95%~17.76%,平均为 16.63%; $w(\text{FeO})$ 变化范围 0.31%~4.15%,平均为 1.65%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化范围 0.07%~1.34%,平均为 0.58%。在辉石成

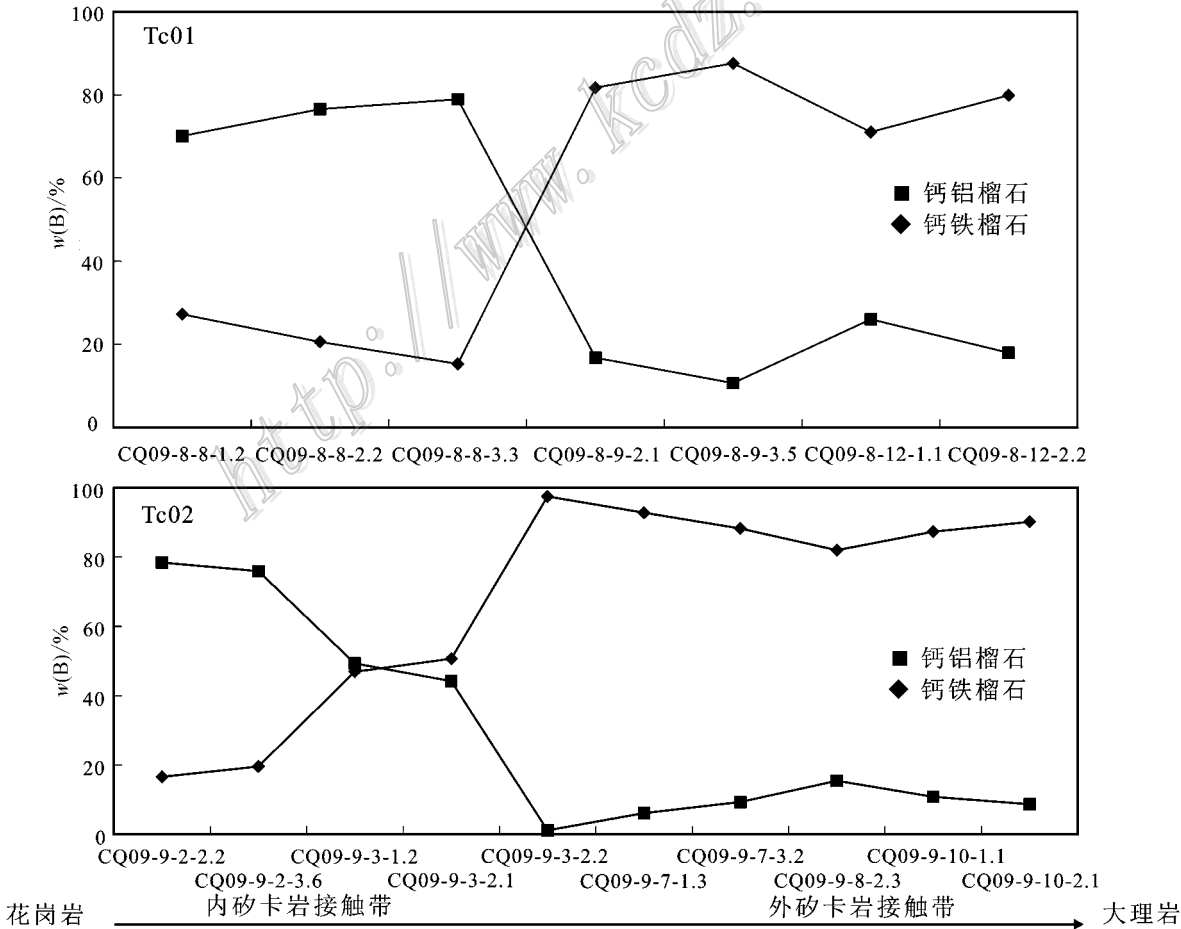


图 4 日阿铜矿石榴子石内接触带到外接触带成分变化图
Fig. 4 Composition variation diagram of garnet from endocontact zone to exocontact zone in the Ri'a copper deposit

表 3 日阿铜矿辉石电子探针分析结果

Table 3 Electron microprobe analyses of diopside from the Ri'a copper deposit

组分	CQ09-									
	8-5-2.1	8-7-4.3	8-8-1.1	8-8-2.1	8-8-3.1	8-9-2.2	8-9-3.2	8-11-1.2	8-12-2.1	8-12-3.1
	w(B)%									
SiO ₂	55.35	54.21	53.17	55.19	54.74	55.59	55.63	55.21	54.68	55.60
TiO ₂	0.09	0.08	0.36	—	0.05	—	—	0.12	0.04	0.17
Al ₂ O ₃	0.79	0.12	3.00	0.30	0.91	0.14	0.07	0.66	1.29	0.96
FeO	1.09	0.31	2.37	3.63	2.87	1.63	1.48	1.47	1.85	0.31
MnO	0.18	0.13	0.38	0.97	0.65	0.38	0.69	0.25	0.28	0.06
MgO	17.17	17.39	15.66	15.34	15.40	16.59	16.76	16.91	16.56	17.55
CaO	24.50	25.17	25.60	25.08	23.15	24.64	24.53	25.56	25.38	25.68
Na ₂ O	0.06	0.06	0.05	0.06	0.11	—	0.06	0.11	0.05	0.04
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	-	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	-
总和	99.25	97.49	100.61	100.57	97.89	98.98	99.24	100.29	100.15	100.37
	以 6 个氧原子和 4 个阳离子为基准									
Si	2.0100	2.0070	1.9298	2.0119	2.0274	2.0282	2.0307	1.9964	1.9832	1.9954
Al ^{IV}	0.0000	0.0000	0.0702	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0036	0.0168	0.0046
Al ^{VI}	0.0337	0.0053	0.0580	0.0130	0.0398	0.0058	0.0029	0.0245	0.0381	0.0359
Ti	0.0024	0.0021	0.0099	0.0000	0.0013	0.0000	0.0000	0.0032	0.0011	0.0047
Fe ³⁺	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ²⁺	0.0334	0.0095	0.0720	0.1110	0.0900	0.0453	0.0503	0.0447	0.0562	0.0094
Mn	0.0057	0.0040	0.0115	0.0301	0.0205	0.0213	0.0117	0.0077	0.0087	0.0018
Mg	0.9296	0.9596	0.8472	0.8336	0.8504	0.9112	0.9033	0.9115	0.8956	0.9391
Ca	0.9532	0.9984	0.9958	0.9797	0.9187	0.9583	0.9645	0.9903	0.9862	0.9872
Na	0.0042	0.0043	0.0032	0.0045	0.0082	0.0045	0.0000	0.0077	0.0038	0.0031
总和	3.9722	3.9901	3.9975	3.9838	3.9562	3.9745	3.9632	3.9896	3.9897	3.9812
Mn/Fe	0.1707	0.4211	0.1597	0.2712	0.2278	0.4702	0.2326	0.1723	0.1548	0.1915
Mg/Fe	27.8323	101.0105	11.7667	7.5099	9.4489	20.1148	17.9583	20.3915	15.9359	99.9043

组分	CQ09-											
	9-2-3.7	9-6-1.1	9-6-2.1	9-6-4.2	9-7-1.1	9-7-2.2	9-7-3.1	9-8-1.1	9-9-2.4	9-10-1.2	9-10-2.2	9-10-3.2
	w(B)%											
SiO ₂	54.53	55.16	53.74	55.52	55.41	55.60	55.59	55.40	54.91	55.35	55.44	55.75
TiO ₂	—	0.03	0.18	—	0.00	0.07	0.01	0.05	0.01	—	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	1.34	0.46	0.98	0.22	0.13	0.16	0.19	0.43	0.21	0.29	0.07	0.12
FeO	4.15	1.67	1.59	2.15	1.44	0.49	1.44	1.71	0.98	1.71	1.11	0.92
MnO	1.84	0.22	0.27	0.64	0.36	0.13	0.38	0.52	0.32	0.63	0.30	0.36
MgO	13.95	16.79	16.67	16.42	17.02	17.76	17.13	16.63	16.82	16.65	17.29	17.31
CaO	25.28	25.56	24.48	23.99	25.67	26.35	26.28	25.53	25.62	25.97	25.63	26.3
Na ₂ O	0.12	0.09	—	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.10	0.03	0.03	0.01
K ₂ O	—	0.01	—	0.01	—	—	0.00	—	0.04	—	0.01	0.02
总和	101.21	99.99	97.91	98.99	100.06	100.60	101.05	100.30	99.01	100.63	99.90	100.84
	以 6 个氧原子和 4 个阳离子为基准											
Si	1.9893	2.0024	1.9881	2.0312	2.0093	1.9989	1.9999	2.0064	2.0090	2.0026	2.0101	2.0049
Al ^{IV}	0.0107	0.0000	0.0119	0.0000	0.0000	0.0011	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Al ^{VI}	0.0471	0.0196	0.0309	0.0094	0.0054	0.0055	0.0079	0.0184	0.0092	0.0122	0.0031	0.0049
Ti	0.0000	0.0009	0.0049	0.0000	0.0001	0.0018	0.0002	0.0012	0.0002	0.0000	0.0004	0.0013
Fe ³⁺	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ²⁺	0.1271	0.0508	0.0495	0.0662	0.0438	0.0147	0.0432	0.0519	0.0299	0.0519	0.0336	0.0276
Mn	0.0568	0.0066	0.0085	0.0197	0.0110	0.0041	0.0117	0.0158	0.0098	0.0192	0.0091	0.0111
Mg	0.7586	0.9086	0.9192	0.8958	0.9200	0.9518	0.9189	0.8981	0.9172	0.8979	0.9347	0.9278
Ca	0.9881	0.9941	0.9705	0.9405	0.9976	1.0150	1.0132	0.9906	1.0044	1.0067	0.9958	1.0133
Na	0.0081	0.0066	0.0000	0.0027	0.0018	0.0026	0.0019	0.0020	0.0070	0.0018	0.0022	0.0004
总和	3.9859	3.9897	3.9835	3.9654	3.9890	3.9955	3.9969	3.9844	3.9866	3.9923	3.9889	3.9912
Mn/Fe	0.4469	0.1299	0.1717	0.2976	0.2511	0.2789	0.2708	0.3044	0.3278	0.3699	0.2708	0.4022
Mg/Fe	5.9685	17.8858	18.5697	13.5317	21.0046	64.7483	21.2708	17.3044	30.6756	17.3006	27.8185	33.6159

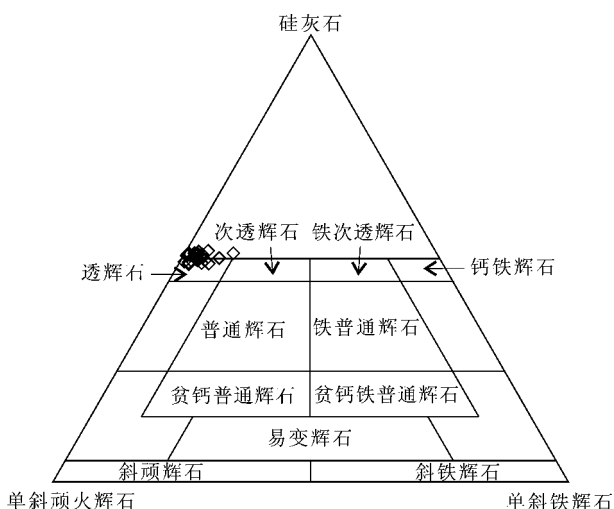


图 5 日阿铜矿辉石分类图解(据潘兆儒等,1994)

Fig. 5 Classification of diopside from the Ri'a copper deposit (after Pan et al., 1994)

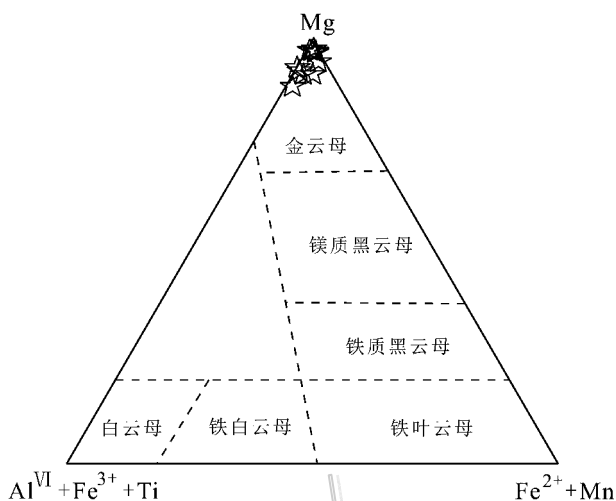


图 6 日阿铜矿云母分类图解(据 Foster, 1960)

Fig. 6 Classification of mica from the Ri'a copper deposit (after Foster, 1960)

判别图(图 5)中,均落入透辉石或其附近区域,这一特点与中国矽卡岩型铜铁矿床中辉石均属于透辉石-次透辉石系列相吻合(赵斌等,1987;赵一鸣等,1990)。

3.3 金云母

金云母是日阿铜矿床中重要的湿矽卡岩矿物。主要产于岩体与围岩接触带的中间部位或靠围岩一侧,局部可形成金云母矽卡岩。金云母自形晶体发育,呈假六方板片状聚集体,浅黄色或浅棕绿色,半透明,一组极完全解理,片径大小不一,多为 2~10 mm,大者可达 1~2 cm 或更大,可见清晰的生长环带。正交偏光下,干涉色可达 III 级,部分可见清晰的生长环带(图 2D)。

电子探针分析结果(表 4)显示, $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围 38.39%~41.91%,平均为 40.07%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化范围 11.78%~16.67%,平均为 13.85%; $w(\text{FeO})$ 变化范围 0.83%~3.94%,平均为 1.65%; $w(\text{MgO})$ 变化范围 24.33%~27.98%,平均为 26.20%; $w(\text{K}_2\text{O})$ 变化范围 10.57%~12.35%,平均为 11.58%。在金云母分类图解上都落在金云母区域内(图 6)。矿区金云母明显富镁贫铁, $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 为 0.017~0.083,镁值($\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ti})$)较高,介于 0.91~0.98 之间,平均可达 0.96,较湖北大冶铜绿山铜(铁)矿床(0.92~0.95)高(赵一鸣等,1990)。此外,金云母中挥发分 $w(\text{F})$ 较高,为 0.56%~2.49%,这可能为矿质的运移提供了条件(赵一鸣等,1983)。

3.4 角闪石

日阿铜矿床中的角闪石,呈纤维状、放射状集合体,单偏光下呈浅绿色-绿色或白色-灰白色,具弱多色性,正中突起,正交偏光下,干涉色可达 II 级蓝-蓝绿,可见透闪石的聚片双晶(图 2F)。

电子探针分析显示角闪石化学成分(表 5): $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围 52.71%~59.65%,平均为 54.86%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化范围 0.49%~3.29%,平均为 1.66%; $w(\text{FeO})$ 变化范围 6.36%~15.31%,平均为 12.52%; $w(\text{MgO})$ 变化范围 12.64%~22.43%,平均为 15.18%; $w(\text{CaO})$ 变化范围 7.16%~12.86%,平均为 11.67%。日阿铜矿绝大部分角闪石属钙角闪石系列(图 7A),主体为阳起石,仅有少数样品点落在透闪石区域(图 7B),指示日阿铜矿闪石类矿物以阳起石为主。

3.5 蛇纹石

蛇纹石是重要的湿矽卡岩矿物之一,主要产于矽卡岩外接触带,呈脉状、细脉状穿切/交代早期石榴子石、透辉石等干矽卡岩矿物。单偏光镜下,呈淡黄色、灰白色,正低突起,多色性不明显;正交偏光下,干涉色从 I 级灰黑到 I 级黄绿(图 2C、2G)。其主要组分 $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围 31.73%~43.62%,平均为 38.89%; $w(\text{MgO})$ 变化范围 27.49%~40.44%,平均为 33.95%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化范围 0.01%~19.13%,平均为 7.46%; $w(\text{FeO})$ 变化范围 0.51%~5.06%,平均为 2.33%(表 6)。

表 4 日阿铜矿金云母电子探针分析结果

Table 4 Electron microprobe analyses of phlogopite from the Ri 'a copper deposit

组分	CQ09-8-4					CQ09-8-7				CQ09-9-8	
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2
$\omega(B)\%$											
SiO ₂	40.14	40.72	39.50	40.75	39.51	38.87	39.79	38.39	40.21	41.91	40.99
TiO ₂	0.23	0.27	0.27	0.05	0.17	0.10	0.12	0.26	0.16	0.01	—
Al ₂ O ₃	11.78	12.20	12.95	12.06	12.16	16.19	14.72	16.67	14.55	14.27	14.77
FeO	0.91	0.83	1.02	0.87	1.10	2.05	1.79	1.52	1.59	2.50	3.94
MnO	0.05	0.04	0.12	0.04	0.03	0.12	0.20	0.08	0.16	0.17	0.25
MgO	26.99	26.80	26.87	27.32	27.98	25.48	26.27	25.49	25.22	25.46	24.33
CaO	0.16	0.09	—	0.03	0.03	0.02	—	0.02	—	0.05	0.02
Na ₂ O	0.13	0.23	0.08	0.15	0.20	0.18	0.15	0.18	0.14	0.09	0.08
K ₂ O	11.55	12.04	12.35	12.26	10.57	12.08	12.04	11.17	11.22	11.29	10.81
F	1.25	1.45	0.86	1.54	0.56	0.83	1.18	0.89	0.90	2.49	2.06
总和	93.19	94.67	94.02	95.07	92.31	95.92	96.26	94.67	94.15	98.24	97.25
以 12 个氧原子和 8 个阳离子为基准											
Si	2.9023	2.9013	2.8468	2.8953	2.8728	2.7492	2.8003	2.7296	2.8691	2.8718	2.8516
Al ^{IV}	1.0039	1.0245	1.1000	1.0099	1.0421	1.2508	1.1997	1.2704	1.1309	1.1282	1.1484
Al ^{VI}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0987	0.0212	0.1265	0.0927	0.0242	0.0626
Ti	0.0125	0.0145	0.0146	0.0027	0.0093	0.0053	0.0064	0.0139	0.0086	0.0005	0.0000
Fe ³⁺	0.0179	0.0283	0.0000	0.0100	0.0000	0.0000	0.0000	0.0230	0.0707	0.1433	0.1986
Fe ²⁺	0.0371	0.0212	0.0615	0.0417	0.0669	0.1213	0.1054	0.0674	0.0242	0.0000	0.0306
Mn	0.0031	0.0024	0.0073	0.0024	0.0018	0.0072	0.0119	0.0048	0.0097	0.0099	0.0147
Mg	2.9093	2.8466	2.8869	2.8938	3.0329	2.6866	2.7561	2.7018	2.6827	2.6008	2.5232
Ca	0.0124	0.0069	0.0000	0.0023	0.0023	0.0015	0.0000	0.0015	0.0000	0.0037	0.0015
Na	0.0182	0.0318	0.0112	0.0207	0.0282	0.0247	0.0205	0.0248	0.0194	0.0120	0.0108
K	1.0654	1.0944	1.1355	1.1113	0.9805	1.0900	1.0810	1.0132	1.0213	0.9869	0.9594
总和	7.9821	7.9717	8.0639	7.9900	8.0368	8.0352	8.0023	7.9770	7.9293	7.7811	7.8014
Fe/(Fe + Mg)	0.0186	0.0171	0.0209	0.0176	0.0216	0.0432	0.0368	0.0324	0.0342	0.0522	0.0833
Mg/(Fe + Mg + Mn + Ti)	0.9763	0.9772	0.9719	0.9807	0.9749	0.9526	0.9570	0.9612	0.9595	0.9442	0.9119

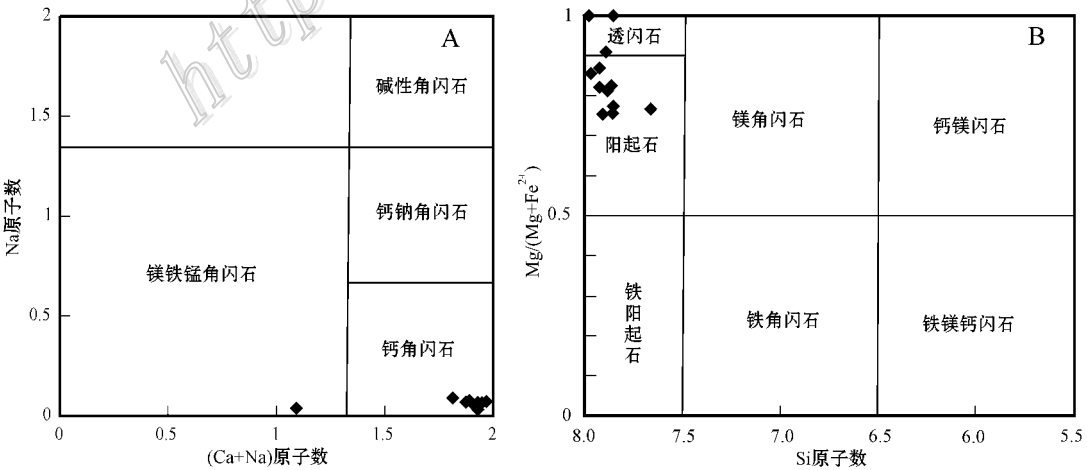


图 7 日阿铜矿角闪石分类图解(据 Leake et al. , 1997)

Fig. 7 Classification of amphiboles from the Ri 'a copper deposit(after Leake et al. , 1997)

表 5 日阿铜矿角闪石电子探针分析结果

Table 5 Electron microprobe analyses of amphibole from the Ri 'a copper deposit

组分	CQ09-8-		CQ09-9-									
	9-3.1	11-2.1	6-1.2	6-2.2	7-1.6	8-2.6	9-2.3	9-3.1	10-2.3	10-2.4	10-3.1	12-2.2
	$\omega(B)\%$											
SiO ₂	55.47	56.25	53.47	53.08	54.48	59.65	54.46	53.83	54.94	55.47	52.71	54.52
TiO ₂	0.05	0.20	0.08	0.11	0.02	—	0.02	0.03	0.03	0.05	0.22	—
Al ₂ O ₃	1.29	2.26	1.74	1.70	1.42	0.49	1.52	1.77	1.25	1.49	3.29	1.73
FeO	12.90	6.70	15.31	15.28	13.36	6.36	13.87	14.86	12.41	11.09	14.35	13.72
MnO	1.14	0.90	1.29	1.52	1.03	0.47	1.08	1.10	0.94	1.02	1.77	1.55
MgO	14.77	18.79	12.96	12.64	14.68	22.43	14.35	13.49	15.27	15.97	13.07	13.77
CaO	11.74	12.22	11.99	10.80	12.73	7.16	12.15	12.14	12.30	12.86	12.23	11.66
Na ₂ O	0.25	0.27	0.24	0.31	0.19	0.15	0.24	0.27	0.12	0.17	0.47	0.28
K ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.06	0.00	0.02	0.01	0.03	0.05	0.03
总和	97.62	97.61	97.10	95.46	97.92	96.77	97.69	97.51	97.27	98.15	98.16	97.26
	以 23 个氧为基准计算的阳离子数											
Si	7.9792	7.8638	7.8617	7.9215	7.8684	8.2067	7.8879	7.8575	7.9285	7.8969	7.6661	7.9267
Al ^{IV}	0.0208	0.1362	0.1383	0.0785	0.1316	0.2067	0.1121	0.1425	0.0715	0.1031	0.3339	0.0733
Al ^{VI}	0.1979	0.2358	0.1626	0.2200	0.1101	0.2855	0.1469	0.1617	0.1414	0.1473	0.2308	0.2235
Ti	0.0058	0.0206	0.0088	0.0120	0.0021	0.0000	0.0025	0.0027	0.0036	0.0051	0.0244	0.0000
Fe ³⁺	1.0597	0.7838	0.9855	1.0359	0.9642	0.7315	0.9857	0.9730	1.0213	1.0008	0.9016	1.0325
Fe ²⁺	0.4923	0.0000	0.8965	0.8709	0.6491	0.0000	0.6947	0.8415	0.4759	0.3198	0.8436	0.6362
Mn	0.1383	0.1068	0.1609	0.1924	0.1259	0.0550	0.1320	0.1359	0.1150	0.1235	0.2174	0.1911
Mg	3.1673	3.9147	2.8402	2.8127	3.1601	4.6007	3.0989	2.9350	3.2857	3.3884	2.8327	2.9834
Ca	1.8096	1.8299	1.8890	1.7265	1.9701	1.0558	1.8853	1.8985	1.9013	1.9614	1.9055	1.8156
Na	0.0683	0.0721	0.0670	0.0900	0.0524	0.0411	0.0682	0.0756	0.0333	0.0478	0.1325	0.0795
K	0.0011	0.0039	0.0039	0.0036	0.0018	0.0098	0.0002	0.0032	0.0011	0.0051	0.0100	0.0057
阳离子总量	14.9403	14.9676	15.0145	14.9641	15.0358	14.7794	15.0143	15.0270	14.9787	14.9992	15.0984	14.9675

表 6 日阿铜矿蛇纹石电子探针分析结果

Table 6 Electron microprobe analyses of serpentine from the Ri 'a copper deposit

样品编号	$\omega(B)\%$									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	总和
CQ09-8-4-1.3	39.97	0.06	0.09	1.88	39.22	0.04	0.11	0.06	0.44	81.87
CQ09-8-4-2.4	39.54	0.01	0.05	1.87	38.14	0.08	0.13	0.07	0.04	79.93
CQ09-8-4-4.6	40.77	—	0.01	0.51	40.44	0.05	0.02	0.02	0.68	82.50
CQ09-8-4-4.7	41.61	0.01	0.39	1.28	39.33	0.04	0.04	0.02	0.06	82.78
CQ09-8-6-1.2	42.49	0.05	0.08	0.80	37.27	0.02	0.04	0.01	0.08	80.84
CQ09-8-6-2.1	42.92	0.01	0.04	0.86	37.66	0.00	0.08	0.01	0.13	81.71
CQ09-8-7-1.3	36.04	—	14.57	1.89	29.41	0.56	0.03	0.02	0.30	82.82
CQ09-8-7-4.2	32.32	0.06	18.43	2.10	29.98	0.02	0.06	0.14	0.39	83.50
CQ09-9-11-1.2	42.31	1.35	6.75	4.39	27.49	0.12	0.19	0.13	1.65	84.38
CQ09-9-11-1.3	31.73	0.01	19.13	1.56	32.36	0.04	0.04	—	0.33	85.20
CQ09-9-11-2.1	40.78	—	10.80	3.83	29.52	0.19	0.08	0.02	1.10	86.32
CQ09-9-11-2.3	43.62	0.27	5.47	4.02	29.55	0.15	0.10	0.04	2.03	85.25
CQ09-9-11-3.1	35.05	0.05	11.66	5.06	32.33	0.05	0.08	—	1.32	85.60
CQ09-9-11-3.3	35.37	0.07	16.90	2.63	32.58	0.11	0.08	0.05	1.52	89.31

表 7 日阿铜矿绿帘石电子探针分析结果
Table 7 Electron microprobe analyses of epidote from the Ri 'a copper deposit

样品编号	$\omega(\text{B})\%$								
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总和
CQ09-9-2-3.1	39.11	23.94	10.56	0.06	0.03	23.68	0.04	0.02	97.44
CQ09-9-2-3.3	37.87	22.04	11.26	0.22	0.08	22.13	0.01	—	93.61
CQ09-9-2-3.4	37.91	22.69	10.79	0.12	0.07	22.38	0.02	—	93.98
CQ09-9-2-3.5	37.70	22.81	9.63	0.18	0.21	21.61	0.02	—	92.16
CQ09-9-7-1.2	38.75	23.52	11.42	0.29	0.04	22.39	0.03	0.02	96.46
CQ09-9-2-3.2	38.16	23.30	10.52	0.18	0.06	22.31	0.01	—	94.54
CQ09-9-3-1.1	38.21	22.99	11.68	0.24	0.02	23.88	—	0.00	97.02

3.6 绿帘石

日阿矿区绿帘石化现象较普遍,内外接触带均有,以内接触带为主。多数绿帘石呈自形的柱状集合体分布于石榴子石-透辉石矽卡岩中,常和后期的自形石英共存,黄绿色-深绿色。单偏光下,呈浅黄绿色,正高突起;正交偏光下,具鲜艳的Ⅱ至Ⅲ级干涉色(图 2E)。还有少量的绿帘石呈半自形-他形粒状,绿黄色-草绿色,分布于岩体中,这主要是岩体发生绿帘石化所致。电子探针成分(表 7)显示,绿帘石 $\omega(\text{SiO}_2)$ 变化范围 37.70% ~ 39.11%, 平均为 38.24%; $\omega(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化范围 22.04% ~ 23.94%, 平均为 23.04%; $\omega(\text{FeO})$ 变化范围 9.63% ~ 11.68%, 平均为 10.84%; $\omega(\text{CaO})$ 变化范围 21.61% ~ 23.88%, 平均为 22.63%。绿帘石是矽卡岩晚阶段矿物,在钙矽卡岩中它的形成标志着矽卡岩化过程

中热液作用和矿化作用的开始(潘兆鲁等,1993)。

3.7 绿泥石

绿泥石是日阿矿区重要的热液退化蚀变矿物,广泛发育,可沿早期矽卡岩矿物石榴子石、透辉石等的裂隙、解理产出,还可与方解石成对产出胶结早期矽卡岩矿物,这些都表明绿泥石形成较晚。单偏光下,呈淡绿色-浅黄绿色;正交偏光下,有异常干涉色(图 2I)。对绿泥石进行电子探针分析结果(表 8)显示, $\omega(\text{SiO}_2)$ 变化范围 27.67% ~ 30.90%, 平均为 29.30%; $\omega(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化范围 17.35% ~ 19.26%, 平均为 18.39%; $\omega(\text{FeO})$ 变化范围 9.61% ~ 21.28%, 平均为 16.32%; $\omega(\text{MgO})$ 变化范围 17.88% ~ 26.07%, 平均为 21.58%。矿区蚀变绿泥石主要为斜绿泥石和密绿泥石(图 8)。

由泥质岩蚀变形成的绿泥石比由铁镁质岩石转

表 8 日阿铜矿绿泥石电子探针分析结果
Table 8 Electron microprobe analyses of chlorite from the Ri 'a copper deposit

组分	CQ09-8-8-3.2	CQ09-8-11-2.2	CQ09-9-3-4.1	CQ09-9-3-5.1
$\omega(\text{B})\%$				
SiO ₂	30.58	30.90	27.67	28.06
TiO ₂	0.01	0.03	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	19.26	17.35	18.43	18.50
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.02	0.02
FeO	13.88	9.61	21.28	20.50
MnO	0.78	0.72	1.52	1.40
MgO	24.00	26.07	17.88	18.36
总和	88.51	84.74	86.87	86.89
以 14 个氧原子为基准计算的阳离子数				
Si	2.9884	3.0883	2.8954	2.9180
Ti	0.0007	0.0020	0.0055	0.0039
Al ^{IV}	1.0109	0.9097	1.0991	1.0781
Al ^{IV}	1.2072	1.1334	1.1738	1.1897
Cr	0.0001	0.0048	0.0020	0.0018
Fe ²⁺	1.1340	0.8032	1.8624	1.7829
Mn	0.0647	0.0610	0.1345	0.1231
Mg	3.4958	3.8833	2.7889	2.8458

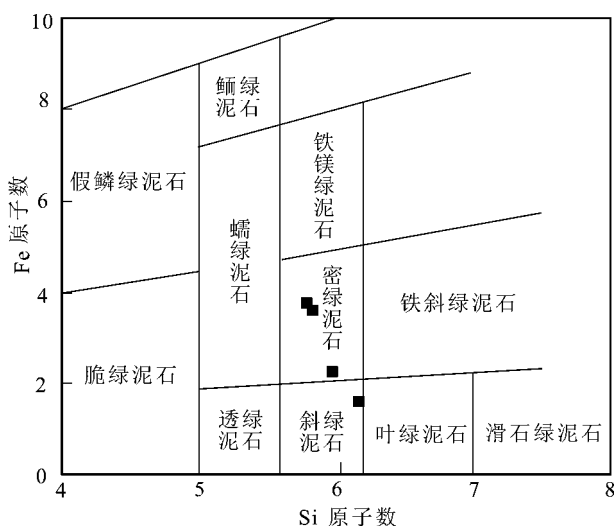


图 8 日阿铜矿绿泥石分类图解(据 Deer et al., 1962)

Fig. 8 Classification of chlorite from the Ri'a copper deposit (after Deer et al., 1962)

化而来的绿泥石具有较高的 $nAl/n(Al + Fe + Mg)$ 值, 一般 > 0.35 (Laird, 1988)。日阿铜矿的绿泥石 $nAl/n(Al + Fe + Mg)$ 变化于 $0.26 \sim 0.35$ 之间, 绝大部分 < 0.35 , 由此推断, 矿区的绿泥石是由铁镁质岩石蚀变而来。日阿铜矿的斜绿泥石和密绿泥石, 成分上明显富镁贫铁, 判断其在低氧化、低 pH 值环境下形成 (Inoue, 1995)。

根据计算面网间距 d_{001} 值关系式:

$$d_{001}/0.1 \text{ nm} = 14.339 - 0.115n(Al^{IV}) - 0.0201n(Fe^{2+}) \quad \text{(Battaglia, 1999)}$$

(绿泥石的结构式是按 14 个氧原子计算)

和 d_{001} 与温度之间的关系方程:

$$t/^{\circ}\text{C} = [14.379 - (d_{001}/0.1 \text{ nm})]/0.001 \quad \text{(Battaglia, 1999)}$$

计算得到绿泥石形成温度, 介于 $160.76 \sim 203.83^{\circ}\text{C}$ 之间, 平均为 182.1°C 。这一温度和同期形成的方解石流体包裹体测温 (未刊资料) 有较好的一致性。

4 讨 论

4.1 矽卡岩成因类型

Einaudi 等 (1981, 1982) 根据矽卡岩矿物共生组合和碳酸盐岩围岩的不同, 将矽卡岩分为交代矽卡岩和变质矽卡岩, 前者又包含钙质矽卡岩和镁质矽卡岩 2 类。通过对中国矽卡岩矿物组合、形成条件以及成矿专属性的研究, 赵一鸣等 (1990, 1992) 拓展

了交代矽卡岩类型, 进一步划分为 2 类, 即与 Pb、Zn (Cu、Ag) 矿化相关的锰质矽卡岩和与 U、Th、REE 等有关的碱质矽卡岩。碳酸盐岩围岩的化学成分, 尤其是 $w(MgO)$, 是判断矽卡岩类型的重要依据 (Einaudi et al., 1981; 赵一鸣等, 1990)。若围岩是较纯的灰岩或泥灰岩 ($w(MgO) < 2\%$), 则有利于钙矽卡岩矿物的形成, 如钙铁-钙铝榴石、透辉石、次透辉石、硅灰石、符山石、方柱石等; 若围岩是白云岩或者白云质灰岩 ($w(MgO)$ 介于 $10\% \sim 15\%$ 之间), 则易于形成镁矽卡岩矿物, 如镁橄榄石、金云母、尖晶石、硅镁石族矿物等; 当 $w(MgO)$ 介于 $2\% \sim 10\%$ 之间时, 通常只能形成透辉石、金云母等矿物, 与其伴生的矿化较复杂, 有 Fe、Cu、Pb、Zn、W、Mo、Au 和 Ag 等。

日阿铜矿金属矿化类型主要有黄铜矿、斑铜矿、镜铁矿、黄铁矿、磁铁矿等; 发育的矽卡岩矿物主要有钙铁榴石、钙铝榴石、透辉石、蛇纹石、金云母、阳起石、透闪石、绿帘石、硅镁石等。未见典型的镁矽卡岩矿物——镁橄榄石, 但发育大量的金云母和少量硅镁石。研究表明 (赵一鸣等, 2003), 产在钙质和镁质矽卡岩的角闪石均属钙角闪石, 前者以阳起石、铁阳起石为主 (外接触带), 后者则主要为透闪石, 还可能有少量的韭闪石或浅闪石。矿区中的角闪石属钙角闪石系列, 主体为阳起石, 反映钙质矽卡岩的特征。此外, 对矿区 2 件大理岩进行主量元素分析显示, $w(MgO)$ 分别为 9.33% 和 11.59% (未刊资料), 结合矿区金属矿化类型、矽卡岩矿物组成及其特征判断, 日阿铜矿发育的矽卡岩矿物既不属于典型的镁矽卡岩矿物, 也与标准的钙矽卡岩矿物组合存在差异。因此, 日阿铜矿钙质矽卡岩和镁质矽卡岩均有发育, 不能划入某一单独的矽卡岩类型。

4.2 矽卡岩矿物对成矿环境指示

矽卡岩矿物的形成需在特定条件下进行, 从岩体侵入到金属矿化和成矿后的整个过程, 物理化学条件都存在较大差异, 这种差异决定了不同类型矽卡岩具有不同的金属矿化组合 (林文蔚等, 1990; 赵一鸣等, 1990, 1992; Einaudi et al., 1981; Meinert et al., 2005)。因此, 通过对矽卡岩矿床主要矽卡岩矿物的研究, 可以反演岩体侵入、流体运移和金属矿化过程环境的变化 (Meinert et al., 2005)。

石榴子石和辉石的组成能够指示矽卡岩系统的氧化还原状态, 还原型矽卡岩主要发育钙铝榴石和钙铁辉石, 氧化型矽卡岩则以钙铁榴石和透辉石为主 (Einaudi et al., 1981; Misra, 2000; Lu et al.,

2003) 赵一鸣等(1997) 研究了我国主要的矽卡岩型矿床后提出, 矽卡岩中共生的透辉石和石榴子石成分可以反映矽卡岩形成的某些物理化学条件(酸度、氧逸度) 和金属矿化类型。钙铝榴石和钙铁榴石一般形成于还原的酸性条件, 钙铁榴石可形成于碱性条件下(赵斌, 1989) ; Baker 等(2004) 报道了干矽卡岩阶段石榴子石一般在 $450 \sim 650^{\circ}\text{C}$ 形成, 梁祥济(1994) 实验模拟得出钙铁榴石形成于温度为 $450 \sim 600^{\circ}\text{C}$ 、 $\text{pH} = 4.0 \sim 11.0$ 的氧化-弱氧化条件下, 钙铝榴石形成温度则更高, 为 $550 \sim 700^{\circ}\text{C}$, 中-酸性条件的弱氧化-弱还原环境均可。

Jamtveit 等(1993, 1995) 指出, 成矿流体温度、盐度的降低和 pH 值、氧逸度的升高能促进钙铁榴石形成。日阿铜矿石榴子石内矽卡岩带以钙铝榴石为主, 外矽卡岩带则主要是钙铁榴石, 不仅揭示其是在一个不完全封闭的平衡条件下形成(赵劲松等, 1996) , 还反映了从内矽卡岩带到外矽卡岩带成矿流体温度的降低, pH 值和氧逸度的升高。矿区干矽卡岩阶段石榴子石以钙铁榴石为主, 辉石则全是透辉石, 反映了氧化型矽卡岩的特征, 同时也表明干矽卡岩阶段成矿流体呈高温($>450^{\circ}\text{C}$) , 低酸度($\text{pH} = 5.4 \sim 7.5$) 和较高氧逸度($\lg f\text{O}_2 = -20 \sim -15.6$) 的状态(赵一鸣等, 1997) 。因钙铁榴石的形成需要大量的 Fe^{3+} , 从矿区石榴子石和透辉石发育的程度来看, 石榴子石占绝对主体, 这从另一个方面表明了初期的成矿流体具有较高的氧逸度。因为 Fe^{3+} 大量进入钙铁榴石, 使得成矿流体氧逸度相对降低, 形成了金云母(Fe^{2+}) 为主的湿矽卡岩矿物。同样, Fe^{2+} 的消耗导致流体中 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值增大, 氧逸度相对升高。亦即成矿流体经历了干矽卡岩-湿矽卡岩阶段后, 变为高 pH 值(碱性) 和高氧逸度流体。研究表明, 成矿流体在温度小于 400°C 时就会发生矿质的沉淀(赵一鸣等, 1990) , 氧化物阶段成矿流体温度小于 450°C , 且高氧逸度的碱性条件, 使得铁以大量镜铁矿和少量磁铁矿形式沉淀。高氧逸度条件下, 成矿流体中的 S 主要以高价态(S^{6+} 、 S^{4+}) 存在, 因此氧化物阶段无(或只有极少量) 铁铜硫化物沉淀。铁质的沉淀导致成矿流体中 Cu/Fe 比值变大, 同时也改变了成矿流体的氧化还原条件, 使以高价态(S^{6+} 、 S^{4+}) 存在的 S 易于被还原, 形成还原性的 S^{2-} , 为以黄铜矿为主的铜硫化物的沉淀创造了有利条件。石英硫化物阶段流体温度降至 $238 \sim 316^{\circ}\text{C}$ (石英流体包裹体测温, 未刊资料) , 此温度范围最有利于矽卡岩矿

床成矿物质沉淀富集($300 \sim 180^{\circ}\text{C}$, 芮宗瑶等, 2003) , 大量的还原性 S^{2-} , 低的氧逸度和高的 Cu/Fe 比值以及高的 pH 值, 都促使铜在流体中的溶解度降低(Hezarkhani et al., 1999) , 铜的卤化物/络合物解体, 以硫化物形式在该阶段大量沉淀。碳酸盐阶段出现富镁贫铁的绿泥石, 表明成矿流体变为中低温($160.76 \sim 203.83^{\circ}\text{C}$) 低氧化和低 pH 值环境, 不利于矿质沉淀富集, 成矿作用终止。

4.3 矽卡岩矿物对金属矿化类型指示意义

艾永富等(1981) 报道了矽卡岩矿床中石榴子石成分不仅是衡量矿化介质酸度的重要标尺, 还是指示矿化种属的重要标志。赵一鸣等(2003) 强调, 角闪石对判别矽卡岩矿床含矿性起着重要作用, 钙质闪石伴生的金属矿化主要有 Fe、Cu、Mo、W、Au 等。辉石 Mn/Fe 比值变化可以指示矽卡岩金属矿化类型(Nakano et al., 1994) 。赵一鸣等(1997) 统计了中国 37 个矽卡岩矿床辉石 Mn/Fe 比值与 Mg/Fe 比值, 提出金属矿化类型除与辉石 Mn/Fe 比值有关, 还和 Mg/Fe 比值大小有关, 如矽卡岩铁、金矿床和矽卡岩铜、钼矿床 Mn/Fe 比值较低(一般 <0.1) , 但后者 Mg/Fe 比值较前者高; 矽卡岩钼矿床透辉石 Mn/Fe 比值及矽卡岩铅锌矿床 Mn/Fe 比值一般介于 $0.1 \sim 1$ 之间, 矽卡岩钨矿 Mn/Fe 比值一般介于 $0.1 \sim 0.3$ 之间, Mg/Fe 比值较高, 在 $1 \sim 4$ 之间。日阿铜矿透辉石 Mn/Fe 比值在 $0.13 \sim 0.47$ 之间, 平均 0.27 , 较一般矽卡岩型铜矿高, Mg/Fe 比值变化范围大, 在 $5.97 \sim 101.01$ 之间, 平均也高达 28.25 。由此反映出, 日阿铜矿可能不仅限于铜矿化。江西省地质调查院 2010 年钻探结果揭示, 矿区存在钼矿化, 且发育大量镜铁矿和少量磁铁矿矿化, 其外围尚发育有大型磁铁矿床, 表明日阿矿区存在多金属矿化的潜力, 但还有待于进一步的地质验证。

5 结 论

(1) 日阿铜矿属典型的接触交代型矽卡岩矿床, 主要矽卡岩矿物有钙铁榴石、钙铝榴石、透辉石、蛇纹石、金云母、阳起石、透闪石、绿帘石、绿泥石、硅镁石等。

(2) 矿区主要矽卡岩矿物成分揭示, 从矽卡岩内接触带到外接触带, 成矿流体温度降低, pH 值和氧逸度升高, 为铁质沉淀创造了有利的条件。围岩的冷却和铁质沉淀改变了成矿流体的物理化学性质

(温度和氧逸度降低)和物质组成(Cu/Fe 比值升高和流体中高价态 S 被还原,形成大量还原性 S^{2-}),最终导致了铜的硫化物沉淀。成矿作用结束后,流体物理化学性质则变为低温、低氧化和低 pH 值。

(3) 该矿区存在多金属矿化的可能性,在后续的地质找矿过程中应当引起一定重视。

志 谢 野外工作得到江西省地质调查院黄建村、黄俊平等高级工程师,王卓、钱正江、杜昌法等助理工程师的支持和帮助,电子探针分析在东华理工大学郭国林老师的指导下完成,审稿专家细致地审阅并提出了中肯的修改意见,在此一并表示衷心的感谢!

参考文献/References

艾永富,金玲年. 1981. 石榴石成分与矿化关系的初步研究[J]. 北京大学学报(自然科学版), 1: 83-90.

常印佛,刘学圭. 1983. 关于层控式矽卡岩型矿床——以安徽省内下扬子拗陷中一些矿床为例[J]. 矿床地质, 1(1): 11-20.

杜光树,姚 鹏,潘凤雏,等. 1998. 喷流成因矽卡岩与成矿——以西藏甲马铜多金属矿床为例[M]. 成都:四川科学技术出版社. 82-113.

黄华盛. 1994. 矽卡岩矿床的研究现状[J]. 地学前缘, 1(3-4): 105-111.

李福东,张汉文,宋治杰,等. 1993. 鄂拉山地区热水成矿模式(以 Cu 为主多金属)[M]. 西安:西安交通大学出版社. 312 页.

梁祥济. 1994. 钙铝-钙铁系列石榴子石的特征及其形成机理[J]. 岩石矿物学杂志, 13(4): 342-352.

林文蔚,赵一鸣,蒋崇俊. 1990. 矽卡岩矿床中共生单斜辉石—石榴子石特征及其地质意义[J]. 矿床地质, 9(3): 195-207.

林新多. 1987. 矽卡岩的一种成因——岩浆成因[J]. 地质科技情报, 6(2): 92-94.

林新多,许国建. 1989. 岩浆成因矽卡岩的某些特征及形成机制初探[J]. 现代地质, 3(3): 351-358.

凌其聪,刘丛强. 2002. 冬瓜山层控矽卡岩型铜矿床成矿流体特征及其成因意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 33(3): 219-226.

潘兆橹,赵爱醒,潘铁红. 1994. 结晶学及矿物学(下册)[M]. 北京:地质出版社. 282 页.

芮宗瑶,李荫清,王龙生,王义天. 2003. 从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件[J]. 矿床地质, 22(1): 13-23.

唐永成,吴言昌,储国正,邢凤鸣,王永敏,曹奋扬,常印佛. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质[M]. 北京:地质出版社. 351 页.

吴言昌. 1992. 论岩浆矽卡岩一种新类型矽卡岩[J]. 安徽地质, 1

(2): 12-26.

吴言昌,邵桂清,吴 炼. 1996. 岩浆矽卡岩及其矿床[J]. 安徽地质, 6(2): 30-39.

吴言昌,常印佛. 1998. 关于岩浆矽卡岩问题[J]. 地学前缘, 5(4): 291-301.

薛春纪,祁思敬,隗合明,等. 2006. 基础矿床学[M]. 北京:地质出版社. 355 页.

姚 鹏,郑明华,彭勇民,李金高,栗登奎,范文玉. 2002. 西藏冈底斯岛弧带甲马铜多金属矿床成矿物质来源及成因研究[J]. 地质论评, 48(5): 468-479.

於崇文,蒋耀淞,肖正域. 1995. 安徽铜陵层控矽卡岩型铜矿床的成矿作用动力学[J]. 地质学报, 69(3): 243-254.

袁见齐,朱上庆,翟裕生. 1985. 矿床学[M]. 北京:地质出版社. 346 页.

赵 斌, Barton M D. 1987. 接触交代矽卡岩型矿床中石榴子石和辉石成分特点及其与矿化的关系[J]. 矿物学报, 7(1): 1-8.

赵 斌. 1989. 中国主要矽卡岩及矽卡岩型矿床[M]. 北京:科学出版社. 268 页.

赵 斌,赵劲松,张重泽,朱成明,蔡恩照. 1993. 岩浆成因矽卡岩的实验证据[J]. 科学通报, 38(21): 1986-1989.

赵 斌,李院生,赵劲松. 1995. 岩浆成因矽卡岩的包裹体证据[J]. 地球化学, 24(2): 198-200.

赵劲松, Newberry R J. 1996. 对柿竹园矽卡岩成因及其成矿作用的新认识[J]. 矿物学报, 16(4): 442-449.

赵一鸣,毕承思,李大新. 1983. 中国主要矽卡岩铁矿床的挥发份和碱质交代特征及其在成矿中的作用[J]. 地质论评, 29(1): 66-74.

赵一鸣,林文蔚,毕承思,李大新,蒋崇俊. 1990. 中国矽卡岩矿床[M]. 北京:地质出版社. 354 页.

赵一鸣,林文蔚,张德全,李大新,赵国红,陈仁义. 1992. 交代成矿作用及其找矿意义——几个重要含矿交代建造的研究[M]. 北京:北京科学技术出版社. 156 页.

赵一鸣,张铁男,林文蔚. 1997. 我国矽卡岩矿床中的辉石和似辉石特征及其与金属矿化的关系[J]. 矿床地质, 16(4): 318-329.

赵一鸣,李大新. 2003. 中国矽卡岩矿床中的角闪石[J]. 矿床地质, 22(4): 345-359.

Baker T, Van Ryan AEC and Lang J R. 2004. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit[J]. Geology (Boulder), 32(2): 117-120.

Battaglia. 1999. Applying X-Ray diffraction geothermometer to chlorite[J]. Clay and Clay Minerals, 47(1): 54-63.

Deer W A, Howie R A and Jussman J. 1962. Rock-forming minerals: Sheet silicates[M]. London: Longman. 270p.

Einaudi M T, Meinert L D and Newberry R J. 1981. Skarn deposits[J]. Econ. Geol., 75th Anniv. 317-391.

Einaudi M T and Burt D M. 1982. Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits[J]. Econ. Geol., 77: 745-

754.

- Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas [J]. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 354 :11-49.
- Hezarkhani A, Williams-Jones A E and Gammons C H. 1999. Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran [J]. Mineralium Deposita, 34 : 770-783.
- Hutchinson R W. 1986. Massive sulphide deposits and their possible significance to other ores in Southeast Asia [J]. Geo. Soc. Malaysia. Bulletin. , 19 :1-22.
- Inoue A. 1995. Formation of clay minerals in hydrothermal environments [A]. Viede. origin and mineralogy of clays [M]. Berlin : Springer. 268-330.
- Jamtveit B, Wogelius R A and Fraser D G. 1993. Zonation patterns of skarn garnets-records of hydrothermal system evolution [J]. Geology, 21(2) :113-116.
- Jamtveit B, Ragnarsdottir K V and Wood B J. 1995. On the origin of zoned grossular-andradite garnets in hydrothermal systems [J]. European Journal of Mineralogy, 7(6) :1399-1410.
- Laird J. 1988. Chlorites : Metamorphic petrology [J]. Reviews in Mineralogy, 19 :405-453.
- Leake B E, Woolley A R and Arps C E S. 1997. Nomenclature of amphiboles : Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, Commission on new mineral and mineral-names [J]. American Mineralogical, 82 :1019-1037.
- Lu H Z, Liu Y M, Wang C L, Xu Y Z and Li H Q. 2003. Mineralization and fluid inclusion study of the Shizuyuan W-Sn-Bi-Mo-F skarn deposit, Hunan Province, China [J]. Econ. Geol., 98 :955-974.
- Meinert L D. 1992. Skarn and skarn deposits [J]. Geoscience Canada, 19 :145-162.
- Meinert L D, Dipple G M and Nicolescu S. 2005. World skarn deposits [J]. Econ. Geol., 100th Anniversary Volume. Society of Economic Geologists. 299-336.
- Misra K C. 2000. Understanding mineral deposits [M]. Dordrecht, the Netherlands : Kluwer Academic Publishers, 414-449.
- Nakano T, Yoshino T, Shimazaki H and Shimizu M. 1994. Pyroxene composition as an indicator in the classification of skarn deposits [J]. Econ. Geol., 89(7) :1567-1580.
- Raith J G. 1991. Stratabound tungsten mineralization in regional metamorphic talc-silicate rocks from the Austroalpine crystalline complex, Austria [J]. Mineralium Deposita, 26 :72-80.
- Stanton R L. 1983. Stratiform Ores and metamorphic processes—some thoughts arising from Broken Hill [J]. Broken Hill conference. 11-28.
- Titley S R. 1973. Pyrometamorphism—an alteration type [J]. Econ. Geol., 68 :1326-1328.