

文章编号: 0258-7106 (2005) 05-0521-06

# 吉林红旗岭铜镍硫化物矿床的成矿时代讨论

郝爱华<sup>1,2</sup>, 顾连兴<sup>1</sup>, 李绪俊<sup>2</sup>, 叶松青<sup>2</sup>, 郑远川<sup>1</sup>

(1 南京大学内生金属矿床成矿机制国家重点实验室, 南京大学地球科学系, 江苏 南京 210093;

2 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061)

**摘要** 通过对红旗岭铜镍硫化物矿床 1 号含矿超镁铁质岩体和 8 号不含矿镁铁-超镁铁质岩体进行单矿物<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 法测年, 得到与铜镍硫化物矿床相关的角闪石与黑云母结晶年龄分别为 250 Ma 和 225 Ma, 这一结果与前人所报道的 K-Ar 法年龄有明显的差异。结合与热液矿化相关的斜长伟晶岩锆石 SHRIMP 法年龄 216 Ma, 认为镁铁-超镁铁质岩形成于 250 Ma 左右的印支早期, 铜镍硫化物矿床的形成时间晚于含矿岩体, 大约为 225 Ma 前后的印支中期。216 Ma 前后的岩浆期后热液叠加对成矿具有积极作用。

**关键词** 地球化学; 成矿年龄; 印支期; 铜镍硫化物矿床; 红旗岭; 吉林

**中图分类号**: P597+.3

**文献标识码**: A

吉林红旗岭矿床是产在中国北方造山带中的铜镍硫化物矿床, 其成因与造山作用密切相关。多年以来, 因其具有与 Sudbury 含矿岩体相似的似层状岩石组合, 而多次作为典型岩浆矿床实例出现在教科书中。中国有色金属总公司吉林矿产地质研究所于 1986 年用 K-Ar 法测得红旗岭 1 号岩体年龄为 310 ~ 350 Ma<sup>①</sup>, 多年来, 由于没有做更系统的年代学工作, 人们一直将该年龄视为矿床的成矿年龄<sup>②</sup> (秦宽, 1995)。最近, 笔者在红旗岭矿区进行了镁铁-超镁铁质岩同位素年代学研究, 得出的结果表明成矿年龄不是以前认为的岩体年龄, 上述结论值得商榷。

## 1 红旗岭镁铁-超镁铁质岩体地质

红旗岭铜镍硫化物矿床位于吉林省磐石市东南部 (图 1), 兴蒙造山带东段或者天山-兴安地槽褶皱区与中朝准地台两大构造单元交接处的槽区一侧<sup>③</sup> (汤中立, 1982; 吉林省冶金地质勘探公司 607 队, 1974)。矿区出露的地层为下古生界呼兰群, 是一套由片麻理走向总体为 310 ~ 330° 的石榴石二云斜长

片麻岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩、白云母片岩等组成的变质岩系, 岩石均发生了强烈的韧性变形。含矿岩体主要侵位于呼兰群下部的石榴石二云斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩中, 岩体的延长方向与围岩片麻理走向一致, 与围岩呈近整合接触的侵入接触关系。岩体与矿体的赋存空间严格地受 NW 向断裂构造控制, 岩体的边部经常发育几厘米-几十厘米厚的构造片理化带。矿区大约 120 km<sup>2</sup> 的范围内有镁铁-超镁铁质岩体 50 多个, 其中最重要的含矿岩体为 1 号和 7 号岩体, 侵位于下古生界呼兰群黄莺屯组下段的石榴石黑云母片麻岩中。岩体总体走向 310 ~ 330°, 边缘以片理化带与围岩接触。1 号岩体在平面上呈纺锤形, 横剖面呈两壁向中心倾斜的杯状, 由上到下可分为 4 个岩相, 分别为辉长岩、辉石岩、橄榄岩和橄榄辉石岩, 橄榄辉石岩为底部含矿岩相。7 号岩体平面上呈带状, 横剖面呈厚板状, 主体岩相为斜方辉石岩 (顽火辉石岩, 占岩体总体积的 90% 以上)。岩体顶部常发育少量苏长岩, 岩体中下部发育含矿性较好的脉状橄榄岩。整个岩体几乎全部为工业矿体。

**第一作者简介** 郝爱华, 女, 1964 年生, 博士, 副教授, 主要从事矿物、岩石、矿床学专业的教学及科研工作, 现在南京大学地球科学系从事博士后研究。

收稿日期 2005-01-04; 改回日期 2005-04-11; 张绮玲编辑。

- ① 中国有色金属总公司吉林矿产地质研究所. 1986. 吉林省岩浆铜镍硫化物矿床地质特征分布规律及找矿方向 (科研报告). 28 页.
- ② 蒋图治, 等. 1993. 红旗岭铜镍矿区地质背景、成矿规律和找矿方向 (科研报告). 42 ~ 49.
- ③ 刘月星, 唐弘松, 吴厚泽. 1994. 我国铜镍硫化物矿床基本特征、找矿评价及找矿方向 (科研报告). 23 ~ 198.

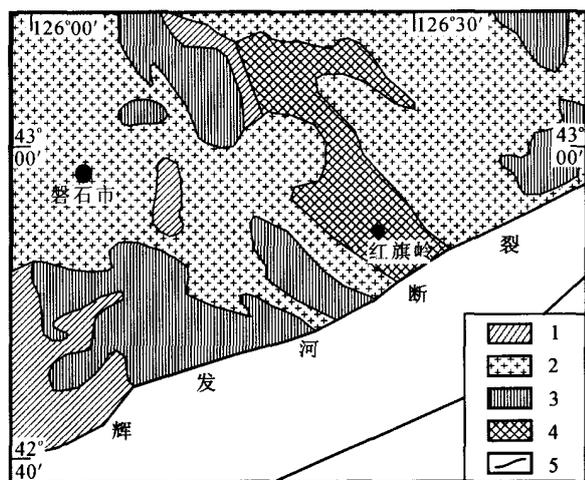


图1 红旗岭区域地质简图(根据 Wu et al., 2004 修编)

- 1—中生代盖层;2—中生代花岗岩;3—晚古生代地层;  
4—早古生代地层;5—断层

Fig.1 Diagrammatic regional geological map of Hongqiling area (based on Wu et al., 2004)

- 1—Mesozoic-Cenozoic cover; 2—Mesozoic granite; 3—Late Paleozoic strata; 4—Early Paleozoic strata; 5—Fault

8号岩体为不含矿岩体,地表呈宽带状侵位于呼兰群小三个顶子组的黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩、角闪片岩和二云母片岩中,总体走向为 $315 \sim 325^\circ$ ,出露面积约有 $2 \text{ km}^2$ ,主要岩石类型为含长角闪岩和闪长岩,造岩矿物角闪石和斜长石新鲜,无蚀变。

## 2 样品的采集、描述与测试

本次研究所用样品均采自红旗岭矿区内的镁铁-超镁铁质岩体,具体采样位置见图2。在1号岩体中部含长角闪橄榄岩中所采样品(编号DL7-1)呈灰黑色,中粗粒包含结构,块状构造。贵橄榄石( $20\% \pm$ )呈自形晶包裹于角闪石和辉石内,边缘轻微蚀变;古铜辉石( $>30\%$ )新鲜无蚀变,通常包裹一些橄榄石呈包橄结构,稍晚于橄榄石结晶;少量单斜辉石与古铜辉石相似,常呈包橄结构;角闪石( $10\% \pm$ ,黄褐色)和黑云母( $10\% \pm$ ,棕红色)新鲜,常充填于橄榄石及辉石颗粒之间;斜长石( $30\% \pm$ )自形程度好,表面轻微高岭土化;金属硫化物主要呈浸染状,海绵陨铁状结构存在于硅酸盐矿物颗粒间,结晶晚于角闪石,与黑云母相似。

8号岩体近地表含长角闪岩中所采样品(编号LQ-16)呈黑色,粗粒结构,块状构造。角闪石( $80\%$

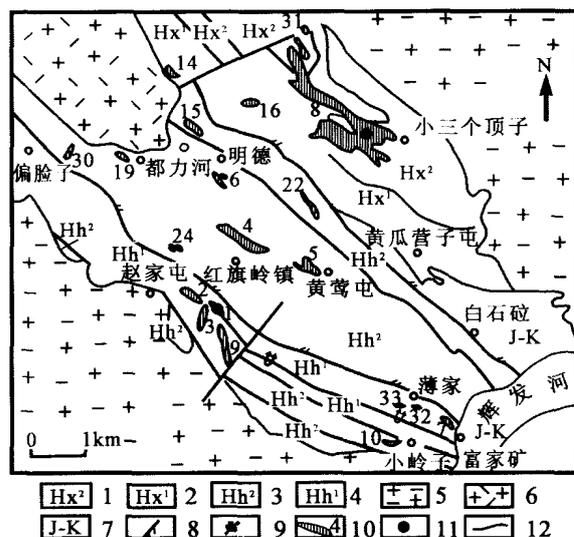


图2 红旗岭矿区同位素测年样品采样位置图

- 1—呼兰群小三个顶子组上段;2—呼兰群小三个顶子组下段;3—呼兰群黄莺屯组上段;4—呼兰群黄莺屯组下段;5— $v_5^{2-1}$  细粒花岗岩;6— $v_5^{2-3}$  钾长花岗岩;7—侏罗系-白垩系;8—压性断层;9—倒转褶皱;10—岩体及其编号;11—采样点;12—地层界线

Fig.2 Simplified geological map showing locations of chronological samples in Hongqiling area

- 1—Upper Member of Xiaosangedingzi Formation in Hulan Group; 2—Lower Member of Xiaosangedingzi Formation in Hulan Group; 3—Upper Member of Huangyintun Formation in Hulan Group; 4—Lower Member of Huangyintun Formation in Hulan Group; 5— $v_5^{2-1}$  Fine-grained granite; 6— $v_5^{2-3}$  K-feldspar granite; 7—Jurassic-Cretaceous; 8—Fault; 9—Overturned anticline; 10—Intrusion and its serial number; 11—Sampling site; 12—Stratigraphic boundary

±)呈棕褐色,自形晶,解理十分发育,新鲜无蚀变;中性斜长石( $<20\%$ ),表面局部高岭土化。

从1号岩体中挑选新鲜黑云母,从8号岩体中挑选新鲜角闪石单矿物,用超声波清洗3 min,以清除矿物表面和解理缝中天然状态下和碎样过程中吸附的粉末和杂质。然后在丙酮中清洗2次,每次3 min,清除矿物表面吸附的油污等有机物质。清洗后的样品被封进石英瓶中送中国科学院原子能研究院“游泳池型”核反应堆H8孔道中接受中子照射。照射总时间为60 h,中子流密度为 $6 \times 10^{12} \text{ n} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ;积分中子通量为 $1.3 \times 10^{18} \text{ n} \cdot \text{cm}^{-2}$ ;用作中子通量监测的标准样品为中国标样ZBH-25黑云母,其K-Ar年龄值为 $(133.4 \pm 1.2) \text{ Ma}$ ,  $K = (7.597 \pm 0.030)\%$ ,  $^{40}\text{Ar}^* = 1.824 \times 10^{-9} \text{ mol/g}$ 。

同位素测定在中国地质科学院地质研究所Ar-Ar同位素室完成。样品的阶段升温加热使用电子

轰击炉；采用 MM1200B 质谱仪进行质谱分析。全部数据均作过质量歧视校正、大气氩校正、空白校正和干扰元素同位素校正。中子照射过程中所产生的干扰同位素校正系数通过分析照射过的  $K_2SO_4$  和  $CaF_2$  来获得，其值为： $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.0002389$ ， $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K = 0.004782$ ， $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.000806$ 。 $^{37}Ar$  经过放射性衰变校正； $^{40}K$  衰变常数 =  $5.543 \times 10^{-10} \text{年}^{-1}$ ；年龄误差以  $2\sigma$  给出。

### 3 分析结果

上述 2 件样品的分析结果见表 1 和表 2。另一件样品的结果不理想，未列出。

对 1 号岩体黑云母单矿物样品(DL7-1)作了 11 个阶段的分步加热，加热区间为  $400 \sim 1400 \text{ }^\circ\text{C}$ ，得到

低温区( $400 \sim 600 \text{ }^\circ\text{C}$ )120 Ma 左右的坪年龄，这可能与区域上同时期的岩浆作用引起的氩丢失有关。温度变化于  $700 \sim 1400 \text{ }^\circ\text{C}$  的高温坪年龄连续性好， $^{39}Ar$  析出量占 90% 左右，构成  $(225.50 \pm 0.85) \text{ Ma}$  的坪年龄(图 3)。同时，坪年龄相对应的各点构成良好的等时线(图 4)，其年龄为  $(226.97 \pm 2.42) \text{ Ma}$ ，样品  $^{40}Ar/^{36}Ar$  初始值为  $(271.10 \pm 7.87)$ ，与现代大气氩比值相近(邱华宁等 1997)。

对 8 号岩体角闪石单矿物样品(LQ-16)作了 11 个阶段的分步加热，加热区间为  $500 \sim 1400 \text{ }^\circ\text{C}$ 。至  $1100 \text{ }^\circ\text{C}$  时  $^{39}Ar$  的释放量占 28.08%，7 个阶段的视年龄均小于 210 Ma；超过  $1100 \text{ }^\circ\text{C}$  的 4 个阶段  $^{39}Ar$  释放量占 71.92%，得到基本连续的  $(250.80 \pm 0.25) \text{ Ma}$  的坪年龄(图 5)和  $(250.07 \pm 2.44) \text{ Ma}$  的等时线年龄(图 6)。

表 1 1 号岩体黑云母单矿物阶段升温年龄数据

Table 1 Stepwise heating dating results of biotite from No.1 intrusion

温度/ $^\circ\text{C}$	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	F	$^{39}Ar$ 累计释放量/ %	年龄/ Ma
400	23.3348	0.0658	0.16600	3.89970	1.29	$110.70 \pm 22.00$
500	7.4496	0.0127	0.21310	3.70260	3.35	$105.20 \pm 11.00$
600	9.9336	0.0185	0.47980	4.50890	5.50	$127.40 \pm 9.50$
700	13.0215	0.0180	0.10810	7.69390	6.79	$212.20 \pm 8.10$
800	10.5947	0.0084	0.04580	8.11390	12.43	$223.10 \pm 3.50$
900	8.8279	0.0020	0.01910	8.23530	34.57	$226.30 \pm 2.50$
1000	8.5796	0.0008	0.01810	8.34270	65.37	$229.00 \pm 2.70$
1100	8.5410	0.0015	0.02100	8.09780	71.65	$222.70 \pm 2.60$
1200	8.5314	0.0010	0.02160	8.23260	84.35	$226.20 \pm 2.30$
1300	8.3033	0.0007	0.07690	8.08680	99.60	$222.40 \pm 2.70$
1400	9.7080	0.0038	0.63950	8.64370	100.00	$236.80 \pm 23.00$

样品重量  $W = 89.45 \text{ mg}$ ，照射参数  $J = 0.016226$ 。m 代表样品中测定的同位素比值，F 为放射性成因的  $^{40}Ar$  和  $^{39}Ar$  的比值。等时线图中  $(^{40}Ar/^{36}Ar)_0$  初始值为  $271.10 \pm 7.87$ ，MSWD 值为 0.2544。测试单位：中国地质科学院地质研究所 Ar-Ar 同位素分析室。

表 2 8 号岩体角闪石单矿物阶段升温年龄数据

Table 2 Dating results of amphibole from No.8 intrusion

温度/ $^\circ\text{C}$	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	F	$^{39}Ar$ 累计释放量/ %	年龄/ Ma
500	9.2892	0.0169	0.82950	4.43390	3.64	$131.70 \pm 12.20$
600	7.9225	0.0077	0.64740	5.67820	8.55	$170.30 \pm 4.30$
700	7.8370	0.0070	0.68080	5.82410	12.28	$174.50 \pm 3.70$
800	8.6857	0.0075	1.18280	6.54680	16.49	$195.00 \pm 7.30$
900	8.7384	0.0074	2.43560	6.72520	19.85	$200.00 \pm 11.50$
1000	10.8809	0.0155	4.46470	6.64880	21.44	$197.90 \pm 7.10$
1100	9.3960	0.0110	9.42700	6.84730	28.08	$203.50 \pm 5.20$
1200	8.9371	0.0032	7.35090	8.56240	57.79	$251.00 \pm 2.80$
1300	9.1264	0.0039	7.15230	8.52390	83.08	$250.00 \pm 3.00$
1350	9.5610	0.0053	7.83000	8.58690	96.15	$251.70 \pm 4.30$
1400	10.9146	0.0085	9.03940	8.65090	100.00	$253.50 \pm 9.30$

样品重量  $153.73 \text{ mg}$ ，照射参数  $J = 0.017436$ 。m 代表样品中测定的同位素比值，F 为放射性成因的  $^{40}Ar$  和  $^{39}Ar$  的比值。等时线图中  $(^{40}Ar/^{36}Ar)_0$  初始值为  $310.88 \pm 10.02$ ，MSWD 值为 0.0339。测试单位：中国地质科学院地质研究所 Ar-Ar 同位素分析室。

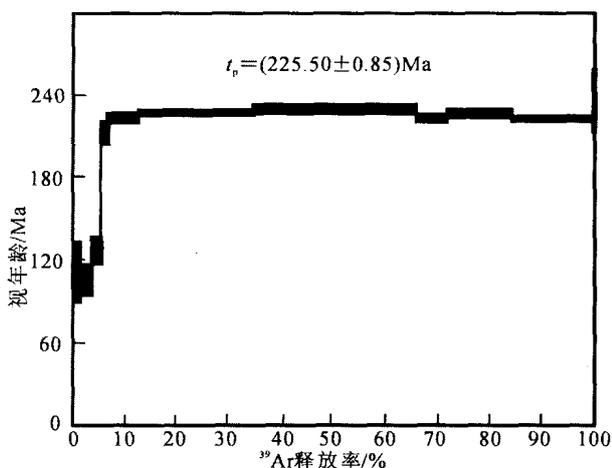


图3 1号岩体黑云母单矿物阶段升温坪谱年龄

Fig.3 Stepwise heating plateau age of biotite from No.1 intrusion

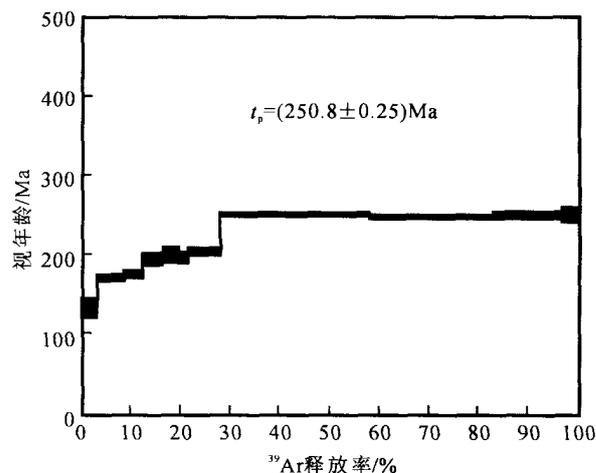


图5 8号岩体角闪石单矿物阶段升温坪谱年龄

Fig.5 Stepwise heating plateau age of amphibole from No.8 intrusion

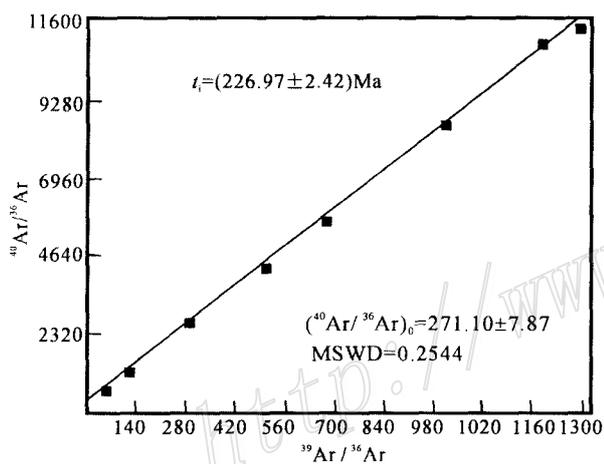


图4 1号岩体黑云母单矿物等时线年龄

Fig.4 Isochron age of biotite from No.1 intrusion

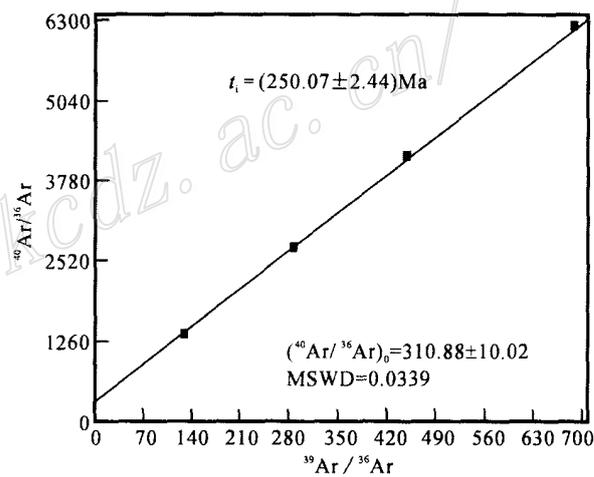


图6 8号岩体角闪石单矿物等时线年龄

Fig.6 Isochron age of amphibole from No.8 intrusion

## 4 讨论及结论

### 4.1 成矿年龄讨论

一般情况下,矿物的 K-Ar 计时体系的建立取决于该矿物的封闭温度, $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  法单矿物年龄记录的是矿物冷却结晶年龄或受后期地质作用影响的热事件时间。角闪石的结晶温度和封闭温度均高于黑云母,故相同条件下测得的年龄通常也大于黑云母(邱宁华等,1997)。

红旗岭 2 个不同岩体样品的年龄显示,阶段升温得到的年龄谱线比较平坦,与等时线年龄相近,说

明 K-Ar 体系在矿物生成后基本未受热扰动,因此,可以忽略过剩氩的影响而将 250 Ma 与 225 Ma 分别看作是角闪石与黑云母的结晶年龄,即 250 Ma 代表 8 号岩体冷却到角闪石结晶 K-Ar 体系封闭时的时间,225 Ma 代表 1 号岩体冷却到黑云母结晶 K-Ar 体系封闭时的时间。考虑到 250 Ma 至 225 Ma 期间是兴蒙造山带的造山峰期(孙德有,2004;Fu et al., 2004) 向伸展期过渡的转折阶段,作为围岩的呼兰群正在发生角闪岩相区域变质作用(郗爱华等,2003),地热增温率高,岩浆冷却速度慢,且黑云母和角闪石之间存在大于 250 °C 的结晶温差(Mc Dougall et al., 1988; Dodson, 1973; 肖庆辉等,2002) 等原因,可以认

为 250 Ma 的<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 年龄大致代表这期含矿岩体的侵位年龄,即红旗岭与铜镍硫化物矿床有关的镁铁超镁铁质岩形成于 250 Ma 左右的早印支期。这些数据与区域大面积的同造山花岗岩(245 ± 6) Ma (Wu et al., 2002; 洪大卫等, 2000) 的年龄相近,表明含矿镁铁-超镁铁质岩可能为同造山作用的产物。

岩浆型铜镍硫化物矿床产于镁铁-超镁铁质岩体中,通常认为是典型的岩浆熔离矿床,但笔者研究发现,岩浆期后热液作用叠加对矿床的形成也有重要的贡献(郝爱华等, 2004),且岩相学与矿相学工作显示金属硫化物结晶明显晚于橄榄石、辉石和角闪石等矿物,与棕红色黑云母相似,表明铜镍硫化物矿床的成矿年龄小于岩体的侵位年龄,225 Ma 的黑云母结晶年龄可能大致代表主成矿年龄。此外,野外地质研究发现 1 号与 7 号含矿岩体的内部均发育厚度几十厘米至 2 m 的伟晶斜长岩、伟晶闪长岩,以及长几米至十几米、宽几厘米至 1 m 多的方解石脉和石英脉,且伟晶岩与超基性岩体之间存在冷凝边和烘烤边,表明两者为侵入交代接触关系。已有资料显示 1 号岩体的伟晶斜长岩 SHRIMP 法锆石 Pb-U 年龄为(216 ± 5) Ma (Wu et al., 2004),可能代表了铜镍硫化物矿床热液叠加成矿阶段的年龄。

#### 4.2 同位素年代学研究的意义

从上述成岩和成矿年龄讨论中可以看出,镁铁-超镁铁质岩及其中的铜镍硫化物矿床不一定同时形成,可能存在成矿时间上的滞后效应。这种成岩与成矿的时间差异主要取决于原始岩浆的就位深度、岩浆的基性程度、围岩的温压条件和热液叠加的时间及强度等因素。原始岩浆的就位深度、围岩的温压条件和岩浆的基性程度主要影响岩浆的冷却速度。假定角闪石和黑云母的同位素封闭温度分别为 550 °C 和 300 °C,那么,依据 1 号岩体成矿年龄 225 Ma 和 8 号岩体岩浆的侵位年龄 250 Ma,可以推算出含矿岩体的冷却速度大约为 10 °C/Ma。红旗岭现有含矿岩体规模不大,而冷却速度如此之慢,除了造山期间岩体冷却速度缓慢等因素之外,可能和当时岩浆就位很深,或者岩体侵位时规模很大有关。或许目前看到的小规模含矿岩体是原有大岩体在同造山构造挤压作用下被肢解的产物。这种推测能够更好的解释该类型含矿小岩体多呈岩群产出的现象。

近年来对于兴蒙造山带中花岗岩及镁铁-超镁铁质岩的研究日益受到关注,不仅在于其中赋存丰富的矿产资源,更重要的是这一区域被认为是显生

宙大陆地壳生长最重要的地带,是探索壳幔相互作用及地壳生长方式的窗口。目前关于这一区域晚古生代—中生代大面积正  $\epsilon_{Nd}$  值花岗岩地质及其 Sr、Nd 同位素研究表明,这些花岗岩是与古亚洲洋闭合、西伯利亚板块与中朝-塔里木板块碰撞拼合有关的同碰撞成因的幔源花岗岩(肖庆辉等, 2002; 林强等, 1998),形成时间大约为(246 ± 4) Ma (Wu et al., 2002; 洪大卫等, 2003),与含矿的镁铁-超镁铁质岩形成时代相似。由此可以推断,含矿的镁铁-超镁铁质岩可能与区域大面积地幔来源的花岗岩一样为同碰撞成因,这将对于探讨显生宙中生代地幔隆起及大陆地壳的生长与演化具有十分重要的科学意义(肖庆辉等, 2002; Wu et al., 2002; 2003; 洪大卫等, 2000)。

#### 4.3 结论

(1) 与铜镍硫化物矿床有关的红旗岭镁铁-超镁铁质岩可能是同造山成因,形成于 250 Ma 左右的早印支期。铜镍硫化物矿床的形成晚于含矿岩体,形成时间大约为 225 Ma,岩浆期后流体的叠加对成矿具有积极作用。

(2) 同期镁铁-超镁铁质岩浆作用产物在区域上广泛存在,寻找红旗岭式铜镍硫化物矿床的主要方向是寻找印支期的镁铁-超镁铁质岩体。原来被人们视为加里东期的“老岩体”,其中的一部分可能为印支期岩浆作用的产物。

#### Reference

- Dodson M N. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological system [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40: 259 ~ 274.
- Faure G. 1983. Translated by Pan S L and Qiao G S. *Principium of geological isotopes* [M]. Beijing: Science Press. 131 ~ 142 (in Chinese).
- Hong D W, Wang S G, Xie X L, et al. 2000. Genesis of positive  $\epsilon_{Nd}$  (t) granitoids in the Da Hinggan Mts.- Mongolia orogenic belt and growth continental crust [J]. *Earth Science Frontiers*, 7(2): 441 ~ 456 (in Chinese with English abstract).
- Hong D W, Wang S G, Xie X L, et al. 2003. Metallogenic province derived from mantle source: A case study of Central Asian Orogenic belt [J]. *Mineral Deposits*, 22(1): 41 ~ 55 (in Chinese with English abstract).
- Lin Q, Ge W C, Sun D Y, et al. 1998. Tectonic significance of Mesozoic volcanic rocks in northeastern China [J]. *Scientia Geologica Sinica*, (2): 129 ~ 137 (in Chinese with English abstract).
- Mc Dougall I and Harrison T M. 1988. *Geochronology and thermochronology by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar method* [M]. New York: Oxford Univ. Press.
- Qin K. 1995. Geological features of magmatic sulfide Cu-Ni deposit at the Hongqiling, Jilin Province [J]. *Jilin Geology*, (3): 17 ~ 30 (in

- Chinese with English abstract) .
- Qiu H N and Peng L. 1997.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  Ar and fluid inclusion dating[ M]. Hefei: Pub. House of China Univ. Sci. & Tech. 10~85(in Chinese) .
- Sun D Y, Wu F Y, Zhang Y B, et al. 2004. The final closing time of the west Lamulun River-Changchun - Yanji plate suture zone: Evidence from the Dayushan granitic pluton, Jilin Province[ J]. Journal of Jilin Univeisity ( Earth Science Edition), 34(2): 174~181 (in Chinese with English abstract) .
- Tang Z L. 1982. The primary types and relations between nickel deposits and paleo-plate structure[ J]. Mineral Deposits, 1(2): 29~38(in Chinese with English abstract) .
- The Metallurgy Geological Company 607 Team of Jilin Province. 1974. Studies for Ni-Cu deposits basic characters of 401 ore district of Jilin Province [ M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~112(in Chinese) .
- Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. 2002. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis[ J]. Chemical Geology, 187: 143~173 .
- Wu F Y, Richard J W, Ren X W, et al. 2003. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China [ J]. Chemical Geology, 196: 107~129 .
- Wu F Y, Simon A W, Zhang G L, et al. 2004. Geochronology and petrogenesis of the post-orogenic Cu-Ni sulfide-bearing mafic-ultramafic complexes in Jilin Province, NE China[ J]. Journal of Asian Earth Sciences, 23: 781~797 .
- Xi A H. 2003. Geological-genetical model of the Hongqiling Cu-Ni sulphide deposits [ for doctor degree ] [ D]. Tutor: Yan H Q. Changchun: Jilin University. 1~90 (in Chinese with English abstract) .
- Xi A H, Ren H M, Zhang B F, et al. 2003. Isotopic chronology of the Hulan Group and its geological significance in the central Jilin Province[ J]. Journal of Jilin University ( Earth Science Edition), 33(1): 15~18 (in Chinese with English abstract) .
- Xi A H, Ren H M, Zhang B F, et al. 2004. Research on ore minerals in Hongqiling Cu-Ni sulfide deposit[ J]. Journal of Jilin University ( Earth Science Edition), 34(3): 338~343 (in Chinese with English abstract) .
- Xiao Q H, Deng J F, Ma D Q, et al. 2002. The way of investigation on granitoids[ M]. Beijing: Geol. Pub. House. 119~284(in Chinese) .

### 附中文参考文献

- 福尔. G, 著. 1983. 潘曙兰, 乔广生, 译. 同位素地质学原理[ M]. 北京: 科学出版社. 131~142 .
- 洪大卫, 王式光, 谢锡林, 等. 2000. 兴蒙造山带正  $\epsilon(\text{Nd}, t)$  值花岗岩的成因和大陆地壳生长[ J]. 地学前缘, 7(2): 441~456 .
- 洪大卫, 王式光, 谢锡林, 等. 2003. 试析地幔来源物质成矿域——以中亚造山带为例[ J]. 矿床地质, 22(1): 41~55 .
- 吉林省冶金地质勘探公司 607 队. 1974. 吉林 401 矿区硫化铜镍矿床基本特征研究[ M]. 北京: 地质出版社. 1~112 .
- 林强, 葛文春, 孙德有, 等. 1998. 中国东北地区中生代火山岩的大地构造意义[ J]. 地质科学, (2): 129~139 .
- 秦宽. 1995. 红旗岭岩浆硫化铜镍矿床地质特征[ J]. 吉林地质, (3): 17~30 .
- 邱华宁, 彭良. 1997.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  年代学与流体包裹体定年[ M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社. 10~85 .
- 孙德有, 吴福元, 张艳斌, 等. 2004. 西拉木伦河-长春-延吉板块缝合带的最后闭合时间——来自吉林大玉山花岗岩的证据[ J]. 吉林大学学报(地球科学版), 34(2): 174~181 .
- 汤中立. 1982. 中国主要镍矿类型及其与古板块构造的关系[ J]. 矿床地质, 1(2): 29~38 .
- 郗爱华. 2003. 红旗岭铜镍硫化物矿床地质成因模型[ 博士论文 ] [ D]. 导师: 阎鸿铨. 长春: 吉林大学. 1~90 .
- 郗爱华, 任洪茂, 张宝福, 等. 2003. 吉林中部呼兰群同位素年代学及其地质意义[ J]. 吉林大学学报(地球科学版), 33(1): 15~18 .
- 郗爱华, 任洪茂, 张宝福, 等. 2004. 红旗岭铜镍硫化物矿床矿石学研究[ J]. 吉林大学学报(地球科学版), 34(3): 338~343 .
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 2002. 花岗岩研究思维与方法[ M]. 北京: 地质出版社. 119~284 .

## Discussion on metallogenic epoch of Hongqiling Cu-Ni sulfide deposit, Jilin Province

XI Ai-hua<sup>1,2</sup>, GU Lian-xing<sup>1</sup>, LI Xu-jun<sup>2</sup>, YE Song-qing<sup>2</sup> and ZHENG Yuan-chuan<sup>1</sup>

(1 State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 2 College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China)

### Abstract

$^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  isotope dating of No.1 ore-bearing intrusion and No.8 barren intrusion in Hongqiling area indicates that mafic-ultramafic intrusions associated with Cu-Ni sulfide deposits were formed at 250 Ma. This conclusion is different from the K-Ar age reported by previous researchers. In combination with a zircon Pb-U SHRIMP age of  $(216 \pm 5)$  Ma for anorthositic pegmatite associated with hydrothermal mineralization, it is concluded that the mafic-ultramafic intrusions were solidified at 250 Ma in company with the early Indosinian orogeny, that the main mineralization took place at 225 Ma, and that hydrothermal superimposition at 216 Ma played an active role in the formation of the Cu-Ni sulfide deposit.

**Key words:** geochemistry, ore-forming age, Indosinian orogeny, Cu-Ni sulfide deposit, Hongqiling, Jilin Province