

文章编号: 1000-4734(2009)04-0463-08

湘西柳林汉金矿带中钠长石的矿物学和地球化学特征

王国强^{1,2} 彭建堂^{1,3*} 张东亮^{1,2} 阳杰华^{1,2} 沈能平¹

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049; 3. 中南大学 地学与环境工程学院, 湖南 长沙 410083)

摘要: 钠长石广泛分布于湘西柳林汉金矿带的含金脉体中, 利用显微镜下鉴定、X 荧光光谱(XRF)、X 射线衍射(XRD)、电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)等分析手段对该区金矿床的钠长石进行了系统的研究。结果表明: 该区粉红色、肉红色钠长石镜下呈板条状、粒状, 解理不发育, 双晶以聚片双晶为主, 负低突起, 干涉色一级灰白到一级淡黄; 钠长石的 Ab、An、Or 的变化范围分别为 97.32% ~ 99.74%、0.12% ~ 2.5%、0.13% ~ 0.47%; 该区钠长石的平均有序度都大于 0.905, 形成温度均在 226 ~ 395℃ 之间; 钠长石稀土含量普遍较低, 在不同程度上都有 LREE 的富集, 无明显的 Eu、Ce 异常。钠长石矿物学、地球化学特征均反映了该含金钠长石-石英脉是由热液作用形成。

关键词: 钠长石; 矿物学; 地球化学; 湘西柳林汉金矿

中图分类号: P578.968; P618.5101 **文献标识码:** A

作者简介: 王国强, 男, 1984 年生, 硕士研究生, 矿床地球化学专业, 从事矿床学、矿床地球化学研究。E-mail: gqwangmint@gmail.com

尽管钠长石是石英脉型金矿中较为常见的一种矿物^[1-5], 但在大多数脉型金矿床中钠长石并不是载金矿物。钠长石作为金矿的载金矿物在广东大沟谷金矿^[6]和陕西二台子铜金矿床^[7]中出现, 但它也不是主要的载金矿物。国外虽曾报道过前苏联不同地区侵入岩和交代岩中钠长石为金的主要载体矿物^[8], 但类似报道并不多见。同样, 国内关于钠长石和石英均为载金矿物的含金钠长石-石英脉鲜见报道, 在一些金矿^[9, 10]的石英-钠长石脉中偶见含金的钠长石, 但很少有人对其进行矿物学和地球化学方面的研究。

柳林汉金矿带是湘西雪峰山地区重要的成矿带之一, 在该金矿带中发现许多钠长石-石英脉型金矿, 粉红色、肉红色钠长石是此类金矿的主要载金矿物。笔者选取该金矿带中的合仁坪、柳林汉、鸿福、双美宫等 4 个金矿为研究对象, 首次对含金钠长石-石英脉的钠长石进行矿物学和地球化学

研究。研究钠长石的矿物学和地球化学特征, 对于揭示该矿物的基本地质特征, 深入认识该类金矿的矿床成因和成矿过程, 均具有非常重要的意义。

1 矿床地质概况

柳林汉金矿带(柳林汉至万善桥北东东向金矿带的简称, 下同)位于湘西成矿区内北部, 该金矿带长约 40 km, 金矿(点)众多^[11]。本次研究的 4 个金矿均为含金石英-钠长石脉型; 其中合仁坪金矿开采历史悠久, 在清末民初为开采鼎盛时期, 是湖南境内 4 处主要产金矿山之一^[11]; 其余 3 个金矿则为新近开采的金矿。金矿的具体位置见图 1。

上述矿区含矿地层均为元古界板溪群马底驿组, 马底驿组下段未出露, 中段以紫红色绢云母板岩为主, 夹灰绿色条带绢云母板岩, 上段为灰绿色薄层砂质板岩。近矿围岩有少量硅化、碳酸盐化、高岭石化、黄铁矿化、绿泥石化褪色等现象。该区断裂与褶皱构造发育, 含金的钠长石-石英脉多产于背斜或次一级褶皱的轴部及岩层层间裂隙中。

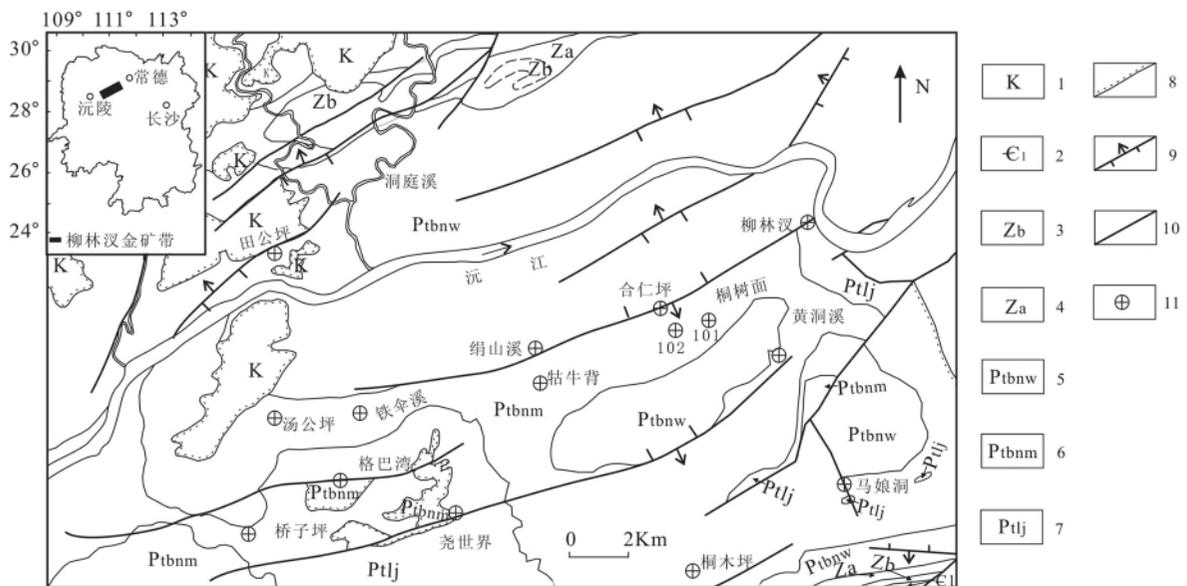
收稿日期: 2009-03-13

基金项目: 国家自然科学基金(40673021; 40472053)

* 通讯作者 E-mail: pengjiantang@vip.gyig.ac.cn

矿化主要表现为发育顺层、切层的钠长石-石英脉,矿体一般呈脉状、网脉状,存在分支复合现象。此外该区无岩浆岩出露,以浅变质程度的板岩为主。金属矿物有自然金、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、

毒砂等,矿石矿物主要为钠长石、石英,脉石矿物中可见方解石、高岭石。金矿物主要为自然金;金以显微金为主,主要载金矿物为石英、钠长石、黄铁矿。



1. 白垩系; 2. 寒武系下统; 3. 震旦系上统; 4. 震旦系下统; 5. 元古界板溪群五强溪组; 6. 元古界板溪群马底驿组; 7. 元古界冷家溪组; 8. 地层不整合界限; 9. 逆断层; 10. 性质不明断层; 11. 金矿

图1 柳林汉金矿带地质简图(据文献[12,13]修改)

Fig. 1. Geological sketch map of the Liulincha gold ore field (modified from the reference [12,13]).

2 钠长石特征

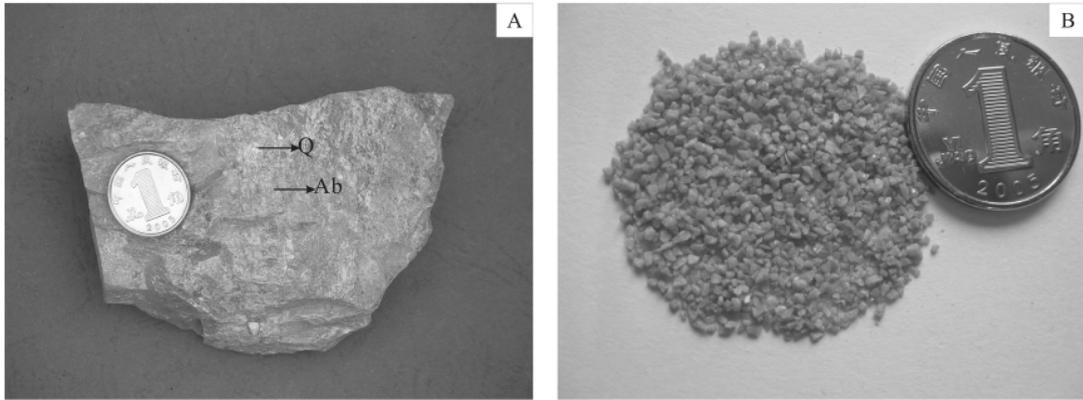
2.1 钠长石的产状及镜下特征

柳林汉金矿带中的钠长石主要赋存在元古宇板溪群马底驿组板岩的钠长石-石英脉中。该脉体厚数厘米至数米,一般5 cm左右,以钠长石和石英为主,含极少量方解石、绿泥石、黄铁矿、方铅矿等,偶见围岩角砾。不同矿区脉体中的钠长石含量有所不同,如合仁坪金矿脉体中钠长石的含量约为40%~80%,柳林汉金矿约为10%~70%,鸿福金矿约为50%~70%,双美宫金矿约为30%~60%;上述矿区中钠长石是较为少见的粉红色、肉红色(图2),而与常见的白色、灰色明显有别^[4];该区钠长石为不规则粒状,粒径多为0.15~0.40 mm。镜下钠长石通常呈板条状、粒状,解理不发育,双晶以聚片双晶为主,负低突起,干涉色一级灰白到一级淡黄;石英与钠长石多数为相间分布,少量石英与钠长石之间为镶嵌关系

(图3)。

2.2 钠长石的成分特征

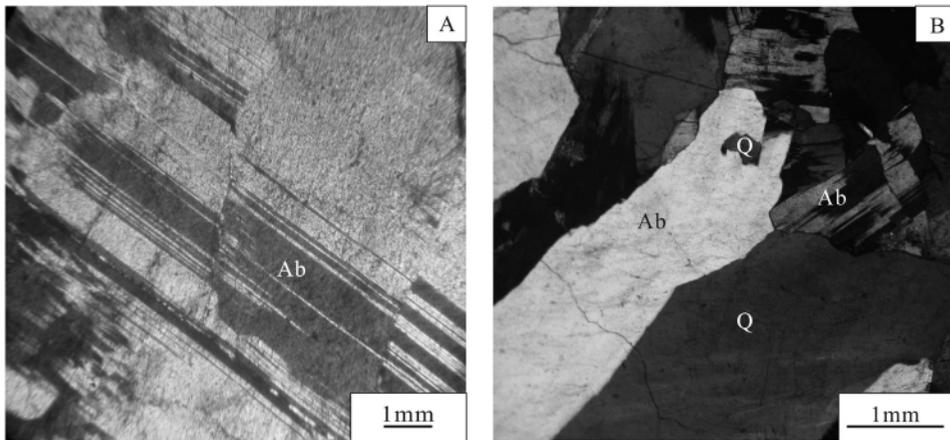
柳林汉金矿带钠长石的成分X荧光光谱(XRF)分析结果见表1,可以看出,合仁坪(HRP)、柳林汉(LLC)、鸿福(HF)、双美宫(SMD)四个矿区钠长石的成分差别很小,其中SiO₂含量变化范围为66.06%~68.49%,Al₂O₃为18.63%~19.79%,Na₂O为9.59%~10.19%,除SiO₂、Al₂O₃、Na₂O外,其余成分含量均小于1%(个别样品的全铁含量大于1%)。四个矿区的钠长石端元组分的平均值分别为:Ab_{99.08}Or_{0.30}An_{0.62}、Ab_{99.45}Or_{0.20}An_{0.36}、Ab_{98.08}Or_{0.20}An_{1.73}、Ab_{99.36}Or_{0.15}An_{0.50},端元组分变化范围为钠长石Ab=97.32%~99.74%,钙长石An=0.12%~2.50%,钾长石Or=0.13%~0.47%,与纯钠长石的成分很接近。钠长石总体端元组分变化不大,这说明了该成矿带钠长石在成因上应相同。



A. 钠长石-石英脉(Ab: 钠长石, Q: 石英) B. 钠长石单矿物

图 2 柳林汉金矿带的钠长石单矿物及手标本图

Fig. 2. Hand specimens and single minerals of albites from Liulincha gold ore field.



A. 钠长石聚片双晶 B. 石英与钠长石的分布

图 3 柳林汉金矿带钠长石的镜下图片(显微镜下 正交偏光)

Fig. 3. Microscope photos of the albites from Liulincha gold ore field (optical microscope , crossed polars).

与各种不同成因钠长石的对比表明: 柳林汉金矿带钠长石的 Ab 值略高于岩浆成因钠长石, 但低于其它成因钠长石(表 2); 该带钠长石 Or 值与其它成因钠长石的 Or 值差异较大, 明显高于岩浆成因钠长石的 Or 值, 但要低于沉积成因、沉积-变质重结晶、区域变质作用及天然成因钠长石的 Or 值(表 2), 本次研究的钠长石 An 值与其它成因钠长石的 An 值相比, 变化范围较大(表 2)。由此可见该区钠长石与其它成因钠长石在端元组分上有所区别。

2.3 钠长石的有序度

X 射线粉晶衍射分析表明, 该区钠长石的有

序度(δ) 平均值均较高, 分别为: 0.905、0.913、0.984、0.924(表 3), 鸿福金矿有一个样品中的有序度值大于 1, 这可能是 X 射线粉晶衍射分析误差引起的。已有的研究表明, 温度是影响长石有序度的重要因素, 一般而言, 高温长石无序, 低温长石有序^[21], 本次研究的钠长石有序度均大于 0.905(见表 3), 表明柳林汉金矿带钠长石-石英脉体中的钠长石应属于低温高有序度钠长石。对比研究显示, 钠长石的有序度与变质作用成因和沉积-变质重结晶成因钠长石的有序度差异较大, 与其它成因钠长石差异不明显(表 2)。

表1 柳林汉金矿带钠长石 XRF 分析结果($w_B/\%$)Table 1. XRF analysis of the albites from Liulincha gold ore field ($w_B/\%$)

样品	HRP-2	HRP-4	HRP-6	HRP-8	HRP-9	HRP-11	HF-1	HF-3
SiO ₂	68.10	67.47	68.23	68.18	67.99	68.14	67.95	67.93
Al ₂ O ₃	19.49	19.58	19.79	19.66	19.51	19.50	19.64	19.73
Fe ₂ O ₃	0.59	0.74	0.32	0.27	0.45	0.38	0.29	0.37
MgO	0.07	0.10	0.04	0.04	0.07	0.05	0.06	0.07
CaO	0.14	0.23	0.08	0.09	0.02	0.12	0.08	0.05
Na ₂ O	9.94	9.86	10.11	10.01	10.14	10.01	10.03	10.12
K ₂ O	0.06	0.07	0.03	0.04	0.02	0.05	0.03	0.03
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
L. O. I	0.53	0.85	0.38	0.56	0.73	0.57	0.53	0.64
总量	98.97	98.96	98.99	98.88	98.97	98.88	98.64	98.96
端元组分	Ab _{98.82}	Ab _{98.28}	Ab _{99.39}	Ab _{99.22}	Ab _{99.74}	Ab _{99.03}	Ab _{99.38}	Ab _{99.51}
	Or _{0.39}	Or _{0.47}	Or _{0.19}	Or _{0.27}	Or _{0.15}	Or _{0.31}	Or _{0.18}	Or _{0.22}
	An _{0.78}	An _{1.25}	An _{0.42}	An _{0.51}	An _{0.12}	An _{0.66}	An _{0.44}	An _{0.27}
样品	LLC-3	LLC-5	LLC-6	SMD-3	SMD-4	SMD-6	SMD-7	
SiO ₂	67.68	66.06	66.15	68.37	68.37	67.50	68.49	
Al ₂ O ₃	19.36	18.63	18.75	19.40	19.34	19.24	19.58	
Fe ₂ O ₃	0.79	1.91	1.60	0.20	0.34	0.92	0.24	
MgO	0.13	0.42	0.44	0.05	0.06	0.16	0.05	
CaO	0.10	0.38	0.45	0.11	0.14	0.06	0.05	
Na ₂ O	10.03	9.59	9.74	10.12	10.15	9.99	10.19	
K ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	
MnO	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
L. O. I	0.79	1.80	1.75	0.56	0.50	0.93	0.35	
总量	98.93	98.86	98.94	98.88	98.96	98.87	99.00	
端元组分	Ab _{99.29}	Ab _{97.62}	Ab _{97.32}	Ab _{99.22}	Ab _{99.10}	Ab _{99.54}	Ab _{99.56}	
	Or _{0.19}	Or _{0.22}	Or _{0.18}	Or _{0.16}	Or _{0.13}	Or _{0.13}	Or _{0.18}	
	An _{0.52}	An _{2.17}	An _{2.50}	An _{0.62}	An _{0.78}	An _{0.33}	An _{0.26}	

分析单位: 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室; 全铁以 Fe₂O₃ 形式表示.

表2 不同成因钠长石相关参数

Table 2. Some parameters of albites for several genesis

产状	钠长石端元组分(%)			有序度
	Ab	Or	An	
低温天然斜长石 ^[5]	98.5	1.0	0.5	0.98
广西栗木稀有金属花岗岩中岩浆成因钠长石 ^[6]	96.69 ~ 98.84	1.06 ~ 2.99	0.07 ~ 0.98	0.7 ~ 1.0
胶东芦家金矿区域变质作用成因钠长石 ^[7]	98.81 ~ 100.00	0 ~ 0.87	0 ~ 0.32	<0.9
陕西八卦庙金矿沉积-变质重结晶成因钠长石 ^[8]	99.09	0.46	0.43	0.38
陕西双王金矿热水沉积成因钠长石 ^[9]	99.74 ~ 99.76	0 ~ 0.17	0.09 ~ 0.24	0.92 ~ 0.98
北美碳酸盐岩中沉积成因钠长石 ^[10]	99.85 ~ 100.00	0.06 ~ 0.11	0 ~ 0.09	
柳林汉金矿带钠长石(本文)	97.32 ~ 99.74	0.13 ~ 0.47	0.12 ~ 2.50	>0.90

表 3 柳林汉金矿带钠长石 X 射线衍射数据

Table 3. X-ray diffraction data of albites from Liulincha gold ore field

样品号	$2\theta_{204}$	$2\theta_{060}$	Δ_{131}	t_1	δ
HRP-2	51.04	42.36	1.16	0.947	0.893
HRP-4	51.12	42.44	1.12	0.947	0.893
HRP-6	51.16	42.52	1.20	0.977	0.954
HRP-8	51.12	42.40	1.12	0.916	0.833
HRP-9	51.20	42.56	1.16	0.977	0.954
HRP-11	51.20	42.52	1.12	0.947	0.893
平均值			1.15		0.905
LLC-3	51.20	42.52	1.16	0.947	0.893
LLC-5	51.08	42.44	1.08	0.977	0.954
LLC-6	51.12	42.44	1.16	0.947	0.893
平均值			1.13		0.913
HF-1	51.16	42.56	1.08	1.007	1.014
HF-3	51.12	42.48	1.12	0.977	0.954
平均值			1.10		0.984
SMD-3	51.04	42.40	0.80	0.977	0.954
SMD-4	51.08	42.44	1.20	0.977	0.954
SMD-6	51.16	42.48	1.16	0.947	0.893
SMD-7	51.08	42.40	1.16	0.947	0.893
平均值			1.08		0.924

注: $t_1 = 7.50 - 0.755\Delta 2\theta$; $\delta = 2 t_1 - 1$; $\Delta 2\theta = 2\theta_{204} - 2\theta_{060}$;

$\Delta_{131} = 2\theta_{131} - 2\theta_{\bar{1}31}$; 分析单位: 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室。

2.4 钠长石的平衡温度

长石的有序度常随其结晶时的温度不同而异,在高温情况下,长石中的每个 Si 被 Al 置换的几率相等,为无序结构,随着结晶温度的降低,有序度就会不断增高^[19]。因此,根据钠长石的结构参数可以推断其形成温度,将本次分析的钠长石的 X 粉晶衍射数据 Δ_{131} 的平均值(表 3)投到斜长石 X 射线衍射法温度计上(图 4),可得到不同矿区斜长石的形成温度:合仁坪钠长石的形成温度介于 343 °C(低温斜长石线)和 395 °C(高温斜长石线)之间,柳林汉介于 324 °C(低温斜长石线)和 371 °C(高温斜长石线)之间,鸿福介于 283 °C(低温斜长石线)和 313 °C(高温斜长石线),双美宫介于 226 °C(低温斜长石线)和 246 °C(高温斜长石线)之间,由此可以看出,这些矿区钠长石的形成温度比较一致,介于 226 ~ 395 °C 之间,均在 395 °C 以下,属低温范围。虽然温度是影响长石有序度的重要因素,但进一步的研究发现,长石的成分和其在转变温度附近持续时间的长短,对于决定长石最终的结构态比原始结晶温度有着更重要的意义^[22],此外,水的活动性、剪切应力、褶皱和变质时代的压力程度、围岩介质等因素^[21]也不

可避免的影响长石的有序度。该区钠长石有序度也有可能受到以上因素的影响,这就解释了该区的钠长石计算所得的平衡温度与有序度并不是完全对应这一现象。

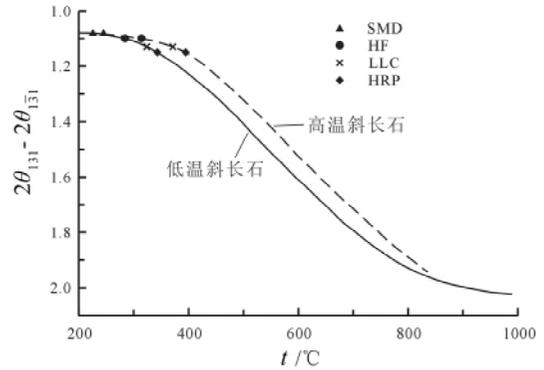


图 4 钠长石在斜长石 X 射线衍射法温度计上的投影(底图转引自文献 [16])

Fig. 4. Albite projected on thermometer plagioclase based on X-ray diffraction (base figure was after the reference [16]).

2.5 钠长石的稀土元素地球化学

柳林汉金矿带钠长石的稀土元素含量和相关特征参数见表 4,图 5 为相应的球粒陨石标准化配分模式,稀土配分模式采用 Boynton 球粒陨石 REE 数据^[23]标准化。结果表明:①该区钠长石的稀土含量(不包括 Y 元素,下同)普遍较低,这与前人^[24]认为长石中稀土含量一般相对较低这一结论相吻合。稀土元素总量除合仁坪变化范围较宽之外(ΣREE 为 $0.12 \times 10^{-6} \sim 90.85 \times 10^{-6}$),其余三个矿区变化范围均很窄:柳林汉金矿为 $0.88 \times 10^{-6} \sim 1.78 \times 10^{-6}$,鸿福金矿为 $0.11 \times 10^{-6} \sim 0.18 \times 10^{-6}$,双美宫金矿为 $0.18 \times 10^{-6} \sim 0.66 \times 10^{-6}$ 。合仁坪金矿 11 号样品中钠长石的稀土元素含量较其它样品异常高,可能是钠长石中混入了其它富稀土的矿物。②不同矿区的钠长石其稀土元素球粒陨石标准化配分模式图有所不同,合仁坪、柳林汉金矿钠长石为典型的 LREE 富集型,其 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 的比值分别为 9.63 ~ 199.65(平均 50.37)、9.26 ~ 38.50(平均 20.86),轻重稀土分馏十分明显,稀土元素的分配模式为向右倾的曲线。鸿福金矿钠长石稀土分配模式为相对平坦型,其 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 的比值分别为 1.49 ~ 3.65(平均 2.57),轻重稀土分馏不明显。双美宫金矿钠长石的 LREE 和 MREE 相对富集(个别样品除外),其 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 的比值分别为 0.66 ~ 9.08(平均 4.45)。总体看来,四个矿区钠长石都不同程度

表4 柳林汉金矿带钠长石的稀土元素组成($w_B/10^{-6}$)

Table 4. REE compositions($\times 10^{-6}$) of albites from Liulincha gold ore field

样品号	HRP-2	HRP-4	HRP-6	HRP-8	HRP-9	HRP-11	LLC-3	LLC-5	LLC-6	HF-1	HF-3	SMD-3	SMD-4	SMD-6	SMD-7
La	1.22	1.96	0.64	0.57	0.02	20.70	0.17	0.31	0.16	0.01	0.03	0.10	0.02	0.00	0.07
Ce	3.10	4.84	1.60	1.50	0.05	42.40	0.39	0.74	0.38	0.03	0.07	0.23	0.05	0.01	0.20
Pr	0.36	0.60	0.17	0.16	0.00	4.90	0.05	0.11	0.05	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02
Nd	1.33	2.20	0.59	0.56	0.02	17.80	0.18	0.37	0.18	0.02	0.03	0.13	0.06	0.04	0.09
Sm	0.32	0.48	0.11	0.11	0.00	2.78	0.04	0.09	0.05	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02
Eu	0.07	0.08	0.02	0.02	0.00	0.38	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd	0.18	0.23	0.07	0.06	0.02	0.98	0.03	0.05	0.04	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04	0.02
Tb	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.15	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Dy	0.09	0.12	0.06	0.03	0.00	0.41	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02
Ho	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Er	0.04	0.06	0.04	0.02	0.00	0.19	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Tm	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	0.03	0.05	0.03	0.01	0.00	0.07	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Lu	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.28	0.38	0.29	0.11	0.02	1.35	0.03	0.10	0.08	0.04	0.04	0.09	0.06	0.04	0.06
Σ REE	6.79	10.69	3.36	3.06	0.12	90.85	0.88	1.78	0.93	0.11	0.18	0.66	0.25	0.18	0.48
Σ REE + Y	7.07	11.07	3.65	3.16	0.14	92.20	0.91	1.89	1.02	0.15	0.22	0.75	0.31	0.22	0.54
LREE	6.00	9.59	3.00	2.78	0.09	85.80	0.79	1.53	0.77	0.07	0.14	0.49	0.13	0.06	0.38
MREE	0.70	0.97	0.29	0.24	0.03	4.77	0.09	0.22	0.13	0.03	0.03	0.14	0.10	0.11	0.08
HREE	0.09	0.13	0.08	0.03	0.00	0.28	0.01	0.04	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
δ Eu	0.86	0.76	0.67	0.75	1.02	0.71	0.55	0.72	0.58	0.80	0.89	1.11	1.14	0.99	0.94
δ Ce	1.13	1.08	1.17	1.20	1.20	1.01	1.05	0.99	1.09	1.15	1.06	1.03	0.89	0.88	1.15
(La/Yb) _N	23.61	24.91	15.35	29.08	9.63	199.65	38.50	14.80	9.26	1.49	3.65	9.08	2.11	0.66	5.94
(La/Sm) _N	2.37	2.55	3.56	3.18	3.16	4.68	2.75	2.09	2.08	1.14	2.16	1.49	0.44	0.06	2.00
(Gd/Yb) _N	4.29	3.50	2.06	3.80	10.11	11.35	7.81	3.02	2.85	1.90	1.68	4.65	5.25	9.24	2.31

分析单位: 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室.

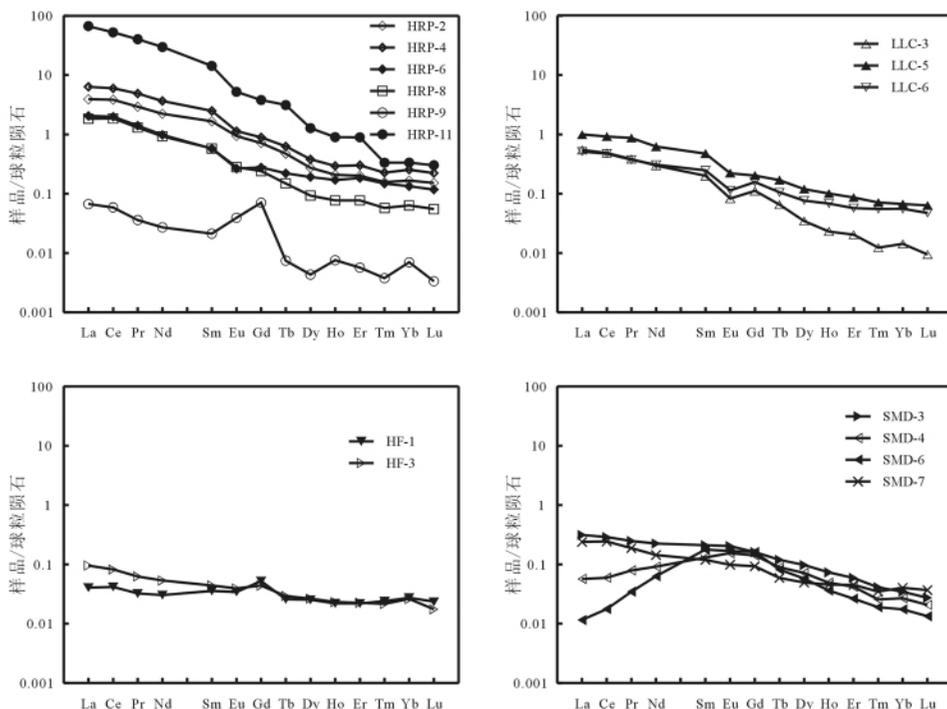


图5 柳林汉金矿带钠长石的REE分配模式图

Fig. 5. REE distribution patterns of albites from Liulincha gold ore field.

表现为 LREE 富集。③钠长石的 δEu 变化范围分别为: 0.67 ~ 1.02, 0.55 ~ 0.72, 0.80 ~ 0.89, 0.94 ~ 1.14, δCe 变化范围分别为: 1.01 ~ 1.20, 0.99 ~ 1.09, 1.06 ~ 1.15, 0.88 ~ 1.15, 钠长石的 δEu 和 δCe 变化范围较窄, 无明显的 Eu、Ce 异常。通常情况下, 岩浆成因的长石具有明显的正 Eu 异常^[25], 而本次研究的钠长石不具有明显的正 Eu 异常, 这也是柳林汉金矿带钠长石与岩浆成因长石 REE 特征的差异之处。

本次分析的钠长石的稀土含量、Eu、Ce 异常情况等都相同, 这也说明了该区钠长石在成因上应相同。

尽管钠长石的稀土含量、Eu、Ce 异常情况都相同, 但钠长石 REE 分配模式却有所差异。这是由于热液矿物中 REE 的分配模式, 一方面可能与溶液中 REE 络合物稳定性有关^[26], 另一方面可能受到晶体化学因素的制约^[27]。对于究竟是哪种因素起主要作用, 目前仍存在较多争议。很多学者认为, 热液矿物中 REE 模式并非受晶体化学因素的控制, 而是与热液体系中 REE 络合物稳定性密切相关^[28-31], 但近年来, 彭建堂等^[32, 33]对湖南锡矿山热液方解石和晴隆锑矿热液萤石的 REE 分配模式进行研究之后, 认为晶体化学因素

对热液方解石和热液萤石中 REE 分配模式起着重要的制约作用。因此, 笔者认为, 流体中 REE 络合物稳定性和钠长石的晶体化学因素都可能是影响柳林汉金矿带钠长石分配模式差异的原因, 具体那种因素占主导作用, 还需要进一步的研究。

3 结 论

(1) 柳林汉金矿带钠长石-石英脉体中的粉红色-肉红色钠长石 Ab 含量高, An、Or 含量极低, 与其它成因钠长石具明显差异; 各矿区钠长石的平均有序度皆大于 0.90, 形成温度均在 395 °C 以下, 属于低温有序钠长石。

(2) 该区钠长石的稀土含量普遍比较低, 在不同程度上均有 LREE 的富集, 无明显 Eu、Ce 异常, 与岩浆成因钠长石显著不同。

综上所述, 根据钠长石端元组分、有序度、平衡温度及稀土元素研究, 加之该区无岩浆活动迹象这一因素, 笔者认为该区钠长石-石英脉体中的钠长石非岩浆成因, 而是由热液作用形成。在热液作用过程中, 地层中的金可能进入热液并被活化转移, 当物理、化学条件发生改变时, 金在有利部位沉淀并赋存于钠长石中。

参 考 文 献:

- [1] 王瑞, 朱永峰. 西准噶尔宝贝金矿地质与容矿火山岩的锆石 SHRIMP 年龄 [J]. 高校地质学报, 2007, 13(3): 590-602.
- [2] 安芳, 朱永峰. 新疆哈图金矿蚀变岩型矿体地质和地球化学研究 [J]. 矿床地质, 2007, 26(6): 621-633.
- [3] Bierlein F P, Mcnaughton N J. Pb isotope fingerprinting of mesothermal gold deposits from central Victoria, Australia: Implications for ore genesis [J]. *Mineralium Deposita*, 1998, 33(6): 633-638.
- [4] Allibone A, Hayden P, Cameron G, et al. Paleoproterozoic gold deposits hosted by albite- and carbonate-altered tonalite in the Chirano district, Ghana, West Africa [J]. *Economic Geology*, 2004, 99(3): 479-497.
- [5] Jia Y, Kerrich R, Goldfarb R. Metamorphic origin of ore-forming fluids for orogenic gold-bearing quartz vein systems in the north American Cordillera: Constraints from a reconnaissance study of $\delta^{15}\text{N}$, δD , and $\delta^{18}\text{O}$ [J]. *Economic Geology*, 2003, 98(1): 109-123.
- [6] 王蓉嵘, 刘家远. 广东大沟谷金矿钠长石岩成因及金矿化的关系 [J]. 黄金科学技术, 1994, 2(2): 22-26.
- [7] 方维萱, 张国伟, 胡瑞忠, 等. 陕西二台子铜金矿床钠长石碳酸(角砾)岩类特征及形成构造背景分析 [J]. 岩石学报, 2000, (3): 392-400.
- [8] Коробейников А Ф, 吴连南. 侵入岩和交代岩的长石中的金 [J]. 地质地球化学, 1982, 7(7): 26-31.
- [9] Gallagher D. Albite and gold [J]. *Economic Geology*, 1940, 35(6): 698-736.
- [10] Wagner W R. *Geology of the Chibex Gold Deposit, Chibougamau, Quebec* [D]. Quebec: Universite du Quebec a Chicoutimi, 1978.
- [11] 中国人民武装警察部队黄金指挥部. 湖南沃溪式层控金矿地质 [M]. 北京: 地震出版社, 1996: 90-92.
- [12] 湖南省区域地质测量队. 中国区域矿产图及报告(大庸幅) [R]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 1969.
- [13] 湖南省区域地质测量队. 中国区域矿产图及报告(常德幅) [R]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 1970.
- [14] 潘兆橐. 结晶学及矿物学 [M]. 北京: 地质出版社, 1994: 200-202.
- [15] 苏树春, 叶大年. 同时鉴定斜长石成分和结构状态的 X 射线粉末法 [J]. 中国科学 A 辑, 1981, 24(1): 61-67.
- [16] 徐启东. 广西栗木稀有金属花岗岩中长石的某些特征 [J]. 矿物学岩石学论丛, 1987, (3): 89-101.
- [17] 王志敬, 陈光远, 邵伟. 胶东芦家金矿钠长石成因矿物学研究 [J]. 现代地质, 1998, 12(2): 210-213.

- [18] 王学明,汪东波,邵世才,等. 陕西八卦庙金矿钠长石的成因 [J]. 矿床地质, 2001, 20(3): 223-228.
- [19] 炎金才. 秦岭泥盆系热水沉积岩中主要矿物的标型特征 [J]. 矿物学报, 1995, 15(3): 317-323.
- [20] Kastner M. Authigenic feldspars in carbonate rocks [J]. *American Mineralogist*, 1971, 56(7-8): 1403-1442.
- [21] 苗春省,高新国. 长石有序度测定法及在地质上的应用 [M]. 北京:地质出版社, 1983: 13-16.
- [22] 边秋娟,张汉凯. 乌拉山金矿钾长石的标型性及其与金矿化关系 [J]. 黄金地质, 1997, 3(3): 8-15.
- [23] Boynton W V. *Cosmochemistry of The Rare-Earth Elements; Meteorite Studies* [M]. Amsterdam: Elsevier Sci Publ Co, 1984: 63-114.
- [24] Smith J V, Brown W L. *Feldspar Minerals. Vol. 1: Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties* [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1988: 237-278.
- [25] Rollinson L. *Using Geochemistry Data* [M]. Amsterdam: Elsevier, 1993: 133-141.
- [26] Mineyev D A. Geochemical differentiation of rare-earth elements [J]. *Geochemistry*, 1963, 44(3): 1129-1149.
- [27] Morgan J W, Wandless G A. Rare-earth element distribution in some hydrothermal minerals: Evidence for crystallographic control [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1980, 44(7): 973-980.
- [28] Terakado Y, Masuda A. The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite [J]. *Chemical Geology*, 1988, 69(1-2): 103-110.
- [29] Wood S A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 1: Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters [J]. *Chemical Geology*, 1990, 82(1/2): 159-186.
- [30] Lottermoser B G. Rare-earth elements and hydrothermal ore formation processes [J]. *Ore Geology Reviews*, 1992, 7(1): 25-41.
- [31] Haas J R, Shock E L, Sassani D C. Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(21): 4329-4350.
- [32] 彭建堂,胡瑞忠,漆亮,等. 锡矿山热液方解石的REE分配模式及其制约因素 [J]. 地质论评, 2004, 50(1): 25-32.
- [33] 彭建堂,胡瑞忠,漆亮,等. 靖隆锑矿床中萤石的稀土元素特征及其指示意义 [J]. 地质科学, 2002, 37(3): 277-287.

Mineralogy and Geochemistry of Albites from the Liulincha Gold Ore Belt, Western Hunan Province, China

Wang Guo-qiang^{1,2}, Peng Jian-tang¹, Zhang Dong-liang^{1,2}, Yang Jie-hua^{1,2}, Shen Neng-ping¹

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. School of Geoscience and Environmental Engineering, Central South University, Changsha 410083, China)

Abstract: Albite is widespread in the Liulincha gold ore belt in western Hunan Province, China. In this study, albites from this area were collected and systematically studied. The microscope analysis showed characteristics of those albites can be listed as follows: the pink-red albites occur as lamellae and grains, weakened cleavage, polysynthetic twin, negative relief, and grey to yellowish (interference) colors. With the methods of X-ray Fluorescence and X-ray power diffraction, the compositions and degrees of ordering of albites collected from four gold deposits in the Liulincha gold ore field were determined. Ab, An, and Or in albite varied in the ranges of 97.32% ~ 99.74%, 0.12% ~ 2.5%, and 0.13% ~ 0.47%, respectively, and all of the average degrees of order were higher than 0.90. The formation temperatures of albites varied between 226 and 395°C. The albites contained minor amount of REE, and the LREE concentrations were usually relatively high, without obvious anomaly of Eu and Ce. The study revealed that the gold-bearing albite-quartz veins were of hydrothermal origin rather than magmatic origin.

Key words: gold deposit; albite; mineralogy; geochemistry