

岩石 矿物

Li - F 花岗岩液态分离的同位素地球化学标志

王联魁¹, 王慧芬¹, 黄智龙²

(1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; 2. 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002)

[摘 要] Li - F 花岗岩液态分离包括不混溶为主和气液分馏为主两种液态分离作用。Li - F 花岗岩不混溶为主液态分离的同位素标志是: 在复式 Li - F 花岗岩体中, 随由早至晚阶段 Li - F 花岗岩侵入变化, 岩石中 $\delta^{18}\text{O}$ 、 I_{Sr} 有先降低后突然升高的变化趋势; 在典型 Li - F 花岗岩体中, 由下部岩相成分相当翁岩(钠长花岗岩)向上至顶部岩相成分相当香花岭岩(云英岩、似伟晶岩)的全岩和石英 $\delta^{18}\text{O}$ 突然升高。Li - F 花岗岩气液分馏为主液态分离的同位素标志是: 典型 Li - F 花岗岩体的中、深部岩相向上至浅部岩相, 岩石有 $\delta^{18}\text{O}$ 降低和 δD 升高的变化趋势。

[关键词] Li - F 花岗岩 液态不混溶 气液分馏 同位素地球化学

[中图分类号] P588.12 [文献标识码] A [文章编号] 0495-5331(2002)05-0038-06

稀有元素花岗岩即 Li - F 花岗岩, 其不同侵入阶段、不同岩相的岩性和地球化学变化, 通常被认为是结晶分异或交代作用的结果, 而本文作者则认为“在富 Li - F 的条件下主要应是岩浆液态分离作用”结果(王联魁等, 2000)^[7]。液态分离可理解为岩浆(液)不混溶(熔体—熔体分离)和气液分馏(熔体—气液体分离)两种, 岩浆不混溶是 Li - F 花岗岩浆在浅部地壳降温降压过程中产生的液相不混溶, 形成组分共轭或互补的熔体—熔体分离作用。气液分馏是指高度富 Li - F 的花岗岩岩浆侵入到近地表浅处, 在降温降压过程中产生自下而上“气泡”上升、热重力扩散、气体蒸馏等多种形式的液体—熔体(液)分离作用, 从而导致岩浆自下而上熔体组分的连续演化。这两种岩浆作用均属岩浆在液态(包括气态)下分离作用, 因而统称液态分离, 与分离结晶(结晶分异)作用形成对照。

1 Li - F 花岗岩不混溶为主液态分离作用

1.1 不同阶段 Li - F 花岗岩氧同位素组成变化指示的不混溶作用

复式 Li - F 花岗岩体, 据王联魁(2000)^[7]资料常有斑状黑云母(角闪石)花岗岩或二长花岗岩→中粒黑云母花岗岩→二云母花岗岩→中细粒钠长花岗岩等连续变化, 属不同阶段的侵入顺序, 是同源岩浆不同阶段岩浆侵入结果。

从表 1 可见, 于大吉山、宜春、黄沙、灵山和栗木

等 Li - F 花岗岩体中, 自早至晚阶段 Li - F 花岗岩全岩和石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值均有先降低后升高的变化, 如由早至中阶段全岩 $\delta^{18}\text{O}$ (‰, 平均值) 在上述岩体中依次分别降低变化为: 10.9 → 9.5、11.5 → 9.8、8.2 → 8、9.7 → 9.4、12.1 → 8.8 等; 大吉山、宜春、黄沙岩体中的石英 $\delta^{18}\text{O}$ (‰) 降低变化分别为: 12.8 → 11.7、12.6 → 12.4、12.8 → 10.7 等; 而中阶段至晚阶全岩 $\delta^{18}\text{O}$ (‰, 平均值) 在上述岩体中依次升高变化分别为: 9.5 → 10.2、9.8 → 13.8、8.0 → 10、9.4 → 9.6、8.8 → 9.3 等, 很清楚上述 5 个岩体具 $\delta^{18}\text{O}$ 先降低后升高的变化规律。从早至晚阶段 Li - F 花岗岩的演化趋势, 通常被认为是结晶分异(分离结晶)结果, 随分异程度增加, 岩石成分向富硅方向变化, 由于硅(石英)相对富 $\delta^{18}\text{O}$, 理应是向增加全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 方向变化。上述结果表明, 实际是向先降低后升高方向变化, 特别是至晚阶段突然升高很多, 与稀土模式随不同阶段演化产生突变类型(王联魁等, 1999)^[6]所反映的岩浆作用方式类似, 即反映 Li - F 花岗岩浆演化至晚阶段由结晶分异转为不混溶作用(液态分离之一)的可能, 晚阶段 Li - F 花岗岩浆不混溶, 使中阶段熔体贫 $\delta^{18}\text{O}$ 、晚阶段熔体(富挥发份 H_2O 、F 等)富 $\delta^{18}\text{O}$, 形成 $\delta^{18}\text{O}$ 一低一高互补格局, 从而构成演化中 $\delta^{18}\text{O}$ 先降低后升高的变化趋势。

1.2 不同阶段 Li - F 花岗岩锶同位素初始比值 (I_{Sr}) 变化指示的不混溶作用

[收稿日期] 2001 - 10 - 29; [修订日期] 2002 - 03 - 02; [责任编辑] 余大良。

[第一作者简介] 王联魁(1929 年 -), 男, 1960 年毕业于苏联科学院, 研究员, 博士生导师, 主要从事花岗岩研究工作。

表 1 不同阶段 Li - F 花岗岩氧同位素组成变化

岩体	阶段	岩 石	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			资料来源
			全 岩	平均(全岩)	石英	
大吉山	晚	细粒白云母钠长花岗岩		10.2 (3 个样)	12	夏宏远等,1991
	中	细中粒二云母花岗岩	9.5	9.5	11.7	夏宏远等,1991
	早	斑状中粗粒黑云母花岗岩		10.9 (2 个样)	12.8	夏宏远等,1991
宜 春	晚	富钠长石花岗岩	13.8	13.8		夏宏远等,1991
	中	贫钠长石花岗岩	9.8	9.8	12.4	夏宏远等,1991
	早	黑鳞云母花岗岩	11.5	11.5	12.6	夏宏远等,1991
黄 沙	晚	白云母钠长花岗岩	12.7	10	11.2	夏宏远等,1991
		钠长花岗岩	7.2			夏宏远等,1991
	中	电气石白云母花岗岩	8	8	10.7	夏宏远等,1991
灵 山	早	黑云母二长花岗岩	8.2	8.2	12.8	夏宏远等,1991
	晚	钠长花岗岩	9.6	9.6		欧阳姝薇,1985
	中	黑云母钾长花岗岩	8.9~9.9	9.4		地矿部南岭花
栗 木	早	角闪石黑云母二长花岗岩	9.7	9.7		岗岩组,1989
	晚	钠长花岗岩	8.1~10.4 *	9.3		林德松等,1996
	中	锂白云母花岗岩(香坛岭)	8.8	8.8		夏宏远等,1991
	早	白云母花岗岩(泡水岭)	12.1	12.1		夏宏远等,1991

* 石英换算为全岩值。

从表 2 中看出,大吉山、栗木、岩背、西华山等 Li - F 花岗岩体锶初始比值 (I_{Sr}) 变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 类似,两者都是先降低后升高,即自早至中阶段降低、中阶段至晚阶段升高; I_{Sr} 在上述岩体中先降低分别为:0.7189 → 0.7128、0.7332 → 0.7174、0.7160 → 0.7137、0.7181 → 0.7178 等,后升高分别为:0.7128 → 0.7143、0.7174 → 0.7880、0.7137 → 0.7259、0.7178 → 0.7493 等,尤其晚阶段 I_{Sr} 升高幅度很大,变化很突然,同 $\delta^{18}\text{O}$ 一样,反映出晚阶段 Li - F 花岗岩浆液态不混溶作用;不混溶两相熔体的 Rb、Sr 分配系数相差悬殊,使高度富挥发份 (H_2O 、F ..) 的晚阶段熔体富 Rb 贫 Sr,导致晚阶段花岗岩 Rb/ Sr

表 2 不同阶段 Li - F 花岗岩锶同位素初始比值 (I_{Sr}) 变化趋势

岩 体	侵入阶段(代号)	岩 石	锶同位素初始值 I_{Sr}	资料来源
大吉山	晚 ($\gamma^{\frac{3}{2}}\text{c}$)	细粒白云母钠长花岗岩	0.7143	地矿部南岭花岗岩专题组, 1989
	中 ($\gamma^{\frac{3}{2}}\text{b}$)	中细粒二云母花岗岩	0.7128	地矿部南岭花岗岩专题组, 1989
	早 ($\gamma^{\frac{3}{2}}\text{a}$)	斑状黑云母花岗岩	0.7189	地矿部南岭花岗岩专题组, 1989
栗 木	晚 ($\gamma^{\frac{3}{2}}\text{C}$)	钠长花岗岩	0.7880	1)
	中 ($\gamma^{\frac{3}{2}}\text{B}$)	锂铁白云母花岗岩	0.7174	1)
	早 ($\gamma^{\frac{3}{2}}\text{A}$)	白云母花岗岩	0.7332	1)
岩 背	晚 ($\gamma^{\frac{3}{2}} - 1\text{c}$)	花岗斑岩	0.7259	梅勇文等, 1994
	中 ($\gamma^{\frac{5}{2}} - 1\text{b}$)	细粒花岗岩	0.7137	梅勇文等, 1994
	早 ($\gamma^{\frac{3}{2}} - 1\text{a}$)	中细粒花岗岩	0.7145	梅勇文等, 1994
	早 ($\gamma^{\frac{3}{2}} - 1\text{a}$)	中粗粒花岗岩	0.7160	梅勇文等, 1994
西华山	晚 ($\gamma^{\frac{3}{2}}\text{c}$)	黑云母钾长花岗岩	0.7493	地矿部南岭花岗岩专题组, 1989
	中 ($\gamma^{\frac{3}{2}}\text{b}$)	黑云母钾长花岗岩	0.7178	地矿部南岭花岗岩专题组, 1989
	早 ($\gamma^{\frac{3}{2}}\text{a}$)	黑云母钾长花岗岩	0.7181	地矿部南岭花岗岩专题组, 1989
泰国 Phuket	第四岩套	中粒斑状二云母花岗岩	0.7413	Pollard et al. , 1995
	第三岩套	粗粒斑状黑云母花岗岩	0.7277	Pollard et al. , 1995
	第一岩套	含角闪石中粒黑云母花岗岩	0.7143	Pollard et al. , 1995

注: 1) 南岭及邻区稀有元素成矿地质特征及成矿规律,1990。

突然升高达几百 (一般仅 0. n),从而导致 I_{Sr} 突然升高很多,高低差 (I_{Sr}) 分别达 0. 0015、0. 0706、0. 0122、0. 0315 等,这是一般结晶分异中从来没有的现象,只有不混溶作用才可能使 Rb/ Sr 突然升高很多,导致有这样大的 I_{Sr} 差值。

上述导致不混溶岩相的 I_{Sr} 差值 (I_{Sr})_{X-O} 很大,即由 O 相 →X 相上升很多,可由 Rb/ Sr 变化大 (表 3) 和公式计算中得到验证。根据王联魁等

(2000)^[7] 资料,由不混溶岩相相当翁岗岩 (O) 成分和相当香花岭岩 (X) 成分的 6 个花岗岩体 Rb/ Sr 变化悬殊中可看出,由 (Rb/ Sr)_O →(Rb/ Sr)_X,平均值由 76.8 升高至 357.5,升高达 4~5 倍 (表 3);其差值 (Rb/ Sr)_{X-O} 变化在 73.5~570.7,平均上升 (差值) 达 280.7,这表明花岗岩液态不混溶两岩相 Rb/ Sr 变化很大,由 X →O 岩相 Rb/ Sr 有突然升高变化现象。

表 3 不混溶岩相的岩石 Rb/ Sr 变化和其差值 (Rb/ Sr)

岩 相		不 混 溶 岩 相 对				不混溶岩相对中由香花岭岩至 翁岗岩 Rb/ Sr 升高值 (Rb/ Sr) x- o
		相当翁岗岩(O) ¹⁾		相当香花岭岩相(X) ²⁾		
样号和铷锶比值		样号	(Rb/ Sr) _o	样号	(Rb/ Sr) _x	
花岗岩体	黄 沙	8	50.8	9	214.7	163.9
	香花岭	56	217.9	57	788.6	570.7
	苏 州	76	115.9	77	558.6	442.7
	海螺岭	84	41.7	85	176	134.3
	法国 Beauvoir	124	7.2	125	306.4	299.2
	英国 Austell	129	27	128	100.5	73.5
	平均值		76.8		357.5	280.7

注:本表据王联魁等 (2000)^[7] 资料编制;1) O⁴/翁岗岩;2) X⁴/香花岭岩。

根据公式 $^{87}Sr/^{86}Sr = (^{87}Sr/^{86}Sr)_0 + Rb/Sr \cdot K\lambda t$
 $^{87}Sr/^{86}Sr = (^{87}Sr/^{86}Sr)_0 + Rb/Sr \cdot K\lambda t$ (1)

液态分离两液相的初始值 ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀,因为分离前是统一岩浆体系,故两者应当相等,但分离后由于两熔体系的 Rb/ Sr 不同,故 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 不同,设 ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_X 为香花岭岩相的 ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ = (I_{Sr})_O; ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_O 为翁岗岩相的 ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ = (I_{Sr})_O。

故 (1) 可写成: ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_X = ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ + (Rb/ Sr)_X Kλt_X (2)

($^{87}Sr/^{86}Sr$)_O = ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ + (Rb/ Sr)_O Kλt_O (3)

(2) - (3) 式: (I_{Sr})_X - (I_{Sr})_O = 0 + [(Rb/ Sr)_X - (Rb/ Sr)_O] Kλ (t_X - t_O)

(I_{Sr})_{X-O} = (Rb/ Sr)_{X-O} Kλ t_{X-O} (4)

将 κ = 2. 8936, λ = 1. 42 × 10⁻¹¹ 年⁻¹, (Rb/ Sr)_{X-O} = 280.7 (平均值见表 3)

代入 (4) 式: t_{X-O} = (I_{Sr})_{X-O} × 10¹¹ 年 / 1157.3682 = (I_{Sr})_{X-O} × 10⁶ 年 (Ma) / 0. 011573682 (5)

将前述不混溶两岩相的铷初始值差 (I_{Sr})_{X-O} 0. 0015、0. 0706、0. 0122、0. 0315 代入 (5) 式中,分别相应的获得 t_{X-O} 为 0. 13 Ma、6. 1 Ma、1. 05 Ma 和 2. 73 Ma 的结果,代表两个液态不混溶岩相岩石由于 Rb/ Sr 变化悬殊,在岩浆阶段就积累了不同量

的 ^{87}Sr ,换言之在 0. 13~6. 1 Ma 期间,就积累了铷初始值的差别, (I_{Sr})_{X-O} 达 0. 0015~0. 0706 之巨。

此外,表 2 中泰国 Phuket 超岩套 (Pollard, 1995)^[16] 的晚阶段 (第四岩套) 二云母花岗岩 I_{Sr} 与较早的第三岩套相比,也是突然升高, I_{Sr} 由 0. 7277 突然升高到 0. 7413,与上述华南不同阶段 Li - F 花岗岩 I_{Sr} 变化特点类似,进一步说明这种变化趋势的客观性。

应当指出,这种晚阶段 Li - F 花岗岩 I_{Sr} 突然升高的反常变化,与一般花岗岩结晶分异演化中 I_{Sr} 值微小变化迥然不同,因此可以作为判别 Li - F 花岗岩不混溶作用的标志。

1.3 Li - F 花岗岩体顶部不同岩相氧同位素组成变化指示的不混溶作用

典型 Li - F 花岗岩体岩相通常具垂直分带特点,其顶部岩相自下而上常有钠长花岗岩相 (成分相当翁岗岩) → 云英岩相 (成分相当香花岭岩) → 似伟晶岩 (成分大体相当香花岭岩) 的变化。反映在岩石成分、矿物成分、结构构造、岩石化学、微量元素和稀土特征上,均有规律性变化 (王联魁等, 2000)^[7], 现

中国科学院贵阳地球化学研究所,同位素年代学讲义下册, 1982。

从氧同位素组成看,也类似,同样具规律性变化。

1.3.1 自下而上钠长花岗岩相 →云英岩相氧同位素组成变化(表 4)

表 4 的尖峰岭、盐田岭、黄沙和宜春等 4 个 Li - F 花岗岩体,其全岩和石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均显示由岩浆阶段钠长花岗岩(相当翁岗岩)相向上至岩浆热液过渡阶段云英岩(相当香花岭岩)相有升高变化,上述各岩体 $\delta^{18}\text{O}$ (‰)依次上升变化为:(全岩)8.8 →10.

6; 9.6 →11.2; 7.2 →9.5; (石英)11.5 →14.2 等, $\delta^{18}\text{O}$ 明显都升高很多,达 2 ‰~ 3 ‰,有可能是 Li - F 花岗岩浆不混溶(液态分离)的反映,表现出两种成分互补特点,下部富 Na 相(钠长花岗岩)与上部富 Si、K 相(云英岩)熔体不混溶作用产生的氧同位素组成的差异,上部云英岩相的 $\delta^{18}\text{O}$ 明显高于下部钠长花岗岩相。

表 4 不同相岩石 (Li - F 花岗岩与云英岩、似伟晶岩) 氧同位素组成变化

岩 体	样 号	岩 石	岩 相	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			资料来源
				全岩	石英	平均(石英)	
尖峰岭		云英岩	顶 部	10.6			夏宏远等,1991
		钠长花岗岩	浅 部	8.8			夏宏远等,1991
盐田岭		云英岩	顶 部	11.2	12.5		夏宏远等,1991
		钠长花岗岩	浅 部	9.6			夏宏远等,1991
黄沙		云英岩	顶 部	9.5			夏宏远等,1991
		钠长花岗岩	浅 部	7.2			夏宏远等,1991
宜春		云英岩	顶 部		14.2		周凤英,1994
		钠长花岗岩	浅 部		11.5		林德松,1996
栗 木		长石石英脉	外接触带		13.1	13.1	林德松,1996
	L88	似伟晶岩	顶 部		11.8	11.9	甘晓春,1991
	L55	似伟晶岩			12.0		甘晓春,1991
	L53	钠长花岗岩	浅 部		11.6	11.5	林德松,1996
	87 - 1	钠长花岗岩			11.9		林德松,1996
	87 - 2	钠长花岗岩			11		林德松,1996
		长石石英脉	外接触带		13.9		吴永乐等,1987
西华山		似伟晶岩	顶 部		13.3		吴永乐等,1987
	γ_5^{2-3a}	黑云母花岗岩	中浅部		12.1		张理刚,1989
		似伟晶岩石英块体	顶 部		13.5	12.5	庄龙池,1991
大吉山	WD - 10	似伟晶岩石英块体	顶 部		11.5		庄龙池,1991
	WD - 11	似伟晶岩长石块体			12.6		庄龙池,1991
	WD - 12	似伟晶岩长石块体			11.2	12.1	庄龙池,1991
	WD - 13	白云母钠长花岗岩	浅 部		12.9		庄龙池,1991
	Wr - 417	白云母钠长花岗岩			12.1		庄龙池,1991
	Wr - 367	白云母钠长花岗岩			14.8	14	张理刚,1985
邓埠仙	单 - 1	似伟晶岩	顶 部		13.1		庄龙池,1991
	817 - 4	似伟晶岩			13.8	13.5	夏宏远等,1991
		白云母钠长花岗岩	浅 部		13.3		张理刚,1985
		白云母钠长花岗岩					

1.3.2 钠长花岗岩相 →似伟晶岩相氧同位素组成变化

同样由下而上钠长花岗岩相至似伟晶岩相,其石英 $\delta^{18}\text{O}$ (‰)值也有类似变化趋势(表 4),栗木岩体由下而上钠长花岗岩相(11.5,平均值,下同) →似伟晶岩相(11.9) →长石石英脉相(13.1);西华山同样

(12.1) →(13.3) →(13.9),故石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值均有升高变化趋势;其它岩体如大吉山由下而上钠长花岗岩相(12.1,平均值,下同) →似伟晶岩相(12.5)、邓埠仙同样(13.5) →(14.0)、千里山同样(11.6) →(11.8)等,也有升高变化趋势。

以上 $\delta^{18}\text{O}$ 资料表明,由钠长花岗岩相向上至云

英岩相、似伟晶岩相,全岩或石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值均表现出升高变化,代表两岩相 Li - F 花岗岩是不混溶的结果,属成分共扼的富 Na 的钠长花岗岩浆与富 Si、K 的云英岩或似伟晶岩熔体(岩浆 - 热液过渡熔体)不混溶作用,使云英岩相或似伟晶岩相 $\delta^{18}\text{O}$ 升高。岩浆不混溶导致两相岩石成分特别是 Si 和挥发份(F, H_2O)不同,云英岩相或似伟晶岩相与钠长花岗岩相比较,前者相对的富 Si、F、 H_2O 等,从而产生 $\delta^{18}\text{O}$ 突然升高的变化趋势。

2 Li - F 花岗岩气液分馏为主液态分离作用

深浅不同相 Li - F 花岗岩氧同位素组成差异所指示的气液分馏作用,从表 5 可看出, Li - F 花岗岩浅成相花岗斑岩、石英斑岩与相对较深的细粒或中粒花岗岩相比,岩背、铜坑嶂、松岭、千里山等 Li - F 花岗岩体的全岩和石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值均有降低变化,部分

岩体(岩背、宜春) δD 有升高变化。类似情况也见于香花岭(431 岩墙),其浅部(边缘相)花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (‰,下同)为 8.9,深部(内部相)为 16.9,同样也看出由深而浅有降低变化,而且降低很强烈,接近一倍。这种随岩相深度变浅 $\delta^{18}\text{O}$ 降低和 δD 升高变化趋势,可能的原因有二:其一是水岩反应结果,如于津生等(1997)^[10]研究碾子山碱性花岗岩的结果,浅部花岗岩相 $\delta^{18}\text{O}$ 的降低与古大气降水和岩体花岗岩固相线以下相互作用(即水岩反应)有关,水岩反应结果,导致浅部或边缘相花岗岩 $\delta^{18}\text{O}$ 降低;另一原因是岩浆气液分馏的结果, Li - F 花岗岩浆侵位过程中,自下而上产生气液分馏作用,使浅部岩浆相对贫化 SiO_2 和富集挥发份 H_2O ,导致浅部或边缘相花岗岩相对贫石英和富 H_2O 、重氢等,因而形成这种随岩相变浅 $\delta^{18}\text{O}$ 降低和 δD 升高的趋势性变化;应当指出,造成随岩相变浅, $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 变化趋势,上述的两种原因均不能完全排除,不过可能是以后者为主。

表 5 不同相 Li - F 花岗岩(浅与中深相)氢、氧同位素组成变化

岩体	样号	岩 石	岩相	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)				δD (‰)	资料来源
				全岩	平均	石英	平均		
香花岭	11	香花岭岩(边缘相)	浅部	7.9	8.9				庄锦良等,1988
	12			9.9					庄锦良等,1988
	10	香花岭岩(内部相)	中深	16.3	16.9				庄锦良等,1988
	9			17.6					庄锦良等,1988
岩背		花岗斑岩	浅	9.0				- 32.4	梅勇文等,1994
		细粒花岗岩	中	9.61				- 52.8	梅勇文等,1994
铜坑嶂		石英斑岩	浅	5.9		9.7 ~ 12.2	10.9		梅勇文等,1994
		细粒花岗岩	中	9.1 ~ 9.8	9.4	11.4 ~ 13.7	12.6		梅勇文等,1994
松岭		石英斑岩	浅	8.6					梅勇文等,1994
		细粒黄玉钠长花岗岩	中	9.1					梅勇文等,1994
千里山		石英斑岩	浅	5.5	6.6				张理刚等,1989
		花岗斑岩		7.8					庄锦良等,1988
		黑云母钾长花岗岩	中	10.8					庄锦良等,1988
宜春	$\gamma_5^{2\text{B}-3}$	富锂云母钠长花岗岩	浅			11.6		- 60.9	林德松等,1996
	$\gamma_5^{2\text{B}-2}$	锂云母钠长花岗岩	中			12.5		- 69.0	林德松等,1996
	$\gamma_5^{2\text{B}-1}$	锂白云母花岗岩	深			14.1		- 75.2	林德松等,1996

综上所述, Li - F 花岗岩不混溶为主液态分离的同位素判别标志是:(1)复式 Li - F 花岗岩体中,随由早到晚阶段 Li - F 花岗岩变化, $\delta^{18}\text{O}$ 、 I_{Sr} 有先降低后突然升高的变化趋势;(2)典型 Li - F 花岗岩的顶部岩相,由浅部钠长花岗岩(成分相当翁岗岩)向上至顶部的云英岩(相当香花岭岩)和似伟晶岩(成分大体相当于香花岭岩), $\delta^{18}\text{O}$ 有突然升高变化。Li

- F 花岗岩气液分馏为主液态分离的同位素判别标志是随岩体的岩相自下而上变浅,有 $\delta^{18}\text{O}$ 降低和 δD 升高的变化趋势。

致谢 在成文过程中,朱炳泉、于学元、白正华等研究员给予热情帮助,作者表示衷心感谢!

[参考文献]

[1] 地矿部南岭项目花岗岩专题组,南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用[M].北京:地质出版社,1989,1436.

[2] 甘晓春. 广西栗木水溪庙矿床同位素地质研究[J]. 南京大学学报(地球科学), 1991(1).

[3] 林德松. 华南富钽花岗岩矿床[M]. 北京:地质出版社, 1996, 1-147.

[4] 梅勇文, 叶景平, 朱元早, 等. 赣南地区锡多金属隐伏矿床预测研究[M]. 北京:地质出版社, 1994, 1385.

[5] 欧阳焱薇. 苏州葛源花岗岩的地球化学特征及其形成演化过程探讨[C]. 中国科学院地球化学研究所硕士学位论文, 1985.

[6] 王联魁, 王慧芬, 黄智龙. Li - F 花岗岩液态分离的稀土地球化学标志[J]. 岩石学报, 1999, 15(2): 170180.

[7] 王联魁, 黄智龙. Li - F 花岗岩液态分离与实验[M]. 北京:科学出版社, 2000, 2750.

[8] 吴永乐, 梅勇文, 刘鹏程, 等. 西华山钨矿地质[M]. 北京:地质出版社, 1987, 45234.

[9] 夏宏远, 梁书艺. 华南锡钨稀有金属花岗岩矿床成因系列[M]. 北京:科学出版社, 1991, 61182.

[10] 于津生, 李耀松. 中国同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社, 1997, 182188.

[11] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安:陕西科学技术出版社, 1985, 30200.

[12] 张理刚. 成岩成矿理论与找矿[M]. 北京:北京工业大学出版社, 1989, 154.

[13] 周凤英. 华南某些富氟花岗岩浆—热液过程阶段的地球化学研究[D]. 南京大学博士学位论文, 1994.

[14] 庄龙池. 大吉山矿的稳定同位素地球化学[J]. 地矿部宜昌地质矿产研究所所刊, 1991, 16.

[15] 庄锦良, 刘钟伟, 谭必祥. 湖南地区小岩体与成矿关系及隐伏矿床预测[J]. 湖南地质, 增刊:1988, 3174.

[16] Pollard P J, Nakapadungart S, Taylor R G. The Phuket super-suit, southwest Thailand: fractionated I - type granite associated with tin tantalum mineralization[J]. Econ Geol, 1995, 90: 586-602.

GEOCHEMICAL INDICATORS OF ISOTOPES IN Li - F GRANIT LIQUID SEGREGATION

WANG Lian - kui¹, WANG Hui - fen¹, HUANG Zhi - long²

(1. Guangzhou Geochemistry Institute, Chinese Academy of sciences, Guangzhou 5106400;
2. Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002)

Abstract :Two kinds of liquid segregation in Li - F granites can be recognised. One is mainly governed by liquid immiscibility and the other by vapour - liquid fractional distillation. The isotopic geochemical indicators of the former are as follow: from early to late stage of the composite Li - F granite mass, $\delta^{18}O$ and I_{Sr} decrease firstly and then they suddenly increase. And in a typical Li - F granite, from lower rock facies (albite granite), which corresponds to ongonite in composition to the top rock facies (greisen and pegmatoid stockscheider), which corresponds to Xianghualingite in composition, the $\delta^{18}O$ suddenly increase. The isotopic geochemical indicators of the latter are as follow: from deeper to shallower facies of a typical Li - F granite body, the $\delta^{18}O$ decrease and δD increase.

Key words :Li - F granite, liquid immiscibility, vapour - liquid fractional distillation, isotope geochemistry

(上接第 32 页)

[8] 颜文, 李朝阳. 热水喷流沉积成矿与地学思维[J]. 地球科学

进展, 1993, 8(2): 4046.

[9] 顾连兴. 块状硫化物矿床研究进展评述[J]. 地质论评, 1999, 45(3): 265275.

PROSPECTIVE FORECASTING OF JIAMA COPPER- POLLYMETIC ORE DEPOSIT, TIBET

REN Yun - sheng¹, ZHANG Jin - shu², FAN Wen - yu², CAI Zhao - yang¹

(1. College of Earth Science, Jilin University, Changchun 130061; 2. No. 6 Geological Team, Duilongdeqing, Tibet 851400)

Abstract :As one of several larger deposits in Tibet, Jiama deposit went through submarine sedimentary exhalation in the late Yanshanian period and porphyry mineralization in the Himalayan period, by which the stratiform orebodies and porphyry ones were formed respectively. Analyses on ore geology and major ore - forming elements indicate that there are two exhalative centers in ore district. The stratiform orebodies and lode - network ones should be chosen firstly in the future exploration. Since the porphyry mineralization can be found in both region and ore district, ore - forming potent and prospect for ore searching should not be neglected.

Key words :Jiama copper - polymetallic deposit, submarine sedimentary exhalation, porphyry mineralization, prospective forecasting