

苏州 A 型花岗岩的岩浆分异与成矿作用^{*}

汪建明 杨年强 李康强 丁桂春

(江苏省地质矿产测试应用研究所 南京 210018)

提 要 苏州 A 型花岗岩主岩体在岩浆侵位结晶过程中,经强烈分异(液态分离和结晶分异)形成明显的岩相分带和两种不同类型的矿床。岩体与碎屑岩侵入接触时,内部相为钾长花岗岩,向边部和顶部依次过渡为富钠长石花岗岩和钼铁矿化富黑云母花岗岩;岩体与碳酸盐接触时,边缘相富黑云母花岗岩不再出现,但在外接触带形成夕卡岩型锌铁(锡、萤石)矿床。

关键词 A 型花岗岩 液态分离 结晶分异 成矿作用 苏州

苏州花岗岩是我国东部著名的花岗岩体之一。对其研究工作始于 20 年代(刘季辰 1924),此后许多学者从岩石学(喻德渊 1933;黄懿 1949;孙鼎 1958)、地球化学(司幼东 1964)、矿产(王文斌等 1975)^①、岩石成因(张兴隆等 1987)、同位素地质(张国新 1987)^②等诸方面对花岗岩进行了深入研究。Charoy et al. (1987)^③已注意到主侵入花岗岩体从花岗岩到岩体顶部富黑云母岩石的演化关系,并研究提出岩浆分离结晶机制和岩浆与逸出的强烈富含 Fe、Th、Zr、HREE 的富 F 流体混合作用的成因假设。但上述研究对岩浆分异作用及其与成矿关系的讨论较少。本文在以往矿产勘查及基础地质研究的基础上,通过岩石学、地球化学特征及其与成矿关系的研究,探讨苏州花岗岩的岩浆分异作用、成矿物质的迁移和富集、不同围岩条件下形成不同类型矿床的规律和成因机制。

1 岩体地质及地球化学特征

苏州 A 型花岗岩岩体位于苏州市西 8km 处,出露面积约 50km²。呈卵圆形侵位于木渎短

* 本文 1991 年 9 月收到,1991 年 9 月 30 日改回。

本文为“七五国家重点科技攻关项目三级专题 75-55-02-09B 部分研究成果

第一作者简介:汪建明 男 40 岁 工程师 岩石矿物学

① 南京地矿所,江苏地矿局第四地质队,1975. 苏州西部地区夕卡岩铁铜多金属矿成矿地质条件和找矿方向的研究。

② 张国新,谢越宁,1987. 一个低 $\delta^{18}\text{O}$ 的中生代花岗岩体(国际花岗岩成岩成矿作用学术讨论会论文,广州)。

③ Charoy B, Couturie J D, Raimbault L, 刘义茂,1987. 苏州花岗岩杂岩体(中国东部):从花岗岩到有后期 Zr 和 REE 矿化的黑云母的演化(国际花岗岩成岩成矿作用学术讨论会论文,广州)。

轴向斜核部, Rb-Sr 等时线年龄 140.9~132.5Ma^①, 为燕山晚期。它与印支期和燕山早期 I 型花岗岩类及高钾钙碱性火山岩一起组成环状杂岩体。

A 型花岗岩岩体由三次侵入形成, 早期为含角闪石钾长花岗岩, 晚期为细粒钾长花岗岩, 分别占岩体出露面积的 3% 和 10%; 主期侵入形成主岩体。主岩体从内向外具明显的岩相分带, 而且在不同的围岩条件下形成两种不同类型的矿床。在岩体与二叠系堰桥组灰黑色砂页岩侵入接触处, 内部相为等粒似斑状钾长花岗岩, 向岩体边缘(或顶部)依次过渡为富钠长石花岗岩和铌铁矿化富黑云母花岗岩, 局部黑云母含量可达 70%, 变成黑云母岩; 在岩体与碳酸盐岩接触处, 缺少边缘相富黑云母花岗岩, 在外接触带形成透辉石、石榴石夕卡岩和锌铁(锡、萤石)矿床。

各阶段岩石中均有晶洞, 其中以主期侵入岩石最为发育。晶洞分布在岩体顶部和边部, 形态不规则, 大小悬殊(大者直径可达 1 以上), 主要被伟晶长石、石英、羟铁云母、萤石等充填, 向外缘粒度变细依次过渡为富钠长石带和富黑云母带。晶洞的分带与主岩体分相完全一致。

上述各岩相的主要矿物组成相同, 但其含量相差很大。内部相钾长花岗岩, 石英 33.98%, 钾长石 51.54%, 钠长石 9.66%, 羟铁云母 3.69%, 副矿物

1.13%; 边缘相富钠长石花岗岩, 石英 31.37%, 钾长石 31.37%, 钠长石 32.54%, 羟铁云母 3.67%, 副矿物 0.65%; 边缘相富黑云母花岗岩, 石英 20.13%, 钾长石 37.15%, 钠长石 30.92%, 羟铁云母 10.49%, 副矿物 1.31%。副矿物主要是磁铁矿、锆石、萤石、黄玉、铌铁矿、钼石、独居石等。羟铁云母呈充填状产出, 钠长石结晶时间较长, 晚期钠长石常交代早期的钾长

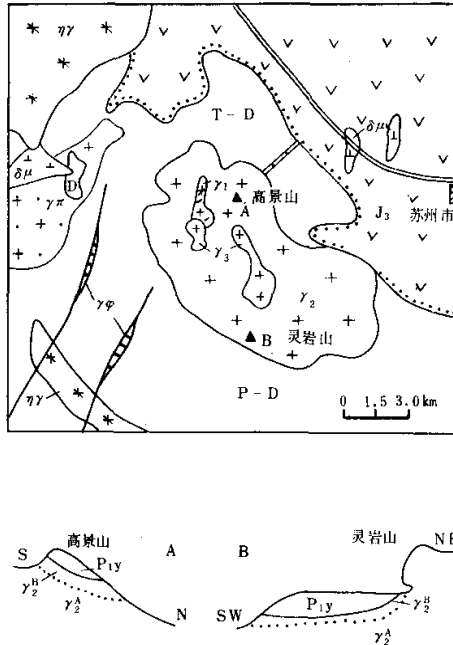


图1 苏州 A 型花岗岩岩体地质示意图
 γ_{π} 印支期花岗斑岩; δ_{μ} 燕山早期内长玢岩; γ_{γ} 燕山早期二长花岗岩; γ_1 A 型花岗岩早期侵入体; γ_2 A 型花岗岩主期侵入体; γ_3 A 型花岗岩晚期侵入体; γ_{ϕ} 花斑岩; J 侏罗纪火山岩; T-D 三叠系泥盆系; P-D 二叠系泥盆系; γ_{ψ} 富黑云母花岗岩; γ_{λ} 富钠长石花岗岩; P_{1y} 二叠系堰桥组

Fig. 1 A geological sketch map of the Suzhou A-type granite mass of Suzhou

① 汪建明, 杨年强. 1987. 苏州地区 I 型和 A 型花岗岩成因及成矿系列的研究(国际花岗岩成岩成矿作用学术讨论会论文, 广州)

石或呈填隙产出。由内部相至边缘相,成岩温度逐渐降低($T=980\sim 930^{\circ}\text{C}$);氧逸度降低($-\log f_{\text{O}_2}(10^5\text{Pa})=15.5\sim 18$);水逸度增高($f_{\text{H}_2\text{O}}(10^5\text{Pa})=575\sim 636$);水和氟化氢逸度比则减小($\log f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{H}_2}=3.03\sim 2.24$)^①。

苏州A型花岗岩属准铝质、碱性系列。碱质和不相容元素显著富集,钙、镁、锶、钡、铯及过渡元素强烈亏损。稀土分配曲线呈海鸥形展布,负Eu异常极强(表1)。全岩 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}=+7.66\sim +9.09$, $\epsilon_{\text{Sr}}(T)=68$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T)=-8.64$ 。属幔壳混合源岩浆,据 $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ 幔壳混合模式计算,其上地幔和陆壳物质各占50%。

表1 主岩体各岩相带岩石化学(wt%)和微量元素成分(ppm)
Table 1 The petrochemical and trace element compositions of various phases
in the main granitic intrusive body

序号	1	2	3		1	2	3		1	2	3
SiO ₂ (%)	73.54	76.12	70.86	Rb(ppm)	352	632	1104	La(ppm)	62.1	58.3	67.4
TiO ₂	0.21	0.075	0.35	Sr	72.7	14.6	34.4	Ce	113.0	104.3	145.3
Al ₂ O ₃	12.95	12.13	13.22	Ba	388.6	46.9	50.7	Pr	13.9	12.1	17.3
Fe ₂ O ₃	0.56	0.25	0.78	Li	45.1	104.7	292.6	Nd	47.2	38.1	51.1
FeO	1.85	1.65	3.20	Be	8.83	8.12	7.55	Sm	10.3	9.2	16.1
MnO	0.063	0.051	0.112	Sc	3.95	2.0	8.3	Eu	0.76	0.38	0.59
MgO	0.25	0.05	0.11	V	14.7	22.1	15.39	Gd	10.5	10.2	20.0
CaO	0.81	0.46	0.76	Cr	2.74	1.75	2.97	Tb	2.1	2.5	7.0
Na ₂ O	3.70	4.23	3.86	Co	4.41	3.02	3.47	Dy	12.1	16.1	45.5
K ₂ O	4.80	3.97	4.93	Ni	6.33	6.13	6.01	Ho	3.0	4.0	12.2
P ₂ O ₅	0.047	0.02	0.02	Cu	16.25	9.17	9.84	Er	7.2	11.6	43.4
CO ₂	0.19	0.17	0.21	Zn	76.95	41.32	256.36	Yb	9.3	16.4	74.3
F	0.31	0.41	0.91	Pb	37.38	21.25	13.97	Lu	1.3	2.3	11.4
Cl	0.03	0.01	0.03	Ga	23.5	29.1	47.8	Y	73.6	110.3	161.3
S	0.01	0.00	0.00	Zr	239	264	1896	∑REE	366.36	395.78	672.79
H ₂ O ⁺	0.58	0.35	0.74	Nb	49.38	105.40	366.95	LREE	247.26	222.38	297.79
总量	99.88	99.95	100.09	Ta	4.8	6.9	10.8	HREE	119.1	173.4	375.0
A. R.	4.32	4.74	4.39	Sn	12.5	13.3	31.8	LREE HREE	5.43	3.52	1.39
$\frac{(K_2O+Na_2O)}{CaO}$	7.66	13.46	8.46	Mo	11.5	4.2	10.3	δEu	0.23	0.12	0.10
$\frac{FeO^+}{MgO}$	9.42	37.50	35.47	Th	24.55	28.92	438.18				

序号1.内部相钾长花岗岩,2.3.分别为边缘相富钠长石花岗岩和富黑云母花岗岩;A. R.为赖特碱度率指数;HREE中不包括Y;表内各数值均为平均值。

2 岩浆分异作用

苏州A型花岗岩属于贫水富氟的高温岩浆。高氟含量能使岩浆中Si-O桥氧键断开,熔体

① 江苏地矿局,1990.苏州西部地区多金属成矿条件及隐伏矿床预测研究(七五国家重点科技攻关项目,75-55-02-09B)。

表2 锆石中熔融包体的相态及均一化温度

Table 2 The phase characteristics and homogenizing temperature of the melt inclusions in zircon

岩石类型	大小 (μ)	包体相态及相比(%)		$\frac{MI_{Fe}}{MI_{Fe}+MI_{Si}}$ (%)	加热时间 (h)	始熔温度 ($^{\circ}C$)	均一温度 ($^{\circ}C$)
		富铁包体(MI_{Fe})	富硅包体(MI_{Si})				
内部相 钾长花岗岩	40×25 ~10×5	$A_{Fe-Si}=20, nC_{Si}=60, V=20;$ $A_{Fe-Si}=50, C_{Si}=50$	$C_{Si}=85, V=15$	10	18	780	980
边缘相 富钠长石花岗岩	50×30 ~12×8	$A_{Fe-Si}=45, nC_{Si}=45, V=10;$ $A_{Fe-Si}=90, C_{Si}=10$	$C_{Si}=90, V=10$	20	14	800	970
边缘相 富黑云母花岗岩	30×15 ~16×12	$A_{Fe-Si}=20, G=40, V=20;$ $A_{Fe-Si}=85, C_{Si}=15$	$C_{Si}=90, V=10$	30	18	760	930

解聚,从而降低岩浆粘度(Dingwell et al. 1985)。这种岩浆可以熔融状态迅速上升到地壳浅部(Clemens et al. 1986),在岩浆侵位后发生液态分离和分离结晶作用,导致主岩体的矿物学和地球化学分带。

2.1 液态分离

主岩体与碎屑岩接触界线清晰,未见同化混染现象。在内接触带的富黑云母花岗岩相中,常见平行的和不规则涡流状分布的黑云母条带。显微镜下可见它们多为半定向连续或断续排列的羟铁云母集合体,其中还含有较多的锆石、萤石、黄玉等副矿物。显示了岩浆结晶时的流动和扰动。这种条带状构造不可能是热液蚀变成因,用岩浆结晶分异的观点也难以解释。王联魁等(1987)认为这是岩浆液态分离所致。

高倍油浸显微镜下,发现主岩体各岩相的锆石晶体中有大量熔融包体。它们由四种相态组成:(1)浅红、棕红、深棕红色的非晶质硅铁混合相(A_{Fe-Si}),含有极细小的黑褐色铁质;(2)无色透明的硅质结晶相(C_{Si}),成分主要为 SiO_2 ;(3)无色(或略显颜色)透明的玻璃相(G),成分主要为 SiO_2 ;(4)气相(V)。按上述四相的组合,分为两大类包体:(1)含有 A_{Fe-Si} 相的富铁包体(MI_{Fe}); 2. 不含 A_{Fe-Si} 相的富硅包体(MI_{Si})。锆石中熔融包体特征、均一化温度以及化学成分见表2和表3。富铁包体中 FeO^* 的含量可高达70.56%,而 SiO_2 含量仅10.62%。富硅包体中 SiO_2 含量可达98.56%,而 FeO^* 含量仅0.12%。熔融包体粒径一般在50 μm 以下,在一粒锆石单晶中常含大小不等的数个包体。在粒径>0.25mm的锆石中,可多达10个以上。并且由内部相至边缘相,富铁包体的比例显著增高(表2)。在这样微小的范围内富铁包体与富硅包体共存,说明岩浆冷却至液相线附近时,曾发生液态分离,形成富硅相和富铁相不混溶岩浆。王联魁等(1987)对南岭花岗岩进行了液态分离实验,当黑云母花岗岩中加入氟,在 $1 \times 10^8 Pa$ 和840 $^{\circ}C$ 条件下即出现不混溶,形成富氟铁硅酸盐相和贫氟硅酸盐相以及氟盐类不混溶体。苏州A型花岗岩亦是高氟岩体,高含量的氟使岩浆粘度降低,并且氟与铁可形成较稳定的络合物(张文昭等1987),从而促进了岩浆的不混溶。根据锆石中两类包体的相对比例(表2),将富铁包体和富硅包体的成分分别以15%和85%的比例进行混合计算,其混合成分与主体花岗岩的岩石化学成分近似(表3)。由此可见,这两种成分完全不同的包体记录了岩浆冷却时的液态分离过程。由于热重力扩散作用,富铁相熔体向岩体顶部和边部扩散,并逐渐聚集结晶,形成富黑

云母条带。

岩浆的液态分离主要发生在液相线附近,当岩浆温度高于900℃时,不混溶体系趋于均一化(王联魁 1987)。A型花岗岩浆是完全熔融的低粘度高温岩浆,其液相线温度>940℃(Clemens et al. 1986)。据物探资料推测苏州花岗岩岩体的定位深度约2~3km,估计成岩压力约 1×10^8 Pa。岩浆开始结晶温度980~930℃(表2),可近似地代表液相线温度,初始岩浆温度可能更高。显然岩浆侵入时,由于其温度高,围压大,发生液态分离的可能性较小。岩体由内部相至边缘相富铁包体明显增多,而且结晶温度亦为降低趋势,因此很可能是岩浆侵入定位以后,在2~3km深度,冷却至液相线附近时发生液态分离。

2.2 分离结晶

主岩体各岩相的造岩矿物组合相同,但其矿物含量和矿物化学成分有显著差异。由内部相至边缘相,钾长石含量明显减少,而且钾长石中Or组分降低(57.3→45.0→44.6)^①Ab组分增高(42.0→54.2→55.4);钠长石含量递增趋势明显,其An(6.6→0.2→0.3)和Or组分(4.4→0.6→0.4)显著减少,Ab组分增高(89.0→99.2→99.3)。据造岩矿物的相互共生关系确定结晶顺序为石英、钠长石、钾长石、羟铁云母,但钠长石结晶时间较长,特别是在边缘相岩石中有大量的晚期钠长石(An<1)交代早期钾长石或呈填隙状产出。相反内部相岩石中多为半自形的早期钠长石,其An含量一般大于5。A型花岗岩浆中高含量的氟使岩浆的低共熔点移向钠长石一端(Manning 1981),而且岩浆中钙含量极低,斜长石的结晶分离将消耗大量的CaO,与此同时钾长石的结晶分离造成残浆中钙的极度亏损和Na₂O/K₂O增高,从而晚期晶出大量的钠长石。由此反映了岩浆冷却时长石矿物的分离结晶作用。

内部相至边缘相中锆石和铌铁矿的含量成倍地增加。锆石中重稀土相对富集,负Eu异常极强(表4)。在边缘相岩石中较大的锆石晶体表面常寄生晚期结晶的小锆石晶体,而且岩石中还含有大量粒径小于0.1mm,轴比近1:1的鱼子状晚期锆石。此种现象在内部相钾长花岗岩中未见。经油浸淬火法测温(Li et al. 1987),较大的锆石晶体中熔融包体的均一化温度为980~930℃,小锆石寄生晶则为700℃。前者结晶温度较高,而后者较低。显然后者是在近固相线附近从残余岩浆中结晶。

主岩体的Sr/Be-Ba/Be图解显示,不同岩相的投影点呈线性排列(R=0.9188),而且近于平行于钾长石的分离结晶趋势,证明岩浆冷却时曾发生结晶分异,并且主要是受钾长石分离结晶作用的控制(图2)。

表3 富硅和富铁包体电子探针分结果

Table 3 Electronprobe analysing results of the Si- and Fe-rich melt inclusions in zircon

氧化物(%)	MI _{Si}	MI _{Fe}	混合相
SiO ₂	66.32	98.89	28.21 10.62 73.13
TiO ₂	0.01	0.06	0.09 0.13 0.05
Al ₂ O ₃	18.51	0.04	21.01 3.72 9.74
FeO*	0.05	0.12	32.97 70.56 7.84
MnO	—	—	0.63 0.38 0.08
MgO	—	—	9.73 0.23 0.75
CaO	0.08	0.06	0.08 0.36 0.09
Na ₂ O	0.37	—	2.19 1.08 0.41
K ₂ O	14.62	—	0.30 0.67 6.29
ZnO	—	—	— 0.24 0.02
Σ	99.96	99.17	95.21 87.99 98.40

注:包体均一化后的分析结果,FeO*为以FeO代表全铁,分析单位:地质科学院矿床所电子探针室。

① 均为电子探针分析结果,资料来源:汪建明等,1991.苏州花岗岩与金属矿产(内部)。

表4 主岩体各岩相中某些矿物的微量元素成分
Table 4 The trace elements compositions of some minerals of various phases
in the main granitic intrusive body

元素 (ppm)	钠长石			钾长石			黑云母			锆石		
	1	1	2	3	1	2	3	1	2	3		
Rb					1884	4298	5497					
Sr	90.9	64.52	16.01		13.3	5.41	8.19					
Ba	3.2	498.8	90.4		687	104	99.6					
Li	22.7	26.83	22.17			1905	2926	2361				
Be	23.35	10.57	13.14			5.71	8.26	7.78				
Sc	0.2	0.16	0.04			52.71	12.5	14.4				
V	3.9	2.59	1.96			71.06	9.80	37.9				
Cr	4.0	0.28	0.18			8.46	17.5	24.5				
Co	1.0	1.09	0.49			29.76	8.31	11.3				
Ni	5.2	2.97	3.22		26.60	11.6	22.4					
Cu	1.6	5.73	2.59		104	54.3	39.8					
Zn	15.3	33.82	12.82			891	947	2502				
Pb	21.1	55.25	55.09			14.03	42.9	31.5				
P	22.2	32.96	43.06		302	1.02	37.5					
Ga	27.1	18.28	22.16			131	116	128				
Nb	9.5	8.92	8.50			384	750	1379				
La	13.12	6.90	9.94	4.30	15.66	7.41	2.66	1402	1568	748		
Ce	22.75	27.78	15.47	9.58	60.38	40.13	28.61	2068	3026	1005		
Pr	2.30	0.93	1.52	0.98	4.33	1.47	0.46	199	305	73.1		
Nd	7.52	4.01	4.58	2.72	17.24	4.04	1.78	796	989	163		
Sm	1.70	1.04	1.17	0.93	5.79	0.97	0.40	122	236	35.99		
Eu	0.44	0.47	0.10	0.03	0.11	0.04	0.01	2.42	0.79	0.88		
Gd	1.37	1.23	1.10	0.93	5.59	0.78	0.67	100	312	37.9		
Tb	0.29	0.23	0.29	0.49	1.37	0.50	0.19	22.9	94.2	16.85		
Dy	1.93	1.79	1.87	3.71	7.19	1.52	2.45	216	855	221		
Ho	0.42	0.44	0.43	1.22	1.62	0.60	0.78	76.3	255	85.4		
Er	1.38	1.18	1.29	4.50	4.18	1.85	3.15	336	1053	486		
Yb	1.68	1.39	1.49	7.60	4.66	2.51	5.16	623	1615	1342		
Lu	0.26	0.21	0.21	1.14	0.60	0.44	0.79	120	296	253		
Y	14.18	11.86	10.95	23.52	31.64	10.52	16.11	1817	5977	1039		
\sum REE	69.34	59.46	50.41	61.65	160.36	72.78	63.22	7900.62	16581.99	5507.12		
LREE/HREE	6.53	6.36	4.91	0.95	4.11	6.59	2.57	3.07	1.37	0.83		
δ Eu	0.89	1.28	0.27	0.10	0.06	0.14	0.06	0.07	0.09	0.07		

1为内部相钾长花岗岩, 2和3为边缘相富钠长石花岗岩和富黑云母花岗岩, 锆石数据据沈波春(1988)。

由内部相至边缘相 REE 丰度增高, 特别是重稀土显著富集, 负 Eu 异常增强(表 1)。内部相中钾长石的 δ Eu=1.28, 钠长石的 δ Eu=0.89, 边缘相中钾长石的 δ Eu 分别为 0.27 和 0.10, Eu 强烈亏损(表 4), 而且这种 Eu 异常的变化与全岩的 Eu 亏损同步(图 3)。岩浆分异时, 长石矿物的早期结晶分离, 导致残余岩浆中 Eu 亏损, 而残余岩浆中 Eu 的极度亏损, 又造成晚期晶出的长石矿物出现强负 Eu 异常。说明主岩体的结晶分异主要表现为长石矿物的结晶分离。

3 岩浆分异与成矿作用的关系

3.1 矿化类型

与苏州A型花岗岩主岩体有关的矿床有两种类型。

(1)岩浆型铀铁矿化:产在岩体与碎屑岩地层接触带内侧富黑云母花岗岩中。铀铁矿品位一般不高,但经后期风化,可形成供工业开采的铀铁矿砂矿床。

(2)夕卡岩型锌铁(锡、萤石)矿床:产在岩体与碳酸盐地层接触带外侧,对应的内接触带不出现富黑云母花岗岩。矿体主要受岩体凹部接触构造和逆推断裂带下盘的派生层间折离面控制(图4)。夕卡岩成矿作用分四个阶段(表5),主要形成似层状和透镜状矿体。矿石类型主要是锌铁矿石,次为硫铁矿石、硫锌矿石、钼矿石和锌铁萤石矿石。

3.2 成矿物质来源

铀铁矿化的富黑云母花岗岩全岩

$\delta^{18}O\text{‰} = +7.82 \sim +8.16$,与内部相钾长花岗岩($\delta^{18}O\text{‰} = +7.66$)一致,前已叙述它是岩浆分异(液态分离和结晶分异)形成的主岩体边缘相,属同源产物。

夕卡岩型锌铁(锡、萤石)矿床中硫化物的 $\delta^{34}S\text{‰} = -5.26 \sim +9.55$,呈正态分布,其中79%的数据为 $-1 \sim +7$ 。以磁铁矿 $\delta^{18}O\text{‰}$ 换算成 $\delta^{18}O_{H_2O}\text{‰}$ 为 $+3.95 \sim +9.16$ 。夕卡岩和矿石的Li/Sr和Be/Ba分别为 $0.82 \sim 3.49$ 和 $0.03 \sim 1.18$,不同于石炭系二叠系碳酸盐岩围岩(Li/Sr=0.0005~0.41, Be/Ba=0.003~0.001),而类似于A型花岗岩(Li/Sr=0.62~8.51, Be/Ba=0.02~0.17)。在 $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ 图解中,矿石中方铅矿和岩石中钾长石的铅同位素^①投影点呈非常好的线性排列($\gamma = 0.9955$),且平行于 $\mu = 9$ 的增长线分布。说明夕卡岩矿

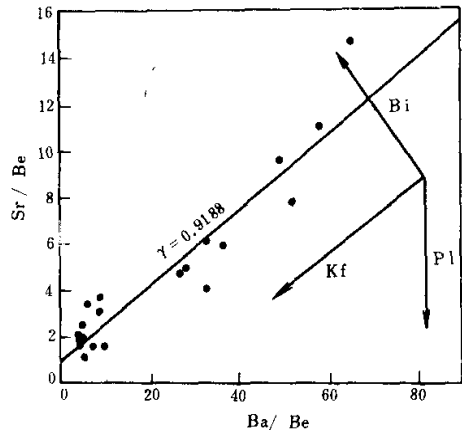


图2 A型花岗岩主岩体Sr/Be-Ba/Be皮尔斯图解
 γ 相关系数, Bi黑云母, kf钾长石, Pl斜长石, 分离结晶计算 $F = 0.8$, 矿物分配系数数据 Nash et al. (1985), Revalenko (1977)

Fig. 2 Sr/Be-Ba/Be Pearce diagram of main intrusive body of A-type granite

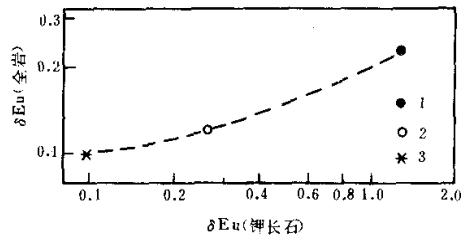


图3 A型花岗岩全岩与钾长石的 δEu 关系图
1. 岩体内部相及其钾长石; 2. 岩体边缘相富钠长石花岗岩及其钾长石; 3. 岩体边缘相富黑云母花岗岩及其钾长石

Fig. 3 Diagram showing the relationship of the δEu in whole rock and K-feldspar

① 江苏地矿局矿产研究所, 1987, 苏州西部地区多金属矿床地质特征及成因

床的成矿物质主要来自 A 型花岗岩浆, 仅有少量地层物质和雨水的加入。

A 型花岗岩中 F 与 TFe、Zn、Sn、Nb、Ta、Li、Ga、Zr 等呈正消长关系(表 1)。这些成矿元素都能与 F 形成稳定的络合物。岩浆分异时, 富氟的残余岩浆携带这些元素向岩体顶部和边部迁移和富集。在高氟岩浆中 Zn 为不相容元素 (Antipin et al. 1980), 计算获得内部相钾长花岗岩和边缘相富钠长石花岗岩的锌总分配系数 (D_{Zn}) 分别为 0.87 和 0.85, 而边缘相富黑云母花岗岩为 1.44。锌主要是富集在残余岩浆中, 随岩浆结晶程度的增高, 残浆中水和氟不断富集, 并向外部扩散, 在富氟和水的岩体顶部随黑云母一起结晶。由内部相至边缘相, 黑云母的含量显著增高(表 4), 不混溶

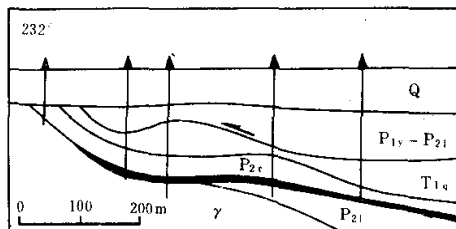


图 4 夕卡岩型锌铁(锡、萤石)矿体剖面图
P_{2c}二叠系长兴组; P_{2l}二叠系龙潭组; P_{1γ}-P_{2γ}二叠系垭桥组; T_{1α}三叠系青龙组; 7A 型花岗岩主岩体; 粗黑线为铁锌矿体; 箭头为逆冲断裂面。据夏家生(1989)

Fig. 4 Section showing the skarn type Zn, Fe (Sn fluorite) ore body

表 5 夕卡岩成矿阶段的矿物组合和成矿物理化学环境

Table 5 The mineral assemblages and ore forming physical-chemical conditions in the skarnization-mineralization stages

成矿阶段	矿物组合	包体类型	包体盐度 (%)	成矿温度 (°C)	logf _{O₂}	logf _{S₂}	logf _{Tr₂}
早夕卡岩阶段	透辉石+斜长石+萤石±粒硅镁石	含子晶多相包体, 气液包体, 气相包体	37.85 ~50.31	500~600	>-27.10		
晚夕卡岩阶段	钙铁榴石+萤石±透辉石±磁铁矿	气液包体, 气相包体	7.72 ~9.34	300~330	-28.17 ~-30.47	<-11.8	
铁矿化阶段	磁铁矿+闪锌矿+磁黄铁矿+黄铁矿+透辉石+萤石+方解石	气液包体	7.58~ 9.21	300	-36.84 ~-37.05	>-11.8	<-10.2
多金属矿化阶段	黄铜矿±闪锌矿±方铅矿+辉钼矿+白钨矿+锡石+硼钙锡矿+自然铋+辉铋矿+碲铅矿+赫梯铋矿+叶碲铋矿+针硫铋矿+阳起石+金云母+钙铁辉石+钾长石+萤石+黑柱石±石英+方解石	气液包体		250~300	-38.41	<-6.6	>-10.2

资料来源: 江苏地矿局, 1990. 苏州西部地区多金属成矿条件及隐伏矿床预测研究。

富铁相熔体(锆石中富铁包体)含铁 32.97~70.56%, Zn 含量可达 1930ppm。证明锌和铁确已在岩浆的分异和扩散过程中富集。各岩相中 D_{Sn} (0.41, 0.55, 0.69), D_{Nb} (0.25, 0.25, 0.68), D_{Ta}

(0.07, 0.07, 0.18), D_{Zr} (0.08, 0.11, 0.19) 均小于 0.69 (Nash et al. 1985; Nabelek et al. 1986) 表明它们和 Zn 一样也具有不断富集的趋势。显然铌铁矿化富黑云母花岗岩是岩浆分异产生的含矿熔体(流体)向岩体顶部扩散聚集所形成,而矽卡岩型锌铁(锡、萤石)矿则是由渗滤接触交代作用将此含矿熔体(流体)转移到外接触带的产物。

3.3 岩浆成矿作用

岩浆型铌铁矿化产在岩体与堰桥组(P₁)接触带内侧的富黑云母花岗岩中。致密的堰桥组砂页岩层构造破裂微弱,渗透性差,化学活性也极微弱,成为良好的屏蔽层。花岗岩浆侵入于该地层后,处于封闭环境,分异产生的富铁相熔体和富氟、水、碱质的残余岩浆受到地层屏蔽,而聚集在岩体顶部。此种成矿元素高度富集的残余岩浆,逐渐冷却,形成含有大量铌铁矿、锆石、萤石、锡石等富 Nb、Ta、Sn、REE 副矿物的铌铁矿化富黑云母花岗岩。

成矿元素随岩浆分异程度的增高而富集,因此产在岩体外接触带的矽卡岩型锌铁(锡、萤石)矿床具有多阶段成矿的特点。岩浆以完全熔融态迅速上侵,减压沸腾岩浆在未发生明显分异时,与化学活性强的碳酸盐地层反应,并沿其层间折离面贯入,形成含有大量气相包体的早阶段透辉石夕卡岩。由早夕卡岩至晚夕卡岩阶段,为相对氧化环境(图 6),铁主要是 Fe²⁺ 向 Fe³⁺ 转变。据广义酸碱理论, F⁻ 属硬碱, Fe²⁺ 和 Fe³⁺ 分别为交界酸和硬酸, Fe³⁺-F⁻ 和 Fe²⁺-F⁻ 络合物的相亲强度(P_{AB})分别为 6.15 和 0.76, 前者的稳定性远大于后者(张文照等 1987)。此时铁不可能发生大量

沉淀形成磁铁矿化,而主要是以 Fe³⁺-F⁻ 络合物的形式迁移。部分 Fe³⁺ 进入硅酸盐形成钙铁榴石和极少量磁铁矿。锌铁成矿阶段处于相对还原环境(图 6),成矿流体中 Fe³⁺ 向 Fe²⁺ 转变, Fe³⁺-F⁻ 络合物解络,而且成矿流体的 f_{S_2} 明显增高。铁大量沉淀形成磁铁矿和磁黄铁矿,与此

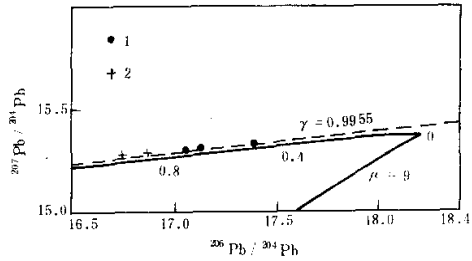


图 5 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 方铅矿和钾长石同位素投影图

1. 钾长石, 2. 方铅矿

Fig. 5 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb lead isotope diagram of the K-feldspar and galena

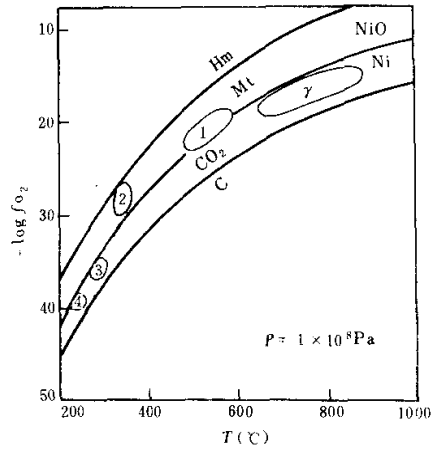


图 6 成岩-成矿过程温度和氧逸度变化图

r. 主侵入花岗岩; 1. 早夕卡岩阶段; 2. 晚夕卡岩阶段; 3. 锌铁成矿阶段; 4. 多金属成矿阶段。CO₂-C. 二氧化碳和碳缓冲线; NiO-Ni. 氧化镍和镍缓冲线; Hm-Mt. 赤铁矿和磁铁矿缓冲线

Fig. 6 $T-f_{O_2}$ variation diagram during the rock and ore forming processes

同时锌则形成闪锌矿组成锌铁矿石。随着 f_{S_2} 和 f_{T_2} 的进一步增大,进入多金属硫化物阶段,亲硫和亲碲的金属元素大量沉淀,呈细脉或网状交代锌铁矿石和夕卡岩。

高度分异的苏州花岗岩主岩体,由液态分离和结晶分异产生的富矿熔体(流体),向岩体顶部扩散和富集。岩体与碎屑岩接触,在内接触带形成岩浆型钨铁矿化;岩体与碳酸盐岩接触,在外接触带形成矽卡岩型锌铁(锡、萤石)矿床。

致谢 工作中曾得到夏家生高级工程师朱立华、宁仁祖和顾国华工程师,吴国华和刘宁海同志的大力帮助,本文承蒙季寿元教授审阅,并提出宝贵意见,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 王联魁,户家烂,张绍立,杨文金,徐立新. 1987. 南岭花岗岩液态分离实验研究. 中国科学 B 辑, (1): 79~85
- 司幼东,洪文兴. 1965. 江苏苏州花岗岩型钨铁矿床物质成分及稀有元素地球化学特征. 中国科学院地质研究所.
- 刘季辰,赵汝钧. 1924. 江苏地质志. 地质专报甲种第四号.
- 孙鼎. 1958. 苏州两期花岗岩及其自变质作用. 地质学报, 38(3)
- 张文照,王鹤年,王曼云. 1987. 配位化学及其在地质学中的应用. 地质出版社.
- 张兴隆,王家炳,沈波春. 1987. 苏州 A 型花岗岩性质的研究. 岩石学报, (2): 1~16
- 黄懿. 1949. 苏州伟晶花岗岩. 中国地质学会志, 19
- 喻德渊. 1933. 苏州花岗岩. 中国地质刊, 第四号.
- Antipin V S, Konalenko V I, Kostyukova Ye S, Somina L A. 1980. Partition coefficients of lead and zinc in acid rocks (as in ongonites) and their geochemical significance. *Internat. Geology Rew.*, 22(4): 413~425
- Clemens J D, Holloway John R, White A J R. 1986. Origin of an A-type granite, experimental constraints. *Am. Mineral.*, 71: 317~324
- Dingwell D B, Scarfe C M, Cririn D J. 1985. The effect of fluorine on viscosities in the system $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$; implications for phonolites, trachytes and rhyolites. *Am. Mineral.*, 70: 80~87
- Kovalenko V I. 1977. Distribution coefficients of beryllium in ongonites and some notes on its behavior in the rare metal lithium-fluorine-granites. *Geochemistry International*, 129~141
- Li Zhaolin. 1987. A new method of rock-forming temperature determination of melt inclusions in accessory minerals of igneous rocks. *Scientia Sinica (Series B)*, 30(9): 986~993
- Manning D A C. 1981. The effects of fluorine on liquids phase relationships in the system $Qz-Ab-Or$ with excess water at 1Kb. *Contrib. Mineral Petrol.*, 76: 206~215
- Nash W P, Crecraft H R. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 49: 2309~2332
- Nabelek P I, Papike J J, Laul J C. 1986. The notch peak granitic stock, Utah; origin of reverse zoning and petrogenesis. *J. Petrology*, 27: 1035~1069

THE METALLOGENESIS AND MAGMATIC DIFFERENTIATION OF SUZHOU A-TYPE GRANITE

Wang Jianming Yang Nianqiang Li Kangqiang Ding Guichun

(*Test and Application Institute of Geology and Mineral Resources, Jiangsu Province, 210018*)

Key words: A-type granite; Liquid fractionation; Crystal fractionation; Metallogenesis; Suzhou

Abstract

Suzhou A-type granite shows distinct mineralogical and geochemical zonations. Meanwhile, two different types of ore deposits could be found along its marginal areas. If the granite body, as it is in direct contact with pelitic-arenaceous strata, shows such a zonation: the inner phase is composed of K-feldspar granite, then it is gradually transformed outward through Ab-rich granite to niobitized biotite-rich granite at its outermost part. As it is in contact with limestone, the outer biotite-rich granite phase can no longer be found, instead of it, a zinc, iron (tin, fluorite) ore deposit of skarn type is formed in the outer contact zone. According to the studies of mineralogy, petrology, geochemistry and the investigations of melt inclusions of the zircon crystal of the granite, these zonations were caused by vigorous magmatic differentiation (liquid and crystalline fractionation). During the processes of magmatic differentiation, the ore forming materials are steadily migrating toward the marginal area and then concentrated there. As a good protective layer the pelitic-arenaceous rock formation will prevent the diffusion of the ore-bearing melts (fluids), thus they will be enriched inside the intrusive body to form niobite deposit of magmatic type, while those in contact with limestone, the Zn, Fe (Sn, fluorite) deposit of skarn type will be produced along the outer contact through the process of contact-infiltration metasomatism.