广西栗木水溪庙稀有金属花岗岩成因①

甘晓春 朱金初 沈渭洲
（天津地质矿产研究所） （南京大学地球科学系）

提 要 本文通过对水溪庙花岗岩的综合研究，认为该花岗岩的成因及锡钽铌矿化是岩浆高度分异演化的结果，岩浆结晶于富含挥发分的环境。岩体具有富钠、贫钙、分异指数和氟锂含量高以及稀土含量很低并具强烈铕亏损等特征。钾长石的结构态研究表明，岩体中的最大微斜长石从富含挥发分的低温岩浆中晶出。石英及黄玉中熔融包裹体的始熔温度为550～600℃，均一温度为820～880℃；熔融实验结果表明花岗岩的始熔温度在压力为2000～500×10^5Pa 的范围内为620～670℃，说明存在低温岩浆。随岩浆结晶而分离出的挥发分在岩浆顶部聚集成与熔体共存的超临界流体相，它的向上运移导致了花岗伟晶岩脉、长石石英脉和萤石锂云母脉的垂直分带。

关键词 稀有金属花岗岩 岩浆结晶分异作用 挥发分 垂直分带 水溪庙

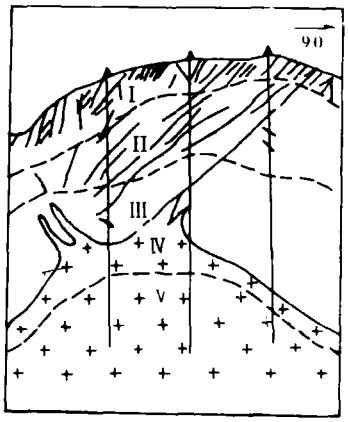
稀有金属矿化花岗岩的成因，长期以来一直存在不同的观点，本文以广西栗木水溪庙锡钽铌矿化花岗岩为对象，通过几个方面的研究工作，对它的成因机制进行讨论。

1 矿区及岩体地质

栗木矿区位于广西恭城县境内，桂林以东60公里。矿区开采的工业元素以锡、钽、铌、钨为主，矿化均与花岗岩有着密切的成因联系，矿区内花岗岩体呈岩株形式产出，总出露面积1.5km²，钻探工程已控制隐伏岩体面积约8km²[1]。据史明魁等(1980)②研究，栗木花岗岩是一个同源同期不同侵入阶段的复式岩体。根据侵入关系，岩石学特征和同位素年龄，可将岩体分三个岩浆侵入阶段，第一阶段以泡水岭岩体为代表，为细粒似斑状含锂白云母花岗岩，不含矿；第二阶段以牛栏坪岩体为代表，为中(粗)粒含锂白云母花岗岩，矿化以钨为主，伴生锡；第三阶段以老虎头岩体及水溪庙和金竹源隐伏岩体为代表，为中细粒含锂白云母钠长花岗岩，矿化以锡、钽、铌为主，伴生钨。有关岩体的年龄已做过一些研究工作，史明魁等(1980)的锆石 U－Pb 年龄确定第一至第三阶段花岗岩年龄分别为195－184Ma，173Ma 和159Ma；章锦统(1989)[2]所测的三个阶段花岗岩 Rb－Sr 等时线年龄分别为201±4Ma，204±7Ma 和183±3Ma(金竹源)；

① 国家自然科学基金资助项目

② 史明魁等，广西栗木稀有金属花岗岩的岩石学和地球化学研究报告，1980



说明：Ⅰ.萤石—锂云母细脉带　Ⅱ.长石—石英脉带　Ⅲ.花岗伟晶岩脉—花岗岩枝带　Ⅳ.钠长花岗岩带　Ⅴ.无矿钠长微斜花岗岩

图1　水溪庙矿床垂直分带示意图
（据广西271地质队）

Fig. 1　A sketch profile showing vertical zonation of Shuiximiao Deposit (after No. 271 Geological Team of Guangxi)

甘晓春等(1991)[3]所测的水溪庙岩体 Rb—Sr 等时线年龄为186±12Ma，同时测得含矿萤石—锂云母脉中锂云母的 K—Ar 年龄为185Ma。上述年龄资料表明，栗木三个阶段花岗岩形成时间相近，为燕山早期产物，并且第三阶段花岗岩的成岩与成矿是近于同时发生的。

本文主要讨论第三阶段的水溪庙锡、钽、铌矿化花岗岩的成因问题。水溪庙花岗岩是一个隐伏岩体，以岩株形式侵入于泥盆系和石炭系灰岩中。花岗岩以富钠长石为特征，主要造岩矿物为石英、钠长石、钾长石，基性组分极少，特征副矿物为黄玉。岩体及顶部围岩的垂直剖面，显示出从上至下的明显分带现象(图1)：Ⅰ.萤石—锂云母细脉带，主要由萤石和锂云母组成，间有少量长石—石英脉，多分布于地表附近，并有少数向下延伸，具部分锡矿化。Ⅱ.长石—石英脉带，是隐伏锡钽铌花岗岩体上部围岩中脉状锡钨矿体的赋存部位，脉壁有铁锂云母镶边，大脉多产于较深部位。Ⅲ.花岗伟晶岩脉—花岗岩枝带，是隐伏锡钽铌花岗岩体在顶部围岩中的支脉，其根部与岩体相连，脉体上部为花岗伟晶岩相，下部为钠长花岗岩相，是锡钽铌矿体的赋存部位。Ⅳ.钠长花岗岩带，为岩体顶部突起部位，是锡钽铌矿体的重要赋存部位。Ⅴ.无矿钠长微斜花岗岩带。

表1　水溪庙花岗岩岩石化学数据及计算值

Table 1 Chemical compositions and some parameters of Shuiximiao granite

序号	样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	DI	Q%	Or%	Ab%
1	LS—20	77.79	0.01	15.24	0.23	0.65	0.18	0.02	0.41	3.09	5.58	0.14	94.0	30.31	19.48	50.21
2	LS—68	72.93	0.02	15.44	0.57	0.30	0.11	0.86	0.60	3.30	4.80	0.23	90.44	33.52	21.54	44.94
3	87—33	74.01	0.22	14.81	0.10	0.58	0.07	0.06	0.24	4.61	5.36	0.16	97.14	25.27	28.04	46.69
4	LS—75	73.32	0.00	15.16	0.13	0.60	0.10	0.10	0.20	3.96	5.22	0.11	94.57	28.55	24.74	46.71
5	LS—79	74.03	0.00	15.14	0.05	0.34	0.07	0.22	0.16	2.35	5.92	0.10	93.87	31.85	14.79	53.36
平均		73.62	0.01	15.10	0.22	0.49	0.11	0.25	0.32	3.46	5.38	0.15	94.00	29.90	21.72	48.38

分析单位：南京大学地质中心实验室

2　岩石化学特征

水溪庙花岗岩的岩石化学分析结果表明(表1)，它的显著特征是富 Si(SiO_2>73%)、Na

(Na_2O>5%)，贫 Ti(TiO_2≤0.2%)、Ca(CaO<0.6%)、Fe(ΣFe<0.7%)，其分异指数极高，平均为94.0。这些特征说明水溪庙花岗岩是岩浆高度分离结晶作用的产物，与第一及第二阶段花岗岩的平均化学成分相比，SiO_2和 Na_2O 的含量明显增加，TiO_2、ΣFe、CaO 的含量降低，分异指数显著增大，显示了岩浆演化的趋势，而岩浆成分的这种变化，与第三阶段稀有金属矿化花岗岩的形成有着不可分割的成因联系。

3　稀土及微量元素特征

对栗木各阶段花岗岩所做的稀土元素分析列于表2，可以看出其特点是稀土总量明显偏低，最多只有几十ppm，而锡钽铌矿化的水溪庙岩体稀土总量最低，一般少于十几 ppm；轻重稀土比值低，均为1左右，其中水溪庙岩体<1；铕亏损强烈，δEu 均为0.1左右。从配分曲线来看(图2)，栗木三阶段花岗岩具有相似的稀土配分型式，说明它们是同源岩浆的产物，具有强烈的铕亏损，为大致水平的"海鸥式"形状。

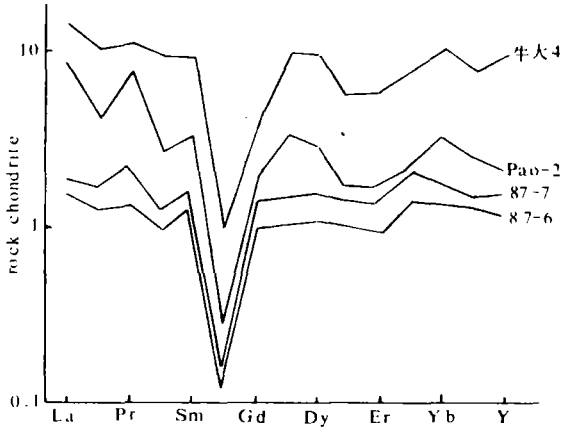


图2　花岗岩稀土配分型式

Fig. 2 REE patterns of Limu granite

表2　栗木花岗岩稀土含量(ppm)及参数

Table 2 REE contents(ppm) and parameters of Limu granite

	样号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	ΣCe/ΣY	(La/Yb)n	δEu
测定值	Pao—2*	细粒斑状铁白云母花岗岩 $r_5^2(1)$	2.79	5.11	1.04	2.39	1.08	0.03	1.02	0.26	1.39	0.21	0.57	0.12	0.90	0.12	6.09	23.12	1.16	1.75	0.10
	牛大4*	中粒锂铁白云母花岗岩 $r_5^2(2)$	6.40	12.45	2.00	5.70	2.02	0.07	1.95	0.48	2.97	0.51	1.53	0.28	1.98	0.26	17.07	55.67	1.06	1.82	0.12
	87—6	钠长石花岗岩 $r_5^2(3)$	0.73	1.43	0.25	0.57	0.40	0.01	0.40	—	0.46	0.09	0.22	0.07	0.35	0.06	2.77	7.80	0.77	1.18	0.10
	87—7	钠长石花岗岩 $r_5^2(3)$	0.92	2.25	0.38	0.99	0.62	0.02	0.65	—	0.81	0.18	0.40	0.12	0.53	0.08	4.63	12.54	0.70	0.99	0.09
	S—1	锂云母脉	0.18	0.56	0.11	0.07	0.16	—	0.11	0.07	0.04	0.05	—	—	0.15	—	0.04	1.54	2.35		
球粒陨石标准化值	Pao—2		9.3	6.08	8.67	4.12	5.14	0.405	3.19	5.31	4.48	2.88	2.71	3.64	5.29	3.87	3.88				
	牛大4		21.3	14.82	16.67	9.82	9.62	0.95	6.09	9.80	9.58	6.99	7.29	8.48	11.65	8.39	9.48				
	87—6		2.45	1.70	2.04	0.98	1.89	0.16	1.24	—	1.50	1.25	1.04	2.03	2.08	1.77	1.54				
	87—7		3.07	2.68	3.15	1.71	2.96	0.22	2.03	—	2.63	2.44	1.89	3.48	3.10	2.51	1.77				

* 据林德松(1985)[4]，其余由南京大学地质系中心实验室分析；球粒陨石数据据 L. A. Haskin

根据 Haskin(1968)和 Herrman(1970)的数据计算出的花岗岩平均稀土丰度约为290ppm，

轻重稀土比值为3.5，铕异常系数为0.47（朱金初，1984[5]）。相比之下，栗木花岗岩的这三个参数，都远远低于花岗岩的平均值，并且属于华南含锡花岗岩中数值最低的一类。造成栗木花岗岩稀土元素这些异常特征的原因，主要由以下两个因素决定：

3.1　结晶分异作用

在岩浆结晶分异过程中，基性组分在晚期不断减少，酸性和碱性组分不断增加，稀土元素的主要携带矿物如角闪石，磷灰石和褐帘石等在早期结晶，使晚期岩浆中这些矿物的含量减少或消失。表现在稀土配分特征上，使稀土总量、轻重稀土比值和 δEu 均逐渐减少。造成铕亏损的主要原因之一，是斜长石在早期结晶时的优先晶出。因为在花岗岩的主要造岩矿物中，只有斜长石和钾长石是具有铕正异常的矿物，且只有斜长石是较早结晶的。由于 Eu^{2+} 和 Ca^{2+} 的离子半经相近，铕易于替代 Ca^{2+} 而进入斜长石晶格中。栗木花岗岩中可以大量携带稀土元素的矿物很少，斜长石主要是钠长石端元组分[6,7]，岩石化学分析结果也表明了这一点。这就造成栗木花岗岩中稀土总量偏低和铕亏损强烈，这从一个侧面说明岩体是岩浆结晶分异作用充分进行的产物。

3.2　含氟流体的作用

Flynn 和 Burnham（1978）在内加热体系中模拟岩浆条件（T＝800℃，P＝1.25～4.0×10^8Pa）研究了氯化物流体对稀土元素在气相和花岗岩熔体相之间的配分系数（K_P^{RE}）的影响，发现气相中的稀土成分具明显的铕正异常。Eu 的 Kp 值最大，轻稀土的 Kp 值次之，中稀土和重稀土的 Kp 值依次减小，即 $K_P^{Eu}>K_P^{Ce}>K_P^{Gd}>K_P^{Yb}$。氟化物流体亦有类似的影响。换言之，花岗岩熔浆体系 中氯和氟的存在，最有利于 Eu 进入气相。如果这种流体相（在低于临界温度时为液相）离开熔浆体系，必然会导致熔体中 Eu 亏损的加强和轻重稀土比值的降低。

栗木各阶段花岗岩均具有较高的氟含量，第一阶段平均为0.3%，第二阶段平均为0.4%，第三阶段平均为0.1～0.6%，①均远高于世界花岗岩的平均值（0.08%维氏值）。考虑到第三阶段花岗岩在水溪庙岩体顶部围岩中发育有大量的萤石锂云母脉，一方面说明围岩为岩浆中含氟流体的带出提供了良好的构造条件；另一方面说明了水溪庙富钠花岗岩熔体相中的 F、Li 含量要比现在的分析值为高，裂隙体系的形成，使大量的 F、Li 逸散到围岩中去。为更确切地说明这一问题，对萤石锂云母脉中的锂云母进行了稀土元素分析（表2），其 ΣCe/ΣY 为2.35，远高于水溪庙花岗岩的这一比值。上述分析表明，含氟流体向围岩的带出，对岩浆中轻重稀土的分离和铕亏损的增大起到了一定的作用。

从标志岩浆演化程度的几个元素对比值来看，水溪庙花岗岩的 Li/Mg＝4.88，Rb/Sr＝52，K/Rb＝20.3，Rb/Ba＝346，与华南陆壳改造型花岗岩相比（分别为0.28，11.7，67和3.9，刘英俊，1982[8]），显示出较高的分异程度。水溪庙岩体的 F 含量分析表明，花岗岩为9000ppm，花岗伟晶岩脉为7500ppm，体现了岩体具有富 F 的特点，这与黄玉普遍存在于岩体上部相一致。另外，考虑到岩体顶部围岩中存在的大量萤石锂云母脉，以及长石石英脉壁常有的铁锂云母镶边，推断岩浆中曾有部分 F、Li 等元素通过裂隙运移到了围岩之中。接触带附近灰岩的 F 含量分析结果为2200～6100ppm，明显高于地层中的平均含量，同样说明了这一问题。

① 冶金部化探室等，广西栗木钽铌钨锡矿床的地球化学异常分带特征及氟的地球化学行为，1980

水溪庙岩体的 Ta、Nb、Sn 分析结果列于表3,从中可以看出一个明显的变化趋势,成矿元素 Ta、Nb、Sn 的含量从岩体的深部到顶部到花岗伟晶岩脉逐渐增高,矿体也位于岩体的顶部和花岗伟晶岩脉之中。结合前面的分析,成矿元素的富集与岩体的演化趋势是一致的,亦即矿化是岩浆结晶分异作用的最终产物,是岩浆整个演化历史的一部分,成岩与成矿之间有着密不可分的联系。

表3　水溪庙岩体 Ta、Nb、Sn 分析结果(ppm)

Table 3 Ta Nb Sn analysis results of Shuiximiao granite(ppm)

序号	样号	取　样　位　置	Nb	Ta	Sn
1	L—82	花岗伟晶岩脉	90.9	134	3021
2	Ls—79	岩体顶部	71.3	102	1420
3	87—33	岩体顶部	210	92.5	4.5
4	Ls—75	岩体深部	43.3	9.8	9.5

分析单位:江苏省地质局实验室

4　钾长石的结构态特征

水溪庙矿床各带钾长石结构态分析结果列于表4,按照阿夫尼娜等人(1978)的单斜有序度[$\triangle Z=1.47(9.38-\triangle 2\theta_{\bar{204}-060})$]和三斜有序度[$\triangle 131=12.5(d_{131}-d_{\bar{131}})$]方法进行分类(图3),可以看出下列特点:

表4　钾长石结构态参数

Table 4 Parameters of structural state of K—feldspars

序号	样号	岩　性	△131	△Z
1	L—97	长石石英脉	0	0.61
2	L—98	长石石英脉	0	0.66
3	L—88	花岗伟晶岩脉(钾长石白色)	0	0.68
4	L—91	花岗伟晶岩脉(钾长石红色)	0.80	0.89
5	L—89	富钠长石花岗岩	0.78	0.89
6	L—63	钠长石花岗岩	0.90	0.92
7	L—75	钠长微斜花岗岩	0.84	0.92

分析单位:南京大学地质系中心实验室

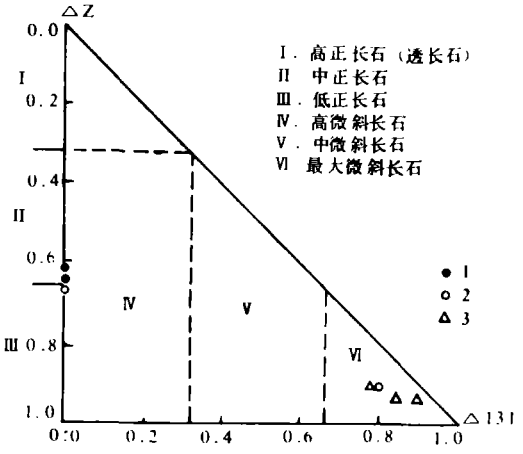
a. 花岗岩中钾长石三斜度均较高,为最大微斜长石;

b. 花岗伟晶岩脉中两种颜色的钾长石,其三斜度有着显著的差异,红色钾长石为最大微斜

长石，白色钾长石为低正长石。这两种长石产状不同(见下文)；

c. 长石石英脉中钾长石三斜度为0，均为中正长石。

华南稀有金属矿化花岗岩中的钾长石，据现有资料，均为有序度较高的最大微斜长石[9,10,11]。这不是一个偶然的个别现象，而与此类花岗岩的成因及钾长石在花岗岩形成过程中的结晶条件和环境有着密切的联系。对钾长石有序度的研究表明，形成微斜长石的途径可能主要为以下三种：1. 由正长石经有序化转变而成[12]；2. 由交代作用形成[13]；3. 在一定的地质条件下直接形成微斜长石[14,15](通常认为三斜格子的微斜长石围绕着正长石晶核逐步生长)。研究表明，正长石转化成微斜长石需要漫长的时间，往往发生在古老的地质体中，但即使在漫长的历史时期内，正长石的有序化也是一个非常缓慢的过程[16]，而且，地质体中钾长石的这种转变往往造成钾长石有序度分布极不均匀。在水溪庙花岗岩钾长石的 X 射线衍射图上，只具有微斜长石的131和$1\bar{3}1$特征峰，而不出现正长石的131衍射峰，说明样品中钾长石为单一的微斜长石。所以，水溪庙花岗岩中的微斜长石不可能由正长石转化形成。曾有报道，强烈的钾长石化、钠长石化可以形成最大微斜长石[13]。岩石薄片的镜下观察表明，水溪庙花岗岩中钾长石、石英和钠长石之间呈共结关系，未见钾长石交代其它矿物，表明钾长石是岩浆结晶的产物，而不是钾长石化的结果。岩体顶部大量富集的钠长石，也不是钠长石化的结果，而是岩浆结晶分异作用造成的。许多研究也说明华南稀有金属花岗岩中的长石不是交代作用的产物[6,7,9]。由此看来，水溪庙花岗岩中的微斜长石不大可能由交代作用形成。许多研究结果表明，在低温下可以直接形成微斜长石[9,11,15]，这取决于有序化因素的有利组合(包括温度、冷却速度、结晶持续时间、水压、挥发分的作用等)。Manning (1981)对 Q－Ab－Or－F 体系的实验表明，随着体系中 F 含量的增加，在550℃和 $\rho_{H_2O}=1\times10^8$Pa 时两种碱性长石、石英、熔体和流体共存[17]；而且 Li 含量的增加，可以更加显著地降低花岗岩体系的固相线温度[18]。水溪庙花岗岩的包裹体测温结果表明，气液包裹体爆裂温度为400～500℃，石英、黄玉中熔融包裹体的初熔温度为550～600℃，熔融实验测得2×10^8Pa 时花岗岩的始熔温度为620℃。这些都表明水溪庙花岗岩具有低温岩浆的特点，所以我们认为，随岩浆结晶分异作用进行而在岩浆中愈加富集的 Li 及 F 等挥发组分，使水溪庙花岗岩的岩浆结晶温度大为降低，为形成高有序度的微斜长石创造了极为有利的条件，这种富含挥发分的环境本身也是形成微斜长石的一个有利因素。水溪庙花岗岩中的高有序度微斜长石是从富含挥发分的低温岩浆中直接结晶出来的。



图例说明：1. 长石石英脉 2. 花岗伟晶岩脉 3. 钠长花岗岩

图3 钾长石的结构态分类图

Fig. 3 Classification of K－feldspar in terms of structural state parameters

冷却速度是控制钾长石有序度的一个重要因素。两种产状的花岗伟晶岩脉，其钾长石的有

序度截然不同。伸入围岩并与岩体呈过渡关系的花岗伟晶岩脉中的钾长石为白色,由于与围岩接触,冷却速度较快,长石晶格内的 Si/Al 来不及调整,形成有序度低的正长石。由于长石石英脉结晶于距岩体更远的部位,形成的钾长石有序度更低。而含有红色钾长石的花岗伟晶岩脉穿入花岗岩中,由于伟晶岩熔浆与刚结晶的花岗岩之间温度梯度小,使钾长石得以缓慢结晶而形成高有序度的最大微斜长石。

与矿床的垂直分带相对应,钾长石的结构态在垂直方向上也存在着明显的分带现象。

5 岩体形成条件的实验研究

5.1 熔融包裹体测温

在水溪庙岩体顶部的石英和黄玉中均发现有熔融包裹体的存在。黄玉为自形晶体,发育完好的柱体和锥体。石英和黄玉中的熔融包裹体均由结晶质+气体组成。测温是在莱斯1350型热台上进行的。结果表明(表5),石英和黄玉中的熔融包裹体,始熔温度为550~600℃,均一温度为820~880℃。

表5 熔融包裹体特征及温度

Table 5 Characteristics and microthermometry of melting inclusions

样号	主矿物	包裹体类型	大小	气体占比例%	始熔温度(℃)	均一温度(℃)
LS-95	黄玉	熔融	5μm	5	600	820
LS-57	石英	熔融	10μm	8	550	880

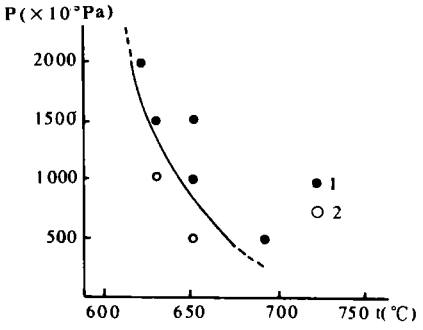
测定单位:江苏省地质局实验室

水溪庙花岗岩中熔融包裹体的存在,说明岩体是岩浆结晶作用形成的,而不是交代作用的产物。在自形黄玉中存在熔融包裹体,证明黄玉是从岩浆中直接晶出,而非交代作用形成。550~600℃的始熔温度,与翁岗岩中熔融包裹体的始融温度(500~600℃)[19]一致,说明水溪庙花岗岩岩浆结晶的固相线温度已远低于正常花岗岩岩浆结晶的固相线温度,这归因于岩浆中大量富集的 F、Li 等挥发分的作用。

5.2 花岗岩的熔融实验

实验样品选自水溪庙15米中段富钠长石花岗岩,样号为87-33。该样品的岩石化学分析数据见表1,它的 F 和 Li 含量分别为0.45%和0.143%。鉴于岩体顶部围岩中大量发育的萤石锂云母脉,以及长石石英脉壁经常存在的铁锂云母镶边,在岩浆结晶作用晚期,F、Li 随挥发分沿裂隙大量地进入到围岩之中,导致岩体 F、Li 的分析含量低于熔浆中原有的含量。所以,在实验样品中加入 NaF,使样品的 F 含量增加2%,以模拟初始岩浆中的含量。

实验前将样品粉碎至200目,实验在冷封外紧式高压釜中进行,用水的充填度控制压力,岩石与水比例为1:1(重量),用银管盛装样品。温度由 DWT-702型自动控温仪控制,误差为±10℃。实验时间为72-96小时。



图例说明：1. 为熔化点 2. 为未熔点

图4　水溪庙花岗岩熔融曲线

Fig. 4 Melting curve of Shuiximiao granite

实验结果列于表6，图4为熔融曲线。

实验结果表明，水溪庙花岗岩的始熔温度为：2000×10^5Pa 时为620℃，1500×10^5Pa 时为630℃，1000×10^5Pa 时为645℃，500×10^5Pa 时为670℃。所有温度都落在熔融包裹体的始熔温度和均一温度之间。2000×10^5Pa 的始熔温度，已相当接近黄玉中熔融包裹体的始熔温度，表明水溪庙花岗岩岩浆结晶的固相线温度很低，证明存在低温岩浆。

与雅山岩体、诸广山岩体、大容山岩体和和平岩体的熔融实验[9]相比较，水溪庙花岗岩的始熔温度低于后三者，而与雅山岩体相近。雅山岩体与水溪庙岩体同为 Nb、Ta 矿化的钠长石花岗岩，F、Li 的含量较高。不同的是熔融实验所用样品中，雅山岩体的 Li_2O 含量为0.98%[0]，是水溪庙岩体的5倍，因此造成雅山岩体比水溪庙岩体的始熔温度在同一压力下约低40℃。考虑到水溪庙岩体围岩中大量存在的锂云母脉，岩浆原来的 Li_2O 含量必定更高，花岗岩的真实始熔温度应低于熔融实验得到的温度，与熔融包裹体的始熔温度趋于一致。

表6　水溪庙花岗岩熔融实验结果

Table 6 The results of melting experiments of Shuiximiao granite

实验号	时间(小时)	温度(℃)	压力(×10^5Pa)	结果
1	96	700	2000	几乎全熔
2	72	650	2000	1/3熔化
3	72	620	2000	极少量熔化
4	96	700	1500	3/4熔化
5	72	650	1500	少量熔化
6	72	630	1500	极少量熔化
7	72	650	1000	极少量熔化
8	72	630	1000	未熔化
9	72	690	500	极少量熔化
10	72	650	500	未熔化

6　垂直分带的成因讨论

在水溪庙花岗岩及与之有关的围岩中存在的垂直分带现象，与岩浆的成因和演化有着不

可分割的联系。大量的岩石学实验证明[17,20,21],随着花岗岩岩浆体系中F含量的增加,可以较大地降低花岗质岩浆的固相线和液相线温度,并使石英的结晶区变宽,导致Q—Ab—Or体系的最低点成分向钠长石端点移动,表现在岩浆的演化过程中,随着分离结晶作用的进行,F等挥发分不断向晚期岩浆中富集,导致岩浆中的钠长石组分含量越来越高。在岩浆结晶作用的最后阶段,形成了钠长石含量很高而基性组分含量极低的花岗岩,并产生岩体中从下至上钠长石逐渐增多的分带现象。在水溪庙花岗岩的上部,以及在其它许多稀有金属花岗岩中,都存在着一种"雪球结构",即钠长石细小条晶在石英和钾长石中沿着生长晶面呈同心环状分布。这种"雪球结构"已被越来越多的地质工作者证明是由岩浆结晶作用形成的[6,9,22,23],成为此类花岗岩岩浆成因的一个重要证据。

在许多稀有金属花岗岩的顶部,都存在着一个伟晶相,主要由块体钾长石和石英组成。如果岩体顶部封闭较好,它呈似伟晶岩壳的形式产出,如414、101岩体等。由于水溪庙岩体围岩构造裂隙的发育,它呈花岗伟晶岩脉的形式,即在细粒钠长石花岗岩脉 中发育伟晶状的钾长石和石英,岩脉向下过渡为花岗岩相。我们认为,这种伟晶状钾长石和石英的形成与岩浆中挥发分的富集有着紧密的成因联系。由于岩浆结晶温度的降低,不断富集的挥发分可以在岩浆顶部聚集并呈流体状态与硅酸盐熔体共存。这种共存的可能性已由Manning的实验证实[17]。实验还证明[24],KF极易溶于水,在超临界条件下能与水一起形成极浓缩的流体,硅酸盐组分在这种富F流体中的溶解度也很大,而NaF在超临界水相中的溶解度却很低。这说明富F花岗岩浆在结晶过程中可以分异和分离出一种富K和Si的超临界流体,这种流体聚集于岩浆顶部。如果围岩环境是封闭性的,则随着岩浆的固结在岩体顶部形成似伟晶岩壳;如果围岩构造裂隙发育,流体与熔浆一起进入围岩,首先结晶形成花岗伟晶岩脉,随着流体沿裂隙继续上升和温度下降,形成长石石英脉。F与碳酸盐岩围岩中的Ca结合,形成萤石沉淀下来。在这一过程中伴随着Ta、Nb、Sn的矿化,这就是水溪庙岩体到脉体垂直分带的形成原因和机制。

7 结语

a、岩石学、岩石化学、微量元素和稀土元素地球化学研究表明,水溪庙花岗岩是岩浆结晶分异作用充分进行的产物。花岗岩及伟晶岩脉 中的最大微斜长石是从低温富挥发分的岩浆中直接晶出的。

b、熔融包裹体测温和花岗岩的熔融实验表明,水溪庙岩体的始熔温度可以低达600℃±,是由富含Li、F等挥发分的低温岩浆结晶而成。

c、随着岩浆结晶分异作用的充分进行,在结晶作用晚期,岩浆顶部存在着一个与熔体共存的超临界流体相,它是形成花岗伟晶岩脉,长石石英脉和萤石锂云母脉的来源。

参考文献

1 Li Renke and Zhu jinchu. Tin bearing granite and vertical zonation of Limu tin deposit. Rare metal granitoids. Abstracts. 1989

2 章锦统. 广西栗木铌、钽、钨、锡矿床. 见:南岭地区与中生代花岗岩有关的有色及稀有金属矿床地质. 地质出版社,1989,130～140

3 甘晓春,沈渭洲,朱金初. 广西栗木水溪庙矿床同位素地质研究. 南京大学学报(地球科学),1991,(1):48～55

4 林德松. 栗木矿田花岗岩的稀土分布模式. 矿产地质,1985,(4)

5 朱金初等. 华南某些含锡花岗岩的稀土配分及其成岩意义. 南京大学学报,1984增刊

6 夏卫华,章锦统. 关于华南稀有元素矿化花岗岩成因的几个问题. 地球科学,1982,(1)

7 徐启东. 广西栗木稀有金属花岗岩中长石的成因与意义. 矿物岩石,1989,(1)

8 刘英俊,华南花岗岩类中微量元素的地球化学特征. 见:花岗岩地质和成矿关系国际学术会议论文集. 江苏出版社,1982

9 中国科学院贵阳地球化学研究所. 华南花岗岩类的地球化学. 科学出版社,1979

10 胡受奚等. 华南414花岗岩体中氢—钠—钾交代蚀变作用与锂—铌—钽矿化之间的成因联系. 见:国际交流地质学术论文集4,1985

11 薛纪越,张根娣. 华南不同成因花岗质岩石中钾长石的结构态. 矿物学报,1984,(6)

12 Laves F. The Lattice and twinning of microcline and other potash feldspar. J. Geol. ,1950,58

13 洪大卫. 钾长石的有序—无序及其地质意义. 国外地质参考资料16,1978

14 Marmo V. Orthoclase and microcline granites. Am. J. Sci. ,1958,256

15 Marmo V. Granite petrology and the granite problem. 1971.

16 Barth T F W. Feldspars. 1969

17 Manning D A C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz—Ab—Or with excess water at 1Kb. Contrib. Mineral. Petrol. ,1981,76:206～215

18 Wyllie P J and Tuttle O F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components part Ⅲ. Am. J. Sci. ,1964,262:930～939

19 纳乌莫夫等. 翁岗岩的结晶参数. 见:国外花岗岩类地质与矿产,1985.

20 Kovalenko V I,kovalenko N I. 稀有金属花岗岩类的成因、含矿性和演化、见:国外花岗岩类地质与矿产,1986

21 Kovalenko V I, Naumov V B. Bogatikov O A. 酸性岩浆的潜在含矿性. 见:国外花岗岩类地质与矿产,1985

22 Pollard P J,Taylor R P Hu souxi and Taylor R G. Vertical fractionation in rare—metal granite:preliminary results from the Yichun Li—Nb—Ta mine,Jiangxi province,South China. Rare metal Granitoids. Abstracts,1989.

23 Xu keqin,yinlin and Sun Mingzhi. Geotectonic background of tungsten,tin and related rare metal—bearing granites and characteristics of their minerallizations in South China. Rare metal granitoids. Abstracts,1989.

24 科萨尔斯. 花岗岩类熔体和溶液中稀有元素地球化学的主要特征. 地质出版社,1976.

THE GENESIS OF SHUIXIMIAO RARE METAL GRANITE LIMU, GUANGXI AUTONOMOUS REGION

Gan Xiaochun

(Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources)

Zhu Jinchu and Shen Weizhou

(Department of Earth Sciences, Nanjing University)

Abstract

Comprehensive studies show that the Shuiximiao granite and the associated Sn, Ta, Nb mineralizations are the results of high degree of magmatic differentiation and evolution. The granite crystallized from a volatile—rich magma. The granite is characterized by high Na, F, Li and low Ca and very high D. I. values. REE are in low concentration with strong Eu depletion. The K—feldspar structural states show that the microcline crystallized from the low—solidus magma with high volatile components. The initial melting temperatures of melting inclusions in quartz and topaz are 550—600℃, and the homogenization temperatures are 820—880℃. The melting experiment of Shuiximiao granite shows that the beginning temperature of granite melting is 620—670℃ at pressure 2000—500 bars. These results indicate the possibility of existence of a low—solidus magma. The volatile deriving from magma crystallization accumulated at the top of magma and became a supercritical fluid phase coexisting with melt phase. It moved upwords leaving the vertical zonation of granite pegmatites apophyses, feldspar—quartz veins and fluorite—lepidolite stringers.