

稀有元素花岗岩成岩成矿作用

—兼评成因认识的演变

王联魁 张绍立 杨文金 卢家烂 徐文新

(中国科学院地球化学研究所)



第一作者简介 现任中国科学院地球化学研究所研究员,曾学习于清华大学、北京地质学院、苏联科学院,1960年于苏联获副博士学位。长期从事花岗岩成岩成矿研究,主要论著有《华南花岗岩地球化学》(主要作者之一)、《南岭花岗岩同位素年代学》、《南岭花岗岩实验》、《华南花岗岩两个成岩成矿系列》、《花岗岩液态分离实验》、《华南花岗岩轴矿三位一体演化与粘土矿物氩氧同位素研究》等。

我国稀有元素矿化花岗岩分布广,类型全,经济价值大,早已引起了地质界的极大兴趣。通常认为稀有元素矿化是交代成因,含矿花岗岩的特征是富硅、碱和挥发份,贫钙、镁、铁,形成晚期晚阶段小岩体,岩体垂直分带明显,“钠长石化”发育等。但是,随着大量新资料的积累和认识的深化,近年来我国地质界对其成因提出了分歧意见:①稀有元素矿化花岗岩是交代还是岩浆成因;②花岗岩岩浆的分异是分离结晶还是射气蒸馏,或是液态分离;③稀有元素矿化花岗岩为同一来源还是多种来源。现就上述问题提出初步看法。

稀有元素矿化是岩浆 还是交代成因

对稀有元素矿化花岗岩成因的认识,60年代我国大多数学者主张交代说,但郭承基先生认为姑婆山褐钨矿花岗岩是岩浆成因。1970年,我们通过对西华山、414、101、701、430、521、524、523等稀有元素矿区的广泛考察,得出华南富钨钼稀土花岗岩是岩浆分异为主形成的;1972年,在全国稀有元素矿床学术会议上,与会代表对此问题展开了热烈讨论。笔者代表花岗岩组总结出为多数人所接受的岩浆分异—交代观点,以及部分人主张的交代观点与岩浆观点等三

本文概括地介绍了世界稀有元素矿化花岗岩的六种成因模式。以地质、地球化学和实验资料论述了稀有元素矿化花岗岩的成岩成矿作用:①主要应是岩浆成因,但又常伴生岩浆期后的交代;②稀有元素铈、氟花岗岩可能的分异是上部液相分离,下部分离结晶;③可能存在深源与浅源两类稀有元素矿化花岗岩。

种意见^①。

近些年又有不少地质工作者强调岩浆成因观点,如李绍炳^②、刘义茂^③、夏卫华^[1]、杜少华^[2]、章锦统^④、白鹤^⑤等。不过,交代说目前仍很流行,如胡受奚^[3]、袁忠信^⑥、王中刚^[2,8]、夏宏远^[4]、洪文兴^⑦等。

研究稀有元素花岗岩比较多的国家是苏联,其次是法国、捷克、澳大利亚、尼日利亚、英国和美国等,他们同样有岩浆与交代两种不同观点的争论。持岩浆论成因观点的有苏联的B. И. Коваленко^[5]、法国G. Aubert^[6]、澳大利亚D. J. Eadington^[7]等;持交代成因观点的有苏联的A. A. Бейс^[8]、Г. Н. Щерба^[9]、A. И. Гинзбург^[10]、尼日利亚的E. G. Imeokpara^[11]等。即使是同一种观点,其间也有差异,因此,稀有元素花岗岩成岩成矿模式是多种多样的。目

①王联魁,全国稀有元素矿床学术会议花岗岩组总结,1972年。

②李绍炳,富钨分异交代花岗岩的某些特征,1975年。

③刘义茂,我国内生稀有元素矿床的空间分布特征,1975年。

④章锦统等,江西某钨钼钽矿床地质与成矿机理的初步研究,1983年。

⑤白鹤,酸性岩稀有元素成矿分类,1983年。

⑥袁忠信,1985年。

⑦洪文兴,我国若干钨钼稀土花岗岩体的特征及某些成矿条件的讨论,1975年。

前国内外代表性的模式有以下几种。

1. 射气分异模式 Л. В. Тайсон^[12] (1977) 认为, 成矿金属以挥发份形式运移, 聚集在固结的花岗岩基顶部穹窿中, 交代花岗岩或围岩而成矿 (图1)。

2. 分离结晶模式 D. I. Gvovos^[13] (1978) 主张, 通过结晶分异作用, 使残余岩浆逐渐富集成矿元素, 同时被水所饱和, 最终成矿物质富集而矿化 (图2)。

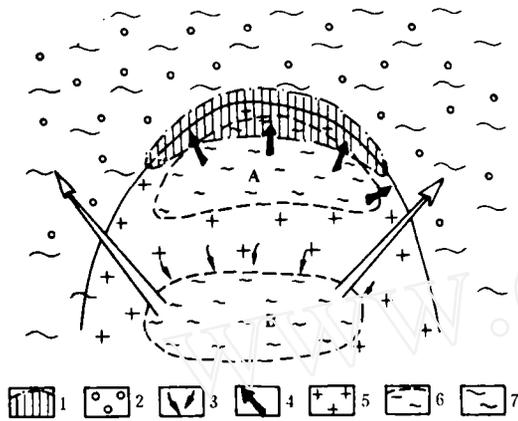


图1 富含挥发份的半深成岩体结晶作用理想图式

1—高温成矿带; 2—围岩的射气晕; 3—挥发份迁移方向; 4—高温含矿流体迁移方向; 5—冷却和初始结晶带; 6—岩浆房; 7—围岩

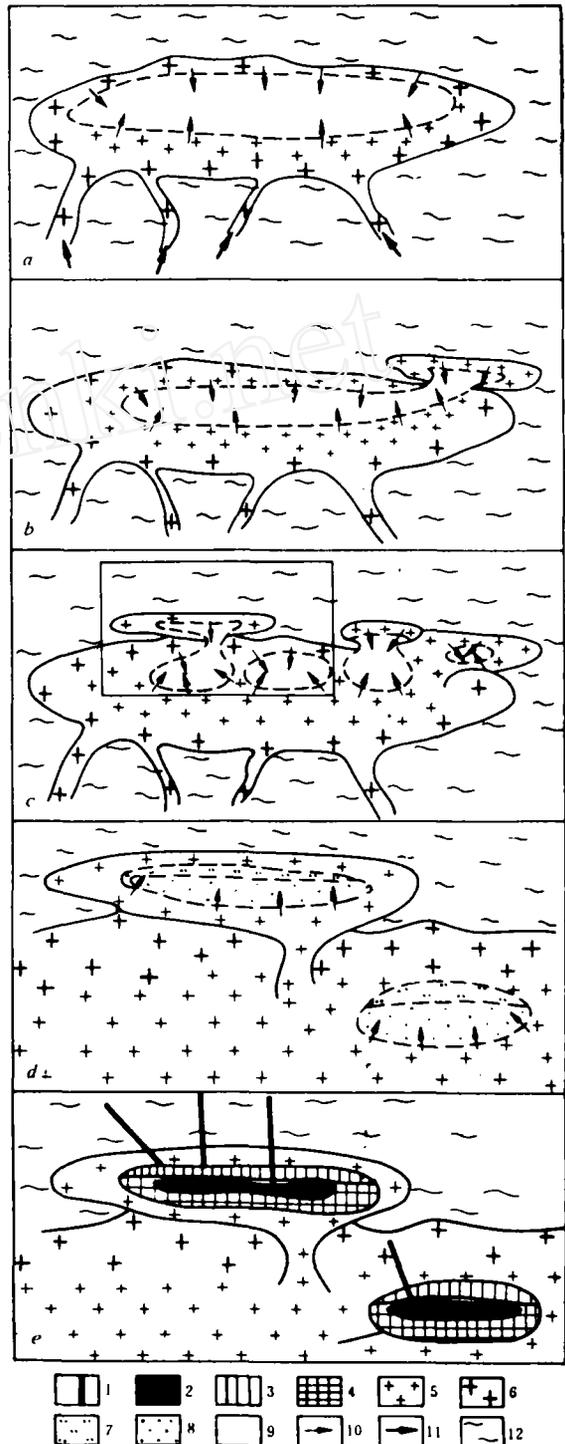
3. 侧分泌模式 Г. Н. Шерба^[9] (1964) 推论, 岩浆期后溶液通过渗透作用向上迁移, 对已固化的花岗岩进行交代, 使云母、长石中的成矿元素析出, 从

图2 花岗岩分离结晶成矿模式

a—由角闪石、黑云母、斜长石和石英组成的花岗岩初始结晶; b—岩浆继续结晶, 堆积矿物成分逐渐变化, 熔体使早结晶部分破裂, 形成无角闪石的岩体; c—在继续结晶过程中, 早结晶部分进一步破裂; d—达到水饱和的熔体继续结晶, 分离出贫锡的蒸气聚集在岩体顶部, 形成无矿伟晶岩带; e—为水所饱和的熔体结晶出红至黄褐色晶洞白云母花岗岩, 晚期堆积粒间富Sn, F, B的蒸气引起顶部带下面的云英岩化和矿化, 或沿晚期断裂成矿; 1—裂隙脉; 2—云英岩矿体; 3—无矿伟晶岩; 4—含白云母—褐黄色花岗岩; 5—含黑云母钾长石斜长石石英堆积岩; 6—角闪石黑云母斜长石石英堆积岩; 7—贫矿的蒸气; 8—饱和水熔体; 9—不饱和水熔体; 10—结晶作用方向; 11—花岗岩类岩浆侵入方向; 12—围岩

而富集成矿 (图3)。

4. 壳下来源模式 M. Stempok (1963~1979)^[14] 提出, 成矿物质与花岗岩分别都来自地壳深处, 即成矿物质不是直接来自花岗岩 (图4)。



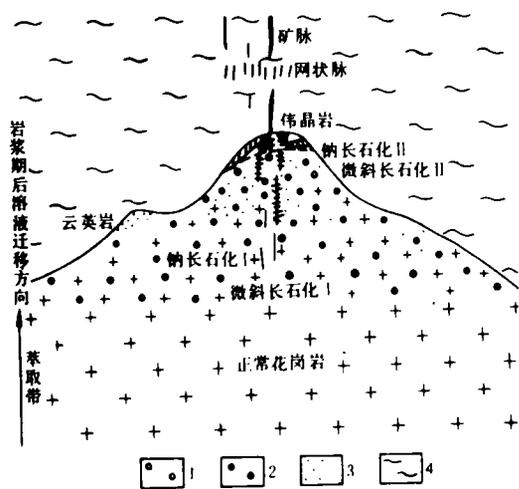


图3 岩浆期后溶液引起正在冷却的侵入体的自交代模式

1—微斜长石化；2—钠长石化；3—云英岩化；4—围岩

5. 岩浆液态分离与分副结晶双重作用模式 王联魁(1981)^[15]认为,含矿花岗岩分异演化至晚期形成的岩体,上部产生液态分离作用,深部产生分离结晶作用,分别产生相类似矿化,构成成岩成矿交叉格局(图5)。

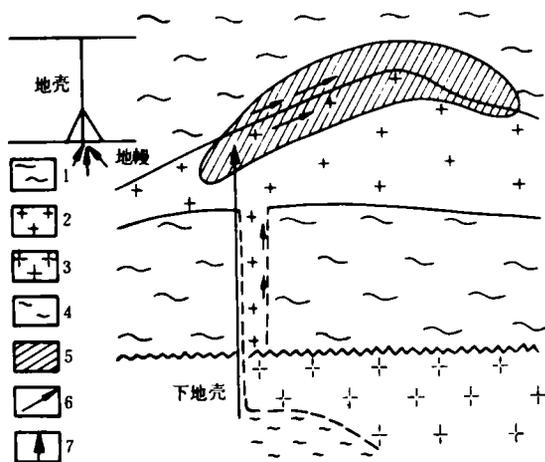


图4 矿化溶液从深部地壳向花岗岩体顶部迁移和富集的成岩成矿模式

1—围岩；2—固结的花岗岩；3—含矿花岗岩的源区；4—推测的富碱熔体的来源层；5—矿化带；6—花岗岩形成以后溶液迁移方向；7—地幔加入物质转移方向

叉格局(图5)。

6. 岩浆与岩浆期后交代作用的单独或叠加,多种形式的综合成岩成矿模式 D.J.Pollard(1983)^[16]

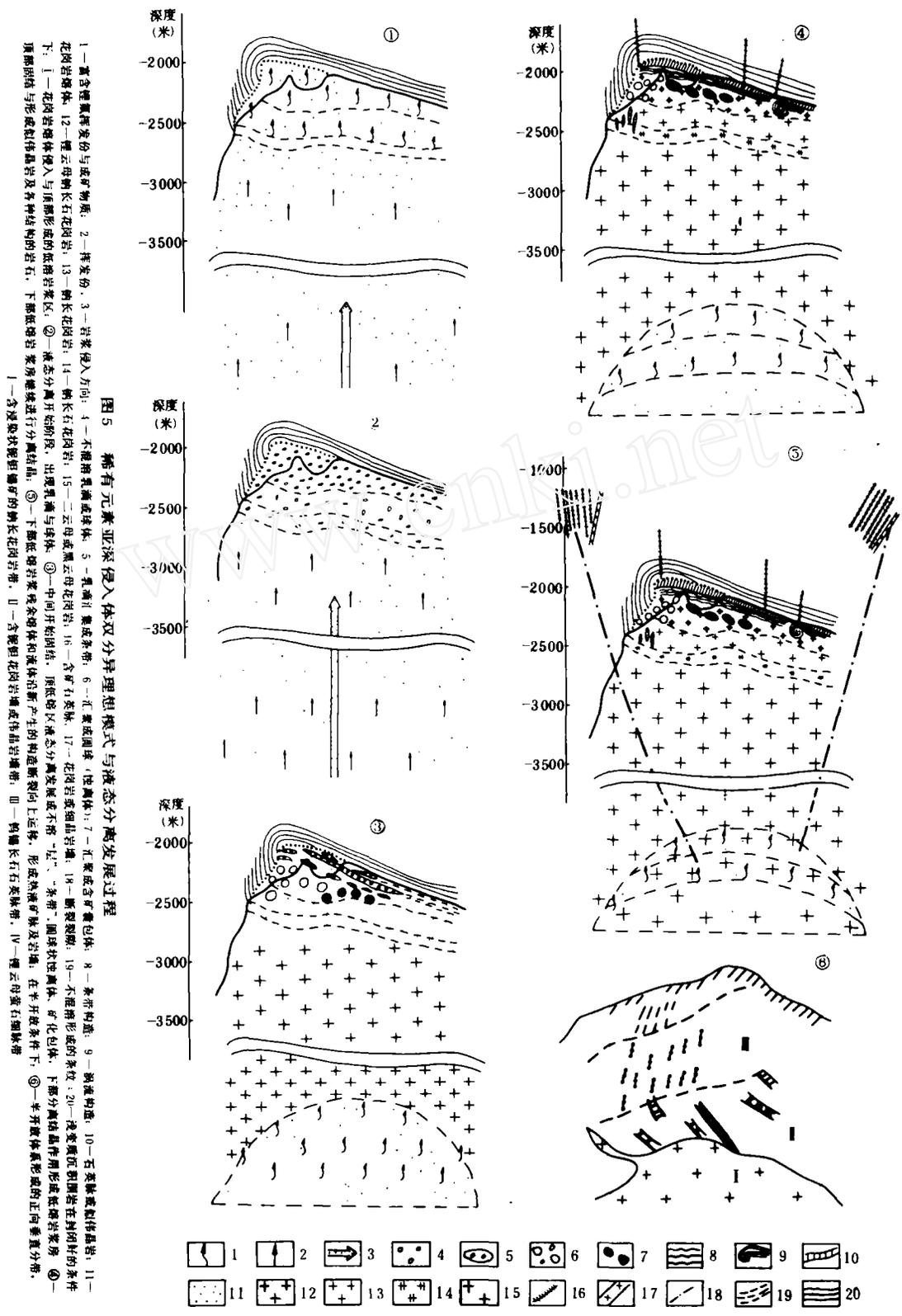
提出的模式,代表了酸性岩浆岩不同产状、不同类型稀有元素花岗岩成岩成矿的格局,包括火山岩、翁岗岩、钠长石锂云母花岗岩、云英岩、钠长岩、钠长石化花岗岩、弱钠长石化花岗岩(后两种应属于岩浆叠加交代的成岩成矿)只有云英岩才是纯交代成岩成矿类型(图6)。

从稀有元素花岗岩在地理和构造上的分布以及形成时代上看,也不像一般认为的那样仅仅是年轻的成矿小岩体。根据对国内外稀有元素花岗岩的实地考察和文献研究可知,在时代上,从前寒武纪至第三纪均有稀有元素花岗岩;在大地构造位置上,从褶皱带、板块边缘、造山带、克拉通至活化构造区都有产出。如:我国华南的414、430、苏州(均为燕山期);东北的巴尔哲(晚燕山期);西南的茨达(印支期);苏联的外贝加尔区(中生代)^[17、18]、哈萨克斯坦(海西期)^[19];蒙古的翁岗—哈伊尔汗区(新生代)^[20];东德的金属山区(海西期)^[21];法国的伊萨克斯和蒙特巴斯(海西期)^[22];澳大利亚的穆尔和勃柳—太尔(海西期)^[23、24、7];尼日利亚的年轻花岗岩(中生代)^[25];美国的瑞斯肯花岗岩(前寒武)^[26]、英国的康沃尔^[27]等,几乎遍及全球五大洲,但其共同特点为浅色,含各种稀有元素,常与早期黑云母花岗岩伴生。其化学成分为高度富碱(特别是钠)和挥发份氟。反映在矿物成分上,常含钠长石及岩浆期后交代作用的产物,这意味着岩浆分异到晚阶段,富水、活动性大的浅色岩浆侵入到地壳相对浅处,进一步就地分异,使成矿物质富集,通过岩浆与交代作用而形成稀有元素矿化花岗岩。

华南地区的研究成果表明,这类地质体常属多期多阶段复式花岗岩体最晚阶段的产物,呈浅凝的小侵入体,具有层状构造、条带状构造、流动“涡流”构造、矿化囊包体、球粒构造和明显的垂直分带^[15、28]等。尤其是近年来,常海亮⁸、陈紫英⁹相继在本区的钠长花岗岩的黄玉内发现熔融玻璃包裹体,其均一温度达750~780℃,显示了岩浆的特征和液态分离现象。该类岩石在结构上的特点是石英呈自形程度很高的双

⁸ 常海亮: 香花岭岩黄玉斑晶中熔融玻璃包裹体的研究, 1983年。

⁹ 陈紫英: 广西含铈钽花岗岩矿物中包裹体的研究及矿床成因初步探讨, 1983。



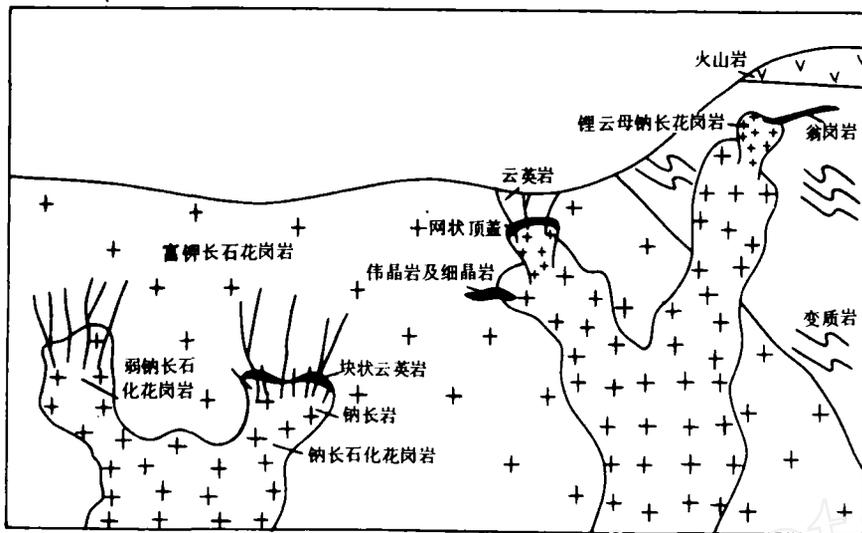


图6 岩浆与岩浆期后交代综合成岩成矿模式

锥体，属最早结晶的矿物之一。这一特点可由实验资料得到圆满解释。据P. J. Wyllie^[29]、D. A. C. Mining^[30]的实验，加入F到花岗岩体系中，使三相共结点向Ab一端移动，从而扩大了石英稳定区，因此，石英应是富氟花岗岩熔体中首先晶出的矿物，故具有自形程度高和高温特点。同时，实验结果也与该类岩石的化学成分富钠和常出现钠长石相一致。实验表明，其他条件恒定时，随 P_{H_2O} 增加，低熔点与三相共结点向富Ab一端移动^[31]，而体系中富含氟可起到与增加水压力一样的作用^[32, 5]，换言之，无论在体系中增加F含量，还是加大水压，均有利于分异成富含Ab组份的岩浆，由于石英与钾长石先结晶，残余岩浆自然就富含Ab组份，反映在图7上，正常花岗岩成分点在低熔区（接近三角图中心），而锂氟花岗岩则在接近钠长石的一端。

以上岩体的产状和结构、岩石结构和构造、岩石化学、黄玉中的玻璃包裹体和形成温度以及实验资料等，都说明稀有元素矿化花岗岩具有岩浆成因的特点。

但是，无论镜下还是野外观察，又常见到一些交代现象，如钠长石交代钾长石，钾长石交代钠长石，以及经常伴生交代形成的云英岩等，这表明除主要是岩浆成因外，还有交代作用的叠加，如岩浆期后的钾长石化、钠长石化、云英岩化、白云母化、高岭土化等从高温气液至中低温热液一整套岩浆期后与混合热液的交代作用。蚀变发育与岩浆富含水和浅处封闭条件较好有关：在一个封闭好的富水岩浆体系中，浅部的

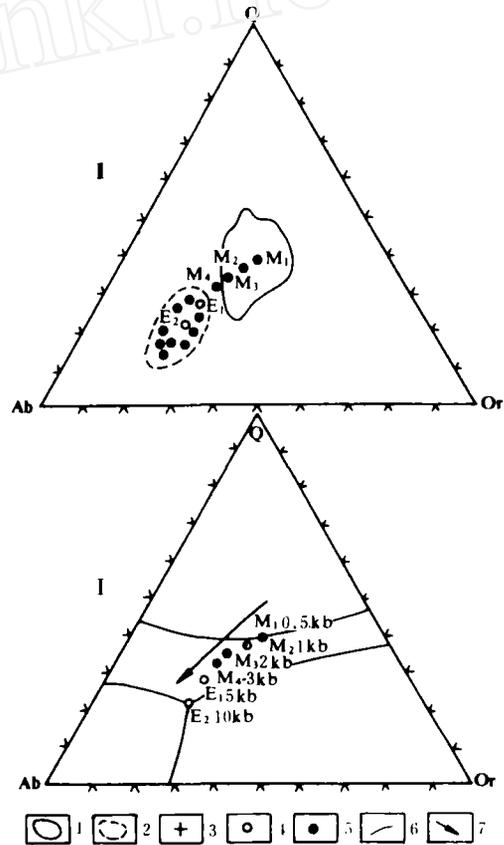
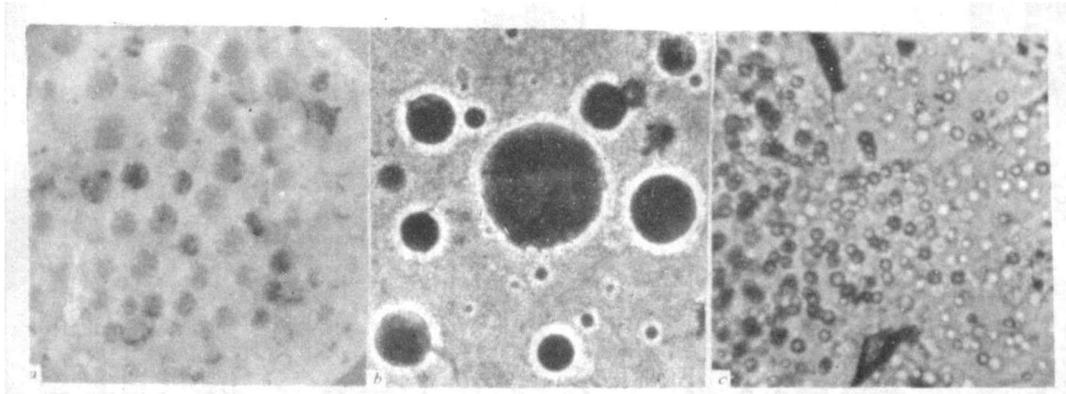


图7 低熔点、共结点变化趋势 (I) 和不同花岗岩分布 (II)

(I 据Luth, 1964^[31]; II 锂氟花岗岩与正常花岗岩投入Luth的图中)
1—正常花岗岩成分点分布范围; 2—锂氟花岗岩分布范围; 3—低熔点; 4—共结点; 5—锂氟花岗岩; 6—相的界线; 7—变化趋势



实验产物照片

- a—液态分离实验后玻璃柱中出现不同类型圆球体（至少分出暗色与浅色两种球体）× 6
 b—一滴布乳滴的玻璃中（尘埃状灰色背景），分布暗色球体，亮环为纯玻璃，单偏光，× 660
 c—玻璃中的乳滴（小圆球），单偏光，× 660

围岩静压力自然要比深处的低，随着岩浆中矿物的晶出，会导致出现水相，后者与已固结的岩石发生反应，即发生钾长石化、钠长石化。当残余热液迁移到岩体顶部或裂隙中，便交代为云英岩；随温度进一步降低，便成为残余中低温热液，并可能有大气降水^[33]的加入，向下部回流的结果与全部冷却岩体发生反应，形成伊利石（少量蒙脱石）化、高岭石化等中低温蚀变。伊利石和高岭石蚀变常为人们所忽视，被误认为是外生风化作用的产物。据我们对国内外许多稀有元素花岗岩的观察，可见伊利石和高岭石化在不同程度上是普遍存在的，属于最晚期热液或混合热液蚀变作用的产物。

因此，以岩浆为主形成的稀有元素矿化花岗岩，常伴生一套岩浆期后交代作用，后者的叠加有可能增加成矿的富集程度，但不应是成矿的主导因素。

被忽视的液态分离

在华南稀有元素花岗岩体顶部及边缘，常见到一系列岩浆液态分离的现象，包括条带构造、流动涡流构造、矿化囊包体、层状构造、球粒构造、蚀离体、垂直分带等，这是华南系列I^[34]花岗岩分异演化至晚期形成的富硅碱，贫Ca，Mg、Fe的富Li，F稀有元素花岗岩。根据这类地质体含锂、氟很高，如香花岭岩含F达1.96~10.76%^[2]，雅山花岗岩含Li₂O 0.12~1.5%^[15]，我们设计了高温高压实验，利用诸广山黑云母花岗岩，加入10%NaF和10%LiF，于1000bar和840℃条件下进行实验。结果产生硅酸盐

熔体的不混溶，即液态分离。这种成分上接近稀有元素花岗岩端元组份的熔体，分离成三种溶体相（照片），电子探针分析表明（表1），为富氟的硅酸盐熔体（暗色玻璃球体）；贫氟的硅酸盐熔体（基质玻璃）；以氟盐类为主的熔体（浅色玻璃球体）。

结合国外的实验资料^[35-38, 24, 5]，含锂、氟高的花岗岩实验结果有以下特点：

1. 加入NaF，F（HF）于花岗岩体系中，三者分别大于10%、15%、1.5%时，并在高于液相线温度条件下出现不混溶区（液态分离）。随着温度的升高此区逐渐缩小，并趋向均一，这意味着岩浆在降温过程中不混溶区扩大，产生液态分离，由均一熔体不混溶乳滴聚合中球体再聚合大球体，甚至汇聚成层带。可见，此过程是熔体趋向热动力稳定状态的过程，也是液态分离的过程。

2. 由于Li，F加入花岗岩体系，降低了固相线温度，从而延长了分异过程，为充分分异创造了条件。

3. 加入的盐类不同，花岗岩的结晶顺序与矿物组合也不同，导致不同的花岗岩条带有不同的矿物组合。

4. 在F的参与下，H₂O在花岗岩浆中的溶解度增大，可达10%，这给岩浆期后热液活动创造了有利条件。

上述特点决定了晚阶段花岗岩浆的结晶温度低、粘度小、含水量高，以及在向上侵入和定位过程中，容易产生良好的分异现象。此现象包括岩体顶部的液态分离和其深部的结晶分异两部分（见图5）。

1. 在围岩封闭好的条件下

表1 深态分离实验产物电子探针分析结果与初始物对比

化学成分	基质玻璃				暗色球体								浅色球体									
					1				2				1				2					
	S-17-2-4	S-17-2-6	S-17-3-7	S-17-3-7	S-14-1-1	S-14-1-3	S-14-1-2	S-14-4-11	S-14-4-10	S-14-4-12	S-17-1-1	S-17-1-2	S-17-3-8	S-17-3-9	S-14-2-4	S-14-3-7	S-14-3-8	S-14-3-9	S-14-2-5	S-14-2-6		
SiO ₂	57.83	76.85	76.30	76.97	79.40	70.96	71.45	73.93	72.55	71.73	72.87	64.98	59.08	62.56	66.21	17.81	37.07	1.18	3.61	3.56	0.37	0.30
TiO ₂	0.16	0.03	0.03	0.04	0.05	0.15	0.13	0.14	0.17	0.14	0.15	0.17	0.26	0.08	0.21	0.19	0.18	0.08	0.10	0.09	0.08	0.04
Al ₂ O ₃	10.18	12.86	12.59	12.69	12.53	12.28	12.35	12.59	12.52	12.34	12.40	10.92	10.54	8.99	11.40	9.81	10.15	2.36	2.02	2.18	2.35	2.35
Fe ₂ O ₃	0.46	2.46	2.21	2.10	1.79	2.29	2.32	2.48	2.42	2.54	2.36	3.74	3.17	3.37	3.29	1.52	2.04	0.33	0.49	0.59	0.21	0.14
FeO	1.86																					
MnO	0.06	0.05	0.05	0.03	0.01	0.06	0.04	0.04	0.06	0.08	0.04	0.08	0.10	--	0.02	0.07	0.06	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04
MgO	0.46	0.02	0.01	0.02	--	0.04	0.06	0.04	0.05	0.02	0.04	0.10	0.44	0.16	0.18	1.26	0.70	1.46	0.97	0.95	1.51	1.03
CaO	1.45	0.94	0.06	0.03	0.06	0.15	0.17	0.16	0.18	0.13	0.13	0.16	3.26	1.54	0.62	8.60	6.95	9.79	6.42	6.34	8.93	4.88
BaO	0.32	0.50	0.47	0.21	0.21	0.28	3.26	0.26	0.04	0.16	0.08	0.21	3.94	0.77	0.55	15.00	3.49	4.42	3.11	2.92	4.40	2.59
Na ₂ O	9.84	4.83	5.00	4.99	1.02	3.57	3.70	3.11	3.62	3.69	2.87	1.75	1.23	1.05	3.64	5.00	5.64	3.97	2.60	2.54	3.38	3.05
K ₂ O	4.20	1.81	2.09	1.97	3.25	4.60	4.05	4.34	4.75	4.39	4.86	10.15	13.84	10.70	3.35	8.29	3.78	0.96	1.13	1.19	0.34	0.32
Li ₂ O	5.72																					
P ₂ O ₅	0.02																					
SO ₃		0.15	0.17	0.15	0.17	0.03	0.04	0.04	--	0.02	--	0.11	0.71	0.16	0.32	0.98	0.12	0.74	0.45	0.36	0.43	0.25
H ₂ O	0.50																					
F	11.88	0.11	0.36	--	0.20	3.90	1.93	1.58	2.11	2.95	2.76	4.52	5.40	7.02	4.56	18.14	20.31	51.68	57.20	57.51	56.42	62.87
Cl		0.02	--	--	0.02	0.01	0.06	0.21	--	0.02	0.02	0.31	1.01	0.41	6.44	1.03	0.23	9.46	0.21	0.16	0.74	0.43
挥发份	0.27																					
F ₂ O	4.96																					
总量	99.94	99.55	99.37	99.73	98.71	98.32	99.56	98.92	98.50	98.19	99.58	97.23	94.08	96.81	94.79	87.70	90.75	77.47	78.35	78.44	79.05	78.29

*氧化全量：分析者：地球化学研究所 安徽国。

(1) 在岩体顶部, 岩浆高度富集Li, F (10%以上), H₂O (>9%) 以及成矿物质W, Sn, Nb, Ta, Be 等, 构成了低熔浆 (576 °C) 及成矿流体的混合区。随着温度降低, 不混熔区扩大, 均一的岩浆产生了不同含F量的熔体乳滴, 从而开始了液态分离。乳滴聚合成大小不同的球体, 进而汇集成带、“层”、囊包体、流动“涡流”构造、球粒构造、黄玉的玻璃包体、蚀离体和岩体的垂直分带等, 甚至最后形成一系列的岩墙和热液脉带。

(2) 在岩体中部或内部, 其固相线温度大于680 ~ 760 °C, 因此, 这部分岩浆应当首先固化。

(3) 在岩体深处, 岩浆作用以分离结晶分异为主, 结果逐渐富集了Li, F 和成矿物质, 形成低温岩浆房并随时间向下推移。在有利的断裂构造条件下, 残余低温岩浆和流体上侵, 形成岩墙和热液脉, 构成了自深部低熔岩浆房结晶分异成矿与岩体顶部液态分离成矿的交叉格局 (见图5) 即双分异模式。

2. 在围岩封闭较差的条件下

岩体顶部的成岩成矿则是另一种分带模式, 部分岩浆与流体进入岩体顶部的围岩中, 自下而上形成含矿花岗岩墙 (或伟晶岩墙)、长石石英矿脉、富氟锂热液脉等的垂直分带 (见图5—⑥)。

应当说明, 通常的岩浆分异作用, 主要是指结晶分异 (分离结晶), 而花岗岩的液态分离作用往往被国内外学者所忽视, 而对稀有元素成岩成矿作用, 这恰恰是值得强调的一种分异作用。

两种来源

有关稀有元素花岗岩的成因问题, 通常侧重研究的是其形成机理和成因模式以及稀有元素搬运和沉淀等, 而很少涉及来源问题, 即便涉及, 也多半笼统地归为来源于地壳的再生岩浆或垂熔岩浆等。近年来国内有些人注意了这方面的研究, 如白鸽^⑤分为两种壳层重熔型和一种深源物质与壳源混染类型; 袁忠信^⑩认为至少可分为陆壳重熔型 (414) 和深源型 (葛源、姑婆山、苏州); 洪文兴^⑪分出壳源富钽型、

壳幔源铌钽型和富碱侵入体富铌型三种不同来源的稀有元素花岗岩。

我们根据华南稀有元素花岗岩的特征, 分为浅源系列I 和深源系列II 两种稀有元素花岗岩类型。张绍立1982年根据川西、东北和内蒙的稀有元素花岗岩与福建沿海的花岗岩对比, 认为存在深源系列II 稀有元素花岗岩类型。

对比这两种类型的稀有元素花岗岩后发现, 系列II 稀有元素花岗岩 (如苏州、巴尔哲) 比系列I (如414、430), 在化学成分上通常相对富TiO₂, FeO, MgO, Zr, Nb, HREE, Th, 贫SiO₂, Li, Be, Rb, Cs, 反映在矿物成分上, 以霓石、钠闪石、烧绿石、独居石、褐帘石、钽石等为特征。此外, 在两类岩石的稀土配分、锆石的成分和含水量、铈和氧同位素组成等方面, 也有一系列差异。

1. 全岩稀土总量, 深源稀有元素花岗岩 (系列II) 比浅源 (系列I) 的高, 平均为226.6 ppm, 浅源的仅为27.28 ppm, 几乎高出一个数量级 (表2), 它们的球粒陨石标准化稀土配分模式, 都表现为强烈的Eu亏损, δEu 很低, 但浅源岩石相对富重稀土, 标准曲线呈对称V字形, 而深源的相对贫重稀土, 曲线对称

两种来源稀有元素花岗岩稀土特征 表2

系列	地区	ΣREE (ppm)	(La, Yb)/N	δEu	资料来源
I (浅源)	白水洞	6.77	2.05	0.28	刘道远, 1985
	414	12.47	1.71	0.4	
	桂栗	4.72	1.74	0.28	本文
	430	83.41	2.69	0.21	
	431	26.28	2.71	0.27	
	大吉山	30.05	0.84	0.04	刘道远, 1985
	平均	27.28	1.96	0.25	
II (深源)	魁岐 (4个)	173.95	1.53	0.21	彭亚明, 1982
	魁岐 (3个)	194.41	1.56	0.22	刘道远, 1985
	苏州	344.12	1.60	0.25	沈波春, 1985
	苏州	254	4.4	0.09	欧阳梓敏, 1985
	崂山	166.6		0.36	周亚东, 1985
	平均	266.62	2.27	0.23	

⑩袁忠信: 铌矿床中铌的来源问题, 1983年。

⑪洪文兴: 我国花岗岩型铌钽矿床成矿规律研究, 1986年。

⑫黄日明: 湘西两类花岗岩类与两个成岩成矿系列, 1983年。

⑬刘道远: 南岭及其邻区花岗岩地质, 1985年。

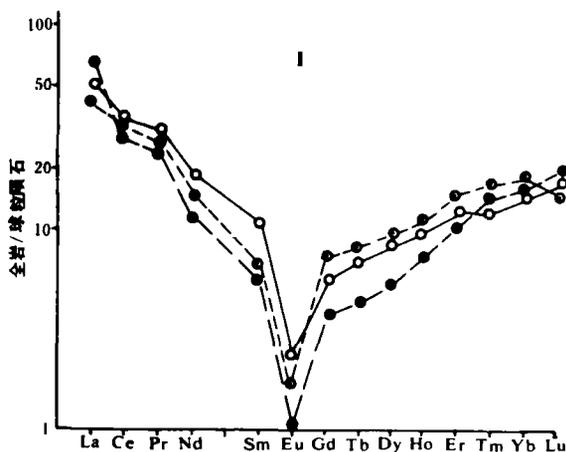
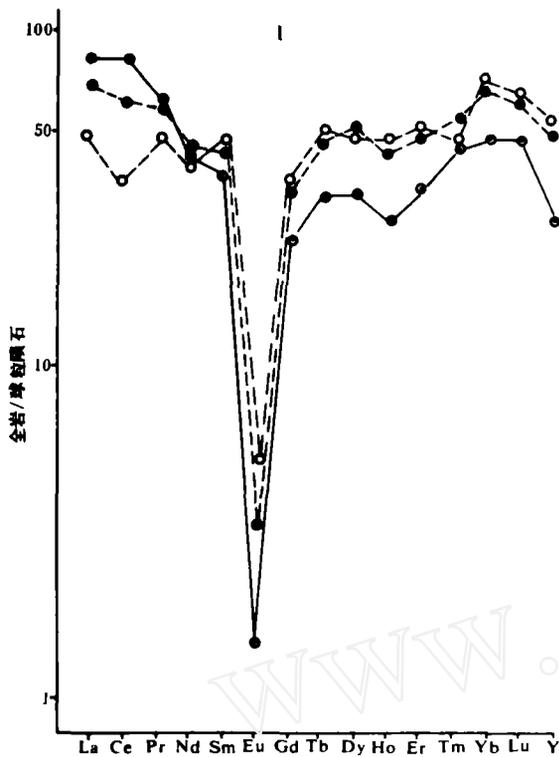


图8 两种来源的稀有元素花岗岩稀土模式对比

I—尖峰岭等稀有元素花岗岩(浅源)(据黄日明^⑫)
II—魁岐晶洞钾长花岗岩(深源)(据刘家远^⑬)

形态不好,略向右倾,其典型实例如图8。

2.两种来源的稀有元素花岗岩的锆石研究表明,两者有很大的区别(表3),深源稀有元素花岗岩的锆石含 H_2O 较低,一般 $<0.5\%$,而浅源的高达 $0.5\sim 3\%$ 。与岩石化学成分相似,深源的锆石相对富含稀土为 $0.974\sim 3.26\%$,浅源的仅 $0.02\sim 2.71\%$,其

不同来源稀有元素矿化花岗岩的锆石成分 表3

成分(%)	浅源铈钼花岗岩(系列I)	深源高碱性花岗岩(系列II)
H_2O^*	0.5~3	<0.5
ΣREE	0.022~2.71	0.974~3.26
ThO_2	0.1~1.5	0.82~4.43
ZrO_2/HfO_2	4.5~20	25~67
Y_2O_3	0.01~1.47	0.9~2.921

ZrO_2/HfO_2 值相差数倍。可见锆石的特征微量元素和含水量反映了岩石的地球化学特征,即深源稀有元素花岗岩比浅源的富含稀土、钍、钇、贫 H_2O, Hf, Y 等,这些都反映了深源(地幔物质为主)的地球化学特征。

3.深源稀有元素花岗岩的 $\delta^{18}O$ 较低,为 $6.9\sim 7.4\%$,接近地幔值,而浅源的高,为 $10.1\sim 15.2\%$,相对富 ^{18}O ,表明了地壳来源的特征。同样,它们的锆初始比值,深源的比较低,为 $0.7043\sim 0.711$,多数接近地幔值,浅源的非常高,达 $0.725\sim 0.8307$,显示地壳来源的特征(表4)。

综上所述,两种不同来源的稀有元素花岗岩,在岩石、矿物和地球化学特征方面有一系列区别,结合岩石常沿深大断裂产出与地球物理资料考虑,系列II主要来源于下地壳或上地幔;而系列I的原始物质主要来源于地壳。

稀有元素花岗岩与稀有元素伟晶岩,在化学成分、矿物组成和地球化学特征上,有许多相似之处,但是由于其产出深度和围岩封闭条件上的差异,导致同一种岩浆产生不同含矿岩石。富含挥发份和稀有元素的富碱组份岩浆,当侵入于深处(深 $3\sim 7$ 公里)和封闭好的条件下,可能形成巨大晶体和分带好的稀有元素伟晶岩;侵入较浅处($1.5\sim 3$ 公里),如在亚深和封闭略差的环境下,则可能形成细粒结构和分带性好的稀有元素花岗岩。因此,自然界稀有元素伟晶岩和稀有元素花岗岩的对应关系在地球化学特征和成矿上有许多共同性,就不难理解了。

邹天仁^⑭将伟晶岩分为两种来源,其中壳源的重

⑭邹天仁:中国两源伟晶岩的成矿作用,1983。

两种来源稀有元素矿化花岗岩的锶、钕同位素

表 4

系列	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$				$\delta^{18}\text{O}\%$ (全岩)			
	地 区	种 类	数 值	资料来源	地 区	岩 石	数 值	资料来源
I (浅 源)	邓阜仙	全岩	0.725	徐克勤1982	邓阜仙	黑云母—白云母花岗岩	108.~15.2	张宏良1983
	桂 栗	磷灰石	0.8307	本文	桂栗	钠长花岗岩	10.9~12.1	林德松1985
	大厂(桂)	"	0.7223	本文	430	钠长花岗岩	10.1	陈德潜1985
	黄 沙	全岩	0.7237	刘家远1985	414	锂云母钠长花岗岩	14.9	本文
	癞子岭	全岩	0.7460	黄日明1983				
	摆动范围		0.725~0.8307			10.1~14.9		
II (深 源)	莆田(闽)	全岩	0.7050	本文	福州	钾长花岗斑岩	6.9	本文
	赤路(闽)	全岩	0.7043	周鸿年1982	苏州	钠长花岗岩	7.1	欧阳梓微1985
	魁岐(闽)	全岩	0.711	徐克勤1982	魁岐	晶洞花岗岩	7.4	徐克勤1982
	莆田(闽)	全岩	0.7058	本文				
	苏州(江苏)	全岩	0.7173	欧阳梓微1985				
	摆动范围		0.7043~0.713	摆动范围		6.9~7.4		

熔岩浆分异型伟晶岩, 相当于本文系列 I 浅源稀有元素花岗岩, 而其幔源的、与基性超基性岩有关的伟晶岩, 则与本文的系列 II 深源稀有元素花岗岩对应。甚至两者的矿物成分特征都基本一致。由此可见, 不同来源的伟晶岩的存在, 也进一步为两种不同来源稀有元素花岗岩的划分提供了依据。

几 点 认 识

1. 稀有元素矿化花岗岩的形成, 主要是岩浆成因, 但又常伴生岩浆期后交代作用的叠加, 不过后一种作

用对于成矿不应是决定因素。

2. 稀有元素花岗岩的分异演化作用明显, 尤其是岩浆演化至晚阶段富集了大量的Li和F, 因此岩浆地质体上部产生液态分离作用, 下部岩浆房则进行分离结晶作用, 构成了岩浆分异成岩成矿的双模式图案。

3. 一系列的地质、岩石、矿物、地球化学和稳定同位素研究成果表明, 有两种不同来源的稀有元素矿化花岗岩, 即主要来自下地壳或上地幔的深源系列 II 和主要来自地壳的浅源系列 I 稀有元素矿化花岗岩。

参 考 文 献

[1] 夏卫华等: 稀有元素矿化花岗岩的成因, 《国际交流地质学论文集》(4), 北京, 地质出版社, 1985, 第271~276页

[2] 杜少华等: 中国科学B辑, 1984, 第11期, 第1039~1047页

[3] Hu Shouxi, et al.: 27-Inter. Geol. Cong., Abstracts, 1984, v. IV, p. 325

[4] 夏宏远: 矿物岩石, 1986, 第6卷, 第1期, 第1~45页

[5] Коваленко, Н. И.: Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов, Изд. "Наука", 1979

[6] Aubert, G.: Mem. BRGM, 1969, No. 46, p. 354

[7] Eadington, P. J.: Contrib. Miner. Petr., 1978, v. 69, p. 433-438

[8] Беус, А. А. и др.: Альбитизированные и грауваккитизированные алограниты, Изд. "Наука", 1962

[9] Щерба, Г. Н. и др.: Бериллиевое и танталово-ниобиевое оруденение в связи с гранитоидами, Алма-Ата, "Наука", 1964

[10] Гинзбург, А. И. и др.: Разв. и охр. недр, 1970, №5, с. 5~8

[11] Imeopkaria, E. G.: Chem. Geol., 1980, v. 28, 1-2, p. 69~77

[12] Таусон, Л. В.: Геохимические типы и потенциальная рудоносность, гранитоидов, М., "Наука", 1977

[13] Groves, D. I. et al.: Mine. Deposita, 1978, v. 13, p. 11-26

[14] Stempok, M.: Episodes Geol. Newsle-

ter, 1979, №3, p. 20~24

[15] 王联魁等: 地质论评, 1983, 第29卷, 第2期, 第365~373页

[16] Pollard, P. J. et al.: Min. Metall. Trans. B., 1983, v. 92, B1~B9

[17] Трошин, Ю. П.: Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов, Изд. "Наука", 1983, с. 6~54

[18] Ivankin, P. F.: Int. Geol. Rev., 1980, v. 22, p. 339~348

[19] Veus, A. A.: Int. Geol. Rev., 1964, v. 6, p. 668~681

[20] Владыкин, Н. В.: Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии, Изд. "Наука", Сибир. Отд., 1983

[21] Коваленко, В. И.: Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов, М., "Наука", 1977, с. 205

[22] Burnol, L.: Mem. BRGM, 1974, v. 85, p. 168

[23] Groves, D. I.: Geol. Surv. Trans., 1977, v. 55

[24] Groves, D. I.: Econ. Geol., 1972, v. 67, p. 445~457

[25] Bowden, P. et al.: Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B.), 1978, v. 87, B66~B69

[26] Pesborough, G. G. A.: Min. Magaz., v. 43, 332, p. 959~966

[27] Exley, C. S.: Magmatic differentiation and alteration in the St. Austell granite. Q. J. Geol. Soc., Lond., 1985, №114, p. 197~230

[28] 中国科学院贵阳地球化学研究所: 《华南花岗岩类地球化学》, 科学出版社, 1979年, 第50~79, 412~415页

[29] Wyllie, P. J. et al.: Amer. J. Sci., 1961, v. 256, №2, p. 128~144

[30] Mining, D. A. C.: Contr. Miner. Petr., 1981, v. 76, p. 206~215

[31] Luth, W. C. et al.: J. Geophys. Res., 1964, v. 69, №4, p. 759~775

[32] Косалс, Я. А.: Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах, Изд. "Наука", 1976, с. 19~38

[33] Sheppard, S. M. F.: J. Geol. Soc. Lond., 1977, v. 133, p. 573~591

[34] 王联魁等: 地球化学, 1982, 第4期, 第331~339页

[35] Коваленко, Н. И. и др.: IX Всесоюзное совещание по экспериментальной и технической минералогии и петрографии, Иркутск, 1973

[36] Глюк, Д. С.: Геохимия, 1973, №10, с. 1560~1565

[37] Глюк, Д. С.: Геохимия, 1973, №3, с. 434~438

[38] Анфилогов, В. Н.: Геохимия, 1973, №1, с. 44~48

Petrogeno-Mineralization of Rare-element Mineralized Granites with a Review of the Evolution of Their Geneses

Wang Liankui Zhang Shaoli Yang Wengjin

Lu Jialan Xu Wensing

(Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guiyang, China)

Abstract

Six genetic models of rare-element mineralized granites in the world are outlined. Based on geological, geochemical and experimental materials, petrogeno-mineralization of rare-element mineralized granites is discussed; 1. Their genesis is mainly magmatic, but generally associated with post-magmatic metasomatism; 2. Li—F rich rare-element mineralized granites are formed with liquid segregation in its upper part and fractional crystallization in its lower part; 3. Rare-element mineralized granites may be grouped into two types of shallow source and deep-seated source.