

清原太古代花岗—绿岩区花岗岩 的稀土地球化学

中国科学院地质研究所 翟明国 王凯怡

中国科学院高能物理所 杨瑞英 黄忠祥 郭应焕 江咏 罗世华 赵珍兰 冯锡章

一、引言

清原地区太古代花岗岩是该区花岗—绿岩带的主要组成部分，它与绿岩一起形成稳定的太古代克拉通。

国外对太古代花岗岩的研究已较深入。近年来，还提出了稀土元素(REE)和大半径不相容元素(LIL)的数学计算模式。一些研究表明微量元素模式可以很有效地确定花岗质岩石的成因，有助于探讨早期地壳演化等问题。本文对清原地区花岗—绿岩区的稀土元素地球化学特征作了讨论，并结合岩石学特征对其成因加以探讨。

二、分析方法

样品中稀土和其它痕量元素的分析采用仪器中子活化分析法。按元素的化学性质和由它们产生的放射性核素的核性质分别配制六组混合标准。将准确称重的岩石粉样(每份30—50毫克，用锡箔包好)，平行两份，与混合标准和美国国家标准局的煤粉(SRM-1632)一起装入铝罐，放入清华大学反应堆中心管道照射约十小时，中子通量约为 1.3×10^{13} 中子·厘米⁻²·秒⁻¹。冷却5天、12天和30天后的三次放射性测量和分析采用SCORPIO-3000程控Ge(Li) γ 谱仪(Canberra公司制造)。探测器的有效体积为136厘米³，

对⁶⁰Co的1332keV γ 射线的分辨率为1.87 keV，峰康比为55.5/1。数据处理用SCORPIO/SPECTRAN软件包中的 γ 谱分析程序，分析结果列于表3。除Ba、Sr相对标准偏差<20%外，其余元素相对标准偏差均<10%，煤粉分析结果与文献值较好地一致。

三、地质概况

清原太古代花岗—绿岩区为一花岗岩环绕的窿间复式向斜带，位于中国辽宁省北部，出露面积约8000KM²，其中花岗岩类约占70%，花岗岩:绿岩 \approx 2.5:1。绿岩带围绕线金厂和清原花岗岩穹窿外缘作弧形展布，并被花岗岩体侵入切割。区内的一级构造是由绿岩带界线划出来的“S”形区域复式向斜褶皱。角闪岩相的变质火山—沉积岩系自下而上分为石棚子组、红透山组、南天门组，构成一个保存较好的绿岩带。带内赋存有丰富的硫化物铜锌矿床和金矿、铁矿。表壳岩序上覆于麻粒岩—紫苏花岗岩系结晶基底(小莱河组)之上。该区太古界地层原划为鞍山群，鉴于和鞍山群不能对比，故暂统称为清原群，笔者等和辽宁冶金地区勘探公司研究所及101队合作，在大量野外地质工作的基础上，用常量、微量金属元素和的稀土元素对原岩建造作了系统研究，得知绿岩带原岩分属三个建造；石棚子组为超基性—基性

岩建造，以厚层拉斑玄武岩为主，底部夹有少量薄层状透镜状镁绿岩（科马提岩），上部具双峰式特征。红透山组为钙碱性火山岩建造，以拉斑玄武岩和英安质火山岩、凝灰岩薄互层为主，夹少量粘土质岩。南天门组为含薄层大理岩的沉积建造。广泛侵入绿岩带的英云闪长岩和二长花岗岩同位素年龄为26—28亿年。

四、岩石学特征

我们研究的太古代花岗岩体主要有线金厂紫苏花岗岩(γ_0)，树基沟钠质混合花岗岩(γ_1)，清原二长混合花岗岩(γ_2)，摩里红英云闪长岩(γ_3)和红石砬子钾质花岗岩(γ_4)。据野外观察，它们可能至少是两期混合岩化和花岗岩化作用的产物，分别与麻粒岩相和角闪岩相区域变质作用相对应。紫苏花岗岩和清原二长混合花岗岩似应属第一期，但又强烈叠加了第二期混合岩化，以至在岩性、地球化学特征和同位素地质年龄诸方面都表现出

第二期的性质而掩盖了第一期的特征。所以本文将它们都作为第二期统一讨论，并认为 γ_1 、 γ_2 、 γ_3 、 γ_4 是同源英云闪长质岩浆结晶分异的产物。钠质混合花岗岩和二长混合花岗岩在该区最为发育。它们侵入、交代绿岩地层，岩体内侧常见数量不等的围岩（斜长角闪岩，角闪岩、黑云片麻岩）交代残留体，局部断续成带，或与围岩界限不清，形成混合岩→花岗岩的一系列过渡类型。因此不少地质工作者将其统称混合岩或混合片麻岩，而和地层相混淆。花岗岩片麻理发育，且与围岩一致。英云闪长质（钠质）和二长花岗岩质（钾质）分别以白色和红色为野外标志。红色条带在某些部位对白色部分穿插交代，说明在混合岩化花岗岩化过程中，钠质活动在前，钾质活动在后。摩里红英云闪长岩(γ_3)和红石砬子钾质花岗岩都切割地层侵入绿岩带，有典型的花岗结构，具底辟特征。紫苏花岗岩的成因颇有争议，留待本文最后一章讨论。

各类花岗岩的岩石学特征见表1。

清原地区太古代花岗岩特征对比表

表 1

	γ_1 钠质混合花岗岩	γ_2 二长混合花岗岩	γ_3 英云闪长岩	γ_4 钾质花岗岩	γ_0 中心相紫苏花岗岩	γ_0 边缘相紫苏花岗岩
岩石化学特征	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2.3$ $\text{SiO}_2 = 70.2$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.23$ $\text{SiO}_2 = 68.17$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5.98$ $\text{SiO}_2 = 72.77$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.1$ $\text{SiO}_2 = 75.18$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2.88$ $\text{SiO}_2 = 67.42$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.84$ $\text{SiO}_2 = 68$
颜色	灰白色	不均匀	暗灰白色	肉红色	暗灰	暗灰(略红)
主要矿物成分	黑云母，少量角闪石、斜长石，少量微斜长石、石英	黑云母，少量角闪石、斜长石、微斜长石、条纹长石、石英	角闪石、黑云母、斜长石、石英	钾长石、斜长石、条纹长石、石英、黑云母	斜长石、条纹长石、微斜长石、紫苏辉石、角闪石、黑云母、石英	黑云母和微斜长石增多，紫苏辉石增多
片麻理	发育，与围岩一致	较发育，与围岩一致	弱片麻构造	无片麻理	发育，与围岩一致	发育，与围岩一致
交代结构	很发育	很发育	不明显	可见	较弱或弱	很发育
与围岩关系	强烈混合交代太古界地层，后者常为大小不等的交代残留体	同 γ_1	切割地层	切割地层	无直接接触	无明显界限

五、花岗岩的稀土地球化学

表2和表3分别是清原地区花岗岩的主要元素和稀土元素分析表。为便于对比,将国外个别同类花岗岩的分析值一并列出。将稀土元素进行球粒陨石标准化后的分配型式

见图1(球粒陨石分析值据 Haskin, 1968)。总之,这些花岗岩轻稀土相对于重稀土都是富集的,但在稀土丰度、铈异常及重稀土的亏损特征上,它们又很不相同。其中钾质花岗岩 γ_2 (样品号8105)、 γ_4 (样品号8130)和钠质花岗岩 γ_1 (样品号8129)、 γ_3 (样品号8106)

清原花岗岩主要元素分析表(%)

表 2

	8106 (γ_3)	8129 (γ_1)	西澳 (钠质)	8105 (γ_2)	8130 (γ_4)	西澳 (钾质)	8108 (中心相)	8134 (中心相)	挪威 (D)	8133 (中心相)	挪威 (D409)	8135 (边缘相)	挪威 (C)
SiO ₂	69.9	70.2	71.28	65.92	64.30	74.28	67.42	65.31	68.35	59.47	63.39	70.6	67.48
TiO ₂	0.52	0.29	0.33	0.39	0.4	0.15		0.59	0.53	0.5	0.83	0.5	0.84
Al ₂ O ₃	15.09	14.50	15.94	11.85	14.60	13.95	17.8	15.19	13.83	15.33	15.11	14.2	13.82
Fe ₂ O ₃	1.55	1.34	0.97	2.96	1.34	0.36	1.06	2.17	6.01	2.19	8.17	1.17	5.65
FeO	1.87	2.19	0.84	2.61	4.66	0.81	1.80	2.71		7.32		1.23	
MnO	0.01	0.04			0.09		0.07	0.06	0.09	0.14	0.10	0.01	0.07
MgO	0.83	0.79	0.70	1.55	1.91	0.18	1.36	1.54	1.90	2.78	3.48	0.87	1.07
CaO	3.30	2.98	1.09	2.68	3.68	0.79	1.15	3.32	3.64	6.18	1.85	2.47	2.88
Na ₂ O	5.06	4.19	5.68	4.14	2.55	4.09	5.04	4.04	4.67	2.55	6.24	2.98	3.21
K ₂ O	0.65	1.87	2.28	4.45	4.75	4.44	1.75	3.89	0.47	1.42	0.35	4.45	4.25
Na ₂ O/K ₂ O	7.78	2.24	2.2	0.93	0.54	0.80	2.8	1.04	9.93	1.79	18.1	0.67	0.75

明显分属两个类型。

钾质花岗岩具有较高的稀土总量,出现负铈异常,重稀土中等程度亏损。如8105的 $Eu/Eu^*=0.66$, $CeN/YbN=6.04$ 。8130的 $Eu/Eu^*=0.91$, $CeN/YbN=5.4$ 。钠质花岗岩则稀土总量较低,多出现正铈异常,重稀土含量很低。如8106的 $Eu/Eu^*=1.19$,重稀土强烈亏损而近于球粒陨石值, $CeN/YbN=10.2$ 。8129的稀土总量和重稀土含量也都低于钾质花岗岩。但 $Eu/Eu^*=0.83$,具弱的负异常。

这两种花岗岩的稀土含量和分配型式与国外其它花岗—绿岩区的花岗岩和高级正片麻岩杂岩体是完全可以对照的。试举西格陵兰阿米佐克片麻岩为例予以说明。图2中虚线和实线所示区为阿米佐克片麻岩的A、B两

组的稀土分配型式区。A组样品富钾,钠含量接近或低于钾,主要是花岗质岩石。矿物组成有钾长石、斜长石、黑云母和角闪石等,稀土总量中偏高,分配型式较平缓, CeN/YbN 在2.5—8.7范围之内。一般具负铈异常或无铈异常。B组样品以高钠为特征, Na/K 比值大于2,通常 >4 或更高。主要是英云闪长质—花岗闪长质的岩石。矿物组成以斜长石为主,很少或没有钾长石,暗色矿物有辉石、角闪石和黑云母。它具有稍低的稀土含量,重稀土明显低,接近于球粒陨石值或更低。 CeN/YbN 比值相应较高,多在10—25之间,一般都有明显的正铈异常, Eu/Eu^* 可达2。

本区的钾质花岗岩8105,8130与A组片麻岩对应,这是一种较为寻常的稀土分配型

清原花岗岩和部分LIL元素分析表(p.p.m)

表 3

	8106 (γ_3)	8129 (γ_1)	西澳 (钠质)	8105 (γ_2)	8130 (γ_1)	西澳 (钾质)	8108 (中心相)	8134 (中心相)	挪威 (D)	8133 (中心相)	挪威 (D409)	8135 (边缘相)	挪威 (C)
Ba	364	826		695	1890		173	188	206	101	93	3000	896
Sr	157		882	352	726.5	91	438	63.2	149	102	154	520	163
Rb	42	96	67	93.2	154	465	103	21	< 9	43	2	98.5	139
Th	2.4	5.8		4.3	33								
Nd	7.48	11.72		32.5	17.58		12.325	4.38	18	19.5	18	24.81	93
Sm	1.48	1.59		8.02	3.55		2.9377	0.1571	4.2	3.70	4.2	5.982	20
Ce	13.57	23.53		57.75	33.89		28.93	4.2688	24	39.7	24	60.0	165
Eu	0.54	0.45		1.62	1.044		1.329	1.671	1.6	1.13	0.94	1.1	2.6
Gd	1.37	1.74		2.93	3.40		1.2826	1.287	4.1	3.6	4.1	4.482	20
Yb	0.318	1.10		2.17	1.528		0.7279	0.2849	2.8	2.57	2.8	2.95	11
Lu	0.058	0.2108		0.3812	0.2842		0.079	0.02335		0.49	0.46	0.51	
CeN/YbN	10.2	4.86		6.03	5.04								
Eu/Eu*	1.15	0.84		0.85	0.91								
K/Rb	126	225	282	267	172	79	1359	3123		2720	1450	282	290
Rb/Sr	0.26		0.076	0.28	0.22	5.11	0.235	0.33		0.42	0.013	0.13	1.15
Ba/Rb							16.8	89.52		23.5	47	30.45	8.58
Ba/Sr	2.32			1.96	2.363		0.39	2.98		1		5.76	1.15

* CeN/YbN 为球粒陨石标准化后的元素比值;
Eu* 为用内插法求出的无异常时的Eu含量。

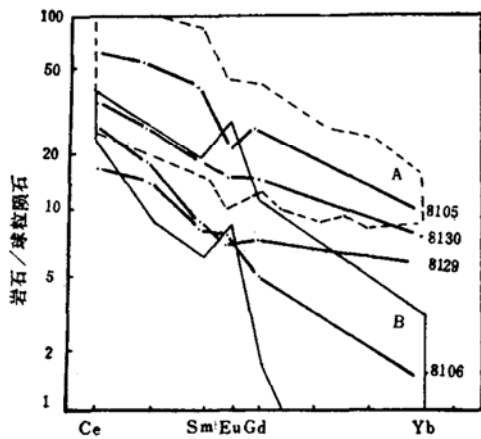


图 1 太古代花岗岩球粒陨石标准化稀土分布型式图 (引自O'nions)
虚线、细线区—阿米佐克花岗岩片麻岩A、B组区;
粗线—本文样品

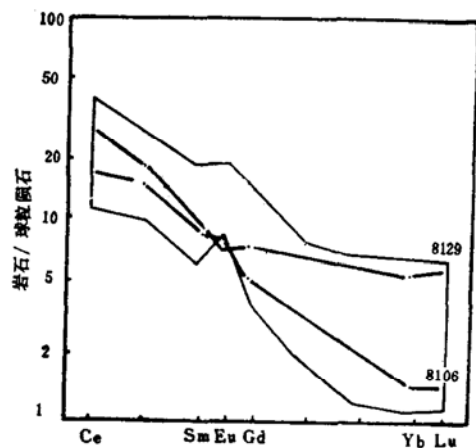


图 2 太古代英云闪长岩—淡英云闪长岩球粒陨石标准化稀土分布型式图 (引自 Arth, 1978)
粗线—本文样品

式, 相似于许多中酸性岩石和包括太古代绿岩带在内的部分钙碱性火山岩。本区的钠质花岗岩 8106, 8129 则对应于B组片麻岩。它们与明尼苏达早前寒武纪绿岩—花岗岩杂岩体中的英云闪长岩也是可以比较的(图2)。8106具有非常典型的太古代英云闪长岩体的稀土分配型式。它以低的稀土丰度, 正铈异常和重稀土的剧烈亏损为特征, 与显生宙的英云闪长岩有明显的不同。根据慈竹英云闪长岩体(同位素年龄410—480百万年)的稀土分配型式来看, 它是一条近于平滑的曲线, 重稀土亏损不明显, 并有一个小的负铈异常(王中刚等, 1980)。有些研究者将8106型英云闪长岩体称钠质底辟花岗岩, 它们在前寒武纪最为发育, 对于绿岩带的成因模式具有特殊意义。

另一个样品8129(树基沟钠质混合花岗岩)的稀土特征在英云闪长岩区中属丰度较高、轻重稀土分离程度较低的类型, 其铈显示了弱的负异常。很显然, 这和岩浆的结晶分异过程有关。在英云闪长岩质母岩浆的早期堆晶作用中, 由无水或少水的矿物(如辉石、角闪石、斜长石和石英)组成的堆晶体, 有低的重稀土含量和高的正铈异常, 这是由于在低氧逸度的条件下, 铈呈二价优先进入早期分离的斜长石晶格中所致。而稍晚的熔浆则钾质和重稀土丰度相对增高, 铈丰度相对降低。8129的稀土含量即与这种情况相似, 也可以说它是从英云闪长岩到花岗闪长岩的一种过渡类型。

钾质花岗岩 γ_4 (8130)是最晚期的太古代侵入体, 它的稀土总量低于钾质混合花岗岩 γ_2 (8125), 在图1中A组(钾质或二长花岗岩)稀土分配型式区中是偏低的, 表明它很可能是从残余酸性熔浆中进一步分离出来的。因为从酸性岩浆中结晶出来的矿物多数对稀土的分配系数大于1, 它们相对残余熔体要得到更多一些的稀土元素, 最后的残余

熔浆稀土丰度会因之降低。

LIL元素的变化对于岩浆分异过程也是有指示意义的。由表2可以看出, 从可能是堆晶相的英云闪长岩(γ_3)→钠质混合花岗岩(γ_1)→钾质混合花岗岩(γ_2)→钾质侵入花岗岩(γ_4)的Rb, Sr, Ba和K一样都有递增的趋势。这是因为LIL元素在黑云母、钾长石等矿物中有较高的分配系数, 岩浆分异过程会使这些元素含量不断增高。

关于英云闪长质岩浆的来源区问题, Hanson(1978)曾做过讨论。他对比了性质相近的太古代英云闪长岩A(Northwestern Ontario)和英闪岩C(Saipan), 发现它们在K/Rb、Rb/Sr、Sr/Ba等比值上有很大的不同(A: 625; 0.011; 2.78。C: 607; 0.269; 0.55), 据推算A为地幔来源, C则源于下部基性地壳的部分熔融。本区英云闪长岩(γ_3)与C接近, 而与A相差较大, 推测是下部地壳重熔的产物。

从以上讨论可以得出如下初步设想: 清原地区下部地壳在第二期混合岩化阶段经部分熔融形成了英云闪长质岩浆。堆晶过程使岩浆发生分异作用, 钾质相对稍高的熔浆继续上升, 进一步分异并首先固结出钠质偏高的白色 γ_1 混合花岗岩。稍后富钾的熔浆固结成颜色较红的二长混合花岗岩 γ_2 , 并对白色的 γ_1 有所交代和改造。然后, 最早分离的结晶堆积体以底辟形式上升侵位, 即摩里红英云闪长岩(γ_3)。红石砬子花岗岩(γ_4)是暗色矿物很少的钾质花岗岩, 它的侵位结束了花岗—绿岩区的形成过程。

六、紫苏花岗岩

清原紫苏花岗岩—麻粒岩系主要出露于线金厂和小菜河地区。由紫苏花岗岩体为核心向外依次分出紫苏花岗岩带、过渡带(混合岩带)和麻粒岩带。在过渡带中, 可见麻粒岩中包有紫苏花岗岩, 紫苏花岗岩中残留

有麻粒岩。它们是清原绿岩带的结晶基底，绿岩带受其控制，围绕穹窿形成环带状构造。紫苏花岗岩有似片麻状构造和似花岗结构，以及熔合、交代和重结晶结构。还可进一步将其分为中心相（重熔相）和边缘相（交代相），它们在矿物成分和化学成分上都有变化。边缘相色调微红，碱性长石及黑云母含量相对较高，紫苏辉石较少。K和其它LIL元素含量正常（或称富钾）；中心相含紫苏辉石较多、碱性长石较低，贫K和其它LIL元素，相对富钠。二个相的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值的平均值分别为0.67和2.88。在线金厂地区主要出露中心相紫苏花岗岩，边缘相在岩体边部出露，并常有围岩混染和晚期混合岩脉的叠加，新鲜的样品较难采到。本文的样品8135（边缘相）、8134（中心相）采于构乃甸子，8108（中心相）采于榆树底。8133采于线金厂，该样品和其它中心相样品相比，黑云母含量较富（10—15%），石英含量较低（10%），斜长石占50%，碱性长石约5%，紫苏辉石约7%，并且交代结构很不发育，所以仍应属中心相。

紫苏花岗岩样品的REE分布型式见图3。很明显，富钾与贫钾的样品的REE分布也完全不同。前者REE总量较高，明显负铈异常，后者REE总量较低，明显正铈异常。样品8133的REE总量中等，铈异常很弱，说明它的化学成分介于二者之间。

目前对于紫苏花岗岩的成因颇有争议，变质说、混合交代说、残留说、重熔说等在我国都有赞同者。而把模式计算用于解释紫苏花岗岩的成因是近年来才开始的。虽然定量模式假设条件较多，会由于分配系数、来源岩石、过程方程的选择而可能有各种不确定性，但这毕竟是可喜的新进展。紫苏花岗岩的稀土成因模式主要有两种，一种是从具 $\Sigma\text{REE}20$ 倍于球粒陨石，并且REE分布型式平缓的平均显生宙安山岩和玄武岩中分离

出来的淡色苏长岩（斜长石65%，斜方辉石30%、钛铁矿5%）；另一种是从成分上相当于显生宙的英安岩在低 $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和相对高 CO_2 （麻粒岩相）条件下，经过渐进结晶作用形成的。这两种模式都能产生具正常LIL元素含量和富集 ΣREE 的紫苏花岗岩类型。本文选择第二个模式，它是由Arth提出，被D. Field(1980)首次用于紫苏花岗岩的。选择该模式的原因有二，一是本区紫苏花岗岩明显分带，以亏损LIL元素（富钠）和低 ΣREE 型为主，这种成分用第一模式难以计算出来。二是第二模式假设的英安质岩浆和清原英云闪长质紫苏花岗岩的成分相似，其矿物应有相似的分配系数。

D. Field等（1980）所研究的南挪威紫苏花岗岩，据其化学成分和矿物组成的差异分为C、D两个带。D带亏损 ΣREE 和LIL元素，通常具正铈异常。C带LIL元素正常，富集 ΣREE ，呈现分馏的稀土模式并具负铈异常。和Arth模式所建立的花岗岩的稀土分配模式图（图3a）比较，南挪威D、C两类紫苏花岗岩分别与模式中堆晶相和液体相相符（图3b）。原作者由此得出南挪威紫苏花岗岩是相似于显生宙英安岩成分的熔浆经分离结晶作用形成的。

清原紫苏花岗岩与南挪威的紫苏花岗岩在矿物组成和化学成分上同样都可分为两个带，稀土分布型式（图3a）也与Arth的模式图相似，并且清原样品的相似性更好。据模式计算，中心相样品8108和8134相当于 $F'=0.15$ 和 $F'=0.9$ （ F' 是分离结晶过程中残留液体的比例）时形成的堆晶体成分。边缘相8135相当于 $F'=0.9$ 时的液体成分。8134与8135恰好是互补的一对，即熔浆在渐进结晶时液体为90%时，沉淀相与液相分别固结而成。和8108相应的边缘相样品未采集到，图3a中的8108'是用过程方程作的计算值。样品8133处于 $F'\approx 0$ 的位置，即熔浆在基本未

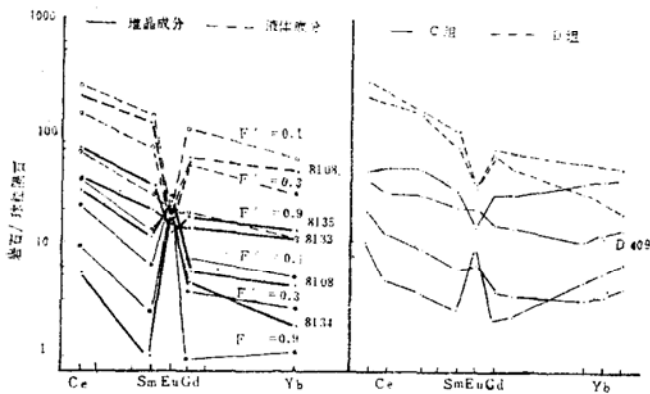


图3 a. 紫苏花岗岩REE平衡分离模式图 (引自 D.Field 等, 1980)

粗线—本文样品;
b. 南挪威紫苏花岗岩REE分布型式图

分离的情况下固结的, 所以具中心相特点。它和南挪威D409样品相同, 后者也被划为D带。

本文所用模式的过程方程是: $C_L/C_i = 1/[F' + D_s(1 - F')]$ (方程2, Arth, 1976), 其中 C_i 是母体浓度, C_L 是液体浓度, D_s 是元素的总体分配系数, 它是据方程 $D_s = \sum X^i K_d^i$ (方程1) 计算出来的, 其中 X^i 是矿物 i 在堆晶相中的重量比, k_d^i 是元素在矿物 i 中的分配系数(表4)。 C_i 可由方程 $C_s/C_i = C_L/C_i \times D_s$ (方程3) 求出, C_s 是堆晶相浓度。具体计算步骤如下:

(1) 据野外和室内的详细岩石学工作对岩体分相, 样品要新鲜。化学性质互补的成对样品要在同一岩体中并相距不远。

(2) 作出样品的REE分布型式图并与模式图比较, 富钾与贫钾的两类样品应分别处于液相与堆晶相的位置上。当岩石学工作认为成对的样品在图中位置不合适时, 说明对它们的认识有误。如8134和8135处于 $F' \approx 0.9$ 的位置上, 是成对样品; 8108和8133则不是成对样品。

(3) 参照图解的结果, 对成对样品进行模式计算。 D_s 可据方程1解出, 该式中 k_d^i 为已知数(表4), X^i 是据岩矿工作(薄

片)统计并换算为重量比的。再用方程3求 C_i , 该式中 C_L 和 C_s 分别是8135和8134的分析值。最后用方程2求 F' , 对于每个稀土元素都可求出一个 F' , 取其平均值。8135和8134的 $F' \approx 0.9$ 。

(4) 成对的样品很难采到, 多数样品是不成对的。据图解可得到 F' , 设为已知条件, 然后用模式方程求出相应样品的稀土元素含量, 并作出其REE分布型式, 如和模式曲线一致, 说明符合该成因模式。例如8108在图中得到 $F' \approx 0.15$, 据公式 $C_s = C_L \times D_s$ 计算出 C_L 。 D_s 和 C_i 用和上面相同的方程解出。

模式中使用的矿物/熔体分配系数* 表4

	斜长石	斜方辉石	单斜辉石	角闪石	石榴石
Ce	0.24	0.15	0.50	0.90	0.35
Sm	0.13	0.27	1.67	3.99	2.66
Eu	2.11	0.17	1.56	3.44	1.50
Gd	0.09	0.34	1.85	5.48	10.5
Yb	0.08	0.86	1.58	4.89	39.9
K	0.263	0.0023			
Rb	0.048	0.0027			
Ba	0.36	0.0029			
Sr	2.84	0.0085			

* 据Arth, 1976。

本文计算的部分REE含量 表5

	Ce	Sm	Eu	Gd	Yb
C_i	25.48	3.626	1.726	3.117	1.914
8108'	95.92	18.118	1.035	1.519	8.61

求出的假想样品为8108', 它在图3a中恰处于 $F' \approx 0.15$ 的液体成分位置上。 C_i 的计算值也属于英云闪长质(表5), 和8133以及南挪威的D409都很相似。这反证了清原紫苏花岗岩的成因很可能符合所选用的模式。

目前在花岗岩研究中, LIL元素模式是

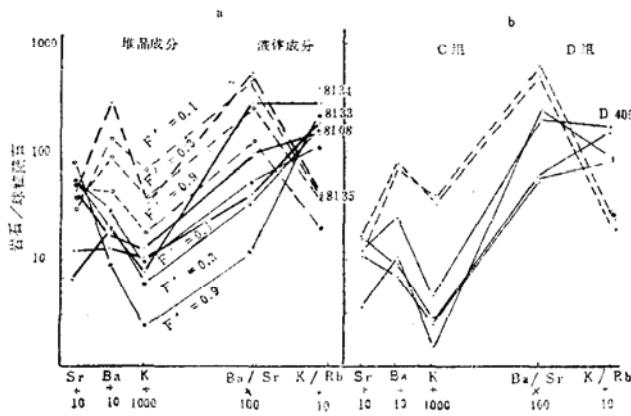


图4 a. 紫苏花岗岩LIL元素及其比值平衡分离模式图(引自D. Field, 1980)

粗线—本文样品;

b. 南挪威紫苏花岗岩LIL元素及其比值丰度图

同样新颖而实用的。图4a是Field(1980)紫苏花岗岩LIL模式图。南挪威样品同样对应于C、D组分为两类(图4b)。图4a中粗线是清原样品,它们分别处于较合适的位置上。由于LIL元素受后期变化影响较大,所以清原和南挪威样品与模式曲线的相似性比REE模式都要差些。此外,清原样品的Rb含量比南挪威样品高得多,Rb/Sr比值平均为0.2316,和由下部地壳部分熔融所生成的阿米佐克英云闪长岩(0.21—0.48)很接近。Field推测南挪威紫苏花岗岩源于地幔(对此有不同意见),D型样品的Rb含量<9ppm,Rb/Sr比值仅为0.006—0.0242,与Hanson假设的幔源英云闪长岩近似。其它LIL元素含量变化范围相对较小,这可能是因为Rb是极端不相容元素所致。所以本文在引用LIL模式讨论LIL元素的变化趋势时,将Rb及有关的Rb/Sr、Ba/Rb比值去掉,可以更清楚地反映熔浆在分离结晶过程中的微量元素行为。

REE和LIL元素对清原紫苏花岗岩成因提供的信息与野外地质观察是相符的,即它们可能和南挪威紫苏花岗岩有相似的形成过程:下部地壳(很可能是麻粒岩的深埋部分)部分熔融形成了英安质岩浆(英云闪长质),在向上运移中发生结晶分离作用,堆晶部分即为重熔相紫苏花岗岩,富钾质的熔浆固结为交代相紫苏花岗岩。这个过程与大多数太古代花岗岩类的成因近似。所以紫苏花岗岩的C、D组和花岗岩类的A、B组(图1)的稀土特征雷同,其主要区别是紫苏花岗岩形成于麻粒岩相条件下。作为基底一部分的清原紫苏花岗岩在以后的绿岩带的形成与变质过程中,又受到退变质和混合岩化作用的影响。

本文是在赵宗薄教授的直接指导和参与下完成的。王仁民副教授提出了很好的意见,在此表示感谢。

参 考 文 献

1. Arth, J. G. (1976); *J. ReS. U. S. Geol. Surv.* 4, 41-47.
2. Glikson A. Y. et al. (1972); *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 17, No. 1, 227-243.
3. Field, D. et al (1980); *Lithos*, 13(3), 281-290.
4. Edited by F. Barker (1979); *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam-Oxford-New York.
5. Fyfe, W. S. (1973); *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 213 A, 457-462.
6. Glibert N. Hanson (1978); *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 24-43.
7. Kent. C. Condie (1981); *Archean greenstone belts*. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam-Oxford-New York.
8. Onios, R. K. et al (1978). *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 211-236.

The REE Geochemistry of Granitic Rocks in Qingyuan Archean Greenstone-Granite Terrene

Zhai Mingguo, Wang Kaiyi, Yang Ruiying et al

Abstract

The granitic rocks are an important part of the Qingyuan Archean greenstone-granite terrene, constituting a steady Archean craton together with the greenstone rocks. This paper deals with the discussion about the petrogenesis of the granitic rocks in accordance with the REE geochemistry. The granitic rocks in this terrene can be classified into two types, granitic and tonalitic. Their chondrite-normalized REE distribution patterns are comparable with A and B group of the Amitzoq granitic gneissic rocks. The Melinghong tonalitic diapir exhibits a typical REE plot of Archean tonalite, its HREE is strongly depleted, near CARB. CHOND.. On the basis of rare elements and field geological investigation it is possible that the both groups derived from a common parental magma. The tonalitic parental magma was derived by partial melting of the lower crust, and fractional crystallization was displayed by the widespread activity of two types of the granitic rocks. The granulite-charnockite series are the crystal basement of the greenstone belt, which occurs as arc around the charnockite. In the light of the REE and LIL model calculation, the charnockite in Xianjinchang is probably the result of partial melting from the basic crust. After this it was migmated again, or many times.