地 质 学 报
1990 年 ACTA GEOLOGICA SINICA 第 4 期

北京及附近元古宙裂谷槽中球斑花岗岩套的地球化学

郁 建 华
(北京市地质研究测试中心)

北京及其以东地区(河北省境内)受东西向断裂制约，侵入了一套元古宙(1.4—1.8 Ga)的球斑花岗岩套,并形成了3条侵入岩及火山岩带。斜长岩/辉长岩及碱性玄武岩与含橄石英正长岩、球斑花岗岩及粗面岩构成的双峰式岩石组合,和钾质A型花岗岩及非造山花岗岩的同位素、微量及稀土元素地球化学等资料，都说明本区存在一个初期裂谷。由上地幔及下地壳低比例熔融派生的混合岩浆,经分离结晶形成堆积斜长岩。缺水的花岗岩浆,分异演化成钾质次碱性花岗岩系列，分离结晶不彻底时，则形成韵律式喷溢行动。

一、北京球斑花岗岩套的特征

元古宙克拉通内部或边缘的非造山岩浆活动，在北半球形成了从美国西南部穿过加拿大拉布拉多及格陵兰南部抵达波罗的海地盾的巨型球斑花岗岩（rapakivi granite)-斜长岩带[1,2,3]。 在华北地台北部的北京及附近地区所发育的中元古代裂古带[4]（或称断陷槽[5])中，也发育一套性质相近的非造山型的球斑花岗岩套(图1)。裂谷槽北侧边界为沿内蒙地轴南缘延伸的深断裂,南侧边界在河北境内,被第四系所掩盖。克拉通从中元古代初开始,主要经历了两个阶段：首先是从沉积常州沟组至大红峪组的裂谷作用阶段,形成一套具裂陷特点的沉积及火山建造;其次是从沉积高于庄组开始的整体拗陷阶段,在距今约800 Ma 时,在青白口系沉积末期整体隆起成陆,缺失了震旦系并进入古生代地台稳定发展阶段。大量地球物理工作[6]指示,东西向深断裂为深切上地幔的岩石圈深断裂，裂谷槽有明显的重力场台阶状异常。在莫霍面上出现地幔隆起的台线，显示可能的地幔底辟隆起作用迹象。伴随着地台内部裂谷作用的发育,受东西向深断裂制约,出现了一套非造山特点的侵入岩及火山喷发建造。虽然西延至八达岭西山一线，被中生代燕山期构造及一套钙碱性岩浆岩沿北东向切割和掩盖，但分布在东西向断裂带中的3个平行岩浆岩岩带仍清晰可辨。

北部侵入岩带：沿赤城-长哨营-古北口深断裂，分布着石英正长岩及富钾花岗岩体构成的一个首尾相接、长达100 km 的岩带，北侧还有稍早侵入的斜长岩及辉长岩平行分

本文于1989年10月收到，1990年3月改回。郝梓国编辑。

布。前人曾将其划归太古宙混合岩或燕山期侵入岩，但其侵入太古宙变质岩及被侏罗系覆盖的现象仍可辨认。石英正长岩同位素年龄和沿断裂东延的河北大庙斜长岩/苏长岩及二长岩体年龄（表 1）是一致的，都是裂谷作用早期阶段（1400—1800 Ma）岩浆活动产物。花岗质岩石具粗粒等粒花岗结构，部分具蠕虫状结构，未见球斑结构。其共同特点是，富含钾长石(50%以上)。岩带西部的蓝营石英正长岩含铁橄榄石、紫苏辉石、富铁普通辉石及角闪石等，应为含橄石英正长岩。它与芬兰维堡岩体中的中粒含铁橄榄石纹长花岗闪长岩（Tirilite）或北美的含橄纹长二长岩（Mangerite）十分相似[1,2,3]，并且都是岩基中花岗岩类最早侵入和年龄值最高者，但本区岩石粒度较粗，钾长石含量更高。岩带中部及东部的古洞沟、古北口岩体石英含量增多，暗色矿物以角闪石及黑云母为主，其钾长石含量(55%±)及 K_2O 含量(5.9%)都与中带球斑花岗岩相似，但不具球斑结构，因此为突出其富钾特点而命名为富钾花岗岩。被石英正长岩侵入的斜长岩由粗粒板状斜长石呈堆集晶结构组成，含少量普通辉石，角闪石，磷灰石及钛磁铁矿。岩体内有脉体状钒钛磁铁矿化现象。由于钠黝帘石化极为发育，斜长石多为中长石(An = 35—45)。

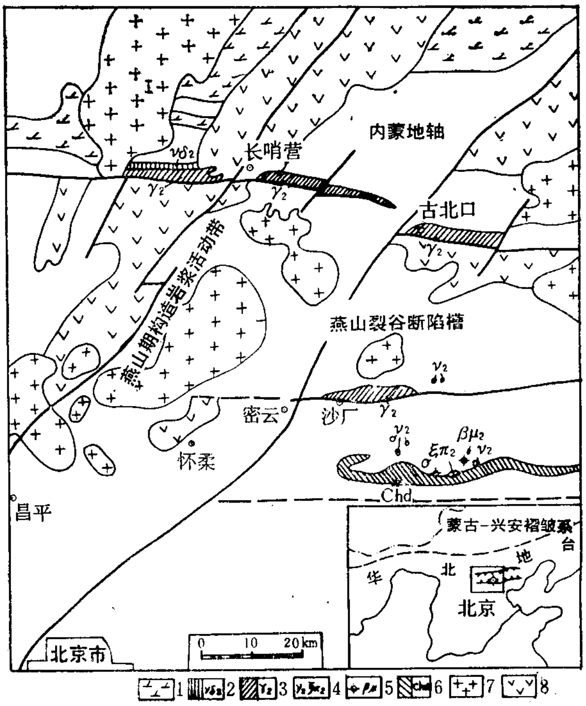

图 1　北京东北部构造及火成岩分布略图

Fig. 1　Schematic distributive map of tectonic and igneous rocks in northeastern of Beijing

1.太古代辉长闪长岩　2.元古代斜长岩　3.元古代花岗岩类　4.元古代辉长岩、正长斑岩　5.火山颈相角砾岩　6.长城系大红峪组火山岩系　7.中生代闪长岩—花岗岩类　8.侏罗系—白垩系火山岩

中部侵入岩带：　沿密云-墙子路大断裂有沙厂斜长环球斑花岗岩体及岩墙状辉长岩分布。沙厂岩体长、宽为 6:1，由 3 次脉动侵入花岗岩组成。早期侵入的球斑花岗岩年龄与北带岩体相似，为>1400 Ma 的早期阶段产物。之后侵入的花岗岩类年龄都在 1000 Ma 以上，为该岩套晚期阶段产物，时限可能已延至晚元古代蓟县纪。球斑花岗岩中普遍发育斜长环球斑结构（rapakivi texture），为突出其球状斑晶特点，简译为球斑结构。其特点赵崇贺等[1)]已有叙述。结合笔者的观察，要强调的是：①由几个界线清楚的钾长石呈花瓣状嵌晶结构组成的卵球，局部伸入球斑的斜长石外环中，都具有岩浆结晶形成的规则连晶

1）赵崇贺，1964，北京密云斜长环斑花岗岩地质学及岩石学研究，中国地质学会第一届矿物、岩石、地球化学会议论文选集(岩石)，124—143。

表1　元古宙火成岩同位素年龄数据表

Table 1　Isotopic age data of Proterozoic igneous rocks

产地岩性	同位素年龄测试方法	同位素年龄值（Ma 百万年）[1)]	同位素初始比　值	资料来源[2)]
河北省大庙杂岩体，斜长岩－苏长岩及二长岩	Sm/Nd	1735±239	Nd_0 = 0.5101	[7]
	40Ar/39Ar	1656±15		(2)
	Rb/Sr	1686±194	Sr_0 = 0.7040	[7]
北京市北部侵入岩带，怀柔县北部含橄石英正长岩	Zr-U/Pb	1790±24		
	Hb-K/Ar 稀释法	1455±18		
北京市中部侵入岩带，密云县沙厂侵入体中角闪石黑云母斜长球斑花岗岩（第一次侵入）	Sm/Nd	1735±23		[7]
	Zr-U/Pb	1715±31		
	40Ar/39Ar-Hb	1716±21		(2)
	Rb/Sr	1686±193		(2)
	Bi-K/Ar	1588±50		(3)
	Bi-K/Ar	1562±50		(3)
	Rb/Sr	1311±39 R=0.9978	Sr_0 = 0.7070 ±0.0049	
沙厂侵入体中斑状花岗岩（第二次侵入）	Rb/Sr	1078±107 R=0.9719	Sr_0 = 0.7286 ±0.0161	
沙厂侵入体中粒黑云母花岗岩（第三次侵入）	Bi-K/Ar	1280±50		(3)
北京市南部火山岩带，长城系大红峪组，平谷县北山碱性玄武岩及粗面岩	Rb/Sr	上部层位： 1371±30 R=0.9995	Sr_0 = 0.7082 ±0.0012	
	Rb/Sr	下部层位： 1543±69 R=0.9980	Sr_0 = 0.7045 ±0.0084	

1) Zr-U/Pb：铀钍铅法锆石年龄；K/Ar：钾氩法角闪石（Hb）黑云母（Bi）年龄（$\lambda_\alpha = 0.581\times10^{-10}$年$^{-1}$，$\lambda_\beta = 4.962\times10^{-10}$年$^{-1}$）；Rb/Sr：铷锶等时线法全岩年龄（$\lambda = 1.42\times10^{-11}$年$^{-1}$）；$Sr_0$：锶同位素初始比值，$Nd_0$：钕同位素初始比值。

2) 表中引用的未正式发表资料：(2) 胡世玲等(1987)，(3) 赵崇贺(1984)。

特点。其形成特点显然与岩浆性质有关。② 3 个岩带中，只有普遍具有斑状结构的中带浅成岩体中，才出现球斑结构，显示其形成的必要条件之一，是同岩浆在高水平近地表定位时所处的构造位置有关。③斜长石外环对球斑具有一定交代作用，基质暗色矿物沿裂隙充填，以及各种脉岩(如辉绿岩脉)中钾长石卵球被基质熔蚀和贯入等现象，均说明岩浆晶出的顺序与一般花岗岩不同，钾长石优先晶出的特点明显。④后侵入的斑状黑云母花岗岩也有少量球斑结构，但个体小，且少见斜长石外环，岩体内部以斑状结构为主。第三次侵入的中细粒黑云母或二云母花岗岩中，不再出现球斑结构。它们与球斑花岗岩的区别在于石英含量增高，钾长石逐渐减少，斜长石以钠长石为主，黑云母与白云母化的共生等。显然因酸度大增及钠长石化和白云母化的发育，破坏了形成球斑结构的岩浆性质有关。

南部火山岩带：长城系以大红峪组一段为主，在平谷县北山有富钾质火山喷溢活动，形成东西长约 150 km，南北宽 5—20 km 的火山岩带。 为由总厚度比为 7:3 的碱

性玄武岩和粗面岩，组成韵律式喷发岩系，大致可划为 5 个由弱到强的喷发旋迴。整个火山岩系及各旋迴的下部，都以碱性玄武岩为主，向上则粗面岩不断增多。按火山岩分类，基性岩类除少量辉石玄武岩外，以碱性玄武岩(部分为碱玄岩)为主，岩石斑晶有拉长石(An = 53—63)、含钛普通辉石 (Ti = 2%)、橄榄石及一定量钾长石。 粗面岩中可能部分为响岩类，岩石由梳状排列的钾长石构成。它们都具有远高于钙碱系列岩石的碱质(尤其钾质)。火山岩带中还有几十个火山颈相角砾岩筒，岩石有超镁铁质及富钾基性火山角砾岩等。沿次级断裂分布着岩瘤状、岩枝状辉长岩、正长辉长岩和正长斑岩等浅成岩体群。火山岩的带状分布及浅成侵入体的排列，显示南带受隐伏东西向断裂所控制。

二、球斑花岗岩套的岩石及矿物特征

非造山型球斑花岗岩套的岩石学及矿物学特征，鲜明地反映了岩浆本身富含钾质、铁质和氟的特点。因此出现了钾长石优先于斜长石晶出的特征。它的富铁暗色矿物组合及萤石作为副矿物组合之一，有别于其它花岗岩套。

元古宙花岗岩类在 QAP 实际矿物含量岩石分类图(图 2)上，投影点从石英正长岩区连续地向钾长花岗岩区分布，形成一个硅酸不断增多的演化系列。早期阶段的球斑花岗岩等，多分布在这两个区的过渡带中，而晚期阶段花岗岩则趋向于碱性长石花岗岩区的边部。 Bowden (1984) 在图解上，划分了各类型花岗岩模式区[8]。 本区花岗岩类无例外地投影在 A 型花岗岩区内，其分布及演化趋势，都与尼日利亚或澳大利亚的A型碱性花岗岩相似。本区中生代燕山期的钙碱性花岗岩类，则投影在 I 型花岗岩区，显然与元古宙花岗岩属不同的岩石成因系列。

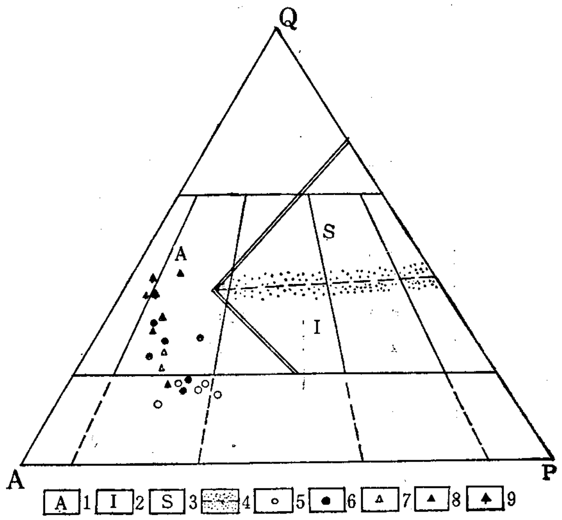

图 2　元古宙花岗岩类实际矿物含量 Q-A-P 图解
(据 Strekeisen 1979; 岩石模式区据 P. Bowden 1984)
Fig. 2　The QAP diagram of Proterozoic granitoids
(Strekeisen 1979;modal areas after Bowden, P.1984)
1.A 型花岗岩区　2.I 型花岗岩区　3.S 型花岗岩区　4.I 型与 S 型花岗岩区间过渡带　5.石英正长岩　6.富钾花岗岩　7.斜长球斑花岗岩　8.斑状花岗岩　9.中细粒花岗岩

早期阶段花岗岩类中斜长石多为有序型的中长石和奥长石 (An = 18—40, δ = 0.8—1.0)，球斑花岗岩则以中长石(An = 34—36) 为主；晚期阶段黑云母或二云母花岗岩的钠长石化较强，所含长石多为钠长石 (An = 5—10). 钾长石经X光衍射测定的三峰法有序度 δ = 0.60—0.70，为中等微斜长石，晚期阶段花岗岩中钾长石有序度 (δ = 0.80—0.95) 增大趋近最大微斜长石。 花岗岩类及火山岩中钾长石，经探针分析(中国地质大学 1988)含 K_2O = 11.1—15.6%，Nd_2O = 0.4—3.6%，CaO = 0.0—0.1%，含钠、钙很低。

表 2 元古宙花岗岩类中暗色矿物成分

Table 2 Composition of dark minerals in granitoids

%	1-01*	2-Py*	3-Hb	4-Hb	5-Hb*	6-Hb*
SiO_2	29.01	47.64	39.30	39.10	40.39	30.97
TiO_2	0.00	0.37	4.85	1.71	1.87	2.00
Al_2O_3	0.00	0.50	9.12	11.26	8.47	8.25
Fe_2O_3			8.12	8.59		
FeO	67.20	31.03	22.86	20.70	31.86	29.58
MnO	1.92	1.06	0.49	0.51	0.59	0.57
MgO	0.87	1.64	1.47	3.95	1.05	2.72
CaO	0.11	16.32	6.91	7.50	9.79	9.64
Na_2O	0.45	0.62	1.51	1.41	2.13	2.13
K_2O	0.04	0.00	1.27	1.20	1.39	1.47
P_2O_5	0.00	0.22	0.16	0.00	0.00	0.00
F	—	—	0.40	0.75	—	—
tot%	100.01	99.51	96.52	96.84	97.63	97.37

%	7-Hb*	8-Bi	9-Bi	10-Bi*	11-Bi*	12-Bi*
SiO_2	39.88	30.95	32.70	34.48	36.33	36.26
TiO_2	1.14	3.35	2.50	3.31	3.24	3.12
Al_2O_3	9.25	14.40	17.10	11.75	12.75	14.93
Fe_2O_3		18.15	16.33			
FeO	29.04	13.85	14.50	34.05	28.83	30.16
MnO	0.56	0.26	0.38	0.41	0.46	0.30
MgO	3.37	5.50	1.50	1.41	4.65	2.12
CaO	10.04	1.10	0.20	0.21	0.09	0.00
Na_2O	2.44	0.07	0.10	0.43	0.30	0.41
K_2O	1.60	4.32	7.80	8.63	9.02	8.95
P_2O_5	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00
F	—	0.28	0.46	—	—	—
tot%	97.40	92.09	93.61	95.15	95.97	96.46

1,2,3,5——石英正长岩 6,10——富钾花岗岩 4,7,8,11——斜长环球斑花岗岩 9,12——斑状花岗岩。
Ol——橄榄石，Py——单斜辉石，Hb——角闪石，Bi——黑云母。
* 电子探针分析结果，其余为化学分析结果。

暗色矿物成分(表 2)清楚地显示了花岗岩类中的富铁矿物组合。含橄石英正长岩中的橄榄石(1-OL)含 $Fe_2[SiO_4]$ 分子达96.11%，为较罕见的接近铁橄榄石端元组分的富铁铁橄榄石，其中还有一定的锰橄榄石(占2.16%)成类质同象出现。单斜辉石的 Fe/Fe+Mg=91%，在 Fs-En-Wo 的分类图中，投影在富铁普通辉石区。花岗岩类中的角闪石 Fe/Fe+Mg=0.90—0.97，在化学分类中属钙闪石组的亚铁-钙镁角闪石；黑云母的 Fe/Fe+Mg=0.89—0.97，均属于铁叶云母类。因此，各种暗色矿物的共同特点是富铁而贫镁，均属富铁种属。这一特点清楚地区别于侵入其中的太古宙或之后的中生代的钙碱性花岗岩，后者的暗色矿物，是富镁而贫铁的。岩石化学成分中的铁镁比也很高，花岗岩类 Fe/Mg=9.37—26.47，显示了铁大于镁的含量的特点，其中最高者也为世

界花岗岩平均值的 5 倍以上，清楚地反映了与钙碱性花岗岩系列不同的富含铁质的特点。

元古宙花岗岩类的副矿物组合为磁铁矿-磷灰石-萤石型。磁铁矿中富含钛（TiO_4＝4.20％）而铬、钴及钒含量较低。另一个特点是有相当多含氟矿物出现，尤其是晚期阶段的黑云母花岗岩中，萤石可占副矿物总量的 16.8％。对岩石及暗色矿物成分中氟含量测定显示，随着花岗岩浆分异作用的进行，岩石及角闪石或黑云母中氟含量不断增多，这与萤石在副矿物中所占比例不断增高是一致的。这表明，花岗岩浆中氟是主要的挥发份，对岩浆性质有重要影响，并随结晶分异作用而趋向于在残余熔浆中富集。在副矿物中还常出现紫苏辉石、普通辉石、钛铁矿、褐帘石及独居石等矿物。副矿物中锆石具有特征的浅玫瑰紫色调，它的 HfO_2 含量从早期阶段的石英正长岩（1.30％）、球斑花岗岩（1.53％）到晚期阶段的黑云母花岗岩（1.86％）是不断增高的。锆石中铀钍总量也从 0.019％及 0.029％增高到 0.151％。因此，锆铪比值从 42.8 及 36.2 降为 29.2。这个变化规律证实随岩浆分异作用的进行，挥发分和一些大离子亲石元素铪、铀和钍在残浆中不断富集。

三、主要元素的地球化学

球斑花岗岩套中各类岩石的化学成分见表 3，其含铝指数（A/CNK）均在 0.80—1.10 间，岩石化学类型为正常型或铝过饱和型，尤其是火山岩及晚期阶段的花岗岩多为铝过饱和型。这与世界上元古宙非造山花岗岩类是一致的[1,3]，均变化于正常型和铝过饱和型之间，可称之为近铝过饱和型。但同时它又和 A 型花岗岩[9]相似，具有远比钙碱系列岩石高得多的碱质特点。本区球斑花岗岩套富含碱质、尤其是富钾的特点在世界球斑花岗岩中也是十分典型的。花岗岩类的平均碱质总量（8.79％）及 K_2O 平均值（5.45％）都明显高于我国石英正长岩或花岗岩，并均为钾大于钠的岩石。钾随着岩浆的演化，钾钠比值大致经历了从 1.20 升高到 1.80—1.96，然后降到 1.30 的过程。其中钾钠比最高者是富钾花岗岩和球斑花岗岩。高钾岩浆的存在，可能是球斑结构形成的必要条件之一。本区火山岩和世界同类岩石成分相比，其碱质总量及钾质含量较高更显突出。如粗面岩平均 K_2O ＝ 11.79％，为世界同类岩石的 2 倍以上，碱性玄武岩平均 K_2O ＝ 5.61％，也超过同类岩石一倍以上。就是基性的斜长岩，也同样富碱而贫钙。本区北带的斜长岩与河北大庙斜长岩化学成分相似，其钾、钠含量均远超过世界斜长岩平均含量，而钙含量却较低，这可能是我国斜长岩基性程度较低，很少发育拉长石的原因所致。岩套中各类岩石普遍地富碱（富钾），反映了岩浆本身的富含钾质特点，不是局部发育的碱性长石化所能造成的；大量钾长石的出现，主要是岩浆冷凝结晶产物。虽然部分晚期阶段花岗岩已接近碱性长石花岗岩的特点，但从总体上看，可以归属于富钾的次碱性岩石系列。

由于富碱（尤其富钾质），侵入岩与火山岩在火成岩类的硅-碱关系变异图（图 3）上，均投影在碱性玄武岩系列区内，形成一个基本连续的带状分布。粗面岩向石英正长岩和球斑花岗岩过渡，无疑地分布在碱性玄武岩系列区内。晚期阶段的黑云母和二云母花岗岩硅酸含量增多，而碱质总量减少，投影在高铝（或钙碱）玄武岩系列区的边部。基性端员的斜长岩和碱性玄武岩，硅酸含量虽较低，但其碱质仍大大高于钙碱性岩石，因而均位于碱性玄武岩区内。硅-碱变异关系反映了侵入岩与火山岩间虽有岩石学差异，但只是同源岩浆在不同地质构造条件下的产物。同时，球斑花岗岩套在本质上应该是属于碱性系列

表3 元古宙火成岩石平均化学成分

Table 3 Average chemical compositions of Proterozoic igneous rocks

%	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	H_2O	total%
1	63.63	0.47	15.35	1.90	2.71	0.09	0.43	2.32	4.62	5.55	0.12	0.06	3.00	100.25
2	71.96	0.33	12.80	0.98	2.15	0.04	0.43	0.82	2.80	5.50	0.04	0.05	2.60	100.50
3	66.99	0.53	14.59	2.98	1.92	0.08	0.31	2.14	3.67	5.90	0.04	0.04	0.84	100.03
4	69.15	0.36	13.63	1.71	1.68	0.09	0.16	2.10	3.23	5.90	0.02	0.13	1.93	100.03
5	68.69	0.40	14.55	0.40	1.37	0.05	0.56	1.80	3.20	5.51	0.16	0.26	2.73	99.68
6	73.88	0.15	13.21	1.01	1.40	0.03	0.20	1.05	3.10	5.26	0.03	0.38	0.81	100.51
7	75.20	0.12	12.92	0.63	1.26	0.03	0.18	0.94	3.08	5.10	0.02	0.64	0.40	100.52
8	79.15	0.00	11.41	0.23	0.03	0.00	0.08	0.87	3.43	4.46	0.00	0.00	0.20	99.86
9	51.49	0.58	23.87	1.81	1.79	0.05	1.13	9.42	4.59	1.35	0.18	—	3.21	99.47
10	55.11	0.66	13.94	2.40	6.42	0.13	6.96	7.62	3.33	0.76	0.25	—	1.99	99.57
11	50.26	2.20	13.46	6.54	7.69	0.19	4.05	4.91	3.00	3.33	0.72	—	3.14	99.49
12	47.33	1.67	17.14	5.09	5.40	0.16	5.52	6.32	2.87	3.06	0.38	—	5.65	100.49
13	47.90	2.31	16.04	8.65	3.93	0.07	4.21	2.32	1.58	7.58	0.78	—	5.05	100.42
14	47.70	2.00	16.28	7.29	4.30	0.12	5.02	3.91	1.96	5.61	0.56	—	5.74	100.49
15	54.48	1.12	15.71	6.41	1.76	0.08	2.52	2.27	0.64	11.70	0.36	—	3.50	100.44
16	59.13	0.79	16.61	0.18	0.54	0.08	1.05	1.29	0.41	13.36	0.15	—	2.70	100.29

1.含橄石英正长岩(3) 2.富钾花岗岩(1) 3.富钾花岗岩(2) 4.富钾花岗岩(2) 5.斜长环球斑花岗岩(5) 6.斑状黑云母花岗岩(7) 7.中粒二云母花岗岩(3) 8.细粒浅色花岗岩(1) 9.斜长岩(3) 10.辉长岩(2) 11.碱性辉绿岩(1) 12.辉石玄武岩(7) 13,14.碱性玄武岩(25) 15,16.粗面岩(10) ( )括号内数字为样品数。

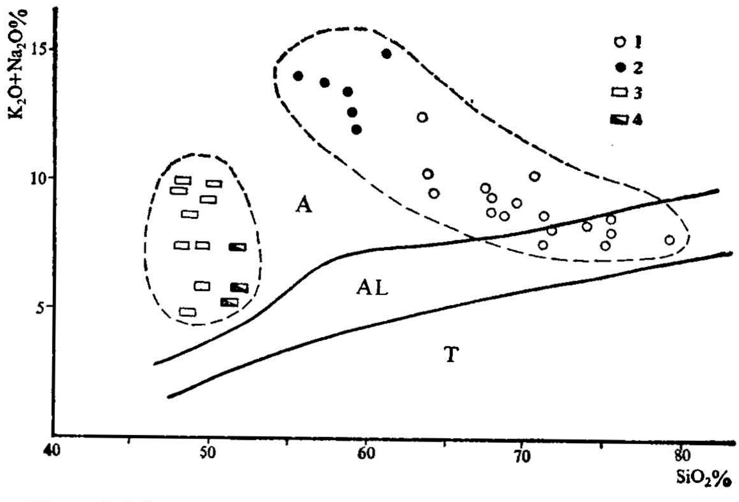

图3 元古宙侵入岩及火山岩化学成分硅一碱变异图解(据久野 1965)

Fig. 3 The silicon-alkali variation diagram of Proterozoic igneous rocks (after Kuno 1965)

A——碱性玄武岩系列 AL——高铝(钙碱性)玄武岩系列 T——拉斑玄武岩系列

1.花岗岩类 2.粗面岩类 3.玄武岩类 4.斜长岩类

的,其岩浆性质显然与钙碱性或拉斑系列是不同的。作为非造山花岗岩类,某些晚期阶段高硅酸花岗岩,可能与S型或I型花岗岩浆分异产物有相似之处,但总体上,球斑花岗岩

套应属于非造山钾质A型花岗岩。一般认为A型花岗岩是来源于长英质麻粒岩的部分熔融，由形成造山期花岗质岩浆后期的残余岩浆所形成。笔者认为A型花岗岩还应该将非造山裂谷环境下来源于下地壳部分熔融的独立的钾质次碱性花岗岩系列，作为重要的组成部分。

四、微量元素和稀土元素地球化学

本区元古宙花岗岩与世界酸性岩相比，所含 Rb、Ba、Ga、Y、Zr Nb 等大离子亲石元素是相当富集的(表 4)，尤其是 Ba、Zr 及Y的高平均含量，是本区的突出特点，同时 Sr、V 低含量也十分显著。另外，在花岗岩类和斜长岩之间微量元素的分配，显示了分离结晶作用造成的元素分馏现象，突出表现在成对元素 Rb-Sr 和 Zr-V 的分配。花岗岩类的 Rb 含量，接近或超过世界酸性岩丰度值，Zr 则高于其 1.5 倍；而 Sr 仅为其 1/2 强，V仅约 1/7。相反，斜长岩的 Sr 和 V，均接近或大于基性岩丰度值，而 Rb 和 Zr 仅为其一半左右。因此在铷锶比值上，花岗岩大于世界酸性岩(Rb/Sr = 0.67)，而斜长岩 Rb/Sr 仅为世界基性岩的 1/5。在两个端员岩石间，元素的互相补偿现象，证实了双峰式岩浆间的分离结晶作用的存在，造成大离子亲石元素在花岗岩浆中富集，而 Sr、V 等元素则在斜长岩堆集过程中被带走。

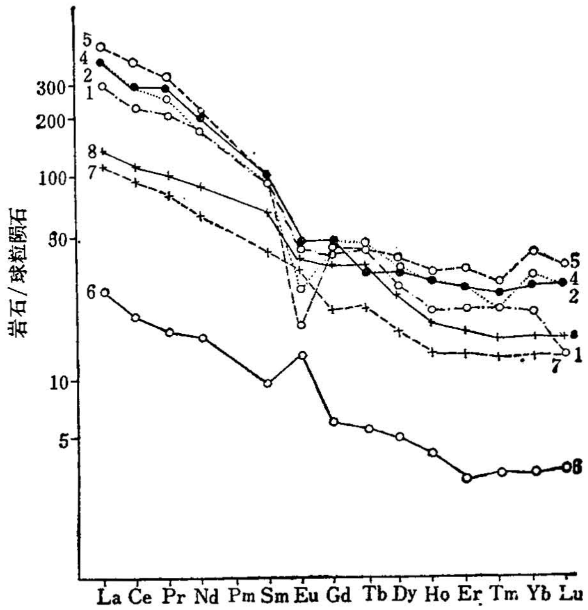

图4　元古宙侵入岩与火山岩稀土元素配分图解

Fig. 4　REE distribution pattern of Proterozoic igneous rocks

1.石英正长岩　2.斜长球斑花岗岩　4.富钾花岗岩　5.斑状花岗岩　6.斜长岩　7.碱性玄武岩　8.粗面岩

微量元素在花岗岩类中变化幅度较大，这与花岗岩浆的结晶分异作用有关，形成由早到晚的规律性变化。早期阶段岩石硅酸含量低，与岩石基性程度有关的 Ba、Sr、Ti、Zr、P、Zn 等元素，都有较高的丰度，而 Rb、Be、Cu 等丰度很低。当岩浆分异演化至晚期阶段的高硅酸含量岩石时，其中与岩石酸碱程度有关的 Rb、Be、Cu 等成倍增多，尤其 Rb 可增高近 3 倍，而上述丰度较高的元素，均明显减少 1—4 倍。因此，Rb/Sr 在早期阶段花岗岩中从 0.34 升高至 0.86—0.94，而晚期阶段可迅速增高至 1.63—2.47。当然，晚期阶段花岗岩中较发育的自变质交代作用，在一定程度上会改变微量元素的丰度，造成部分岩石显著的高铷低锶异常及 Eu 异常，但分异作用形成的元素丰度的规律性变化是清晰的。

该岩套岩石的稀土元素含量及其特点，与国外非造山花岗岩相同，其稀土总量在

表 4　元古宙火成岩石微量元素及稀土元素平均含量

Table 4　Trace elements and REE average contents of Proterozoic igneous rocks

	Ti	Ba	Sr	Zr	Cr	Ni	V	P	Ga	Rb	Nb	Be	Cu	Pb	Zn	Y	Rb/Sr
1	2272	1653	269	669	8	11	8	411	15	93	31	2	11	24	140	33.7	0.34
2	2535	712	114	861	9	10	3	209	21	92	34	1	14	21	130	45.9	0.86
3	2316	1172	140	603	6	11	3	248	21	131	34	2	12	26	124	49.4	0.94
4	2675	2113	314	394	31	7	10	487	24	173	19	4	17	24	66	48.2	0.55
5	1190	596	157	282	29	11	5	103	22	257	25	3	39	21	48	62.9	1.63
6	776	345	107	224	27	12	3	91	22	263	22	6	44	32	41	—	2.47
7	2149	1256	194	496	18	10	6	294	22	163	27	3	16	24	91	48.0	0.84
8	3057	1165	780	48	21	31	181	51	18	17	44	1	15	28	85	5.8	0.02
	La	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Eu**	**Gd**	**Tb**	**Dy**	**Ho**	**Er**	**Tm**	**Yb**	**Lu**	**REE**	**L/H**	**Eu/Eu***
1	86.7	199	23.6	95.1	17.2	3.0	12.0	2.1	8.6	1.5	4.3	0.2	3.9	0.4	458	12.8	0.65
2	118	245	31.4	118	20.2	3.3	13.6	1.6	10.2	2.0	5.6	0.8	5.2	0.8	578	13.5	0.61
3	105	243	28.9	115	20.5	3.2	14.1	2.6	10.9	2.0	5.7	0.4	5.1	0.7	556	12.4	0.57
4	123	269	29.8	108	18.4	1.8	12.6	2.2	10.5	2.1	5.9	0.6	5.7	0.8	591	13.6	0.36
5	171	358	37.3	123	20.2	1.3	13.1	2.1	11.5	2.3	7.0	0.9	7.4	1.1	757	15.6	0.25
6	8.2	18	2.0	9.5	1.9	1.0	1.6	0.3	1.4	0.3	0.6	0.1	0.6	0.1	44	8.0	1.85
7	34.1	82.8	9.0	37.7	7.4	2.3	6.5	1.1	5.5	1.0	2.6	0.4	2.2	0.4	193	8.7	1.10
8	39.5	102	11.5	51.5	11.7	2.6	10.2	1.7	8.6	1.5	3.9	0.5	2.8	0.4	248	7.3	0.78

微量元素：1.含橄石英正长岩(31)　2.富钾花岗岩(7)　3.富钾花岗岩(13)　4.球斑花岗岩(23)　5.斑状黑云母花岗岩(20)　6.中粒二云母花岗岩(9)　7.花岗岩类平均值　8.斜长岩(9)　(　)括号内数字为样品数。

稀土元素：1.含橄石英正长岩　2.球斑花岗岩　3.富钾花岗岩　4.富钾花岗岩　5.斑状黑云母花岗岩　6.斜长岩　7.碱性玄武岩　8.粗面岩。

400—800 ppm 间，轻重稀土比值中等，并且都有较明显的 Eu 负异常。本区花岗岩，还显示了从早期向晚期阶段分异演化和硅酸含量增多、稀土总量(主要是轻稀土含量)不断增高的现象，同时 Eu 负异常更趋明显。在稀土配分图(图 4)上，花岗岩类各岩石间的配分曲线十分相似，处于图中较高位置。配分曲线表现为轻稀土较富集向右倾斜，重稀土成近水平的折线，并有明显的Eu负异常谷。这种左高右平的配分曲线和典型 Eu 负异常的花岗岩配分模式，和尼日利亚、澳大利亚及我国东南沿海[12]的A型碱性花岗岩配分模式相似。而斜长岩的稀土总量，仅为花岗岩类的 1/10 以下，轻重稀土比值也较低，但具有斜长石堆集作用所派生的高 Eu 正异常。其配分曲线位置低且呈向右缓倾斜，轻稀土部分的斜率比花岗岩类要低，而 Eu 正异常峰明显。这两个端员岩石间不同的配分模式及相反的 Eu 异常，可能既反映了两者从上地幔及下地壳不同源区物质来源所派生，同时互补的配分型式，也反映了初始岩浆在斜长岩堆集过程中的稀土元素分镏作用。火山岩的稀土总量，正介于两类侵入岩之间，轻重稀土比值较低，在配分图上呈向右缓倾斜曲线并位于两类侵入岩曲线之间。碱性玄武岩有轻微的 Eu 正异常，粗面岩有轻微的 Eu 负异常，但都不如侵入岩明显。火山岩的配分模式，显示它们和侵入岩是同源岩浆来源的，并在相似的分离结晶作用过程形成，但快速的喷发过程，使双峰岩石间的稀土分镏作用不能彻底进行，因而出现端员岩石间韵律式反复喷发活动。

根据花岗岩类侵入的构造部位，可以将其划分为洋中脊型（ORG）、板内型（WPG）、火山岛弧型（VAG）及碰撞带型（COLG）等若干亚型。各种构造型式花岗岩类，不但在矿物组合、化学成分上，并且在微量元素上也提供了地球化学模式的系统区别标志。现根据 Pearce 等（1984）和 Harris 等（1986）的研究[11]，将本区元古宙非造山花岗岩类的微量元素含量，按他们提供的设定洋中脊花岗岩值进行标准化，并作出元素分布曲线，以便与世界各构造型式花岗岩进行对比(图 5)。从图 5-A 显示，本区元古宙各花岗岩类的微量元素分布曲线彼此间很相似，都有较低的 Sr 比值，很高的 K、Rb、Ba 比值峰，Ce 和

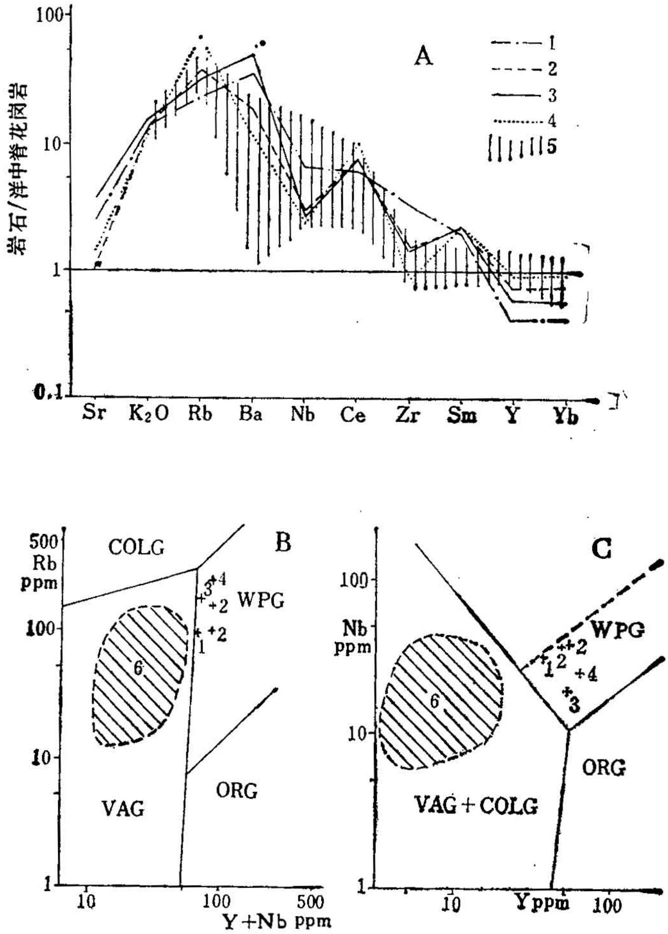

图 5 元古宙花岗岩类微量元素分布曲线(A 图)及 Rb-(Y + Nb) (B 图)、Nb-Y(C 图) 判别图解(据 Pearce, J.A. 和 Harris, N.B.W. 1984, 1986)

Fig. 5 The distributive curves of trace elements of the Proterozoic granitoids (A); and the discrimination diagrams of Rb-(Y + Nb) (B) and Nb-Y (C) (after J. A. Pearce and N. B. W. Harris, 1984,1986)

ORG——洋中脊花岗岩，WPG——板块内部花岗岩，VAG——火山岛弧花岗岩，COLG——碰撞带花岗岩 1.石英正长岩 2.富钾花岗岩 3.斜长球斑花岗岩 4.斑状花岗岩 5.板块内部花岗岩微量元素分布范围（Pearce 1984） 6.太古宙及中生代钙碱性岩石分布区

Sm 相对于邻近元素较富集，以及从 Nb 到 Yb 的比值逐渐趋近于标准比值(比值为 1)。这个分布型式，与图 5 中所示的板块内部花岗岩（WPG）各元素的分布范围十分相似。板内花岗岩尽管其中各亚型间有所变化，但总体特点为：① K、Rb 和 Th 的高比值，② 从 Hf(Zr) 到 Yb 的比值趋近于标准化值，在很多板内花岗岩均突出地显示较高含量的 Y 和重稀土元素及 Nb 的特点。这与火山岛弧型或碰撞带型所具有的相对于 Ta、Nb、Hf、Zr、Y、Yb 有很高的 K、Rb、Ba、Th 比值，并突出的表现为从 Hf(Zr) 到 Yb 都低于标准化值。但还应指出，本区的元古宙花岗岩，没有出现某些板内花岗岩的 Ba 负异常比值，相反，有很高的 Ba 比值，这是本区的区域性特点。微量元素的分布型式进一步证实，本区元古宙非造山球斑花岗岩套与板块内部花岗岩中侵入在大陆内部裂谷或地堑的尼日利亚、苏丹、奥斯陆地区的 A 型碱性花岗岩，或侵入在强烈衰减的大陆地壳中的格陵兰和苏格兰花岗岩，具有相似的微量元素分布模式。这种认识还进一步为 Rb-(Y + Nb) 及 Nb-Y 判别图解(图 5-B,C)[11] 所证实，在这两个图中，本区元古宙花岗岩类均投影在板内花岗岩区，表现出 Rb、Y、Nb 丰度值高的特点；它的分布范围，与本区太古宙或中生代的钙碱性侵入岩所投影的火山岛弧花岗岩区有本质的差异。

五、构造位置及岩石成因讨论

限定在中元古代的非造山球斑花岗岩套，因其独特的地质、岩石及地球化学特点而引人注目，不但在北美至北欧形成巨型岩带，而且在我国及非洲等地，也不断有其踪迹的报道，成为前寒武纪全球地质史上研究洋壳向陆壳转变的重大事件。球斑花岗岩套极其相似的岩石地球化学特点，似可指示它们具有相似的构造位置，岩浆来源及演化过程。它显然与侵入其中的较老造山过程中形成的钙碱性深成岩有不同的构造环境，不能与早先的造山期构造相联系，同时与现代发育的例如东非裂谷系也有所不同。Anderson 和 Cullers (1978) 和 Emslie (1978) 都注意到这些非造山花岗岩的相似之处，在于岩石形成于一个拉张性的构造环境中。Anderson (1983) 并指出最合理的构造模式必定是由地幔底辟作用所形成的，是一个初生裂谷 (incipient rift)，在早期前裂谷阶段因破裂而夭折，并组合成世界范围的板块体系。大陆内部的重力高区，就代表了这个破裂的初生裂谷[1]。

北京地区的球斑花岗岩套，提供了一个在北半球巨型岩带中，在克拉通内部裂谷作用环境下，与这个时期各种克拉通浅部和地堑型[5]沉积作用相伴随的，既有深成作用又有火山喷发的岩浆活动实例。它与早先或之后的构造岩浆活动的本质差别在于：它处于前寒武纪长期造山作用后已经固结但固结不久的克拉通内部；代表了本区经早元古代间隔后第一次出现的非造山的地堑、或初期裂谷型拉张性环境的产物；地幔底辟作用及深断裂的发育，必然诱发从地幔到地壳的一系列岩浆活动。这种相似的构造岩浆活动环境，在世界各地元古宙克拉通(如北美地台及波罗的海地盾)上都曾出现过，只是规模大小及表现的清晰程度有所不同而已。它与之后的板内大陆裂谷 A 型花岗岩套，既有相似之处又有所不同，为非造山钾质 A 型斑花岗岩套。

一个中心问题是：球斑花岗岩套究竟代表了从铁镁质地幔所派生的岩浆熔体，还是直接从地壳物质分离的母熔体。从球斑花岗岩套的岩石地球化学特点，可以肯定这个非造山杂岩系的双峰式岩石组合是同成因的。同时同位素资料还表明，本区基性端员的斜

长岩，具有地幔来源岩浆的同位素组成（$Nd_0 = 0.510$，$Sr_0 = 0.704$），这和世界各地非造山斜长岩（$Sr_0 = 0.702—0.705$）的组成是一致的[1]，应为铁镁质地幔来源所派生的岩浆在堆集作用过程的产物。花岗岩类的同位素组成都高于斜长岩类，早期阶段的球斑花岗岩（$Sr_0 = 0.707$）及大红峪组下部层位（$Sr_0 = 0.7045$）锶初始值，表明它们应该相当于克拉通垫底的下地壳物质部分熔融产物。晚期阶段的黑云母及二云母花岗岩（$Sr_0 = 0.7286$）及大红峪组上部层位（$Sr_0 = 0.7082$，0.7126）却有很高的锶初始值。这种锶初始值在花岗岩类中变化范围宽广的现象，在A型碱性花岗岩类（如尼日利亚碱性花岗岩 $Sr_0 = 0.702—0.752$）、及北欧、北美的球斑花岗岩类中都有出现，尤其在较年轻的二云母花岗岩中锶初始值可很高。这种现象，被解释为在张性构造背景下岩浆上升过程中有不同程度的地壳物质混入的结果，或认为有深断裂诱发地壳和壳下物质熔融的可能性[12]。本区斜长球斑花岗岩的全岩氧同位素组成（$\delta^{18}O = +9.13‰$）也说明了这种认识。因此，双峰式岩石组合间的成因关系，不是表现为一个同源岩浆的线性演化关系，而是一个从地幔来源和穿过地壳的连续的熔融事件。岩浆作用中，既有上地幔派生的基性岩浆，又有下地壳部分熔融产生的花岗岩浆的参与，对于花岗岩浆中的来源物质中，还肯定有被混熔加入的地壳成分。

作为球斑花岗岩的源岩物质的下地壳，在元古宙克拉通垫底的源区中，包括了大量前元古宙造山旋迴中形成的钙碱性同构造英云闪长岩到花岗闪长岩类。基于这个源区物质的特点，作为一个缺水的变火成岩来源的产物，其部分熔融的比例是很小的（20±10%），这个比例有利于形成一个近过铝质的、富含钾质和铁质的、相对干的岩浆。这种认识，在北美非造山花岗岩研究中已证实，对于大多数非造山深成作用来说，一个石英闪长质至花岗闪长质下地壳的很小比例的部分熔融是非常特征的。并且在某些岩基中，当部分熔融比例增大，包括了变沉积岩源岩物质时，将伴随着大量水分的加入，而趋向于形成强烈过铝质的二云母花岗岩，并具有很高 Sr 初始值及很低的 K/Na，Fe/Mg 值及低稀土元素含量。因此，可以设想是拉张性裂谷作用的深断裂活动促使地幔底辟上升，导致上地幔派生的岩浆上升活动，巨大的热流使下地壳物质产生很小比例的部分熔融，形成一种酸度不高而相对干的、粘度

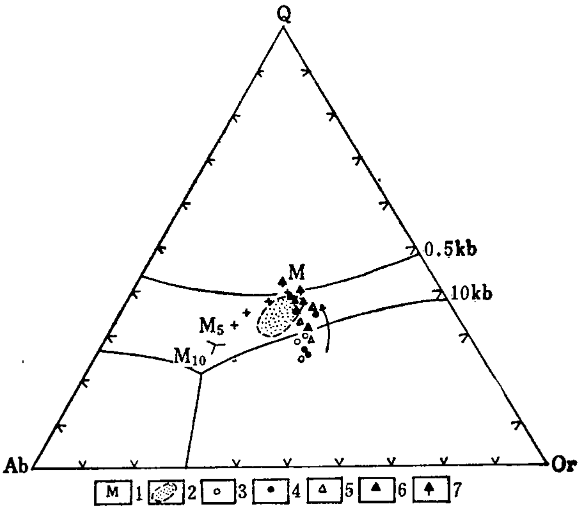

图 6　元古宙花岗岩类标准化 Q-Ab-Or 图解（与 0.5—10 kb 水压下实验三元系低共熔点相比较）（据 Bowen & Tuttle 1958，Luth et al. 1964）

Fig. 6　Normative Q-Ab-Or diagram of Proterozoic granitoids, compared with the experimentally determined ternary minima at water pressures of 0.5 to 10 kb (Tuttle and Bowen 1958; Luth 1964)

1.低共熔点 2.世界花岗质岩石成分密集区(Winkler 1981) 3.石英正长岩 4.富钾花岗岩 5.斜长球斑花岗岩 6.斑状花岗岩 7.中细粒花岗岩

较大的、富含钾质和铁质的花岗岩浆。在非造山环境中，聚集在岩浆房中的铁镁质及花岗质的混合岩浆，由于岩浆的不混熔性及分离结晶作用，首先斜长石从辉长岩浆中经堆集作用而形成斜长岩及基性侵入岩。残留的富钾富铁球斑花岗岩浆，由于岩浆分异而脉动式侵位，并不断混入地壳物质，向酸度增高，含水矿物增多的浅色二云母花岗岩演化，形成一系列钾质A型花岗岩。分离结晶作用使双峰式端员岩石间，在岩石矿物组合、化学成分及微量、稀土元素间，既有相似之处，又显示了分馏作用的互相补偿现象。当岩浆层中分离结晶作用不充分、并受断裂诱发快速上升喷出地表时，其干岩浆可以侵入地壳浅部和形成区域性火山活动、出现大红峪组碱性玄武岩及粗面岩的韵律式喷发活动。

斜长环球斑结构是元古宙非造山花岗岩所特有的结构，其形成和这种构造环境下花岗岩浆的性质有关。从球斑花岗岩的总成分与“花岗岩体系”的实验成果相比较（图6），本区元古宙花岗岩，主要投影在碱性长石区的近钾长石（or）角，远离低共熔点和共结点，显示与世界花岗岩成分密集区有所不同，为一种低酸度而富钾质的干岩浆。在图解中，早期阶段岩石投影于钾长石区内。因此，钾长石将首先晶出，在相对缺水的高粘度岩浆中，聚晶形成卵球状斑晶，随后斜长石才晶出并包围卵球形成环状，最后熔浆成分达到共结比时，暗色矿物与长英质矿物晶出形成基质。晚期阶段花岗岩投点，已趋近低共熔点“M”附近，显然熔浆酸度及挥发分的增多，使其富钾特点已不明显，趋近于正常花岗岩组成，具三元低共熔成分，因此不再出现球斑结构。对于花岗岩浆中氟的作用研究[13]表明，在一定压力下，增加少量氟，就能明显降低结晶温度，并使低共熔点偏离石英区而趋近碱性长石区。因此，高氟含量可以使球斑花岗岩结晶时，熔浆中含有超过共结比的钾质及较高的水压。晚期阶段岩石及矿物氟含量增多，表明这时的残余熔浆是饱含挥发分的。因而趋近低共熔熔浆，在较低温压下结晶成正常的花岗岩。但球斑结构的出现，除了熔浆性质条件外，还需要一个相对快速的冷凝构造环境。本区北带的富钾花岗岩成分，和中带球斑花岗岩相似，但却未出现球斑结构。只有在浅部高位水平侵位时，熔浆不易达到平衡结晶状态，而易于出现挥发分释放和产生压力差时，才能使首先晶出的钾长石在相对干岩浆中聚集成表面张力最小的球状斑晶，然后被斜长石外环所包围。因此本区的球斑结构，只出现在浅带侵位的早期阶段沙厂岩体中。这与世界各地元古宙非造山花岗岩中球斑结构主要在高位浅成侵位岩基中出现是一致的。

本文是作者与岩浆岩研究组张孝本及殷俊等人合作完成的。工作中得到池际尚、孙善平及洪大卫教授的很多帮助并提出宝贵意见。翁世劼教授及美国 K.C.Condie 教授提出了修改意见。作者在此深表谢意。

参　考　文　献

[1] Anderson. J. L., 1983 Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America Geol. Soc. Am., Mem, 161, 133—154.

[2] Haapala, I., 1985 Metallogeny of the Proteozoic rapakivi granites of Finland. Published for the Geology Division of CIM as special volume 39.

[3] Emslie, R. F., 1978 Anorthosite massifs, rapakivi granite, and Late Proterozoic rifting of North America Precambrian Research v.7, 61—98.

[4] 陈晋镳, 1981 On the Upper Precambrian (Sinian Superathem) of China. Precambrian Research v.15, 207—208.

[5] 王鸿祯、 乔秀夫, 1984 Proterozoic stratigraphy and tectonic gramework of China. Geol. Mag. 121(6), 599—614.

[6] 刘元龙，1978 根据重力资料探讨北京—天津及邻近地区的地壳构造. 地球物理学报. 21 卷. 1 期。

[7] 解广轰、王俊文，1988 大庙斜长杂岩体侵位年龄的初步研究。地球化学 1 期。

[8] Bowden, P., et al., 1984 Petrological geochemical and source criteria for the classi.ication of granitic rocks. Physics of the Earth and Planitars Interiors 35, 1—11

[9] Collins, W. J., et al., 1982 Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Comtri. Mineral. Petro., v.80, 189—200.

[10] 洪大卫，1987，福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化. 北京科学技术出版社。

[11] Pearce, J. A., Harris, N. B. W., 1984 Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrol., v.25, part 4, 956—983.

[12] Pitcher, W. S., 1983 Granite type and tectonic environment. mauntain Building Processes. 19—40

[13] Manning, D. A. C., 1982 An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic rocks. Evans, A. M. ed. v.6. 191—203.

GEOCHEMISTRY OF A RAPAKIVI GRANITE SUITE IN A PROTEROZOIC RIFT IN BEIJING AND ITS VICINITY

Yu Jianhua

(Beijing Centre of Geological Research and Laboratory)

Abstract

A Middle Proterozoic Changchengian intraplatform rift trough, controlled by E-W-trending deep faults, was developed on the cratonic basement near Beijing City. It was accompanied by the formation of an anorogenic rapakivi granite suite with an isotopic age of 1.80—1.4 Ga. Rocks of the suite occur in three roughly parallel belts. The northern belt consists of fayalite-bearing quartz-syenite and K-rich granite, and also anorthosite and gabbro; the middle one, of rapakivi gramite and gabbro; and the southern belt, of alkaline basalt, trachyte and relevant hypabyssal intrusions. Geochemical studies show that the bimodal magmatism was the result of the evolutio and activity of a mixed magma derived mainly from the upper mantle and subordinately from the lower crust. Fractional crystallization produced anorthosite cumulates, and the residual rapakivi magma, which was rich in potash and water-deficient, was mixed with some upper crustal materials and further differentiated into a series of sub-alkali granitoids. If the fractionation was incomplete and magma rose rapidly to the surface, rhythmic eruption of potach-rich alkaline basalt and trachyte took place.

作 者 简 介

郁建华，1937 年 9 月生。1961 年毕业于北京大学地质系地球化学专业，长期从事花岗岩及其矿产的研究工作。现在北京市地质研究测试中心工作，高级工程师。通信地址：北京市黄寺大街 24 号，邮政编码：100011。