Y1528157

分类号：P57, P58, P61

10710-20040700

长安大学

硕士学位论文

鹰峰环斑花岗岩特征及地质意义

蔡欢欢

导师姓名职称	胡能高　研究员		
申请学位级别	硕 士	学科专业名称	矿物学、岩石学、矿床学
论文提交日期	2007年6月8日	论文答辩日期	2007 年 6 月8 日
学位授予单位	长 安 大 学		
答辩委员会主席			
学位论文评阅人			

摘　要

鹰峰环斑花岗岩位于柴北缘构造带中，形成于中元古代，呈透镜体挟持在剪切带中。同时代侵入的还有辉绿岩墙和石英闪长岩—奥长花岗斑岩脉，构成双峰式岩石组合。研究表明，该岩体具有 Pyterlitic 型环斑结构，各主要矿物均为多世代(的)。钾长石主要以卵形斑晶出现，出溶钠长石条纹极发育，岩浆结晶斜长石以更长石为主，由于不同程度蚀变使 An 降低成为钠质长石。黑云母多有不同程度的蚀变，析出磁铁矿和钛铁矿。环斑花岗岩高碱(Na_2O+K_2O＝8.49%~9.39%)、富钾(K_2O/Na_2O=1.12~1.43)，铝近饱和，高铁镁比值(ΣFeO/MgO=4.91~7.19)；富 Rb、Ba、Ga、Th、Zr、Nb、Ta，贫 Cr、Ni、V；高 ΣREE(392.24×10^{-6}~594.76×10^{-6})，强分异(La/Lu)N=12.67~17.09，弱铕负异常(δEu＝0.58~0.78)，显示 A 型花岗岩特征，这些研究表明，鹰峰岩体在矿物组成及主要矿物特征上与经典环斑花岗岩相似但也有一定的分异，这些差异有的是起因于加里东的变质改造，有的反映了岩体形成环境和过程的特性。与典型环斑花岗岩相比，该岩体有出露面积小，岩石类型单调，球斑含量大，大小较均匀且为多晶集合体，出溶作用强烈，基质结构多样，变质变形明显等特征，这些特征部分起因于加里东期的改造，部分是该地区元古代岩浆作用个性的表现。综合分析显示，这些侵入岩形成于伸展背景是北半球元古代非造山环斑花岗岩的成员之一，在加里东期卷入到柴北缘造山带的古老地壳中。这在世界上提供了一个古老克拉通及环斑花岗岩卷入古生代造山带的一个实例。

关键词：柴北缘构造带；鹰峰岩体；环斑花岗岩；环斑结构；双峰式岩石组合；地球化学

Abstract

According to field examination, the Yingfeng rapakivi granite which is mid-Proterozoic body occur in the structural belt of north Qaidam basin, which located between shear belt as a lentiform. Meanwhile the diabase dyke and quartz diorite digoclase-trondhjemite dyke vein were formed, which show a character of bimodal magmatic association. The magmatic body has pyterlitic rapakivi texture, and each main mineral is polygenetic. K-feldspar mainly shows the form of oval phenocryst, and exsolved albite stripe is well-developed. Plagioclase of magmatic crystallization mainly is oligoclase, owing to the alteration of different degree, then causing the drop of An and emerging many albite. Most biotite have separated magnetite and ilmenite as the result of alteration in different degree. The diabase has the characteristic of low alkali and high ΣFeO, which belongs to tholeiitic rock, compared with the Ocean ridge tholeiite, it has high incompatible elements such as K_2O, which possessed the character of continental tholeiite. The geochemistry of rapakivi granite has the features of high value of alkali (Na_2O+K_2O=8.49%~9.39%), enrichment of K (K_2O/Na_2O=1.12~1.43), being closing to Al-saturation , high ratio of Fe and Mg (ΣFeO/MgO=4.91~7.19); The enrichment of Rb、Ba、Ga、Th、Zr、Nb、Ta and the dilution of Cr、Ni、V; High value of ΣREE (392.24×10-6~594.76×10-6), strongly differentiation of REE ((La/Lu)N =12.67~17.09) and weakly negative Eu anomaly(δEu=0.58~0.78), showing the features of A-type granite, which are similarto Miyun rapakivi granite. Yingfeng magmatic body is similar to typical rapakivi granite, but they also have some defferent stage, some different reflected characteristics of magmatic body's forming environment and process. The matrix texture is eroded, because of deformation and metamorphism. The typical texture may be caused by reforming in Caledonian period. Also can be caused by the magmatic effect of medium-Proterozoic in this area. The synthesize analysis shows that these intrusion formed in extension background and it's one member of anorogenic rapakivi granite of the North Hemisphere in Proterozoic, these intrusion were involved in ancient crust of North Qaidam basin orogenic belt in Caledonian period.

Key words: Structural belt of north Caidam basin; Yingfeng body; Rapakivi granite; Rapakivi texture; bimodal magmatic association;geochemistry

论文独创性声明

本人声明：本人所呈交的学位论文是在导师的指导下,独立进行研究工作所取得的成果。除论文中已经注明引用的内容外，对论文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本论文中不包含任何未加明确注明的其他个人或集体已经公开发表的成果。

本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名：蔡欢欢　　07年6月8日

论文知识产权权属声明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属学校。学校享有以任何方式发表、复制、公开阅览、借阅以及申请专利等权利。本人离校后发表或使用学位论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，署名单位仍然为长安大学。

（保密的论文在解密后应遵守此规定）

论文作者签名：蔡欢欢　　07年6月8日

导师签名：　　07年6月8日

绪 论

1．1 环斑花岗岩的研究历史

环斑花岗岩（rapakivi granite）以其独特的结构、岩石组合及构造环境一直备受人们的关注，自 19 世纪报道以来，已有 100 多年的研究历史。1891 年，芬兰地质学家 Sederholm J J 首次将 rapakivi 引进了国际地质术语中。在芬兰语中，rapakivi 有剥落岩块（crumbl rock）的涵义，用该术语来描述这种花岗岩中的长石巨斑风化后经常呈岩块剥落而成"砾石"的特征。环斑结构（rapakivi texture）是环斑花岗岩最主要的特征，它有狭义和广义两种定义[1]。狭义的环斑结构（rapakivi texture sen sustricto）是指像芬兰南部环斑花岗岩中的那种结构。Vorma 描述这种结构的特征是：卵圆形的钾长石巨晶具奥长石—中长石外壳，也有一些卵圆形的钾长石巨晶可无外壳；钾长石和石英均具两期，自形早期的石英为高温石英[2]。广义的环斑结构（rapakivi texture sensulato）则泛指钾长石巨晶具斜长石外壳，钾长石巨晶可以是卵圆形，也可以是自形的，斜长石外壳可以从钠长石（An6）到中长石（An35）[3] 。关于环斑花岗岩的命名一直有两种观点，其一是纯岩相学的命名，以 Vorma，Bates 和 Jackson 为代表的学者一般把具有环斑结构的花岗岩类岩石称之为环斑花岗岩。环斑花岗岩的岩相学定义即为具有环斑结构的花岗岩就是环斑花岗岩，在这个定义中不带有任何的构造背景和时代限制。其二则是将环斑花岗岩研究中的地球化学特征也加入其中，近年来，Haapala 和 Rämö 对环斑花岗岩做了重新定义，他们认为环斑花岗岩不仅在岩相学上具有环斑结构特征，而且在地球化学特征上还应具 A 型花岗岩的特点（至少在大的岩基中）[4]。这种定义强调环斑花岗岩具有 A 型花岗岩特点实质是想突出该岩石的成因和非造山的构造环境特点。

1．2 国内外研究现状

近十多年来，通过 IGCP-315（Correlation of Rapakivi Granite and Related Rock on a Global Scale）等国际对比项目的实施，从全球范围内对环斑花岗岩的特征、构造背景及与地壳演化的关系等开展了对比研究，取得了一些重要进展[1, 4-8]：确认环斑花岗岩可以出现于各个地质历史时期，并可以发育于造山带中，例如，在巴西西南部发现了 590Ma 的环斑花岗岩，该类岩体在岩石类型、矿物成分和化学成分上与芬兰以及北半球的环斑花岗岩带中的环斑花岗岩基本相似，但它的构造背景和时代明显不同。巴西的环斑花岗岩与 Parana 和 Sabo Francisco 两板块会聚和碰撞过程中的一个长期活动的断层有关，

是在 Brasiliano 同造山钙碱性花岗岩浆作用的同时或稍后很短的时间内侵入的，是与俯冲有关的岛弧环斑花岗岩，同时在一些构造判别图中，也主要位于岛弧区，故其形成环境属于岛弧环境[1, 2, 5, 6, 9-16]。这种造山带的环斑花岗岩已得到了很多环斑花岗岩专家的认可，如 Haapala[5]和 Rämö。这表明造山带中也可以产生环斑花岗岩，这是值得注意的一个研究进展；不同地区环斑花岗岩各具特色，而且存在具有过渡特点的环斑状或环斑结构花岗岩。如：巴西 Itu 地区有些古生代岛弧环斑花岗岩与元古代环斑花岗岩有较明显的差异，表现为环斑结构不很典型，地球化学特征和铁镁矿物成分上较富镁贫铁，显示 I-型花岗岩的某些特征[7]；中国华北沙厂元古代环斑花岗岩与芬兰南部同时代的环斑花岗岩在结构上略有差别，如前者环斑长石中的碱性长石多为连晶，后者多为单晶。

近些年在中国南方[18, 19]和秦岭造山带[20-22]先后发现了显生宙环斑花岗岩或环斑结构花岗岩。这些环斑花岗岩与经典环斑花岗岩在岩相学、矿物成分和地球化学特征等多方面有相似之处，但也存在差别。继秦岭造山带报道有中生代环斑花岗岩（或环斑结构花岗岩）后，在柴北缘构造带中又发现元古代环斑花岗岩[23]，即鹰峰岩体环斑花岗岩。

1．3 本区研究的主要内容

本文研究的鹰峰岩体位于柴北缘的构造带中，岩体的时代为 1776Ma，主要岩石类型有环斑花岗岩，闪长岩，辉长辉绿岩，斜长花岗岩。由环斑花岗岩和闪长岩及斜长岩组成双峰式岩石组合。在 60 年代的 1：20 万区调报告中，即后来成稿的青海地质志中描述鹰峰岩体的环斑花岗岩为家里东晚期的中酸性侵入岩“斑状花岗岩，似斑状结构”，当时没有定名为环斑花岗岩，而是定为了斑状花岗岩。在后来的中国地质调查 1：5 万区调项目中鹰峰岩体才被首次报道为环斑花岗岩，产出时代为中元古代。

已做的调查报告表明，鹰峰岩体与密云的环斑花岗岩相比具有一定的相似性。本文从地质、岩相学、矿物学和地球化学等方面，对鹰峰岩体进行综合讨论，研究其岩体特征和地质意义。区域上说鹰峰岩体与东部秦岭中生代环斑花岗岩处于同一构造带中，与中元古环斑花岗岩相比，其地质和岩相特征基本相似，但也存在一定的差异。这些差异有的是由于在形成后经历构造变动而引起的，有的则可能是由于岩浆活动本身的不同而引起的。

1．4 本区研究工作

本文拟对鹰峰环斑花岗岩的岩体地质、岩相学、矿物学、地球化学及同位素地球化学特征进行研究、总结，来探讨其在反映该地区岩浆组合及演化、构造背景和环斑花岗

岩成因等方面的意义。

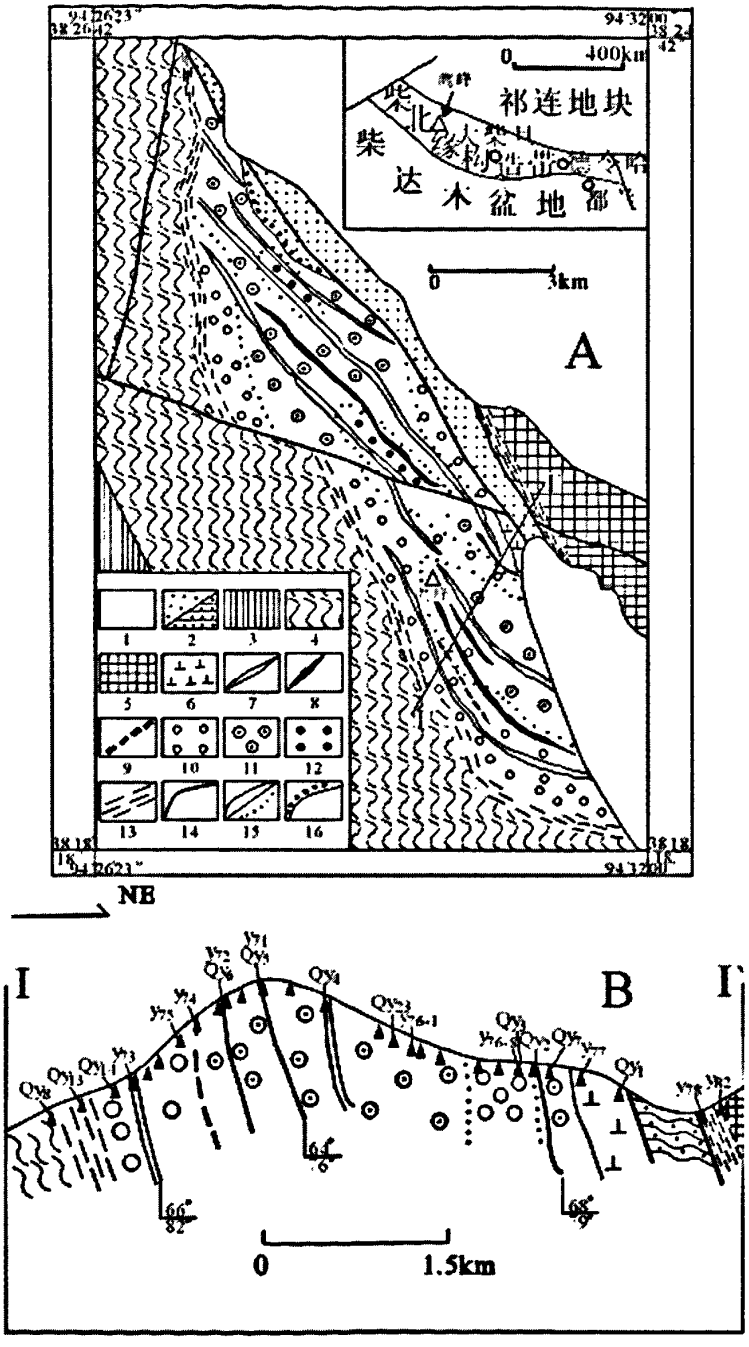
在研究生的学习期间，跟随导师去青海鹰峰岩体实地观察一次，并进行采样工作。本文中，主量及微量元素测试均在中国地质大学（北京）地学试验中心完成，同位素样品分析在中国科学院地质与地球物理研究所同位素超净实验室完成，探针分析由地质大学（北京）实验室完成，显微镜下工作在本校显微镜室完成。

第一章 鹰峰岩体地质特征

1.1 区域地质背景及岩体地质特征

鹰峰岩体产于柴北缘构造带中，该构造带呈北西一南东方向延伸，夹持于东北侧祁连地块，与西南侧的柴达木盆地之间，其西北端被走向北东东一南西西的阿尔金左行剪切断裂截切[24]（图 1.1A）。

柴北缘构造带内最早地层为古元古界达肯大坂岩群，它是一套中深变质岩系，主要由各种片麻岩类，片岩类，碳酸盐岩类和斜长角闪岩类组成[25]，混合岩化作用及韧性剪切变形较发育，局部产出麻粒岩[26]。用全岩及矿物的 Sm-Nd 等时线法确定的峰期变质年龄为 1791±37Ma[26]，应属吕梁运动的记录。在达肯大坂岩群之上为万洞沟群，主要由浅变质泥质岩，硅质岩，碳酸盐岩组成，局部夹变质火山岩，时代为中元古代[25]，虽在工作区（图 1.1A）内未见二者直接接触，但从变质变形存在明显差异看，它们之间应为不整合关系。下古生界以滩间山群为代表，是一套以中性、中酸性为主，伴有中基性火山岩的钙碱性火山岩系，间夹低成熟度的碎屑岩和泥质岩，属具有岛弧性质的地层[27]。中生界发育三叠系郡子河群，为陆相砂砾岩，砾石中见有球状钾长石，系来自鹰峰岩体的剥蚀物，表明三叠纪时，岩体已出露地表。在沟谷中，第四系沉积也较发育。区内线性构造发育，各地质体间多以线性构造为界，有韧性变形带和脆性断裂二类，线性构造的走向以北西—南东方向为主（图 1.1A）。鹰峰岩体呈透镜状，北西一南东方向延伸，其西南边界以逆冲韧性变形带与万洞沟群相邻，东部或被郡子河群和第四系不整合覆盖，或与郡子河群以断层为界，隔着不宽的郡子河群及第四系沉积与达肯大坂岩群相邻。达肯大坂岩群西部，面向鹰峰岩体一带发育韧性剪切带，其间发育长英质、钙质和斜长角闪质等多种糜棱岩。岩体中部发育一条走向北西一南东的断裂，将岩体北部向西推移了数公里（图 1.1A）。



1—第四系；2—三叠系郡子河群；3—志留—奥陶系滩间山群；4—中元古界万洞沟群；5—古元古界达肯大坂岩群；6—石英闪长岩；7—辉绿岩；8—奥长花岗斑岩；9—中细粒黑云母二长花岗岩；10—浅灰色环斑花岗岩；11—灰红色环斑花岗岩；12—肉红色环斑花岗岩；13—韧性剪切带；14—断层；15—地质界线及过渡界线；16—不整合面；17-采样位置及编号。

图 1.1　柴北缘区域及岩体地质图（A）和剖面图（B）

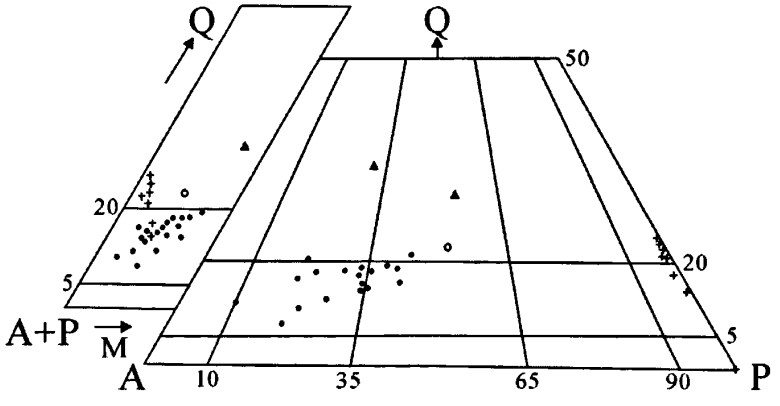
1.2 岩石组合

鹰峰岩体出露面积仅不足 30km^2， 主要由两部分组成：其一为环斑花岗岩及黑云母二长花岗岩脉，是岩体主体，其二为发育其中的基性及相关岩脉。

1.2.1 环斑花岗岩及相关岩脉

主体可按颜色差异分为三种：浅灰色环斑花岗岩，灰红色环斑花岗岩和肉红色环斑花岗岩，它们之间均为过渡界线（图 1.1A）。这实质上是钾长石球斑颜色差异造成的。钾长石球斑有肉红色，浅灰红色和灰白色三种。镜下观察表明，钾长石球斑的红色是由高岭土化引起的，环斑花岗岩的矿物组成及结构都不因颜色而异，故在该岩体内颜色变化可能是次生的，不作为分划种属的依据。

岩体内各处环斑花岗岩矿物种属相似，只是各矿物的含量有一定变化。主要矿物为斜长石、钾长石和石英，次要矿物以黑云母为主，偶尔见蚀变角闪石，副矿物中常见磁铁矿、磷灰石和锆石，还有萤石、榍石、钛铁矿、褐铁矿和石榴石，但不十分常见。各主要矿物及黑云母体积百分含量为：斜长石：7.7%~30.5%，钾长石：45.5%~74.97%，石英：11.6%~19.2%，黑云母：4.3%~13.1%，按定量矿物分类 [28]，多数属石英正长岩和石英二长岩类，少数为正长花岗岩和二长花岗岩（图 1.2）。图 1.2 表明，在环斑花岗岩中黑云母和石英，以及斜长石和石英之间存在正相关关系。岩石均具环斑结构（图 1.3），块状构造，局部地方尤其是西部靠近边界韧性变形带处，石英发生动态重结晶，长石发生晶内变形及脆性破裂，形成变形强度不同的各种花岗质糜棱岩。岩体内斜长石



Q：石英， A：碱性长石， P：斜长石， M：铁镁矿物（M 大于 20%的没有在 QM（A+P）内投影）。

• 环斑花岗岩， ∘ 黑云母二长花岗岩脉， ▲ 环斑花岗岩中的包体， + 其它岩脉。

图 1.2 QAP 及 QM（A+P）图。

的绢云母化普遍发育，同时还见方解石化。黑云母在绿泥石化和帘石化同时析出粉末状磁铁矿也常见。

黑云母二长花岗岩脉的矿物组成特征与环斑花岗岩相似（图 1.2），在产状上与环斑花岗岩有分界，但无因冷却作用引起的结构变化，可能是环斑花岗岩演化晚期残余岩浆经自贯入作用（auto-injection）形成的。

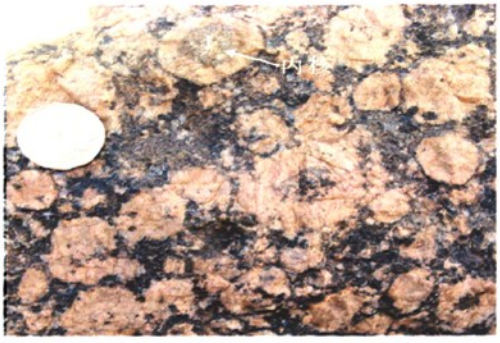


图 1.3 浅灰红色环斑花岗岩露头照片

图中，中上部的球斑中有一个含内核(I)

岩石呈浅肉红～浅灰色，主要由黑云母、钾长石、斜长石和石英等矿物组成，其体积百分含量依次为：11%±、33%±、35%±和 21%±。黑云母，呈片状，半自形～它形晶，多色性因绿泥石化而弱化，大小多在 0.1~0.3mm。斜长石呈半自形晶，板柱状，大小多在 0.3~0.5mm，有较强的绢云母化。钾长石，呈半自形～它形晶，板状，大小以 0.5×1.0mm 为主，出溶钠长石条纹非常发育，出溶较多时体积百分数达 30%±，都呈小透镜状，平行排列。石英为它形粒状，粒径在 0.5mm 左右。副矿物有磁铁矿、钛铁矿、磷灰石、锆石和萤石，其中磷灰石和锆石具自形晶。

环斑花岗岩体内包体十分少见，在剖面上仅见二处，其一为闪长质的，其二为二长花岗质的。所见包体与围岩边界清楚，在闪长质包体内部还见球斑状钾长石斑晶（图 1.4 箭头 1），环斑花岗岩中钾长石球斑有嵌挤闪长质包体，使其边界内凹（图 1.4 箭头 2），说明这些闪长质包体进入环斑花岗岩体时是塑性的，而环斑花岗岩中的多数钾长石球斑已结晶出来。



图 1.4 环斑花岗岩（R）中的闪长质包体（I）

1.2.2 基性岩脉及相关岩脉

岩体内主要岩脉是基性的，按结构可分为辉绿岩和辉长辉绿岩，前者多在岩脉边部，后者多在岩脉中心。基性岩脉均为北西一南东走向，倾向 NE，倾角大，近于直立（图 1.1），岩脉宽度可达 50m 以上。

基性岩脉都有不同的程度的蚀变，斜长石蚀变为绢云母、黝帘石、方解石和钠质长

石等矿物集合体，辉石蚀变成角闪石、绿帘石、石英等集合体，但多数矿物仍保留有原矿物的形态，从保留原矿物假象看，斜长石的体积百分含量为55%左右。副矿物主要有磁铁矿，榍石和磷灰石，其中磷灰石呈长柱状自形晶。

除基性岩脉外，还有黑云母石英闪长岩脉和黑云母奥长花岗岩脉，它们的产状与基性岩脉相似，规模较小。黑云母奥长花岗斑岩在宏观上明显表现为侵入环斑花岗岩（图1.1），但在局部地方见环斑花岗岩呈细脉（宽15cm左右）侵入黑云母奥长花岗斑岩（图1.5），显示“相互侵入现象”，说明黑云母奥长花岗斑岩的侵入活动与环斑花岗岩浆活动是近于同时的。黑云母石英闪长岩，呈浅灰色～灰色，主要由黑云母，斜长石和石英组成，按体积百分含量，黑云母约占9%，石英约占16%±，斜长石在70%以上。副矿物有磁铁矿，钛铁矿和磷灰石。偶见少量角闪石，多已蚀变。黑云母呈半自形晶，长宽比较小，在1.5左右，d=0.3～0.5mm，Ng=深棕色，Np=浅黄棕色，多有不同程度的绿泥石化和帘石化。斜长石呈自形～半自形板柱状，大小为0.2~0.4×0.5~0.8mm，所有斜长石均有一个强绢云母化的板柱状内核，其周边环绕洁净的钠长石环边（图1.6），宽约0.05~0.1mm，环边钠长石约占2%～3%，黑云母和斜长石均不定向排列，石英呈它形晶充填在其间隙中（图1.6）。副矿物中磷灰石呈长柱状和针状。黑云母奥长花岗岩多呈浅灰色、浅灰红色，块状构造，显微斑状结构，斑晶的体积百分含量在10%~30%间，多为斜长石和石英，大小在0.5~1.0mm，石英斑晶的熔蚀结构非常发育，斜长石斑晶呈自形板状晶体，在其边上多有钠长石环边。基质具霏细结构和显微文象结构。黑云母，成片状，多有不同程度绿泥石化，大小多在0.06~0.1mm间，均在基质中出现，含量低，在2%~5%间。副矿物种属少，且含量甚微，只有细磁铁矿和针柱状磷灰石较常见。

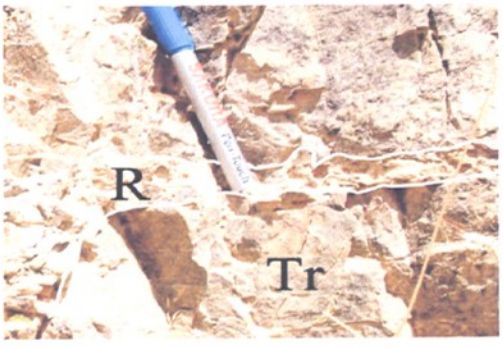


图1.5 环斑花岗岩（R）呈细脉侵入黑云母奥长花岗斑岩（Tr）

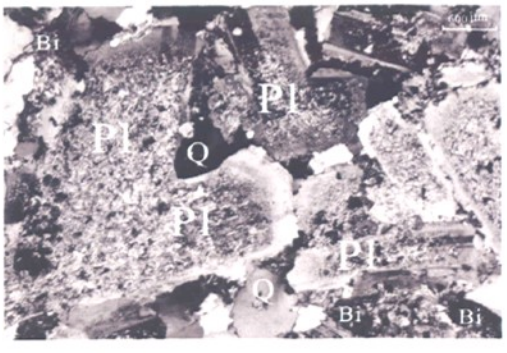


图1.6 黑云母石英闪长岩镜下照片

图中，较自形斜长石（Pl）有钠长石边和绢云母化内核，石英（Q）它形充填在其间

第二章 环斑花岗岩的岩相学特征

环斑花岗岩是岩体的主体，前面已介绍了它的矿物组成及岩石类型。作为环斑花岗岩环斑结构是一个重要的岩相学特征，鹰峰岩体的环斑结构很发育，除环斑结构的一般特征外，也显示自身的一些特点，现分斑晶和基质两部分介绍。

2.1 斑晶特征

斑晶矿物均为钾长石，体积含量多在50%左右（图1.3），最高的近80%，最少的也有25%左右。斑晶形态以卵球状为主，板状者仅偶尔可见，在本文中具卵球状钾长石斑晶均简称为球斑。球斑直径多在2~3cm之间，最小为1cm左右，最大可达5cm以上，大小较均匀。钾长石球斑有单晶和聚合多晶二种，以后者为主。单晶者多较小，直径常在1.5cm以下，多具卡式双晶。多晶者部分表现为联晶状单体生长，但多数是不规则状聚合的。有的球斑内聚合钾长石可达10多个，多数在4~5个。聚合状球斑内钾长石单体间常具不规则边界，在其间隙还常有长条状石英，或小颗粒钠质长石断续分布（图2.1，2.4）。部分球斑具有更长石环边（图2.3~2.5），环边可以构成连续、完整的周边，也可以是不完整的。多数更长石环边由多个斜长石组成（图2.4），宽在数毫米，环边更长石多已发生蚀变，使An降低，成为钠长石，仅少数地方仍保留An＝15~26的成分。多数球斑无斜长石环边，球斑与基质直接相接，其边界很不规则，基质的矿物常嵌含在球斑边，而球斑呈齿状伸入基质矿物的间隙（图2.2箭头处）。部分球斑包含有一个由黑云母、斜长石、石英等矿物组成的核心（图1.3，2.3，2.4）。核心也呈圆球状，较大的直径可达2cm。核心内斜长石多具半自形～自形晶，板状，大小多为0.5~1.5×2~3.0mm，

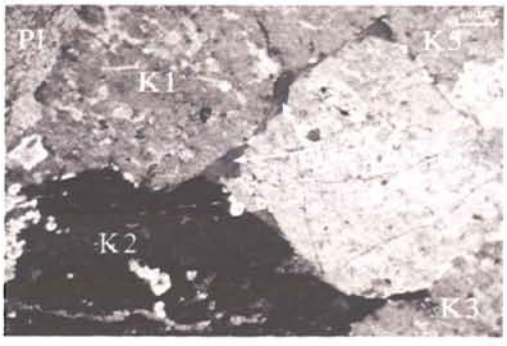


图2.1 球斑一角

图中：Pl 绢云母化更长石环边 K1 球斑内钾长石单体及编号， Q 球斑内石英

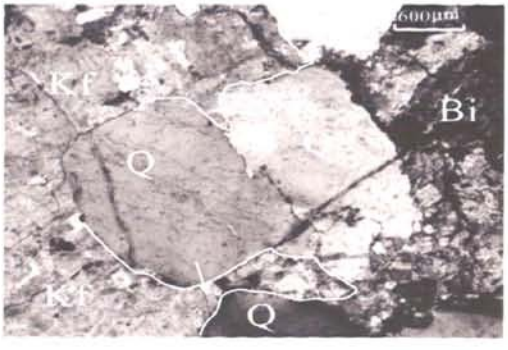


图2.2 球斑钾长石（Kf）伸入基质石英（Q）、黑云母（Bi）中



图 2.3 球斑与基质关系及环边

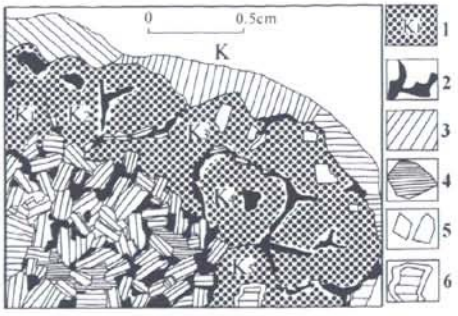


图 2.4 球斑一角

图中，左下角为由钾长石、石英、黑云母组成的核，核外侧为多个钾长石单位聚合体，更长石环边由多个斜长石组成。1－球斑内钾长石单体及编号；2－球斑内石英；3－斜长石；4－黑云母；5－球斑内与环边斜长石消光一致的斜长石；6－具钠长石净边的斜长石包体。

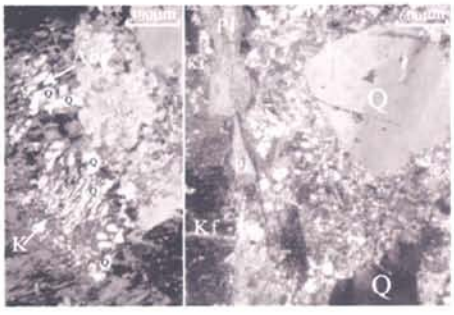


图 2.5 文象状（左）及细粒状（右）基质

图中，显微文象结构亮处为石英，主晶为钾长石（K）和钠质长石（Ab），右侧 Kf 为球斑，Pl 为球斑的绢云母化更长石环边。

石英和黑云母呈它形充填在斜长石间隙 斜长石的聚片双晶和肖纳双晶都较发育，An =22~31。所有球斑均含各种矿物包裹体，其中以斜长石，石英和黑云母为最多，有时矿物包裹体在部分球斑中排列成一个或数个连续或不连续的环。多数时候在球斑边界的内侧处斜长石包体较多，而且它常与球斑环边的斜长石呈现一致消光现象（图 2.4），说明在三度空间上这些斜长石包体与更长石环边是相连的结晶体。球斑中的斜长石包体多为长方形小晶体，大小多在 0.05~0.15 ×0.2~0.4mm，双晶较发育，表面上多有浅灰褐色粘土分布，有时多个相邻斜长石包体有方向一致的双晶，并显示相同消光位，其成分多为钠质的。孤立散布在球斑中的斜长石常有宽约 0.1mm 左右的净边，净边都是较纯的钠长石（图 2.4），而净边包裹的粘土化的斜长石也多为钠长石，但 An 略高于净边钠长石。石英也是常被包裹的矿物，有三种形态，其一为水滴状，其二为不规则状（图 2.4，2.6 右），但常出现内凹孤面，其三为文象状（图 2.5 左）。文象状者不仅形态独特，而且相邻者具相同的消光位（图 2.5 左），说明在三度空间上，它们是相连的结晶体。被包裹的黑云母呈片状，大小多在 0.2mm 左右，排列无规律，分布较少，在一个直径为 3cm 的球斑中黑云母包体多不多于 5 处。副矿物中锆石和磷灰石多以自形晶被包裹于球斑中。球斑钾长石多具格子双晶和卡式双晶，出溶钠长石条纹十分发育（图 2.6 左），按形态，大小和排列规律可分为二种，其一

为细小透镜状的，大小多在0.01×0.1mm，单体密度较大，体积百分含量约为10%，沿（010）面平行排列（图2.6中箭头1）。其二为较宽的钠长石条纹（图2.6中箭头2），宽度在0.05~0.15mm，长度可达数毫米，多数依长石解理示踪状排列，有的排列规律性不强，这种条纹约占体积百分含量15%~20%。

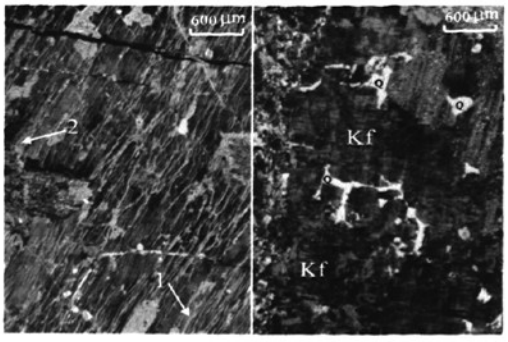


图2.6 钠长石条纹（左）及不规则状石英（右）

2.2 基质特征

基质的体积百分含量多在40%~50%，最少的仅20%左右，较多达75%左右。基质矿物组成及结构都有较大变化。多数基质具中粗粒结构，主要矿物为斜长石、黑云母和石英，钾长石较少。中粗粒基质的斜长石多具钠长石双晶和肖纳双晶，绢云母化，黝帘石化和方解石化明显，使长石成分变为钠质的，部分蚀变较弱者An可达27，自形程度有变化，以自形～半自形为主，但也有呈它形晶充填在石英间隙的（图2.7），与此相反，石英以它形晶充填在斜长石间隙为主，也见自形程度比斜长石好的。黑云母主要产于中粗粒基质中，多色性明显，Ng=深棕褐色、Np=棕褐～浅棕褐色，以它形晶充填斜长石、石英间隙为主（图2.7）。多数黑云母有较强蚀变，以绿泥石化和绿帘石化为主，同时析出粉末状磁铁矿，分布在黑云母边或解理中。黑云母中多见自形锆石和磷灰石分布，锆石呈四方双锥晶形，晶体长在0.1~0.25mm间，长宽比在4左右。磷灰石呈六方柱状，大小在0.03~0.1×0.2~0.5mm，长宽比常在5以上。萤石在部分薄片基质中有少量出现，粒径在0.1mm左右，在常与黑云母在一起。除中粗粒结构基质外，还有细粒状结构（图2.5右）和显微文象状结构（图2.5左）的基质，这二种结构的基质均分布在球斑间隙和中粗粒结构基质的矿物间隙，呈囊状集合体出现，囊体直径多在数毫米以上，表现出属于岩浆最晚期结晶产物的结构特点。细粒状结构的基质中主要矿物有斜长石，钾长石，

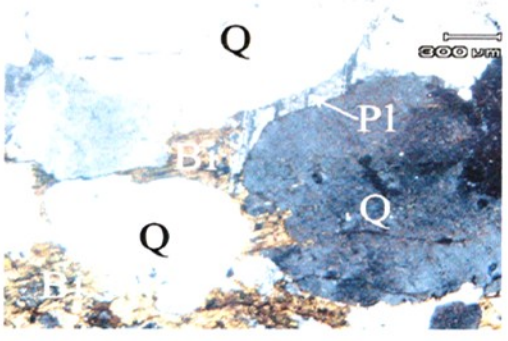


图2.7 中粗粒基质中石英（Q）间隙的黑云母（Bi）和斜长石（Pl）

石英和黑云母，粒径多在0.1mm左右，斜长石为钠质的，有较好的晶形，而其它矿物多呈它形。中粗粒的石英被熔蚀（图2.3，2.5右）说明细粒结构基质相对于中粗粒结构基质是晚世代的。显微文象结构的基质中没有黑云母，为钾长石，钠长石和石英三矿物共生（图2.5左），应为最晚期的残余岩浆的共结显微文象状结构。这里的斜长石均为钠质的，钾长石也很少有出溶条纹，说明结晶时温度较低。

第三章　矿物学特征

3.1 钾长石

钾长石是鹰峰环斑花岗岩中含量最多的矿物，以三种产状出现：钾长石斑晶、产于细粒基质中和显微文象状基质中的主晶，其中钾长石斑晶为主，占80%以上。钾长石斑晶多呈圆状，椭圆状者较少，板状者极罕见，本文将圆状和椭圆状斑晶均称为球斑。球斑直径多为2~3cm，多数球斑边部呈齿状、树枝状伸入到基质矿物间隙中，使其嵌含基质斜长石、石英和黑云母（图3.1）。少数球斑有更长石环边，其边界多极不规则（图3.2）。

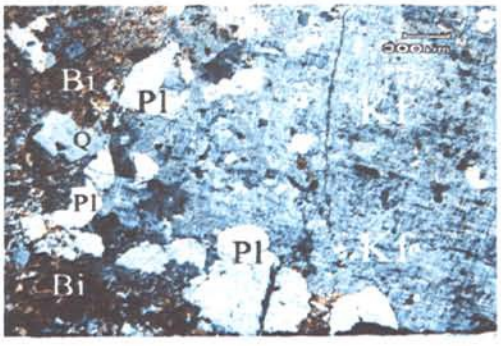


图3.1 Pyterlitic 型环斑结构的边部特征
Q-石英，Pl-斜长石，Kf-钾长石，Bi-黑云母



图3.2　球斑的更长石环边及被包裹的斜长石
箭头指亮处为钠长石环边，图中符号同前

钾长石球斑常为多晶集合体，多由4~6个单晶集合而成，部分球斑的钾长石单体可达10多个，各单体间多被长条状或不规则状石英或长方形钠质斜长石断续充填（图3.3）。部分球斑中有一个圆形深色内核（图1.3），直径在0.5~1.5cm间，由自形斜长石和它形石英、黑云母组成（图3.4）。核心与钾长石球斑间分界明显，与反环斑结构有相似之处。

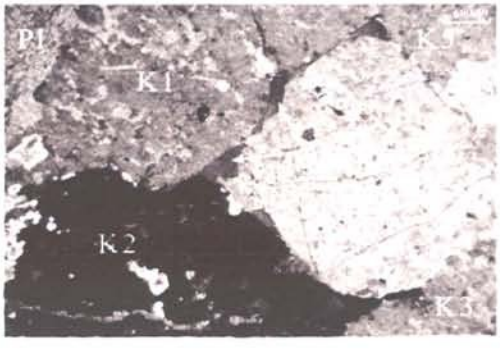


图3.3　钾长石球斑一角
球斑由多个钾长石个体左上角 Pl 为更长石环边（K1~K5）拼合，

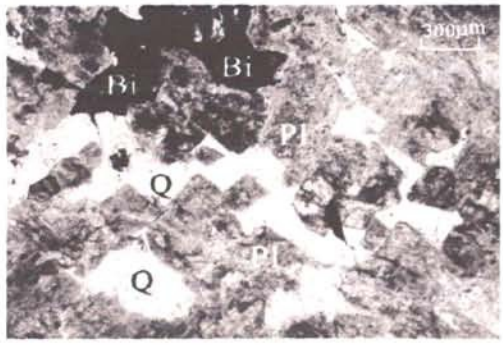


图3.4　球斑内深色内核的矿物组成及结构
图中符号同前

球斑内矿物包裹体十分发育，以斜长石和石英为主，少量黑云母，也见自形锆石和磷灰石。钾长石球斑多具格子状双晶，也常见卡式复合双晶，出溶钠长石十分普遍（图3.5a），其形态有二种：其一为细小透镜状（0.01×0.1mm），均匀、平行排列；另一种较宽大（0.03~0.05×0.35~0.5mm）或不规则状的。二种出溶钠长石的体积百分含量之和达 25%左右。不同产状钾长石的电子探针分析结果见表 3.1。由表 3.1 可知，球斑钾长石中 Or 组分除个别样品较低外，多在 94 以上，Ab 多在 5 左右，而 An 极低，不少为 0，说明是较纯的钾长石。钠长石中 Ab 组分很高，在 95.5~99.5 间，An 和 Or 值很低，甚至为 0，为较纯钠长石。无论是钾长石，还是钠长石，都没有显示从球斑中心到边部的系统成分变化。中粗粒结构基质中多不含钾长石，但球斑的边部多嵌含中粗粒基质矿物（图 3.1），说明在中粗粒基质生长时钾长石的生长是通过球斑的增生实行的。细粒基质中钾长石大小为 0.1~0.2mm，呈半自形一它形晶，与斜长石、石英和黑云母共生（图 3.6）。这些细粒基质钾长石的 Or 多在 93.2 以上，An 为 0，Ab 最高仅 6.8，是相当纯的钾长石（表 3.1）。显微文象结构基质中的钾长石均以间隙状分布在其它矿物之间，含量低，个体小（图 3.5b），其中的碱性长石成分与细粒基质中的相似（表 3.1）。

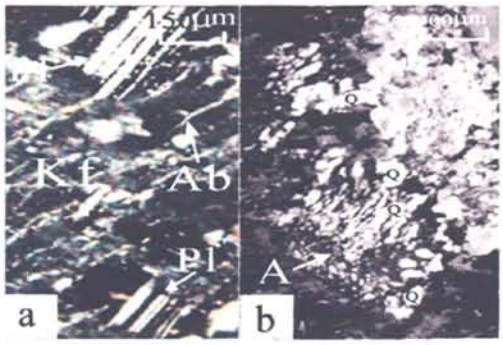


图 3.5 a 钾长石球斑中出熔钠长石条纹（Ab）及结晶位相同的斜长石（Pl）包体；b 显微文象状基质中碱性长石（A）和显微文象状石英（Q）
图中符号同前

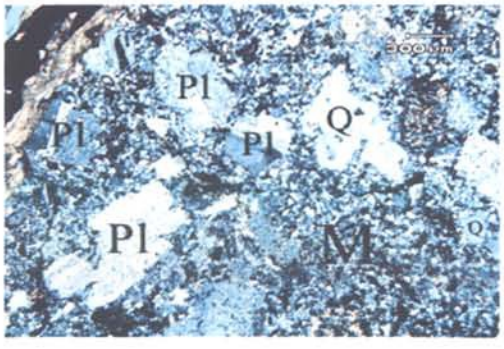


图 3.6 细粒结构基质（M）熔蚀中粗粒结构的斜长石和石英
图中符号同前

表 3.1 长石成分探针分析及计算的分子式

序号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Sum	An	Ab	Or
1	67.83	0	18.86	0.31	0.13	0.06	0.32	12.24	0.08	99.82	1.3	98.2	0.5
2	64.84	0.49	17.82	0	0.08	0	0.11	0.55	15.69	99.58	0.7	5.1	94.2
3	68.75	0	18.86	0.56	0	0	0.49	10.29	0.33	99.26	2.6	95.4	2
4	65.53	0.06	17.44	0	0.14	0	0.07	0.41	15.95	99.6	0.3	3.4	96.3
5	68.55	0	18.75	0	0.1	0	0.62	11.21	0.17	99.4	3.2	96	0.8
6	65.6	0.25	18.04	0	0	0	0	0.74	15.37	100.01	0	6.9	93.1
7	69.47	0	18.77	0	0	0	0	12.2	0.36	100.8	0	98.3	1.7
8	65.27	0.25	17.84	0	0.16	0	0	0.65	15.59	99.75	0	5.9	94.1
9	68.78	0	18.22	0.3	0	0	0.11	12.62	0	100.03	0.5	99.5	0
10	66.32	0	17.97	0	0	0	0	2.77	12.82	99.83	0	24.7	75.3
11	68.57	0.07	19.2	0	0	0	0.35	11.95	0	100.13	1.5	98.5	0
12	65.25	0.56	17.98	0	0.11	0	0	0.5	15.86	100.26	0	4.5	95.5
13	68.22	0	18.96	0	0.32	0	0.61	11.72	0	99.83	2.8	97.2	0
14	65.83	0	17.76	0.28	0	0	0.02	0.63	16.24	100.78	0.1	5.7	94.2
15	59.83	0	25.4	0.14	0	0.03	6.01	7.63	0.27	99.38	29.8	68.8	1.4
16	59.67	0	24.24	0.05	0.04	0	5.54	8.64	0.13	99.3	26	73.2	0.8
17	63.08	0	23.95	0.02	0	0.04	4.25	8.97	0.08	100.4	20.7	79	0.3
18	67.56	0	20.61	0.52	0	0.16	0.41	8.91	1.43	99.6	2.1	88.4	9.5
19	69.53	0.04	19.05	0.15	0	0.03	0.28	11.65	0.09	100.82	1.3	98.2	0.5
20	68.55	0.17	18.44	0	0	0	0.29	11.7	0.18	99.32	1.3	97.7	1
21	65.52	0.2	17.81	0	0	0	0	0.41	15.97	99.91	0	3.4	96.6
22	69.2	0	18.23	0	0	0	0.06	12.05	0.08	99.62	0.3	99.2	0.5
23	65.2	0.01	17.78	0	0	0	0	0.75	15.44	99.36	0	6.8	93.2
24	68.85	0	18.15	0	0.03	0	0.2	11.86	0	99.09	1	99	0
25	65.33	0.18	17.67	0	0	0	0	0.44	15.96	99.58	0	4	96

表 3.1 长石成分探针分析及计算的分子式（续）

序号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Sum	An	Ab	Or
26	68.82	0	18.82	0	0	0	0.31	11.08	0	99.02	1.4	98.6	0
27	65.23	0.23	17.87	0.21	0	0	0	0.57	15.98	100.09	0	5.3	94.7
28	68.81	0	18.41	0	0	0	0.09	11.75	0.07	99.13	0.5	99.1	0.4
29	68.15	0	18.56	0.12	0	0	0.58	12.09	0.15	99.63	2.7	96.6	0.7
30	65.35	0.08	17.47	0	0	0	0	0.45	15.92	99.27	0	4	96
31	65.64	0	17.71	0	0	0	0	0.33	15.96	99.64	0	3.1	96.9
32	65.44	0.25	17.81	0.21	0.03	0	0	0.64	15.37	99.76	0	6.1	93.9
33	65.24	0.16	17.46	0	0.18	0	0	0.35	15.67	99.06	0	3.2	96.8
34	67.78	0	18.61	0.32	0	0	0.29	12.3	0.14	99.36	1.2	98	0.8
35	68.52	0	18.52	0	0	0	0.28	12.04	0.08	99.44	1.3	98.1	0.6

注：1~14 为球斑钾长石从边到中心的测试点，其中双号为钾长石，单号为相邻钠长石条纹，Qy76-2；15、16 为球斑中斜长石、黑云母、石英组成的内核的斜长石，17~19 为粗粒基质的斜长石，其中 18~19 为有明显帘石、绢云母化的，Qy75；20~27 为细粒基质中的钾长石和钠长石，其中单号为钾长石，双号为钠长石，相邻号为相邻的测点，Qy76-8；28、29 为被包裹的斜长石，其中 28 为斜长石的净边，30 为包裹斜长石的主晶钾长石，Qy76-2；31-35 为显微文象状基质的碱性长石，Qy76-8；探针分析由地质大学（北京）实验室完成，仪器型号为 EPMA-1600，工作条件为：电压 15KV，电流 7nA，束斑直径 1μm。

3.2 斜长石

斜长石是鹰峰环斑花岗岩中仅次于钾长石的一种主要矿物，有多种产状：被包裹在钾长石球斑中；作为钾长石球斑的环边；出现在基质中。包裹于钾长石球斑中的又可分为两种情况：一种是与石英、黑云母一起构成钾长石球斑的深色核心，另一种是作为独立矿物出现在球斑中的。核心中的斜长石多呈较自形板状体（图 3.4），d=0.2~0.35×0.5~1.0mm，发育细密的聚片双晶和肖钠双晶，⊥（010）晶带法测得 An=22~25，与探针测得结果相近（表 3.1），属更长石，Or 组分低。以单矿物产出的分布在球斑中的斜长石常以断续的环带状分布，尤其在近球斑边部；球斑中数个相邻较近的斜长石常具相同消光位，双晶也一致（图 3.5a），在大约 $1cm^2$ 的球斑内，这样的斜长石包裹体可高达 7 个。斜长石包裹体常有一个宽约 0.02~0.05mm 的净边，而中心部分有淡土褐色粘土矿

物（图 3.2），干涉色较高，显示钠质长石特点，而净边的干涉色均高于内部，说明是更纯的钠长石，电子探针分析也证明了这一点（表 3.1）。部分钾长石球斑发育斜长石环边（图 3.2），环边可以是连续完整的，也有不完整的。常见在近环边处的球斑内侧包裹的斜长石的消光位与环边斜长石相同，说明有相同的结晶方位，在三度空间上是穿插生长的。环边斜长石多为更长石，常见绢云母化。

多数中粗粒基质中的斜长石自形程度较高（图 3.7），大小为 3.5~6mm，但部分斜长石呈充填状产于熔蚀圆化了的石英之间（图 3.8a），细粒基质中的中粗粒板状斜长石被熔蚀（图 3.6）。

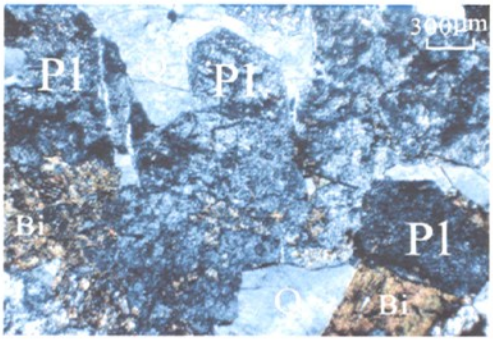


图 3.7 中粗粒基质的矿物组成及结构
图中符号同前

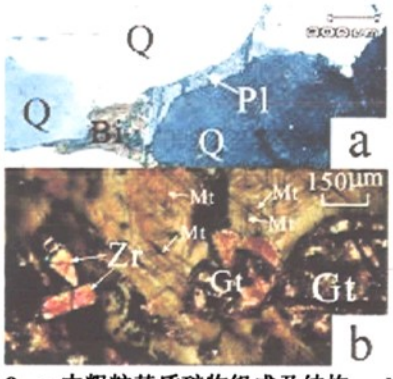


图 3.8 a 中粗粒基质矿物组成及结构； b 黑云母{110}及{010}裂理分布的磁铁矿（Mt）及黑云母中自形锆石（Zr），圆状石榴石（Gt）

中粗粒基质中的斜长石均具有密集的聚片双晶，部分发育有肖钠双晶，明显属更长石的双晶特点，这些斜长石在发生绢云母化、帘石化和方解石化的同时 An 降低，电子探针分析也表明多数已成为钠质长石，仅部分仍为更长石（表 1.1）。细粒基质中的斜长石呈半自形晶，大小在 0.2mm 左右（图 3.6），均为钠长石，Ab=97.7～99.2，Or 也很低（表 3.1）。

3.3 石英

在鹰峰环斑花岗岩中石英也有几种产状：被包裹在钾长石球斑中；出现在各种结构的基质中。被包裹在球斑中的石英又可分为两种情况：其一为与斜长石、黑云母一起构成球斑的深色内核，这种石英均为它形充填状（图 3.4）；其二为呈单颗粒包裹于球斑中，有的呈水滴状，大小为 0.1~0.3mm，有的呈不规则长条状，形似文象结构中的石英，而且相邻石英常有相同的消光位（图 3.9）。

中粗粒基质中的石英自形程度多比斜长石差（图 3.7），说明石英结晶多较斜长石晚。但也见在石英间隙中充填有斜长石（图 3.8a），说明基质结晶时斜长石和石英的结晶优

势是交替的。在细粒基质发育的地方，部分中粗粒石英被溶蚀（图 3.6），显示了石英的世代关系。细粒基质中石英均为细小粒状（d=0.1~0.2mm）。显微文象结构基质中的石英多极细小，形态较规则（图 3.5b）。

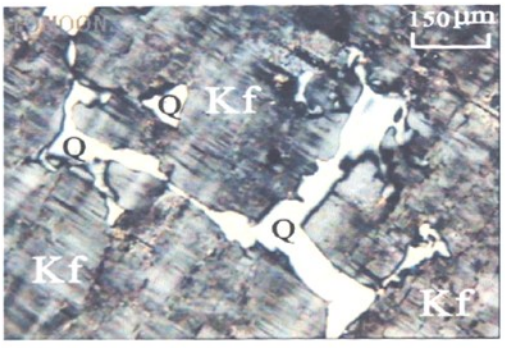


图 3.9 钾长石球斑中文象状石英

3.4 黑云母

在鹰峰环斑花岗岩中未见角闪石，仅在个别岩石中见有云母、帘石、绿泥石组成的集合体，似角闪石假象，因此黑云母是该岩体中最主要的铁镁矿物，含量高时体积百分含量可达 13.9%。黑云母多产于基质中，少量被包裹于钾长石球斑内。在钾长石球斑中黑云母或以小片状包裹于其中，或与斜长石和石英一起组成球斑中的深色内核，这时黑云母均为它形充填在斜长石间（图 3.4）。球斑中黑云母含量很少，在 3cm 直径的球斑切面中，黑云母颗粒（d=0.2mm±）一般不多于 6 个。

中粗粒基质中（含）黑云母最多，最高可达 30%，多以它形晶充填在斜长石和石英间（图 3.7，3.8a）。部分黑云母以不规则集合体出现，集合体内黑云母多为细小（d=0.1~0.2mm）片状，非定向排列，集合体粒径大小不一，在 0.5~5mm 间。细粒基质中黑云母也多呈细粒状，它形晶，显微文象状结构基质中均不含黑云母。在黑云母边上、解理或裂理内（图 3.8b）常见不透明铁质分布，其体积百分含量在 5%左右，它们是黑云母在发生绿泥石化和帘石化时析出的，多为粉末状磁铁矿，蚀变越强，析出的越多，多时可达 10%。蚀变较弱的黑云母多色性强烈，Ng=深褐棕色，Np=浅褐黄色。电子探针测试表明，不同产状的黑云母在（有）成分上有差异，从球斑中黑云母，经粗粒基质黑云母，到细粒基质中黑云母，TiO_2，Al_2O_3，TFeO 增加，K_2O 减少，N（Fe）/n（Fe+Mg）增大（表 3.2）。

表 3.2 黑云母的化学成分及标准化学式

	1	2	3	4	5	6☆	7☆	8	9☆
SiO_2	38.69	38.46	36.75	37.11	36.56	34.06	34.9	37.65	36.09
TiO_2	0.73	0.84	1.06	1.33	1.28	3.05	2.82	2.78	2.87
Al_2O_3	14.36	15.03	15.14	15.78	15.62	14.83	11.44	13.75	13.28
FeO	—	—	—	—	—	13.3	31.44	—	14.17

表 3.2 黑云母的化学成分及标准化学式（续）

Fe_2O_3	—	—	—	—	—	17.17	3.99	—	4.06
FeO（t）	20.71	20.98	22.55	24.36	23.96	30.47	35.43	17.67	18.23
MnO	0.26	0	0.14	0.18	0	0.35	0.15	0.16	0.33
MgO	10.71	10.6	10.04	8.04	7.79	3.4	2.8	14.25	14.69
CaO	—	—	—	—	—	0.4	0.19	0.08	1.54
Na_2O	0.26	0.3	0.29	0.38	0.11	0.23	0.41	0.11	0.3
K_2O	9.54	9.74	8.79	9.19	9.24	7.53	8.38	8.68	6.81
P_2O_5	—	—	—	—	—	0.05	—	—	—
H_2O+	—	—	—	—	—	—	3.21	—	5.13
H_2O-	—	—	—	—	—	5.78	0.04	—	—
nFe/n（Fe+Mg）	0.52	0.5	0.56	0.63	0.63	0.83	0.88	0.41	0.41
∑	95.26	95.95	94.76	96.37	94.56	100.15	99.77	95.63	99.87
Si	2.8928	2.8528	2.7813	2.7929	2.8093	2.6714	2.8371	2.7851	2.7275
Al	1.1072	1.1472	1.2187	1.2071	1.1907	1.3286	1.0961	1.1988	1.1829
Ti	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0688	0.0161	0.0896
∑	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000
Al	0.1582	0.1668	0.1317	0.1926	0.2239	0.0422	0.0000	0.0000	0.0000
Ti	0.0411	0.0469	0.0604	0.0753	0.0740	0.1800	0.1057	0.1386	0.0736
Fe^{2+}	0.7848	0.7544	0.8740	1.0355	1.1031	0.8724	2.1375	0.6453	0.8956
Mn	0.0105	0.0000	0.0090	0.0115	0.0000	0.0233	0.0103	0.0100	0.0211
Mg	1.1938	1.1722	1.1327	0.9020	0.8924	0.3975	0.3393	1.5714	1.6551
∑	2.7046	2.6874	2.7611	2.7145	2.7301	2.5288	2.8369	2.8132	2.9104
Ca	—	—	—	—	—	0.0336	0.0166	0.0063	0.1247
Na	0.0377	0.0431	0.0426	0.0555	0.0164	0.0350	0.0646	0.0158	0.0440
K	0.9100	0.9217	0.8487	0.8823	0.9058	0.7534	0.8691	0.8191	0.6566
∑	0.9477	0.9648	0.8913	0.9378	0.9222	0.8220	0.9503	0.8412	0.8253
OH	—	—	—	—	—	3.0265	1.7421	—	2.5883

注：1~5 为鹰峰环斑花岗岩体中的黑云母，其中 1~2 为斑晶中黑云母，标本号 Qy76-2；3 为粗粒基质中的黑云母，标本号 Qy76-8；4~5 为细粒基质中的黑云母，标本号 Qy76-8。6 为密云环斑花岗岩中黑云母[15]，7 为芬兰 Wiborg 岩体中黑云母[16]，8~9 为沙河湾环斑花岗岩体中的黑云母[15]。6、7、9 为化学分析（☆），其余为电子探针分析。

3.5 副矿物

最常见的副矿物是磷灰石、锆石和磁铁矿，其次为萤石、榍石、钛铁矿，偶见石榴石。磷灰石，锆石可以被包裹在各种主要矿物中，但多数与黑云母中产在一起，尤以产在中粗粒基质中的黑云母内的最多。锆石均为自形晶，为四方双锥状晶形（图 3.8b），大小为 0.03~0.1×0.1~0.3mm，长/宽比在 4 左右，薄片中显均一光性，未见环带结构。磷灰石比锆石多见，其体积百分含量可达 0.5%，多呈六方双锥晶形，长/宽在 5 左右，柱长 0.2~0.4mm。石榴石很少见，呈粒状，已强绿泥石化（图 3.8b）。萤石呈它形粒状（d=0.1~0.2mm），与黑云母一起产出，未见被长石和石英包裹，是结晶较晚的矿物。

第四章　地球化学特征

通过对岩体各代表性岩石样品（采样位置见图 1.1）进行分析，结果如下：

表 4.1 鹰峰岩体代表性岩石主量（%）和微量元素分析结果（$\times 10^{-6}$）

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
样品号	Qy21	Qy76	99802	99807	y74	Qy4	Qy1	Qy2	Y71	-	-	-	-
岩性	环斑花岗岩		环斑花岗岩		黑云母二长花岗岩	辉绿岩	黑云母石英闪长岩	黑云母奥长花岗岩		密云环斑花岗岩均值	密云岩体均值	Wiborg岩体均值	Latitila岩体均值
SiO_2	69.5	66.07	66.16	67.73	71.4	47.6	69.4	68.3	68.6	66.9	69.1	70.4	70.7
TiO_2	0.53	0.63	0.89	0.68	0.56	1.15	0.42	0.39	0.4	0.34	0.45	0.45	0.43
Al_2O_3	13.9	14.68	14.7	14.4	12.1	14.4	14.3	13.9	14.8	15.5	14.5	13.7	14
Fe_2O_3	0.5	1.02	1.56	0.99	4.14	2.42	0.58	0.38	0.91	0.94	1.38	0.95	0.82
FeO	3.47	4.69	3.11	3.04	1.1	8.87	3.48	3.07	2.16	1.97	2.02	3.08	2.8
MnO	0.04	0.08	0.01	0.02	0.05	0.19	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
MgO	0.66	0.78	0.86	0.8	0.66	7.84	1.4	1.3	1.14	1.38	0.46	0.37	0.28
CaO	1.22	2.08	1.57	2.06	1.24	11.5	2.21	2.5	2.47	0.89	1.63	1.96	1.59
Na_2O	4.01	3.6	3.87	3.96	2.76	2.02	3.93	5.68	4.57	2.97	3.3	2.95	2.61
K_2O	4.48	4.96	5.52	4.92	4.91	0.72	2.16	1.08	2.01	7	5.56	5.57	5.63
P_2O_5	0.14	0.2	0.18	0.12	0.1	0.11	0.11	0.11	0.12	0.07	0.13	0.13	0.08
LOI	1.16	0.96	0	0	0.54	3.01	1.82	2.69	2.65	2.15	1.8	0.83	0.81
∑	99.6	99.75	98.3	98.8	99.5	99.9	99.8	99.4	99.8	100	100	101	99.8
σ	2.72	3.18	3.81	3.19	2.07	1.62	1.41	1.81	1.69	4.16	3.01	2.65	2.45
A·R	3.61	3.09	3.75	3.33	3.7	1.12	2.17	2.41	1.62	4.1	3.01	3.4	3.25
A/NCK	1.01	0.97	0.97	0.92	1	0.57	1.11	0.92	1.04	1.11	1	0.95	1.05
K_2O/Na_2O	1.12	1.38	1.43	1.24	1.78	0.36	0.55	0.19	0.44	2.36	1.68	1.89	2.16
∑FeO/MgO	5.94	7.19	5.25	4.91	7.31	1.41	2.86	2.62	2.61	2.04	7.09	10.6	12.6
La	93.5	142.6	115	113	110	11.2	28.9	15.9	17.6	290	156		
Ce	165	258.1	217	208	199	23.3	55.1	31.8	35.5	567	337		
Pr	20.1	30.47	26.7	26	24.9	3.09	6.42	3.85	4.27				
Nd	74.1	105.3	105	102	91.8	13.3	23.1	14.7	15.9	199	145		
Sm	10.7	16.33	18.3	17.9	13.9	3.23	4.22	2.79	3.06	26	21.8		
Eu	2.38	2.82	4.24	3.65	2.06	1.07	0.92	0.74	0.86	2.5	3.13		
Gd	8.66	12.93	14.4	14.5	11.2	3.31	3.84	2.38	2.53	11.7	10.2		

表 4.1 鹰峰岩体代表性岩石主量（%）和微量元素分析结果（$\times 10^{-6}$）(续)

Tb	1.3	1.85	1.97	1.88	1.68	0.66	0.6	0.41	0.43				
Dy	6.8	10.15	11.8	10.9	9.41	3.93	2.88	1.95	2.05				
Ho	1.2	1.79	1.85	1.76	1.66	0.77	0.53	0.34	0.38				
Er	3.55	5.54	5.84	5.34	4.76	2.24	1.54	0.98	1.06				
Tm	0.53	0.82	1.01	0.86	0.7	0.31	0.2	0.14	0.15				
Yb	3.39	5.18	5.5	4.8	4.56	2.08	1.41	0.94	0.96	3.1	4.9		
Lu	0.56	0.9	0.93	0.78	0.8	0.31	0.21	0.14	0.14	0.41	0.71		
Y	32.7	56.56	59.8	53.7	49.5	20.6	14.4	9.58	10.6	31.4	48.6		
∑REE	392	594.8	529	512	476	68.7	130	77	84.9				
$(La/Lu)_N$	17.1	16.22	12.7	14.9	14.1	3.7	14.1	11.6	12.9				
δEu	0.74	0.58	0.78	0.68	0.5	1	0.69	0.86	0.93				
Rb	74.8	135.1	130	79.8	137	26.4	85.7	38.9	85.8	230	173		
Sr	146	298.3	235	245	203	209	273	200	263	280	413		
Ba	1505	2094	2646	2112	1648	310	750	350	435	2073	2180		
Ga	24.8	22.83	26.3	24.7	18.4	14.5	15.4	15.9	14.8	22.9	23.7		
Nb	21.3	33.11	24.8	24.4	26.5	9.94	8.37	4.28	5.34	23	28		
Ta	1.14	1.57	1.04	0.98	1.21	0.75	0.48	0.36	0.26				
Zr	361	433.2	266	153	431	79.6	145	112	141	421	414		
Hf	9.36	11.64	7.85	4.21	11.1	2.12	4.18	3.23	3.84	15	16.4		
U	1.5	2.04	1.53	1.39	1.73	0.41	2.49	1.18	1.51				
Th	13.7	18.63	8.8	8.7	14.1	1.98	12.1	5.93	6.22	13.5	9.4		
Pb	41.5	47.63			37.7	32.6	43.1	21.7	9.73				
Zn	31.8	53.81			44.1	85.6	35.2	47.5	40.1				
V	15.8	21.43	45.5	58.4	15.8	250	49.3	40.1	43.1	32.6	44		
Co	3.52	4.08	9.98	11.5	4.05	39.7	8.43	7.73	5.68				
Cr	34.7	12.45	11.3	9.76	14	229	42.2	32.9	31.5		30		
Ni	12.8	4.51	3.02	4.05	6.78	79.2	23.1	20.5	19.5	4	4.2		
10^4*Ga/Al	3.38	2.93	3.38	3.23	2.87	1.91	2.03	2.16	1.89	2.78	3.09		
K/Rb	497	305	353	512	297		209	230	194	253	267		
Rb/Sr	0.51	0.45	0.55	0.33	0.68		0.31	0.19	0.33	0.82	0.42		
Rb/Ba	0.05	0.06	0.05	0.04	0.08		0.11	0.11	0.2	0.11	0.08		

注：3，4 引自青海地质志；10，11 引自郁建华等，1996；12，13 引自 Rämö.O.T.et al，1995

4.1 环斑花岗岩和黑云母二长花岗岩

环斑花岗岩的 SiO_2 在 66.07%~69.47%间，全碱的含量在 9.71%～10.96%间，δ 多大于 3，K_2O/Na_2O 变化在 1.12~1.43 间，具富碱（图 4.1a、4.1b）和富钾的特征。在 K_2O —SiO_2 图解上落在高钾钙碱性和钾玄岩区（图 4.1c）。ΣFeO/MgO 在 4.91~7.19 间，显示富铁的特征（图 4.1d）。铝过饱和指数在 0.92~1.01 间，平均为 0.97，为铝近饱和的。

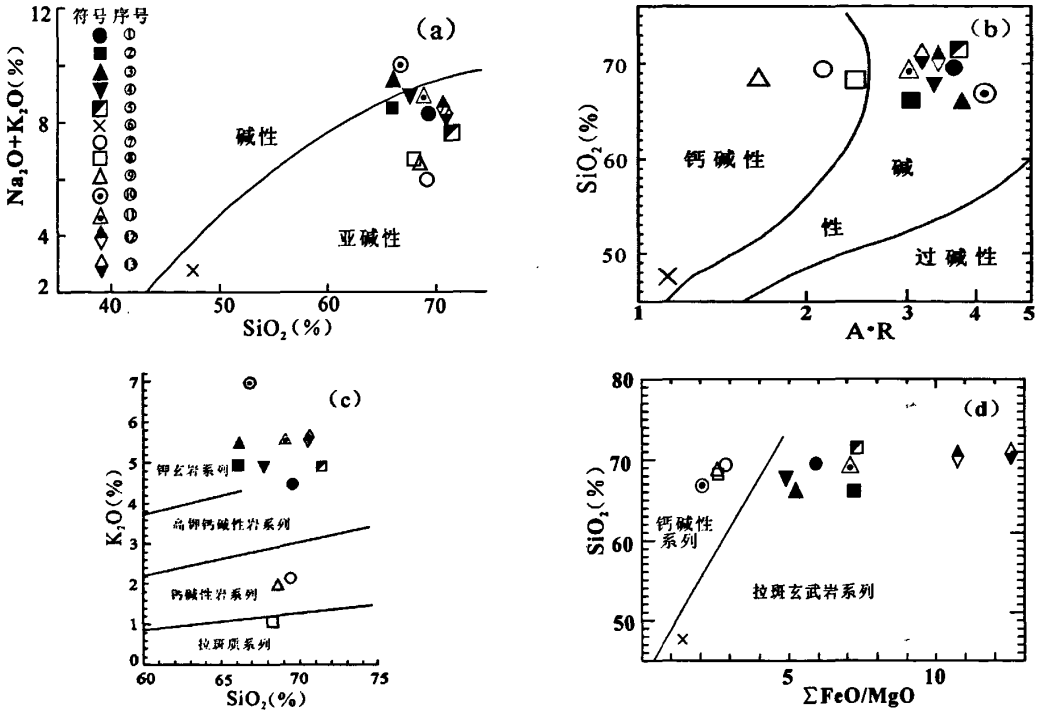


图 4.1 柴北缘鹰峰环斑花岗岩岩石化学图解

（a）SiO_2-Na_2O+K_2O（据 Irive，1971），①~⑬——对应与表 3.1 中的序号；（b）SiO_2-A·R (据 Whright，1969)；（c）K_2O-SiO_2（据 peccerillo R， 1976)；（d）SiO_2-ΣFeO/MgO（据 Miyashiro A，1974）

环斑花岗岩的 ΣREE 高，在 392.24×10^{-6}~594.76×10^{-6} 间，轻重稀土分异明显，（La/Lu）N＝12.67~17.09，铕均为弱负异常（δEu＝0.58~0.78）（图 4.2）。

在洋中脊花岗岩标准化图（图 4.3）中，标准化值除 Y，Yb 小于 1，部分 Hf、Zr 小于 1，个别 Ta 小于 1 之外，多大于 1。曲线形态呈齿状：K、Rb、Ba、Th 强烈富集，构成峰形，第二个和第三个峰在 Ce 和 Sm 处，相应地 Ta、Nb、Hf、Zr 有低谷。

黑云母二长花岗岩是以脉状产出的，其矿物组成特征与环斑花岗岩相似，只是结构上有差别（胡能高等，2006），主量元素，微量元素特征与环斑花岗岩相似，应属同源岩浆衍生的。

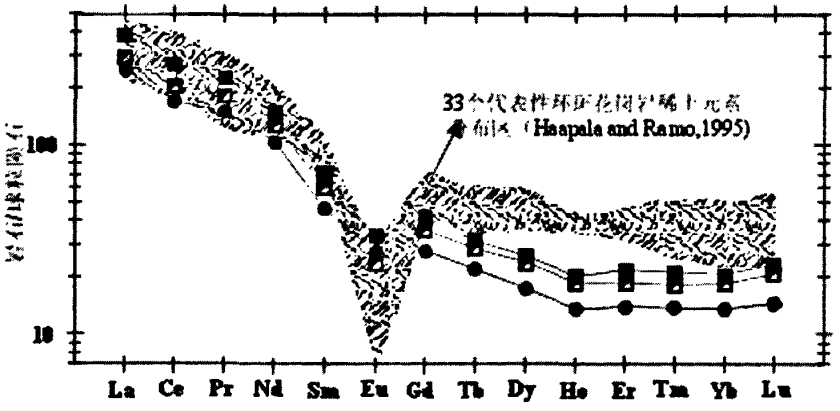


图 4.2 环斑花岗岩和黑云母二长花岗岩稀土配分图

图中符号同图 4.1

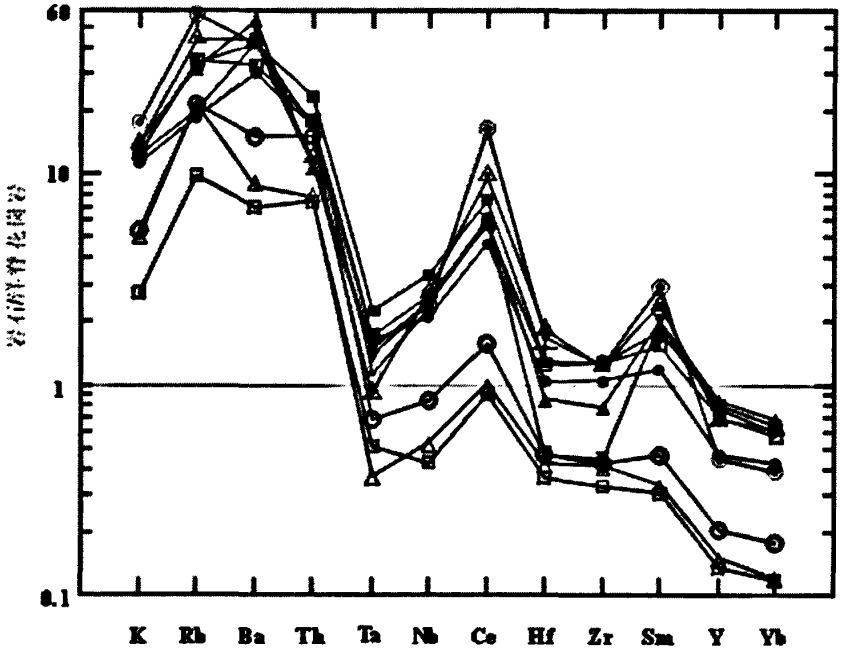


图 4.3 洋中脊花岗岩标准化的鹰峰环斑花岗岩微量元素蜘蛛网图

（Pearce et al.，1984）

4.2 石英闪长岩和奥长花岗岩

石英闪长岩与奥长花岗岩的地球化学特征非常相似，这与它们的岩相学特征十分相近（胡能高等，2006）是一致的。在 $SiO_2-Na_2O+K_2O$ 图上均属亚钙性的（图 4.1a），δ 值在 1.41~1.81 之间，具钙碱性特征，其他判别图（图 4.1b 和图 4.1d）也显示钙碱性性质。Na_2O 和 K_2O 分别在 3.93%~5.68%，和 1.08%~2.16%间，Na_2O/K_2O 在 0.19~0.55 间，具富钠贫钾的特征，在 K_2O-SiO_2 图解上落在钙碱性系列区和拉斑质系列区也显示贫钾的特征（图 4.1c）。铝饱和指数在 0.92~1.11 间，平均为 1.03，为铝弱过饱和，Σ

FeO/MgO 在 2.61~2.86 间，比较低。

ΣREE 在 77.04×10^{-6}~129.85×10^{-6} 间，在酸性岩中属中等偏低的；轻重稀土分异明显，（La/Lu）N 在 11.62~14.06 间，在配分图上明显右倾（图 4.4），δEu 在 0.69~0.93 间，显示 Eu 弱亏损。鹰峰岩体中石英闪长岩-奥长花岗岩的稀土元素与前寒武纪的同类岩石（Culler 等，1984）相似。在洋中脊花岗岩标准化图解中，显示齿状曲线形态（图 4.3），其中 K、Rb、Ba、Th 明显富集，而其他元素贫化。Ta 和 Nb 相对相邻的 Th 和 Ce 贫化，显示低谷形态，而 Rb、Ce 处有较明显的峰态，Th 和 Sm 有不明显的峰态。104×Ga/Al 值较低，均在 2 以下。

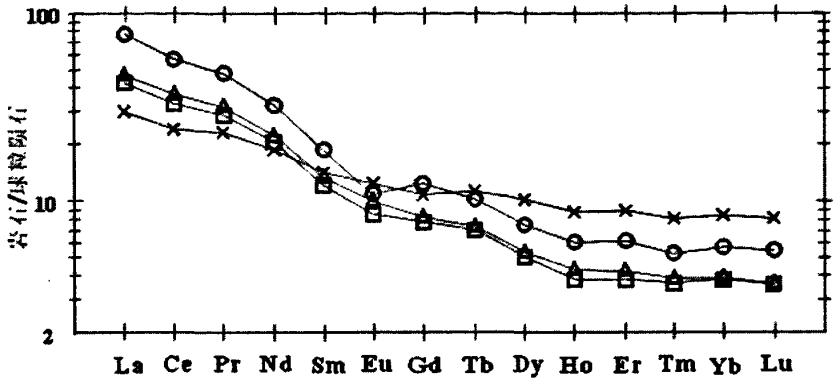


图 4.4 石英闪长岩、奥长花岗岩和辉绿岩稀土分配图

图中符号同图 4.1

4.3 辉绿岩

鹰峰岩体中的辉绿岩墙为亚碱性（图 4.1a）和钙碱质（图 4.1b）具拉斑质的性质（图 4.1d）。K_2O 为 0.72%，明显比大洋拉斑玄武岩高，而与大陆拉斑玄武岩的相似。Mg' =0.59，比原生玄武岩的低表明有明显的分异。标准矿物中 Ol=6.679，显示 SiO_2 弱不饱和。$\Sigma REE=68.71\times10^{-6}$，δEu=1.00，（La/Lu）N=3.70（表 3）。稀土元素配分曲线为平缓的右倾型（图 4.4），都显示大陆拉斑玄武岩的特征。在洋中脊拉斑玄武岩标准化的蛛网图上呈现大隆起型态，Sr 至 Ce 段元素富集，在 Ba 处达最大值，而 P 及之后的元素贫化（图 4.5），其曲线形态与大陆拉斑玄武岩相似。辉绿岩的 Ni，Cr 等相容元素含量较低，也说明岩浆曾发生明显的结晶分异，结晶的矿物相主要应是橄榄石和/或辉石。

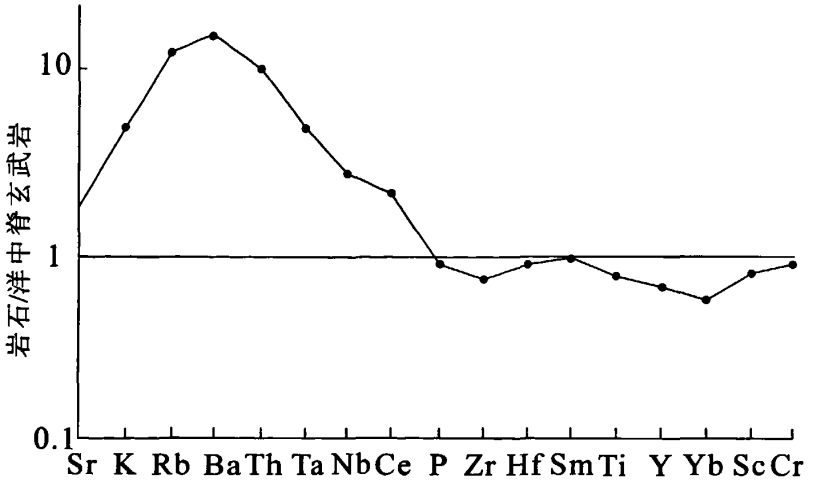


图 4.5 洋中脊拉斑玄武岩标准化蜘蛛网图（Sun et al.，1989）

图中符号同图 4.1

4.4 同位素组成

2 个代表性样品的 Sr、Nd 同位素分析见表 4.2。依据岩体形成年龄 1776Ma（肖庆辉等，2003）计算，深灰色辉绿岩的 ISr（1776Ma）分别为 0.706582，ε Nd（1776Ma）分别是+3.6；而深灰红色环斑花岗岩的 ISr（1776Ma）为 0.718093，ε Nd（1776Ma）值为-5.5。深灰色辉绿岩和灰红色环斑花岗岩的表面年龄为 2.109 和 2.534Ga。

表 4.2 鹰峰岩体代表性岩石 Sr 和 Nd 同位素组成

样号	Qy4	Qy76
岩性	深灰色辉绿岩	灰红色环斑花岗岩
Rb	23.78	117.3
Sr	237	320.2
$^{87}Rb/^{86}Sr$	0.2967	1.0604
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.714142	0.745114
2σ	58	12
$I_{Sr\ (1776Ma)}$	0.706582	0.718093
εSr（1776Ma）	+60	+224
Sm	3.306	16
Nd	12.83	100.9
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.1561	0.096
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.51235	0.511183
2σ	13	13
$I_{Nd\ (1776Ma)}$	0.510345	0.510064
εNd（1776Ma）	+3.6	-5.5
TDM（Ga）	2.109	2.534

第五章 讨论

5.1 环斑结构

环斑结构是环斑花岗岩的最重要的特征之一，按 Sederholm（1891）最早的含义和 Vorma（1976）[2]的定义，环斑结构的特征是：钾长石巨斑为卵球形，碱性长石和石英都具有二个世代，钾长石球斑可以有更一中长石环边，也可以没有环边，如果具更一中长石环边的球斑占优势称为 Wiborgitic 型，相反如果多数球斑无斜长石环边称 Pyterlitic 型，在此我们分别简称 W 型和 P 型。著名的 Wiborg 岩体普遍发育 W 型环斑结构，而 Wiborg 岩体西边的 Laitila 岩体以 P 型环斑结构为主[29, 30]。不难看出鹰峰岩体的环斑花岗岩多为 P 型环斑结构，这一点与 Laitila 岩体相似，细对比起来也存在差异：Laitila 岩体的球斑大小变化幅度大，最小的不足 1cm，最大的在 10cm 以上，即没有一个占优势的粒径[2]，而鹰峰岩体的球斑粒径较均匀，以 2～3cm 之间者为主，而且球斑有局部密集现象，在密集处大小均匀，一个挨着一个，堆积十分紧密。鹰峰环斑花岗岩的结构较为单一，多为 P 型环斑结构，这一点也有别于其它岩体，芬兰的多数环斑花岗岩在一个岩体中多显示多种结构类型[1, 29-32]。我国密云的环斑花岗岩虽然出露面积不大，但岩石结构也是多样的[17, 36]。

在钾长石球斑中发育各种矿物包裹体 [1, 29-36]，这一点鹰峰岩体的球斑也不例外，不仅被包裹的矿物种类相似，结构特点也相似，但球斑的构成有明显差异。芬兰环斑花岗岩中钾长石球斑多为单晶[17, 33, 36]， 我国密云环斑花岗岩以发育联晶为特征[17, 37]。但鹰峰岩体的球斑组成较多样，有单晶，联晶，也有聚合体，而且以后一种较多见。钾长石的出溶结构较发育，出溶作用可分为二期，二次出溶钠长石条纹可高达 30%左右，这也是其它环斑花岗岩所未见报道的。

5.2 双峰式岩石组合

环斑花岗岩多与相关的岩石一起构成双峰式岩石组合，最常见的是与斜长岩和/或辉绿岩、辉长辉绿岩组合，有的组合中还有纹长二长岩，或紫苏花岗岩等 [1, 29, 33, 38]。无论从产状上还是岩相学特征上，鹰峰岩体均表现为双峰式特征，其一为环斑花岗岩主体及黑云母二长花岗岩脉，其二为基性岩脉和黑云母石英闪长岩和黑云母奥长花岗岩，在定量矿物分类图上各自的投影点明显分二个区（图 1.2）。黑云母石英闪长岩、黑云母奥长花岗斑岩与辉绿岩、辉长辉绿岩间可能存在同源岩浆演化关系，构成同一个岩浆活动主

体，这是有别于其它环斑花岗岩双峰式组合的地方，该认识是否正确，还需作进一步研究。除双峰式特征外，环斑花岗岩体本身也常是多种岩性组成的，而且多为多次侵入的复式岩体，不仅像 Wiborg，Laitila 等大岩体等如此 [1,29,30]，就像中国密云沙厂这样的小岩体也是如此 [17,37]。相比之下，鹰峰环斑花岗岩的岩性是很单一的，不仅结构单一，矿物种属相同，矿物组成变化也不算大（图 1.2）。

5.3 岩浆结晶过程

环斑花岗岩的主要矿物均有两个或多个世代 [39,40]，这是环斑花岗岩的重要特征之一。鹰峰环斑花岗岩也不例外。产于钾长石球斑深色内核中的斜长石、石英和黑云母应是最早结晶的矿物组合，其中的斜长石具更长石成分，An 较高；黑云母相对富镁，为 Mg-Fe 黑云母。这种深色内核中的斜长石明显较其它矿物更自形 （图 3.4），说明结晶较早，推测属首晶矿物。钾长石球斑及其被包裹的斜长石、石英和黑云母应是在钾长石球斑中深色内核之后结晶的组合，球斑中被包裹的相邻斜长石和石英包裹体有相同的消光位，表明它们是与钾长石同结或共结的产物，而多个钾长石构成一个球斑可能与聚斑结构机制有关。虽然部分球斑有更长石环边，但多数球斑无更长石环边，而是球斑边部多伸入到中粗粒结构的斜长石、石英和黑云母中，说明球斑形成之后没有出现仅使斜长石过饱和物化条件，而是出现了斜长石、石英、黑云母和钾长石共同结晶的过程。中粗粒结构基质中斜长石和石英自形程度的相对变化（图 3.7，3.8a），说明它们占优势结晶域的交替变化，结晶作用存在明显不平衡性，这是物化条件交替变化造成的。细粒结构基质熔蚀中粗粒结构的斜长石和石英（图 3.6），说明它们形成晚于中粗粒结构的矿物，也说明当时结晶环境有了较明显改变。冷却急剧变快，矿物的相对饱和度及热稳定性也有改变。具显微文象结构的基质呈囊状或不规则状充填于其它矿物间隙，说明是最晚结晶的，这时的碱性长石和石英组合具共结结构的成分特征，是最终的残余岩浆的结晶物。基质结构的多样性，说明结晶时物化条件是快速变化的。与结构和矿物组合的明显演化相比，矿物成分的演化不是十分明显的，不同结晶阶段的黑云母有成分变化的显示，早期的相对富镁。如果将球斑中出熔钠长石重新溶入主晶，得出均一化碱性长石，并把它视为岩浆结晶时的成分，那么从球斑，经细粒基质到显微文象结构基质的钾、钠混熔度降低，与岩浆结晶温度下降一致。大约 90%黑云母在基质中，尤其在中粗粒基质中，且各阶段的黑云母都呈它形晶，甚至以充填状出现在石英、斜长石中，说明黑云母结晶较晚，这是岩浆中水活度低的表现，尤其球斑形成期间水含量是很低的，这正是环斑花岗

岩浆和 A 型花岗岩浆的特点。多量岩浆结晶，使残余岩浆中水含量增加，或岩浆结晶过程中不断上侵，使水在岩浆中的溶解度变小，导致水活度增大，这一现象可以解释黑云母主要产于基质的原因。岩石（的）结构的这种演化特征也与岩浆不断上侵过程相符。

5.4 岩石成因类型

鹰峰环斑花岗岩体现出富碱（图 4.1a，4.1b），尤其是富钾（图 4.1c），富铁，高ΣFeO/MgO（图 1.2d）的特征，Rb、Ba、Ga、Zr、Th 和 U 的富集也很明显（总体有碱性花岗岩的微量元素特点），属典型的碱性或亚碱性花岗岩。这些特征与芬兰 Wiborg、Laitila 岩体及密云沙厂等典型环斑花岗岩十分相似，不同的是 SiO_2 和 K_2O 略低，而 Na_2O 略高（表 3.1），HREE 较低，致使（La/Lu）N 更大，铕的亏损较弱（图 4.2）；在微量元素方面，鹰峰岩体和北京密云岩体也十分相似（图 4.3）。

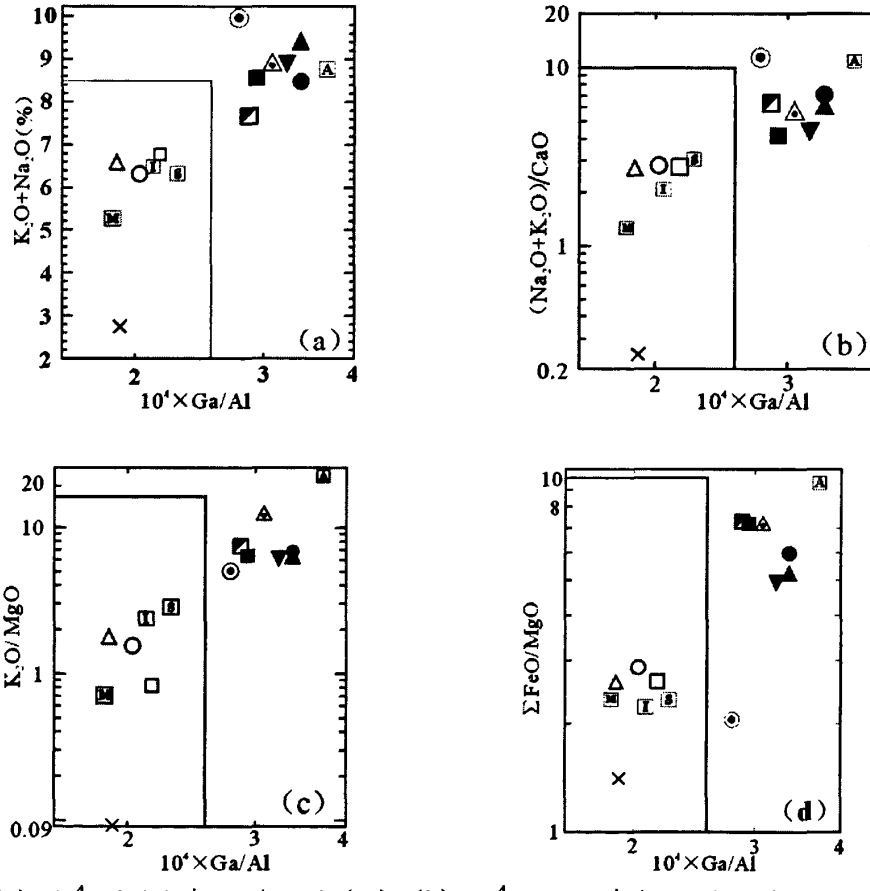


图 5.1（a）：10^4×Ga/Al 对 K_2O+Na_2O（%），（b）：10^4×Ga/Al 对（Na_2O+K_2O）/CaO，（c）：10^4×Ga/Al 对 K_2O/MgO，（d）：10^4×Ga/Al 对ΣFeO/MgO（据 Whalen 等，1987）。

A、M、I、S 分别为 A 型，M 型，I 型和 S 型花岗岩的平均值投影点。图中其它符号同图 4.1

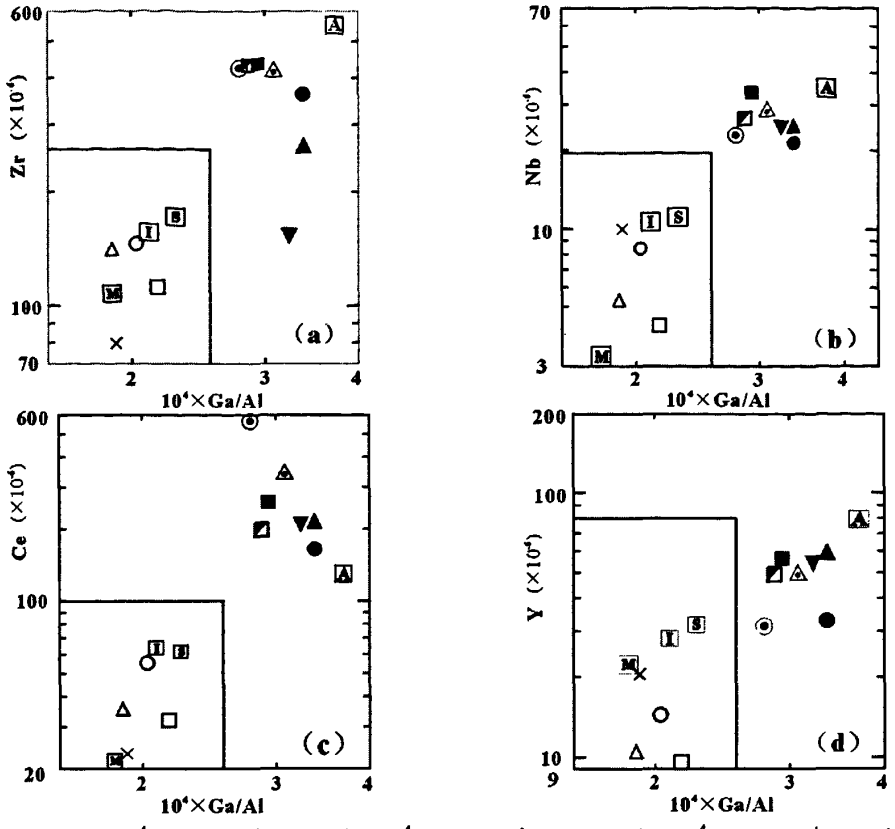


图 5.2（a）：10^4×Ga/Al 对 Zr；（b）：10^4×Ga/Al 对 Nb；（c）：10^4×Ga/Al 对 Ce；（d）：10^4×Ga/Al 对 Y （据 Whalen 等，1987）。图中符号同图 4.1 和图 5.1

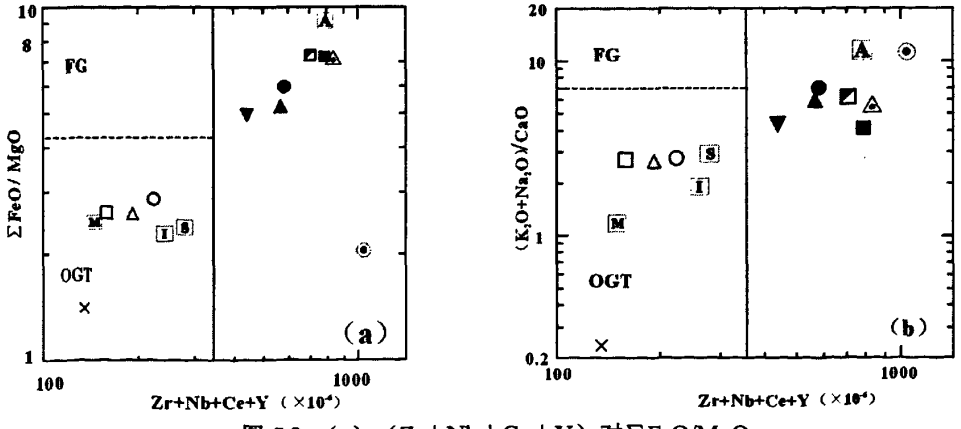


图 5.3 （a）：（Zr+Nb+Ce+Y）对ΣFeO/MgO

（b）：（Zr+Nb+Ce+Y）对（Na_2O+K_2O）/CaO（据 Whalen et al，1987）

图中符号同图 5.1

与 A 型花岗岩的平均值相比，该环斑花岗岩的 K_2O+Na_2O 与其相似（图 5.1），但

ΣFeO/MgO、(Na_2O+K_2O)/CaO、$10^4\times Ga/Al$、(Zr+Nb+Ce+Y)、Zr 和 Y 值略低，Ce 值略高，Nb 值相近（图 5.1-5.3）。并与芬兰 Wiborg 和 Laitila 环斑花岗岩体和沙厂环斑花岗岩体（图 5.1-5.3）相同，在这些图中位于同一岩石类型区域。

鹰峰环斑花岗岩的 Y/Nb 值在 1.54~2.41 间，平均为 1.97，为 A2 型（图 5.4）。辉绿岩墙属亚碱性的，富铁、富钾，但低碱，应属大陆拉斑质。这种富铁和钾的特点与鹰峰环斑花岗岩相似。

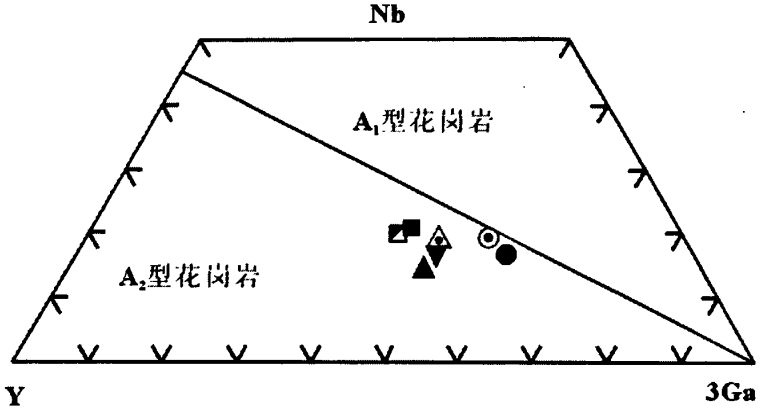


图 5.4 Nb-Y-3Ga 三角图解(据 Eby，1992)

图中符号同图 1.2

值得注意的是，石英闪长岩－奥长花岗岩与环斑花岗岩有一定差异。在图 5.1~5.3 中石英闪长岩-奥长花岗岩落在 S、I 和 M 型花岗岩区中，与 Whalen 等（1987）归纳的 M、I、S 和 A 型花岗岩的地球化学特征（Whalen et al，1987）对比，鹰峰岩体的石英闪长岩－奥长花岗岩在主量元素、微量元素及主要地球化学比值等方面都与 I 型花岗岩相似，表明其应为 I 型花岗岩。

在洋中脊花岗岩标准化图解中，二类花岗质岩石的形态多有相似之处，但存在明显差异：石英闪长岩－奥长花岗岩的 Ba 相对于相邻的 Rb、Th 有贫化现象，使曲线在 Ba 处下凹；Ce 处峰较弱；Sm 处峰不明显；曲线都位于下方，显示微量元素总体含量较低的特征（图 4.3）。

5.5 岩浆源区及源岩

辉绿岩墙具大陆拉斑玄武岩的特征，其岩浆应起源于地幔，Mg′ 、Ni、Cr 值低，暗示在拉斑玄武岩浆上侵中有橄榄石和/或辉石结晶。ε Nd（1776Ma）为+3.6 显示源区有过轻稀土弱亏损，而 Sr 同位素组成及 ISr（1776Ma）及 ε Sr（1776Ma）（表 4.1）说明源区有过 Rb 相对于 Sr 的富集，Sr，Nd 同位素组成暗示源区地幔不具原始特征，而

是经过改造的。轻稀土的亏损可能是有过更早的部分熔融引起的，而 Rb 相对 Sr 的富集可能是早期熔融后又发生了地幔交代作用。

研究表明，鹰峰岩体环斑花岗岩的地球化学特征也显示出壳源特点。在 Eby（1992）对 A 型花岗岩的分类中 A2 型起源地壳（Eby，1992），鹰峰环斑花岗岩属 A2 型，也说明起源于地壳。同位素特征更证实了这一点。鹰峰环斑花岗岩具有极高的 ISr（1776Ma）（0.718093），和 ε Sr（1776Ma）(+224)，很低的 ε Nd（1776Ma）(-5.5）及比岩体实际年龄大得多的模式年龄（2.534Ga），说明源区为古老地壳，这个源区地壳很可能是太古代的，至少是元古代，并在中元古代岩浆形成前可能已形成的富 Rb 和 Sm 的地壳。这种特点与密云沙厂环斑花岗岩的源岩（郁建华等，1996）一致。值得提及的是，鹰峰环斑花岗岩同位素特征与秦岭中生代环斑花岗岩（王晓霞等，2005）明显不同，表明它们具有不同的成因和源区特征。

在 Q-Ab-Or 图上，环斑花岗岩落入北美大陆元古代非造山带花岗岩区，与芬兰维堡和密云沙厂环斑花岗岩相比 Ab 略高。石英闪长岩－奥长花岗岩投影在靠 Ab-Q 边的一侧，显示各自的成分特点（图 5.5），表明与它们平衡的源岩是不同的。相同的是，在 Q-Ab-Or 图上，它们的投影点都明显偏离最低温岩浆点，说明岩浆的温度较高。而且环斑花岗岩与石英闪长岩－奥长花岗岩的投影点对低温岩浆的偏离程度相似（图 5.5），暗示各自岩浆的形成温度相近。

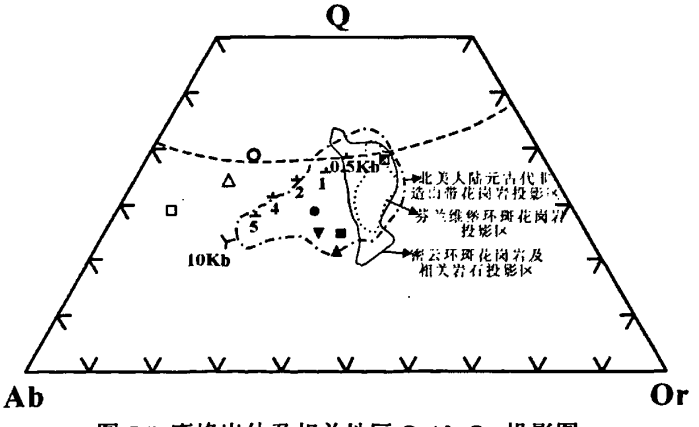


图 5.5 鹰峰岩体及相关地区 Q-Ab-Or 投影图

图中标出了不同 H_2O 压下 Q-Ab-Or 体系的最低温熔体成分点(对比资料转引自郁建华等)

图中符号同图 4.1

鹰峰岩体的石英闪长岩－奥长花岗岩地球化学特征与环斑花岗岩有明显差异。奥长花岗岩-石英闪长岩的源岩应是 Rb 相对于 Sr，LREE 相对于 HREE 有过强烈贫化的地壳，这类岩石的其它大离子元素丰度低也支持这一推断。贫化大离子元素的最有效地质过程

以应是深熔作用，由此推测奥长花岗岩－石英闪长岩的源岩应是遭受过早期深熔作用，出熔过适量岩浆的古老的以火成岩为主的地壳，这个深熔作用应发生在环斑花岗岩的源岩形成之前。奥长花岗岩－石英闪长岩的源岩比环斑花岗岩的源岩可能还要早。

由上可以推断，部分玄武岩浆可底侵到下地壳，触发下地壳的熔融，形成花岗质岩浆，其主体具环斑花岗岩的特征，少量为具钙碱性成分特征的石英闪长岩－奥长花岗岩，它们的差异应源于源岩不同；前者源于未经贫化的太古代地壳，而后者起源于贫化过的地壳。

5.6 岩浆混合作用

近些年来岩浆混合作用研究备受重视，它不仅涉及岩浆演化，岩石成因，还涉及到壳幔成分交换及大陆壳生成及演化等重大地质问题[41]。研究表明，部分环斑花岗岩的形成也与岩浆混合作用有密切关系[1,17,42]，长英质和铁镁质两种岩浆在化学成分及物理性质上均有较大差别，发生混合时，会出现矿物成分及结构上的显著不平衡，这是鉴别混合作用的主要依据，如在花岗岩体中产出具细粒火成结构的铁镁岩包体（Mme 包体），形成眼球状石英的暗色矿物镶边、具镶边的钾长石巨晶，以及发育斜长石韵律性，尤其是反环带等[17,41,42]。只有在少量铁镁质岩浆注入多量处于过热或近过热的长英质岩浆时，会发生完全混合，很少表现除上述混合特征[43]，但由于铁镁质成分的加入，会使长英质成分向铁镁质变异。鹰峰岩体环斑花岗岩的岩性较单一，含包体很少，尚未见到 Mme 包体，斜长石的成分环带不发育，钾长石球斑的成分没有显示以中心到边部有规律变化，石英和钾长石的基性组分镶边也不存在，不同产状和结构的矿物虽然存在成分差异，但这种差异显示岩浆降温、降压演化特征，而不显示曾有铁镁质岩浆注入的变异特征。在岩石化学成分上，具有变异小，MgO（平均 w0.77%）、CaO（平均 w1.73%）低，而碱含量（平均 w8.83%）高，表明不会有高 CaO，MgO，低碱的铁镁质岩浆加入，这一切都说明岩浆混合作用在鹰峰岩体形成过程中不起重要影响。

5.7 构造背景

与世界上中元古代北半球的巨型环斑花岗岩带相似，鹰峰环斑花岗岩具有双峰式组合特点，应形成于非造山拉张的构造背景。在构造判别图上，该岩体的环斑花岗岩多落在板内花岗岩区（图 5.6），与北半球环斑花岗岩带相似，都形成于克拉通内非造山的伸展体制下。

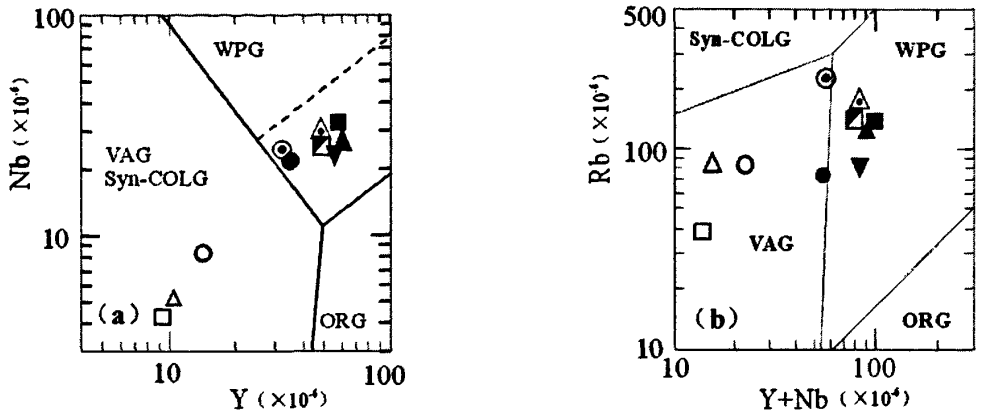


图 5.6（a）：Nb-Y 图解；（b）：Rb-（Y+Nb）图解（据 Pearce，1984）

Syn-COLG：同碰撞花岗岩；ORG：洋脊花岗岩；VAG：岛弧花岗岩；WPG：板内花岗岩，

图中符号同图 4.1

在中元古代，具大陆拉斑玄武质成分特征的辉绿岩存在，说明出现过地幔上涌，形成玄武岩浆。这种地质过程应在伸展体制下实现。

鹰峰岩体中环斑花岗岩与奥长花岗岩具有相互侵入关系，这种产状特征表明它们应属同一时代（胡能高等，2006），希望日后能用同位素测年来进一步印证。但是奥长花岗岩和石英闪长岩都落在了岛弧区（图 5.6），这说明有时只凭岩石地球化学判据不能得出正确的构造背景的认识，而应综合考虑多方面资料，如岩石组合等。

柴北缘构造带中出露一套达麻粒岩相变质程度的达肯大板岩群，其主期变质年龄在1791±37Ma（张建新等，2001），该年龄在误差范围内与鹰峰环斑花岗岩岩体生成时代相同，应是同时代同一地质过程的不同表现。乌兰东变质岩的野外和岩石薄片观察表明，在变质峰期，发生了石榴子石向斜长石、矽线石的转变，并广泛发育深熔作用，这应是一个升温和/或降压过程，与岩石圈伸展减薄的背景是相符的。据研究，达肯大板岩群麻粒岩的变质温度在 720~925℃间（Whalen et al，1987），它与形成鹰峰岩体环斑花岗岩和奥长花岗岩－石英闪长岩浆的温度较高的认识也一致。

在北祁连西段产有一套中元古代（1770~1840Ma）的火山岩（朱龙关群），属大陆裂谷背景下的大陆溢流玄武岩（夏林圻等，2000），说明在北祁连山一带中元古代也是处在伸展体制下的。近年在甘肃龙首山一带作 1：5 万地质调查时曾发现中元古代（1609Ma）的富钾花岗质小侵入体，有可能也是伸展体制下的非造山花岗质岩石。另一个值得注意的事实是，达肯大板岩群中麻粒岩的 Nd 同位素组成（张建新等，2001）、鹰峰岩体环斑花岗岩的 Nd，Sr 同位素组成及密云沙厂环斑花岗岩的 Nd，Sr 同位素组成

（郁建华等，1996）均显示存在太古代基底，而且鹰峰环斑花岗岩和密云沙厂环斑花岗岩的地球化学特征又很相似，这些都暗示着在中元古代华北克拉通一直往西可达柴北缘一带，它们可能有相似的基底，在中元古代都处在伸展体制下。

结 论

（1）鹰峰岩体是一个双峰式岩体。其一为环斑花岗岩及二长花岗岩；其二为辉绿岩、辉长辉绿岩及相关岩性等，其中辉绿岩具大陆拉斑玄武岩的特征，石英闪长岩、奥长花岗岩具钙碱性I型花岗岩特征。

（2）鹰峰环斑花岗岩具典型环斑结构，属环斑结构中的Pyterlitic型。钾长石球斑特别发育，大小较均匀，只有部分球斑具更长石环边。按定量矿物分类主要属黑云母石英二长岩和石英正长岩，整个环斑花岗岩结构较单一，矿物组成变化也不大。

（3）鹰峰环斑花岗岩主要矿物都表现出多世代和后续被变质改造的特点。最早结晶的是产于球斑内深色内核的斜长石、石英、黑云母，首晶矿物是斜长石，随后为球斑及被包裹的斜长石、石英和黑云母一起结晶阶段。中粗粒基质的结晶是第三阶段。细粒结构基质和显微文象结构基质形成得更晚些。基质结构的演化，尤其是细粒基质对早先矿物的熔蚀，说明岩体是在不断上侵过程中完成结晶的，没有发生过明显岩浆混合作用。

（4）鹰峰岩体的主要矿物组成与代表性环斑花岗岩相似，只是副矿物较单调些，角闪石少见。黑云母的产出特征及结构特点表明岩浆主体结晶期具低水活度的特点，这一点与环斑花岗岩及A型花岗岩的特点相似。黑云母的富铁特征与克拉通内环斑花岗岩相似，而与造山带的有明显差异。常见多个钾长石单晶拼合成球斑及球斑内广泛出溶多量钠长石是鹰峰岩体球斑的结构特征，不发育成分环带是其成分特征。斜长石的An普遍低，这不仅与岩体低钙有关，也与变质改造中钙的析出有关。总之，鹰峰岩体的矿物特征与代表性环斑花岗岩相似，尤其与克拉通内的更接近。同时也存在一些差异，有些差异是加里东期对岩体改造引起的，有些与岩体形成背景及岩浆作用过程的特征有关，深入研究它们之间的关系，可为探讨岩体地质背景，岩浆演化及区域地质演化提供依据。

（5）地球化学上，鹰峰环斑花岗岩在富钾、高碱、富铁贫镁（$\Sigma FeO/MgO=4.91\sim7.19$），富Rb、Ba、Ga、Th、Zr、Nb、Ta，贫Cr、Ni、V，高ΣREE，REE强分异，弱铕负异常，为典型的A2型非造山带碱性花岗岩特征。其ISr(1776Ma)为0.718093，εNd（1776Ma）为-5.5，它的源岩应是远早于中元古代的地壳。这些特征与华北地块中的环斑花岗岩相似乃至北半球元古代非造山环斑花岗岩一致。

（6）鹰峰岩体形成于伸展构造背景。地幔上涌，形成拉斑质岩浆，并底侵于下地壳，使不同成分源岩的下地壳熔融形成不同地球化学特征的花岗质岩浆。形成后又卷入了古生代造山带中。

附录：文中出现的矿物代号

矿物名称	代号	矿物名称	代号
斜长石	Pl	石英	Q
钠长石	Ab	黑云母	Bi
钾长石	Kf	磁铁矿	Mt
锆石	Zr	石榴石	Gt

参考文献

[1] Rämö O T and Haapala I. One hundred years of rapakivi granite [J] . Mineralogy and Petrology, 1995, 52:129-185

[2] Vorma A. On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland [J] . Geolog ical Survey of Finland , 1976, 285

[3] Nekvasil H. Ascent of felsicmagmas and formation of rapak ivi [J] . A m. Miner , 1991, 76: 1279-1290

[4] Haapala I, Rämö O T. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granite of southeastern Fennoscandia [J] . Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1992, 83:165- 171

[5] Haapala I, Rämö O T. Rapakivi granite and related rocks: an introduction [J] . Precam brian Research,1999,95(1-2): 1-7

[6] Rämö O T, Haapala I. Rapakivi granite magmatism: a globe review with emphasis on petrogenesis [A] . In: Demaiffe D. Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rock in the Continental and Oceanic Crusts: A Volume Dedicated to Professor Jean Michot[M]. Royal Museum for Central Africa (Tervuren) :Universite Librede Bruxelles, 1996: 1177- 2000

[7] Bettencourt J S . Foreword.Symposium on rapakivi granite and related rocks[J]. Excursion Guide, Belem, Brazil , 1995.

[8] 王晓霞, 王涛, 卢欣祥. 环斑花岗岩研究及存在的问题. 地质科技情报, 2002, 20(4):19~23

[9] W ark D A , Stimac J A. Origin of mantled (rapakivi) Feldspars: experimental evidence of a dissolution and diffusion controlled mechanism [J] . Contrib. M iner. P etrol. , 1992,111: 345- 3611

[10] Bates R L , Jack son J A. Glossary of Geology (Third edition)[M] . Alexadrian, Virginia: American Gwo logical Institute,1987. 788.

[11] Bridgwater D, Sutton J ,W atterson J. Crustal downfo lding associated with igneous activity [J] Tectonphysics, 1974, 21: 57- 771

[12] Emslie R F. A no rtho site massifs, rapak ivi granite, and late Proterozoic rifting of North America [J]. Precanbrian Research, 1978, 7: 61- 981

[13] Nironen M , Elliott B, Rämö O T. 1.88~1.87 Gapost-kinematic intrusions of the Central Finland granitoid complex: a shift from C-type to A-type magmatism during litho spheric convergence[J]. Lithos. , 2000, 53 (1) : 37- 51.

[14] Emslie R F. Granitoids of rapakivi granite—anortho site and related associations[A]. In: Haapala I, Condie K C. P rocambrian Granitoids—Petrogenesis, Geochemistry and M etallogeny [J].Procam

brain Research, 1991, 51: 173- 1921

[15] Zavarritsky A N. T he Petrography of B erdianush Pluton [M].Leningrad: Geo logical and Exp loratory Publish ing House,1937. 406

[16] Wernick E, Galembeck T M B, GgodoyA M , et al. Geochemical variability of the rapakivi Itu Province, state of Sao Paulo, SE Brazil[A]. In: Dall'A gno l R, Bettencourt J S. P roceed ing s of the Symposium on Rapak ivi Granites and Related Rocks, Belem(B raz il) (Vo l. 69) [C]. Belem: A nais da A cademia Brasileriade Ciencias, 1997. 395- 4131

[17] 郁建华，傅会芹，张风兰，等. 华北地台北部非造山环斑花岗岩及有关岩石[M] . 北京：中国科学出版社，1996

[18] Le Maetre. 火成岩分类及术语词典[M]. 王碧香，沈昆，毕立君译.北京：地质出版社，1991

[19] 候浩，戴宗明. 川西高原更长环斑花岗岩的发现[J]. 地质科技情报，2002，2

[20] 刘俊侗. 江西灵山报道有环斑花岗岩[J]. 江西地质，1989，2

[21] 张宗清，张国伟，唐索寒，卢欣祥. 秦岭沙河湾奥长环斑花岗岩的年龄及其对秦岭造山带主造期结束时间的限制[J]. 科学通报，1999，44(9)：981~983

[22] 卢欣祥，董有，常秋玲,等. 秦岭印支期沙河湾奥长环斑花岗岩及动力学意义[J] . 中国科学（D辑），1996，26（3）：244~248

[23] 卢欣祥，尉向东，肖庆辉,等. 秦岭环斑花岗岩的年代学研究及意义[J]. 高校地质学报，1999，5（4）：373~377

[24] 肖庆辉，卢欣祥，王菲等. 柴达木北缘鹰峰环斑花岗岩的时代及地质意义[J] . 中国科学(D 辑)，2003, 33（12）：1193-1200

[25] 辛后田，郝国杰，王惠初，等. 柴北缘前震旦纪地层系统的新认识[J] . 前寒武研究进展，2002,25（2）：113-119

[26] 青海省地质矿产局. 青海区域地质志[M] . 北京：地质出版社，1991

[27] 张建新，万渝生，许志琴，等. 柴达木北缘德令哈地区基性麻粒岩的发现及其形成时代[J] .岩石学报，2001, 17(3)：453-458

[28] 王惠初，陆松年，袁桂邦，等. 柴达木盆地北缘滩间山群的构造属性及形成时代[J] .地质学报，2003,22（7）：487-493

[29] Atso Vorma. On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif[J] . Geol. Surv. Finland, 1976,286：26

[30] Atso vorma. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in southeastern Finland [J] . Bull. comm. géol. Finland, 1971,246：8-72

[31] Ilmari Haapala. Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with

greisen-type mineralization in southwestern Finland[J]. Geological survey of Finland, 1977, 286: 26-128

[32] Ahti simoren and Atso worma. Amphibole and biotite from rapakivi[J]. Bull. comm. géol. Finland, 1969, 238: 5-28

[33] James A Stimac, David A Wark. Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, clear lake, California: Implications for the origin of rapakivi texture [J]. Geological Society of America Bulletin, 1992,104: 728-744

[34] Dempster T J, Jenkin G R T, RoGers G. The origin of Rapakivi Texture [J]. Journal of petrology, 1994,35(4): 963-981

[35] Lyakhovich V V. Rapakivi: A possible origin of ovoids[J]. International Geology Review, 1992,34(5): 477-488

[36] Shinkarev N F, Rundkvist N D. The problem of the formation of rapakivi granites [J]. Zapiske vsesoyzngo Minerologicheskogo doshchesva, 1986, 6: 643-649

[37] 赵崇贺. 北京密云斜长环斑花岗岩地质学与岩石学研究 [A]. 中国地质学会主编，中国地质学会第一届矿物、岩石、地球化学专业学术会议论文选集岩石部分[C]. 北京：地质出版社，1964

[38] Brown P E, Dempster T J, Hutton D H W, Becker S M. Extensional tectonics and mafic plutons in the ketilidian rapakivi granite suite of South Greenland [J]. Lithos, 2003, 67: 1~13.

[39] 王晓霞，卢欣祥. 秦岭沙河湾环斑花岗岩中黑云母的研究及意义[J]. 矿物岩石，1998，17（4）：352-358

[40] 王晓霞，卢欣祥. 北秦岭沙河湾环斑结构花岗岩的矿物学特征及其岩石学意义[J]. 矿物学报，2003，23（1）：57-62

[41] 肖庆辉，邓晋福，马大铨等. 花岗岩研究思维与方法[M]. 地质出版社, 2002

[42] 王晓霞，王涛，卢欣祥,等. 北秦岭老君山、秦岭梁环斑结构花岗岩岩浆混合的岩相学证据及其意义[J]. 地质通报，2002，21（8-9）：523-529

[43] Fernandez AN and Barbamn B. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves[J]. In Didier, J. and Barbarin, B.(eds), Enclaves and Granite petrology. Elsevier, Amsterdam, 1991, 263-276

攻读学位期间取得的研究成果

1. 胡能高，申文环，王晓霞，孙延贵，蔡欢欢，陈云杰，柴达木盆地北缘鹰峰环斑花岗岩体的岩相学特征[J].地球科学与环境学报.2006.1-9
2. 蔡欢欢.鹰峰岩体两侧韧性剪切带中岩石岩相学特征[J].山西师范学报.2007.126-128

致 谢

本论文是在导师胡能高教授指导之下完成的，在三年的时间里，无论是在学习上，还是在生活中，胡老师都给予了无微不至的关心与关怀，胡老师勤奋严谨、精益求精的求学态度，使我终生受益，在此对胡老师表示衷心的感谢。

对论文完成过程中，实验室的白开寅老师提供的帮助表示诚挚的感谢。

对在写作过程中，师兄王云斌和师弟申文环给予的帮助表示感谢。

也感谢评委专家对本论文的评审，专家所提出的修改意见对本论文的完善具有重要的指导意义。

最后，对给予我帮助的老师、同学和家人表示由衷地感谢。

鹰峰环斑花岗岩特征及地质意义

作者：蔡欢欢
学位授予单位：长安大学

万方数据 WANFANG DATA 文献链接

相似文献(2条)

1.期刊论文 胡能高.王晓霞.孙延贵.申文环.蔡欢欢.陈云杰.HU Neng-gao.WANG Xiao-xia.SUN Yan-gui.SHEN Wen-huan.CAI Huan-huan.CHEN Yun-jie 柴北缘鹰峰环斑花岗岩矿物学特征及其岩石学意义 -矿物学报2007,27(2)

柴北缘构造带中元古代鹰峰环斑花岗岩主要造岩矿物的研究结果表明,该岩体具pyterlitic型环斑结构,各主要矿物均具多世代特征.钾长石主要以卵形斑晶出现,出溶钠长石条纹极发育,出溶后主晶成分为Or94.57 Ab5.25 An0.18,钠长石条纹为Or0.71 Ab97.59 An1.7,推算出球斑均一化成分为Or66.41 Ab32.95 An0.64.岩浆结晶的斜长石以更长石为主,由于不同程度的蚀变使An降低成为钠质长石.黑云母多有不同程度的蚀变,析出磁铁矿和钛铁矿,析出铁后黑云母的n(Fe)/n(Fe+Mg)=0.5～0.63,属Mg-Fe2+-和Fe2+-黑云母,原成分应更富铁.鹰峰岩体在矿物组成及主要矿物特征上与典型环斑花岗岩的相似,但也存在一些差异,这些差异有的是起因于加里东期的变质改造,有的反映了岩体形成环境和过程的特性.

2.期刊论文 胡能高.申文环.王晓霞.孙延贵.蔡欢欢.陈云杰.HU Neng-gao.SHEN Wen-huan.WANG Xiao-xia.SUN Yan-gui.CAI Huan-huan.CHEN Yun-jie 柴达木盆地北缘鹰峰环斑花岗岩体的岩相学特征 -地球科学与环境学报

2006,28(4)

野外调查表明,鹰峰环斑花岗岩体形成于中元古代,位于柴北缘构造带,呈透镜状夹持在剪切带间.同时代侵入的还有辉绿岩墙和石英闪长岩-奥长花岗斑岩脉,构成双峰式岩石组合.该环斑花岗岩多具无奥环结构,卵形钾长石球斑十分发育,其体积分数多在50%～60%,粒径多在2～3cm,常以多晶集合体出现,出溶作用十分强烈.基质结构有中粗粒、细粒和显微文象结构等.石英、钾长石都具两个或多个世代,黑云母多结晶较晚.按矿物定量分类多属石英正长岩和石英二长岩类.与典型环斑花岗岩相比,该岩体有出露面积小,岩石类型单调,球斑含量大,大小较均匀且为多晶集合体,出溶作用强烈,基质结构多样,变质变形明显等特征.这些特征部分起因于加里东期的改造,部分是该地区元古代岩浆作用个性的表现.

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Thesis_Y1528157.aspx
授权使用：西北大学(xaxbdx)，授权号：b0afb278-1857-4120-9c74-9dfc01000285
下载时间：2010年9月25日