

柴达木盆地北缘鹰峰环斑花岗岩体的岩相学特征

胡能高¹, 申文环¹, 王晓霞², 孙延贵³, 蔡欢欢¹, 陈云杰¹

(1. 长安大学 地球科学与国土资源学院, 陕西 西安 710054; 2. 中国地质调查局
发展研究中心, 北京 100073; 3. 青海省地质调查院, 青海 西宁 810012)

[摘要] 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 2~3 cm, 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。

[关键词] 环斑结构; 环斑花岗岩; 鹰峰岩体; 柴北缘构造带; 中元古代

[中图分类号] P588.12⁺1 [文献标志码] A [文章编号] 1672-6561(2006)04-0001-09

Petrography Feature of Yingfeng Rapakivi Granite Body in North Margin of Qaidam Basin

HU Neng gao¹, SHEN Wen huan¹, WANG Xiao xia²,
SUN Yan gui³, CAI Huan huan¹, CHEN Yun jie¹

(1. School of Earth Sciences and Resources Management, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China;
2. Center of Development and Research, China Geology Survey Bureau, Beijing 100073, China;
3. Qinghai Province Institute of Geology Survey, Xining 810012, Qinghai, China)

Abstract According to field investigation, the Yingfeng rapakivi granite is formed in mid Proterozoic and located between shear belts as a lentiform in the structural belt of north margin of Qaidam basin. There are also diabase dyke and quartz diorite digoclase trondhjemite vein of the same time, which show a character of bimodal magmatic association. In the granite body, pyterlitic texture is very common, and ovoid megacrystal composed by K feldspars which has a megacryst content of 50% to 60%, size about 2 cm to 3 cm, aggregation of several crystals and very intense exsolution effect is very developed. In matrix, medium coarse grains fine grains and micrographic texture are the main texture. Quartz and K feldspar can be divided into two generations, but biotite crystallized later. According to the content of minerals, they belong to quartz syenite and quartz monzonite. Compared with the typical rapakivi granite, Yingfeng complex is characterized by smaller exposing area, monotonous rock types, larger megacryst content, even megacryst size, diversified matrix texture, and obvious deformation and metamorphism. These characters may be caused mainly by the reforming in Caledonian period and partially by the magmatic effect of mid Proterozoic in this area.

Key words: rapakivi texture; rapakivi granite; Yingfeng rock body; structural belt of north margin of Caidam basin; mid Proterozoic

[收稿日期] 2005-12-26

[基金项目] 国家自然科学基金项目(40372043)

[作者简介] 胡能高(1949-), 男, 浙江东阳人, 教授, 从事岩石学及地球化学教学与研究。

0 引言

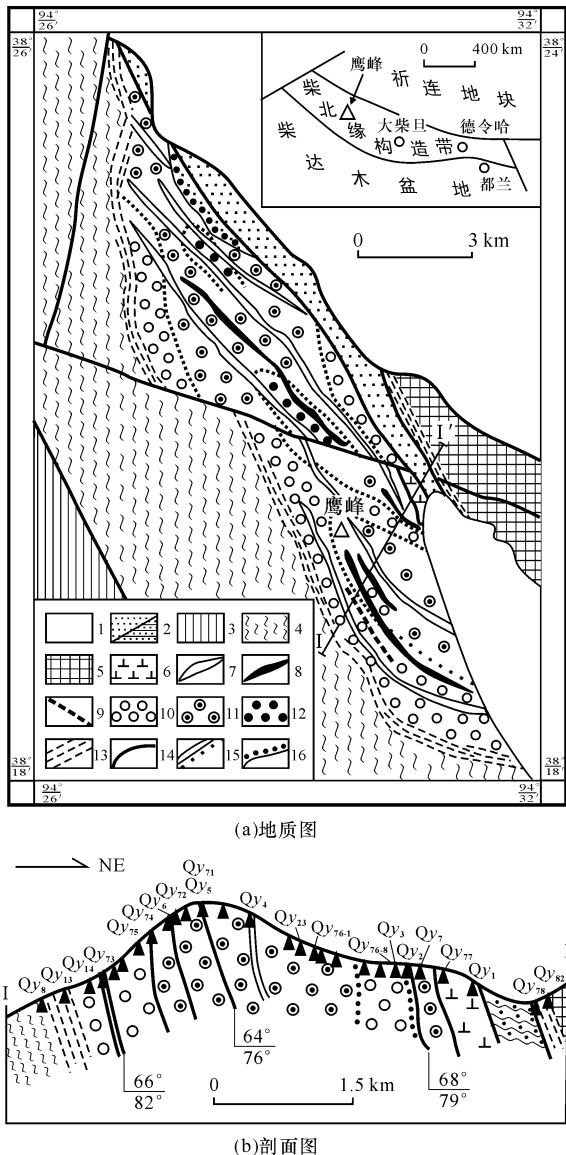
环斑花岗岩是一种具有极为特殊岩相学(环斑结构)特征的花岗岩,一直引起岩石学家的兴趣,并得到广泛重视^[1-2]。中国发现有华北密云元古宙的环斑花岗岩^[3]。在秦岭—昆仑造山带也发现类似的花岗岩,在造山带南北两侧的古缝合带附近,断裂长达 2 000 km 的范围内分布着相当数量的环斑花岗岩体和环斑结构花岗岩,引起了人们的关注和讨论^[4-6]。对秦岭中生代环斑结构花岗岩岩相学已进行过研究^[7]。最近,在西昆仑又发现十分典型的元古代环斑花岗岩^[8]。这些环斑花岗岩与典型的板内环斑花岗岩和秦岭中生代环斑结构花岗岩是否有异同?产出环境如何?这是目前急需解决的问题。而岩石组合和岩相学是研究环斑花岗岩的基础和重点。笔者以鹰峰岩体为例,研究这些环斑花岗岩岩石组合和岩相学特征,并与有关环斑花岗岩进行了对比研究和相关问题讨论。

1 区域地质背景及岩体地质

鹰峰岩体产于柴北缘构造带中,该构造带呈北西—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,其西北端被北东东—南西西的阿尔金左行剪切断裂截切^[9](图 1)。

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^[10],混合岩化作用及韧性剪切变形较发育,局部产出麻粒岩^[11]。用全岩及矿物的 Sm—Nd 等时线法确定的峰期变质年龄为 $(1\,791\pm37)\text{Ma}$ ^[11],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^[10],虽在工作区(图 1)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。下古生代以滩间山群为代表,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^[12]。中生代发育三叠系郡子河群,为陆相砂砾岩,砾石中见球状钾长石,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 2 类,线性构造的走向以北西—南东方向为主(图 1)。鹰峰岩体呈透镜状,北西—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。



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—地质界线及其过渡界线; 16—不整合面; 标本 Qy3, y75 为包体

图 1 柴北缘区域及岩体构造

Fig. 1 Structures of Region and Rock Body in North Caidam Basin

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—南东的断裂, 将岩体北部向西推移了数千米(图 1)。

岩体内各种岩石多因变形、变质改造发生了不同程度变化, 局部有明显的变质作用印记, 本文主要介绍保留岩浆作用信息多的岩石。

2 岩石组合

鹰峰岩体出露面积不足 30 km², 主要由环斑花岗岩及黑云母二长花岗岩脉(岩体主体)和发育其中的基性及相关岩脉两部分组成。

2.1 环斑花岗岩及相关岩脉

主体可按颜色差异分为浅灰色环斑花岗岩、灰红色环斑花岗岩和肉红色环斑花岗岩 3 种, 它们之间均为过渡界线(图 1)。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 3 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分数为: 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^[13], 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 2)。图 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 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 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

岩演化晚期残余岩浆经自贯入作用(auto injection)形成的。

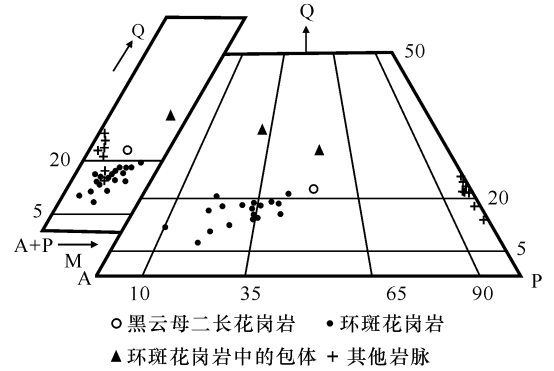


图 2 QAP 及 QM(A+P) 图

Fig 2 Map of QAP and QM(A+P)

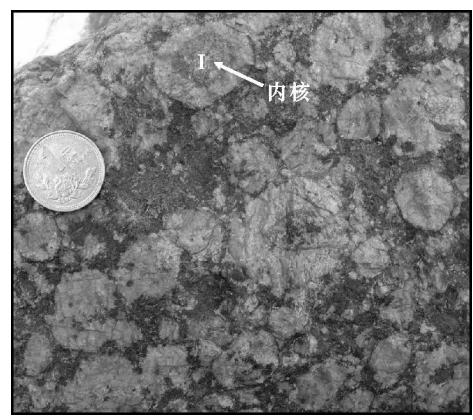


图 3 浅灰红色环斑花岗岩露头照片

Fig 3 Outcrop Photo of Light Grey red Rapakivi Granite

岩石呈浅肉红—浅灰色, 主要矿物的体积分数依次约为: 黑云母 11%、钾长石 33%、斜长石 35% 和石英 21%。黑云母呈片状, 半自形—它形晶, 多色性因绿泥石化而弱化, 大小在 0.1 mm~0.3 mm。斜长石呈半自形晶, 板柱状, 大小在 0.3 mm~0.5 mm, 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 mm×1.0 mm 为主, 出溶钠长石条纹非常发育, 出溶较多时体积分数约为 30%, 呈小透镜状, 平行排列。石英为它形粒状, 粒径在 0.5 mm 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 2 处, 其一为闪长质, 其二为二长花岗质。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 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 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。

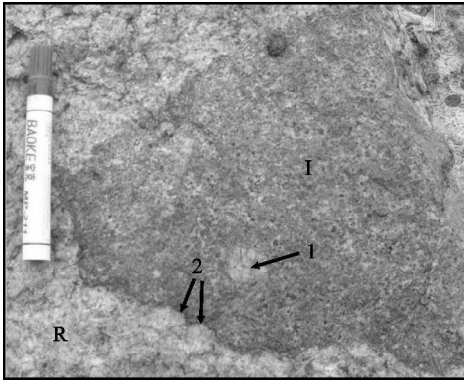


图 4 环斑花岗岩(R)中的闪长质包体(I)

Fig. 4 Diorite Digoclase Inclusions (I) in Rapakivi Granite (R)

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—南东走向,倾向北东,倾角大,近于直立(见图 1),岩脉宽大于 50 m。

基性岩脉都有不同程度的蚀变,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,斜长石的体积分数约 55%。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(见图 1),但在局部地方见环斑花岗岩呈细脉(宽 15 cm 左右)侵入黑云母奥长花岗斑岩(图 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,黑云母体积分数约占 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, $d=0.3\sim0.5\text{ mm}$, N_g 为深棕色, N_p 为浅黄棕色,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 $(0.2\sim0.4)\text{ mm}$

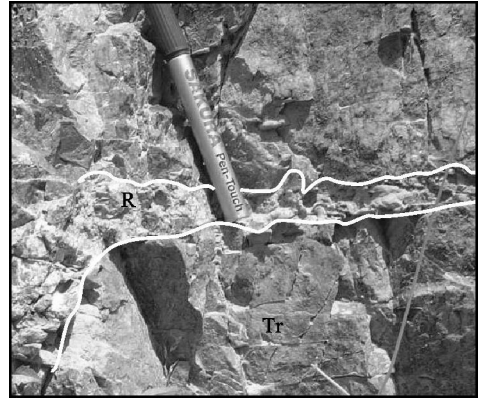
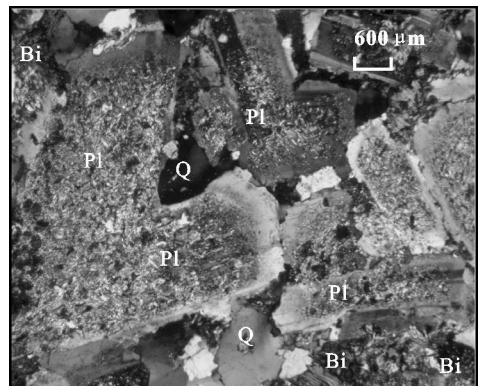


图 5 环斑花岗岩(R)呈细脉侵入黑云母奥长花岗斑岩(Tr)

Fig. 5 Rapakivi Granite(R) as a Thin DykeL Intruded Into Biotite Trondhjemite(Tr)

$\times(0.5\sim0.8)\text{ mm}$,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 6),宽约 $0.05\sim0.1\text{ mm}$,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 6)。副矿物中磷灰石呈长柱状和针状。黑云母奥长花岗斑岩多呈浅灰色、浅灰红色,块状构造,显微斑状结构,斑晶的体积分数为 10%~30%,多为斜长石和石英,大小为 $0.5\text{ mm}\sim1.0\text{ mm}$,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,大小多为 $0.06\text{ mm}\sim0.1\text{ mm}$,均在基质中出现,体积分数为 2%~5%。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。



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

图 6 黑云母石英闪长岩镜下照片(标本 Q₁₁)

Fig. 6 Microscope Photo of Biotite Quarts Diorite(Sample Q₁₁)

3 环斑花岗岩的岩相学特征

3.1 岩石种类

环斑花岗岩是岩体的主体, 前面已述其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(见图 3, 图 9, 图 10), 除环斑结构的一般特征外, 也显示自身的一些特点。

3.2 斑晶特征

斑晶矿物均为钾长石, 体积分数多在 50% 左右(见图 3), 最高的近 80%, 最低 25% 左右。斑晶形态以卵球状为主, 偶见板状者, 在文中具卵球状钾长石斑晶均简称为球斑。球斑直径多为 2~3 cm, 最小约 1 cm, 最大约 5 cm, 大小较均匀。钾长石球斑有单晶和聚合多晶 2 种, 以后者为主。单晶者较小, 直径常小于 1.5 cm, 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。有的球斑内聚合钾长石可达 10 个以上, 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 7, 图 10)。部分球斑具有更长石环边(图 9~图 11), 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 10), 宽在数毫米, 环边更长石多已发生蚀变, 使 A_n 降低, 成为钠长石, 仅少数地方仍保留 $x(A_n) = 15\% \sim 26\%$ 。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

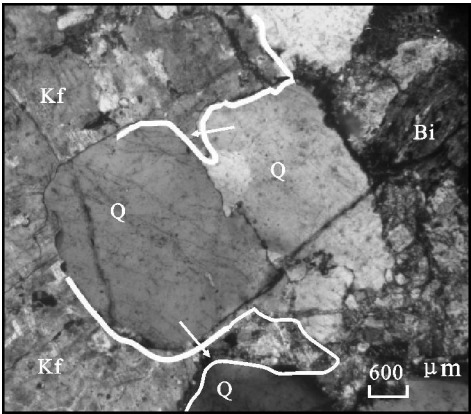


图 8 球斑钾长石(Kf)伸入基质石英(Q)、黑云母(Bi)中(标本 QY₁₆)
Fig. 8 Megacryst of K feldspar(Kf) Extended Into Matrix of Quarts(Q) and Biotite(Bi)(Sample QY₁₆)

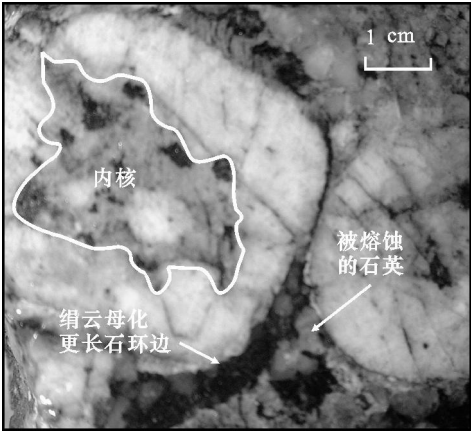
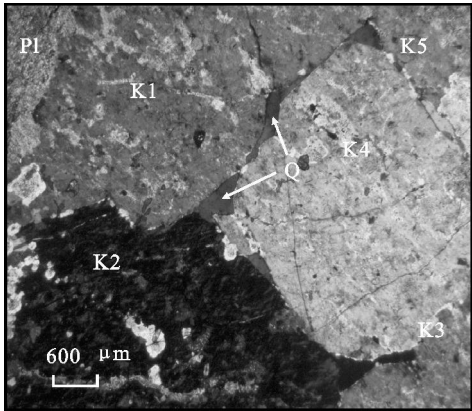
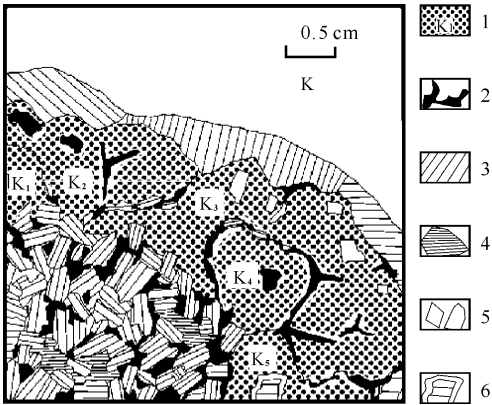


图 9 球斑与基质
Fig. 9 Photo of Wiping Section



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 7 球斑一角(标本 QY₁₅)

Fig. 7 A Corner of Megacryst(Sample QY₁₅)



左下角为由斜长石、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 10 球斑一角关系及环边(标本 QY₁₅)

Fig. 10 A Corner of Megacryst(Sample QY₁₅)

的间隙(图 8 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 3, 图 9, 图 10)。核心也呈圆球状, 较大的直径可达 2 cm。核心内斜长石多具半自形-自形晶, 板状, 大小多为(0.5~1.5)mm×(2.0~3.0)mm, 石英和黑云母呈它形充填在斜长石间隙(图 10), 斜长石的聚片双晶和肖纳双晶都较发育, $x(\text{An})=22\%\sim 31\%$ 。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 10), 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。球斑中斜长石包体多为长方形小晶体, 大小多在(0.05~0.15)mm×(0.2~0.4)mm, 双晶较发育, 表面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。孤立散布在球斑中的斜长石常有宽约 0.1 mm 的净边, 净边都是较纯的钠长石(图 10), 而净边包裹的粘土化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 3 种形态: 其一为水滴状; 其二为不规则状(图 10, 图 12 右), 但常出现内凹孤面; 其三为文象状(图 11 左)。文象状者不仅形态独特, 而且相邻者具相同的消光位(图 11 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 0.2 mm 左右, 排列无规律, 分布较少, 在一个直径为 3 cm 的球斑中黑云母包体小于 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 12 左), 按形态, 大小和排列规律可分为 2 种: 其一为细小透镜状的, 大小多在 0.01 mm×0.1 mm, 单体密度较大, 体积分数约为 10%, 沿(010)面平行排列(图 12 中箭头 1); 其二为较宽的钠长石条纹(图 12 中箭头 2), 宽度在 0.05~0.15 mm, 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, 这种条纹约占体积分数 15%~20%。

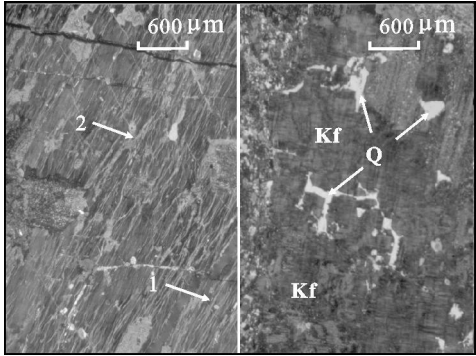
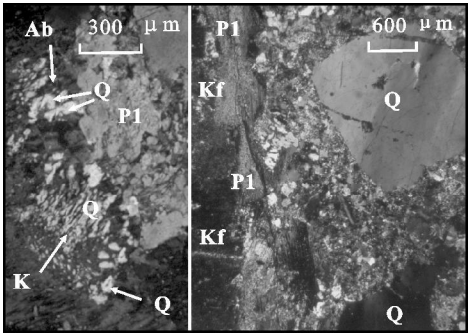


图 12 钠长石条纹(左)及不规则状(右)石英(标本 Qy_0 和 Qy_{764})

Fig. 12 Albite Strip and Irregular Quarts (Sample Qy_0 and Qy_{764})

3.3 基质

基质的体积分数多在 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 $x(\text{An})=27\%$, 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 13), 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, N_g 为深棕褐色, N_p 为棕褐-浅棕褐色, 以它形晶充填斜长石、石英间隙为主(图 13)。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 0.1~0.25 mm, 长宽比在 4 左右。磷灰石呈六方柱状, 大小在(0.03~0.1)mm×(0.2~0.5)mm, 长宽比大于 5。萤石在部分薄片基质中有少



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, P1 为球斑的绢云母化更长石环边

图 11 文象状(左)及细粒状(右)基质(标本 Qy_{21} 和 Qy_{768})

Fig. 11 Matrix of Micrographic (Left) and Fine Grain (Right) (Sample Qy_{21} and Qy_{768})

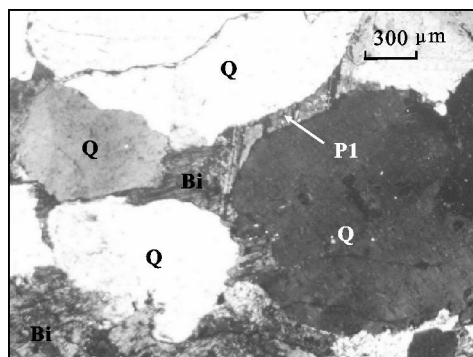


图 13 中粗粒基质中石英(Q)间隙的黑云母(Bi)和斜长石(Pl) (标本 QY₂₃)

Fig. 13 Quarts (Q) and Biotite (Bi) Between Quarts (Q) in Matrix of Medium Thick Grain (Sample QY₂₃)

量出现, 粒径在 0.1 mm 左右, 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 11 右)和显微文象状结构(图 11 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, 石英和黑云母, 粒径多在 0.1 mm 左右, 斜长石为钠质的, 有较好的晶形, 而其他矿物多呈它形。中粗粒的石英被熔蚀(图 9, 图 11 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 11 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。

4 讨论

4.1 环斑结构

鹰峰岩体是新近发现的一处中元古代环斑花岗岩体, 对它的研究才刚开始, 将该岩体的地质学及岩石学特征与经典地区及中国中元古代环斑花岗岩及相关岩石作一对比, 阐明它们的异同点, 对探讨该岩体的成因和地质意义是有益的。

环斑结构是环斑花岗岩的最重要的特征之一, 按 Sederholm (1891)^[2] 最早的含义和 Vorm (1976)^[14] 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-中长石环边, 也可以没有环边, 如

果具更-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, 在此笔者分别将其简称 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^[14-15]。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 1 cm, 最大的在 10 cm 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 2~3 cm 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, 这一点也有别于其他岩体, 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^[1-2, 14-16]。中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^[3, 17]。

在钾长石球斑中发育各种矿物包裹体^[2, 18-21], 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^[3, 18, 21], 中国密云环斑花岗岩以发育联晶为特征^[3, 17]。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约达 30%, 这也是其他环斑花岗岩所未见报道的。

区域上鹰峰岩体与东部秦岭中生代环斑花岗岩处在同一构造带上, 鹰峰岩体的环斑结构与秦岭环斑花岗岩结构^[6-7] 有相似之处, 但也有明显差别, 这方面拟另作探讨。

4.2 岩浆的结晶历史

环斑花岗岩的结构及矿物世代关系表明其结晶历史都很复杂, 多数存在二个大的结晶阶段: 基质部分比斑晶及其包裹矿物结晶晚。在每个阶段中由于结晶的物理、化学条件的改变, 使岩石中各矿物, 尤其是斜长石、钾长石、石英矿物的结晶优势交替变化, 形成了各种结构现象。在各矿物中, 含水矿物结晶较晚是环斑花岗岩的共性, 鹰峰岩体的环斑花岗岩也是这样的, 黑云母主要在基质中, 呈它形晶, 说明结晶较晚, 早期岩浆结晶是水极不饱和的。对首晶矿物的认识却存在差异, 多数倾向钾长石为首晶矿物, 也有认为斜长石是首晶矿物

的^[15, 22-26]。鹰峰岩体的钾长石球斑及其包裹矿物应是较早结晶的矿物, 但部分球斑中, 较自形斜长石+它形石英集合核的存在(图 10)说明首晶矿物可能是斜长石, 随后有一个钾长石生长占优势的过程。第二阶段形成中粗粒结构基质时, 岩浆中的水饱和度明显增大, 结晶出多量黑云母。造成水饱和度增大, 可以是岩浆上侵使水溶解度降低和/或由于结晶作用使残余岩浆中水含量增大引起的。中粗粒结构基质中斜长石和石英的自形程度相对变化表明该阶段中二矿物过饱和程度的交替变化, 该阶段中钾长石结晶可能是以早先形成的钾长石边缘增生方式进行的, 这种晶体生长阻碍了斜长石环边的形成, 同时使其边缘呈齿状伸入基质矿物间隙(图 8)。细粒和显微文象结构基质的形成在中粗粒基质之后, 应是该岩体第三阶段结晶的, 这时比起第二阶段更处于过冷状态, 形成了多量结晶中心。穿入奥长花岗斑岩中的小岩脉(图 5), 它的细粒结构基质十分发育, 可能是该阶段形成的, 类似于自侵入作用(auto intrusion)。

4.3 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^[2, 14, 18, 27]。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 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, 这是有别于其他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^[2, 14, 15], 就像中国密云沙厂这样的小岩体也是如此^[3, 17]。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, 矿物组成变化也不大(图 2)。

4.4 构造环境

鹰峰环斑花岗岩锆石定年为 $(1\ 772 \pm 33)\text{ Ma}$, 是元古宙花岗岩^[8]。中国元古宙环斑花岗岩分布很少, 鹰峰环斑花岗岩的发现为中国又增加了一个元

古宙环斑花岗岩的实例。从图 1 可知, 鹰峰岩体实质上是夹持在二条韧性剪切带中的构造透镜体。但其原始产状一定是侵入于元古界达肯大坂岩群的, 因为区域上只有达肯大坂岩群是老于岩体的。这样的产状与多数元古代环斑花岗岩的侵位地层^[2-3]相同。

从前面的产出位置推断, 它们可能分布于华北板块的西南侧, 与分布于东北侧的密云沙厂环斑花岗岩遥遥相对, 而在古生代造山作用中卷入了柴达木盆地北缘造山带中。肖庆辉等^[8]对该岩体的年龄研究表明, 锆石除记录了一个成岩年龄外, 还有一个加里东期热扰动年龄。这表明可能是加里东期被卷入构造带的, 在这个时期柴北缘曾发生过深俯冲造山作用^[28]。鹰峰岩体可能只是该地区中元古界环斑花岗岩岩浆活动记录的一个残块, 也可能正是它的地质经历, 使该岩体具备出露面积小, 岩性单一, 矿物蚀变和钾长石球斑出溶作用强烈的特征。

可见, 鹰峰环斑花岗岩产出的构造环境特殊, 即原始是产于元古代板内克拉通内部, 后又卷入古生代造山带中, 这在世界上是极为罕见的。

5 结论

(1) 鹰峰岩体是一个双峰式岩体。主体是环斑花岗岩及二长花岗岩岩脉, 辉绿岩、辉长辉绿岩、石英闪长岩、奥长花岗岩等岩脉构成另一个岩浆活动系列。

(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) 鹰峰岩体体现产状是夹持于二条韧性剪切带中的构造残块, 原为产于克拉通内的元古代环斑花岗岩, 后卷入古生代造山带中。这种产出特征极为特殊, 在世界上罕见。

(4) 与中元古代环斑花岗岩相比, 其地质和岩相特征基本相似, 但也存在一些差异, 这些差异有的是后续构造活动中改造引起的, 有的可能反映了岩浆活动本身的差异。

[参 考 文 献]

[1] Ilmari Haapala. Petrography and Geochemistry of the Euro-Asian Plateau. *Journal of Petrology*, 1994, 35(1): 1-10.

- joki Stock, A Rapakivi granite Complex with Greisen Type Mineralization in Southwestem Finland[J]. Geological survey of Finland, 1977, 286: 26-128.
- [2] Rämö O T, Haapala I. One Hundred Years of Rapakivi Granite [J]. Mineralogy and Petrology, 1995, 52: 129-185.
- [3] 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.
- [4] 卢欣祥, 尉向东, 肖庆辉, 等. 西秦岭发现奥长环斑花岗岩带[J]. 地质论评, 1998, 14(5): 535-540.
- [5] 王晓霞, 王 涛, 卢欣祥. 秦岭梁和老君山环斑结构花岗岩[J]. 地质通报, 2002, 21(8/9): 523-529.
- [6] 王晓霞. 北秦岭中生代环斑结构花岗岩及构造动力学背景[D]. 北京: 中国地质大学, 2003.
- [7] 王晓霞, 王 涛, 卢欣祥. 北秦岭中生代沙河湾岩体环斑结构及有关问题的讨论[J]. 地球学报, 2002, 23(1): 30-36.
- [8] 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.
- [9] 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.
- [10] 青海省地质矿产局. 青海区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- [11] 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.
- [12] 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.
- [13] 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.
- [14] Atso Vormaa. On the Petrochemistry of Rapakivi Granites with Special Reference to the Laitila Massif[J]. Geol Surv Finland, 1976, 286: 26.
- [15] Atso Vormaa. Alkali Feldspars of the Wiborg Rapakivi Massif in Southeastern Finland[J]. Bull comm géol Finland, 1971, 246: 8-72.
- [16] Ahti Simoren, Atso Wormaa. Amphibole and Biotite from Rapakivi[J]. Bull comm géol Finland, 1969, 238: 5-28.
- [17] 赵崇贺. 北京密云斜长环斑花岗岩地质学与岩石学研究[C] //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. 北京: 地质出版社, 1964.
- [18] James A S, David A W. 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.
- [19] Dempster T J, Jenkin G R T, Rogers G. The Origin of Rapakivi Texture[J]. Journal of Petrology, 1994, 35(4): 963-981.
- [20] Lyakhovich V V. Rapakivi: A Possible Origin of Ovoids[J]. International Geology Review, 1992, 34(5): 477-488.
- [21] Shinkarev N F, Rundkvist N D. The Problem of the Formation of Rapakivi Granites[J]. Zapiske Vsesoyzngo Mineralogicheskogo Doshchesva, 1986, 6: 643-649.
- [22] Savolahti Antti. The Ahvenisto Massif in Finland[J]. Bull Comm géol Finlande, 1956, 174: 1-96.
- [23] Tuttle O F, Bowen N L. Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O [J]. Geol Soc of Amer, 1958, 74: 1-153.
- [24] Elders, Wilfred A. Mantled Feldspars from the Granites of Wisconsin[J]. Journ Geol, 1968, 76(1): 37-49.
- [25] Stewart D B. Rapakivi Granite from Eastern Penobscot Bay, Maine. Proc. 20th Intern[J]. Geol Congr, 1959, 11(A): 293-320.
- [26] Richter, Wolfram. Die Feldspate Des Granites Von Eisenkappel (kärnten) und Seines Randporphyres[J]. Tscherm Mineral Und Petrograph Mitt, B XI, 1966(3/4): 439-458.
- [27] Brown P E, Dempster T J, Hutton D H W, et al. Extensional Tectonics and Mafic Plutons in the Ketilidian Rapakivi Granite Suite of South Greenland[J]. Lithos, 2003, 67: 1-13.
- [28] 许志琴, 杨经绥, 吴才来, 等. 柴达木北缘超高压变质带形成与折返的时限及机制[J]. 地质学报, 2003, 77(2): 163-176.