1000-0569/2003/019(04)-0585-00　　*Acta Petrologica Sinica*　岩石学报

东天山一个多相带高铷氟花岗岩的地球化学及成岩作用*

顾连兴　苟晓琴　张遵忠　吴昌志　廖静娟　杨浩　尹琳　闵茂中
GU LianXing, GOU XiaoQin, Zhang ZunZhong, WU ChangZhi, LIAO JingJuan, YANG Hao, YIN Lin and MIN MaoZhong

内生金属矿床成矿机制国家重点实验室(南京大学),南京大学地球科学系,南京　210093
State Key Laboratory for Endogenic Mineral Deposit Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, *China*
2002-11-25 收稿,2003-02-20 改回.

Gu LX, Gou XQ, Zhang ZZ, Wu CZ, Liao JJ, Yang H, Yin L and Min MZ. 2003. Geochemistry and petrogenesis of a multi-zoned high Rb and F granite in eastern Tianshan. *Acta Petrologica Sinica*, 19(4):585-600

Abstract　The Baishiquan topaz-bearing amazonite granite pluton in eastern Tianshan exhibits five well-exposed lithological zones, which, gradational from the lowest level, are leucogranite zone (zone a), amazonite-bearing granite zone (zone b), amazonite granite zone (zone c), topaz-bearing amazonite granite zone (zone d) and topaz albite granite zone (zone e). Numerous veins and lenses of amazonite pegmatite occur in the pluton, and topaz albitite veinlets are found cutting the confining rocks to the intrusion. Crystallization and consolidation of the intrusion proceeds upwards from the lower zones. Quartz and topaz are the earliest phases that crystallized from the melt, whereas amazonite is formed from a fluid-rich residual magma by interstitial fillig and replacing earlier minerals. General trends from zone a to zone e are: (1) With quartz phenocrysts progressively larger in size and better in crystal perfectness, the rock texture changes from equigranular to porphyroidal; (2) Amozonite and topaz are enriched in the uppermost three zones; (3) With increasing Li and (Al + Ti), white mica evolves from siderophyllite in zone a, b and c to zinnwaldite in zone d; (4) F, H_2O, Al_2O_3 and Na_2O increase, SiO_2, FeO, K_2O and Fe^{3+}/Fe^{2+} decrease, and plots of normative composition on the Qz-Ab-Or diagram move towards the Ab apex; (5) Co, Ni, Cr, W, Nb, Zr, U, Th, Y, K/Rb and Zr/ Hf decrease, whereas F, Li, Rb, Ga, V, Sn, Rb/Cs, Ga/Al and La_{CN}/Lu_{CN} increase; (6) $\delta^{18}O$ decrease from 9.25 ~ 9.75‰ in zone a to 7.32‰ in zone e; (7) Homogenization temperatures of melt inclusions in quartz decrease from about 860℃ ~ 810℃ for zone a to about 680℃ ~ 660℃ for zone e. Such petrological and geochemical zoning was caused by higher F and H_2O contents of the magma, which facilitated fractional crystallization and fluid transfer.

Key words　Granite, Fluorine, Rubidium, Topaz, Amazonite, Tianshan, Xinjiang

摘　要　东天山星星峡白石头泉含黄玉花岗岩岩体在露头上显示很好的岩性分带,从下至上依次为:淡色花岗岩(a带),含天河石花岗岩(b带),天河石花岗岩(c带),含黄玉天河石花岗岩(d带)以及黄玉钠长花岗岩(e带)。在岩体中存在众多的天河石伟晶岩脉和透镜体,在岩体围岩中还可见到黄玉钠长石脉。岩体的结晶和固结是由下往上进行的。石英和黄玉是最早从熔体中晶出的矿物相,而天河石是由富含流体的残余熔体填隙结晶或与先存矿物反应而成。从a带到e带总的趋势是:(1)随着石英斑晶粒径渐大和晶形渐好,岩石结构从等粒状变为似斑状;(2)天河石和黄玉富集于最上部的三个带;(3)随着Li和(Al+Ti)含量的增加,白色云母成份从a,b,c带的铁叶云母演化到d带的铁锂云母;(4)F、H_2O、Al_2O_3和Na_2O含量增加,而SiO_2、FeO、K_2O含量和Fe^{2+}/Fe^{3+}比值降低,且在标准矿物Qz-Ab-Or图解上,成分投影向Ab顶角移动;(5)Co、Ni、Cr、W、Nb、Zr、U、Th、Y、含量和K/Rb、Zr/Hf比值降低,而F、Li、Rb、Ga、V、Sn含量和Rb/Cs、Ga/Al、La_{CN}/Lu_{CN}比值加大;(6)$\delta^{18}O$从9.25‰~9.75‰下降到7.32‰;(7)石英熔体包裹体均一法温度从860℃~810℃下降到680℃~660℃。上述岩性和地球化学分带是由于岩浆中较高的F和H_2O含量,促进了分离结晶和流体搬运的结果。

关键词　花岗岩;氟;铷;黄玉;天河石;天山;新疆
中图法分类号　P588.121

---

* 本文是国家重点基础研究发展规划项目(编号:2001CB409802)成果.
第一作者简介:顾连兴,男,1944年出生,教授,博士生导师,矿床学专业,E-mail:lxgu@nju.edu.cn

1 引言

含黄玉花岗岩的岩石学及其成因越来越引起地质学家们的兴趣。有关这类岩石的岩浆成因、演化及其与锡和稀有金属成矿的密切联系,所发表的论文已卷册叠置(Baily, 1997; Kovalenko and Kovalenko, 1976; Manning, 1981; Pichavant et al., 1987; Congdon and Nash, 1998; Webster and Holloway, 1990; Raimbault and Burnol, 1998; Ryef *et al.*, 2000)。关于这类花岗岩的成因目前主要有岩浆结晶和热液交代两种观点(Hu et al., 1984; Kleeman, 1985; Rambault *et al.*, 1995; Yin *et al.*, 1995; Breiter *et al.*, 1997; Zhu *et al.*, 2001)。持岩浆观点者常将含黄玉花岗岩的内部分带归咎于岩浆分异或分离结晶(Kovalenko and Kovalenko, 1984; Zhu and Liu, 1990; Zhu *et al.*, 2001)。然而,许多岩体中云英岩及热液矿化的存在使问题变得较为复杂。作者于1986年对新疆哈密县星星峡白石头泉含黄玉天河石花岗岩作了考察,发现了岩体中清楚的岩相分带,并发表了初步研究成果(顾连兴等,1994)。嗣后,作者又于1996年和2002年两次考察该岩体,填制了岩体的岩相地质图,并对其五个岩相带作了系统取样研究。本文旨在讨论这些相带的岩石学、地球化学和同位素特征,并在此基础上进一步探讨这类花岗岩体的成岩机制。

2 地质背景

白石头泉花岗岩体位于中天山前寒武纪构造带东部北缘(图1)。该构造带夹于沙泉子断裂和红柳河断裂之间,所出露的岩石主要是一套变质的前寒武系火山-沉积岩系,即中元古界星星峡群,卡瓦布拉克群和上元古界天湖群,目前的岩性主要是片岩、片麻岩、混合岩、大理岩及角闪岩等。星星峡群和卡瓦布拉克群的变质作用大约发生在1000 Ma前,而天湖群的变质时代大约为700 Ma(胡霭琴等,1986, 1997)。中天山的地质特征可与塔里木地块北缘的中-晚元古界出露区相对比,因此被认为是早古生代天山洋沿沙泉子断裂向南俯冲的过程中因弧后扩张而从塔里木大陆裂离的产物,并被视作早古生代天山造山带的中间地块(胡受奚等,1990)。至晚古生代,天山洋的消减方向反转朝北,于是形成了哈萨克斯坦板块南缘的觉罗塔格岛弧。石炭纪末,天山洋俯冲殆尽,觉罗塔格岛弧与中天山被动陆缘沿沙泉子断裂发生碰撞(顾连兴等,1990,2001)。早二叠世时期,沿此断裂带又发生了强烈的右旋韧性剪切(Shu *et al.*, 1999; Laurent-Charvet *et al.*, 2002).

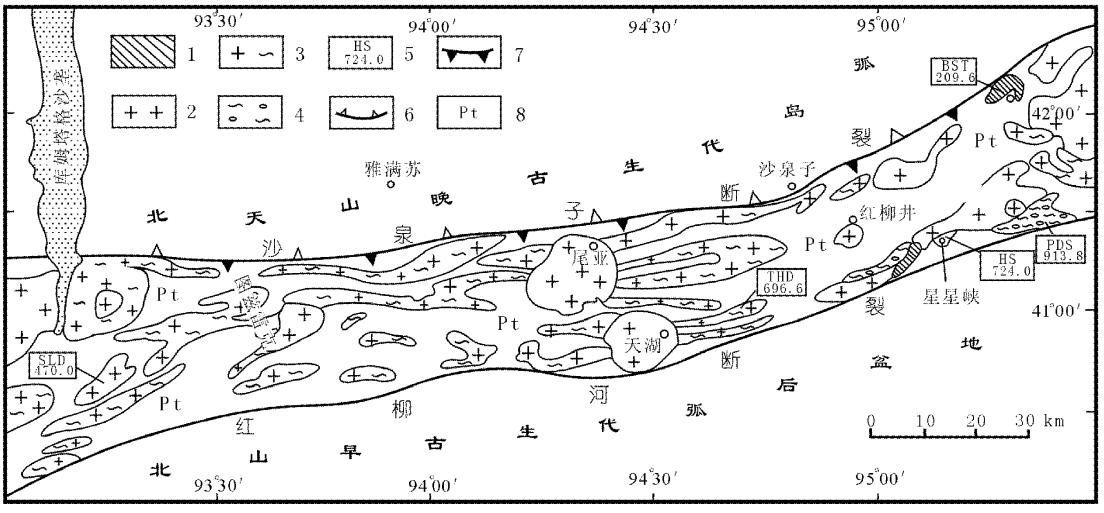

图1 东天山东段区域地质略图(地质资料据顾连兴等,1990)

1-天河石花岗岩;2-加里东晚期花岗岩类;3-澄江期片麻状花岗岩类;4-晋宁期花岗岩类;5-侵入体名称和Rb-Sr等时线年龄;6-晚古生代俯冲带;7-早古生代俯冲带 8-中、晚元古界。侵入体名称: BST-白石头泉; HS-星星峡后山; PDS-平顶山(砖井); SLD-沙垄东; THD-天湖东

Fig. 1 Regional geology of the eastern section of the Middle Tianshan belt (data from Gu Lianxing et al., 1990)

在中天山构造带上,平顶山眼球状-片麻状S-型花岗岩的Rb-Sr年龄为(913.8±4.5)Ma(图1),可视为晋宁运动的产物,并代表着该带最早的热事件(顾连兴等,1990)。其余与变质岩片理整合的S-型片麻状花岗岩在成因上与澄江运动有关,其Rb-Sr年龄在星星峡后山为(724.0±8.1)Ma,在天湖东为(696.6±5.7)Ma(图1);与片理不整合的沙垄东I-型块状花岗岩岩体Rb-Sr法年龄为(470.0±3.0)Ma(图1),与之类似的岩体可能是在晚-后加里东区域构造伸展期间的产物(顾连兴等,1990)。两个天河石花岗岩体均产在中天山东段(图1),其一见于星星峡镇(图1)南西约10 km处,露头

面积不足 2 km^2，其中未发现黄玉；其二位于星星峡镇北东约 30km 处，岩体中涌出一股微咸泉，称为白石头泉，白石头泉岩体即因泉而名。哈密石材厂正将天河石花岗岩作石材开采，取商业名曰“天山蓝”。

3 岩体地质

白石头泉岩体露头面积约 7 km^2，沿山岗呈 NE 向展布，其南部被第四纪沉积物覆盖（图 2）。当地戈壁气候干旱，山坡几无植被、化学风化以及土壤覆盖，取样条件甚佳（图 3A）。

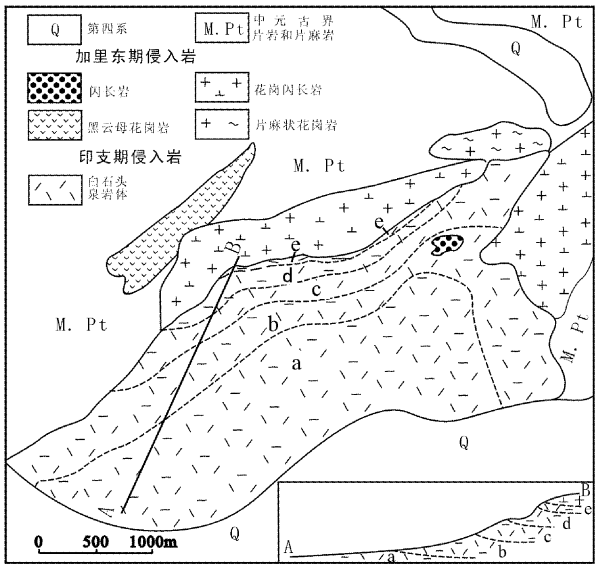

图 2 白石头泉岩体地质图和实测剖面图（虚线表示岩相过渡界线）

a－淡色花岗岩；b-含天河石花岗岩；c-天河石花岗岩；d-含黄玉天河石花岗岩；e-黄玉钠长花岗岩（e 带厚度有所夸大）

Fig. 2 Geological map and cross section of the Baishitouquan pluton. Broken lines are transitional boundaries for lithological zones

白石头岩体 Rb-Sr 等时线年龄为（209.6 ± 9.6）Ma（顾连兴等，1994）。该岩体与中元古界片岩、片麻岩、混合岩以及加里东期花岗闪长岩呈突变接触，其分枝穿插于围岩花岗闪长岩中（图 2，3A），内、外接触带均未发现锡和稀有金属矿化。岩体中热液蚀变很弱，这为研究其原生分带的形成机制提供了极有利的条件。

4 岩相学

从山脚沿坡而上，可在白石头泉岩体中分出五个渐变的相带（图 2）：淡色花岗岩带（a 带），含天河石花岗岩带（b 带），天河石花岗岩带（c 带），含黄玉天河石花岗岩带（d 带）以及黄玉钠长花岗岩带（e 带）。相带 d 和 e 间的界面相对较清楚，其产状平缓。各带岩石的主要特征如下：

淡色花岗岩 为一种中-细粒块状岩石，颜色灰白。矿物成分主要为白色云母（3% ~5%）、石英（28% ~35%）、钠长石（22% ~36%）和钾长石（22% ~35%）。石英多为 1 ~ 2.5 mm 的半自形晶；白色云母在手标本上显墨绿色，显微镜下则无色，在薄片中常可见其内有黑云母的反应残留体；钾长石多呈它形，粒径 0.8 ~1.2 mm；钠长石多呈 0.5 ~1.5 mm 板条状半自形，聚片双晶清晰。

含天河石花岗岩 该岩石与淡色花岗岩的主要区别为出现少量蓝绿色天河石颗粒（1% ~5%）。白色云母中的黑云母残留体少见；石英多呈自形晶，其粒径向上渐增。

天河石花岗岩 岩石呈浅蓝绿色，块状构造，似斑状结构（图 3B）。矿物成分主要为石英（25% ~32%）、白色云母（2% ~5%）、钠长石（30% ~35%）和钾长石（20% ~35%，含天河石 5% ~15%）。斑晶均为半自形 ~ 自形的石英，粒径主要为 3 ~7 mm，并发育良好的亚颗粒。基质中也能见到石英，但均呈它形晶，粒径多 0.2 ~0.5 mm。

含黄玉天河石花岗岩 该带岩石的矿物成分和结构与天河石花岗岩十分相似，其主要特征是出现黄玉（1% ~ 3%）。黄玉自形晶多呈柱状，长 5 ~40 mm，多数 20 mm 左右（图 3C），常孤立地分散于岩石中，其含量向上渐增至 2% ~ 5%。此带中的石英颗粒多数为 3 ~ 8 mm，明显粗于下方天河石花岗岩中的石英。石英兼具六方柱及菱面体单形，属典型的低温α-石英。

黄玉钠长花岗岩 该带分布于侵入体顶部，厚度 1 ~2 m（图 2），岩石呈灰白，并具似斑状结构（图 3D）。斑晶为黄玉（10% ~15%）和石英（15% ~30%），基质主要由白色云母（5 ~10%），糖粒状钠长石（50% ~60%）和钾长石（10%，其中天河石 5%）组成，并含少量石榴石和萤石。黄玉晶体粒度（3 ×5）~（5 ×40）mm 不等，大致定向排列，排列方向与岩体和围岩的接触面斜交（图 3D）。这种定向排列可能代表了岩浆的流动方向，因此也表明黄玉是岩浆早期结晶作用的产物。此带中石英粒度通常为 5 ~15 mm，最大为 20 mm，均为低温的 α-石英，其内部普遍发育亚颗粒。

从 a 带到 d 带，均可见到由富含云母和富含长英质矿物的带交替而形成的条带状构造（图 3E）。这些条带多彼此平行，但也常发生扭曲或褶皱。在相带 b、c 和 d 中，可见几厘米到 30 厘米宽的、含或不含天河石的花岗岩脉和花岗伟晶岩脉沿不同方向裂隙穿插岩体。在天河石花岗岩相带中所见的一个天河石伟晶岩透镜体长约 2 m，宽约 50 cm，主要由天河石、石英和云母组成，其中天河石粒度可达 10 cm 以上。含天河石的脉或透镜体两侧常有几厘米到十几厘米宽的富含天河石和钠长石的蚀变边。在岩体外接触带，局部可见黄玉钠长岩脉（含黄玉达到 20%）穿插围岩花岗闪长岩，脉宽数厘米，呈树枝状，沿走向可尖灭再现（图 3F），表明这种脉

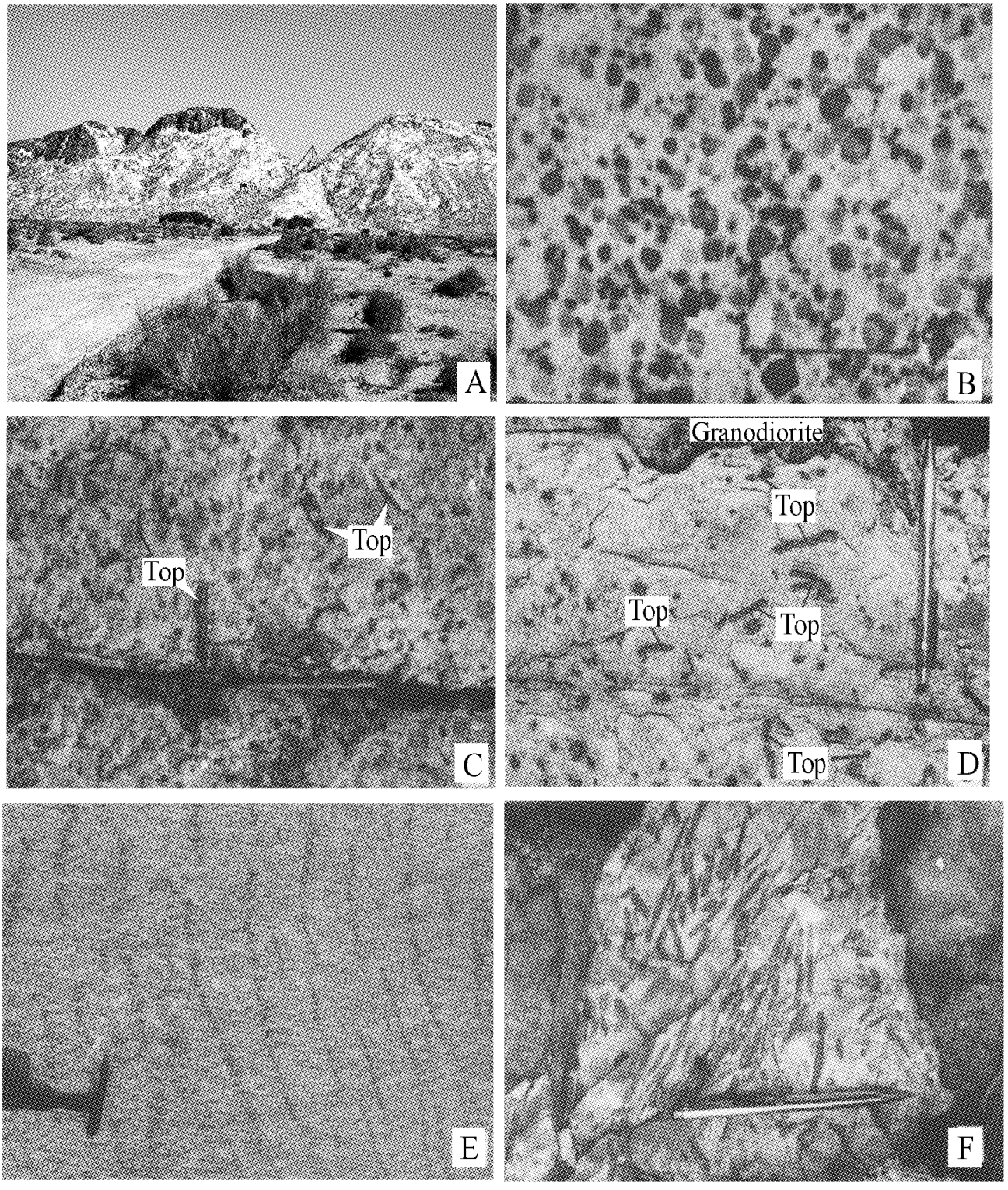

图 3 白石头泉天河石花岗岩远视图和岩性照片

A-白石头泉岩体(白色)侵入并有小岩枝穿插左上方花岗闪长岩(黑色);B-c 带天河石花岗岩光面,表示似斑状结构及其中的石英斑晶,请注意多数石英斑晶因包含 2 ~ 3 个亚颗粒群而反射率不匀;C-浸染于含黄玉天河石花岗岩相带中的柱状黄玉晶体,视域宽 45cm;D-黄玉钠长花岗岩相带中的黄玉排列方向与该相带和上方花岗闪长岩的接触面斜交,野外露头面;E-由富含云母的带与贫云母的带交替形成的条带状构造,;F-穿入岩体外接触带花岗闪长岩的黄玉钠长岩脉,其中黄玉柱晶与脉壁近于平行,可能代表岩浆流动方向

Fig. 3 Photographs showing distant view and lithological features of the Baishitouquan pluton

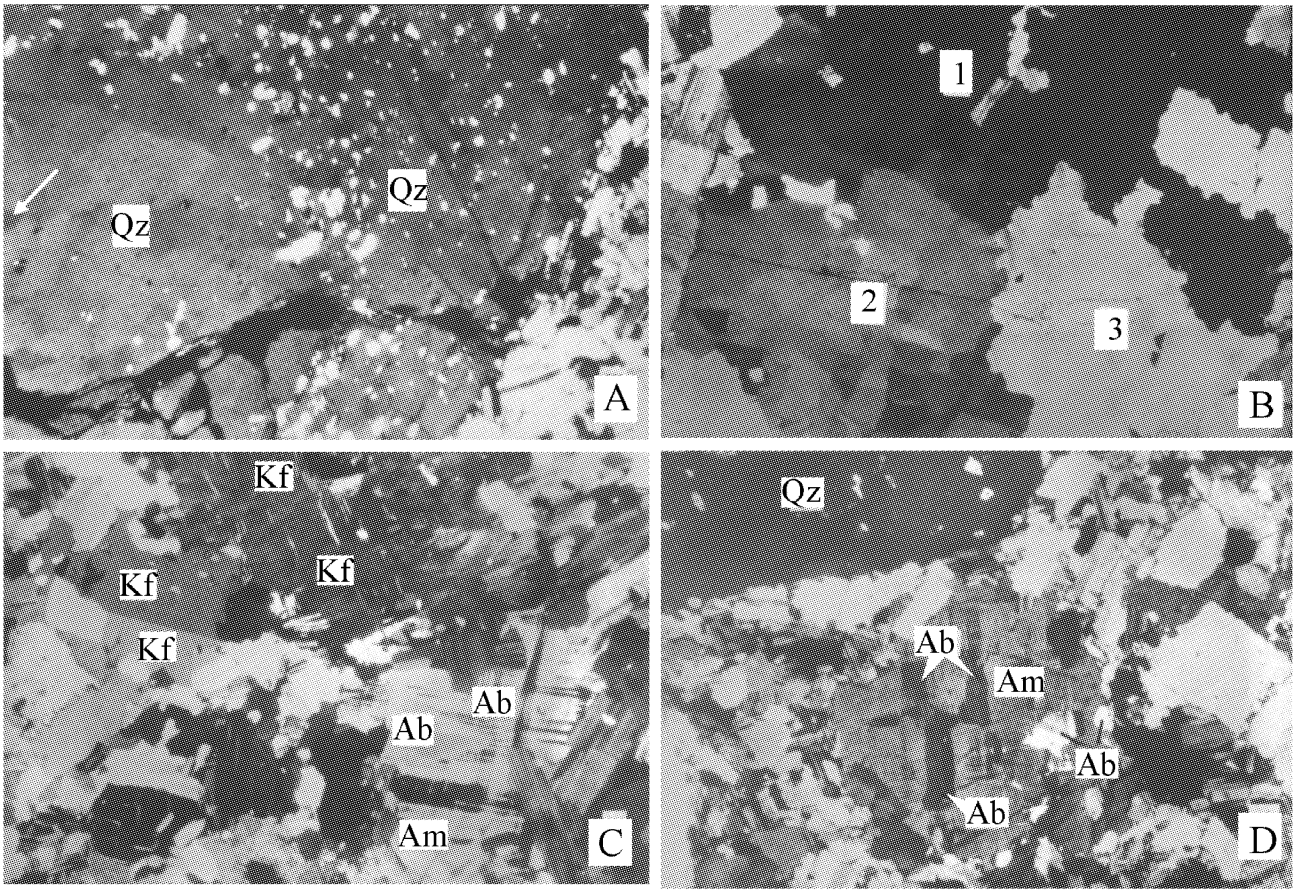

图 4　白石头泉岩体岩石结构照片

A-石英斑晶边部钠长石包裹体(白色颗粒)定向排列,构成似雪球构造,请注意石英斑晶显示亚颗粒结构,其中心部位缺乏钠长石包裹体,照片右下方为天河石花岗岩的基质,正交偏光,视域宽 4.4 mm;B-石英斑晶的三个亚颗粒群(分别标注为 1、2 和 3)总体消光方位显著不同,而亚颗粒群内部的各亚颗粒消光方位相近,正交偏光,视域宽 4.4 mm;C-两个世代钾长石,其中第一世代钾长石颗粒(Kf)含微细的钠长石出溶叶片;第二世代的天河石颗粒(Am)显示格状双晶,并将钠长石交代成三角形残留体,正交偏光,视域宽 4.4 mm;D-具格状双晶的天河石颗粒交代钠长石,并将一个钠长石颗粒(Ab)切割成四个光性连续的孤岛,正交偏光,视域宽 4.4 mm

Fig. 4　Microphotographs showing textures of the Baishitouquan pluton

是低粘度岩浆的结晶产物。岩体中尚未发现云英岩及有关的矿化现象,所见的热液蚀变主要为萤石化及白云母化。

5　矿物学

白石头泉岩体的组成矿物有如下特征:

5.1　主要矿物

石英:从淡色花岗岩带向上到黄玉钠长花岗岩带,岩石中的石英粒径渐大,结晶程度亦渐好,岩石结构由等粒状变为似斑状。在上部三个带中,石英斑晶粒径 3 ~ 15 mm,六方柱单形发育良好,其较外层有大量钠长石包裹体(粒度 0.02 ~ 0.25 mm)呈同心环状排列,具有类似雪球构造的特征(图 4A),而其中心部位却仅含少量钠长石包裹体。这表明石英在钠长石大量成核之前就已开始结晶。

白石头泉岩体中石英的一个显著的特征是亚颗粒发育良好(图 4A,B),形成镶嵌结构(Best,1982)。多数石英晶体中的亚颗粒近等粒状,且无定向性,但在某些石英晶体中,也存在板条状并略具定向性的亚颗粒。从 a 带向上,单个晶体中的亚颗粒数目递增,这表明上部带中石英晶体所受的应变比下部带中更加显著。更为有趣的是,单个石英晶体常常由几个亚颗粒群组成(图 4A,B),每个群中的亚颗粒消光位甚相近,从而使石英晶体显示群组消光(图 4B)。

钾长石和天河石:钾长石在手标本上有两种颜色,贫铷者呈浅粉红色,富铷的天河石呈不均匀的浅蓝绿色,但两者在镜下均表现为无色,于是出现了在显微镜下如何区分钾长石与天河石的问题。

镜下仔细观察可以辨认出两个世代钾长石。第一世代颗粒大部分为半自形-它形晶体,表面有污染,解理清晰,多数无双晶,少数具卡氏双晶(图 4C)。有些颗粒中可见到亚

颗粒和钠长石出溶条纹(图4C)。该世代钾长石是熔体直接结晶的产物。

第二世代钾长石常呈它形颗粒,粒径0.5~1 mm,在镜下以格子双晶为特征(图4C,D),表面明晰,解理完全,无亚颗粒。颗粒内钠长石包裹体的边界和双晶纹往往较模糊。该世代钾长石以空隙充填和交代钠长石或第一世代钾长石的方式生长,有时将后两种矿物交代并切割成若干光性连续的残留孤岛(图4C、D)。

薄片中第二世代钾长石的数量与手标本上浅蓝绿色矿物的数量成正比,表明这一世代钾长石为天河石,而第一世代钾长石则对应于手标本上的浅粉红色钾长石。电子探针测得的Rb含量进一步确定了这种区别。第一世代钾长石27个测点的Rb含量平均为310×10^{-6},而29个第二世代钾长石(天河石)测点的平均值为1700×10^{-6},最大值为9720×10^{-6}。在同一个天河石颗粒不同部位所测的9个探针点,其Rb含量变化于$2310 \times 10^{-6} \sim 9720 \times 10^{-6}$之间,表明了Rb在矿物内部的不均匀性,这与手标本上所见天河石同一颗粒蓝绿色深浅不一的特征相一致。电子探针测定也表明,浅粉红色钾长石和天河石的Na_2O含量均低于0.76%(摩尔百分比),但前者比后者略高。

用XRD方法测定了c带和d带的三个粉红色钾长石样品,获得其三斜度变化范围为0.91~0.95,表明粉红色钾长石为高度有序的微斜长石。

钠长石:也可区分出两个世代。第一世代钠长石多为长0.5~1 mm的板状自形晶,发育聚片双晶,为岩浆直接结晶的产物。粒径0.02~0.3 mm的早期微晶普遍地包裹于石英和钾长石中,而被白色云母包裹者甚少。钠长石包裹体在石英斑晶的中心部位和黄玉中十分稀少,且粒径很小,而在石英晶体的外带其数量激增,粒径也较大。这些结构表明石英和黄玉斑晶的结晶作用早于钠长石的大量成核。电子探针分析表明,该世代钠长石分子中钙长石含量很低(An_{0-7})。这种低钙特征是含黄玉花岗岩的斜长石所共有(Taylor, 1992; Manning and Hill, 1990; Liu et al., 1999)。

第二世代钠长石多为粒径小于0.1 mm的它形颗粒,表面明亮洁净,缺乏聚片双晶。这种钠长石见于含天河石花岗岩及其上方的几个相带中,常沿岩石中的微裂隙或先存钾长石等矿物颗粒的边缘分布,应为岩浆晚期-期后流体交代的产物。

白色云母:白色云母(White mica, Guidotti, 1998)的手标本颜色在a带中呈墨绿色,而至b带,c带和d带中则逐渐变为浅绿色,最终在e带中成白色。总的说来,在a~d带中,浸染状分布的白色云母是原生的或是岩浆的,而不是交代成因的。与此成对照的是,e带中的一部分白色云母沿裂隙分布并可呈黄玉假象,应为岩浆期后的蚀变产物。

白色云母大部分呈半自形-它形鳞片分布于钠长石粒间,而很少被包于石英斑晶中,表明云母在岩浆结晶历史的后期才开始生长,正如Bailey(1977)所指出的那样,岩浆中的高F含量使石英和长石结晶早于白色云母。

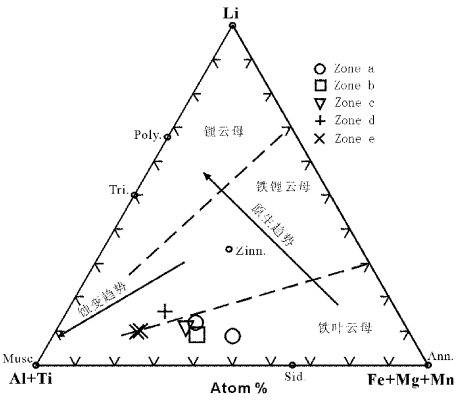

图5 白石头泉岩体不同相带白色云母八面体位置阳离子数在Li~(Al+Ti)~(Fe+Mn+Mg)图中的投影

Poly.-多硅锂云母;Tri.-锂白云母;Zinn.-铁锂云母;Musc.-白云母;Sid.-铁叶云母;Ann.-铁云母(锂云母、铁锂云母和铁叶云母的界线据Stone et al., 1988,原生趋势线和蚀变趋势线据Henderson and Martin, 1989)

Fig.5 Li~(Al+Ti)~(Fe+Mn+Mg) octahedral site occupancy (atomic) plot of white mica from the Baishitouquan pluton

从a带到e带的白色云母通过浮选,磁选,然后在双筒显微镜下进行手选。提纯后的样品用湿化学法和电子探针进行成分测定。所获结果经计算后将八面体位置的阳离子数标绘在Li~(Al+Ti)~(Fe+Mn+Mg)图中(图5)。投影点表明,白石头泉岩体的白色云母随着Li和(Al+Ti)含量的增加从a、b和c带的铁叶云母演化到d带的铁锂云母。这种趋势类似Henderson and Martin (1989)所称的原生趋势(original trend, 图5),只是白石头泉的白色云母与西南英格兰(Henderson and Martin,1989)、法国(Henderson and Martin, 1989)和New Brunswick南部Pleasant Ridge(Taylor,1992)等地花岗岩中的富锂白色云母相比,其Li含量低得多而(Al+Ti)含量高得多。与上述趋势不同的是,e带的白色云母却比d带的富含(Al+Ti)而贫Li和(Fe+Mg+Mn),这与Henderson and Martin (1989)所称的蚀变趋势(alteration trend)相似。这种趋势与e带中所见的黄玉和长石的白云母化现象相符。白色云母的Rb含量为0.57%~0.98%,远远超过钾长石的Rb含量,这与翁岗岩(Kovalenko and Kovalenko.,1976)的特征一致。

黄玉:均呈典型的柱状晶体,长5~40 mm。含黄玉天河石花岗岩相带中开始出现黄玉斑晶,越往岩体顶部,其量渐增,至黄玉钠长花岗岩中可达10%~15%,从而成为岩石的主要造岩矿物。黄玉在手标本上显蜡黄色,但在显微镜下则无色,且洁净明亮。黄玉常被白云母沿颗粒边缘、解理和裂缝交代,交代完全时仅保留其假象。含黄玉天河石花岗岩带中黄玉的电子探针测定,获得其F含量平均为18.9%。

黄玉呈完好的自形晶，其中钠长石包裹体少见，部分晶体具有代表熔蚀的圆化棱角，因此黄玉也是接近液相线的产物。此岩体中黄玉的较早结晶与世界上其它地区的黄玉花岗岩可以类比（Pichavant and Manning ，1984；Taylor，1992），并与新近的实验结果（Veksler and Thomas，2002）相一致。

5.2 副矿物

经过淘洗获得，天河石花岗岩相带副矿物总量为1067 g/t，其中主要是石榴石（865 g/t）、锡石（85 g/t）、萤石（51 g/t）、绿帘石（37 g/t）、磷灰石（26 g/t）、榍石（2.0 g/t）、独居石（0.7 g/t）和锆石（0.4 g/t）。

石榴石多为半自形～自形颗粒，粒径0.05～0.2 mm，在白石头泉岩体五个带中均普遍存在。在石英斑晶中未发现石榴石包裹体。虽然偶见石榴石被包于钠长石中，但石榴石多与白色云母和填隙萤石在空间上紧密伴生，因此，石榴石虽有少量较早结晶，但主要地也是岩浆结晶较晚期的产物。就成分而言，岩体中的石榴石以富锰为特征。电子探针分析表明，c带中的石榴石含铁铝榴石39.56%～41.45%、锰铝榴石56.96%～60.40%及钙铁榴石0～1.59%；d带中的石榴石含铁铝榴石30.95%，锰铝榴石69.05%。这与文献（Clarke，1981）中过铝花岗岩中的石榴石往往富锰这样的报道相一致。与c带相比，d带中的石榴石更加富锰。

作为副矿物的萤石粒径多为0.04～0.3 mm，主要呈填隙状产于岩石中，并常与石榴石伴生，因此也形成于岩浆结晶的较晚期。在天河石花岗岩相带的岩石裂隙面上，也见到了紫色萤石薄膜，因此，萤石的结晶无疑一直持续到固相线温度以下。

根据Pupin（1980）的分类标准，选自天河石花岗岩相带的29个锆石颗粒结晶习性主要属于P1亚型，少数为G1和G18亚型。基于Pupin（1980）建议的计算公式，这些锆石的结晶温度介于646℃～696℃之间。

白石头泉侵入岩的矿物共生关系归纳于图6。

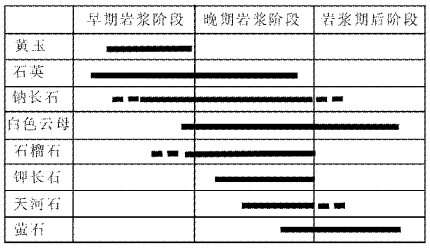

图6 白石头泉岩体矿物共生关系图

Fig. 6 Mineral paragenesis of the Baishitouquan pluton

6 地球化学

6.1 主量元素

如表1所示，白石头泉岩体的五个相带都以高硅、高碱为特征，并为弱过Al质（A/NKC = 1.00～1.11，仅一个样品例外，为0.98），Ti，Fe，Ca，Mg含量低。五个带中P_2O_5含量均很低，可与富F花岗岩的低P组相对比（Taylor，1992）。岩体中$Na_2O > K_2O$的特征类似于New Brunswick南部Pleasant Ridge（Taylor，1992）和法国中央高原（Pichavant and Manning，1984）等地的黄玉花岗岩，以及蒙古的翁岗岩，但不同于美国西部的黄玉流纹岩（Burt *et al.*，1982；Christansen *et al.*，1984）。

从a带到e带，岩石化学成分变化总的趋势是Al_2O_3和Na_2O增加，SiO_2和镁铁组分（Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO）减少（图7）。这些趋势与钠长石和黄玉的增加以及石英和镁铁质矿物的减少相一致。从a带到c带，K_2O的含量增加，d带略为降低，到e带急剧降低，这与钾长石从c带到e带减少的趋势相一致。从a带到e带，氧化指数亦显著降低（表1）。

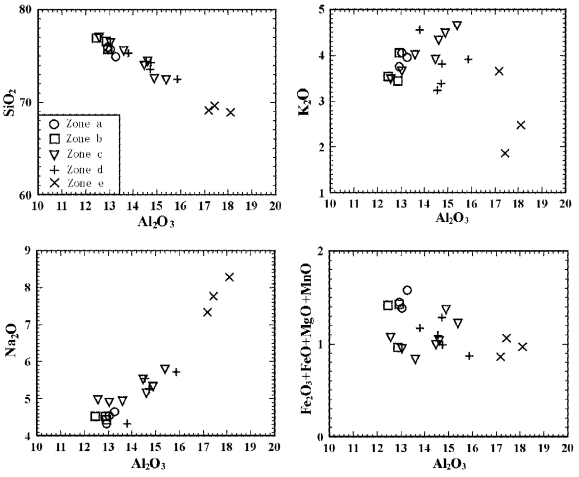

图7 白石头泉岩体不同相带SiO_2、K_2O、Na_2O and（Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO）与Al_2O_3含量协变关系图

Fig. 7 Covariance of SiO_2, K_2O, Na_2O and (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO) vs. Al_2O_3 of each lithological zone of the Baishitouquan pluton

Qz-Ab-Or标准成分投影图（图8）揭示了白石头泉岩体的演化特征。淡色花岗岩的成分最靠近无F低共熔点，其余相带的成分点自此渐向左下方移动。该趋势与饱和水的Qz-Ab-Or体系在1 kbar条件下随着F含量的增加而发生的低共熔点的移动趋势（Manning，1981）相一致，也与

表 1　白石头泉岩体岩石化学分析数据(%)

Table 1　Chemical analyses for the baishitouquan pluton (%)

样号	T1	T2	T3	T4	T7	T9	T11	T15	164	169	171	173	T17	T18	T19	T20	183	189	T21	T22	T30
相带	a	a	a	b	b	b	c	c	c	c	c	c	c	d	d	d	d	d	e	e	e
SiO_2	75.72	74.93	75.90	75.70	76.90	76.58	73.95	76.96	75.56	74.44	72.37	76.38	72.53	73.57	74.33	72.47	74.27	75.26	69.14	69.60	68.92
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	13.03	13.26	12.92	12.94	12.46	12.86	14.46	12.56	13.59	14.62	15.38	13.05	14.90	14.73	14.56	15.86	14.74	13.81	17.17	17.44	18.10
FeO	0.37	0.59	0.40	0.39	0.41	0.33	0.19	0.24	0.19	0.26	0.31	0.31	0.36	0.28	0.16	0.13	0.19	0.34	0.21	0.19	0.10
Fe_2O_3	0.68	0.66	0.72	0.70	0.64	0.62	0.60	0.73	0.51	0.55	0.64	0.53	0.72	0.65	0.59	0.62	0.53	0.57	0.33	0.55	0.43
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.08	0.06	0.12	0.10	0.13	0.12	0.17	0.11	0.07	0.07	0.06	0.12	0.13	0.13	0.04	0.04	0.03
MgO	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.08	0.00	0.00	0.10	0.10	0.00	0.22	0.28	0.28	0.00	0.14	0.13	0.28	0.28	0.01
CaO	0.50	0.56	0.56	0.56	0.26	0.56	0.66	0.55	0.24	0.26	0.34	0.43	0.32	0.50	0.50	0.60	0.67	0.67	0.82	0.88	0.56
Na_2O	4.54	4.64	4.32	4.44	4.52	4.52	5.53	4.97	4.94	5.15	5.80	4.90	5.32	5.28	5.54	5.73	5.23	4.33	7.34	7.76	8.28
K_2O	4.05	3.95	3.75	4.05	3.54	3.44	3.91	3.48	4.01	4.32	4.64	3.65	4.48	3.38	3.24	3.91	3.81	4.55	3.65	1.86	2.48
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.03	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
I. L.	0.49	0.67	0.50	0.50	0.26	0.38	0.29	0.54	0.43	0.30	0.45	0.54	0.50	0.66	0.46	0.65	0.52	0.63	0.68	0.97	0.42
Total	99.71	99.59	99.40	99.62	99.35	99.63	99.79	99.95	99.96	100.18	100.23	99.94	99.47	99.40	99.72	100.15	100.28	100.47	99.66	99.63	99.33
A/NKC	1.02	1.03	1.06	1.02	1.06	1.06	1.00	1.00	1.05	1.07	1.01	1.02	1.05	1.11	1.08	1.08	1.06	1.04	0.98	1.06	1.04
ODX	0.78	0.50	0.49	0.49	0.57	0.24	0.26	0.32	0.31	0.44	0.44	0.54	0.46	0.40	0.24	0.18	0.30	0.55	0.60	0.29	0.20

注：ANKC = $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$分子比；ODX = Fe^{3+}/Fe^{2+}原子比；各带岩性见正文；样品由南京大学地球科学系中心实验室用湿化学法测定

表 2 白石头泉岩体微量元素分析数据（$\times 10^{-6}$）

Table 2 Minor element contents of the Baishitouquan granite（$\times 10^{-6}$）

样号	T1	T2	T3	T4	T7	T9	T11	T15	T17	T18	T19	T20	T21	T22	T30	PRG N=6	S N=12	IN=6
相带	a	a	a	b	b	b	c	c	c	d	d	d	e	e	e	n. d.	n. d.	n. d.
Ba	55	45	46	32	55	40	62	35	37	45	46	34	63	98	46	165	811	676
Rb	611	570	584	650	564	623	588	739	1039	788	754	791	679	444	565	1595	144	111
Sr	8.0	11.8	15.3	7.1	9.9	7.9	5.3	4.4	9.0	9.6	7.0	4.8	31	72	12	<5	214	355
Cs	27	26	24	21	22	25	18	23	43	19	16	18	14	9.0	14	49	4.7	4.8
Li	82	77	107	127	140	152	105	117	221	200	176	174	28	77	128	967	27	25
Ga	29	28	29	29	30	30	30	37	40	39	39	39	44	43	49	n. d.	18	21
Nb	44	38	43	28	23	23	24	18	26	40	39	39	27	36	23	39	7.2	8.6
Hf	6.0	7.8	7.1	6.6	7.6	8.3	7.9	9.0	8.4	8.1	7.9	8.5	6.5	7.9	8.0	6.0	3.3	4.1
Zr	93	110	98	94	110	93	82	86	67	58	55	54	44	58	67	66	127	158
Y	123	156	149	181	102	166	150	139	94	51	49	47	24	41	18	n. d.	n. d.	n. d.
Th	29	33	27	6.0	26	24	19	19	16	14	10	7.6	7.1	4.5	15.0	30	12	14
U	8.0	12.3	13.4	4.1	27	6.3	19	11	4.3	4.3	3.8	5.0	1.7	0.7	5.1	25	3.9	4.3
Cr	u. d.	27	u. d.	13	u. d.	u. d.	18	u. d.	u. d.	u. d.	3	u. d.	u. d.	u. d.	u. d.	n. d.	7.6	18
Ni	8.6	8.4	8.0	9.3	6.1	11	8.9	11	9.6	6.2	5.8	7.5	4.6	3.7	3.5	n. d.	4.4	12
Co	4.4	4.3	4.5	7.1	6.1	6.4	5.5	5.3	5.0	4.0	5.1	5.5	4.6	6.0	3.9	n. d	4.6	12
V	12	15	14	9.0	15	6.0	12	10	17	12	9.0	9.0	19	19	15	n. d.	18	49
Cu	1.4	1.0	8.9	1.3	0.4	3.0	u. d.	u. d.	7.1	10.4	0.2	u. d.	3.4	7.3	u. d.	2.8	4.8	22
Pb	100	87	92	112	100	118	106	151	162	130	115	122	111	59	124	n. d.	37	30
Zn	105	118	95	109	99	118	120	136	189	173	171	154	58	77	101	22	42	78
Bi	u. d.	u. d.	0.8	u. d.	4.7	1.5	2.0	u. d.	1.8	1.8	u. d.	5.2	u. d.	3.9	u. d.	n. d.	n. d.	n. d.
Sn	12	8.0	2.0	10	1.0	3.7	7.0	8.0	15	70	76	56	9.6	31	126	12	1.8	2.5
W	10	13	13	14	11	12	17	11	11	6.4	7.9	4.2	1.3	8.1	0.6	20	1.3	2
F	2560	3400	3040	3160	1760	2860	2280	2360	3200	6200	5900	5400	2560	5400	2860	7783	605	561
Cl	50	120	50	60	60	40	20	30	50	30	40	30	50	40	30	nd	33	114
As	0.8	1.3	2.3	2.6	2.7	1.2	0.4	0.9	0.6	2.6	0.9	0.7	0.9	0.8	1.1	n. d.	n. d.	n. d.

分析方法：F, Cl, Li, Cs - 湿化学法；Rb, Sr, Ba, Co, Ni, Cr, V, Cu, Pb, Zn, Bi, As, W, Sn, Nb, Zr, Hf, U, Th, Ga - XRF；u. d. -低于检测限；n. d. -无资料；N-样品数；PRG-Pleasant Ridge 黄玉花岗岩（Taylor, 1992）. S 和 I-中天山加里东期 S-型和 I-型花岗岩平均值（数据来自胡受奚等，1990）

Kovalenko（1977）的实验结果相吻合。Kovalenko 的实验表明，在温度为 800℃ ~600℃，HF 含量为 1% ~2%（wt%）的条件下，分离结晶作用可使残余熔体成分将朝 Ab 端点移动。

在图 8 中，a，b，c，d 各带的投影点集中于右上方，这些点之间的关系反映了熔体的连续演化，然而 e 带样品的点则向左下方显著偏移，表明 d 带和 e 带在成分上有一个明显的间断。

6.2 挥发元素

白石头岩体 5 个带的 F 含量均高于中天山构造带的I-型和 S-型花岗岩（表 2）。在这些带中，e 带的黄玉含量最高（10% ~15%）。鉴于该带黄玉中 F 的含量达到 18.9%，可推测岩石中初始 F 含量应当高于 2 wt%。然而，黄玉钠长花岗岩（e 带）的 F 含量实际测定值（表 2，图 9）却低于 d 带的含黄玉天河石花岗岩。这一偏差显然是由于 e 带中的黄玉已受强烈白云母化的缘故。该带的热液蚀变表明，岩浆体的顶层因分离结晶和挥发份出溶而富集了水和 F（Kovalenko and Kovalenko, 1984; Xiong *et al.*, 1999）。

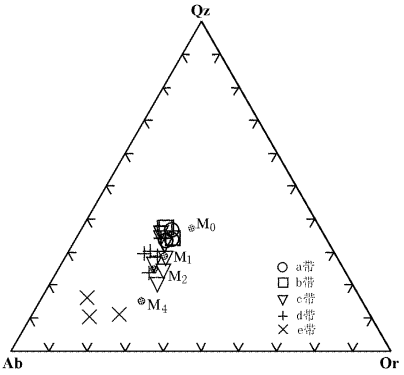

图 8 白石头泉岩体不同相带标准矿物成分在 Qz-Ab-Or图上的演化趋势

实心圈代表 Manning（1981）所作的 Qz-Ab-Or-H_2O-F 体系实验中 1 kbar 条件下最低温熔体成分：M_0-无 F 体系最低点；M_1、M_2、M_3和 M_4分别为含 F 1wt%、2wt%、3wt% 和 4wt% 时的最低点

Fig. 8 Variation of the 5 zones of the Baishitouquan pluton in normative Qz-Ab-Or diagram

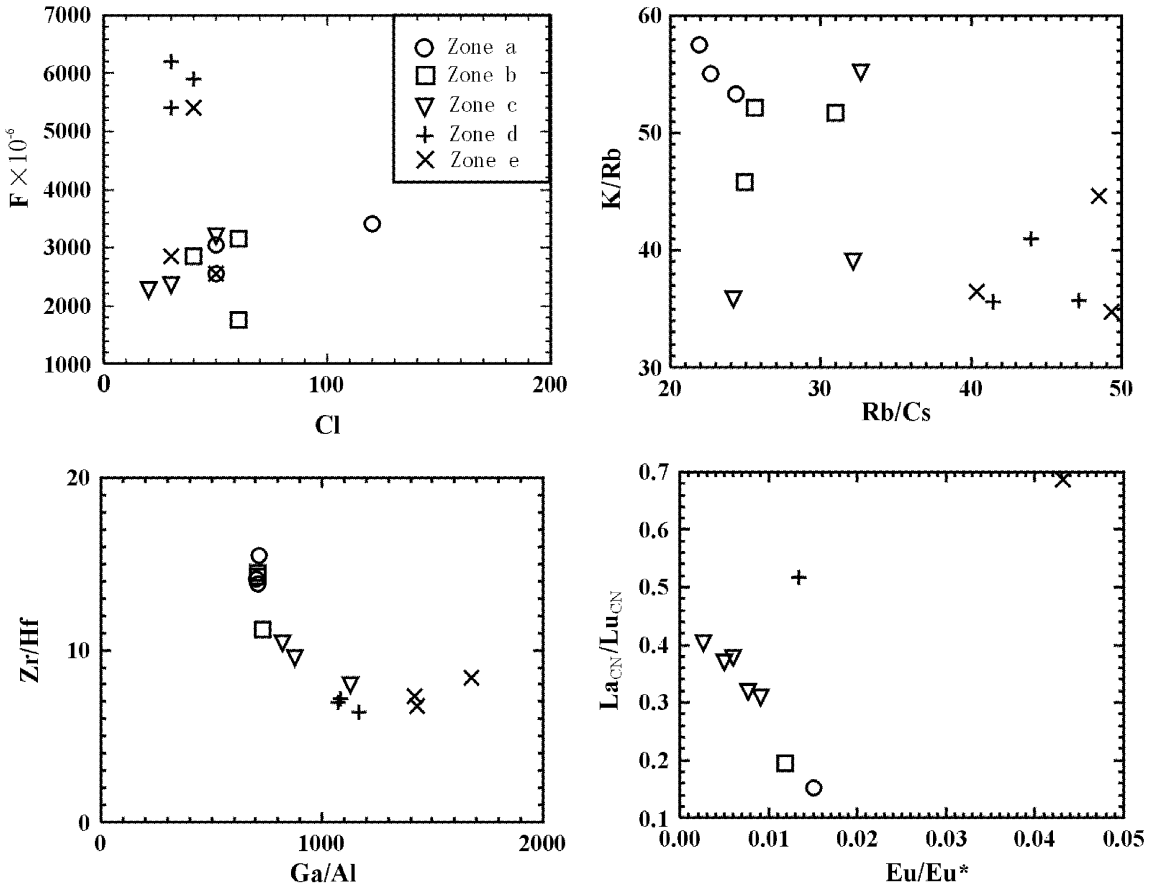

图9 白石头泉岩体某些微量元素和元素比值关系图

Fig. 9 Relations between some minor elements and element ratios of the Baishitouquan pluton

白石头泉岩体的 Cl 含量略高于中天山构造带的加里东 S-型花岗岩,但却显著低于 I-型花岗岩(表2)。F 相对于 Cl 的富集可能是由以下两种因素或其中之一所引起:其一为源岩相对富 F 而贫 Cl;其二是因为当岩浆进入地壳浅部后,因 Cl 比 F 更容易进入出溶的流体相,因而更容易逸散(Bailey, 1977; Burnham and Ohmoto, 1980; Xu *et al.*, 1984; Taylor, 1988; Webster and Holloway, 1990)。除了黄玉和萤石外,白石头泉岩体中的云母也是 F 的重要寄主矿物。五个云母样品的化学分析结果给出的 F 的含量范围为 1.2 ~ 3.1 wt%。

来自 c 带和 d 带的七个岩石样品的化学分析给出 S 和 B 的平均含量各自为 21×10^{-6} 及 3.5×10^{-6},表明岩体中贫 S 和 B。

白石头泉岩体五个带中均未发现明显的碳酸盐化蚀变,说明岩浆的 CO_2 含量甚低。

6.3 微量元素

与中天山的 S-型和 I-型花岗岩相比,白石头泉岩体的 Li、Rb、Pb、Zn、W、Sn、Nb、Hf、Th、Sn 和 Ga 含量高,而 Sr、Ba、Co、Ni、Cr、V 和 Cu 含量低(表2)。C 带中 Li 和 Rb 含量最高,这与该带白色云母中 Li 的高含量(图5)和天河石的大量存在相一致。

从 a 带到 e 带(表2),亲铁元素 Co、Ni 和 Cr 以及高场强不相容元素 W、Nb、Zr、U、Th 和 Y 总的来说呈现下降趋势,而大离子亲石元素 Li、Rb,以及 Ga,V,Sn 含量则总体上增高。但是,Li 和 Rb 含量在 e 带中又有所较低。从下到上元素比值 K/Rb、Zr/Hf 下降而 Rb/Sr,Ga/Al,$(La/Lu)_{CN}$ 升高。亲铁元素的降低与岩石中镁铁矿物和副矿物含量向上降低的趋势相一致。高场强不相容元素的降低可能是因为岩体中作为这些元素载体的的副矿物榍石和锆石较早结晶的缘故。Ga 和 V 的向上增加与 Al_2O_3 的逐渐增加相一致(表1,图7),表明对于硅酸盐矿物晶格中铝的替代可能是这两种元素在岩石中的主要存在形式。大离子亲石元素 Li 和 Rb 因其强烈的不相容性而在岩体的上部相带中富集,然而,这两种元素又是流体可活化元素(fluid-mobile elements, Pearce, 1996),由于相带 e 中的寄主矿物钾长石(天河石)和原生云母受到了一定程度的热液蚀变,因而相带 e 中的 Li、Rb 含量反而又降低。K/Rb、Zr/Hf 比值下降而 Rb/Sr、Ga/Al、La_{CN}/Lu_{CN} 比值升高,表明分离结晶使元素对中不相容性和水溶性较大者曾经更强烈地向岩浆体顶部发生了聚集。

表 3 白石头泉花岗岩全岩稀土元素分析数据($\times10^{-6}$)和有关参数

Table 3 Whole-rock analyses ($\times10^{-6}$) of rare earth elements of the Baishitouquan granite and some parameters

样号	T1	T7	T17	164	169	171	173	T19	T22
相带	a	b	c	c	c	c	c	d	e
La	3.03	5.84	5.86	5.56	7.25	9.15	5.58	5.93	1.85
Ce	9.70	19.03	21.23	21.14	26.29	33.46	20.09	16.81	6.07
Pr	1.97	3.30	4.52	3.40	4.42	5.51	3.23	2.17	1.29
Nd	9.29	21.48	29.57	17.13	22.28	28.39	18.87	14.68	7.45
Sm	6.24	8.86	11.99	11.21	14.48	18.35	11.42	8.95	2.74
Eu	0.04	0.04	0.02	0.023	0.046	0.051	0.00	0.04	0.04
Gd	10.90	12.76	15.16	12.69	17.39	21.84	12.73	9.75	3.07
Tb	2.70	3.02	3.96	3.23	4.42	5.50	3.16	2.78	0.88
Dy	18.10	20.01	25.42	21.31	28.65	35.83	21.82	16.79	5.60
Ho	4.13	4.79	5.04	3.87	5.50	6.79	3.80	3.20	1.02
Er	12.83	15.26	12.92	10.74	15.94	19.55	10.56	8.37	2.48
Tm	2.09	2.76	2.07	1.86	2.87	3.05	1.74	1.39	0.38
Yb	14.46	21.05	13.88	12.01	18.35	22.38	11.57	9.84	2.49
Lu	2.07	3.11	1.63	1.53	2.44	2.96	1.44	1.19	0.28
Y	120.1	91.96	73.87	55.97	90.60	113.3	55.98	37.14	14.32
Σ14REE	97.55	141.31	153.27	125.70	170.33	212.81	126.01	101.89	35.64
δEu	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05
La_{cn}/Lu_{cn}	0.15	0.19	0.37	0.37	0.31	0.32	0.40	0.52	0.58

注：由南京大学成矿作用国家重点实验室 JY38S 型仪器作 ICP/AES 分析

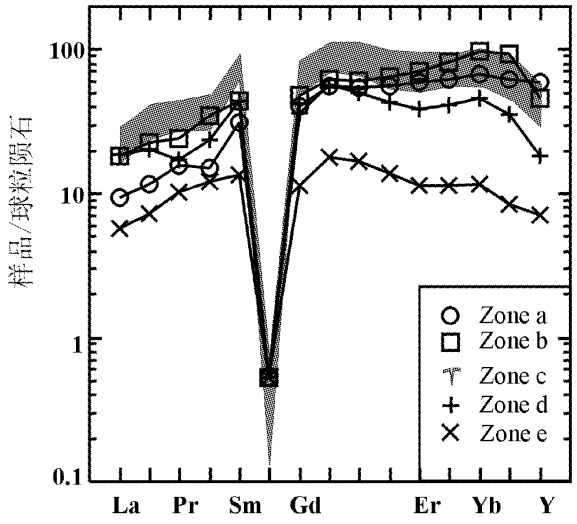

图 10 白石头泉岩体各相带全岩稀土元素含量球粒陨石标准化曲线

(c 带为五个样品变化范围，球粒陨石值据 Boynton, 1984)

Fig. 10 Chondrite-normalized rare-earth element plots of samples from each zone of the Baishitouquan pluton. Zone c for range of 5 samples. The chondritic values of Boynton (1984) were used for the normalization

6.4 稀土元素

由表 3 和图 10 可知，白石头泉岩体各相带稀土元素总量(Σ14REE)介于 36×10^{-6} 到 213×10^{-6}。所有这些相带的稀土元素球粒陨石标准化曲线均为燕翼型，且其左翼低，右翼高，Eu 强烈亏损。曲线的右翼较高，一方面与岩石中石榴石作为主要副矿物存在有关，另一方面可能是因为深部岩浆房在岩浆分异过程中重稀土比轻稀土更容易与 F 形成稳定络合物而在富 F 的相中聚集(Hanson, 1978)。Eu 的强烈负异常($0.01<Eu/Eu^{*}<0.05$)表明，在源区部分熔融或原始岩浆分离结晶过程中，曾有大量斜长石参与了矿物-熔体平衡(Cullers and Graf, 1984; Taylor, 1992)。

从 a 带到 e 带，各种稀土元素的含量变化具有一定趋势(表 3)。稀土总量从 a 带至 c 带升高，这可能主要与分离结晶过程中稀土元素的不相容性有关，而从 c 带至 d 带和 e 带，随着岩石演化程度的增高，稀土总量又下降，这与华南许多富 F 花岗岩的特征类似(林德松，1985；李福春等，2002)，也与李福春等(2002)做作的实验结果相一致。李福春等的实验表明，随着富氟花岗岩的分离结晶，晚期富含流体的相中

会发生稀土元素的贫化。岩石的 Eu/Eu* 比值从 a 带和 b 带的 0.02 降低到 c 带和 d 带的 0.01，至 e 带时又增至 0.05（表 3），这与岩石中 CaO 含量的变化基本一致，但是，这种变化十分微弱。富 F 花岗岩在演化过程中 Eu/Eu* 比值的变化均很微弱（李福春等，2002），这主要是因为这类花岗岩中 CaO 含量通常很低，极少量斜长石的结晶未能显著影响岩浆中铕的浓度。此外，从 a 带到 e 带，La_{CN}/Lu_{CN} 比值从 0.15 连续增加至 0.58，表明相对于 HREE 来说，LREE 随着分离结晶作用的不断进行而发生了强烈富集。

6.5 氧同位素

如表 4 所示，a 带石英的 $\delta^{18}O$ 测定值为 10.75‰。若考虑到石英与以石英和碱性长石为主要矿物的全岩之间通常有 1.0～1.5‰的氧同位素分馏（Taylor，1978），那么 a 带全岩的 $\delta^{18}O$ 值应为 9.25～9.75‰，于是可以发现，5 个带的 $\delta^{18}O$ 值均落入 Taylor（1978）所定义的正常花岗岩范围内，并且全岩 $\delta^{18}O$ 值从 a 带到 e 带缓慢下降（表 4），而在 e 带和 d 带之间出现了 $\delta^{18}O$ 差值为 2.1‰的突变。这种总趋势可能受石英的分离结晶和沸腾这两种因素的共同制约。首先，石英是白石头泉岩浆中最早结晶的矿物，石英的结晶下沉可降低上层岩浆的 $\delta^{18}O$ 值，这与岩体中 SiO_2 和石英含量从下往上减少的事实相一致；其次，流体沸腾也是导致氧同位素分馏的可能机制。Shmulovich et al.（1999）的实验表明，岩浆流体的沸腾可造成显著的 $\delta^{18}O$ 分馏，沸腾时所释出的 $\delta^{18}O$ 值较低的水从岩浆体下部不断往上运移和聚集，导致了上部层位 $\delta^{18}O$ 值的降低。从 d 带到 e 带的 $\delta^{18}O$ 突变，表明岩浆结晶作用晚期可能有少量天水进入了岩体顶部。

表 4 白石头泉岩体不同相带石英和全岩氧同位素分析结果（SMOW）

Table 4 Oxygen isotope analyses of quartz and whole-rock samples of the Baishitouquan granite (SMOW)

相带	a	b	c				d	e
样号	T2*	T1	164	171	176	average	183	T22
$\delta^{18}O$‰	10.75	9.18	9.85	8.97	9.81	9.54	9.42	7.32

注：带 * 号的样品为石英单矿物，其余为全岩；样品在南京大学成矿作用国家重点实验室用 MAT 252 质谱仪测定，分析误差优于 0.2‰

6.6 流体包裹体

研究对象为各相带石英中的流体包裹体。温度测定在南京大学成矿作用国家重点实验室 Leitz 1350 热台上进行，加热速率为 10℃/min，每升温 50℃ 保温半小时，然后再继续升温。

石英中的原生包裹体可分为三种类型：熔体包裹体、不同气/液比的低盐度液相包裹体以及含子矿物的高盐度液相包裹体。熔体包裹体在各相带中均可见及，其特征是玻璃质与气相、液相及重结晶的硅酸盐玻璃按不同比例的组合。所测得的 a、b、d 和 e 带的熔体包裹体熔融温度分别为 860℃～810℃、850℃～790℃、810℃～660℃ 和 680℃～660℃。由于中途爆裂，未能获得 c 带温度。这些结果表明，从 a 带到 e 带，石英斑晶的结晶温度逐渐降低。因为石英在各相带中均为最早结晶的矿物，所以其结晶温度基本上代表了各个带的固相线温度。这些带的温度变化规律又表明，白石头泉岩体的岩浆结晶和固结作用是由下而上进行的，而不是像贫 F、贫 H_2O 岩浆那样首先在其顶部形成一个冷凝壳，然后逐步向下固结（Burnham，1997；Gu et al.，2002）。

低盐度流体包裹体（<5 wt% NaCl equiv.）普遍存在于白石头泉岩体中，并且从 a 带到 e 带逐渐增多，在最上方的黄玉钠长花岗岩带中尤其丰富，表明岩浆含水量往上部相带逐渐增加。根据气相/液相比例的差异，低盐度包裹体又可分为纯气相包体，气-液相混合包体和纯液相包体等可连续过渡的几类。

与低盐度流体包裹体相比，高盐度流体包裹体（30～40 wt% NaCl equiv.）数量少，并且只见于 d 带和 e 带。除了液相和气相外，这类包裹体常含有子矿物。有些子矿物为无色和均质的立方体，可推测为石盐，而矩形的非均质体则应为硬石膏。在某些样品中，高盐度和低盐度包裹体的共存，并且在相近的温度下均一化，似乎表明在分离结晶分异过程中熔体发生过沸腾。

7 讨论和结论

从上文描述可知，白石头泉含黄玉天河石花岗岩岩体具有如下特征：

岩体分五个相带，从下部向上依次为淡色花岗岩带（a

带)、含天河石花岗岩带(b带)、天河石花岗岩带(c带)、含黄玉天河石花岗岩带(d带)和黄玉钠长花岗岩带(e带)。这些带代表了侵位过程中的岩浆分层现象。

黄玉和石英是岩体上部几个带中最早结晶的矿物相;白色云母、石榴石和早期萤石是岩浆结晶较晚阶段的产物;天河石是由富含流体的残余熔体直接结晶或与先存矿物反应而成,另一部分萤石是热液交代的产物。

在主量元素上,白石头泉岩体富含 SiO_2、Na_2O 和 K_2O,而 Ti、Fe、Ca、Mg 和 P 含量低。岩石的 $Na_2O/K_2O>1$,A/NKC=1.00~1.11,表明该岩体具有富钠和弱过 Al 质特征。

在微量元素上,岩体富含 F、Li、Rb、Cs、Pb、Zn、W、Sn、Nb、Hf、Th、Ga 和 Y,而贫 Cl、S、B、CO_2、Sr、Ba、Co、Ni、Cr、V、Cu 和 Zr。

Σ14REE 总量值变化于(36~153)×10^{-6},具有燕翼式球粒陨石标准化曲线;La_{CN}/Lu_{CN} 比值低,并显示强烈的 Eu 亏损。

矿物中包裹体具有熔体相、液相、气相及混合相等多种类型,并且同时存在高盐度和低盐度包裹体。熔体包裹体的温度测定表明,岩浆结晶作用从860℃就已开始,并可能一直持续到660℃以下。

从a带到e带岩相学和地球化学变化的总趋势是:(a)石英斑晶粒度逐渐增大,结晶程度渐趋完好,岩石结构相应地从等粒状变为似斑状;(b)天河石在b带开始出现,在c带最为发育,而黄玉在d带开始出现,在e带显著增多;(c)随着Li和(Al+Ti)含量的增加,岩浆结晶的白色云母成分从a、b和c带中的铁叶云母到d带中的铁锂云母;(d)岩石化学变化的总趋势是 F、H_2O、Al_2O_3 和 Na_2O 增加,而 SiO_2、Fe_2O_3、FeO、K_2O 及氧化指数下降;标准矿物在 Qz-Ab-Or 图上的投影渐向 Ab 角顶移动;(e)在微量元素上,亲铁元素 Co、Ni、Cr,高场强元素 W、Nb、Zr、U,Th、Y 和 K/Rb、Zr/Hf 比值显示下降趋势,而挥发性元素 F,大离子亲石元素 Li、Rb,以及 Ga,V,Sn 含量和 Rb/Sr,Ga/Al,La_{CN}/Lu_{CN} 比值总体上增高;(f)全岩 $\delta^{18}O$ 值从a带的9.25~9.75‰降低为e带的7.32‰,在d带和e带之间存在着2.1‰明显突变;(g)石英中熔体包裹体均一温度从a带的860℃~810℃降低到e带的680℃~660℃。

Webster 和 Holloway(1990)研究含水流体与熔体平衡的实验结果表明,F 在高温(例如800℃)时趋于进入流体相,但随着温度的下降又转为在熔体中聚集,于是,在岩浆由下往上固结过程中,挥发份的出溶将释出 F 和 H_2O,并使之沿着温度和压力梯度向岩浆体的上部聚集(Kovalenko and Kovalenko,1984; Burnham,1997; Zhu *et al.*, 1996)。F 和 H_2O 富集降低了上部岩浆的固相线,提高了液相线,从而扩大岩浆发生分离结晶的温度间隔(Manning,1981; Kovalenko and kovalenko,1984; Xiong *et al.*,1999)。同时,F 和 H_2O 的富集又使岩浆的密度和粘度下降,有利于组分扩散和晶体-熔体分离(Bailey,1977; Dingwell *et al.*,1985; Pitcher,1993),从而使分离结晶作用能充分地进行。上述五个相带从下往上主量元素、亲铁元素、高场强元素、大离子亲石元素、稀土元素、以及某些元素比值的变化规律,均与分离结晶作用有密切联系。

由 Qz-Ab-Or-H_2O-F 系统的实验结果(Manning,1981)可知,富 F 岩浆的分离结晶将使残余熔体朝着 F、H_2O、Al_2O_3 和 Na_2O 增加而 SiO_2、Fe_2O_3、FeO 和 K_2O 减少的方向演化,其结果是花岗岩熔体将变为翁岗岩质熔体(Kovalenko and Kovalenko,1984)。从a带到e带,白石头泉岩体岩浆的这种演化规律由岩石化学和实际矿物成分变化充分地反映了出来。从a带到e带岩石氧化指数的降低似可归因于上部相带 F 含量的增高,这是因为 F 含量的增高可导致环境酸度的加大,从而使 Fe^{2+} 的浓度超过 Fe^{3+}(Kogarko,1974)。

尽管 SiO_2 含量向上呈现减少趋势,但石英的粒度及晶体完好程度却增加。这种现象可能是由于向顶部方向,F 和 H_2O 的含量增加,岩浆粘度减小,石英的结晶域扩大,其活度系数提高的缘故(Kogarko,1974;Xiong *et al.*,1999)。岩浆粘度的降低可导致早结晶的石英发生重力下沉,从而降低了残余岩浆 SiO_2 含量。黄玉钠长石脉中缺少石英斑晶,表明在形成这种脉的残余熔体中 SiO_2 含量已显著降低。

在e带中黄玉含量最高,流体包裹体最丰富,热液蚀变最显著,这表明在岩浆体的顶部存在着一个高度富 F 和富 H_2O 的层(Burnham,1997)。大量的 F 和 H_2O 可能来自岩浆体较深部位,借助出溶和沸腾机制往上运移和聚集(Burnham,1997)。富 F 的岩浆流体能搬运相当数量的金属(Keppler and Wyllie,1991;Ulrich *et al.*,1999)因而有助于岩浆体系中元素的再分配。d带和e带在地球化学上的突变恰反映了两者之间 F 和 H_2O 含量的突变。

白石头泉岩体中清晰的条带状构造表明,岩浆的低粘度有利于分离结晶和早结晶矿物的磨擦聚集(Kogarko,1974; Best,1982),而条带的扭曲和褶皱则可能由岩浆湍流产生的应力所造成。王联魁等(1994)的实验曾得出结论:在富 Li、Na、F 的花岗岩体的边部很容易形成条带和湍流组构。石英斑晶中广泛发育的亚颗粒则可能起因于由沸腾和湍流所产生的应力。在相对较高的水压下,本来较难变形的石英会发

生含水弱化(hydrolytic weakening, Best,1982; Dokhan *et al.*, 1994),因而即使在不强应力的作用下也会发生粒内变形。变形石英的亚颗粒化则可能是岩浆冷却过程中退火的产物。当退火过程持续进行时,亚颗粒可因旋转而在一定范围内逐步达到晶格方位的接近或一致(Li, 1962; Gu *et al.*,1997),于是形成了亚颗粒群。富含 F 和 H_2O 的白石头泉岩体经历了较长时间的结晶、冷却和退火过程,因此其早结晶矿物石英的亚颗粒和亚颗粒群尤其发育。

以上已对白石头泉岩体五个相带作了描述,然而如上所述,我们见到淡色花岗岩带中的白色云母内部普遍存在着黑云母反应残留体,所以有理由推断淡色花岗岩带向下可能会逐渐过渡为氟含量相对较低的黑云母花岗岩。可能正是这种黑云母花岗岩岩浆的分离结晶、挥发份出溶和流体搬运,形成了其顶部的白石头泉岩体。

致谢 胡受奚教授对本文的研究作了精心指导,严正富和郭继春副教授参加了本文的早期工作,作者等于此谨致谢忱。

References

Bailey JC. 1977. Fluorine in granitic rocks and melts: A review. Chem. Geol., 19: 1 – 42

Best MG. 1982. Igneous and Metamorphic Petrology. W. H. Freeman and Company, New York, 1 – 630

Boynton MV. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson P (ed.). Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 63 – 114

Breiter K, Fryda J, Seltmann R & Thomas R. 1997. Mineralogical evidence for two magmatic stages in the evolution of an extremely fractionated P-rich rare-metal granite: the Podlesi Stock, Krusne Hory, Czech Republic. J. Prtrol., 38: 1723 – 1739

Burnham CW. 1997. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes HL (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposites, John Wiley & Sons, third edition, New York, 63 – 124

Burnham CW, Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. In: Ishihara S & Takenouchi S (eds.). Granitic Magmatism and Related Mineralization, Min. Geol. Spec. Issue 8, 1 – 11

Burt M, Sheridan MF, Bikun JV & Christiansen EH. 1982. Topaz rhyolites-distribution, origin and significance for exploration. Econ. Geol., 77: 1818 – 1836

Chen YL. 1999. Geochemistry of Granites from the Eastern Tianshan Mountains and the Northern Qinling Belt. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 141 (in Chinese with English abstract)

Christiansen EH, Bikun JV, Sheridan MF & Burt DM. 1984. Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah. Am. Mineral., 69: 223 – 236

Clarke DE. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. Can. Mineral., 19: 3 – 17

Congdon RD & Nash WP. 1988. High-fluorine rhyolite: An eruptive pegmatite magma at the Honeycomb Hills, Utah. Geology, 16: 1018 – 1021

Cullers RL & Graf JL. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate to silicic rocks-ore petrogenesis. In: Henderson P (ed.). Rare Earth Element geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 275 – 316

Dingwell DB, Scarfe CM & Cronin DJ. 1985. The effect of fluorine on viscosities in the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2: implications for phonolites, trachytes and rhyolites. Am. Mineral., 70: 80 – 87

Doukhan JC & Cordier P. 1994. Hydrolytic weakening of quartz. In Composition, Structure and Properties of Mineral Matter (A. S. Marfunin, ed.), Springer-Verlag, 383 – 389

Gu LX, Ren ZW, Wu CZ, Zhao M, Qiu J. 2002. Hydrocarbon reservoirs in a trachyte porphyry intrusion in the eastern depression of the Liaohe Basin, NE China. AAPG Bulletin, 86(10): 1812 – 1832

Gu LX,. Yang H, Gou XQ, Guo JC. 1994. Geology and Genesis of the Baishitouquan High-Rubidium and Fluorine Granites in the Xingxingshia District of Hami County, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 10: 41 – 53 (in Chinese with English abstract)

Gu LX, Yang H, Tao XC & Yan ZF. 1990. Rb-Sr geochronology and the tectonic evolution of the east section of the Middle Tianshan Mountains. Journal of Guilin College of Geology, 10: 49 – 55 (in Chinese with English abstract)

Gu LX, Ruan HC, Yin L. 1997. Grain coarsening of hematite in the Gushan iron deposit, Anhui Province, China. Chinese Journal of Geochemistry, 16(1): 148 – 153

Gu LX, Hu SX, Yu CS, Wu CZ, Yan ZF. 2001. Initiation and evolution of the Bogda subduction-torn-type rift. Acta Petrologica Sinica, 17(4): 585 – 597 (in Chinese with English abstract)

Guidotti, CV, Sassi, FP. 1998. Petrogenetic significance of Na-K white mica mineralogy: recent advances for metamorphic rocks. Eur. J. Mineral., 10: 815 – 858

Hanson GN. 1978. The application of trace elements to petrogenesis of igneous rocks of granitic compositions. Earth Planet. Sci. Lett., 7: 93 – 98

Henderson CM B, Martin JS. 1989. Compositional relations in Li-Micas from S. W. England and France: an ion- and electron-microprobe studies. Mineral. Mag., 53: 427 – 449

Hu AQ, Wang ZG. & Tu GC. 1997. Geological Evolution, Petrogenesis and Metallogeny of North Xinjiang. Beijing: Science Press, 1 – 146 (in Chinese with English abstract)

Hu AQ, Zhang ZG, Zhang JB, Yang SZ. 1986. Discussion on the thermal history of the Tianshan geosyncline based upon K-Ar datings for East Tianshan. Scientifica Sinica B4: 345 – 363 (in Chinese)

Hu SX, Guo JC, Gu LX. 1990. Geology of the Caledonian orogenic belt and its importance to the framework of East Tianshan (E85° – 95°). In Geoscience of Xinjiang (Editorial Committee of Geoscience of Xinjiang, Nation Project 305, ed.), Beijing: Geological Publishing House, 1, 32 – 45 (in Chinese with English abstract)

Hu SX, Shun MZ, Yan F, Xu JF, Cao XY, Ye Y. 1984. An important metallogenetic model for W, Sn and rare granophile element ore deposits related to metasomatically altered granites. In: Xu Keqin &

Tu Guangchi (eds.) Geology of Granites and Their Matellogenetic Relations, Proceedings of the International Symposium Held at Nanjing University, Nanjing, China. October 26 - 30, 1982, Beijing: Science Press, 519 - 537

Keppler H & Wyllie J P. 1991. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite-H_2O-HCl and haplogranite-H_2O-HF. Contrib. Mineral. Petrol., 109: 139 - 150

Kleeman JD. 1985. Origin of disseminated wolframite-bearing quartz-topza rock at Trrington, New South Wales, Austrlia. In: Halls C M, Bristow C & Bromley AV (eds.). High Heat Production (HHP) Granites, Hydrothermal Circulation and Ore Genesis, Inst. Min. Metall., London, 197 - 210

Kogarko. 1974. Role of volatiles. In: Sφrensen H (ed.) The alkaline rocks, Wiley, London, 474 - 484

Kovalenko VI. 1977. The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. Geokhimiya, (4): 503 - 515

Kovalenko VI, Kovalenko N I. 1976. Ongonites (Topaz-Bearing Quartz Keratophyre)-Subvolcanic Analogue of Rare-Metal Li-F Granites. Science Press, Moscow, 1 - 124(in Russia)

Kovalenko VI, Kovalenko N I. 1984. Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitoids. Physics of the Earth and Planetary Interior, 35: 51 - 62

Kovalenko VI, Antipin VS, Kovalenko NI. 1980. Distribution ratios of lithium, rubidium and cesium in ongonites. Internat. Geology Rev., 22: 718 - 730

Laurent-Charvet S, Charvet J, Shu LS, Ma RS, Lu H F. 2002. Paleozoic late dollisional strike-slip deformation in Tianshan and Altay, Eastern Xinjiang, NW China. Terra Nova, 14(4): 249 - 256

Li FC, Zhu JC, Qi L, Rao B, Pan GX. 2002. Experimental study on evolution of REE in magmatic fluid phase in the F-rich granite system. Geological Journal of China Universities, 8(1): 9 - 15 (in Chinese with English abstract)

Li JCM. 1962. Possibility of subgrain rotation during crystallization. J. App. Phys., 33: 2958 - 2965

Lin DS. 1985, REE patterns of granite in Limu orefield. Mineral Resources and Geology, (4): 109 - 116 (in Chinese with English abstract)

Liu CS, Ling HP, Xiong XL, Shen WZ, Wang DZ. 1999. An F-rich, Sn-bearing volcanic-intrusive complex in Yanbei, South China. Econ. Geol., 94:325 - 342

Manning DAC. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 257 - 262

Manning DIC, Hill PI. 1990. The petrogenetic and metallogenetic significance of topaz granite from the S. W. England orefield. In H. J. Stein & J. L. Hannah, (eds.) Ore-bearing granite systems, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 246: 51 - 69

Pearce J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19 (4): 120 - 125

Pichavant M, Herrera JV, Boulmier S, Briqueu L. 1987. The Macusani glasses, SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. In Mysen BO (ed.). Magmatic Processes: Physicochemical Principles, The Geochemical Society Special Publication no. 1: 359 - 373

Pichavant M, Manning D. 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. Physics of the Earth and Planetary Interior, 35: 31 - 50

Pitcher WS. 1993. The nature and origin of granites. Blackie Academic & Professional, London, 1 - 321

Poutianen M, Scherbakova TF. 1998. Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quartz crystals in topaz-bearing granite from the Salmi batholith, Karelia, Russia. Lithos, 44: 141 - 151

Pupin JP. 1980. Zircon and granite petrology. Mineral. Petrol., 73: 207 - 220

Raimbault L & Burnol L. 1998. The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France: a subvolcanic equivalent of rare-metal granites. Can. Mineral., 36: 265 - 282

Raimbault L, Cuney M, Azencott C, Duthou JL, Joron JL. 1995. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li Minerals in the granite at Beauvoir, French Massif Central. Econ. Geol., 90: 548 - 576

Reyf FG, Seltmann R & Zaraisky GP. 2000. The role of magmatic processes in the formation of banded Li, F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: Midrothermometric evidence. Canad. Mineral., 38: 915 - 936

Shmulovich KI, Landwehr D, Simon K, Heinrich W. 1999. Stable isotope fractionation between liquid and vapour in water-salt systems up to 600℃ H_2O. Chem. Geol., 157: 343 - 354

Shu LS, Charvet J, Guo LZ, Lu HF, Laurent-Charvet S. 1999. A large-scale Palaeozoic destral ductile strike-slip zone: the Aqqikkudug-Weiya zone along the Northern Margin of the Central Tianshan belt, Xinjiang, NW China. Acta Geologica Sinica, 73(2): 148 - 162

Stone M, Exley CS, George MC. 1988. Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. Mineral. Mag., 52, 175 - 192

Taylor BE. 1988. Degassing of rhyolitic magmas: hydrogen isotope evidence and implications for magmatic-hydrothermal ore deposits. In Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits (R. P. Taulor & D. F. Strong, eds.). Can. Inst. Min. Metall. Spec. l39: 33 - 49

Taylor HP. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 38: 177 - 210

Taylor RP. 1992. Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge Zinnwaldite - topaz granite, southern New Brunswick, and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks. Can. Mineral., 30: 895 - 921

Ulrich T, Gilnther D, Helnich CA. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. Nature, 399: 676 - 679

Veksler IV, Thomas R. 2002. An experimental study of B-, P- and F-rich synthetic granite pegmatite at 0. 1 and 0. 2 GPa. Contrib. Mineral. Petrol., 143: 673 683

Wang LK, Lu GL, Rao B. 1994. Liquid immiscibility and experimental study on rare element-bearing granite. Mineralogy, Petrology and Geochemistry Letters, 13: 84 - 86 (in Chinese with English abstract)

Webster JD, Holloway JR. 1990. Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas. Geological Society of America Special Paper, 246:21 - 34

Xiong X, Zhao ZH, Zhu JC, Rao B. 1999. Phase relations in albitite granite-H_2 O-HF system and their petrogenetic applications.

Geochemical Journal, 33: 199 - 214

Xu KQ, Sun N, Wang DZ, Liu YJ, Hu SX, Ji SY. 1984. Petrology of granites and their metallogenetic relations in South China. In Xu Keqin & Tu Guangchi (eds.) Geology of Granites and Their Matellogenetic Relations, Proceedings of the International Symposium Held at Nanjing University, Nanjing, China. October 26 - 30, 1982, Beijing: Science Press, 1 - 32

Yin L, Pollard PJ, HuS, Taylor RG. 1995. Geologic and geochemical characteristics of the Yichun Ta-Nb-Li deposit, Jiangxi Province, South China. Econ. Geol., 90: 577 - 585

Zhu JC, Liu WX. 1990. Topazite-ongonite relationship and its bearing on vertical zonation in rare-metal granites: evidence from Xianghualing district, Hunan Province, China. Proceedings of the 8th Quadrennial IAGOD Symposium. Ottawa, 303 - 313

Zhu JC, Li RK, Li FC, Xiong XL, Zhou FY, Huang XL. 2001. Topaz-albite granites and rare-metal mineralization in the Limu District, Guangxi Province, southeast China. Mineralium Deposita, 36: 393 - 405

附中文参考文献

陈岳龙. 1999. 东天山、北秦岭花岗岩类地球化学. 北京:地质出版社,1 - 141

顾连兴,杨浩,苟晓琴,郭继春,王金珠. 1994. 东疆星星峡地区白石头泉高铷氟花岗岩的特征和成因. 岩石学报,10(1): 41 - 53

顾连兴,杨浩. 1990. 中天山东段花岗岩类铷-锶年代学及其构造演化. 桂林冶金地质学院学报,10(1): 49 - 55

顾连兴,胡受奚,于春水,吴昌志,严正富. 2001. 论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化. 岩石学报,17(4): 585 - 597

胡霭琴,王中刚,涂光炽. 1997. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律. 北京:科学出版社,1 - 246

胡霭琴,章振根,张积斌,杨升祖. 1982. 据东天山东段 K-Ar 法年龄测定结果对天山地槽热历史的探讨. 中国科学, B4: 345 - 363

胡受奚,郭继春,顾连兴,周顺之,严正富,杨浩. 1990. 加里东造山带在东天山(E85° - 95°)构造格架中的重要地位及其地质特征. 新疆地质科学,北京:地质出版社,第 1 辑,32 - 45

李福春,朱金初,漆亮,饶冰,潘根兴. 2002. 富氟花岗岩体系岩浆流体内稀土元素演化规律的实验研究. 高校地质学报,8(1): 9 - 15

林德松. 1985. 栗木矿田花岗岩的稀土分布模式. 矿产与地质,(4): 109 - 116

王联奎,卢家烂,饶冰. 1994. 稀有元素花岗岩液态分离与实验研究. 矿物岩石地球化学通讯,13 , 84 - 86

熊小林,朱金初,饶冰,赖鸣远. 1999. 钠长花岗岩 - H_2O - HF 体系相关系及含黄玉花岗质岩石的成因. 地质论评,18(3): 313 - 322