

# 东疆星星峡地区白石头泉 高铷氟花岗岩的特征和成因

顾连兴 杨浩 苟晓琴 郭继春

(南京大学地球科学系 南京 210008)

王金珠

(新疆地矿局第六地质大队 哈密 839000)

**摘要** 新疆哈密白石头泉高铷氟花岗岩体自中心往顶部可分为: 浅色花岗岩、天河石花岗岩、黄玉天河石花岗岩和黄玉石英钠长岩等岩相。各岩相之间在矿物成分和结构构造上有着系统的变化。岩体的岩浆可能来自于挤压背景下富含泥质的地槽沉积物的超变质和部分熔融。其成岩作用包括了熔体中的直接结晶和岩浆晚期一期后热液的交代两个过程。高含量的氟对于岩浆的演化起着重要作用。

**主题词** 花岗岩 铷 氟 天河石 黄玉新疆 星星峡

## 1 前言

天山东部在沙泉子断裂和红柳河断裂之间的狭长变质带, 前人称为中天山结晶轴(中国科学院地质研究所 1959)或中天山结晶带(胡冰等 1964), 胡受奚等(1990)则将它视为塔里木古陆北缘加里东造山带中的前寒武系中间地块(下文简称中天山)。沿此带分布的片岩、片麻岩、大理岩和石英岩等绿片岩相至角闪岩相岩石, 分属中元古界星星峡群、卡瓦布拉克群和晚元古界天湖群, 分别与华北地台的长城群、蓟县群和青白口群或华南的四堡群、板溪群和莲沱组相当(高振家等 1985; 罗发祚 1989; 胡鸾琴等 1986; 顾连兴等 1990)。在这套变质岩系中, 分布着晋宁期、澄江期、加里东期、海西期和印支期等不同时代、不同成因类型的花岗岩(胡受奚等 1990; 顾连兴等 1990)。

在星星峡附近发育两个印支期高铷氟花岗岩体。其一出露于星星峡西 5km 处, 星星峡至红柳河的简易公路从其北侧通过; 其二产在星星峡北东 30km 处, 因有泉从岩体中出, 依泉名

\* 本文 1993 年 4 月 20 日收到, 1993 年 6 月 21 日改回。

本文为国家攻关新疆 305 项目东天山花岗岩及其含矿性研究的成果之一。

第一作者简介: 顾连兴 男 48 岁 副教授 矿床学、岩石学专业

之,称白石头泉岩体(图1)。王润民等(1983)<sup>①</sup>对白石头泉岩体作过岩石学,岩石化学和稀土元素地球化学方面的初步研究。本文将进一步研究该岩体的特征和成因。

## 2 岩体地质特征

白石头泉岩体侵位于中天山北缘边界断裂(沙泉子断裂)附近,呈北东向延长约4km,露头宽度不足1km,与周围星星峡群黑云母片麻岩、混合岩和海西期(?)闪长岩呈侵入突变接触,并有分枝穿入围岩现象。浑圆状的闪长岩捕虏体仅在岩体边部偶尔可见。

## 3 岩石学矿物学特征

在白石头泉采石场可以观察到,白石头泉高铷花岗岩体具有明显的垂直分带。沿剖面(图1)往上,淡色花岗岩、天河石花岗岩、含黄玉天河石花岗岩和黄玉石英钠长岩岩相依次过渡。

(1)淡色花岗岩呈灰白色,块状构造,等粒结构。主要矿物成分为云母(3~5%)、石英(28~35%)、钠长石(22~26%)和钾长石(35~40)。石英多为1~2.5mm的半自形晶,因受亚颗粒化而呈现所谓镶嵌消光(Best 1982)。白云母呈暗绿色,镜下无色,可能为黑鳞云母。钾长石呈他形粒状,粒径大多0.8~1.2mm,具格状双晶。钠长石为板条状半自形晶,粒径0.5~1.5mm,具细密的聚片双晶。主要副矿物为石榴石和萤石。

(2)天河石花岗岩呈浅蓝绿色,块状构造,似斑状结构。主要矿物成分为石英(28~35%)、云母(铝黑鳞云母和锂铁云母,2~5%)、钠长石(30~35%)、钾长石(25~35%,其中天河石5~15%)。斑晶均为半自形一自形的 $\alpha$ -石英,亚颗粒发育,其粒径多3~5mm。石英也含于基质中,但为他形晶,粒径多0.2~0.5mm。

据人工重砂大样的测定,副矿物总量1067g/t,其中以石榴石(864.6g/t)、锡石(85.1g/t)和萤石(51.1g/t)为主,磁铁矿、榍石和磷灰石等甚少,这与陆壳改造型花岗岩的副矿物特征(徐克勤等1982b)相一致。

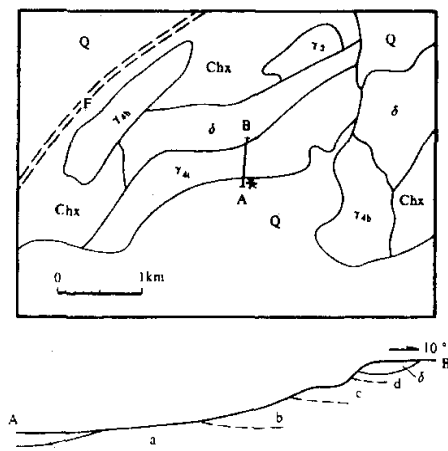


图1 白石头泉岩体地质平面图及剖面图

Q. 第四系;Chx. 星星峡群; $\gamma_{1-5}$ . 印支期高铷花岗岩体(未分相); $\delta$ . 黄玉钠长岩相;c. 含黄玉天河石花岗岩相;b. 天河石花岗岩相;a. 淡色花岗岩相; $\gamma_{1-5}$ . 海西期(?)黑云母花岗岩; $\delta$ . 海西期闪长岩(围岩); $\gamma_5$ . 加里东期片麻状花岗岩;F. 沙泉子断裂;A-B剖面位置;\*泉水露头

Fig. 1 Geology of the Baishitouquan granite

<sup>①</sup> 王润民,王志辉,范忠怀,刘德权,陈陶成. 1983. 新疆白石头泉天河石花岗岩稀土元素丰度型式及其地质意义. 新疆地质, (1~2): 22~34.

(3)含黄玉天河石花岗岩的主要矿物和结构特征与天河石花岗岩基本相似。不同之处是此岩相中含有黄玉(约2%)。黄玉均为长柱状自形晶,横断面大小(1~3)×(3~5)mm,长5~40mm不等,多数20mm左右,呈浸染状分布于岩石中,其中缺乏其它造岩矿物的包裹体,因而是岩浆中直接结晶的产物。绢云母常沿黄玉的边缘或解理交代,交代强烈者仅保留其假象。此外,与天河石花岗岩相比,含黄玉的岩石中石英颗粒已明显加粗,粒径多为3~8mm。石英的六方柱和菱面体单形均较发育,是典型的 $\alpha$ -晶形,其中常包裹有无定向排列的钠长石微晶,具有类雪球构造。

(4)黄玉石英钠长岩产在岩体顶部与变质岩的接触带附近,厚度数十公分至1米(图1)。岩石呈灰白色,具似斑状结构。斑晶为黄玉(10~15%)和石英(10~15%)。基质为白云母(10~15%)、钠长石(60~70%)、黄玉(<5%)和天河石(约5%),并含少量石榴石和萤石。黄玉在手标本上呈腊黄色,强烈绢云母化者显黄绿色,粒度为(3~5)×(5~30)mm不等,大致地定向排列。排列方向与岩体和围岩的接触界面斜交。石英粒径5~15mm,最大者可达20mm,均为柱面发育的 $\alpha$ -石英,并发育亚颗粒结构。各种基质矿物均呈团块状不均匀分布。

在浅色花岗岩、天河石花岗岩和黄玉天河石花岗岩中,普遍可见云母集中成条带。这种条带通常平行排列,有时发生褶曲,偶然围绕一个伟晶状天河石囊团呈辐射状(图2)。

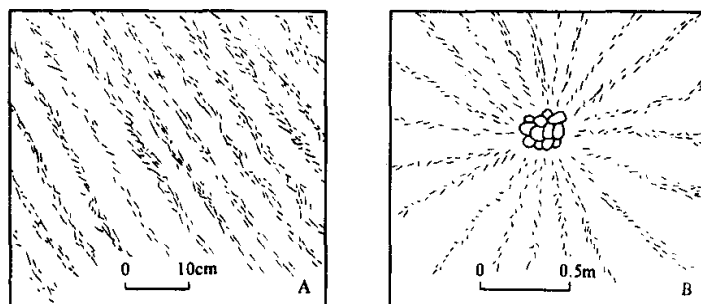


图2 白石头泉岩体中云母条带平行排列(A)和围绕伟晶状天河石花岗岩囊团呈辐射状排列(B)  
短线代表云母,其粒径已夸大

Fig. 2 Parallel and radial arrangement of mica-rich streaks

晚期岩相有含或不含天河石的花岗质脉、通常含有天河石的伟晶岩脉和伟晶岩囊状体。

在紧靠岩体的变质岩中,局部有 $\alpha$ -石英变斑晶出现,其粒径5~7mm。在外接触带,可见黄玉钠长岩(含或不含石英)呈数毫米至数厘米宽的脉穿入围岩闪长岩,其中黄玉含量可达20%以上。脉体分枝复合、尖灭再现,表明它们是低粘度富水流体的结晶产物。

白石头泉岩体中几种造岩矿物的特征如下:

(1)钾长石存在两种特征迥异的变种。第一种呈半自形板状,手标本上显浅肉红色,镜下洁净而无包体,无双晶,解理纹清楚,粒径多0.2~0.5mm,可能是岩浆直接结晶的产物。对一个选自天河石花岗岩的第一种钾长石样品所作的X-射线衍射分析,获得其有序度 $\Delta=0.925$ 、三斜度 $\delta=0.925$ ;两个含黄玉天河石花岗岩的样品,其值分别为 $\Delta=0.913$ 、 $\delta=0.979$ 和 $\Delta=0.95$ 、 $\delta=0.971$ 。这些数据表明,第一种钾长石均为高度有序的微斜长石。电子探针分析

表明,这种钾长石的钠含量均在波谱检出限以下。第二种钾长石呈半自形至他形,均具格状双晶,表面浑蚀,解理纹不清,并含大量交代残留的钠长石和第一种钾长石的包体,粒径多2~2.5mm,大者可达5mm,应是岩浆晚期一期后交代的产物。第二种钾长石在薄片中的含量与手标本上浅蓝绿色矿物的多寡成正相关,因而可能主要是天河石。

浅蓝绿色天河石的原子吸收光谱分析测得其Rb含量为1867 $\mu\text{g/g}$ ,这与王润民等(1983)所报道的数值(Rb=1705 $\mu\text{g/g}$ )相一致。

(2)钠长石也有两种。一种为半自形板状晶,均发育聚片双晶,粒径多0.5~1mm,与第一种钾长石成镶嵌结构,两者几乎是同时从岩浆中晶出的。最大消光角法和电子探针分析表明其 $A_n=0\sim 3$ 。这种钠长石常被包于石英和天河石中。另一种钠长石呈半自形至他形,干涉色明亮,无聚片双晶,粒径多0.1~0.3,常沿裂隙或颗粒边缘交代两个世代的钾长石(天河石)和石英,应是岩浆晚期一期后的产物。

(3)云母在各岩相中均呈暗绿色,镜下无色透明,其化学成分列于表1。表1的计算结果在Sun Shihua and Yu Jie(1989)的图解(图3)中分别落在铝黑鳞云母、锂铁云母、锂白云母等区。从图3可以看出,岩体内自天河石花岗岩相带往上,不同岩相中云母的 $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}$ 含量逐渐降低而 $n\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$ 含量逐渐增高。

选自天河石花岗岩相带的一个铝黑鳞云母样品的氟含量化学分析值为3.11%。

(4)石榴石的电子探针分析数据列于表2。白石头泉天河石花岗岩中的石榴石以富锰为特征,其锂铝榴石分子均超过50%,这与世界各地经高度演化的过铝花岗岩的特征(Clarke 1981)相一致。含黄玉的天河石花岗岩与不含黄玉者相比(表2),所含的石榴石中硅、铝和锰的含量较高而铁和钙含量较低。这是

表1 白石头泉岩体云母化学成分(Wt%)

Table 1 Chemical compositions of mica from the Baishitouquan granite

岩性	天河石花岗岩				含黄玉天河石花岗岩		黄玉钠长岩
标本号	178	179	179	179	182	197	197
矿物	锂铁白云母	铝黑鳞云母	铝黑鳞云母	铝黑鳞云母	锂铁白云母	锂白云母	铁白云母
SiO <sub>2</sub>	47.10	46.70	46.34	46.60	47.58	47.21	48.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.42	22.33	21.37	21.73	29.93	35.94	32.32
K <sub>2</sub> O	11.71	10.54	10.25	10.18	11.45	11.20	11.84
FeO*	7.71	11.37	11.73	12.54	8.11	1.34	2.90
MnO	n.d.	n.d.	1.41	n.d.	0.09	n.d.	n.d.
LiO <sub>2</sub>	0.87	0.87	0.87	0.87	0.75	0.75	0.79
RbO <sub>2</sub>	0.57	0.57	0.57	0.57	n.d.	n.d.	n.d.
CsO <sub>2</sub>	0.04	0.04	0.04	0.04	n.d.	n.d.	n.d.

注:n.d.表示未作分析;常量元素由湖南省地质矿产局中心实验室作电子探针分析;Li、Rb、Cs由本系中心实验室作原子吸收光谱分析;阳离子数以22个氧原子数为基础计算;白云母命名据(Sun Shihua and Yu Jie 1989)。

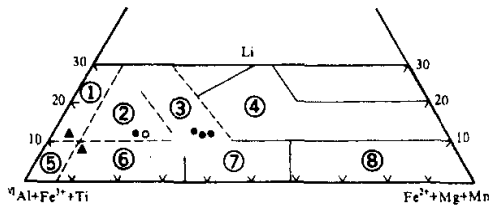


图3 白石头泉岩体云母化学成分图解

(据 Sun Shihua and Yu jie 1989)

空心圆为含黄玉天河石花岗岩;实心圆为天河石花岗岩;黑三角为含黄玉石英钠长岩;①锂白云母;②锂铁云母;③铝黑鳞云母;④黑鳞云母;⑤白云母;⑥铁白云母;⑦铝铁叶云母;⑧黑云母和铁叶云母

Fig. 3 Chemical compositions of the Baishitouquan granite

因为锰的活动性比铁大, 因而更容易在岩浆房的顶部或岩浆结晶作用的晚阶段聚集。

(5) 锆石在天河石花岗岩中的晶形按 Pupin (1980) 的分类主要属于 P1 型, 其次为 G1 和 G18 型(杨浩和顾连兴 1991)。据此所算得的锆石结晶温度为 646~696℃(计算方法见 Pupin 1980)。

表 2 白石头泉岩体石榴子石电子探针分析数据和成分计算结果

Table 2 Electron microprobe analyses of garnets from the Baishitouquan granite

样号	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	CaO	铁铝榴石	锰铝榴石	钙铝榴石
178	36.56	22.49	11.61	24.34	—	39.56	60.40	—
179	35.24	21.39	17.68	24.12	0.53	41.45	56.96	1.59
182	39.08	22.61	11.81	26.05	—	30.95	69.05	—

注: 由中国科学院南海海洋研究所李祥云测定; 样品 178, 179 为天河石花岗岩, 182 为含黄玉天河石花岗岩。

#### 4 岩石化学特征

由表 3 可知, 含或不含黄玉的天河石花岗岩均以富硅、富碱、铝过饱和, 以及钛、铁、钙、镁、磷含量低为特征。岩石中 Na<sub>2</sub>O > K<sub>2</sub>O, 这一特征与法国中央地块的黄玉花岗岩(Pichavant and Manning 1984)、蒙古的翁岗岩(科瓦连科等 1879)相似而与美国西部的黄玉流纹岩(Burt et al. 1982; Christiansen et al. 1984)不同。

表 3 白石头泉岩体岩石化学分析数据及计算结果

Table 3 Bulk rock compositions of the Baishitouquan granite

岩性	天河石花岗岩				含黄玉天河石花岗岩	
	164	169	171	173	183	189
SiO <sub>2</sub>	75.56	74.44	72.37	76.38	74.27	75.26
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.59	14.62	15.38	13.05	14.74	13.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.26	0.31	0.31	0.19	0.34
FeO	0.51	0.55	0.64	0.53	0.53	0.57
MnO	0.13	0.12	0.17	0.11	0.13	0.13
MgO	0.00	0.10	0.10	0.00	0.14	0.13
CaO	0.24	0.26	0.34	0.43	0.67	0.67
Na <sub>2</sub> O	4.94	5.15	5.80	4.90	5.23	4.33
K <sub>2</sub> O	4.01	4.32	4.64	3.65	3.81	4.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.03	0.06	0.05	0.05
K/Na	0.81	0.84	0.80	0.74	0.73	1.05
ANKC	1.05	1.07	1.01	1.02	1.06	1.04

注: 样品由南京大学地球科学系中心实验室分析。  
ANKC = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O + CaO) (克分子数比)。

本文和引自王润民(1983)的岩石化学数  
据在 A-C-F 图上的投影(图 4)绝大部分位于斜长石-白云母-黑云母区内, 与华南改造型花岗岩(徐克勤等 1982b)的特征相一致。

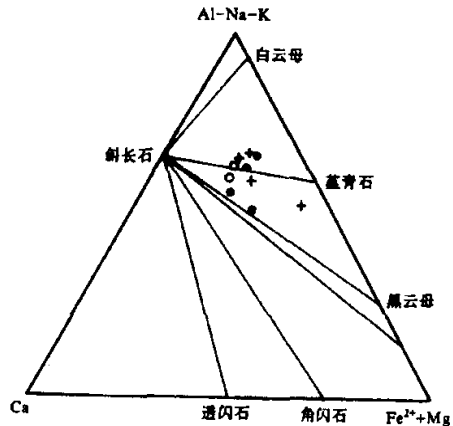


图 4 白石头泉岩体岩石化学 A-C-F 图解  
(据徐克勤等 1982b)

空心圆为含黄玉天河石花岗岩; 实心圆为天河石花岗岩  
(本文数据); 十字为天河石花岗岩(据王润民等 1983)

Fig. 4 Plotting of chemical compositions  
of the Baishitouquan granite

表4 白石头泉岩体微量元素含量(μg/g)

Table 4 Trace element contents of the Baishitouquan granite

样品名称 样号	天河石花岗岩				含黄玉天河石花岗岩	
	164	169	171	173	183	189
Co	1	2	4	1	5	5
Ni	1	1	2	2	1	1
Cr	5	5	5	5	9	9
V	3	4	5	1	7	6
Nb	44.4	25.5	28.7	34.3	61.5	77.6
Ta	7.50	5.05	7.58	4.32	6.03	7.25
Zr	72.3	84.1	95.9	72.3	85.6	82.7
Hf	14.2	16.2	19.0	14.0	18.7	18.7
Li	218	174	212	182	189	140
Rb	919	850	950	800	825	958
Cs	20	17	23	17	10	12
Cu	1	1	3	2	4	4
Pb	129	139	146	143	132	132
Zn	201	199	246	212	348	347
Ga	43.5	44.5	n.d.	44.5	45.0	n.d.
Sr	2	4	2	5	4	4
Ba	30	34	52	39	30	29
W	1.8	1.4	1.8	1.8	3.0	2.7
Sn	7.2	4.1	7.5	5.7	0.9	10.2
Mo	0.8	0.3	1.1	1.7	0.3	0.8
样号	164	169	171	173	183	189
F	3000	2750	3320	3098	5768	3425
Cl	12	21	3	5	4	1
S	n.d.	30	0	n.d.	0	120
B	n.d.	5.6	7.6	n.d.	6.7	4.9
U	4.6	5.0	7.4	5.5	3.2	5.2
Th	15.0	18.0	21.5	14.5	13.0	15.5
Rb/Sr	460	213	475	160	206	240
Sr/Ba	0.074	0.12	0.04	0.13	0.13	0.13
F/Cl	250	131	1107	618	1442	3425

注: Zn、Co、Cu、Ni、Sr、Pb、Ba、Cr 和 V 由华东有色勘探公用直读光谱法测定; F、Cl、B、和 S 由华东有色地质勘探公司作化学分析; Li、Rb 和 Cs 由南京大学地球科学系中心实验室作原子吸收分析; W、Sn 和 Mo 由南京大学地球科学系中心实验室作化学分析; U 和 Th 由南京大学地球科学系王年生作化学分析; Ga、Nb、Ta、Zr 和 Hf 由江苏省地质矿产局中心实验室用光量计法分析。

表5 白石头泉岩体稀土元素含量测定结果(μg/g)

Table 5 REE contents of the Baishitouquan granite

岩性 样号	含黄玉天河石花岗岩					
	164	169	171	173	183	189
La	5.56	7.25	9.15	5.58	23.71	34.58
Ce	21.14	26.29	33.46	20.09	47.41	66.83
Pr	3.40	4.42	5.51	3.23	4.30	5.68
Nd	17.13	22.28	28.39	18.87	17.04	20.52
Sm	11.21	14.48	18.35	11.42	3.52	3.92
Eu	0.023	0.046	0.051	0.000	0.453	0.649
Gd	12.69	17.39	21.84	12.73	3.15	3.02
Tb	3.23	4.42	5.50	3.16	0.54	0.46
Dy	21.31	28.65	35.83	21.82	3.54	2.38
Ho	3.87	5.50	6.79	3.80	0.80	0.62
Er	10.74	15.94	19.55	10.56	2.36	1.30
Tu	1.86	2.87	3.05	1.74	0.40	0.16
Yb	12.01	18.35	22.38	11.57	3.05	1.40
Lu	1.53	2.44	2.96	1.44	0.499	0.214
Y	55.97	90.60	113.30	55.98	23.43	12.88
ΣREE	181.68	260.97	326.56	181.96	146.22	196.47

注: 由南京大学地球科学系用 ICP 法分析; 球粒陨石数值据 Boynton (1984) 推荐值。

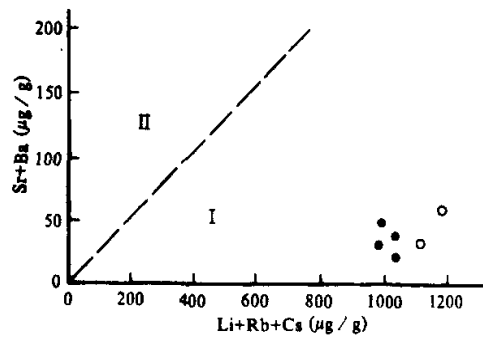


图5 白石头岩体(Sr+Ba)-(Li+Rb+Cs)图解  
(仿刘英俊等 1982)

I 区为改造型花岗岩; II 区为同熔型花岗岩; 空心圆为含黄玉天河石花岗岩; 实心圆为天河石花岗岩

Fig. 5 (Sr+Ba)-(Li+Rb+Cs) diagram of the Baishitouquan granite

## 5 微量元素地球化学特征

由表 4 可以看出, 白石头泉岩体微量元素的许多特征与华南改造型花岗岩(徐克勤等 1982)相似, 如 Co、Ni、Cr、V、Cu、Ga、Sr、Ba 等含量和 Sr/Ba 比值较低, 而 Nb、Li、Rb、Pb、Zn、F 等含量和 Rb/Sr、F/Cl 比值较高。尤其突出的是, 天河石花岗岩和含黄玉天河石花岗岩两个岩相的 Rb 分别平均高达  $880\mu\text{g/g}$  和  $892\mu\text{g/g}$ , F 平均高达  $3042\mu\text{g/g}$  和  $4597\mu\text{g/g}$ 。分析数据在 (Sr+Ba)-(Li+Rb+Cs) 图解中的投影(图 5)明显偏向改造型花岗岩一侧, 表明了此岩体的地壳来源和高度演化特征。

白石头泉岩体的稀土含量测定结果列于表 5, 其配分曲线示于图 6。由此可以看出, 含和不含黄玉的天河石花岗岩, 其特征都是  $\Sigma\text{REE}$  较高,  $\text{LREE}/\text{HREE} < 1$ , Eu 强烈亏损 ( $\delta\text{Eu} < 0.04$ )。这种形态的配分曲线酷似华南地区那些伴有 W、Sn、Be、Nb、Ta 矿化的演化程度很高的陆壳改造型花岗岩体(如西华山、雅山、香花岭、银岩、栗木等)的特征相似。

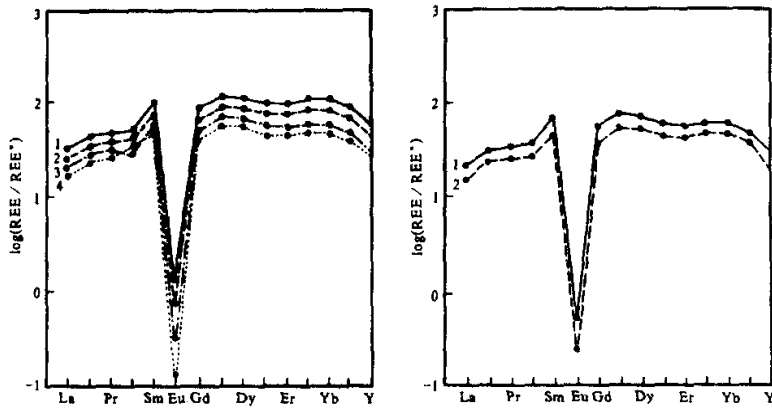


图 6 白石头泉岩体稀土配分曲线

左图为天河石花岗岩, 样品号: 1-171; 2-169; 3-173; 4-164。右图为含黄玉天河石花岗岩, 样品号: 1-189; 2-183

REE\* 表示球粒陨石 REE 值

Fig. 6 REE patterns of the Baishitouquan granite

## 6 同位素地质学特征

### 6.1 氧同位素特征

由表 6 可知, 含和不含黄玉的天河石花岗岩, 其  $\delta^{18}\text{O}$  均位于 Taylor(1978)所划分的花岗岩正常值( $8\text{‰} \sim 10\text{‰}$ )范围内。对于这类高度演化的花岗岩来说, 这些数值略为偏低, 同时位于岩体上方的 171 和 183 两个样品比下方的样品 164 和 176 数值更低, 表明成岩过程中可能有大气水的加入。

## 6.2 铷-锶和钾-氩同位素年龄

白石头泉岩体天河石花岗岩相的6个全岩和1个斜长石样品的铷-锶同位素年龄测定结果列于表7,其等时线示于图7。计算所得的年龄为 $209.6 \pm 9.6\text{Ma}$ (相关系数 $R=0.992$ ), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值为 $0.987 \pm 0.213$ 。我们还测得天河石花岗岩中云母(铝黑鳞云母)的钾-氩法年龄为 $226.6\text{Ma}$ (表8),这与王润民(1983)测得的钾-氩法年龄( $221.6\text{Ma}$ )相符。铷-锶和钾-氩两种方法的年龄在其累加误差范围内基本一致。考虑到此铷-锶等时线的线性较好,我们把这个岩体定为印支旋回晚期的产物。

表6 白石头泉岩体全岩氧同位素组成

Table 6 Bulk-rock oxygen isotope compositions of the Baishitouquan granite

岩性	样品号	$\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW)
天河石花岗岩	164	9.85
	176	9.81
	171	8.97
含黄玉天河石花岗岩	183	9.42

注:样品由南京大学地球科学系中心实验室测定。

表7 白石头泉岩体铷-锶同位素年龄测定结果

Table 7 Rb-Sr isotope determinations for the Baishitouquan granite

标本号	样品类型	Rb( $\mu\text{g/g}$ )	Sr( $\mu\text{g/g}$ )	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
173	全岩	860.0000	5.16806	561.13	$2.60097 \pm 2$
171	全岩	1017.0000	3.68515	1058.88	$4.26716 \pm 3$
169	全岩	890.0000	4.23448	749.69	$3.29343 \pm 1$
164	全岩	1004.0000	3.14156	1272.49	$4.78670 \pm 2$
175	全岩	996.4900	3.42500	1104.88	$4.12990 \pm 2$
175-pl	斜长石	155.5400	2.23845	223.11	$1.82787 \pm 2$

注:(1)样品送南京大学现代分析中心测定;(2)所有样品均取自天河石花岗岩相带。

## 7 岩石成因

白石头泉岩体的岩石学、矿物学、岩石化学和地球化学特征表明,该岩体是典型的成熟度很高的陆壳改造型花岗岩(徐克勤等 1982a,b)。这类花岗岩除了少数形成于拉张背景之下,与局部热流升高所引起地壳部份熔融(Sawkins 1984)有关外,多数与大陆板块或板片的大规模的水平运动有关(胡受奚等 1988)。在中天山东段,在晋宁运动和加里东运动期间有大量陆壳改造型花岗岩形成(顾连兴等 1990),表明此时大陆地壳已经基本成熟。海西旋回期间该区处于被动大陆边缘环境(胡受奚等 1990;顾连兴等 1990)。中石炭世时随着天山大洋的封闭和中天山与觉罗塔格岛弧的碰撞,中天山已位于大陆内部。印支旋回期间该区并未留下拉张构造的任何地质证据,相反地却一直处于隆起、上升和剥蚀状态(任富根 1981;胡霭琴等 1982),因此,此岩体很可能是挤压背景下陆壳内部板片A型俯冲的产物。

白石头泉岩体高硅、富碱、富铷、富氟以及钛、磷和碱土含量低的特征与翁岗岩(Kovalenko and Kovalenko 1976)和黄玉流纹岩(Burt et al. 1982; Webster et al. 1990)相似,然而, $\alpha$ -石英的大量发育、锆石的低温晶形,表明该岩体是低温岩浆结晶产物。晚期伟晶岩脉和囊状体的普遍存在以及石英塑性变形的亚颗粒广泛发育,表明岩浆结晶发生于富水环境中(Best 1982)。石英在常见造岩矿物中,最难发生塑性变形(Best 1982)。实验证实,其塑性变形趋势的增强与富水条件下结晶时造成的晶格弱化(Hydrolytic weakening, Best 1982)有关。



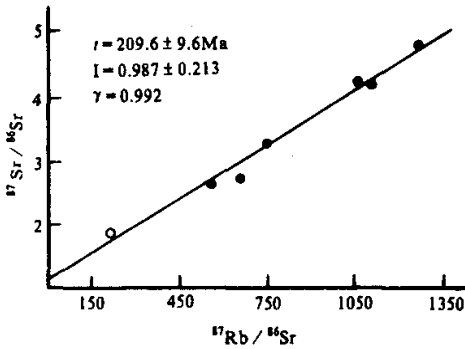


图 7 白石头泉岩体铷-锶等时线

黑圆点为全岩; 空心圆为斜长石

Fig. 7 Rb-Sr isochron of the Baishitouquan granite

表 8 天河石花岗岩中云母钾-氩法定年

Table 8 K-Ar dating of mica from amazonite-granite at Baishitouquan

K(%)	<sup>40</sup> K(μg/g)	Ar(μg/g)	年龄(Ma)
6.9056	8.2384	0.1308	226.6

注: (1) 标本号 176-91W; (2) 由南京大学地球科学系中心实验室测定; (3) 测定方法: 钾用原子吸收法; 氩用内加热气相色谱法。 (4) 参数及公式:  $\lambda_k = 0.581 \times 10^{-10}$  年<sup>-1</sup>,  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$  年<sup>-1</sup>,  $t = 4154 \{ \lg [ (^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}) + 0.1048 ] + 0.9795 \} \times 10^6$

天河石花岗岩很高的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值, 表明该岩体是 S 型岩浆的演化产物 (Chappell and White 1974; Hine et al.

1978; Pitcher 1982)。这类岩浆应当来自经历过风化-沉积旋回的物质的超变质作用或部分熔融 (Hine et al. 1978; Pitcher 1982), 大量研究 (Kovalenko and Kovalenko 1984; Webster and Holloway; 徐克勤等 1982a; 刘昌实等 1982; 刘昌实和贺伯初 1991; 刘英俊等 1982) 表明, 这种岩浆往往具有富含铷、氟、硅和水, 以及成岩温度较低的特征。由于云母是铷和氟的重要寄主矿物, 因而这种原岩很可能是下冲板片中由富含泥质的前寒武系地槽沉积物变质而成的白云母片麻岩。实验表明 (Burnham 1979), 含白云母的片麻岩在大约 710℃ 时发生部分熔融, 可以产生相当富水的熔体。岩体的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值高达 0.987, 似乎反映了源岩中云母的富铷特征, 岩石中显著的铷负异常表明分熔残留相中可能存在斜长石, 也可能意味着岩浆在上升过程中曾经历过一定程度的斜长石分离结晶作用。因为低温富水熔体的上侵能力较弱 (Harris et al. 1970; Wones 1981), 大部在地壳的较深部位就已冷凝, 所以在印支期以来未经强烈剥蚀的中天山, 这类岩体仅在个别地段出露。

尽管白石头泉岩体中的黄玉普遍受到白云母的显著交代, 但天河石花岗岩和含黄玉天河石花岗岩相中氟的实测含量仍分别高达 0.30% 和 0.46%。据岩石中黄玉的实际矿物含量推测, 岩体顶部的黄玉石英钠长岩相和穿入围岩的黄玉钠长岩脉中氟含量可能达到 1~2%。氟在岩体顶部的过量富集现象, 与岩浆过程中因气化和沸腾引起的酸性组分超前作用 (胡受奚等 1982) 有关。

氟的存在有助于稳定岩浆中的铝, 维持岩浆的过铝特征, 并可使正在结晶的花岗岩浆在 Q-Ab-Or 图中的投影向着 Ab 的方向移动 (Manning 1982; Pichavant and Manning 1984), 其结果使石英和黄玉的首晶区扩大、钠长石的首晶区缩小、液相成分点向着富含钠长石的方向移动, 因而, 当结晶作用自岩浆体的中心向顶部发展时, 伴随着氟等挥发分的往上集中, 造成了此岩体上部岩相中黄玉和石英的较早结晶、钠长石含量的增高、颗粒的变细、石英含量的减少、颗粒的加粗及基质中石英的消失。这些特征集中地反映在顶部的黄玉石英钠长岩相中, 其中石英仅占 10% 左右, 并且只以斑晶的形式出现, 而其钠长石含量竟高达 60~70%。氟可

使岩浆的固相线和液相线位置发生变化,加大结晶作用的温度区间,使岩浆有充分的时间进行分异和演化(Webster and Holloway 1990),于是造成了此岩体中良好的似层状岩相分带(朱为方等 1982)。氟可使岩浆的粘度降低(Manning 1981),有利于岩浆中的离子扩散,这就为此岩体形成较粗粒的结构提供了条件。粘度的降低有助于岩浆的流动,并能导至涡流和羽流(plume)。岩体中的白云母聚集成条带(图 2A),可能与流动过程中的非均匀剪切(non uniform shear, Best 1982)有关,而其辐射状排列(图 2B)则似乎代表了一个羽流。当羽流顶部初步冷凝后,其下仍在持续的羽流可能会使其中心产生张性孔隙,图 2B 中的天河石囊团即可能代表了已被充填的这种张性空隙。

按照酸-碱和金属配位体的软硬分类 Huheey 1979; Crerar et al. 1985; Brimball and Crerar 1987; Pirajno 1992),重稀土应是比较稀土更硬的酸和更硬的金属,因而更容易与氟这种硬碱和硬配位体结合成稳定的络合物相伴迁移,这就造成了白石头泉岩体顶部富含重稀土的特征。

就总体而言,白石头泉岩体是岩浆结晶的产物。然而,由于氟的存在不但提高了水在岩浆中的溶解度,而且提高了硅酸盐在水中的溶解度,从而造成了岩浆作用晚期富含水的硅酸盐岩浆向富含硅酸盐的热液的过渡(Bailey 1977)。岩体中边界模糊的天河石伟晶岩脉、天河石伟晶岩透镜体和透镜体周围的强烈天河石化蚀变、岩体顶部的黄玉石英钠长岩、岩体外接触带闪长岩中的 $\alpha$ -石英变斑晶以及穿插在围岩中的几到十几厘米宽的树枝状黄玉钠长岩细脉,都可看作这种低粘度、高渗透性、高化学活动性的岩浆-热液过渡相的产物。这些过渡相产物主要出现在岩体的顶部附近,代表着岩浆冷凝的较晚阶段。与此相对照,岩体顶部普遍存在的强烈钠长石化、天河石化、绢云母化等蚀变现象,则是受岩浆晚期一期后自交代而成。因此,整个岩体的成岩作用包括了熔体中的直接结晶和热液的交代沉淀这两个既明显有别又前后连贯的过程。

**致谢** 此项成果是胡受奚教授主持下的国家七五攻关 305 项目“东天山花岗岩及其含矿性研究”课题的一部分。胡受奚教授自始至终地指导了本文的研究,并审阅了本文初稿,于此谨致谢忱。

## 参 考 文 献

- 高振家,彭昌文. 1985. 新疆天山前寒武系. 新疆地质, 3(2): 16~25
- 顾连兴,杨浩,陶仙聪,严正富,李惠民,王金珠,刘彦东. 1990. 中天山东段花岗岩类-铷年代学及构造演化. 桂林冶金地质学院学报, 10(1): 49~55
- 胡震琴,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槽热历史的探讨. 中国科学, B(4): 345~363
- 胡震琴等. 1986. 天山东段中天山隆起带前寒武纪变质岩系时代及演化—据 U-Pb 年代学研究. 地球化学, (1): 23~55
- 胡冰,王景斌,高振家,陆青,方孝梯. 1964. 新疆大地构造的几个问题. 地质学报, 44(2): 156~170
- 胡受奚,周顺之,任启江,孙明志. 1982. 碱交代成矿模式及其成矿机制的理论基础. 地质与勘探, (1): 1~6
- 胡受奚,郭维春,顾连兴,周顺之,严正富,杨浩,王金珠,刘彦东. 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, 第2辑, 地质出版社, 32~45
- 科瓦连科 ВИ, 库兹明 МИ, 安奇平 BC, 别特罗夫 ЛЛ. 1979. 含黄玉石英角斑岩(翁岗岩)一次火山脉体岩浆岩的新变种. 孙恭安译, 国外地质矿产译文选(四), 花岗岩与成矿, 1982: 86~89
- 刘昌实, 贺伯初. 1991. 赣东南含黄玉岩浆岩成因议. 南京大学学报(地球科学版), 3(3): 220~230
- 刘昌实, 牟维熹, 潘恩沛. 1982. 主分量分析与华南两类不同成因花岗岩的划分. 桂林冶金地质学院学报, (2): 25~34
- 刘英俊, 张景荣, 孙承银, 马东升, 乔恩光, 陈毅. 1982. 华南花岗岩类中的微量元素地球化学特征. 花岗岩地质和成矿关系(国际学术会议论文集), 南京, 江苏科学技术出版社, 511~525
- 罗发祥. 1989. 对中天山隆起(变质)带前寒武系的探讨. 新疆地质, 7(4): 23~34
- 任富根. 1981. K-Ar 隆起-冷却年龄在天山地区的显示. 中国地质科学院天津地质矿产研究所刊, (4): 129~143
- 徐克勤, 胡受奚, 孙明志, 叶俊. 1982a. 华南两个成因系列花岗岩类及其成矿特征. 桂林冶金地质学院学报, (1): 1~10
- 徐克勤, 孙鼎, 王德滋, 胡受奚, 刘英俊, 季寿元. 1982b. 华南花岗岩成因与成矿. 花岗岩地质与成矿关系(国际学术会议论文集). 南京: 江苏科学技术文献出版社, 1~20
- 杨浩, 顾连兴. 1991. 东天山花岗岩类锆石形态学研究. 江苏地质, (3): 129~134
- 中国科学院地质研究所. 1959. 中国大地构造纲要. 科学出版社, 1~320
- 朱为方, 王联魁, 张绍立. 1982. 花岗岩类岩石化学演化及华南稀有元素成矿问题. 桂林冶金地质学院学报, (3): 21~34
- Bailey J C. 1977. Fluorine in granitic rocks and melts, A review. *Chemical Geology*, 19: 1~42
- Best M G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W. H. Freeman and Company, New York, 1~630
- Boynton M V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson P (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publishers B. V., 63~114
- Brimhall G H, Crerar D A. 1987. Ore fluids: magmatic to supergene. In: Carmichael I S E, Eugster H P (eds), *Thermodynamics and modelling of geological materials: minerals, fluids and melts*. *Min. Soc. Am.*, 17: 235~321
- Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes H L (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, second edition. John Wiley & Sons, 71~136
- Burt D M, Sheridan M F, Bikun J V, Christiansen E H. 1982. Topaz rhyolites-distribution, origin and significance for exploration. *Econ. Geol.*, 77(8): 1818~1836
- Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173~174
- Christiansen E H, Bikun J V, Sheridan M F, Burt D M. 1984. Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain. Utah. *American Mineralogist*, 69(3~4): 223~236
- Clarke D B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites; a review. *Canadian Mineralogist*, 19: 3~17
- Harris P G, Kennedy W Q, Scarfe C M. 1970. Volcanism versus plutonism-The effect of chemical composition. In: Newall G. and Rast N (eds.), *Mechanism of Igneous Intrusion*. *Geol. J. Spec. Issue*, No. 2, Gallery Press, Liverpool, 187~200
- Hine R, Williams I S, Chappell B W, White A J R. 1978. Contrasts between I-and S-type granitoids of the Kosciusko batholith. *J. Geol. Soc. Austr.*, 25: 219~234
- Crerar D A, Wood S A, Brantley S L. 1985. Chemical control on solubility of ore-forming minerals in hydrothermal solution. *Canadian Mineral.*, 23: 333~352 Huheey J E. 1979. *Inorganic Chemistry, Principles of Structure and Reactivity*. Second edition, Harper & Row, 1~889
- Kovalenko V I, Kovalenko N I. 1976. Onganites (topaz-bearing quartz keratophyre)-subvolcanic analogue of rare metal Li-F granites (in Russian), in: Joint Soviet-Mongolian Sci. Research Geol. Expedition, *Trans.*, 15: Moscow, Nauka Press, 128
- Kovalenko V I, 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
- Mannig D A C. 1982. An experimental study of the effect of fluorine on the crystallization of granitic melts. In: Evans A M (ed.), *Metallization Associated with Acid Magmatism*. John Wiley & Sons Ltd, 191~203
- Pichavant M and 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 W S. 1982. Granite type and tectonic building. In: Hsu K J (editor). *Mountain Building Processes*. Academic Press, 19~40
- Pirajno F. 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits*, Springer-Verlag, 35~40
- Pupin J P. 1980. Zircon and granite petrology. *Mineral. Petrol.*, 73: 207~220
- Sawkins F J. 1984. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Springer-Verlag, 1~315
- Sun Shihua and Yu Jie. 1989. Natural subdivision of micas. A new approach to granitoids petrogenesis. In: Wang Sijing (ed.). *Advances in Geosciences (1), Contributions to 28th International Geological Congress*. Washington D. C., USA, July 9~19, 1989, China Ocean Press, 283~298
- Taylor H P. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 177~210
- Webster J D, Holloway J R. 1990. Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas. *Geological Society of America, Special Paper*, 246: 21~34
- Wones D R. 1981. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, 31(4): 201

## GEOLOGY AND GENESIS OF THE BAISHITOUQUAN HIGH-RUBIDIUM AND FLUORINE GRANITES IN THE XINGXINGSHIA DISTRICT OF HAMI COUNTY, XINJIANG

Gu Lianxing, Yang Hao, Gou Xiaoqin and Guo Jichun

(*Department of Earth Sciences, Nanjing University, 210008*)

Wang Jinzhu

(*Geological Brigade No. 6, Bureau of Geology and Mineral Resources, Xinjiang, Hami, 839000*)

**Key words:** Amazonite; Topaz; Granite; Rubidium; Fluorine; Tianshan

### Abstract

The Baishitouquan granite is typical of the high-rubidium and fluorine granites in the Xingxingxia district of Hami County, Xinjiang Province. This intrusion is in sharp contact with Mid-Proterozoic schists, gneisses and marbles, and is composed of four zones transitional from the bottom upwards: leucogranite, amazonite granite, topaz-bearing amazonite granite and topaz quartz albite.

The Baishitouquan granite contains highly-ordered K-feldspar, Li-rich mica, Mn-rich garnet,  $\alpha$ -quartz and low-temperature zircon and is chemically high in Si, K, Na, Al, Li, Rb, Cs and F, and low in Ti, Fe, Ca, Mg, P, Co, Ni, Cr, V, Sr, Ba, with  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ . Amazonites from the amazonite granite zone contain  $1867\mu\text{g/g}$  Rb. Bulk rock F contents are

3042 and 4597 $\mu\text{g/g}$  for the amazonite granite and topaz-bearing amazonite granite zones, respectively. These two zones have  $\delta^{18}\text{O}$  values of 8.97~9.85 per mil (SMOW) and have flat REE distribution patterns with strong europium depletion. K-Ar and Rb-Sr ages of this intrusion are 226.6Ma and 209.6Ma, respectively, with an initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of  $0.987 \pm 0.213$ .

The Baishitouquan granite is the product of crystallization of a low-temperature, and water-, rubidium- and fluorine-rich magma, which may have been resulted from partial melting of muscovite-rich crustal rocks. Solidification of this granite includes two contrasting and successive stages: melt crystallization and hydrothermal metasomatism and precipitation. Various geological features of this granite were formed during the transition from magmatic to hydrothermal stages.