新疆富蕴县苏普特一带双峰式火山岩的发现及其地质意义

周刚[1,2)]，秦纪华[2)]，张招崇[3)]，张立武[2)]，应立娟[1)]，阿合买提·加尼木汗[2)]，毛伟民[2)]，何斌[2)]，邓江[2)]，蔡永彪[2)]

1) 中国地质科学院研究生部，北京，100037；
2) 新疆地质矿产勘查开发局第四地质大队，新疆阿勒泰，836500；
3) 中国地质大学地质与矿产资源重点实验室，北京，100083

内容提要：新疆阿尔泰苏普特一带中泥盆统阿勒泰组为一套以玄武质岩石为主的双峰式火山岩组合，下部以变质玄武岩为主，夹少量流纹岩，中部以变质玄武岩、玄武质凝灰岩、沉凝灰岩为主，夹少量酸性火山岩及其碎屑岩，上部流纹质岩石有所增加。玄武质岩石往往变质为角闪片岩、绿帘阳起石片岩等，属拉斑玄武岩系列，低 SiO_2、K_2O，高 Ti，富 Na、Rb、Ba、Th、U 等，轻稀土略富集，无明显铕异常，Nb 负异常明显，相似于 MORB 和岛弧型玄武岩的某些特征，与弧后盆地玄武岩的特征基本一致。流纹质岩石属钙碱性系列，高 SiO_2，低 K_2O，为钠质型；大离子亲石元素富集，具明显的 Nb、P、Ti 负异常和弱的 Th 正异常，Sr 含量较低；稀土元素含量较高，ΣREE 为 135.67×10^{-6}～407.71×10^{-6}，轻稀土略富集，$(La/Yb)_N$ 为 2.55～3.73，铕负异常较明显，δEu 值为 0.34～0.54。流纹质岩石地球化学特征也与典型弧后盆地双峰式火山岩中的流纹岩相似。结合区域资料分析，苏普特双峰式火山岩是阿尔泰南缘俯冲撕裂型裂谷盆地演化晚期局部形成的类似于弧后环境的产物。

关键词：双峰式火山岩；俯冲撕裂型裂谷；苏普特；新疆阿尔泰

阿尔泰造山带位于中亚造山带(CAOB)的中部，古生代是 CAOB 地壳增生的重要阶段，其经历了板块俯冲、碰撞和造山后的地壳的垂向增生过程(胡霭琴等，1997；韩宝福等，1998；王涛等，2005；童英等，2006)，然而在一些重要的地质问题上还存在较严重的分歧，如西伯利亚板块和准噶尔－哈萨克斯坦板块的碰撞时间以及两大板块的边界是南部的乌伦古河断裂(何国琦等，1994)还是北部的额尔齐斯－玛因鄂博断裂(张良臣，1995；王广瑞等，1996；陈哲夫等，1997)？尽管许多学者均认为位于阿尔泰山南缘的泥盆纪火山岩是与板块俯冲作用有关，但是其究竟是与准噶尔洋向北俯冲作用有关(于学元等，1993)，还是与古亚洲洋向南俯冲作用有关(张海祥等，2004)？阿尔泰山南缘的晚古生代火山沉积盆地是弧后盆地(芮行健等，1993；张良臣，1995；王广瑞，1996；贾群子，1996)还是大陆边缘裂谷(何国琦等，1990；韩宝福等，1991；陈毓川等，1996；牟传龙等，1996；王京彬等，1998；王登红，2002)？其形成机制是什么？位于阿尔泰山南缘麦兹盆地东南部的中泥盆世阿勒泰组火山岩的研究可为解决后面这几个重要问题提供重要线索。

此外，阿尔泰山南缘是重要的铜、铁、金、铅、锌等多金属成矿带，著名的阿舍勒铜锌矿和可可塔勒铅锌矿、蒙库铁矿即产于该带中。带内晚古生代火山岩发育，构成阿尔泰山前四个斜列的火山－沉积盆地，由西向东依次为阿舍勒盆地、冲乎尔盆地、克兰盆地和麦兹盆地(图 1)。前人对这些盆地中火山岩的特征及形成的构造环境作过较多的研究(周云霞等，1991；韩宝福，1991；王登红，1996a；牟传龙等，1996；张传林等，1997；牛贺才等，1999)，并确定了阿舍勒盆地中的阿舍勒组火山岩为产于拉张环境的双峰式火山岩(韩宝福，1991；王登红，1996；刘玉琳，1996)。但对于出露于麦兹盆地东南部库尔提至苏普特一带的中泥盆统阿勒泰组火山岩存在不同的认

注：本文为国家 305 项目(编号 2001BA609A-07-02)和新疆维吾尔自治区 1∶5 万区域地质矿产调查项目(编号 XJQD2003-01)的成果。
收稿日期：2006-10-30；改回日期：2007-03-25；责任编辑：章雨旭。
作者简介：周刚，男，1966 年生。高级工程师，博士研究生。矿物、岩石、矿产专业，主要从事区域地质和矿产勘查工作。通讯地址：836500，新疆阿勒泰市第四地质大队；电话：0906－2156051；Email：xazhougang@126.com。
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net



图 1 阿尔泰山南缘火山—沉积盆地分布及苏普特一带地质简图

Fig. 1 Distribution of volcanic—sedimentary basins in southern margin of Altay Mountains and geological sketch map of Suputе area

Kz—新生界; P—二叠系沉积岩; D_2a^3—阿勒泰组第三段; D_2a^2—阿勒泰组第二段; D_2a^1—阿勒泰组第一段; D_1k—下泥盆统康布铁堡组; Zk—震旦系库卫群; Pty—新元古代富蕴群; 1—泥盆纪—石炭纪断陷盆地; 2—阿尔泰山南缘火山—沉积盆地; 3—额尔齐斯挤压带; 4—震旦系沉积岩; 5—震旦系中深变质岩; 6—早古生代变质岩; 7—花岗岩

Kz—Cenozoic; P—Permian sedimentary rock; D_2a^3—the Third Member of Altay Formation; D_2a^2—the Second Member of Altay Formation; D_2a^1—the First Member of Altay Formation; D_1k—Lower Devonian Kangbutiebao Formation; Zk—Sinian Kuwei Group; Pty—Neoproterozoic Fuyun Group; 1—Devonian—Carboniferous fault basin; 2—volcanic—sedimentary basin in southern margin of Altay; 3—Ertylish compressional belt; 4—Sinian sedimentary rocks; 5—Sinian meso—hypometamorphic rocks; 6—Early Palaeozoic metamorphic rock; 7—granite

识。韩宝福等(1991)认为该处为一套双峰式火山岩,但对这套火山岩的地质、地球化学特征未进行详细的研究;许继峰等(2001a)对库尔提沟中变质基性岩的地球化学特征进行了详细的研究,认为其为产于弧后环境中的蛇绿岩。笔者在库尔提东南的苏普特一带进行 1∶5 万区调时发现该处中泥盆统阿勒泰组为一套双峰式火山岩,并对库尔提沟中的该组火山岩进行了路线地质踏勘,发现其地质特征与苏普特一带火山岩基本一致。本文试图通过对该套火山岩的地质、地球化学特征的研究,揭示其岩石成因,在此基础上探讨其构造意义。

1 地质背景及地质特征

阿尔泰山南缘火山沉积盆地位于西伯利亚板块南缘,南以额尔齐斯—玛因鄂博构造带与准噶尔北缘相邻(图 1)。阿尔泰山南缘火山沉积盆地中火山岩主要为下泥盆统康布铁堡组,下—中泥盆统阿舍勒组、中泥盆统阿勒泰组、上泥盆统其也组。上世纪 90 年代以来,在冲乎尔盆地、克兰盆地及麦兹盆地边缘前人所划分的古生代地层中发现有元古宙地层(何国琦等,1994;胡霭琴等,1997;李天德等,2001),主要为一套中深变质的片麻岩和混合岩。近年来,

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

花岗岩的同位素年代学研究(Wang et al, 2006) 也证实了该区域内存在有早于早泥盆世的地层。因此, 将分布在阿尔泰山南缘火山沉积盆地中的片麻岩和混合岩等中深变质岩石统统划归于晚古生代地层明显不妥(周刚等, 2006) 。但组成阿尔泰山南缘火山沉积盆地的主体仍为晚古生代地层。张进红等(2000) 通过单颗粒锆石 U-Pb 法年龄测定, 获得康布铁堡组变质酸性火山岩年龄为 407. 3±9. 2Ma, 从而获得了康布铁堡组时代为早泥盆世的较确切同位素年代学资料。康布铁堡组以变质的中酸性、酸性火山岩及其碎屑岩为主夹大理岩、片岩等变质沉积岩, 广泛分布于冲乎尔、克兰和麦兹盆地中。大理岩中含海百合茎、苔藓虫、腕足类等生物化石; 阿舍勒组、其也组出露较少, 主要分布于阿舍勒盆地中; 阿勒泰组主要为各类片岩等变质沉积岩, 火山岩较少, 在阿勒泰市骆驼峰见有小面积出露的枕状玄武岩(周云霞等, 1987) , 另外就是本文所要讨论的出露于富蕴县城西北侧库尔提至苏普特一带的火山岩。

苏普特火山岩主要夹持于库尔特—乌恰断裂(F1) 和锡泊渡—富蕴断裂(F2) 之间, 库尔特—乌恰断裂北东一带出露地层主要为下泥盆统康布铁堡组变质中酸性火山岩, 有少量震旦系库卫群片麻岩、混合岩、片岩等中深变质岩。锡泊渡—富蕴断裂以南出露地层主要为中、上元古界富蕴群片麻岩、混合岩等中深变质岩, 局部见有少量二叠系沉积岩出露。在苏普特向斜近核部有晚石炭世花岗岩岩株侵入, 其锆石 U-Pb 表面年龄为 315Ma[1] (图 1) 。

苏普特一带阿勒泰组主要由火山岩组成, 根据岩性组合不同可分为三段。第一段以玄武岩为主, 夹有少量流纹岩, 分布较广(图 1) , 出露厚度约 780m。玄武岩厚度较大, 一般为几十米至百余米, 最大可达 300m 以上。流纹岩的厚度较小, 一般为几十厘米至几米, 最大厚度十余米。出露的玄武岩与流纹岩的厚度比为 36/ 1; 第二段以玄武岩、玄武质凝灰岩、沉凝灰岩为主, 夹少量酸性火山岩及其碎屑岩, 出露面积与第一段基本相当(图 1) , 厚度约 950m。基性岩厚几十米至百余米, 酸性火山岩厚几米至十几米。基性岩与酸性岩的厚度比为 18. 8∶1。局部见玄武岩与流纹岩厚度基本一致, 呈韵律互层状(图 2a、b) 。张海祥等(2003) 将这种与变质基性岩相间分布的变质酸性岩作为“蛇绿岩”(许继峰等, 2001a) 中的“斜长花岗岩”, 他们对其进行了同位素年代学研究, 其锆石 U-Pb SHRIMP 年龄为 372±19Ma, 属于中泥盆世晚期; 第三段以酸性火山岩居多, 基性火山岩较少, 出露面积较小(图 1) , 厚约 250m, 基性岩与酸性岩的厚度比为 0. 35。

该处火山岩普遍发生了强烈的区域变质和糜棱岩化变形及低温热液交代蚀变, 原岩结构已无完整保留, 但宏观构造尚可辨认, 个别薄片镜下亦有变余火山结构残存。玄武岩经后期变质作用改造, 形成斜长角闪片岩。岩石呈灰绿—黑绿色, 柱粒状变晶结构、糜棱岩化结构, 片状构造、定向构造。主要由普通角闪石、斜长石组成, 常见少量或微量的石英、磁铁矿、钛铁矿、磷灰石、榍石等矿物。角闪石呈柱粒状变晶, 以绿色多色性为主, 粒径一般 0. 2~0. 9mm, 含量 45%~85%, 均有一定程度的平行定向排列特点; 斜长石呈粒状变晶, 一般粒径 0. 05~0. 3mm, 含量 10%~50%, 常不均匀分布在角闪石之间。此外, 岩石还普遍发生不同程度的碳酸盐化、绿帘石化、阳起石化等低温热液蚀变。并可见变余枕状构造, 枕状体规模一般 20~100×15~50cm 不等, 中心常由致密块状绿帘阳起石类岩石组成, 部分边部发育环状破裂及压扁的不规则状气孔, 外侧则被斜长角闪片岩围绕(图 2c) , 反映原岩主要为海底喷发的枕状玄武岩。基性凝灰岩、沉凝灰岩类, 经变质作用改造后往往形成绿帘阳起石片岩类。

变流纹岩呈浅灰—灰白色, 变余斑状结构(图 2d) 、鳞片粒状变晶结构、糜棱结构, 定向构造。岩石由变余斑晶和重结晶基质组成。斑晶成分主要为钾长石、斜长石, 呈半自形板状、它形粒状, 粒径一般 0. 2~1. 0mm, 含量约 10%。基质已变质重结晶, 形成它形粒状钠长石、石英及细小鳞片状黑云母、绢云母等。长英质矿物粒径大多小于 0. 1mm, 略显定向性分布; 云母类矿物定向较均匀分布于岩石中, 大多呈极细小的条带状断续分布, 含量 10%~25%。酸性凝灰岩类呈浅灰色, 鳞片粒状变晶结构、变余(晶屑) 凝灰结构, 定向构造。岩石主要由变余晶屑和变质新生矿物组成, 变余晶屑成分为钾长石、次为斜长石, 大多已成圆状、次圆状, 长轴定向较明显, 粒径 0. 2~1. 5mm, 含量 10%~15%。变质新生矿物为它形粒状长石、石英及绢云母、黑云母等。此外, 岩石中见有少量它形粒状、短柱状绿帘石、磷灰石等。

研究区内该组火山岩由东向西, 总体呈现出酸性火山岩及其碎屑岩比例逐渐减少, 岩石绿帘石化、阳起石化、碳酸盐化等蚀变及糜棱岩化变形逐渐减弱的趋势。

2　地球化学特征

表 1 中编号前为“YQ”的样品由宜昌地质矿产

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

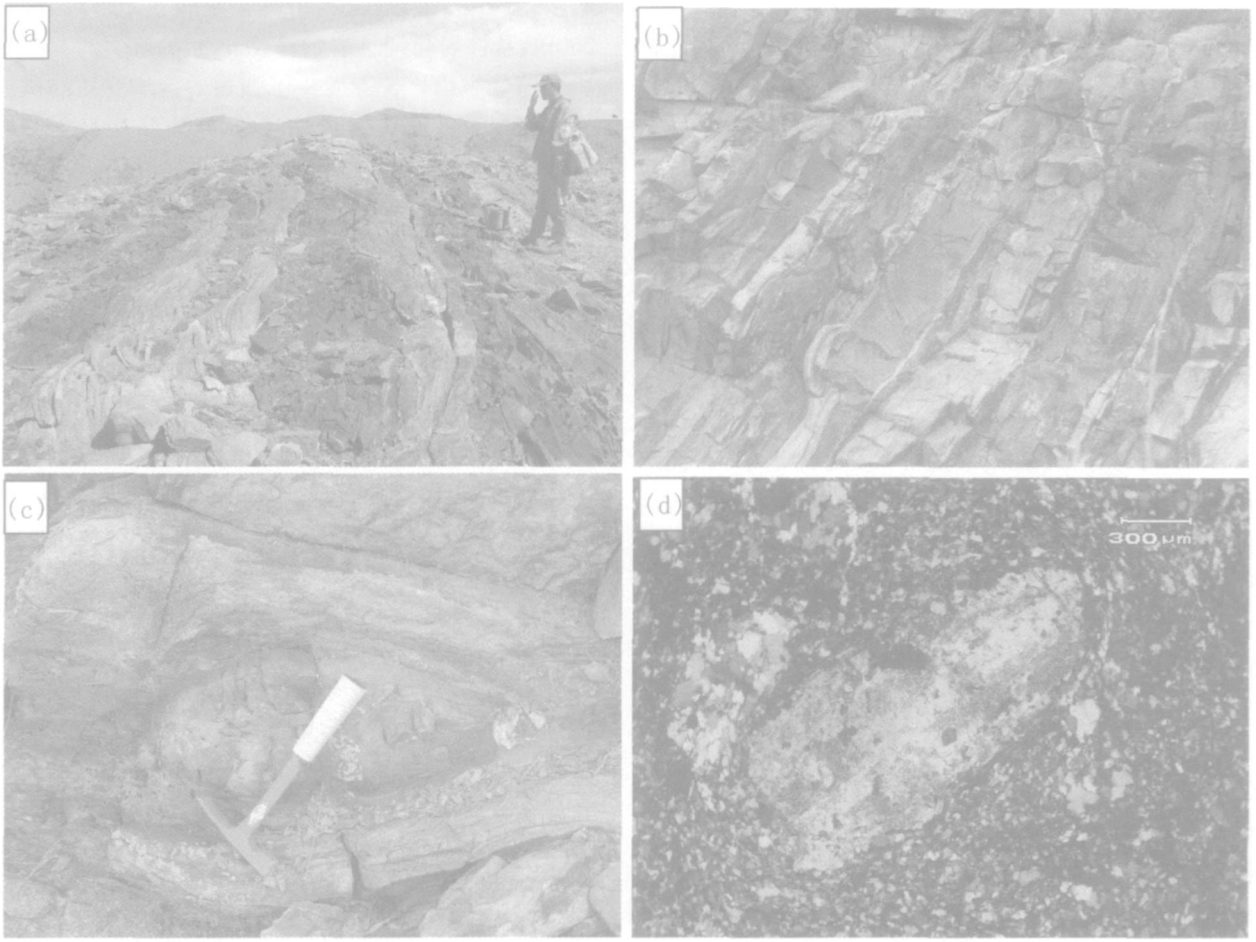


图 2 苏普特双峰式火山岩特征(具体说明见正文)

Fig. 2 Characteristic of bimodal volcanics in Supute region (geological significance of each figure is seen in text)

研究所中南实验检测中心完成。其中主要元素全分析为湿化学法;稀土元素及 Nb、Zr、Hf、Sr、Ba、V 等元素采用 ICP-AES 法测定,Cr、Ni、Co 等元素采用原子吸收光谱法,Th 采用光度法,U 采用激光萤光法,Ga 采用粉末发射法。编号前为"05S"的样品由国家地质实验测试中心完成。其中主要元素全分析为湿化学法,RSD< 2%~ 8%;稀土元素使用 ICP-MS 测定,微量元素除 Ba、Sr、V 使用 ICP-AES 测定外,其他元素使用 ICP-MS 测定,RSD< 10%。

2.1 常量元素

由表 1 可以看出,苏普特一带火山岩明显缺失 SiO_2 含量为 55%~ 66% 的中性岩。岩石中烧失量不高,除变玄武质凝灰岩略大于 3% 外,大多< 1.5%,为 0.07%~ 3.44%,说明岩石在变质过程中成分变化不大。但我们仍用抗蚀变元素的 Nb/Y—Zr/Ti 图解(图 3)进行岩石命名,样品分别落在亚碱性玄武岩区和流纹岩区,属双峰式火山岩。该处基性火山岩中 SiO_2 含量较低,为45.3%~ 49.0%;

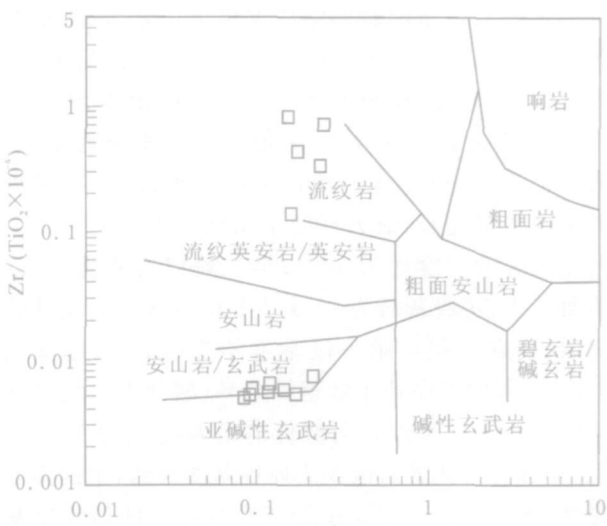


图 3 苏普特火山岩 Nb/Y—Zr/Ti 图解

Fig. 3 Nb/Y—Zr/Ti diagram of volcanics in Supute

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1　苏普特火山岩主元素(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)含量表

Table 1　Major and trace element data of the Supute volcanics

样号	YQ-13	YQ-14	YQ-15	YQ-16	YQ-33	YQ-34	YQ-36	YQ-18	YQ-17	YQ-35	05S-3	05S-4	05S-5
名称	变玄武岩	变玄武岩	变玄武岩	变玄武岩	变玄武岩	变玄武岩	变玄武质凝灰岩	变玄武质凝灰岩	变流纹岩	变流纹岩	变流纹岩	变流纹岩	变流纹岩
SiO_2	46.54	46.52	46.02	47.28	46.59	49.03	45.81	45.26	70.3	71.95	75.6	77.36	78.54
TiO_2	1.66	1.91	1.15	1.11	1.78	1.82	2.19	2.05	0.274	0.156	0.24	0.19	0.11
Al_2O_3	15.62	13.66	15.82	15.9	14.48	14.84	14.6	14.44	13.7	12.15	12.87	12.12	12.35
TFeO	13.03	14.47	10.6	10.08	13.09	14.01	12.33	11.77	4.45	2.82	1.92	1.51	0.95
MnO	0.193	0.196	0.17	0.156	0.196	0.211	0.174	0.163	0.106	0.068	0.03	0.02	0.01
MgO	8.34	5.88	7.62	9.38	8.1	7.36	5.86	5.79	0.408	0.418	0.46	0.37	0.32
CaO	11.04	14.73	13.8	11.16	11.43	9.09	12.42	13.62	1.57	3.92	1.22	2.32	1.66
Na_2O	2.21	0.541	2.55	2.62	2.65	2.34	2.86	2.78	5.3	4.82	5.32	4.87	5.87
K_2O	0.253	0.09	0.604	0.228	0.269	0.175	0.249	0.287	2.87	0.705	1.6	0.41	0.3
P_2O_5	0.199	0.269	0.108	0.103	0.195	0.212	0.327	0.218	0.037	0.023	0.04	0.03	0.03
烧失量	1.08	1.24	1.52	1.7	1.16	0.98	3.44	3.1	0.5	2.15	0.56	0.07	0.14
总量	100.17	99.51	99.962	99.717	99.94	100.07	100.26	99.478	99.515	99.18	99.86	99.27	100.28
$Mg^{\#}$	0.53	0.42	0.56	0.62	0.52	0.48	0.46	0.47	0.14	0.21	0.30	0.30	0.38
Na_2O+K_2O	2.463	0.635	3.154	2.848	2.919	2.515	3.109	3.067	8.17	5.525	6.92	5.28	6.17
Na_2O/K_2O	8.74	5.76	4.22	11.49	9.85	13.37	11.49	9.69	1.85	6.84	3.33	11.88	19.57
Rb	8.9	6.5	18.2	8.3	4.9	2.5	4.8	9.4	33.9	109	15.4	8.25	4.09
Sr	303	442	240	207	224	334	357	320	153	290	55	110	66.6
Ba	145	47.2	73.3	75.5	61.2	57.3	56.3	49.8	266	560	710	112	57.5
Ga	41.5	59.7	33	31.9	36.5	40.5	36.5	28.1	28	37.3	14	16.7	13.5
Nb	3.1	3.48	3.17	2.16	3.73	3.43	7.45	4.66	28.4	18.2	5.74	7.52	8.2
Zr	89.6	74.3	68.5	52	94	95.1	180	108	477	210	214	209	152
Hf	3.03	2.71	2.33	1.64	3.27	3.51	5.97	3.51	14.1	8.29	7.64	7.92	6.48
Th	1.43	1.47	2.65	2.68	1.26	1.52	1.59	2.33	29.1	17.6	12.4	12.6	8.63
V	373	576	293	279	344	379	283	372	9.28	6.01	79.8	43	52.5
Cr	240	20.3	208	195	220	129	144	176	4.1	2.1	39.6	34.7	33
Co	46.3	24.7	46.7	47.1	49	43.5	34.7	43.1	7.5	4.75	1.68	1.85	0.46
Ni	142	12.5	168	142	152	63.9	69.7	123	7.2	5.4	2	3.04	2.19
U	0.7	0.82	0.7	0.7	0.82	0.7	0.7	0.7	1.85	2.8	1.5	1.6	1.61
P	869	1175	472	450	851	926	1428	952	162	100	175	131	131
Y	28.3	42.5	22.1	25.5	28.7	30.9	35.9	38.5	129	83.6	45.2	57.5	57.7
La	7.7	12.1	4.95	6.05	8.03	11.6	12.4	7.89	60.8	48.4	24.4	34.1	34.9
Ce	15.5	24.1	9.7	12.5	17	22.1	29.5	18.4	132	99	51.2	69.5	73.7
Pr	2.84	4.71	1.92	2.1	2.89	3.64	4.54	3.88	19.6	13.5	6.06	8.52	8.94
Nd	13.1	19.2	8.9	9.89	13.5	15.3	22.5	16.7	77.5	49.2	23	33.6	35.7
Sm	3.74	6.02	2.73	2.96	4.43	4.66	6.1	5.46	19	12.4	5.14	7.53	8.32
Eu	1.46	2.19	1.08	1.1	1.47	1.63	2.13	1.86	3.38	1.36	0.84	1.18	1.1
Gd	4.86	6.98	3.7	3.84	4.92	5.39	7.27	6.08	18.6	12	5.23	7.56	8.15
Tb	0.85	1.26	0.7	0.68	0.91	0.97	1.31	1.08	3.51	2.22	1.05	1.44	1.53
Dy	6.56	9.45	4.8	5.29	6.51	7.11	8.75	8.07	28.8	16.8	6.67	9.2	9.56
Ho	1.27	1.88	1	1.05	1.35	1.41	1.81	1.6	5.53	3.57	1.42	1.93	1.91
Er	4.01	5.85	3.28	3.27	3.84	4.15	5.07	5.06	18.1	11	4.58	6.14	6.02
Tm	0.55	0.88	0.48	0.46	0.56	0.61	0.73	0.72	2.64	1.7	0.69	0.93	0.92
Yb	3.28	5.24	2.76	2.87	3.35	3.54	4.34	4.16	16.1	10.4	4.64	6.17	6.61
Lu	0.44	0.67	0.34	0.38	0.41	0.46	0.59	0.54	2.15	1.42	0.75	0.95	1.02
ΣREE	66.16	100.53	46.34	52.44	69.17	82.57	107.04	81.5	407.71	282.97	135.67	188.75	198.38
LREE/HREE	2.03	2.12	1.72	1.94	2.17	2.49	2.58	1.98	3.27	3.79	4.42	4.50	4.55
δEu	1.05	1.03	1.04	1.00	0.96	0.99	0.98	0.98	0.54	0.34	0.49	0.47	0.40
$(La/Yb)_N$	1.58	1.56	1.21	1.42	1.62	2.21	1.93	1.28	2.55	3.14	3.55	3.73	3.56

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

TiO_2 含量为 1.1%～2.2%，其中玄武质凝灰岩含量较高，大于 2%；K_2O 含量较低，大多数样品小于 0.3%，个别样品为 0.6%；大多数样品中 Na_2O 含量为 2.2%～2.9%，个别样品为 0.54%；TFeO、CaO、MgO 及 Al_2O_3 含量变化较大；岩石中 $Mg^{\#}$ 值为 0.42～0.56；Na_2O 含量远远大于 K_2O，Na_2O/K_2O 比值为 4.22～13.37，属钠质型。K_2O 含量略高于 MORB，而略低于洋岛和岛弧拉斑玄武岩(OIT 和 IAT)；TiO_2 含量与 MORB 相当，略低于 OIT，而明显高于 IAT 和大陆拉斑玄武岩(CFT)。

流纹岩中 SiO_2 含量较高且变化大，为 70.3%～78.5%；随 SiO_2 含量增加，TFeO、MnO 含量明显减少；除 YQ-35 号样品外，随 SiO_2 含量增加，K_2O 含量减少，Na_2O/K_2O 比值增加，其它氧化物含量无明显规律性变化。流纹岩中 Na_2O 含量远远大于 K_2O，Na_2O/K_2O 比值为 1.85～19.57，属于钠质型。与 Okinawa 海槽(初始弧后盆地)中双峰式火山岩中的流纹岩(Shinjo et al.，2000)相比，苏普特双峰式火山岩中的酸性岩石中 SiO_2、Na_2O 含量略高，而 Al_2O_3 和 K_2O 含量偏低。

在硅—碱关系图和 P_2O_5—Zr 图解上，该处火山岩除少数玄武岩点落在碱性与亚碱性系列分界线上外，绝大多数样品落在亚碱性区；用 Nb/Y—1000Zr/Ti 图解进行判别，该处玄武岩样品全部落在亚碱性系列玄武岩区，表明苏普特火山岩属于亚碱性系列。在 FAM 图(图 4)上，玄武质岩石落在拉斑系列区，流纹岩落在钙碱性区。因而苏普特一带双峰式火山岩中的基性岩石为拉斑玄武岩系列，酸性岩石属钙碱性系列。岩石化学成分在剖面上无明显变化规律。

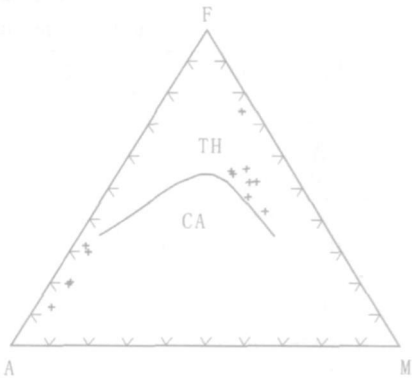


图 4 苏普特火山岩 AFM 图

Fig. 4 AFM diagram of volcanics in Supute regions

CA—钙碱性岩；TH—拉斑玄武岩

CA—cale-alkaline rock; TH—tholeiite

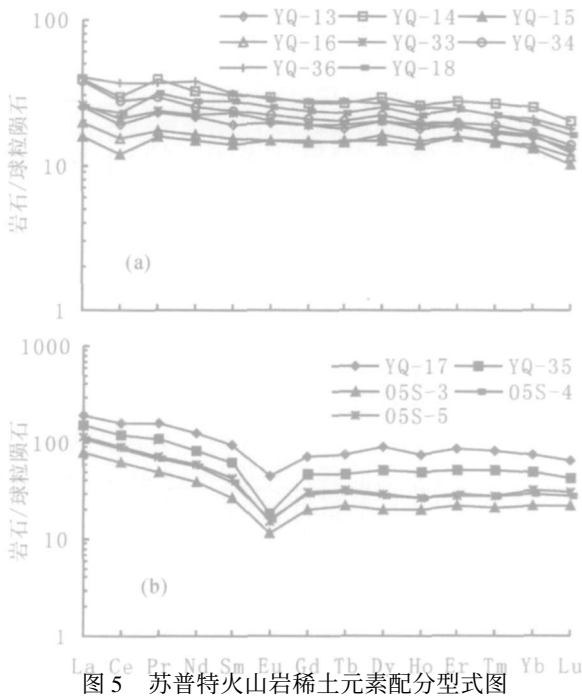


图 5 苏普特火山岩稀土元素配分型式图

Fig. 5 Chondrite normalized REE patterns of volcanics from Supute region

2.2 稀土及微量元素

基性岩稀土元素含量变化较大，ΣREE 为 46.34×10^{-6}～107.04×10^{-6}，为轻稀土略富集型，绝大多数样品 $(La/Yb)_N$ 小于 2，为 1.21～1.93，个别样品为 2.21。在球粒陨石标准化配分型式图(图 5a)上呈较平坦的曲线。无明显铕异常，δEu 值为 0.96～1.05。具有较明显的 Ce 负异常，δCe 值为 0.77～0.95。

酸性岩稀土元素含量明显高于基性岩，且变化较大，稀土含量较高，ΣREE 为 135.67×10^{-6}～407.71×10^{-6}，轻稀土富集程度较低，$(La/Yb)_N$ 为 2.55～3.73，铕负异常较明显，δEu 值为 0.34～0.54(图 5b)。其特征与 Okinawa 海槽(初始弧后盆地)中双峰式火山岩中的流纹岩(Shinjo et al.，2000)基本相同，但其稀土含量略高。

从表 1 及微量元素比值蛛网图上可以看出，基性岩中明显富集 Th、U 等，而 Nb 往后的元素富集程度很低，为较平坦的曲线(图 6a)，其含量与 MORB 相似，说明其源区类似于洋脊玄武岩。具有明显的 Nb 负异常，不存在 Ti 的负异常；具有微弱

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

的 Sr 正异常和 Ce、P、Zr 负异常。

酸性岩石中大离子亲石元素及绝大多数样品的高场强元素富集(图 6b), 具明显的 Nb 及 P、Ti 及 Sr 负异常和弱的 Th 正异常, 说明其有磷灰石和钛铁矿的分离结晶, 弱的 Th 正异常可能是少量陆壳物质混染所致。酸性岩石的微量元素特征与 Okinawa 海槽(初始弧后盆地)中双峰式火山岩中的流纹岩(Shinjo et al., 2000)基本一致。

3　讨论

3.1　苏普特双峰式火山岩成因

由前述可知, 苏普特双峰式火山岩虽然遭受了变质作用, 但其成分变化可能不大。苏普特火山岩中的玄武质岩石 Mg# 值较低, 且岩石中 Cr、Ni、Co 等元素含量较低, 因此为演化岩浆。镁铁质岩浆同化陆壳物质, 会增加 SiO_2、K_2O 等氧化物或 Rb、Ba、Zr、Th 等元素的丰度, 同时会升高 La/Nb、K/P、Zr/Nb 比值, 降低 Ti/Yb、Ce/Pb 比值和 Sr 丰度(Barker et al., 1997; Macdonald et al., 2001)。苏普特玄武岩的 K/P~ SiO_2、Ti/Yb~ Zr/Nb 之间没有明显的相关关系。大部分样品的 La/Nb 比值较小(典型陆壳岩石的 La/Nb> 12), 而且不随 Sr 的丰度改变而改变, 证明陆壳物质对苏普特玄武岩浆的同化混染作用不明显。但原始地幔、MORB 和 OIB 的 La/Nb 比值接近于 1, 苏普特火山岩样品为 1.56 ~ 3.48, 已明显大于 1, 可能说明是洋壳或者俯冲流体加入的结果, 因为俯冲流体可以少量迁移 LREE, 而 Nb 则是完全不迁移的(You et al., 1996)。因此, 苏普特双峰式火山中的基性组份可能是受俯冲流体改造的亏损地幔部分熔融的产物。

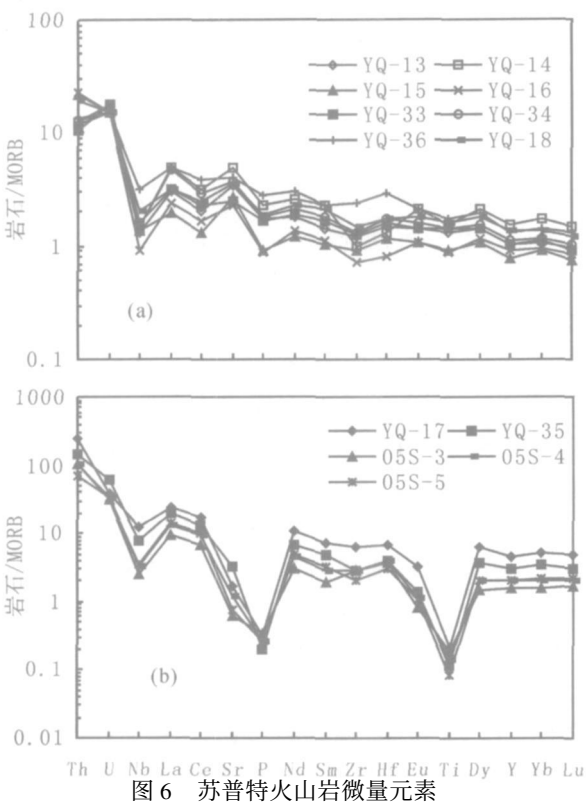


图 6　苏普特火山岩微量元素比值蛛网图

Fig. 6　MORB normalized trace elements patterns of volcanics from Suputе region

双峰式火山岩中的流纹岩一般有两种成因: 一种是流纹岩和玄武岩可分别来自不同的母岩浆, 二者在空间上的共生可能地幔部分熔融形成的热的基性岩浆侵入到地壳使地壳岩石发生部分熔融, 从而产生酸性岩浆。这种流纹岩的出露面积一般比玄武岩大得多; 另一种流纹岩和玄武岩具有共同的幔源母岩浆, 流纹岩是经玄武岩浆分离结晶作用形成的, 其中只有少量或根本没有陆壳物质的加入。这种成因的流纹岩与其同时生成的玄武岩相比要少得多, 而且往往有少量中性和中酸性组份(Shinjo et al., 2000)。另外, 高压(> 2GPa)下的玄武质岩浆不混熔作用可能也是双峰式火山岩形成的一种重要机制(郑海飞等, 2003)。苏普特双峰式火山岩中流纹质岩石出露厚度及分布面积远远小于玄武质岩石, 流纹岩中铝、钾含量较低, 其高场强元素含量与玄武质岩石基本一致, 说明其可能与玄武质岩石均来自于地幔。多数样品中 Th 含量较高, 可能与俯冲流体中洋壳物质的带入有关。苏普特双峰式火山岩中未见中性和中酸性岩组份, 流纹岩的形成可能不是玄武质岩浆结晶分异演化而来, 从其常量元素和微量元素的含量变化情况来看也无明显的岩浆演化关系。可能与高压下玄武质岩浆的不混熔有关。苏普特玄武质岩石具有轻稀土略富集的分配型式, 说明其为较深的地幔源, 也为其形成时的高压环境提供了可能。

3.2　苏普特双峰式火山岩形成的环境

双峰式火山岩是拉张构造背景条件下的产物, 可形成于大陆裂谷、洋内岛弧、活动大陆边缘、弧后盆地等大地构造环境(王焰等, 2000)。利用玄武质岩石形成环境的判别图解, 苏普特双峰式火山岩中的基性岩样品大多落在大洋中脊玄武岩和岛弧拉斑玄武岩区, 在个别图解中有个别样品落入洋岛拉斑玄武岩和洋岛碱性玄武岩区(图略), 说明其地球化学特征同时具有与大洋中脊玄武岩和岛弧玄武岩的

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

某些相似性。

苏普特双峰式火山岩中的基性岩石与 Mariana (Gribble et al., 1996, 1998) 和 Scotia (转引自 Wilson, 1989) 等典型的弧后盆地玄武岩相比, 苏普特变质基性岩除 SiO_2、Al_2O_3 含量略偏低外, 其他氧化物含量基本一致; 与库尔提沟中的变质基性岩 (许继峰等, 2001a) 及玛因鄂博断裂南侧阿热勒托别一带的变质基性岩特征 (周刚等, 2005) 基本一致。其稀土元素特征与研究区南部的阿尔曼太—扎河坝蛇绿岩中的玄武岩 (金成伟等, 2001) 及玛因鄂博断裂南侧阿热勒托别一带的变质基性岩 (周刚等, 2005) 特征基本相同, 而轻稀土富集程度低于卡拉麦里蛇绿岩中的玄武岩 (李锦轶, 1995)。LREE 略富集的特征不同于亏损 LREE 的洋脊玄武岩 (N-MORB) 和 LREE 强烈富集的洋岛玄武岩 (OIB), 而有点类似于富集型洋脊玄武岩 (E-MORB) (Davidson, 1996; Macdonald et al., 2000), 然而稀土元素总量明显高于 E-MORB, 但稀土元素配分曲线比 E-MORB 略平缓; 与 Mariana (Gribble et al., 1996, 1998)、Scotia (Wilson, 2001) 和 Okinawa (Shinjo et al., 1999) 等弧后盆地玄武岩特征基本一致。

基性岩中稀土元素 Ce 的负异常暗示着岩石形成于海相环境, 因为 Ce 的负异常代表了海水蚀变作用的结果 (Elliott et al., 1997)。微量元素图解上, 不活动的 HFSE 元素基本上与 MORB 相当, 表明其源区为类似于 MORB 型的亏损地幔, 这样的岩浆源区通常是洋中脊玄武岩、岛弧和弧后盆地玄武岩 (Fretzdorff et al., 2002), 而与洋岛玄武岩以及大陆板内玄武岩存在明显的区别。另一方面, 微量元素标准化图解又一个明显特点是 LILE 总体上高于 MORB, 并且具有 Nb 的负异常, 这有点类似于岛弧火山岩的特征, 因为 LILE 的富集可能代表了俯冲的洋壳物质或其释放出的流体带入地幔楔的结果 (Pearce and Peate, 1995)。但是其高的 TiO_2 含量 (1.15%~2.20%) 以及没有很强的负 Nb 异常排除了岛弧岩石的可能性, 而这一特征与洋脊玄武岩相似。另外, 其 Zr/Nb 比值 (21.35~28.9) 也落在 MORB 的范围 (10~60, Davidson, 1996; Macdonald et al., 2000)。前已述及, 在地球化学构造环境判别图上, 大多数图解显示出有些点落在洋中脊玄武岩区, 有些落在岛弧玄武岩区, 说明其地球化学特征间于两者之间, 这种间于两者之间的特点正是弧后盆地玄武岩的特点 (Hollings & Kerrich, 2004)。

Woodhead et al. (1993) 和 Gamble et al. (1995) 比较了岛弧和弧后玄武岩的特征后得出, 弧后玄武岩比岛弧玄武岩具有高的 Ti、V、Zr 和 Nb 含量, 岛弧玄武岩 Nb 的绝对含量通常 $< 2 \times 10^{-6}$ (Pearce et al., 1995, 1999; Elliott et al., 1997; Ewart et al., 1998; Taylor et al., 1992)。由表 1 可知, 所有样品的 Nb 的含量均 $> 2 \times 10^{-6}$ ($2.16 \times 10^{-6} \sim 7.45 \times 10^{-6}$), 表明其不是形成于岛弧环境。这是因为 Nb 主要富集在金红石和锆石等副矿物中, 当其源区在熔融程度较低时残留有这些副矿物时形成的岩浆 Nb 的含量就低 (岛弧环境), 而在拉张条件下, 熔融程度较高时, 金红石等副矿物也进入熔体相, 这样形成的岩浆就相对富集 Nb (如弧后和洋中脊环境)。

弧后盆地和大陆裂谷环境尽管均可出现"双峰式"火山岩, 但是前者为钠质, 后者往往为钾质, 从这个意义上, 苏普特火山岩钠质特征暗示了其可能形成于弧后盆地。此外, 在源区特征上, 弧后盆地在早期阶段由于受俯冲作用的影响, 其 MORB 型的地幔源区往往受到俯冲流体的改造, 这样其熔融形成的玄武岩往往带有俯冲流体的地球化学信号, 如没有受到俯冲流体改造的原始地幔或者 MORB 型亏损地幔的 Zr/Hf 比值通常在~36 左右 (Sun & McDonough, 1989), 而受到俯冲流体改造的地幔的 Zr/Hf 比值则要明显降低 (Ben Othman et al., 1989)。由表 1 可以看出, 苏普特地区玄武岩的 Zr/Hf 比值 27~34, 说明其源区受到了俯冲流体的改造, 俯冲组份与 MORB 型地幔相互作用产生的玄武岩正是弧后盆地玄武的特征 (Gribble et al., 1996)。

由表 1 可知, 苏普特双峰式火山岩中的基性岩 Ti/V 比值为 19.9~46.43, 平均值为 29.2, 略高于 MORB 的 Ti/V 比值 (平均值为 25, Woodhead et al., 1993; Pearce & Parkinson, 1993)。相对高的 Ti/V 比有两种可能原因, 一是源区比 MORB 的源区相对富集 Ti, 另一是其熔融程度比 MORB 低, 因为 Ti 是不相容元素, 而 V 是中等相容元素。因为 Ti、Nb 等元素在地幔中均富集在金红石、榍石等副矿物中, 而 Zr/Nb 比值均与 MORB 相当, 所以第一种可能性似乎可以排除, 因而其相对高的 Ti/V 比值是由于低的熔融程度的结果, 这种相对于 MORB 低的熔融程度可能与其拉张程度相对低有关, 这也暗示了其构造背景不是洋中脊, 而可能是弧后环境, 因为后者拉张程度不及前者。基性岩中 Ba/Zr、Ba/

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Ce、Zr/Ce 比值分别为 0.31～1.62、1.91～9.35、3.08～7.06, 平均值分别为 0.85、4.46、5.23, 与日本 Izu 弧中部 Sumisu 裂谷双峰式火山岩中玄武岩的这些比值基本一致(分别为 0.7、4、6)(转引自王焰等, 2000)。

Huang 等(2000)的研究结果表明在 MgO 含量 > 6% 时, FeO 的含量反映了其形成的深度, 即 FeO 的含量越高, 其形成的深度越深。由表 1 可知, 苏普特变质基性岩除变质玄武质凝灰岩的 MgO 含量略小于 6% 外, 绝大多数变质玄武岩的 MgO 含量 > 6%, 其 TFeO 为 10.08%～14.47%, 略低于现代岛弧的 TFeO 含量(12%～17%, Pearce et al., 1995), 而基本上与弧后盆地的玄武岩的 TFeO 相当(11%～14%), 说明其构造背景可能与弧后环境相似。

由前述可知, 苏普特双峰式火山岩中的酸性岩石特征也可与典型弧后盆地中双峰式火山岩中的酸性岩石对比。因此, 苏普特双峰式火山岩的形成于类似弧后盆地的构造背景。

对阿尔泰山南缘的晚古生代火山—沉积盆地的形成及其构造环境具有不同的见解, 部分学者认为这些火山盆地属于弧后盆地(芮行健等, 1993; 张良臣, 1995; 王广瑞, 1996; 贾群子, 1996); 部分学者认为阿尔泰山南缘的泥盆纪火山沉积盆地是在拉张背景下形成的大陆边缘拉张裂谷盆地(何国琦等, 1990; 韩宝福等, 1991; 陈毓川等, 1996; 牟传龙等, 1996; 王登红, 2002)。近年来对阿舍勒一带火山岩的研究发现有与板块俯冲作用有关的富镁火山岩, 认为阿舍勒火山岩为岛弧环境的产物(牛贺才等, 1999; 陈汉林等, 2006)。许继峰等(2001)认为阿尔泰山南缘既有弧盆系统的火山岩产物, 又存在断陷盆地, 阿舍勒一带为弧前盆地, 库尔提至阿勒泰南一带为弧后盆地, 冲乎尔、克兰和麦兹盆地的大部分地区为断陷盆地。

由前述可知, 苏普特双峰式火山岩与弧后盆地火山岩具有相似的地球化学特征, 反映其形成的构造环境与弧后盆地相似。是否可以由此确定阿尔泰山南缘的火山—沉积盆地的环境即为弧后盆地呢? 产于弧后盆地的双峰式火山岩往往形成于弧后盆地拉张的初始阶段, 而苏普特双峰式火山岩属于中泥盆统阿勒泰组, 为火山沉积盆地中较晚期的产物。阿尔泰山南缘火山沉积盆地较早期主要为广泛分布的下泥盆统康布铁堡组, 为一套以酸性和中酸性火山岩为主的双峰式火山岩(刘玉琳, 1996; 叶庆同等, 1998), 并有少量中性火山岩出现。在基性成份含量较高的麦兹盆地, 康布铁堡组中基性火山岩也仅占 18%。该组火山岩具有大陆边缘火山岩的地球化学特征(王京彬等, 1998), 为拉张作用较早期, 地幔物质上侵, 使地壳物质熔融形成以酸性组份为主的双峰式火山岩。为大陆边缘裂谷环境的产物。苏普特火山岩与康布铁堡组火山岩分布于相同的火山沉积盆地内, 只是在形成时间上略晚, 二者为整合或断层接触关系, 应属于相同构造环境下不同演化阶段的产物。

王京彬等(1998)认为麦兹、克兰、冲乎尔盆地是由北西向活动基底断裂右行走滑产生的大陆边缘裂谷。而刘玉琳(1996)则提出了斜向拉伸机制, 认为阿尔泰山南缘裂谷作用的发展是从南东向北西逐渐进行的, 麦兹、克兰、冲乎尔、阿舍勒四个裂谷盆地依次张开, 盆地内部也是由南东向北西逐步拉开。由于拉张程度的不同, 导致火山岩中酸性组份比例的不同, 随拉张程度的增加, 酸性组份减少, 基性组份增加。因而, 由东向西, 盆地的拉张程度逐步增加, 阿舍勒盆地的拉张程度最高。但苏普特火山岩的发现与这种观点似乎有些矛盾, 也无法解释在阿舍勒盆地中发现的具有岛弧性质的火山岩(牛贺才等, 1999; 陈汉林等, 2006)。近年来在研究区南侧准噶尔北缘泥盆纪火山岩中发现的玻安岩、富铌玄武岩、苦橄岩、埃达克岩(许继峰等, 2001b; 张海祥等, 2004; 张招崇等, 2005; 杨文平等, 2005), 表明泥盆纪是准噶尔板块向西伯利亚板块俯冲消减的重要时期。阿尔泰山南缘泥盆纪火山沉积盆地由西向东斜列着分布于额尔齐斯挤压带(准噶尔板块与西伯利亚板块的缝合界线)北侧, 盆地均为北西狭窄尖灭, 南东较开阔甚至连为一体的形态(图 1), 而且较晚期形成的阿勒泰组火山岩往往分布于盆地南东部拉张较深的部位。因此, 笔者认为阿尔泰山南缘泥盆纪裂谷的形成可能由于准噶尔洋壳板块由南西向北东方向向西伯利亚大陆板块斜向俯冲时撕裂所致, 其形成类似于博格达俯冲撕裂型裂谷(顾连兴等, 2001)。由于有俯冲活动的存在, 在阿尔泰山南缘裂谷火山岩中发现一些具有岛弧性质的火山岩也就不足为奇了。而苏普特火山岩是在裂谷演化的晚期阶段, 随着拉张程度的增高, 俯冲作用的继续, 局部形成具有弧后盆地性质的双峰式火山岩。

4　结论

(1) 苏普特一带中泥盆统阿勒泰组火山岩为一

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

套以玄武质岩石为主的双峰式火山岩。玄武质岩石属拉斑玄武岩系列, 流纹质岩石属钙碱性系列, 具有与弧后盆地双峰式火山岩相似的地球化学特征。

(2) 苏普特双峰式火山岩中的基性组份是由受俯冲流体或洋壳物质改造的亏损地幔部分熔融的产物, 受地壳物质混染不明显。流纹岩与玄武岩为同源岩浆, 其形成可能与高压下玄武质岩浆的不混熔有关。

(3) 结合区域资料分析, 认为阿尔泰山南缘的火山—沉积盆地为大陆边缘裂谷盆地, 盆地的形成与板块的斜向俯冲作用有关, 是在板块俯冲过程中撕裂形成的, 并随着俯冲作用和拉张的继续, 局部形成与弧后盆地相似的构造环境, 形成苏普特具有弧后盆地火山岩性质的双峰式火山岩。

致谢: 感谢审稿人提出的宝贵修改意见。一同参加野外工作的还有乔成刚、郭建新、吕云峰等, 论文编写过程中得到中国地质调查局南京地质矿产研究所张传林研究员、新疆地矿局第四地质大队微机室李爱红、郝晶的帮助。在此一并致谢!

注 释

❶ 秦纪华, 张立武, 阿合买提·加尼木汗, 等. 2005. 新疆富蕴县苏普特一带 1∶5 万区域地质矿产调查报告.

参 考 文 献 / References

陈汉林, 杨树峰, 厉子龙, 肖文交, 李继亮, 董传万, 余星. 2006. 阿尔泰晚古生代早期长英质火山岩的地球化学特征及构造背景. 地质学报, 80(1): 38~42.

陈毓川, 叶庆同, 冯京. 1996. 阿舍勒铜锌成矿带成矿条件和成矿预测. 北京: 地质出版社, 1~85.

陈哲夫, 成守德, 梁云海. 1997. 新疆开合构造与成矿. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社.

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): 0585~97.

韩宝福, 何国琦. 1991. 中国阿尔泰山南缘泥盆纪火山岩带的大地构造性质. 新疆地质科学(第 3 辑), 北京: 地质出版社, 89~100.

韩宝福, 何国琦, 王式洸, 洪大卫. 1998. 新疆北部碰撞后幔源岩浆活动与陆壳纵向生长. 地质论评, 44: 396~409.

何国琦, 韩宝福, 岳永君, 王嘉桁. 1990. 中国阿尔泰造山带的构造分区和地壳演化. 新疆地质科学(第 2 辑), 北京: 地质出版社, 9~20.

何国琦, 李茂松, 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 50~54.

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

贾群子. 1996. 新疆阿舍勒块状硫化物矿床成矿特征及形成环境. 矿床地质, 15(3): 267~277.

金成伟, 黄萱, 徐永生, 李曰俊. 2001. 洪古勒楞—阿尔曼太蛇绿岩及其与成矿关系。见: 新疆金属矿产资源的基础研究. 北京: 科学出版社. 27~51.

李锦轶. 1995. 新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史. 岩石学报, 11, 增刊, 73~84.

李天德, 波里扬斯基 . 2001. 中国和哈萨克斯坦阿尔泰大地构造及地壳演化. 新疆地质, 19(1): 27~243.

刘玉琳. 1996. 中国阿尔泰山南缘岩浆型被动陆缘及其成矿作用. 北京大学博士研究生学位论文.

牟传龙, 刘宝珺, 朱晓镇, 邢雪芬. 1996. 新疆阿舍勒—冲乎尔地区泥盆纪火山沉积盆地大地构造背景及其演化. 特提斯地质, 20: 69~84.

牛贺才, 许继峰, 于学元, 等. 1999. 新疆阿尔泰富镁火山岩系的发现及其地质意义. 科学通报, 44(9): 1002~1004.

童英, 王涛, 洪大卫, 韩宝福. 2006. 中国阿尔泰造山带花岗岩 Pb 同位素组成特征: 幔源成因佐证及陆壳生长意义. 地质学报, 80(4): 517~528.

王登红. 1996a. 新疆阿舍勒铜矿区火山岩与成矿. 地质科学, 31(2): 164~169.

王登红. 1996b. 新疆阿舍勒铜矿区双峰式火山岩与成矿背景的初步研究. 地质论评, 42(1): 45~53.

王登红, 陈毓川, 徐志刚, 李天德, 傅旭杰. 2002. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律. 北京: 原子能出版社, 114~185.

王广瑞. 1996. 新疆北部及邻区地质构造单元与地质发展史. 新疆地质, 14(1): 12~27.

王京彬, 秦克章, 吴志亮, 胡剑辉, 邓吉牛, 等. 1998. 阿尔泰山南缘火山喷流沉积型铅锌矿床. 北京: 地质出版社, 18~60.

王涛, 洪大卫, 童英, 韩宝福, 石玉若. 2005. 中国阿尔泰造山带后造山喇嘛昭花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄、成因及陆壳垂向生长意义. 岩石学报, 21(3): 640~650.

王焰, 钱青, 刘良, 张旗. 2000. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征. 岩石学报, 16(2): 0169~73.

许继峰, 陈繁荣, 于学元, 牛贺才, 郑作平. 2001a. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩: 古弧后盆地系统的产物. 岩石矿物学杂志, 20(3): 344~352.

许继峰, 梅厚均, 于学元, 陈繁荣, 郑作平. 2001b. 准噶尔北缘晚古生代岛弧中与俯冲作用有关的 adakite 火山岩: 消减板片部分熔融的产物. 科学通报, 46(8), 684~687.

杨文平, 张招崇, 周刚, 闫升好, 何立新, 陈柏林. 2005. 阿尔泰铜矿带南缘希勒克特哈腊苏斑岩铜矿的发现及其意义. 中国地质, 32: 107~114.

于学元, 梅厚钧, 杨学昌, 王俊达. 1993. 额尔齐斯火山岩及构造演化. 见: 涂光炽主编, 新疆北部固体地球科学进展, 185~198.

张传林, 杨文平, 周刚, 刘国仁. 1997. 新疆阿尔泰哈巴河一带古生代火山岩的形成与演化. 西安地质学院院报, 19(1): 14~20.

张进红, 王京彬, 丁汝福. 2000. 阿尔泰造山带康布铁堡组变质火山岩锆石特征和铀-铅年龄. 中国区域地质, 19(3): 2815~287.

张良臣. 1995. 中国新疆板块构造与动力学特征. 见: 新疆第三届天山地质矿产学术讨论会论文集. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1~14.

张海祥, 牛贺才, Terada K, 于学元, Sato H, Ito J. 2003. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩中斜长花岗岩的 SHRIMP 年代学研究. 科学通报, 48(12): 1350~1354.

张海祥, 牛贺才, Sato Hiroaki, 单强, 于学元, Ito Jun'ichi, 张旗. 2004. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富铌玄武岩组合: 古亚洲洋板块南向俯冲的证据. 高校地质学报, 10(1), 106~113.

张招崇、闫升好、陈柏林, 周刚, 贺永康, 柴凤梅, 何立新. 2005. 阿尔泰造山带南缘中泥盆世苦橄岩及其大地构造和岩石学意义. 地球科学, 30(3): 289~297.

郑海飞, 陈斌, 孙樯, 谢鸿森. 2003. 高压下玄武岩浆的不混熔及其对双峰式火山岩的成因意义. 岩石学报, 19(4): 0745~51.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

周云霞, 马文鹏. 1991. 阿勒泰骆驼峰变质枕状玄武一细碧岩. 新疆地质, 9(1): 80~ 92.

周刚, 张招崇, 杨文平, 谷高中, 张小林, 罗世宾, 王祥. 2005. 新疆阿尔泰山南缘玛音鄂博断裂南侧变质基性岩的发现及其地质意义. 地球科学, 30(6): 738~ 746.

周刚, 张招崇, 何斌, 王祥, 李建国, 贺永康, 郑开平, 罗世宾. 2006. 新疆北部玛因鄂博断裂带中片麻岩锆石 U-Pb SHRIMP 定年及其地质意义. 中国地质, 33(6): 13~ 20.

Barker J A, Menzies M A, Thirlwall M F and Macpherson C G. 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a Yenmen: Implication and polybaric melt hybridization. Journal of Petrology, 38: 1359~ 1390.

Ben Othman D, White W M and Patchett J. 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust—mantle recycling. Earth Planet. Sci. Lett., 94: 1~ 21.

Davidson J P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. Subduction Top to Bottom. Geophysical Monograph 96, American Geophysical Union, Washington, DC, 251~ 262.

Elliott T, Plank T, Zindler A, et al. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. J. Geophys. Res., 102: 14991~ 15019.

Ewart A, Collerson K D, Regelous M, Wendt J I, Niu Y. 1998. Geochemical evolution within the Tonga—Kermadec—Lau arc—back-arc systems; the role of varying mantle wedge composition in space and time. J. Petrol. 39 (3): 331~ 368.

Fretzdorff S, Livermore R A, Devey C W, Leat P T, Stoffers P. 2002. Petrogenesis of the back-arc east scotia ridge, south Atlantic ocean. J. Petrol. 43 (8): 1435~ 1467.

Gamble J A, Wright I C, Woodhead J D, et al. 1995. Arc and back-arc geochemistry in the southern Kermadec arc—Ngatoro Basin and offshore Taupo Volcanic Zone, SW Pacific. In: Smellie J L. ed. Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins. Geol. Soc. Special Publication, 193~ 212.

Gribble R F, Stern R J, Bloomer S H, et al. 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin. Geochimica et Cosmochimica Acta. 60: 2153~ 2166.

Gribble R F, Stern R J, Newman S. 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough; implications for magma genesis in back-arc basins. J. Petrol., 39 (1): 125~ 154.

Hollings P, Kerrich R. 2004. Geochemical systematics of tholeiites from the 2.86 Ga Pickle Crow Assemblage, northwestern Ontario: arc basalts with positive and negative Nb—Hf anomalies. Precambrian Research, 134: 1~ 20

Huang Y, Hawkesworth C, Smith I, et al. 2000. Geochemistry of late Cenozoic basaltic volcanism in Northland and Coromandel, New Zealand: implications for mantle enrichment processes. Chem. Geol., 164: 219~ 238.

Macdonald R, Hawkesworth C J, Heath E. 2000. The Lesser Antilles volcanic chain a study in arc magmatism. Earth Sci. Rev., 49 (1~ 4): 1~ 76.

McDonald R, Rogers N W, Fitton J G, Black S and Smith M. 2001. Plume-Lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa. Journal of Petrology, 42: 877~ 900.

Pearce J A, Parkinson I J. 1993. Trace-element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. Special publication, Geol. Soc. London, 76: 373~ 403.

Pearce J A, Kempton P D, Nowell G M, et al. 1999. Hf—Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in Western Pacific are-basin systems. J. Petrol., 40 (11): 1579~ 1611.

Pearce J A, Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 23: 251~ 285.

Pearce J A, Ernewein M, Bloomer S H. 1995. Geochemistry of Lau Basin volcanic rocks. In: Smellie J. ed. Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins. Special publication, Geol. Soc. London, 53~ 75.

Shinjo R, Chung S L, Kato Y, Kimura M. 1999. Geochemical and Sr—Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. J. Geophyss. Res., 104: 10591~ 10608.

Shinjo R, Kato Y. 2000, Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. Lithos, 54: 117~ 137.

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J. ed. Magmatism in the Ocean Basins. Special publication, Geological Society, London, 42: 313~ 345.

Taylor R N, Lapierre H, Vidal P, Nesbitt R W, Croudace I W. 1992. Igneous geochemistry and petrogenesis of the Izu—Bonin forearc basin. In: Maddox E M. ed. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Bonin Are-Trench System, Scientific Results, 126: 405~ 430.

Wang T, Hong D W, Jahn B M, Tong Y, Wang Y B, Han B F and Wang X X. 2006. Tining, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen. Journal of Geology, 735~ 751.

Wilson M. 2001. Igneous Petrogenesis. London: Chapman & Hall, 33. Woodhead J D, Eggins S M, Gamble J. 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. Earth Planet. Sci. Lett., 114: 491~ 504.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

The Discovery of Bimodal Volcanics in Supute Area of Fuyun County, Xinjiang, and Its Geological Significance

ZHOU Gang[1,2], QIN Jihua[2], ZHANG Zhaochong[3], ZHANG Liwu[2], YIN Lijuan[1], Ahemet JALIMHAN[2], MAO Weiming[2], HE Bin[2], DENG Jiang[2], CAI Yongbiao[2]

1) *Graduate School of China Academy of Geological Sciences, Beijing,* 100037;

2) *No.4 Geological Team of Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources, Altay, Xinjiang,* 836500;

3) *State Key Laboratory of Geo-Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing,* 100083

Abstracts

In Supute area, Middle Devonian Aletai Formation is a suite of basaltic bimodal volcanics assemblage. At the bottom, there are mainly the metamorphic basalts interstratified few rhyolites; in the middle, there are mainly the metamorphic basalts, basaltic tuffs and tuffites with few acidic volcanics and its clastic rocks; at the top, there are more rhyolitic rocks. Basaltic rocks usually were metamorphic as amphibole-schist and epidote—antinolite schist, which belong to tholeiite series, with low SiO_2 and K_2O, high Ti and rich Na, Rb, Ba, Th and U. The light rare earth elements of basaltic rocks are slightly enriched without an obvious Eu anomaly and with an obvious Nb negative anomaly, which are similar to the characteristic of MORB and are-type basalts, and almost same as that of back-arc basin basalts. The rhyolitic rocks belong to the cale-alkaline series with high SiO_2 and low K_2O, which are the agpaitic type; its large ion lithophile elements are enriched with obvious Nb, P and Ti negative anomaly and slight Th positive anomaly and low content of Sr. The contents of rare earth elements are high with ΣREE of 135.67×10^{-6}~407.71×10^{-6}, light REE enriched slightly with $(La/Yb)_N$ of 2.55~3.73, Eu has an obvious anomaly with δEu of 0.34~0.54. The geochemical characteristic of rhyolitic rocks is also similar to that of rhyolite in the bimodal volcanics of the typical back-arc basin. Combined with the regional data analysis, Supute bimodal volcanics are the products during the evolution from the rift basin of subduction rip-up type in the southern margin of Altay to partially formed similar back arc at the later period.

Key words: bimodal volcanics; rift basin of subduction rip-up type; Supute; Altay, Xinjiang

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net