

西准噶尔巴尔雷克一带石炭系黑山头组 火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、 地球化学特征及构造环境

田陟贤^{1,2,4)}, 阎军¹⁾, 李永军²⁾, 杨高学²⁾, 田猛³⁾, 佟丽莉²⁾, 严镜²⁾

1) 中国科学院海洋研究所, 中国科学院海洋地质与环境重点实验室, 山东青岛, 266071;

2) 长安大学地球科学与资源学院, 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 西安, 710054;

3) 新疆维吾尔自治区有色地质矿产勘察院, 乌鲁木齐, 830000;

4) 中国科学院大学, 北京, 100049;

内容提要:西准噶尔巴尔雷克山南部的石炭系黑山头组火山岩主要由灰—灰紫色(气孔)杏仁状安山岩、杏仁状玄武安山岩组成, 属亚碱性系列。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 349 ± 8 Ma, MSWD=0.14(95%置信度), 时代属早石炭世。Mg# 介于 23.82~50.45, 全碱含量($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.74\% \sim 8.02\%$)较高且相对富钠, 轻稀土(LREE)相对富集 $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.87 \sim 13.41]$ 且分馏较好 $[(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 值均大于 1(1.46~3.41)], 重稀土分馏较差 $[(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.46 \sim 3.48]$ 。仅部分样品有微弱的负铈异常($\delta\text{Eu} = 0.82 \sim 1.47$)。大离子亲石元素(LILE)Ba、Th、K、Sr 相对富集, 其中 Ba、K 的富集尤为明显, 高场强元素(HFSE)Nb、Ta 相对亏损, Ti 轻微亏损, Zr、Hf 略富集。地球化学特征表明其为俯冲带流体交代岩石圈地幔的产物, 综合分析认为其形成于活动大陆边缘环境。黑山头组火山岩时代的确定及构造环境信息为进一步认识西准噶尔巴尔雷克一带的构造演化提供了新的证据。

关键词: 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年; 地球化学; 构造环境; 火山岩; 西准噶尔

晚古生代特别是石炭纪是准噶尔盆地构造体制的重要转折阶段(陈书平等, 2001; 任收麦等, 2002; 肖文交等, 2006), 这一时期准噶尔盆地及邻区乃至中亚地区经历了古亚洲洋的消亡到陆陆碰撞的过程, 岩浆、构造活动强烈, 广布的石炭纪火山岩建造为探讨这一时期的构造格局与演化提供了良好的物质基础。但以往学者的研究多集中于东准以及西准的东段达尔布特一带(杨梅珍等, 2006; 袁超等, 2006; 赵霞等, 2008; 谭佳奕等, 2009; 吴小奇等, 2009; 周刚等, 2009; 毛治国等, 2010; 徐新等, 2010; Geng H Y et al., 2011), 而对西段巴尔雷克山一带火山岩的相关研究和报道很少, 本文对这一区域出露的石炭系黑山头组火山岩进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及构造环境研究, 以探讨其构造背景及成因信息, 为西准噶尔石炭纪构造演化提供制约。

1 地质背景

西准噶尔位于哈萨克斯坦板块、塔里木板块和西伯利亚板块交汇的中亚增生造山带关键部位(Huang T K, 1978; 张弛等, 1992; 何国琦等, 2007; 韩宝福等, 2010; 杨高学等, 2012)。受古亚洲洋和周边造山带的发展演化及其构造运动的影响, 经历了多阶段不同性质的构造变革(冯益民, 1987; 肖序常等, 1990; 陈哲夫, 1993; 朱宝清等, 1994; 成守德等, 1998; 李锦轶, 2004; 韩宝福等, 2006; 王京斌等, 2006), 地质条件复杂(肖序常等, 1992; 李锦轶等, 1999; 蔡忠贤等, 2000; 梁云海等, 2004; 何登发等, 2005; 陈发景等, 2005; 李锦轶等, 2006), 主要由一系列增生杂岩带、古生代岩浆弧构成(Windley et al., 2007; Xiao W J et al., 2009; Han B F et al., 2010), 其主要构造特征为 NE—SW 向断裂非常发育, 由北向南依次为巴尔雷克断裂、玛

注: 本文为国土资源大调查项目(编号 XJZBKD2008-04)资助的成果。

收稿日期: 2011-12-17; 改回日期: 2012-11-10; 责任编辑: 郝梓国, 黄敏。

作者简介: 田陟贤, 男, 1987 年生。博士研究生, 从事大洋构造与海洋沉积研究。通讯地址: 266071, 青岛市市南区南海路 7 号中国科学院海洋研究所; Email: tzx87@sina.com。

依勒断裂和达尔布特断裂(图 1a)。

研究区位于巴尔雷克山一带,长期以来被认为是与巴尔雷克古生代岛弧带连为一体的华力西期构造岩浆活动带,也属于准噶尔火山岩区 9 个晚古生代火山岩带之一的谢米斯台火山岩带(丁天府等, 1998)内。该火山岩带形成于古生代准噶尔洋闭合时洋-陆格局演化期间(李锦铁等, 2006),发育中奥陶世—早二叠世的火山岩,奥陶系—志留系以玄武岩-安山岩组合为主,泥盆系—石炭系以玄武岩-安山岩-英安岩组合为主,下二叠统以安山岩-霏细岩组合为主。

石炭系黑山头组(C_1h)整体为一套火山岩、含火山灰碎屑岩和正常碎屑岩组合,根据其岩石分布规律又可划分为上、下两段。下段(C_1h^a)主要为火山岩,局部夹少量凝灰岩和陆源碎屑岩(含珊瑚及腕足化石),火山岩厚度>400m,主要岩性为灰—灰紫

色(气孔)杏仁状安山岩、杏仁状玄武安山岩,少量为玄武岩;上段(C_1h^b)为陆源碎屑岩及含火山灰(凝灰质)碎屑岩组合,其中陆源碎屑岩中含珊瑚、腕足及植物化石。该组为一套海陆过渡相沉积,且由下段至上段岩石中陆源碎屑的增多和植物化石的出现显示水体有逐渐变浅的趋势。黑山头组与泥盆系巴尔雷克组(D_2be)呈断层接触,后者岩性主要为深灰色、灰色泥质粉砂岩、粉砂岩、硅质岩夹凝灰粉砂岩、凝灰砾岩、中性凝灰岩及砂质灰岩,为一套次深海相陆源碎屑类(大陆边缘弧型)复理石沉积;其上被二叠系库吉尔台组(P_2k)角度不整合覆盖(图 1b),该组为一套陆相磨拉石建造,岩性包括砾岩、含砾砂岩、砂岩、粉砂岩等。

2 制样及分析方法

用于 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年的样品 8RZ-

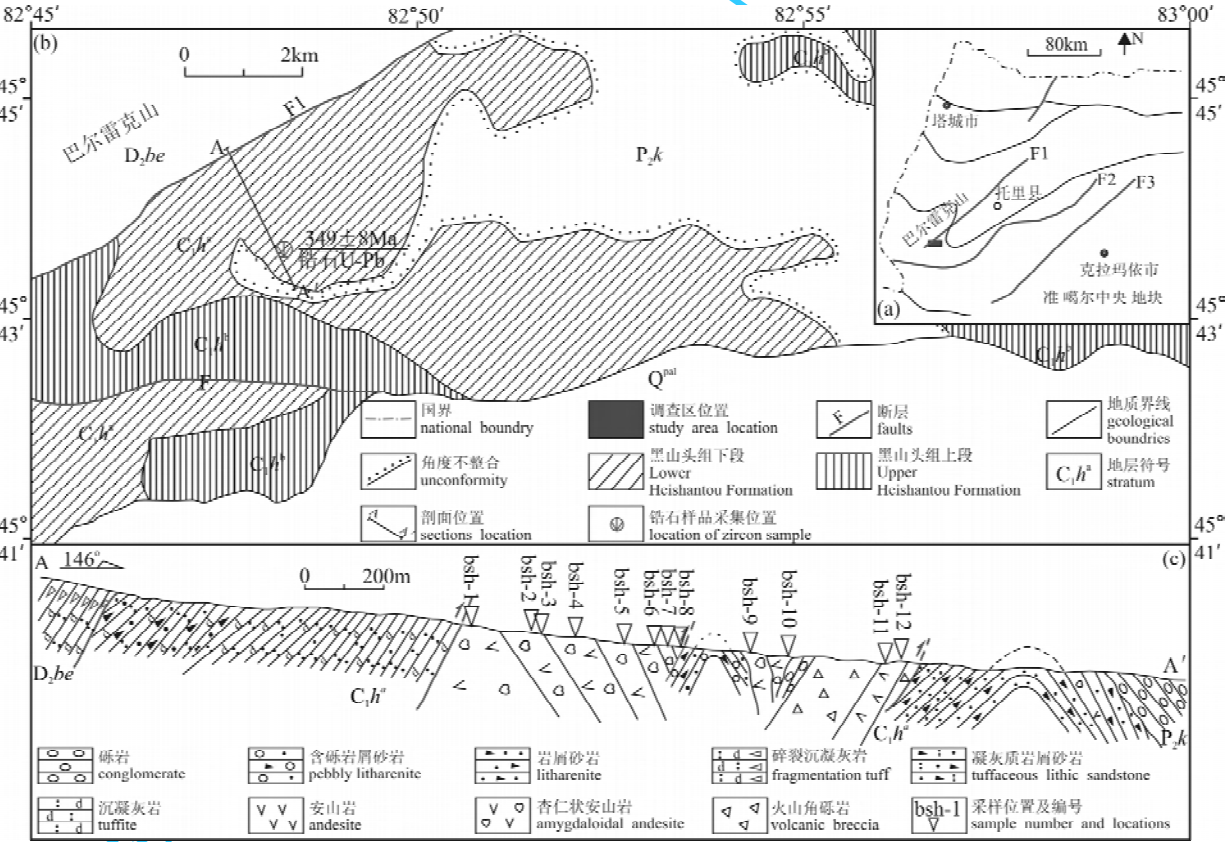


图 1 西准噶尔构造略图(a),黑山头组分布地质简图(b)及黑山头组剖面图(c)

Fig.1 Simplified geological sketch for West Junggar (a) and distribution of Heishantou Formation (b), and section of the Heishantou Formation (c)

F1—巴尔雷克断裂;F2—玛依勒断裂;F3—达尔布特断裂; D_2be —中泥盆统巴尔雷克组; C_1h^a —下石炭统黑山头组下段;
 C_1h^b —下石炭统黑山头组上段; P_2k —中二叠统库吉尔台组; Q^{all} —洪冲积物

F1—Barleik Fault; F2—Mayile Fault; F3—Dalabute Fault; D_2be —Middle Devonian Baerleike Formation; C_1h^a —Lower Carboniferous Lower Heishantou Formation; C_1h^b —Lower Carboniferous Upper Heishantou Formation; P_2k —Middle Permian Kujiaotai Formation; Q^{all} —alluvium

I-1 采自较新鲜的灰紫色安山岩,地理坐标为 $45^{\circ}43'16''\text{N}$, $82^{\circ}43'39''\text{E}$ 。在野外采集的共计 15 件火山岩样品中,经过仔细的镜下鉴定并最终挑选出 12 件样品用于岩石全分析,这些样品均采自基岩露头,样品新鲜,采集位置避开了研究区内的接触带、碳酸盐蚀变带和断裂破碎带等,蚀变程度较低、杏仁构造较少(图 1c)。

激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)原位 U-Pb 定年在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。首先使用常规的重液浮选和电磁分离方法挑选出锆石,然后在双目镜下根据锆石颜色、自形程度、形态和透明度等特征初步分类,挑选出具有代表性的锆石,用环氧树脂固定,待其充分固化后抛光至锆石露出核部,进行锆石 CL 显微图像分析。锆石 U-Pb 同位素测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室用德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200 M 激光剥蚀系统与 Elan 6100DRC ICP-MS 联机上进行测试,分析采用的激光斑束直径为 $30\mu\text{m}$,激光脉冲为 10Hz,能量为 32~36mJ,激光剥蚀样品的深度为 20~40 μm 。锆石年龄测定采用国际标准锆石 91500 作为外部标准物质。详细分析步骤和数据处理方法参见相关文献(袁洪林等,2003;Horn et al.,2000;Ballard et al.,2001;Kosler et al.,2002)。采用 Glitter(ver4.0,Macquarie University)序对锆石的同位素比值及元素含量进行计算。并按照 Andersen 的方法(Andersen,2002),用 LAM-ICP-MS Common Lead Correction(ver3.15)对其进行了普通铅校正。年龄计算及谐和图采用 Isoplot(ver3.0)完成(Ludwig,1991,1999,2001)。

全分析样品经表面杂质清除后,切割去除风化面,在玛瑙研钵中无污染破碎研磨到 200 目供化学分析。主量元素在新疆地质矿产开发局中心实验室采用 X 射线荧光光谱(XRF)方法分析完成,XRF 溶片法按照国家标准 GB/T 14506.28-1993 执行,分析精度和准确度优于 5%;FeO 用湿化学分析法单独测定完成,烧失量(LOI)在烘箱中经 1000 $^{\circ}\text{C}$ 高温烘烤 90min 后称重获得。稀土和微量元素在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用 Thermo-X7 电感耦合等离子体质谱仪进行样品测定,分析精度和准确度优于 10%,仪器工作参数:Power,1200W;Nebulizer gas,0.64L/min;Auxiliary gas,0.80L/min;Plasma gas,13L/min。

3 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

从样品中选取的锆石为浅黄色—无色透明呈正方双锥状、钮柱状及半截锥状自形晶体,晶体长:0.15~0.33mm,宽:0.09~0.21mm,柱状长宽比为 4:1~2:1,阴极发光图像表现出典型的岩浆韵律环带和明暗相间的条带结构等(图 2a),属于岩浆结晶产物(Andersen,2002),锆石群形态单一,多数为喷发期岩浆活动一次结晶形成。

对样品 8RZ-I-1 锆石 U-Pb 分析共测试了数据点 10 个,由同位素比值和年龄数据(表 1)可见,锆石具有较高的 Th/U 比值(0.39~0.55),属于典型岩浆成因锆石的范围(Williams et al.,1996;Pidgeon et al.,1998;Claesson et al.,2000;Hoskin et al.,2000)。锆石微区数据点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值非常接近(0.0520~0.0551),表明该类锆石为同期岩浆结晶成因。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围为 341~355 Ma,最大的年龄误差 6 Ma,所有数据点集中分布在谐和曲线附近(图 2b), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 349 ± 8 Ma (MSWD=0.14,95%置信度),属于早石炭世。

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素地球化学

火山岩岩石化学分析结果及有关参数列于表 2。主量元素中 SiO_2 含量变化范围较大,为 51.63%~63.58%,平均 55.46%,据此,样品中 2 件为玄武岩,6 件为玄武安山岩,4 件属安山岩,以安山岩(含玄武安山岩)为主,显示研究对象与活动陆缘环境下的火山岩特征相似(李伍平等,1999)。 TiO_2 含量为 0.76%~2.02%,平均 1.34%,多数样品 TiO_2 含量高于岛弧拉斑玄武岩($\text{TiO}_2=0.80\%$)和大陆溢流玄武岩($\text{TiO}_2=1.00\%$),但均低于洋岛拉斑玄武岩($\text{TiO}_2=2.63\%$),相对接近 MORB 平均值($\text{TiO}_2=1.5\%$); P_2O_5 含量为 0.22%~0.48%,平均 0.34%; Al_2O_3 含量较高,为 14.75%~18.61%,平均 16.79%,与俯冲带火山岩的富铝特征相一致; $\text{Mg}^\#$ 值 [$\text{Mg}^\# = 100\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$] 为 23.82~50.45,平均 36.63,其值较小。火山岩全碱含量($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 为 3.74%~8.02%,平均 5.75%)较高,整体具有越偏酸性全碱含量越高的趋势, Na_2O (含量为 3.06%~6.51%,平均 4.68%)> K_2O (含量为 0.24%~3.28%,平均 1.07%),具有相对富钠的特征。

表 1 西准噶尔巴尔雷克黑山头组火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 Zircon LA-ICP-MS U-Pb isotopic analysis of the volcanic rocks in Heishantou Formation from Barleik of West Junggar

点号	同位素比值								同位素年龄(Ma)								Th/U
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		
	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ	年龄	1σ	
bshn-01	0.0543	0.0022	0.4067	0.0157	0.0543	0.0006	0.0177	0.0004	383	69	346	11	341	3	354	8	0.55
bshn-02	0.0539	0.0026	0.4087	0.0190	0.0550	0.0007	0.0180	0.0005	366	83	348	14	345	4	360	10	0.44
bshn-03	0.0550	0.0024	0.4186	0.0178	0.0552	0.0006	0.0172	0.0004	411	75	355	13	347	4	344	8	0.58
bshn-04	0.0523	0.0026	0.4045	0.0195	0.0561	0.0007	0.0179	0.0006	300	88	345	14	352	4	359	11	0.39
bshn-05	0.0534	0.0026	0.4067	0.0193	0.0553	0.0007	0.0171	0.0005	345	85	346	14	347	4	343	10	0.47
bshn-06	0.0551	0.0021	0.4304	0.0156	0.0567	0.0006	0.0171	0.0004	416	64	363	11	355	3	343	9	0.40
bshn-07	0.0546	0.0042	0.4221	0.0317	0.0561	0.0010	0.0189	0.0009	394	138	358	23	352	6	378	17	0.45
bshn-08	0.0551	0.0023	0.4264	0.0168	0.0561	0.0006	0.0169	0.0005	417	69	361	12	352	4	339	9	0.44
bshn-09	0.0544	0.0023	0.4223	0.0174	0.0564	0.0006	0.0170	0.0005	386	73	358	12	353	4	341	9	0.45
bshn-10	0.0520	0.0017	0.3997	0.0125	0.0558	0.0005	0.0176	0.0004	283	56	341	9	350	3	353	7	0.44

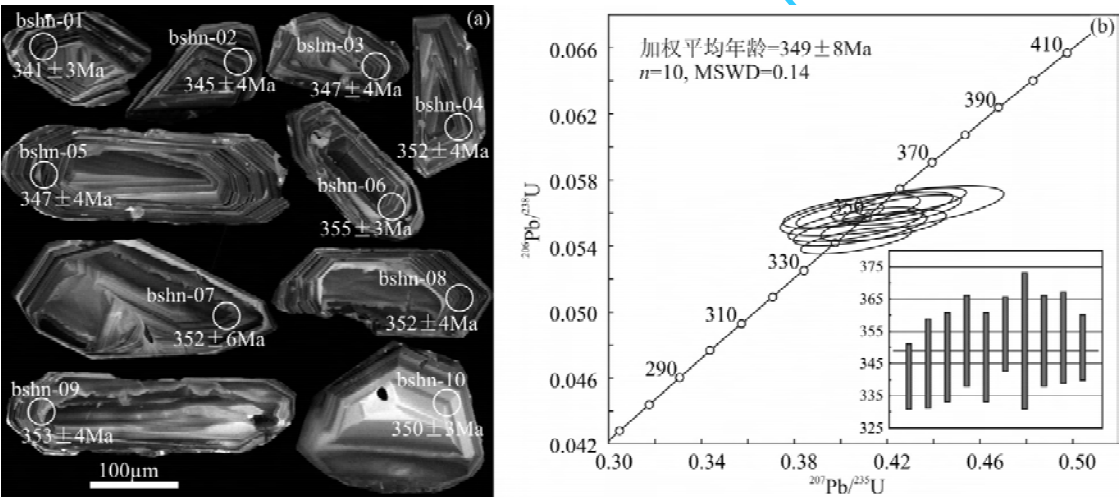


图 2 西准噶尔巴尔雷克黑山头组火山岩中典型锆石的 CL 图象(a)和锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和曲线图(b)
Fig. 2 CL images of representative zircon grains (a) and concordia diagrams (b) of volcanic rocks
in Heishantou Formation from Barleik of West Junggar

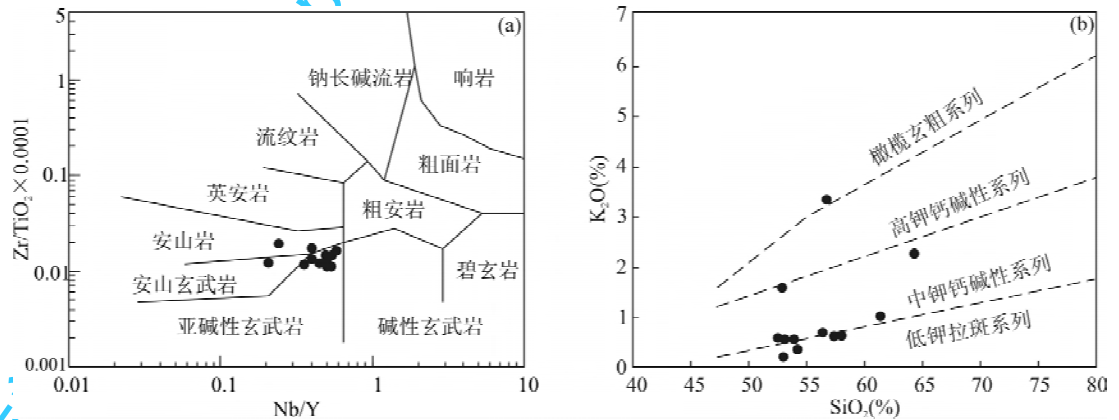


图 3 西准噶尔巴尔雷克黑山头组火山岩 Nb/Y-Zr/TiO₂ 分类图解(a)(据 Winchester et al. , 1977)
和 SiO₂-K₂O 图解(b)(据 Rickwood, 1989)(数据均经无水处理)
Fig. 3 Nb/Y-Zr/TiO₂ (a) and SiO₂-K₂O (b) diagram of volcanic rocks in Heishantou Formation
from Barleik of West Junggar (a, after Winchester et al. , 1977; b, after Rickwood, 1989)

在不活动的高场强元素分类图 Nb/Y-Zr/TiO₂ 中(图 3a, Winchester et al., 1977)大部分样品投于亚碱性系列拉斑玄武岩区;而在 SiO₂-K₂O 图解中(图 3b)主要落入中—低钾区域,显示中—低钾特征。

4.2 稀土元素和微量元素地球化学

稀土及微量元素含量列于表 2。稀土元素配分曲线分布图(图 4a)上样品配分曲线均表现为向右下倾斜,轻、重稀土含量依次降低。稀土总量(Σ REE)为 $83.92 \times 10^{-6} \sim 134.80 \times 10^{-6}$, 平均含量 107.70×10^{-6} 。轻稀土总量(Σ LREE) $70.86 \times 10^{-6} \sim 117.39 \times 10^{-6}$, 平均为 91.43×10^{-6} , 重稀土总量(Σ HREE)为 $9.96 \times 10^{-6} \sim 28.00 \times 10^{-6}$, 平均为 16.26×10^{-6} , Σ LREE/ Σ HREE 为 3.78~9.60, 平均 5.92, 显示二者明显分异。(Ce/Yb)_N 值 >1(3.13~11.54, 平均 5.66), (La/Yb)_N 值 2.87~13.41, 平均 6.53, 因而配分曲线图具较平直并略为右倾的特征, 属轻稀土富集型。

(La/Sm)_N 值均 >1(1.46~3.41, 平均 2.50), 反映轻稀土之间分馏程度较好。(Gd/Yb)_N 值为 1.46~3.48, 平均 2.06, 说明重稀土之间分馏程度较差。 δ Eu 值为 0.82~1.47, 平均 1.16, 仅部分样品有微弱的负铕异常, 表明原始岩浆在演化过程中经历了程度微弱的斜长石分离结晶作用(Rollison, 1993)。

原始地幔标准化的微量元素比值蛛网图显示(图 4b), 大离子亲石元素(LILE)Ba、Th、K、Sr 相对富集, 其中 Ba、K 的富集尤为明显; 高场强元素

(HFSE)Nb、Ta 相对亏损, Ti 轻微亏损, Zr、Hf 轻微富集。总体表现出和俯冲带相关的大陆或岛弧岩浆作用特征(Gill, 1981; Rollison, 1993)。Nb/Ta 值(13.71~20.14, 平均 16.57)接近原始地幔(Nb/Ta = 17, Sun et al., 1989)。Zr/Hf(39.27~51.57, 平均 45.89), 高于原始地幔(Zr/Hf = 36, Sun et al., 1989)。以上特征可能与岩浆上升过程中地幔楔形体等消减组分加入或陆壳混染作用有关(Saunders et al., 1984)。

所有样品的 Zr 丰度为 $158.6 \times 10^{-6} \sim 391.6 \times 10^{-6}$, 平均 192.3×10^{-6} , Hf 丰度值为 $3.24 \times 10^{-6} \sim 8.15 \times 10^{-6}$, 平均 4.18×10^{-6} , 明显高于火山弧拉斑玄武岩、钙碱性玄武岩和钾玄岩 Zr、Hf 的丰度(Zr 的丰度分别是 40×10^{-6} 、 71×10^{-6} 、 87×10^{-6} ; Hf 的丰度分别是 1.17×10^{-6} 、 2.23×10^{-6} 、 2.24×10^{-6})。Nb 的丰度为 $4.51 \times 10^{-6} \sim 10.09 \times 10^{-6}$, 平均 8.03×10^{-6} , Ta 的丰度为 $0.30 \times 10^{-6} \sim 0.64 \times 10^{-6}$, 平均 0.49×10^{-6} , 明显高于岛弧拉斑玄武岩 Nb、Ta 丰度(Nb 的丰度范围为 $1.7 \times 10^{-6} \sim 2.7 \times 10^{-6}$, Ta 的丰度范围为 $0.10 \times 10^{-6} \sim 0.18 \times 10^{-6}$), 亦高于洋脊拉斑玄武岩(Nb = 4.46×10^{-6} , Ta = 0.29×10^{-6})。

5 讨论

黑山头组火山岩样品具有中等的 Σ REE, LREE 适度富集, REE 配分曲线为右倾型, 大离子亲石元素(LILE)相对富集, 高场强元素(HFSE)Nb、Ta、Ti 均相对亏损, 并且 La/Nb 值 >1.4(1.629~3.583, 平均

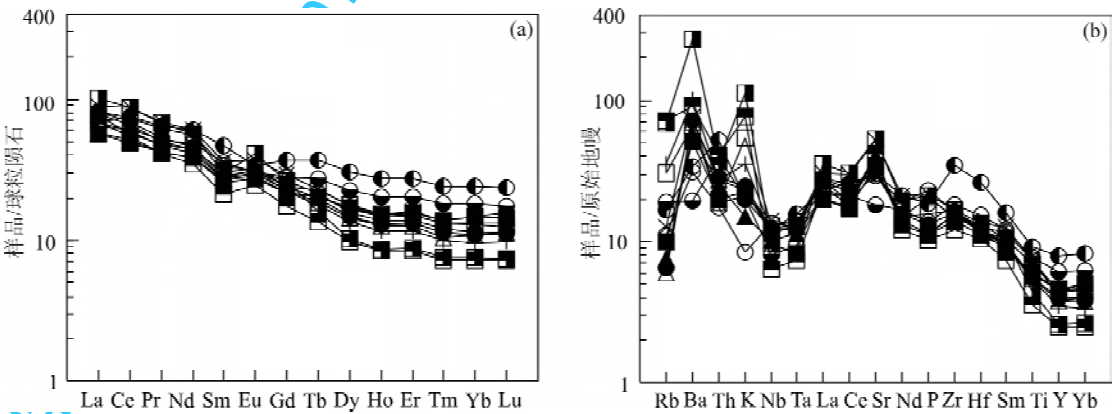


图 4 西准噶尔巴尔雷克黑山头组火山岩球粒陨石标准化的稀土元素配分模式(a)和原始地幔标准化的多元素蛛网图(b)
(球粒陨石和原始地幔标准值据 Sun et al., 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution patterns (a) and primitive mantle-normalized multi-elements spider diagram (b) of volcanic rocks in Heishantou Formation from Barleik of West Junggar
(chondrite and primitive mantle data from Sun et al., 1989)

表 2 西准噶尔巴尔雷克石炭纪火山岩常量元素(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)化学成分

Table 2	Major (%) and trace element ($\times 10^{-6}$) contents of Carboniferous volcanic rocks from Barleik in West Junggar											
编号	bsh-1	bsh-2	bsh-3	bsh-4	bsh-5	bsh-6	bsh-7	bsh-8	bsh-9	bsh-10	bsh-11	bsh-12
岩性	玄武岩	安山玢岩	安山岩	安山岩	玄武岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	玄武岩
SiO ₂	51.63	53.13	57.87	60.28	51.99	54.13	55.12	55.80	55.15	63.58	53.59	53.23
TiO ₂	1.54	1.52	1.30	1.15	1.60	1.25	1.18	1.16	0.94	0.76	2.02	1.66
Al ₂ O ₃	16.27	16.82	16.56	16.90	16.42	17.64	17.00	16.52	14.75	16.44	18.61	17.51
Fe ₂ O ₃	9.54	11.98	9.38	6.13	10.38	9.03	8.36	8.10	8.08	5.28	9.35	9.41
FeO	2.65	4.09	3.26	1.78	2.83	4.09	2.55	3.34	2.24	1.07	5.22	4.66
MnO	0.34	0.10	0.09	0.10	0.16	0.09	0.08	0.09	0.08	0.06	0.11	0.17
MgO	4.92	3.36	2.41	3.63	4.32	4.71	3.97	3.73	5.38	1.56	2.57	2.28
CaO	4.86	4.27	4.01	4.32	5.37	5.61	6.60	6.66	5.12	2.12	3.49	5.82
Na ₂ O	6.18	3.99	4.38	3.79	5.24	3.94	3.14	3.06	3.90	5.74	6.51	6.33
K ₂ O	0.24	1.63	0.68	1.05	0.63	0.45	0.72	0.68	3.28	2.28	0.60	0.60
P ₂ O ₅	0.48	0.34	0.24	0.24	0.47	0.24	0.28	0.43	0.45	0.22	0.41	0.30
LOI	2.84	2.99	2.90	2.20	3.16	2.90	3.30	2.61	1.55	1.80	2.59	2.63
总量	98.65	101.23	100.18	99.37	99.41	101.18	99.00	99.57	99.37	99.11	102.48	101.97
σ	4.54	3.17	1.71	1.32	3.69	1.72	1.17	1.03	3.98	3.09	4.93	4.54
Na ₂ O+K ₂ O	6.42	5.62	5.06	4.84	5.87	4.39	3.86	3.74	7.18	8.02	7.11	6.93
Mg [#]	44.08	28.91	27.05	47.25	38.99	40.97	41.50	38.71	50.45	32.54	25.34	23.82
Li	17.54	13.55	2.82	18.74	14.98	13.80	10.58	10.48	11.75	6.89	0.35	4.82
Be	1.18	1.45	1.28	1.15	1.45	1.11	1.12	1.10	1.49	1.12	1.90	1.00
Sc	24.95	19.85	15.85	16.76	23.09	21.16	19.25	18.70	15.11	8.85	9.25	12.32
V	200.80	183.90	122.40	107.30	224.70	188.50	155.20	152.10	155.80	115.30	228.20	265.10
Cr	229.40	215.90	146.60	119.70	254.90	219.10	179.00	170.80	180.60	127.70	264.70	310.30
Co	278.00	274.80	440.40	149.70	289.90	336.60	171.20	149.00	239.60	34.66	31.43	16.79
Ni	45.19	38.88	33.90	27.80	36.06	37.31	32.10	29.82	30.19	16.16	23.81	32.49
Cu	107.30	103.20	97.79	61.19	71.86	105.40	89.31	84.46	143.80	27.38	34.17	23.76
Zn	111.90	98.46	90.11	103.00	101.40	91.37	86.91	84.42	92.14	69.68	122.30	115.70
Ga	20.52	18.48	15.02	16.38	18.63	18.04	18.95	18.46	17.99	16.84	16.98	17.18
Rb	6.99	19.44	6.30	22.22	8.09	4.80	4.16	3.77	43.87	45.66	10.59	12.16
Sr	618.10	639.90	731.10	820.10	1107.00	853.40	688.50	672.80	1116.00	878.90	639.00	385.40
Y	18.27	20.44	21.02	15.75	19.97	20.43	17.85	17.11	11.83	11.37	35.92	27.59
Zr	181.00	187.00	176.20	174.70	188.40	158.60	178.40	169.20	162.00	134.70	391.60	205.30
Nb	9.69	9.12	8.30	8.55	10.09	7.29	8.86	8.64	6.85	4.51	8.71	5.74
Cd	0.55	0.43	0.49	0.42	0.46	0.53	0.49	0.47	0.45	0.36	0.88	0.65
In	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.08	0.07
Cs	0.09	0.16	0.05	0.39	0.13	0.23	0.08	0.08	0.35	0.19	0.30	0.36
Ba	217.00	458.30	356.20	710.30	535.20	394.20	503.70	488.50	1916.00	640.40	237.40	136.70
Hf	3.93	3.63	3.69	3.70	4.17	3.43	3.78	3.62	4.13	3.24	8.15	4.70
Ta	0.51	0.56	0.52	0.52	0.54	0.46	0.54	0.52	0.34	0.30	0.64	0.39
Pb	5.37	3.79	3.73	5.38	4.92	4.45	6.23	5.78	11.07	7.57	11.96	7.18
Th	1.48	1.62	1.69	2.33	1.58	2.15	2.40	2.35	3.14	3.49	4.41	3.33
U	0.38	0.54	0.75	0.89	0.59	0.73	0.79	0.77	0.85	1.30	2.18	1.34
La	19.28	18.25	13.51	16.25	21.04	13.74	19.31	18.56	24.12	16.15	16.26	14.96
Ce	45.24	34.78	30.08	36.00	53.14	31.30	41.94	40.06	53.61	33.00	45.85	37.49
Pr	5.86	4.53	3.95	4.46	6.53	4.02	5.09	4.76	6.34	3.87	6.13	4.84
Nd	25.69	20.42	17.82	19.00	28.38	17.84	21.34	20.28	26.35	16.27	28.39	22.74
Sm	5.13	4.62	3.91	4.16	5.55	4.07	4.36	4.16	4.57	3.25	7.17	5.38
Eu	1.81	1.86	1.59	1.86	2.13	1.66	1.82	1.72	2.40	1.43	1.98	1.77
Gd	5.37	4.90	4.39	4.49	5.96	4.42	4.95	4.62	5.43	3.54	7.57	5.71
Tb	0.81	0.84	0.75	0.66	0.86	0.75	0.73	0.70	0.59	0.50	1.37	1.02
Dy	3.93	4.55	4.30	3.41	4.45	4.23	3.70	3.65	2.60	2.47	7.77	5.72
Ho	0.78	0.86	0.84	0.65	0.87	0.83	0.73	0.72	0.49	0.48	1.54	1.14
Er	2.29	2.50	2.57	1.91	2.65	2.49	2.16	2.11	1.45	1.38	4.49	3.35
Tm	0.31	0.34	0.35	0.25	0.35	0.34	0.29	0.26	0.19	0.18	0.61	0.46

续表 2

编号	bsh-1	bsh-2	bsh-3	bsh-4	bsh-5	bsh-6	bsh-7	bsh-8	bsh-9	bsh-10	bsh-11	bsh-12
岩性	玄武岩	安山玢岩	安山岩	安山岩	玄武岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	玄武岩
Yb	1.93	2.19	2.49	1.63	2.49	2.25	1.87	1.85	1.29	1.23	4.07	3.08
Lu	0.29	0.31	0.37	0.25	0.40	0.33	0.28	0.29	0.19	0.18	0.60	0.44
ΣREE	118.71	100.95	86.93	94.98	134.80	88.26	108.57	103.74	129.61	83.92	133.78	108.10
ΣLREE	103.01	84.46	70.86	81.73	116.78	72.63	93.86	89.54	117.39	73.97	105.78	87.18
ΣHREE	15.70	16.49	16.07	13.25	18.02	15.64	14.71	14.20	12.22	9.96	28.00	20.92
(La/Yb) _N	7.15	5.99	3.89	7.15	6.07	4.38	7.42	7.19	13.41	9.41	2.87	3.48
(La/Sm) _N	2.43	2.55	2.23	2.52	2.45	2.18	2.86	2.88	3.41	3.21	1.46	1.79
(Gd/Yb) _N	2.29	1.86	1.46	2.28	1.98	1.62	2.20	2.07	3.48	2.38	1.54	1.53
(Eu/Sm) _N	0.93	1.06	1.07	1.18	1.01	1.08	1.10	1.09	1.38	1.16	0.73	0.87
(Ce/Yb) _N	6.50	4.42	3.36	6.13	5.93	3.86	6.24	6.01	11.54	7.45	3.13	3.38
δEu	1.05	1.19	1.17	1.31	1.13	1.19	1.19	1.19	1.47	1.28	0.82	0.97

注:下标 N 表示用球粒陨石标准化(Sun et al., 1989)。

2.283),表现出火山岛弧玄武岩的特征(Condie, 1999)。同时具低的 TiO₂,均<2.0%(0.76%~2.02%,平均 1.34%),其中 7 件样品<1.5%,与典型的弧火山岩(图 5a)可对比。另外,在 Nb/Th-Nb 及 Hf/3-Th-Ta 图(图 5b,5c)中全部落入火山岛弧玄武岩区。利用 Th/Yb-Ta/Yb(Pearce,1982)图解(图 5d)进一步区分大洋岛弧及陆缘弧,全部样品落入活动大陆边缘区域(陆缘弧)。综合以上信息,研究区火山岩具有活动陆缘亲缘性。

一般认为,火山弧岩浆主要由受洋壳及其沉积物在俯冲过程中形成的流体或熔体交代过的上覆地幔楔发生部分熔融形成(Sajona et al., 1993; Elliott et al., 1997)。Th 丰度较低($1.48 \times 10^{-6} \sim 4.41 \times 10^{-6}$),Ce/Th(9.46~33.65)和 Ba/Th(41.08~609.8)比值总体高于消减沉积物的熔体(Ce/Th≈8, Ba/Th≈111),表明岩浆源区基本没有消减沉积物的加入,其影响可以忽略。样品 Al₂O₃ 含量>15%,Sr 丰度(仅 1 样为 385×10^{-6} ,其余为 $618.10 \times 10^{-6} \sim 1116.00 \times 10^{-6}$)普遍> 400×10^{-6} ,并有 5 样 Yb< 1.9×10^{-6} 、Y< 18×10^{-6} ,与俯冲板片部分熔融形成的埃达克岩具有相似性(张旗等,2008);样品 SiO₂ 含量多<56%、MgO 含量多>3%、Nb 含量较高(除 2 样均大于 7×10^{-6}),与典型埃达克岩相区别,而与由俯冲板片熔体交代上覆地幔发生部分熔融形成的富 Nb 玄武岩(Nb 含量> 7×10^{-6} , Sajona et al., 1996)相当。以上表明黑山头组火山岩的形成与俯冲板片熔体有关,并可能有地幔成分的加入。

同时应当注意的是,大陆的横向增生主要通过板块汇聚边缘的岩浆活动和岛弧碰撞来进行,使得火山弧岩浆和大陆地壳物质具有相似的地球化学特

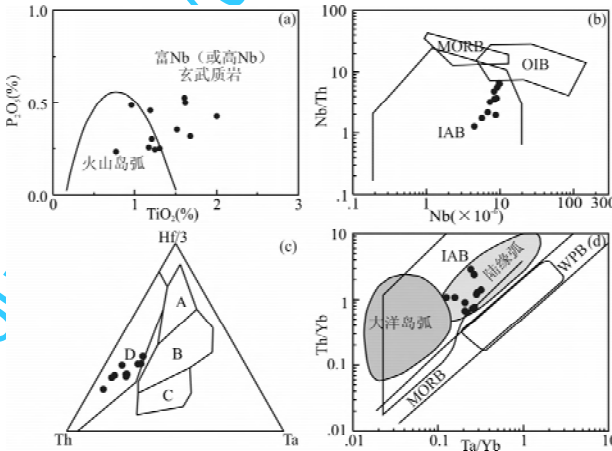


图 5 西准噶尔巴尔雷克山南部石炭纪
火山岩构造环境判别图解

Fig. 5 Discrimination diagram for tectonic settings
of Carboniferous volcanic rocks from south
of Mount Barleik in West Junggar

(a)—P₂O₅-TiO₂图解(据 Defant et al., 1992);(b)—Nb/Th-Nb 图解(据李曙光,1993);(c)—Hf/3-Th-Ta 图解(据 Wood, 1980);A—正常洋脊玄武岩;B—富集洋脊玄武岩和板内拉斑玄武岩;C—板内碱性玄武岩;D—火山岛弧玄武岩;(d)—Th/Yb-Ta/Yb 图解(Pearce, 1982)

(a)—P₂O₅-TiO₂ discrimination diagram (Defant et al., 1992);
(b)—Nb/Th-Nb discrimination diagram (Li Shuguang, 1993);
(c)—Hf/3-Th-Ta discrimination diagram (Wood, 1980); A—N-type MORB; B—E-type MORB and within-plate tholeiite; C—alkaline intraplate basalt; D—volcanic-arc basalts; (d)—Th/Yb-Ta/Yb discrimination diagram (Pearce, 1982)

征(Plank, 2005),因此经历陆壳混染的板内岩浆也会具有与火山弧岩浆类似的特征(赵霞等,2005;龙晓平等,2006)。但是陆壳混染多造成不相容元素(ICE)Gd、Tb、Dy、Ho、Yb、Lu 丰度的升高(赵振华等,2004),这与研究区石炭纪火山岩整体相对较低

的 ICE 丰度、趋势一致的谱线(图 4a)特征不相符,由此可以推断黑山头组火山岩 Nb、Ta 相对亏损和 Zr、Hf 轻微富集与陆壳混染作用无关,而是由岩浆上侵过程中加入了地幔楔形体等消减组分所致。因此石炭纪火山岩所具有的弧火山岩特征是由俯冲带流体交代岩石圈地幔参与了岩浆的形成过程所致,研究区火山岩形成于与弧有关的环境。

黑山头组沉积岩主要为含火山灰(凝灰质)碎屑岩和正常陆源碎屑岩,与活动陆缘区发育的前陆盆地及地堑型弧内盆地的典型沉积岩组合类似。巴尔雷克山一带的石炭纪侵入岩由岩墙状、岩株状的橄榄岩、辉长岩、闪长岩、石英闪长岩等组成(陈晔等, 2006),这与活动大陆边缘环境下形成的从基性—中酸性—酸性宽谱系侵入岩均有发育的特征相吻合。此外,王宇等(2009)对塔城地区晚泥盆世沉积特征研究后认为,准噶尔西北塔城地区在晚古生代早期的构造格局由南部成吉思-塔尔巴哈台古生代褶皱带形成的隆起区和北部向北开放的大陆边缘组成。研究显示准噶尔洋的最终闭合发生在晚石炭世之后(龙晓平等, 2006),北疆地区在晚石炭世—二叠纪早期仍存在活动陆缘(肖文交等, 2006)。结合石炭纪火山岩所表现出的构造环境信息我们认为石炭系黑山头组火山岩形成于活动大陆边缘。

6 结论

(1)西准噶尔巴尔雷克山一带的石炭系黑山头组火山岩属亚碱性系列,主要岩性为灰—灰紫色(气孔)杏仁状安山岩、杏仁状玄武安山岩。

(2)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年获得火山岩年龄为 349 ± 8 Ma,时代属于早石炭世。

(3)大离子亲石元素(LILE)Ba、Th、K、Sr 相对富集;高场强元素(HFSE)Nb、Ta 相对亏损, Ti 轻微亏损, Zr、Hf 轻微富集。

(4)综合火山岩岩石地球化学特征所反映的构造环境信息、黑山头组沉积岩组合及研究区所处的区域地质背景,认为其形成环境为活动大陆边缘。

参 考 文 献

蔡忠贤,陈发景,贾振远. 2000. 准噶尔盆地的类型和构造演化. 地质前缘, 7(4): 431~440.
陈发景,汪新文,汪新伟. 2005. 准噶尔盆地的原型和构造演化. 地质前缘, 12(3): 77~89.
陈书平,张一伟. 2001. 准噶尔晚石炭世—二叠纪前陆盆地的构造演化. 地质学报, 75(4): 553.
陈晔,孙明新,张新龙. 2006. 西准噶尔巴尔鲁克断裂东南侧石英闪长

岩锆石 SHRIMP U-Pb 测年. 地质通报, 25(8): 992~994.
陈哲夫. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~841.
成守德,王元龙. 1998. 新疆大地构造演化基本特征. 新疆地质, 16(2): 47~107.
丁天府. 1998. 新疆火山岩分区及其地质意义. 新疆地质, 16(1): 39~48.
冯益民. 1987. 西准噶尔古板块构造特征. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 18: 141~160.
韩宝福,季建清,宋彪,陈立辉,张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(1)——后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报, 22(5): 1077~1086.
韩宝福,郭召杰,何国琦. 2010. “缝合岩体”与新疆北部主要缝合带的形成时限. 岩石学报, 26(8): 2233~2246.
何登发,翟光明,况军,张义杰,石昕. 2005. 准噶尔盆地古隆起的分布与基本特征. 地质科学, 40(2): 248~261.
何国琦,刘建波,张越迁,徐新. 2007. 准噶尔盆地西缘克拉玛依早古生代蛇绿混杂岩带的厘定. 岩石学报, 23(7): 1573~1576.
李锦铁,肖序常. 1999. 对新疆地壳结构与构造演化几个问题的简要评述. 地质科学, 34(4): 405~419.
李锦铁. 2004. 新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变. 地质论评, 50(3): 304~321.
李锦铁,何国琦,徐新,李华芹,孙桂华,杨天南,高立明,朱志新. 2006. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨. 地质学报, 80(1): 148~168.
李曙光. 1993. 蛇绿岩生成环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图. 岩石学报, 9(2): 146~157.
李伍平,路凤香. 1999. 钙碱性火山岩构造背景的研究进展. 地质科技情报, 18(2): 15~18.
梁云海,李文铅,李卫东. 2004. 新疆准噶尔造山带多旋回开合构造特征. 地质通报, 23(3): 279~285.
龙晓平,孙敏,袁超,肖文交,陈汉林,赵永久,蔡克大,李继亮. 2006. 东准噶尔石炭系火山岩的形成机制及其对准噶尔洋闭合时限的制约. 岩石学报, 22(1): 31~40.
毛治国,邹才能,朱如凯,郭宏莉,王君,唐勇,祁利琪,张志更. 2010. 准噶尔盆地石炭纪火山岩岩石地球化学特征及其构造环境意义. 岩石学报, 26(1): 207~216.
任收麦,黄宝春. 2002. 晚古生代以来古亚洲洋构造域主要块体运动学特征初探. 地球物理学进展, 17(1): 113~120.
谭佳奕,吴润江,张元元,王淑芳,郭召杰. 2009. 东准噶尔卡拉麦里地区巴塔玛依内山组火山岩特征和年代确定. 岩石学报, 25(3): 39~46.
王京彬,徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿. 地质学报, 80(1): 23~31.
王宇,卫巍,庞续勇,徐备. 2009. 塔城地区晚泥盆世沉积特征及其构造古地理意义. 岩石学报, 25(3): 0699~0707.
吴小奇,刘德良,魏国齐,李剑,李振生. 2009. 准噶尔盆地陆东—五彩湾地区石炭系火山岩地球化学特征及其构造背景. 岩石学报, 25(1): 55~66.
肖文交,韩春明,袁超,陈汉林,孙敏,林寿发,厉子龙,毛启贵,张继恩,孙枢,李继亮. 2006. 新疆北部石炭纪—二叠纪独特的构造—成矿作用: 对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约. 岩石学

- 报, 22(5): 1062~1076.
- 肖序常, 汤耀庆, 李锦轶. 1990. 试论新疆北部大地构造演化. 新疆地质科学, 第一辑: 47~68.
- 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 朱宝清, 李锦轶, 赵民. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社, 1~169.
- 徐新, 周可法, 王煜. 2010. 西准噶尔晚古生代残余洋盆消亡时间与构造背景研究. 岩石学报, 26(11): 3206~3214.
- 杨高学, 李永军, 杨宝凯, 刘振伟, 张宏伟, 佟丽莉. 2012. 西准噶尔巴尔雷克蛇绿混杂岩带中玄武岩地球化学特征及大地构造意义. 地质学报, 86(1): 188~197.
- 杨梅珍, 王方正, 郑建平. 2006. 准噶尔盆地西北部克-夏基性火山岩地球化学特征及其构造环境. 岩石矿物学杂志, 25(3): 165~174.
- 袁超, 肖文交, 陈汉林, 李继亮, 孙敏. 2006. 新疆东准噶尔扎河坝钾质玄武岩的地球化学特征及其构造意义. 地质学报, 80(2): 254~263.
- 袁洪林, 吴福元, 高山, 柳小明, 徐平, 孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 48(14): 1511~1520.
- 张驰, 黄莹. 1992. 新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境的探讨. 地质论评, 38(6): 509~524.
- 张旗, 王焰, 熊小林, 李承东. 2008. 埃达克岩与花岗岩: 挑战与机遇. 北京: 中国大地出版社, 1~344.
- 赵霞, 贾承造, 张光亚, 卫延召, 赖绍聪, 方向, 张丽君. 2008. 准噶尔盆地陆东—五彩湾地区石炭系中、基性火山岩地球化学及其形成环境. 地学前缘, 15(2): 272~279.
- 赵振华, 王强, 熊小林. 2004. 俯冲带复杂的壳幔相互作用. 矿物岩石地球化学通报, 23(4): 277~284.
- 周刚, 张招崇, 吴淦国, 董连慧, 贺永康, 董永观, 何立新, 秦纪华, 赵忠合, 刘国仁. 2009. 新疆准噶尔北东缘造山后伸展及陆壳生长: 来自哈旦逊杂岩体的岩石学及地球化学的证据. 地质学报, 83(3): 331~346.
- 朱宝清, 冯益民. 1994. 新疆西准噶尔板块构造及演化. 新疆地质, 12(2): 91~105.
- 朱永峰, 王涛, 徐新. 2007. 新疆及邻区地质与矿产研究进展. 岩石学报, 23(8): 1785~1794.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . Chemical Geology, 192: 59~79.
- Ballard J R, Palin J M, Williams I S. 2001. Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquibambilla copper deposit of northern Chile by ELA-ICPMS and SHRIMP. Geology, 9: 383~386.
- Claesson S, Vetrin V, Bayanova T. 2000. U-Pb zircon age from a Devonian carbonate dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic. Lithos, 51(1~2): 95~108.
- Condie K C. 1999. Supercontinents, superplumes and continental growth: The Neoproterozoic record. In: Yoshida M, Windley B F, Dasgupta S (eds). Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. Oxford: Alden Press, 9~11.
- Defant M J, Jackson T E, Drummond M S, De Boer J Z, Bellon H, Feigenson M D, Maury R C, Stewart R H. 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview. Journal of the Geological Society, London, 149(4): 569~579.
- Elliott T, Plank T, Zindler A, White W, Bourdon B. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 102(B7): 14991~15019.
- Geng H Y, Sun M, Yuan C, Zhao G C, Xiao W J. 2011. Geochemical and geochronological study of Early Carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: Petrogenesis and tectonic implications. Journal of Asian Earth Sciences, 42: 854~866.
- Gill J B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1~390.
- Huang T K. 1978. An outline of the tectonic characteristics of China. Eclogae Geologicae Helveticae, 71(3): 611~635.
- Han B F, Guo Z J, Zhang Z C, Zhang L, Chen J F, Song B. 2010. Age, geochemistry, and tectonic implications of a late Paleozoic stitching pluton in the North Tian Shan suture zone, Western China. Geological Society of America Bulletin, 122: 627~640.
- Horn I, Rudnick R L, McDonough W F. 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICPMS: Application to U-Pb geochronology. Chemical Geology, 167: 405~425.
- Hoskin P W O, Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. J Metamorphic Geol, 18: 423~439.
- Koster J, Fonneland H, Sylvester P. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies: a comparison of laser ablation LCPMS and SIMS techniques. Chemical Geology, 182: 605~618.
- Ludwig K R. 1991. Isoplot-A plotting and regression program for radiogenic-isotope data. US Geological Survey Open-File Report, 39: 91~445.
- Ludwig K R. 1999. Isoplot/Ex (Version 2.05): A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Spec. Pnb., Berkeley Geochronology Center la, 43.
- Ludwig K R. 2001. Squid 1.02. A usermanual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2: 19.
- Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. 1998. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. Contributions to Mineralogy and Petrology, 132: 288~299.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thope R S (ed). Andesitea. New York: John Wiley and Sons, 525~548.
- Plank T. 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. Journal of Petrology, 46(5): 921~944.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrological diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22(4): 247~263.
- Rollison H R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation Presentation Interpretation. Singapore: Longman Singapore Publishers, 160~170.
- Sajona F G, Maury R C, Bellon H, Gotten J, Defant M J, Pubellier M. 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. Geology, 21(11): 1007~1010.

Sajona F G, Maury R C, Bellon H, Cotton J, Defant M J. 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37(3): 693~726.

Saunders A D, Tarney J. Geochemistry characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Kokelaar B P, Howells M F (eds). *Marginal basin geology. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 16: 59~76.

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process s. In: Sauders A D, Norry M J(eds). *Magmatism in the Ocean Basins. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 42: 313~345.

Williams I S, Buick A, Cartwright I. 1996. An extended of early episode Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold

region, central Australia. *J Metamorphic Geol*, 14: 29~47.

Winchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325~343.

Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, Kroner A, Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society*, 164: 31~47.

Wood D A. 1980. The applications of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11~30.

Xiao W J, Kroner A, Windley B F. 2009. Geodynamic evolution of Central Asia in the Paleozoic and Mesozoic. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1185~1188.

LA-ICP-MS Zircon U-Pb Age, Geochemistry and Tectonic Setting of the Volcanic Rocks in the Heishantou Formation from the Area of Barleik, West Junggar

TIAN Zhixian^{1,2,4)}, YAN Jun¹⁾, LI Yongjun²⁾, YANG Gaoxue²⁾,
TIAN Meng³⁾, TONG Lili²⁾, YAN Jing²⁾

1) *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, Shandong*, 266071;

2) *Earth Science & Resources College of Chang'an University, Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an*, 710054;

3) *Xingjiang Institute of Geological Exploration for Nonferrous Resources, Urumqi*, 830000;

4) *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing*, 100049;

Abstract

The volcanic rocks of the Heishantou Formation in the area of Barleik, West Junggar, consist of gray purple (vesicular) almond andesite and almond shaped basaltic andesite, belonging to sub-alkaline series. High-precision LA-ICP-MS zircon U-Pb dating shows that the rocks formed at the age of 349.8 Ma, with MSWD=0.14 (95% conf.), suggesting an age of Early Carboniferous. These rocks are characterized by moderate $Mg^\#$ (23.82~50.4), relatively high alkali ($Na_2O + K_2O = 3.74\% \sim 8.02\%$), and relative enrichment in Na, enrichment in LREE $[(La/Yb)_N = 2.87 \sim 13.41]$ and well fractionated $[(La/Sm)_N = 1.46 \sim 3.41]$, and weak HREE fractionation $[(Gd/Yb)_N = 1.46 \sim 3.48]$. Only part of the samples shows weak negative Eu anomalies ($\delta Eu = 0.82 \sim 1.47$). Large ion lithophile elements (LILEs, eg., Ba, Th, K and Sr) are relatively enriched, especially Ba and K, and high field-strength elements (HFSEs, eg., Nb, Ta, and Ti) are depleted, but Zr and Hf slightly enriched. Geochemical features indicate that the volcanic rocks are the products of metasomatism between subduction-zone fluids and lithospheric mantle. Comprehensive analysis indicates that the volcanic rocks derived from active continental margin. The determination of the age and tectonic environment information of volcanic rocks from the Heishantou Formation provides new evidence for further understanding of the tectonic evolution in the area of Barleik in West Junggar.

Key words: zircon LA-ICP-MS U-Pb age; geochemistry; tectonic setting; volcanic rocks; West Junggar