

东天山博格达晚石炭世双峰式火山岩地球化学特征及意义

刘 亮^{1,2}, 李江涛³, 江 辉², 杨宇东², 何文劲², 王 莲², 王傅佳²

(1. 攀枝花市自然资源和规划局, 四川 攀枝花 617000; 2. 四川省地质矿产勘查开发局 川西北地质队, 四川 绵阳 621010; 3. 乐山市自然资源局, 四川 乐山 614000)

摘 要: 东天山博格达造山带晚石炭世柳树沟组为一套由玄武岩和流纹岩组成的双峰式火山岩, 形成于晚石炭世, 其 SiO_2 含量介于 46.18% ~ 46.56% 和 76.06% ~ 76.25% 之间, 具有明显的 Daly 成分间断。其中, 玄武岩具富 Na 贫 K 特征, TiO_2 、 Al_2O_3 、CaO 和 MgO 含量均较高, ΣREE 为 75.54×10^{-6} ~ 80.22×10^{-6} , LREE/HREE 值为 3.00 ~ 3.12, 以富集 Ba、Rb 等大离子亲石元素(LILE)和不相容元素(P、K), 相对亏损 Ti、Ta、Nb 等高场强元素(HFSE)和不相容元素(U、Th)为特征; 流纹岩 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值为 0.32 ~ 0.36, 属低 Ti、低 Mg 类流纹岩, ΣREE 为 520.72×10^{-6} ~ 595.26×10^{-6} , LREE/HREE 值为 5.60 ~ 6.53, 具有 Rb、Th、K、La、Ce、Zr、Hf、Sm 等元素的富集以及 Ba、U、Ta、Nb、Sr、P 和 Ti 元素的亏损特征。柳树沟组双峰式火山岩形成于大陆裂谷环境, 具板内成因特征, 玄武岩可能为亏损尖晶石相地幔橄榄岩向石榴石相地幔橄榄岩过渡较高程度部分熔融的产物, 受到地壳物质混染; 流纹岩具典型的 A 型花岗岩的地球化学特征。

关键词: 东天山; 博格达; 晚石炭世; 柳树沟组; 双峰式火山岩; 地球化学; 成因

中图分类号: P588.14; P59

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2020)05-0525-14

Geochemical characteristics and significance of Late Carboniferous bimodal volcanic rocks in Bogda area, Eastern Tianshan Mountains

LIU Liang^{1,2}, LI Jiang-tao³, JIANG Hui², YANG Yu-dong², HE Wen-jing², WANG Lian² and WANG Fu-jia²

(1. Panzhihua Natural Resources and Planning Bureau, Panzhihua 617000, China; 2. Northwest Sichuan Geological and Mineral Exploration Party, Sichuan Bureau of Geology & Mineral Resources, Mianyang 621010, China; 3. Leshan Land and Resources Bureau, Leshan 614000, China)

Abstract: The Late Carboniferous Liushugou Formation in the Bogda orogenic belt of the Eastern Tianshan Mountains is a bimodal volcanic rock composed of basalt and rhyolite, which was formed in the Late Carboniferous. Its SiO_2 content is between 46.18% ~ 46.56% and 76.06% ~ 76.25%, with obvious Daly component discontinuity. Basalt is characterized by rich sodium and poor potassium. Its TiO_2 , Al_2O_3 , Cao and MgO values are high, ΣREE is 75.54×10^{-6} ~ 80.22×10^{-6} , LREE/HREE is 3.00 ~ 3.12, with enrichment of Ba, Rb and other large-distance lithophile elements (LILE) and incompatible elements (P, K), and relative loss of Ti, Ta, Nb and other high field strength elements (HFSE) and incompatible elements (U, Th). The $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio of rhyolite is 0.32 ~ 0.36, suggesting low titanium (Ti) and low magnesium (Mg) rhyolite. The ΣREE is 520.72×10^{-6} ~ 595.26×10^{-6} , and the LREE/HREE is 5.60 ~ 6.53, which shows the enrichment of Rb, Th, K, La, Ce, Zr, Hf, Sm and other elements and the loss of Ba, U, Ta, Nb, Sr, P and Ti elements. The bimodal volcanic rocks of Liushugou

收稿日期: 2020-03-22; 接受日期: 2020-05-28; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 新疆维吾尔自治区地质调查基金项目(A14-1-LQ03); 国家自然科学基金项目(41472310)

作者简介: 刘 亮(1987-), 男, 工程师, 主要从事区域地质矿产调查研究, E-mail: liuliang2006ziyang@163.com。

Formation were formed in a continental rift environment with intraplate genetic characteristics. Basalts may be the product of partial melting of the transition phase from depleted spinel mantle peridotite to garnet mantle peridotite, which was contaminated by crustal materials. Rhyolites have typical geochemical characteristics of A-type granites.

Key words: Eastern Tianshan Mountains; Bogda; Late Carboniferous; Liushugou Formation; bimodal volcanic rocks; geochemistry; genesis

Fund support: Xinjiang Uygur Autonomous Region Geological Exploration Fund Project (A14-1-LQ03); National Natural Science Foundation Project (41472310)

东天山博格达造山带作为中亚造山带古亚洲洋构造演化的产物之一,记录了大量古亚洲洋板片俯冲、弧-陆碰撞、古洋陆格局及其演化等重要信息(Xiao *et al.*, 2004; 李锦轶等, 2006; 李江涛等, 2018)。20世纪90年代以来,众多学者针对博格达造山带的物质组成、构造演化做了大量研究,取得了重要研究进展,但截至目前,对其古生代构造属性(尤其是晚古生代)仍然存在两种截然不同的认识:一种认为紧邻博格达山的哈尔里克地区(图1a)发育大量晚古生代钙碱性系列火山岩、火山碎屑岩建造(刘亮等, 2017; 李江涛等, 2017),构造上属于北天山洋盆向北俯冲形成的晚古生代岩浆弧(Coleman, 1989; 方国庆, 1993; 马瑞士等, 1997)或弧后盆地(李锦轶, 2004; 张传恒等, 2005; 孙桂华等, 2007);另一种观点认为博格达造山带古生代属裂谷环境,裂谷开启于早石炭世,经历了早石炭世的沉降和火山活动之后,于晚石炭世(夏林圻等, 2006; 崔方磊等, 2015a, 2015b)或早二叠世(汪晓伟等, 2015a)发生闭合,并迅速走向衰亡。而博格达裂谷东、西两段的闭合时限及过程又存在显著差异,东段的闭合早于西段(王金荣等, 2008; 汪晓伟等, 2015b; 孙吉明等, 2018)。对于裂谷的成因机制,有地幔柱诱发成因说(夏林圻等, 2006),亦有认为是与古亚洲洋在石炭纪时向东南准噶尔-吐哈地块斜向俯冲引起的弧后撕裂有关(顾连兴等, 2001a, 2001b; 王银喜等, 2006; 崔方磊等, 2015b)。新疆东天山甘河子一带1:5万四幅区域地质矿产调查成果(江辉等, 2018)^①表明广泛分布的上石炭统柳树沟组(C_2l)是一套由玄武岩和流纹岩组成的双峰式火山岩系。已有研究表明,双峰式火山岩及其相关的侵入体岩石组合多形成于特定的裂谷构造环境中(Bonin, 2004; 汪晓伟等, 2015b, 2015c)。通过对上石炭统柳树沟组双峰式火山岩的研究,可以约束

博格达地区晚古生代构造环境,为进一步研究博格达造山带乃至中亚造山带的构造演化提供新的线索和依据。

1 地质背景及岩石学特征

1.1 地质背景

研究区位于新疆甘河子地区博格达主峰南侧一带(图1a),区内地层属北疆地层区南准噶尔北天山地层分区博格达地层小区,出露地层为上石炭统柳树沟组(C_2l)、祁家沟组(C_2qj)以及第四系(图1b)。祁家沟组(C_2qj)主要为陆源碎屑岩,局部夹有少量凝灰岩,未见顶。柳树沟组(C_2l)主体由火山岩、火山碎屑岩组成,厚1403 m,上部主要发育基性和酸性熔岩,主要为灰-灰绿色玄武岩(图2)、流纹岩、细碧岩,玄武岩与流纹岩呈不等厚互层出现,厚750~900 m,两者比例约为3~5:1,具双峰式火山岩特征。中部以爆发相的凝灰岩为主,下部以沉积岩为主,为粉砂岩、泥岩夹沉凝灰岩,局部有灰岩团块或透镜体,灰岩中含大量的珊瑚、双壳及腕足化石。柳树沟组火山岩岩石类型较为齐全,包含火山熔岩和火山碎屑岩,以溢流相(流纹岩、玄武岩)→爆发相(火山碎屑岩)→爆发-沉积相(凝灰岩、凝灰质砂岩、泥岩)的韵律,展示出一个较为完整的火山喷发旋回(李江涛等, 2018)。柳树沟组与其上覆地层祁家沟组为平行不整合接触(图1)。

1.2 岩石矿物学特征

玄武岩:呈灰黑色,岩石具斑状结构,基质(25%±)具间粒结构(图2、图3a)、块状构造。斑晶由斜长石和普通辉石组成,粒径介于0.2 mm×1.0 mm~0.5 mm×1.5 mm之间;斜长石(15%±)呈板状,可见聚片双晶,多呈灰色,环带构造发育;辉石(10%±)以单斜辉石为主,呈半自形的板柱状颗粒。

① 江 辉,等. 2018. 新疆东天山甘河子一带1:5万四幅区域地质矿产调查报告.

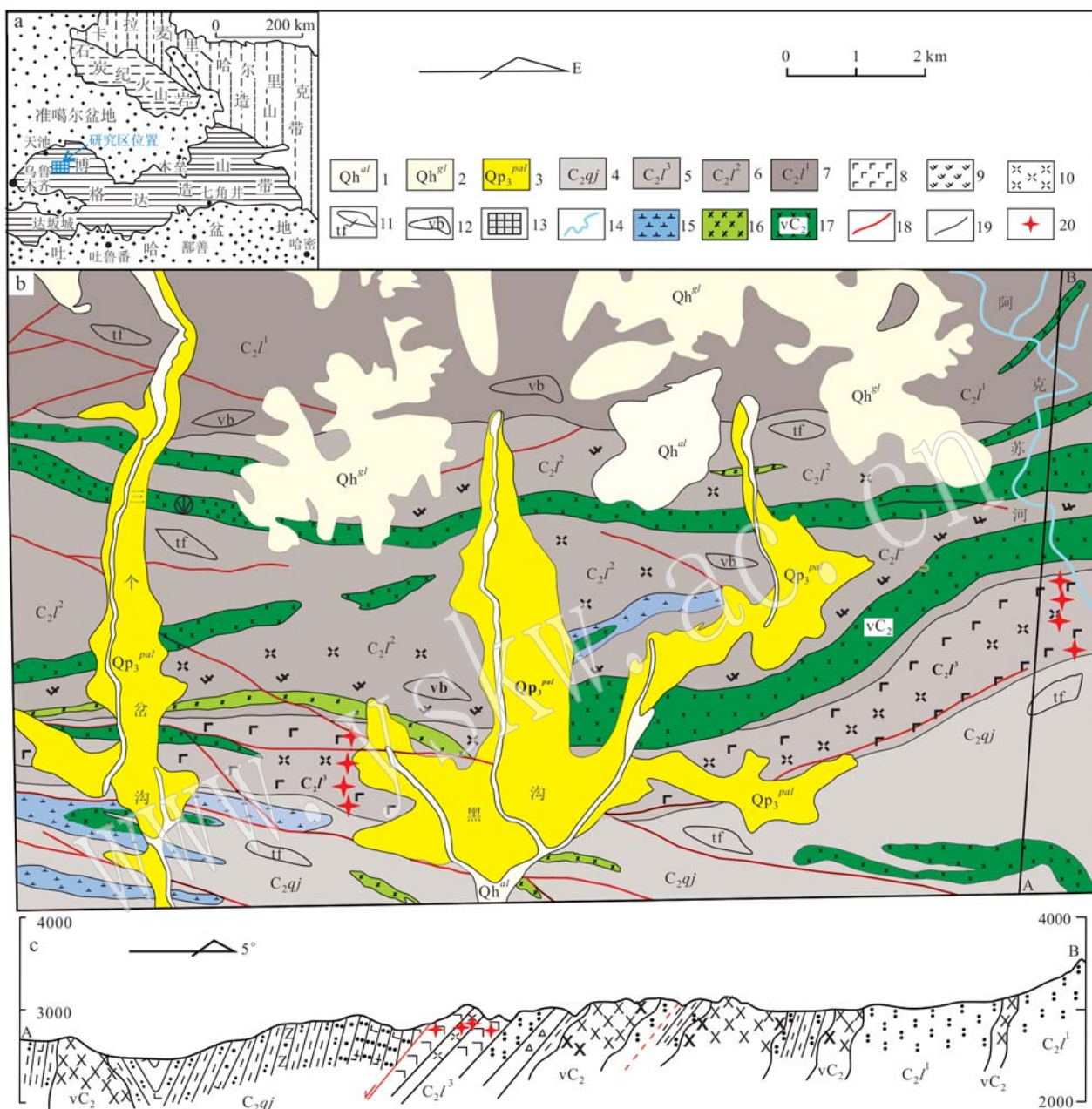


图1 博格达造山带区域构造位置图(a)、研究区地质简图(b)及剖面图(c)

Fig. 1 Structural site map (a), simplified geological map of the study area (b) and geological section (c) in the Bogda orogenic belt

- 1—冲积物; 2—冰碛物; 3—冲洪积物; 4—祁家沟组; 5—柳树沟组三段; 6—柳树沟组二段; 7—柳树沟组一段; 8—玄武岩; 9—英安岩; 10—流纹岩; 11—凝灰岩; 12—火山角砾岩; 13—研究区范围; 14—阿克苏河; 15—闪长岩类; 16—辉绿岩; 17—辉长岩; 18—断裂; 19—地质界线; 20—样品位置
- 1—alluvium; 2—moraine; 3—alluvial proluvial; 4—Qijiagou Formation; 5—3rd Member of Liushugou Formation; 6—2nd Member of Liushugou Formation; 7—1st Member of Liushugou Formation; 8—basalt; 9—dacite; 10—rhyolite; 11—tuff; 12—volcanic breccia; 13—study area; 14—Aksu River; 15—diiorite; 16—diabase; 17—gabbro; 18—fault; 19—geological boundary; 20—sample location

基质(75% ±)为间粒结构,由粒径为0.02 mm × 0.50 mm ~ 0.02 mm × 1.50 mm左右的斜长石微晶和辉石、磁铁矿等小颗粒组成,辉石和磁铁矿充填于斜长石间隙中。后期发生显著蚀变,镁铁质等暗色

矿物普遍绿泥石化,斜长石具黏土化、钠黝帘石化。岩石具气孔杏仁状构造,形态不规则,大小为0.3 ~ 1.5 mm,充填石英、绿泥石、方解石等。

细碧岩呈灰绿色,岩石具斑状结构,杏仁状构造,



图2 柳树沟组枕状玄武岩野外照片

Fig. 2 Pillow Basalt of Liushugou formation

块状构造。斑晶由斜长石组成,呈灰白色,粒径介于 $0.10\text{ mm} \times 0.60\text{ mm} \sim 0.30\text{ mm} \times 1.00\text{ mm}$ 之间,可见中空骸晶结构,部分两端不规则,边缘呈锯齿状,孔中充填隐晶质,可见聚片双晶;基质具间粒-间隐结构,由斜长石、单斜辉石、玻璃质等组成(图3b)。基质斜长石呈无色,板条状,近于平行消光,可见聚片双晶,粒径一般 $\leq 0.03\text{ mm} \times 0.30\text{ mm}$,杂乱排列,部分因钠黝帘石化而显灰色浑浊状;单斜辉石呈显微粒状,充填状分布于斜长石间或与斜长石共生呈隐束状,粒径 $\leq 0.10\text{ mm}$,不均匀分布;玻璃质呈灰色,半透明,具隐束-隐晶结构,局部可见纤维质斜长

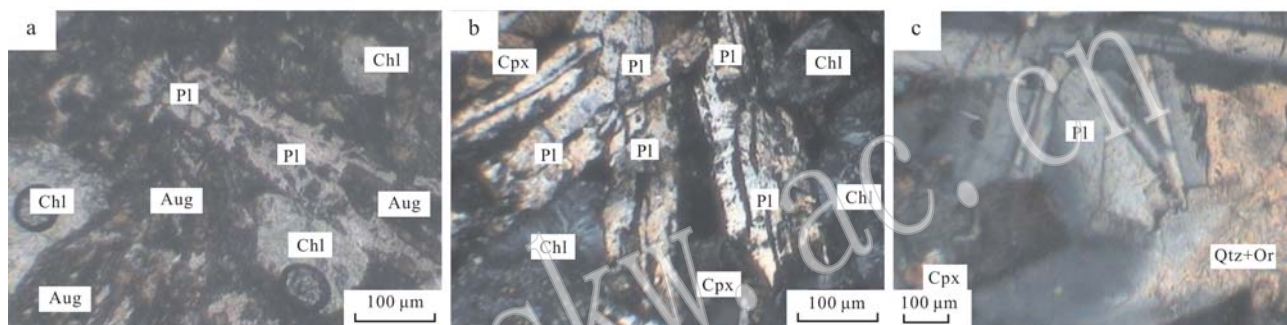


图3 研究区火山岩镜下显微照片(正交偏光)

Fig. 3 Microscopic photos of volcanic rocks in the study area (cross polarized light)

a—玄武岩; b—细碧岩; c—流纹岩; Qtz—石英; Pl—斜长石; Chl—绿泥石; Aug—普通辉石; Or—正长石
a—basalt; b—spilitite; c—rhyolite; Qtz—quartz; Pl—plagioclase; Chl—chlorite; Aug—augite; Or—orthoclase

石及隐晶质束状集合体;金属矿物呈隐晶-纤维状,粒径 $\leq 0.01\text{ mm} \times 0.15\text{ mm}$,杂乱排列,分布于隐晶-隐束状长石及辉石间。杏仁呈次圆状或不规则状,大小 $0.10 \sim 4.00\text{ mm}$,不均匀分布,多充填石英、葡萄石、绿帘石、绿纤石、绿泥石等。

流纹岩呈灰白色、灰色,具斑状结构,块状构造。斑晶($15\% \pm$)成分主要为斜长石和石英,粒径多介于 $0.5 \sim 1.0\text{ mm}$ 之间,其中斜长石呈半自形板片状,发育聚片双晶(图3c);石英呈它形粒状,多被溶蚀,见波状消光,具有一定的定向排列特征。基质($85\% \pm$)为霏细、包含霏细结构,多为霏细状长英质集合体组成($75\% \pm$),次为微粒状石英,另含少量纤片状、纤维状蚀变绢云母,发育绿泥石化和绢云母化次级蚀变。

2 样品分析

本文选取了博格达峰南侧黑沟、泉泉沟一带柳树沟组地层(C_2l)剖面上具代表性的8件火山岩样品进行岩石地球化学分析,其中玄武岩(LSG-38、39、40、47)和流纹岩(LSG-43、45、51、54)各4件。样品

粉碎至200目以上后对主量、微量元素以及稀土元素进行测试。分析测试单位为西南冶金地质测试中心国家重点实验室。主量元素FeO和LOI分析采用标准湿化法,其它元素由Axios型荧光光谱仪(XRF)分析测试,并运用GBW07105和BCR-2标样监控,采用DZG20-02进行数据检查,执行GB/T14506.28-2010标准,分析精度和准确度优于5%。稀土、微量元素分析运用iCAP6300全谱仪、NexLON 300x ICP-MS、Axios X荧光仪等,采用等离子发射光谱法、X荧光法、质谱法分析测试,采用AGV-1、BHVO-1、BCR-1国际标样监控,数据的检查、校正由DZG20-02、DZG20-06完成,分析精度和准确度均优于10%。详细的数据处理和方法参见文献(Qi *et al.*, 2000)。

3 岩石地球化学特征

3.1 主量元素

研究区石炭纪火山岩 SiO_2 含量介于46.18%~46.56%和76.06%~76.25%之间(表1),呈现出基性和酸性两个端员,Daly成分间断明显,具典型的双

表1 火山岩主量元素($w_B/\%$)、微量及稀土元素($w_B/10^{-6}$)分析结果Table 1 Analytical results of major elements ($w_B/\%$), trace elements and rare earth elements ($w_B/10^{-6}$) in volcanic rocks

岩性样号	玄武岩				流纹岩			
	LSG-38	LSG-39	LSG-40	LSG-47	LSG-43	LSG-45	LSG-51	LSG-54
SiO ₂	46.53	46.56	46.27	46.18	76.10	76.06	76.21	76.25
TiO ₂	1.68	1.70	1.67	1.69	0.27	0.24	0.26	0.23
Al ₂ O ₃	16.63	16.24	16.49	16.61	10.27	10.31	10.38	10.40
Fe ₂ O ₃	1.85	1.46	2.03	1.98	2.58	2.76	2.68	2.71
FeO	7.86	8.17	7.89	7.85	2.47	2.48	2.31	2.16
MnO	0.15	0.16	0.18	0.14	0.03	0.04	0.02	0.03
MgO	9.09	8.87	9.35	9.57	0.15	0.13	0.14	0.16
CaO	9.75	10.32	9.34	9.35	0.19	0.16	0.18	0.15
Na ₂ O	2.27	2.61	2.27	2.28	1.83	1.80	1.98	1.84
K ₂ O	0.44	0.38	0.44	0.45	5.64	5.66	5.57	5.61
P ₂ O ₅	0.26	0.27	0.26	0.28	0.04	0.05	0.03	0.04
LOI	3.87	3.70	3.85	3.95	0.70	0.68	0.63	0.72
Total	100.38	100.44	100.04	100.33	100.27	100.37	100.39	100.30
Mg [#]	62.98	62.51	63.17	63.91	5.29	4.46	5.02	5.84
σ	2.08	2.51	2.25	2.34	1.69	1.68	1.72	1.67
Hy	13.92	5.00	14.89	13.63	2.40	2.28	1.99	1.84
DI	22.59	25.15	22.67	22.78	91.64	91.61	92.01	92.09
A/CNK	0.76	0.69	0.78	0.78	1.08	1.10	1.08	1.11
K ₂ O/P ₂ O ₅	1.69	1.41	1.69	1.61	141.00	113.20	185.67	140.25
K ₂ O/TiO ₂	0.26	0.22	0.26	0.27	20.89	23.58	21.42	24.39
Cr	301.48	177.56	245.85	159.44	7.49	5.98	7.35	6.93
Rb	5.54	4.79	6.21	5.62	184.28	174.49	174.39	183.20
Cs	0.98	0.52	1.34	1.38	3.31	2.97	3.71	2.94
Sr	253.41	287.58	277.24	255.39	60.49	61.54	66.43	64.38
Ba	72.28	47.86	118.61	86.04	206.37	190.84	194.81	213.04
Ni	131.20	128.86	144.32	127.80	4.70	4.97	4.30	3.94
Sc	31.25	35.46	35.78	33.87	0.69	0.67	0.97	1.27
Nb	5.49	4.23	5.57	5.65	31.77	36.73	29.37	27.49
Ta	0.38	0.28	0.37	0.37	1.80	2.09	1.74	1.64
Zr	219.24	91.28	156.41	164.84	997.24	983.01	949.34	947.32
Ti	1 007.16	1 019.15	1 001.17	1 013.16	161.87	143.88	155.87	137.89
Hf	7.48	4.97	6.84	5.97	38.74	39.78	25.97	19.87
U	0.08	0.13	0.17	0.16	0.78	0.81	0.84	0.88
Th	0.43	0.48	0.66	0.35	13.84	14.32	13.74	13.91
La	8.32	8.68	8.04	8.23	93.14	94.63	87.13	97.15
Ce	21.43	22.41	21.33	21.15	187.12	210.07	195.14	213.88
Pr	3.66	3.84	3.68	3.66	30.93	30.14	27.24	31.79
Nd	17.83	18.47	17.75	17.58	127.41	125.24	114.09	131.27
Sm	4.81	5.07	4.77	4.81	28.03	28.17	26.38	29.48
Eu	1.66	1.69	1.69	1.66	1.61	1.56	1.61	1.54
Gd	4.21	4.42	4.18	4.10	25.24	25.18	22.47	26.64
Tb	0.93	0.97	0.92	0.91	4.31	4.48	3.93	4.69
Dy	5.32	5.87	5.39	5.34	21.17	22.74	18.73	24.19
Ho	1.06	1.16	1.10	1.12	3.59	4.12	3.48	4.66
Er	2.89	3.10	2.84	2.84	9.24	10.46	8.49	12.43
Tm	0.54	0.56	0.47	0.53	1.55	1.72	1.43	2.17
Yb	3.11	3.47	3.07	3.14	9.47	11.14	9.23	13.46
Lu	0.43	0.51	0.44	0.47	1.31	1.56	1.37	1.91
Y	29.31	31.73	28.77	29.71	90.87	98.84	87.14	106.49
Σ REE	76.20	80.22	75.67	75.54	544.12	571.21	520.72	595.26
δ Eu	1.14	1.10	1.17	1.15	0.19	0.18	0.20	0.17
(La/Yb) _N	1.80	1.69	1.77	1.77	6.63	5.73	6.36	4.87
(La/Sm) _N	1.09	1.08	1.06	1.08	2.09	2.11	2.08	2.07
(Gd/Yb) _N	1.09	1.03	1.10	1.05	2.15	1.82	1.96	1.60
Zr/Y	7.48	2.88	5.44	5.55	10.97	9.95	10.89	8.90
Ta/Yb	0.122	0.081	0.121	0.118	0.190	0.188	0.189	0.122
Th/Yb	0.138	0.138	0.215	0.111	1.461	1.285	1.489	1.033
Rb/Sr	0.022	0.017	0.022	0.022	3.046	2.835	2.625	2.846
Zr/Nb	39.93	21.58	28.08	29.18	31.39	26.76	32.32	34.46
Ba/Sr	0.285	0.166	0.428	0.337	3.412	3.101	2.933	3.309
Dy/Yb	1.711	1.692	1.756	1.701	2.235	2.041	2.029	1.797
La/Nb	1.52	2.05	1.44	1.46	2.93	2.58	2.97	3.53

峰式火山岩组合(Daly, 1925),这与镜下岩石矿物学特征相吻合;全碱(Alk = $K_2O + Na_2O$)含量介于2.71%~2.99%和7.45%~7.55%之间,在火山岩全碱-硅(TAS)分类图(图4a)上均位于 Ir-Irvine 分

界线下,落入亚碱性系列的玄武岩、流纹岩区域,并进一步在 $K_2O - SiO_2$ 和 AFM 图解中(图4b、4c),被划分为拉斑系列岩石(TH)。

玄武岩 Na_2O 和 K_2O 含量分别为2.27%~

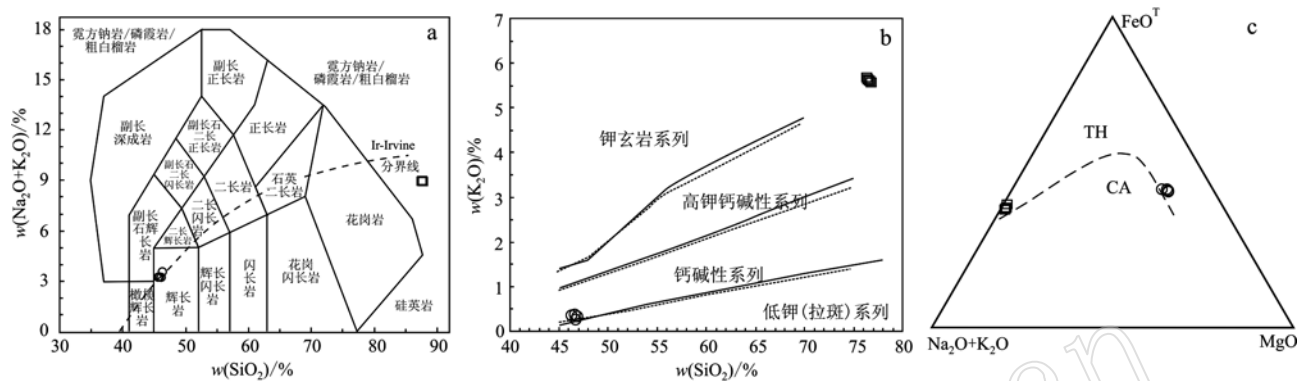


图4 研究区火山岩岩石 TAS 图解(a, 据 Le Bas *et al.*, 1986)、 $K_2O - SiO_2$ 图解(b, 据 Rickwood, 1989)

和 AFM 图解(c, 据 Irvine and Baragar, 1971)系列图解

Fig. 4 TAS diagram (a, after Le Bas *et al.*, 1986), $K_2O - SiO_2$ diagram (b, after Rickwood, 1989) and AFM diagram (c, after Irvine *et al.*, 1971) of volcanic rock series in the study area

○—玄武岩; □—流纹岩
○—basalt; □—rhyolite

2.61%和0.38%~0.45%, Na_2O/K_2O 值为5.07~6.87, 具富 Na 贫 K 特征; TiO_2 含量1.67%~1.70%, 高于正常洋中脊玄武岩(N-MORB)的 TiO_2 含量1.15%(Wilson, 1989); Al_2O_3 含量(16.24%~16.63%)、CaO 含量(9.34%~10.32%)和 MgO 含量均较高(8.87%~9.57%), $Mg^\#$ 值[$100 Mg/(Mg + Fe^{2+})$]为62.51~63.91, 略高于典型洋中脊玄武岩(MORB)的 $Mg^\#$ 值60(Rapp, 1997), 略低于判别原始岩浆的 $Mg^\#$ 值65(Wendland *et al.*, 1995), 暗示原始岩浆经历一定程度的结晶分异(夏林圻等, 2008); 同时, 玄武岩的 K_2O/P_2O_5 (1.41~1.69)和 K_2O/TiO_2 (0.22~0.27)值均较低且变化范围较小, 表明玄武岩原始岩浆经历了一定程度分异演化, 在此过程中发生了不强烈的地壳混染作用(汪晓伟等, 2015a)。

研究区流纹岩的 Na_2O 和 K_2O 含量分别为1.80%~1.98%和5.57%~5.66%, Na_2O/K_2O 值为0.32~0.36, 具富 K 贫 Na 特征; Al_2O_3 含量为10.27%~10.40%, CaO 含量为0.15%~0.19%, MgO 含量为0.13%~0.16%; 低的 TiO_2 含量(0.23%~0.27%)和 P_2O_5 含量(0.03%~0.05%)以及低的 $Mg^\#$ 值(4.46~5.84), 指示其为低 Ti、低 Mg 类流纹岩(Riley *et al.*, 2001)。 K_2O/P_2O_5 =

113.20~185.67, K_2O/TiO_2 = 20.89~24.39。此外, 流纹岩的分异指数(DI)明显高于玄武岩(22.59~25.15), 且大于90(91.61~92.09)(表1), 表明研究区流纹岩不是玄武岩分离结晶的产物。

3.2 稀土元素

研究区玄武岩稀土元素总量明显低于流纹岩稀土元素含量。玄武岩的 ΣREE 、LREE 和 HREE 的含量分别为 75.54×10^{-6} ~ 80.22×10^{-6} (均值 76.91×10^{-6})、 57.09×10^{-6} ~ 60.16×10^{-6} (均值 58.06×10^{-6})和 18.41×10^{-6} ~ 20.06×10^{-6} (均值为 18.85×10^{-6}), LREE/HREE 值介于3.00~3.12之间(均值3.08)。稀土元素球粒陨石标准化配分图显示, 玄武岩样品稀土元素分配模式极为一致(图5a), 为低缓略右倾的平行曲线簇, 相对于 HREE, LREE 具轻度富集, 各元素标化比值中, $(La/Yb)_N$ = 1.69~1.80 (均值1.76), $(La/Sm)_N$ = 1.06~1.09 (均值1.08), $(Gd/Yb)_N$ = 1.03~1.10 (均值为1.07), 指示轻重稀土元素之间和轻重稀土元素内部均不存在明显的分馏过程(Davids and Macdonald, 1987)。此外, 玄武岩的 Eu 异常均不明显, 具轻微的正异常(δEu = 1.10~1.17, 均值为1.14), 整体接近平坦型的配分模式, 与博格达造山带内石炭纪大陆裂谷玄武岩(汪晓伟等, 2015c)、中国大兴安岭南段晚中生

代大陆裂谷玄武岩(郭锋等, 2001)以及世界上典型的大陆裂谷玄武岩稀土元素配分模式极为相似(Condie, 1989)。上述特征表明研究区玄武岩岩浆可能来源于亏损的软流圈地幔或轻微富集的地幔, 其演化过程中斜长石的分离结晶或堆晶作用不明显(Eby, 1992)。

流纹岩的 Σ REE、LREE 和 HREE 含量分别为 $520.72 \times 10^{-6} \sim 595.26 \times 10^{-6}$ (均值 557.83×10^{-6})、 $451.59 \times 10^{-6} \sim 505.11 \times 10^{-6}$ (均值 478.69×10^{-6}) 和 $69.13 \times 10^{-6} \sim 90.15 \times 10^{-6}$ (均值 79.14×10^{-6})。高 LREE/HREE 值 ($5.60 \sim 6.53$, 均值 6.08)。稀土元素球粒陨石标准化配分图显示, 流纹

岩样品分配模式极为一致(图 5a), LREE 相对 HREE 富集, 各元素标准化比值分别为: $(\text{La/Yb})_N = 4.87 \sim 6.63$ (均值 5.90), $(\text{La/Sm})_N = 2.07 \sim 2.11$ (均值 2.09), $(\text{Gd/Yb})_N = 1.60 \sim 2.15$ (均值 1.88), 暗示轻重稀土元素之间有一定程度的分馏, 且轻重稀土元素内部亦存在较为明显的分馏过程(Geist *et al.*, 1995)。此外, 流纹岩的 Eu 异常均极为明显 ($\delta\text{Eu} = 0.17 \sim 0.20$, 均值 0.18), 具有右倾负斜率配分模式, 说明在岩浆演化过程中斜长石可能发生过显著的分离结晶作用或源区有斜长石矿物的残留, 其稀土元素分配型式与典型的地壳重熔型花岗岩(Winchester and Floyd, 1977)相似。

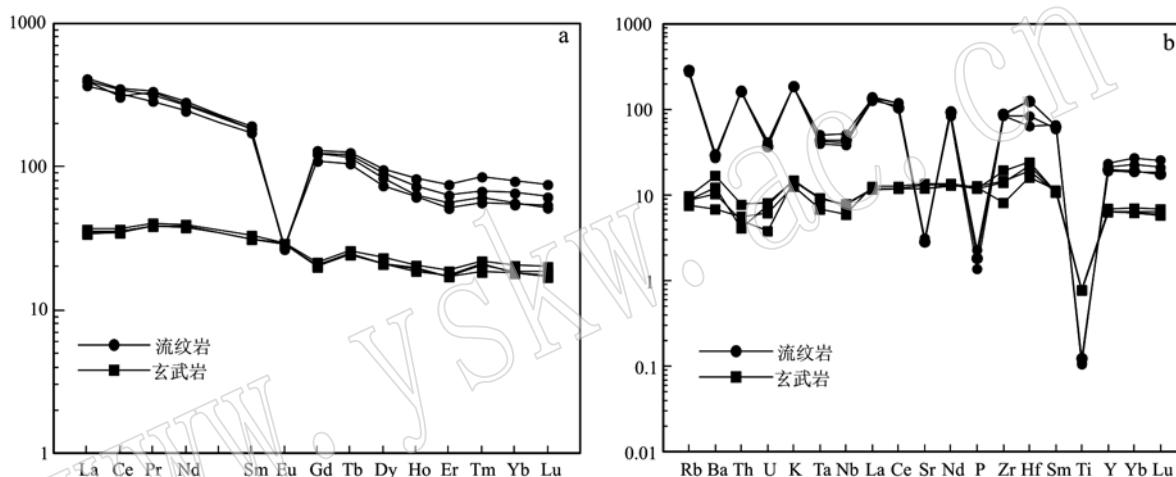


图5 火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分图(a)和原始地幔标准化图(b) (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)
Fig. 5 Chondrite normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized pattern (b) (normalized values after sun and McDonough, 1989)

3.3 微量元素

研究区玄武岩相容元素 Ni 含量为 $127.80 \times 10^{-6} \sim 144.32 \times 10^{-6}$ (均值 133.05×10^{-6}), Cr 含量 $159.44 \times 10^{-6} \sim 301.48 \times 10^{-6}$ (均值 221.08×10^{-6}), 均小于判别原始岩浆的 Ni (250.00×10^{-6}) 和 Cr (300.00×10^{-6}) 含量(Wendlandt *et al.*, 1995), 与主量元素中 $\text{Mg}^\#$ 值 ($62.51 \sim 63.91$) 小于判别原始岩浆的 $\text{Mg}^\#$ 值 65 (Wendlandt *et al.*, 1995) 结果吻合, 暗示玄武岩岩浆演化程度较高, 在早期演化过程中可能发生过辉石、橄榄石以及钛氧化物的分离结晶作用(夏林圻等, 2008)。此外, Ta/Yb 值为 $0.081 \sim 0.122$ (均值 0.110), Th/Yb 值为 $0.111 \sim 0.215$ (均值 0.151), Rb/Sr 值为 $0.017 \sim 0.022$ (均值 0.021), Zr/Nb 值为 $21.58 \sim 39.93$ (均值 29.69), Zr/Y 值为 $2.88 \sim 7.48$ (均值 5.34), 均显示玄武岩源自亏损地幔的板内玄武岩(Pearce, 1982; Condie, 1986, 1989)。

而流纹岩的 Rb/Sr 和 Ba/Sr 值分别为 $2.625 \sim 3.046$ (均值 2.838) 和 $2.933 \sim 3.412$ (均值 3.189), 与东非肯尼亚裂谷流纹岩以及博格达造山带东段伊齐—小红峡一带流纹岩(王金荣等, 2010)类似, 表明其成因与板内环境伸展构造体制下大陆地壳物质的部分熔融有关。

玄武岩以富集 Ba、Rb 等大离子亲石元素和不相容元素(P、K), 相对亏损 Ti、Ta、Nb 等高场强元素和不相容元素(U、Th)为特征(图 5b), 其中富集元素 Ba 和 Rb 的含量分别介于 $97.32 \times 10^{-6} \sim 390.90 \times 10^{-6}$ 和 $5.36 \times 10^{-6} \sim 14.05 \times 10^{-6}$ 之间, K 和 P 含量分别介于 $0.13 \times 10^{-6} \sim 0.58 \times 10^{-6}$ 和 $4.85 \times 10^{-6} \sim 13.41 \times 10^{-6}$ 之间; 亏损元素 Nb 和 Ta 的含量则分别介于 $1.54 \times 10^{-6} \sim 5.57 \times 10^{-6}$ 和 $0.10 \times 10^{-6} \sim 0.32 \times 10^{-6}$ 之间, Th 和 U 含量分别介于 $0.10 \times 10^{-6} \sim 0.32 \times 10^{-6}$ 和 $1.54 \times 10^{-6} \sim 5.57 \times 10^{-6}$ 之间。玄武

岩的 Ta、Nb 元素(呈现出 U 型槽)以及 Th 和 Ti 元素的亏损(呈现出 V 型谷),指示在玄武岩岩浆作用过程中,并没有俯冲流体的参与。研究区流纹岩与玄武岩的蛛网图完全不同(图 5b),流纹岩配分曲线表现为 Rb、Th、La、K、Ce、Zr、Sm、Hf 等元素富集,P、Ba、U、Ta、Sr、Ti 和 Nb 元素亏损,其中 Ba、Nb、U、Ta 元素呈现中等亏损,Sr、P、Ti 呈现明显亏损,具深的 V 型谷。富集元素 Th 和 Rb 的含量分别介于 $97.32 \times 10^{-6} \sim 390.90 \times 10^{-6}$ 和 $5.36 \times 10^{-6} \sim 14.05 \times 10^{-6}$ 之间,亏损元素 Nb 和 Ta 的含量则分别介于 $1.54 \times 10^{-6} \sim 5.57 \times 10^{-6}$ 和 $0.10 \times 10^{-6} \sim 0.32 \times 10^{-6}$ 之间。

4 年代学特征

研究区柳树沟组双峰式火山岩的完整火山喷发旋回中,零星见有薄层状的含生物碎屑(海百合茎)灰岩,指示其形成于浅海环境。蔡士赐(1999)在阜康三工河一带柳树沟组中发现了腕足类化石 *Choristites* sp.、*Squamularia* sp.、*Cliathyridina* sp.、*Dictyoclostus* cf. *taiyuanfuensis*、*Neospirifer* sp. 和腹足类化石 *Allorismia* cf. *Barringtoni*, 时代为晚石炭世早期。本次研究在柳树沟组灰岩透镜体中采集到的化石经中国科学院南京地质古生物研究所鉴定为双壳类 *Neosypricardina* cf. *subelegans*、*Heteropecten*? sp.、

Neocypricardina sp., 珊瑚类 *Bothrophyllum* sp. ?、*Syringopora* sp. 及珊瑚碎片,腕足类 *Chaiella tenuireticulata*、*Stenoscisma* sp.、*Orthoceras* sp.、*Choristites* cf. *rediculocus* A. Ivanov et E. Ivanov(图 6)。根据上述化石可确定柳树沟组时代为晚石炭世。此外,区域上该组还有腕足类 *Choristites* sp.、*Squamularia* sp.、*Cliathyridina* sp.、*Dictyoclostus* cf. *taiyuanfuensis*、*Neospirifer* sp. 和腹足类 *Allorismia* cf. *barringtoni* 等化石,地层时代划为晚石炭世。

近年来,随着高精度锆石 U-Pb 同位素测年技术的飞跃发展,博格达山地区主要地层获得了测年数据:王金荣等(2010)在博格达山东段北部的依齐-小红柳峡,获得大柳沟组中流纹岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 296 ± 2 Ma(晚石炭世);Chen 等(2011)在博格达白杨沟地区和七角井地区测得 2 个玄武岩锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 294.5 ± 3.6 Ma 和 295.8 ± 2.8 Ma, 3 个流纹岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 294.6 ± 2.0 Ma、 293.3 ± 1.7 Ma 和 293.6 ± 2.3 Ma;高景刚等(2014)获得柳树沟组石英角斑岩 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 314.9 ± 1.2 Ma, 时代略早于王银喜等(2007)和王金荣等(2010)测得的邻区流纹岩的 Rb-Sr 等时线年龄(分别为 306.7 ± 2.3 Ma 和 296 ± 2 Ma),也划分到晚石炭世;汪晓伟等(2015a)在博格达造山带东段芨芨台子地区获得流纹岩的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 312 ± 1 Ma, 属于晚石炭世。

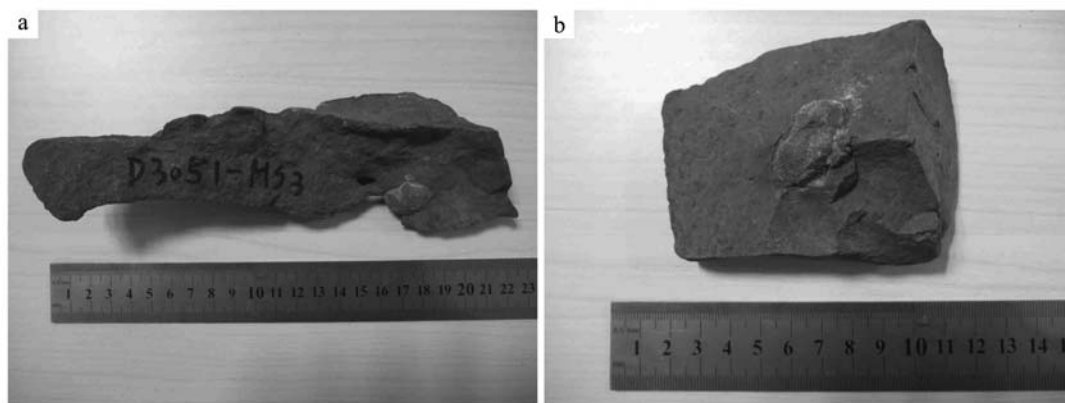


图 6 双壳类(a)和腕足类(b)化石照片

Fig. 6 Fossil photos of bivalves (a) and brachiopods (b)

5 岩石成因及构造意义

5.1 岩石成因

双峰式火山岩的玄武质岩浆通常来源于地幔

(陈根文等, 2015)。研究区玄武岩 Ni 平均含量为 133.05×10^{-6} , Cr 平均含量为 221.08×10^{-6} , $\text{Mg}^\#$ 值为 $62.51 \sim 63.91$, 分别低于判别原始岩浆的 Ni (250.00×10^{-6})、Cr (300.00×10^{-6}) 和 $\text{Mg}^\#$ 值(65)参数值(Wendland et al., 1995), 具有拉斑玄武岩特

征,指示玄武岩岩浆在早期演化过程当中可能发生辉石、橄榄石以及钛氧化物的分离结晶作用。另外,微量元素 Ta/Yb 值为 0.081 ~ 0.122 (均值 0.110), Th/Yb 值为 0.111 ~ 0.215 (均值 0.151), Rb/Sr 值为 0.017 ~ 0.022 (均值 0.021), Zr/Nb 值为 21.579 ~ 39.934 (均值 29.692), Zr/Y 值为 2.877 ~ 7.480 (均值 5.335), 均显示区内玄武岩具亏损地幔的板内玄武岩特征(夏林圻等, 2004), 与微量元素 Nb-Zr 图解(图 7a)判别吻合,显示岩石来源于亏损地幔的部分熔融(Condie, 1989)。已有研究显示,不同矿物相源区和部分熔融程度的玄武岩浆具有不同的 Dy/Yb 值: Dy/Yb > 2.5 时,在含石榴子石地幔源

区发生部分熔融;而 Dy/Yb < 1.5 时,则为尖晶石地幔源区(Miller *et al.*, 1999)。研究区玄武岩的 Dy/Yb 值介于 1.69 ~ 1.76 之间(均值为 1.71),处于尖晶石二辉橄榄岩熔融趋势线以上,石榴子石二辉橄榄岩熔融趋势线以下,部分熔融程度已经接近 20% (图 7b); 在 $(Yb/Sm)_p - (Tb/Yb)_p$ 判别图解中(图 8),柳树沟组双峰式火山岩接近熔融轨迹,数据与少量石榴石存在下部分熔融的贡献率为 2% ~ 7% 一致(Zhang *et al.*, 2006),暗示玄武岩可能是亏损尖晶石相橄榄岩向石榴石相橄榄岩过渡较高程度部分熔融的产物。

很多天山玄武质熔岩的微量元素原始地幔标准

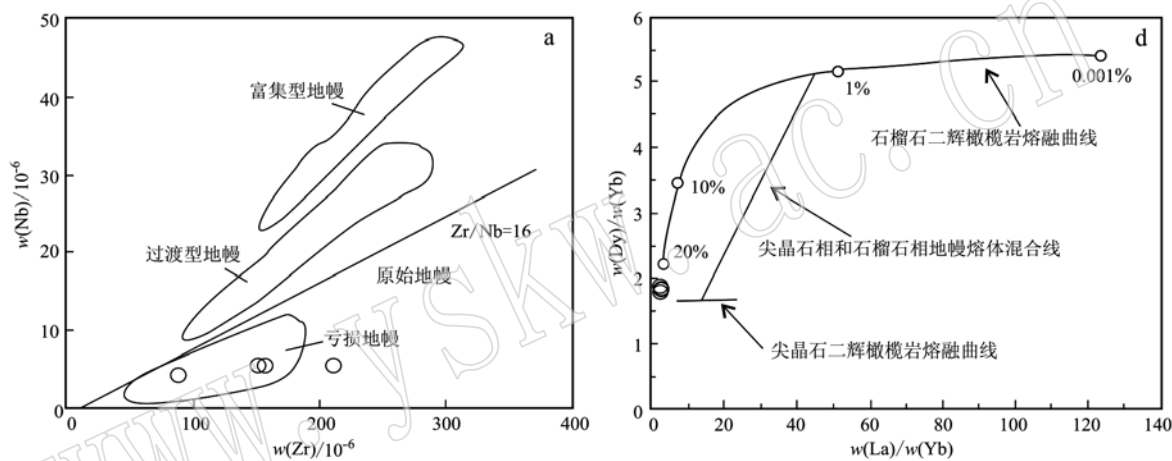


图 7 玄武岩岩石成因的 Nb-Zr 图解(a, Condie, 1989)和 Dy/Yb-La/Yb 图解(b, Miller, 1999)判别图解
Fig. 7 Nb-Zr diagram(a, after Condie, 1989) and genetic discrimination diagram (b, after Miller, 1999) of basalt

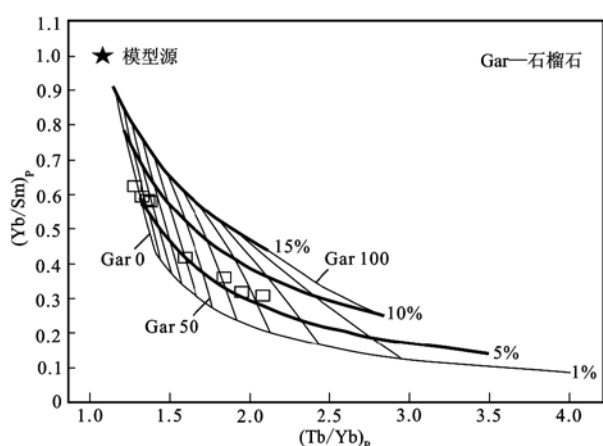


图 8 $(Yb/Sm)_p - (Tb/Yb)_p$ 判别图解
Fig. 8 $(Yb/Sm)_p - (Tb/Yb)_p$ discrimination diagram

化分配型式显示有负的 Nb、Ta 异常,指示在天山大火成岩省玄武岩的形成和演化过程中,除地幔柱组

分之外,还应当有其他的组分卷入,其他组分最有可能是来源于岩石圈(夏林圻等, 2006)。地壳岩石或其熔体中具有很低的 Ti 和较低的 Nb、Ta 含量,在受到地壳混染后,玄武岩就会具有低 TiO_2/Yb 值和高 Ba/Nb、La/Nb 值的特点(夏林圻等, 2006; 汪晓伟等, 2015a)。研究区玄武岩 La/Nb (1.44 ~ 2.50)、Ba/Nb (11.31 ~ 21.29) 和 Ba/La (5.51 ~ 14.75) 值均大于原始地幔和正常洋中脊玄武岩(N-MORB),指示其岩浆组分可能受到陆壳物质混染,导致其 Ta、Nb 元素(呈现出 U 型槽)以及 Th 和 Ti 元素的亏损(呈现出 V 型谷)(图 5b)。

研究区晚石炭世双峰式火山岩中,玄武岩的分布面积明显大于流纹岩,分布面积比例约为 3~5:1; SiO_2 含量介于 46.18% ~ 46.56% 和 76.06% ~ 76.25% 之间,呈现出基性和酸性两个端员,具有明显的 Daly 成分间断,且玄武岩 K_2O/P_2O_5 和

K_2O/TiO_2 值分别介于 1.41 ~ 1.69 和 0.22 ~ 0.27 之间,明显低于与其伴生的流纹岩 K_2O/P_2O_5 (113.20 ~ 185.67) 和 K_2O/TiO_2 (20.89 ~ 24.39) 值,表明两者源区性质明显不同,玄武岩来源于地幔,而流纹岩具典型的 A 型花岗岩的地球化学特征,属伸展拉张背景下岩浆作用的结果,类似于陆内裂谷流纹岩,流纹岩的源岩浆可能为热的地幔底辟体进入下地壳使其重熔而形成(王晓伟等, 2016)。此外,两者微量元素含量相差较大,玄武岩和流纹岩的 Rb/Sr 值分别为 0.017 ~ 0.022 (均值 0.021) 和 2.625 ~ 3.046 (均值 2.838),说明它们分别来源于幔源和壳源,其成因存在明显差异。流纹岩的稀土元素总量明显高于玄武岩,且 LREE 相对富集,具强烈的负 Eu 异常 ($\delta Eu = 0.17 \sim 0.20$),而玄武岩具轻微的正异常 ($\delta Eu = 1.10 \sim 1.17$)。典型的异源双峰式火山岩中流纹岩分布范围远大于玄武岩(孙吉明等, 2018),而研究区玄武岩和流纹岩呈不等厚间断产出,与博格达造山带东段七角井同源岩浆双峰式火山岩有明显不同(两者比例约为 1:7),但与博格达造山带东段的茈茈台子和萨尔乔克双峰式火山岩相似(汪晓伟等, 2015b, 2015c)。

5.2 构造意义

火山岩及其共生组合的分布受控于源岩的性质和构造环境,因而不同的大地构造背景对应不同的火山岩共生组合(汪晓伟等, 2015a)。利用元素地球化学特征来判别火山岩的形成环境的方法已较成

熟(Pearce and Cann, 1973; Macdonald, 1987; Davidson, 1996),尤其是 Nb、Ti、Y、Zr、REE 等惰性元素已成功运用于火山岩形成环境的判别(夏林圻等, 2007)。研究区玄武岩和流纹岩在空间上紧密伴生,为一套典型的双峰式火山岩组合。玄武岩具富 Na 贫 K 特征 ($Na_2O/K_2O = 5.07 \sim 6.87$), TiO_2 含量 1.67% ~ 1.70%, 高于正常洋中脊玄武岩(N-MORB)的 TiO_2 含量 1.15% (Wilson, 1989); 较高的 Al_2O_3 (16.24% ~ 16.63%) 和 CaO (9.34% ~ 10.32%) 以及 $Mg^\#$ 值 62.51 ~ 63.91, 岩浆成分具有裂谷演化中、晚期的特点,说明其原始岩浆经历了一定程度分异演化,且在演化过程中发生了地壳混染作用(图 9c),区别于大陆裂谷碱性玄武岩和洋脊玄武岩,类似于大陆裂谷拉斑玄武岩。

研究区流纹岩具低的 TiO_2 (0.23% ~ 0.27%) 和 P_2O_5 含量 (0.03% ~ 0.05%) 以及低的 $Mg^\#$ 值 (4.46 ~ 5.84), 指示其为低 Ti、低 Mg 类流纹岩(Riley *et al.*, 2001); K_2O/P_2O_5 (113.20 ~ 185.67) 和 K_2O/TiO_2 (20.89 ~ 24.39) 值表明流纹岩可能是厚度较薄的大陆下地壳基性物质的部分熔融产物(Condie, 1986; 郭锋等, 2001); 在 K_2O-SiO_2 图解中(图 4c)接近钾玄岩系列,暗示其形成于挤压到伸展转换环境(KCG),属壳幔混合成因(潘荣等, 2013; 刘震, 2015); 此外,流纹岩的分异指数(DI)大于 90 (91.61 ~ 92.09) (表 1), 指示其岩浆分异程度极高,源区存在有斜长石的残留(图 9c)。

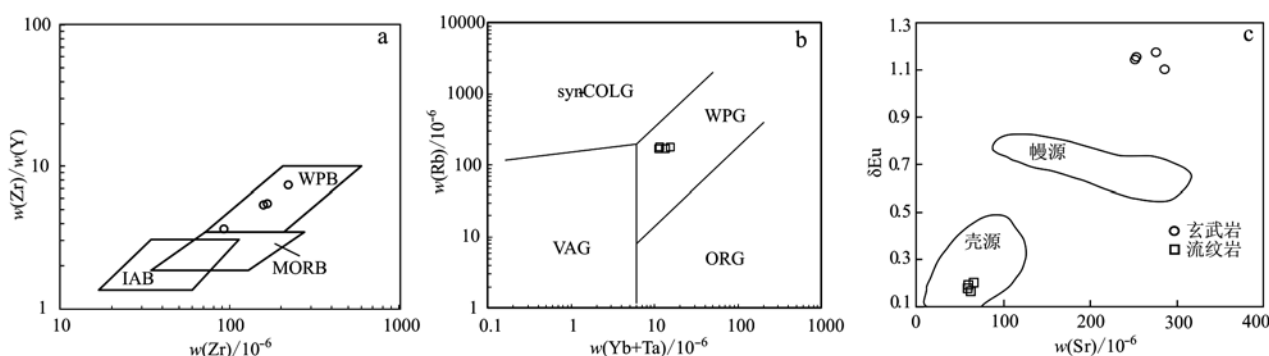


图 9 火山岩构造环境判别图解

Fig. 9 Discrimination diagram of volcanic tectonic environment

a—Zr/Y—Zr 图解(Pearce, 1982): WPB—板内玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩; IAB—火山弧玄武岩; b—Rb—(Yb+Ta)图解(Pearce *et al.*, 1984): WPG—板内花岗岩; ORG—洋中脊花岗岩; VAG—火山弧花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩; c— $\delta Eu-Sr$ 图解(据 Huo Yuhua, 1986)

a—Zr/Y—Zr diagram (after Pearce, 1982): WPB—within plate basalt; MORB—mid-ocean ridge basalt; IAB—volcanic arc basalt; b—Rb—(Yb+Ta) diagram (after Pearce *et al.*, 1984): WPG—within plate granite; ORG—ocean ridge granite; VAG—volcanic arc granite; Syn-COLG—syn-collisional granite; c— $\delta Eu-Sr$ diagram (after Huo Yuhua, 1986)

玄武岩 La/Nb (1.44 ~ 2.50)、 Ba/Nb (11.31 ~ 21.29) 和 Ba/La (5.51 ~ 14.75) 值均大于原始地幔和正常洋中脊玄武岩 (N-MORB), 指示其岩浆组分可能受到陆壳物质混染, 导致岩石可能出现 Ta、Nb 负异常 (图 5b), 易被误判为岛弧环境 (夏林圻等, 2007), 而 Y、Zr 等元素含量受地壳物质混染影响较小, 能较准确地反映玄武岩形成环境 (Pearce, 1982); 大陆玄武岩, 不管是否遭受地壳或岩石圈混染, 它们都具有较高的 Zr 含量 ($>70 \times 10^{-6}$) 和 Zr/Y 值 (>3) (夏林圻等, 2007)。研究区玄武岩 Zr 含量为 $91.28 \times 10^{-6} \sim 219.24 \times 10^{-6}$, Y 含量为 $28.77 \times 10^{-6} \sim 31.73 \times 10^{-6}$, Zr/Y 值为 2.88 ~ 7.48 (均值 5.34), 4 件玄武岩样品均落入板内玄武岩区域 (图 9a), 暗示其形成于板内环境, 与流纹岩判别结果 (板内花岗岩区) 吻合 (图 9b)。

研究区双峰式火山岩中存在大量流纹岩具有高铝、富含强不相容元素的特征, 并且研究区及周边晚古生代尚未发现大洋地壳和海沟沉积物、蛇绿混杂岩、双变质带和板块俯冲的其他证据, 研究区玄武岩 $\text{Zr} > 70 \times 10^{-6}$ 和 $\text{Zr}/\text{Y} > 3$, 这些均可以排除其形成于火山弧环境的可能 (夏林圻等, 2007)。综合上述特征, 可以认为研究区 (博格达造山带西段博格达峰一带) 在晚石炭世是以一个陆壳为基底的裂谷, 这不仅与博格达造山带东段的芨芨台子晚石炭世和萨尔乔克地区早石炭世双峰式火山岩构造背景研究一致, 也与博格达造山带东段石炭纪沉积层序的研究结果一致, 显示整个博格达造山带在石炭纪处于大陆裂谷构造环境及演化阶段。

6 结论

① 研究区博格达造山带西段博格达峰一带火山岩可明显分为基性和酸性两个端员, 其 SiO_2 含量介于 46.18% ~ 46.56% 和 76.06% ~ 76.25% 之间, Daly 成分间断明显, 具典型的双峰式火山岩组合, 结合研究区化石鉴定结果和区域测年资料, 认为该双峰式火山岩也形成于晚石炭世。

② 玄武岩 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5.07 \sim 6.87$, 具富 Na 贫 K 特征; TiO_2 (1.67% ~ 1.70%)、 Al_2O_3 (16.24% ~ 16.63%)、 CaO (9.34% ~ 10.32%) 和 MgO (8.87% ~ 9.57%) 含量均较高, $\text{Mg}^\#$ 值为 62.5 ~ 63.9; $\sum \text{REE} = 75.54 \times 10^{-6} \sim 80.22 \times 10^{-6}$, $\text{LREE}/\text{HREE} = 3.00 \sim 3.12$; LREE 相对 HREE 轻度富集。流纹岩

$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.32 \sim 0.36$, 为低 Ti、低 Mg 类流纹岩, $\sum \text{REE} = 520.72 \sim 595.26 \times 10^{-6}$, $\text{LREE}/\text{HREE} = 5.60 \sim 6.53$, LREE 相对 HREE 富集。

③ 玄武岩以富集 Ba、Rb 等大离子亲石元素 (LILE) 和不相容元素 (P、K), 相对亏损 Ti、Ta、Nb 等高场强元素 (HFSE) 和不相容元素 (U、Th) 为特征, Ta、Nb 元素呈现出 U 型槽, Th 和 Ti 元素亏损呈现出 V 型谷。流纹岩表现为 Rb、Th、K、La、Ce、Zr、Hf、Sm 等元素富集, Ba、U、Ta、Nb、Sr、P 和 Ti 元素亏损, 具深的 V 型谷。

④ 柳树沟组 (C_2I) 双峰式火山岩形成于大陆裂谷环境, 具有板内成因特征; 玄武岩可能为亏损尖晶石相地幔橄榄岩向石榴石相地幔橄榄岩过渡相对较高程度部分熔融的产物, 受到地壳物质混染; 流纹岩可能为地壳物质重熔的产物, 具典型的 A 型花岗岩的地球化学特征, 类似于陆内裂谷流纹岩。这些认识为进一步研究晚古生代博格达地区构造格局及演化历史提供了新的线索和依据。

References

- Bonin B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources: A Review [J]. *Lithos*, 78: 1 ~ 24.
- Cai Tuci. 1999. *Lithostratigraphy in Xinjiang Uygur Autonomous Region* [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1 ~ 420 (in Chinese with English abstract).
- Chen Genwen, Deng Teng, Liu Rui, *et al.* 2015. Geochemical study of bimodal volcanic rocks of the permian Thardetao formation in Awulale area, Western Tianshan Mountains [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31 (1): 105 ~ 118 (in Chinese with English abstract).
- Chen X, Shu L and Santosh M. 2011. Late Paleozoic post-collisional magmatism in the Eastern Tianshan belt, northwest China: New insights from geochemistry, geochronology and petrology of bimodal volcanic rocks [J]. *Lithos*, 127 (3 ~ 4): 581 ~ 598.
- Coleman R G. 1989. Continental growth of north west China [J]. *Tectonics*, 8 (1): 621 ~ 635.
- Condie K C. 1986. Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the Southern United states [J]. *Journal of Geology*, 94: 845 ~ 864.
- Condie K C. 1989. *Plate Tectonics and Crustal Evolution* [M]. London: Oxford Pergamon Press, 476.
- Cui Fanglei, Wang Xiaowei, Xu Xueyi, *et al.* 2015a. Geochronology and petrogenesis of diabase vein in Qijiaoqing Balikun area, Eastern Tianshan [J]. *Northwest Geology*, (2): 43 ~ 56 (in Chinese with English abstract).

- abstract).
- Cui Fanglei, Xu Xueyi, Ma Zhongping, *et al.* 2015b. The establishment, genesis and geological significance of Devonian Volcanic Rocks in the northeast of Bogda, Eastern Tianshan[J]. *Journal of Geology*, 89 (8): 1 402 ~ 1 416 (in Chinese with English abstract).
- Daly R A. 1925. The geology of Ascension Island[J]. *Proc Amer. Acad Arts Sci.*, 60(1/14): 3 ~ 123.
- Davids G R and Macdonald R. 1987. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: Combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints[J]. *Journal of Petrology*, 28 (6): 1 009 ~ 1 031.
- Davidson J P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism[J]. *Geophysical Monograph Series*, 96: 251 ~ 262.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications[J]. *The Journal of Geology*, 20(7): 641 ~ 644.
- Fang Guoqing. 1993. Sedimentological evidence of Late Palaeozoic Bogda Island Arc[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, (3): 31 ~ 36 (in Chinese with English abstract).
- Gao Jinggang, Li Wenyuan, Liu Jianchao, *et al.* 2014. Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Hf isotope of late carboniferous rift volcanic rocks in sepekou area, eastern margin of Bogda, Xinjiang [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30 (12): 3 539 ~ 3 552 (in Chinese with English abstract).
- Geist D, Howard K A and Larson P. 1995. The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: The basalt-rhyolite association at Volcan Alcedo, Galapagos Archipelago[J]. *Journal of Petrology*, 36: 965 ~ 982.
- Gu Lianxing, Hu Shouxi, Yu Chunshui, *et al.* 2001a. Intrusive activities in the compressional extensional structural transition period of Bogda intracontinental collision orogenic belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17(2): 187 ~ 198 (in Chinese with English abstract).
- Gu Lianxing, Hu Shouxi, Yu Chunshui, *et al.* 2001b. On the formation and evolution of Bogda subduction and tear type rift[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17 (4): 585 ~ 597 (in Chinese with English abstract).
- Guo Feng, Fan Weiming, Wang Yuejun, *et al.* 2001. Late Mesozoic Bimodal volcanism in southern Daxinganling[J]. *Acta petrologica Sinica*, 17 (1): 161 ~ 168 (in Chinese with English abstract).
- Huo Yuhua. 1986. Tectonic environment of Mesozoic volcanic rocks in the coastal areas of SE China[J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, (3): 3 ~ 13.
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks[J]. *Canadian Journal of Earth Science*, 8(5): 523 ~ 548.
- Le Bas M J, Le Maitre, Streckeisen A, *et al.* 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram[J]. *Journal of Petrology*, 27(3): 745 ~ 750.
- Li Jiangtao, He Xuefeng, Liu Liang, *et al.* 2017. Structural attributes of Ordovician in Harlik, Eastern Tianshan, Xinjiang: Constraints from LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and geochemistry of volcanic rocks[J]. *Modern Geology*, 31 (3): 460 ~ 473 (in Chinese with English abstract).
- Li Jiangtao, Hou Kejun, He Xuefeng, *et al.* 2018. U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic significance of basic intrusive rocks in the western part of Bogda orogenic belt, Eastern Tianshan, Xinjiang[J]. *Geological Science and Technology Information*, 37 (1): 96 ~ 107 (in Chinese with English abstract).
- Li Jinyi. 2004. Late Neoproterozoic and Mesozoic tectonic framework and evolution in eastern Xinjiang[J]. *Geological Review*, 50 (3): 304 ~ 322 (in Chinese with English abstract).
- Li Jinyi, He Guoqi, Xu Xin, *et al.* 2006. A preliminary study on the crustal tectonic framework and its formation process in the northern and adjacent areas of Xinjiang[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80 (1): 148 ~ 168 (in Chinese with English abstract).
- Liu Liang, He Xuefeng, Li Jiangtao, *et al.* 2017. Petrogenesis and tectonic significance of tianshengquan rock mass in Qincheng, Harlik mountain, Eastern Xinjiang[J]. *Geological Science and Technology Information*, 36(2): 86 ~ 96 (in Chinese with English abstract).
- Liu Zhen. 2015. Discrimination, genesis and tectonic environment of potassic rocks[J]. *Energy Research and Management*, (3): 49 ~ 52 (in Chinese with English abstract).
- Ma Ruishi, Shu Liangshu and Sun Jiaqi. 1997. Tectonic Evolution and Mineralization of the Eastern Tianshan Mountains[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1 ~ 202 (in Chinese with English abstract).
- Macdonald R. 1987. The 1875 eruption of Askja Volcano, Iceland: Combined fractional crystallization and selective contamination in the generation of rhyolitic magma[J]. *Mineralogical Magazine*, 51(360): 183 ~ 202.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, *et al.* 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[J]. *Journal of Petrology*, 40: 1 399 ~ 1 424.
- Pan Rong, Zhu Xiaomin, Su Chunqian, *et al.* 2013. Determination and geochemical characteristics of potassic basanite Series in Meifeng Formation of Cretaceous in northern Yichun City, Heilongjiang Province [J]. *Journal of University Geology*, (2): 316 ~ 326 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[A]. Thorps R S. Andesites[C]. New York: John Wiley and Sons, 525 ~ 548.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks

- determined using trace element analyses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290 ~ 300.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic Rocks[J]. *Journal of Petrology*, 25(4): 956 ~ 983.
- Qi L, Hu J and Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Talanta*, 51(3): 507 ~ 513.
- Rapp R P. 1997. Heterogeneous source regions for Archean granitoids [A]. Wit M J and Ashwal L D. *Green Ston Belts*[C]. Oxford University Press, 35 ~ 37.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *lithos*, 22(4): 247 ~ 263.
- Riley T R, Leat P T, Pankhurst R J, *et al.* 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting[J]. *Journal of Petrology*, 42(6): 1 052 ~ 1 065.
- Sun Guihua, Li Jinyi, Zhu Zhixin, *et al.* 2007. Zircon SHRIMP U-Pb dating of Carboniferous sandstone clasts at the southern foot of the Harlik mountain in eastern Xinjiang and its geological significance [J]. *Chinese Geology*, 34 (5): 778 ~ 789.
- Sun Jiming, Bai Jianke, Zhu Xiaohui, *et al.* 2018. Geochemical characteristics and tectonic setting of Pillow Basalt in Qijiaojing formation in the eastern part of Bogda orogenic belt, Eastern Tianshan[J]. *Journal of Geology*, 92 (3): 520 ~ 530.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins*[C]. Geological Society London Special Publications, 42(1): 313 ~ 345.
- Wang Jinrong, Li Taide, Tian Liping, *et al.* 2010. Late Paleozoic tectono magmatic evolution process in Bogda orogenic belt, Xinjiang: Evidence of volcanic rock association and geochemistry[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 26 (4): 1 103 ~ 1 115 (in Chinese with English abstract).
- Wang Jinrong, Wang Shuangshuang, Wu Chunjun, *et al.* 2008. Geochemical characteristics and tectonic significance of Early Devonian basalts in the eastern part of the Bogda orogenic belt, Xinjiang[J]. *Bulletin of Mineral Petrochemistry*, 27 (z1): 280 ~ 281 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xiaowei, Cui Fanglei, Sun Jiming, *et al.* 2015a. Geochemical characteristics and geological significance of Early Permian bimodal volcanic rocks in Jijitaizi area, eastern part of Bogda orogenic belt[J]. *Northwest Geology*, 48(4): 100 ~ 114 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xiaowei, Xu Xueyi, Ma Zhongping, *et al.* 2015b. Geochemical characteristics and geological significance of Early Carboniferous bimodal volcanic rocks in salchok area, eastern part of Bogda orogenic belt[J]. *Geological Science and Technology Information*, 34 (3): 58 ~ 70 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xiaowei, Xu Xueyi, Ma Zhongping, *et al.* 2015c. Geochemical characteristics and geological significance of Late Carboniferous bimodal volcanic rocks in Jijitaizi area, eastern part of Bogda orogenic belt[J]. *Chinese Geology*, 42 (3): 553 ~ 569 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xiaowei, Yang Chunxia, Wang Qihang, *et al.* 2016. Geochemical characteristics of carboniferous bimodal volcanic rocks in Shibanshan, Beishan and its tectonic significance[J]. *Northwestern Geology*, 49 (2): 25 ~ 33 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yinxi, Gu Lianxing, Zhang Zunzhong, *et al.* 2006. Geochronology and Nd-Sr-Pb isotopic geochemical characteristics of bimodal volcanic rocks in Bogda rift[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22 (3): 1 215 ~ 1 224 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yinxi, Gu Lianxing, Zhang Zunzhong, *et al.* 2007. Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of rhyolites from the late carboniferous Dashitou group in the eastern Tianshan Mountains[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(7): 1 749 ~ 1 755 (in Chinese with English abstract).
- Wendlandt R F, Altherr R, Neumann E R, *et al.* 1995. Petrology, geochemistry, isotopes[A]. Olsen K H. *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics*[C]. Elsevier, 47 ~ 60.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*[M]. London: Unwin Hyman, 1 ~ 464.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 20: 325 ~ 347.
- Xia Linqi, Li Xiangmin, Xia Zuchun, *et al.* 2006. Rift volcanism and mantle plume in Carboniferous Permian igneous province, Tianshan[J]. *Northwest Geology*, 39 (1): 1 ~ 49 (in Chinese with English abstract).
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi, *et al.* 2004. Carboniferous Tianshan igneous megaprovince and mantle plume[J]. *Geol. Bull. Chin.*, 23 (9 ~ 10): 903 ~ 910 (in Chinese with English abstract).
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi, *et al.* 2007. The discrimination between continental basalt and island arc basalt based on geochemical method[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 26 (1): 77 ~ 89 (in Chinese with English abstract).
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi, *et al.* 2008. Petrogenesis of Carboniferous Early Permian rift volcanic rocks in Tianshan and its adjacent areas[J]. *Northwest Geology*, 41 (4): 1 ~ 68 (in Chinese with English abstract).
- Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, *et al.* 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia[J]. *American Journal of Science*, 304 (4): 370 ~ 395.
- Zhang Chuanheng, Liu Dianbo, Zhang Chuanlin, *et al.* 2005. Stratigraphic calibration of the initial uplift time of Bogda mountain in Xin-

- jiang[J]. *Geoscience Frontiers*, 12(1): 294~302 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, *et al.* 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China[J]. *Journal of Petrology*, 47(10): 1 997~2 019.
- ### 附中文参考文献
- 蔡士赐. 1999. 新疆维吾尔自治区岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~420.
- 陈根文, 邓 腾, 刘 睿, 等. 2015. 西天山阿吾拉勒地区二叠系塔尔得套组双峰式火山岩地球化学研究[J]. *岩石学报*, 31(1): 105~118.
- 崔方磊, 汪晓伟, 徐学义, 等. 2015a. 东天山七角井-巴里坤地区辉绿岩脉年代学及岩石成因[J]. *西北地质*, (2): 43~56.
- 崔方磊, 徐学义, 马中平, 等. 2015b. 东天山博格达东北部泥盆纪火山岩的确立、成因及其地质意义[J]. *地质学报*, 89(8): 1 402~1 416.
- 方国庆. 1993. 博格达晚古生代岛弧的沉积岩石学证据[J]. *沉积学报*, (3): 31~36.
- 高景刚, 李文渊, 刘建朝, 等. 2014. 新疆博格达东缘色皮口地区晚石炭世裂谷火山岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素研究[J]. *岩石学报*, 30(12): 3 539~3 552.
- 顾连兴, 胡受奚, 于春水, 等. 2001a. 博格达陆内碰撞造山带挤压-拉张构造转折期的侵入活动[J]. *岩石学报*, 17(2): 187~198.
- 顾连兴, 胡受奚, 于春水, 等. 2001b. 论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化[J]. *岩石学报*, 17(4): 585~597.
- 郭 锋, 范蔚若, 王岳军, 等. 2001. 大兴安岭南段晚中生代双峰式火山作用[J]. *岩石学报*, 17(1): 161~168.
- 李江涛, 何学锋, 刘 亮, 等. 2017. 新疆东天山哈尔里克奥陶纪的构造属性: 来自火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学与地球化学的制约[J]. *现代地质*, 31(3): 460~473.
- 李江涛, 侯可军, 何学锋, 等. 2018. 新疆东天山博格达造山带西段基性侵入岩的 U-Pb 年代学、地球化学及其构造意义[J]. *地质科技情报*, 37(1): 96~107.
- 李锦轶. 2004. 新疆东部新元古代晚期和中生代构造格局及其演变[J]. *地质论评*, 50(3): 304~322.
- 李锦轶, 何国琦, 徐 新, 等. 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[J]. *地质学报*, 80(1): 148~168.
- 刘 亮, 何学锋, 李江涛, 等. 2017. 新疆东部哈尔里克山沁城天生圈岩体岩石成因及其构造意义[J]. *地质科技情报*, 36(2): 86~96.
- 刘 震. 2015. 钾玄质岩石的判别、成因及构造环境[J]. *能源研究与管理*, (03): 49~52.
- 马瑞士, 舒良树, 孙家齐. 1997. 东天山构造演化与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1~202.
- 潘 荣, 朱筱敏, 苏春乾, 等. 2013. 黑龙江伊春市北部白垩系美丰组钾玄岩系列的厘定及地球化学特征[J]. *高校地质学报*, (2): 316~326.
- 孙桂华, 李锦轶, 朱志新, 等. 2007. 新疆东部哈尔里克山南麓石炭纪砂岩碎屑锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. *中国地质*, 34(5): 778~789.
- 孙吉明, 白建科, 朱小辉, 等. 2018. 东天山博格达造山带东段七角井组枕状玄武岩地球化学特征及构造背景探讨[J]. *地质学报*, 92(3): 520~530.
- 汪晓伟, 崔方磊, 孙吉明, 等. 2015a. 博格达造山带东段芨芨台子地区早二叠世双峰式火山岩地球化学特征及其地质意义[J]. *西北地质*, 48(4): 100~114.
- 汪晓伟, 徐学义, 马中平, 等. 2015b. 博格达造山带东段萨尔乔克地区早石炭世双峰式火山岩地球化学特征及其地质意义[J]. *地质科技情报*, 34(3): 58~70.
- 汪晓伟, 徐学义, 马中平, 等. 2015c. 博格达造山带东段芨芨台子地区晚石炭世双峰式火山岩地球化学特征及其地质意义[J]. *中国地质*, 42(3): 553~569.
- 王晓伟, 杨春霞, 王启航, 等. 2016. 北山石板泉一带石炭纪双峰式火山岩地球化学特征及构造意义[J]. *西北地质*, 49(2): 25~33.
- 王金荣, 李泰德, 田黎萍, 等. 2010. 新疆博格达造山带晚古生代构造-岩浆演化过程: 火山岩组合及地球化学证据[J]. *岩石学报*, 26(4): 1 103~1 115.
- 王金荣, 汪双双, 吴春俊, 等. 2008. 新疆博格达造山带东段早泥盆世玄武岩地球化学特征及其构造意义[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 27(41): 280~281.
- 王银喜, 顾连兴, 张遵忠, 等. 2006. 博格达裂谷双峰式火山岩地质年代学与 Nd-Sr-Pb 同位素地球化学特征[J]. *岩石学报*, 22(3): 1 215~1 224.
- 王银喜, 顾连兴, 张遵忠, 等. 2007. 东天山晚石炭世大石头群流纹岩 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究[J]. *岩石学报*, 23(7): 1 749~1 755.
- 夏林圻, 李向民, 夏祖春, 等. 2006. 天山石炭-二叠纪大火成岩省裂谷火山作用与地幔柱[J]. *西北地质*, 39(1): 1~49.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 2004. 天山石炭纪大火成岩省与地幔柱[J]. *地质通报*, 23(9~10): 903~910.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 2007. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩[J]. *岩石矿物学杂志*, 26(1): 77~89.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 2008. 天山及邻区石炭纪-早二叠世裂谷火山岩岩石成因[J]. *西北地质*, 41(4): 1~68.
- 张传恒, 刘典波, 张传林, 等. 2005. 新疆博格达山初始隆升时间的地层学标定[J]. *地学前缘*, 12(1): 294~302.