

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.10.008

内蒙古野马泉一带泥盆纪双峰式火山岩地球化学特征及其对北山地区早古生代大地构造演化的启示

陶光活, 李晓峰, 陈文良, 陈薇*, 卢刚, 郝晨, 潘硕, 武康宁

TAO Guanghuo, LI Xiaofeng, CHEN Wenliang, CHEN Wei*, LU Gang, HAO Chen, PAN Shuo, WU Kangning

河北省地质调查院, 河北 石家庄 050081

Hebei Institute of Geological Survey, Shijiazhuang 050081, Hebei, China

摘要:北山造山带南缘野马泉一带的泥盆纪火山岩(三个井组)在时空上构成独特的双峰式火山岩组合,以大量基性火山岩与酸性火山岩交互出现为主要特征。测得三个井组玄武岩、流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 404.8 ± 3.9 Ma、 402.3 ± 1.8 Ma,为早泥盆世。其中,玄武岩具有富铝、高钠、低钾及钙碱性系列的特征。火山岩地球化学特征表明,玄武岩母岩浆来自于地幔的部分熔融,且发生了一定程度的地壳混染,反映其形成于板内伸展环境。流纹岩相对富硅和全碱,贫 TiO_2 和 MgO ,以及较低的 Al_2O_3 值,具有较典型 A 型花岗岩类的特征,为碰撞后伸展环境下底侵基性岩浆结晶分异的产物。早泥盆世三个井组双峰式火山岩的厘定进一步证实北山造山带形成于碰撞造山后的伸展环境,代表其形成的地球动力学背景为碰撞后转换为拉伸构造演化阶段,表明从早泥盆世开始,不断隆升的山系前陆出现局部引张下陷形成山前裂陷带,对研究北山地区早古生代构造格局及板块构造体制提供了新的地质依据。

关键词:岩石地球化学;锆石 U-Pb 年龄;三个井组;双峰式火山岩;北山;地质调查工程;内蒙古

中图分类号:P534.44;P595 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2022)10-1783-15

Tao G H, Li X F, Chen W L, Chen W, Lu G, Hao C, Pan S, Wu K N. The geochemical characteristics and tectonic significance of Devonian bimodal volcanic rocks in Yemaquan area of Beishan, Inner Mongolia. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(10): 1783-1797

Abstract: Devonian volcanic rocks from Sangejing Formation in Yemaquan area in the south margin of Beishan orogenic belt form a unique bimodal volcanic rock assemblage in time and space, which is characterized by the interaction of basic volcanic rocks and acid volcanic rock. The U-Pb ages of zircons from basalts and rhyolites in the Sangejing Formation are 404.8 ± 3.9 Ma and 402.3 ± 1.8 Ma, respectively, which belong to the Early Devonian. The basalt is rich in aluminum and sodium, and is depleted in potassium. And it belongs to calc alkaline series. The geochemical characteristics of the volcanic rocks show that the basaltic mother magma in the study area came from the partial melting of the mantle, and a certain degree of crustal contamination occurs. The geochemical characteristics of basalts reflect that they formed in the intraplate extensional environment. The rhyolites in the study area are relatively rich in silicon and AKL, depleted in TiO_2 and MgO , and low in Al_2O_3 . They are typical A-type granitoids. The rocks are the products of crystallization and differentiation of underplating basic magma in the post collision extensional environment. The determination of the bimodal volcanic rocks of the Sangejing Formation in the Early Devonian further confirmed that the Beishan orogenic belt was formed in the extension transformation period of collisional orogeny. The geodynamic background of its formation is the stage of transformation from collision to extensional tectonic environment, which indicated that from the Early Devonian the uplifted foreland of the mountain appeared local

收稿日期:2020-03-25;修订日期:2021-06-21

资助项目:中国地质调查局项目《内蒙古1:5万臭水池、上咸水沟、野马泉、沙坡泉煤矿幅区域地质矿产调查》(编号:12120114064701)

作者简介:陶光活(1983-),男,高级工程师,从事区域地质调查工作。E-mail:ddytygh@163.com

*通信作者:陈薇(1993-),女,工程师,从事区域地质调查工作。E-mail:421974154@qq.com

extension and subsidence to form the piedmont rift belt. It provides a new theoretical basis of the study of the Early Paleozoic structural pattern of Beishan area.

Key words: petrochemistry; zircon U-Pb geochronology; Sangejing Formation; bimodal volcanic rocks; Beishan area; geological survey engineering; Inner Mongolia

中亚造山带是世界上最大的显生宙增生造山带之一,成为研究大陆增生造山过程的天然实验室^[1-5],而北山造山带地处中亚造山带的南缘,位于塔里木、西伯利亚及哈萨克斯坦三大板块的交汇部位。研究区属北山造山带东段,塔里木板块北部边缘,北部紧邻塔里木板块与哈萨克斯坦板块的缝合带,构造位置极重要,受到众多地质学者的广泛关注^[6-19]。北山地区地壳演化经历了寒武纪裂解,早—中奥陶世发生大洋扩张,晚奥陶世—晚志留世大洋俯冲消亡—碰撞造山。泥盆纪是北山地区洋—陆转换的关键时期,哈萨克斯坦板块与塔里木板块大致沿红柳河—牛圈子—洗肠井一带发生俯冲—碰撞造山,在三个井—野马泉一带形成的三个井组火山岩及沉积夹层是泥盆纪碰撞造山后局部引张下陷记录。深入研究泥盆系三个井组对于深刻认识北山地区古生代的洋—陆转化具有重要意义。

通过对额济纳旗臭水池等4幅1:5万区域地质矿产调查,发现野马泉一带的泥盆纪火山岩(三个井组)在时空上构成独特的双峰式火山岩组合,以大量基性火山岩与酸性火山岩交互出现为主要特征。笔者对研究区泥盆纪三个井组玄武岩及流纹岩开展了详尽的野外踏勘工作,采集岩石样品进行全岩元素地球化学及锆石U-Pb定年研究,以岩石学、地球化学特征为基础,探讨其物质来源、岩石特征、成因机制,厘定形成时代,查明其形成的地球动力学背景,为北山造山带古生代洋—陆转化和构造演化过程提供新依据。

1 区域地质背景及岩石学特征

1.1 区域地质背景

以月牙山—洗肠井早古生代缝合带为界,北部一级构造单元划归为哈萨克斯坦板块(I),南部一级构造单元划归为塔里木板块(II)。研究区位于南部的塔里木板块内(II),二级构造单元划归为敦煌微陆块(II₁);三级构造单元划分为:马鬃山南—白石山—古铜井南晚古生代断陷盆地(II₁₂),红柳大泉—红山井晚古生代裂陷带(II₁₃),红柳大泉—

红山井晚古生代裂陷带(II₁₃),敦煌地块(DH)^[17](图1;表1)。

内蒙古北山地区泥盆纪三个井组主要分布于研究区南部野马泉一带,出露面积约27 km²,被早泥盆世侵入岩侵入,被中生代地层角度不整合覆盖(图2)。三个井组岩性主要为玄武岩、流纹岩、火山碎屑岩等,基性火山岩与中酸性岩交互出现,火山活动方式以喷溢、爆发、强爆发为主,夹数层喷发沉积相凝灰质砂砾岩、凝灰质砂岩、白云石大理岩等(图3),地层厚度约2853.0 m。

1.2 岩相学特征

玄武岩:少斑结构—基质似间粒结构,块状构造,由斜长石、辉石组成。斜长石呈半自形板条状,杂乱分布,粒度为0.1~1.0 mm,轻微绢云母化、高岭土化、帘石化,具聚片双晶,含量约为60%;辉石为单斜辉石,呈他形粒状,杂乱或填隙状分布于斜长石间,粒度一般为0.1~0.5 mm,为单斜辉石,有的粒内及边缘嵌布板条状斜长石,少量绿泥石化,含量约为40%(图版I-a,b)。

流纹岩:斑状及隐晶质结构,流纹构造,由斑晶、基质组成。斑晶由钾长石构成,星散状分布,粒度为0.5~1.0 mm,钾长石呈半自形板状,可见熔蚀现象,少量粒内可见波状消光、双晶弯曲等变形特征。基质由长英质构成,呈隐晶质,少量微粒状和放射状,且放射状长英质似球粒。各成分分布不均,构成流纹构造(图版I-c,d)。

表1 研究区构造单元划分

Table 1 Division of tectonic units in the study area

一级构造单元	二级构造单元	三级构造单元
塔里木板块(II)	敦煌微陆块(II ₁)	马鬃山南—白石山—古铜井南晚古生代断陷盆地(II ₁₂)
		红柳大泉—红山井晚古生代裂陷带(II ₁₃)
		石板山—大奇山—神螺山晚古生代陆内裂谷带(II ₁₄)
		敦煌地块(DH)

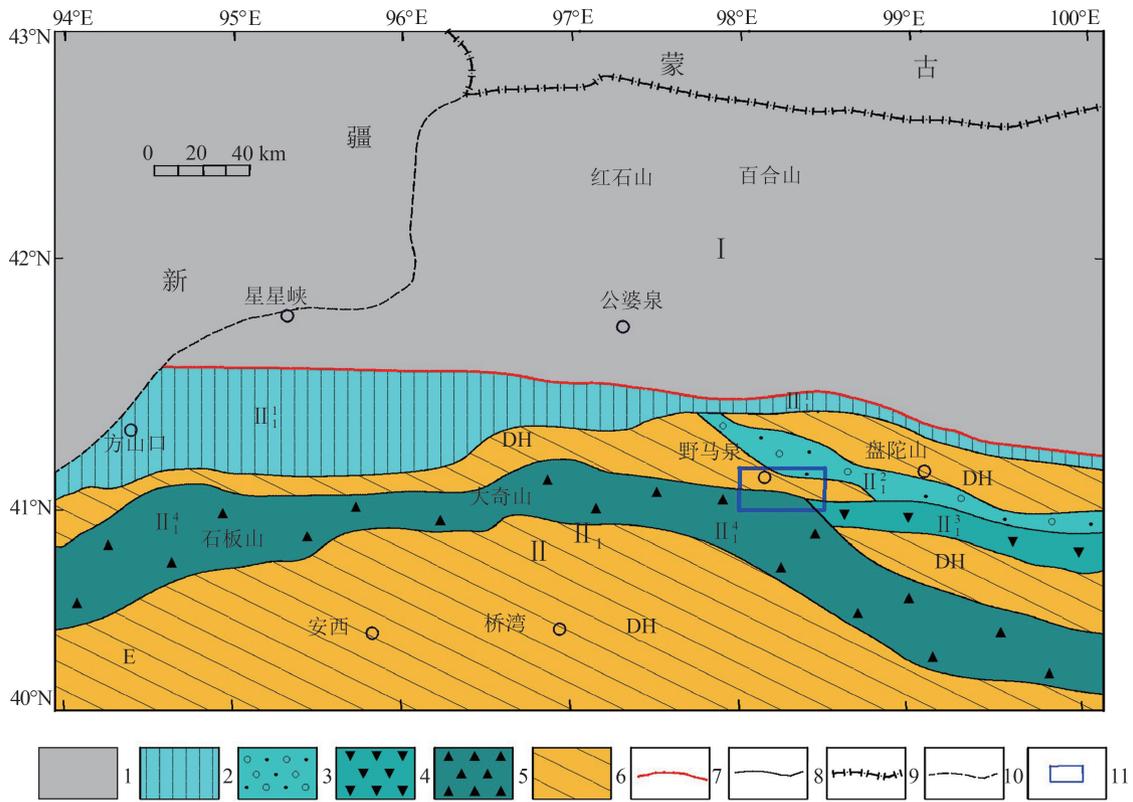


图 1 研究区大地构造位置图^[17]

Fig. 1 Geotectonic location map of the study area

1—哈萨克斯坦板块;2—方山口-营毛沱-鹰嘴红山早古生代被动陆缘带(II₁⁺);3—马鬃山南-白石山-古铜井南晚古生代断陷盆地(II₂⁺);4—红柳大泉-红山井晚古生代裂陷带(II₃⁺);5—石板山-大奇山-神螺山晚古生代陆内裂谷带(II₄⁺);6—敦煌地块(DH);7—红柳河-牛圈子-洗肠井早古生代古缝合带(蛇绿构造混杂岩带);8—构造分区界线;9—国界;10—省界;11—研究区

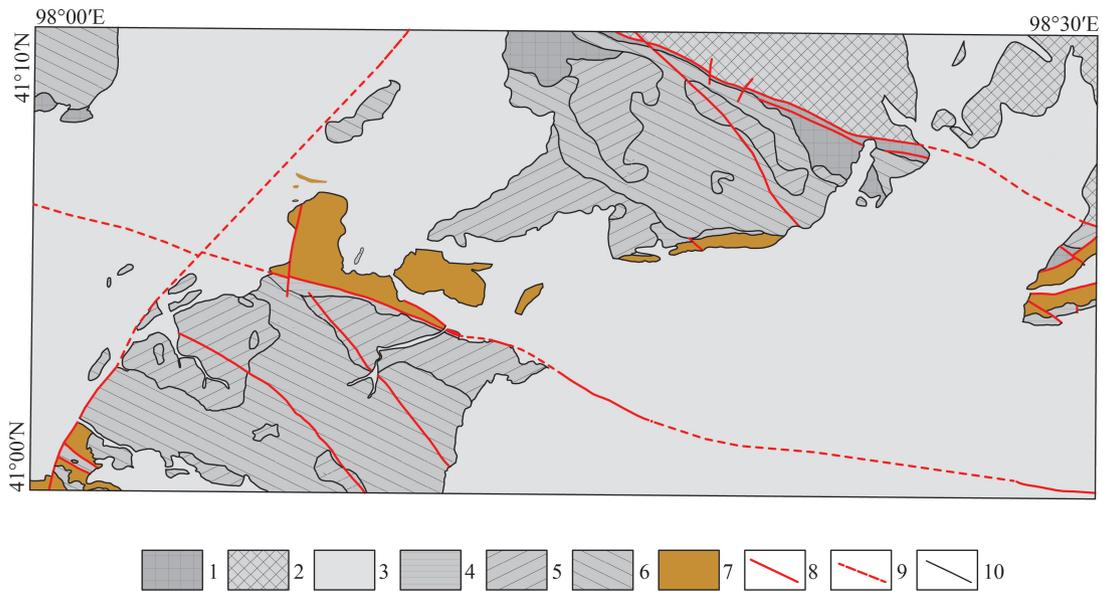


图 2 研究区三个井组分布图

Fig. 2 Distribution map of Sangejing Formation in the study area

1—古元古界;2—上古生界;3—中生界;4—早泥盆世辉长岩;5—早泥盆世花岗岩闪长岩;6—早泥盆世二长花岗岩;
7—早泥盆世三个井组;8—断层;9—隐伏断层;10—一般地质界线

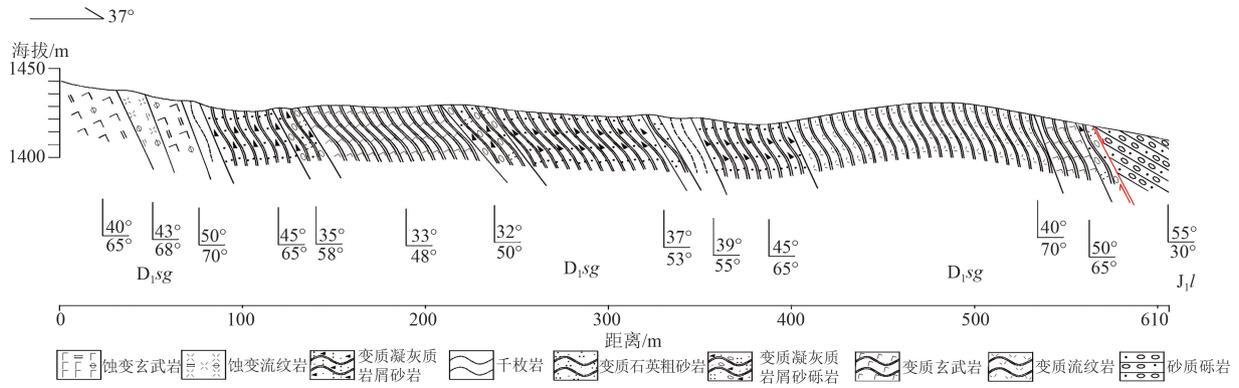
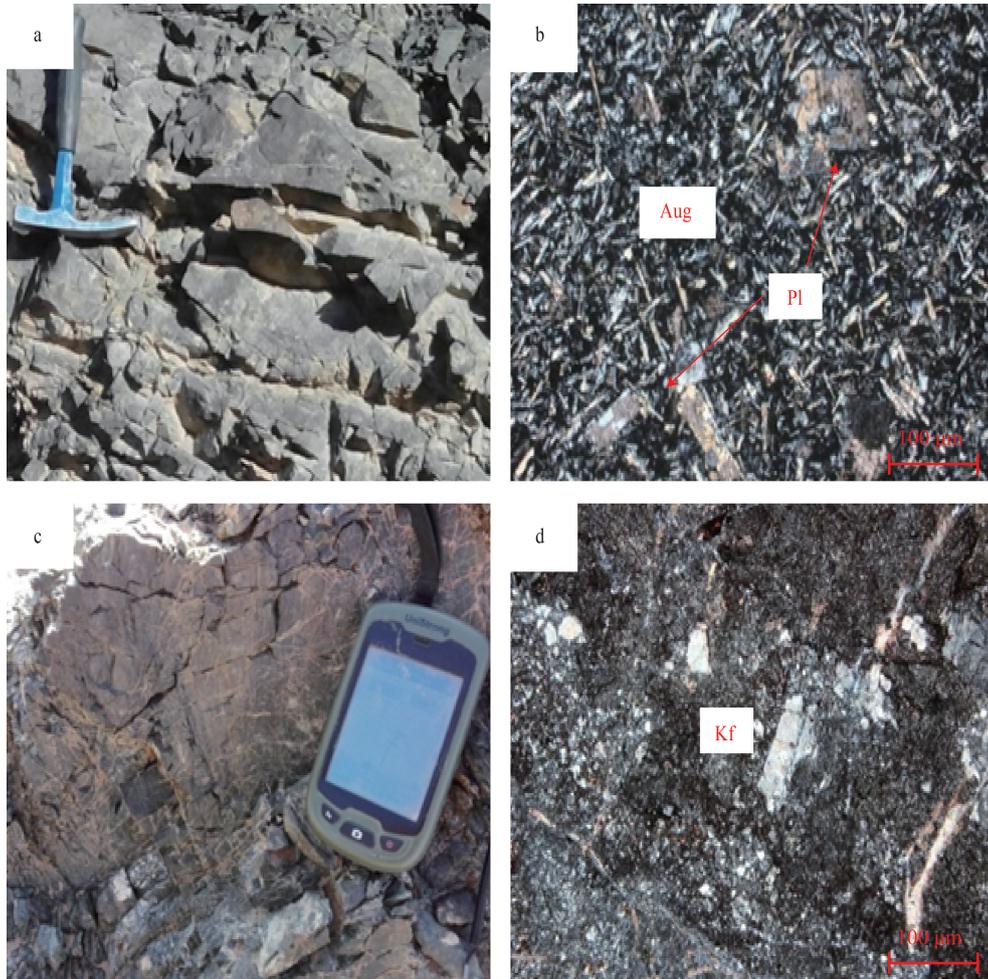


图3 北山造山带野马泉一带早泥盆世三个井组剖面

Fig. 3 Section of Sangejing Formation in Early Devonian in Yemaquan area of Beishan Orogenic Belt

D₁sg—三个井组; J₁l—龙凤山组

图版 I Plate I



a.玄武岩宏观特征; b.玄武岩镜下特征; c.流纹岩宏观特征; d.流纹岩镜下特征; Kf—钾长石; Pl—斜长石; Aug—辉石

2 样品采集及分析测试

样品采自额济纳旗野马泉一带,选择新鲜、经

镜下薄片鉴定和严格筛选的样品进行地球化学分析。共采集8件样品进行全岩主量和微量元素分析测试,2件样品进行锆石 U-Pb 定年分析。

由河北省廊坊市区域地质实验室完成锆石单矿物的挑选。首先将原岩样品粉碎至 80 目, 利用人工淘选、重液分选和磁选分选出锆石颗粒, 再在双目镜下挑选出约 150 颗晶形完整、无裂隙和包体的典型锆石, 将其置于环氧树脂中, 固结制靶后打磨抛光, 使锆石内部充分暴露, 然后进行锆石阴极发光 (CL)、透射光和反射光照相。由天津地质矿产研究所完成样品的制靶、阴极发光照相。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年在武汉能谱公司采用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪 (LA-ICP-MS) 上完成。利用 Isoplot3.0 软件完成锆石 U-Pb 年龄谱和图的绘制^[20]。

在河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成全岩岩石样品的主量、微量元素分析。本次选取新鲜无蚀变的代表性样品进行全岩主量和微量元素测试。首先对样品进行初步处理, 确保样品新鲜无风化, 然后将样品碎成粒径 1 cm 左右的小块, 随后利用超声波技术将样品颗粒放入纯净水中清洗干净, 再将其放入洁净的容器中烘干, 最后利用球磨机磨成直径约为 50 μm 的粉末。其中, 主量元素采用电感耦合等离子光谱仪 (ICP-OES) 测定, 实验原理及流程参见李怀坤等^[21]。微量元素采用 ICP-MS 方法测定, 具体分析方法和测试步骤和数据处理见 Gao 等^[22]。

3 测试结果

3.1 主量元素地球化学特征

内蒙古北山地区野马泉一带早泥盆世三个井组双峰式火山岩全岩主量、微量元素地球化学全分析结果及特征值计算见表 2。从表 2 和岩石 TAS 图解 (图 4-a) 可以发现, 研究区火山岩样品分为基性和酸性 2 个岩性端元, 分别对应玄武岩和流纹岩, SiO_2 含量分别为 48.31%~50.26% 和 74.60%~77.06%, 可见明显间断, 构成经典的双峰式火山岩组合。

其中, 玄武岩的 SiO_2 含量为 48.31%~50.26%, TiO_2 含量为 1.37%~3.27%, Al_2O_3 含量为 13.38%~16.78%。岩石化学成分含量还表现出 $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO} > \text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ 的特征, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值较小, 为 0.17~0.25; 铝指数 A/CNK 值为 0.62~0.74, 平均为 0.67; 分异指数较小, DI 为 33.84~43.94, 平均为 38.06; 固结指数较大, SI 为 21.43~34.91, 平均为 25.89, 反映岩浆结晶分异程度较低; 里特曼指数 $\sigma = 0.74 \sim 1.14$, 平均 0.86, 属钙性岩石。玄武岩显示出富铝、高钠、低钾及钙碱性系列的岩石地球化学特征 (图 4-b)。

流纹岩的 SiO_2 含量为 74.60%~77.06%, TiO_2 含量为 0.16%~0.19%, Al_2O_3 含量为 11.74%~12.16%。多数为 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

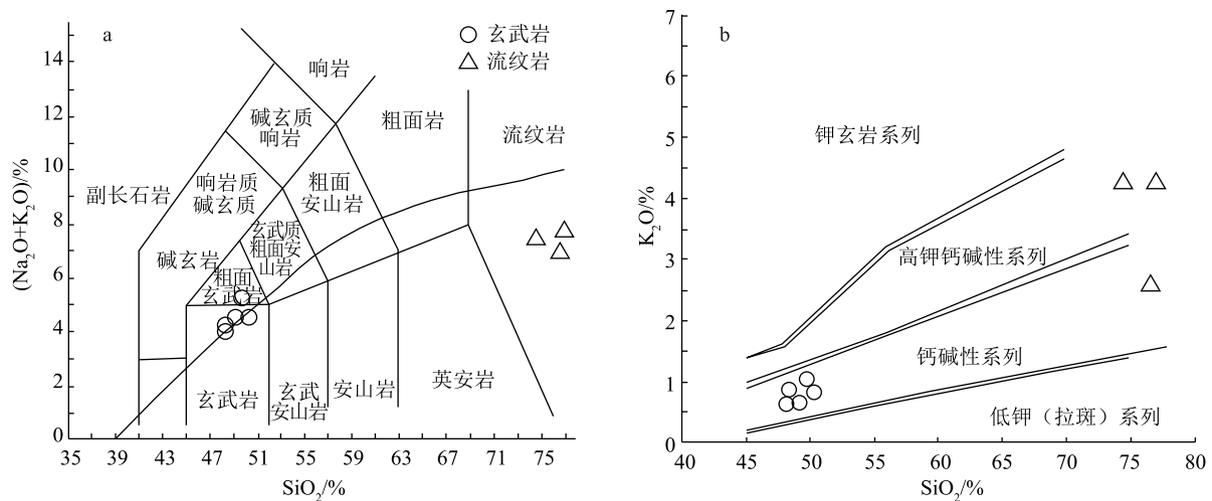


图 4 早泥盆世火山岩 TAS 图解 (a) 和 SiO_2 - K_2O 图解 (b)

(a 底图据参考文献 [23]; b 底图据参考文献 [24])

Fig. 4 TAS diagram (a) and SiO_2 - K_2O diagram (b) of Early Devonian volcanic rocks

表2 北山造山带野马泉一带早泥盆世三个井组火山岩主量、微量和稀土元素地球化学分析结果
 Table 2 Composition of major, trace and rare earth elements for Sangejing Formation in Yemaquan area, Beishan Orogenic Belt

样品号	YMQ-1	YMQ-2	YMQ-3	YMQ-4	YMQ-5	YMQ-6	YMQ-7	YMQ-8
岩性			玄武岩				流纹岩	
SiO ₂	49.73	48.31	50.26	49.19	48.38	77.06	74.6	76.68
TiO ₂	2.92	1.67	2.78	3.27	1.85	0.19	0.18	0.16
Al ₂ O ₃	13.74	16.57	13.38	13.72	16.78	11.76	12.16	11.74
Fe ₂ O ₃	6.84	1.92	3.94	2.27	2.1	0.29	0.56	2.1
FeO	7.11	6.73	8.78	10.02	8.24	0.65	0.42	0.12
MnO	0.275	0.17	0.21	0.24	0.18	0.02	0.024	0.017
MgO	4.62	6.8	4.73	4.88	6.56	0.36	0.47	0.06
CaO	7.01	9.65	7.65	8.31	9.06	0.72	1.87	0.82
Na ₂ O	4.24	3.39	3.78	3.86	3.29	3.5	3.27	4.4
K ₂ O	1.06	0.64	0.84	0.67	0.88	4.29	4.27	2.62
P ₂ O ₅	0.327	0.21	0.35	0.52	0.32	0.033	0.033	0.03
烧失量	2.1	3.82	3.16	2.9	2.23	1	2.05	1.14
总计	99.98	99.88	99.86	99.84	99.86	99.86	99.92	99.89
Rb	42.32	7.4	41.38	20.14	31.9	97.7	200	69.3
Ba	164.3	161.73	255.22	430.26	180	850	503	407
Th	1.94	0.56	2.32	2.46	1.96	20.1	24.3	18.7
U	0.99	0.28	0.96	0.64	1.17	3.82	4.88	4.96
Ta	0.39	0.46	0.38	0.65	0.72	1.19	1.18	1.26
Nb	5.04	4.16	4.67	9.74	11.5	16	14.3	16.5
Sr	335	305	282	253	329	58.9	60.3	45.2
Zr	232	143	179	269	182	362	287	357
Hf	7.71	3.91	5.35	7.66	5.93	10.7	8.95	9.85
Y	47.1	29.3	46.8	51.7	38.1	49.6	55.7	63.2
Yb	9.43	2.08	4.35	2.34	4.33	3.46	7.79	22.4
Lu	0.84	0.53	0.63	0.82	0.8	1.2	1.07	1.51
La	10.6	7.65	13.1	21.8	20.5	51.2	30.4	34.1
Ce	25.9	18.1	32	53	40.3	96.8	65.5	58.3
Pr	4.29	3.29	4.43	7.13	5.52	11.7	9.23	9.5
Nd	22	16.8	21.5	33.2	24.2	44.1	39.7	40.8
Sm	6.1	4.65	5.88	8.55	5.45	8.87	9.38	9.52
Eu	1.94	1.6	2.03	2.78	1.56	0.85	1.4	1.65
Gd	4.87	4.42	5.31	7.44	4.48	8.88	8.49	8.77
Tb	1.25	0.98	1.19	1.6	0.98	1.64	1.86	1.88
Dy	8.7	6.28	8.04	10.3	6.51	9.98	11.4	11.9
Ho	1.76	1.26	1.55	2.03	1.31	2	2.32	2.52
Er	4.28	3.25	4.28	5.57	3.48	5.86	6.01	6.86
Tm	0.84	0.58	0.76	0.95	0.69	0.99	1.15	1.32
∑REE	98.37	72.92	105.15	161.05	120.15	251.15	194.99	196.57
δEu	1.05	1.07	1.09	1.04	0.94	0.29	0.47	0.54

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为10⁻⁶

CaO), 属硅、铝过饱和类型; 分异指数 DI 为 90.1~94.01, 平均为 92.37; 里特曼指数 σ 为 1.46~1.79, 平均 1.68, 为钙性岩石; A/CNK 值为 0.91~1.02, 平均属于 0.98, 为准铝质向弱过铝质系列过渡。流纹岩总体为高钾钙碱性岩系列(图 4-b)。

3.2 微量及稀土元素地球化学特征

(1) 玄武岩类

区内早泥盆世玄武岩的稀土和微量元素含量及特征参数见表 2。 $\Sigma REE = 72.92 \times 10^{-6} \sim 161.05 \times 10^{-6}$, 平均为 111.53×10^{-6} ; $LREE = 52.16 \times 10^{-6} \sim 126.42 \times 10^{-6}$, 平均为 85.15×10^{-6} ; $HREE = 20.76 \times 10^{-6} \sim 34.62 \times 10^{-6}$, 平均为 26.37×10^{-6} ; $LREE/HREE = 2.51 \sim 3.65$, 平均为 3.21。样品表现出轻稀土元素富集, 重稀土元素亏损, 轻、重稀土元素分馏较小特征。 $\delta Eu = 1.04 \sim 1.09$, 平均为 1.06, 多数显示微弱正异常。稀土元素配分模式图(图 5-a) 表现为轻、重稀土元素分馏不明显, Eu 无明显异常, 各类岩石配分曲线近于平行分布, 表明成岩物质来源基本相同。

微量元素蛛网图总体较平坦(图 5-b), 相对富集大离子亲石元素 U 、 La 、 Ce 等, K 、 Hf 略显富集, 亏损高场强元素 Ta 、 Nb 、 Sr 等, 具有较低的 $HFSE/LREE$ 值($Nb/La = 0.36 \sim 0.56$), 指示其原始岩浆受到一定程度的地壳混染, 同时也暗示存在富 Ti 矿物(如钛铁矿、榍石)和辉石的分离结晶^[26]; Ta 、 Sr 元素的亏损表明存在斜长石的分离结晶。

(2) 流纹岩类

区内早泥盆世流纹岩的稀土和微量元素含量

及特征参数见表 2。 $\Sigma REE = 194.99 \times 10^{-6} \sim 251.15 \times 10^{-6}$, 平均为 214.24×10^{-6} ; $LREE = 153.79 \times 10^{-6} \sim 213.54 \times 10^{-6}$, 平均为 174.33×10^{-6} ; $HREE = 37.61 \times 10^{-6} \sim 42.78 \times 10^{-6}$, 平均为 39.90×10^{-6} ; $LREE/HREE = 3.60 \sim 5.68$, 平均为 4.41。 δEu 为 0.29~0.54, 平均为 0.43, 具明显的负 Eu 异常。各类岩石稀土元素配分曲线近平行分布, 表现为轻、重稀土元素分馏相对明显的右倾海鸥型(图 6-a), 与典型的地壳重熔型花岗岩的稀土元素配分型式相似^[27]。

各样品微量元素蛛网图总体特征较一致, 表明其具有相同的物质来源(图 6-b)。富集大离子亲石元素 Th 、 U 、 K 、 La 、 Ce 、 Nd 、 Zr 、 Hf 、 Sm , 而亏损 Ba 、 Ta 、 Nb 、 Sr 、 P 、 Ti 等高场强元素, P 、 Ti 等元素的亏损, 表明酸性岩浆经历了强烈的铁-钛氧化物和磷灰石的分离结晶作用。强烈的负 Eu 异常表明岩浆经历了显著的斜长石分离结晶作用。

3.3 锆石 U - Pb 年龄

在北山地区野马泉一带三个井组双峰式火山岩中分别采集 1 件玄武岩样品和流纹岩样品进行锆石 U - Pb 同位素测年。玄武岩及流纹岩分析结果分别见表 3 和表 4。

玄武岩样品锆石的形态呈长柱状或短柱状, 自形程度较高, 长宽比在 2:1~4:1 之间。CL 图像(图 7)显示, 锆石呈灰色, 部分呈深灰色。 Th/U 值为 0.41~1.16, 指示其为岩浆成因。锆石内部发育较宽的结晶环带, 推测锆石晶体生长时温度较高, 微量元素扩散较快, 也表明锆石为岩浆成因。锆石

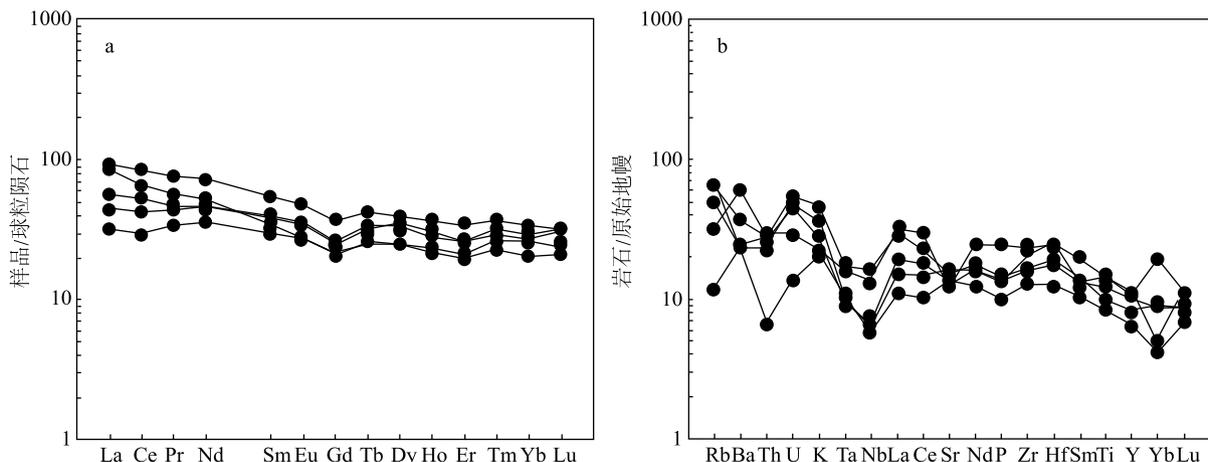


图 5 玄武岩稀土元素球粒陨石标准分布型式图(a)及微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)

(球粒陨石及原始地幔标准化值据参考文献[25])

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams(b) of basalt

表3 玄武岩(YMQ-TW1) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试结果
Table 3 Zircon U-Pb isotopic data analyzed by LA-ICP-MS of basalt(YMQ-TW1)

样品号	含量/ 10^{-6}		同位素比值						年龄/Ma					
	Pb	U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
RZ1	114	400	0.0549	0.0027	0.4939	0.0240	0.0653	0.0012	409	114	408	16.3	408	7
RZ2	21.6	116	0.0543	0.0046	0.4798	0.0404	0.0634	0.0017	383	191	398	27.7	396	10
RZ3	29.2	127	0.0545	0.0041	0.4833	0.0335	0.0647	0.0017	391	169	400	22.9	404	11
RZ4	72	261	0.0556	0.0035	0.4840	0.0294	0.0628	0.0013	435	134	401	20.1	393	8
RZ5	19.6	108	0.0545	0.0053	0.4467	0.0446	0.0593	0.0019	391	214	375	31.3	371	12
RZ6	63	206	0.0547	0.0035	0.4887	0.0302	0.0646	0.0013	398	175	404	20.6	403	8
RZ7	33.5	143	0.0545	0.0040	0.4727	0.0342	0.0624	0.0015	391	167	393	23.6	390	9
RZ8	30.5	133	0.0574	0.0056	0.5167	0.0435	0.0667	0.0018	506	214	423	29.1	416	11
RZ9	15.8	63.9	0.0624	0.0068	0.6297	0.0599	0.0790	0.0032	687	235	496	37.3	490	19
RZ10	72	254	0.0554	0.0035	0.4834	0.0266	0.0635	0.0012	428	143	400	18.2	397	7
RZ11	105	390	0.0540	0.0028	0.4733	0.0236	0.0627	0.0012	369	117	393	16.2	392	7
RZ12	62	206	0.0596	0.0040	0.5270	0.0339	0.0635	0.0014	587	146	430	22.5	397	8
RZ13	20.6	94.6	0.0585	0.0087	0.5095	0.0651	0.0660	0.0030	546	328	418	43.8	412	18
RZ14	18.7	95.9	0.0569	0.0057	0.4662	0.0429	0.0603	0.0019	487	219	389	29.7	378	12
RZ15	20.3	69.7	0.0586	0.0087	0.5405	0.0709	0.0705	0.0038	550	332	439	46.8	439	23
RZ16	26.6	98.3	0.0589	0.0053	0.5595	0.0402	0.0726	0.0019	565	198	451	26.2	452	11
RZ17	29.6	142	0.0543	0.0047	0.4921	0.0437	0.0653	0.0017	383	198	406	29.8	408	10
RZ18	264	583	0.0571	0.0031	0.5502	0.0288	0.0693	0.0014	494	120.4	445	18.9	432	8
RZ19	24.2	89.4	0.0594	0.0087	0.5225	0.0659	0.0668	0.0026	589	319	427	44.0	417	16
RZ20	19.7	103	0.0562	0.0064	0.4700	0.0484	0.0626	0.0021	461	254	391	33.4	392	13
RZ21	34.3	166	0.0523	0.0033	0.4678	0.0321	0.0628	0.0016	302	144	390	22.2	393	9
RZ22	15.4	82.6	0.0545	0.0053	0.4683	0.0400	0.0624	0.0016	391	216	390	27.7	390	10
RZ23	21.6	76.4	0.0582	0.0062	0.5812	0.0546	0.0751	0.0026	539	233	465	35.1	467	16
RZ24	30.9	101	0.0599	0.0062	0.5171	0.0469	0.0686	0.0021	598	221	423	31.4	427	13
RZ25	14.4	84.0	0.0552	0.0049	0.4752	0.0355	0.0634	0.0020	420	200	395	24.4	396	12
RZ26	40.3	120	0.0568	0.0058	0.4946	0.0418	0.0634	0.0024	483	229	408	28.4	396	15
RZ27	19.1	90.8	0.0568	0.0054	0.4922	0.0445	0.0646	0.0020	483	211	406	30.3	404	12
RZ28	81	306	0.0520	0.0030	0.4936	0.0292	0.0678	0.0013	287	133	407	19.8	423	8
RZ29	33.3	163	0.0566	0.0036	0.5350	0.0344	0.0678	0.0013	476	143	435	22.8	423	8
RZ30	15.6	59.7	0.0651	0.0078	0.4928	0.0414	0.0636	0.0025	776	254	407	28.2	398	15
RZ31	22.4	83.4	0.0553	0.0052	0.4880	0.0405	0.0647	0.0021	433	211	404	27.7	404	13
RZ32	75	233	0.0553	0.0031	0.5042	0.0286	0.0659	0.0014	433	123	415	19.3	411	8
RZ33	85	413	0.0537	0.0035	0.4458	0.0279	0.0595	0.0014	367	145	374	19.6	372	9
RZ34	152	429	0.0545	0.0027	0.5069	0.0266	0.0656	0.0011	391	115	416	17.9	410	6
RZ35	30.2	137	0.0606	0.0063	0.5797	0.0534	0.0731	0.0023	633	226	464	34.3	455	14

表 4 流纹岩 (YMQ-TW2) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试结果
Table 4 Zircon U-Pb isotopic data analyzed by LA-ICP-MS of rhyolite (YMQ-TW2)

样品号	含量/10 ⁻⁶		同位素比值						年龄/Ma						
	Pb	U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb	Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
RZ1	44.25	416.80	0.06101	0.00156	0.54892	0.01393	0.06519	0.00100	639	56	444	9	407	6	
RZ2	42.70	406.31	0.05890	0.00188	0.53071	0.01572	0.06514	0.00104	565	66	432	10	407	6	
RZ3	25.57	315.19	0.05640	0.00175	0.50368	0.01609	0.06453	0.00065	478	101	414	11	403	4	
RZ4	45.45	478.19	0.05937	0.00172	0.53085	0.01634	0.06465	0.00077	589	63	432	11	404	5	
RZ5	31.97	313.71	0.05577	0.00144	0.49938	0.01284	0.06492	0.00070	443	57	411	9	406	4	
RZ6	67.50	737.76	0.05406	0.00123	0.48456	0.01085	0.06506	0.00076	372	56	401	7	406	5	
RZ7	29.52	328.53	0.06069	0.00197	0.54005	0.01604	0.06498	0.00087	628	66	438	11	406	5	
RZ8	27.82	335.62	0.05602	0.00125	0.49981	0.01119	0.06482	0.00057	454	18	412	8	405	3	
RZ9	79.11	798.53	0.05922	0.00157	0.52682	0.01448	0.06450	0.00069	576	57	430	10	403	4	
RZ10	28.25	363.14	0.05264	0.00162	0.46779	0.01397	0.06470	0.00068	322	73	390	10	404	4	
RZ11	14.71	141.31	0.05882	0.00221	0.52656	0.01966	0.06525	0.00086	561	81	430	13	408	5	
RZ12	34.84	433.07	0.05506	0.00142	0.49172	0.01286	0.06484	0.00099	413	53	406	9	405	6	

²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄介于 402~411 Ma 之间。在置信度为 95% 时, 样品 29 个测点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄加权平均值为 402.3±1.8 Ma (图 8)。

流纹岩样品锆石阴极发光图像 (图 9) 显示, 其具有较好的柱形晶, 发育密集的振荡生长环带, 大部分锆石颗粒以灰白色、浅棕色为主, 为典型的岩浆锆石。Th/U 值为 0.2~0.6 (普遍大于 0.4), 与岩浆锆石的范围一致。在置信度为 95% 时, 12 个锆石的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄加权平均值为 404.8±3.9 Ma (图 10)。

据野外观察可知, 玄武岩和流纹岩在空间上紧密共生。玄武岩及流纹岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 402.3±1.8 Ma 和 404.8±3.9 Ma, 确定研究区三个井组火山岩的形成时代为早泥盆世。二者具有密切的时空关系。

4 讨论

4.1 岩石成因

根据野外观察及全岩地球化学分析和锆石 U-Pb 定年, 发现野马泉一带早泥盆世三个井组玄武岩

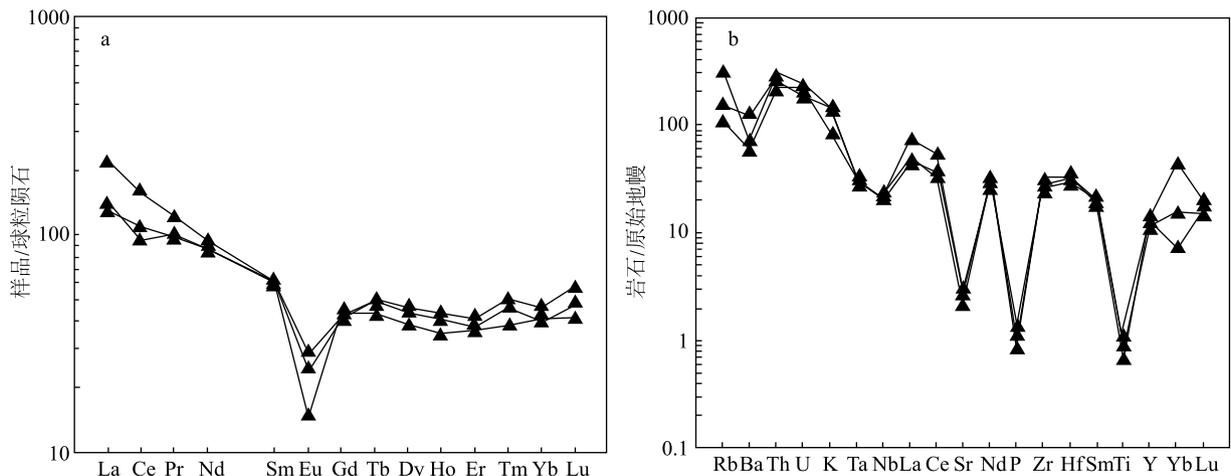


图 6 流纹岩稀土元素球粒陨石标准化分布型式图 (a) 及微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b)

(球粒陨石及原始地幔标准化值据参考文献 [25])

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b) of rhyolite



图7 玄武岩(YMQ-TW1)锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 7 CL images of zircon from basalt

和流纹岩具有密切的时空关系,并且前者出露范围大于后者; SiO_2 含量存在明显的Daly间断,主量元素变化集中在2个区域,微量和稀土元素含量特征也具有明显的不连续性。以上证据表明,野马泉地区出露的玄武岩和流纹岩构成了一套典型的双峰式火山岩组合。

主量元素特征表明,研究区玄武岩相对富Na贫K($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=3.74\sim 5.76$), TiO_2 含量(1.67%~3.27%)总体上略高于N-MORB($\text{TiO}_2\approx 1.15\%$),相对富集Al(Al_2O_3 含量为13.38%~16.78%)而贫Mg(MgO含量为4.62%~6.80%),指示其应为板内玄武岩,与洋脊玄武岩和大陆裂谷碱性玄武岩的地

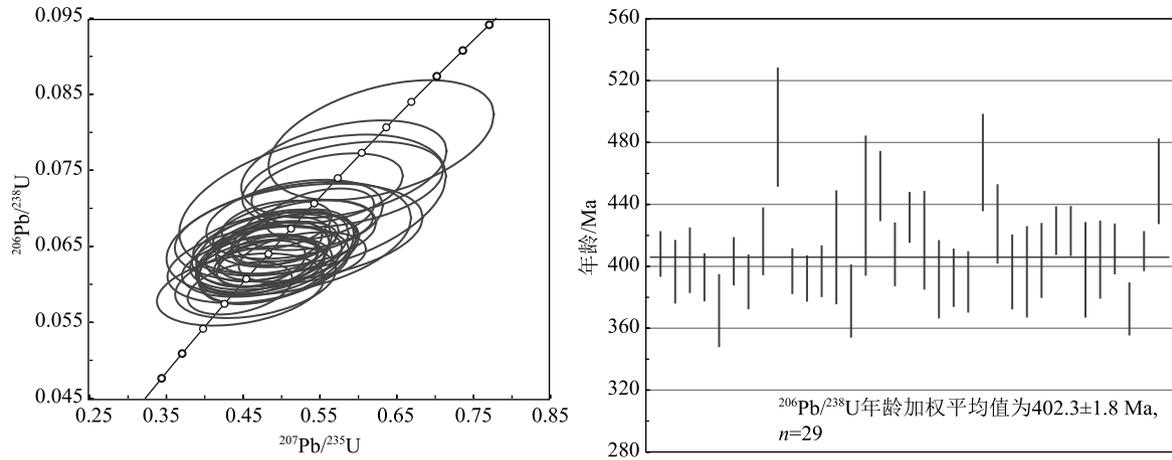


图 8 玄武岩(YMQ-TW1)锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 8 Zircon U-Pb concordia plot from basalt(YMQ-TW1)

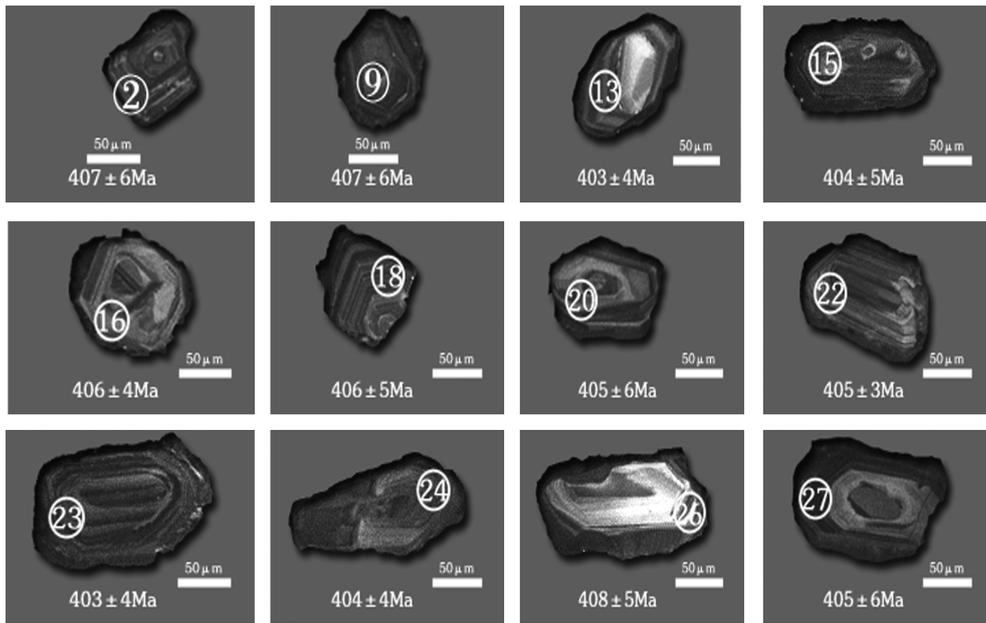


图 9 流纹岩(YMQ-TW2)锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 9 CL images of zircon from rhyolite

球化学特征明显不同^[28]。反映玄武岩形成时所处的地壳较薄、拉张速度较快,岩浆部分熔融程度较高^[29]。

一些微量元素的比值是限定岩浆源区性质和形成过程的重要指示剂之一。研究区玄武岩的 Rb/Sr 值为 0.02~0.92,平均为 0.25,大于地幔平均值(0.025),低于地壳平均值(0.44); Th/Ta 值为 1.22~6.11,平均为 3.76,高于原始地幔平均值(2.2),指示岩浆源区具有壳幔混合的特点。

双峰式火山岩的基性端元形成于幔源岩浆的部分熔融。火山岩 Zr-Nb 图解(图 11-a)显示,研究区玄武岩的母岩浆可能来自于亏损地幔^[30]。从表 2 可以看出,研究区玄武岩的 K_2O/TiO_2 值为 0.20~0.48, K_2O/P_2O_5 值为 1.29~3.24,表明其岩浆组分可能受到一定程度的陆壳物质混染。源区为地壳物质部分熔融,岩石具有较低的 Nb、Ta 含量,因此地壳物质的混染会导致岩浆中的 Ta、Nb 等元素含量降低,从而显示明显的 Ta、Nb 负异常信息。

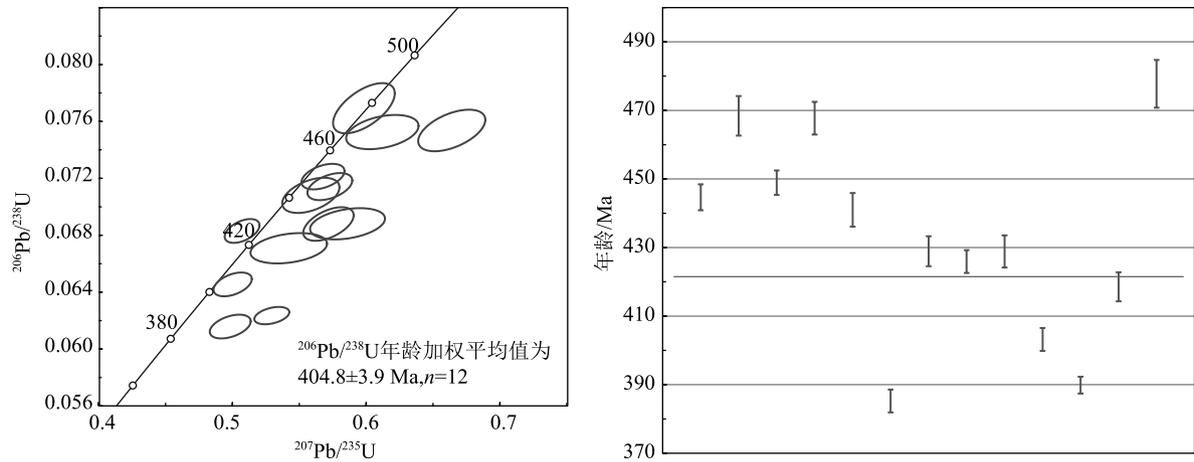


图 10 流纹岩(YMQ-TW2)锆石 U-Pb 年龄谐和图
Fig. 10 Zircon U-Pb concordia plot from rhyolite(YMQ-TW2)

在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 5)上,研究区玄武岩 Ta、Nb 等元素相对亏损,表明源区可能有地壳物质的加入。如果幔源玄武岩浆遭受大陆地壳物质的混染,岩浆中的不相容元素,如 La 或 Ba

相对于 Nb 明显增高,从而具有高的 La/Nb、Ba/Nb 和 Ba/La 值,因此可用 La/Nb、Ba/Nb 和 Ba/La 值分析母岩浆是否受到地壳混染。研究区玄武岩的 La/Nb 值为 1.78~2.81, Ba/Nb 值为 15.65~54.65, Ba/

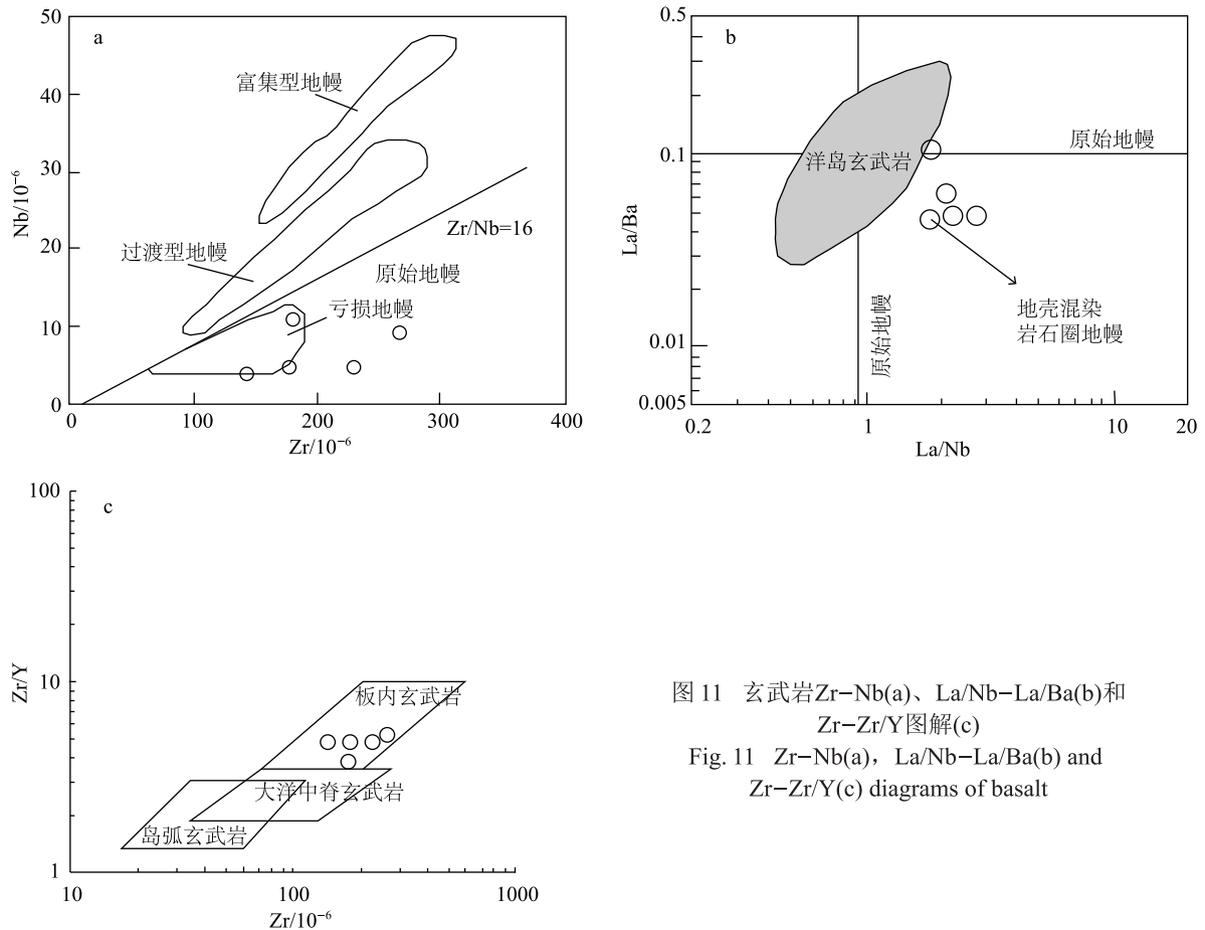


图 11 玄武岩 Zr-Nb(a)、La/Nb-La/Ba(b)和 Zr-Zr/Y 图解(c)
Fig. 11 Zr-Nb(a), La/Nb-La/Ba(b) and Zr-Zr/Y(c) diagrams of basalt

La 值为 8.78 ~ 21.14, 远大于原始地幔 ($La/Nb \approx 0.94$, $Ba/Nb \approx 9.00$, $Ba/La \approx 9.60$) 和 N-MORB^[31] ($La/Nb \approx 1.07$, $Ba/Nb \approx 4.30$, $Ba/La \approx 4.00$), 且在微量元素 $La/Nb-La/Ba$ 图解 (图 11-b) 中, 除个别样品外, 样品大部分落入地壳混染岩石圈地幔, 表明幔源玄武质岩浆在后期上升过程中可能受到一定程度的地壳物质混染。

通常认为, 双峰式火山岩中酸性端元有 2 种成因, 即基性岩浆分离结晶成因和地壳物质部分熔融成因。基性岩浆分离结晶成因指酸性端元和基性端元具有共同的母岩浆, 在分离结晶过程中几乎没有其他物质的加入^[32-33], 2 个端元岩石具有相似的地球化学特征^[34], 且基性岩石的出露面积大于酸性岩石; 地壳物质部分熔融成因指基性岩浆在侵入地壳的过程中, 使下地壳物质发生部分熔融而形成酸性岩浆^[35], 酸性岩石的出露面积大于基性岩石^[36-37]。通过对野马泉地区早泥盆世三个井组双峰式火山岩野外踏勘, 玄武岩分布面积明显大于流纹岩 (分布比例约为 3 : 1), 岩石地球化学特征及锆石 U-Pb 测年结果反映二者具有一定的演化成生关系。

综合以上研究, 北山造山带东段野马泉地区出露的早泥盆世双峰式火山岩组合可能为岩石圈地幔物质部分熔融形成玄武质岩浆后, 上升侵位形成玄武岩, 且存在一定程度的地壳混染; 残余岩浆随

后分离结晶形成流纹岩, 二者是同源岩浆作用的产物, 是一个侵入过程的 2 个阶段, 构成典型的双峰式火山岩组合。

4.2 构造环境

弧陆碰撞带是新生地幔物质与古老地壳相结合的最佳场所, 而发生在晚志留世红柳河—牛圈子—洗肠井一带的弧陆碰撞正好提供了这样的条件。Zr、Y 等元素的含量可以较准确地反映玄武岩的形成环境^[38]。研究区玄武岩 Zr 含量为 $143 \times 10^{-6} \sim 269 \times 10^{-6}$, Y 含量为 $29.3 \times 10^{-6} \sim 51.7 \times 10^{-6}$, Zr/Y 值为 3.82 ~ 4.93, 在 Zr-Zr/Y 图解 (图 11-c) 中, 样品主体落入板内玄武岩区域, 表明其形成于板内伸展环境。另外, 通过主量元素对比推断, 该区玄武质岩石 TiO_2 含量为 1.85% ~ 3.27%, 总体上略高于 N-MORB^[39] ($TiO_2 \approx 1.15\%$), 类似于 Liegepis 等^[40] 归纳的形成于碰撞后背景下的玄武岩。

研究区流纹岩样品相对富 Si 和 ALK, 贫 TiO_2 和 MgO, 同时具有较低的铝饱和指数, A/CNK 值为 0.91 ~ 1.27, 属弱过铝质系列, 微量元素中富集大离子亲石元素、亏损高场强元素的特点与典型 A 型花岗岩的地球化学特征一致^[41], 同时流纹岩具有较低的 Nb/Y 值 (0.18 ~ 0.32), 依据 A 型花岗岩的地球化学分类, 研究区流纹岩属于 A_2 型花岗岩 (图 12-a), 应为碰撞后伸展环境下岩浆作用的产物

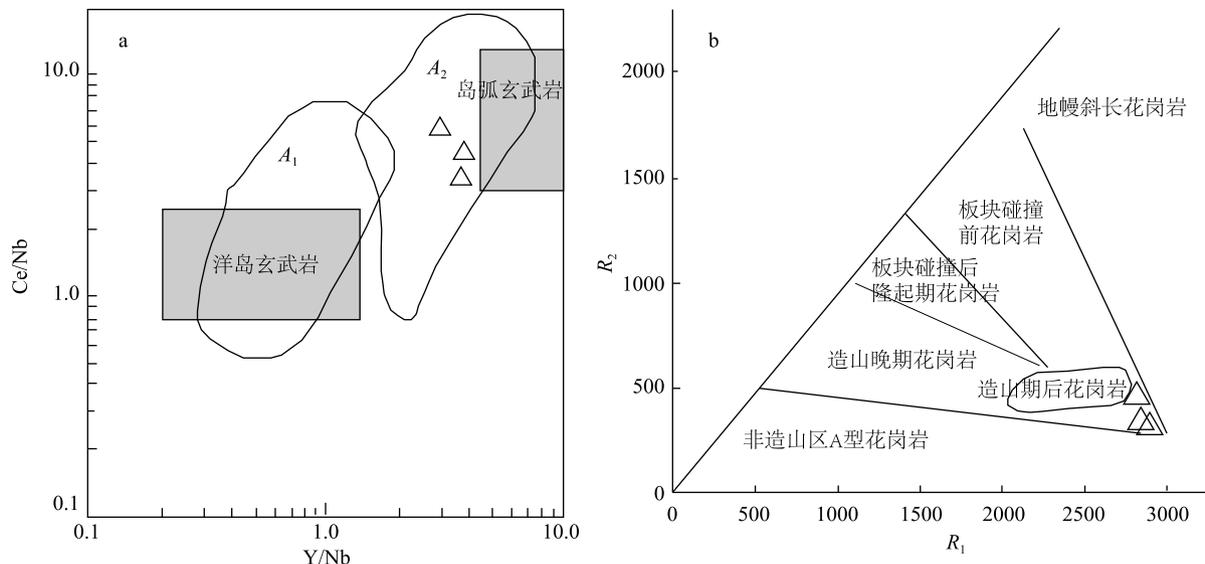


图 12 流纹岩 Y/Nb-Ce/Nb(a) 和 R_1-R_2 图解 (b)

Fig. 12 Y/Nb-Ce/Nb(a) and R_1-R_2 (b) diagrams of rhyolite

(图 12-b), 与玄武岩显示的碰撞后伸展构造环境一致。

4.3 地质意义

前期研究表明, 北山地区在志留纪经历了塔里木板块和哈萨克斯坦板块的俯冲-碰撞, 且早泥盆世发生了构造体制转变, 形成碰撞后伸展拉张环境, 碰撞后的地质作用以大规模的走滑断裂和双峰式火山岩浆为主。

北山造山带东段野马泉地区早泥盆世双峰式火山岩的地球化学特征显示, 该套火山岩可能为弧火山岩在造山后伸展裂陷环境中的火山作用产物, 进一步证实北山造山带在经历志留纪汇聚事件之后进入大规模碰撞后转换拉伸构造演化阶段, 也代表野马泉地区经历了由碰撞汇聚到伸展拉张这个地球动力学环境的重大转折, 为进一步理解北山地区早古生代构造格局及板块构造体制提供了重要的地质依据。

5 结论

(1) 北山造山带东段野马泉地区出露的玄武岩和流纹岩 SiO_2 含量分别为 48.31%~50.26% 和 74.60%~77.06%, 具有明显的 Daly 间断, 在时空上构成经典的双峰式火山岩组合。

(2) 玄武岩锆石 U-Pb 年龄为 402.3 ± 1.8 Ma, 流纹岩锆石 U-Pb 年龄为 404.8 ± 3.9 Ma, 二者同时形成, 均为早泥盆世早期岩浆作用的产物。

(3) 根据野外观察和岩石地球化学特征, 初步分析玄武岩浆起源于亏损地幔的部分熔融, 且在其上升过程中可能受到一定程度的地壳物质混染; 残余岩浆随后分离结晶形成流纹岩, 二者是同源岩浆作用的产物, 是一个侵入过程的 2 个阶段, 构成典型的双峰式火山岩组合。

(4) 野马泉地区早泥盆世双峰式火山岩的厘定, 进一步证实了北山造山带在志留纪汇聚碰撞事件之后进入大规模碰撞后转换拉伸构造演化阶段, 也代表着其地球动力学环境由碰撞挤压到伸展拉张的重大转折, 为进一步理解北山地区早古生代构造格局及板块构造体制提供了重要的地质依据。

致谢: 在本文写作过程中河北省地质调查院陈志彬总工程师及荣桂林副院长提出了诸多宝贵意见, 参加内蒙古 1:5 万臭水池、上咸水沟、野马泉、沙坡泉煤矿幅区域地质矿产调查工作的还有河北

省地质调查院尹晨潇、佟昕恩、田宏超、高翔、武劲光等工程师, 在此一并表示衷心感谢。

参考文献

- [1] 肖文交, 舒良树, 高俊, 等. 中亚造山带大陆动力学过程与成矿作用[J]. 新疆地质, 2008, 23: 599-603.
- [2] Xiao W J, Windley B F, Huang B C, et al. Paleozoic multiple accretionary and collisional processes of the Beishan orogenic collage[J]. American Journal of Science, 2010, 310: 1553-1594.
- [3] Xiao W J, Windley B F, Yuan C, et al. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altai. American [J]. Journal of Science, 2009, 309: 221-270.
- [4] Xiao W J, Windley B F, Huang B C, et al. End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altai: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia? [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32: 102-117.
- [5] Xiao W J, Windley B F, Badarch G, et al. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altai: implications for the lateral growth of Central Asia [J]. Journal of the Geological Society, 2004, 161: 339-342.
- [6] 左国朝, 金松桥, 何国琦, 等. 北山地区白云山—洗肠井一带早古生代蛇绿岩推覆构造及蛇绿混杂体的发现[C]//中国北方板块构造论文集(2). 北京: 地质出版社, 1987: 51-58.
- [7] 左国朝, 何国琦. 北山板块构造及成矿规律[M]. 北京: 北京大学出版社, 1990: 1-226.
- [8] 左国朝, 冯永忠, 刘春燕, 等. 甘蒙北山中南带新发现燕山早期走滑挤压推覆构造带[J]. 地质科学, 1992, 4: 309-316.
- [9] 左国朝, 刘文科, 刘春燕, 等. 甘新蒙北山地区构造格局及演化[J]. 甘肃地质学报, 2003, 12(1): 1-15.
- [10] 刘雪亚, 王荃. 中国西部北山造山带的大地构造及演化[J]. 地学研究, 1995, 28: 37-48.
- [11] 杨合群, 李英, 杨建国, 等. 北山造山带的基本成矿特征[J]. 西北地质, 2006, 39(2): 78-95.
- [12] 杨合群, 李英, 李文明, 等. 北山成矿构造背景概论[J]. 西北地质, 2008, 41(1): 22-28.
- [13] 杨合群, 李英, 赵国斌, 等. 新疆-甘肃-内蒙古衔接区地层对比及其意义[J]. 西北地质, 2009, 42(4): 60-75.
- [14] 杨合群, 赵国斌, 李英, 等. 新疆-甘肃-内蒙古衔接区古生代构造背景与成矿的关系[J]. 地质通报, 2012, 31(2/3): 413-421.
- [15] 杨合群, 李英, 赵国斌, 等. 北山蛇绿岩特征及构造属性[J]. 西北地质, 2010, 43(1): 26-36.
- [16] 何世平, 任秉琛, 姚文光, 等. 甘肃内蒙古北山地区构造单元划分[J]. 西北地质, 2002, 4: 30-39.
- [17] 何世平, 周世武, 任秉琛, 等. 甘肃内蒙古北山地区古生代地壳演化[J]. 西北地质, 2005, 38(3): 6-15.
- [18] 程先钰, 滕学建, 田健, 等. 内蒙古北山造山带三个井组地球化学特征、同位素年龄及其构造环境[J]. 地质通报, 2020, 39(9): 1461-1473.
- [19] 辛后田, 牛文超, 田健, 等. 内蒙古北山造山带时空结构与古亚洲

- 洋演化[J].地质通报,2020,39(9): 1297-1316.
- [20] Ludwig K R. User's manual for ISOplot 3.00: A geochronological tool for Microsoft Excel[J]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003, 4: 1-17.
- [21] 李怀坤, 耿建珍, 郝爽, 等. 用激光烧蚀多接收器等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)测定锆石 U-Pb 同位素年龄的研究[J]. 矿物学报, 2009, 29(增刊): 600-601.
- [22] Gao S, Liu X M, Yuan H L, et al. Determination of forty-two major and trace elements in USCS and NIST SRM glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 2002, 26(2): 181-196.
- [23] Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rocks system[J]. Earth-Science Reviews, 1994, 37(3/4): 215-224.
- [24] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 1984, 25(4): 956-983.
- [25] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [26] Pin C, Marini F. Early Ordovician continental break-up Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the southern Massif Central, France [J]. Lithos, 1993, 29: 177-196.
- [27] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 1977, 20: 325-343.
- [28] Hyndman D W. Petrology of igneous and metamorphic rocks [M]. New York: McGraw-Hill, 1985: 135-141.
- [29] 舒良树, 朱文斌, 王博, 等. 新疆博格达南缘后碰撞期陆内裂谷和地下水滑塌构造[J]. 岩石学报, 2005, 21(1): 25-26.
- [30] Condie K C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary: Identification and significance [J]. Lithos, 1989, 23: 1-18.
- [31] Weaver B L. The origin of ocean island basalt endmember composition: Trace element and isotopic constraints [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 104: 381-397.
- [32] Grove T L, Donnelly N J M. The evolution of young silicic lavas Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas [J]. Contrib Mineral Petrol., 1986, 92: 281-302.
- [33] Sigurdsson H, Sparks R S J, Sigurdsson H, et al. The 1875 eruption of Askja volcano, Iceland: combined fractional crystallization and selective contamination in the generation of rhyolitic magma [J]. Mineral Mag., 1987, 51: 183-202.
- [34] Brouxel M, Lapierre H, Michard A, et al. The deep layers of a Paleozoic arc: geochemistry of the Copley-Blaklala series, northern California [J]. Earth Planetary Science Letters, 1987, 85: 386-400.
- [35] Holms A. The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes [J]. Geol. Mag., 1931, 68: 241-255.
- [36] Davies G R, Macdonald R. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: Combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints [J]. Journal of Petrology, 1987, 28(6): 1009-1031.
- [37] Hupperth E, Sparks R S J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust [J]. Journal of Petrology, 1988, 29: 599-624.
- [38] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 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, 2007, 26(1): 77-88.
- [39] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member composition: Trace element and isotopic constraints [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 104: 381-397.
- [40] Liegeois J P. Preface—Some words on the post-collisional magmatism [J]. Litho, 1998, 45: 15-17.
- [41] Condie K C. Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supercrustal rocks in the Southern United States [J]. Journal of Geology, 1986, 94: 845-864.