

## 赤峰市平庄—元宝山盆地 汉诺坝玄武岩的地球化学特征及其构造背景

彭艳东<sup>1</sup>, 黄菲<sup>2</sup>, 邢德和<sup>3</sup>, 张志斌<sup>3</sup>

(1. 东北大学秦皇岛分校 资源与材料学院, 河北 秦皇岛 066004; 2. 东北大学 资源与土木工程学院, 辽宁 沈阳 110819;

3. 沈阳地质矿产研究所, 辽宁 沈阳 110034)

**摘 要:** 对分布于赤峰东部平庄—元宝山盆地的汉诺坝玄武岩进行了岩石学、地球化学研究。结果表明, 研究区内火山岩主要岩石类型为玄武岩及少量沉凝灰岩。玄武岩岩石成分较均一, 主量元素变化不大, 富铁、贫铝, 富  $\text{Na}_2\text{O}$ , 低  $\text{K}_2\text{O}$ 。玄武岩稀土元素总量低, 轻稀土元素富集, 铈、铈异常不明显。玄武岩富集大离子亲石元素 Rb, Ba, Th, K, Ta 和 LREE, 高场强元素 U 相对亏损, 相容元素 Cr, Co, Ni 含量较低。本区汉诺坝玄武岩属于拉斑玄武岩系列, 火山岩的源区是软流圈上地幔, 玄武岩形成于大陆裂谷的拉伸环境, 是大陆板块内部稳定构造环境的产物。

**关 键 词:** 赤峰; 平庄—元宝山盆地; 地球化学; 拉斑玄武岩; 大陆裂谷

中图分类号: P 591

文献标志码: A

文章编号: 1005-3026(2015)04-0590-06

## Geochemical Characteristics and Tectonic Setting of Hannuoba Basalts from Pingzhuang—Yuanbaoshan Basin in Chifeng

PENG Yan-dong<sup>1</sup>, HUANG Fei<sup>2</sup>, XING De-he<sup>3</sup>, ZHANG Zhi-bin<sup>3</sup>

(1. School of Resources and Materials, Northeastern University at Qinhuangdao, Qinhuangdao 066004, China;

2. School of Resources & Civil Engineering, Northeastern University, Shenyang 110819, China; 3. Shenyang

Institute of Geology and Mineral Resources, Shenyang 110034, China. Corresponding author: HUANG Fei,

E-mail: huangfei@mail.neu.edu.cn)

**Abstract:** Petrology, geochemistry characteristics of the Hannuoba basalts distributed in Pingzhuang—Yuanbaoshan basin in eastern of Chifeng, Inner Mongolia were studied. The results showed that the volcanic rocks are dominated by basalts and minor sedimentary tuff. The petrologic compositions of basalts are homogeneous, content of the main elements change rarely, the basalts is characterized by higher titanium, lower aluminum and high  $\text{Na}_2\text{O}$  content, lower  $\text{K}_2\text{O}$  content. The total amounts of REE are lower, LREE is enriched, and there are weak Eu and weak Ce negative anomaly for Hannuoba basalts. The basalts are obviously enriched in lithophile elements (Rb, Ba, Th, K, Ta, LREE etc.), and depleted in high field-strength element (U, HREE) as well as compatible elements (Co, Ni, Cr etc.). The Hannuoba basalts belong to the tholeiitic basalt series, and the source region of volcano rock is the asthenospheric upper mantle. The Hannuoba basalt formed in a continental rift tensile environment which is the product of continental intraplate stable tectonic environment.

**Key words:** Chifeng; Pingzhuang—Yuanbaoshan basin; geochemistry; Tholeiitic basalt; continental rift

汉诺坝玄武岩是我国东部新生代裂隙式火山喷发的典型代表。狭义的汉诺坝玄武岩系指冀西

北的万泉、崇礼、张北及尚义县境内的新生代玄武岩。广义的汉诺坝玄武岩则指广泛分布于蒙辽晋

冀接壤区的新生代玄武岩,从空间分布可划为东西两区。西区玄武岩分布于建平—承德—张家口断裂西段的张家口—大同西北地区,东区玄武岩主要分布于赤峰—围场—康保断裂东段赤峰—围场以北。总体上汉诺坝玄武岩呈近北东西向展布。赤峰地区位于华北地台北缘与内蒙—大兴安岭褶皱系过渡带,该区广泛分布的新生代玄武岩属于广义的汉诺坝玄武岩,曾被命名为中新世昭乌达组,形成时代为中新世(24.5~13.6 Ma)<sup>[1]</sup>。长期以来对冀北地区的汉诺坝玄武岩进行了全面系统的研究工作并取得了丰硕成果<sup>[2]</sup>,对内蒙古东部新生代玄武岩研究相对较少。本文对赤峰东部平庄—元宝山盆地内的汉诺坝玄武岩进行详细的岩石学、地球化学研究,分析其成因及构造环境,为深入系统研究汉诺坝玄武岩提供新的资料。

## 1 地质特征

研究区位于赤峰东南部的平庄—元宝山盆地,隶属于八里罕火山断裂喷发带,中新世汉诺坝旋回基性火山岩主要分布在赤峰市元宝山盆地和平庄盆地及附近地区,火山岩走向受近NE向深断裂控制,呈北东向带状展布。岩性为一套钙碱性系列为主的基性火山岩组合。该区火山岩岩相类型有溢流相、火山沉积相和次火山岩相,溢流相占绝对优势,而爆发相罕见。熔岩是汉诺坝旋回的主要岩石类型。该类岩石分布广,占汉诺坝玄武岩出露面积的70%左右。沉火山碎屑岩相呈沉积夹层分布于火山岩系中,次火山岩相玄武玢岩呈脉状、岩株状产出。大部分玄武岩之上覆盖着第四系沉积物,不整合于九佛堂组、阜新组、孙家湾组及老梁底组地层之上。区内汉诺坝旋回火山喷发方式为裂隙式。该旋回火山喷发韵律发育,具多期多次喷发特点。区域上火山活动具有由北东向南西迁移的特征。

## 2 岩石学和矿物学特征

火山岩岩石类型单一,据岩相及结构构造特点,岩石类型如下。

1) 致密块状玄武岩:岩石风化面浅灰绿色,新鲜面灰绿色,斑状结构,块状构造。斑晶为斜长石斑晶,呈灰白色,半自形—自形,长柱状,大小0.5~2 mm,质量分数为2%左右;橄榄石斑晶呈绿色,他形粒状,大小0.2~0.5 mm,质量分数为

6%左右,有少量橄榄石发生伊丁石化,呈红褐色。基质为隐晶质结构,岩石致密坚硬。

2) 气孔杏仁状玄武岩:岩石风化面砖红色,新鲜面灰黑色,斑状结构,气孔杏仁状构造。斑晶由斜长石、橄榄石组成。斜长石呈灰白色,半自形—自形,板柱状,大小0.5 mm×1 mm~1 mm×2 mm,质量分数为2%;橄榄石呈绿色,他形,粒状,大小0.1~0.5 mm,质量分数为3%;气孔呈椭圆状、不规则状,定向排列,大小0.5~5 mm,质量分数为10%左右;杏仁体由方解石、黏土矿物组成,大小0.5~8 mm,质量分数为5%左右。基质为隐晶质结构。

3) 灰绿色沉凝灰岩:风化面灰绿色,新鲜面灰绿色,沉凝灰结构,层状构造。主要成分为火山灰,凝灰岩结构较松散、易风化。

4) 玄武玢岩:岩石呈灰色、灰黑色,斑状结构,块状构造。斑晶质量分数为5%~15%,成分为橄榄石、斜长石、辉石等。橄榄石斑晶呈自形粒状,粒径0.2~3 mm,多具蛇纹石化、伊丁石化;斜长石斑晶呈半自形板柱状,为拉长石,粒径0.3~2 mm,可见聚片双晶;辉石斑晶呈自形短柱状。基质占85%~95%,具玻基交织结构、间粒结构,由斜长石微晶、单斜辉石微晶及玻璃质组成。

## 3 岩石地球化学特征

对6件火山岩样品进行了化学成分测试。主量元素采用X射线荧光熔片法,微量元素采用X射线荧光压片法,稀土元素采用ICP质谱分析法,测试结果见表1。

### 3.1 主量元素岩石化学特征

汉诺坝期玄武岩岩性较均匀,主元素变化不大。在火山岩TAS图解<sup>[3]</sup>中,研究区火山岩为玄武岩类。火山岩中 $w(\text{SiO}_2)$ 为49.08%~50.50%。 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 介于11.94%~13.83%间,变化较小。 $w(\text{Na}_2\text{O})+w(\text{K}_2\text{O})$ 为3.43%~4.03%, $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ 介于3.27~5.26之间, $w(\text{K}_2\text{O})$ 不高,所有样品的 $w(\text{Na}_2\text{O})>w(\text{K}_2\text{O})$ 。火山岩中 $w(\text{TiO}_2)$ (1.93%~3.29%)较高且变化较大。岩石的里特曼指数 $\delta=1.75\sim2.16$ ,属钙碱质岩系。

在硅—碱图(图略)上,全部样品投影于亚碱性系列区。在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 相关图解上,全部样品均投影在钙碱性岩系区。在 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图解上(图略),全部样品均投影在钠质系列区。

表 1 汉诺坝旋回火山岩主量元素、微量元素和稀土元素(质量分数)

Table 1 Chemical compositions of Hannuoba basalts

质量分数	PM103-4-1	PM103-5-1	PM103-6-1	PM103-7-1	PM103-8-1	PM103-9-1
$w(\text{SiO}_2)$	50.18	49.08	50.09	50.01	49.29	50.50
$w(\text{TiO}_2)$	2.06	2.07	2.00	2.09	1.93	3.29
$w(\text{Al}_2\text{O}_3)$	13.65	13.45	13.735	13.83	13.54	11.94
$w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$	3.27	4.31	4.65	5.89	4.05	5.57
$w(\text{FeO})$	11.05	10.69	9.2	8.61	10.55	9.97
$w(\text{MnO})$	0.18	0.20	0.14	0.19	0.18	0.19
$w(\text{MgO})$	6.60	6.85	6.83	5.94	7.07	4.63
$w(\text{CaO})$	8.81	8.96	8.55	8.84	8.80	8.27
$w(\text{Na}_2\text{O})$	2.89	2.77	2.95	2.89	2.86	3.08
$w(\text{K}_2\text{O})$	0.65	0.66	0.59	0.55	0.59	0.94
$w(\text{P}_2\text{O}_5)$	0.27	0.26	0.26	0.27	0.25	0.42
$w(\text{LOS})$	0.18	0.49	0.77	0.73	0.27	1.04
$\Sigma$	99.79	99.79	99.77	99.84	99.38	99.84
$w(\text{Y})$	25.53	24.21	23.21	24.05	22.11	36.26
$w(\text{Hf})$	3.67	3.26	3.51	3.11	3.36	5.40
$w(\text{Ta})$	1.29	1.13	1.00	1.25	1.55	1.80
$w(\text{Rb})$	15.54	15.61	13.16	12.22	14.66	24.47
$w(\text{Ba})$	176.02	189.18	223.49	167.53	164.74	295.79
$w(\text{Sr})$	295.24	318.24	306.03	303.42	304.62	295.69
$w(\text{Li})$	5.21	5.98	4.91	7.75	5.62	6.43
$w(\text{Be})$	0.90	0.84	0.74	0.90	0.60	1.50
$w(\text{Sc})$	20.32	20.53	18.54	21.00	18.58	23.80
$w(\text{Th})$	3.28	2.75	2.67	2.46	2.31	3.29
$w(\text{U})$	0.54	0.49	0.45	0.41	0.26	0.58
$w(\text{Nb})$	14.94	16.10	14.79	15.35	15.69	24.02
$w(\text{Co})$	47.16	46.83	48.95	53.45	52.30	36.17
$w(\text{Cr})$	152.04	156.85	147.08	156.28	162.71	55.00
$w(\text{Ni})$	145.51	140.28	166.47	157.31	160.67	64.50
$w(\text{V})$	188.00	201.37	179.01	203.02	188.33	263.54
$w(\text{Zr})$	141.65	137.36	135.88	140.80	130.70	216.54
$w(\text{La})$	14.36	13.42	12.86	13.06	12.46	20.45
$w(\text{Ce})$	30.19	28.29	26.37	28.55	26.88	42.75
$w(\text{Pr})$	4.06	3.73	3.58	3.67	3.45	5.82
$w(\text{Nd})$	18.39	17.05	16.34	16.89	15.59	26.75
$w(\text{Sm})$	5.01	4.73	4.43	4.75	4.36	7.31
$w(\text{Eu})$	1.35	1.24	1.22	2.96	1.59	2.04
$w(\text{Gd})$	4.49	4.24	3.98	4.26	3.82	6.55
$w(\text{Tb})$	0.81	0.78	0.73	0.76	0.70	1.18
$w(\text{Dy})$	4.83	4.60	4.40	4.55	4.22	6.99
$w(\text{Ho})$	0.95	0.90	0.85	0.90	0.81	1.36
$w(\text{Er})$	2.26	2.22	2.03	2.11	1.95	3.18
$w(\text{Tm})$	0.34	0.32	0.31	0.33	0.29	0.49
$w(\text{Yb})$	1.96	1.88	1.81	1.89	1.69	2.78
$w(\text{Lu})$	0.28	0.26	0.25	0.26	0.24	0.39

注:主量元素质量分数的单位为  $10^{-2}$ ,微量元素和稀土元素质量分数的单位为  $10^{-6}$ ,测试单位:沈阳地质矿产研究所(2011年)。

因此,汉诺坝旋回火山岩应属钠质钙碱性岩石系列。

在 AFM 图解(麦克唐纳,1968)中(图略),汉诺坝旋回火山岩所有样品投点都落于拉斑玄武岩系列区内,表明岩石富铁镁贫碱。

### 3.2 微量元素特征

研究区玄武岩微量元素的质量分数均不同程度得高于原始地幔值<sup>[4]</sup>。在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图1)上,火山岩的微量元素曲线右倾,不相容元素相对富集。富集大离子亲石元素 Rb, Ba, Th, K, Ta 和 LREE, U 相对亏损,相容元素 Cr, Co, Ni 的质量分数较小。

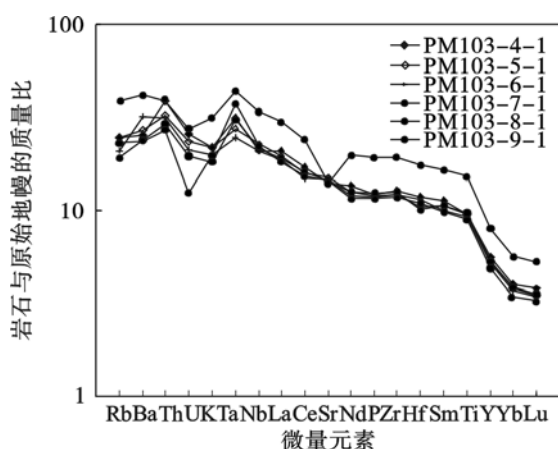


图1 火山岩微量元素原始地幔标准化蛛网图  
Fig. 1 Trace element primitive mantle normalized spider diagram of Hannuoba basalts

玄武岩  $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$  均值为 0.05, 略高于原始地幔值(0.029),  $w(\text{Rb})/w(\text{Ba})$  均值为 0.08, 接近于原始地幔值(0.088).  $w(\text{Sr})/w(\text{Ba})$ ,  $w(\text{Co})/w(\text{Ni})$ ,  $w(\text{Th})/w(\text{U})$ ,  $w(\text{Zr})/w(\text{Y})$  平均值分别为 1.56, 0.36, 6.40, 5.8, 与原始地幔的相应比值非常接近。

### 3.3 稀土元素特征

火山岩稀土的质量分数为  $78.06 \times 10^{-6} \sim 128.03 \times 10^{-6}$ , 富集轻稀土。稀土参数  $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$  值为 4.5 ~ 4.69,  $[w(\text{La})/w(\text{Yb})]_{\text{N}} = 4.68 \sim 4.98$ ,  $[w(\text{Ce})/w(\text{Yb})]_{\text{N}} = 3.77 \sim 4.11$ .  $w(\text{La})/w(\text{Sm}) = 0.88 \sim 0.9$ ,  $w(\text{Gd})/w(\text{Yb}) = 2.26 \sim 2.36$ , 轻稀土高于重稀土的分馏作用。 $\delta_{\text{Eu}} = 0.83 \sim 1.17$ , 均值为 0.92,  $\delta_{\text{Ce}} = 0.91 \sim 0.96$ , 均值为 0.92, 显示弱负铕、弱负铈异常。

## 4 火山岩形成的构造背景

本区玄武岩轻稀土富集,  $\Sigma \text{REE}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE}$  都大于球粒陨石, Eu 和 Ce 有微弱负异常,

$\delta_{\text{Eu}}$  值高于沉积岩和花岗岩, 显示了大陆板块内部玄武岩的基本特征。

不相容元素(大离子亲石元素) Rb, Ba, Th, K, Ta 和 LREE 富集, 高场强元素 U 相对亏损, 相容元素 Cr, Co, Ni 的质量分数较低。这与板块内部玄武岩极为相似, 而与 N-MORB, E-MORB 不同。玄武岩的  $w(\text{Zr})/w(\text{Y}) = 5.55 \sim 5.97$ ,  $w(\text{Zr})/w(\text{Y}) > 3$ , 具有大陆玄武岩的特征。

$w(\text{Sm})/w(\text{Nd}) = 0.27 \sim 0.28$ , 平均值为 0.28, 接近于地幔值(0.26 ~ 0.375)。玄武岩的  $w(\text{Zr})/w(\text{Ba}) = 0.73 \sim 0.84$ , 均值为 0.75, 落在洋岛玄武岩的范围<sup>[5]</sup>。

原始地幔标准化蛛网图中的微量元素曲线也类似于洋岛玄武岩(图1), 该特征反映玄武岩是软流圈上地幔低度部分熔融的产物<sup>[6]</sup>。研究表明<sup>[7]</sup>, 大规模快速喷发的大陆溢流玄武岩源区成分以原始地幔为主, 主体上并没有受到地壳物质的强烈混染。与区域上分布的汉诺坝玄武岩一样, 研究区内玄武岩中罕见壳源包体。

大陆板内玄武岩的  $w(\text{Th})/w(\text{Ta}) > 1.6$ ,  $w(\text{Ta})/w(\text{Hf}) > 0.1$ ,  $w(\text{Th})/w(\text{Nb}) > 0.11$ ,  $w(\text{Nb})/w(\text{Zr}) > 0.04$ , 其中, 大陆裂谷区玄武岩的  $w(\text{Th})/w(\text{Nb}) = 0.11 \sim 0.27$ , 大陆拉张带玄武岩的  $w(\text{Th})/w(\text{Nb}) > 0.27$  (一般 0.27 ~ 0.67), 陆-陆碰撞带玄武岩的  $w(\text{Th})/w(\text{Nb}) > 0.67$ 。本区玄武岩的  $w(\text{Th})/w(\text{Ta}) = 1.49 \sim 2.66$ , 均值为 2.16,  $w(\text{Ta})/w(\text{Hf}) = 0.29 \sim 0.46$ , 均值为 0.36,  $w(\text{Th})/w(\text{Nb}) = 0.14 \sim 0.22$ , 均值为 0.17,  $w(\text{Nb})/w(\text{Zr}) = 0.11 \sim 0.12$ , 均值为 0.11。因此, 本区玄武岩形成于大陆裂谷环境。

新生代, 消减带自海沟向大陆水平延伸最多 1200 km 左右, 东北、华北地台北缘广大地区已在消减带活动的影响区之外。一般情况下, 与消减带有关的近大陆一侧的火山岩为钾玄岩系列, 而本区玄武岩为大陆板块内部的拉斑玄武岩系列, 其成分、组合与钾玄岩系列及岛弧玄武岩(VAB)不同。

在  $10\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - 10\text{K}_2\text{O}$  图解(图2)中, 火山岩的样品都投影于大陆玄武岩范围内。火山岩的  $\tau$  值为 2.69 ~ 5.53, 均值为 4.87, 与一般的造山带火山岩( $\tau > 10$ ) 明显不同。文献[8]用  $\lg \tau - \lg \sigma$  关系图判别火山岩的构造环境, 在该图解(图3)中研究区火山岩样品都投影于非造山带火山岩范围内(A区), 表明其是稳定构造环境产物。在  $\text{Zr} - \text{Zr}/\text{Y}$  图解<sup>[9]</sup>(图4)及  $\text{TiO}_2/100 - \text{Zr} - \text{Y} \times 3$  图解<sup>[10]</sup>(图5)中, 火山岩的样品都投影于板内玄武岩

范围内,均属板块内部玄武岩. 在  $2\text{Nb} - \text{Zr}/4 - \text{Y}$  图解 (Meschede M, 1986) (图 6) 中, 火山岩样品都投影于板内拉斑玄武岩范围内. 新生代中国东部处于拉伸构造环境. 在华北及东北地幔隆起区形成了一系列断陷盆地及岩石圈断裂.

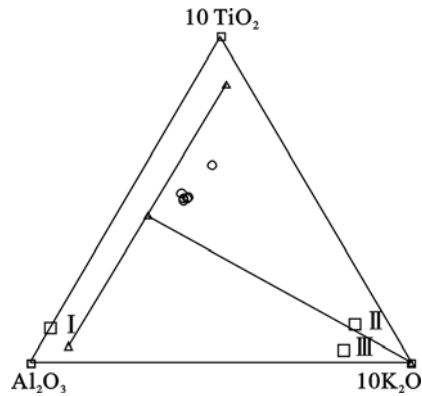


图 2 汉诺坝旋回火山岩  $10\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - 10\text{K}_2\text{O}$  图解  
Fig. 2  $10\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - 10\text{K}_2\text{O}$  diagram for Hannuoba basalts

I—大洋玄武岩; II—大陆玄武岩、安山岩;  
III—岛弧、造山带玄武岩、安山岩.

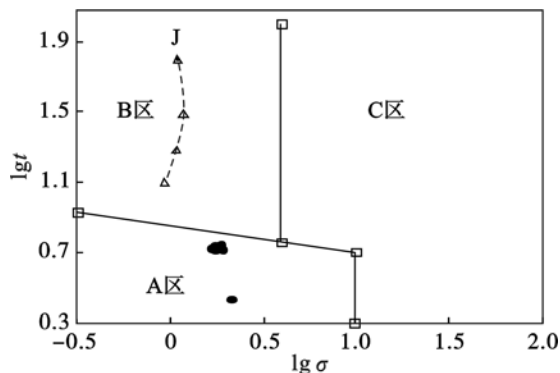


图 3 汉诺坝旋回火山岩  $\lg t - \lg \sigma$  关系图

Fig. 3  $\lg t - \lg \sigma$  diagram for Hannuoba basalts

A 区—非造山带地区火山岩; B 区—造山带地区火山岩;  
C 区—A 区、B 区派生的碱性、富碱岩; J—日本火山岩.

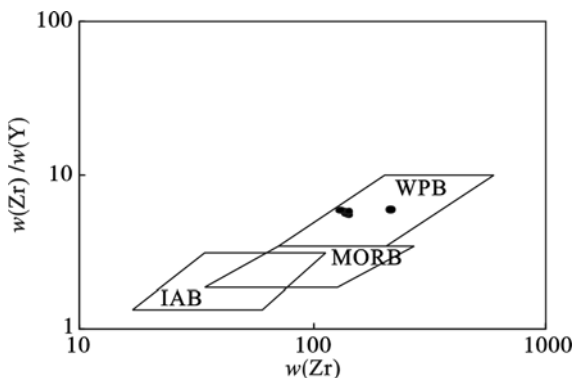


图 4 汉诺坝旋回火山岩  $\text{Zr} - \text{Zr}/\text{Y}$  图解

Fig. 4  $\text{Zr} - \text{Zr}/\text{Y}$  diagram for Hannuoba basalts

WPB—板内玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩;  
IAB—岛弧玄武岩.

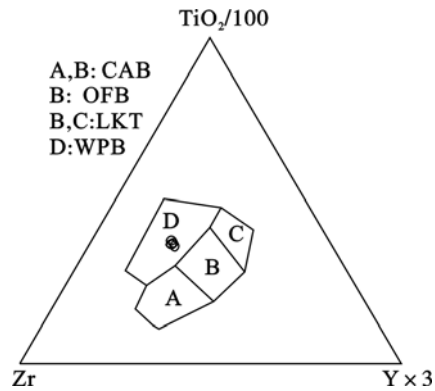


图 5 汉诺坝旋回火山岩  $\text{TiO}_2/100 - \text{Zr} - \text{Y} \times 3$  图解  
Fig. 5  $\text{TiO}_2/100 - \text{Zr} - \text{Y} \times 3$  diagram for Hannuoba basalts

CAB—钙碱性玄武岩; OFB—洋底玄武岩;  
LKT—低钾拉斑玄武岩; WPB—板内玄武岩.

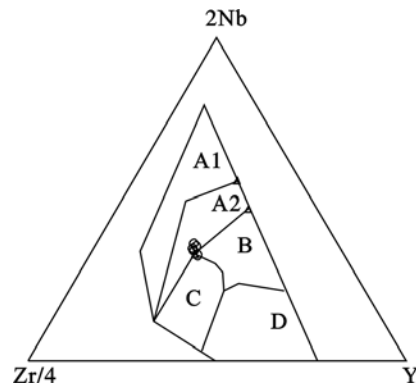


图 6 汉诺坝旋回火山岩  $2\text{Nb} - \text{Zr}/4 - \text{Y}$  图解

Fig. 6  $2\text{Nb} - \text{Zr}/4 - \text{Y}$  diagram for Hannuoba basalts

A1 + A2—板内碱性玄武岩; A2 + C—板内拉斑玄武岩;  
B—P 型 MORB; D—N 型 MORB; C + D—火山弧玄武岩.

汉诺坝玄武岩的形成与华北地台北缘的赤峰—围场—康保断裂和建平—承德—张家口断裂有关,软流圈上部的地幔物质部分熔融产生玄武质岩浆后,岩浆沿深切地幔的断裂上升至地表喷溢,形成了广泛分布的大陆溢流玄武岩台地. 汉诺坝玄武岩是大陆岩石圈伸展活动的产物.

## 5 结 论

1) 平庄—元宝山盆地的玄武岩岩石类型单一,成分较均一,富钛、贫铝,属拉斑玄武岩系列. 玄武岩稀土元素总量较低,富集轻稀土元素,铈、铈显示弱负异常. 大离子亲石元素富集,高场强元素相对亏损,相容元素的质量分数较小.

2) 研究区汉诺坝玄武岩属于中新世裂隙式火山喷发的产物. 火山岩源区是软流圈上部地幔,玄武质岩石形成过程中基本上未受大陆壳混染.

3) 区内玄武岩是在稳定的构造环境内,大陆岩

石圈伸展活动的产物,属典型的大陆裂谷玄武岩。

#### 参考文献:

- [1] 刘若新,陈文寄,孙建中,等. 中国新生代火山岩的 K-Ar 年代与构造环境[M]// 刘若新. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京:地震出版社,1992:1-43.  
(Liu Ruo-xin, Chen Wen-ji, Sun Jian-zhong, et al. The K-Ar age and tectonic environment of Cenozoic volcanic rocks in China[M]// Liu Ruo-xin. Geochronology and Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rocks in China. Beijing: Seismological Publishing House, 1992:1-43.)
- [2] Zhi X C, Song Y, Frey F A, et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt[J]. *Chemical Geology*, 1990, 88: 1-33.
- [3] Le-Maitre R W. Igneous rocks: a classification and glossary of terms [M]. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002:1-236.
- [4] Wood J M. A variably veined suboceanic upper mantle-

genetic significance for mid-ocean ridge basalt from geochemical evidence [J]. *Geology*, 1979, 7:499-503.

- [5] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 104:381-397.
- [6] Hawkesworth C J, Gallagher K. Mantle hotspots, plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism [J]. *Terra Nova*, 1993, 5:552-559.
- [7] Arndt N T, Christensen U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97: 10967-10981.
- [8] Rittmann A. Stable mineral assemblages of igneous rocks [M]. New York: Springer, 1973:1-262.
- [9] Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1979, 69:33-47.
- [10] Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 1973, 19:290-300.

(上接第 580 页)

#### 参考文献:

- [1] 吴文,徐松林,周劲松,等. 深基坑桩锚支护结构受力和变形特性研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2001, 20(3):399-402.  
(Wu Wen, Xu Song-lin, Zhou Jin-song, et al. Studies of force and deformation properties considering pile-anchor-soil interaction in deep pits [J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2001, 20(3):399-402.)
- [2] Clough G W, Smith E M, Sweeney B P. Movement control of excavation support systems by iterative design [C]// Current Principles and Practices, Foundation Engineering Congress. Virginia: ASCE, 1989:869-884.
- [3] Erin H Y L, Charles W W N. Wall and ground movements associated with deep excavations supported by cast in situ wall in mixed ground conditions[J]. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 2007, 133(2):129-143.
- [4] Moormann C. Analysis of wall and ground movements due to deep excavation in soft based on a new world wide database [J]. *Soils and Foundations*, 2004, 44(1):87-98.
- [5] Hsiung B C B. A case study on the behavior of a deep excavation in sand [J]. *Computers and Geotechnics*, 2009, 36(4):665-675.
- [6] Zhang J F, Chen J J, Wang J H. Prediction of tunnel

displacement induced by adjacent excavation in soft soil [J]. *Tunneling and Underground Space Technology*, 2013, 36: 24-33.

- [7] Ran L, Ye X W, Zhu H H. Long-term monitoring and safety evaluation of a metro station during deep excavation [J]. *Procedia Engineering*, 2011, 14:785-792.
- [8] 任永忠,朱彦鹏,周勇. 兰州市某深基坑支护设计及监测研究分析[J]. 岩土工程学报, 2012, 34(sup1):705-710.  
(Ren Yong-zhong, Zhu Yan-peng, Zhou Yong. Design and monitoring of bracings for a deep foundation pit in Lanzhou [J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2012, 34(sup1):705-710.)
- [9] Chung Y, Dongyeob L. Deep excavation-induced ground surface movement characteristics: a numerical investigation [J]. *Computers and Geotechnics*, 2008, 35:231-252.
- [10] Ou C, Hsieh P G, Chou D C. Characteristics of ground surface settlement during excavation [J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 1993, 30(5):758-767.
- [11] 王超,朱勇,张强勇,等. 深基坑桩锚支护体系的监测分析与稳定性评价[J]. 岩石力学与工程学报, 2014, 33(sup1): 2918-2923.  
(Wang Chao, Zhu Yong, Zhang Qiang-yong, et al. Monitoring analysis and stability evaluation of pile-bolt support system in deep pit [J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2014, 33(sup1):2918-2923.)