

# 东天山博格达造山带石炭纪火山岩及其形成地质环境\*

顾连兴 胡受奚 于春水 李宏宇 肖新建 严正富

南京大学地球科学系, 南京大学成矿作用国家重点实验室, 南京 210093

State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China.

2000-02-21 收稿, 2000-06-02 改回.

Gu Lianxing, Hu Shouxi, Yu Chunshui, Li Hongyu, Xiao Xinjian and Yan Zhanfu. 2000. Carboniferous volcanites in the Bogda orogenic belt of eastern Tianshan; their tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 16(3):305~316

**Abstract** The Lower-Middle Carboniferous marine volcanites in the Bogda Orogenic Belt of Eastern Tianshan show bimodal features and are dominated by soda-rich basalts and rhyolites with minor dacites and rare andesitic rocks. The basalts are characterised by modal quartz in a few samples, occasional occurrence of olivine phenocrysts, diopsidic and salitic clinopyroxene with higher aluminum ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.17 \sim 5.99$ ) and titanium ( $\text{TiO}_2 = 2.80 \sim 4.78$ ) contents, albite- and oligoclase-dominated matrices with considerable amounts of andesine and labradorite as phenocrysts, most whole-rock CIPW norms containing Di, Ol and Hy with a few containing Qz and Ne, most of the plots on the total alkali vs.  $\text{SiO}_2$  diagram being located in the subalkaline area and close to the boundary to the alkaline area,  $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma\text{Fe}) < 65$ ,  $\Sigma\text{REE} = 38.73 \sim 134.48$ ,  $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} = 2.75 \sim 4.03$ ,  $\delta\text{Eu} = 0.93 \sim 1.15$ , moderately enriched in highly incompatible elements, moderately depleted in Nb and Ti, low contents of Ni and Cr, positive  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values. These characteristics indicate that basalts in the Bogda belt belong to olivine tholeiites overall, but had diverse evolution to alkaline basalts and quartz tholeiites. These basalts were produced by an olivine-tholeiitic or picritic magma which originated from a depleted mantle and subsequently differentiated and was then contaminated by the crust. The bimodal volcanism represented by such basalts with accompanying dacites and rhyolites argues for the Carboniferous continental rift environment of the Bogda orogenic belt.

**Key words** Orogenic belt; Continental rift; Volcanites; Basalt; Rhyolite; Tianshan

**摘要** 东天山博格达造山带早、中石炭世海相火山岩具有双峰式特征,主要岩性为富钠的玄武岩和流纹岩,其次是英安岩,安山质岩石极少出现。玄武岩的特征是:少数岩石含有实际矿物石英,个别岩石含橄榄石斑晶;辉石主要是透辉石和次透辉石,其成分富含铝( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.17 \sim 5.99$ )和钛( $\text{TiO}_2 = 2.80 \sim 4.78$ );基质中的长石主要是钠-更长石,斑晶中有相当数量的中长石和拉长石;全岩化学成分 CIPW 计算结果绝大部分含 Di、Ol 和 Hy,少数含 Qz 和 Ne,在全碱— $\text{SiO}_2$  图中主要投影于亚碱性区,并接近碱性区; $100 \text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma\text{Fe}) < 65$ ;  $\Sigma\text{REE} = 38.73 \sim 134.48$ ,  $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} = 2.75 \sim 4.03$ ,  $\delta\text{Eu} = 0.93 \sim 1.15$ ; 强不相容元素适度富集, Nb 和 Ti 适度亏损, Ni、Cr 含量低,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  和  $\epsilon_{\text{Sr}}$  均为正值。这些特征表明,本区的玄武岩总体上属于橄榄拉斑玄武岩,并具有向碱性玄武岩和石英拉斑玄武岩两个方向演化的趋势。它们是来自亏损地幔的橄榄拉斑质玄武岩或苦橄质岩浆经过分异并混染少量地壳物质的产物。这类玄武岩与英安岩和流纹岩构成的双峰式火山岩进一步证明博格达造山带是石炭纪的大陆裂谷。

**关键词** 造山带; 大陆裂谷; 火山岩; 玄武岩; 流纹岩; 天山

中图法分类号 P588.14; P534.45

本文为国家自然科学基金项目(No. 49172094)和国家九·五攻关 305 项目(No. 96-915-05-03-01) 合作研究成果,并得到南京大学现代分析中心测试基金的资助。

第一作者简介: 顾连兴, 男, 1944 年 9 月生, 教授(博士生导师), 矿床学专业; 电话: 025-3595839(○); E-mail: gugugu@nju.edu.cn

## 1 引言

关于东天山博格达造山带晚古生代的构造属性,迄今仍存在着裂谷(吴庆福,1986;王利利等,1986;杨浩和顾连兴,1989;何国琦等,1994; Han Baofu *et al.*, 1999)与岛弧

(成守德等,1986;方国庆,1992;马瑞士等,1993,1997; Coleman, 1989; Gao Jun *et al.*, 1998)两种不同观点。产生分歧的原因主要是对该带的石炭纪火山岩缺乏系统研究。本文将在详细研究该造山带早、中石炭世双峰式火山岩的基础上,进一步论证其大陆裂谷的构造属性。

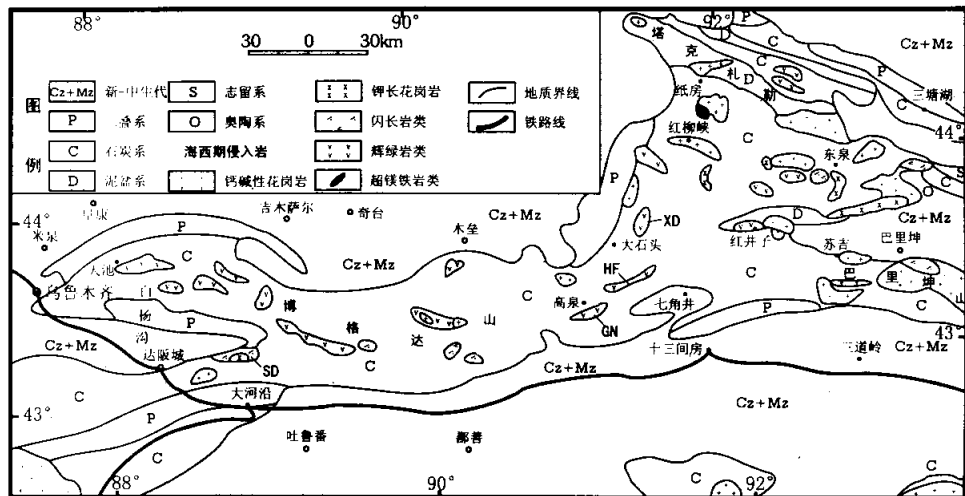


图1 博格达造山带地质略图

侵入体名称: GN-高泉南; HF-哈萨坟沟; SD-上大河沿; XD-西地

Fig. 1 Geology of the Bogda orogenic belt

## 2 火山岩地质特征

东天山博格达造山带呈东-西走向,夹持于准噶尔和吐鲁番-哈密两个中、新生代盆地之间(图1)。该带的海相沉积作用主要在早、中石炭世。至晚石炭世时期,虽然西部的博格达主峰地区仍保持海相沉积,但东部的七角井-高泉地区已成为陆相环境<sup>①</sup>(吴乃元和王明倩,1983)。二叠系与下伏石炭系地层的接触关系,在博格达山区的东部七角井一带为不整合(图1),而在西部天池-达坂城一带则表现为平行不整合(图1)(肖世录和张志民,1985;陈哲夫和梁云海,1985;周济元等,1994)。

博格达造山带的早、中石炭世火山岩主要是海相环境下的产物。在东部的七角井-高泉地区(图1),下石炭统塔普捷尔泉组( $C_{1t}$ )、七角井组( $C_{1q}$ )及中石炭统柳树沟组( $C_{2l}$ )火山岩出露完整。塔普捷尔泉组为一套浅水沉积的砂岩、粉砂岩夹页岩、黑色硅质岩及玄武岩。七角井组为海相双模式火山岩建造,块状、枕状玄武岩与流纹岩互层,并夹有少量凝灰质砂岩及页岩;在七角井刺梅沟七角井组上部层位中,可见玄

武岩与流纹岩组成韵律喷发旋回(图2),相互之间呈突变接触。在图2的700余米长的剖面上,玄武岩中夹有8层流纹岩,单层厚度自不足1米至30余米不等。该剖面上玄武岩与流纹岩的比例大约为7:1。柳树沟组为砂岩、泥岩与海相双模式火山岩互层;砂岩和泥质岩中亦含大量凝灰质。

在博格达西部地区未见下石炭统及更老的地层;中石炭统柳树沟组的时代主要据其上覆的祁家沟组和奥尔吐组化石组合限定(廖卓庭等,1992)。在乌鲁木齐天池一带所出露的大量柳树沟组火山岩,前人认为属安山岩系(马瑞士等,1993,1997);本次研究表明,该剖面火山岩系以粗面玄武岩-玄武粗安岩和英安岩为主,其次是流纹岩,三者之比例大约为1:1:0.5,明显缺乏安山质岩石。在天池揽胜亭一带,粗面玄武岩和玄武粗安岩均呈灰绿色块状构造,两者无明显接触界线(图3)。

博格达地区迄今尚未发现与早、中石炭世火山作用同时

① 张安,张成和,丁天府. 1986. 新疆木垒县大石头陆相酸性火山岩的球状构造及熔岩湖漂砾. 见:新疆地矿局第一区域地质调查大队编,新疆区调,209~219

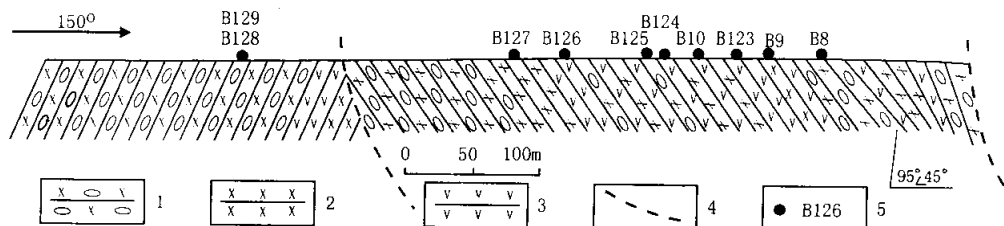


图2 七角井刺梅沟下石炭统七角井组火山岩剖面图

1. 枕状玄武岩; 2. 玄武岩; 3. 流纹岩; 4. 断层; 5. 采样编号。图中部分流纹岩的厚度已夸大表示

Fig. 2 Profile for volcanic rocks of the lower Carboniferous Qijiaoqing formation near Qijiaoqing

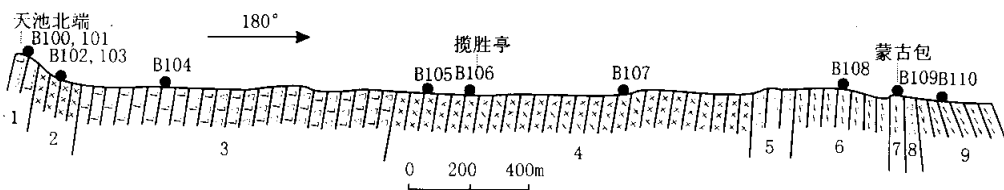


图3 乌鲁木齐天池中石炭统柳树沟组火山岩剖面图

1. 暗紫色英安质角砾凝灰岩和熔岩; 2. 暗紫色和暗绿色玄武岩; 3. 暗紫色英安质角砾熔岩; 4. 灰绿色粗面玄武岩和玄武粗安岩; 5. 暗紫色英安质角砾岩和集块岩; 6. 暗紫色流纹岩, 局部含绿帘石团块; 7. 浅灰色流纹岩; 8. 灰绿色英安质角砾凝灰岩; 9. 灰绿色流纹岩。B100~110为样品号

Fig. 3 Profile for the middle Carboniferous Liushugou formation at Tianchi near Urumqi

代的侵入岩,但广泛分布着晚期的辉绿岩岩床、岩墙、岩株及少量中-酸性的分异产物。我们测得上大河沿中-酸性杂岩体的Rb-Sr等时线年龄为 $298.4 \pm 0.76$  Ma(顾连兴等, 2000),不但表明博格达地区晚于海西期的侵入活动并不重要,还表明这些侵入岩定位于造山后由挤压变为拉张这一地球动力学环境的重大转折时期。

### 3 火山岩岩相学和矿物学特征

作者等在七角井刺梅沟、高泉、天池和祁家沟等地分别对下石炭统七角井组和中石炭统柳树沟组火山岩作了路线剖面观察、代表性取样和镜下研究。从图2和3可知,这两个剖面的火山岩主要是玄武岩、英安岩、流纹岩和类似成分的火山碎屑岩。主要岩石类型的特征为:

玄武岩呈块状或枕状构造。枕状玄武岩的枕体长轴30~200cm不等,断面可见数厘米厚的壳状冷凝边,并具同心状和放射状裂纹,枕体由砂泥质和凝灰质胶结。较大枕体核心部位的结晶程度明显地优于边部。玄武岩具无斑隐晶或少斑结构。斑晶以自形板状斜长石为主,粒径多0.3~1.2mm,含量一般为5%~10%。基质粒度多小于0.3mm,由斜长石

和辉石微晶构成填间结构。斜长石微晶多呈长柱状或针状,长/宽比可超过10;填隙辉石多呈微棕色,针-柱状、束状或细粒状。少数厚度较大的岩流内部结晶较粗,肉眼可辨其粒状结构,基质中的斜长石呈板条状,长度多为0.5~1mm,与辉石形成间粒结构或次辉绿结构。相当一部分玄武岩基质中可见少量填隙状石英(1%~3%)。采于天池的B107粗面玄武岩标本中含伊丁化的橄榄石斑晶,其量约2%。玄武岩中的气孔小而稀疏,其直径多为0.3~3mm,多被绿泥石、葡萄石和碳酸盐,偶见被钠长石和绿帘石所充填。玄武安山岩为无斑填间结构,其中斜长石呈板柱状,粒径0.5~1mm,辉石呈粒状,粒径多0.2~0.5mm,与玻璃质一起充填于斜长石粒间。玄武岩和玄武安山岩的后期蚀变主要是绿泥石化、绿帘石化和碳酸盐化。

英安质和流纹质熔岩在露头上呈暗紫色、灰紫色、灰绿色,呈层状与玄武岩互层产出。岩石具斑状结构或无斑隐晶结构。斑晶含量通常不足10%,成分为钠-更长石、石英和钾长石。钠-更长石呈自形板状,粒度多0.3~1mm左右,发育聚片双晶,无定向至半定向排列。基质中的长英质矿物呈霏细结构和显微隐晶结构,具有这两种结构的部分在镜下呈斑块状分布。岩石中通常缺乏镁铁矿物。在富钠的流纹岩中斜

长石成分主要为钠长石,钾长石几乎完全缺失。次生蚀变以绢云母化、碳酸盐化为主。

火山碎屑岩主要有英安-流纹质凝灰岩和凝灰质沉积岩,在天池剖面上尚可见火山角砾岩、集块岩和角砾熔岩。火山碎屑包括晶屑、岩屑和玻屑。晶屑主要由斜长石和石英组成,含量5%~25%不等,偶见钾长石晶屑。岩屑多呈棱角状,成分以英安-流纹质为主,多具霏细结构,少量为玄武-安山质岩屑。在刺梅沟沟口一带,凝灰岩和凝灰质沉积岩大量存在。火山碎屑岩常受绢云母化和碳酸盐化。

火山岩主要造岩矿物的电子探针成分分析(表1、2)表明,博格达玄武岩中的辉石以富铝( $Al_2O_3=4.2\% \sim 6.0\%$ )、富钛( $TiO_2=2.8\% \sim 4.8\%$ )和富钙( $WO>45\%$ )为特征。在

辉石分类图上,投影点主要落在次透辉石与低铁次透辉石的界线附近(图4)。因而,本区玄武岩中的辉石具有钠质碱性玄武岩造岩矿物(Deer *et al.*, 1978; 周珣若,1991)的特征。电子探针测定(表2,图5)表明,斜长石成分在玄武岩中变化较大,基质中主要为钠-更长石,而斑晶中除了钠-更长石外,还存在相当数量的中长石和拉长石。据周济元等(1994)的研究,七角井玄武岩中钠长石斑晶的有序度低于0.65,表明这种钠长石是高温岩浆直接结晶的产物,而不是海底钠交代而成。流纹岩中的斜长石(表2)在基质中主要为钠长石,而在斑晶中除钠长石外,部分岩石尚含更长石。无论玄武岩还是流纹岩,其斑晶和基质均缺乏环带结构,因而其探针分析结果大体上能反映所测颗粒的整体成分。

表1 博格达玄武岩辉石电子探针分析结果

Table 1 Electron microprobe analyses of pyroxene from basalts of the Bogda belt

Sample	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	WO	EN	FS
B014-1	43.82	4.78	5.61	15.70	0.24	8.49	21.37	0.92	0.016	100.93	46.84	25.89	27.27
B014-3	44.85	4.02	5.82	15.48	0.31	8.46	21.36	0.64	0.001	100.95	46.98	25.91	27.12
B026-3	45.67	3.24	4.17	14.60	0.63	8.50	21.79	0.49	0.001	99.13	47.83	25.96	26.21
B128-3	43.06	4.77	5.12	16.13	0.34	8.28	21.59	0.56	0.010	99.86	46.96	25.07	27.97
B128-4	44.53	2.80	5.91	14.15	0.46	9.94	20.76	0.40	0.026	98.97	45.13	30.08	24.80
B129-4	45.76	3.68	5.99	11.99	0.21	9.86	21.66	0.53	0.011	99.69	48.23	30.55	21.22
B129-5	45.20	4.14	5.72	12.48	0.21	10.00	21.94	0.30	0.000	99.97	47.95	30.40	21.65

注: (1) B128-3 为基质中辉石微晶,其余为辉石斑晶。

(2) 样品由南京大学内生金属矿床成矿机制国家重点实验室作电子探针分析。

表2 博格达火山岩斜长石电子探针分析结果

Table 2 Electron microprobe analyses of plagioclase from basalts of the Bogda belt

样号	岩性	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Ab	An	Or
B014-4	玄武岩	55.01	0.16	25.41	1.11	b. d.	0.19	10.82	6.96	0.19	99.83	53.3	45.7	0.9
B014-6	玄武岩	64.39	0.09	20.79	0.33	b. d.	0.08	1.19	12.85	0.07	99.78	94.8	4.9	0.3
B014-7	玄武岩	54.24	0.19	25.92	0.94	0.01	0.19	11.60	6.43	0.16	99.67	49.7	49.6	0.8
B026-1	玄武岩	66.09	0.03	21.66	0.48	0.05	0.19	3.19	8.78	0.20	100.67	82.3	16.5	1.2
B026-2*	玄武岩	68.19	0.03	19.28	0.17	b. d.	b. d.	1.05	11.09	0.04	99.85	94.9	4.9	0.2
B128-1	玄武岩	66.62	b. d.	18.99	1.69	0.03	1.57	0.66	10.40	0.07	100.02	96.2	3.4	0.4
B128-2*	玄武岩	64.65	0.31	20.53	2.52	0.04	1.10	2.57	9.47	0.07	101.34	86.6	13.0	0.4
B129-2	玄武岩	64.18	0.20	18.44	1.51	0.01	1.52	2.37	9.93	0.21	98.36	87.3	11.4	1.2
B129-3	玄武岩	54.14	0.11	25.95	1.11	b. d.	0.20	11.27	5.04	0.14	97.95	44.4	54.8	0.9
B010-2*	流纹岩	64.92	b. d.	18.79	0.21	0.05	b. d.	0.21	11.88	0.07	96.12	98.7	0.9	0.4
B010-3*	流纹岩	65.29	0.04	18.91	0.04	b. d.	b. d.	0.21	13.05	0.12	97.66	98.5	0.9	0.6
B036-1	流纹岩	67.54	0.01	19.83	b. d.	b. d.	0.01	0.18	11.83	0.05	99.45	98.9	0.8	0.3
B036-2	流纹岩	65.27	b. d.	19.26	0.01	b. d.	0.01	0.14	14.32	0.09	99.09	99.1	0.5	0.4
B036-3	流纹岩	66.39	0.01	18.98	0.08	b. d.	b. d.	0.18	12.97	0.66	99.27	96.1	0.7	3.30

注: (1) 有\*号者为基质中斜长石微晶,其余为斜长石斑晶; (2) 样品由南京大学内生金属矿床成矿机制国家重点实验室作电子探针分析;

(3) b. d. 表示低于检出限

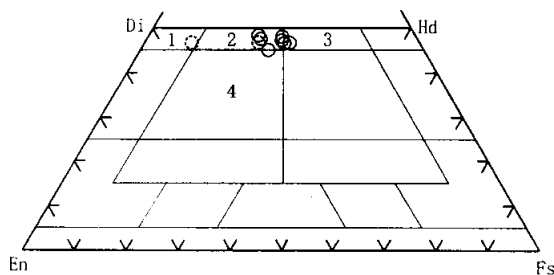


图4 博格达玄武岩辉石分类图

(据 Poldervaart and Hess, 1951); 实线圆为表 1 中的七个数据(部分投影点重叠); 虚线圆为周济元等(1994)的数据; 投影区 1-透辉石; 2-次透辉石; 3-低铁次透辉石; 4-普通辉石

Fig. 4 Classification of pyroxene from basalts of the Bogda belt

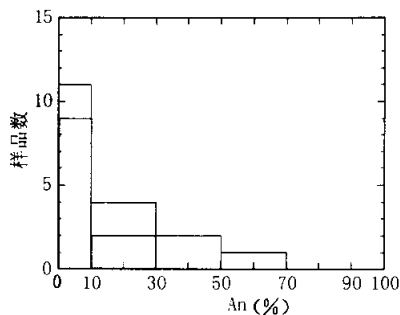


图5 博格达玄武岩斜长石 An 含量频率直方图

实心柱为基质,空心柱为斑晶。图中部分数据取自周济元等(1994)

Fig. 5 Histogram for anorthite contents of plagioclase from basalts of the Bogda belt

## 4 火山岩地球化学特征

### 4.1 常量元素

博格达地区下、中石炭统火山岩常量元素含量及 CIPW 计算结果列于表 3, 其值在 TAS 分类图(图 6)中主要落入玄武岩及流纹岩、英安岩区, 个别落入粗面玄武岩、玄武安山岩和玄武粗面岩区。采自祁家沟剖面的 B97 样品落入粗面岩区。全区火山岩的  $\text{SiO}_2$  含量在 55%~64% 之间出现明显的间断, 因而是典型的双峰式岩系。岩系的偏酸性端元均投影于远离图中虚线的亚碱性火山岩区, 而偏基性端元的投影点则集中于碱性与亚碱性火山岩分界线附近。岩石化学 CIPW 计算结果(表 3)除 B024 和 B105 分别含霞石分子 0.5% 和 0.4%, 4 个样品含石英分子以外, 其余均含橄榄石(~15.7%)和紫苏辉石分子(~22.1%)。这些特征与部分岩石中含石英和个别标本中含伊丁石化橄榄石斑晶的特征相一致, 表明这些玄武岩总体上属于橄榄拉斑玄武岩系, 在七角井地区主要向石英拉斑玄武岩方向演化, 而在祁家沟-天池一带则向碱性玄武岩和粗面岩方向演化。全区玄武岩的  $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\Sigma\text{Fe})$  值(表 3)均低于判别原始岩浆的参考数值 65(邱家骥, 1991; Wendlandt *et al.*, 1995), 表明这些玄武岩可能是原始岩浆经分异演化后的结晶产物。

枕状玄武岩同一个岩枕的边部冷壳(B128)和核部(B129)样品的对比分析表明, 枕体的核部  $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{MgO}$  含量和  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  比值显著高于边部, 而  $\text{SiO}_2$  和  $\text{CaO}$  显著低于边部, 这与 Hyndman (1985) 得到的枕状体核部通常  $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{SiO}_2$  较高而  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  较低的认识不尽一致。

根据 CIPW 计算结果(表 4), 本区玄武岩中斜长石的平均牌号变化于  $\text{An}28\sim\text{An}65$  之间, 且多数岩石的平均牌号属

中长石, 少数为拉长石。这些结果高于同一标本的电子探针测定值(表 2)。这可能是因为本区玄武岩中辉石的铝含量较高, 在进行 CIPW 计算时这部分铝也加入了斜长石分子的缘故。

博格达地区玄武岩中存在大量钠长石和更长石, 全岩化学成分也明显地低钙、贫钾和富钠, 因而有些研究者把这些岩石称作细碧岩(耿全如和茅燕石, 1991)。但是, 考虑到细碧岩应当是以低温产物绿泥石、绿帘石和阳起石等为主要镁铁矿物的岩石(Hyndman, 1985; 夏林圻等, 1996), 而本区玄武岩中的镁铁矿物则主要是辉石, 所以我们并未采用细碧岩这一术语, 而仍称之为玄武岩, 相应地, 对于与之共生的富钠偏酸性火山岩, 我们也未采用角斑岩和石英角斑岩等术语。

### 4.2 稀土元素

博格达地区下、中石炭统玄武岩的稀土元素含量列于表 5, 其球粒陨石标准化曲线示于图 7。由表 5 和图 7 可见, 该区玄武岩具有中等的稀土总量和轻稀土的适度富集, 铕异常并不显著, 其  $\Sigma\text{REE}$  为 38.73~134.48,  $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}$  为 2.75~4.03,  $\delta\text{Eu}=0.93\sim1.15$ 。虽然不同地段样品的变化较大, 但总体上显示了大陆内部玄武岩(Condie, 1982; Cullers and Graf, 1984; 王中刚等, 1989)的特征。与本区玄武岩相比, 玄武安山岩(B007)的稀土总量明显偏高,  $\delta\text{Eu}$  略低, 而  $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}$  比值无显著变化, 故玄武安山岩可能是玄武岩浆在低压下发生辉石和斜长石分离结晶(Cullers and Graf, 1984)的产物。

### 4.3 微量元素

由玄武岩微量元素含量分析结果(表 6)表明, 所有样品的 Ni 和 Cr 含量均低于判别原始岩浆的参考数值  $250\mu\text{g}/\text{g}$

表3 博格达下、中石炭统火山岩常量元素含量

Table 3 Major element analyses of lower and middle Carboniferous volcanic rocks from the Bogda belt

样号	岩性	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	Mg'
B026	枕状玄武岩	47.56	1.46	15.93	3.39	6.02	0.17	7.05	9.98	3.59	0.34	0.29	4.15	99.93	58
B129	枕状玄武岩	47.58	2.45	15.11	3.73	7.53	0.24	7.92	6.88	4.25	0.11	0.48	3.32	99.60	56
B128	枕状玄武岩	49.67	2.40	14.73	0.00	10.67	0.23	6.48	7.79	3.77	0.18	0.46	3.25	99.63	52
B014	玄武岩	47.80	2.43	14.33	6.03	6.03	0.23	5.62	10.44	2.86	0.43	0.50	3.11	99.81	47
B141	玄武岩	48.23	1.13	16.57	2.48	6.58	0.18	7.92	9.31	2.98	0.39	0.19	3.51	99.47	62
B009	玄武岩	48.72	1.81	14.94	3.08	7.20	0.23	6.92	9.97	2.66	0.63	0.29	2.98	99.43	55
B024	玄武岩	49.44	0.97	14.49	3.54	5.52	0.17	7.14	9.45	3.60	1.10	0.21	3.83	99.46	59
B017	玄武岩	49.56	1.82	15.48	4.02	5.28	0.21	6.48	8.30	3.81	0.89	0.35	3.32	99.52	56
B127	玄武岩	50.55	1.84	15.62	2.87	6.38	0.20	5.97	9.26	2.88	0.82	0.39	2.78	99.56	54
B008	枕状玄武岩	49.97	2.24	14.02	4.39	6.73	0.26	4.36	8.44	4.33	0.30	0.58	4.21	99.83	42
B102	玄武岩	49.58	0.95	18.62	2.53	6.44	0.25	6.89	4.80	4.45	1.08	0.15	3.98	99.72	59
B86-2	玄武岩	48.67	1.81	14.10	10.80	6.43	0.20	5.37	6.24	3.78	1.36	0.18	1.02	99.96	37
B125	枕状玄武岩	50.19	2.34	14.54	2.22	7.94	0.27	4.70	9.24	3.86	0.38	0.54	2.46	99.68	46
B037	粗面玄武岩	50.34	1.68	14.43	4.19	5.48	0.16	6.05	7.08	4.94	0.27	0.35	3.38	99.35	54
B107	粗面玄武岩	50.24	0.86	16.84	3.22	5.22	0.13	7.17	7.57	3.92	0.70	0.15	3.60	99.62	61
B106	玄武粗安岩	51.59	1.10	17.50	2.55	6.01	0.16	4.80	6.96	4.43	1.42	0.21	2.73	99.46	51
B105	玄武粗安岩	52.29	1.08	18.67	1.82	6.29	0.14	3.64	6.28	4.50	2.47	0.23	2.05	99.46	45
B029	玄武安山岩	53.24	1.25	16.29	4.28	5.89	0.20	3.36	7.84	3.27	0.87	0.26	2.54	99.29	38
B007	玄武安山岩	55.22	1.78	13.45	5.17	5.45	0.23	3.46	5.80	3.60	1.81	0.68	2.65	99.30	
B097	粗面岩	64.00	0.87	14.92	5.40	0.90	0.18	1.47	1.89	7.21	0.40	0.26	2.18	99.68	
B101	英安岩	67.87	0.78	13.48	3.84	1.22	0.08	1.57	1.69	1.78	3.98	0.18	3.05	99.52	
B036	流纹岩	70.78	0.57	13.22	2.55	1.63	0.15	0.98	1.07	6.88	0.90	0.17	1.00	99.90	
B033	流纹岩	74.13	0.21	12.33	1.14	1.88	0.15	0.60	1.15	4.98	2.34	0.06	0.38	99.35	
B034	流纹岩	74.86	0.24	12.77	0.55	1.03	0.07	0.46	1.06	5.44	2.06	0.07	1.25	99.86	
B010	流纹岩	75.42	0.19	12.14	1.14	1.74	0.09	0.80	0.72	6.50	0.21	0.04	1.00	99.99	
B144	流纹岩	76.96	0.23	12.01	0.00	2.10	0.05	0.64	0.92	5.81	0.42	0.04	0.26	99.44	
B027	流纹岩	78.56	0.19	10.00	1.03	1.33	0.12	1.31	1.11	4.07	0.71	0.05	1.32	99.80	
B099	流纹岩	71.20	0.67	12.41	3.29	1.22	0.11	1.35	0.99	4.70	2.42	0.15	1.70	100.21	
B109	流纹岩	71.42	0.41	14.54	0.35	1.79	0.10	0.69	0.94	5.73	2.52	0.08	1.17	99.74	

注: (1) 由南京大学现代分析中心作 X-射线荧光分析。(2)  $Mg' = 100 Mg / (Mg + \Sigma Fe)$ 。

(3) 样品 B097 采自祁家沟; B101~109 采自天池剖面; 其余样品采自七角井地区; 部分样品位置见图 2 和图 3。

和  $300 \mu g/g$  (Wendlandt *et al.*, 1995), 表明它们是原始岩浆演化后的产物, 并且, 在演化过程中橄榄石和单斜辉石的分离结晶曾经起了重要作用。由微量元素的原始地幔标准化曲线变化范围(图 8)可知, 博格达玄武岩均属强不相容元素富集型(图 8), 并具有 Nb 和 Ti 的适度亏损, 这与许多地区大陆拉斑玄武岩具有 Nb、Ti 负异常 (Dupuy and Dostal, 1984; Holm, 1985; Jolly, 1987; 李昌年, 1992; Pegram, 1990; Pin and Marini, 1993) 的特征相一致, 并表明本区玄武岩浆可能

受到过陆壳物质的一定混染, 或者表明幔源岩浆在壳内次生岩浆房中曾发生过辉石和钛氧化物的分离结晶 (Pin and Marini, 1993)。部分样品有一定 Sr 的亏损(图 8), 表明这些地段的岩浆可能受到过陆壳物质的混染或者曾经在低压下经历过斜长石的分离结晶。

博格达玄武岩在 Zr/Y-Zr 图 (Pearce, 1982) 中的投影(图 9), 表明了其板内形成环境。

表 4 博格达下、中石炭统火山岩 CIPW 标准矿物分子计算结果

Table 4 The calculation results of the CIPW standard mineral molecular for the lower-middle Carboniferous volcanic rocks from the Bogda belt

样号	岩性	Q	C	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Ol	Mt	Il	Ap
B026	枕状玄武岩	0.00	0.00	2.1	31.68	27.47	0.00	18.00	1.49	10.57	5.13	2.9	0.66
B129	枕状玄武岩	0.00	0.00	0.70	37.40	22.70	0.00	7.70	6.30	15.70	3.30	4.80	1.10
B128	枕状玄武岩	0.00	0.00	1.10	33.00	23.50	0.00	10.90	22.10	0.20	3.30	4.70	1.00
B014	玄武岩	0.00	0.00	2.60	25.10	25.90	0.00	20.10	16.50	0.20	3.50	4.80	1.10
B141	玄武岩	0.00	0.00	2.40	26.30	32.00	0.00	12.10	12.30	9.70	2.50	2.20	0.40
B009	玄武岩	0.00	0.00	3.90	23.40	28.00	0.00	17.40	18.60	1.40	3.00	3.60	0.70
B024	玄武岩	0.00	0.00	6.80	31.10	21.10	0.50	21.60	0.00	14.00	2.50	1.90	0.50
B017	玄武岩	0.00	0.00	5.50	33.60	23.40	0.00	13.90	7.70	8.70	2.70	3.60	0.80
B127	玄武岩	2.30	0.00	5.00	25.20	28.20	0.00	13.60	18.30	0.00	2.70	3.60	0.90
B008	枕状玄武岩	2.58	0.00	1.86	38.27	18.73	0.00	17.41	8.73	0.00	6.66	4.45	1.32
B102	玄武岩	0.00	1.80	6.70	39.40	23.90	0.00	0.00	8.10	15.40	2.50	1.90	0.30
B86-2	玄武岩	0.00	0.00	1.80	19.00	35.70	0.00	11.80	21.20	3.30	3.20	3.10	0.90
B125	枕状玄武岩	2.20	0.00	2.30	33.60	21.80	0.00	17.80	13.30	0.00	3.10	4.60	1.20
B037	粗面玄武岩	0.00	0.00	1.70	43.70	17.10	0.00	14.00	9.20	7.40	2.80	3.30	0.80
B107	粗面玄武岩	0.00	0.00	4.30	34.60	27.40	0.00	8.70	9.30	11.20	2.30	1.70	0.30
B106	玄武粗安岩	0.00	0.00	8.70	38.80	24.50	0.00	8.10	4.90	9.90	2.40	2.20	0.50
B105	玄武粗安岩	0.00	0.00	15.00	38.40	24.10	0.40	5.30	0.00	11.90	2.20	2.10	0.50
B029	玄武安山岩	6.90	0.00	5.30	28.70	28.20	0.00	8.70	16.30	0.00	2.80	2.50	0.60
B007	玄武安山岩	8.90	0.00	11.10	31.60	15.80	0.00	7.90	16.50	0.00	3.00	3.50	1.50
B097	粗面岩	12.50	0.00	2.40	62.80	7.40	0.00	0.50	10.40	0.00	1.70	1.70	0.60
B101	英安岩	35.80	3.70	24.50	15.70	7.50	0.00	0.00	9.40	0.00	1.40	1.50	0.40
B036	流纹岩	22.60	0.00	5.40	59.00	2.60	0.00	1.40	6.40	0.00	1.10	1.10	0.40
B033	流纹岩	31.80	0.00	14.00	42.60	4.40	0.00	0.80	5.10	0.00	0.80	0.40	0.10
B034	流纹岩	32.30	0.00	12.30	46.70	4.40	0.00	0.40	2.80	0.00	0.40	0.50	0.20
B010	流纹岩	32.90	0.00	1.30	55.60	3.30	0.00	0.00	5.70	0.00	0.70	0.40	0.10
B144	流纹岩	37.90	0.40	2.50	49.50	4.30	0.00	0.00	4.20	0.00	0.60	0.40	0.10
B027	流纹岩	47.40	0.60	4.30	35.00	5.30	0.00	0.00	6.30	0.00	0.60	0.40	0.10
B099	流纹岩	29.20	0.60	14.60	40.50	4.00	0.00	0.00	8.20	0.00	1.20	1.30	0.30
B109	流纹岩	24.90	0.90	15.10	49.20	4.20	0.00	0.00	4.10	0.00	0.60	0.80	0.20

注：(1) 由南京大学现代分析中心作 X-射线荧光分析；(2)  $Mg' = 100 Mg / (Mg + \Sigma Fe)$ ；(3) 样品 B097 采自祁家沟；B101~109 采自天池剖面；其余样品采自七角井地区；部分样品位置见图 2 和 3；(4) 标准矿物 Lc、Ac、Ns 和 Hm 均为 0。

#### 4.4 同位素

我们按照 Yang Jiedong *et al.* (1986) 和王银喜等 (1988) 所报道的方法，在南京大学现代分析中心同位素质谱室对七角井的新鲜玄武岩样品作了 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素测定 (表 7)。在假定其形成年龄为 340Ma 的基础上，算得两个样品的  $\epsilon_{Nd}(t)$  分别为 6.49 和 6.03， $\epsilon_{Sr}(t)$  分别为 14.64 和 5.14。

这种  $\epsilon_{Nd}(t)$  和  $\epsilon_{Sr}(t)$  均为正值的特征与我国东部新生代裂谷区的某些玄武岩 (杨祝良等, 1998; 支霞巨和冯家麟, 1992; 周新华和朱炳泉, 1992) 相一致。 $\epsilon_{Nd}(t)$  表明它们可能来自适度亏损的地幔源区； $\epsilon_{Sr}(t)$  的正值可能反映了地壳物质的污染，其中包括岩浆系统中石炭纪古海水的加入或者岩浆固结后与海水的长期同位素交换。

表 5 博格达玄武岩稀土元素丰度( $\mu\text{g/g}$ )

Table 5 REE contents of basaltic rocks from the Bogda belt

	B129	B014	B009	B128	B102	B107	B007
La	12.22	15.54	11.79	12.42	9.27	6.05	30.65
Ce	27.49	47.92	34.60	28.41	17.23	10.93	91.60
Pr	5.69	6.71	4.78	5.87	3.20	2.28	11.54
Nd	22.91	26.21	18.67	24.62	12.50	8.56	47.00
Sm	5.69	6.61	4.81	5.94	2.75	1.96	11.18
Eu	1.98	2.40	1.68	1.96	0.976	0.796	3.82
Gd	6.80	8.38	6.11	6.96	2.97	2.29	13.61
Tb	1.05	1.32	0.961	1.04	0.439	0.336	2.036
Dy	7.26	8.06	5.800	7.66	2.93	2.30	12.87
Ho	1.39	1.76	1.22	1.47	0.590	0.453	2.736
Er	3.85	4.51	3.00	4.17	1.70	1.28	7.06
Tm	0.478	0.631	0.426	0.511	0.216	0.157	1.01
Yb	3.16	3.87	2.46	3.42	1.57	1.16	6.48
Lu	0.452	0.559	0.356	0.483	0.246	0.1800	0.948
$\Sigma\text{REE}$	100.4	134.5	96.7	104.9	56.58	38.73	242.5
L/H	3.11	3.62	3.75	3.08	4.31	3.75	4.19
$\delta\text{Eu}$	0.97	0.99	0.95	0.93	1.04	1.15	0.95
$(\text{Ce}/\text{Yb})_N$	2.25	3.20	3.64	2.15	2.83	2.44	3.66
$(\text{La}/\text{Lu})_N$	2.90	2.98	3.55	2.75	4.03	3.60	3.46

注: (1) 球粒陨石值据 Boynton, 1984; (2) 样品由南京大学内生金属矿床成矿机制国家重点实验室作 ICP/AS 分析。

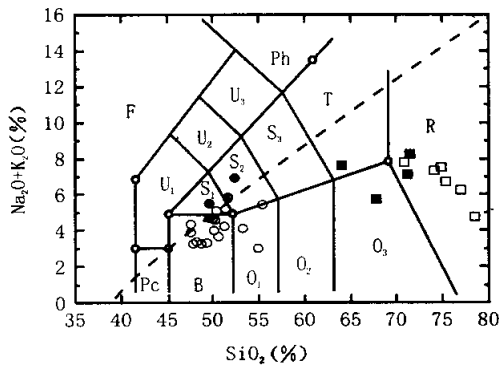


图 6 博格达地区下、中石炭统火山岩 TAS 分类图

(仿 Le Bas *et al.*, 1986)。空心圆和空心方框分别为七角井地区的偏基性和偏酸性岩石; 实心圆和实心方框分别为祁家沟-天池地区的偏基性和偏酸性岩石; 图中虚线为碱性及亚碱性火山岩系分界线(据 Irvine and Baragar, 1971);

Fig. 6 TAS plots of the lower and middle Carboniferous volcanic rocks from the Bogda belt

## 5 成岩环境和岩石成因

上述博格达地区七角井和天池两个代表性剖面的详细研究表明, 该区下、中石炭统火山岩主要是玄武岩, 其次是英安岩和流纹岩, 具有典型的双峰式特征。

诚然, 双峰式火山岩并不只是大陆裂谷环境的产物, 它也可以产生在洋岛、洋内弧中, 或与成熟岛弧或陆缘弧中短暂的拉张环境有关(Urabe, 1987; 顾连兴和郑素娟, 1989; Pin and Paquette, 1997)。然而, 博格达地区双峰式岩系内酸性火山岩大量存在(图 2、3)以及火山岩富含强不相容元素的特征, 表明该岩系不是形成于洋岛或洋内弧环境。同时, 任何形成于陆壳基底上的岩浆弧, 其岩浆活动总是以安山岩类的大量出现为特征(Gill, 1981; Pin and Paquette, 1997), 而在博格达地区却明显地缺乏安山质岩石。在该区也迄今未发现大洋和海沟沉积物、蛇绿混杂、高压-低温变质带和板块俯冲的其它证据。因此, 该区在早、中石炭世不是处于岛弧环境, 而是一个以陆壳为基底的裂谷。林晋炎<sup>①</sup>所作的石炭系沉积层序的研究, 也与该区裂谷环境的认识一致。

① 林晋炎, 1993, 博格达裂谷的沉积层序兼论新疆北部统一陆内盆地的形成和演化. 西北大学地质系博士学位论文。



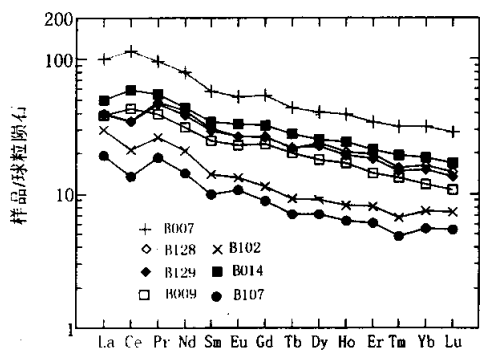


图 7 博格达玄武岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线  
球粒陨石数据取自 Boynton (1984).

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns for basalts from the Bogda belt

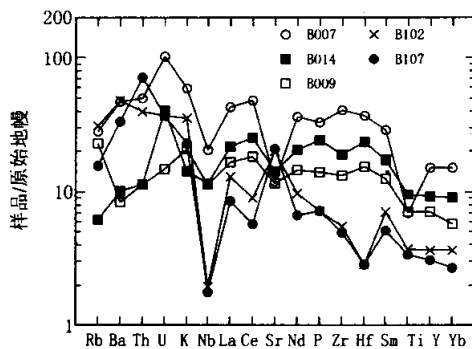


图 8 博格达玄武岩微量元素原始地幔标准化曲线  
原始地幔数据取自 Wood *et al.* (1979).

Fig. 8 Primitive mantle-normalized patterns for trace elements of basalts from the Bogda belt

表 6 博格达玄武岩微量元素丰度( $\mu\text{g/g}$ )

Table 6 Trace element contents of basaltic rocks from the Bogda belt( $\mu\text{g/g}$ )

样号	B026	B014	B008	B009	B024	B017	B036	B102	B107	B029	B037	B007
U	1.0	1.1	1.3	0.4	1.0	0.6	0.6	1.0	1.0	1.0	1.0	2.8
Rb	3.6	5.3	3.1	19.6	14.5	11.0	9.2	26.8	13.4	12.8	2.5	24.3
Th	1.5	1.1	1.0	1.1	2.1	1.0	1.6	3.8	6.9	2.6	3.3	4.8
Sr	326	329	308	265	390	448	74	461	476	357	243	279
Y	27.9	45.4	58.0	34.4	16.9	37.2	66.4	17.9	15.1	25.4	37.6	74.0
Zr	145	207	303	146	43	191	283	61	54	84	204	446
Nb	6.1	7.2	11.2	7.1	3.3	7.9	7.1	1.2	1.1	4.5	7.6	12.8
Mo	0.2	0.5	1.8	0.6	0.5	0.5	0.5	6.4	1.2	0.4	0.5	0.5
Hf	6.9	8.2	9.8	5.4	3.0	8.0	8.0	1.0	1.0	3.5	6.6	13.0
Cu	65	49	37	54	46	63	4	84	57	18	52	16
Zn	84	110	113	100	82	96	137	97	88	119	97	127
Pb	4.1	4.8	7.7	4.6	4.0	6.0	6.5	14.0	4.0	3.1	5.7	6.9
As	1.0	0.6	1.3	1.2	2.2	1.0	0.7	0.8	0.6	1.7	1.0	1.0
V	221	295	266	265	248	247	13	242	214	205	244	144
Cr	137	85	59	149	167	112	5	2	113	5	91	29
Ni	108.0	60.0	41.0	67.0	95.0	66.0	3.3	19.0	66.0	7.1	65.0	19.0
Co	52.0	43.0	36.0	46.0	44.0	37.0	6.5	44.0	43.0	26.0	41.0	19.0
Ba	102	77	35	64	356	159	204	361	252	102	81	356
Ga	18.2	21.6	5	17.4	13.7	19.5	21.1	21.0	17.9	19.8	20.7	23.0
W	1.8	2.9	8.1	1.0	2.8	3.0	4.2	2.0	2.0	1.0	1.5	5.1

注：样品由南京大学现代分析中心作 X—荧光定量分析。

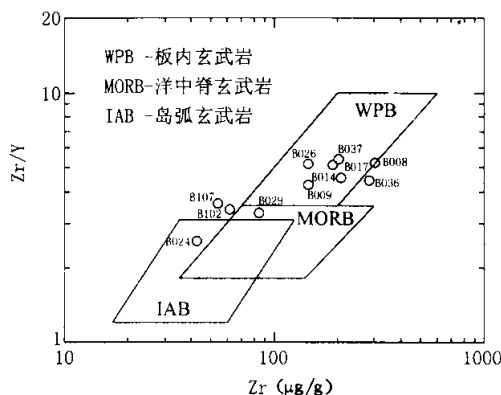


图9 博格达玄武岩 Zr/Y-Zr 构造环境判别图解

(仿 Pearce, 1982)

Fig. 9 Plots of the Bogda basalts on the tectonic environment discrimination diagram

表7 七角井玄武岩 Rb-Sr 和 Sm-Nd 测定及计算值

Table 7 Rb-Sr and Sm-Nd determinations and calculation results for basalts from Qijiaojing

样号	B009	B014
Rb( $\mu\text{g/g}$ )	20.78	5.448
Sr( $\mu\text{g/g}$ )	271.3	334.9
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.21818	0.009746
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70619	0.70451
Sm( $\mu\text{g/g}$ )	5.016	6.829
Nd( $\mu\text{g/g}$ )	20.32	27.94
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.15598	0.1536
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512878	0.512851
$\epsilon_{\text{Sr}}(t=340\text{ Ma})$	14.64	5.14
$\epsilon_{\text{Nd}}(t=340\text{ Ma})$	6.49	6.03

在大陆裂谷的拉张环境下,轻度亏损的地幔如通过底辟上升(Green and Ringwood, 1967; Tatsumi, 1991)并在地幔较浅部位发生较高级的部分熔融,则可形成橄榄拉斑玄武质或苦橄质的原始岩浆(Ringwood, 1975; Gu Lianxing *et al.*, 1995)。倘这种原始岩浆在次生岩浆房中发生橄榄石和钛氧化物等的分离结晶,便会形成博格达地区橄榄拉斑玄武质和少量石英拉斑玄武质的岩浆。本区玄武岩  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  的正值可作为亏损源区的佐证。如果亏损源区的部分熔融程度超过20%,那么所形成的岩浆就会同其源区一样亏损轻稀土和强不相容元素(Haskin, 1984),而低于10%的部分熔融则会造造成轻稀土和强不相容元素的强烈富集(Cullers and Graf, 1984),所以,本区玄武岩轻稀土和强不相容元素的适度富

集,可能意味着亏损源区10%~20%的部分熔融。玄武岩中较低的  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma\text{Fe})$  值表明了次生岩浆房的曾经存在;玄武岩稀土曲线亏损不显著,表明次生岩浆房具有一定的深度,因而斜长石的分离结晶并不重要;岩石中高场强元素 Nb 和 Ti 的适度亏损,  $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$  的正值,部分岩石中实际矿物石英的出现,以及伴生的少量中-酸性岩,表明幔源岩浆可能受到过一定程度的地壳物质混染;某些低钾、富钠的火山岩还可能包含了海底对流循环热卤水的混染(夏林圻等, 1996)。

作者等<sup>①</sup>研究了博格达裂谷西段祁家沟-天池地区和东段七角井地区在演化特征上的差异,认为西段裂谷启动晚于东段、伸展程度弱于东段、基底陆壳厚于东段。祁家沟-天池地区偏酸性火山岩的比例及其  $\text{K}_2\text{O}$  含量显著地高于七角井地区,可能反映了较厚陆壳的较强混染作用;该区基性火山岩的富碱演化趋势,可能意味着源区的较大深度和较低的部分熔融程度,或者意味着原始岩浆在高压下曾发生过单斜辉石的分离结晶作用。Cullers and Graf (1984)认为,高压下的单斜辉石分离结晶会使拉斑玄武质岩浆向碱性玄武岩的方向演化。

## References

- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed.). Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 63~114
- Chen Zhifu and Liang Yunhai. 1985. Research on several problems of structural geology in Tianshan. Xinjiang Geology, 3(2): 1~13 (in Chinese with English abstract)
- Cheng Shoude, Wang Guangrui and Yang Shude. 1986. The palaeoplate tectonics of Xinjiang. Xinjiang Geology, 4(2): 1~26 (in Chinese with English abstract)
- Coleman R G. 1989. Continental growth of Northwest China. Tectonics, 8(1): 621~635
- Condie K C. 1982. Plate Tectonics and Crustal Evolution (2nd ed.). New York: Pergamon Press, 1~310
- Cullers R L and Graf J L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: Henderson P (ed.). Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 137~274
- Deer W A, Howie R A and Sussman J. 1978. Rock-forming Minerals. Volume 2A, Single-Chain Silicates (2nd ed.). London: Longman Press, 1~668
- Dupuy C and Dostal J. 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. Earth Planet. Sci. Lett., 67: 61~69
- Fang Guoqing. 1993. Sedimentological evidence of late Palaeozoic Bogda island arc. Acta Sedimentologica Sinica, 11(3): 31~36 (in Chinese with English abstract)

<sup>①</sup> 顾连兴,严正富,于春水. 2000. 达坂城铜、金矿带成矿地质环境研究. 新疆305项目96-915-05-03-01子专题报告,1~90

- Gao Jun, Li Maosong, Xiao Xuchang, Tang Yaoqing and He Guoqi. 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, 287: 213~231
- Geng Quanru and Mao Yanshi. 1991. The petrographic and mineralogic characteristics and petrogenesis of spilite-keratophyre sequence from Qijiaojing formation, Eastern Tianshan, Xinjiang. *Bull. Chengdu Inst. Geol. M. R., Chinese Acad. Geol. Sci.*, (15): 119~131 (in Chinese with English abstract)
- Gill J B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, 1~390
- Green D H and Ringwood A E. 1967. The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15(2): 103~190
- Gu Lianxing, Hu Shouxi, Chu Qiang, Yu Chunshui and Xiao Xinjian. 1999. Pre-collision granites and post-collision intrusive assemblage of the Kelameili-Harlik orogenic belt. *Acta Geologica Sinica (English edition)*, 73(3): 316~329
- Gu Lianxing, Yu Chunshui, Li Hongyu, Xiao Xinjian, Yan Zhenfu. 2000. Rb-Sr isotope age of the Shangdaheyan intrusion in the Bogda region and its geological implications. *Bull. Miner. Petr. Geochem.*, 19(1): 19~21 (in Chinese with English abstract)
- Gu Lianxing and Zheng Sujuan. 1989. A review on the study of massive sulphide deposits. *Geological Science and Technology Information*, (2): 67~73 (in Chinese with English abstract)
- Gu Lianxing, Zhu Jianlin, Guo Jichun, Liao Jinjuan, Yan Hao and Wang Jinzhu. 1985. Geology and genesis of the mafic-ultramafic complexes in the Huangshan-Jingerquan belt, East Xinjiang. *Chinese Journal of Geochemistry*, 14(2): 97~116
- Han Baofu, He Guoqi and Wang Shiguang. 1999. Postcollisional mantle-derived magmatism, underplating and implications for basement of the Junggar basin. *Science in China (Series D)*, 42(2): 113~119
- Haskin L A. 1984. Petrogenetic modelling-use of rare earth elements. In: Henderson P (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam; Elsevier Science, 115~152
- He Guoqi, Li Maosong, Liu Dequan, Tang Yanling and Zhou Ruhong. 1994. Paleozoic Crustal Evolution and Mineralization in Xinjiang of China. Urumqi and Hongkong: Xinjiang People's Publication House and Educational and Cultural Press LTD, 1~437 (in Chinese with English abstract)
- Holm P E. 1985. The Geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, 51: 303~323
- Hyndman D W. 1985. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks* (2nd ed.). New York: McGraw-Hill Book Company, 1~786
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523~548
- Jolly W T. 1987. Geology and geochemistry of Huronian rholites and low-Ti continental tholeiites from the Thessalon region, central Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 24: 1360~1385
- La Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745~750
- Li Changnian. 1992. *Trace Elements in Igneous Petrology*. Wuhan: Press of China University of Geosciences, 1~195 (in Chinese)
- Liao Zhuoting, Zhou Yuxing, Wang Keliang and Xia Fengshen. 1992. The Carboniferous of the Kuangou area of the Bogda Mountain in Xinjiang. *J. Stratigraphy*, 16(2): 105~110 (in Chinese with English abstract)
- Ma Ruishi, Shu Liangshu and Sun Jiaqi. 1997. *Tectonic Evolution and Metallogeny of Eastern Tianshan Mountains*. Beijing: Geological Publishing House, 1~202 (in Chinese with English abstract)
- Ma Ruishi, Wang Ciyin and Ye Shangfu. 1993. *Tectonic Framework and Crustal Evolution of Eastern Tianshan Mountains*. Nanjing: Publishing House of Nanjing University, 1~255 (in Chinese with English abstract)
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorps R S (ed.). *Andesites*. New York: John Wiley & Sons, 525~548
- Pegram W J. 1990. Development of continental lithosphere as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97: 316~331
- Pin C and Marini F. 1993. Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, 29: 177~196
- Pin C and Paquette J-L. 1997. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 129: 222~238
- Poldervaart A, Hess H H. 1951. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. *J. Geol.*, 59: 472~489
- Qiu Jiexiang. 1991. Introduction to petrochemical research of igneous rocks. In: Qiu Jiexiang (ed.), *Applied Igneous Petrology*. Wuhan: Press of China University of Geosciences, 155~244 (in Chinese)
- Ringwood A E. 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. New York: McGraw-Hill, 1~618
- Xiao Shilu and Zhang Zhimin. 1985. The upper Palaeozoic in Tianshan, Xinjiang. *Xinjiang Geology*, 3(3): 15~31 (in Chinese with English abstract)
- Tatsumi Y. 1991. Origin of subduction zone magmas based on experimental petrology. In: Perchuk L L and Kushiro I (eds.). *Physical Chemistry of Magmas*. Springer-Verlag, 268~301
- Urabe T. 1987. Kuroko deposit modeling based on magmatic hydrothermal theory. *Mining Geology*, 37(3): 159~176
- Wang Lili and Zhan Kai. 1986. Characteristics of structural evolution and oil-gas potential prediction in southern margin area of Junggar Basin. *Xinjiang Petroleum Geology*, 7(2): 1~9 (in Chinese)
- Wang Yinxi, Yang Jiedon, Tao Xiangchong and Li Huimin. 1988. A study of the Sm-Nd method for fossil mineral rock and its application. *Journal of Nanjing University (Natural sciences edition)*, 24(2): 297~308 (in Chinese with English abstract)
- Wang Zhonggang, Yu Xueyuan and Zhao Zhenhua. 1989. *Geochemistry of Rare Earth Elements*. Beijing: Science Press, 1~535 (in Chinese)
- Wendlandt R F, Altherr R, Neumann E-R and Baldrige W S.

1995. Petrology, geochemistry, isotopes. In: Olsen K H (ed.). Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. Amsterdam: Elsevier, 47~60
- Wood D A. 1997. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7: 499~503
- Wu Naiyuan and Wang Mingqian. 1983. The Carboniferous system and its fossil assemblage characteristics in Northern Xinjiang. *Xinjiang Geology*, 1(2): 17~31 (in Chinese with English abstract)
- Wu Qingfu. 1986. Structural evolution and prospects of Junggar Basin. *Xinjiang Geology*, 4(3): 1~19 (in Chinese with English abstract)
- Xia Linqi, Xia Zuchun and Wu Xueyi. 1996. Petrology and Genesis of Marine Volcanites in the Northern Qilian Mountains. Beijing: Geological Publishing House, 1~153 (in Chinese)
- Yang Hao and Gu Lianxing. 1989. Preliminary discussion on the tectonic significance of the Tulufan-Hami Precambrian block in the East Tianshan orogenic belt. *J. Nanjing University (earth science edition)*, (1-2), 82~86 (in Chinese with English abstract)
- Yang Jiedong and Wang Yinxi. 1986. Rb-Sr dating on the Cambrian-Ordovician interval. In: Chen Junyan (ed.). Aspects of Cambrian-Ordovician boundary in Dayangcha, China. Beijing: China Prospect House, 72~78 (in Chinese with English abstract)
- Yang Zhuliang, Tao Kuiyuan and Shen Weizhou. 1998. Geochemistry and source characters of the concealed Eocene basalts in north Jiangsu Basin. *Acta Petrologica Sinica*, 14(3): 332~342 (in Chinese with English abstract)
- Zhi Xiachen and Feng Jialin. 1992. The geochemistry of basalt in Hannuoba. In: Liu Ruoxin (ed.). The Age and Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rock in China. Beijing: Seismological Publishing House, 114~148 (in Chinese)
- Zhou Jiyuan, Mao Yanshi and Huang Zhixun. 1994. Volcanic geology of Palaeocontinental margin in East Tianshan Mountains. Chendu: Chendu University of Science and Technology Press, 1~280 (in Chinese with English abstract)
- Zhou Xinhua and Zhu Bingquan. 1992. Study on the isotopic system and mantle chemical zonation of Cenozoic basalt in Eastern China. In: Liu Ruoxin (ed.). The Age and Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rock in China. Beijing: Seismological Publishing House, 366~391 (in Chinese)
- Zhou Xunruo. 1991. Experimental petrology in the study of igneous rocks. In: Qiu Jiexiang (ed.). Applied Igneous Petrology. Wuhan: Press of China University of Geosciences, 310~347 (in Chinese)
- 方国庆. 1993. 博格达晚古生代岛弧的沉积岩石学证据. *沉积学报*, 11(3): 31~36
- 耿全如, 茅燕石. 1991. 新疆东天山北部七角井组碧岩-角斑岩系的岩相学、矿物学特征和成因. *成都地质矿产研究所所刊*, (15): 119~131
- 顾连兴, 于春水, 李宏宇, 肖新建, 严正富. 2000. 博格达上大河沿岩体铷-锶同位素年龄及其地质意义. *矿物岩石地球化学通报*, 19(1): 19~21
- 顾连兴, 郑素娟. 1989. 块状硫化物矿床的研究现状. *地质科技情报*, 8(2): 67~73
- 何国琦, 李茂松, 刘德权等著. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1~437
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~195
- 廖卓庭, 周宇星, 王克良等. 1992. 新疆博格达山宽沟地区的石炭系. *地层学杂志*, 16(2): 105~110
- 马瑞士, 舒良树, 孙家齐. 1997. 东天山构造演化与成矿. 北京: 地质出版社, 1~202
- 马瑞士, 王赐银, 叶尚夫等. 1993. 东天山构造格架及地壳演化. 南京大学出版社, 1~225
- 邱家骥, 岩浆岩石学成分研究方法. 1991. 见: 邱家骥主编. 应用岩浆岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 155~224
- 王利利, 张恺, 高明远. 1986. 准噶尔盆地南缘的构造演化特征及含油气预测. *新疆石油地质*, 7(2): 1~9
- 王银喜, 杨杰东, 陶仙聪. 1988. 化石、矿物和岩石样品的 Sm-Nd 同位素实验方法研究及其应用. *南京大学学报(自然科学版)*, 24(2): 297~308
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1~535
- 吴乃元, 王明倩. 1983. 新疆北部石炭系地层层序和化石组合特征. *新疆地质*, 1(2): 17~31
- 吴庆福. 1986. 准噶尔盆地构造演化及含油气远景. *新疆地质*, 4(3): 1~19
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 1996. 北祁连山海相火山岩岩石成因. 北京: 地质出版社, 1~153
- 肖世录, 张志民. 1985. 新疆天山上古生界. *新疆地质*, 3(3): 1~14
- 杨浩, 顾连兴. 1989. 东天山造山带中吐哈地壳的认识及意义. *南京大学学报(地球科学版)*, 25(1-2): 82~86
- 杨祝良, 陶奎元, 沈渭洲, 王力波, 杨献忠. 1998. 苏北盆地隐伏第三纪玄武岩地球化学及源区特征. *岩石学报*, 14(3): 332~342
- 支磊巨, 冯家麟. 1992. 汉诺坝玄武岩的地球化学. 见: 刘若新主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 114~148
- 周济元, 茅燕石, 黄志勋. 1994. 东天山古大陆边缘火山地质. 成都: 成都科技大学出版社, 1~280
- 周新华, 朱炳泉. 1992. 中国东部新生代玄武岩同位素体系和地球化学区划. 见: 刘若新主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 366~391
- 周珣若. 1991. 实验岩石学在岩浆岩研究中的应用. 见: 邱家骥主编. 应用岩浆岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 310~347

#### 附中文参考文献

- 陈哲夫, 梁云海. 1985. 新疆天山地质构造几个问题的探讨. *新疆地质*, 3(2): 1~13
- 成守德, 王广端, 杨树德等. 1986. 新疆古板块构造. *新疆地质*, 4