

· 专题研究 ·

准噶尔盆地西北部克-夏基性火山岩地球 化学特征及其构造环境

杨梅珍, 王方正, 郑建平

(中国地质大学 地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

摘要:对准噶尔盆地西北部克-夏基性火山岩进行了系统的矿物学、岩石化学、微量元素、稀土元素和同位素地球化学研究。结果显示,克-夏基性火山岩为亚碱性拉斑玄武岩系列,以低 Ti、贫 REE、LREE 弱富集及 LILE 相对 HFSE 明显富集为特征,与岛弧拉斑玄武岩地球化学特征一致。克-夏基性火山岩正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (+7.2~+7.4) 和较低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (0.703 717~0.704 520), 明显较低的 HFSE/LILE 以及比大洋玄武岩和 OIB 陡的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关线斜率,说明其是古洋盆闭合初期由俯冲洋壳之上亏损的岩石圈地幔楔较程度部分熔融的结果,它形成于洋内弧环境。克-夏基性火山岩与西准噶尔洋盆洋壳的俯冲消减有直接的成因联系,说明西准噶尔弧-盆系向东延伸至盆地内部,盆地西部基底为洋-陆俯冲形成的岛弧型增生地体。

关键词:基性火山岩 地球化学 构造环境 准噶尔盆地

中图分类号: P588.14⁺5; P591; P542

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2006)03-0165-10

Geochemistry and tectonic setting of basic volcanic rocks in Ke-Xia region, northwestern Junggar Basin

YANG Mei-zhen, WANG Fang-zheng and ZHENG Jian-ping

(Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: Basic volcanic rocks from Ke-Xia region of northwestern Junggar Basin were investigated systematically in such aspects as petrology, mineralogy, trace elements and Nd-Sr-Pb isotope geochemistry. Ke-Xia basic volcanic rocks belong to tholeiitic series and are characterized by low abundance of Ti, poor REE, slight enrichment of LREE, and significant enrichment of LILE relative to HFSE in the spider diagram, consistent with features of island arc tholeiitic melts. Ke-Xia basic volcanic rocks have positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (+7.2~+7.4), low values of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (0.703 717~0.704 520) and HFSE/LILE, and steeper $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ correlation gradient than that of MORB and OIB. These data show that Ke-Xia basic volcanic rocks might have been generated from the high-degree partial melting of depleted lithosphere mantle wedge above the subducted oceanic plate in the oceanic island arc, genetically related to the subduction of oceanic crust of western Junggar. It is thus considered that the western Junggar arc-basin system extends eastward into the Junggar Basin, and that the basement crust in northwestern Junggar Basin is a island arc type accreted block formed by ocean-continent collision.

Key words: basic volcanic rock; geochemistry; tectonic setting; Junggar Basin

准噶尔盆地的西北缘是整个准噶尔地区基性超 基性岩相对发育的地区。近年来,随着石油勘探的

收稿日期: 2005-06-15; 修订日期: 2005-11-12

基金项目: 新疆石油管理局基础科研项目(49873009)

作者简介: 杨梅珍(1965-), 女, 博士生, 岩石学矿物学矿床学专业, 岩石学方向。

不断深入,在盆地内部的沉积盖层之下发现了越来越多的基底火山岩,克-夏碱性火山岩就是其中的典型代表。它沿克-夏断界带分布,受控于北东-南西向的克-夏断裂(图 1)(磁异常带据王宜昌,1997),其西与分布于扎依尔山的北东-南西向的达拉布特蛇绿岩带相邻,其东为分布于克-夏断裂下盘车排-中拐地区的钠质钙碱性酸性火山岩带。根据石油勘探部门长期积累的地层年代学资料,认为克-夏碱性火山岩时代为早石炭世或更早(王宜林,1996;王屿涛,1998)。胡霏琴等(1997)对该区百乌 4 井玄武安山岩进行同位素年龄测试获得 303 Ma 的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 全岩年龄,比盆地西北缘克拉玛依以东的百碱滩玄武岩的时代(395 Ma)(杨瑞英等,2000)要晚,大致属晚泥盆—早石炭世。

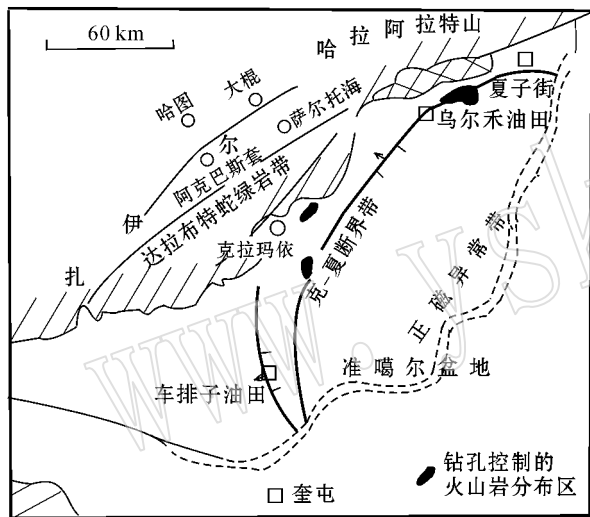


图 1 准噶尔盆地西北部构造略图

Fig. 1 Sketch tectonic map of northwestern Junggaer Basin

前人对盆地西北缘的达拉布特蛇绿岩带的地球化学特征已做了系统研究(杨瑞英等,2000)。近年来,盆地基底火山岩也引起了地质工作者的重视,并在利用基底火山岩地球化学特征示踪基底构造性质方面取得了一定的研究成果(王方正等,2002)。笔者在前人研究的基础上,对克-夏基底火山岩进行了系统的岩石地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素示踪体系的研究,并探讨其与周边造山带中蛇绿岩带之间的关系。

1 样品及测试

在对克-夏地区数个油井岩心火山岩岩石特征观察的基础上,选取古 65 井剖面的火山岩样品进行

了系统的岩石主、微量元素、稀土元素、同位素和造岩矿物成分分析。主、微量元素和稀土元素分析在湖北省地矿局测试中心完成。主量元素中 SiO_2 和 H_2O^+ 采用重量分析法, TiO_2 和 P_2O_5 采用光谱光度计分析, Al_2O_3 、 FeO 、 Fe_2O_3 和 CO_2 采用容量分析法测定, MnO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 和 K_2O 采用原子吸收光谱法分析。微量和稀土元素采用电感耦合等离子-原子发光光谱(ICP-AES)分析。除 H_2O 外,主量元素的分析精度(相对标准差)一般小于 1%,稀土元素的分析精度小于 4%,微量元素的分析精度为 5%~10%。Nd 和 Sr 同位素测定在中国地质大学(武汉)壳幔开放实验室完成,采用同位素稀释质谱分析方法, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 的 2 倍方差小于 1×10^{-6} , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的 2 倍方差小于 50×10^{-6} ,均符合精度要求。辉石和长石的电子探针分析由中国地质大学(武汉)分析测试中心完成,分析仪器为日产 JCSA-733 电子探针仪,加速电压为 5 kV,束流为 2×10^{-8} A,室内温度为 18℃,湿度为 60%。全岩 Pb 同位素分析在宜昌地质研究所同位素室完成,采用质谱仪测定,标准样品 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 0.000 03, Pb 全流程空白为 18×10^{-9} ~ 23×10^{-9} g。

2 岩石学及矿物学特征

克-夏火山岩地层为早石炭世包谷图组(C_1b),是一套由火山碎屑岩、以火山碎屑岩为主的杂砂岩及火山熔岩组成的浊流沉积岩系,火山岩成分占 90% 以上。根据钻孔发现克-夏火山岩主要为玄武岩和玄武安山岩。玄武岩以斑状结构为主,亦见无斑结构。斑晶和基质为辉石和长石,未见橄榄石。斑状结构者斑晶为斜长石和辉石,斜长石有轻度绢云母化和绿泥石化现象;基质为杂乱分布的微晶斜长石,其间充填钛铁矿、玻璃质、绿泥石、方解石和少量沸石等,基质具有玻璃质结构、间隐结构、粗玄结构和交织结构。

克-夏碱性火山岩的主要矿物辉石和长石的电子探针分析结果见表 1 和表 2。岩相学研究表明,碱性玄武岩系列玄武岩中辉石以 W_0 、 TiO_2 含量高为特征, TiO_2 含量一般在 1.5% 以上, TiO_2 含量愈高则碱性愈强。拉斑玄武岩中辉石以低 W_0 、 TiO_2 为特征, $\text{W}_0 < 41$, TiO_2 含量一般小于 1.5%(赵海玲,1990)。克-夏碱性火山岩的辉石成分变化为 $\text{Wo}_{32-41}\text{En}_{32-44}\text{Fs}_{21-34}$,无贫钙辉石(斜方辉石和易变辉石); TiO_2 含量变化较大,为 0.47%~1.47%;

表 1 克-夏基性火山岩辉石电子探针分析结果($w_B/\%$)与端员组分($x_B/\%$)Table 1 Electron microprobe analyses($w_B/\%$)and end-member components($x_B/\%$) of pyroxenes from Ke-Xia basic volcanic rocks

样号		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fs	En	Wo	种属名
K169	基质	50.06	0.69	2.46	16.82	0.32	13.59	14.89	0.03	0.0	28	40	32	普通辉石
K170	基质	49.02	1.27	3.07	15.07	0.37	11.91	18.2	0.35	0.0	26	35	39	含钛普通辉石
K165	基质	48.34	1.47	4.20	12.52	0.23	12.92	19.05	0.37	0.0	21	38	41	含钛普通辉石
K165	斑晶	50.10	1.05	3.04	12.10	0.35	13.62	19.76	0.29	0.0	34	32	34	含钛普通辉石
K178	斑晶	50.51	0.47	2.17	12.66	0.16	15.29	16.87	0.34	0.0	21	44	35	普通辉石
K178	基质	49.90	0.57	2.03	13.93	0.25	14.14	17.20	0.36	0.0	23	42	35	普通辉石

表 2 克-夏基性火山岩长石电子探针分析结果($w_B/\%$)与端员组分($x_B/\%$)Table 2 Electron microprobe analyses($w_B/\%$)and end-member components($x_B/\%$) of plagioclases from Ke-Xia basic volcanic rocks

样号		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总计	Na	K	An	Ab	Or
K169	斑晶	53.47	0.06	27.72	0.90	0.01	0.10	11.59	4.64	0.09	98.58	0.414	0.005	58	42	0
	基质	51.72	0.04	29.05	0.77	0.01	0.17	13.65	3.97	0.05	99.43	0.353	0.003	65	34	1
K170	斑晶 c	52.07	0.06	28.66	1.03	0.00	0.18	12.33	4.69	0.12	99.14	0.418	0.007	59	40	1
	斑晶 m	52.45	0.07	28.33	0.99	0.01	0.17	12.3	4.31	0.12	98.75	0.385	0.007	61	38	1
	斑晶 r	51.47	0.07	29.08	0.82	0.00	0.16	12.80	4.10	0.12	98.62	0.367	0.007	63	36	1
	基质	5.308	0.09	27.53	1.25	0.00	0.17	11.89	4.85	0.18	99.04	0.433	0.011	57	42	1
K165	斑晶	53.02	0.06	28.40	1.01	0.00	0.17	13.09	3.46	0.09	99.30	0.307	0.005	67	32	1
	基质	51.12	0.06	29.21	1.04	0.05	0.13	14.26	3.04	0.08	98.99	0.272	0.005	72	28	0

CaO 含量较低, W_O 变化于 32~41 之间, 辉石具贫钛、贫钙特征, 与拉斑玄武岩的辉石成分特征相一致。斜长石成分变化为 $Ab_{32-42}An_{57-72}Or_{0-1}$, 主要为拉长石和倍长石, 无碱性长石, 具拉斑质火山岩的长石特征(拉斑质基性火山岩一般具拉长石和倍长石)。另外, 斜长石除表现为斑晶斜长石的 An 值高于微晶基质斜长石外, 还出现有微晶斜长石 An 值(65.72)高于斑晶斜长石(58.67), 且斑晶斜长石表现为反成分环带, 这些表明克-夏熔岩的岩浆在冷却相当迅速的条件下经历了非平衡的低压分离结晶作用(邱家骥, 1991)。

3 火山岩地球化学

3.1 火山岩系列的划分及岩石类型

本区火山岩成分分析结果列于表 3。为了减少蚀变作用对岩石化学成分的影响, 将烧失量剔除后换算成干体系下的成分再进行讨论。Nb 和 Y 均为不活泼微量元素, 较少受蚀变作用的影响, 因此, 利用 SiO_2-Nb/Y 图解可以有效确认火山岩的岩石系列(Winchester and Floyd, 1977)。从图 2 可以看

出, 本区火山岩均属非碱性系列, 主要岩石类型为亚碱性玄武岩, 其次为玄武安山岩。 $FeO^*/MgO-SiO_2$ 图(图 3)显示其为拉斑系列。它们的 SiO_2 平均含量为 52.10%, 明显高于 MORB, 而与岛弧玄武岩较接近(表 4)。它们较高的 Al_2O_3 含量(平均 18.4%)与 MORB 接近, P_2O_5 含量较低, 接近于与岛弧拉斑玄武岩和 MORB。 MgO 含量变化于 3.70%~6.31%, 平均为 5.25%, 明显低于 MORB, 而与岛弧火山岩接近。 $Mg^\#$ 介于 0.49~0.61 之间, 多在 0.50 左右, 低于原始岩浆的参考值 0.65(邱家骥, 1991)表明这些玄武质岩石是原始岩浆经历了一定程度分异后的产物。

3.2 微量元素地球化学

克-夏基性火山岩稀土元素丰度较低, ΣREE 为 $(34.67 \sim 53.69) \times 10^{-6}$, 平均值为 44.21×10^{-6} 。 $(La/Yb)_N$ 为 1.9~3.0, 平均值为 2.06。其 REE 配分模式(图 4)较平缓略右倾, 为 LREE 弱富集型。 δEu 为 1.01~1.10, 无 Eu 异常或弱的 Eu 正异常。 δEu 的变化特点表明, 克-夏火山岩的母岩浆在演化过程中结晶分离较弱, 斜长石的结晶分离程度低, 总体特征与拉斑玄武岩特征相近(Cullers and Graf,

表3 克-夏基性火山岩主量元素($w_B/\%$)和微量元素($w_B/10^{-6}$)分析结果Table 3 Major element compositions($w_B/\%$) and trace elements($w_B/10^{-6}$) of Ke-Xia basic volcanic rocks

样号	K165	K173	K176	K178	K186	K190	K191	古25井
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武安山岩	玄武岩	粗面玄武岩	粗面玄武岩	玄武安山岩	玄武安山岩
SiO ₂	47.10	47.80	52.31	48.42	47.82	48.92	45.75	53.30
TiO ₂	1.10	0.84	0.90	0.94	0.84	0.84	0.82	0.93
Al ₂ O ₃	17.69	18.00	17.44	19.36	16.02	16.69	15.80	17.52
Fe ₂ O ₃	5.86	5.95	7.53	4.68	7.04	6.46	6.40	5.09
FeO	5.72	2.92	2.50	4.30	2.87	3.10	3.21	5.22
MnO	0.21	0.11	0.13	0.11	0.13	0.13	0.14	0.17
MgO	6.09	4.67	3.93	3.70	4.62	5.25	6.31	4.71
CaO	9.87	8.46	7.15	10.15	8.74	6.77	2.25	8.72
Na ₂ O	2.41	3.34	3.17	2.58	4.46	4.91	2.93	3.65
K ₂ O	0.49	0.85	0.71	0.55	0.40	0.64	1.02	0.52
P ₂ O ₅	0.17	0.10	0.13	0.12	0.12	0.14	0.12	0.19
H ₂ O ⁻	2.95	6.05	3.64	3.46	5.56	5.19	7.05	
H ₂ O ⁺	0.13	0.78		1.06			6.80	
CO ₂					1.15	0.63	0.65	
Total	99.79	99.90	99.54	99.43	99.77	99.67	99.20	
K ₂ O/Na ₂ O	0.20	0.25	0.22	0.21	0.09	0.13	0.35	0.14
σ	1.58	2.42	1.42	1.35	3.25	3.83	1.98	2.05
Mg [#]	0.55	0.55	0.48	0.49	0.53	0.57	0.61	0.51
La	4.17	2.91	3.59	2.80	3.61	3.69	3.41	4.20
Ce	11.74	7.54	8.80	7.84	8.32	8.63	6.65	7.80
Pr	1.71	1.20	1.39	1.29	1.32	1.24	1.16	
Nd	7.98	5.79	6.94	6.45	6.39	6.98	5.48	8.00
Sm	2.31	1.63	1.91	1.93	1.83	1.90	1.58	2.29
Eu	0.87	0.59	0.74	0.66	0.67	0.70	0.56	0.92
Gd	2.58	1.80	2.20	2.05	1.98	2.11	1.73	
Tb	0.44	0.32	0.39	0.36	0.36	0.36	0.29	0.53
Dy	2.78	1.97	2.42	2.26	2.13	2.30	1.82	
Ho	0.54	0.40	0.47	0.46	0.42	0.47	0.37	
Er	1.67	1.19	1.41	1.33	1.26	1.31	1.02	
Tm	0.26	0.18	0.21	0.20	0.20	0.20	0.15	
Yb	1.59	1.05	1.35	1.26	1.21	1.25	0.85	2.30
Lu	0.23	0.17	0.19	0.2	0.18	0.18	0.13	0.39
Y	14.81	10.82	12.65	12.43	11.71	11.91	9.47	
REE	53.69	37.56	44.66	41.52	41.56	43.24	34.67	
δ Eu	1.08	1.05	1.10	1.01	1.07	1.06	1.03	
(La/Yb) _N	1.88	2.30	1.90	1.90	2.14	2.11	3.0	1.30
Rb	<3.0	28.0	3.0	14.0	<3.0	3.9	24.0	
Ba	269.0	130.0	322.0	316.0	244.0	784.0	2230.0	
Th	<0.50	0.20	<0.50	0.20	<0.50	<0.50	0.20	0.80
U	0.80	0.50	0.70	0.90	0.60	0.50	0.30	0.60
Nb	5.3	2.7	6.0	2.0	4.5	4.7	2.0	
Ta		0.20		0.54			0.20	0.088
Sr	380	331	359	484	1216	1273	3586	
Zr	45	59	41	68	38	54	186	
Hf	2.0	1.5	1.8	1.9	1.8	2.0	2.1	1.6
Sc	31.6	15.6	26.6	16.0	27.4	27.4	19.2	33.1
Ni	44.0	22.4	16.3	8.80	37.2	35.2	35.8	
Cr	69.0	76.4	40.0	49.8	82.0	87.0	114.0	
Co	38.0	59.0	24.6	68.2	29.3	27.4	116.0	
Cu		57.8		96.8			58.2	
V	267		226		205	210		
Pb	18.0		19.2		16.3	16.9		
Nb/La	1.27	0.93	1.67	0.71	1.24	1.27	0.58	
Zr/Ba	0.17	0.45	0.13	0.22	0.16	0.069	0.083	

注 $Mg^{\#} = \frac{x(Mg)}{x(Mg) + x(Fe^{2+})}$ 其中 $FeO = 0.816 \times \text{原} FeO + 0.735 \times Fe_2O_3$ (邱家骥, 1991)

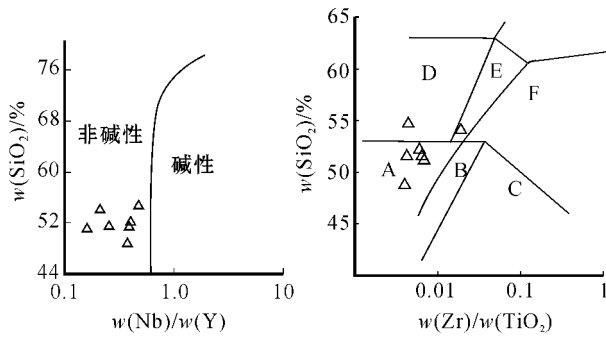


图 2 火山岩系列划分和岩石分类图解 (Winchester 等, 1977)

Fig. 2 Series and classification of volcanic rocks

A—亚碱性玄武岩; B—碱性玄武岩; C—粗面玄武岩, 碧玄岩, 霞石岩; D—安山岩类, E—粗面安山岩类; F—响岩类
A—subalkalic basalt; B—alkalic basalt; C—trachybasalt, basanite, nephelinolite; D—andesite; E—trachyandesite; F—phonolite

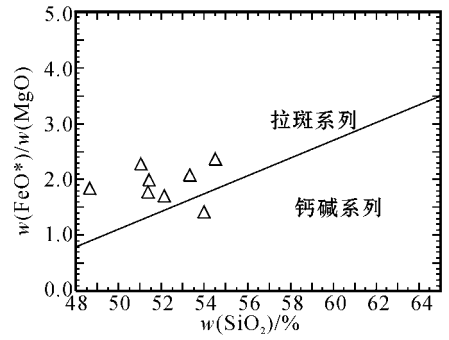


图 3 克-夏基性火山岩 FeO*/MgO-SiO₂ 图解

Fig. 3 FeO*/MgO-SiO₂ diagram of Ke-Xia basic volcanic rocks

1984)。以上特征表明, 玄武岩原始岩浆来自地幔源区, 为地幔相对较高程度部分熔融的产物。

克-夏基性火山岩微量元素 N-MORB 标准化分

配型式示于图 5。由图 5 可以看出, 与 N-MORB 相比, 克-夏玄武岩选择性富集强不相容的碱金属和碱土金属元素, 尤其是 Ba, Sr, K, 而高场强元素的丰度低于 Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb 或接近 Nb, Ce, P) N-MORB。强烈富集大离子亲石元素是岛弧拉斑玄武岩的特征, 与岛弧钙碱性火山岩的低度富集大离子亲石元

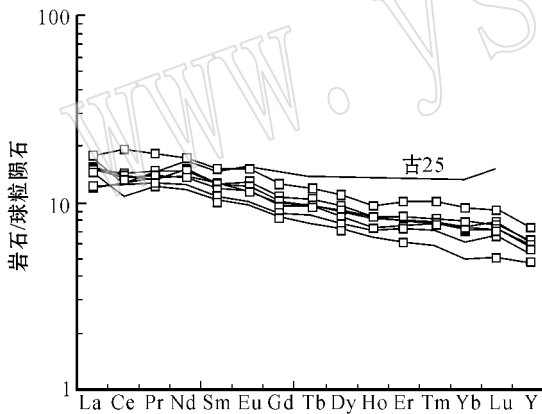


图 4 克-夏基性火山岩稀土元素配分曲线 (球粒陨石数据据 Henderson, 1984)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE pattern of Ke-Xia basic rocks (chondrite data from Henderson, 1984)

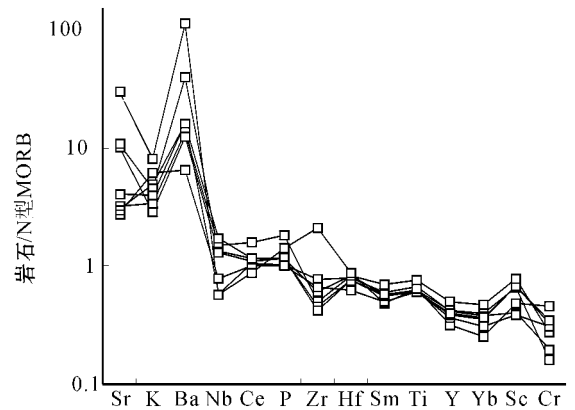


图 5 克-夏基性火山岩微量元素 N-MORB 标准化配分模式 (N-MORB 标准值据 Pearce, 1982)

Fig. 5 N-MORB normalized trace element pattern of Ke-Xia volcanic rock (N-MORB data from Pearce, 1982)

表 4 克-夏玄武岩与洋脊及弧玄武岩主量元素特征的对比

w_B/%

Table 4 Comparison of major elements between Ke-Xia basalts and MORB and IAB

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
洋中脊玄武岩 ¹	47.6	1.43	19.0	11.5	7.84	11.3	0.18	2.76	0.22	0.14
Mariana 岛弧玄武岩 ¹	53.0	0.85	15.9	10.6	5.90	10.5	0.20	2.50	0.56	0.11
美国西部火山弧玄武岩 ²	53.02	1.14	17.64	8.62	5.90	8.90	0.14	3.23	1.05	0.26
印尼 Sunda 弧玄武岩 ²	51.4	1.09	19.7	8.12	4.74	9.13	0.19	3.29	1.09	0.26
克-夏玄武岩 (平均值)	52.1	0.96	18.4	10.5	5.25	9.0	0.14	3.65	0.70	0.16

1—据 Hawkins (1980) 2—转引自莫宣学等 (2001)

素、明显的 Nb 亏损谷分配模式明显不同(张招崇等, 1997)。克-夏基性火山岩 Nb、La、Ce、P、Zr、Ti 等元素表现为低丰度,具有岛弧拉斑质火山岩的特征(Myers and Breitkopf, 1989),与板内拉斑玄武岩的特征不同。Tatsumi 等(1986)实验研究证实,俯冲板片脱水作用释放的含水流体富 LILE,但 HFSE 保留在俯冲板片中,因此,由被流体交代的岩石圈地幔熔融形成的岩浆具有 LILE 明显富集特征。Sr 具明显的正异常,与玄武岩的正 Eu 异常特征相一致,表明无斜长石的分异作用。

克-夏玄武岩的过渡金属元素丰度介于大洋中脊玄武岩和岛弧拉斑玄武岩之间。正常洋中脊玄武岩的 TiO₂ 含量为 1.43%,岛弧玄武岩的 TiO₂ 含量为 0.50%~0.83%(Hawkins, 1980)。克-夏玄武岩的 TiO₂ 含量为 0.93%~1.14%,集中在 1.0%左右。Sc 含量为 15.6 × 10⁻⁶~33.1 × 10⁻⁶,平均为 24.7 × 10⁻⁶; Ni 含量为 8.8 × 10⁻⁶~44 × 10⁻⁶,平均

为 28.5 × 10⁻⁶; Cr 含量为 114 × 10⁻⁶~40 × 10⁻⁶,平均为 74 × 10⁻⁶,与典型岛弧拉斑玄武岩(Sc 为 40 × 10⁻⁶,Cr 为 50 × 10⁻⁶,Ni 为 25 × 10⁻⁶,Pearce, 1982)接近,明显低于 MORB,说明它们与岛弧拉斑玄武岩更为相似。

克-夏基性火山岩的 Ti/V 值较低,在 25.0~26.5 之间,与岛弧拉斑质岩浆特征一致,明显低于 N-MORB(39)。这一稳定比值还表明岩浆以橄榄石和斜长石的分异占主导(Shervais, 1982),但 Eu 正异常或无异常,又可以排除斜长石的分异作用。

3.3 Sr、Nd 和 Pb 同位素地球化学

克-夏基性火山岩的 Sr、Nd 同位素分析结果列于表 5。依据其形成时代为晚泥盆—早石炭世(约 345 Ma),计算 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值变化于 0.703 717~0.704 520 之间,与现代典型大洋中脊新鲜玄武岩的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值(0.702 30~0.704 40)相近(O'Nions *et al.*, 1977)。克-夏玄武岩的 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值变化于

表 5 克-夏基性火山岩 Sr-Nd 同位素组成特征

Table 4 Sr-Nd isotopic compositions of Ke-Xia basic volcanic rocks

样号	$\epsilon(\text{Sm}) \times 10^{-6}$	$\epsilon(\text{Nd}) \times 10^{-6}$	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd $\epsilon\text{Nd}(t)$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon(\text{Rb}) \times 10^{-6}$	$\epsilon(\text{Sr}) \times 10^{-6}$	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	
K173	1.717	6.602	0.512 967	0.178 52	7.2	6.4	14.81	341.70	0.704 309	0.122 2	0.703 722
K178	1.954	6.824	0.512 983	0.180 45	7.4	7.3	4.05	516.40	0.703 824	0.022 2	0.703 717
K191	1.647	5.788	0.512 973	0.179 37	7.3	6.5	16.57	3 586.00	0.704 582	0.013	0.704 520

0.512 967~0.512 983, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值为 +7.2~+7.4。以上表明它们来自适度亏损的地幔源区。

克-夏基性火山岩的 Pb 同位素分析结果及按 345 Ma 计算的 Pb 同位素初始值列于表 6。其 (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_i 为 18.006~18.130, (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_i 为 15.435~15.518; Th/U 值为 3.72~3.78。在 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb_i 变异图中,火山岩成分点位于原始地幔零等时线的右侧、NHRL 之上(图 6)。表 6 中 μ 值为 9.36~9.44,不同于早期地幔 Pb 同位素(μ 值为 7.91)的单阶段演化趋势,说明玄武质火山岩的 Pb 同位素经历了两阶段演化,之后有放射性 U 和 Th 富集事件发生。从火山岩成分点的变化趋势看,克-夏火山岩具有比大洋玄武岩和 OIB 陡的 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 相关线斜率(图 6),与大洋沉积物的同位素特征相似(郑永飞, 1999)。因为沉积物的 Pb 丰度明显高于地幔,且 ²³⁸U/²⁰⁴Pb 较低,从而导致 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 相对较低,说明其岩浆源区受到源自俯冲带流体的交代作用,克-夏基性火山岩岩浆

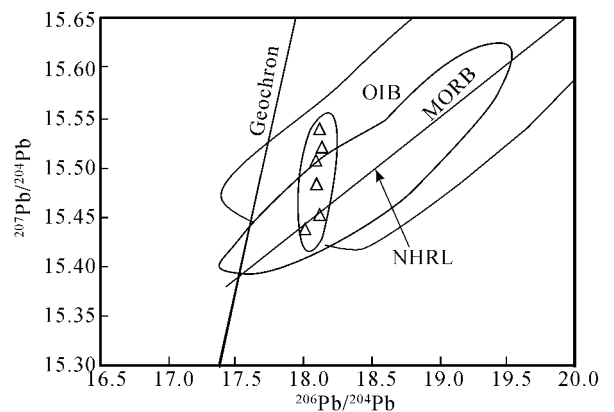


图 6 克-夏火山岩 Pb 同位素图解

Fig. 6 Pb isotopic composition of Ke-Xia basic volcanic rocks. OIB and MORB from Chauvel *et al.* (1992); 北半球参考线 NHRL 据 Hart (1984), Geochron 线表示 4.5 Ga 原始地幔值. OIB and MORB from Chauvel *et al.* (1992), NHRL from Hart (1984). Geochron represents the values of primitive mantle at 4.5 Ga

来自深度较浅的岩石圈地幔。

表 6 克-夏玄武质火山岩 Pb 同位素组成特征

Table 6 Pb isotopic compositions of Ke-Xia basic volcanic rocks

样号	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Φ	μ	Th/U	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\lambda}$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\lambda}$
K165	18.174	15.546	38.171	0.592	9.38	3.73	18.124	15.518
K173	18.056	15.463	38.847	0.595	9.40		18.006	15.435
K176	18.166	15.565	38.256	0.595	9.42	3.78	18.115	15.537
K178	18.144	15.510	38.013	0.592	9.44		18.093	15.482
K186	18.145	15.532	38.109	0.593	9.36	3.72	18.095	15.505
K191	18.180	15.476	37.856	0.594	9.38		18.130	15.448

注 $t = 345 \text{ Ma}$, ^{235}U 的衰变常数 $\lambda = 0.98485 \times 10^{-9}$, ^{238}U 的衰变常数 $\lambda = 0.155125 \times 10^{-10}$ (据赵伦山等, 1987)

4 源区性质及火山岩形成的构造环境

4.1 同位素、微量元素联合示踪源区性质

La、Ba、Nb、Zr 在与玄武岩浆平衡相中是极不相容元素, 所以 La/Ba 、 Ba/Nb 、 Zr/Nb 值对低压结晶分异作用和部分熔融程度不敏感, 比值的变化的主要受地幔源区的控制, 它们的组成主要反映源区的特征, 据此可以推测岩浆源区的性质, 同时微量元素结合同位素也可以有效地示踪源区性质。

Fitton 等 (1991) 在研究美国西部与晚新生代伸展作用有关的基性岩浆时发现, OIB 在 $\text{La}/\text{Ba} - \text{La}/\text{Nb}$ 图 (图 7) 上集中分布。Ba/Nb 值的增加反映进入软流圈源似 OIB 岩浆中的由俯冲作用富集的岩石圈地幔组分增加。克-夏基性火山岩分布

于 OIB 区域之外, 源区显示岩石圈地幔组分很可能为俯冲洋壳沉积物流体交代的岩石圈地幔源。

俯冲作用对幔源岩浆影响的最典型的特征之一是由于俯冲板片脱水释放的流体使大离子亲石元素迁移并优先富集。同时, 许多证据越来越清楚地显示, 与俯冲组分有关的流体一般具有低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (0.703 ~ 0.704) (Hawkesworth *et al.*, 1993)。Sun 和 McDonough (1989) 研究认为, 由于板内玄武质熔体 (OIB) 的富集作用使其 Nb/Sr 和 Nb/Ba 值较高, 分别为 0.14 和 0.07, 源自含水流体作用交代的岩石圈地幔熔体 Nb/Ba 和 Nb/Sr 值则降低, 接近于 0。对于大多数玄武质岩石来说, Sr 是不相容元素, 因为这些岩石没有明显的负 Eu 异常, 所以 Sr 基本不受斜长石分异的影响或影响较小。克-夏基性火山岩表现为具低的 Nb/Sr (0.0005 ~ 0.008) Nb/Ba 值 (0.0005 ~ 0.02) 和较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (0.703722 ~ 0.704520), 反映其受到俯冲作用的影响。低的 Nb/Sr、Nb/Ba 值与较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 之间这种关系反映了 Ba 与 Sr 优先于 Nb 加入, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 随着这些元素比值的减低而减低, 意味着有非放射性 Sr 加入 (Rogers *et al.*, 1995)。

微量元素和同位素特征均显示盆地西部克-夏地区晚泥盆—早石炭世基性火山喷发的岩浆源自活动的大陆边缘岩石圈地幔。

4.2 构造环境及意义

克-夏拉斑玄武质岩石以 LREE 富集为特征, 不同于岛弧型蛇绿岩中的拉斑玄武岩, 后者基本为 LREE 亏损型 (赖绍聪等, 2000)。克-夏地区以发育玄武岩-玄武安山岩为特征, 与典型的以安山质中性岩浆活动为特色的大陆边缘弧明显不同。

Pearce (1982) 利用 Zr - TiO₂ 元素的相关性研究岛弧地区和板块内部各典型岩系的分异演化系列。样品落入火山弧熔岩 (VAB) 区域 (图 8), 并有部分样

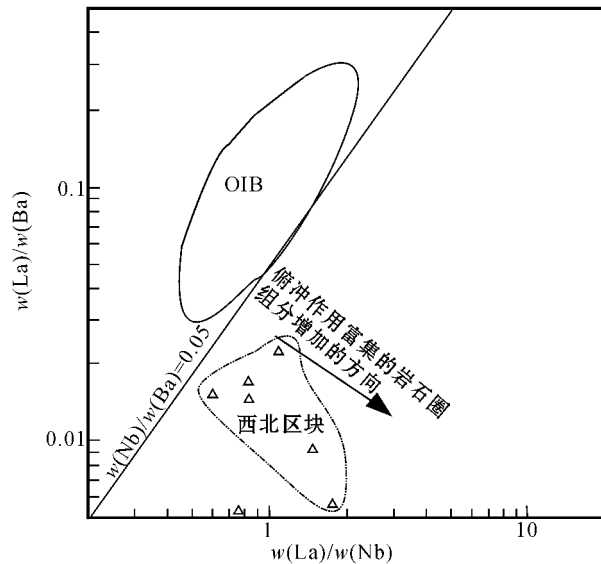


图 7 克-夏玄武岩 $\text{La}/\text{Ba} - \text{La}/\text{Nb}$ 图解 (据 Fitton 等, 1991)

Fig. 7 $\text{La}/\text{Ba} - \text{La}/\text{Nb}$ diagram of Ke-Xia basalts (after Fitton *et al.*, 1991)

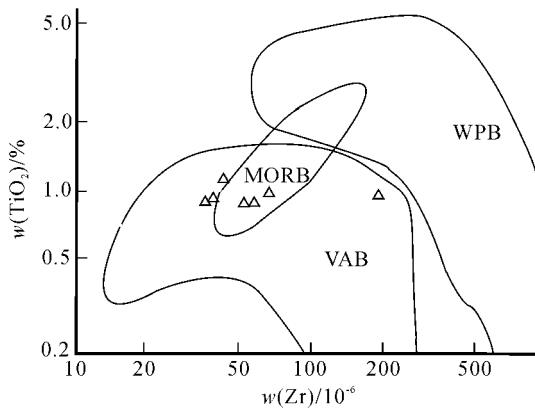
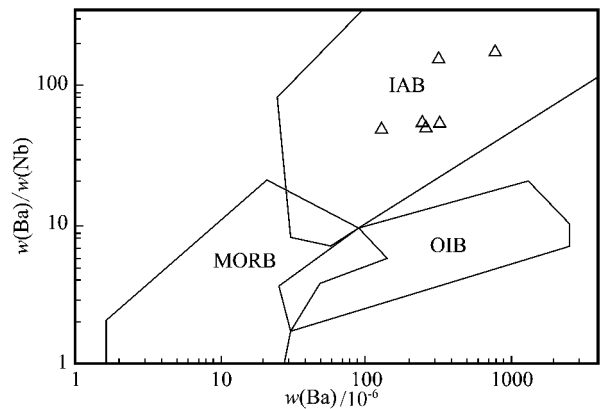
图 8 克-夏碱性火山岩 TiO_2 - Zr 图解Fig. 8 TiO_2 - Zr diagram of Ke-Xia basic volcanic rocks

图 10 克-夏碱性火山岩 Ba/Nb - Ba 图解

Fig. 10 Ba/Nb - Ba diagram of Ke-Xia basic volcanic rocks

品具有 MORB 特点,这反映克-夏玄武岩具有亲大洋玄武岩的性质,也显示大洋岛弧火山岩特征。克-夏玄武岩在 Zr - Nb - Y 图解(Neschede, 1986)(图 9)中落在 P-MORB 和 WPT 区域,符合岛弧玄武岩的特征,且显示亲大洋的性质,由此可以推测,克-夏玄武岩具有大洋岛弧玄武岩特征。

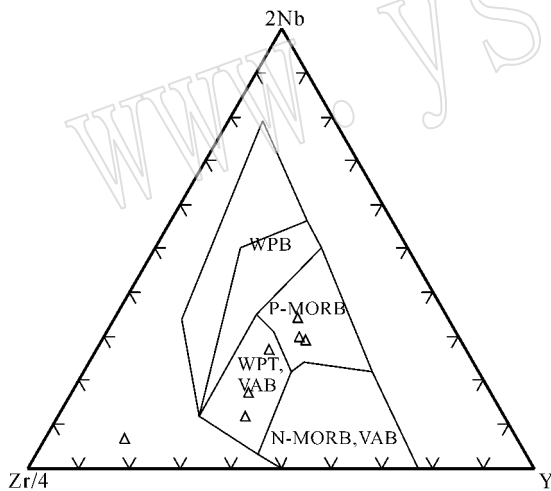


图 9 克-夏碱性火山岩 Zr - Nb - Y 图解

Fig. 9 Zr - Nb - Y diagram of Ke-Xia basic volcanic rocks

利用 Ba/Nb - Ba 相关图解(图 10)能很好地区分 IAB、MORB 和 OIB。Ba 和 Nb 两个元素都是 IAB 最特征的元素(李曙光, 1993)。克-夏碱性火山岩成分集中在 IAB 范围内,表明该火山岩的形成环境与大洋岛弧环境相似。

综上所述,克-夏拉斑质碱性火山岩以低 Ti、高 Al_2O_3 、贫 REE 和 LREE 弱富集以及 LILE 相对 HFSE 明显富集为特征,充分表明它们是岛弧岩浆活

动的产物,是古洋盆闭合初期由俯冲洋壳之上的岩石圈地幔楔较高程度部分熔融的结果。它形成于消减速度较高的聚合带,俯冲洋壳和上地幔之间的磨擦生热,温度梯度大,为地幔熔融创造了条件。另外,当俯冲的洋壳进入 100~150 km 深处,洋壳中角闪岩大量脱水转变成石英榴辉岩,水进入上部地幔楔,从而使岛弧之下的岩石圈地幔楔富水使其熔融温度降低并发生熔融,产生的含水橄榄拉斑玄武岩浆在上升过程中可能导致部分橄榄石和尖晶石分离结晶,形成岛弧拉斑质岩石类型。从源区特征上讲,它们与 MORB 型岩浆有某些相似之处,均是由亏损的地幔橄榄岩部分熔融产生的。但是,由于它们的局部熔融是在含水条件下发生的,而与洋脊之下基本无水的条件不同,来自俯冲洋壳的流体参与了岩浆的形成,从而使得这种岩浆富集大离子亲石元素。

准噶尔盆地西北部克-夏洋内岛弧拉斑玄武岩的确定,表明盆地内存在岛弧火山岩带。它与其西侧的达拉布特蛇绿岩带成对出现,说明克-夏岛弧火山岩与西准噶尔洋盆洋壳的俯冲消减有直接的成因联系,由此表明西准噶尔洋向东延伸至盆地内部。同时说明西准噶尔洋在泥盆-石炭纪经历了一个较完整的有限洋盆的发生、发展、俯冲消减的过程。西准噶尔洋的俯冲汇聚作用由西向东形成了克-夏岛弧拉斑玄武岩洋内弧组合和车排子-中拐钠质钙碱性中酸性陆缘弧组合(杨梅珍, 2005),共同构成典型的岛弧火山岩带。盆地西部奎屯-夏子街南北向正磁异常带(王宜昌, 1997)很可能为这一重要的拼合带的反映,由此说明准噶尔盆地西部基底为洋-陆俯冲形成的岛弧型增生地体。

5 结论

火山岩岩石地球化学研究结果表明,克-夏基性火山岩为岛弧型拉斑玄武岩,在准噶尔盆地内部存在岛弧火山岩带。该岛弧火山岩带与西准噶尔洋盆洋壳的俯冲消减有直接的成因联系,说明西准噶尔弧-盆系向东延伸至盆地内部,盆地西部基底为洋-陆俯冲形成的岛弧型增生地体。

References

- Chauvel C, Hoffman A W and Vidal P. 1992. HIMU-EM: the French Polynesian connector [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 110 :99 ~ 119.
- Cullers R L and Graf J L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks [A]. Henderson P. *Rare Earth Elements, Geochemistry* [C]. Amsterdam: Elsevier Science, 137 ~ 274.
- Fitton G J, James D and Leeman W P. 1991. Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the Western United States: Compositional variations in space and time [J]. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B8):13 693 ~ 13 711.
- Hart S R. 1984. A large scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle [J]. *Nature*, 309 :753 ~ 757.
- Hawkesworth C J, K, Gallagher J M, Hergt *et al.* 1993. Mantle and slab contributions in arc magma [J]. *Ann. Rev. Earth and Planetary Science Letter*, 21 :175 ~ 204.
- Hawkins J W. 1980. Petrology of back-arc basins and island arcs [A]. Parayous A. *Ophiolites, Proceedings International Symposium* [C]. Cyprus 244 ~ 254.
- Hu Aiqin, Wang Zhonggang and Tu Guangzhi. 1997. Geological Evolution and Diagenesis and Mineralization in Northern Xinjiang [M]. Beijing Science Press 89 (in Chinese).
- Lai Shaocong, Zhang Guowei and Yang Ruiying. 2000. Establishment of Lianghe-Raofeng-Wu Liba island arc magmatic belt in Bashan mountain, southern Qinling [J]. *Science in China (D)*, 30 :53 ~ 63 (in Chinese).
- Li Shuguang. 1993. Tectonic setting of ophiolite discriminated by diagram of Ba-Th-Nb-La [J]. *Peterological Acta*, 9(2):146 ~ 156.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different type of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram [J]. *Chem. Geol.*, 56 :207 ~ 218.
- Mo Xuanxue, Deng Jinfu, Dong Fangliu, *et al.* 2001. Volcanic petro-tectonic assemblages in Sanjiang orogenic belt, SW China and implication for tectonics [J]. *Geological Journal of China Universities*, 7(2):121 ~ 137 (in Chinese with English abstract).
- Myers R E and Breitkopf J H. 1989. Basalt geochemistry and tectonic settings: a new approach to relate tectonic and magmatic process [J]. *Lithos*, 23(2):53 ~ 62.
- O'Nions R K, Hamilton P J and Evensen N M. 1977. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 34 :13 ~ 22.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries [A]. Thorps R S. *Andesites* [C]. Chichester, Wiley, 525 ~ 548.
- Qiu Jiaxiang. 1991. *Application Magmatite Petrology* [M]. Wuhan: Publishing House of China University of Geosciences, 322 (in Chinese).
- Rogers N W, Hawkesworth C J and Ormerod D S. 1995. Late Cenozoic basaltic magmatism in Western Great Basin, California and Nevada [J]. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7):10 287 ~ 10 301.
- Shervais J W. 1982. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lava [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 59 :101 ~ 118.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [A]. Dsunders A and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [C]. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 42 :313 ~ 345.
- Tatsumi J, Hamilton D L and Nesbit R W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks [J]. *Volcano. Geotherm. Res.*, 29 :293 ~ 309.
- Wang Fangzheng, Yang Meizhen and Zheng Jianping. 2002. Geochemical evidence of the basement assembled by island arc volcanics terranes in Junggar Basin [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(1):1 ~ 10 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yichang. 1997. Discussion on aeromagnetic anomaly and Northern Xinjiang rift [J]. *Xinjiang Petroleum Geology*, 18(4):295 ~ 301 (in Chinese).
- Wang Yilin. 1996. Exploration achievement of oil/gas in eight-five plan and outlook in nine-five plan [J]. *Xinjiang Petroleum Geology*, 17(1):1 ~ 11 (in Chinese).
- Wang Yutao. 1998. Geological factors control gas and exploration prospect in Junggar Basin [J]. *Xinjiang Petroleum Geology*, 19(2):132 ~ 136 (in Chinese).
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile element [J]. *Chem Geol.*, 20 :325 ~ 343.
- Yang Meizhen. 2005. Geochemical character of basement volcanics and its trace to the evolution history of basement crust in Junggar Basin [D]. Wuhan: China University of Geosciences.
- Yang Ruiying, Tang Hongfeng and Liu Congqiang. 2000. Geochemistry of mafic rocks from Dalabute ophiolite in western Zhunggaer, Xinjiang, NW China [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 20(4):363 ~ 370 (in Chinese).
- Zhang Zhaochong, Mao Jingwen, Yang Jianmin, *et al.* 1997. Geology and geochemistry of volcanic rocks of the early Ordovician Yingou Group in the western part of northern Qilian mountain and their tectonic setting [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 16(3):193 ~ 201 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Hailing. 1990. Rifting Vocanism and Process during Late Tertiary-

- Quaternary Period in Southeastern Sea[M]. Wuhan :Publishing House of China University of Geosciences 45(in Chinese).
- Zhao Lunshan and Zhang Benren. 1987. Geochemistry[M]. Wuhan : Publishing House of China University of Geosciences(in Chinese).
- Zheng Yongfei. 1999. Chemistry Geodynamics[M]. Beijing : Science Publishing House , 7 ,137(in Chinese).

附中文参考文献

- 胡霏琴,王中刚,涂光炽. 1997. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律 [M]. 北京 :科学出版社, 81~89.
- 赖绍聪,张国伟,杨瑞英. 2000. 南秦岭巴山弧两河-饶峰-五里坝岛弧岩浆带的厘定及其大地构造意义[J]. 中国科学(D 辑), 30(增刊) :53~63.
- 李曙光. 1993. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图[J]. 岩石学报, 9(2) :146~156.
- 莫宣学,邓晋福,董方浏,等. 2001. 西南三江造山带火山岩-构造组合及其意义[J]. 高校地质学报, 7(2) :121~137.
- 邱家骥. 1991. 应用岩浆岩岩石学[M]. 武汉 :中国地质大学出版社.

- 322.
- 王方正,杨梅珍,郑建平. 2002. 准噶尔盆地岛弧火山岩地体拼合基底的地球化学证据[J]. 岩石矿物学杂志, 21(1) :1~10.
- 王宜昌. 1997. 试论航磁异常与北疆裂谷系[J]. 新疆石油地质, 18(4) :295~301.
- 王宜林. 1996. 准噶尔盆地“八五”油气勘探成果及“九五”勘探设想 [J]. 新疆石油地质, 17(1) :1~11.
- 王屿涛. 1998. 准噶尔盆地控气地质因素及勘探前景[J]. 新疆石油地质, 19(2) :132~136.
- 杨梅珍. 2005. 准噶尔盆地基底火山岩地球化学及其对基底陆壳演化历史的示踪(博士论文) [D]. 武汉 :中国地质大学.
- 杨瑞英,唐红峰,刘丛强,等. 2000. 达拉布特蛇绿岩带镁铁质岩的地球化学[J]. 矿物学报, 20(4) :363~370.
- 张招崇,毛景文,杨建民,等. 1997. 北祁连西段早奥陶世阴沟群火山岩的构造背景[J]. 岩石矿物学杂志, 16(3) :193~201.
- 赵海玲. 1990. 东南沿海地区晚第三纪-第四纪大陆裂谷型火山作用及深部作用过程 [M]. 武汉 :中国地质大学出版社, 45.
- 赵伦山,张本仁. 1987. 地球化学 [M]. 武汉 :中国地质大学出版社, 177~183.
- 郑永飞. 1999. 化学地球动力学 [M]. 北京 :科学出版社, 7 ,137.

·新书推荐·

《阴极发光技术在岩石学和矿床学中的应用》

徐惠芬 等著 2006 年 北京 地质出版社 100 千字 78 页 定价 :40 元

本书收集近 20 年来在地球科学等领域中应用阴极发光技术进行研究的最新典型实例。首次应用阴极发光技术系统研究中国主要大型韧性剪切带中高压-超高压变质岩、古老地台上麻粒岩-角闪岩相变质岩、古老的花岗岩和花岗片麻岩及不同成因类型的金矿床。在恢复变质岩原岩、揭示岩石韧性剪切变形、变质程度及变质相系、金矿石和含金岩石中金的赋存状态及流体活动、演绎一个地区的地质历史、造山带型金矿床成矿过程中金的活化和沉淀等方面都提供了有力的证据。全面系统地总结了近年来阴极发光在沉积岩中应用的新成果,对恢复沉积岩的原始结构构造、研究沉积古环境、探讨孔隙和裂缝的演化历史、微量元素的迁移、识别古生物化石、划分和对比地层、地质找矿和石油勘探等都有明显成效。阴极发光技术目前已经成为地球科学研究中有效而快捷的重要工具和手段。

本书资料丰富,内容翔实,图文并茂,具有较高的学术水平和参考价值,可供从事地质学、岩石学、矿物学、矿床学、宝石学、地球化学、医学及地质调查工作的生产、科研和教学人员参考,也可作为地质院校的学生的参考读物。有需要此书者,请直接与地质出版社联系,联系电话 010-82324508(邮购部) 010-82324579(编辑部)。