

东天山觉罗塔格地区底坎儿组火山岩地球化学特征及构造环境探讨

黄小文^{1,2}, 漆亮¹, 高剑峰³, 刘莹莹^{1,2}, 王怡昌^{1,2}

(1. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049; 3. 香港大学地球科学系, 香港)

摘要: 底坎儿组火山岩是东天山石炭纪火山岩的重要组成部分, 其分布范围北至吐-哈盆地南缘, 南至沙泉子断裂, 其地球化学特征对于探讨觉罗塔格地区的构造环境演化具有重要的意义。本文对底坎儿组火山岩的主量、微量及 Sr-Nd 同位素进行了研究, 以探讨岩石成因及其形成的构造环境。结果表明, 底坎儿组火山岩为一套钙碱性的玄武岩-安山岩-流纹英安岩组合, 为石榴石-尖晶石橄榄岩地幔部分熔融的产物。玄武岩经历了橄榄石和单斜辉石的结晶分异, 安山岩和流纹英安岩则经历了斜长石和磁铁矿的结晶分异。火山岩相对富集轻稀土元素和大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 玄武岩的微量元素配分型式与弧玄武岩相似, 而部分安山岩及流纹英安岩的微量元素配分型式与上地壳相似。底坎儿组火山岩的 Nd 同位素特征 [$\epsilon_{Nd}(t) = -0.14 \sim 5.69$] 及微量元素地球化学特征显示其具有中等亏损地幔源区特征, 岩浆来自于俯冲流体交代的地幔, 岩浆演化过程遭受了有限的地壳混染。基性火山岩微量元素配分型式及构造环境图解表明其可能形成于弧后盆地环境。

关键词: 底坎儿组; 火山岩; 地球化学; 构造环境; 觉罗塔格; 东天山

中图分类号: P595; P588.14

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2012)06-0799-19

Geochemistry of volcanic rocks in the Dikan'er Formation of Jueltage region, eastern Tianshan Mountains and its tectonic implications

HUANG Xiao-wen^{1,2}, QI Liang¹, GAO Jian-feng³, LIU Ying-ying^{1,2} and WANG Yi-chang^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Department of Earth Sciences, University of Hong Kong, Hong Kong SAR, China)

Abstract: As an important part of Carboniferous volcanic rocks in eastern Tianshan Mountains, the volcanic rocks of the Dikan'er Formation have great constraints on the tectonic evolution of the Jueltage belt. These volcanic rocks are bounded by the southern margin of Tu-Ha basin in the north and the Shaquanzi fault in the south. The major and trace elements and Sr-Nd isotopes of the volcanic rocks are discussed in this paper to constrain the petrogenesis and tectonic settings. The volcanic rocks are composed of calc-alkali basalt, andesite and rhyodacite assemblages, which are products of partial melting of garnet-spinel lherzolite mantle. The primary magma has experienced crystallization differentiation of olivine and clinopyroxene for basalt, and that of plagioclase and magnetite for andesite and rhyodacite. They are relatively enriched in large-ion-lithophile elements and light rare-earth elements, and are depleted in high-field-strength elements. The patterns of trace elements of basalt are similar to those of arc basalt, while the trace element patterns of intermediate-acid rocks are similar to

收稿日期: 2012-06-19; 修订日期: 2012-07-09

基金项目: 中国科学院“百人计划”项目(KZCX2-YW-BR-09); 国家自然科学基金资助项目(40773070)

作者简介: 黄小文(1985-), 男, 博士研究生, 元素及同位素地球化学专业, E-mail: huangxiaowen2008@live.cn.

those of the upper crust. Neodymium isotopic characteristics [$\epsilon\text{Nd}(t) = -0.14 \sim 5.69$] and trace element patterns of the volcanic rocks indicate derivation from a moderately depleted mantle source which was metasomatized by subduction-related fluid and involvement of minor crustal contamination. The trace element patterns of basalt and the plots for tectonic setting suggest that the volcanic rocks were probably formed in a back-arc basin environment.

Key words: Dikan'er Formation; volcanic rocks; geochemistry; tectonic settings; Jueluotage; eastern Tianshan Mountains

觉罗塔格构造带南以沙泉子断裂与星星峡地块为界,北以吐哈盆地南缘-梧桐窝子断裂与吐哈地块及哈尔里克带相邻,西至托克逊以东,东至甘肃-新疆交界,构造带宽 30~50 km,长 600 km 以上,是我国东天山重要的构造成矿带(图 1a)(陈富文等, 2003)。觉罗塔格构造带从北至南被近东西向的断裂分为 3 个部分,即大南湖-头苏泉构造带、康古尔构造带和阿齐山-雅满苏构造带。觉罗塔格地区石炭纪火山-沉积岩的构造背景一直存在着争议,有包括岛弧(阎文元, 1985; 周济元等, 1994; 姬金生等, 1994a; 马瑞士等, 1997; Mao *et al.*, 2005)、早石炭世裂谷(成守德等, 2001; 秦克章等, 2002; 冯益民等, 2002; 陈富文等, 2003)、弧后盆地(徐兴旺等, 1998; 李源等, 2011)以及早石炭被动陆缘(何国琦等, 1994; 李锦轶等, 2002)等不同的观点。尤其是阿齐山-雅满苏构造带的性质备受争议,前人的研究存在着岛弧带(阎文元, 1985; 姬金生等, 1994a; 杨兴科等, 1996, 1999; 马瑞士等, 1997; Xiao *et al.*, 2004)和裂谷带(秦克章等, 2002; 冯益民等, 2002; 夏林圻等, 2008)的分歧。觉罗塔格地区构造背景的不确定性主要由各个构造分区的构造背景的不确定性导致,因此详细各个构造分区的构造背景将为觉罗塔格地区的整体构造格局提供依据。本文拟研究阿齐山-雅满苏构造带石炭纪底坎儿组火山岩的岩石地球化学特征,从而探讨火山岩的岩浆演化过程及其成岩的构造背景。

1 地质概况

阿齐山-雅满苏构造带位于觉罗构造带的南部,北以雅满苏断裂为界,南至阿奇克库都克-沙泉子断裂(图 1a)。研究区位于阿齐山-雅满苏构造带的东部,区内出露的地层由老到新包括元古宙的中天山群,早石炭世雅满苏组、底坎儿组,早二叠世阿其克布拉克组以及新生代地层(图 1b)。这些地层受区域上的沙泉子断裂所控制。该区晚古生代的花岗岩和

闪长岩侵入体非常发育。

元古宙中天山群为中深变质岩系,原岩除部分碎屑岩外,主要为基性-酸性火山岩。早石炭世雅满苏组为一套基性-酸性的火山-沉积岩组合,其中火山岩以钙碱性系列为主(何国琦等, 1994),并显示出岛弧特征(侯广顺等, 2006)。侵位于阿齐山雅满苏组的铁岭花岗闪长岩体 Rb-Sr 年龄为 315 Ma 左右,且雅满苏组安山岩之下产出有早石炭世标准化石楞菊石(杨兴科等, 1998)。因此,雅满苏组应形成于早石炭世。底坎儿组主要由一套火山熔岩及火山碎屑岩组成。李永军等(2007)根据东天山库姆塔格沙垄地区发现的牙形石,认为底坎儿组形成于晚石炭世,并通过对底坎儿组沉积环境的分析,认为其属于弧后盆地建造(李永军等, 2007)。李源等(2011)获得底坎儿组中流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 320 ± 1.2 Ma (李源等, 2011),也认为其形成于弧后盆地环境。早二叠世阿其克布拉克组为基性-酸性火山岩-陆源碎屑岩组合,主要为灰绿色块状玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩,杂砂岩、细砂岩和粉砂岩等。

2 分析方法

本次研究主要采集了东天山沙泉子铜铁矿区的底坎儿组火山岩样品,并收集了前人发表的底坎儿组火山岩地球化学数据,系统地对底坎儿组火山岩进行了岩石地球化学和构造环境分析。主量、微量元素分析均在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室进行。主量元素的测定采用 X 荧光光谱分析,玻璃熔融制样,测试仪器为 Axios PW4400,大部分氧化物的相对误差优于 $\pm 1\%$ 。微量元素(包括稀土元素)采用 Elan DRC-e ICP-MS 测定,大部分元素测试的相对误差优于 10%,详细的分析方法请参见 Qi 等(2000)。Rb-Sr、Sm-Nd 同位素的化学前处理在中国科学院地球化学研究所完成,测试在香港大学地球科学系完成,所用仪器为 Nu

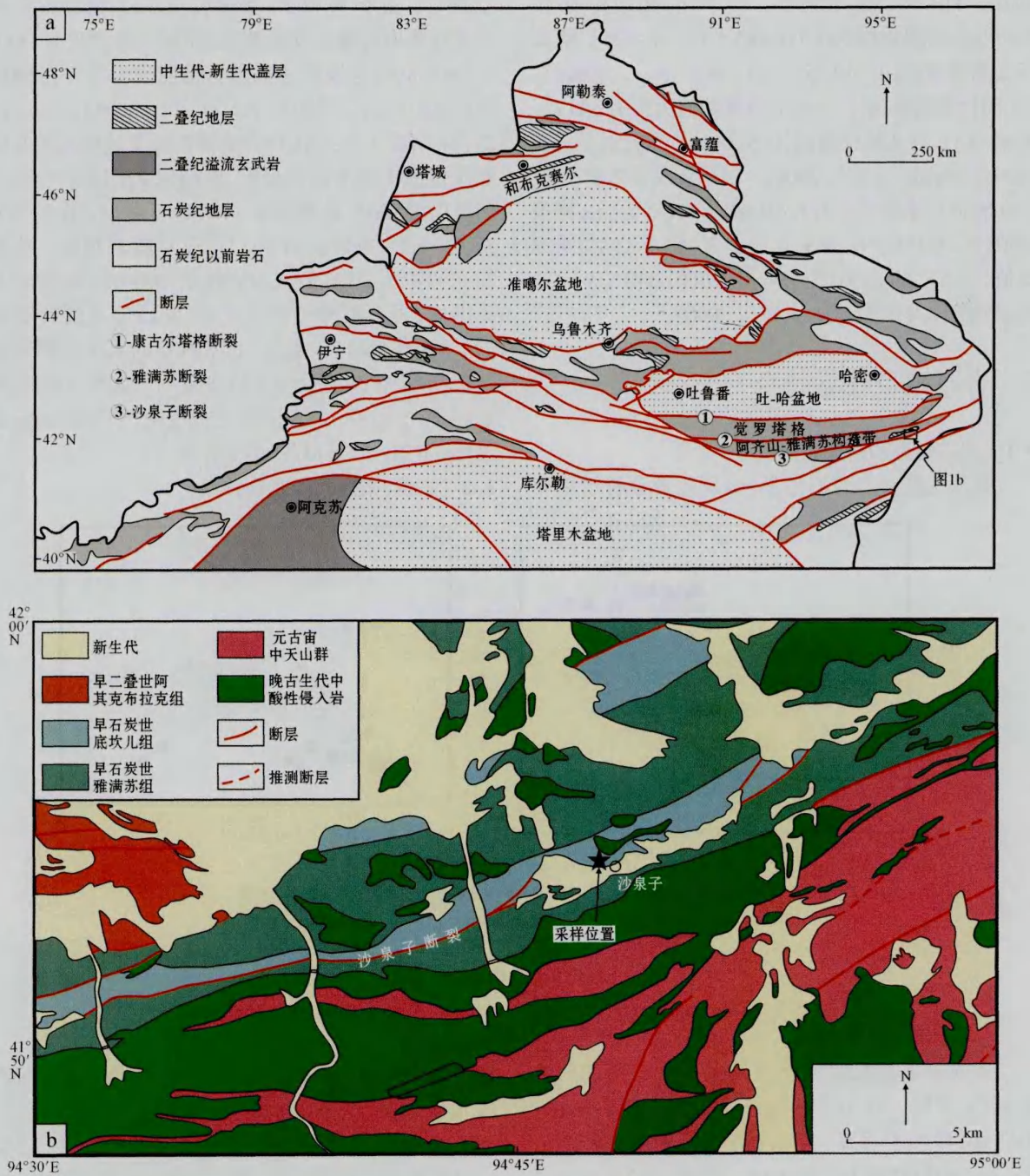


图 1 新疆北部地区石炭纪火山岩分布略图[a, 据王京彬等(2006)修改]和沙泉子地区地质简图 [b, 据新疆维吾尔自治区地质局(1965)^①修改]

Fig. 1 Schematic map showing the distribution of Carboniferous volcanic rocks in northern Tianshan Mountains (a, modified after Wang Jingbin *et al.*, 2006) and geological sketch map of Shaquanzi area (b, modified after Bureau of Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region, 1965^①)

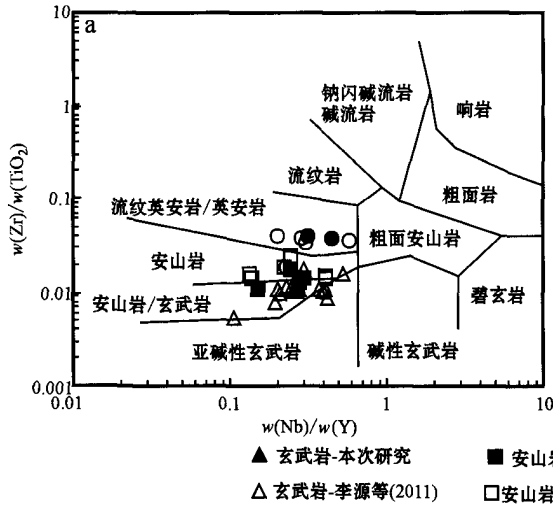
① 新疆维吾尔自治区地质局. 1965. 1:20 万沙泉子幅矿产图 K-46-23.

plasma HR 型 MC-ICPMS。Sr 同位素国际标样 NBS-987 的测试值为 $0.710\ 165 \pm 19$ ($n = 25$), 略低于文献报道值 ($0.710\ 252 \pm 13$; Weis *et al.*, 2006)。Nd 同位素国际标样 JNdi-1 的测试值为 $0.512\ 117 \pm 8$ ($n = 13$), 与文献报道值 ($0.512\ 115 \pm 7$) 在误差范围内一致 (Tanaka *et al.*, 2000)。国际玄武岩标样 BCR-2 的 Sr 同位素测试值为 $0.704\ 862 \pm 17$, 略低于文献报道值 ($0.705\ 019 \pm 1$; Weis *et al.*, 2006), Nd 同位素测试值为 $0.512\ 638 \pm 11$, 与文献报道值 ($0.512\ 634 \pm 12$) 在误差范围内一致 (Weis *et al.*, 2006)。

3 岩石地球化学特征

3.1 岩石类型和岩浆系列

底坎儿组火山岩的主量、微量元素分析结果列



于表 1。由于 K 和 Na 是活泼元素, 它们的含量在蚀变过程中可能会发生改变, 而较大的烧失量 ($LOI = 1\% \sim 8\%$) 也说明了火山岩可能遭受了一定的蚀变 (Polat *et al.*, 2002; Xia *et al.*, 2004)。Nb、Y、Zr、Ti 以及 TFeO、MgO 等含量在蚀变过程或者低级变质作用中基本保持稳定, 因而用 Zr/TiO₂ - Nb/Y 图解代替 TAS 分类图来判断岩石类型, 用 TFeO/MgO - SiO₂ 图解代替 K₂O - SiO₂ 图来判断。从图 2a 可以看出, 所有的火山岩投点均落在亚碱性岩石范围内, 岩石类型包括玄武岩、安山岩及流纹英安岩。从 (图 2b) 可以看出, 几乎所有的火山岩都属于钙碱性系列, 而很少属于拉斑系列。底坎儿组玄武岩的 Ti/Y 值在 194 到 365 之间变化, 平均为 330, 属于低 Ti ($Ti/Y < 500$) 玄武岩系列。

3.2 主量、微量元素变化特点

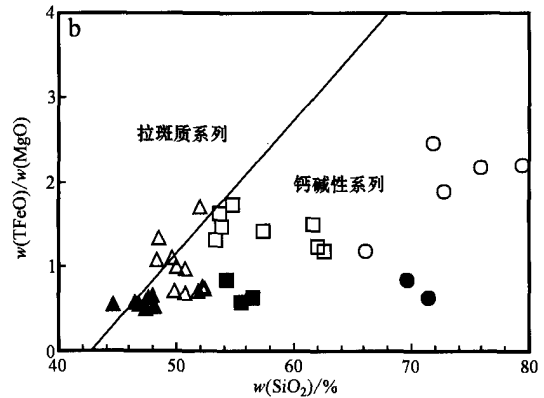


图 2 底坎儿组火山岩岩石分类图

Fig. 2 Rock classification diagrams for volcanic rocks of Dikan'er Formation

考虑到底坎儿组火山岩发生了一定程度的蚀变, 本文采用一些不易活化的主量元素 (如: MgO、TiO₂、Al₂O₃)、不相容元素 (Cr、Ni)、高场强元素 (Nb、Ta、Zr、Hf) 以及稀土元素 (REEs, 除 Eu 外) 来探讨岩浆的演化过程及构造环境的判别等 (Jochum *et al.*, 1991; Lafleche *et al.*, 1992)。总体上, 底坎儿组火山岩的 Mg 指数 [$Mg^{\#} = 100 Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$] 变化范围 (42 ~ 78) 较大, 反映它们总体上是经受了演化的熔岩。玄武岩的 MgO 和 SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、TFeO、CaO 及 P₂O₅ 基本无明显相关关系 (图 3)。安山岩和流纹英安岩的 MgO 与 SiO₂、Al₂O₃、TFeO 呈

较好的正相关关系 (图 3a、3c、3d), 而与 TiO₂、CaO、P₂O₅ 的相关性不明显 (图 3b、3e、3f)。玄武岩的 Cr、Ni 含量随 MgO 含量的降低而降低 (图 4a、4b), Zr、La、Yb 与 MgO 表现出一定的负相关关系 (图 4c、4d、4f)。

底坎儿组火山岩的成分变化较大, 但它们的稀土元素含量和球粒陨石标准化配分型式是非常相似的 (图 5a、5c、5e)。所有火山岩均表现出轻稀土元素相对富集, (La/Yb)_N 值为 2.69 ~ 15.29。玄武岩基本无 Eu 异常, 安山岩表现出无或者弱的 Eu 负异常 ($\delta Eu = 0.66 \sim 1.09$), 流纹英安岩则均表现出较强

表 1 底坎儿组火山岩主量和微量元素组成
Table 1 Major and trace element data for the volcanic rocks from the Dikan'er Formation

岩石类型	玄武安山岩										流纹英安岩			
	SQZ0901	SQZ0902	SQZ0906	SQZ0907	SQZ0908	SQZ0909	SQZ0910	SQZ0911	SQZ0912	SQZ0913	SQZ0914	SQZ0904	SQZ0905	
样品编号														
主要氧化物(w _B /%)														
SiO ₂	44.55	48.15	48.01	46.81	46.41	47.53	47.46	55.57	55.51	56.51	54.28	69.63	71.42	
TiO ₂	1.41	1.44	1.43	1.43	1.45	1.39	1.45	0.73	0.68	0.75	0.61	0.53	0.31	
Al ₂ O ₃	14.93	15.51	15.44	15.22	15.36	15.12	15.57	14.30	14.16	16.83	15.75	14.75	12.65	
TFe ₂ O ₃	11.33	9.52	10.30	10.68	10.17	10.38	9.67	6.69	6.58	6.21	6.58	3.01	2.56	
MnO	0.18	0.15	0.18	0.18	0.17	0.17	0.17	0.11	0.13	0.18	0.17	0.04	0.04	
MgO	9.25	8.18	7.14	8.91	7.81	7.37	8.99	5.35	5.26	4.50	3.53	1.64	1.85	
CaO	10.28	7.41	9.10	8.53	7.43	7.59	5.62	6.36	7.12	3.66	4.52	1.30	1.07	
Na ₂ O	2.38	2.95	2.82	2.15	2.22	2.14	2.62	2.84	3.02	4.23	3.06	4.29	1.84	
K ₂ O	0.93	2.05	1.22	1.52	1.51	1.68	2.24	1.96	1.86	4.46	4.88	3.23	6.04	
P ₂ O ₅	0.33	0.35	0.35	0.35	0.36	0.34	0.36	0.21	0.19	0.09	0.10	0.08	0.08	
LOI	5.90	4.24	4.83	4.58	7.98	7.58	6.20	5.69	6.31	3.29	5.50	2.30	1.94	
Total	101.47	99.95	100.81	100.36	100.86	101.29	100.35	99.81	100.81	100.71	98.97	100.79	99.80	
Mg#	62	63	58	63	61	59	65	62	62	59	52	52	59	
微量元素(w _B /10 ⁻⁶)														
Ba	163	414	310	296	582	491	631	400	409	1490	1430	500	898	
Rb	20.3	48.0	23.4	30.1	31.2	35.5	44.3	36.7	33.8	98.8	85.3	98.3	144	
Sr	416	319	483	431	488	491	366	374	349	265	206	165	182	
Y	23.0	24.6	24.4	24.4	24.0	23.7	24.5	13.9	12.4	23.1	25.7	21.7	24.0	
Zr	144	155	153	154	153	147	160	95.1	98.7	81.9	105	195	120	
Nb	6.10	6.85	6.47	6.45	6.46	6.05	6.74	3.80	3.64	3.56	6.33	9.62	7.65	
Th	2.31	2.31	2.25	2.13	2.09	2.09	2.27	1.57	1.45	4.52	7.22	13.9	14.9	
Pb	14.7	15.9	19.2	20.5	24.1	32.1	18.6	20.8	19.0	4.03	12.3	15.4	25.2	
Ga	16.9	16.5	18.3	16.8	15.8	17.4	16.2	16.9	17.0	13.8	16.9	14.4	12.0	
Zn	126	129	117	149	124	137	153	96.3	82.5	79.6	74.2	81.1	67.3	
Cu	43.8	69.4	49.8	61.3	56.4	52.2	79.8	13.0	9.5	8.3	110	15.8	24.3	
Ni	203	100	125	182	136	144	107	158	144	27	25.2	4.70	6.50	
V	220	229	225	228	215	225	226	157	147	212	160	57.8	31.2	
Cr	587	345	407	522	420	467	373	509	463	31.1	27.2	21.7	15.4	
Hf	3.27	3.78	3.71	3.64	3.63	3.45	3.85	2.72	2.54	2.54	3.26	5.57	3.77	

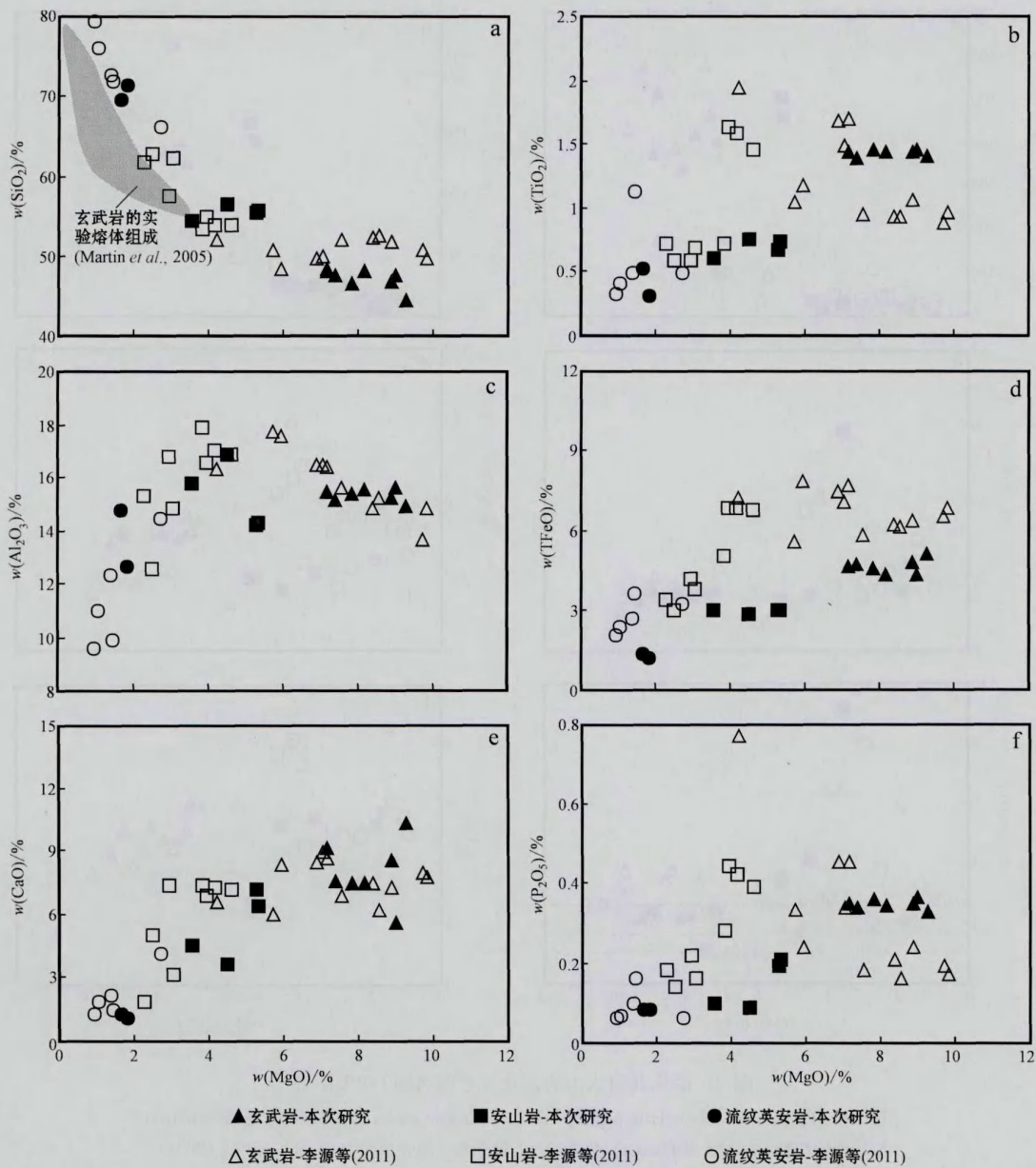


图 3 底坎儿组火山岩主量元素与 MgO 相关图解

Fig. 3 Major elements versus MgO plots for volcanic rocks from Dikan'er Formation

的 Eu 负异常 ($\delta Eu = 0.40 \sim 0.66$)。火山岩中的 Eu 异常说明这些岩石中有斜长石的堆积(或者晶出)作用发生,或者反映蚀变过程中 Eu^{2+} 相对于 REE^{3+} 具有更强的活动性。所有火山岩的重稀土元素表现出近乎“平坦”的标准化型式, $(Dy/Yb)_N$ 值为 $0.85 \sim 1.39$ 。

尽管稀土元素分配特征相似,但是各类火山岩的微量元素原始地幔标准化配分型式却不尽相同

(图 5b、5d、5f)。大部分玄武岩相对亏损高场强元素 Nb、Ta,与平均大陆弧玄武岩(CAB)和平均洋弧玄武岩(OAB)的分配型式相似,而明显不同于洋岛玄武岩(OIB)。部分安山岩表现出 Nb、Ta、Sr、P、Ti 的亏损,与平均上地壳(UC)的微量配分型式非常相似,部分安山岩表现出 Nb、Ta 的亏损及 Sr 的正异常而与大陆弧玄武岩(CAB)的分配型式相似。流纹英安岩表现出 Nb、Ta、Sr、P、Ti 的强烈亏损,与平均上

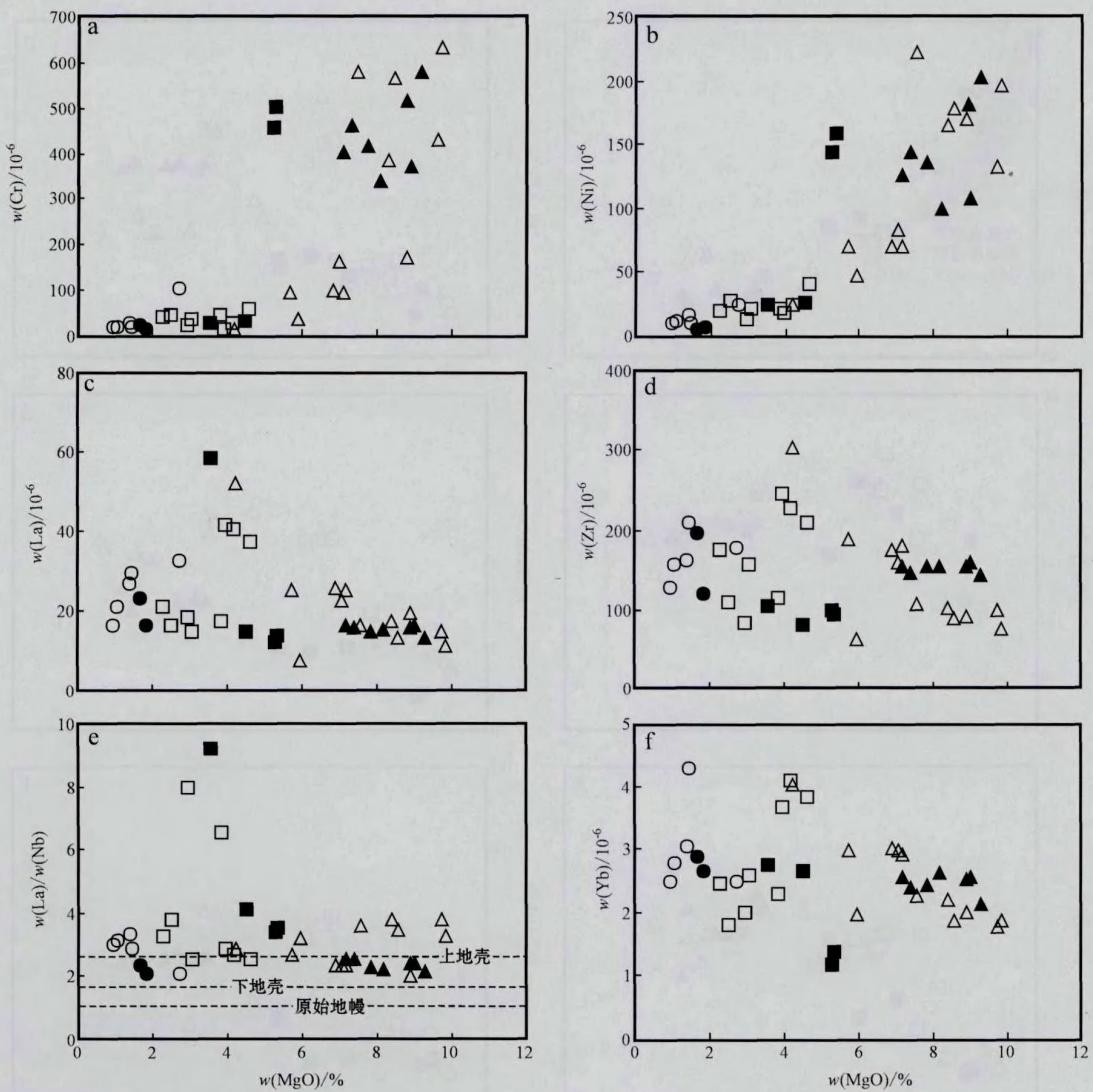


图4 底坎儿组火山岩微量元素与MgO相关图解

Fig. 4 Trace elements versus MgO plots for volcanic rocks from Dikan'er Formation

原始地幔值据 Sun and McDonough (1989), 上地壳和下地壳值据 Rudnick and Gao (2003)

primitive mantle values from Sun and McDonough (1989), upper and lower crust values from Rudnick and Gao (2003)

地壳(UC)的微量分配型式非常相似。

3.3 Sr-Nd 同位素

底坎儿组火山岩的 Sr-Nd 同位素比值的测量值和年龄校正值见表2, 它们的变化特点示于图6, 为了便于对比, 将天山石炭纪玄武岩的同位素组成也投于图中。底坎儿组火山岩的初始($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i、初始($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 和 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值分别为0.703 907~0.704 870、0.512 219~0.512 517和-0.1~5.7。在

$\epsilon\text{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 图上, 火山岩分布较集中, 大部分落在地幔趋势附近, 显示出中等亏损的特征。底坎儿组火山岩的同位素与天山各构造单元的同位素组成均有重叠之处, 但主要分布在东天山的同位素组成范围之内。流纹英安岩与玄武岩和安山岩的同位素相比, 具有更低的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值(-0.1 和 1.6) 和更低的初始($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值(0.703 907 和 0.703 922)。

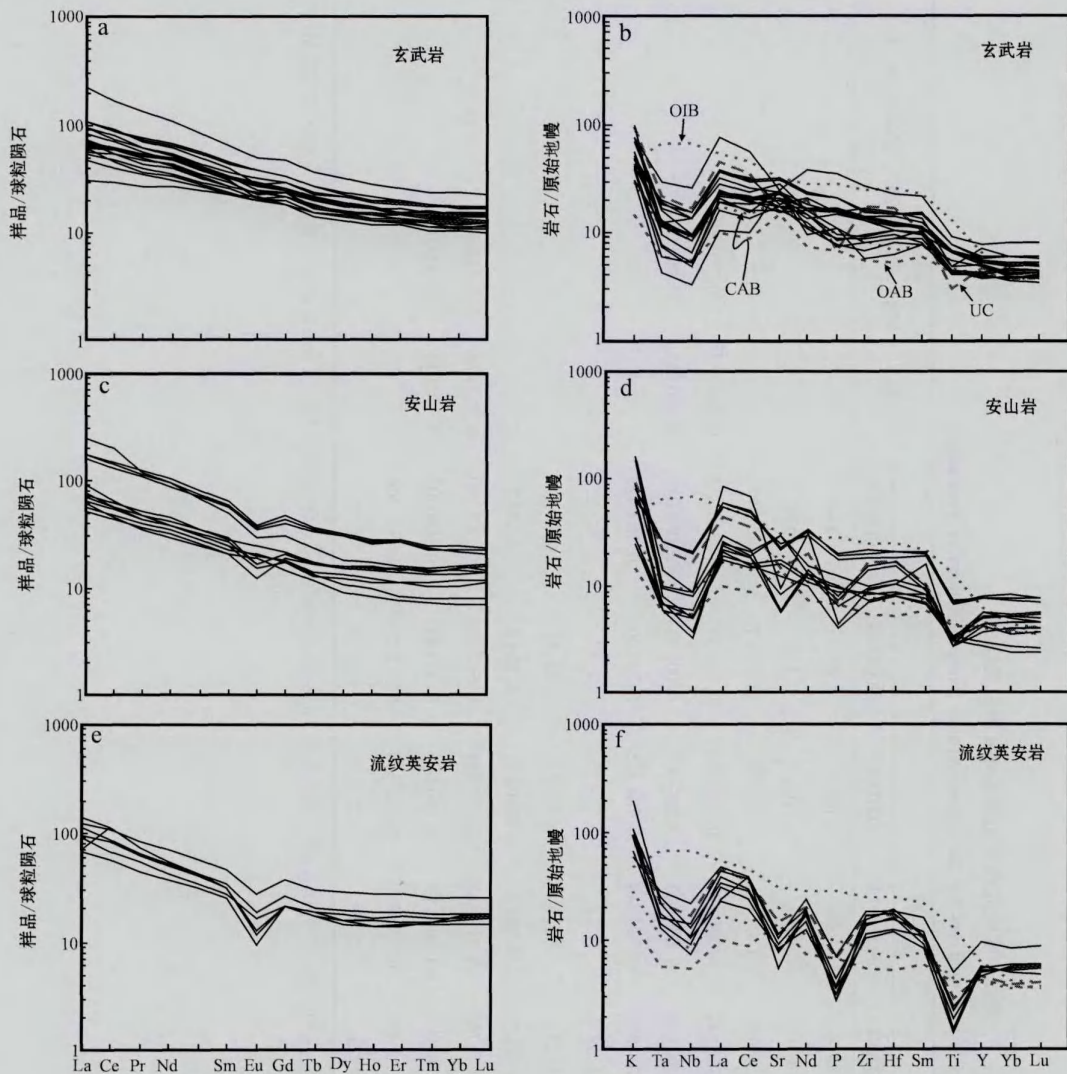


图 5 底坎儿组火山岩稀土元素球粒陨石标准化分布型式图及原始地幔标准化微量元素蛛网图

Fig. 5 Normalized REE and trace element patterns for volcanic rocks from Dikan'er Formation
球粒陨石值、原始地幔值和 OIB 值引自 Sun 和 McDonough (1989), 平均上地壳值(UC)引自 Rudnick 和 Gao (2003), 平均洋弧玄武岩(OAB)和平均大陆弧玄武岩(CAB)数据引自 Kelemen 等(2003)
chondrite, primitive-mantle, and OIB data from Sun and McDonough (1989); average upper crust data from Rudnick and Gao (2003); average oceanic and continental-arc basalts data from Kelemen *et al.* (2003)

4 讨论

4.1 次生蚀变及其影响

如前所述,底坎儿组火山岩遭受了不同程度的次生蚀变,导致了 K、Na 等元素的活化。REE、Th、U、Nb、Ta、Zr、Hf、Y、Ti 等元素被认为在热液蚀变过程中是不容易活化的 (Jochum *et al.*, 1991; Lafleche *et al.*, 1992), 一般用来探讨岩石成因。烧

失量(LOI)或者 Zr 与其他主量、微量元素的相关关系可以用来大致判断元素的活化性 (Xia *et al.*, 2004; He *et al.*, 2008)。研究表明, K、Na、Th 与 LOI 有较好的相关关系(未显示), 说明这些元素的活动性比较强。从图 7 可以看出 REE、Hf、Nb、Ta、P、Ti 与 Zr 的相关系数大于 0.5, 属于较稳定的元素, Na、Ba、Mn、Ca、K、Si、V、Al、Sr、Fe 与 Zr 的相关系数小于 0.2, 可能在蚀变过程中容易活化。考虑到 Ba 和 V 与 LOI 的相关性不强, 也可用来探讨岩石成因。

表 2 底坎儿组火山岩 Sr-Nd 同位素组成
Table 2 Sr-Nd isotope analyses for the volcanic rocks from the Dikan'er Formation

岩石类型 样品号	玄武岩			安山岩			流纹英安岩			BCR-2	NBS-987 (n=25)	JNdi-1 (n=13)
	SQZ0901	SQZ0907	SQZ0910	SQZ0912	SQZ0913	SQZ0914	SQZ0904	SQZ0905				
$w(\text{Rb})/10^{-6}$	20.3	30.1	44.3	33.8	98.8	85.3	98.3	144				
$w(\text{Sr})/10^{-6}$	416	431	366	349	265	206	165	182				
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.141 0	0.202 1	0.350 2	0.280 5	1.079 1	1.197 8	1.723 7	2.290 7				
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	0.705 157	0.705 177	0.706 145	0.706 147	0.709 359	0.709 880	0.711 757	0.714 355	0.704 862	0.710 165		
2σ	0.000 021	0.000 014	0.000 007	0.000 008	0.000 011	0.000 007	0.000 011	0.000 010	0.000 017	0.000 019		
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.704 515	0.704 257	0.704 550	0.704 870	0.704 444	0.704 425	0.703 907	0.703 923				
$w(\text{Sm})/10^{-6}$	4.17	5.04	4.95	3.09	3.11	7.39	4.83	3.85				
$w(\text{Nd})/10^{-6}$	18.3	22.5	22.7	15.0	13.6	43.0	23.4	17.2				
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.137 9	0.135 2	0.131 4	0.124 6	0.138 2	0.103 7	0.124 8	0.135 2				
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	0.512 806	0.512 673	0.512 791	0.512 730	0.512 668	0.512 557	0.512 481	0.512 590	0.512 638	0.512 117		
2σ	0.000 003	0.000 004	0.000 003	0.000 003	0.000 004	0.000 003	0.000 002	0.000 003	0.000 011	0.000 008		
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512 517	0.512 390	0.512 516	0.512 469	0.512 379	0.512 340	0.512 219	0.512 306				
$e\text{Nd}(t)$	5.69	3.20	5.66	4.74	2.99	2.2	-0.14	1.57				

说明: $e\text{Nd}(t)$ 值的计算采用的现今球粒陨石标准, 其 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ 和 $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ 值分别为 0.512 638 (Goldstein *et al.*, 1984) 和 0.196 7 (Peucat *et al.*, 1989); 年龄 t 为 320 Ma (李源等, 2011)。

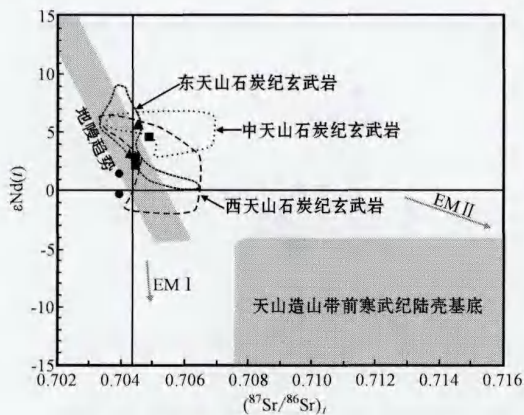


图 6 底坎儿组火山岩的 $\epsilon Nd(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 图解 (据 Zindler 和 Hart, 1986)

Fig. 6 Plot of $\epsilon Nd(t)$ and $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$

for volcanic rocks from Dikan'er Formation

天山石炭纪火山岩同位素数据引自夏林圻等(2008)和侯广顺等(2006), 天山前寒武纪陆壳基底同位素数据引自胡霁琴等(1999),

EM I 和 EM II 分别代表富集地幔 I 和 II

isotope data of Carboniferous Tianshan volcanics from Xia Linqi *et al.* (2008) and Hou Guangshun *et al.* (2006), isotope data of Precambrian continental basements from Hu Aiqin *et al.* (1999), EM I

and EM II representing enriched mantle I and II, respectively

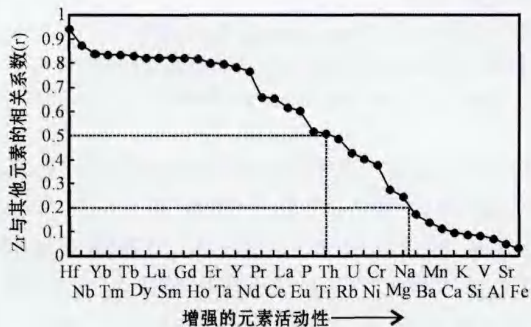


图 7 Zr 与其他元素相关关系图

Fig. 7 Zr versus other elements diagram showing the relative mobility of the elements

4.2 地壳混染

由于上地壳和中等部分熔融的下地壳富集轻稀土元素(LREE)和大离子亲石元素(LILE), 而亏损高场强元素(HFSE), 所以地壳物质通常具有高 La/Nb、高 Ba/Nb 和低 La/Ba 值特点(Weaver and Tarney, 1984; Wedepohl, 1995)。因此, 若玄武质岩浆受到地壳混染, 则 La/Nb 比值将明显升高, 且 La/Nb 和 La/Sm 呈现较明显的正相关。通常, 很高的原始地幔标准化 $(Th/Nb)_N$ 比值 ($>>1$), 高 La/Nb

值, 低 Nb/La 值 (<1), 具有明显 Nb、Ta、Ti 负异常的微量元素分配型式, 较低的 ϵNd 值 (<0) 和高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值 (>0.706), 是受到地壳混染的大陆玄武岩的典型特征(Xia *et al.*, 2004)。

底坎儿组火山岩较高且变化较大的 La/Nb 值 (2.05~9.20) 及明显的 HFSE 亏损的微量元素配分型式(图 5), 说明它们可能受到了一定程度的地壳混染。幔源岩浆中大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE)的相对富集以及高场强(HFSE)的相对亏损, 往往是源于与俯冲相关的交代作用, 或者是受到地壳混染的影响(Pearce and Cann, 1973; Green *et al.*, 2000)。这两种过程的明显区别就在于地壳物质进入岩浆的地点不同: 与俯冲相关的交代作用主要发生在上地幔, 在岩浆源区混入了地壳物质, 而地壳混染则是发生在岩浆上升过程中(Smithies *et al.*, 2004)。底坎儿组火山岩的 La/Nb 值并未随 MgO 含量的增加而增加(图 4c), 一部分火山岩位于原始地幔和上地壳 La/Nb 值所限定的范围内, 可能是地壳混染的结果, 但是另一部分火山岩的 La/Nb 比值明显高于上地壳值, 无法用地壳混染来解释。各类型火山岩的 La/Nb 和 Zr/Nb 值与 La/Sm 值并没有明显的相关关系(图 8a、8b), 大多数火山岩的 Zr/Nb 值明显高于原始地幔、上地壳及下地壳值。在 Nb/U - SiO₂ 图(图 8c)上, 具有较高 Nb/U 值的玄武岩具有弱的地壳混染趋势, 而部分安山岩和流纹英安岩具有上地壳和下地壳的 Nb/U 值并不能解释为地壳的混染作用。而且, 火山岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 值随结晶作用的进行并未呈现出地壳混染的趋势(图 8d)。Sr-Nd 同位素特征也表明, 与上地壳具有相似微量元素分配型式的流纹英安岩比玄武岩和安山岩具有更低的 Nd 和 Sr 同位素组成。由于大陆地壳部分熔融产生的 Sr 同位素组成要明显高于同时期地幔部分熔融产生的 Sr 同位素组成, 因此火山岩的同位素显示的是幔源特征, 并没有地壳混染趋势。在 SiO₂ 含量相同的情况下, 大部分安山岩和流纹英安岩均落在玄武岩实验熔体的右方(图 3a), 具有更高的 MgO 含量, 排除了它们是基性下地壳部分熔融的产物。因为无法用地壳混染来解释火山岩的微量元素和同位素组成的变化, 所以认为底坎儿组火山岩的形成可能与俯冲相关的交代作用有关。

4.3 部分熔融和结晶分异

底坎儿组火山岩的岩性由玄武质向流纹质演化, 有可能是同一基性岩浆结晶分异的结果, 也可能

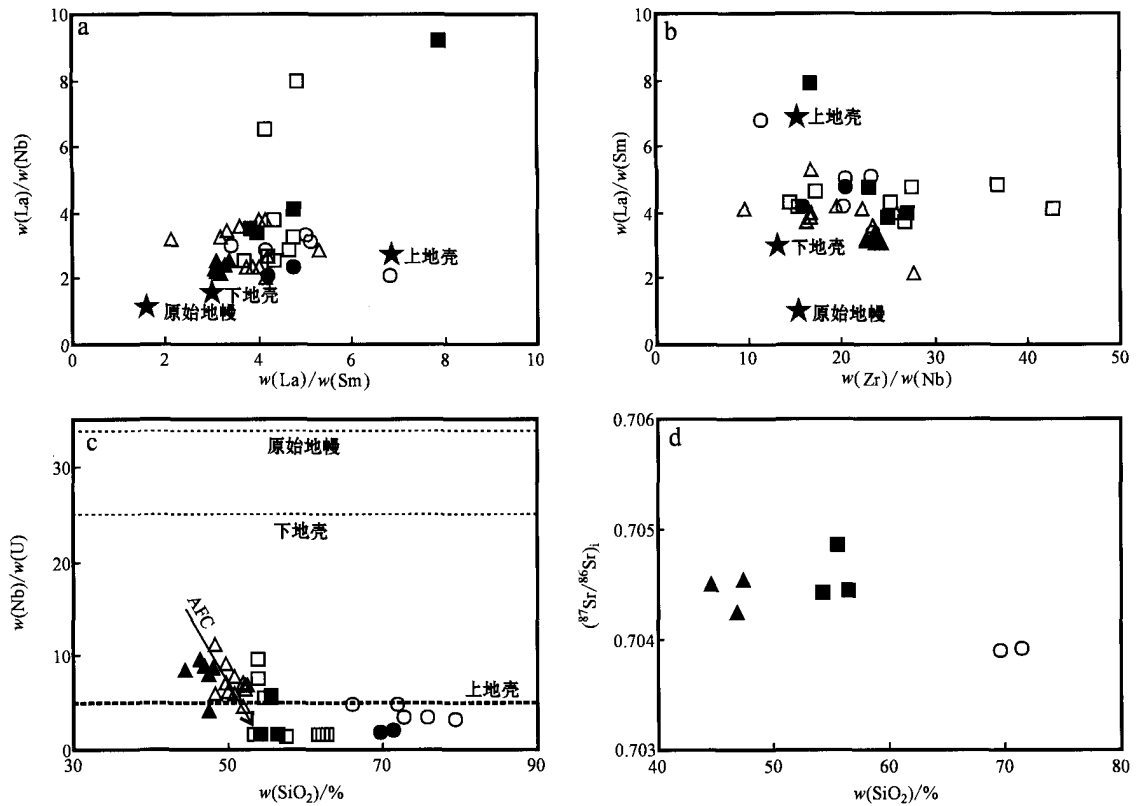


图8 底坎儿组火山岩地壳混染判别图

Fig. 8 Crustal contamination discriminative diagrams for volcanic rocks from Dikan'er Formation

岩性符号同图3,原始地幔值据 Sun 和 McDonough (1989),上地壳和下地壳值据 Rudnick 和 Gao (2003)

symbols as for Fig. 3, primitive mantle values from Sun and McDough (1989), upper and lower crust values from Rudnick and Gao (2003)

是来自不同深度的岩浆部分熔融的结果。若这些火山岩来自不同的岩浆源区,它们的演化趋势、微量元素及 Sr-Nd 同位素将表现出明显不同的特征。

底坎儿组不同类型的火山岩的稀土元素球粒陨石标准化配分型式相似,微量元素原始地幔标准化配分型式不同,Nd 同位素特征变化较大,这些都指示了源区的异质性。通常认为,在结晶分异过程中具有相似分配系数的不相容元素对的比值(如 La/Sm、La/Yb 等)是不变的,但是随着结晶作用的进行,不相容元素的含量将明显升高,因此这些元素的协变图可以用来判断岩浆的演化过程。在 La/Sm-La 图上(图 9a)玄武岩表现出较强的部分熔融趋势和很弱的结晶分异趋势,而安山岩和流纹英安岩主要表现为结晶分异趋势。在 La/Yb-Yb(图 9b)和 Tb/Yb-Yb(图 9c)图上,火山岩整体表现为结晶分异趋势。

如前所述,中酸性岩并不是由基性的下地壳部分熔融形成,而是玄武岩浆结晶作用的产物,岩浆演

化过程中经历了非常有限的地壳混染作用。底坎儿组玄武岩的 Cr 和 Ni 含量(分别为 $14.3 \times 10^{-6} \sim 639 \times 10^{-6}$ 和 $23.7 \times 10^{-6} \sim 223 \times 10^{-6}$)远低于典型的地幔来源玄武岩(Cr 和 Ni 含量分别为 $> 1000 \times 10^{-6}$ 和 $400 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$)(Willson, 1989),说明玄武质岩浆为演化的岩浆,而不是与地幔橄榄岩平衡的原生地幔熔体(Cox, 1980),它们在成岩过程中经历了重要的结晶分异。整体上来讲,从玄武岩到安山岩再到流纹英安岩,主量和微量元素均未表现出较好的线性演化趋势(图 3),说明它们可能经历了不同的演化过程。玄武岩的 MgO 与 SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、TFeO、CaO 和 P₂O₅ 基本无明显相关关系(图 3),但与 Cr、Ni 呈现一定的正相关(图 4a、4b),与 La 呈现出一定的负相关(图 4c),说明基性熔岩的母岩浆在岩浆房内或上升地表过程中可能经受了橄榄石和单斜辉石的结晶分离作用。安山岩和流纹英安岩的 MgO 与 SiO₂、Al₂O₃、TFeO 有较好的正相关关系(图 3a、3c、3d),而与 TiO₂、CaO、P₂O₅ 的相关性不明

显(图 3b、3e、3f), 说明斜长石和磁铁矿可能是这些中酸性岩的主要结晶相或者斑晶相之一。安山岩和流纹英安岩明显的负 Eu 异常和微量元素明显的负 Sr 异常, 也说明了斜长石在这些岩石的形成过程中起着重要的作用。

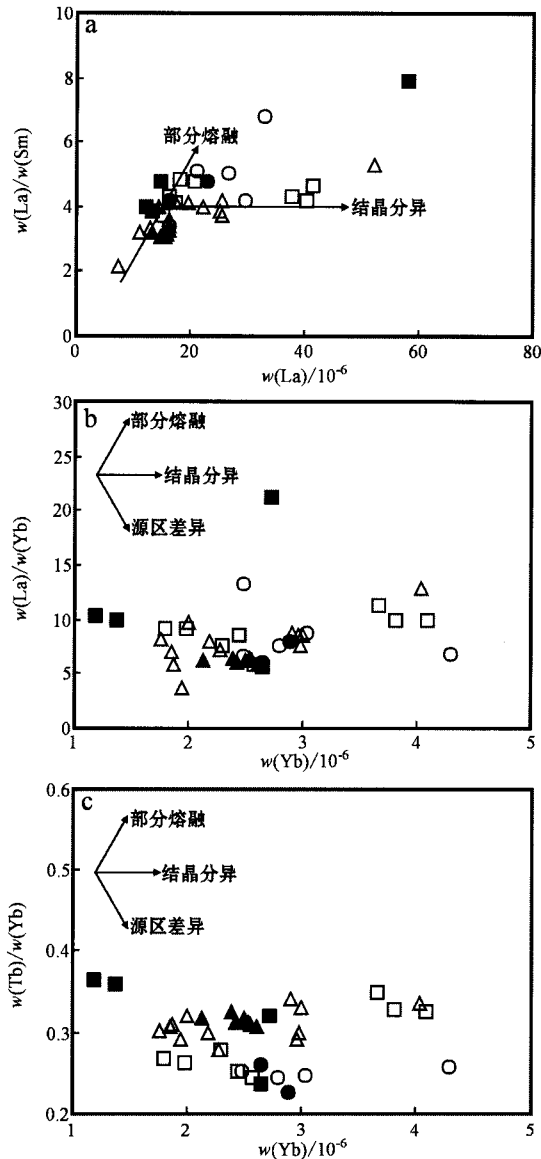


图 9 底坎儿组火山岩岩浆演化过程识别图
Fig. 9 Process identification diagrams for volcanic rocks from Dikan'er Formation

4.4 岩浆源区

据前所述, 底坎儿组火山岩的演化受部分熔融和结晶作用的控制, 伴随着较弱程度的地壳混染作用。微量、稀土及同位素组成可能反映的是源区的特征。底坎儿组火山岩的微量元素含量明显低于 OIB 和上地壳, 无法用 OIB 源经地壳混染来解释,

明显的 Nb、Ta 亏损特征与弧火山岩非常相似(图 5)。火山岩的 La/Nb 和 Ba/Nb 值明显高于 OIB 和 MORB(图 10a), 投点均落在弧火山区域。在 Nb/La - La/Yb 图(图 10b)上, 玄武岩落在岩石圈地幔区域, 指示其形成深度较浅。底坎儿组火山岩明显富集轻稀土元素(图 5), 指示源区可能有石榴石的残留(Van Westrenen *et al.*, 2000)。底坎儿组火山岩的 Sr/Y 比值(>15)高于典型的弧火山岩, 与石榴石稳定的地幔源深度是一致的。火山岩的 Sm/Yb 值高于尖晶石橄榄岩熔融曲线, 低于石榴石橄榄岩熔融曲线, 位于石榴石 - 尖晶石橄榄岩地幔源附近(图 10c)。

Zr-Hf、Nb-Ta 及 Y-Ho 元素对由于具有相近的离子半径和电荷数, 在部分熔融和岩浆分异过程中表现为相似的地球化学性质, 因此它们的比值可以反映源区的性质。底坎儿组玄武岩的 Zr/Hf 和 Y/Ho 比值分别为 30.97~44.04(平均值为 37.52)和 21.60~29.45(平均值为 24.74), 均分别接近球粒陨石的 Zr/Hf 值(34.2~36.3)(Jochum *et al.*, 1986)和 Y/Ho 比值(~27.74)(Sun and McDonough, 1989), 指示了玄武岩是由较典型的硅酸盐熔体演化而来。玄武岩的 Nb/Ta 比值为 10.44~15.58(平均为 12.78), 明显低于原始地幔值(17.5±2.0)(Sun and McDonough, 1989)和球粒陨石值(17.6)(Jochum *et al.*, 1986), 而与地壳值(11~12)非常接近(Green, 1995)。前已所述, 强烈的 Nb、Ta 亏损无法用地壳混染来解释, 更多的是反映岩浆源区特征。变化的 Nb/Ta 比值可能是地幔源区存在角闪石等矿物或者俯冲流体交代地幔的结果, 因为一般与俯冲作用有关的岩浆也表现为 HFSE 的相对亏损以及 LILE 和 LREE 的相对富集(Gill, 1981; Pearce and Thorpe, 1982)。由于俯冲流体中具有非常低的 HFSE 和 HREE, 所以流体对这些元素含量的影响很小(Perfit *et al.*, 1980; Pearce and Peate, 1995; Martin, 1999)。若地幔源区存在角闪石矿物, 将会导致岩浆中 Zr-Hf、Nb-Ta 及 Ti 的负异常, 但是 Zr-Hf 的异常随着结晶作用的进行会不断减弱(Thirlwall *et al.*, 1994), 因而底坎儿组火山岩并无 Zr-Hf 的负异常。

在岛弧体系中, 俯冲物质交代的地幔楔发生部分熔融时, 由于金红石、榍石及钛铁矿等难熔矿物的残留, 使得产生的岩浆中亏损 Nb、Ta、Ti, 与其他不相容元素(如 La、U、Th、Y 等)发生明显的分异, 因此

较高的 La/Nb 比值及较低的 Nb/U 比值可以作为地幔楔遭受流体交代的标志 (Ionov and Hofmann, 1995)。底坎儿组火山岩明显高于上地壳的 La/Nb 值(图 4e)及低于上地壳的 Nb/U 值(图 8c),也进一步显示了流体交代的地幔源特征。

4.5 构造环境

关于阿齐山-雅满苏构造带火山岩的形成环境,前人的研究存在着两种主要的观点,第 1 种观点认为大量的钙碱性安山岩和大洋拉斑玄武岩是石炭纪的北天山洋壳向南俯冲而形成的(阎文元,1985;

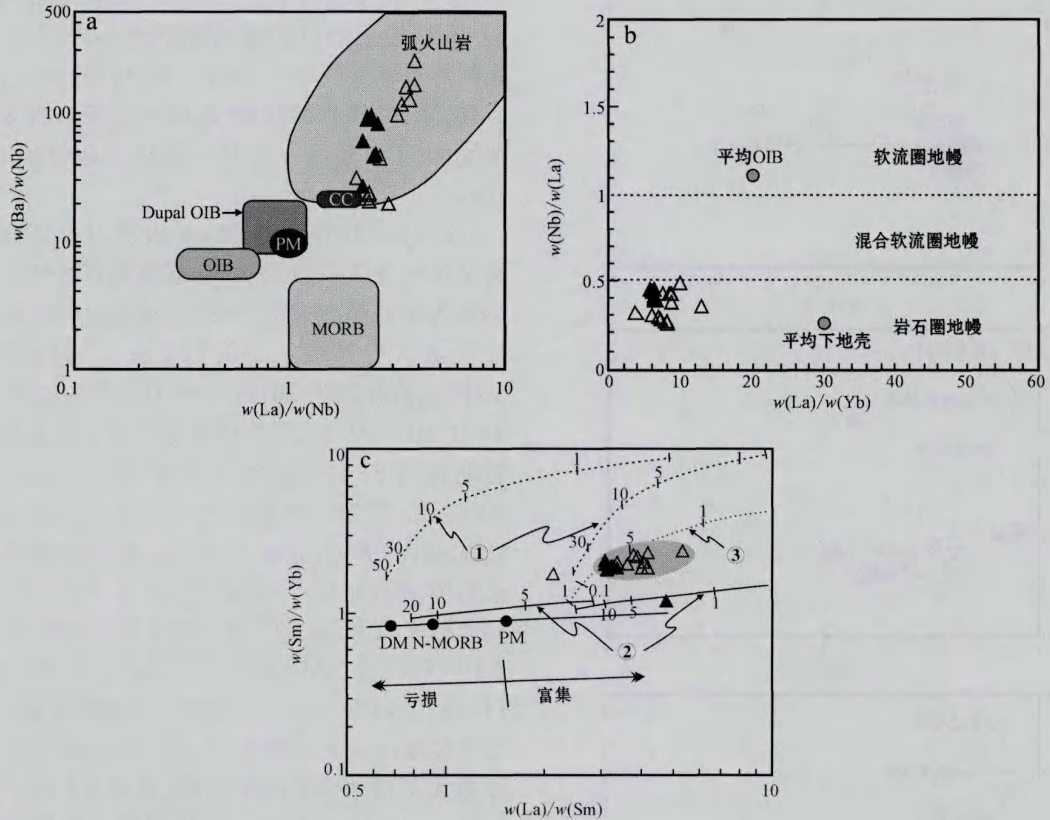


图 10 底坎儿组火山岩源区判别图

Fig. 10 Mantle source discriminative diagrams for volcanic rocks from Dikan'er Formation

a: Ba/Nb - La/Nb 图(Jahn *et al.*, 1999); b: Nb/La - La/Yb 图(Watson, 1993); c: Sm/Yb - La/Sm 部分熔融判别图: ①为 GL(garnet-lherzolite)部分熔融曲线,其岩石实际矿物成分和熔体成分分别为: 53% Ol + 27% Opx + 17% Cpx + 3% Sp, 6% Ol + 28% Opx + 67% Cpx + 11% Sp (Kinzler, 1997); ②为 SL(spinel-lherzolite)部分熔融曲线,其岩石实际矿物成分和熔体成分分别为: 60% Ol + 20% Opx + 10% Cpx + 10% Gt, 3% Ol + 16% Opx + 88% Cpx + 9% Gt (Walter, 1998); ③为 50% GL + 50% SL 部分熔融曲线, Ol—橄榄石, Opx—斜方辉石, Cpx—单斜辉石, Gt—石榴石, Sp—尖晶石; 数据来源: 矿物/熔体分配系数及亏损地幔(DM) (Mckenzie and O' nions, 1991), 原始地幔(PM)和正常洋中脊玄武岩(N-MORB) (Sun and McDonough, 1989), 平均陆壳 CC (Taylor and McLennan, 1985), MORB, OIB 和 Dupal OIB (Le Roex, 1986)

a: Ba/Nb - La/Nb diagram (after Jahn *et al.*, 1999); b: Nb/La - La/Yb diagram (after Watson, 1993); c: Sm/Yb - La/Sm diagram: ① melt curve of garnet-lherzolite, with mode and melt mode of Ol 53% + Opx 27% + Cpx 17% + Sp 3% and Ol 6% + Opx 28% + Cpx 67% + Sp 11%, respectively, after Kinzler, 1997; ② melt curve of spinel-lherzolite, with mode and melt mode of Ol 60% + Opx 20% + Cpx 10% + Gt 10% and Ol 3% + Opx 16% + Cpx 88% + Gt 9%, respectively, after Walter, 1998; ③ melt curve of 50% garnet-lherzolite + 50% spinel-lherzolite; Ol—olivine; Opx—orthopyroxene; Cpx—clinopyroxene; Gt—garnet; Sp—spinel; Data sources: mineral/matrix partition coefficients and DM from the compilation of Mckenzie and O' nions (1991); PM and N-MORB compositions from Sun and McDonough (1989); CC from Taylor and McLennan (1985); MORB, OIB and Dupal OIB compositions from Le Roex (1986)

姬金生等, 1994a; 杨兴科等, 1996, 1999; 马瑞士等, 1997; 姬金生等, 1999; Xiao *et al.*, 2004); 第 2 种观点认为该构造带的火山岩为双峰式的火山岩, 这些火山岩发育于前寒武纪陆壳基础上的板内伸展盆地, 火山岩的喷发可能与裂谷下的地幔减压熔融作用或者地幔柱有关(秦克章等, 2002; 冯益民等, 2002; 夏林圻等, 2008)。夏林圻等(2008)认为下石炭统火山-沉积岩系, 自底部向上, 都是以由粗变细、从陆相转化为海相的进积序列为特征, 反映的是一种递进的裂谷拉伸作用。最近, 李源等(2011)研究发现石炭纪火山岩具有岛弧和洋中脊的双重特征, 据此认为石炭纪火山岩形成于弧后盆地环境。

裂谷成因观点主要基于以下证据: ①具有较大面积分布的火山岩基本上沿走向连续分布; ②火山岩的“岩浆源”是碱性玄武岩系和拉斑玄武岩系; ③有大量的酸性火山岩出现; ④主量元素或稀土元素均反映出双峰式火山岩套的特征(秦克章等, 2002)。一般认为与陆内裂谷活动有关的火山岩具有典型的双峰式基性-酸性火山岩套的特征, 比如碱性、拉斑质玄武岩和流纹质岩石组合, 或者是碱性岩如火成碳酸岩、霞石岩和碱性玄武岩。底坎儿组火山岩 SiO₂ 含量变化大, 从玄武岩演化到安山岩再到流纹英安岩, 形成一个完整的岩浆系列, 并不具有双峰式火山岩的特点, 而且大多数火山岩是亚碱性的而不是碱性的。因此, 底坎儿组火山岩并不是典型的裂谷火山岩。

岛弧的观点主要是基于火山岩的负 Nb 异常以

及存在大量的安山质岩石(姬金生等, 1994a, 1994b, 1999), 但是导致这些火山岩负 Nb 异常的俯冲作用的时限并不清楚。如前所述, 火山岩的负 Nb 异常无法用 OIB 源经历地壳混染来解释, 负 Nb 异常可能反映了源区的特征。火山岩的微量元素含量和原始地幔标准化配分型式与平均大陆弧(玄武岩和部分安山岩)或者大陆地壳(流纹英安岩)非常相似, 说明石炭纪火山岩的形成与俯冲作用有关。底坎儿组玄武岩比大陆溢流玄武岩具有更低的 V 和 Ti 含量, Ti/V 比值要高于弧拉斑玄武岩, 低于洋岛及碱性玄武岩, 位于洋中脊玄武岩(MORB)和弧后盆地玄武岩(BAB)的区域内(图 11a)。底坎儿组玄武岩的 Ti/Y 比值要明显低于板内玄武岩, 大多数玄武岩落在火山弧玄武岩和 MORB 的重叠区域(图 11b)。尽管东天山石炭纪的构造演化仍存在争议, 但是大量的研究表明东天山地区的俯冲碰撞事件可能结束于晚石炭世(姬金生等, 1994a; 杨兴科等, 1997; 马瑞士等, 1997; Goldfarb *et al.*, 2001; 秦克章等, 2002)。年代学研究表明, 底坎儿组火山岩形成于早石炭世(李源等, 2011)。因此, 底坎儿组火山岩可能形成于弧后盆地环境。

5 结论

通过对底坎儿组火山岩系统的地球化学研究, 得到以下结论:

(1) 底坎儿组火山岩为一套钙碱性的玄武岩-安

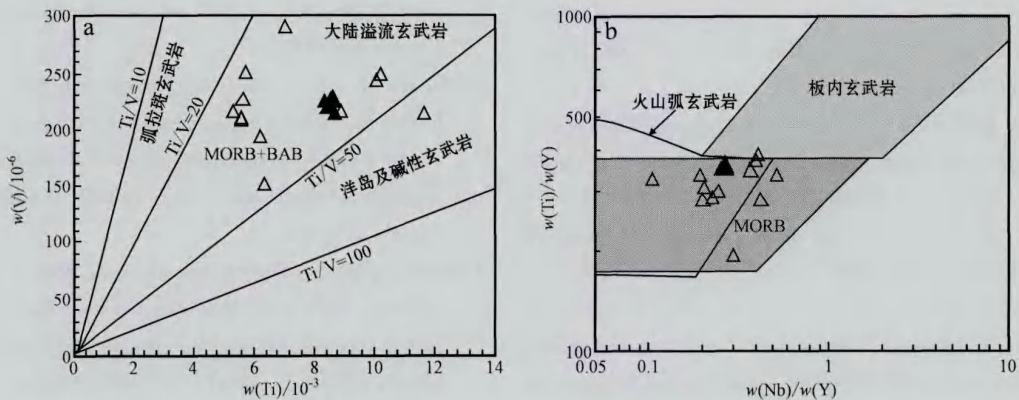


图 11 底坎儿组火山岩构造环境判别图解

Fig. 11 Tectonic setting discriminative diagrams for volcanic rocks from Dikan'er Formation

a—V—Ti 图解(Shervais, 1982); b—Ti/Y—Nb/Y 图解(Pearce, 1982)

a—V versus Ti (after Shervais, 1982); b—Ti/Y versus Nb/Y (after Pearce, 1982)

山岩-流纹英安岩组合,玄武岩较低的MgO含量(镁指数 $Mg^{\#} < 78$)以及Cr、Ni含量指示它们均为石榴子石-尖晶石橄榄岩地幔的熔融产物。玄武岩主要经历了橄榄石和单斜辉石的结晶分异,安山岩和流纹英安岩则主要经历了斜长石和磁铁矿的结晶分异。

(2) 底坎儿组火山岩相对富集轻稀土元素和大离子亲石元素,而亏损高场强元素,玄武岩的微量元素配分型式与大陆弧相似,而安山岩及流纹英安岩的微量元素配分型式与上地壳相似。

(3) 底坎儿组火山岩的Nd同位素特征及微量元素地球化学特征显示其具有中等亏损地幔源区特征,岩浆来自俯冲流体交代的地幔,岩浆演化遭受了有限的地壳混染。

(4) 基性火山岩多元素原始地幔标准化分配曲线及构造环境判别图解表明其可能形成于弧后盆地环境。

致谢 野外工作得到新疆地矿局第六地质大队邓刚总工程师及其他地质人员的大力支持,Sr-Nd同位素的化学前处理得到中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室肖芳老师的帮助,匿名审稿人提出建设性意见,使本文不断完善,在此一并表示感谢!

References

- Chen Fuwen, He Guoqi and Li Huaqin. 2003. Tectonic attribute of Qoltag orogenic belt in the Eastern Tianshan Mountains, north-western China[J]. *Geology in China*, 30(4): 361~366(in Chinese with English abstract).
- Cheng Shoude and Xu Xin. 2001. On compiling of map of tectonics of Xinjiang and neighbouring areas[J]. *Xinjiang Geology*, 19(1): 33~37(in Chinese with English abstract).
- Cox K G. 1980. A model for flood basalt volcanism[J]. *Journal of Petrology*, 21(4): 629~650.
- Feng Yimin, Zhu Baoqing, Yang Junlu, *et al.* 2002. Tectonics and evolution of the eastern Tianshan mountains—a brief introduction to tectonic map (1:500 000) of the eastern Tianshan Mountains of Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 20(4): 309~314(in Chinese with English abstract).
- Gill J B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*[M]. New York: Springer-Verlag Berlin.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geological time: a global synthesis[J]. *Ore Geology Reviews*, 18(1~2): 1~75.
- Goldstein S L, O'Nions R K and Hamilton P J. 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(2): 221~236.
- Green M G, Sylvester P J and Buick R. 2000. Growth and recycling of early Archaean continental crust: geochemical evidence from the Coonterunah and Warrawoona Groups, Pilbara Craton, Australia[J]. *Tectonophysics*, 322(1~2): 69~88.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. *Chemical Geology*, 120(3~4): 347~359.
- He Guoqi, Li Maosong and Liu Dequan. 1994. *Paleozoic Crustal Evolution and Mineralization in Xinjiang of China*[M]. Urumqi: Xinjiang People's Publishing House (in Chinese).
- He Y, Zhao G, Sun M, *et al.* 2008. Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zhongtiao Mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China Craton[J]. *Lithos*, 102(1~2): 158~178.
- Hou Guangshun, Tang Hongfeng and Liu Congqiang. 2006. Geochemical characteristics of Late Paleozoic volcanics in Jueluotage tectonic belt, eastern Tianshan and its implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1167~1177(in Chinese with English abstract).
- Hu Aiqin, Zhang Guoxin, Zhang Qianfeng, *et al.* 1999. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence[J]. *Science in China (Series D)*, 29(2): 104~112 (in Chinese).
- Ionov D A and Hofmann A W. 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3~4): 341~356.
- Jahn B, Wu F, Lo C H, *et al.* 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China[J]. *Chemical Geology*, 157(1): 119~146.
- Ji Jinsheng, Li Huaqin, Zhang Lianchang, *et al.* 1999. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic ages for magnetite-chlorite ore-formation type gold deposit in Late Paleozoic volcanic rock in eastern Tianshan[J]. *Chinese Science Bulletin*, 44(4): 439~442(in Chinese).
- Ji Jinsheng, Tao Hongxiang and Yang Xingke. 1994a. Geochemical characteristics of volcanic rocks within different tectonic settings in the central part of Eastern Tianshan Mountains[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 13(4): 297~304(in Chinese with English abstract).

- Ji Jinsheng, Tao Hongxiang, Zeng Zhangren, *et al.* 1994b. Geology and Mineralization of the Kangurtag Gold Belt in Eastern Tianshan [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Jochum K P, Arndt N T and Hofmann A W. 1991. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 107(2): 272~289.
- Jochum K P, Seufert H M, Spettel B, *et al.* 1986. The solar-system abundances of Nb, Ta, and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(6): 1173~1183.
- Kelemen P B, Hanghøj K and Greene A R. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust [A]. Holland H D and Turekian K K. *Treatise on Geochemistry*[C]. Oxford: Elsevier-Pergamon, 593~659.
- Kinzler R J. 1997. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis[J]. *Journal of Geophysical Research*, 102(B1): 853~874.
- Lafleche M R, Dupuy C and Dostal J. 1992. Tholeiitic volcanic rocks of the late Archean Blake River Group, southern Abitibi greenstone belt: origin and geodynamic implications[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(7): 1448~1458.
- Le Roex A P. 1986. Geochemical correlation between southern African kimberlites and South Atlantic hotspots[J]. *Nature*, 324: 243~245.
- Li Jinyi, Wang Kezhao, Li Wenqian, *et al.* 2002. Tectonic evolution since the late Paleozoic and mineral prospecting in eastern Tianshan Mountains, NW China[J]. *Xinjiang Geology*, 20(4): 295~301 (in Chinese with English abstract).
- Li Yongjun, Liu Xiaoyu, Wang Xiaogang, *et al.* 2007. The discovery of conodonts fossils in Carboniferous of Kumukag area in the eastern Tianshan and its significance[J]. *Xinjiang Geology*, 25(2): 127~131(in Chinese with English abstract).
- Li Yuan, Yang Jingsui, Zhang Jian, *et al.* 2011. Tectonic significance of Carboniferous volcanics in eastern Tianshan[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(1): 193~209(in Chinese with English abstract).
- Ma Ruishi, Shu Liangshu and Sun Jiaqi. 1997. Tectonic Evolution and Mineralization of Eastern Tianshan[M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Mao J W, Goldfarb R J, Wang Y T, *et al.* 2005. Late Paleozoic base and precious metal deposits, East Tianshan, Xinjiang, China: Characteristics and geodynamic setting[J]. *Episodes*, 28(1): 23~30.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids[J]. *Lithos*, 46(3): 411~429.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, *et al.* 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution[J]. *Lithos*, 79(1): 1~24.
- Mckenzie D and O'neils R K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations[J]. *Journal of Petrology*, 32(5): 1021~1091.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins[J]. *American Journal of Science*, 274(4): 251~269.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[A]. Thorpe R S. *Andesites*[C]. Chichester: Wiley, 525~548.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290~300.
- Pearce J A and Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251~286.
- Pearce J A and Thorpe R S. 1982. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*[M]. New York: John Wiley and Sons.
- Perfit M R, Gust D A, Bence A E, *et al.* 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources [J]. *Chemical Geology*, 30(3): 227~256.
- Peucat J J, Vidal P, Bernard-Griffiths J, *et al.* 1989. Sr, Nd, and Pb isotopic systematics in the archæan low-to high-grade transition zone of Southern India: syn-accretion vs. post-accretion granulites[J]. *The Journal of Geology*, 97(5): 537~549.
- Polat A, Hofmann A W and Rosing M T. 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7~3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth[J]. *Chemical Geology*, 184(3~4): 231~254.
- Qi L, Hu J and Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry [J]. *Talanta*, 51(3): 507~513.
- Qin Kezhang, Fang Tonghui, Wang Shulai, *et al.* 2002. Plate tectonics division, evolution and metallogenic settings in eastern Tianshan Mountains, NW China[J]. *Xinjiang Geology*, 20(4): 302~308 (in Chinese with English abstract).
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust [A]. Holland H D and Turekian K K. *Treatise on Geochemistry* [C]. Oxford: Elsevier-Pergamon, 1~64.
- Shervais J W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 101~118.

- Smithies R H, Champion D C and Sun S S. 2004. Evidence for early LREE-enriched mantle source regions: diverse magmas from the c. 3.0 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia[J]. *Journal of Petrology*, 45(8): 1 515~1 537.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society London Special Publications*, 42(1): 313~345.
- Tanaka T, Togashi S, Kamioka H, *et al.* 2000. JNd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium [J]. *Chemical Geology*, 168(3~4): 279~281.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution* [M]. Palo Alto, CA: Blackwell Scientific Publisher.
- Thirlwall M F, Smith T E, Graham A M, *et al.* 1994. High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? [J]. *Journal of Petrology*, 35(3): 819~838.
- Van Westrenen W, Allan N L, Blundy J D, *et al.* 2000. Atomistic simulation of trace element incorporation into garnets-comparison with experimental garnet-melt partitioning data[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(9): 1 629~1 639.
- Walter M J. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere[J]. *Journal of Petrology*, 39(1): 29~60.
- Wang Jingbin and Xu Xin. 2006. Post-collisional tectonic evolution and metallogenesis in northern Xinjiang, China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(1): 23~31 (in Chinese with English abstract).
- Watson S. 1993. Rare earth element inversions and percolation models for Hawaii[J]. *Journal of Petrology*, 34(4): 763~783.
- Weaver B L and Tarney J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust[J]. *Nature*, 310: 575~577.
- Wedepohl H. 1995. The composition of the continental crust [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1 217~1 232.
- Weis D, Kieffer B, Maerschalk C, *et al.* 2006. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(8): 1~30.
- Willson M. 1989. *Igneous Petrogenesis—A Global Tectonic Approach* [M]. Unwin Hyman: London, 323.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 20: 325~343.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi, *et al.* 2008. Petrogenesis of Carboniferous-Early Permian rift-related volcanic rocks in the Tianshan and neighboring areas, northwestern China[J]. *Northwestern Geology*, 41(4): 1~68 (in Chinese with English abstract).
- Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C, *et al.* 2004. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3~4): 419~433.
- Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, *et al.* 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia[J]. *American Journal of Science*, 304(4): 370~395.
- Xu Xingwang, Ma Tianlin, Sun Liqian, *et al.* 1998. Characteristics and dynamic significance of the ductile compressed zone in the eastern Tianshan Mt. in Jueluotage area in Xinjiang Province[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 33(2): 147~157 (in Chinese with English abstract).
- Yan Wunyun. 1985. The characteristics of early Carboniferous volcanic island arc and mineralization in the east setion of Tianshan[J]. *Xinjiang Geology*, 3(2): 49~51 (in Chinese with English abstract).
- Yang Xingke, Cheng Hongbin, Ji Jinsheng, *et al.* 1999. Analysis on gold and copper ore-forming system with collision orogeny of eastern Tianshan[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 23(4): 315~332 (in Chinese with English abstract).
- Yang Xingke, Ji Jinsheng, Luo Guichang, *et al.* 1997. Plate tectonics and forming law of the metallic ore deposits in eastern Tianshan [J]. *Journal of Xi'an College of Geology*, 19(3): 34~42 (in Chinese with English abstract).
- Yang Xingke, Ji Jinsheng, Zhang Lianchang, *et al.* 1998. Basic features and gold prognosis of the regional ductile shear belt in eastern Tianshan[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 22(3): 209~218 (in Chinese with English abstract).
- Yang Xingke, Tao Hongxiang, Luo Guichang, *et al.* 1996. Basic features of plate tectonics in east Tianshan of China[J]. *Xinjiang Geology*, 14(3): 221~227 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Jiyuan, Mao Yanshi, Huang Zhixun, *et al.* 1994. *Volcano Geology of the Ancient Continental Margin in Eastern Tianshan* [M]. Chengdu: Chengdu University of Science and Technology Press (in Chinese).
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493~571.

附中文参考文献

- 陈富文, 何国琦, 李华芹. 2003. 论东天山觉罗塔格造山带的大地构造属性[J]. *中国地质*, 30(4): 361~366.
- 成守德, 徐新. 2001. 新疆及邻区大地构造编图研究[J]. *新疆地质*, 19(1): 33~37.
- 冯益民, 朱宝清, 杨军录, 等. 2002. 东天山大地构造及演化——1: 50万东天山大地构造图简要说明[J]. *新疆地质*, 20(4): 309~

- 314.
- 侯国琦,李茂松,刘德权. 1994. 中国新疆古生代地壳演化与成矿[M]. 乌鲁木齐:新疆人民出版社.
- 侯广顺,唐红峰,刘丛强. 2006. 东天山觉罗塔格构造带晚古生代火山岩地球化学特征及意义[J]. 岩石学报, 22(5): 1167~1177.
- 胡霭琴,张国新,张前锋,等. 1999. 天山造山带基底时代和地壳增生的Nd同位素制约[J]. 中国科学D辑, 29(2): 104~112.
- 姬金生,李华芹,张连昌,等. 1999. 东天山晚古生代火山岩区磁铁矿绿泥石建造金矿床Sm-Nd和Rb-Sr同位素年龄[J]. 科学通报, 44(4): 439~442.
- 姬金生,陶洪祥,杨兴科. 1994b. 东天山中段不同构造环境火山岩地球化学特征[J]. 岩石矿物学杂志, 13(4): 297~304.
- 姬金生,陶洪祥,曾章仁,等. 1994a. 东天山康古尔塔格金矿带地质与成矿[M]. 北京:地质出版社, 136~138.
- 李锦轶,王克卓,李文铅,等. 2002. 东天山晚古生代以来大地构造与矿产勘查[J]. 新疆地质, 20(4): 295~301.
- 李永军,刘晓宇,王晓刚,等. 2007. 东天山库姆塔格石炭纪牙形石的发现及地质意义[J]. 新疆地质, 25(2): 127~131.
- 李源,杨经绥,张健,等. 2011. 新疆东天山石炭纪火山岩及其构造意义[J]. 岩石学报, 27(1): 193~209.
- 马瑞士,舒良树,孙家齐. 1997. 东天山构造演化与成矿[M]. 北京:科学出版社, 152~170.
- 秦克章,方同辉,王书来,等. 2002. 东天山板块构造分区、演化与成矿地质背景研究[J]. 新疆地质, 20(4): 302~308.
- 王京彬,徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿[J]. 地质学报, 80(1): 23~31.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义,等. 2008. 天山及邻区石炭纪一早二叠世裂谷火山岩岩石成因[J]. 西北地质, 41(4): 1~68.
- 徐兴旺,马天林,孙立倩,等. 1998. 新疆东天山觉罗塔格韧性挤压带基本特征及动力学意义[J]. 地质科学, 33(2): 147~157.
- 阎文元. 1985. 天山东段早中石炭世岛弧型火山岩特征及其矿产[J]. 新疆地质, 3(2): 49~58.
- 杨兴科,程宏宾,姬金生,等. 1999. 东天山碰撞造山与金铜成矿系统分析[J]. 大地构造与成矿学, 23(4): 315~332.
- 杨兴科,姬金生. 1997. 东天山板块构造与金属矿产成矿规律[J]. 西安地质学院学报, 19(3): 34~42.
- 杨兴科,姬金生,张连昌,等. 1998. 东天山大型韧性剪切带基本特征与金矿预测[J]. 大地构造与成矿学, 22(3): 209~218.
- 杨兴科,陶洪祥,罗桂昌,等. 1996. 东天山板块构造基本特征[J]. 新疆地质, 14(3): 221~227.
- 周济元,茅燕石,黄志勋. 1994. 东天山古大陆边缘火山地质[M]. 成都:成都科技大学出版社.