

西天山艾肯达坂组火山岩系的元素 地球化学特征和构造环境

陈衍景^{1,2}, 鲍景新¹, 张增杰¹, 刘玉琳¹,
陈华勇³, 蔡文俊³, Herb Helmstaedt³

1. 北京大学造山带与地壳演化实验室, 北京 100871;
2. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002;
3. 加拿大皇后大学地质科学系, Kingston, Ontario, K7L 3N6, Canada

【摘要】 西天山二叠纪艾肯达坂组红色陆相火山岩建造不整合在下石炭统大哈拉罕山组之上, 未经变形和变质。主要岩石类型有粗面玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩、粗面岩和粗面英安岩, $w(\text{SiO}_2)$ 介于 41.69%~65.99%, 低于上陆壳平均成分(66%)。 $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 随 SiO_2 增加而增加; SI 随 SiO_2 增高而变小; $w(\text{TiO}_2)$ 一般小于 1.3%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 较高(12.82%~18.37%), 由此显示艾肯达坂组属于典型的橄榄安粗岩系。其中, 玄武岩和玄武粗安岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 低于 54.4%(下陆壳平均值), 表明它们应源于地幔, 而非陆壳; 相反, $w(\text{SiO}_2) > 54.4\%$ 的粗安岩、粗面岩和粗面英安岩可能来自陆壳或经历了壳内分异作用。玄武岩类和玄武粗安岩类 ΣREE , LREE, Zr, Hf, Nb, Ta, Ba, Sr, Pb, Y 等的质量分数和 La_N/Yb_N 均高于世界同类岩石平均值, 而 Cr, Co, Ni 等的质量分数低于同类岩石, 指示源区地幔富集大离子亲石元素(LILE)和不相容元素; 玄武岩类和玄武粗安岩类的 $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.94$, Sr 由亏损变化到正异常, 显示地幔源区成分不均一, 此不均一性可能由上壳物质返回地幔所致。粗面岩和粗面英安岩 Eu/Eu^* 平均 0.59, 低于上陆壳平均值 0.65; Sr 亏损显著; 但 ΣREE , LREE, LREE/HREE, La_N/Yb_N , Ce/Ce* 反而低于粗安岩; Sm/Nd 平均值为 0.25, 与下陆壳(Sm/Nd=0.25)相一致; La, Ce, Nd, Sm 等相对于 Y 和 Yb 富集; Ba 正异常, Nb, Ta, Hf 等相对亏损; 这些特征均指示岩浆起源于斜长石作为残留相的壳内分异作用。粗安岩 ΣREE , LREE, Ba, Sr, Zr, Nb 等和 LREE/HREE, La_N/Yb_N , Ce/Ce*, Zr/Y, Hf/Yb 等比值均最高, 而 Sm/Nd 值最低, 显示 LILE, HFSE(高场强元素)的高度富集, 指示岩浆结晶分异强烈; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.63$, 低于上陆壳平均值 0.65; HREE 含量高于玄武岩和玄武粗安岩, 表明其由玄武质-玄武粗安质岩浆经历壳内分异后的残余岩浆喷发形成。岩性序列研究和地质分析表明, 艾肯达坂组形成于碰撞晚期的伸展垮塌阶段, 即天山的早二叠世。碰撞晚期的造山带岩石圈伸展作用由浅部地壳层次逐渐向根部层次(下地壳和岩石圈地幔)发展, 伴随于幔源岩浆底侵的玄武岩喷发可以作为碰撞造山事件彻底结束的标志。

【关键词】 西天山; 艾肯达坂组; 橄榄安粗岩系; 元素地球化学; 构造环境

中图分类号: P595 文献标识码: A

文章编号: 1001-6872(2004)03-0036-10

收稿日期: 2004-04-06; 改回日期: 2004-06-10

基金项目: 自然科学基金(49672119); 国家攻关(96-915-03-05); 科学院百人计划、教育部重点项目和跨世纪人才基金项目

作者简介: 陈衍景, 男, 42岁, 教授, 矿床、地球化学专业, 研究方向: 区域成矿规律。

0 引言

艾肯达坂组是西天山地区最年轻的中酸性火山岩建造,同位素年龄和古生物化石研究指示其形成于 296 Ma~255 Ma 之间^[1],属于早二叠世,恰处于由陆陆碰撞向陆内造山转折的构造背景,是研究西天山造山带演化过程,揭示陆陆碰撞造山与陆内造山之转变细节的关键。此外,艾肯达坂组内已经发现了多处铜矿化,被作为长期铜矿找矿远景区。多年的研究显示,艾肯达坂组形成于碰撞造山作用的晚期,即伸展阶段;粗面岩具有异常高的铜含量,应是西天山斑岩型和浅成低温热液型铜金成矿系统形成的有利岩浆体系,值得找矿勘查参考。

1 地质背景和岩石学特征

西天山艾肯达坂组命名于和静县巩乃斯林场东北的艾肯达坂地区(图 1)。该组地层在艾肯达坂地区发育较好,向西沿阿吾勒拉山延续至尼勒克县西南部^[1],是斑岩型、浅成低温热液型铜金多金属矿床成矿的有利地带,已经发现艾肯达坂、群吉萨依等铜矿多处(图 1)。

艾肯达坂组产状平缓,角度不整合覆盖于下石炭统大哈拉军山组岛弧火山岩建造之上。艾肯达坂组为一套陆相火山岩-火山碎屑岩组合,颜色以紫红色、暗紫色、红色为主,岩石以熔岩、角砾岩、集块岩为主,流动构造发育;岩石较新鲜,除受到一定程度的热液蚀变和风化之外,未遭受区域变质作用,常见霏细结构、球粒结构、流纹结构、晶屑结构和熔蚀港湾结构等,石英、长石晶屑和岩屑极为常见。火山岩地层未经受显著变形,产状平缓而稳定,倾角一般小

于 30°,角度不整合在大哈拉军山组之上,构成山脊、山顶等。该组与局部发育的上覆地层上二叠统铁木里克组呈小角度不整合接触。

艾肯达坂地区的艾肯达坂组火山岩主要岩性为玄武粗安岩、粗安岩、粗面英安岩和流纹岩等,偶见含橄榄石的玄武岩类,且后者侵入穿切并覆盖前者,表明玄武岩类形成时间晚于中酸性火山岩(暂将玄武岩类归入艾肯达坂组)。艾肯达坂组岩石类型复杂,现就主要岩石类型略作描述:

玄武岩类 粗面玄武岩主要矿物为橄榄石、斜长石、辉石、磁铁矿等。岩石具斑状结构、交织结构,可见气孔(充填绿泥石)和杏仁构造。橄榄石和斜长石构成斑晶,橄榄石粒度 0.25 mm~1.10 mm,一般为 0.40 mm,含量 3%~5%。斜长石双晶纹较宽,为拉长石;粒度 0.23 mm~0.46 mm,一般为 0.35 mm,含量 1%~2%。基质由斜长石(含量 50%)、普通辉石(35%~40%)和磁铁矿(5%)组成。辉石粒度 0.03 mm~0.17 mm,一般为 0.07 mm;磁铁矿粒度 0.02 mm~0.14 mm,一般为 0.05 mm。苦橄玄武岩矿物组成简单,基本由橄榄石、辉石组成,但蛇纹石化、磁铁矿化和绿帘石化较强。

玄武粗安岩 主要矿物为斜长石、普通辉石、普通角闪石、磁铁矿等。具有斑状结构。斑晶:普通辉石含量 5%~8%,自形短柱状,粒度 0.22 mm~1.26 mm,一般为 0.61 mm;斜长石含量 5%~6%,双晶纹较宽,为基性斜长石,粒度 0.23 mm~1.1 mm,一般为 0.69 mm。基质:普通角闪石含量 40%~50%,长柱状,粒度 0.03 mm~0.5 mm,一般 0.3 mm。斜长石含量 35%~38%,自形一半自形长板状,粒度 0.08 mm~0.33 mm,一般 0.17 mm;磁铁矿含量为 2%~3%,自形一半自形粒状,分布在角闪石和斜长石的颗粒中,粒度 0.02 mm~0.09 mm,一般为 0.04 mm。

粗安岩 主要矿物成分是斜长石、辉石,黑云母、磁铁矿等。斑状结构,基质中斜长石无规则排列,空隙处充填有普通辉石、黑云母和磁铁矿,构成间粒结构;杏仁构造,杏仁中有金属矿物和绿泥石,直径 0.23 mm。斑晶:普通辉石 5%,自形晶短柱状,粒度 0.35 mm~2.30 mm,一般为 0.8 mm;斜长石 30%~35%,粒度 1.1 mm~6.4 mm,一般为 2.41 mm。基质:普通辉石 1%~2%,粒度 0.02 mm~0.11 mm,一般为 0.04 mm,少数颗粒蚀变为绿帘石;黑云母 2%~3%,粒度 0.04 mm~0.35 mm,一般 0.11

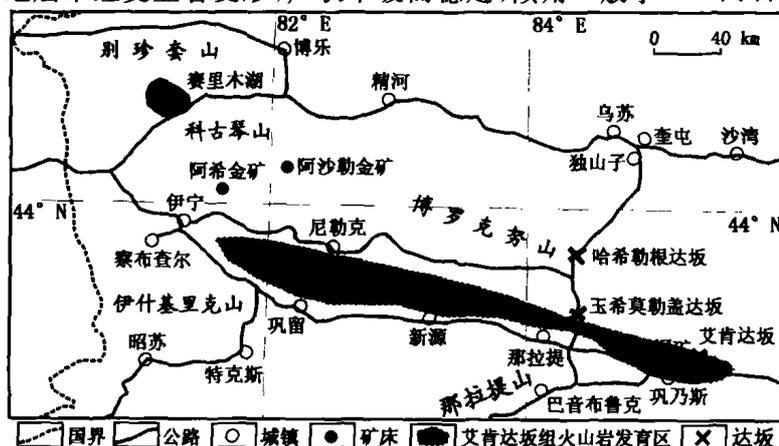


图 1 西天山艾肯达坂组火山岩分布示意

Fig. 1 Distribution of volcanic rocks in the Aikendaban Formation, West Tianshan

mm;斜长石 54%,中性斜长石,自形一半自形板状,聚片双晶纹较宽,粒度 0.11 mm~0.46 mm,一般 0.23 mm;磁铁矿自形一半自形粒状,粒度为 0.02 mm~0.11 mm,一般为 0.05 mm;含少量磷灰石,为针状或柱状,粒度小。

粗面质熔结凝灰岩 碎屑类:岩屑、晶屑和浆屑均较发育,其中岩屑主要有玄武质和安山质,晶屑为斜长石。安山质岩屑含量 10%,斑状结构,基质为交织结构,粒度变化较大,0.29 mm~2.18 mm,一般为 2.1 mm。玄武质岩屑含量 1%,具基质填间结构,粒度 3.5 mm 左右。斜长石晶屑含量 2%~3%,粒度 0.1 mm~1.6 mm,一般 0.69 mm。浆屑含量 10%,为不规则状,火焰状,已脱玻化,为隐晶质集合体,具霏细结构,宽 2 mm~4 mm,长大于 4 mm,常包含和熔结晶屑、岩屑。胶结物:为火山玻璃,经脱玻化为隐晶的长英质集合体,含量 75%。岩石往往具一定程度的绿泥石化和浊沸石化。

2 常量元素特征和构造环境

对艾肯达坂组中蚀变微弱、风化程度低的不同岩石类型的样品进行了常量、稀土和微量元素测试(表 1)。本区火山岩 $w(\text{SiO}_2)$ 变化范围为 41.69%~65.99%,多数样品在 50%~64% 之间,低于上陆壳平均值,不可能来自较成熟的上陆壳,只能来自地幔或下地壳。玄武岩类和玄武粗安岩 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$,属于钠质类型; $\sigma = 4.04 \sim 6.59$,属于弱大西洋(亚钠钙)型;加之 $w(\text{SiO}_2)$ 低于下地壳(54.4%),应为源于地幔。粗安岩、粗面岩和粗面英安岩 $w(\text{SiO}_2) > 54\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$,属于钾质类型; $\sigma = 3.91 \sim 6.22$,属于弱地中海(亚钾钙)型,显示壳源信息。

除苦橄玄武岩全碱 $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为 0.44% 外,其余样品全碱质量分数在 5.54%~11.08% 之间,显示高碱特征,且随 $w(\text{SiO}_2)$ 增加全碱质量分数增加; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 在 0.24~3.0 之间,随 SiO_2 增高而降低;固结指数 SI 均小于 40,且随 SiO_2 增高而变小;各类火山岩具有低钛(w_{TIO_2} 0.47%~1.32%,一般 $< 1.3\%$)、高铝($w_{\text{Al}_2\text{O}_3} = 12.82\% \sim 18.37\%$)、高 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 等特点,符合橄榄安粗岩系的特征^[2~4],并显示随岩石酸性程度增强,岩浆起源深度变浅,温度变低的信息。

在 IUGS 推荐的硅-碱分类图(图 2)中,全部样品落入亚碱性系列分布区,岩石类型为粗面玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩和粗面岩或粗面英安岩。在图 3

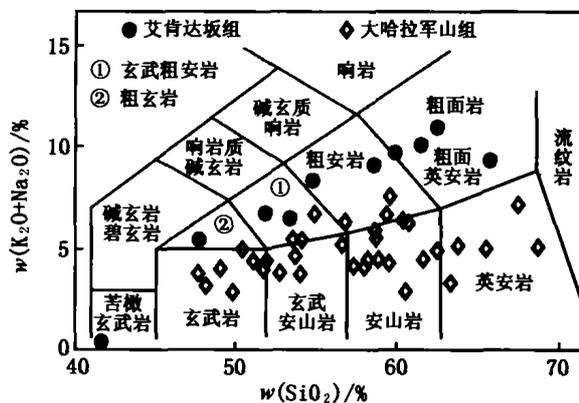


图 2 艾肯达坂组火山岩硅碱分类图(仿 Le Maitre^[5])
Fig. 2 $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ diagram for the Aikendaban Formation (after Le Maitre^[5])

上,样品落在 C 区,并表现出由 B 区演化而来,其中中性和酸性岩石与消减带有关,而基性、超基性岩可能与板内事件有联系。在图 4 上,样品则均落在钾玄武岩区域。

总之,在岩石化学上,艾肯达坂组构成了一套较完整的橄榄安粗岩系,它与下伏大哈拉军山组存在显著差异(图 2~4),不属于同一套火山岩建造,可能属于由岩浆弧演化而来的大陆碰撞造山带环境的橄榄安粗岩系。

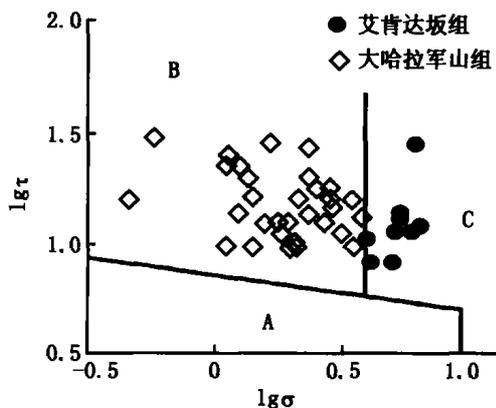


图 3 艾肯达坂组 lgr - $lg\sigma$ 图
A. 板内稳定区; B. 消减带; C. 由 A、B 区演化的火山岩,其中钾多者与消减带有关,钠多者与板内区有关
Fig. 3 The lgr - $lg\sigma$ diagram for the volcanic rocks of Aikendaban Formation

3 稀土元素特征及其成因意义

玄武岩类、玄武粗安岩类、粗安岩类和粗面(英安)岩类的稀土配分型式都显示轻稀土富集,重稀土平坦,轻稀土分馏明显,重稀土分馏不明显,表明分异较强(表 1,图 5)。总体而言,稀土型式与岩石类型关系密切,可分为不同特征的 4 个组,分别是玄武岩类(图 5A)、玄武粗安岩类(图 5B)、粗安岩类(图 5C)和粗面岩类(含粗面英安岩)(图 5D)。

表 1 艾肯达坂组火山岩常量、 $w(B)/10\%$ 、稀土、 $w(B)/10^{-6}$ 和微量元素、 $w(B)/10^{-6}$ 分析结果

Table 1 Element composition for volcanic rocks of the Aikendaban Formation ($w_B/10\%$ for oxides, $w_B/10^{-6}$ for elements)

名称	苦橄玄武岩	粗面玄武岩	玄武粗安岩		粗安岩	粗安岩	粗面岩	粗面岩	粗面英安岩		上陆壳	下陆壳
样号	AI-39	AI-41	AI-44	AI-45	AI-38	AI-2	AI-4	AI-47	AI-17	AI-1		
SiO ₂	41.69	47.66	51.88	53.46	54.79	58.73	59.99	61.74	62.73	65.99	66.0	54.4
TiO ₂	0.91	1.06	1.32	1.31	1.19	1.28	0.94	0.97	0.47	0.89	0.5	1.0
Al ₂ O ₃	18.29	15.99	15.34	15.20	17.23	18.37	15.63	17.82	14.99	14.82	15.2	16.1
Fe ₂ O ₃	4.14	4.56	3.81	3.13	3.31	2.22	2.60	4.30	2.23	5.16	*	*
FeO	3.30	5.00	4.18	4.48	3.00	2.70	3.10	1.25	2.20	1.20	4.5	10.6
MnO	0.23	0.30	0.17	0.16	0.13	0.11	0.15	0.07	0.20	0.05		
MgO	4.78	8.76	7.76	7.46	3.92	2.00	3.37	1.13	3.13	0.88	2.2	6.3
CaO	20.43	5.76	4.77	5.01	5.31	3.79	0.76	0.55	0.42	0.57	4.2	8.5
Na ₂ O	0.33	3.85	4.58	4.75	4.22	4.52	4.10	4.76	2.12	4.56	3.9	2.8
K ₂ O	0.11	1.69	2.20	1.75	4.26	4.64	5.72	5.44	8.96	4.92	3.4	0.34
P ₂ O ₅	0.20	0.22	0.39	0.33	0.34	0.36	0.47	0.30	0.20	0.24		
烧失	5.55	5.12	3.59	2.95	2.33	1.30	3.15	1.62	2.44	0.64		
总量	99.96	99.97	99.99	99.99	100.03	100.02	99.98	99.95	100.09	99.92	99.9	100.0
Na ₂ O+K ₂ O	0.44	5.54	6.78	6.50	8.48	9.16	9.82	10.20	11.08	9.48		
Na ₂ O/K ₂ O	3.00	2.28	2.08	2.71	0.99	0.97	0.72	0.88	0.24	0.93		
σ	-0.15	6.59	5.18	4.04	6.10	5.33	5.68	5.55	6.22	3.91		
τ	19.74	11.45	8.15	7.98	10.93	10.82	12.27	13.46	27.38	11.53		
AR	1.02	1.68	2.02	1.95	2.21	2.41	3.99	3.50	6.12	4.21		
SI	37.76	36.71	34.44	34.59	20.95	12.44	17.84	6.69	16.79	5.26		
La	18.82	11.01	37.02	30.28	50.62	56.06	19.75	52.45	13.63	23.91	30	11
Ce	38	27.32	81.49	68.92	171.8	258.3	40.4	188.6	32.75	56.2	64	23
Pr	4.47	3.43	9.62	7.93	13.87	19.48	5.83	16.75	3.39	5.61	7.1	2.8
Nd	21.49	15.9	34.2	31.24	49.6	63.84	22.18	58.13	12.74	24.13	26	12.7
Sm	5.72	5.02	7.76	5.85	9.05	12.02	6.47	10.94	3.03	6.62	4.5	3.17
Eu	1.71	1.77	2.06	1.79	2.17	1.96	1.34	1.68	0.61	1.57	0.88	1.17
Gd	7.03	6.59	6.95	5.94	9.64	9.17	6.97	9.08	3.41	7.65	3.8	3.13
Tb	1.03	0.92	0.93	0.79	1.19	1.06	0.99	1.36	0.59	1.08	0.64	0.59
Dy	6.07	4.77	4.42	3.81	6.06	5.11	5.48	7.3	3.5	6.02	3.5	3.6
Ho	1.38	1.55	0.94	0.86	1.2	1.13	1.39	1.71	0.83	1.49	0.80	0.77
Er	3.38	3.08	2.45	2.11	2.71	3.11	3.82	4.59	2.35	4.11	2.3	2.2
Tm	0.48	0.48	0.38	0.32	0.4	0.47	0.58	0.68	0.38	0.65	0.33	0.32
Yb	2.62	2.57	1.99	1.49	2.14	2.56	3.31	3.9	2.11	3.48	2.2	2.2
Lu	0.39	0.4	0.31	0.25	0.33	0.42	0.54	0.59	0.34	0.55	0.32	0.29
ΣREE	112.59	84.81	190.52	161.58	320.78	434.69	119.05	357.76	79.66	143.07	146.37	63.81
LREE	90.21	64.45	172.15	146.01	297.11	411.66	95.97	328.55	66.15	118.04		
HREE	22.38	20.36	18.37	15.57	23.67	23.03	23.08	29.21	13.51	25.03		
LREE/HREE	4.03	3.17	9.37	9.38	12.55	17.87	4.16	11.25	4.90	4.72		
La/Yb	7.18	4.28	18.60	20.32	23.65	21.90	5.97	13.45	6.46	6.87		
Sm/Nd	0.27	0.32	0.23	0.19	0.18	0.19	0.29	0.19	0.24	0.27	0.173	0.250
Ce/Yb	14.50	10.63	40.95	46.26	80.28	100.90	12.21	48.36	15.52	16.15		
La/Lu	48.26	27.53	119.42	121.12	153.39	133.48	36.57	88.90	40.09	43.47		
La _N /Yb _N	4.85	2.89	12.57	13.73	15.98	14.80	4.03	9.09	4.37	4.64		
Sm _N /Nd _N	0.82	0.97	0.70	0.58	0.56	0.58	0.90	0.58	0.73	0.84		
Ce _N /Yb _N	3.76	2.75	10.61	11.99	20.80	26.15	3.16	12.53	4.02	4.19		
La _N /Lu _N	5.01	2.86	12.40	12.57	15.92	13.86	3.80	9.23	4.16	4.51		
Eu/Eu*	0.82	0.94	0.84	0.92	0.71	0.55	0.61	0.50	0.58	0.67		
Ce/Ce*	0.95	1.04	1.00	1.03	1.50	1.83	0.88	1.49	1.11	1.11		
Ba	76	2 468	409	312	826	1 086	934	651	781	753	550	150
Sr	49	463	378	440	680	940	55	67	39	71	350	230
Y	39.78	44.82	33.28	19.23	23.38	30.99	42.59	48.08	34.26	45.94	22	19
Zr	77.9	113	219	193	292	491	219	270	190	210	190	70
Hf	2.12	3.73	5.15	3.25	6.19	11.6	6.03	6.66	3.96	5.09	5.8	2.1
Ga	23.79	22.76	26.79	27.52	23.64	27.72	22.76	19.12	15.39	22.56	17	18
Nb	9.22	6.45	12.25	10.7	15.97	19.03	13.21	15.03	14.03	12.75	25	6
Ta	0.70	0.31	1.25	0.36	1.32	1.38	0.62	0.85	0.86	0.74	2.2	0.6
Be	2.016	1.943	1.651	1.943	2.016	1.724	1.141	0.6314	1.433	1.651	3	1.0
Pb	25.14	26.66	25.37	25.97	25.7	27.8	27.77	27.83	29.38	27.5		
Zn	159.1	348.5	172.2	129.6	90.69	75.36	99.28	48.46	143.4	34.63	71	83
Cu	45.60	96.4	102.3	95.42	112	109.1	8 859	1 829	40.71	50.48	25	90
V	238.4	226.7	176.5	172.1	165.9	141.2	137.5	108.7	71.61	98.91	60	285
Cr	232.9	216.4	312.0	282.3	130.1	51.85	38.96	37.46	44.05	52.44	35	235
Ni	49.29	98.96	120.5	111.8	53.94	30.32	30.32	23.44	74.96	22.14	20	135
Co	14.72	32.24	17.95	19.43	18.96	14.45	15.79	13.3	49.5	14.18	10	35
Zr/Y	1.96	2.52	6.58	10.04	12.49	15.84	5.14	5.62	5.55	4.57		
Hf/Yb	0.81	1.45	2.59	2.18	2.89	4.53	1.82	1.71	1.88	1.46		
Co/Ni	0.30	0.33	0.15	0.17	0.35	0.48	0.52	0.57	0.66	0.64		

注:北京大学造山带与地壳演化实验室邵宏翔测试,稀土和微量元素采用 ICP-MS 分析

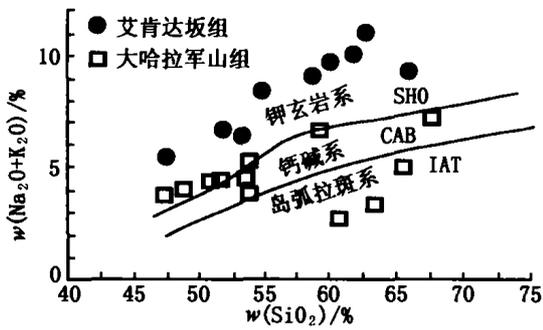


图 4 艾肯达坂组 $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ 图
Fig. 4 The $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ diagram for the volcanic rocks of the Aikendaban Formation

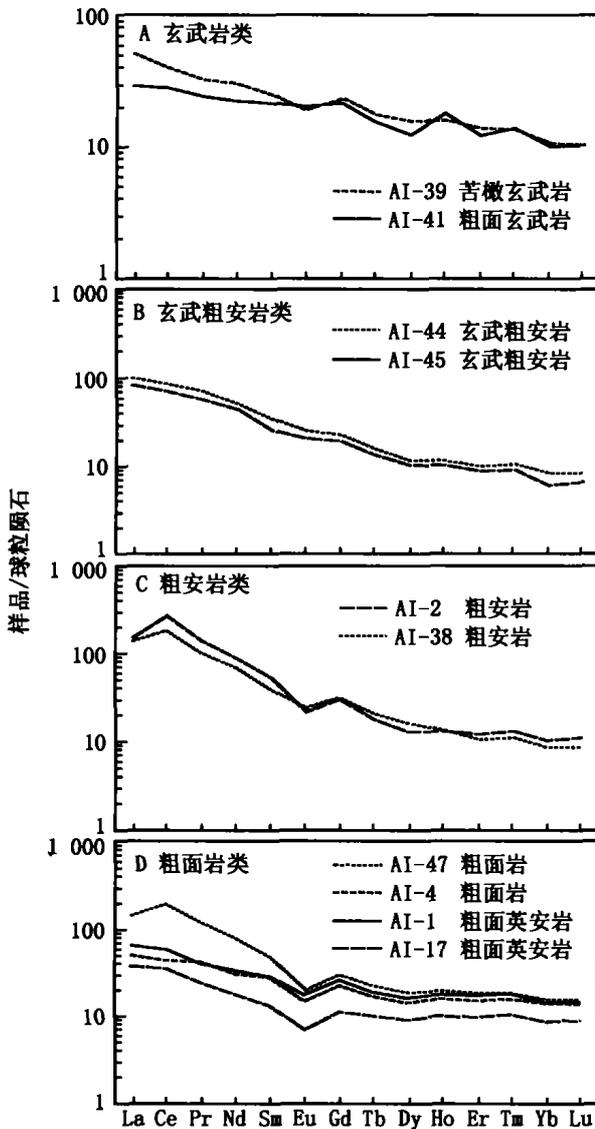


图 5 艾肯达坂组火山岩稀土型式
Fig. 5 Chondrite-normalized REE diagram for the volcanic rocks of the Aikendaban Formation

玄武岩类 $\Sigma\text{REE} = 98.7 \times 10^{-6}$ (平均), 在各岩类中最低; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.88$, 在各岩类中最高; $\delta\text{Ce} = 1.00$, 各岩类中最低, 未显示异常。以上表明岩浆形成时斜长石没有作为残留相, 在岩浆演化过程中斜长石没有分离结晶, 岩浆应来源于 40 km^[6,7] 之下的地幔, 并快速至地表冷凝。样品中 ΣREE 和不相容

元素 (尤其是亲石元素) 质量分数高于不同时代玄武岩和科马提岩的平均值^[8], $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$, 表明源区地幔富集大离子亲石元素, 即富集地幔。由于艾肯达坂组覆于大哈拉罕山组之上, 后者为石炭系岩浆弧火山岩建造, 指示石炭纪大洋岩石圈板块俯冲作用的存在, 而俯冲板片脱水等作用又是公认导致地幔楔富集的主要机制, 因此认为艾肯达坂组玄武岩可能来自石炭纪洋壳俯冲造成的富集地幔楔。

玄武粗安岩类稀土型式 (图 5B) 与玄武岩类 (图 5A) 相类似, 其 $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.88$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.02$, 与玄武岩类接近, 反映二者来源相似, 即富集地幔。其 ΣREE , LREE 和 LREE/HREE 明显高于玄武岩类, HREE 低于玄武岩类 (表 1), 表明岩浆形成时地幔分熔程度降低, 或者说有更多的石榴子石 (富集 HREE) 作为残留相, 更多长英质组分 (LREE/HREE 高, HREE 亏损) 进入熔体, 此与其 SiO_2 , K_2O , Na_2O 等质量分数增高 (表 1) 吻合。

虽然从玄武岩经玄武粗安岩到粗安岩 (图 5A, B, C), ΣREE , LREE/HREE , La_N/Yb_N , Ce/Ce^* 连续增加, Sm_N/Nd_N 和 Eu/Eu^* 则连续降低, 显示粗安岩 (图 5C) 与玄武岩和玄武粗安岩连续演化的信息, 但粗安岩类与玄武岩类和玄武粗安岩类也有显著不同: (1) 粗安岩 ΣREE , LREE , HREE , LREE/HREE , La_N/Yb_N , Ce/Ce^* 等明显高于玄武岩和玄武粗安岩, Eu/Eu^* 显著降低, 显示岩浆作用的不连续或具有不同成因; (2) 粗安岩类 $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.63$, 已低于 0.65 的上陆壳平均值^[6], 指示以斜长石为结晶相的壳内分异作用或为残留相的部分熔融作用主导了粗安质岩浆的形成, 成岩岩浆不可能由地幔部分熔融直接形成; (3) 在各岩类中, 粗安岩 Sm_N/Nd_N 最低, La_N/Yb_N 最高 (表 1), 表明轻重稀土之间土和轻稀土内部均强烈分异, 岩浆分异强烈, 成岩岩浆是由玄武质-玄武粗安质岩浆在地壳层次进一步分异的产物; (4) 从玄武岩类到玄武粗安岩, HREE 逐渐降低, 但粗安岩 HREE 突然增高, 同样反映粗安岩与玄武岩-玄武粗安岩之岩浆作用不连续, 粗安岩可能为玄武质-玄武粗安质岩浆上升至地壳层次 (浅于 40 km, 特别是壳幔过渡带), 发生斜长石分离结晶后的产物^[9]。总之, 粗安岩类为玄武质-玄武粗安质岩浆底侵到下地壳或壳幔过渡带后, 并发生以斜长石分离结晶为特征的分异作用所形成。

粗面岩和粗面英安岩 (图 5D) $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.50 \sim 0.67$, 平均 0.59, 低于上陆壳平均值, 指示岩浆起源于斜长石作为残留相的壳内分熔作用^[6-9], 或者是

地幔岩浆经历了充分的壳内结晶分异作用(斜长石分离结晶)。如果是地幔岩浆分异的产物,因其岩性较粗安岩更偏酸性和碱性, Eu/Eu^* 更低, 其分异程度势必更充分, 其 ΣREE , $LREE$, $LREE/HREE$, La_N/Yb_N 等应更高, Sm/Nd 应更低; 但事实相反, ΣREE , $LREE$, $LREE/HREE$, La_N/Yb_N , Ce/Ce^* 等参数反而明显低于粗安岩类, Sm/Nd 高于粗安岩类(表 1)。以上排除了粗面岩和粗面英安岩来自地幔岩浆分异的可能性, 表明其主要由地壳物质部分熔融形成。又由于岩石 SiO_2 的质量分数明显低于上地壳平均成分, 故其不可能是上陆壳部分熔融的产物, 只能由下地壳部分熔融所主导。同时, 4 个样品的 Sm/Nd 平均值为 0.25, 与下陆壳 $Sm/Nd=0.25$ 相一致, 佐证其为下陆壳分熔的产物。

总之, 稀土元素地球化学特征反映艾肯达坂组火山岩成岩岩浆的成因为: 玄武岩和玄武粗安岩类来自富集地幔的部分熔融, 粗安岩类是幔源岩浆经历地壳层次结晶分异后的产物, 粗面岩和粗面英安岩主要源于下地壳部分熔融。火山岩发育时, 上地幔和下地壳的部分熔融强烈, 壳幔相互作用和物质交换也较强烈。大量粗安岩类的发育表明, 幔源玄武质-玄武粗安质岩浆曾底侵于下地壳或壳幔过渡带。

4 微量元素地球化学特征及其成因意义

在长石作为残留相的壳内部分熔融或长石作为结晶相的壳内岩浆结晶分异作用时, 不仅 Eu 可以进入长石晶格, 而且 Sr 也可以类质同像地进入长石晶格, 从而造成熔体或剩余岩浆 Eu 和 Sr 亏损。图 6D 中, 粗面岩和粗面英安岩明显亏损 Sr , 与其稀土地球化学特征吻合, 同样表明它们源于下地壳的部分熔融。此外, 图 6D 中, La , Ce , Nd , Sm 等元素离子半径大于 Y 和 Yb , 前者显示一定程度的富集, 而后者显示弱亏损; 离子半径较大的 Ba 元素显示正异常, 半径较小的 Nb , Ta , Hf 等元素显示亏损。这些特征均说明 LILE 倾向富集于火山岩中, 同样与稀土地球化学信息一致, 共同指示岩浆为地壳熔融形成。

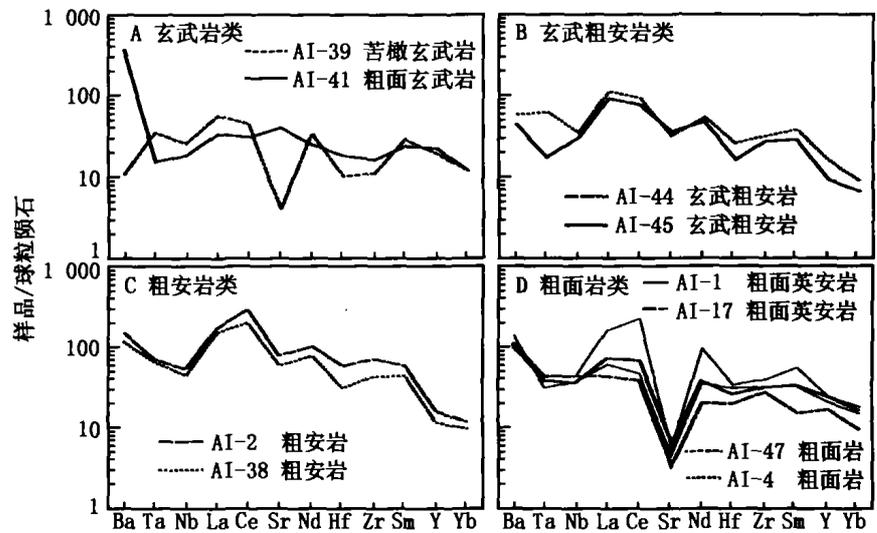


图 6 艾肯达坂组火山岩微量元素蛛网图

Fig. 6 Chondrite-normalized trace element diagram for the volcanic rocks of the Aikendaban Formation

玄武粗安岩与粗安岩的微量元素蛛网图(图 6B,C)极为相似; 但 Ce , Ba , La , Nd 等离子半径相对较大的元素在粗安岩中更为富集, 正异常更为清楚(图 6B,C); Ta , Y , Yb 等离子半径较小的元素在两类岩石中差别不甚明显。这些特征与稀土元素所揭示的信息一致, 表明二者之间具有继承演化关系, 粗安岩为玄武粗安质岩浆进一步分异的产物。与玄武粗安岩相比, 粗安岩 Sr 亏损更显著(图 6C), 表明粗安岩岩浆经历了更强的壳内分异。

Sr 在粗面玄武岩中不但不亏损, 而且显示弱正异常(图 6A), 表明长石类矿物已经熔融并加入到熔体中, 此认识与粗面玄武岩中中长石含量高(约 68%)的特征相一致, 也与其较低的 ΣREE (84.81×10^{-6}) 和最高的 Eu/Eu^* (0.94) 等特征相吻合; Ba 正异常, 指示 LILE 向熔体富集。苦橄玄武岩具有清楚的 Sr , Ba 亏损(图 6A), LILE 含量较低, 与样品中长英质矿物含量低(主要由橄榄石、辉石等矿物组成)、 SiO_2 质量分数最低(41.69%)等岩石学特征相一致。

图 7 中, 艾肯达坂组火山岩主要落入碱性玄武岩系列区域, 个别中酸性和酸性岩样品落在钙碱系列区域, 为碱性玄武岩-粗安岩-粗面岩组合, 与 I-UGS 硅碱分类图中落入橄榄安粗岩系的特征(图 2)一致。此外, 玄武粗安岩和粗安岩样品 Zr/Y 值均大于 10(除 AI-44 样品 $Zr/Y=6.58$ 外), Hf/Yb 在 2.18~4.53 之间, $w(La)$ 在 30.08×10^{-6} ~ 56.06×10^{-6} 之间, 与活动大陆边缘钙碱性系列火山岩特征接近, 可见艾肯达坂组火山岩的形成环境与活动大陆边缘岩浆弧有亲缘性。

特别强调, 表 1 中, 粗面岩中 Cu 的质量分数明

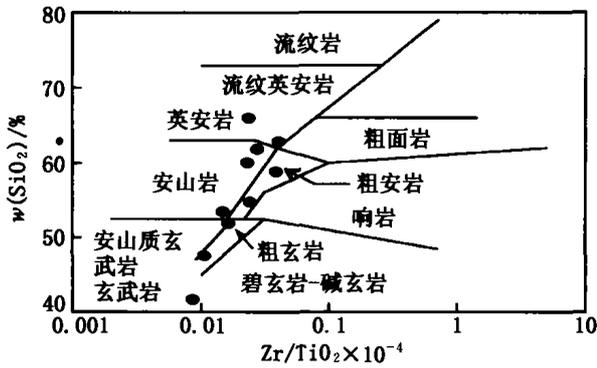


图7 艾肯达坂组 $Zr/TiO_2-w(SiO_2)$ 分类图

Fig. 7 $Zr/TiO_2-w(SiO_2)$ diagram for the of the volcanic rocks Aikendaban Formation

显高出其他岩石类型两个数量级(已达矿化边界)。而前述元素地球化学特征和岩石薄片观察并没有发现这种 Cu 富集现象是由于矿化蚀变引起,因此认为粗面质岩浆可能是最有利的 Cu 矿化岩浆系统,西天山地区应重视寻找与粗面质岩浆岩有关的浅成低温热液型铜矿和斑岩铜矿。事实上,世界著名斑岩型和浅成低温热液型铜金矿床主要产于粗面质岩浆岩中^[10]。

5 艾肯达坂组形成的地球动力学环境和机制

最近,不少碰撞造山带内识别出橄榄安粗岩系的存在^[1~4,10~20],它们常与高钾钙碱质火山岩或钾质钙碱性花岗岩类共生^[21~27]。艾肯达坂组火山岩的岩石组合和元素地球化学特征与橄榄安粗岩系^[2~4]基本一致,应属典型的橄榄安粗岩系。早石炭世及以前,中亚地区为复杂的多岛海型的沟弧盆体系^[28~30],广泛接受海相沉积;在晚石炭世,多岛海全面闭合消失,发生以多块体拼贴碰撞为特征的中亚型造山作用^[29],西天山地区快速挤压隆升;二叠纪早期,天山造山带开始伸展垮塌,局部接受陆相山间磨拉石沉积,发育陆相中酸性火山岩建造(多为橄榄安粗岩系);晚二叠世和三叠纪时,沉积范围扩大,并多处发育玄武类,碰撞造山作用彻底结束^[16,25~26,29~30]。早二叠世艾肯达坂组喷发于陆相,分布在西天山造山带内部,应属碰撞造山带伸展垮塌背景的橄榄安粗岩系。

据研究^[14~16,21,25,26,29~32],北疆地区在洋盆消失之后发育了大量花岗岩类,其发育顺序和时间高峰依次为:富铝的混合花岗岩和二云母花岗岩(300 Ma),钾长花岗岩(280 Ma),碱性花岗岩(如方钠石岩)(260 Ma);在花岗岩类发育之后,多处出现碱性

橄榄玄武岩或辉绿岩脉。3 种类型花岗岩类的 SiO_2 , Al_2O_3 等含量逐渐减低,碱含量逐渐增高,镁铁质组分逐渐增高,物质来源由浅变深(由上地壳经下地壳变为地幔),构造环境由挤压经伸展转为拉张,指示伸展作用由浅层次向深层次发展^[26]。事实上,艾肯达坂组火山岩的元素地球化学演化呈现相似规律:下部以起源于下陆壳的粗面岩和粗面英安岩为主,对应于钾长花岗岩类;上部以粗安岩和玄武粗安岩类为主,对应于碱性花岗岩类;然后,最顶部被玄武岩类覆盖(局部发育),或者表现为被辉绿岩脉侵入。在形成时间上,艾肯达坂组的岩性变化也与花岗岩类的演化对应,只是由于火山岩建造中缺乏对应于富铝钙碱性花岗岩类的流纹岩类,而略显火山岩发育滞后于花岗岩类的现象。

在晚石炭世,西天山处于强烈的碰撞挤压阶段,上地壳物质大量熔融,形成大量壳源高硅过铝的花岗质岩浆,岩浆粘度较大,加之地壳表层的挤压环境,难以上侵至地表,因此火山岩较少,混合花岗岩和二云母花岗岩大量发育。花岗质岩浆的上涌改变了浅部地壳的力学性质,使碰撞挤压环境转入伸展环境,早二叠世处于减压升温体制,此时下地壳物质因减压升温而大规模熔融,形成大量粗面质-粗面英安质岩浆,岩浆因粘度减小和浅部挤压减弱而上侵至地表或近地表,故发育大量斑状-似斑状钾长花岗岩类和相伴的粗面岩-粗面英安岩。下地壳物质熔融和岩浆上涌为地幔岩浆的底侵提供了空间,减压增温环境又为地幔分熔提供了优越的物理化学条件,因此,地幔物质开始部分熔融,形成玄武质-玄武粗安质岩浆;一方面,这些岩浆可上升至地表喷发而形成富碱玄武岩和玄武粗安岩;另一方面,更可底侵于壳幔过渡带或下地壳^[9],形成岩浆房,岩浆房与地壳物质相互作用或结晶分异可派生出粗安质-粗面质-粗面英安质的岩浆,后者上侵演化可形成碱性花岗岩或喷出地表而形成粗安岩-粗面岩-粗面英安岩。地幔岩浆的底侵导致造山带地壳拉张减薄,并诱发造山带岩石圈根部拆沉^[33],导致碰撞造山作用的彻底结束和碰撞造山带的垮塌,使地幔岩浆具有了直接上升至地表的大量通道,因此开始出现碱性-偏碱性玄武岩类。

值得强调,上述关于西天山碰撞造山过程的地球动力学、热力学演化及其与花岗岩类、橄榄安粗岩系、碱性玄武岩的形成机制与序列的关系之认识,可能也适合于其他具有类似背景的碰撞造山带,如秦岭-大别造山带^[13,22,24,27]、青藏高原^[12,17,34]、华南造山带^[4,19,25]、苏鲁造山带^[35]、扎格罗斯山脉^[11]

表 2 陆陆碰撞体制构造演化与岩浆岩演化序列的耦合关系

Table 2 Coupling relationship between collisional tectonism and magmatic evolution

构造阶段	P-T 条件	侵入岩类	火山岩类	主导性岩浆源
碰撞后裂解期	区域拉张($\Delta P < 0$), 局部增温	碱性辉绿岩脉、A 型花岗岩	碱性玄武岩	富集地幔楔为主, 软流圈为次
碰撞晚期伸展阶段	区域减压($\Delta P < 0$)-降温($\Delta T < 0$)	闪长岩-二长岩-正长岩等富碱侵入体	粗玄岩-玄粗岩-粗安岩-粗面岩	地幔楔为主, 下陆壳为次
碰撞中期挤压向伸展转变阶段	区域减压($\Delta P < 0$)-增温($\Delta T > 0$)	中浅成钾长、二长花岗岩类	高钾流纹岩, 粗面英安岩, 粗面岩	下陆壳为主, 上陆壳为次
碰撞早期挤压阶段	区域增压($\Delta P > 0$)-增温($\Delta T > 0$)	中深成混合花岗岩和过铝 S 型花岗岩	缺乏	上陆壳为主, 下陆壳为次
碰撞前洋壳俯冲期	弧区低压-高温	I 型闪长岩-TTG-花岗岩类	弧安山岩建造(陆弧发育流纹岩类)	洋壳和地幔楔为主, 陆壳和软流圈为次

(Aftabi & Atapour, 2000) 以及世界其他碰撞造山带^[2~4, 10, 23, 33], 似可作为碰撞造山带岩浆岩演化的普遍规律, 并归纳于表 2。

6 结 论

6.1 艾肯达坂组火山岩 $w(\text{SiO}_2) = 41.69\% \sim 65.99\%$, 是壳幔相互作用的产物。玄武岩类和玄武粗安岩类 $w(\text{SiO}_2) < 54.4\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$, $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 7$, $\sigma = 4.04 \sim 6.59$, 主要源于地幔; $w(\text{SiO}_2) > 54.4\%$ 时, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$, $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 8$, $\sigma = 3.91 \sim 6.22$, 为壳源或经历了壳内分异的岩浆岩; 主要岩石化学特征显示艾肯达坂组总体属于橄榄安粗岩系。

6.2 玄武岩类和玄武粗安岩类 ΣREE , LREE , Zr , Hf , Nb , Ta , Ba , Sr , Pb , Y 等的质量分数和 La_N/Yb_N 等比值明显高于世界同类岩石平均值, Cr , Co , Ni 等的质量分数低于同类岩石, 证明源区地幔富集 LILE 和不相容元素。Sr 从亏损变化到正异常, 与岩石中长石类矿物含量高低密切相关, 显示源区的不均一或部分熔融程度差异较大。Eu/Eu* ≤ 0.94 , 显示负异常, 表明源区地幔钕亏损, 可能与上陆壳物质返回地幔有关。

6.3 粗面岩和粗面英安岩 Eu/Eu* 平均 0.59, 低于

上陆壳平均值 0.65; Sr 显著亏损; ΣREE , LREE , LREE/HREE , La_N/Yb_N , Ce/Ce^* 等参数反低于更基性的粗安岩; Sm/Nd 平均值为 0.25, 与下陆壳 Sm/Nd = 0.250 相一致; La, Ce, Nd, Sm 等相对于 Y 和 Yb 富集; Ba 正异常, Nb, Ta, Hf 等相对亏损。成岩岩浆源于壳内部分熔融或经历了强烈的壳内结晶分异。

6.4 粗安岩 ΣREE , LREE , Ba, Sr, Zr, Nb 等的质量分数和 LREE/HREE , La_N/Yb_N , Ce/Ce^* , Zr/Y , Hf/Yb 等比值均最高, 而 Sm/Nd 值最低, 显示 LILE 和 HFSE 高度富集, 指示岩浆曾经历强烈的结晶分异。Eu/Eu* = 0.63, HREE 含量高于玄武岩和玄武粗安岩, 指示成岩岩浆是由玄武质-玄武粗安岩岩浆经历壳内分异的产物。

6.5 岩石组合、地球化学特征以及形成时序表明, 艾肯达坂组形成于俯冲-碰撞造山带的碰撞晚期的伸展垮塌阶段, 是碰撞晚期的陆相橄榄安粗岩系。碰撞造山带岩石圈伸展作用的规律是, 由浅层次逐渐向深层次发展, 直至幔源玄武岩喷发。

6.6 各类岩石中, 粗面岩具有异常高的 Cu 含量, 有利发育斑岩型和浅成低温热液型铜金成矿系统。

致谢 感谢涂光炽院士、芮宗瑤教授、艾永富教授、蒋志教授的指导和武警黄金 15 支队、新疆地质研究所等单位的支持。

参考文献

- [1] 陈衍景, 刘玉林, 鲍景新, 等. 西天山艾肯达坂组火山岩系同位素定年及其构造意义[J]. 矿物岩石, 2004, 24(1): 52-55.
- [2] Morrison G W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association[J]. Lithos, 1980, 13: 97-108.
- [3] 邱家骥, 林景任. 岩石化学[M]. 北京: 地质出版社, 1995, 276.
- [4] 王德滋, 任启江, 邱检生, 等. 中国东部与中生代陆相火山作用及其有关金成矿的地质学和地球化学. 中国东部金矿地质学及地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1998, 267-338.
- [5] Le Maitre R W (ed). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendation of the International Union of Geological Science Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks[M]. Oxford: Blackwell, 1989, 193.
- [6] Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[M]. London: Blackwell, 1985, 312.
- [7] Wedepohl K H. Chemical composition and fractionation of the continental crust[J]. Geologische Rundschau, 1991, 80(2): 207-223.
- [8] Condie K C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales[J].

Chemical Geology, 1993, 104: 1-37.

- [9] Rudnick R L. Restites, Eu anomalies, and the lower continental crust[J]. **Geochemica Cosmochimica Acta**, 1992, 56: 963-970.
- [10] Muller D, Groves D I. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization[J]. **Springer, Berlin**, 2000, 252.
- [11] Aftabi A, Atapour H. Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran[J]. **Episodes**, 2000, 23: 119-126.
- [12] 邓万明. 青藏高原北部新生代板内火山岩[M]. 北京: 地质出版社, 1998, 180.
- [13] 戴圣潜, 邓晋福, 吴宗絮, 等. 大别造山带燕山期造山作用的岩浆岩石学证据[J]. **中国地质**, 30: 159-165.
- [14] Gu L X, Hu S X, Chu Q, *et al.* Pre-collision granites and post-collision intrusive assemblage of the Kelameili-Harlik orogenic belt[J]. **Acta Geologica Sinica**, 1999, 73: 316-329.
- [15] Gu L X, Hu S X, Yu C S, *et al.* Carboniferous volcanites in the Bogdaorogenic belt of eastern Tianshan: their tectonic implications[J]. **Acta Petrologica Sinica**, 2000, 16(3): 305-316.
- [16] Gu L X, Hu S X, Yu C S, *et al.* Intrusive activities during compression-extension tectonic conversion in the Bogda intracontinental orogen[J]. **Acta Petrologica Sinica**, 2001, 17(2): 187-198.
- [17] 林金辉, 伊海生, 赵兵, 等. 藏北祖尔肯乌拉山地区新生代火山岩⁴⁰Ar-³⁹Ar 同位素定年及其意义[J]. **矿物岩石**, 2003, 23(3): 31-34.
- [18] 武广, 李忠权, 李之彤. 辽西地区早中生代火山岩地球化学特征及成因探讨[J]. **矿物岩石**, 2003, 23(3): 44-50.
- [19] 谢昕, 徐夕生, 邢光福, 等. 浙东早白垩世火山岩组合的地球化学及其成因研究[J]. **岩石学报**, 2003, 19(3): 85-98.
- [20] 王德滋, 周金城. 我国花岗岩研究的回顾与展望[J]. **岩石学报**, 1999, 15: 161-169.
- [21] 顾连兴, 储强, 胡受奚, 等. 新疆克拉麦里-哈尔里克碱性花岗岩带地质特征及成因. **新疆地质科学(2)**[M]. 北京: 地质出版社, 1990, 47-55.
- [22] 陈衍景, 李超, 张静, 等. 东秦岭斑岩钼矿带含矿岩体的锶氧同位素特征和成岩成矿物质来源[J]. **中国科学**, 2000, 30(增刊): 64-72.
- [23] Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments[J]. **Lithos**, 1999, 46: 615-626.
- [24] Li C, Chen Y J, He S D. East Qinling-Dabieshan lithosphere delaminating age, mechanism and direction-petrological evidences and stipulation[J]. **Chinese Journal of Geochemistry**, 2001, 20(1): 59-72.
- [25] 陈衍景, 陈华勇, Zaw K, 等. 中国陆区大规模成矿的地球动力学: 以矽卡岩型金矿为例[J]. **地质前缘**, 2004, 11: 57-83.
- [26] 张增杰, 陈衍景, 陈华勇, 等. 天山海西期不同类型花岗岩类岩石化学特征及其地球动力学意义[J]. **矿物岩石**, 2003, 23(1): 15-24.
- [27] 张静, 陈衍景, 舒桂明, 等. 陕西秦岭梁岩体矿物成分研究和有关问题讨论[J]. **中国科学 D 辑**, 2002, 32: 113-120.
- [28] 陈海泓, 侯泉林, 肖文交(主编). **中国碰撞造山带研究**[M]. 北京: 海洋出版社, 1999, 232.
- [29] 陈衍景. 中国西北地区中亚型造山-成矿作用的研究意义和进展[J]. **高校地质学报**, 2000, 6: 18-22.
- [30] 鲍景新. 西天山浅成低温热液型金铜矿床成矿规律[D]. 北京大学博士论文, 2001, 108.
- [31] 王中刚. 新疆北部花岗岩类成因类型及其与成矿的关系[J]. **新疆地质**, 1994, 12(1): 9-15.
- [32] 姜常义, 穆艳梅, 白开寅, 等. 南天山花岗岩类的年代学、岩石学、地球化学及其构造环境[J]. **岩石学报**, 1999, 15: 298-308.
- [33] Kempton P D, Harmon R S. Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during underplating[J]. **Geochemica et Cosmochimica Acta**, 1992, 56: 971-986.
- [34] 刘红英, 夏斌, 等万明, 等. 藏北毛旁宗-羌巴欠火山岩 K-Ar 和⁴⁰Ar-³⁹Ar 年代学研究[J]. **矿物岩石**, 2004, 24(1): 71-75.
- [35] Qiu J S, Lo C H, McInnes B I A, Zhou J C. Potash-rich magmatism and associated gold-copper mineralization in the Yishu deep fault zone and its vicinity, eastern China[J]. **Resource Geology**, 50(4): 269-280.

TECTONIC SETTING AND ELEMENT GEOCHEMISTRY OF THE AIKENDABAN FORMATION VOLCANIC ROCKS IN WEST TIANSHAN

CHEN Yan-jing^{1,2}, BAO Jing-xin¹, ZHANG Zeng-jie¹, LIU Yu-lin¹,
CHEN Hua-yong³, CAI Wen-jun³, Herb HELMSTAEDT³

1. *Open Laboratory of Crust and Orogen Evolution, Peking University, Beijing 100871, China;*
2. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*
3. *Department of Geological Science, Queen's University, Kingston, Ontario, K7L 3N6, Canada*

Abstract: The Aikendaban Formation is a red-colored, continental volcanic sequence, uncon-

formably overlying on the Dahalajunshan Formation of Early Carboniferous age. It shows no regional deformation and metamorphism. Its main lithologies include trachy basalt, basaltic trachyandesite, trachyandesite and trachyte. The SiO_2 contents range from 41.69 to 65.99%, lower than the average of upper continental crust (66%). Along with increasing SiO_2 contents, $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ values increase, whereas SI values decrease, with TiO_2 generally lower than 1.3% and Al_2O_3 ranging from 12.82 to 18.37%. These petrochemical characters show that the Aikendaban Formation is a typical volcanic sequence of shoshonite series. SiO_2 contents in basalts and basaltic trachyandesites are lower than the average of lower continental crust (54.4%), suggesting that basalts and basaltic trachyandesites were originated from the mantle rather than the continental crust. On the contrary, the trachytes and trachyandesites, with $\text{SiO}_2 > 54.4\%$, were likely to be resulted from the crust or related to intracrustal differentiation.

ΣREE , LREE, Zr, Hf, Nb, Ta, Ba, Sr, Pb and Y contents and La_N/Yb_N ratios in basalts and basaltic trachyandesites are higher than their averages in rocks of the same kinds worldwide, whereas Cr, Co and Ni contents are lower than their averages in same kinds of rocks worldwide. This indicates that mantle source was enriched in large ion lithophile elements (LILE) and incompatible elements. With $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.94$ and variable Sr contents (from depletion to enrichment), the basalts and basaltic trachyandesites were probably derived from a heterogeneous mantle source resulted from return of upper crustal compositions related to subduction. Eu/Eu^* values in trachytes average 0.59, lower than 0.65 which is supposed as average of upper continental crust. Sr is strongly depleted in trachytes. Meanwhile, the ΣREE , LREE, LREE/HREE, La_N/Yb_N and Ce/Ce^* values in trachytes are lower than those in trachyandesites. Sm/Nd ratios average 0.25, same as the average of lower continental crust (0.25). La, Ce, Nd and Sm are enriched relative to Y and Yb. Ba shows positive anomaly, while Nb, Ta and Hf show depletion relatively. All these characteristics indicate that the trachytes are originated from an intracrustal differentiation with plagioclase-crystalline fractionation.

Among various lithologies, trachyandesites have highest ΣREE , LREE, Ba, Sr, Zr and Nb contents, highest LREE/HREE, La_N/Yb_N , Ce/Ce^* , Zr/Y and Hf/Yb ratios; and lowest Sm/Nd ratios. This shows that LILE and HFSE have enriched in trachyandesites, suggesting that magma has experienced intense crystalline fractionation. With $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.63$, lower than the upper continental crust (0.65), the trachyandesites have higher HREE contents than basalts and basaltic trachyandesites, suggesting that trachyandesites have evolved from basaltic and/or basaltic-trachyandesitic magmas by intracrustal differentiation.

Study on lithologic sequence and geological synthesis shows that the Aikendaban Formation developed in extension-collapse stage of late collision, i. e. Early Permian in Tianshan Orogen. Extension of a collisional-orogenic lithosphere generally evolved from shallow crust-level to deep root-level (lower crust and lithospheric mantle). Eruption of basalts, probably coeval with underplating of mantle-derived magmas, can be used as indicator of the end of a collisional-orogenic event.

Key words: West Tianshan; Aikendaban Formation; shoshonite; element geochemistry; tectonic setting