新疆东准噶尔克拉麦里蛇绿岩地球化学：洋脊俯冲的产物*

刘希军[1,2] 许继峰[1**] 侯青叶[1,3] 白正华[1] 雷敏[3]

LIU XiJun[1,2], XU JiFeng[1**], HOU QingYe[3], BAI ZhengHua[1] and LEI Min[3]

1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室，广州 510640
2. 中国科学院研究生院，北京 100039
3. 中国地质大学地球科学与资源学院，北京 100083

1. *Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry*, *Guangzhou Institute of Geochemistry*, *Chinese Academy of Sciences*, *Guangzhou* 510640, *China*
2. *Graduate School of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 10039, *China*
3. *School of the Earth Sciences and Resources*, *China University of Geosciences*, *Beijing* 100083, *China*

2007-02-26 收稿，2007-04-24 改回.

Liu XJ, Xu JF, Hou QY, Bai ZH and Lei M. 2007. Geochemical characteristics of Karamaili ophiolite in east Junggar, Xingjiang: products of ridge subduction. *Acta Petrologica Sinica*, 23(7):1591 – 1602

Abstract The mafic rocks of Karamaili ophiolite in East Junggar of Xinjiang province show both compositional characteristics of a mid-ocean ridge basalt(MORB) and an island-arc basalt (IAB). They display flat to light rare earth element (REE)-depleted and slight enriched patterns. The spider diagrams for trace elements indicate that they are variable depleted in high filed-strength elements (HFSE), but enriched in large ion lithophile elements(LILE). The composition characters of these mafic rocks are much similar to those of the Chile Ridge and Cocos Ridge basalts, which are typically affected by ridge subduction. Discrimination diagrams demonstrate that mafic rocks of the Karamaili ophiolite plot within the arc and MORB filed, and show a transitional composition from IAB to MORB, therefore the ophiolite was possibly formed in a subducted ridge-affected island arc or forearc setting. Relatively high $\varepsilon_{Nd}(t)$ values (7.2 ~ 9.8) and low Nb/Zr、Ta/Yb ratios suggest that at least three components were involved in their source: sub-arc depleted mantle; fluids dehydrated from the subducted slab and marine sediment and MORB mantle.

Key words Junggar, Karamaili, Ophiolite, Ridge subduction, Arc island

摘 要 新疆东准噶尔克拉麦里蛇绿岩中的镁铁质岩兼具有洋中脊玄武岩(MORB)和岛弧拉斑玄武岩(IAB)的特征，岩石地球化学特征表现为轻稀土(LREE)亏损、平坦或略微富集，不同程度地亏损高场强元素(HFSE)而富集大离子亲石元素(LILE)，成分上非常相似于受洋脊俯冲影响的 Chile Ridge 和 Cocos Ridge 玄武岩。可以认为其可能形成于受洋脊俯冲影响的岛弧或弧前扩张环境。相对较高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$(7.2 ~ 9.8)、低 Nb/Zr、Ta/Yb 比值，说明在洋脊俯冲的影响下，其源区可能存在有至少三种组分：弧下地幔、来自消减板片流体和俯冲沉积物、MORB 地幔。

关键词 准噶尔；克拉麦里；蛇绿岩；洋脊俯冲；弧前环境

中图法分类号 P588.125

* 国家杰出青年基金项目(40425003)资助.

第一作者简介：刘希军，男，1980 年生，硕士研究生，主要从事岩石地球化学研究.

** **通讯作者**：许继峰，E-mail:jifengxu@gig.ac.cn

1 引言

蛇绿岩的形成环境是引起许多地质问题争论的焦点之一(张旗和周国庆,2001)。由于蛇绿岩形成于较特殊的地质环境并具有重要的构造意义,而且它的形成和就位与洋盆的形成与性质、造山带的特征与演化及相关的构造作用、岩浆作用、变质作用联系在一起,所以鉴别蛇绿岩的构造环境并不是很容易,需要详细地研究蛇绿岩的地质背景、内部结构、上覆沉积物性质及来源,地球化学组成和构造侵位的时间(Pearce 1984, 张旗和周国庆,2001),并综合考虑蛇绿岩与其他共生地质体的成因联系,这些是成功鉴别蛇绿岩形成构造背景的有效方法(许继峰等,2001a,Xu *et al.*, 2003, Shervais, 2001)。

中亚地区包括中国新疆北部是在古生代经过俯冲-增生形成的复合造山带(肖序常等,1990,1991, 1992; Zhu and Ogasawara, 2002; Li *et al.*, 2003; 李锦轶,2004; Zhu *et al.*, 2005; 李锦轶等,2006; 肖文交等,2006; Zhu *et al.*, 2006; 朱永峰和徐新,2006),分布有多条蛇绿岩带,其中之一的克拉麦里蛇绿岩带位于准噶尔盆地东北缘(李锦轶,1995; 何国琦等,1994,2001),了解该蛇绿岩形成环境及地球动力学意义,对研究新疆北部大地构造进程以及东准噶尔地区板块构造和演化都具有重要的启示。前人对克拉麦里蛇绿岩带已经做了一些研究,认为该带代表中亚一级构造缝合带(肖序常等,1990,1991,1992; 马瑞士等,1997; 舒良树等,2001),是古亚洲洋最后闭合线之一(李锦轶,1990),关于该区蛇绿岩的形成环境存在争议,部分研究者都认为蛇绿岩形成于岛弧环境(崔日武,1988, 李嵩龄,1999),李锦轶等在近年发表的文章中,综合各种资料认为是志留纪末期至泥盆纪初期形成的,主要存在于泥盆纪期间的弧后盆地或边缘洋盆(Li *et al.*, 2003; 李锦轶,2004; 李锦轶等,2006); Wang *et al.*(2003)认为克拉麦里蛇绿岩并没有典型的弧后盆地特征,应属于弧前环境,Xiao *et al.*(2004a, 2004b)也得出类似的结论; 卜国民(2005)在研究克拉麦里蛇绿岩带内东部的塔克札勒蛇绿混杂岩时,发现其玄武质熔岩具有玻镁安山岩的部分成分特征,提出该蛇绿岩形成于弧前扩张环境。据目前所报导的地球化学数据(蔡文俊,1986; 郭召杰等,1993; 李锦轶,1995; 李嵩龄等,1999; Wang *et al.* 2003, 卜国民等,2005),大部分研究样品的地球化学特征都呈现出即具有岛弧特征又具有 MORB 的成分特征,本文根据该蛇绿岩带镁铁质岩的地球化学及同位素资料,结合前人发表的岩石地球化学数据,提出该蛇绿岩可能形成于受洋脊俯冲影响的岛弧或弧前扩张环境。

2 地质概况

新疆东准噶尔山系位于准噶尔盆地的东北缘,该山系保存着两条蛇绿岩带即东准噶尔中部的阿尔曼太蛇绿岩带和南部的克拉麦里蛇绿岩带(图 1)(李锦轶,1995,何国琦等,2001)。克拉麦里蛇绿岩带西起克拉麦里清水泉,南明水以东,经巴里坤塔克札勒、伊吾大黑山与蒙古南部的佐连、内蒙索伦山、贺根山蛇绿岩相接,新疆境内,走向北北西,全长约 40km,宽 5~15km(李嵩龄等,1999)。克拉麦里蛇绿岩带主要存在与造山带走向相同、产状陡倾的大断裂带之中,克拉麦里蛇绿岩构造侵位涉及的最新地层是下石炭统的南明水组,可见南明水组不整合于蛇绿岩之上,表明克拉麦里缝合带中蛇绿岩的构造侵位发生于南明水组之前,这个侵位事件被认为是准噶尔板块(哈萨克斯坦板块)和西伯利亚板块碰撞造成的结果(李锦轶,1995)。

克拉麦里蛇绿岩带中蛇绿岩组合发育不完整,辉绿岩岩墙不发育,只有局部地段有少量的辉绿岩出现,堆晶岩分布不均,由于该蛇绿岩带受克拉麦里断裂的控制,带内多为冲断片组成的叠瓦构造,导致洋壳残片以构造块体的形式赋存在基质(围岩)中,基质(围岩)有中泥盆统的凝灰岩、火山灰凝灰岩、凝灰砂岩和下石炭统南明水组中酸性火山岩、火山碎屑岩. 化石丰富,局部地段有与蛇绿岩组合伴生的深海复理石建造(李嵩龄等,2001)。蛇绿岩的基本岩石类型包括不同蚀变程度的方辉橄榄岩、纯橄岩、二辉橄榄岩、辉长岩、辉绿岩、玄武岩、放射虫硅质岩等组成。变质橄榄岩出露面积累计约 80km^2,其中含有扁豆状铬铁矿; 堆晶岩以条带状辉长岩为主,次为橄榄辉石岩、橄长岩、块状辉长岩和斜长岩,可见它们岩性沿走向明显变化; 辉绿岩则出露比较少,或呈岩块产出,或呈岩墙侵入基性熔岩和变质橄榄岩中; 基性熔

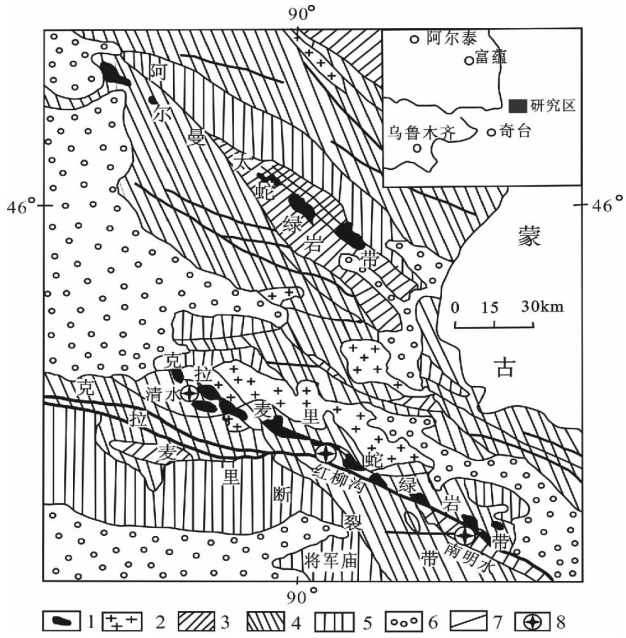


图 1 新疆东准噶尔克拉麦里蛇绿岩带地质简图及采样位置(据何国琦等,2001 和 1∶20 万地质图简化)

1-蛇绿岩;2-花岗岩类;3-早古生界;4-晚古生界;5-中生界;6-新生界;7-断层;8-采样点

Fig. 1 Geological sketch of Kalamaili ophiolite belt of east Junggar, Xinjiang, and sample location

岩分布较广，呈不同大小的岩块与上述各种类型的岩石共生，同时也伴生一些较深水沉积物以紫红硅质岩为主，次为灰色硅质岩和杂色硅质岩（李锦轶等，1990；李锦轶，1995）。

3 地球化学特征

3.1 样品描述和分析方法

蛇绿岩中的玄武岩和细粒的辉长岩、辉绿岩的地球化学特征最能反应蛇绿岩形成的构造环境（张旗，1992；张旗和周国庆，2001），因此本文研究的主要样品为玄武岩，辉长岩和辉绿岩等。分析样品主要采集于东准噶尔克拉麦里断裂带以北的平顶山-清水（南明水以东）和红柳沟地区。玄武岩变质程度低，灰黑色或灰绿色，块状构造，在清水、红柳沟和南明水以北均有出露，常与泥质粉沙岩，硅质岩类共生；辉长岩的岩石学特征沿蛇绿岩带走向差别较大，清水地区的辉长岩颜色较深，为灰黑色，粒度较细，变质程度较低，红柳沟至南明水一带，则以灰白色为主，粒度较粗，条带状构造发育，矿物成分以辉石为主，基本不含橄榄石；辉绿岩露头较少，没有发现完好的岩墙群，均以较小的岩块产出。另外，与该蛇绿岩紧密共生相当比例的岛弧火山岩，本文只对其进行了主量元素分析，将在以后的工作中做进一步研究。

样品在处理前选取新鲜样品，去除风化面，手工碎至 1 ~ 5mm，轮流用 5% HNO_3 和 5% HCl 在超声波清洗仪中清洗，以除去杏仁体以及碳酸盐化的影响，烘干后手工选除石英质杏仁体，随后用不锈钢钵粉碎至 200 目用于化学分析。在中国科学院广州地球化学研究所用 XRF 和 ICP-MS 分别分析岩石的主元素和微量元素，主、微量元素分析结果见表 1。

Nd-Sr 同位素比值的测定分析在中国科学院广州地球化学研究所，在 MicroMass ISOPROBE 型多接受器电感耦合等离子体质谱仪（MC-ICPMS）上进行的。Sr 同位素以国际标准 NBS987 和实验室标准 Sr-GIG 进行监控，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值用 $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ 标准化。Nd 同位素以国际标准 Jndi-1 和实验室标准 Nd-GIG 进行监控，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值用 $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ 标准化。详细的分析流程见韦刚健等（2002）和梁细荣等（2002）。国际标准样品 NBS987 的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值和 JNdi-1 的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值分别为 0.710288 ± 28（$2\sigma_m$）和 0.512109 ± 12（$2\sigma_m$），所有测定的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值分别用 $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ 和 $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ 校正。Nd-Sr 同位素分析精度好于 0.002%，具体分析结果见表 1。

3.2 主量元素

克拉麦里蛇绿岩带除变质橄榄岩外，还出现蛇绿岩和非蛇绿岩两类火成岩岩石：蛇绿岩火成岩主要包括基性的辉长岩、辉绿岩和玄武岩，它们具有低 SiO_2（45% ~ 50%），中 MgO（4.37% ~ 9.58%）、Al_2O_3（平均为 15.9%）、TiO_2（0.5% ~ 1.32%），与岛弧拉斑玄武岩（IAT）相似（$TiO_2 = 0.8\%$）（Pearce and Cann，1973），$Mg^{\#}$ 值［$Mg^{\#} = 100Mg/(Mg + Fe^{2+})$］为 43 ~ 71，其中两个辉长岩样品 $Mg^{\#}$（51 ~ 52）偏小，CaO、TiO_2 都与同共生的玄武岩相当。另外样品 KL-14 与玄武岩相比，具有低的 $SiO_2 = 38.4\%$；高 Al_2O_3（14.7%）、CaO（15.7%），低 TiO_2（0.57%）的特点，可能是堆晶形成的。非蛇绿岩火成岩主要是产在蛇绿岩带中的岛弧火山岩岩块，与蛇绿岩伴生并混杂堆积，这些火山岩以安山岩为主，高 SiO_2（59% ~ 63%）、Al_2O_3（14.1% ~ 17.1%），中 MgO（平均为 3.9%，）和 TiO_2（0.59% ~ 0.82%）；$Mg^{\#}$ 为 46 ~ 81。在 TAS

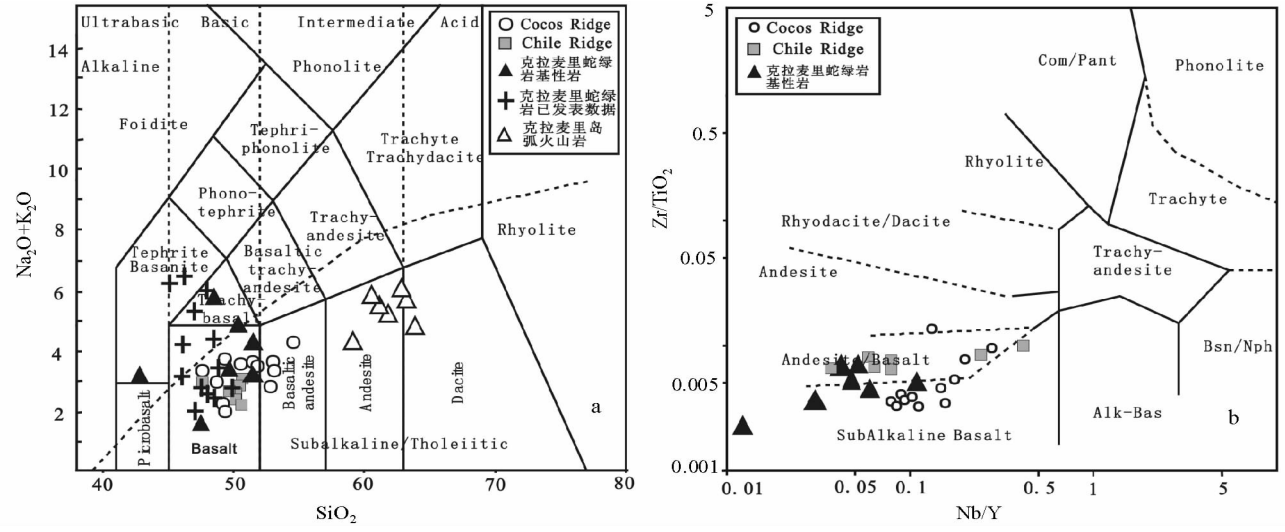


图 2 新疆东准噶尔克拉麦里蛇绿岩 TAS 图（a）（原图据 Le Bas *et al*. 1986）和 Zr/TiO_2-Nb/Y 图（b）（原图据 Winchester and Floyd，1977），图中的数据源于：Klein and Karsten.（1995），Abratis（1998），蔡文俊（1986），李锦轶（1995），Wang *et al*.（2003）和本研究（表 1，2）

Fig. 2 TAS（a）（original diagram after Le Bas *et al*. 1986）and Zr/TiO_2 vs. Nb/Y（b）（original diagram after Winchester and Floyd，1977）diagrams for Kalamaili ophiolite of east Junggar in Xinjiang

表 1 克拉麦里蛇绿岩超镁铁-镁铁质岩主、微量元素和 Sr-Nd 同位素组成

Table 1 The major and trace elements and Sr-Nd isotopic compositions of ulframafic and mafic rocks from Kalamaili ophiolite

样品号	KL-01	KL-12	KL-14	KL-16	KL-21	KL-24	KL-27
岩性	玄武岩	辉绿岩	橄榄辉石岩	辉长岩	辉长岩	玄武岩	玄武岩
主量元素(wt%)							
SiO_2	49.96	47.14	38.47	46.55	50.66	45.50	50.00
TiO_2	1.32	0.50	0.57	0.68	0.76	0.91	0.73
Al_2O_3	15.58	17.66	14.73	20.25	15.25	14.85	13.50
Fe_2O_3 *	13.68	11.38	11.02	12.67	11.48	9.03	10.74
MnO	0.21	0.22	0.17	0.11	0.17	0.14	0.16
MgO	4.37	9.58	5.48	5.64	5.25	9.35	8.52
CaO	8.36	4.58	15.76	4.57	9.81	14.81	11.07
Na_2O	4.75	3.20	2.42	3.73	3.44	1.70	3.05
K_2O	0.26	0.01	0.59	2.08	1.01	0.02	0.20
P_2O_5	0.07	0.02	0.13	0.03	0.05	0.06	0.04
LOI	1.77	5.97	10.99	3.68	1.88	3.46	1.90
total	100.32	100.27	100.33	99.99	99.74	99.85	99.92
$Mg^{\#}$	43	66	54	51	52	71	65
微量元素($\times10^{-6}$)							
Sc	26.7	47.8	35.2	37.1	32.5	36.0	46.4
V	352.5	313.4	301.0	314.0	328.1	260.1	297.1
Cr	9.2	66.9	43.9	17.9	30.9	110.9	283.7
Co	35.3	36.4	36.1	34.7	33.8	35.3	38.7
Ni	12.8	37.1	29.1	16.0	38.8	54.3	90.5
Cu	52.7	76.0	40.7	65.8	97.6	75.0	100.7
Zn	101.0	75.1	85.6	87.5	90.5	75.1	73.5
Rb	3.0	0.1	10.9	43.8	10.9	0.3	3.3
Sr	615.2	224.8	291.9	167.1	912.8	67.4	131.2
Y	30.06	11.66	14.37	11.70	16.52	19.79	15.51
Zr	82.0	12.1	23.4	31.3	48.1	59.6	35.7
Nb	1.41	0.13	0.40	0.73	0.87	0.89	1.64
Cs	0.14	0.01	0.31	1.09	0.24	0.36	0.17
Ba	159.0	48.6	71.1	218.4	337.2	9.0	68.3
La	4.57	0.78	3.46	3.53	4.45	2.45	1.94
Ce	12.18	2.25	8.88	9.21	10.41	6.89	5.04
Pr	2.08	0.45	1.50	1.31	1.66	1.26	0.86
Nd	10.46	2.53	6.62	5.96	7.76	6.27	4.39
Sm	3.36	0.99	1.73	1.80	2.13	2.18	1.50
Eu	1.32	0.43	0.66	0.65	0.79	0.81	0.65
Gd	4.36	1.60	2.12	2.01	2.54	2.96	2.19
Tb	0.83	0.30	0.38	0.42	0.47	0.58	0.46
Dy	5.26	2.02	2.34	2.61	3.06	3.77	2.91
Ho	1.19	0.47	0.52	0.56	0.64	0.84	0.67
Er	3.25	1.38	1.41	1.58	1.81	2.36	1.89
Tm	0.47	0.20	0.21	0.24	0.28	0.34	0.28
Yb	3.19	1.37	1.35	1.54	1.85	2.27	1.84
Lu	0.49	0.22	0.21	0.24	0.29	0.36	0.28
Hf	2.32	0.44	0.69	1.07	1.42	1.73	1.06
Ta	0.11	0.01	0.03	0.05	0.06	0.07	0.13
Th	0.35	0.06	0.59	0.65	0.49	0.17	0.16
U	0.18	0.18	0.93	0.69	0.24	0.07	0.06
$(La/Yb)_N$	1.03	0.41	1.83	1.64	1.73	0.78	0.76
δEu	1.06	1.04	1.06	1.05	1.03	0.97	1.09
Sr-Nd 同位素(t=373Ma)							
Rb($\times10^{-6}$)	3.03	0.076	10.92		10.89	0.254	3.318
Sr($\times10^{-6}$)	615.2	224.8	291.9		912.8	67.39	131.2
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.703917	0.705000	0.705417		0.704265	0.704356	0.705443
2σ	0.000011	0.000017	0.000013		0.000018	0.000015	0.000014
$^{87}Rb/^{86}Sr$	0.014240	0.000977	0.108158		0.034492	0.010897	0.073116
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$	0.703841	0.704995	0.704842		0.704082	0.704298	0.705055
Nd($\times10^{-6}$)	10.46	2.53	6.62		7.76	6.27	4.38
Sm($\times10^{-6}$)	3.36	0.99	1.73		2.13	2.18	1.50
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.513132	0.513212	0.512922		0.513023	0.513149	0.513029
2σ	0.000007	0.000006	0.000006		0.000006	0.000008	0.000008
$^{147}Sm/^{143}Nd$	0.193578	0.235054	0.157111		0.165011	0.209627	0.205942
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$	0.512659	0.512638	0.512538		0.512620	0.512637	0.512526
$\varepsilon_{Nd}(t)$	9.8	9.4	7.4		9.0	9.4	7.2

Fe_2O_3 * 为 XRF 测定的全铁值,Sr-Nd 同位素数据计算所用的年龄采用 t=373Ma(据唐红峰等, 2007), $\lambda_{Sr}=1.39\times10^{-11}$, $\lambda_{Nd}=6.54\times10^{-12}$

表 2 克拉麦里岛弧火山岩主量元素含量(wt%)

Table 2 The major elements compositions (wt%) of island arc volcanics from Kalamaili

样品号	岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量	总量
KL-05	安山岩	59.47	0.80	17.12	6.55	0.13	2.36	4.83	3.41	2.53	0.16	2.55	99.91
KL-08	安山岩	60.90	0.78	15.55	7.49	0.15	3.05	4.13	4.63	0.75	0.15	1.86	99.44
KL-19	安山岩	60.37	0.82	16.38	6.43	0.10	2.93	4.56	4.28	1.31	0.13	2.14	99.45
KL-20	安山岩	61.79	0.80	16.14	6.41	0.10	2.70	4.12	4.30	1.39	0.11	2.07	99.92
KL-23	安山岩	57.34	0.59	14.15	5.38	0.08	9.82	5.06	3.53	0.83	0.05	2.63	99.46
KL-28	安山岩	61.72	0.72	15.10	6.58	0.10	3.34	4.25	3.73	2.06	0.08	1.69	99.38
KL-29	英安岩	62.99	0.56	16.06	5.64	0.09	3.16	4.82	4.32	0.66	0.07	1.70	100.06

Fe_2O_3* 为 XRF 测定的全铁值

图(图 2a)中,蛇绿岩基性岩落入了玄武岩区,岛弧火山岩则落入安山岩区,利用抗蚀变元素图解 Nb/Y-Zr/TiO_2(图 2b)对蛇绿岩基性熔岩投图,位于亚碱性玄武岩和安山玄武岩区,与前人的岩石化学数据相当,其中蛇绿岩镁铁质岩与典型的受洋脊俯冲控制的 Chile Ridge(Klein *et al.* 1995)和 Cocos Ridge(Abratis,1998; Abratis and Womer,2001)火山岩成分相似。在 AFM 图中(图略),基性岩主要属拉斑系列玄武岩。总之,克拉麦里蛇绿岩中镁铁质岩石以拉斑系列为主,具有中 MgO、Al_2O_3、TiO_2、低 SiO_2 的特点。

3.3 微量元素

克拉麦里蛇绿岩中的镁铁质岩六个样品的 ∑REE 为 $15\times10^{-6}\sim38.13\times10^{-6}$,均小于 MORB($39.11\times10^{-6}$),只有一个样品 ∑REE = 55.03×10^{-6} 大于 MORB;根据轻稀土(LREE)的富集程度可分为两组:

Ⅰ组以拉斑系列的玄武岩和辉绿岩为代表,$(La/Yb)_N$ = 0.41 ~ 1.03,REE 球粒陨石标准化分布图上(图 3a),LREE 亏损或平坦,δEu = 0.97 ~ 1.09,无明显 Eu 异常,和洋中脊玄武岩(MORB)、弧后盆地玄武岩相似,表明它们的源区有一个亏损地幔组分的卷入(许继峰,2001a; Xu *et al.*,2003)。不相容元素原始地幔标准化图上(图 3b),元素变化范围相对较大(如 Rb、Nb、Ta、Th)。样品不同程度的富集大离子亲石元素 LILE(U、Ba),亏损 Nb、Ta,个别样品(KL-01、KL-12)具有 Ti 的弱负异常,这些特征类似于岛弧玄武岩(IAB)。KL-24 具 Sr 的负异常,其它样品均呈现 Sr 的正异常。样品 KL-12 高度亏损 Rb、Nb、Ta、Th,稀土(REE)含量也比 MORB 亏损,具有 Zr、Hf 负异常,它可能来自于被萃取过的岛弧亏损地幔。KL-27 无 Nb、Ta 负异常,样品 KL-24 微量元素分布与 MORB 相似。值得注意的是这组样品还表现出一个重要的变化:高场强元素(HFSE)如(Ta、Nb、Hf、Zr、Ti)与 $(La/Yb)_N$ 呈正相关(图 4a,b),说明克拉麦里蛇绿岩基性岩越亏损 LREE,它们的地幔反映出更亏损 HFSE,这意味着克拉麦里蛇绿岩中的镁铁质火成岩具有 MORB 和岛弧两种成分特征。

Ⅱ组以钙碱性的辉长岩为主,$(La/Yb)_N$ = 1.64 ~ 1.83,REE 球粒陨石标准化图中(图 3c),LREE 富集,δEu = 1.03 ~ 1.06,无 Eu 异常。不相容元素原始地幔标准化图上(图 3d),微量元素变化范围小,和 MORB 相比富集 LILE(如 Rb、Ba、Th、U、Sr);亏损 HFSE(Ta、Nb、Hf、Zr),与 IAB 的特征相似。和Ⅰ组相反,这组岩石 HFSE(Ta、Nb、Hf、Zr、Ti)的亏损与 $(La/Yb)_N$ 呈近似的负相关(图 4a,b),说明随着 LREE 富集程度增大,HFSE 也更加亏损。主要是因为俯冲板片的流体交代上覆地幔楔使地幔岩石发生部分熔融形成岛弧岩浆,由于 Nb、Ta、Ti 等 HFSE 与其它元素(LILE、LREE、Th)相比在流体中溶解度很低,当流体上升交代地幔楔时,发生沉淀留在残留相中,使流体更加亏损 Nb、Ta,因而造成了岛弧岩浆亏损 HFSE 而富集 LREE(Ionov and Hofmann,1995; Kelemen *et al.*,2003)

总之从Ⅰ组到Ⅱ组样品,结合前人的研究数据(图 5a,b),LREE 由亏损到富集,Nb、Ta 等 HFSE 亏损程度增大,成分特征也从似 MORB 向似 IAB 变化,与 IAB 的不同之处是无 Eu 异常。将克拉麦里蛇绿岩及前人的岩石化学数据与 Chile Ridge 玄武岩和 Cocos Ridge 玄武岩对比,REE 球粒陨石标准化分配模式一致(图 5a),都与 MORB 有密切关系,不同的是克拉麦里蛇绿岩 REE 分布范围比 Chile Ridge 玄武岩和 Cocos Ridge 玄武岩更宽,说明其源区更加复杂;不相容元素 N-MORB 标准化分布特征(图 5b)也具有很好的相似性,故它们岩石的成因及构造方式也可能存在着相似性,即都受到了洋脊俯冲的影响。

3.4 同位素

克拉麦里蛇绿岩镁铁质岩 Sr、Nd 同位素(表 1)呈现相对较高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值(0.5126544 ~ 0.512676)和较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$(0.703844 ~ 0.705068),它们的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 7.2 ~ 9.8,Ⅰ组样品 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 较高为 9.4 ~ 9.8,与 LREE 亏损相一致,高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 MORB 相似;Ⅱ组样品 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 7.2 ~ 9.0,LREE 富集,与 IAT 相似(Hawkesworth *et al.* 1979; Wilson, 1989)。

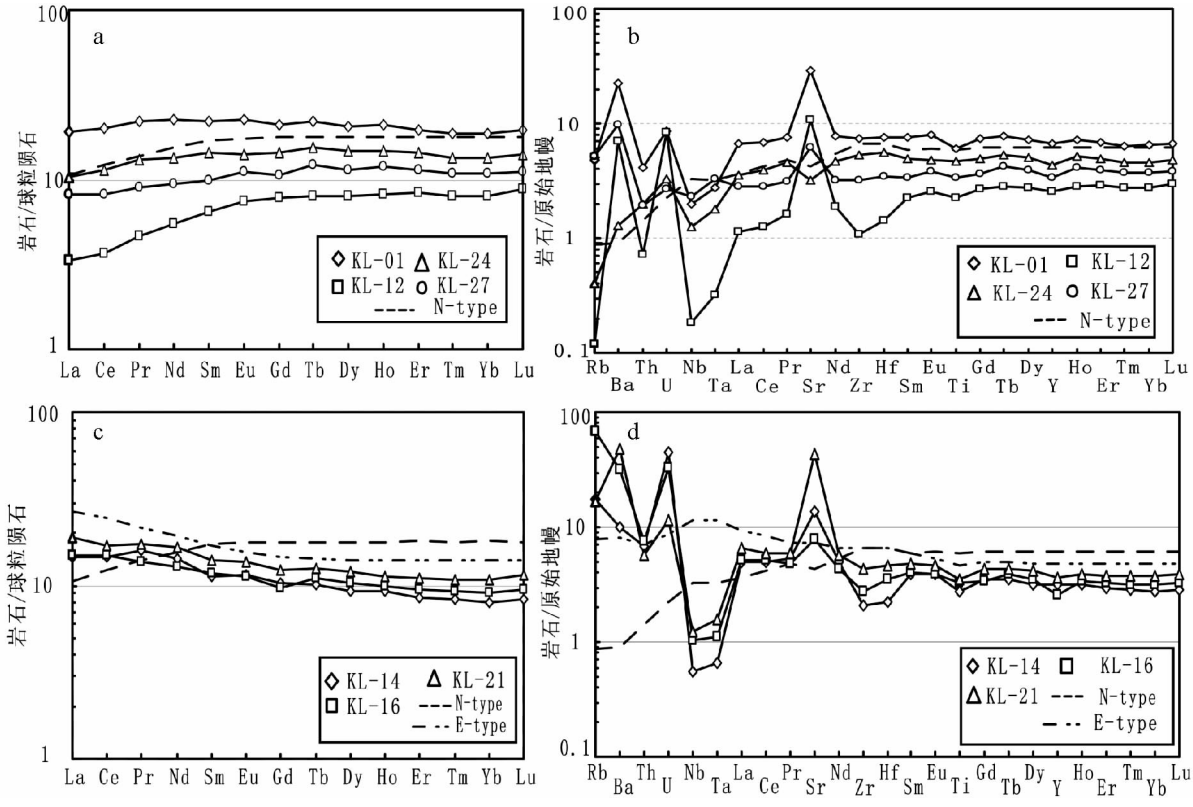


图 3 克拉麦里蛇绿岩 REE 球粒陨石标准化图(a)和不相容元素原始地幔标准化图解(b)(标准化数据引自 Sun and McDonough(1989))

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle-normalized trace elements patterns(b) for Kalamaili ophiolite (normalizing values from Sun and McDonough, 1989)

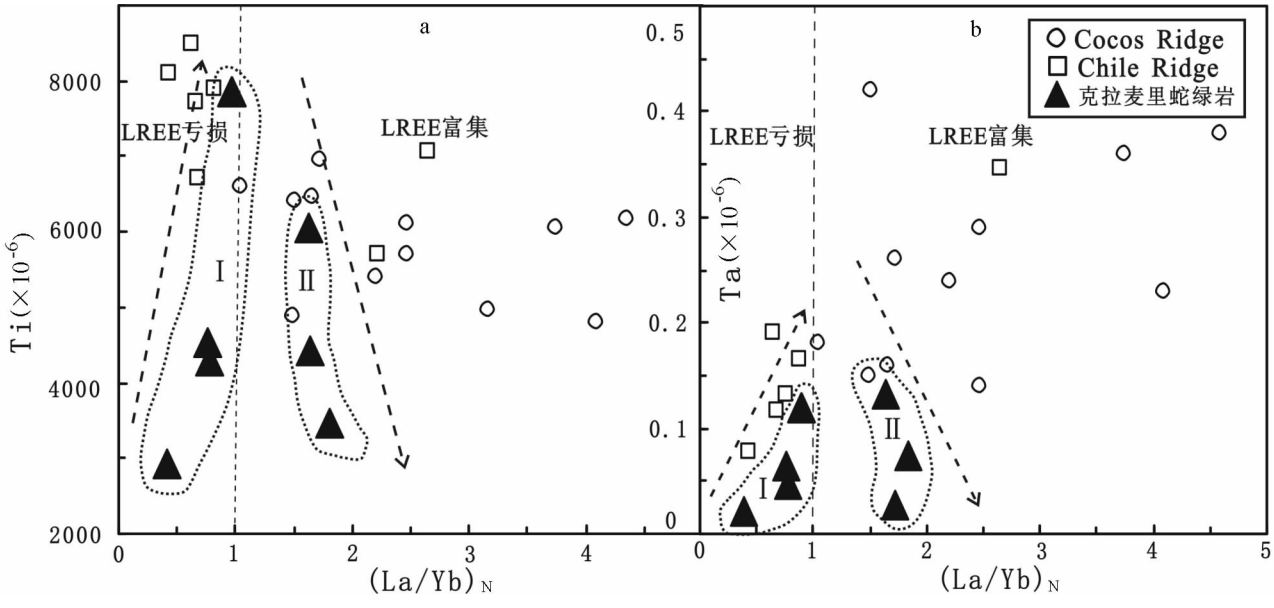


图 4 $(La/Yb)_N$-Ti 和$(La/Yb)_N$-Ta 相关图

图中的数据源于: Klein and Karsten (1995), Abratis(1998)和本研究(表 1)

Fig. 4 Chondrite-normalized La/Yb ratio vs. Ti(a) and vs. Ta(b) diagram for the Kalamaili ophiolite

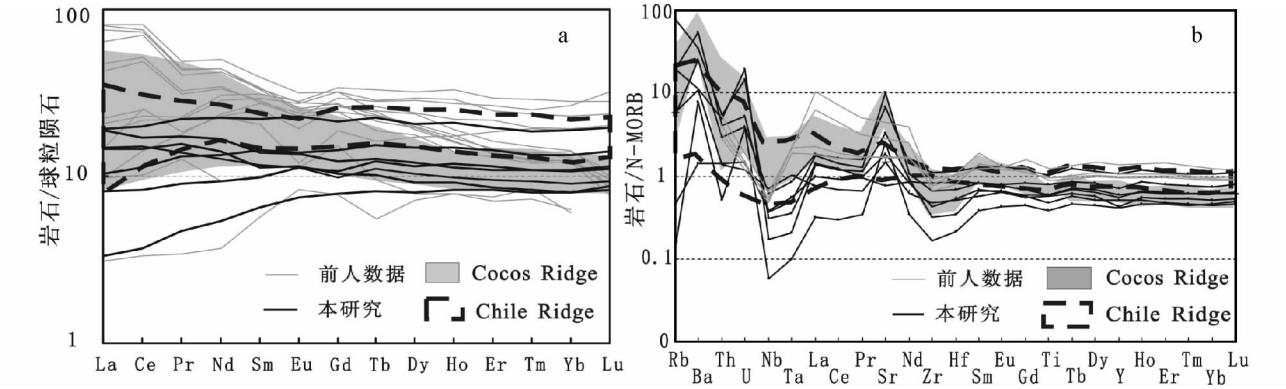


图 5 克拉麦里蛇绿岩与 Chile Ridge 和 Cocos Ridge 玄武岩对比图(标准化数据为 Sun and McDonough,1989)(数据源同图 2)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and N-MORB normalized trace elements patterns of Kalamaili ophiolite compare to Chile Ridge and Cocos Ridge basalts (normalizing values are from Sun and McDonough, 1989)

4 讨论

4.1 蛇绿岩的形成时代

克拉麦里蛇绿岩带的形成时代,根据目前已发表的资料表明,仍有早古生代和晚古生代的不同意见。蔡文俊(1986)根据硅质岩放射虫化石,认为该蛇绿岩形成时代的上限为早石炭世;李锦轶等根据地层资料认为是志留纪末期至泥盆纪初期形成的弧后盆地洋壳残片(李锦轶等,2006,1990;Li *et al.*, 2003;李锦轶,1995,2004);何国琦等(2001)依据在达字沟剖面中段的钙质砂岩中发现的微体古生物化石,将地层时代确定为中-晚奥陶世;舒良树等(2003)根据南明水上部玄武岩之上的红色硅质岩中的放射虫,认为其时代为晚泥盆世法门期—早石炭世杜内期,代表克拉麦里蛇绿岩带形成的晚期年龄。另外同位素年代学方面的相关报道有:(1)新疆地矿局第一区调队(1987)采自 3 件不同位置辉长岩全岩 K-Ar 年龄为 306,388,392Ma;(2)克拉麦里一带辉长岩的长石 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄 737Ma(何国琦等,2001);(3)最新的一个克拉麦里斜长花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 373Ma(唐红峰等,2007)。

虽然报道的关于克拉麦里蛇绿岩的时代差异比较大,而且最近新疆北部发现的新的蛇绿岩带-塔尔巴哈台蛇绿岩带(朱永峰和徐新,2006)和克拉玛依蛇绿岩带(徐新等,2006)的时代分别为早古生代和晚古生代早期,但在区域上,可能与克拉麦里蛇绿岩带同时的西准噶尔(张弛和黄萱,1992)、蒙古佐连(何国琦和李茂松,2000;Helo *et al.*, 2006)和内蒙古贺根山(Robinson *et al.*, 1999)等地的蛇绿岩,都有证据显示为泥盆纪洋盆的遗迹。这些不同时代的蛇绿岩可能反映了古亚洲洋演化的两个重要阶段,前者反映了古亚洲洋主体在早古生代发生了俯冲就位,而后者说明古亚洲洋在准噶尔地区的残余洋盆(准噶尔洋)一直延续到了晚古生代早期。综合这些特点,结合野外地质情况,蛇绿岩分布区内出露地层主要是泥盆系和石炭系的,并且蛇绿岩被下石炭系不整合覆盖(李锦轶等,1990;李锦轶,1995;舒良树等,2003;Li *et al.*, 2003),以及最新的斜长花岗岩的 373 百万年的锆石 SHRIMP 年龄(唐红峰等,2007),我们认为将其时代确定为泥盆纪较为合适。

4.2 构造环境

蛇绿岩可形成于多种构造环境,既可以形成于大洋中脊,也可以形成于岛弧,弧前、弧间或弧后盆地,边缘海和转换断裂系(Coleman 1984),目前普遍认为蛇绿岩极少产于正常的大洋中脊,而主要产于消减带之上(supra-subduction zone)大陆边缘-岛弧附近(Pearce *et al.*,1984;张旗和周国庆,2001;张旗等,2003)。东准噶尔克拉麦里蛇绿岩形成于消减带之上的岛弧环境已经被多数研究者所认同,但是其更具体的构造背景仍然存在争议。李嵩龄等(2001)认为形成于岛弧-大陆边缘环境;李锦轶等认为主要存在于泥盆纪期间的弧后盆地(Li *et al.*, 2003;李锦轶,2004;李锦轶等,2006);Wang *et al.*(2003)和 Xiao *et al.*(2004a,2004b)认为是弧前环境;卜国民(2005)在研究克拉麦里蛇绿岩带内东部的塔克札勒蛇绿混杂岩时,认为该蛇绿岩形成于弧前扩张环境;吴国干等(2005)认为塔克札勒蛇绿岩属于某种弧间构造背景。

用 HFSE 判别图来判别克拉麦里蛇绿岩的构造环境,在 Th-Hf/3-Ta 图解中(图 6a),样品(包括前人的研究数据)落入 N-MORB 和岛弧玄武岩区域;2Nb-Zr/4-Y 图解中(图 6b)样品全部落入 N-MORB 玄武岩区;V-Ti 图解中(图 6c)两个样品落入 OFB(洋底玄武岩),其它样品落入岛弧区域。结合这几个图解指示该蛇绿岩具有岛弧和洋中脊环境形成的玄武岩的组成特征,成分上非常相似于受洋脊俯冲影响的 Chile Ridge 和 Cocos Ridge 玄武岩,属于 IAB 和 MORB 过渡

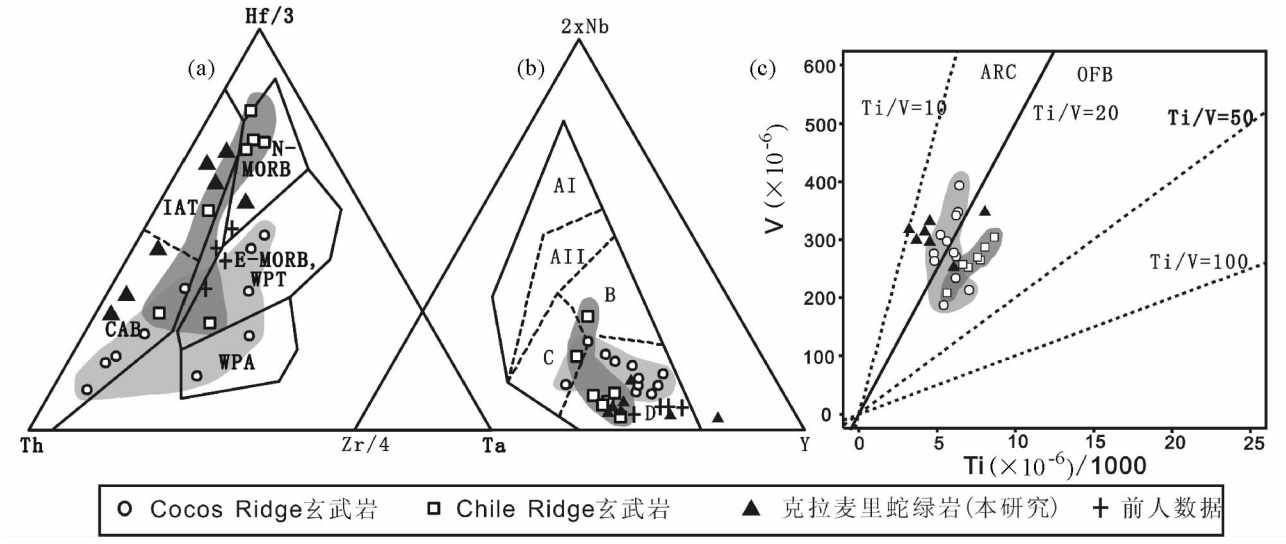


图 6 克拉麦里蛇绿岩构造环境判别图

图中的数据源于: Klein *et al.* (1995), Abratis *et al.* (1998), Wang *et al.* (2003)和本研究(表 1); (a)原图据 Wood(1980); (b)据 Meschede (1986), AⅠ和AⅡ-板内碱性玄武岩, B-E-MORB, C-板内拉斑玄武岩, D-N-MORB; (c)据 Shervais(1982)

Fig. 6 The tectonic setting discrimination diagram for the Kalamaili ophiolite

类型。现在 IAB 和 MORB 过渡类型可出现在边缘盆地,大部分是弧后盆地,如西太平洋 Mariana (Gribble *et al.*, 1996, 1998)、新疆库尔提弧后盆地蛇绿岩(许继峰, 2001a, Xu *et al.*, 2003),也可以产生在有洋脊俯冲的岛弧地区,如 Austral Andes (Lagabrielle *et al.*, 1994; Klein and Karsten, 1995; Karsten *et al.*, 1996; Lagabrielle *et al.*, 1994; Bourgois *et al.*, 1996),南 Alaska (Sission *et al.*, 1993; Lytwyn *et al.*, 1997; Bradley *et al.*, 2003),中美洲的 Cocos (Abratis *et al.*, 2001; Abratis, 1998)。

4.3 构造演化模式

如上所述,兼具有 MORB 和 IAB 特征的蛇绿岩可形成于弧后盆地 (Gribble *et al.*, 1996, 1998; Yumul, 1996; Encarnacion *et al.*, 1999; 许继峰等, 2001a, Xu *et al.*, 2003),但是在某些情况下也可能产生在受俯冲洋脊影响的岛弧(或弧前)环境 (Lagabrielle *et al.* 1994; Karsten *et al.*, 1996; Sission *et al.* 2003; Windley *et al.* 2007)。克拉麦里蛇绿岩两组基性岩石,Ⅰ组 LREE 亏损,和 MORB 相似;Ⅱ组 LREE 富集,亏损 HFSE,并且不同程度的 Nb、Ta 负异常,表现出似岛弧火山岩特征,表明岩石由遭受消减板片流体交代地幔楔源区部分熔融形成。因此它们具有 IAB 和 MORB 的成分特征。用关键元素比值对其源区进行示源: (1)在 Nb/Zr-Ba/Th 相关图上(图 7a),低的 Nb/Zr 比值类似 MORB 和 Chile Ridge 玄武岩,完全不同于库尔提弧后盆地蛇绿岩(高 Nb/Zr 比值),Ba/Th 比值逐渐增高,说明来自俯冲板片流体和沉积物的加入 (Turner *et al.*, 1996); (2) Th/Yb-Ta/Yb (Pearce *et al.*, 1983; Pearce and Peate, 1995)相关图上(图 7b),Ⅰ组样品落在 MORB 趋势线上,Ⅱ组样品落入了火山弧玄武岩区域,它们的 Ta/Yb 比值均 <0.1,说明其源区受 MORB 影响,来自亏损地幔,应形成于洋内岛弧环境。Ta/Yb 比值比 Cocos Ridge 和 Chile Ridge 低,其源区更加亏损; (3)由于 Th 和 Nb 都是强不相容元素,Th/Nb 比值通常不受部分熔融和结晶分异作用的影响,所以 Th/Nb 比值有着和同位素相似的示踪能力 (Condie, 2003),用 $Th/Nb-(La/Yb)_N$ 相关图示踪(图 7c),Th/Nb 和 $(La/Yb)_N$ 呈正相关变化,反映出越亏损 LREE,其 Th/Nb 比值越接近 MORB (Th/Nb = 0.05) (Sun and McDonough, 1989),随着 LREE 亏损程度降低,Th/Nb 比值逐渐增大,地幔源区加入的来自消减板片流体和俯冲沉积物越来越多 (Johnson and Plank, 1999)。

另外,本文的同位素数据显示出高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ (7.2 ~ 9.8),并且一个最近的研究报导了克拉麦里斜长花岗岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 9.24(唐红峰等, 2007),都说明克拉麦里洋壳的地幔源区有 MORB 亏损地幔的参与。

除上述的地球化学特征外,前人对本区的大地构造解析(肖序常等, 1992; 李锦轶等, 1991; 李锦轶, 1995; Xiao *et al.*, 2004a, 2004b; Li *et al.*, 2003; 李锦轶, 2004; 李锦轶等, 2006; 肖文交等, 2006)指出在泥盆纪期间准噶尔洋存在着古岛弧俯冲体系,另外据已经报道的玻安岩、埃达克岩和富铌玄武岩(刘德权等, 1993; 许继峰等, 2001b; 张海祥等, 2003, 2004; 赵振华等, 2006)也反映了准噶尔洋在晚古生代早期的俯冲消减,前人的研究也建议晚古生代期间准噶尔洋向北俯冲(肖序常等, 1992; Xiao *et al.*, 2004a, 2004b; Li *et al.*, 2003; 李锦轶, 2004; 李锦轶等, 2006; 肖文交等, 2006),因此克拉麦里蛇绿岩形成时很可能会受到洋脊俯冲的影响。

总之,克拉麦里蛇绿岩兼具 IAB 和 MORB 的成分特征,高 $\varepsilon_{Nd}(t)$,低 Nb/Zr、Ta/Yb 比值,指示其地幔源区可能卷入

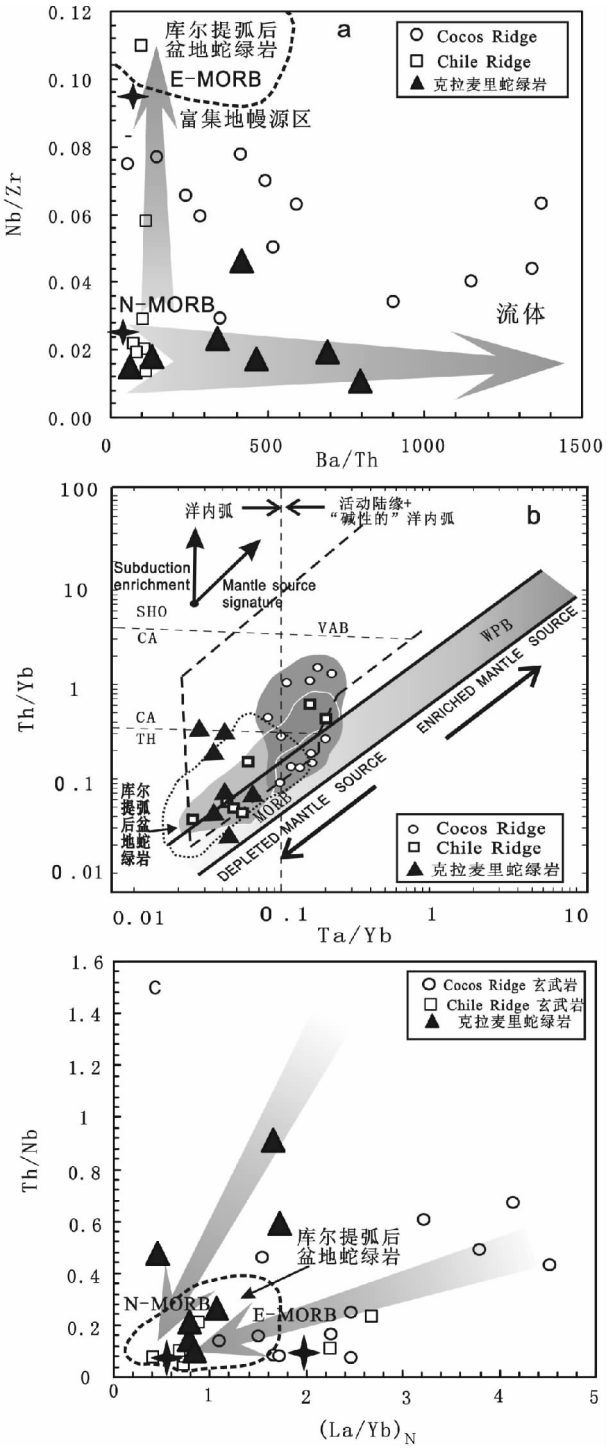


图 7 克拉麦里蛇绿岩 Nb/Zr-Ba/Th(a)、Th/Yb-Ta/Yb(b)(据 Pearce,1983)和(La/Yb)$_N$-Th/Nb(c)相关图解(N-MORB 和 E-MORB 据 Sun and McDonough(1989),图中的数据源于:Klein *et al.* (1995), Abratis *et al.* (1998), Xu *et al.* (2003)和本研究(表 1)

Fig. 7 Nb/Zr vs. Ba/Th (a) and Th/Yb vs. Ta/Yb (b) (After Pearce, 1983) and Chondrite-normalized La/Yb ratio vs. Th/Nb (c) diagrams for the Kalamaili ophiolite (Normal and enriched MORB values are after Sun and McDonough,1989)

了三种组分,即弧下地幔、来自消减板片流体和俯冲沉积物、MORB 地幔。另外,需要强调的是,该蛇绿岩伴生相当比例的岛弧安山岩,除此之外也有研究指出在克拉麦里蛇绿岩带内东部的塔克札勒发现其玄武质熔岩具有玻镁安山岩的部分成分特征(卜国民等,2005),这都符合岛弧或者弧前地区出现的火山岩岩石组合。因此,我们认为克拉麦里蛇绿岩不大可能形成于弧后盆地环境。综上所述,我们认为克拉麦里蛇绿岩形成于受洋脊俯冲影响的岛弧或弧前扩张环境,其中Ⅰ组岩石和 MORB 相似,是洋脊俯冲的产物;Ⅱ组岩石与岛弧玄武岩类似,来自正常的弧下交代地幔熔融,交代流体来自俯冲的板片和沉积物的脱水作用,与蛇绿岩伴生的相当比例岛弧火山岩(安山岩)等是正常岛弧火山作用的产物,它们的出现也说明了克拉麦里蛇绿岩可能不是形成在一个弧后盆地环境,而更可能是受洋脊俯冲影响的岛弧(或前弧)地区。

为此我们提出如下的构造成因模式(图 8):泥盆纪期间,准噶尔洋存在一个岛弧俯冲体系。在准噶尔洋的俯冲消减过程中,其扩张洋脊俯冲到岛弧系统之下,俯冲洋脊的持续扩张作用使洋脊两侧的洋壳板片之间形成一个间隙(Dickinson and Snyder, 1979),这个间隙称为"板片窗"(Thorkelson, 1996),板片窗的形成影响了地幔和上覆板片的岩浆作用,俯冲板片脱水使上覆地幔楔水化(Kelemen *et al.* 2003),俯冲洋脊之下的软流圈地幔则很少受到这一影响,仍然保持着相对较热和干燥的状态(Johnson and O'Neil, 1984),在地幔对流作用下,洋脊之下软流圈地幔上涌经过板片窗将热流传导给上覆地幔楔(Lytwyn *et al.*, 1997, 2000; Bradley *et al.*, 2003),上覆地幔楔温度升高而发生部分熔融,同时软流圈的上升流也可以导致减压熔融(Wilson, 1989; Abratis, 1998),软流圈地幔和上覆地幔楔发生岩浆混染或混合。在弧前扩张开始时,岩浆喷发主要是岛弧岩浆或玻安质岩浆(Stern *et al.*, 1991;张旗,1990;张旗和周国庆,

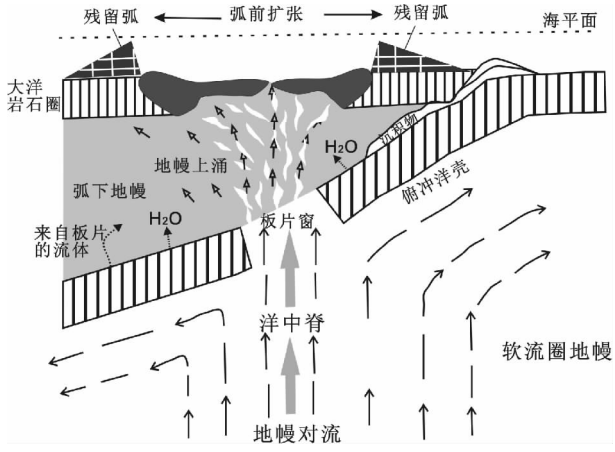


图 8 克拉麦里蛇绿岩岩浆作用构造模式图

Fig. 8 Schematic illustration of magmatism and tectonic model for formation of the Kalamaili ophiolite

2001)；接着俯冲洋脊下面的软流圈地幔在地幔对流作用下上涌，与弧下地幔发生岩浆混合，温度升高使弧前扩张中心岩浆快速聚集和上升，产生似 MORB 的过渡性岩浆。另一方面，当软流圈地幔向上流入狭窄的近海沟的板片窗中时，发生减压熔融，在紧邻海沟处也能产生近似洋中脊玄武岩的熔体(Thorkelson,1996)。

5 结论

(1)新疆东准噶尔克拉麦里蛇绿岩中出现两类基性火成岩，第Ⅰ类兼具有 MORB 和 IAB 的特征，岩石地球化学特征表现为 LREE 亏损、平坦，是洋脊俯冲的产物；第Ⅱ类 LREE 富集，不同程度的亏损 HFSE 而富集 LILE，类似于正常的岛弧玄武岩，来自正常的弧下交代地幔熔融。

(2)构造环境判别图指示该蛇绿岩兼具有岛弧玄武岩和 MORB 成分特征，成分上非常相似于受洋脊俯冲影响的 Chile Ridge 和 Cocos Ridge 玄武岩，这些镁铁质岩石还伴生有一定比例的岛弧火山岩，其可能不是弧后盆地的产物，而可能形成在受洋脊俯冲所影响的岛弧或弧前扩张环境。

(3)同位素特征表现为相对较高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 为 7.2～9.8，低 Nb/Zr、Ta/Yb 比值，说明在洋脊俯冲的影响下，其源区可能混入了三种组分：弧下地幔、来自消减板片流体和俯冲沉积物、MORB 地幔。

致谢 张旗研究员和《岩石学报》匿名审稿专家对本文的初稿提出了建设性的修改意见，一并表示感谢。

References

Abratis M and Worner G. 2001. Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. Geology, 29: 127 – 130

Abratis M. 1998. Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca [Ph. D. thesis]: Gottingen, Germany, Universitat Gottingen, 148p

Bradley DC, Kusky TM, Haeussler PJ *et al*. 2003. Geologic signature of early Tertiary ridge subduction in Alaska. Geological Society of America Special Paper, 371(1): 1 – 31

Bortolotti V, Marroni M, Pandolfi L, Principi G and Saccani E. 2002. Interaction between mid-ocean ridge and subduction magmatism in Albanian ophiolites. The Journal of Geology, 110: 561 – 576

Bourgois J, Martin H, Lagabrielle Y, Le Moigne J and Frutos Jara J. 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao Peninsula (Chile margin triple junction area). Geology, 24 (8): 723 – 726

Coleman RG. 1984. The diversity of ophiolites. Geol. Mijnbouw, 63: 141 – 150

Condie KC. 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. Geochemistry Geophysics Geosystems, 4(1), 1005, doi:10.1029/2002GC000333

Dickinson WR and Snyder WS. 1979. Geometry of subducted slabs related to San Andeas transform. Journal of Geology, 87:609 – 627

Encarnacion J, Mukasa SB and Evans CA. 1999. Subduction components and generation of arc-like melts in the Zambales ophiolite, Philippines: Pb, Sr and Nd isotopic constrains. Chemical Geology, 156: 343 – 357

Gribble RF, Stern RJ, Bloomer SH, Stuben D, O'Hearn T and Newman S. 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin. Geochim. Cosmochim. Acta, 60: 2153 – 2166

Gribble RF, Stern RJ, Newman S, Bloomer SH and O'Hearn T. 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: Implications for magmagenesis in back-arc- arc basins. Journal of Petrology, 39:125 – 154

Hawkesworth CJ, O'Nions RK and Arculus RJ. 1979. Nb and Sr isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles. Earth and Planetary Science Letters, 45:237 – 248

He GQ, Li MS, Jia JD and Zhou H. 2001. A discussion on age and tectonic significance of ophiolite in eastern Junggar, Xinjiang. Acta Scientiarum Naturalium, 37(6):852 – 858(in Chinese with English abstract)

Helo G, Hegner E, Kroner A, Badarch G, Tomurtogoo O, Windley BF and Dulski P. 2006. Geochemical signature of paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth. Chemical geology, 227:236 – 257

Ionov DA and Hofmann AW. 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth and Planetary Science Letters, 131(3): 341 – 356

Johnson CM and O'Neil JR. 1984. Triple junction magmatism: A geochemical study of Neogene volcanic rocks in western California. Earth and Planetary Science Letters, 71: 241 – 262

Johnson MC and Plank T. 1999. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. Geochemistry Geophysics Geosystems, 1. doi:10.1029/1999GC000014

Karsten JL, Klein EM and Sherman SB. 1996. Subduction zone geochemical characteristics in ocean ridge basalts from the southern Chile Ridge: Implications of modem ridge subduction systems for the Archean. Lithos, 37: 143 – 161

Kelemen PB, Hanghøj K and Greene AR. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise on Geochemistry, Elsevier, 3:593 – 659

Klein EM and Karsten JL. 1995. Ocean-ridge basahs with convergent margin geochemical affinities from the Chile Ridge. Nature, 374:52 – 57

Lagabrielle Y, Le Moigne J, Maury RC, Cotten J and Bourgois J. 1994. Volcanic record of the subduction of an active spreading ridge, Taitao Peninsula (southern Chile). Geology, 22(6): 515 – 518

Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27: 745 – 750

Liang XR, Wei GJ, Li XH and Liu Y. 2003. Precise determination of 143Nd/144Nd and Sm/Nd ratios using multiple-collector inductively coupled plasmamass spectrometer (MC-ICPMS): Geochimica, v. 32, p. 91 – 96 (in Chinese with English abstract)

Li JY, Xiao WJ, Wang KZ, Sun GH and Gao LG. 2003. Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of eastern Xinjiang, NW China. In: Mao JW, Goldfarb RJ, Seltman R, Wang DH, Xiao WJ and Hart C(eds). Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan: IAGOD Guidebook Series 10. CERCAM/NHM, London,31 – 74

Li JY. 2004. Late Proterozoic and Paleozoic tectonic framework and evolution of Eastern Xinjiang, NW China. Geological Review 50, 304 – 322 (in Chinese with English abstract)

Lytwyn J, Casey J, Gilbert S and Kusky T. 1997. Arc-like mid-ocean ridge basalt formed seaward of a trench-forearc system just prior to ridge subduction: An example from subaccreted ophiolites in southern Alaska. Journal of Geophysical Research, 102: 10225 –

10243
Lytwyn J, Lockhart S, Casey J and Kusky T. 2000. Geochemistry of near-trench intrusives associated with ridge subduction, Seldovia Quadrangle, southern Alaska. Journal of Geophysical Research,. 105: 27957 – 27978
Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56, 207 – 218
Pearce JA and Cann JR. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters 19, 290 – 300
Pearce JA. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Continental basalts and mantle xenoliths (ed. Hawkesworth and Norry), pp. 230 – 272. Shiva
Pearce JA, Lippard SJ and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar BP and Howells MF (eds). Marginal Basin Geology. Geological Society London, Blackwell, 77 – 94
Pearce JA and Peate DW. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23, 251 – 285
Robinson PT, Zhou MF, Hu XF, Reynolds P, Bai WJ and Yang JS. 1999. Geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of the Hegenshan ophiolite, Northern China. Journal of Asian Earth Sciences, 17:423 – 442
Shervais JW. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of roodern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59:101 – 118
Shervais JW. 2001. Birth, Death and Resurrection: The Life cycle of supra-subduction zone ophiolites. Geochemistry Geophysics Geosystems,, 2(1), doi:10.1029/2000GC000080
Shu LS and Wang YJ. 2003. Late Devonian-Early carboniferous radiolarian fossils from siliceous rocks of the Kelameili ophiolite, Xinjiang. Geological Review, 49(4): 408 – 412 (in Chinese with English abstract)
Sisson VB, Pavlis TL, Roeske SM and Thorkelson DJ. 2003. Introduction: An overview of ridge-trench interactions in modern and ancient settings. In: Sisson VB, Roeske SM and Pavlis TL(eds). Geology of a Transpressional Orogen developed during Ridge-Trench Interaction along the North Pacific Margin. Geological Society of America, Special Papers, 371: 1 – 18
Sisson VB and Pavlis TL. 1993 Geologic consequences of plate reorganization; an example from the Eocene Southern Alaska fore arc. Geology, 21(10): 913 – 916
Stern RJ, Morris J, Bloomer SH and Hawkins JW. 1991. The source of the subduction component in convergent margin magmas: Trace element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Mariana forearc. Geochim Cosmochim Acta, 55:1467 – 1481
Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds). Magmatism In Ocean Basins. Geological Society London Special Publication, 42:313 – 345
Thorkelson DJ. 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. Tectonophysics, 255:47 – 63
Turner S, Hawkesworth C, Van CP, Heath E, Macdonald R and Black S. 1996. U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. Earth and Planetary Science Letters, 142(1 – 2): 191 – 207
Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis. London: Unwin Hyman.
Wang ZH, Sun S, Li JL, Hou QL, Qin KZ and Xiao WJ. 2003. Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: Geochemical and geochronological constrains from the ophiolites. Tectonics, 22(2):1014, doi:10.1029/2002TC001396
Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their diferentiation products using immobile elements. Chemical Geology,20:325 – 343
Windley BF, Alexeiev D, Xiao WJ, Kroner A and Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. Journal of the Geological Society, London, 164:31 – 47
Wood DA. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tect0n0magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters. 50:11 – 30
Xiao W, Windley BF, Badarch G, Sun S, Li J, Qin K and Wang Z. 2004a. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: Implications for the growth of Central Asia. Journal of the Geological Society, London, 161:339 – 342
Xiao W, Zhang LC, Qin KZ, Sun S and Li JL. 2004b. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tienshan (China): Implications for the continental growth of Central Asia. American Journal of Science, 304: 370 – 395
Xiao WJ, Han CM, Yuan C, Chen HL, Sun M, Lin SF, Li ZL, Mao QG, Zhang JE, Sun S and Li JL. 2006. Unique Carboniferous-Permian tectonic-metallogenic framework of Northern Xinjiang (NW China): Constraints for the tectonics of the southern Paleoasian Domain. Acta Petrologica Sinica, (22)5:1062 – 1076 (in Chinese with English abstract)
Xu JF, Castillo PR, Chen FR, Niu HC, Yu XY and Zhen ZP. 2003. Geochemistry of late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, northwest China: Implications for back-arc mantle evolution. Chemical Geology, 193:137 – 154
Xu JF, Chen FR, Yu XY, Niu HC and Zheng ZP. 2001a. Kuerti ophiolite in Altay area of north Xinjiang: Magmatism of an ancient back arc basin. Acta Petrologica et Mineralogica, 20(3):344 – 352 (in Chinese with English abstract)
Xu JF, Mei HJ, Yu XY, Bai ZH, Niu HC, Chen FR, Zhen ZP and Wang Q. 2001b. Adakites related to subduetion in the northern margin of Junggar arc for the Late Paleozoic: Products of slab melting. Chinese Science Bulletin, 46: 684 – 988 (in Chinese)
Yumul GP. 1996. Varying mantle sources for the supra-subduction zone ophiolites: REE evidence from the Zambales Ophiolite Complex, Luzon, Philippines. Tectonophysics, 262:243 – 262
Zhao ZH, Wang Q, Xiong XL, Zhang HX, Niu HC, Xu JF, Bai ZH and Qiao YL. 2006. Two types of adakites in north Xinjiang, China. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1249 – 1265 (in Chinese with English abstract)
Zhang C and Huang X. 1992. The age and tectonic settings of ophiolite in west Junggar, Xingjiang. Geological Review, 38: 509 – 524 (in Chinese with English abstract)
Zhang HX, Niu HC, Yu XY *et al*. 2003. The geochemical characteristics of boninites and its tectonic significance in Shaerbu-lake, Fuyun County, north Xinjiang. Geochimica, 32: 155 – 160 (in Chinese with English abstract)
Zhang HX, Niu HC, Sato H, Shah Q, Yu XY, Ho J and Zhang Q. 2004. Late Palcozoic adakite and Nb-enriched basalt from northern Xinjiang: Evidence for the southward subduction of the Palm-Asian Ocean. Geological Journal of China University, 10:106 – 113 (in Chinese with English abstract)
Zhang Q. 1990. A preliminary study on the geochemistry and origin of boninites and boni-basalts. Geochimica, 3:207 – 215 (in Chinese with English abstract)
Zhang Q, Zhou GQ and Wang Y. 2003. The distribution of time and space of chinese ophiolites l and their tectonic settings. Acta Petrologica Sinica, 19(1):1 – 8 (in Chinese with English abstract)
Zhu YF and Ogasawara Y. 2002. Carbon recycled into the deep Earth: Evidenced by dolomite dissociation in subduction-zone rocks. Geology, 30:947 – 950.
Zhu YF, Zhang LF, Gu LB, Guo X and Zhou J. 2005. The zircon SHRIMP chronology and trace element geochemistry of the Carboniferous volcanic rocks in western Tianshan Mountains. Chinese Science Bulletin 50: 2201 – 2212
Zhu YF, Zeng YS and Gu LB. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite no. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay mountains, northwest China. Journal of Asian Earth Sciences, 27: 61 – 77
Zhu YF and Xu X. 2006. The discovery of early Ordovician ophiolite

mélange in Taerbahatai Mts, Xinjiang, NW China (in Chinese with English abstract). Acta Petroligica Sinica, 22(12): 2833 – 2842.

附中文参考文献

卜国民,李华启,李文铅等. 2005. 新疆塔克札勒蛇绿混杂岩中玄武质熔岩地球化学特征及其成因讨论. 大地构造与成矿学. 29(2):252 – 261

蔡文俊. 1986. 新疆准噶尔东北缘板块构造初步研究. 中国北方板块构造论文集,第一集,地质出版社

崔日武. 1988. 新疆克拉麦里蛇绿岩的岩石化学特征及其生成环境探讨. 新疆地质. 6(3):70 – 82

郭召杰,马瑞士,郭令智等. 1993. 新疆东部三条蛇绿混杂岩带的比较研究. 地质论评. 39(3):236 – 247

何国琦, 李茂松, 刘德权等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 香港: 香港文化教育出版社,

何国琦,李茂松. 2000. 中亚蛇绿岩带研究进展及区域构造连接. 新疆地质, 18(3): 193 – 202

何国琦,李茂松,贾进斗等. 2001. 论新疆东准噶尔蛇绿岩的时代及其意义. 北京大学学报. 37(6):852 – 858

李锦轶,肖序常,汤耀庆等. 1990. 新疆东准噶尔克拉麦里地区晚古生代板块构造的基本特征. 地质论平. 36(4):3.5 – 316

李锦轶. 1995. 新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史. 岩石学报. 11(suppl):73 – 84

李锦轶. 2004. 新疆东部古元古代晚期和古生代构造格局及其演变,地质论评. 50(3):304 – 322

李锦轶,何国琦,徐新,李华芹,孙桂华,杨天南,高立明,朱志新. 2006. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨. 地质学报,80(1): 148 – 168

刘德权,唐延龄,周汝洪. 1993. 新疆北准噶尔泥盆纪洋内弧及博宁岩. 新疆地质, 11(1):1 – 12

李嵩龄,冯新昌,董富荣等. 1999. 克拉麦里-塔克札勒大黑山蛇绿岩建造稀土元素特征. 新疆地质. 17(4):356 – 364

李嵩龄,董富荣,冯新昌等. 2001. 克拉麦里-塔克札勒-大黑山超镁铁岩岩石化学特征及其形成环境. 新疆地质, 19(2):155 – 156

梁细荣,韦刚建,李献华等. 2002. 利用 MC-ICPMS 精确测定$^{143}Nd/^{144}Nd$ 和 Sm/Nd 比值. 地球化学, 32(1): 91 – 96

马瑞士,舒良树,孙家齐. 1997. 东天山构造演化与成矿. 北京:地质出版社

舒良树,卢华复,印栋浩等. 2001. 新疆北部古生代大陆增生构造. 新疆地质,19(1):59 – 63

舒良树,王玉净. 2003. 新疆克拉麦里蛇绿岩带中硅质岩的放射虫化石. 地质论评, 49(4): 408 – 412

唐红峰,苏玉平,刘丛强等. 2007. 新疆北部克拉麦里斜长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 大地构造成成矿学, 31(1): 110 – 117

韦刚建,梁细荣, 李献华等. 2002. (LP) MC-ICPMS 方法精确测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成. 地球化学, 31(3): 35 – 42

吴国干,夏斌,李文铅等. 2005. 新疆塔克札勒蛇绿混杂岩中安山岩的地球化学环境特征及其构造环境. 大地构造成成矿学. 29(2):242 – 251

肖序常,汤耀庆, 李锦轶等. 1990. 试论新疆北部大地构造演化. 见: 305 面目"新疆地质科学"编委会编, 新疆地质科学(第一辑), 北京:地质出版社

肖序常,汤耀庆, 李锦轶等. 1991. 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化,见:肖序常和汤耀庆主编, 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化. 北京:北京科学技术出版社

肖序常,汤耀庆,李锦轶等. 1992. 新疆北部及其领区大地构造. 北京:地质出版社

肖文交,韩春明,袁超等. 2006. 新疆北部石炭纪-二叠纪独特的构造-成矿作用:对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约. 岩石学报, (22)5:1062 – 1076

新疆地矿局第一区域地质调查大队. 1987. 新疆同位素地质年龄数据汇编. 新疆地质. 5(4):16 – 106

许继峰,陈繁荣,于学元等. 2001a. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩:古弧后盆地系统的产物. 岩石矿物学杂志,20(3):344 – 352

许继峰,梅厚钧,于学元,白正华,牛贺才,陈繁荣,郑作平,王强. 2001b. 准噶尔北缘晚古生代岛弧中与俯冲作用有关的 adakite 火山岩: 消减板片部分熔融的产物. 科学通报, 46:684 – 688

徐新,何国琦,李华芹等. 2006. 克拉玛依蛇绿混杂岩带的基本特征和锆石 SHRIMP 年龄信息. 中国地质, 33(3): 470 – 475

赵振华, 王强, 熊小林等. 2006. 新疆北部的两类埃达克岩,岩石学报,22(5):1249 – 1265

张弛, 黄萱. 1992. 新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境探讨. 地质论评, 38: 509 – 524

张海祥,牛贺才,于学元等. 2003. 新疆北部富蕴县沙尔布拉克玻安岩的地球化学特征及构造意义. 地球化学, 32(2): 155 – 160

张海祥,牛贺才, Hiroaki Sato, 单强,于学元, Jun'ichi Ito, 张旗. 2004. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富铌玄武岩组合: 古亚洲板块南向俯冲的证据. 高校地质学报,10:106 – 113

张旗. 1990. 玻安岩和玻玄岩地球化学特征和成因的初步探讨. 地球化学, 3:207 – 215

张旗. 1992. 中国蛇绿岩研究中的几个问题. 地质科学. (增刊):139 – 146

张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京:科学出版

张旗,周国庆,王焰. 2003. 中国蛇绿岩的分布、时代及其形成环境. 岩石学报 19(1):1 – 8

朱永峰,徐新. 2006. 新疆塔尔巴哈台发现早奥陶世蛇绿混杂岩. 岩石学报,22(12): 2833 – 2842