

# 东准噶尔卡拉麦里 SSZ 型蛇绿岩地球化学 及其构造意义

杨梅珍<sup>1</sup>, 吴宏恩<sup>2</sup>, 杨高学<sup>3</sup>

(1. 中国地质大学 资源学院, 湖北 武汉 430074; 2. 新疆有色地质矿产勘查院, 新疆 乌鲁木齐 830000;  
3. 长安大学 地球科学与国土资源系, 陕西 西安 710054)

**摘要:** 卡拉麦里蛇绿岩带受控于卡拉麦里深大断裂, 主要由超镁铁质岩体、镁铁质岩脉和火山熔岩组成。超镁铁质岩体主要由地幔方辉橄榄岩组成, 并有纯橄岩和铬铁矿矿石产出。超镁铁质岩石具有低  $\text{SiO}_2$ 、高  $\text{MgO}$ 、LREE 富集的“V”字形和 LREE 略富集型稀土元素分布模式, 具有 SSZ (supra subduction zone) 型的地幔橄榄岩特征。玄武岩、堆晶辉长岩以及辉长闪长岩岩脉具有低  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  含量, 且  $\text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O}$ , 具相对高的  $\text{MgO}$  和极低的  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量, 具低  $\text{Ti/V}$  比值 (10 ~ 20)、低的稀土元素丰度和 LREE 弱亏损型稀土元素配分模式, 显示与洋内板块俯冲作用有关的 SSZ 型蛇绿岩地球化学特征。碱性玄武岩则具有洋岛玄武岩特征, 具有高  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$  (2.50% ~ 3.43%, 平均 3.16%)、 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (7.36% ~ 9.40%)、 $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.509% ~ 1.579%, 平均 0.80%) 和  $\text{Ti/V}$  (> 50), 相对低  $\text{MgO}$  (1.84% ~ 2.81%, 平均 2.60%) 的特征, 富集不相容元素并具高的稀土元素总量和轻稀土元素明显富集的稀土元素配分模式, 显示洋岛玄武岩特征, 代表了洋盆早期洋内热点作用。卡拉麦里蛇绿岩带反映了哈萨克斯坦-准噶尔联合陆块与西伯利亚板块的古洋盆经历了洋内热点作用和大洋板块洋内俯冲消减的演化过程。

**关键词:** SSZ 型蛇绿岩; 地球化学; 构造意义; 卡拉麦里; 东准噶尔

中图分类号: P588.12\*5; P595

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2009)03-0251-13

## Geochemical characteristics and tectonic significance of Kalamaili SSZ ophiolite from Eastern Junggar

YANG Mei-zhen<sup>1</sup>, WU Hong-en<sup>2</sup> and YANG Gao-xue<sup>3</sup>

(1. Faculty of Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 2. Institute of Exploration for Nonferrous Mineral Resources, Urumqi 830000, China; 3. College of Earth Science and Land Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China)

**Abstract:** The Kalamaili ophiolite belt controlled by regional deep-fracture zone consists of ultramafic rock bodies, mafic dikes and volcanics. The ultramafic rocks are composed of mantle harzburgites with dunite pods and chromitite ores and characterized by low  $\text{SiO}_2$ , high  $\text{MgO}$ , LREE-enriched V-shaped and LREE-slightly enriched patterns. They represent a typical mantle section of the supra-subduction zone (SSZ) setting. The low-Ti basalts and their crystallized accumulative dikes comprising gabbro and gabbro-diorite display a low-Ti affinity of the island arc tholeiite (IAT) ophiolitic series from the SSZ setting, having, as most distinctive chemical features, low  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O}$ , very low  $\text{P}_2\text{O}_5$ , low  $\text{Ti/V}$  ratios (10 ~ 20), low abundances of rare earth elements and LREE-depleted patterns. The low-Ti mafic rocks are related to the intra-ocean plate subduction. The high-Ti basalts display the affinity of alkaline basalt series from the ocean island setting, characterized by high  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  (2.50% ~ 3.43%, averagely 3.16%),  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (7.36% ~ 9.40%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.509% ~ 1.579%, 0.80%)

收稿日期: 2008-05-22; 修订日期: 2009-02-23

基金项目: 新疆青河、奇台县红柳沟—苏吉泉一带 1:5 万区域地质矿产调查资助项目 (QD200508)

作者简介: 杨梅珍 (1965-), 女, 博士, 副教授, 主要从事地质与找矿教学和研究工作, E-mail: ymzkitty@163.com。

on average) and  $Ti/V$  ( $>50$ ), low  $MgO$  (1.84% ~ 2.81%, 2.60% on average), enrichment of incompatible elements and high abundance of REE with LREE-enriched REE patterns. They probably are remnants of ocean island, representing the ocean hotspot at the early development stage of the ocean, and might have constituted the hotspot that resulted in the initial extension environment in this region. It can be concluded that the Kalamaili ophiolite belt represents the Devonian oceanic lithosphere relics of the ocean basin that separated the Kazakhstan-Junggar united continental block from Siberian plate, suggesting that the ocean basin experienced the process from the early intra-ocean hotspot to the late intra-ocean plate subduction.

**Key words:** SSZ type ophiolite; geochemistry; tectonic significance; Kalamaili; Eastern Junggar

蛇绿岩是揭示造山带地质历史的关键性证据 (Robinson and Zhou, 2008), 广泛应用于全球板块构造系统的研究中。在新疆北部, 多个构造块体之间的拼合作用形成了分布于准噶尔盆地的东北缘和西北缘造山带中的多条蛇绿岩带, 卡拉麦里蛇绿岩带就是发育于准噶尔东北缘造山带中的两条蛇绿岩带其中之一 (何国琦等, 2001), 其大地构造上属西伯利亚板块与哈萨克斯坦-准噶尔板块间的缝合带, 是东准噶尔古生代褶皱带的重要组成部分 (肖序常等, 1990)。卡拉麦里蛇绿岩带是不同构造块体拼合作用的结果, 记录了构造岩浆作用的过程, 可以提供地幔作用、岩石圈增生、破坏以及板块碰撞和构造环境的信息, 因此, 卡拉麦里蛇绿岩带的研究对于解决准噶尔地区乃至新疆北部地质构造和演化历史等重大基础地质问题具有重要意义。同时该岩带中已经发现众多的与超镁铁质岩建造有关的铬铁矿矿床, 而铬铁矿矿床形成作用的讨论必然涉及到对赋存铬铁矿的超基性岩形成环境的认识, 因此, 卡拉麦里蛇绿岩带长期以来得到广大地质工作者的重视, 对其性质及形成时代做了大量的研究工作, 先后获得了很多重要的认识。目前对其性质的认识存在如古洋盆遗迹 (任纪舜等, 1980; 李锦轶, 1995)、“小洋盆扩张脊” (新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993)、幔源物质沿深断裂侵位 (彭希龄, 1994)、有限洋盆扩张 (肖序常等, 1990) 等多种观点。对其形成时代的认识也存在着早中泥盆世 388 ~ 392 Ma (K-Ar 法) (肖序常等, 1990) 或早石炭世早期 (新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993) 或泥盆纪早期形成、早石炭世初关闭 (李锦轶, 1995) 等多种争论。近年来完善的 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩理论体系界定了二者的地幔橄榄岩、堆晶岩组合及上部熔岩在岩石学、矿物学和地球化学方面的不同特征 (Pearce *et al.*, 1984; 史仁灯, 2005; 周国庆, 2008)。形成 SSZ 型蛇绿岩的洋-陆俯冲和洋内俯冲两种机制, 较为合理地解释了蛇绿岩的

多样性及其与大洋岩石圈的差异 (史仁灯, 2005)。本研究在前人研究的基础上, 结合青河幅 1:5 万的区域地质矿产调查工作, 通过系统的剖面测制、样品采集和测试分析, 以现代完善的蛇绿岩理论为基础, 对组成卡拉麦里蛇绿岩带的超镁铁岩、镁铁质岩墙和火山熔岩的岩石地球化学进行了比较系统的研究, 以深入探讨卡拉麦里蛇绿岩带的形成环境和侵位机制。

## 1 地质概况

卡拉麦里蛇绿岩带受控于卡拉麦里区域性深大断裂, 沿近北西西向的卡拉麦里断裂出露, 以构造岩片的形式夹持在泥盆纪和石炭纪地层中, 分布范围长 400 km, 宽 10 ~ 15 km, 南以卡拉麦里断裂与准噶尔将军山古生代褶皱带相邻, 北以清水-苏吉泉断裂与海西中期后碰撞 A 型花岗岩带相邻, 并被花岗岩侵入和破坏 (图 1)。卡拉麦里蛇绿岩带主要由含铬铁矿的超镁铁质岩、辉长岩和辉长闪长岩岩脉以及变质玄武岩组成, 其中辉长岩和辉长闪长岩主要呈岩脉穿插于橄榄岩岩体中, 玄武岩组成了上部基性熔岩单元。岩石普遍遭受了强烈的构造剪切变形作用, 发育透入性构造面理, 其走向为北西西向, 产状近于直立, 显示中构造层次的变形特征。由于受后期构造运动的影响, 原来的岩石层序已经完全破坏, 成为堆叠在一起的构造杂岩体。赋存地层主要为下石炭统姜巴斯套组 ( $C_2j$ ) 粗-细砂岩、含砾凝灰岩、凝灰岩和含放射虫的硅质岩等一套火山碎屑沉积岩和中泥盆统蕴都克拉组 ( $D_2y$ ) 夹球状玄武岩和放射虫硅质岩的火山碎屑岩及碎屑沉积岩。

## 2 样品的采集和分析测试

野外对红柳沟剖面 (XI、VIII) 进行了实测并取样进行了岩石学、岩石地球化学研究。样品主要集

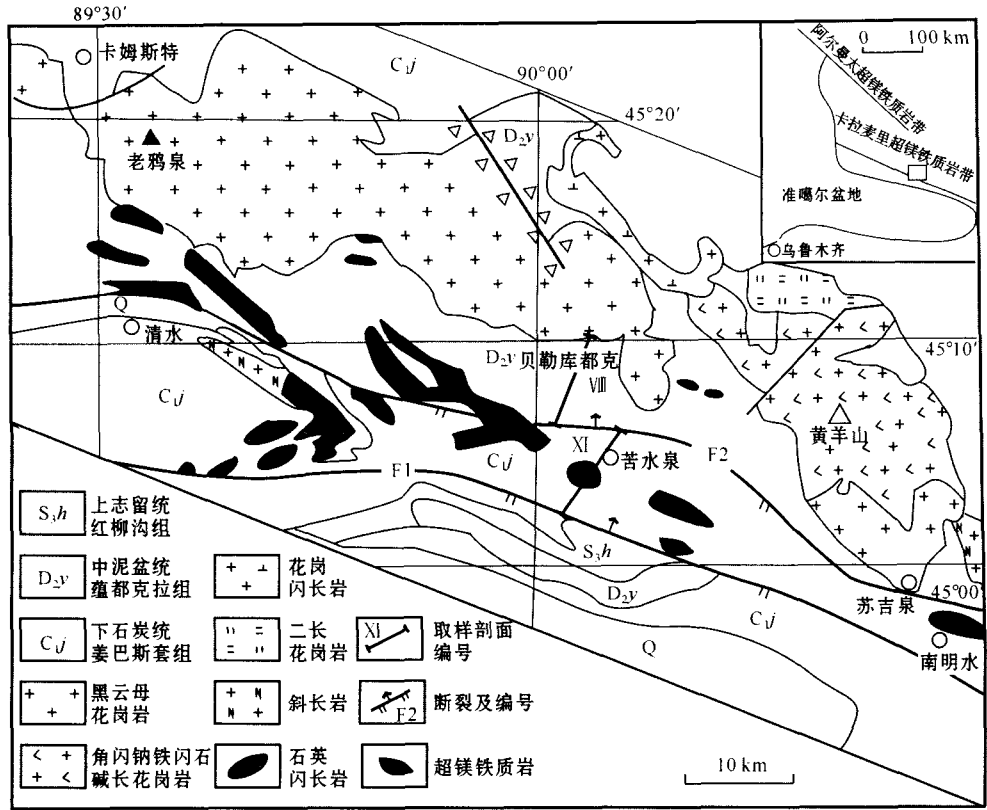


图1 卡拉麦里蛇绿岩带区域地质示意图及剖面位置[据唐红峰等(2007)修编]

Fig. 1 Sketch geological map of Kalamaili ophiolite and location of the geological section(modified after Tang Hongfeng *et al.* , 2007)

中在 XI 号剖面,为蛇纹石化方辉橄榄岩、辉长岩和辉长闪长岩以及玄武岩,分布在下石炭统的姜巴斯套组浅变质火山沉积岩系中。蛇纹石化方辉橄榄岩位于剖面下部,辉长岩、闪长岩穿切在其中。玄武岩在整个剖面均有出露,并有火山角砾凝灰岩和硅质岩出现。另有 2 个玄武岩样品(VII-15-1、VIII-18-1)来自 VIII 号剖面(图 1)。样品的主量元素、稀土元素和微量元素分析由国土资源部中南矿产资源监督检验中心完成,主量元素采用 X 射线荧光熔片法分析,微量元素采用荧光仪和等离子体原子发射光谱分析,稀土元素采用电感耦合等离子-原子发射光谱分析。分析结果列于表 1 中。

3 岩石学及地球化学

卡拉麦里蛇绿岩组合中主要 3 类岩石为含铬铁矿的超镁铁质岩、辉长岩和辉长闪长岩以及变玄武岩。本文讨论的主量和微量元素是一些在低温蚀变和绿片岩相变质作用中不发生迁移的元素,包括不相容微量元素 P、Zr、Y、Nb、Ta、Hf、Th、中稀土和重稀

土元素以及一些过渡金属元素如 Ni、Co、Cr、V、Sc、Ti (Beccaluva *et al.* , 1979; Pearce and Norry, 1979; Shervais, 1982)。这些元素的丰度可以反映地幔源区的地球化学,反过来,它们又随构造背景的不同而变化(Pearce, 1983),因而可以用来探讨地幔源区成分变化、熔融作用、低压分异作用,以厘定克拉麦里蛇绿岩带形成的构造背景(Pearce, 1983)。

3.1 超镁铁质岩

超镁铁质岩主要为地幔橄榄岩,其岩石类型主要为方辉橄榄岩,纯橄岩分布相对局限,多出现在分异程度高的岩体中,其中多有铬尖晶石富集现象。铬铁矿矿床和矿点多集中在纯橄岩中。这些岩石均已蚀变为蛇纹岩或蛇纹石化橄榄岩。其中发育辉长岩、辉长闪长岩基性岩脉。超镁铁质岩岩体与围岩地层(凝灰岩)呈断层接触关系。

蛇纹石化方辉橄榄岩占超镁铁质岩体的 95% 以上,构成超镁铁质岩体主体,岩石主要由蛇纹石组成,次为星散状、团块状铬尖晶石、磁铁矿,含少量的碳酸盐矿物。变余网状结构和半晶质结构,片状或块状构造。蛇纹石呈斜方辉石假像,粒径约 1~4 mm,

表 1 卡拉麦里蛇绿岩主量( $w_B/\%$ )和微量元素( $w_B/10^{-6}$ )化学分析结果  
Table 1 Major element( $w_B/\%$ ) and trace element( $w_B/10^{-6}$ ) analyses of Kalamaili ophiolite

样号	D7003-4	D7002-1	D7002-4	D7001-1	D7003-1	XI-67-1	D7008-1	D7008-2	D7005-4	D7005-1	D7008-4
岩石	方辉橄榄岩					辉长岩	辉长闪长岩	辉长岩			
SiO <sub>2</sub>	38.66	38.73	39.40	40.26	38.79	50.03	51.32	50.78	51.96	52.40	49.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.68	1.84	1.66	1.27	1.75	12.53	14.49	14.67	14.54	14.30	14.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.13	6.28	5.69	3.65	5.41	5.41	3.31	3.00	2.45	2.52	3.76
FeO	5.76	2.82	3.56	2.82	3.11	5.18	9.08	9.58	11.14	10.77	9.58
CaO	1.77	0.080	0.066	0.046	0.162	12.32	6.07	4.32	6.50	6.48	5.54
MgO	33.06	36.92	36.59	38.35	37.26	8.51	5.13	5.29	4.08	4.52	5.15
K <sub>2</sub> O	0.014	0.017	0.007	0.033	0.007	0.223	0.054	0.055	0.451	0.694	0.024
Na <sub>2</sub> O	0.151	0.065	0.037	0.081	0.068	2.15	3.24	3.43	4.89	4.64	1.62
TiO <sub>2</sub>	0.102	0.012	0.015	0.013	0.014	0.687	0.840	0.862	0.905	0.870	1.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.051	0.005	0.005	0.007	0.005	0.056	0.116	0.111	0.110	0.104	0.102
MnO	0.10	0.097	0.083	0.093	0.084	0.181	0.196	0.196	0.216	0.214	0.206
灼失	8.34	12.16	11.76	12.46	12.14	2.07	2.00	2.16	1.43	1.22	2.35
总量	97.82	99.03	98.87	99.08	98.80	99.35	95.85	94.45	98.67	98.73	93.24
Mg <sup>#</sup>	0.87	0.92	0.91	0.94	0.92	0.67	0.49	0.50	0.41	0.44	0.48
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.09	0.26	0.19	0.41	0.10	0.10	0.02	0.02	0.09	0.15	0.01
La	0.54	0.12	0.10	0.23	0.14	2.12	3.08	3.06	3.90	3.64	2.80
Ce	1.18	0.20	0.16	0.40	0.22	5.31	7.65	7.37	9.90	9.29	6.84
Pr	0.18	0.02	0.02	0.034	0.02	0.94	1.35	1.34	1.79	1.67	1.22
Nd	0.91	0.073	0.067	0.15	0.062	4.88	6.88	6.78	9.14	8.55	6.34
Sm	0.26	0.015	0.01	0.04	0.01	1.69	2.24	2.12	2.90	2.73	2.02
Eu	0.093	0.005	0.005	0.024	0.005	0.73	0.80	0.76	1.05	0.90	0.94
Gd	0.28	0.03	0.02	0.054	0.015	2.30	2.10	2.70	3.50	3.15	2.50
Tb	0.066	0.007	0.011	0.010	0.009	0.42	0.48	0.47	0.61	0.59	0.43
Dy	0.44	0.052	0.076	0.072	0.07	2.81	3.17	3.07	4.06	3.90	2.86
Ho	0.092	0.013	0.02	0.016	0.018	0.59	0.68	0.67	0.89	0.85	0.62
Er	0.28	0.036	0.057	0.045	0.055	1.65	1.94	1.87	2.48	2.40	1.77
Tm	0.043	0.005	0.009	0.006	0.009	0.29	0.35	0.34	0.46	0.44	0.31
Yb	0.34	0.03	0.057	0.038	0.06	1.85	2.30	2.28	2.96	2.83	2.08
Lu	0.048	0.006	0.009	0.008	0.011	0.26	0.34	0.34	0.44	0.42	0.31
Y	2.58	0.56	0.73	0.64	0.70	15.1	17.6	17.1	22.2	21.6	15.90
ΣREE	7.33	1.17	1.35	1.77	1.40	40.94	50.96	50.27	66.28	62.96	46.94
δEu	1.05	0.71	1.06	1.58	1.25	1.13	1.11	0.97	1.01	0.94	1.28
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.14	2.87	1.26	4.34	1.67	0.82	0.96	0.96	0.94	0.92	0.96
Rb	0.09	0.09	0.09	0.21	0.09	4.51	0.94	1.25	6.06	10.4	0.32
Cs	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.13	0.25	0.22	0.28	0.36	0.12
Ba	8.11	3.92	6.58	6.37	4.78	57.2	59.1	76.2	138	160	26.2
Th	0.15	0.09	0.09	0.11	0.09	0.27	0.43	0.40	0.46	0.46	0.37
U	0.17	0.04	0.1	0.08	0.12	0.51	0.36	0.54	0.36	0.48	0.28
Nb	0.90	1.07	0.90	1.66	1.14	2.04	1.36	1.9	3.98	0.90	0.90
Ta	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Sr	12.1	18.7	9.79	9.3	9.54	234	591	590	740	636	704
Zr	25.1	16.5	15.3	11.4	18.4	36.2	61.5	39.3	180	36.9	55.0
Hf	1.66	2.20	1.01	1.92	1.50	3.56	2.90	2.85	4.85	2.31	2.04
Ti	610	70	90	80	80	4 120	5 040	5 170	5 420	5 210	6 050
Sc	12.6	11.4	10.6	10.1	12.8	50.9	46.4	47.3	41.6	45.1	47.5
Ni	1 450	2 160	2 030	2 120	2 230	163	23.7	23.1	13.9	16.1	19.2
Cr	2 860	2 640	2 510	2 740	2 960	351.0	56.5	73.1	0.9	8.32	43.5
Co	138	150	129	122	146	58.2	48.8	50.2	49.8	51.6	54.5
V	66.6	47.2	47	39.8	54.2	274	487	531	392	428	541

续表 1  
Continued Table 1

样号	D7012-3	D7012-2	XI-69-2	XI-34-2	D7012-4	XI-69-1	XI-50-2	VIII-15-1	VIII-18-1	XI-44-1
岩石	玄武岩				玄武安山岩		玄武岩			
SiO <sub>2</sub>	47.99	48.05	49.03	48.70	49.97	54.23	50.00	47.73	47.84	49.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.95	14.62	17.13	14.00	15.84	14.16	13.04	13.40	13.32	13.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.99	8.31	6.36	4.53	9.33	5.44	4.47	4.55	3.12	3.21
FeO	5.38	5.58	3.23	7.30	4.18	6.95	5.92	8.79	8.94	7.62
CaO	5.91	5.60	5.94	8.57	5.77	5.51	11.43	9.65	10.91	9.66
MgO	2.81	2.69	2.49	7.24	1.84	4.32	7.53	5.82	6.60	8.61
K <sub>2</sub> O	2.56	3.44	6.92	0.278	1.18	0.783	0.377	0.537	0.561	0.194
Na <sub>2</sub> O	4.80	4.59	2.31	3.95	6.20	5.78	2.70	3.02	3.09	2.76
TiO <sub>2</sub>	3.33	3.35	2.44	1.65	3.24	0.832	0.730	1.28	1.26	0.819
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.496	0.498	1.54	0.153	0.631	0.120	0.064	0.104	0.102	0.068
MnO	0.143	0.147	0.109	0.185	0.097	0.159	0.173	0.203	0.318	0.173
灼失	1.93	2.38	2.02	2.58	1.14	0.917	2.84	4.16	2.98	2.68
总量	99.29	99.26	99.52	99.14	99.42	99.20	99.27	99.24	99.04	99.08
Mg <sup>#</sup>	0.34	0.34	0.41	0.60	0.27	0.47	0.64	0.51	0.56	0.65
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.53	0.75	3.00	0.07	0.19	0.14	0.14	0.18	0.18	0.07
La	28.60	27.50	85.80	5.18	25.40	3.00	2.34	4.03	4.42	2.45
Ce	59.80	61.00	182.00	13.20	54.00	8.03	5.50	9.83	10.80	6.39
Pr	8.95	9.06	24.60	2.42	8.59	1.53	1.02	1.74	1.81	1.12
Nd	38.30	38.60	96.60	12.80	37.60	8.07	5.32	8.42	8.80	5.79
Sm	9.16	9.40	18.20	4.36	9.21	2.67	1.80	2.66	2.79	2.00
Eu	2.96	2.87	5.42	1.55	2.86	0.86	0.68	0.97	1.18	0.76
Gd	8.24	8.31	15.00	5.60	8.25	3.20	2.5	2.31	2.44	2.70
Tb	1.48	1.48	1.96	1.01	1.50	0.60	0.44	0.63	0.66	0.49
Dy	8.40	8.22	8.61	6.79	8.60	3.98	3.01	3.93	4.13	3.31
Ho	1.57	1.53	1.39	1.43	1.62	0.86	0.64	0.81	0.86	0.71
Er	3.97	3.76	3.4	3.87	4.06	2.41	1.8	2.24	2.34	1.98
Tm	0.62	0.57	0.44	0.68	0.63	0.41	0.31	0.40	0.42	0.35
Yb	3.63	3.36	2.46	4.34	3.69	2.64	2.02	2.57	2.66	2.19
Lu	0.44	0.40	0.3	0.60	0.45	0.36	0.28	0.37	0.39	0.31
Y	39.4	37.5	33.5	36.1	44.0	21.7	16.6	21.4	23.2	17.8
ΣREE	215.52	213.56	479.68	99.93	210.46	60.32	44.26	62.31	66.90	48.35
δEu	1.02	0.97	0.97	0.96	0.98	0.90	0.98	1.17	1.35	1.00
(La/Yb) <sub>N</sub>	5.65	5.87	25.02	0.86	4.94	0.81	0.83	1.12	1.19	0.80
Rb	25.9	38.0	145.0	4.51	13.8	9.61	6.14	15.2	14.4	3.57
Cs	0.30	0.38	1.25	0.60	0.40	0.63	0.28			0.26
Ba	451	735	902	87	287	126	65	53.6	550	40.8
Th	2.38	2.23	8.09	0.35	2.13	0.35	0.24	0.29	0.88	0.26
U	0.63	0.77	2.12	0.30	0.84	0.41	0.18			0.17
Nb	24.4	21.9	60.9	4.2	16.6	1.74	2.57	4.67	3.41	3.29
Ta	3.31	3.52	3.52	0.4	3.05	0.40	0.40	<0.5	<0.5	<0.5
Sr	367	168	262	488	513	99.6	108	125	222	138
Zr	206.0	203.0	269.0	81.3	106.0	56.8	39.8	67.4	57.0	62.9
Hf	5.25	6.34	10.20	3.53	4.77	2.42	2.00	3.91	3.41	3.57
Ti	20 000	20 100	14 600	9 890	19 400	4 990	4 380	7 670	7 550	4 910
Sc	31.6	31.4	5.96	51.7	35.1	42.3	49.0	49.0	52.7	51.7
Ni	61.8	61.8	11.4	64.8	73.3	29.9	116.0	74.8	150	106
Cr	38.0	36.9	18.3	115.0	127.0	25.3	294	121	118	216
Co	58.0	46.6	30.9	57.5	37.0	48.8	50.4	60.5	158	57.6
V	262	295	86.5	355	242	368	298	375	413	307

$Mg^{\#} = x(Mg) / [x(Mg) + x(Fe^{2+})], w(FeO) = 0.816 \times [w(\text{原 FeO}) + 0.735 w(Fe_2O_3)]。$

保存清晰的辉石解理,辉石主要为古铜辉石和顽火辉石。铬尖晶石含量约1%,局部聚集成直径不等的透镜状、圆饼状、囊状、不规则状集合体,其周围被一层5~20 cm的蛇纹石化纯橄岩包围。

纯橄岩分布局限,仅分布在超镁铁质岩体外侧的边缘带。岩石呈灰黄绿色、暗紫色,块状及纹线理构造,细网环状结构,由蛇纹石、磁铁矿化尖晶石组成。蛇纹石由橄榄石蚀变形成,含量约93%;铬尖晶石呈他形粒状,粒径在0.2~0.3 mm,已磁铁矿化,含量约5%。铬尖晶石在纯橄岩中富集呈矿毛、矿条,有时也构成浸染型的矿点。

由于岩石均已遭受蛇纹石化,为了便于对比,均利用去除挥发分后的标准化值进行讨论。结果显示,其 $\text{SiO}_2$ 含量为43.21%~46.48%, $\text{MgO}$ 含量为一般为36.95%~44.27%,平均42.34%。与Sun和McDonough(1989)给出的原始地幔岩相比,本区地幔橄橄榄岩以富集 $\text{MgO}$ 、 $\text{Cr}$ ( $2.510 \times 10^{-6} \sim 2.960 \times 10^{-6}$ )、 $\text{Co}$ ( $122 \times 10^{-6} \sim 150 \times 10^{-6}$ )、 $\text{Ni}$ ( $1.450 \times 10^{-6} \sim 2.230 \times 10^{-6}$ )等相容元素,亏损 $\text{Ti}$ ( $70 \times 10^{-6} \sim 610 \times 10^{-6}$ ,多为 $70 \times 10^{-6} \sim 90 \times 10^{-6}$ )、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ (1.47%~3.00%)、 $\text{CaO}$ (0.053%~1.98%)、 $\text{Sc}$ ( $10.1 \times 10^{-6} \sim 12.6 \times 10^{-6}$ )、 $\text{V}$ ( $39.8 \times 10^{-6} \sim 66.6 \times 10^{-6}$ )等不相容元素为特征。岩石的 $\text{Mg}^\#$ 为0.87~0.94,变化较大,可能是熔融程度的差异造成的,或由于熔体与残留相地幔橄橄榄岩再反应而造成。但 $\text{Mg}^\#$ 主要集中在0.91~0.94之间,据此推测本区地幔橄橄榄岩为原始地幔较高程度部分熔融的残留物。在 $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 图解(图2)中,橄橄榄岩位于地球排列熔融趋势线上,其 $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ 比值高于原始地幔

(PM),也显示其具有难熔地幔岩的典型特征(Paulick *et al.*, 2006)。

地幔橄橄榄岩的球粒陨石标准化稀土元素的配分模式见图3。图3清楚显示,本区地幔橄橄榄岩稀土元素总量变化较大,可分为高于和低于球粒陨石两组,其中以明显低于球粒陨石的为主。低者其 $\Sigma \text{REE}$ 多变化于 $1.17 \times 10^{-6} \sim 1.77 \times 10^{-6}$ 之间,是球粒陨石的25%~40%,其中HREE是球粒陨石的25%~34%,LREE是球粒陨石的22%~54%, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 为3.3~9.0, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为1.26~4.34( $>1$ ), $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 为0.21~0.83( $<1$ ),属王希斌等(1996)总结的中国蛇绿岩中变质橄橄榄岩的“V”型模式。这种稀土元素配分型式与纯橄岩和斜方辉橄岩REE型式相似,中稀土元素亏损明显,稀土元素总量较低,这可能是由于富稀土元素的主要矿物相(铬铁矿、单斜辉石)已经基本进入熔体,导致稀土元素的强烈亏损(李昌年,1992),因此,它可能是地幔较高程度部分熔融的地幔难熔残余。高者其 $\Sigma \text{REE}$ 达 $7.33 \times 10^{-6}$ ,是球粒陨石的1.6倍, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为1.14,其中HREE是球粒陨石的1.42倍,LREE是球粒陨石的1.95倍, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 为1.34, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为1.14( $>1$ ), $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 为0.68( $<1$ ),基本为LREE轻微富集型。这两种REE分布型式是王希斌等(1996)总结的中国造山带蛇绿岩中地幔橄橄榄岩的3种主要稀土元素分布型式中的常见的两种,但并不具世界蛇绿岩型橄橄榄岩和阿尔卑斯型橄橄榄岩的REE特征(它们常以LREE亏损为特征)。LREE富集可能是由于地幔交代作用,说明它们可能源自渗透交代的难熔地幔(Frey, 1984;王希斌等,1996)。

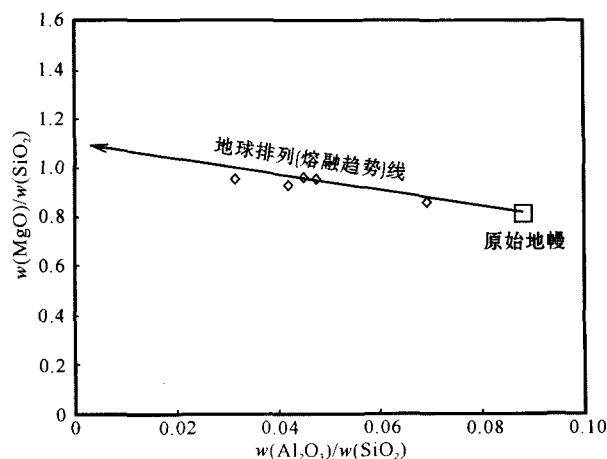


图2 地幔橄橄榄岩的 $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 图解

Fig. 2  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  diagram of peridotites

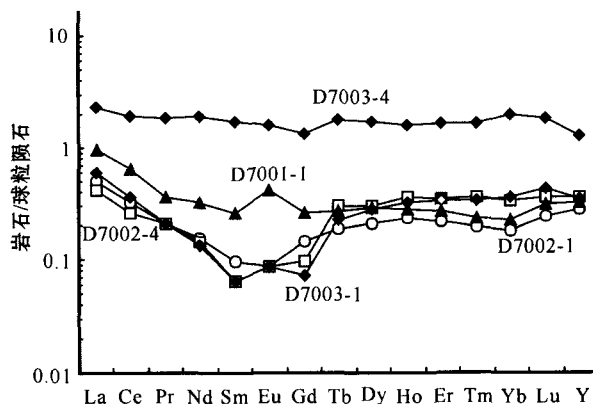


图3 卡拉麦里超镁铁质岩球粒陨石标准化REE曲线

(球粒陨石数据据 Henderson, 1984)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of Kalamaili ultramafic rocks (chondrite data from Henderson, 1984)

3.2 镁铁质岩脉

辉长岩、辉长闪长岩多呈岩脉侵入于橄榄岩岩体中。岩石表面风化色为灰绿色(局部风化色为猪肝色),新鲜面为深绿色。岩石主要由基性斜长石、角闪石和普通辉石组成。半自形细粒结构,块状构造。辉石、斜长石局部绿泥石化、绿帘石化,显示岩石发生了中构造层次变形和绿片岩相变质作用。样品的 Nb/Y 比值(0.042 ~ 0.135)均明显小于 0.67,属亚碱性系列(Winchester, 1977)。在硅碱图(图 4)上,样品点主要集中在亚碱性系列,其成分相当于玄武质安山岩。在 AFM 图解(图 5)上,属拉斑系列。

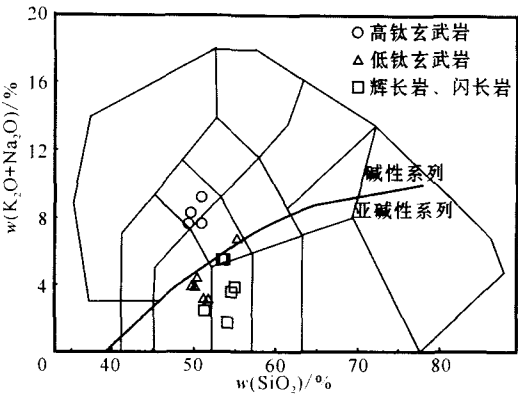


图 4 卡拉麦里镁铁质岩石硅碱图  
(据 Le Maitre 等,1989)

Fig. 4 Total alkali - SiO<sub>2</sub> diagram of mafic rocks from Kalamaili

岩石分类据 Le Maitre 等(1989);岩石系列界线据 Irvine 等(1971)  
rock classification after Le Maitre *et al.* (1989), rock series boundary after Irvine *et al.* (1971)

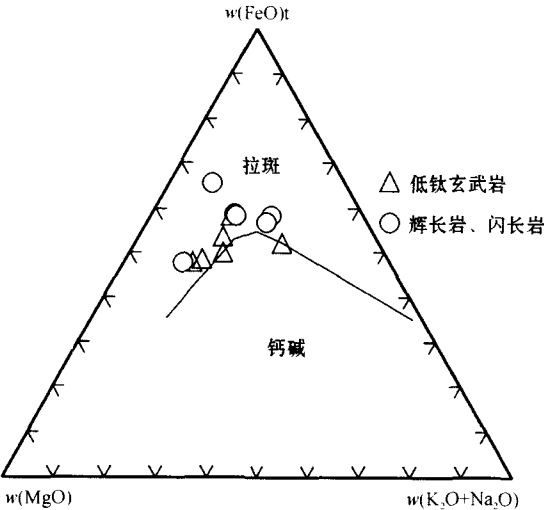


图 5 卡拉麦里镁铁质岩的 AFM 图解

Fig. 5 AFM diagram of mafic rocks from Kalamaili

岩石(除去挥发分后)的 SiO<sub>2</sub> 含量在 51.43% ~ 55.02% 之间,平均 53.60%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12.88% ~ 15.89%,平均含量约 14.50%) 和 TiO<sub>2</sub> (0.71% ~ 1.04%,平均为 0.90%); K<sub>2</sub>O 含量平均为 0.258%, Na<sub>2</sub>O 含量平均为 3.47%,显示低钾富钠特征。P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.058% ~ 0.124%,平均为 0.104%),总体显示低铝、低钛、低钾和低 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 特点, Mg<sup>#</sup> 值变化于 0.41 ~ 0.50,反映岩浆经历了一定程度的分离结晶作用。

岩石的稀土元素总量在 40.94 × 10<sup>-6</sup> ~ 66.30 × 10<sup>-6</sup> 之间,平均 53 × 10<sup>-6</sup>; (La/Yb)<sub>N</sub> 为 0.82 ~ 0.96,具轻稀土元素弱亏损特征(图 6a)。δEu 集中在 0.94 ~ 1.28 范围内,一般大于 1,主要表现为程度不同的 Eu 正异常,说明存在斜长石的堆晶作用。

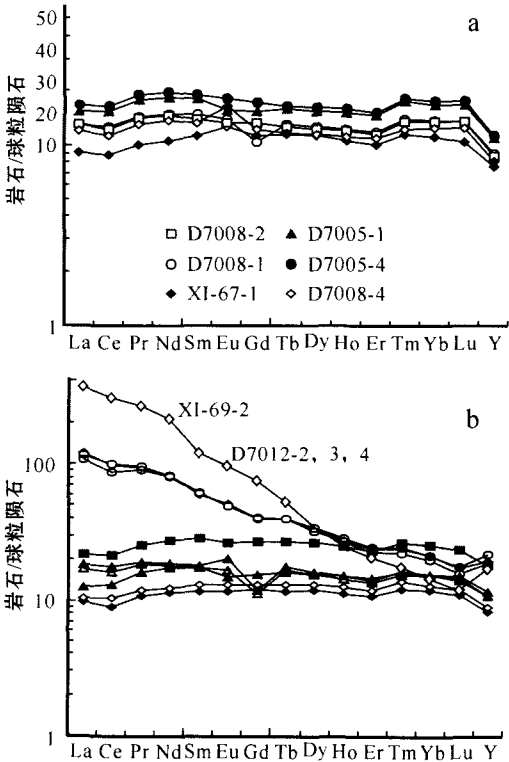


图 6 镁铁质岩脉(a)和玄武岩(b)球粒陨石  
标准化 REE 曲线

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of mafic dikes(a) and basalts(b)

微量元素 MORB 标准化图解显示,多数元素的丰度比 MORB 低,强不相容元素微弱富集, Sr、Ba、Sc 的正异常和 K、Rb、Nb、Zr、Cr 负异常明显(图 7a),显示岛弧拉斑玄武岩特征(Pearce, 1982)。明显的 Ba、Sr 富集,说明存在斜长石的堆晶作用。这与其正 δEu 特征一致。高场强元素的亏损说明受来自俯冲

板片脱水析出流体的影响,可能为弧后盆地岩浆作用的产物。 $Ti/V$  在 10~15 之间,也与岛弧拉斑玄武岩的特征值一致 (Shervais, 1982)。除此,辉长岩、辉长闪长岩微量元素特征以低的  $Zr/Y$  (2.4~3.46, 个别为 8.1) 为特征。

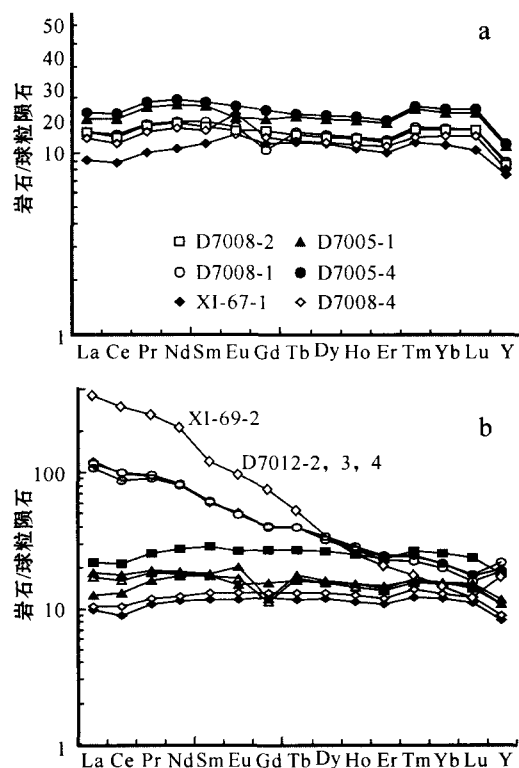


图7 卡拉麦里镁铁质岩脉(a)和玄武岩(b,c)微量元素 MORB 标准化图解 (MORB 值据 Pearce, 1973)

Fig. 7 MORB-normalized trace element diagrams of mafic dikes (a) and basalts (b and c) from Kalamaili (MORB data from Pearce, 1973)

发育在卡拉麦里超镁铁质岩体中的镁铁质岩脉与典型蛇绿岩中堆晶岩之上的席状岩脉不同。一般认为此类镁铁质分凝体为地幔岩的同源熔出物 (鲍佩声等, 1999), 它们是以岩脉的形式被抽出而固结的产物 (Nicolas, 1986)。尽管基性辉长岩、辉长闪长岩显示一定程度的结晶分异和堆晶作用, 但其主量和微量元素特征与本区低钛拉斑玄武岩相近, 它很可能是镁铁质熔岩的结晶相堆积物, 表明它与低钛拉斑玄武岩的来源及形成环境相似。

### 3.3 玄武岩

岩石表面风化色为浅灰绿色, 新鲜面为灰绿色。岩石主要由辉石、斜长石、绿泥石、绿帘石等组成。鳞片变晶结构, 块状构造, 局部可见片理构造。玄武

岩中见夹有薄层状猪肝色的凝灰岩, 二者常呈韵律层出现, 出露累积厚度约为 1 000 m。

在硅碱图 (图 4) 上, 玄武岩分属亚碱性系列和碱性系列, 前者主要为玄武岩, 具低钛特征, 后者为碱玄岩, 具高钛特征。

在 AFM 图解 (图 5) 上, 亚碱质玄武岩属拉斑系列。在主量元素特征上, 它具有相对低  $Al_2O_3$  (13.04%~14.16%)、低  $TiO_2$  (平均 1.12%)、低  $K_2O + Na_2O$  (主要集中在 2.95%~4.22%, 个别为 6.56%) 和低  $K_2O$  (0.20%~0.79%, 平均 0.46%)、相对高  $MgO$  (4.32%~8.61%, 平均 6.7%) 和  $CaO$  (集中与 8.7%~11.36%)、极低的  $P_2O_5$  (0.064%~0.157%, 平均为 0.105%) 等特征。在主量元素  $TiO_2 - 10 P_2O_5 - 10 MnO$  图解 (8a) 上, 其位于 IAT 区域, 属岛弧拉斑玄武岩。另外, 低钛玄武岩具有相对较高的  $Mg^\#$  (0.47~0.65, 多在 0.50 以上), 但低于原始岩浆的  $Mg^\#$ , 反映岩浆经历了一定程度结晶分异作用。

低钛玄武岩的  $\Sigma REE$  为  $44.26 \times 10^{-6} \sim 99.93 \times 10^{-6}$ , 多在  $70 \times 10^{-6}$  以下, 是球粒陨石的 10~20 倍。 $(La/Yb)_N$  在 0.80~1.19, 多在 0.85 以下, 稀土元素分配模式为 LREE 弱亏损型或平坦型 (图 6b), 显示具有较高的熔融程度 (路凤香, 1989)。 $\delta Eu = 0.90 \sim 1.35$ , 多在 0.96 以上, 显示弱的负 Eu 异常或正 Eu 异常, 说明母岩浆在演化过程中结晶分离作用较弱, 斜长石的结晶分离程度较低, 总体特征与拉斑玄武岩特征相近 (Cullers and Graf, 1984)。稀土元素特征表明, 玄武岩岩浆接近于初始地幔岩浆。

低钛玄武岩微量元素 MORB 标准化图解 (图 7b) 显示强不相容元素富集型, Ba、Sr 正异常明显, K、Cr、Zr 和  $TiO_2$  亏损, 并具弱的 Nb 亏损, 与岛弧拉斑玄武岩特征相似。在  $Ti/100 - Zr - 3Y$  图解 (图 8b) 上, 低钛拉斑质玄武岩和辉长岩、辉长闪长岩集中于岛弧拉斑玄武岩区域; 在  $2Nb - Zr/4 - Y$  图解 (图 8c) 上, 拉斑质玄武岩集中在 N-MORB 和火山弧区域; 在  $Ti/100 - Zr - Sr/2$  图解 (图 8d) 上, 拉斑质玄武岩和镁铁质侵入岩岩脉则集中在岛弧玄武岩和洋底玄武岩区域, 仍显示大洋岛弧基性岩浆特征。另外, 它们均具有相似的低的  $Zr/Y$  比值 (2.25~3.5) 和明显较高的  $Zr/Nb$  (14.4~32.6) 比值。

与本区拉斑质低钛玄武岩以及镁铁质岩岩脉相比, 高钛碱性玄武岩在主量元素特征上, 显示高  $SiO_2$  (含量介于 49.28%~51.24%, 平均 49.98%)、 $Al_2O_3$



(14.62% ~ 17.57%, 平均 16%)、 $\text{FeO}^{\text{T}}$  (9.8% ~ 14.7%)、 $\text{TiO}_2$  (2.50% ~ 3.43%, 平均 3.16%)、 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (7.36% ~ 9.40%) 和  $\text{K}_2\text{O}$  (1.2% ~ 7.1%) 和明显较高的  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.509% ~ 1.579%, 平均 0.80%) 以及相对低的  $\text{MgO}$  (1.84% ~ 2.81%, 平均 2.60%) 和  $\text{Mg}^{\#}$  (0.27 ~ 0.41, 多在 0.40 以下)、 $\text{CaO}$  (5.74% ~ 6.09%) 等特征。其  $\text{SiO}_2$  明显高于 N-MORB (48.77%), 更高于洋岛碱性玄武岩 (47.4%);  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  明显低于

N-MORB (11.16%, 9.67%), 也低于洋岛碱性玄武岩 (8.7%, 4.8%) (Condie, 1979), 但较接近。其高  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、高  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}$  的特征与大洋碱性玄武岩相似 (Condie, 1975),  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  含量与洋岛碱性玄武岩 (3.29%, 0.64%) 相近, 与 N-MORB (1.15%, 0.09%) (Schilling *et al.*, 1983) 明显不同。在主量元素  $\text{TiO}_2 - 10 \text{ P}_2\text{O}_5 - 10 \text{ MnO}$  图解 (图 8a) 上, 集中在洋岛碱性玄武岩区域 (OIA)。

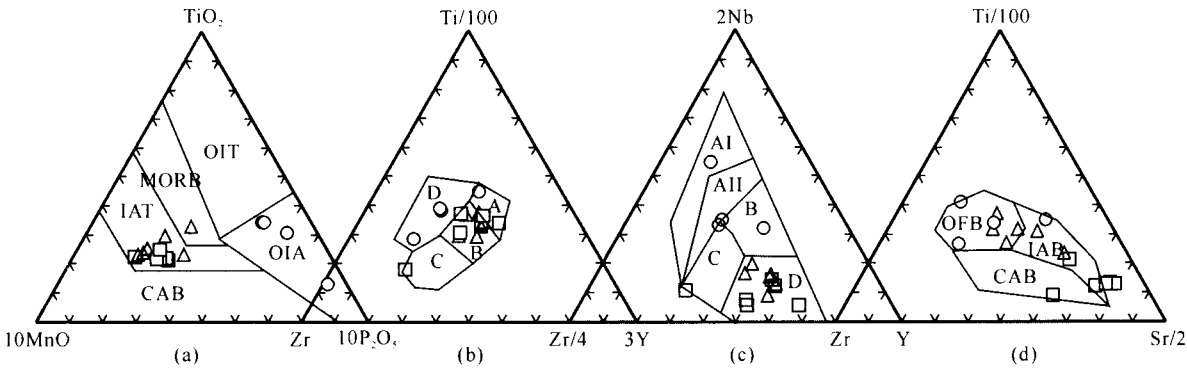


图8 克拉麦里玄武岩和镁铁质岩墙微量元素判别图解(图例同图4)

Fig. 8 Discrimination diagrams of trace elements in basalts and mafic dikes from Kalamaili

a (Mullen, 1983): MORB—洋中脊玄武岩; IAT—岛弧拉斑玄武岩; CAB—钙碱性玄武岩; OIT—洋岛或海山拉斑玄武岩; OIA—洋岛或海山碱性玄武岩; b (Pearce 等, 1973): A—岛弧拉斑玄武岩; B—岛弧拉斑、钙碱性玄武岩和 MORB; C—岛弧钙碱性玄武岩; D—板内玄武岩; c (Meschede, 1986): AI—板内碱性玄武岩; AII—板内碱性和板内拉斑玄武岩; B—E-MORB; C—板内拉斑和火山弧玄武岩; D—N-MORB 和火山弧玄武岩; d (Pearce 等, 1973): OFB—洋底玄武岩; IAB—岛弧玄武岩; CAB—钙碱性玄武岩

a (Mullen, 1983): MORB—mid-ocean ridge basalt; IAT— island arc tholeiite; CAB—calc-alkaline basalt; OIT—ocean island tholeiite; OIA—ocean island alkaline basalt; b (Pearce *et al.*, 1973): A— island arc tholeiite; B— island arc tholeiite, cal-alkaline basalts and MORB; C—cal-alkaline basalt; D—within plate basalt; C (Meschede, 1986): AI—within plate alkaline basalt; AII—within plate alkaline basalt and tholeiite; B—E-MORB; C—within plate basalt and volcanic arc basalt; D—N-MORB and volcanic arc basalt; d (Pearce *et al.*, 1973): OFB—ocean floor basalt; IAB— island arc basalt; CAB—cal-alkaline basalt

高钛碱性玄武岩具高的  $\Sigma \text{REE}$ ,  $\Sigma \text{REE}$  介于  $210.46 \times 10^{-6} \sim 476.68 \times 10^{-6}$  之间, 主要集中在  $210 \times 10^{-6}$  左右。La 为球粒陨石的 107 ~ 362 倍, Lu 为球粒陨石的 11.8 ~ 17.7 倍,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 4.94 \sim 5.87$ , 个别达 25.02, 球粒陨石标准化稀土元素配分模式 (图 6b) 呈现 LREE 明显富集的右倾型式, 与 OIB 碱性玄武岩特征 (邱家骧, 1991) REE 配分型式基本一致。  $\delta \text{Eu} = 0.97 \sim 1.02$ , 基本无 Eu 异常或具弱的负 Eu 异常。这种高  $\Sigma \text{REE}$  和明显右倾的富集稀土配分模式与板内碱性玄武岩的特征一致, 与 N-MORB 和 E-MORB 的稀土配分型式明显不同。这也说明它是地幔岩石经过低度部分熔融作用的结果 (路凤香, 1989)。

高钛碱性玄武岩特征微量元素的丰度 Nb ( $16.6 \times 10^{-6} \sim 60.9 \times 10^{-6}$ )、Zr ( $106 \times 10^{-6} \sim 269 \times 10^{-6}$ )、Ba ( $287 \times 10^{-6} \sim 902 \times 10^{-6}$ ) 均明显高于洋脊玄武岩 (Wilson, 1989), 且以高的 Zr/Y (5.2 ~ 8.0, 个别为 2.4) 为特征可与 OIB 对比。微量元素 MORB 标准化图解 (图 7c) 显示, 多数元素丰度高于 N-MORB, 具有强不相容元素 Rb、Ba、K、Th 富集 [ $(\text{Rb}/\text{Yb})_{\text{N}}$  一般在 2.6 ~ 7.8, 个别达到 40.8] 和 Nb 富集或弱的亏损的配分型式, 亏损 Sc、Cr、Yb、Y、Sr, 与 OIB 碱性玄武岩特征基本一致 (李昌年, 1992), 与 N-MORB 的亏损大离子亲石元素的特征明显不同。在  $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - 3\text{Y}$  和  $2\text{Nb} - \text{Zr}/4 - \text{Y}$  图解 (图 8b、8c) 上, 高钛碱性玄武岩集中在板内碱性玄武岩区域, 在

Ti/100 - Zr - Sr/2 图解(图 8d)上,集中在洋底玄武岩区域。因此,高钛碱性玄武岩具有洋岛碱性玄武岩特征。

卡拉麦里玄武岩和镁铁质岩墙的过渡金属元素与球粒陨石(Mason, 1971)对比,均显示高的 Ti 正异常及 Cr、Co、Ni 负异常,这是地幔源派生岩的特征, Cr、Ni 保留在地幔矿物相橄榄石、辉石和铬尖晶石中。正常洋中脊玄武岩的  $\text{TiO}_2$  含量范围在 0.70% ~ 2.30%, 岛弧型玄武岩的  $\text{TiO}_2$  含量在 0.5% ~ 0.83%, 板内碱性玄武岩的  $\text{TiO}_2$  含量约 2.9% (Condie, 1975)。卡拉麦里拉斑质低钛玄武岩和镁铁质岩墙的  $\text{TiO}_2$  与洋中脊玄武岩和岛弧拉斑玄武岩接近,且其 Ti/V 多变化于在 14 ~ 20 之间,个别达到 27,具有岛弧拉斑玄武岩特征 (Shervais, 1982)。高钛碱性玄武岩的  $\text{TiO}_2$  则与板内碱性玄武岩的特征相似,且其 Ti/V 均 > 50,明显具有板内玄武岩的特点 (Shervais, 1982)。

总之,卡拉麦里玄武岩可清楚地分为岛弧拉斑玄武岩和洋岛玄武岩两大类型,前者是弧后盆地扩张时期地幔高度熔融产物,后者可能为大洋板内富集的 OIB 型地幔源低度部分熔融作用产物,与含放射虫深海硅质岩的伴生,也显示其大洋环境,所以它可能是残余洋岛。

## 4 构造环境及地质意义

野外地质和地球化学研究表明,卡拉麦里蛇绿岩带由方辉橄榄岩、纯橄岩以及铬铁矿矿体组成的超镁铁质岩单元以及由辉长岩闪长岩岩脉、枕状玄武岩组成的镁铁质单元构成。尽管镁铁质侵入岩并不具备典型的蛇绿岩中堆晶岩的特征,但并不影响对其蛇绿岩性质的认定 (Robinson and Zhou, 2008)。它们代表了古洋壳的残迹。

近年来完善的 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩理论体系认为, MOR 型蛇绿岩形成于洋中脊 (MOR), SSZ 型蛇绿岩形成于俯冲带上,二者的地幔橄榄岩、堆晶岩组合及上部熔岩在岩石学、矿物学和地球化学方面均有不同的特征 (Pearce *et al.*, 1984; 史仁灯, 2005)。其中 SSZ 蛇绿岩中的地幔橄榄岩以方辉橄榄岩为主,并含相当数量的纯橄岩,二辉橄榄岩较少,具有 LREE 富集型的 V 型稀土元素分布型式。俯冲带熔体渗滤通过地幔楔时可以改造地幔橄榄岩,形成纯橄岩和铬铁矿,世界上大型的铬铁矿矿床

多产于这类蛇绿岩中。SSZ 型蛇绿岩带上部的火山岩一般为岛弧拉斑玄武岩 (IAT) 和玻安岩 (boninite) 系火山岩 (Pearce *et al.*, 1984)。

卡拉麦里蛇绿岩带中的超镁铁质岩石具有 SSZ 型蛇绿岩中地幔橄榄岩的相似岩石组合特征及地球化学特点。它主要由地幔方辉橄榄岩组成,并有纯橄岩和铬铁矿矿石产出,蛇纹石化橄榄岩具有低  $\text{SiO}_2$ 、高  $\text{MgO}$ 、低稀土含量以及 LREE 富集的“V”字形和 LREE 略富集型稀土分布模式,显示俯冲带 (SSZ) 背景地幔橄榄岩特征。

蛇绿岩的发展一般要经历一个比较长的时期,由于不同构造环境的叠加或不均匀源区等多种原因可以发育不同的熔岩。本区以低钛拉斑质玄武岩和辉长岩、辉长闪长岩为代表的弧后盆地单元岩浆作用显示 SSZ 背景的岛弧拉斑质火山熔岩的低钛亲和性,代表了形成于俯冲带上的岛弧拉斑型洋壳部分,符合周国庆 (2008) 总结的 IAT (岛弧拉斑玄武岩型) SSZ 型蛇绿岩特征。其形成与洋内俯冲作用有关,板片的回撤引起强烈的地幔挤出作用和上部板块的伸展,亏损的弧下地幔的部分熔融作用产生 IAT 型岩浆,同时, IAT 型地幔橄榄岩侵位 (Flower and Dilek, 2003)。

本区以高钛碱性玄武岩为代表大洋板内碱性岩浆作用,与 Agardagh Tes-Chem (Pfander *et al.*, 2002) 蛇绿岩中的似洋岛富集单元相似,显示似洋岛富集单元特征 (李昌年, 1992)。其与含放射虫硅质岩伴生,说明高钛碱性玄武岩不是陆内裂谷碱性玄武岩,而是大洋板内洋岛碱性玄武岩岩浆活动的产物。洋岛玄武岩形成于原始的软流圈地幔的上升减压、大量富集地幔物质 (地幔柱源熔浆) 上涌的洋岛环境。卡拉麦里蛇绿岩带中轻稀土元素强烈富集的碱性玄武岩可能代表了早古生代卡拉麦里洋中的洋岛,在构造侵位过程中呈正地形而更易保存下来,与地幔橄榄岩和岛弧拉斑玄武岩共同保存在卡拉麦里缝合带中。它的存在进一步证明西伯利亚南缘东准噶尔在早古生代可能出现过洋内热点活动 (李锦轶, 1995)。

综合卡拉麦里 SSZ 型蛇绿岩带的性质及其年代学研究认为,卡拉麦里断裂带具有板块缝合带的性质。卡拉麦里蛇绿岩形成于早一中泥盆世 (辉长岩全岩 K-Ar 年龄为 388 ~ 392 Ma) (肖序常等, 1990), 代表了泥盆纪分隔哈萨克斯坦-准噶尔联合陆块与西伯利亚板块的古洋盆岩石圈残片 (李锦轶, 1995)。

古洋盆经历了较早期的洋内热点作用(洋岛碱性玄武岩)到洋板块汇聚和俯冲消减的板块构造演化过程。板块汇聚边缘发生洋内俯冲作用,古大洋消失后在缝合带上保存了从洋盆岩石圈肢解下来的洋壳(包括大洋底 OIBA 型玄武岩),与弧前沉积物一起构成增生楔。

## 5 结论

(1) 受控于卡拉麦里断裂的蛇绿岩带主要由超镁铁质岩体、镁铁质侵入岩岩脉和火山熔岩组成。超镁铁质岩石主要由地幔方辉橄榄岩组成,并有纯橄岩和铬铁矿矿石产出。蛇纹石化橄榄岩具有低  $\text{SiO}_2$ 、高  $\text{MgO}$ 、“V”字形和 LREE 略富集型稀土分布模式,显示上叠俯冲带(SSZ)背景地幔橄榄岩特征。

(2) 低钛岛弧拉斑玄武岩与洋内俯冲作用有关,它的存在证明卡拉麦里蛇绿岩带为上俯冲带 IAT 型蛇绿岩。低钛拉斑质辉长岩、辉长闪长岩岩脉为地幔岩的同源熔出物,具有与本区的低钛岛弧拉斑玄武岩相似的地球化学特征,说明它是岛弧拉斑玄武岩结晶堆积相。高钛碱性玄武岩则具有洋岛碱性玄武岩特征,可能为残余洋岛,它的存在说明古洋盆经历过洋内热点作用。

(3) 卡拉麦里蛇绿岩带代表了泥盆纪分隔哈萨克斯坦-准噶尔联合陆块与西伯利亚板块的古洋盆岩石圈残片,古洋盆经历了较早期的洋内热点作用到洋板块消减俯冲的板块演化过程。

## References

- Bao Peisheng, Wang Xibin, Peng Genyong, *et al.* 1999. Chromite Deposite in China[M]. Beijing: Science Publishing House, 54~97 (in Chinese).
- Beccaluva L, Ohnenstetter D and Ohnenstetter M. 1979. Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites-application to some ophiolites[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 16: 1 874~1 882.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region. 1993. Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region[M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Coleman R G. 1977. Ophiolites—Ancient Oceanic Lithosphere[M]. Verlag, Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 31~34.
- Condie K C. 1975. Plate Tectonics and Crustal Evolution[M]. New York: Pergamon Press Inc.
- Cullers R L and Graf J L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks[A]. Henderson P. Rare Earth Elements Geochemistry[C]. Amsterdam: Elsevier Science, 137~274.
- Dong Huchen and Kang Chunhua. 1986. Formation mechanism of chromite in Kela Meili ultrabasic rock belt from Xinjiang[J]. Northwestern Geology, (1): 6~11(in Chinese).
- First Team of Regional Geological Investigation, Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region. 1987. Compilation of isotope geochronological data from Xinjiang[J]. Xinjiang Geology, 5 (4): 16~106(in Chinese).
- Tang Hongfeng, Su Yuping, Liu Congqiang, *et al.* 2007. Zircon U-Pb age of the plagiogranite in Kala Maili belt, northern Xinjiang and its tectonic implications[J]. Geotectonica et Metallogenia, 31(1): 110~117(in Chinese with English abstract).
- Flower M F J and Dilek Y. 2003. Arc-trench rollback and forearc accretion 1: A collision-induced mantle flow model for Tethyan ophiolites [A]. Dilek Y and Robinson P T. Ophiolites in Earth History[C]. The Geological Society of London, 21~41.
- Frey F A. 1984. Rare earth element abundances in upper mantle rocks [A]. Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry[C], 2: 153~203.
- Hart S R and Zindler A. 1986. In search of a bulk Earth composition[J]. Chemical Geology, 57: 247~267.
- Hawkins J W. 1980. Petrology of back-arc basins and island arcs[A]. Parayous A. Ophiolites, Proceedings International Symposium[C]. Cyprus, 244~254.
- He Guoqi, Li Maosong, Jia Jin, *et al.* 2001. A discussion on age and tectonic significance of ophiolite in eastern Junggar, Xinjiang[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 37 (6): 852~858(in Chinese).
- Henderson P. 1984. Rare Earth Element Geochemistry[M]. New York: Elsevier Sci. Publ.
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks[J]. Can. J. Earth Sci., 8(50): 523~548.
- Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H, *et al.* 1979. The abundance of major, minor and trace elements in the Earth and mantle as derived from primitive ultramafic nodules [J]. Geochim Cosmochim Acta (Suppl.), 10: 2 031~2 050.
- Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, *et al.* 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms[M]. Oxford: Blackwell, 1~193.
- Li Changnian. 1992. Minor Element Petrology of Igneous Rocks[M]. Wuhan: Press of China University of Geoscience, 113(in Chinese).
- Li Jinyi. 1995. Main characteristics and emplacement processes of the east Jungar ophiolites, Xinjiang, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 11(suppl.): 73~84(in Chinese).
- Lu Fengxiang. 1989. Mantle Petrology[M]. Wuhan: Press of China University of Geoscience, 123 (in Chinese).
- Mason B. 1971. Hand Book of Elemental Abundances of Meteorites [M]. New York: Gordon and Beach, 55.

- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 120: 223 ~ 253.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram[J]. *Chem. Geol.*, 56: 207 ~ 218.
- Mullen E D. 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environment and its implications for petrogenesis[J]. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 62(1): 53 ~ 62.
- Nicolas A. 1986. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotite[J]. *Journal of Petrology*, 27: 999 ~ 1022.
- Paulick H, Bach W, Godard M, *et al.* 2006. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20' N, ODP Leg 209): Implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments[J]. *Chemical Geology*, 234: 179 ~ 210.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[A]. Thorps R S. *Andesites*[C]. Chichester: Wiley, 525 ~ 548.
- Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin[A]. Hawkesworth C J and Norry M J. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*[C]. Shiva, Nantwich, 230 ~ 249.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analysis[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290 ~ 300.
- Pearce J A, Lippard S J and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of super-subduction zone ophiolites[A]. Kokelaar B P and Howells M F. *Marginal Basin Geology*[C]. London: Geological Society, Special Publication, 16: 77 ~ 94.
- Pearce J A and Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33 ~ 47.
- Peng Xiling. 1994. Evidence on the presence of early Paleozoic continental crust[J]. *Xinjiang Petroleum Geology*, 15(4): 289 ~ 287 (in Chinese).
- Pfander J A, Jochum K P, Kozakov I, *et al.* 2002. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 154 ~ 174.
- Qiu Jiaxiang. 1991. *Magmatic Application Petrology*[M]. Wuhan: Press of China University of Geoscience, 235 (in Chinese).
- Ren Jishun, Jiang Chunfa and Zhang Zhengkun. 1980. *Geotectonic Evolution in China*[M]. Beijing: Science Publishing House (in Chinese).
- Robinson P T and Zhou Meifu. 2008. The origin and tectonic setting of ophiolites in China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5~6): 301 ~ 307.
- Schilling J G, Zajac M, Evans R, *et al.* 1983. Petrologic and geochemical variation along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N[J]. *Am. J. Sci.*, 283(6): 510 ~ 586.
- Shervais J W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 101 ~ 118.
- Shi Rendeng. 2005. Comment on the progress in and problems on ophiolite study[J]. *Geology Review*, 51(6): 681 ~ 693 (in Chinese with English abstract).
- Shi Rendeng, Yang Jingsui, Xu Zhiqin, *et al.* 2008. The Bangong Lake ophiolite (NW Tibet) and its bearing on the tectonic evolution of the Bangong-Nujiang suture zone[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5~6): 438 ~ 457.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in magmatism in the ocean basins[A]. Saunders A and Norry M J. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*[C], 42: 313 ~ 345.
- Wang Xibin, Bao Peisheng and Rong He. 1996. Rare earth elements geochemistry of the mantle peridotite in the ophiolite suites of China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, (suppl.): 24 ~ 41 (in Chinese).
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*[M]. London: Academic Division of Unwin Hyman Ltd.
- Xiao Xuchang, Tang Yaoqing, Feng Yimin, *et al.* 1990. *Geotectonic of Northern Xinjiang and Adjacent Region*[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Zhou Guoqing. 2008. Ophiolite: Some key aspects regarding its definition and classification[J]. *Journal of Nanjing University (Nature Sciences)*, 44(1): 1 ~ 24 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 鲍佩声,王希斌,彭根永,等. 1999. 中国铬铁矿床[M]. 北京: 科学出版社, 54 ~ 97.
- 董虎臣,康春华. 1986. 新疆克拉麦里超基性岩带铬铁矿的形成机理[J]. *西北地质*, 6 ~ 11.
- 何国琦,李茂松,贾进,等. 2001. 论新疆东准噶尔蛇绿岩的时代及其意义[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 37(6): 852 ~ 858.
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 113.
- 李锦铁. 1995. 新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史[J]. *岩石学报*, 11(增刊): 73 ~ 84.
- 路凤香. 1989. *地幔岩石学*[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 123.
- 彭希龄. 1994. 准噶尔早古生代存在陆壳的证据[J]. *新疆石油地质*, 15(4): 289 ~ 287.
- 邱家骧. 1991. *应用岩浆岩岩石学*[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 235.
- 任纪舜,姜春发,张正坤,等. 1980. *中国大地构造及其演化*[M]. 北京: 科学出版社.
- 史仁灯. 2005. 蛇绿岩研究进展、存在问题及思考[J]. *地质论评*, 51(6): 681 ~ 693.
- 史仁灯,杨经绥,许志琴,等. 2005. 西藏班公湖存在 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩——来自两种不同地幔橄辉岩的证据[J]. *岩石矿物学杂志*, 24(5): 397 ~ 408.
- 唐红峰,苏玉平,刘丛强,等. 2007. 新疆北部卡拉麦里斜长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. *大地构造与成矿学*, 31(1): 110 ~ 117.

王希斌,鲍佩声,成 合. 1996. 中国蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素地球化学[J]. 岩石学报, 11(增刊): 24~41.

肖序常,汤耀庆,冯益民,等. 1990. 新疆北部及邻区大地构造[M]. 北京:地质出版社, 34~31.

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[J]. 新疆地质, 5(4): 16~106.

新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社.

周国庆. 2008. 蛇绿岩研究新进展及其定义和分类的再讨论[J]. 南京大学学报(自然科学), 44(1): 1~24.

## 2009 年全国岩石学与地球动力学研讨会即将召开

2009 年全国岩石学与地球动力学研讨会定于 2009 年 9 月 20 日~26 日在长春召开,会议由会前专题讲座、会议研讨和会后野外地质考察 3 部分内容组成。研讨专题包括岩石圈减薄与克拉通破坏、地壳深俯冲与造山带地质演化、青藏高原构造-岩浆演化与成矿、造山带岩浆作用与大陆岩石圈演化、前寒武纪超大陆形成与演化、中亚造山带地质演化、构造域地质演化与成矿作用、大陆地壳形成与演化的沉积记录、计算与实验地球化学。请欲参会者尽快与会务组联系。

**主办单位** 吉林大学

**指导委员会 主 任:** 孙 枢

副主任: 李廷栋 沈其韩 刘嘉麒 金振民

**学术委员会 主 任:** 郑永飞

副主任: 王汝成 孙 敏 许文良 张立飞 李献华 范蔚茗 高 山

**组织委员会 主 任:** 金 巍 孙丰月

副主任: 马昌前 刘永江 李 忠 杨经绥 徐义刚 徐夕生 董德明 魏春景

**秘书长:** 孙德有

**副秘书长:** 于晓飞 葛文春 郑常青

**会议网址:** <http://www.geology.com.cn/meeting/nspg2009/>

**会议邮箱:** [meeting@geology.com.cn](mailto:meeting@geology.com.cn)

**地 址:** 130061 长春市建设街 2199 号吉林大学地球科学学院

**联系人:** 孙德有 13500807923、0431- 88502046; 葛文春 13844058722。