

南天山库勒湖蛇绿岩形成环境及构造意义

——基性熔岩的地球化学证据

马中平^{1,2}, 夏林圻², 徐学义², 夏祖春², 李向民^{1,2}, 王立社²

(1. 西北大学 地质学系, 陕西 西安 710069; 2. 西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054)

摘要: 南天山库勒湖蛇绿岩具有两组不同地球化学类型的基性熔岩。第1组熔岩的 $\Sigma\text{REE} = 24 \times 10^{-6} \sim 28.36 \times 10^{-6}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.35 \sim 0.37$, $\text{Zr}/\text{Nb} = 39.91 \sim 95.12$, $\text{Ta}/\text{Nb} = 0.07 \sim 0.09$, $\epsilon\text{Nd}(t) = 8.85 \sim 12.25$, 暗示其源区类似于 MORB(但比后者更加亏损); 同时, 该组熔岩的 LILE 明显富集, HFSE(尤其 Nb、Ta)强烈亏损, 显示出与岛弧拉斑玄武岩(IAT)的亲源性。第2组熔岩的 $\Sigma\text{REE} (56.38 \times 10^{-6} \sim 101.29 \times 10^{-6})$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值(0.96~1.36), 不相容元素含量等介于 E-MORB 和 OIB 之间(更接近于 E-MORB), 并且 Nb、Ta 显示正异常; $\epsilon\text{Nd}(t) = 8.39$, $\text{Zr}/\text{Nb} = 9.74 \sim 10.94$, $\text{Ta}/\text{Nb} = 0.06$, 与 E-MORB 相当, 暗示其源区比第1组熔岩相对富集。综合分析两组基性熔岩的地球化学特征, 认为它们的形成环境为弧后盆地, 第1组熔岩为弧后盆地初始张开阶段受消减带流体沉积物影响的强烈亏损的残余地幔源区发生部分熔融作用的产物, 第2组熔岩是由于弧后进一步的次级地幔对流驱动周围或深部相对富集的地幔向处于引张部位的弧后注入或上涌、发生部分熔融作用的产物。库勒湖弧后盆地型蛇绿岩的形成时代与古南天山洋的俯冲消减时代相当, 它的形成很有可能与该洋盆晚-末志留世-一早泥盆世期间的俯冲消减作用(诱发弧后拉张)有关。

关键词: 地球化学; 形成环境; 构造意义; 蛇绿岩; 库勒湖; 南天山; 南天山洋

中图分类号: P588.12⁺4; P54; P59

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2006)05-0387-14

Geochemical characteristics of basalts: evidence for the tectonic setting and geological significance of Kulehu ophiolite, South Tianshan Mountains

MA Zhong-ping^{1,2}, XIA Lin-qi², XU Xue-yi², XIA Zu-chun², LI Xiang-min^{1,2} and WANG Li-she¹

(1. Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China; 2. Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, CGS, Xi'an 710054, China)

Abstract: Kulehu ophiolite located in South Tianshan Mountains consists of two groups of basalts characterized by different geochemical types. The $\Sigma\text{REE} (24 \times 10^{-6} \sim 28.36 \times 10^{-6})$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} (0.35 \sim 0.37)$, $\text{Zr}/\text{Nb} (39.91 \sim 95.12)$, $\text{Ta}/\text{Nb} (0.07 \sim 0.09)$ and $\epsilon\text{Nd}(t) (8.85 \sim 12.25)$ values of the first group indicate that their mantle sources have been subjected to intense depletion, similar to things of the source of N-MORB. Furthermore, the enrichment of LILEs and the depletion of HFSEs, especially the appearance of Nb and Ta negative anomalies, show the affinity of this group to island arc tholeiite (IAT). On the contrary, the $\Sigma\text{REE} (56.38 \times 10^{-6} \sim 101.29 \times 10^{-6})$ and $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} (0.96 \sim 1.36)$ values, the contents of incompatible elements (REEs, LILEs and HFSEs) and the appearance of Nb and Ta positive anomalies all show that characteristics of the second group are between E-MORB and OIB, more close to E-MORB. The $\epsilon\text{Nd}(t) (8.39)$, $\text{Zr}/\text{Nb} (9.74 \sim 10.94)$ and $\text{Ta}/\text{Nb} (0.06)$ values are similar to those of E-MORB, suggesting that the mantle source of the

收稿日期: 2005-11-03; **修订日期:** 2006-04-18

基金项目: 中国地质调查局综合研究项目(200313000063, 200313000028, 1212010611804); 国家自然科学基金资助项目(40472044)

作者简介: 马中平(1970-), 男, 汉族, 在职博士研究生, 主要从事岩浆岩岩石学研究, Email: xamzhongping@cgs.gov.cn.

second group is fertile relative to that of the first group. According to an integrated analysis of geochemical characteristics of these two groups of basalts, Kulehu ophiolite should have been formed in a back-arc basin setting. The first group of basalts, which have obvious SSZ features, are products of partial melting. They were formed at the early stage of back-arc basin, being products of the depleted residue of MORB-source mantle following earlier melt extraction. With the evolution of the back-arc system, mantle counterflow resulted in the formation of a relatively fertile mantle, and the upwelling of this mantle beneath the spreading ridge of the back-arc basin and the partial melting resulted in the generation of the second group of basalts. The age of Kulehu ophiolite corresponds with the subduction age of the South Tianshan Ocean, and the formation of Kulehu ophiolite might have been related to the subduction that induced the back-arc extension of this ocean in a period from Late Silurian to Early Devonian.

Key words: geochemistry; forming environment; tectonic significance; ophiolite; Kulehu; South Tianshan Mountains; South Tianshan Ocean

南天山属哈萨克斯坦板块南缘褶皱带(李春昱等,1982),是伊犁-中天山微板块和塔里木板块及其间的南天山微地块(任纪舜等,1980;高俊等,1995b)随着南天山古生代洋盆的闭合发生拼合碰撞而成的碰撞造山带。南天山存有3条与山脉走向大体平行的蛇绿岩和混杂堆积带(李春昱等,1982):北部带为中天山南缘长阿吾子—古洛沟—吾瓦门—库米什蛇绿混杂岩带;南部两条蛇绿岩带位于南天山内部,沿哈尔克山南坡—霍拉山一带,呈南北两个断续出露的构造岩片产出,南岩片西起米斯布拉克、阿尔腾柯斯河上游、满大勒克,经独库公路965 km处至色日

克牙依拉克,北岩片沿库勒湖—铁力买提达坂—科克铁克达坂展布(图1)。它们的围岩主要为科克铁克达坂组(S_3k)灰岩、大理岩和阿恰尔组(D_3-C_1a)灰岩、硅质岩。前人对于上述南天山内部蛇绿岩形成的构造环境认识不同,曾提出过岛弧或弧后盆地(肖序常等,1992;郭召杰等,1993;高长林等,1995;刘本培等,1996)、弧间小洋盆、慢速扩张的小洋盆或有限洋盆、初始不成熟岛弧(高俊等,1995a、1995b;汤耀庆等,1995)等不同认识,而蔡东升等(1995)、刘宝玉等(2000)^①则认为南天山蛇绿岩与中天山南缘蛇绿岩应形成一个统一的大洋环境。本文拟通过

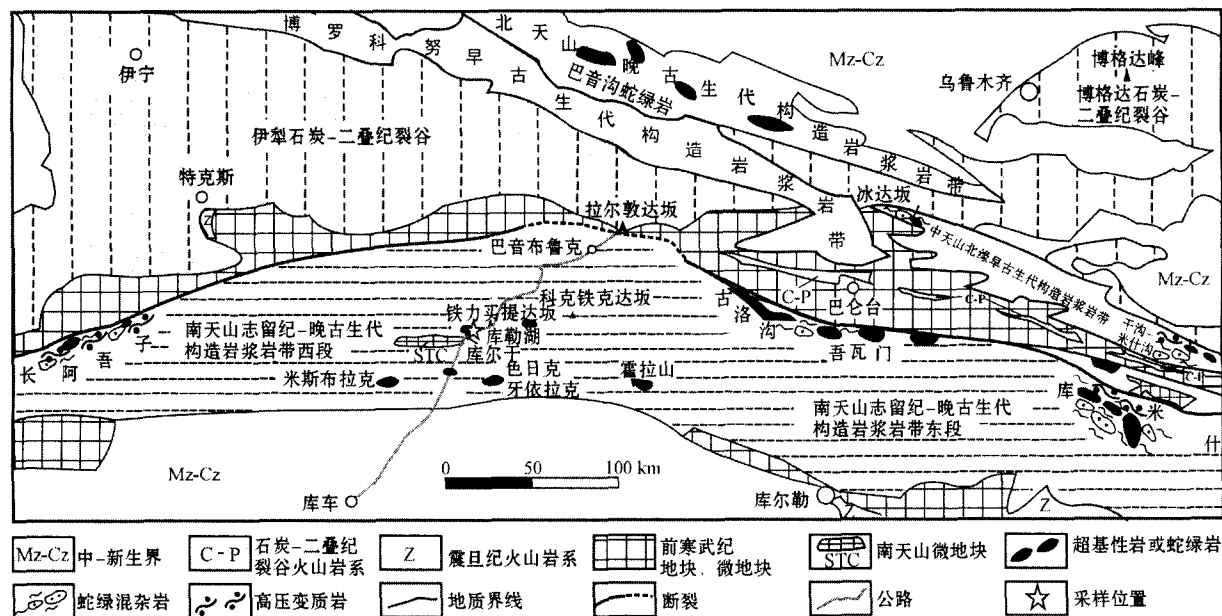


图1 天山造山带构造单元分区略图(据 Xia 等,2003b,2004)

Fig. 1 Sketch geological map showing tectonic units of Tianshan orogenic belt (after Xia *et al.*, 2003b, 2004)

① 刘宝玉,颜仰基,刘本培,等. 2000. 南天山古生代沉积盆地演化与层控多金属矿成矿条件研究.

研究库勒湖蛇绿岩中基性熔岩的主元素、微量元素以及 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学特征来探讨它的形成环境及其岩石成因,并结合目前库勒湖蛇绿岩的形成时代和中天山南缘高压变质岩时代新资料,对库勒湖蛇绿岩的构造意义进行初步探讨。

1 基本地质特征

库勒湖蛇绿岩是库勒湖-铁力买提达坂蛇绿岩带的组成部分,位于库勒湖及其以南的独库公路南段(图1)。库勒湖-铁力买提达坂为一近东西向延伸约 15 km、宽约 1.5 km 的断裂带,实际上是一条由不同时代、不同规模的岩块(包括蛇绿岩残块、大理岩化岩块及少量变质粉砂岩岩块)和基质胶结物构成的蛇绿混杂岩带,其中发育一系列倾向南而显示由南向北推的冲断层(图2右侧)。

该蛇绿岩带的南界位于库尔干南侧附近,为一强韧性剪切的糜棱岩带,其内钙质粉砂质糜棱岩的糜棱面理产状为 $197^{\circ}\angle 56^{\circ}$,反映了中深构造层次向北的逆冲推覆作用。向南侧该糜棱面理产状逐渐变陡,最高倾角可达 85° 左右。混杂岩带的基质部分由绿泥石化的彩色断层泥和少量碳酸盐化蛇纹岩、超镁铁岩及韧性较强的薄层状泥灰岩、泥质砂岩等组成,沉积岩岩块主要为晚志留一早泥盆世厚层状、块状大理岩化灰岩组成。蛇绿岩残块包括:辉长岩、辉长辉绿岩、基性火山熔岩、紫红色硅质岩等岩块。辉长岩、辉长辉绿岩岩块最大可达 $50\text{ m}\times 60\text{ m}$,灰色-灰绿色,多发生绿泥石化,但镜下仍可见清晰的辉长及辉长辉绿结构。紫红色硅质岩一部分直接覆盖在基性火山熔岩之上,一部分呈独立岩块存在于混杂带中,部分硅质岩含大量时代为 D_2-C_1 放射虫(刘

羽等,1994;汤耀庆等,1995)。基性火山熔岩岩块具枕状构造、块状构造和集块状构造,其中,枕状熔岩岩块的规模较大,可达 $40\text{ m}\times 50\text{ m}$,枕间多为凝灰质胶结,单枕可达 $0.2\text{ m}\times 0.4\text{ m}$,岩枕排列较整齐,并向南倾。基性熔岩的岩性有玄武岩(杏仁状)、辉石球状玄武岩、橄榄玄武岩。

2 样品采集、加工及分析

本次研究对库勒湖蛇绿混杂岩中上述3种不同构造的玄武岩分别进行采样、切制薄片,经镜下详细观察,挑选出蚀变弱、较新鲜且具代表性的样品。首先把样品的风化面除去进行粗碎,并将粗碎样品中的少量杏仁体及碳酸盐脉在实体显微镜下剔除,然后将其研磨至 200 目进行系统的主量、微量元素化学分析及 Sr、Nd、Pb 同位素测试。

主元素分析在大陆动力学国家重点实验室(西北大学)用碱熔玻璃片法在 X 射线荧光光谱仪(日本理学公司,RIX2100)上进行,通过插入部分样品重复测试进行分析质量监控,各项主量元素分析误差均低于 5%。微量元素在同一实验室用电感耦合等离子质谱(PE 公司,ELAN6100DRC)分析,并用国际标准物质 BHVO-1、AGV-1、G-2 作分析样品元素浓度的校正标准,分析精度一般优于 5%。分析结果见表 1。

Rb-Sr、Sm-Nd 及 Pb 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所同位素超净实验室 VG354 固体同位素质谱计上进行。Rb、Sr 同位素测量时分别以 ^{87}Rb - ^{86}Sr 、 ^{149}Sm - ^{150}Nd 作为稀释剂,用 $\text{HF} + \text{HClO}_4$ 在 Teflon 容器中低温溶解。采用 AG50W×8 (H^+) 阳离子交换柱分离出纯净的 Rb 和 Sr 及纯净

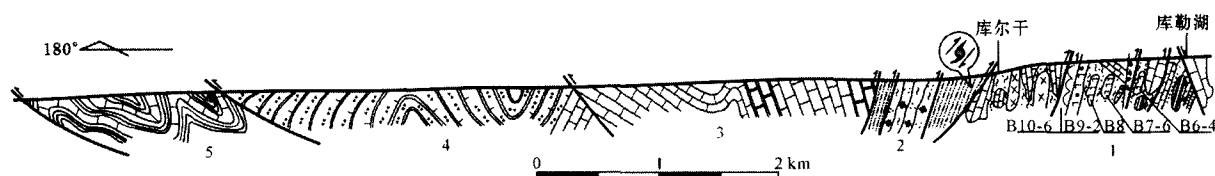


图2 独库公路南段(库勒湖—库尔干南)地质剖面图

Fig. 2 Profile for southern section of Dushanzi-Kuche Road from Kulehu to the south of Kuergen

1—库勒湖蛇绿混杂岩带,由基质和岩块组成(详见正文;B7-6 示采样位置及编号);2—钙质糜棱岩夹基石英英云母片岩(为南天山微地块“构造窗”,据高俊等,1995b);3—青灰色中厚层状灰岩、大理岩;4—钙质粉砂质板岩、粉砂质板岩;5—浅紫红色薄层状硅质岩夹青灰色中-薄层状灰岩

1—ophiolitic mélange of Kulehu; 2—calcareous mylonite with interbed of cordierite quartz micaceous schist (the fault inlier of southern Tianshan Micro-landblock, after Gao Jun *et al.*, 1995b); 3—marble and limestone; 4—sandy and silty slate; 5—silica rock with interbed of limestone

表 1 库勒湖熔岩主元素、微量元素分析结果
Table 1 Major element and trace element analyses
of basalts from Kulehu

样号	02TB6-4	02TB7-6	02TB8	02TB9-2	02TB10-4
$w_B/\%$					
SiO ₂	46.52	50.08	43.16	45.82	47.28
TiO ₂	2.68	0.86	1.63	0.69	0.72
Al ₂ O ₃	15.25	14.34	12.97	15.19	16.08
Fe ₂ O ₃ ^T	11.14	11.37	9.40	10.18	10.60
MnO	0.14	0.18	0.16	0.16	0.13
MgO	7.64	8.85	6.59	8.26	5.02
CaO	4.46	10.05	11.23	8.94	10.70
Na ₂ O	5.25	2.96	4.20	3.85	4.57
K ₂ O	0.18	0.07	0.34	0.55	0.27
P ₂ O ₅	0.36	0.07	0.18	0.07	0.07
LOI	6.80	1.50	10.58	6.43	5.01
Total	100.42	100.33	100.44	100.14	100.45
$w_B/10^{-6}$					
Li	71.3	14.74	34.0	56.9	23.3
Be	0.57	0.23	0.42	0.27	0.29
Ba	481.4	17.12	57.3	65.6	34.31
Rb	2.46	0.68	3.77	8.54	4.57
Sr	312	115.2	114.2	182	245
Cs	0.804	0.186	0.518	1.34	0.589
Ta	1.24	0.079	0.47	0.037	0.043
Nb	19.6	1.12	7.56	0.41	0.47
Hf	5.05	1.37	3.03	1.08	1.2
Zr	191	44.7	82.7	39	41.4
Y	55.1	25.5	35.9	22	24.6
Sc	54.4	49.6	44.3	44.9	49.9
V	396	315	333	258	289
Cr	115.0	217.2	188	392	448
Co	60	46.0	37.6	49.6	47.0
Ni	63	85	68	159	211
Pb	2.67	0.267	0.989	0.201	0.257
Th	1.56	0.096	0.61	0.027	0.038
U	0.70	0.038	1.25	0.059	0.065
La	11.2	1.44	5.38	1.18	1.32
Ce	26.8	4.63	13.04	3.75	4.26
Pr	4.08	0.87	2.06	0.76	0.85
Nd	19.7	5.05	10.61	4.4	4.98
Sm	6.05	1.98	3.58	1.69	1.90
Eu	1.80	0.73	1.18	0.64	0.73
Gd	6.93	2.58	4.36	2.17	2.50
Tb	1.39	0.56	0.89	0.47	0.55
Dy	8.7	3.75	5.63	3.16	3.55
Ho	1.98	0.87	1.28	0.74	0.83
Er	5.36	2.41	3.43	2.05	2.31
Tm	0.90	0.42	0.58	0.36	0.40
Yb	5.55	2.65	3.76	2.27	2.55
Lu	0.85	0.42	0.60	0.36	0.40
δEu_N	0.85	0.99	0.91	1.02	1.02

在 AGI×8 阴离子交换柱上分离提纯 Pb。Sr 同位素质量分馏用⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.119 4 校正, 国际标样 NBS987 的测试结果为 $0.710\,254 \pm 16$ ($n=8, 2\sigma$), 参考值为 0.710 240; NBS607 测试结果为 $1.200\,32 \pm 3$ ($n=2, 2\sigma$), 参考值为 $1.200\,39 \pm 3$ 。Rb-Sr 全流程空白本底约为 $2 \times 10^{-10} \sim 5 \times 10^{-10}$ g。Nd 同位素分馏用¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.721 9 校正, 国际标样 La Jolla 的测定结果为 $0.511\,862 \pm 7$ ($n=6, 2\sigma$), 参考值为 0.511 859; BCR-1 测试结果为 $0.512\,626 \pm 9$ ($n=2, 2\sigma$), 参考值为 0.512 638。Sm-Nd 全流程空白本底约为 $5 \times 10^{-11} \sim 10 \times 10^{-11}$ g; Pb 全流程空白值 < 0.2 ng, 国际标样 NBS981 ($n=6, 2\sigma$) 的²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb、²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb、²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb 测定结果分别为 $0.059\,003 \pm 84$ 、 $0.914\,49 \pm 17$ 、 $2.166\,91 \pm 97$, 分析精度为 0.01%~0.05%。分析结果见表 2。

3 岩相学及岩石系列划分

本次研究所分析的库勒湖基性熔岩中, 02TB-7-6(块状构造)、02TB-9-2 和 02TB-10-4(枕状构造)的手标本及镜下观察均具有明显斑状结构, 含 4%~8% 的辉石或橄榄石等镁铁质矿物斑晶和 5%~10% 的斜长石斑晶, 基质具间隐结构和球粒结构, 由微晶斜长石和(或)隐晶质物质组成。02TB-6-4(块状构造)和 02TB-8(集块状熔岩)含有 10%~15% 的杏仁体(被绿泥石充填), 其中, 02TB-6-4 含斜长石 35%、辉石 45%、及少量隐晶质物质, 具交织结构; 02TB-8 含 5% 的斜长石斑晶呈稀疏斑状结构, 基质由斜长石(65%)、辉石(5%)、磁铁矿微晶及隐晶质物质组成, 具间粒-间隐结构。

库勒湖地区火山岩经历了一定程度的蚀变作用, 本文采用 SiO₂-Nb/Y 图解和 FeOt/MgO-SiO₂ 图解来对本区两组熔岩进行岩石分类和岩石系列划分(图 3)。SiO₂-Nb/Y 图解中, 库勒湖两组基性熔岩样品均落入亚碱性玄武岩范围(图 3a); FeOt/MgO-SiO₂ 图解中, 除一个样品(02TB7-6)落入拉斑与钙碱性玄武岩系列分界线上外, 其余样品均落入拉斑玄武岩系列范围内(图 3b)。

4 主元素特征

的 Sm 和 Nd(Sm-Nd 分离时另用 P507 萃淋树脂); Pb 同位素测量时用 HF 酸分解样品, 采用 HBr 体系

库勒湖蛇绿岩中玄武岩的 LOI 值变化较大, 故文中凡涉及到有关主元素的讨论, 均为扣除 LOI 后

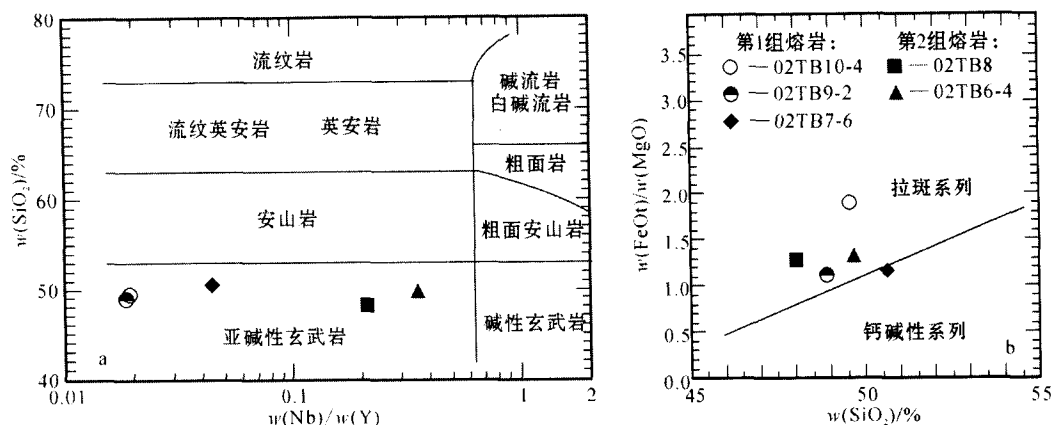


图 3 库勒湖基性熔岩 $\text{SiO}_2 - \text{Nb/Y}$ (据 Winchester&Floyd, 1977) 和 $\text{FeOt/MgO} - \text{SiO}_2$ (据 Miyashiro, 1975) 图解

Fig. 3 $\text{SiO}_2 - \text{Nb/Y}$ (after Winchester&Floyd, 1977) and $\text{FeOt/MgO} - \text{SiO}_2$ (after Miyashiro, 1975) diagrams of Kulehu basic lava

将表 1 中各主元素分析数据重新归一计算的结果进行讨论。各主元素特征如下： SiO_2 含量变化较小，介于 48.03% ~ 50.67% 之间； MgO 含量为 5.26% ~ 8.95%； MgO/FeOt 变化于 0.53 ~ 0.90； Al_2O_3 含量变化在 14.43% ~ 16.85% 之间； K_2O 含量变化于 0.07% ~ 0.59% 之间， Na_2O 含量为 3.00% ~ 5.61%。从 TiO_2 的含量来看，所分析的基性熔岩样品可分为 2 组，第 1 组样品 (02TB7-6、02TB9-2 和 02TB10-4) TiO_2 小于 1.0%，为 0.74% ~ 0.87%，具有岛弧火山岩 TiO_2 的含量特征，并且其 P_2O_5 含量也较低，为 0.07%；第 2 组样品 (02TB6-4、02TB8) TiO_2 大于 1.5%，为 1.81% ~ 2.86%，类似于 E-MORB 的 TiO_2 含量特征，并且其 P_2O_5 含量也较高，为 0.20% ~ 0.38%。

5 稀土元素特征

库勒湖第 1 组基性熔岩的稀土元素总量较低， ΣREE 变化为 $24 \times 10^{-6} \sim 28.36 \times 10^{-6}$ ，为球粒陨石的 4 ~ 13 倍、N-MORB 的 0.45 ~ 0.95 倍左右，不显示 Eu 异常 ($\delta\text{Eu}_N = 0.99 \sim 1.02$)。在球粒陨石和 N-MORB 标准化分布图上 (图 4)，轻、重稀土元素强烈分异，轻稀土元素强烈亏损，其球粒陨石标准化 (La/Yb)_N 比值变化于 0.35 ~ 0.37 之间，而 N-MORB 标准化的 (La/Yb)_N 比值为 0.63 ~ 0.66，表明该组熔岩比球粒陨石乃至 N-MORB 具有更加亏损 LREE 的特征。第 2 组基性熔岩的稀土元素总量相对于第 1 组熔岩较高， ΣREE 变化为 $56.38 \times 10^{-6} \sim 101.29 \times 10^{-6}$ ，为球粒陨石的 18 ~ 37 倍左

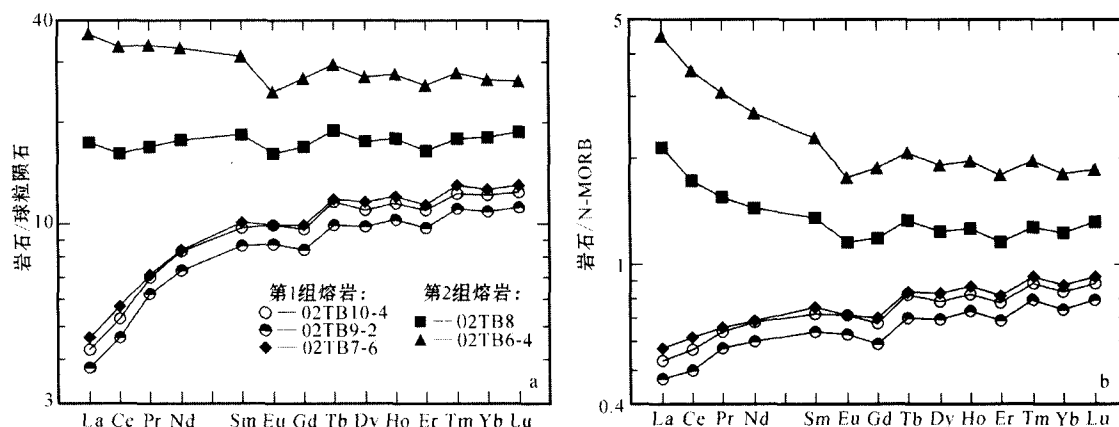


图 4 库勒湖基性熔岩稀土元素球粒陨石 (Boyton, 1984) 及 N-MORB (Sun & McDonough, 1989) 标准化分配型式

Fig. 4 Chondrite-normalized (from Boyton, 1984) and N-MORB-normalized (from Sun & McDonough, 1989) REE patterns for basalts from Kulehu

右,介于 E-MORB 和 OIB(Sun & McDonough, 1989) 的稀土元素总量之间。球粒陨石标准化分布图上(图 4a)轻、重稀土元素间分异不明显,有较明显的 Eu 负异常($\delta E_{uN} = 0.85 \sim 0.91$),表明玄武岩浆经历了一定的斜长石分离结晶作用。轻稀土元素略亏损-略富集,其 $(La/Yb)_N$ 比值为 $0.96 \sim 1.36$ 。N-MORB 标准化分布图上,该组熔岩的轻、重稀土元素分异明显,表现为 LREE 强烈富集(图 4b)。

6 微量元素特征

高场强元素(HFSE)如 Zr、Hf、Nb、Ta、P 以及 REE 和 Ti、Y 等元素活动性小,是研究火山岩形成环境、岩浆成因的可靠指标。库勒湖第 1 组基性熔岩的 Zr/Nb 值 $39.91 \sim 95.12$,高于 N-MORB(Zr/Nb 略高于 30, Wilson, 1989),表明其源区可能经历了较强烈的 MORB 萃取(Woodhead *et al.*, 1993; Gertisser *et al.*, 2003);但 Ce/Nb 值为 $4.13 \sim 9.15$,接近于 N-MORB($Ce/Nb > 2.0$, Condie, 1989);Nb/La 值为 $0.35 \sim 0.78$,介于 N-MORB(Nb/La 值介于 $0.8 \sim 1$, Condie, 1989)与岛弧火山岩(Nb/La 比值约 0.3 , Li *et al.*, 2003)之间,而明显不同于 E-MORB(Nb/La 值介于 $1 \sim 2$ 之间, Condie, 1989)。第 2 组基性熔岩的 Zr/Nb 值为 $9.74 \sim 10.94$,Ce/Nb 值为 $1.37 \sim 1.72$,Nb/La 值为 $1.41 \sim 1.75$,Hf/Th 值为 $3.24 \sim 4.97$,均类似于 E-MORB(Zr/Nb 值约为 10 , Wilson, 1989;Ce/Nb 小于 2 、Nb/La 值介于 $1 \sim 2$ 、Hf/Th 值小于 8 , Condie, 1989)。玄武岩的 Y、TiO₂ 含量及 Th/Yb 值是区别岛弧玄武岩与弧后盆地玄武岩的有效指标(Xia *et al.*, 2003a)。除第 1 组熔岩的 TiO₂ 含量较低($0.74\% \sim 0.87\%$)而较类似于岛弧火山岩外,库勒湖蛇绿岩两组基性熔岩中 Y 含量($22.0 \times 10^{-6} \sim 55.1 \times 10^{-6}$)、Th/Yb 值($0.01 \sim 0.28$)以及第 2 组基性熔岩的 TiO₂ 含量($1.81\% \sim 2.86\%$)均与弧后盆地玄武岩($Y > 20 \times 10^{-6}$, TiO₂ $> 1.0\%$, Th/Yb < 0.6 , Xia *et al.*, 2003a)相类似。

N-MORB 标准化后的不相容元素分布图(图 5)中,库勒湖两组基性熔岩微量元素分配型式明显不同:第 1 组基性熔岩中,强不相容的大离子亲石元素(LILE),如 Cs、Rb、Ba、K、Sr 等不同程度富集,而高场强元素,如 Nb、Ta、Hf、Zr、P、Ti 等相对于 N-MORB 明显亏损,尤其出现明显的 Nb、Ta 负异常,具有与消减作用有关的弧火山岩的地球化学特征。

然而,该组火山岩强烈亏损 LREE(图 4),表明它的源区为强烈亏损地幔,类似于洋中脊玄武岩的地幔源区。第 2 组基性熔岩的不相容元素经 N-MORB 标准化后(图 5),均分布在 N-MORB 水平线(即标准化值为 1)之上,并且不出现 Nb、Ta 负异常(甚至为正异常),整体上呈向右倾斜的曲线。用 E-MORB 标准化后(图略),该组熔岩的不活动元素,尤其是高场强元素均为 E-MORB 的 $1 \sim 2$ 倍,介于 E-MORB 与 OIB(Sun & McDonough, 1989)相应元素的含量之间(更接近于 E-MORB),这可能是该组熔岩的源区相对较富集以及源区部分熔融程度较低的缘故(见后文)。

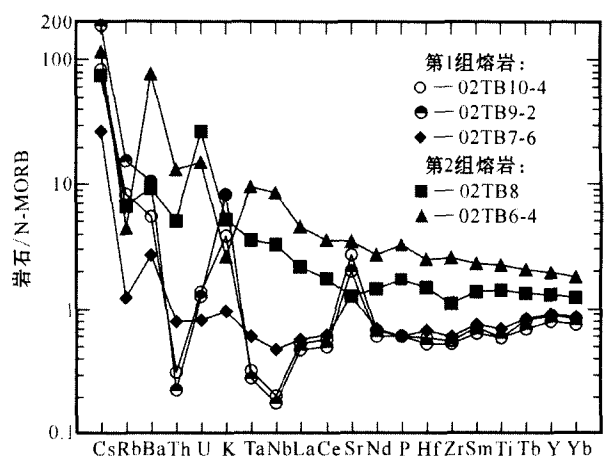


图 5 库勒湖基性熔岩的微量元素 N-MORB 标准化分配型式(标准化值据 Sun & McDonough, 1989)

Fig. 5 N-MORB-normalized trace element patterns for basalts from Kulehu(Normalizing values from Sun & McDonough, 1989)

7 Sr、Nd、Pb 同位素特征

Nd、Sr 同位素组成见表 2。库勒湖基性熔岩的 $\epsilon Nd(t)$ 值变化相对较小,在 $8.39 \sim 12.25$ 之间,显示强烈亏损的地幔源区特征, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值变化较大,在 $0.705\ 201 \sim 0.708\ 408$ 之间。所测第 2 组熔岩的惟一样品(02TB6-4)具有最低的 $\epsilon Nd(t)$ 值(8.39)与最高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值($0.708\ 408$)。在 $\epsilon Nd(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 相关图(图 6)中,所有样品的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值均偏离大洋玄武岩地幔阵列,而向 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值增高的方向偏移。此外,本区基性熔岩 $\epsilon Nd(t)$ 值还显示出与地幔阵列相似(或近平行)的随 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值升高而降低的负相关趋势(图 6)

表 2 库勒湖基性熔岩 Nd,Sr 同位素组成
Table 2 Nd and Sr isotope composition of basalts from Kulehu.

样品	Sm $w_B/10^{-6}$	Nd $w_B/10^{-6}$	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_t$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Rb $w_B/10^{-6}$	Sr $w_B/10^{-6}$	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}})_t$
02TB6-4	5.55	17.99	0.186 6	0.513 040 ± 18	0.512 527	7.84	8.39	4.27	307.88	0.040	0.708 647 ± 18	0.708 408
02TB7-1	1.85	4.87	0.230 5	0.513 353 ± 13	0.512 719	13.94	12.15	2.42	117.37	0.060	0.706 801 ± 17	0.706 442
02TB7-2	1.79	4.76	0.227 6	0.513 331 ± 8	0.512 705	13.52	11.87	3.18	118.75	0.077	0.707 150 ± 8	0.706 689
02TB7-3	1.82	4.75	0.231 9	0.513 362 ± 30	0.512 724	14.12	12.25	1.32	115.38	0.033	0.706 333 ± 19	0.706 136
02TB7-4	1.79	5.54	0.194 9	0.513 129 ± 18	0.512 593	9.58	9.68	1.63	121.78	0.039	0.706 747 ± 18	0.706 514
02TB7-5	1.79	4.60	0.235 5	0.513 346 ± 10	0.512 698	13.81	11.74	1.91	112.64	0.049	0.707 151 ± 16	0.706 858
02TB7-6	1.78	4.57	0.236 3	0.513 342 ± 10	0.512 692	13.73	11.62	1.57	125.07	0.036	0.706 299 ± 17	0.706 084
02TB9-1	1.52	4.02	0.228 8	0.513 200 ± 13	0.512 571	10.96	9.25	22.77	126.85	0.519	0.708 306 ± 17	0.705 201
02TB9-2	1.51	3.91	0.233 4	0.513 216 ± 11	0.512 574	11.28	9.32	10.27	178.85	0.166	0.707 992 ± 13	0.706 999
02TB9-3	1.66	4.27	0.234 6	0.513 218 ± 9	0.512 573	11.31	9.29	7.3	199.44	0.106	0.708 543 ± 18	0.707 909
02TB9-4	1.69	4.47	0.228 7	0.513 227 ± 13	0.512 598	11.49	9.78	12.52	205.14	0.177	0.709 035 ± 19	0.707 976
02TB9-5	1.38	3.65	0.229 4	0.513 181 ± 13	0.512 55	10.59	8.85	8.07	219.37	0.106	0.707 408 ± 15	0.706 774
02TB9-6	1.63	4.1	0.241	0.513 223 ± 10	0.512 56	11.41	9.04	20.23	217.73	0.269	0.708 831 ± 14	0.707 222
02TB10-4	1.65	4.38	0.227 3	0.513 226 ± 14	0.512 601	11.47	9.84	4.51	231.52	0.056	0.707 100 ± 12	0.706 765

注： $t = 420 \text{ Ma}$ 。

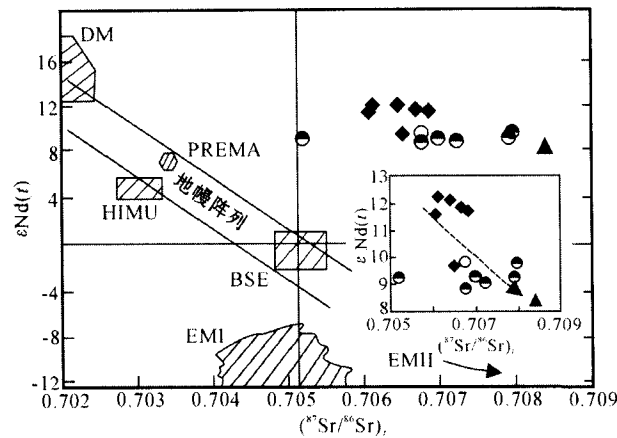


图 6 库勒湖熔岩 $\epsilon\text{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 相关图
(据 Zindler and Hart, 1986)

Fig. 6 $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ diagram (after Zindler and Hart, 1986)

DM—亏损地幔; EM I 和 EM II—富集地幔; BSE—主体硅酸盐地球; PREMA—流行地幔; HIMU—高 U/Pb 值地幔
DM—depleted mantle; EM I and EM II—enriched mantle;
BSE—bulk silicate earth; PREMA—prevalent mantle;
HIMU—mantle with high U/Pb ratio

局部放大框)。
本区基性熔岩的 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 、 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 变化范围分别为 16.867 ~ 17.667、15.421 ~ 15.545、37.088 ~ 37.789 (表 3)。 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 与 $(\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 及 $(\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 关系图中 (图略) 所有样品均位于北半球参照线 (NHRL) 之上, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 变化范围分别为 5.421 ~ 13.894、54.369 ~ 132.810, 符合 Hart (1984) 给出的 DUPAL 异常边界条件 ($\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 3$, $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 10$), 并且, 除 02TB7-6 的 $(\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 略小外, 其余样品具有典型 DUPAL 端员的 Pb 同位素标准 ($\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 60$, Hart, 1988)。 $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - \Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图上 (图 7), 显示本区岩浆源区为亏损地幔 (DM) 和富集地幔端员 (EM II 或 EM I) 混合的产物。

8 库勒湖蛇绿岩形成环境讨论

根据上述库勒湖蛇绿岩基性熔岩的地球化学特

表 3 库勒湖基性熔岩铅同位素组成。
Table 3 Pb isotope composition of basalts from Kulehu

样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$
02TB6-4	18.796 3	15.607 4	38.600 1	16.767	17.667	15.545	37.789	13.894	80.241
02TB7-6	17.896 5	15.453 5	37.572 4	8.846	17.301	15.421	37.088	5.421	54.369
02TB9-2	18.099 5	15.516 7	37.529 5	18.302	16.867	15.449	37.348	12.927	132.810
02TB10-4	18.245 2	15.490 6	37.550 8	15.800	17.182	15.432	37.350	7.842	95.096

注： $t = 420 \text{ Ma}$; U、Th、Pb 含量测试值见表 1。

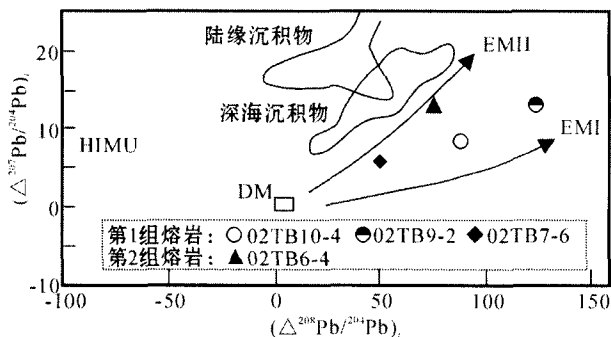


图 7 $(\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$

相关图 (据 Hart, 1988).

Fig. 7 $(\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ versus $(\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ isotope diagram for basalts from Kulehu (after Hart, 1988)

征,笔者认为库勒湖蛇绿岩应形成于弧后盆地环境。通常认为弧后盆地蛇绿岩形成于消减带之上(SSZ)的弧后扩张脊环境,通过类似于洋中脊的海底扩张作用产生(Wilson, 1989; 夏林圻, 2001; Xia *et al.*, 2003a)。在弧后盆地初始打开阶段,前期熔融萃取所残余的地幔(比 MORB 的源区更加亏损, Hawkins, 2003)由于仍受到消减带流体的作用,所形成的弧后盆地玄武岩多是兼具 IAT 特征的 N-MORB(或似 MORB)型玄武岩。而随着洋壳俯冲托曳及后退式迁移(roll-back)(Hamilton, 2002; Hawkins, 2003),引起新的地幔对流,使得周围及深部相对富集的地幔向处于引张状态的俯冲带之上(SSZ 环境)运移或上涌(导致弧后盆地进一步打开),发生部分熔融而产生具有 MORB(N-MORB 和 E-MORB)、甚至是 OIB 特征的玄武岩(Ikeda and Yuasa, 1989; Gribble *et al.*, 1996, 1998; Hawkins, 2003)。南大西洋东斯科塔海(East Scotia Sea)弧后盆地(Wilson, 1989)、西太平洋马里亚纳(Mariana)弧后盆地(Stern *et al.*, 1990; Gribble *et al.*, 1996, 1998)及我国北祁连山奥陶纪弧后盆地(Xia *et al.*, 2003a)和新疆库尔提弧后盆地(许继峰等, 2001)就都含有兼具 IAT 特征的 N-MORB 型和 E-MORB 型两种类型的玄武岩。

本区第 1 组基性熔岩的 LREE 强烈亏损,高的正 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值等表明其源区为强烈亏损的地幔,与大洋中脊玄武岩的地幔源区相类似。另一方面,该组岩石的 HFSE 相对于 N-MORB 明显亏损,尤其是 Nb、Ta 出现明显的负异常,表明该组火山岩的源区受到了来自消减板片流体的影响,具有岛弧斑玄武

岩(IAT)的特征;在绝大多数微量元素构造环境判别图上(图 8a、b、c),该组熔岩多落入 N-MORB 区及大洋岛弧火山岩区或介于二者之间,显示该组熔岩兼具 N-MORB 和大洋岛弧火山岩的地球化学特征,它们应当是弧后盆地初始张开阶段地幔源区部分熔融的产物,并且,在图 8d 中,该组熔岩落入弧后盆地玄武岩(BA)区与 MORB 区的界线处靠近弧后盆地玄武岩一侧。

相对于第 1 组性熔岩,第 2 组熔岩的 LREE 和 HFSE 含量较高,不出现 Nb、Ta 负异常(为正异常),含量介于 E-MORB 和 OIB 之间,在微量元素构造环境判别图上(图 8),该组熔岩落入 E-MORB 或 MORB 区,并且它们的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值相对第 1 组熔岩较低,地幔源区相对较富集,它们应是洋壳俯冲托曳及后退式迁移所引起的新的地幔对流,驱动周围或深部相对富集的地幔向处于引张状态的弧后位置注入或上涌(导致弧后盆地进一步张开),发生部分熔融的产物,并且,指示其为弧后盆地火山岩的指标(Y 含量大于 20×10^{-6} , TiO_2 含量大于 1.0%, Th/Yb 值小于 0.6, Xia *et al.*, 2003a)也与上述几个弧后盆地中 E-MORB 型玄武岩特征相一致。

综上所述,笔者认为,南天山库勒湖蛇绿岩应形成于一个古弧后盆地的海底扩张环境,代表了该弧后盆地扩张过程中所形成的弧后次生洋壳的残块。

9 源区特征及岩石成因讨论

本区基性熔岩的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值(8.39~12.25)远大于 0,表明岩浆源区为强烈亏损的地幔,但 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值具有向高值方向明显偏移的特征(图 6)。经用原始地幔值(Sun & McDonough, 1989)标准化后,本区所有样品的 $(\text{Th}/\text{Nb})_N$ 比值为 0.55~0.72,均明显小于 1,表明岩浆上升过程中没有未受地壳物质的混染(Saunders *et al.*, 1992; Xia *et al.*, 2003b, 2004)。在 Nb/Ta - La/Yb 关系图(Mnker, 1998)上(图略),两组基性火山岩的标绘点非常分散,不显示负相关关系,没有地壳混染的信息。在 Th/Yb - Ta/Yb 关系图上(Pearce, 1983)(图略),也没有地壳混染的迹象。因此,造成 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 向高值方向偏移的原因并非是岩浆上升过程中由于地壳物质的混入所致。海水蚀变可以造成玄武岩的 Sr 同位素比值明显增高,并且 ϵNd 值保持恒定(Yogodzinski *et al.*, 1996)。本区熔岩具较高的烧失量

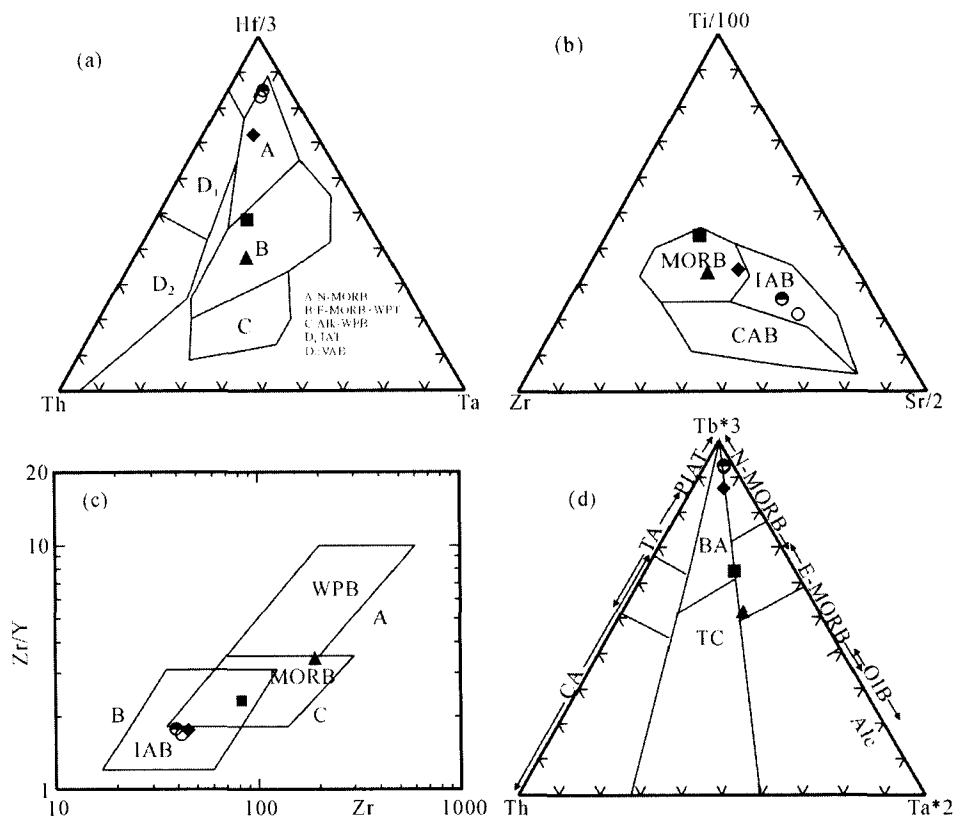


图 8 库勒湖基性熔岩构造环境判别图(图例同图 5)

Fig. 8 Tectonic discrimination diagrams for basalts from Kulehu

a 据(Wood, 1980); b 据 Pearce 和 Cann(1973); c 据 Pearce and Cann(1973); d 据 Cabanis and Thiéblemont(1988)

N-MORB—正常洋脊玄武岩; E-MORB—富集型洋脊玄武岩; WPB—板内玄武岩; Alk-WPB—板内碱性玄武岩; VAB—火山弧玄武岩; IAB—岛弧玄武岩; IAT 和 TA—岛弧拉斑玄武岩; CA 和 CAB—岛弧钙碱性玄武岩; BA—弧后盆地玄武岩; TC—大陆拉斑玄武岩; PIAT—初始岛弧拉斑玄武岩; Alc—洋岛和大陆碱性玄武岩

a after Wood(1980); b after Pearce and Cann(1973); c after Pearce and Cann(1973); d after Cabanis and Thiéblemont(1988)

(LOI = 1.5% ~ 10.58%, 表 1), 并且 LOI - ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 相关图中(图略), ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 与 LOI 呈现良好的正相关关系, 也表明海水蚀变作用是造成本区基性熔岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 比率向高值方向偏移的可能原因之一。此外, 俯冲下插于地幔中的洋壳变质脱水作用所形成的流体也可能对 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 向高值方向偏移有所贡献(Gertisser *et al.*, 2003)。但由于海水蚀变作用以及俯冲洋壳变质脱水流体均不能影响 Nd 同位素比率(Gertisser *et al.*, 2003), 因此不足以解释库勒湖基性熔岩的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值与 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 之间所显示出的与地幔阵列相似(或近平行)的负相关趋势(图 6 局部放大框)。而少量具有低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值及高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的深海沉积物随洋壳俯冲下插于岛弧或弧后盆地之下的地幔楔形区中, 参与到岛弧或弧后盆地玄武岩的岩浆成因中则可以较好的解释这一特征。Pb 同位素

特征显示岩浆源区中有富集地幔(EM I 或 EM II)物质卷入(图 7)。由于 EM I 具有较高的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值及较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(Hugh, 1993; 李曙光, 1994)不能较好解释本区熔岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t 向高值明显偏移及其与 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值之间负相关关系的特征, 则 Pb 同位素所示的卷入本区强烈亏损地幔中的富集地幔物质应主要是 EM II。EM II 通常被解释为与再循环的海底沉积物有关(Hart, 1988; Hugh, 1993)。

由于地幔源区 HFSE 的丰度和比率对源自于消减板片的物质(流体或沉积物)的介入不敏感, 因此可以用来示踪消减板片物质加入到地幔源区前的地幔源区组成特征(McCulloch and Gamble, 1991; Woodhead *et al.*, 1993)。HFSE 间虽具有相似的地球化学性质, 但它们在岩浆中的不相容性仍略有差异, 经历过岩浆反复抽取的地幔源区, 会导致源区中

不相容性较强的 HFSE 相对于不相容性较弱的 HFSE 的含量有所降低(Woodhead *et al.*, 1993; Ger-tisser *et al.*, 2003)。Nb 的不相容性明显比 Zr 强, 源区部分熔融时更易于进入岩浆。Nb 与 Ta 的不相容性接近但前者仍略高于后者(Green *et al.*, 1989)。本区第 1 组熔岩的 Zr/Nb 值为 40~95, Ta/Nb 比值为 0.07~0.09, 比 N-MORB 的相应比值(Zr/Nb 值约为 30, Ta/Nb 比值为 0.05, Sun & McDonough, 1989)要高, 这可能是由于该组熔岩的地幔源区曾经历过反复的岩浆抽取, 使得残余地幔源区(比 MORB 的源区更加亏损)中的 Zr/Nb、Ta/Nb 比值有所增高的缘故。第 2 组熔岩的 Zr/Nb 和 Ta/Nb 比值分别为 9.7~10.9 和 0.06, 与 E-MORB 的相应元素比值(分别为 10 和 0.06, Wilson, 1989; Sun & McDonough, 1989)相一致。以上特征表明, 在消减板片物质加入前, 库勒湖两组基性熔岩具有不同的地幔源区, 第 2 组基性熔岩的地幔源区要比第 1 组基性熔岩的地幔源区要相对富集些。

本区与洋壳俯冲-消减作用密切相关的第 1 组基性熔岩的大离子亲石元素(LILE)如 Cs、Rb、Ba、U、K、Sr 的含量明显高于高场强元素(HFSE)和重稀土元素(HREE), 因此使该组基性熔岩的 LILE/HFSE 及 LILE/HREE 比值(表 1、图 5)比 N-MORB 高, 但该组熔岩的 LREE 具有比 N-MORB 的 LREE 更加亏损的含量特征(表 1、图 4b), 使得本组熔岩的 LREE(尤其 La、Ce)/HREE、LREE/HFSE 比值远低于 LILE 与 HFSE 及 HREE 之间的比值。图 9 所示本区第 1 组熔岩的源区部分熔融程度高(20%左右)固然可以解释该组基性熔岩具有较低的 LREE 丰度, 却不能解释 LILE 丰度增高的特征。因此, 笔者认为, 第 1 组熔岩中大离子亲石元素(LILE)的富集, 是先期俯冲洋壳所携带的沉积物下插到楔形地幔源区中参与源区部分熔融的结果(即具有明显 SSZ 型蛇绿岩的信号), 这一过程也可以较好地解释本区基性熔岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 向增高的方向偏移以及其与 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值具负相关关系的特征。另外, 从图 4 和图 5 以及 Zr/Nb、Ta/Nb 值来看, 该组熔岩的两个样品(02TB-9-2 和 02TB-10-4; Zr/Nb = 88~95, Ta/Nb = 0.09)应比同组的另一样品(02TB-7-6; Zr/Nb = 40、Ta/Nb = 0.07)在消减板片流体沉积物加入前的源区更加亏损(源区不均一), 但它们的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值却分别低于和高于后者(表 2), 这可能是与消减板片沉积物(具有低的 ϵNd 值和高的

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值)在地幔楔中加入的程度有所不同, 前两者的源区中有更多的消减板片沉积物加入(表现在具有比后者更高的 LILE/HFSE 比值, 参见图 5), 导致它们的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值分别有所降低和升高。

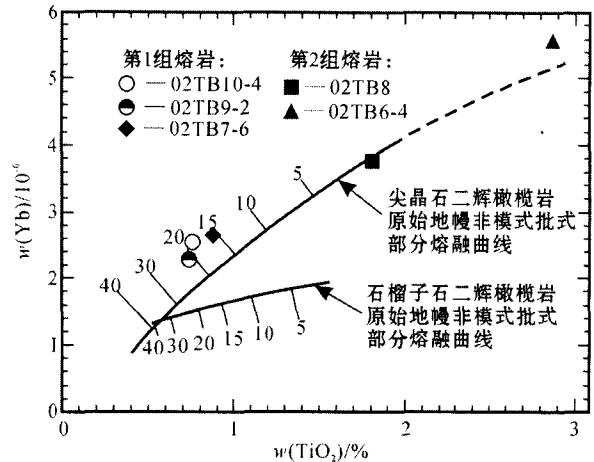


图 9 Yb - TiO_2 关系图(据 Gribble 等, 1998)

Fig. 9 Melting degree estimation of mantle source of basalts from Kulehu based on Yb versus TiO_2 diagram(after Gribble *et al.*, 1998)

本区第 2 组基性熔岩因不出现明显的 HFSE 负异常(其中 Nb、Ta 为正异常, 图 5), 表明其成因与消减板片沉积物流体关系不明显; 它们的 Zr/Nb、Ta/Nb 比值以及 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值均明显低于第 1 组熔岩, 暗示它们的地幔源区相对较为富集, 此外, 该组熔岩的源区部分熔融程度极低(小于 5%, 图 9), 并且经历了一定程度的结晶分异作用, 也使得该组熔岩的不相容元素的丰度整体比第 1 组基性熔岩的高(表 1, 图 5)(此处不考虑两组熔岩间由于其地幔源区亏损程度不同所显示出的源区不均一性)。因此, 该组熔岩应是洋壳俯冲托曳及后退式迁移(roll-back)引起“新的”地幔对流, 驱动周围或深部相对富集的地幔向处于引张状态的弧后位置运移和上涌(Hamilton, 2002; Hawkins, 2003)(导致弧后盆地进一步打开), 发生较低程度的部分熔融作用所产生的 MORB 型(或 MORB-Like)弧后盆地玄武岩。

10 构造意义初探

已有的研究表明, 位于本次库勒湖蛇岩带以北的、以长阿吾子—古洛沟—吾瓦门—库米什蛇绿混杂岩为代表的中天山南缘蛇绿混杂岩带(图 1)(及其

西延境外吉尔吉斯斯坦部分)被认为是古生代南天山洋消减-闭合后的残迹。其中,东段库米什榆树沟蛇绿岩中锆石 U-Pb 不一致线和谐合线的上交点年龄 440 ± 18 Ma(王润三等,1998)与西段长阿吾子蛇绿岩中辉石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄 439 Ma(郝杰等,1993)相一致,代表了蛇绿岩的形成年龄,暗示古南天山洋至少在早志留世时就已经打开并存在。关于该洋盆的俯冲-消减时代,目前国内外众多学者针对中天山南缘绿岩混杂岩带内的高压变质岩(原岩为 N-MORB、E-MORB 或 OIB)进行了同位素测年,如:西段长阿吾子榴辉岩的峰期变质年龄为 401 ± 1 Ma(高俊等,2000),特克斯穹库什太蓝片岩峰期变质年龄 415.4 ± 2.2 Ma(高俊等,1994;汤耀庆等,1995)(均为 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄);东段库米什地区,榆树沟蛇绿岩地体中高压麻粒岩的锆石 SHRIMP 年龄为 $390 \sim 392$ Ma(周鼎武等,2004)。这些同位素测年结果表明,南天山洋盆至少在末志留世—(中)泥盆世期间就已经开始俯冲-消减并遭受高压变质作用。但是,中天山南缘高压变质带(东段和西段)中尚存在有 $370 \sim 344$ Ma(肖序常等,1992;高俊等,2000;刘斌等,2003;Gao and klemmd,2003)的高压峰期变质和(或)后期抬升退变质年龄。最近,klemmd 等(2005)还有 $310 \sim 311$ Ma 的年龄(Rb-Sr、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法;为榴辉岩相-蓝片岩相峰期变质作用后,构造折返、冷却或重结晶的时代)报导,但也有 385 Ma 的年龄显示。上述这些同位素测年数据表明,南天山洋可能经历了多期、多阶段的俯冲-消减及构造抬升作用,也暗示南天山洋的演化历史相当复杂多样。对于这样一个具有多期、多阶段俯冲-消减演化历史的大洋盆(仅在中国境内东西延伸就可达 1 000 多公里)来说,其俯冲极性也可能是多样的(单向或双向)。

对于本次研究的库勒湖蛇绿岩来说,硅质岩中 D_2-C_1 的放射虫化石(刘羽等,1994;汤耀庆等,1995),对其形成时代上限进行了约束。最近,辉长岩锆石 SHRIMP 测年结果(425 ± 8 Ma,龙灵利等,2006)、LA-ICP-MS 测年结果($417 \sim 397$ Ma,笔者等待发表资料)等,表明库勒湖蛇绿岩形成时代应为晚-末志留世—早泥盆世,与上述古南天山洋俯冲-消减的时代相当。库勒湖蛇绿岩基性熔岩的地球化学特征表明其形成的构造环境为弧后盆地,并且,在库勒湖蛇绿岩以北、中天山南缘蛇绿岩混杂岩带南侧,尚有晚-末志留世巴音布鲁克组(S_{3-4b})岛弧火山岩(马瑞士等,1993;蔡东升等,1995;刘本培等,1996)的存

在,因此笔者初步认为:南天山库勒湖蛇绿岩很可能是南天山洋于晚-末志留世—早泥盆世期间发生的俯冲消减作用诱发弧后拉张所形成的弧后盆地型洋壳(蛇绿岩)残片,它与中天山南缘蛇绿岩之间应为同一洋盆(古南天山洋)演化中洋壳的不同组成部分。

11 结 论

库勒湖蛇绿岩中具有两组不同地球化学类型的基性熔岩,第 1 组熔岩兼具大洋岛弧拉斑玄武岩(IAT)和 N-MORB 的地球化学特征,第 2 组熔岩在地球化学特征上更多地与 E-MORB 相类似,它们形成的构造环境为弧后盆地。库勒湖弧后盆地型蛇绿岩的形成时代与古生代南天山洋的俯冲消减代时代相当,它很有可能是由于南天山洋于晚-末志留世—早泥盆世期间发生的俯冲消减作用诱发弧后拉张所形成的弧后盆地次生洋壳(蛇绿岩)残片,与中天山南缘蛇绿岩之间可能为同一洋盆(古南天山洋)演化中洋壳的不同组成部分。

致 谢:野外工作中受张国伟院士指导帮助,西北大学董云鹏、程顺有、张成立等教授以及中国地质大学(北京)刘少峰教授参与了本项目部分野外工作并给予了很大帮助,成文中与西安地矿所张二朋、冯益民、朱宝清等研究员进行了有益讨论,在此一并表示感谢!

References

- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [A]. Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry [C]. Elsevier, 63~114.
- Cabanis P B and Thiéblemont D. 1988. La discrimination des tholéiites continentales et des basalts arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3Tb-2Ta [J]. Bull. Soc. géol. France, 4 (6):927~935.
- Cai Dongsheng, Lu Huaifu, Jia Dong, *et al.* 1995. Paleozoic plate tectonic evolution of southern Tianshan [J]. Geology Review, 41(5): 432~442 (in Chinese with English abstract).
- Condie K C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance [J]. Lithos, 23: 1~18.
- Gao Changlin, Cui Kerui, Qian Yixiong, *et al.* 1995. Microplate Tectonics in Tianshan and Northern Tarm basin[M]. Geological Pub-

- lishing House, 1~284 (in Chinese with English abstract).
- Gao J and Klemm R. 2003. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints [J]. *Lithos*, 66:1~22.
- Gao Jun, Tang Yiaoqing, Zhao Min, *et al.* 1995a. The Formation environment of ophiolites in Haerk Mountains, Xinjiang [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 20(6): 682~688 (in Chinese with English abstract).
- Gao Jun, Tang Yiaoqing, Zhao Min, *et al.* 1995b. The preliminary studies on tectonic Environment of formation and geological characters of ophiolites, south Tianshan mountains, Xinjiang [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 11(suppl.): 85~97 (in Chinese).
- Gao Jun, Xiao Xuchang, Tang Yiaoqing, *et al.* 1994. The metamorphic P-T-t path of blueschists and tectonic evolution in the south-western Tianshan Mountains, Xinjiang [J]. *Geol. Rev.*, 1994, 40(6):544~553 (in Chinese with English abstract).
- Gao Jun, Zhang Lifei and Liu Shengwei. 2000. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age record of formation and uplift of the blueschists and eclogites in the Western Tianshan Mountains [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 45(1):89~94 (in Chinese).
- Gertisser R & Keller J. 2003. Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in Medium-K and High-K volcanic rocks from Merapi volcano, Central Java, Indonesia: Evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda Arc magma genesis [J]. *Journal of Petrology*, 44(3):457~489.
- Gill J B. 1987. Early geochemical evolution of an oceanic island and back arc: Fiji and the south Fiji basin [J]. *J. Geol.*, 95:589~615.
- Green T H, Sie S H, Ryan C G, *et al.* 1989. Proton microprobe-determined partition of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature [J]. *Chemical Geology*, 74:201~216.
- Gribble R F, Stern R J, Bloomer S H, *et al.* 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: Implications for magmatogenesis in back-arc basins [J]. *Journal of Petrology*, 39: 125~154.
- Gribble R F, Stern R J, Bloomer S H, *et al.* 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin [J]. *Geochimica et Cosmochimica*, 60:2153~2166.
- Guo Zhaojie, Ma Ruishi, Guo Lingzhi, *et al.* 1993. A comparison study on three ophiolitic mélange belts in eastern Xinjiang [J]. *Geology Review*, 39(3): 236~247 (in Chinese with English abstract).
- Hamilton W B. 2002. The closed upper-mantle circulation of plate tectonics [A]. Stein S and Freymuller J T. *Plate Boundary Zones* [C]. American Geophysical Union, *Geodynamics Series*, (30): 359~410.
- Hao Jie and Liu Xiaohan. 1993. Ophiolite mélange time and tectonic evolutionary model in south Tianshan area [J]. *Chinese J. geol.*, 28(1):93~95 (in Chinese with English abstract).
- Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies [J]. *Earth Planetary Science Letter*, 90: 273~296.
- Hawkins J W. 2003. Geology of supra-subduction zone-implication for origin of ophiolites [A]. Yildirim Dilek. *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought* [C]. The Geo. Soci. of America (Special paper 373):227~268.
- Ikeda Y and Yuasa M. 1989. Volcanism in nascent back-arc basins behind the Shichito Ridge and adjacent areas in the Izu-Ogasawara arc, northwest Pacific: evidence for mixing between E-MORB and island arc magmas at the initiation back-arc rifting [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 377~393.
- Klemm R, Brouck M, Hacker B R, *et al.* 2005. New Age Constraints on the Metamorphic Evolution of the High-Pressure /Low-Temperature Belt in the Western Tianshan Mountains, NW China [J]. *The Journal of Geology*, 113:157~168.
- Li Chunyu, Wang Quan, Liu Xueya, *et al.* 1982. *Tectonic Map of Asia and its Explanatory Notes* [M]. Beijing: Cartogr. Publ. House, 1~49 (in Chinese and English).
- Li Shuguang. 1994. Implications of $\epsilon\text{Nd-La/Nb}$, Ba/Nb , Nb/Th diagrams to mantle heterogeneity-classification of island arc basalts and decomposition of EMII component [J]. *Geochimica*, 23(2):105~114 (in Chinese with English abstract).
- Liu Benpei, Wang Ziqiang, Zhang Chuanheng, *et al.* 1996. *Tectonic Framework and Evolution in Southwest Tianshan Mountains, China* [M]. Wuhan: China University of Geosciences press, 1~120 (in Chinese with English abstract).
- Liu Bin and Qian Yixiong. 2003. The geologic characteristics and fluid evolution in the three high-pressure metamorphic belts of eastern Tianshan [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2):283-296 (in Chinese with English abstract).
- Liu Yu, Wang Naiwen and Yao Jianxin. 1994. New data of radiolaria and its significance in the Kuqa area, Xinjiang [J]. *Xinjiang Geology*, 12(4): 344~350 (in Chinese with English abstract).
- Long Lingli, Gao Jun, Xiong Xianming, *et al.* 2006. The geochemical characteristics and the age of Kule Lake ophiolite in the southern Tianshan [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1):65~73 (in Chinese with English abstract).
- Ma Ruishi, Wang Ciyin, Ye Shangfu, *et al.* 1993. *The Outline of Plate Tectonics and Crustal Evolution in the Eastern Tianshan Belt, China* [M]. Nanjing: Nanjing University Press, 1~225 (in Chinese with English abstract).
- McCulloch M T and Gamble J A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 102: 358~374.
- Miyashiro A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites [J]. *Journal of Geology*, 83:249~281.
- Mnker C. 1998. Nb-Ta fraction in a Cambrian arc-back system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques [J]. *Chem. Geol.*, 144:23~45.
- Pearce J A. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins [A]. Hawkesworth. *Continental*

- Basalts and Mantle Exoliths [C]. Nantwich shiva, 230~249.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290~300.
- Ren Jishun, Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun, *et al.* 1980. The Geotectonic Evolution of China[M]. Beijing: Sci. Press, 1~124 (in Chinese).
- Rollinson R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation. Interpretation [M]. Singapore: Longman Singapore Publishers (Pte) Ltd., 1~343.
- Saunders A D, Storey M, Kent R W, *et al.* 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions[A]. Storey B C. Magmatism and the Causes of Continental Break-up[C]. London: Geological Society Special Publication, 68: 41~60.
- Stern R J, Lin P, Marris J D, *et al.* 1990. Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implication for the magmatic evolution of back-arc basins [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100:210~225.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. Magmatism in the Ocean basins [C]. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 42:313~345.
- Tang Yiaoqing, Gao Jun, Zhao Min, *et al.* 1995. The ophiolites and blueschists in southwestern Tianshan orogenic belt, Xinjiang, North China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~133(in Chinese with English abstract).
- Volpe A M, Macdougall J D, Lugmair G, *et al.* 1990. Fine-scale isotopic variation in in Mariana Trough basalts: evidence for heterogeneity and a recycled component in backarc basin mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 100: 251~264.
- Wang Runsan, Wang Yan, Li Huimin, *et al.* 1998. Zircon U-Pb age and its geological significance of high-pressure terrane of granulite facies in Yushugou area, south Tianshan [J]. *Geochimica*, 27(6): 517~522 (in Chinese with English abstract).
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis* [M]. London: Unwin Hyman, 1~466.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation of products using immobile elements [J]. *Chemical Geology*, 20:325~343.
- Wood D A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 11~30.
- Woodhead J, Eggins S and Gamble J. 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114: 491~504.
- Xia Linqi. 2001. A study of volcanic rocks in orogenic belts [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3): 225~231 (in Chinese with English abstract).
- Xia Linqi, Xia Zuchun and Xu Xueyi. 2003a. Magmagenesis in the Ordovician backarc basins of the Northern Qilian Mountains, China [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 115(12): 1 510~1 522.
- Xia Linqi, Xu Xueyi, Xia Zuchun, *et al.* 2003b. Carboniferous post-collisional rift volcanism of the Tianshan Mountains, Northwestern China [J]. *Acta Geologica Sinica(Englist Edition)*, 77(3): 338~360.
- Xia Linqi, Xu Xueyi, Xia Zuchun, *et al.* 2004. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3):419~433.
- Xiao Xuchang, Tang Yaoqing, Feng Yimin, *et al.* 1992. Tectonic evolution of northern Xinjiang and its adjacent regions [J]. Beijing: Geological Publishing House, 1~198 (in Chinese with English abstract).
- Xu Jifeng, Chen Fanrong, Yu Xueyuan, *et al.* 2001. Kuerti ophiolite in Altay area of north Xinjiang: magmatism of an aient back-arc basin [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3): 344~352 (in Chinese with English abstract).
- Yogodzinski G M, Naumann T R, Smith E I, *et al.* 1996. Crustal assimilation by alkalic basalt and the evolution of a mafic volcanic field in the central Great Basin, south-central Nevada [J]. *Journal of Geophysical Research*, 101:17 425~17 445.
- Zhou Dingwu, Su Li, Jian Ping, *et al.* 2004. Zircon SHRIMP U-Pb age and its geological significance of high-pressure terrane of granulite facies from Yushugou Ophiolite, Southern Tianshan Mountain[J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(14): 1 411~1 415 (in Chinese).
- Zindler A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics [J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493~571.

附中文参考文献

- 蔡东升, 卢华复, 贾东, 等. 1995. 南天山古生代板块构造演化[J]. *地质论评*, 41(5):432~442.
- 高俊, 汤耀庆, 赵民, 等. 1995a. 新疆哈尔克山蛇绿岩的形成环境[J]. *地球科学*, 20(6): 682~688.
- 高俊, 汤耀庆, 赵民, 等. 1995b. 新疆南天山蛇绿岩的地质地球化学特征及形成环境初探[J]. *岩石学报*, 11(增刊):85~97.
- 高俊, 肖序常, 汤耀庆, 等. 1994. 新疆西南天山蓝片岩的变质作用PTD_t 轨迹及构造演化[J]. *地质论评*, 40(6):544~553.
- 高俊, 张立飞, 刘圣伟. 2000. 西天山蓝片岩榴辉岩形成和抬升的⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄记录[J]. *科学通报*, 45(1):89~94.
- 高长林, 崔可锐, 钱一雄, 等. 1995. 天山微板块构造与塔北盆地[M]. 北京:地质出版社, 1~284.
- 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[J]. *地质论评*, 39(3):236~247.
- 郝杰, 刘小汉. 1993. 南天山蛇绿混杂岩形成时代及其大地构造意义[J]. *地质科学*, 28(1):93~95.
- 李春昱, 王荃, 刘雪亚, 等. 1982. 亚洲大地构造图及其说明书[M]. 北京:地图出版社, 1~49.
- 李曙光. 1994. ϵ Nd-La/Nb, Ba/Nb, Nb/Th 图对地幔不均一性研究的

- 意义——岛弧火山岩分类及 EMII 端元的分解[J]. 地球化学, 23(2):105~114.
- 刘 斌, 钱一雄. 2003. 东天山三条高压变质带地质特征和流体作用[J]. 岩石学报, 19(2):283~296.
- 刘 羽, 王乃文, 姚建新. 1994. 新疆库车地区放射虫新资料及其意义[J]. 新疆地质, 12(4): 344~350.
- 刘本培, 王自强, 张传恒, 等. 1996. 西南天山构造格局与演化[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~120.
- 龙灵利, 高 俊, 熊贤明, 等. 2006. 南天山库勒湖蛇绿岩地球化学特征及其年龄[J]. 岩石学报, 22(1):65~73.
- 马瑞士, 王赐银, 叶尚夫, 等. 1993. 东天山构造格架及地壳演化[M]. 南京: 南京大学出版社, 1~225.
- 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 等. 1980. 中国大地构造及演化[M]. 北京: 科学出版社, 1~124.
- 汤耀庆, 高 俊, 赵 民, 等. 1995. 西南天山蛇绿岩和蓝片岩[M]. 北京: 地质出版社, 1~133.
- 王润三, 王 焰, 李惠民, 等. 1998. 南天山榆树沟高压麻粒岩地体锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地球化学, 27(6):517~522.
- 夏林圻. 2001. 造山带火山岩研究[J]. 岩石矿物学杂志, 20(3):225~231.
- 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 1992. 新疆邻区及其大地构造[J]. 北京: 地质出版社, 1~198.
- 许继峰, 陈繁荣, 于学元, 等. 2001. 新疆北部阿尔泰地区库尔特蛇绿岩: 古弧后盆地系统的产物[J]. 岩石矿物学杂志, 20(3):344~352.
- 周鼎武, 苏 犁, 简 平, 等. 2004. 南天山榆树沟蛇绿岩地体中高压麻粒岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及构造意义[J]. 科学通报, 49(14): 1 411~1 415.

· 简讯 ·

第 19 届国际矿物学大会(19th IMA)已于 2006 年 7 月在日本召开

第 19 届国际矿物学大会(19th IMA)已于 2006 年 7 月 23~28 日在日本神户召开。来自 50 多个国家的 1 400 多人参加了这次盛会, 我国有 18 人与会。IMA 理事会共由 6 位官员和 5 位专家组成, 鲁安怀作为专家新当选为 IMA 理事会成员, 主要负责联系环境矿物学等矿物学新的发展方向工作。这次大会的主题是“矿物学——向纳米、生物与行星科学拓展”, 会议共设立 37 个专题。会议期间安排大会报告 9 个, 分会报告近 500 个, 成果展近 400 块。分会场中开展学术交流活动较为踊跃的专题有: 矿物学基础研究方向, 如晶体结构与拓扑学和晶体化学、新矿物与矿物分类等; 矿物学与传统地质学有关的研究方向, 如极端温压条件下变质作用、俯冲作用与大陆演化、矿床矿物学等; 具有较强发展势头的矿物学新的研究方向, 如矿物与生物相互作用、环境与健康矿物学、水与矿物作用, 还涉及到天体矿物学以及地球早期生命起源有关的矿物学研究等。会上的交流与展示充分反映出, 矿物学不仅在新世纪地球科学中仍然发挥着重要的基础学科作用, 而且具有显著的交叉学科研究优势, 充满巨大的发展机遇与挑战。会议决定第 20 届国际矿物学大会将于 2010 年 8 月 21~27 日在匈牙利布达佩斯召开, 详情请登录网站 <http://www.univie.ac.at/Mineralogie/ima.2010/> 查阅。

(王长秋 供稿)