东昆仑造山带早中生代镁铁质岩墙群 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、元素和 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学*

熊富浩[1] 马昌前[1,2**] 张金阳[3] 刘彬[1]

XIONG FuHao[1], MA ChangQian[1,2**], ZHANG JinYang[3] and LIU Bin[1]

1. 中国地质大学地球科学学院,武汉 430074
2. 地质过程与矿产资源国家重点实验室,武汉 430074
3. 中国地质大学资源学院,武汉 430074

1. *Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *China*
2. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Wuhan* 430074, *China*
3. *Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *China*

2011-03-02 收稿, 2011-06-13 改回.

Xiong FH, Ma CQ, Zhang JY and Liu B. 2011. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, elements and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of the Early Mesozoic mafic dyke swarms in East Kunlun orogenic belt. ***Acta Petrologica Sinica*****, 27(11):3350-3364**

Abstract The Bairiqili mafic dyke swarms in East Kunlun are principally composed of noritegabbro, with minor porphyritic diabase. The LA-ICP-MS zircon U-Pb dating indicates that the mafic dykes were emplaced with age of 251 ±2Ma. The mafic dykes are characterized by moderate $Mg^{\#}$ (31 ~50) and high alumina (16.25% ~19.49%), belonging to calc-alkali rocks ($Na_2O + K_2O$ = 2.75% ~3.51%; FeO^T/MgO = 1.02 ~2.22). The rocks have lower total REE, with slightly enriched LREE and positive Eu anomalies ($\sum REE = 52.16 \times 10^{-6} \sim 99.81 \times 10^{-6}$, $(La/Yb)_N$ = 2.08 ~5.49, δEu = 1.03 ~1.30), besides, all rocks are enriched in LILE (eg., Rb, Ba and Pb, etc.) and depleted in HFSE (eg., Nb, Ta, P and Ti, etc.), and have significantly different ratios of incompatible elements to that in the crust (such as Nb/Ta ratio). Dykes have enriched Sr-Nd isotopic compositions ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.71103 ~0.71502, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = -7.4 ~ -3.6), with the relative concentrated and significantly distinguished $\varepsilon_{Hf}(t)$ ratio (-2.37 ~ 1.07) when compared to that derived from the crust. Geochemical and isotopic studies show that the mafic dykes were derived from EM2 that have been metasomatized by fluid. Tectonic setting analysis shows that the rocks have characteristics of island arc and/or mid-ocean ridge basalts, combined with the tectonic evolution of East Kunlun, we propose that the Bairiqili mafic dykes were derived from EM2 in a subduction environment, which was metasomatized by fluid and then, triggered to partial melting to form the mafic magma, at about 250Ma, it took place back-arc extension in the north of the subduction zone, and then the mafic magma was rising to upper crust along the fissure to form the mafic dykes.

Key words Mafic dykes; Zircon U-Pb geochronology; Sr-Nd-Hf isotope; Back-arc extension; East Kunlun

摘 要 东昆仑造山带白日其利镁铁质岩墙群以苏长辉长岩为主,含少量含斑辉绿岩,LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学指示该套岩墙群结晶侵位年龄为 251 ±2Ma。岩石具有中等的 $Mg^{\#}$(31 ~50)和高铝 (16.25% ~19.49%)的特征,整体属于钙碱性玄武岩系列岩石 ($Na_2O + K_2O$ = 2.75% ~3.51%; FeO^T/MgO = 1.02 ~2.22);微量和稀土元素方面,岩石具有较低的稀土总量、轻稀土轻微富集和 Eu 正异常特征 ($\sum REE = 52.16 \times 10^{-6} \sim 99.81 \times 10^{-6}$, $(La/Yb)_N$ = 2.08 ~5.49, δEu = 1.0 ~1.3),所有岩石富集 LILE (如 Rb、Ba 和 Pb 等)而亏损 HFSE (如 Nb、Ta、P 和 Ti 等),且具有显著不同于地壳的不相容元素组成 (如 Nb/Ta 比值)。岩墙具有富集的 Sr-Nd 同位素组成 ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.71103 ~0.71502, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = -7.4 ~ -3.6),具有相对集中且显

* 本文受中国地质调查局计划项目 (1212010918002、1212011121270)资助.

第一作者简介: 熊富浩, 男, 1986 年生, 博士生, 岩石学专业, E-mail: xiongfuhao@yeah.net

** **通讯作者**: 马昌前, 男, 教授, 岩石学专业, E-mail: cqma@cug.edu.cn

著不同于地壳岩浆的 Hf 同位素组成（$\varepsilon_{Hf}(t) = -2.37 \sim 1.07$）。元素地球化学和同位素研究指示镁铁质岩浆起源于流体交代的富集地幔 II，并未受到显著的地壳混染。构造环境分析表明，岩石具有岛弧和洋中脊玄武岩双重特征。结合区域构造演化分析，我们认为，在晚二叠世-早三叠世时期，在俯冲环境下，板片流体交代使上覆地幔楔发生富集，形成富集地幔 II，随着该区伸展作用的加强，在早三叠世，进一步诱发了富集地幔的部分熔融并产生镁铁质岩浆，最终侵位结晶就形成了白日其利镁铁质岩墙群。

关键词　基性岩墙；锆石 U-Pb 年代学；Sr-Nd-Hf 同位素；弧后伸展；东昆仑

中图法分类号　P588.13；P597.3

1　引言

镁铁质岩墙群常常起源于岩石圈地幔，是岩石圈（或地壳）伸展的标志，作为一种特殊的构造岩浆类型（Hoek and Seitz, 1995），它是研究构造演化与地体重建等科学问题的重要探针（周鼎武等, 2000；侯贵廷等, 2009；Goldberg, 2010），也是研究地表火山作用与深部地幔岩浆活动的重要纽带（Hooper *et al.*, 2010；Srivastava, 2011）。研究发现，造山带镁铁质岩墙群主要形成于 2 种构造环境，一类是造山后伸展环境，例如，与岩石圈拆沉作用相关的基性岩墙（罗照华等, 2006；French and Heaman, 2010）；另一类是俯冲环境，常常与弧后拉张作用相关（Khan *et al.*, 2007；Mir *et al.*, 2010；Girardi *et al.*, 2011）。因此，研究镁铁质岩墙群的成因，不仅可以提供地幔属性的信息，而且能够限定造山带构造体制转换时间，对探讨造山带构造岩浆体制的时空转换有着重要作用。

巨大的东昆仑构造岩浆带是中央造山带的重要组成部分，是晚古生代-早中生代形成的巨型碰撞拼合地体（殷鸿福和张克信, 1997）。受古特提斯洋演化的控制，东昆仑地体内发育巨量与俯冲-碰撞造山相关的岩浆活动（莫宣学等, 2007）。前人通过对东昆仑下大武玄武岩的研究，认为东昆仑地体内与古特提斯洋俯冲有关的岩浆活动至少始于晚二

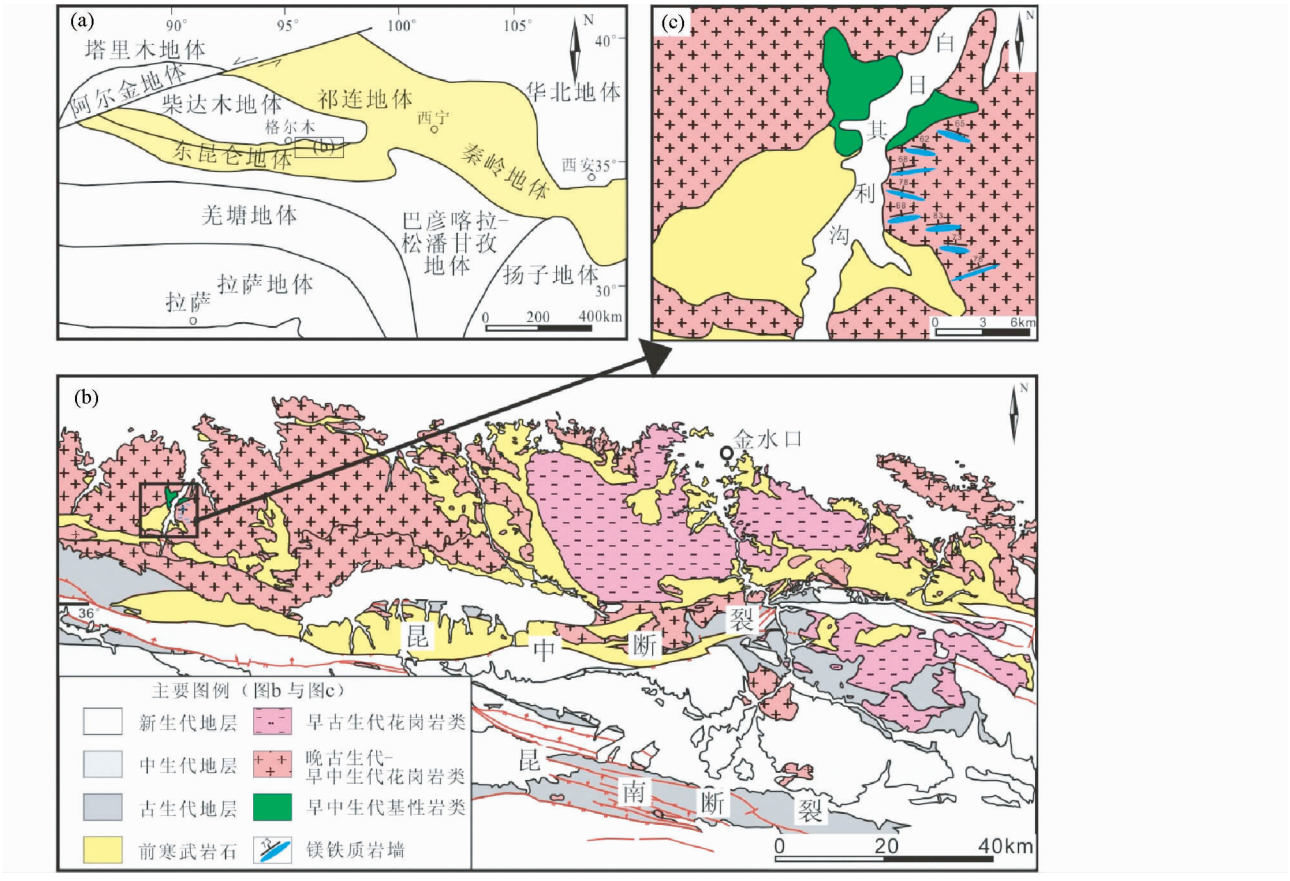


图 1　东昆仑大地构造框架简图（a）、东昆仑东段地质简图（b）和白日其利岩体地质简图（c）（据许志琴等，2007 修改）

Fig. 1　Geotectonic framework of East Kunlun (a), simplified geological maps eastern part of East Kunlun (b) and Bairiqili pluton (c) (modified after Xu *et al.*, 2007)

叠世(姜春发等, 1992; Yang *et al.*, 1996),并提出了相应的弧-沟盆构造模型(杨经绥等, 2005)。但是,前人的研究多集中在花岗质岩石成因方面,鲜有对镁铁质岩墙群的详细研究(罗照华等, 2006),缺乏对东昆仑古特提斯构造域伸展阶段岩浆活动的详细研究,特别是尚未对东昆仑弧后伸展等构造岩浆活动进行准确的时空限制,这极大地制约着对造山带构造岩浆动力学的研究和对构造体制演化细节的认识。

最近,我们在东昆仑白日其利沟发现一套侵入花岗闪长岩体内的镁铁质岩墙群,为研究东昆仑古特提斯构造域伸展岩浆活动提供了重要窗口。本文对该套岩墙群进行了锆石 U-Pb 年代学、元素地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素研究,结合区域构造演化,分析岩石成因及其构造意义。

2 区域地质概况与镁铁质岩墙特征

2.1 区域地质概况

东昆仑地体向东与秦岭衔接形成中央造山带,向西则以阿尔金走滑断裂与阿尔金地体分隔(图 1a)(许志琴等, 2007)。以昆中断裂为界,可将东昆仑造山带划分为昆南和昆北 2 个地体,昆南地体与巴颜喀拉-松潘甘孜地块相邻,昆北地体则毗邻柴达木盆地(图 1a)。

昆南地体岩石组合复杂,其基底岩系相对年轻,为元古代白沙河岩群和小庙岩群以及角闪岩相变质的苦海杂岩。基底岩系外围为活动类型的晚古生代下石炭统-中二叠统沉积建造,包括纳赤台群、牦牛山组和哈拉郭勒组等,这些晚古生代沉积区域与南部的阿尼玛卿古特提斯洋存在成因联系。昆南地体经历了加里东和印支 2 期构造-岩浆旋回,形成了典型的复合叠覆造山带,发育三叠纪侵入岩(殷鸿福和张克信, 1997; 许志琴等, 2007)。

昆北地体以出露古老变质岩系为特征,下部为元古代金水口群高角闪岩相-麻粒岩相变质岩系,上部不整合覆盖浅变质的震旦纪-奥陶纪滨浅海碎屑岩和碳酸盐岩建造。志留纪-中泥盆世时地体处于隆起状态,晚泥盆世发育陆相碎屑岩,石炭-二叠纪时,地体相对稳定,发育浅海相碎屑岩建造。昆北地体主要经历了早古生代和早中生代 2 期构造-岩浆旋回,分布着大量岩浆岩(图 1b)(许志琴等, 2007)。本文研究的白日其利岩墙群就位于昆北地体内。

2.2 镁铁质岩墙特征

岩墙的围岩为一套晚古生代的中粗粒花岗闪长岩(青海地质矿产勘查开发局, 2000①),镁铁质岩墙宽度约 30 ~ 200cm,呈近东西向延伸,倾向整体向北倾(变化于 349° ~ 12°之间),倾角约 73° ~ 83°(图 2a)。岩墙多为灰绿色,块状构造,细粒显晶质结构,岩墙边部多发育冷凝边(图 2b),部分较宽岩墙的中部为似斑状结构(样品 10NM63-8,斑晶主要为斜长石和辉石),边部为细粒结构。

镜下观察发现,岩石多为辉绿结构(图 2c)或辉长辉绿结构(图 2d),岩性以苏长辉长岩为主,主要矿物为单斜辉石和斜长石,少量的斜方辉石、角闪石和黑云母,可见大量的针状磷灰石(图 2e)和少量的磁铁矿、绿泥石等。斜长石(50% ~55%)呈自形-半自形晶,发育聚片双晶;单斜辉石(25% ~ 30%)多为半自形-他形晶,充填在斜长石三角空隙内,局部发生次闪石化和绿泥石化;角闪石(5% ~10%)呈单斜辉石的反应边形式存在(图 2e),但其附近的其他矿物没有发生蚀变,表明这种反应边是在岩浆阶段形成的,为同岩浆流体交代作用的产物;斜方辉石(5%)和黑云母(5%)多为半自形;副矿物(5%)以长针状磷灰石和他形金属矿物为主。

部分岩墙为含斑辉绿结构(图 2f),斑晶以斜长石为主(10%),含少量单斜辉石,斜长石斑晶常常发育环带结构(图 2f),基质为辉绿结构,主要矿物为斜长石(50%)、单斜辉石(20%)、斜方辉石(5%)、角闪石(5%)和黑云母(5%),副矿物主要为磷灰石和金属矿物等(5%)。

3 测试分析方法

用于锆石年代学分析的样品均采自新鲜露头,去除表面风化层,经粗碎、淘洗、磁选等分离方法分选锆石,在双目镜下仔细选择不同晶形、不同颜色的锆石颗粒,粘在双面胶上并用环氧树脂固定,待环氧树脂充分固化后,将锆石靶表面抛光,然后进行锆石颗粒内部结构分析(反射光和透射光、阴极发光显微图像研究),最后进行锆石 LA-ICP-MS 分析。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)采用 Agilent 7500a 的 ICP-MS 仪器与装配有 193nm 气体激光的 GeoLas 2005 激光剥蚀系统联机进行,使用 He 作为剥蚀物质的载气,激光束斑 32μm。利用锆石标样 GJ-1 作为外标对同位素分馏进行校正,采用国际标准锆石 91500 外部校正法进行锆石分析。微量元素含量采用国际标样 NIST 610 作为外标,^{29}Si 作为内标元素进行校正。数据处理利用 ICPMSDataCal(Liu *et al.*, 2008a)完成,年龄采用 3.23 版本的 Isoplot 程序计算,详细的分析程序同 Zong *et al.*(2010)。

用于全岩主量、微量元素和 Sr-Nd 同位素分析的样品均为 200 目以下的新鲜粉末样,全岩主量元素的测试采用湖北地质矿产开发局的 Regaku 3080E1 型光谱仪进行 XRF 分析,样品分析精度好于 5%。全岩微量元素含量在 GPMR 实验室利用 Agilent 7500a ICP-MS 分析完成。用于 ICP-MS 分析的样品处理如下:(1)称取粉碎至大约 200 目的岩石粉末 50mg 于 Teflon 溶样器中;(2)采用 Teflon 溶样弹将样品用 HF + HNO_3 在 195℃条件下消解 48h;(3)将在 120℃条件下蒸干除 Si 后的样品用 2% HNO_3 稀释 2000 倍,定容于干净的聚酯瓶。详细的样品消解处理过程、分析精密度和准确度同 Liu *et al.*(2008b)。全岩 Sr-Nd 同位素分析均在 GPMR 实验

① 青海地质矿产勘查开发局. 2000. 青海尕牙合幅区域地质报告

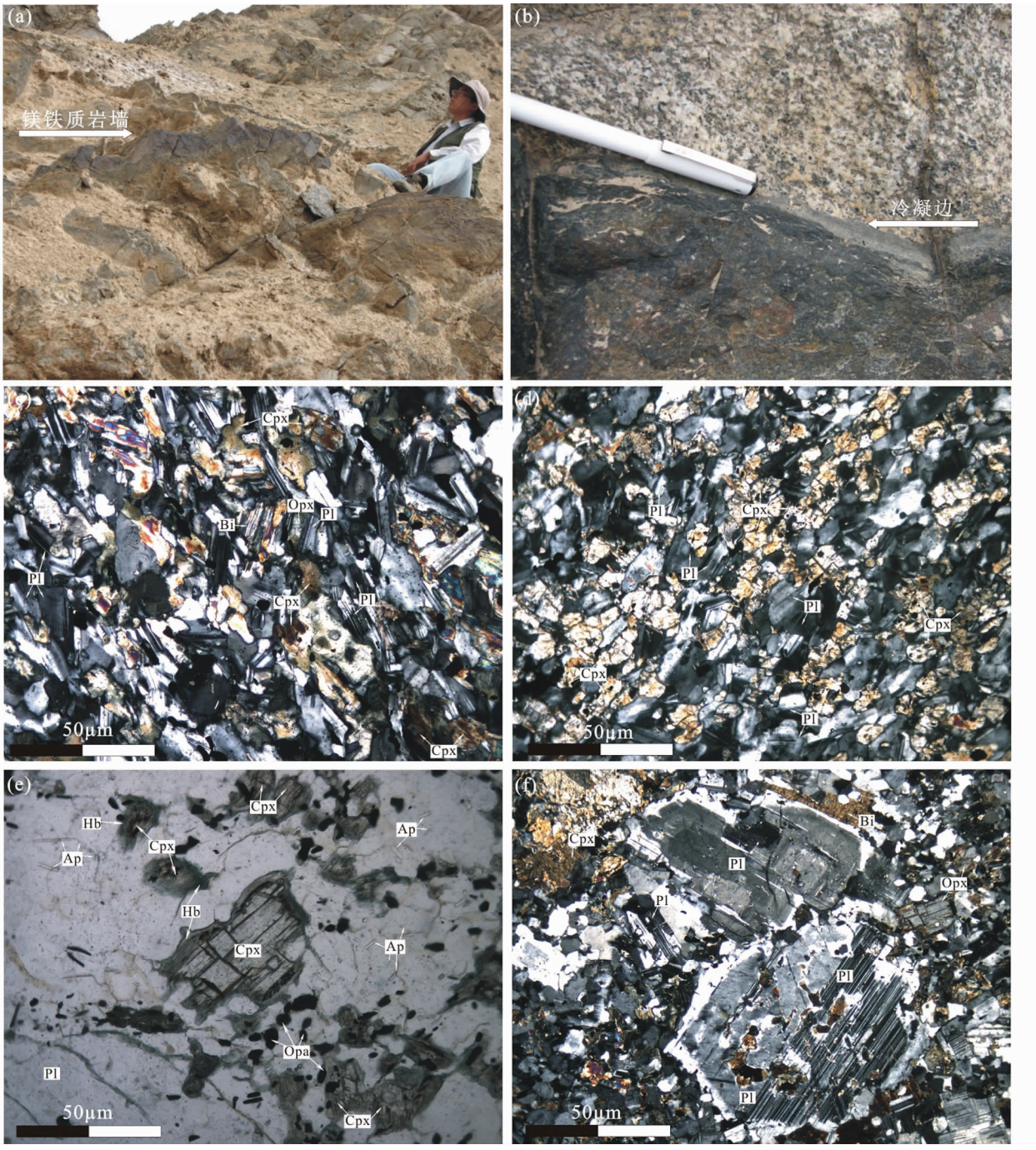


图 2　镁铁质岩墙群野外及典型结构显微照片

Pl-斜长石；Cpx-单斜辉石；Opx-斜方辉石；Hb-角闪石；Bi-黑云母；Ap-磷灰石；Opa-不透明矿物

Fig. 2　Outcrop photos and photomicrographs showing the typical textures of the mafic dykes

室完成，采用 Finnigan 公司的 MAT-261 热电离同位素质谱仪进行比值测量，仪器的准确度分别用标样 NBS987 和 La Jolla 国际标样进行监测，Sr 同位素质量分馏用 $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.375209$ 校正，Nd 同位素质量分馏用 $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.721900$ 校正，详细流程见 Gao *et al.*（2004）。

锆石原位 Lu-Hf 同位素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成，所用仪器为 Nu plasma 型 MC-ICP-MS，激光为 193-nm ArF 准分子激光，激光束斑直径为 44μm，剥蚀频率为 10Hz，详细分析方法与参数同 Yuan *et al.*（2008）。

4　锆石 U-Pb 年代学

对白日其利镁铁质岩墙中样品 10NM63-10 进行了锆石

表 1 白日其利镁铁质岩墙的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 LA-ICPMS zircon U-Pb data for Bairiqili mafic dyke

测点号	元素含量($\times10^{-6}$)			元素比值	同位素比值						同位素年龄(Ma)			
	$^{Total}Pb$	^{232}Th	^{238}U	Th/U	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	1σ	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	1σ	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	1σ	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	1σ	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	1σ
10NM63-10-01	4.27	48.66	86.85	0.56	0.05255	0.0030	0.28653	0.016	0.04001	0.0007	256	12	253	4
10NM63-10-02	4.34	53.75	87.03	0.62	0.05544	0.0035	0.30052	0.019	0.03959	0.0007	267	15	250	4
10NM63-10-03	5.74	79.55	110.81	0.72	0.05053	0.0044	0.27261	0.024	0.03932	0.0008	245	19	249	5
10NM63-10-04	4.73	67.31	94.58	0.71	0.05643	0.0031	0.30115	0.017	0.03929	0.0006	267	13	248	4
10NM63-10-05	4.34	50.26	86.85	0.58	0.05297	0.0060	0.27517	0.027	0.03950	0.0010	247	21	250	6
10NM63-10-06	4.29	47.58	84.13	0.57	0.05064	0.0078	0.28741	0.044	0.04060	0.0014	257	35	257	9
10NM63-10-07	3.78	31.94	75.31	0.42	0.05572	0.0110	0.30834	0.064	0.04042	0.0011	273	49	255	7
10NM63-10-08	4.53	55.45	88.16	0.63	0.05175	0.0040	0.28617	0.022	0.04039	0.0007	256	17	255	5
10NM63-10-09	6.92	101.68	135.23	0.75	0.05112	0.0061	0.27558	0.032	0.03894	0.0011	247	26	246	7
10NM63-10-10	3.93	42.39	77.18	0.55	0.05011	0.0065	0.27690	0.037	0.03997	0.0014	248	30	253	9
10NM63-10-11	3.74	41.25	75.01	0.55	0.05077	0.0062	0.26993	0.032	0.04052	0.0016	243	26	256	10
10NM63-10-12	5.56	81.61	109.26	0.75	0.05181	0.0033	0.28251	0.018	0.04026	0.0006	253	14	254	4
10NM63-10-13	6.51	79.26	129.30	0.61	0.05291	0.0043	0.28066	0.022	0.03925	0.0009	251	17	248	5
10NM63-10-14	6.94	98.06	134.56	0.73	0.05091	0.0055	0.27084	0.028	0.03905	0.0009	243	22	247	6
10NM63-10-15	10.92	146.98	219.89	0.67	0.05058	0.0026	0.27246	0.014	0.03895	0.0006	245	11	246	4
10NM63-10-16	10.56	121.47	207.33	0.59	0.05451	0.0023	0.30127	0.013	0.04034	0.0005	267	10	255	3
10NM63-10-17	5.37	70.26	106.27	0.66	0.05188	0.0033	0.27954	0.016	0.03993	0.0007	250	13	252	4
10NM63-10-18	6.68	97.77	133.25	0.73	0.05005	0.0052	0.26260	0.026	0.03831	0.0007	237	21	242	4
10NM63-10-19	9.86	130.55	187.52	0.70	0.05129	0.0041	0.28736	0.023	0.04068	0.0009	256	18	257	6
10NM63-10-20	8.28	132.52	149.51	0.89	0.05222	0.0057	0.28723	0.031	0.04070	0.0010	256	24	257	6

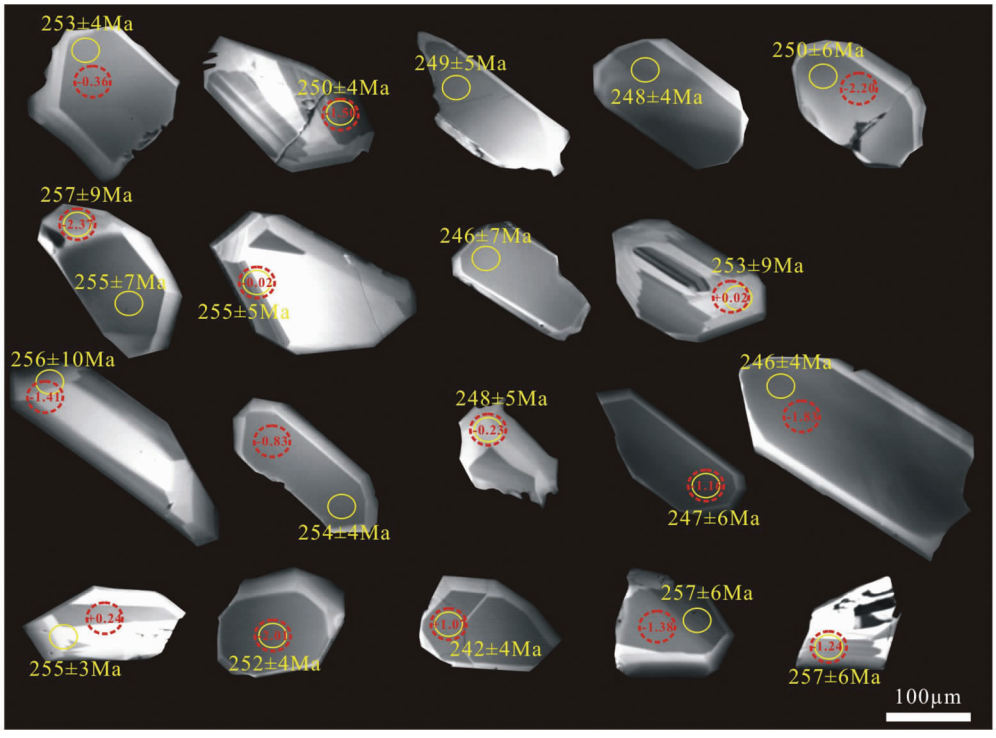


图 3 白日其利镁铁质岩墙锆石的 CL 图像和 U-Pb 年龄分析点(实线圆圈)及 Lu-Hf 同位素分析点(虚线圆圈)

Fig. 3 CL images of zircons from Bairiqili mafic dyke, and the points for U-Pb analysis (the solid circles) and Lu-Hf isotope analysis (dashed circles)

表 2　白日其利镁铁质岩墙的元素地球化学组成(主量元素：wt%；微量元素：$\times 10^{-6}$)

Table 2　Element compositions of mafic dykes in the Bairiqili area (Major element: wt%; Trace element: $\times 10^{-6}$)

样品号	10NM63-2	10NM63-3	10NM63-5	10NM63-9	10NM63-10	10NM63-7	10NM63-8
岩性	苏长辉长岩					含斑辉绿岩	
SiO_2	50.30	49.39	49.22	50.67	49.79	55.49	53.54
TiO_2	1.47	1.46	1.53	1.10	0.94	1.21	1.24
Al_2O_3	17.97	18.18	17.92	17.58	16.25	17.85	19.49
Fe_2O_3	1.69	6.02	0.53	4.36	0.64	1.15	1.32
FeO	9.70	5.90	11.37	5.65	7.57	8.83	6.93
MnO	0.24	0.28	0.24	0.17	0.16	0.18	0.14
MgO	4.28	4.30	4.94	5.22	4.50	2.49	2.83
CaO	9.18	9.22	9.86	9.94	8.60	7.93	9.28
Na_2O	2.61	2.70	2.38	2.64	2.06	2.63	2.76
K_2O	0.73	0.62	0.56	0.61	0.69	0.44	0.75
P_2O_5	0.20	0.22	0.17	0.13	0.10	0.22	0.16
H_2O^+	1.24	1.33	0.92	1.15	3.29	1.01	1.10
CO_2	0.19	0.20	0.16	0.59	5.24	0.37	0.29
LOI	0.46	0.70	<0.00	0.99	7.60	0.31	0.68
Total	100.26	100.52	99.80	100.80	107.43	100.11	100.51
Na_2O/K_2O	3.58	4.35	4.25	4.33	2.99	5.98	3.68
FeO^T	11.22	11.32	11.85	9.57	8.15	9.86	8.12
$Mg^{\#}$	40	40	43	49	50	31	38
La	8.35	6.93	7.32	12.18	10.21	14.79	12.54
Ce	19.31	16.13	17.26	28.49	18.54	35.90	26.15
Pr	3.19	2.73	2.85	3.55	2.51	4.70	3.97
Nd	14.98	13.08	13.33	14.90	9.83	20.40	17.32
Sm	3.70	3.33	3.35	3.37	2.07	4.74	4.04
Eu	1.51	1.42	1.30	1.17	0.92	1.64	1.54
Gd	4.18	3.78	3.83	3.55	2.26	5.02	4.38
Tb	0.70	0.61	0.62	0.58	0.36	0.77	0.70
Dy	4.64	4.00	4.18	3.72	2.16	4.75	4.52
Ho	0.93	0.83	0.84	0.74	0.45	0.96	0.89

样品号	10NM63-2	10NM63-3	10NM63-5	10NM63-9	10NM63-10	10NM63-7	10NM63-8
岩性	苏长辉长岩					含斑辉绿岩	
Er	2.59	2.32	2.31	2.09	1.24	2.69	2.57
Tm	0.37	0.34	0.34	0.30	0.18	0.38	0.37
Yb	2.40	2.25	2.27	1.99	1.26	2.66	2.50
Lu	0.39	0.35	0.35	0.31	0.19	0.40	0.38
∑REE	67.22	58.10	60.14	76.94	52.16	99.81	81.89
$(La/Yb)_N$	2.35	2.08	2.18	4.14	5.49	3.76	3.39
δEu	1.2	1.2	1.1	1.0	1.3	1.0	1.1
Be	0.73	0.56	0.52	0.54	0.63	1.11	0.90
Sc	39.5	36.1	41.8	35.9	30.8	29.1	28.3
V	248	211	353	256	245	150	143
Cr	11.1	7.7	5.8	15.5	13.9	588	26.8
Co	28.5	19.5	29.0	27.6	24.6	26.5	18.9
Ni	3.4	3.4	3.4	4.0	3.8	425	4.0
Cu	49.9	24.5	21.2	7.11	15.1	18.8	10.6
Zn	125	126	100	95.0	97.8	111	95.4
Ga	22.2	21.0	21.2	19.7	17.8	22.1	21.1
Rb	19.2	13.9	12.6	12.4	21.8	7.22	18.7
Sr	348	336	319	286	291	301	307
Y	24.7	21.8	22.3	19.6	12.0	25.1	24.0
Zr	116	103	86.0	104	60.0	179	129
Nb	5.47	5.09	4.27	4.91	3.80	10.4	8.34
Cs	0.83	0.84	0.35	0.70	0.79	0.53	1.13
Ba	124	80.7	104	205	156	265	301
Hf	2.72	2.30	2.05	2.59	1.54	4.37	3.19
Ta	0.30	0.26	0.25	0.32	0.26	0.59	0.54
Pb	7.36	7.91	5.11	9.74	16.1	6.25	7.35
Th	0.51	0.26	0.35	1.30	1.82	1.65	1.49
U	0.26	0.33	0.09	0.46	0.47	0.67	0.57

注：$Mg^{\#} = 100 \times \text{molar MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$；$FeO^T$ 为全铁含量；$\delta Eu = Eu_N/\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$

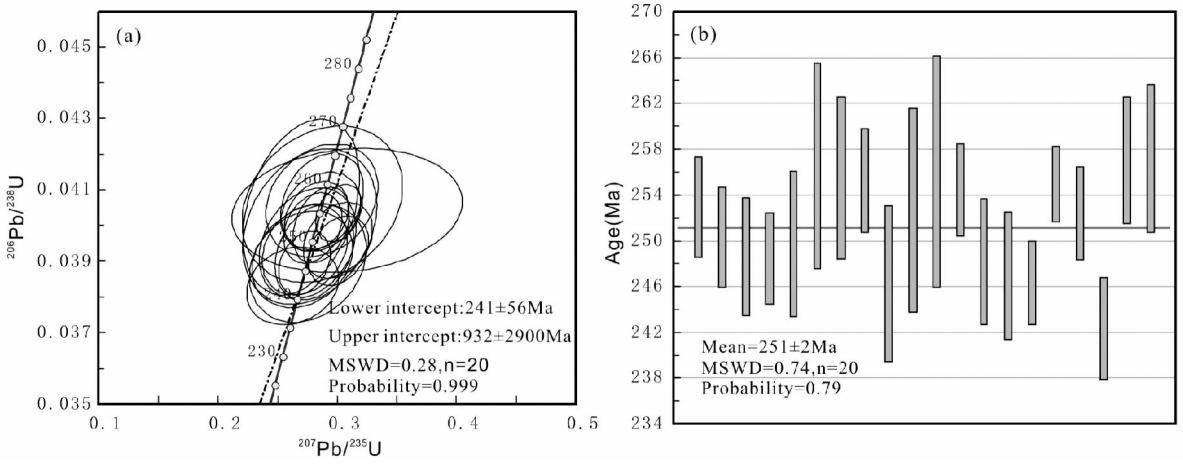


图 4　镁铁质岩墙中锆石 U-Pb 谐和图(a)和加权平均年龄图(b)

Fig. 4　Zircon U-Pb concordia diagram (a) and weighted average age (b) for the Bairiqili mafic dyke

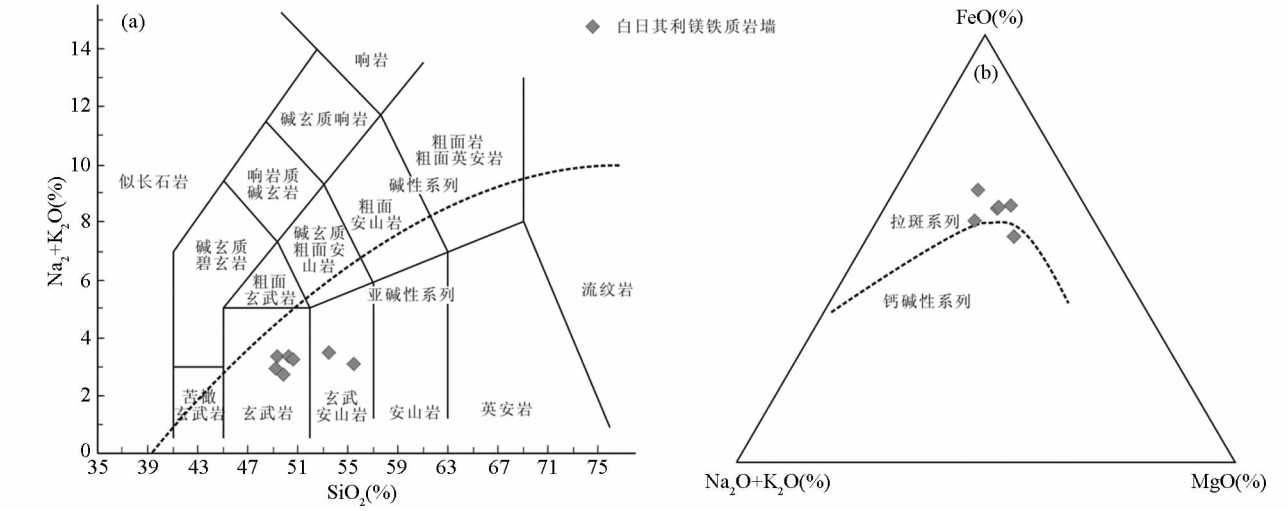


图 5 SiO_2 vs. (Na_2O+K_2O) 岩石分类图解 (a, 据 Middlemost, 1994) 和 AFM 岩石系列判别图 (b, 据 Irvine and Baragar, 1971)

Fig. 5 Rock classification plots of SiO_2 vs. (Na_2O+K_2O) (a, after Middlemost, 1994) and AFM diagram (b, after Irvine and Baragar, 1971)

U-Pb 年代学分析(采样地理坐标北纬 36°10.026′,东经 95°14.614′),共完成了 19 颗锆石 20 个有效分析点(表 1)。用于测试分析的锆石颗粒均为无色透明或浅黄色,较自形长柱状晶型,粒径约 100~300μm,长宽比介于 1∶1~4∶1 之间,晶面平直,菱角清晰,在 CL 图像上,具明显的岩浆韵律环带,且环带较宽(图 3)。所有分析的锆石均具有较高的 Th、U 含量(Th: 31.94×10^{-6} ~ 147.0×10^{-6}, U: 75.31×10^{-6} ~ 219.9×10^{-6})和较大的 Th/U 比值(0.42~0.89)。CL 图像(图 3)和锆石化学特征一致表明所选锆石均为岩浆锆石(Corfu *et al.*, 2003; Hoskin and Schaltegger, 2003; Wu and Zheng, 2004)。

20 个有效分析点的$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值比较集中(242±4~257±6Ma),所有分析点均位于谐和曲线上(图 4a),其加权平均年龄为 251±2Ma(MSWD=0.74,图 4b)。所分析的锆石中不具有继承核(图 3),也未获得古老锆石年龄,暗示镁铁质岩浆中缺少捕获锆石,这与岩石成因分析中得出的镁铁质岩浆不具有显著的围岩混染的结论一致,同时本文分析的锆石与晚古生代花岗岩中锆石 Hf 同位素组成显著不同(详见后文),且在阴极发光图像上,所有锆石具有基性岩浆中温度高环带宽的特征,显著不同于花岗岩岩浆中温度低而环带窄的锆石特征(Wu and Zheng, 2004)。因此,本文分析的锆石并不是来自花岗岩等围岩,而是该期镁铁质岩浆的结晶年龄,代表白日其利镁铁质岩墙群侵位结晶时代为早三叠世。

5 元素地球化学特征

本文对 7 条镁铁质岩墙进行了元素地球化学分析(表 2)。除了样品 10NM63-7 具有相对较高的 SiO_2、Cr 和 Ni 含量外,其余样品总体具有较低的 SiO_2(49.22%~53.54%)、K_2O(0.54%~0.75%)、TiO_2(0.94%~1.53%)、MnO(0.14%~0.28%)、MgO(2.83%~5.22%)、Cr(5.80×10^{-6}~26.8×10^{-6})和 Ni(3.35×10^{-6}~4.02×10^{-6}),而 Al_2O_3(16.25%~19.49%)含量和 Na_2O/K_2O(2.99~4.35)比值则较高,整体具有低镁、高铝玄武岩的特征。岩石具有较低的全碱含量(Na_2O+K_2O:2.75%~3.51%),在硅碱图上,样品显示出亚碱性系列特征(图 5a),且多数样品为玄武质成分,少量为玄武安山质。岩石具有变化较宽的 $Mg^{\#}$(31~50,平均值为 42),在 AFM 图解上,样品未表现出富 Fe 的趋势,且岩相学观察发现斜方辉石出现在基质中,这符合钙碱性玄武岩中斜方辉石出现在基质中,且没有富铁趋势的特征,因此白日其利岩墙应为钙碱性玄武岩系列岩石(图 5b)。

MgO 常常是岩浆演化的指标,在以 MgO 为横坐标的哈克图解上,CaO/Al_2O_3 和 CaO 均与 MgO 呈正相关性(图 6),暗示岩浆具有单斜辉石的分离结晶,这与岩相学观察发现部分岩墙具有单斜辉石斑晶的认识一致。由于 Sc/Y 比值不受橄榄石和斜长石等分离结晶作用的影响,但与单斜辉石具有较好的相关性(Naumann and Geist, 1999),因此利用 Sc/Y 与 MgO 的相关性可以准确判断是否发生了单斜辉石或角闪石的分离结晶作用。白日其利镁铁质岩墙中 Sc/Y 比值与 MgO 含量具有良好的负相关性,结合岩相学观察,进一步证实了单斜辉石是主要的分离结晶相之一。此外,由于 Zr、Ba 和 La 等在分离结晶和部分熔融过程中具有较强的不相容性,因此,这些元素对于探讨岩浆演化过程具有重要意义。Zr 与 MgO 的负相关性、Zr 与 Na_2O、P_2O_5、Ba 等元素的正相关性及 Ba 与 La 的正相关等特征表明岩浆发生了单斜辉石和

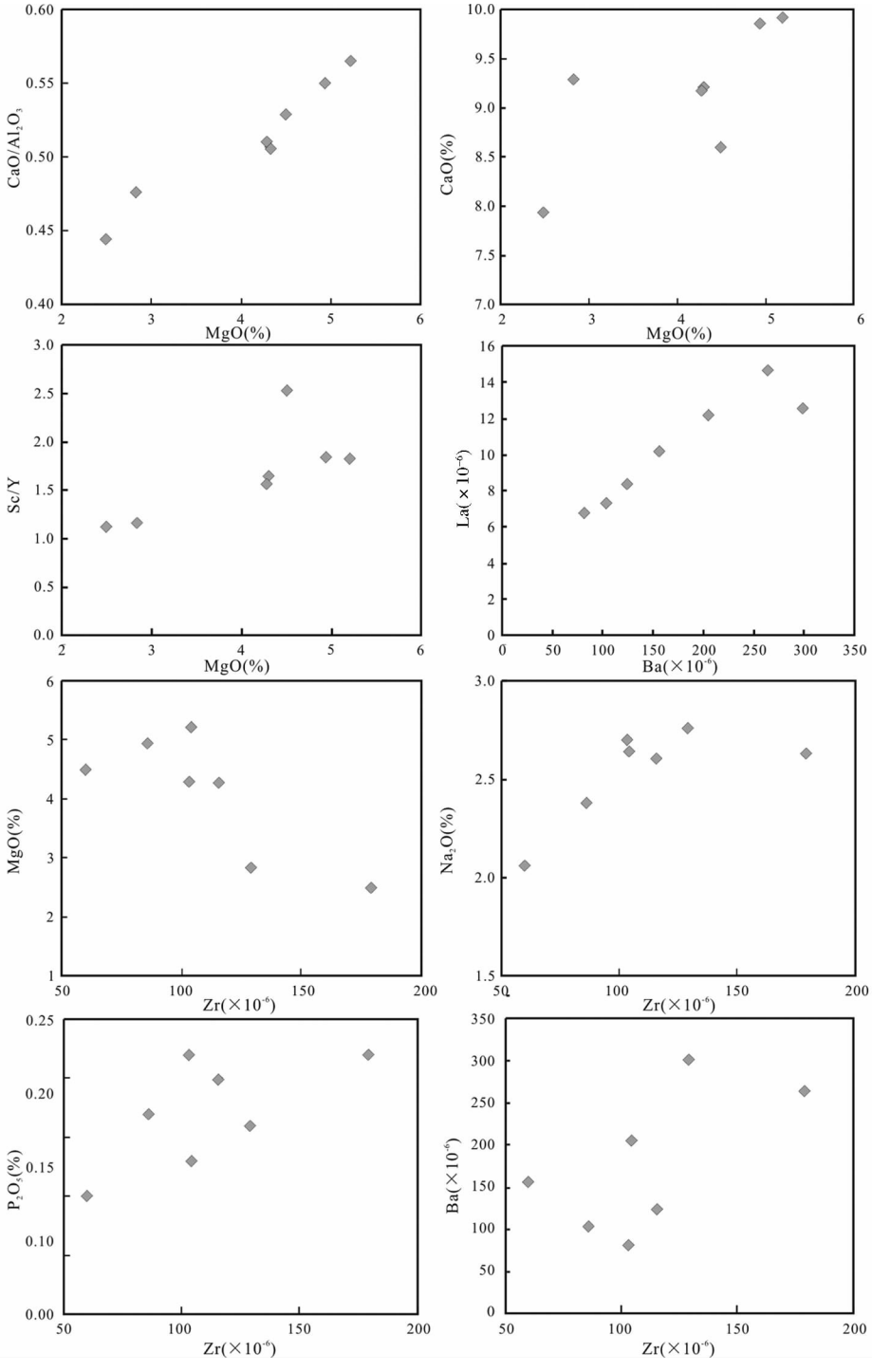


图 6　镁铁质岩墙岩石的哈克图解

图例同图 5

Fig. 6　Harker digrams of geochemistry for mafic dykes

斜长石的分离结晶作用（图 6，Hanson，1989；Naumann and Geist，1999）。以上元素组成特征表明，岩浆发生了以单斜辉石和斜长石为主要矿物相的分离结晶作用，这与岩相学观察一致，即在含斑苏长辉长岩中斑晶以斜长石为主，含少量的单斜辉石斑晶。

白日其利镁铁质岩墙具有较低的稀土含量（$\sum$REE = 52.16×10^{-6} ~ 99.81×10^{-6}）和变化的 La_N（18.89 ~ 40.31），在球粒陨石标准化稀土元素分配模式图上（图 7a），岩石具右倾特征（$(La/Yb)_N$ = 2.08 ~ 5.49），轻稀土富集，重稀土相对亏损，且具有轻微的 Eu 正异常特征（δEu = 1.0 ~ 1.3）和

表 3 白日其利镁铁质岩墙的全岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Whole-rock Sr-Nd compositions for mafic dyke in Bariqili area

样品号	10NM63-2	10NM63-3	10NM63-5	10NM63-7	10NM63-8	10NM63-9	10NM63-10
$^{87}Rb/^{86}Sr$	0.1598	0.1195	0.1141	0.0696	0.1764	0.1254	0.2173
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.711646	0.711567	0.711440	0.715268	0.714753	0.713030	0.713081
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.1494	0.1539	0.1519	0.1407	0.1411	0.1370	0.1273
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512358	0.512368	0.512380	0.512169	0.512229	0.512246	0.512243
$\varepsilon_{Sr}(t)$	97.6	98.5	97.0	153.6	140.8	119.0	115.0
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	0.71108	0.71114	0.71103	0.71502	0.71412	0.71258	0.71231
$\varepsilon_{Nd}(0)$	-5.5	-5.3	-5.0	-9.1	-8.0	-7.6	-7.7
$\varepsilon_{Nd}(t)$	-3.9	-3.9	-3.6	-7.4	-6.2	-5.7	-5.5
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	0.512113	0.512115	0.512130	0.511938	0.511997	0.512021	0.512034
$f_{Sm/Nd}$	-0.24	-0.22	-0.23	-0.28	-0.28	-0.30	-0.35
t_{DM}(Ma)	1876	1994	1900	2045	1933	1795	1600
t_{2DM}(Ma)	1345	1341	1317	1622	1528	1490	1470

表 4 白日其利镁铁质岩墙锆石 Lu-Hf 同位素组成

Table 4 Zircon Lu-Hf isotopic compositions from mafic dyke in Bariqili area

测点号	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2σ	$f_{Lu/Hf}$	$(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	2σ	t_{DM}(Ga)	t_{2DM}(Ga)
10NM63-10-01	0.019583	0.000749	0.282581	0.000009	-0.98	0.282577	-6.77	-1.38	0.32	0.94	1.37
10NM63-10-02	0.028257	0.001152	0.282587	0.000015	-0.97	0.282581	-6.56	-1.24	0.54	0.95	1.36
10NM63-10-03	0.009700	0.000403	0.282648	0.000008	-0.99	0.282646	-4.37	1.07	0.28	0.84	1.21
10NM63-10-04	0.049468	0.002120	0.282633	0.000010	-0.94	0.282623	-4.92	0.24	0.37	0.90	1.26
10NM63-10-05	0.019486	0.000736	0.282563	0.000007	-0.98	0.282559	-7.40	-2.01	0.24	0.97	1.41
10NM63-10-06	0.034149	0.001493	0.282616	0.000012	-0.96	0.282609	-5.50	-0.23	0.44	0.91	1.29
10NM63-10-07	0.018332	0.000739	0.282596	0.000008	-0.98	0.282593	-6.22	-0.83	0.28	0.92	1.33
10NM63-10-08	0.028917	0.001120	0.282570	0.000007	-0.97	0.282564	-7.16	-1.83	0.26	0.97	1.39
10NM63-10-09	0.012255	0.000493	0.282585	0.000009	-0.99	0.282583	-6.60	-1.16	0.32	0.93	1.35
10NM63-10-10	0.011439	0.000449	0.282619	0.000009	-0.99	0.282617	-5.42	0.02	0.32	0.88	1.28
10NM63-10-11	0.030239	0.001273	0.282582	0.000011	-0.96	0.282576	-6.71	-1.41	0.38	0.95	1.37
10NM63-10-12	0.017663	0.000744	0.282552	0.000012	-0.98	0.282549	-7.76	-2.37	0.42	0.98	1.43
10NM63-10-13	0.028235	0.001131	0.282621	0.000010	-0.97	0.282615	-5.35	-0.02	0.35	0.90	1.28
10NM63-10-14	0.013992	0.000542	0.282588	0.000009	-0.98	0.282585	-6.52	-1.10	0.31	0.93	1.35
10NM63-10-15	0.031038	0.001310	0.282580	0.000014	-0.96	0.282574	-6.80	-1.50	0.49	0.96	1.37
10NM63-10-16	0.028452	0.001121	0.282611	0.000012	-0.97	0.282606	-5.69	-0.36	0.41	0.91	1.30

注: $\varepsilon_{Hf}(0) = ((^{176}Hf/^{177}Hf)_S/(^{176}Hf/^{177}Hf)_{CHUR,0} - 1) \times 10,000$, $f_{Lu/Hf} = (^{176}Lu/^{177}Hf)_S/(^{176}Lu/^{177}Hf)_{CHUR} - 1$; $\varepsilon_{Hf}(t) = ((^{176}Hf/^{177}Hf)_S - (^{176}Lu/^{177}Hf)_S \times (e^{\lambda t} - 1))/((^{176}Hf/^{177}Hf)_{CHUR,0} - (^{176}Lu/^{177}Hf)_{CHUR} \times (e^{\lambda t} - 1)) - 1) \times 10,000$; $t_{DM} = 1/\lambda \times (1 + ((^{176}Hf/^{177}Hf)_S - (^{176}Hf/^{177}Hf)_{DM})/((^{176}Lu/^{177}Hf)_S - (^{176}Lu/^{177}Hf)_{DM}))$; $t_{2DM} = t_{DM}(Hf) - (t_{DM}(Hf) - t)((f_{CC} - f_S)/(f_{CC} - f_{DM}))$. where, $(^{176}Lu/^{177}Hf)_S$ and $(^{176}Hf/^{177}Hf)_S$ are the measured values of samples; $(^{176}Lu/^{177}Hf)_{CHUR} = 0.0332$ and $(^{176}Hf/^{177}Hf)_{CHUR,0} = 0.282772$ (Blichert-Toft and Albarède, 1997); $(^{176}Lu/^{177}Hf)_{DM} = 0.0384$ and $(^{176}Hf/^{177}Hf)_{DM} = 0.28325$ (Griffin *et al.*, 2000); $f_{CC} = -0.548$ (average continental crust), $f_{DM} = 0.16$, t = crystallization time of zircon, $\lambda = 1.865 \times 10^{-11}$ yr^{-1} (Soderland *et al.*, 2004) are used in calculation

Ce 负异常($\delta Ce = 0.86 \sim 1.02$),其中 Eu 正异常特征再次表明岩浆发生了斜长石的堆晶作用。样品 10NM63-7 具有较高的 Cr(588×10^{-6})和 Ni 含量(425×10^{-6}),而其余样品则具有较低的 Cr 和 Ni 含量。原始地幔标准化微量元素蛛网图显示(图 7b),所有岩石具有 Rb、Ba、K 和 Pb 等大离子亲石元素富集(LILE),而 Nb、Ta、P 和 Ti 等高场强元素(HFSE)亏损的特征。

6 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学特征

全岩 Nd、Sr 同位素分析结果见表 3,同位素参数按照 t = 250Ma 计算。由表 3 可知,全岩样品同位素组成基本一致,初始锶比值较高且变化范围较大($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.71103 \sim$

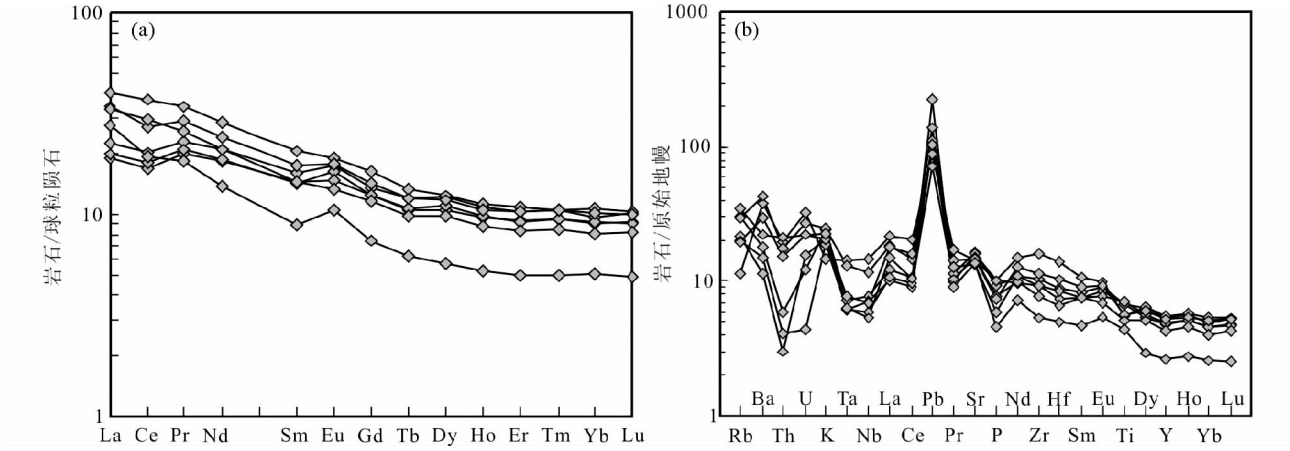


图 7　白日其利镁铁质岩墙的球粒陨石标准化稀土配分图(a,标准化值据 Taylor and Mclennan, 1985)和原始地幔标准化微量元素分布图 (b,标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

图例同图 5

Fig. 7　Chondrite-normalized REE abundances (a, normalizing values after Taylor and Mclennan, 1985) and primitive mantle-normalized trace element abundances (b, normalizing values after Sun and McDonough, 1989) in the Bairiqili mafic dykes

0.71502),而 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值则变化范围较小($\varepsilon_{Nd}(t)$ = −7.4 ~ −3.6)。样品具有较大的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 比值(0.13 ~ 0.15),其二阶段模式年龄(t_{2DM})值为 1.32 ~ 1.62Ga。

本文对样品 10NM63-10 进行了锆石 Lu-Hf 同位素分析,分析点均在已完成 U-Pb 测试的锆石颗粒上进行(表 4)。16 个分析点的 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值均小于 0.002(第 4 点除外),表明源区具有少量的放射成因 ^{176}Hf 增加,因此,分析获得的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值能够代表源区的铪同位素组成。基性岩脉的锆石具有较一致的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 初始比值,$(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ 变化于 0.282549 ~ 0.282646 之间,具有相对集中且较高的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 比值($\varepsilon_{Hf}(t)$ = −2.37 ~ 1.07,平均值为 −0.88),其二阶段模式年龄为 1.21 ~ 1.43Ga,远大于其结晶年龄 251 ± 2Ma。

7　岩石成因

白日其利岩石样品的 Nb/Ta 比值变化于 14.6 ~ 19.9 之间,平均值为 16.9,且 Zr/Hf 比值变化于 39.1 ~ 45.0 之间,平均值为 41.5,其 Nb/Ta 和 Zr/Hf 比值分别与洋中脊玄武岩值相近(洋中脊玄武岩的 Nb/Ta = 17.7, Zr/Hf = 36.1, 据 Sun and McDonough, 1989),而远高于大陆地壳值(大陆地壳 Nb/Ta = 11, Zr/Hf = 33, 据 Taylor and McLennan, 1985),指示镁铁质岩墙的岩浆没有受到明显的地壳混染影响(Weaver, 1991; Green, 1995; Kalfoun *et al.*, 2002),这与镁铁质岩墙中缺少捕获锆石和 Hf 同位素特征一致。白日其利镁铁质岩墙中锆石具有较高的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 比值,且显著不同于起源于地壳的晚古生代花岗岩中锆石 Hf 同位素组成(图 8,花岗岩数据另文发表),表明岩墙主要起源于地幔岩石的熔融,而其比较集中的 Hf 同位素组成($\varepsilon_{Hf}(t)$ = −2.37 ~ 1.07)则暗示围岩混染作用较弱。

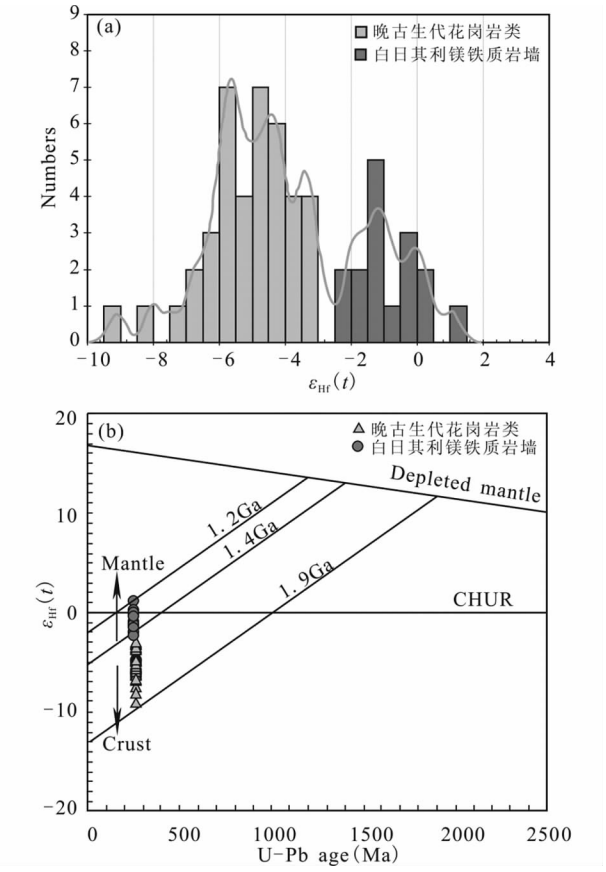


图 8　白日其利基性岩墙中锆石 Hf 同位素组成图解

Fig. 8　Hf isotopic compositions of zircons from Bairiqli mafic dyke

研究发现,地幔橄榄岩或二辉橄榄岩部分熔融产生的镁铁质岩浆沿着张力裂隙可以在深部则形成镁铁质岩墙或层

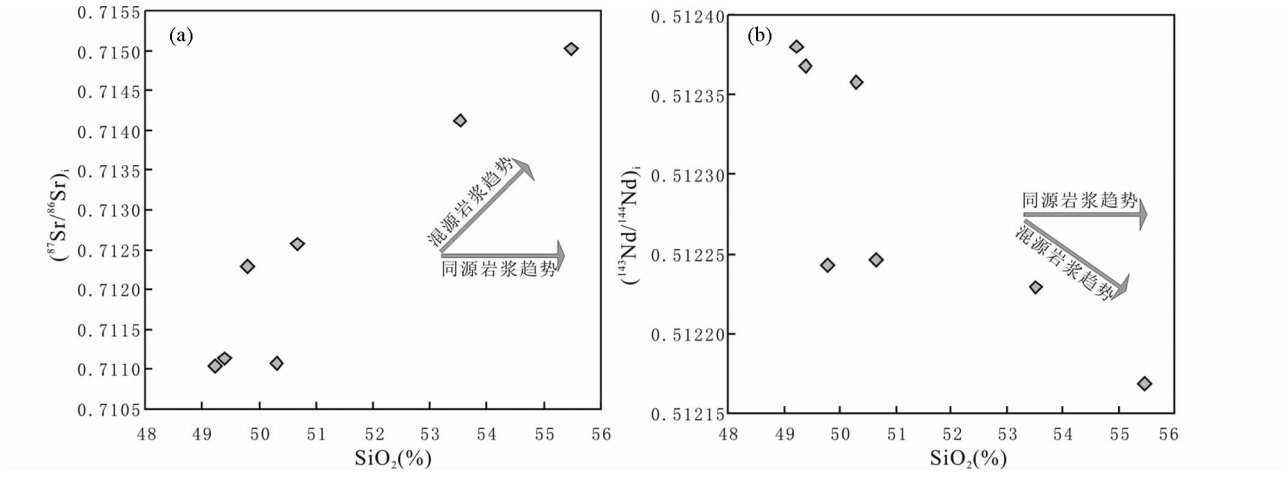


图 9 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ vs. SiO_2 及 $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ vs. SiO_2 图解

图例同图 5

Fig. 9 Correlation maps for $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ vs. SiO_2 and $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ vs. SiO_2

状侵入体(Wilson, 1989)。而地幔岩石部分熔融具有多种方式,如洋中脊减压熔融、热点升温熔融及俯冲带流体交代熔融等(Wilson, 1989)。白日其利镁铁质岩墙具有较高的 Sr 含量($286\times10^{-6}\sim348\times10^{-6}$,平均值为 312×10^{-6}),并且显著高于地幔值(17.8×10^{-6},据 Taylor and McLennan, 1985),指示镁铁质岩浆源区并不是单一来自地幔,可能受到围岩混染或者俯冲板片流体交代作用的影响,而使其 Sr 含量增高(McCulloch and Gamble, 1991; Hawkesworth *et al.*, 1993)。岩石 Sr-Nd 同位素具有随 SiO_2 含量增加而改变的特征(图 9),此外,由于 Sr 在俯冲带流体中具有较强的活动性,结合其较宽的初始锶同位素组成和微弱的 Sr 正异常特征(表 3、图 7b),我们认为镁铁质岩浆源区受到俯冲带流体的影响,与岩石中发育同岩浆流体交代结构的特征一致(罗照华等, 2008; 黄凡等, 2009)。而镁铁质岩墙高 Al_2O_3 的特征也符合俯冲带地幔橄榄岩部分熔融产生的熔体特征(Luhr and Haldar, 2006)。同时,岩石具有显著的 Nb-Ta,Ti-P 等负异常特征以及微弱的 Ce 负异常,也暗示岩浆源区受到俯冲板片影响(McCulloch and Gamble, 1991; Woodhead *et al.*, 1993),这也解释了岩石具有变化的且较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值和较低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值的特征。

在 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$-$\varepsilon_{Nd}(t)$ 图中(图 10),所有岩石具有亲 EM2 地幔属性的特征,暗示镁铁质岩浆主要起源于 EM2 地幔的部分熔融,这与其锆石 Hf 同位素模式年龄特征一致,即起源于地幔的玄武岩中锆石 Hf 同位素模式年龄大于其结晶年龄,可能代表其源岩为富集地幔(吴福元等, 2007)。而 EM2 地幔端元是与俯冲和再循环的地壳物质密切相关的(Hart, 1988),因此,这也再次证实白日其利基性岩浆的 Sr-Nd 同位素变化特征是俯冲物质交代地幔源区造成的,而不是基性岩浆上升过程中的围岩混染。

地幔交代作用主要有 3 种形式,一是深部地幔上升的流体,如软流圈地幔流体(Meen *et al.*, 1989),二是俯冲板片中富含 LILE 和 LREE 的海洋沉积物在地幔深部脱水形成的流体(Maury *et al.*, 1992; Ishikawa and Tera, 1999),三是俯冲板片熔融产生的熔体(Hawkesworth *et al.*, 1993; Elliott *et al.*, 1997)。来自深部地幔软流圈的熔体常常具有 OIB 的地球化学特征,而白日其利镁铁质岩墙具有中等的 $Mg^{\#}$、富集 LILE 和 LREE、亏损 HFSE、高 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 和较小的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 等特征,显然不同于 OIB,因此,地幔交代的流体不可能是深部软流圈上升的流体。而俯冲板片熔融形成的熔体则往往与

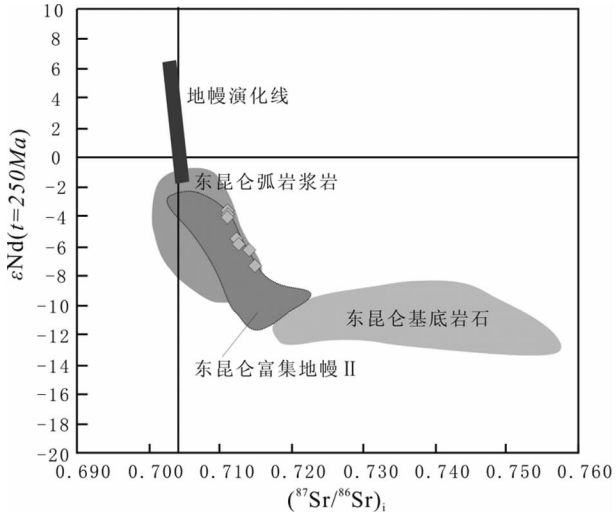


图 10 白日其利镁铁质岩墙 Sr-Nd 同位素组成图解

东昆仑基底数据据余能等, 2005; EM2 地幔数据据陈宣华等, 2011; 弧岩浆数据据刘成东等, 2003 和陈能松等, 2007. 图例同图 5

Fig. 10 Initial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ vs $\varepsilon_{Nd}(t=250Ma)$ diagram showing data for Bairiqili mafic dykes

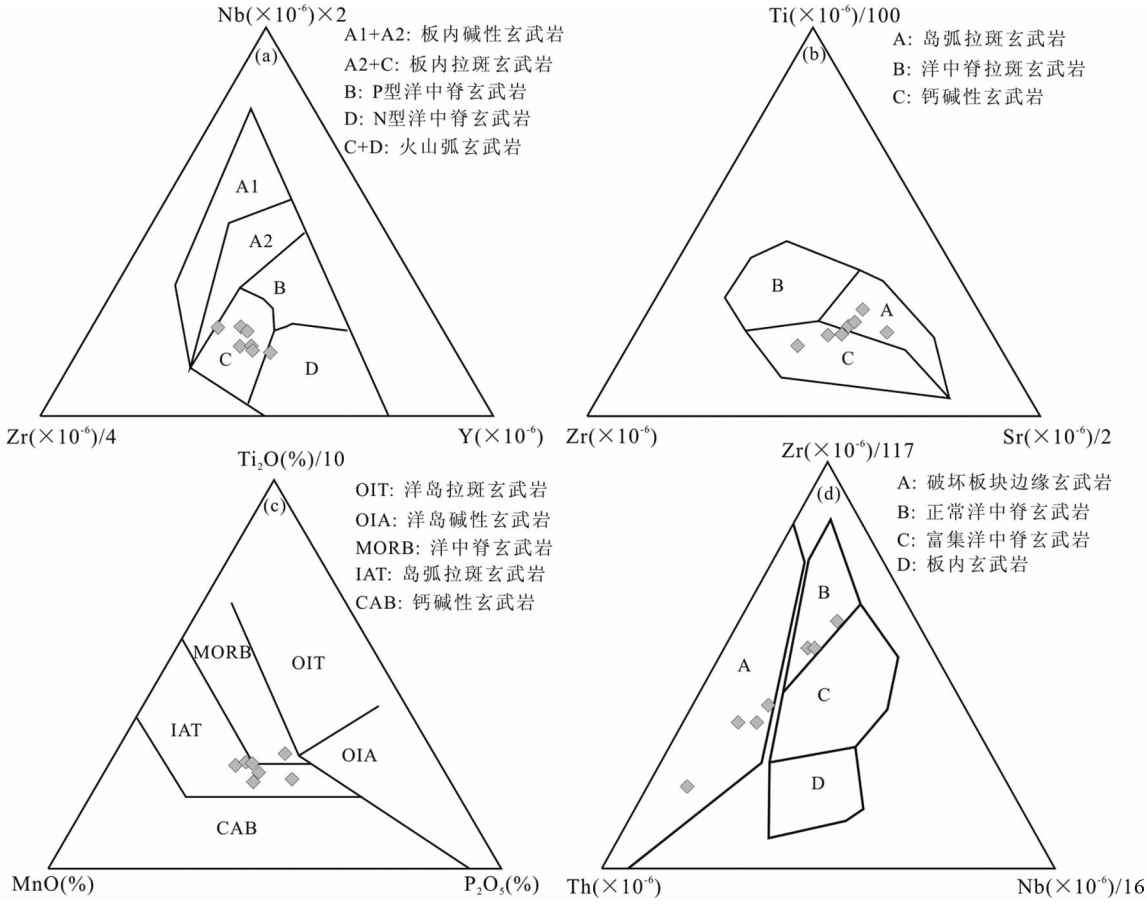


图 11　主量及微量元素构造环境判别图解（a，据 Meschede，1986；b，据 Pearce and Cann，1973；c，据 Mullen，1983；d，据 Wood *et al.*，1979）

图例同图 5

Fig. 11　Major- and trace-element tectonic discriminative diagrams (a, after Meschede, 1986; b, after Pearce and Cann, 1973; c, after Mullen, 1983; d, after Wood *et al.*, 1979)

地幔交代形成高钾富 HFSE 系列岩浆（Sajona *et al.*，2000；Defant and Kepezhinskas，2001），而白日其利镁铁质岩墙具有低钾和亏损 HFSE 的特征，显著不同于板片熔体交代成因的岩浆。因此，我们认为研究区地幔交代作用主要是通过俯冲沉积物脱水形成的流体完成的，主要证据如下：（1）由于 LILE 在流体中具有比 HFSE 更高的活动性，因此，俯冲沉积物脱水形成的流体往往富含 LILE 亏损 HFSE，这与研究区镁铁质岩墙微量元素特征相符（表 2、图 7b）；（2）沉积物脱水形成的流体在交代地幔楔后产生的熔体常常具有较高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 和较小的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值，白日其利镁铁质岩墙同样具有这种富集的 Sr-Nd 同位素组成（表 3）；（3）相对于其他不相容元素，Pb 和 Sr 在板片流体中具有更高的活动性（Brenan *et al.*，1995；Class *et al.*，2000），由该流体交代地幔形成的岩浆往往具有较高的 Pb 和 Sr 含量，这与微量元素蛛网图上显示的 Pb 和 Sr 的正异常特征相符（图 7b）。

综上所述，我们认为白日其利镁铁质岩墙主要起源于俯冲板片上方的 EM2 型地幔楔的部分熔融，元素地球化学与同位素组成指示亏损地幔并未对岩浆源区产生明显的影响，可能仅仅提供热量，岩浆主要起源于同岩浆流体交代作用，即在俯冲板片携带的或沉积物脱水产生的流体的交代作用下，地幔楔发生部分熔融形成了具有富集 LILE 和 LREE、亏损 HFSE 和富集 Sr-Nd 同位素组成的基性岩浆。

8　构造意义

岩石成因分析表明，白日其利镁铁质岩墙源区受到俯冲作用影响。为了进一步认识其产出的构造背景，我们运用了多种构造环境判别图。Zr、Y、Nb 和 Ti 等不相容元素受部分熔融或分离结晶作用的影响较小（Pearce and Cann，1973；Pearce and Norry，1979；Mullen，1983；Meschede，1986），因此，利用这些元素能有效地讨论其形成的构造环境。在图 11a-c 中，样品均表现出岛弧拉斑玄武岩特征，指示基性岩浆形成于与俯冲有关的环境，而在图 11d 中，样品却同时表现出岛弧与正常洋中脊玄武岩特征，暗示基性岩浆与俯冲带伸

展活动有关。

可见,白日其利镁铁质岩墙岩浆活动既有岛弧玄武岩特征,又有洋中脊伸展环境玄武岩特征,那么,该期基性岩浆活动究竟属于何种动力背景呢? 实际上,如前所述,镁铁质岩墙群是一种特殊的构造岩浆类型,它是在一种拉张背景下形成的,本身就代表了一种伸展岩浆活动,并且可以划分为造山后伸展和俯冲环境伸展等多种类型(罗照华等, 2006; Khan *et al.*, 2007; French and Heaman, 2010; Mir *et al.*, 2010; Girardi *et al.*, 2011)。结合地球化学研究,我们认为白日其利镁铁质岩墙与印度东部岩墙群一样(Mir *et al.*, 2010),均为俯冲带伸展动力学背景下受流体交代控制的岩浆活动。

大量的研究表明,俯冲带镁铁质岩墙群可以形成于多种动力学背景下,如弧后盆地伸展背景的科希斯坦镁铁质岩墙(Khan *et al.*, 2007)及弧下岩石圈减薄背景的南极半岛镁铁质岩墙(Scarrow *et al.*, 1998)。结合区域构造演化及岩石地球化学特征,我们认为白日其利钙碱性系列镁铁质岩墙形成于弧后盆地环境。区域构造演化研究表明,自晚二叠世开始,阿尼玛卿古特提斯洋向北俯冲于东昆仑地体之下(Yang *et al.*, 1996; 杨经绥等, 2005),在 260 ~ 230Ma 出现大量岛弧性质花岗质岩浆活动,且大多分布在白日其利岩墙群以南(许志琴等, 2007),而洋盆的关闭及随后的碰撞造山作用大约在中晚三叠世(Chen *et al.*, 2002; 杨经绥等, 2005)。因此,研究区在早三叠世时整体处于俯冲环境,不大可能出现弧下岩石圈减薄作用,所以弧下岩石圈减薄模型较难解释 251Ma 左右的镁铁质岩墙成因。而弧后伸展模型则不仅能够解释其俯冲性质与伸展属性的双重特质,而且更好的与区域构造演化匹配,与 250Ma 之后俯冲相关的花岗岩几乎都分布在研究区以南的时空特征吻合,且与区内弧后伸展岩浆活动具有相似性。杨经绥等(2005)在阿尼玛卿蛇绿岩以北的铜屿沟地区鉴别出一套弧后盆地火山岩,该套火山岩具有较低的 K_2O/Na_2O 比值($K_2O/Na_2O < 1$)、较低的 Cr 含量($Cr = 10 \times 10^{-6} \sim 20 \times 10^{-6}$)、中等的 $Mg^{\#}$(40 ~ 60)、较高的 TiO_2($TiO_2 > 1$),这些特征显著区别于研究区洋中脊、岛弧和后碰撞玄武岩的地球化学组成(杨经绥等, 2005; 郭安林等, 2006)。而白日其利基性岩墙具有与铜屿沟相似的地球化学组成(表 2),且具有中等的 LREE 富集特征,其$(La/Sm)_N$ 比值为 1.31 ~ 3.11,与东昆仑弧后盆地火山岩组成相似(2 ~ 3),而显著区别于洋中脊、岛弧和后碰撞环境火山岩(其$(La/Sm)_N$ 比分别是 0.4 ~ 0.8,0.7 ~ 1.9 和 5 ~ 9,杨经绥等, 2005),暗示该套基性岩墙群同样形成于弧后伸展的动力学背景。结合区域构造演化分析,我们认为,在晚二叠世-早三叠世时期,在俯冲环境下,板片流体交代使上覆地幔楔发生富集,形成富集地幔 II,随着该区伸展作用的加强,在早三叠世,进一步诱发了富集地幔的部分熔融并产生镁铁质岩浆,最终侵位结晶就形成了白日其利镁铁质岩墙群。

9 结论

(1)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学指示,白日其利镁铁质岩墙侵位结晶时间为 251 ± 2Ma(MSWD = 0.74),表明东昆仑造山带在早三叠世发育一期基性岩浆活动。

(2)岩石地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素分析表明,岩石富集 LILE 和 LREE、亏损 HFSE,具有富集的 Sr-Nd 同位素组成和显著区别于花岗岩的锆石 Hf 同位素组成,岩石成因分析表明岩浆起源于 EM2 型地幔的部分熔融。

(3)构造环境分析表明,岩石具有岛弧和洋中脊玄武岩双重特质,结合区域构造演化分析,我们认为白日其利镁铁质岩墙群是在俯冲环境下,板片流体交代富集地幔,并诱发其部分熔融产生基性岩浆,在约 250Ma 左右,受弧后伸展背景的影响,基性岩浆上升侵位。

致谢 感谢许志琴院士和杨经绥教授在研究工作中给予的指导和帮助;感谢罗照华教授和吴才来研究员对论文提供的建设性意见;感谢黄坚、蒋红安、冯斌、张清和王迪等同学在野外地质考察与室内实验分析中提供的帮助。

References

Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth and Planetary Science Letters, 148: 243 – 258

Brenan JM, Shaw HF, Ryerson FJ and Phinney DL. 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 ℃ and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 59(16): 3331 – 3350

Chen NS, Wang XY, Zhang HF, Sun M, Li XY and Chen Q. 2007. Geochemistry and Nd-Sr-Pb isotopic compositions of granitoids from Qaidam and Oulongbuluke micro-blocks, NW China: Constraints on basement nature and tectonic affinity. Earth Science, 32(1): 7 – 21 (in Chinese with English abstract)

Chen W, Zhang Y, Ji Q, Wang SS and Zhang JX. 2002. Magmatism and deformation times of the Xidatan rock series, East Kunlun mountains. Science in China (Series B), 45(Suppl. 1): 20 – 27

Chen XH, Yin A, Gehrels GE, Li L and Jiang RB. 2011. Chemical geodynamics of granitic magmatism in the basement of the eastern Qaidam basin, northern Qinghai-Tibet Plateau. Acta Geologica Sinica, 85(2): 157 – 171 (in Chinese with English abstract)

Class C, Miller DM, Goldstein SL and Langmuir CH. 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian arc. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 1(6): 1 – 34

Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PWO and Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 469 – 495

Defant MJ and Kepezhinskas P. 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. Eos, Transactions American Geophysical Union, 82(6): 65 – 65

Elliott T, Plank T, Zindler A, White W and Bourdon B. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. Journal of Geophysical Research, 102(B7): 14991 – 15019

French JE and Heaman LM. 2010. Precise U-Pb dating of Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Dharwar Craton, India: Implications for the existence of the Neoarchean Supercraton Sclavia.

Precambrian Research, 183(3): 416 - 441
Gao S, Rudnick RL, Yuan HL, Liu XM, Liu YS, Xu WL, Ling WL, Ayers J, Wang XC and Wang QH. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 432(7019): 892 - 897
Girardi VAV, Corrêa Da Costa PC and Teixeira W. 2011. Petrology and Sr-Nd characteristics of the Nova Lacerda dike swarm, SW Amazonian Craton: New insights regarding its subcontinental mantle source and Mesoproterozoic geodynamics. International Geology Review, (1): 1 - 18
Goldberg AS. 2010. Dyke swarms as indicators of major extensional events in the 1.9 ~ 1.2Ga Columbia supercontinent. Journal of Geodynamics, 50(3 - 4): 176 - 190
Green TH. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. Chemical Geology, 120(3 - 4): 347 - 359
Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E, Jackson SE, Van Ach-terbergh E, O'Reilly SY and Shee SR. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64:133 - 147
Guo AL, Zhang GW, Sun YG, Zheng JK, Liu Y and Wang JQ. 2007. Geochemistry and spatial distribution of OIB and MORB in A'nyemaqen ophiolite zone: Evidence of Majixueshan ancient ridge-centered hotspot. Science in China (Series D), 50(2): 197 - 208
Hanson GN. 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 21(1): 79 - 97
Hart SR. 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. Earth and Planetary Science Letters, 90(3): 273 - 296
Hawkesworth CJ, Gallagher K, Hergt JM and McDermott F. 1993. Mantle and slab contribution in arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 21: 175 - 204
Hoek JD and Seitz HM. 1995. Continental mafic dyke swarms as tectonic indicators: An example from the Vestfold Hills, East Antarctica. Precambrian Research, 75(3 - 4): 121 - 139
Hooper P, Widdowson M and Kelley S. 2010. Tectonic setting and timing of the final Deccan flood basalt eruptions. Geology, 38(9): 839 - 842
Hoskin PWO and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 27 - 55
Hou GT, Halls H, Davis D, Huang BL, Yang MH and Wang CC. 2009. Paleomagnetic poles of mafic dykes from the North China craton and their relevance to the reconstruction of the supercontinent Columbia. Acta Petrologica Sinica, 25(3): 650 - 658 (in Chinese with English abstract)
Huang F, Luo ZH, Lu XX, Gao F, Chen BH, Yang ZF, Pan Y and Li DD. 2009. Was Donggou porphyry Mo deposit derived from Taishanmiao batholith? Mineral Deposits, 28(5): 569 - 584 (in Chinese with English abstract)
Irvine TN and Baragar W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5): 523 - 548
Ishikawa T and Tera F. 1999. Two isotopically distinct fluid components involved in the Mariana arc: Evidence from Nb/B ratios and B, Sr, Nd, and Pb isotope systematics. Geology, 27(1): 83 - 86
Jiang CF, Yang JS, Feng BG, Zhu ZZ, Zhao M and Chai YC. 1992. Opening-closing Tectonic of Kunlun Mountains. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 224 (in Chinese with English abstract)
Kalfoun F, Ionov D and Merlet C. 2002. HFSE residence and Nb/Ta ratios in metasomatised, rutile-bearing mantle peridotites. Earth and Planetary Science Letters, 199(1 - 2): 49 - 65
Khan T, Murata M, Karim T, Zafar M and Ozawa H. 2007. A Cretaceous dike swarm provides evidence of a spreading axis in the back-arc basin of the Kohistan paleo-island arc, northwestern Himalaya, Pakistan. Journal of Asian Earth Sciences, 29(2 - 3): 350 - 360
Liu CD, Mo XX, Luo ZH, Yu XH, Chen HW, Li SW and Zhao X. 2003. Pb-Sr-Nd-O isotope characteristics of granitoids in East Kunlun orogenic belt. Acta Geoscientica Sinica, 24(6): 584 - 588 (in Chinese with English abstract)
Liu YS, Hu ZC, Gao S, GRnther D, Xu J, Gao CG and Chen HH. 2008a. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chemical Geology, 257(1 - 2): 34 - 43
Liu YS, Zong KQ, Kelemen PB and Gao S. 2008b. Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: Subduction and ultrahigh-pressure metamorphism of lower crustal cumulates. Chemical Geology, 247(1 - 2): 133 - 153
Luhr JF and Haldar D. 2006. Barren Island Volcano (NE Indian Ocean): Island-arc high-alumina basalts produced by troctolite contamination. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 149(3 - 4): 177 - 212
Luo ZH, Wei Y, Xin HT, Zhan HM, Ke S and Li WT. 2006. Petrogenesis of the post-orogenic dike complex: Constraints to lithosphere delamination. Acta Petrologica Sinica, 22(6): 1672 - 1684 (in Chinese with English abstract)
Luo ZH, Lu XX, Wang BZ, Chen BH, Huang F, Yang ZF and Wang Y. 2008. Post-orogenic dike complexes and implications for metallogenesis. Earth Science Frontiers, 15(4): 1 - 12 (in Chinese with English abstract)
Maury RC, Defant MJ and Joron JL. 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. Nature, 360(6405): 661 - 663
McCulloch MT and Gamble JA. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth and Planetary Science Letters, 102(3 - 4): 358 - 374
Meen JK, Eggler DH and Ayers JC. 1989. Experimental evidence for very low solubility of rare-earth elements in CO_2-rich fluids at mantle conditions. Nature, 340(6231): 301 - 303
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(3 - 4): 207 - 218
Middlemost EAK. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews, 37: 215 - 224
Mir AR, Alvi SH and Balaram V. 2010. Geochemistry of mafic dikes in the Singhbhum Orissa craton: Implications for subduction-related metasomatism of the mantle beneath the eastern Indian craton. International Geology Review, 52(1): 79 - 94
Mo XX, Luo ZH, Deng JF, Yu XH, Liu CD, Chen HW, Yuan WM and Liu YH. 2007. Granitoids and crustal growth in the east-Kunlun orogenic belt. Geological Journal of China Universities, 13(3): 403 - 414 (in Chinese with English abstract)
Mullen ED. 1983. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 62(1): 53 - 62
Naumann TR and Geist DJ. 1999. Generation of alkalic basalt by crystal fractionation of tholeiitic magma. Geology, 27(5): 423 - 426
Pearce JA and Cann JR. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19(2): 290 - 300
Pearce JA and Norry MJ. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69(1): 33 - 47
Sajona FG, Maury RC, Pubellier M, Leterrier J, Bellon H and Cotten J. 2000. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). Lithos, 54(3 - 4): 173 - 206
Scarrow JH, Leat PT, Wareham CD and Millar IL. 1998. Geochemistry of mafic dykes in the Antarctic Peninsula continental-margin batholith: A record of arc evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology, 131(2): 289 - 305
Soderland U, Patchett PJ, Vervoort JD and Isachsen CE. 2004. The Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of

Precambrian mafic intrusions. Earth and Planetary Science Letters, 219: 311 – 324
Srivastava RK. 2011. Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation. Heidelberg: Springer, 1 – 603
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 Oceanic Basins. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 42: 313 – 345
Taylor SR and McLennan SM. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1 – 328
Weaver BL. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters, 104(2 – 4): 381 – 397
Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. London: Springer, 1 – 466
Wood DA, Joron JL and Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth and Planetary Science Letters, 45(2): 326 – 336
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. Earth and Planetary Science Letters, 114(4): 491 – 504
Wu FY, Li XH, Zheng YF and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology. Acta Petrologica Sinica, 23(2): 185 – 220 (in Chinese with English abstract)
Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. Chinese Science Bulletin, 49(15): 1554 – 1569
Xu ZQ, Yang JS, Li HB, Zhang JX and Wu CL. 2007. Orogenic Plateaux: Terrane Aamalgamation, Collision and Uplift in the Qinghai-Tibet Plateau. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract)
Yang JS, Robinson PT, Jiang CF and Xu ZQ. 1996. Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications. Tectonophysics, 258(1 – 4): 215 – 231
Yang JS, Xu ZQ, Li HB and Shi RD. 2005. The paleo-Tethyan volcanism and plate tectonic regime in the A' nyemaqen region of East Kunlun, northern Tibet plateau. Acta Petrologica et Mineralogica, 24(5): 369 – 380 (in Chinese with English abstract)
Yin HF and Zhang KX. 1997. Characteristics of the eastern Kunlun orogenic belt. Earth Science, 22(4): 339 – 342 (in Chinese with English abstract)
Yu N, Jin W, Ge WC and Long XP. 2005. Geochemical study on peraluminous granite from Jinshuikou in East Kunlun. Global Geology, 24(2): 123 – 128 (in Chinese with English abstract)
Yuan HL, Gao S, Dai MN, Zong CL, Günther D, Fontaine GH, Liu XM and Diwu CR. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. Chemical Geology, 247(1 – 2): 100 – 118
Zhou DW, Zhang CL, Liu L, Wang JL, Wang Y and Liu JP. 2000. Synthetic study on Proterozoic basic dyke swarms in the Qinling orogenic belt and its adjacent block as well as a discussion about some questions related to them. Acta Petrologica Sinica, 16(1): 22 – 28 (in Chinese with English abstract)
Zong KQ, Liu YS, Gao CG, Hu ZC, Gao S and Gong HJ. 2010. In situ U-Pb dating and trace element analysis of zircons in thin sections of eclogite: Refining constraints on the ultra-high pressure metamorphism of the Sulu terrane, China. Chemical Geology, 269(3 – 4): 237 – 251

附中文参考文献

陈能松, 王新宇, 张宏飞, 孙敏, 李晓彦, 陈强. 2007. 柴-欧微地块花岗岩地球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成: 基底性质和构造属性启示. 地球科学, 32(1): 7 – 21
陈宣华, 尹安, Gehrels GE, 李丽, 蒋荣宝. 2011. 柴达木盆地东部基底花岗岩类岩浆活动的化学地球动力学. 地质学报, 85(2): 157 – 171
郭安林, 张国伟, 孙延贵, 郑健康, 刘晔, 王建其. 2006. 阿尼玛卿蛇绿岩带 OIB 和 MORB 的地球化学及空间分布特征: 玛积雪山古洋脊热点构造证据. 中国科学(D 辑), 36(7): 618 – 629
侯贵廷, Halls H, Davis D, 黄宝玲, 杨默函, 王传成. 2009. 华北基性岩墙群的古地磁极及其哥伦比亚超大陆重建意义. 岩石学报, 25(3): 650 – 658
黄凡, 罗照华, 卢欣祥, 高飞, 陈必河, 杨宗锋, 潘颖, 李德东. 2009. 东沟含钼斑岩由太山庙岩基派生? 矿产地质, 28(5): 569 – 584
姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 朱志直, 赵明, 柴耀楚. 1992. 昆仑开合构造. 北京: 地质出版社, 1 – 224
刘成东, 莫宣学, 罗照华, 喻学惠, 谌宏伟, 李述为, 赵欣. 2003. 东昆仑造山带花岗岩类 Pb-Sr-Nd-O 同位素特征. 地球学报, 24(6): 584 – 588
罗照华, 魏阳, 辛后田, 詹华明, 柯珊, 李文韬. 2006. 造山后脉岩组合的岩石成因——对岩石圈拆沉作用的约束. 岩石学报, 22(6): 1672 – 1684
罗照华, 卢欣祥, 王秉璋, 陈必河, 黄凡, 杨宗锋, 汪洋. 2008. 造山后脉岩组合与内生成矿作用. 地学前缘, 15(4): 1 – 12
莫宣学, 罗照华, 邓晋福, 喻学惠, 刘成东, 谌宏伟, 袁万明, 刘云华. 2007. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长. 高校地质学报, 13(3): 403 – 414
吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23(2): 185 – 220
许志琴, 杨经绥, 李海兵, 张建新, 吴才来. 2007. 造山的高原:青藏高原的地体拼合, 碰撞造山及隆升机制. 北京: 地质出版社
杨经绥, 许志琴, 李海兵, 史仁灯. 2005. 东昆仑阿尼玛卿地区古特提斯火山作用和板块构造体系. 岩石矿物学杂志, 24(5): 369 – 380
殷鸿福, 张克信. 1997. 东昆仑造山带的一些特点. 地球科学, 22(4): 339 – 342
余能, 金巍, 葛文春, 龙晓平. 2005. 东昆仑金水口过铝花岗岩的地球化学研究. 世界地质, 24(2): 123 – 128
周鼎武, 张成立, 刘良, 王居里, 王焰, 刘金平. 2000. 秦岭造山带及相邻地块元古代基性岩墙群研究综述及相关问题探讨. 岩石学报, 16(1): 22 – 28