

冯光英, 杨经绥, 熊发挥, 等. 雅鲁藏布江蛇绿岩带西段错不扎地幔橄榄岩组成特征及岩石成因[J]. 中国地质, 2015, 42(5): 1337–1353.  
Feng Guangying, Yang Jingsui, Xiong Fahui, et al. Petrology, geochemistry and genesis of the Cuobuzha peridotite in the western Yarlung Zangbo suture zone[J]. Geology in China, 2015, 42(5): 1337–1353(in Chinese with English abstract).

## 雅鲁藏布江蛇绿岩带西段错不扎地幔橄榄岩 组成特征及岩石成因

冯光英<sup>1</sup> 杨经绥<sup>1</sup> 熊发挥<sup>1</sup> 刘飞<sup>1</sup> 牛晓露<sup>1</sup>  
连东洋<sup>1,2</sup> 王云鹏<sup>1,3</sup> 赵一珏<sup>1,3</sup>

(1.大陆构造与动力学国家重点实验室地幔研究中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2.中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉 430074; 3.中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

**摘要:**错不扎蛇绿岩位于雅鲁藏布江缝合带西段北亚带, 岩体呈北西–南东走向带状产出, 主要由地幔橄榄岩和辉长岩脉组成。地幔橄榄岩主体为方辉橄榄岩, 详细的矿物学及岩石地球化学研究表明, 错不扎方辉橄榄岩中橄榄石为镁橄榄石, 斜方辉石主要为顽火辉石, 而单斜辉石主要为顽透辉石和透辉石, 铬尖晶石具有高 Al 和高 Mg(Mg<sup>#</sup>=60~70)特征。稀土配分图解显示其具有轻稀土亏损而重稀土富集的左倾型亏损地幔源区特征, (La/Yb)<sub>N</sub> = 0.11~0.60, 模拟结果显示其为经历了 15%~20%部分熔融后的残余, 与快速扩张大洋中脊环境下形成的深海橄榄岩的熔融程度(10%~22%)较为一致。此外, 错不扎方辉橄榄岩轻稀土含量明显高于部分熔融模型中 LREE 的含量, 而且, 在微量元素原始地幔标准化图解中富集大离子亲石元素 Rb、Sr 和高场强元素 Ta、Hf 和 Ti, 这一特征指示错不扎方辉橄榄岩在大洋中脊环境形成后又受到后期俯冲带熔/流体的改造。结合南北两带不同蛇绿岩体构造环境的对比, 笔者认为雅鲁藏布江西段南北两带蛇绿岩体具有相似的形成环境, 两者在地理位置以及产状方面的差别可能是受到构造侵位的影响。

**关键词:**雅鲁藏布江蛇绿岩带; 错不扎蛇绿岩; 地幔橄榄岩; 部分熔融; 熔/流体–岩石反应

中图分类号: P588.12<sup>5</sup> 文献标志码: A 文章编号: 1000–3657(2015)05–1337–17

## Petrology, geochemistry and genesis of the Cuobuzha peridotite in the western Yarlung Zangbo suture zone

FENG Guang-ying<sup>1</sup>, YANG Jing-sui<sup>1</sup>, XIONG Fa-hui<sup>1</sup>, LIU Fei<sup>1</sup>, NIU Xiao-lu<sup>1</sup>,  
LIAN Dong-yang<sup>1,2</sup>, WANG Yun-peng<sup>1,3</sup>, ZHAO Yi-jue<sup>1,3</sup>

(1. CARMA, State Key Laboratory of Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological

收稿日期: 2015–06–15; 改回日期: 2015–07–21

基金项目: 国家行业专项(SinoProbe–05–02)、自然科学基金重点项目 NSFC(40930313)、自然科学基金创新群体项目 NSFC(40921001)、自然科学基金青年基金项目 NSFC(41303019)、中国地质科学院地质研究所基本科研业务(J1321)和中国地质调查局工作项目(12120115027201)联合资助。

作者简介: 冯光英, 女, 1983 年生, 助理研究员, 主要从事岩石地球化学和岩石学方面的研究工作; E-mail: fengguangying198@163.com。

*Sciences, Beijing 100037, China; 2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 3. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)*

**Abstract:** The Yarlung Zangbo suture zone (YZSZ), which separates Eurasia in the north from the Indian plate in the south, can be divided into eastern, central and western segments. The western part is further divided into Dajiweng–Saga ophiolite zone in the north and Daba–Xiugugabu ophiolite zone in the south. The studied Cuobuzha ophiolite is located in the north part of the western YZSZ. The mantle peridotites mainly consists of harzburgites and associated dikes or veins of gabbro in the massif. The characteristics of the mineral show that the Fo values of the olivine in mantle peridotites are high, and all of the olivines are forsterites; in addition, the orthopyroxenes are mainly enstatites, the clinopyroxenes are endiopsides and diopsides. Chrome spinels are characterized by high Al ( $Cr^{\#}=22-39$ ) and high  $Mg^{\#}$  (60–70). The harzburgite in Cuobuzha has similar distribution patterns of rare earth elements, characterized by their slight depletion of LREE and weak enrichment of HREE with  $(La/Yb)_N$  being 0.11–0.60. Fractional melting modeling indicates that harzburgites may be the residues from 15%–22% melting. However, the LREE values of the Cuobuzha peridotites are higher than the calculated LREE values. In combination with their enrichment of large ion lithophile elements (LILE, e.g., Rb and Sr) and high field strength elements (HFSE, e.g., Ta, Hf and Ti), the authors hold that these rocks originated from partial melting of mantle source and was later modified by fluids and melts in a suprasubduction zone mantle wedge. Comparative study of the western YZSZ suggests that the tectonic setting of the two ophiolitic subbelts are similar to each other, and the tectonic emplacement probably resulted in the differences between them.

**Key words:** Yarlung Zangbo suture zone; Cuobuzha ophiolite; peridotite; partial melting; melt/fluid–mantle interaction

**About the first author:** FENG Guang–ying, female, born in 1983, assistant researcher, majors in geochemistry and petrology; E–mail: fengguangying198@163.com.

蛇绿岩是造山带和特提斯演化研究的核心问题之一,因其对古板块构造格局恢复、造山带演化和变形作用过程的重建以及深源成矿作用等方面的研究具有重要意义而受到地质学家的广泛关注<sup>[1]</sup>。蛇绿岩地幔橄榄岩是目前为止研究上地幔构造、岩石和地球化学组成的最重要来源<sup>[2]</sup>,保存有较好和较新鲜地幔橄榄岩的蛇绿岩古缝合带是研究古老地幔地球动力学的最佳天然实验室<sup>[3]</sup>。

西藏雅鲁藏布江缝合带西起阿里地区的狮泉河、东波和普兰等蛇绿岩,向东延经日喀则、罗布莎至南迦巴瓦大拐弯,全长近2000 km<sup>[4]</sup>,代表了印度和亚洲之间消失的新特提斯洋,是确定上述两大板块间缝合线存在的重要岩石学标志。雅鲁藏布江蛇绿岩的研究,对认识冈瓦纳大陆的裂解、青藏高原的形成及后期的高原隆升等重要问题,都具有重要的学术意义<sup>[5]</sup>。其西段的蛇绿岩自萨嘎往西分为南、北两带,中间被仲巴地块相隔<sup>[6]</sup>。其中南亚带产有东波、普兰和休古嘎布等规模较大的超镁铁岩体和有关的基性岩和火山岩类,以及不同规模的混杂岩,而北亚带蛇绿岩以构造残片方式产出,包括地幔橄榄岩、枕状玄武岩、变质辉长质堆晶岩和席状岩床等岩石组合。南亚带超镁铁岩体的岩石新鲜,

变形较弱,前人对该带超镁铁岩体及相关火山岩,辉长辉绿岩等的岩石学,地球化学特征及年代学等进行了大量的研究,积累了丰富的资料<sup>[6-19]</sup>,而对北亚带超镁铁岩体的研究相对薄弱,两者之间在岩石组成、含矿性以及构造背景方面有何区别和联系还有待进一步的研究。目前,北亚带超镁铁岩体及相关镁铁质岩石已经引起越来越多学者的关注<sup>[20-21]</sup>,本文拟对北亚带错不扎方辉橄榄岩的岩石学和地球化学特征进行详细的研究,并在此基础上对其岩石成因和构造背景进行讨论。

## 1 区域地质背景及岩相学特征

雅鲁藏布江缝合带北为冈底斯构造带,南为喜马拉雅构造带,带内蛇绿岩发育,其中地幔橄榄岩出露广,是中国境内规模最大的地幔橄榄岩带,该带东段罗布莎地幔橄榄岩中产有中国最大的铬铁矿床,并在其中发现了金刚石等深部地幔矿物,由此引起国内外学者的广泛关注<sup>[6-7, 22-28]</sup>。

雅鲁藏布江蛇绿岩是喜马拉雅特提斯洋壳和地幔的残余,以洋中脊型(MORB)岩石组合为主,代表中白垩世喜马拉雅特提斯海的最后闭合带,被认为是中生代冈瓦纳板块裂解再拼合的一条缝合带<sup>[23, 29-30]</sup>。

其主体走向与雅鲁藏布江一致,根据地理分布及产出情况,此带蛇绿岩可划分为西、中、东三部分。西段蛇绿岩主要分布在狮泉河—萨嘎一线并可划分为北侧的达机翁—萨嘎蛇绿岩带(北亚带)和南侧的达巴—休古嘎布蛇绿岩带(南亚带),两者之间为仲巴地体。北亚带岩体规模不大,多呈长条状、透镜状平行于区域构造线和沿断裂带产出,受断裂制约,多侵位于三叠系—侏罗系页岩、灰岩及玄武岩中,部分岩体与白垩系、古近—新近系碎屑岩呈断层接触。主要岩体有萨嘎、错不扎、达机翁、加纳崩等,岩石大多蛇纹石化成蛇纹岩,塑性及脆性变形强烈,以构造岩片形式与地层混杂产出,其结构单元也不全。南亚带出露于达巴—休古嘎布中生代(三叠系—白垩系)微地块中,与北亚带大致平行<sup>[31]</sup>,超镁铁岩体规模大,岩石新鲜,变形较弱;而作为蛇绿岩,其结构单元不完整,缺少洋壳单元组合<sup>[17]</sup>。

错不扎蛇绿岩产在雅鲁藏布江缝合带的西段北

亚带(图1-a),岩体呈北西—南东走向带状产出,与白垩纪闪长岩、花岗岩接触(图1-b),主要由地幔橄辉岩和基性岩脉组成,菱镁岩帽覆盖在地幔橄辉岩之上,此外在部分方辉橄辉岩中可见辉石脉或辉石条带穿插其中,未见枕状玄武岩和席状辉绿岩岩墙群等典型的洋壳单元。野外发现一些呈致密块状的铬铁矿矿石,矿石厚度可达10 cm以上(图2)。地幔橄辉岩主要为方辉橄辉岩和含单辉方辉橄辉岩,本文主要对其中的方辉橄辉岩进行分析讨论。方辉橄辉岩岩石有一定的蛇纹石化,成分总体变化不大,主要组成为橄辉石(50%~55%),斜方辉石(35%~45%,局部达50%以上),少量单斜辉石(2%~5%)和铬尖晶石(2%~3%),常见包橄结构和网状结构(图3-b)。

## 2 分析方法

对错不扎地幔橄辉岩进行了全岩主微量元素测试,并对代表性样品进行了详细的单矿物电子探

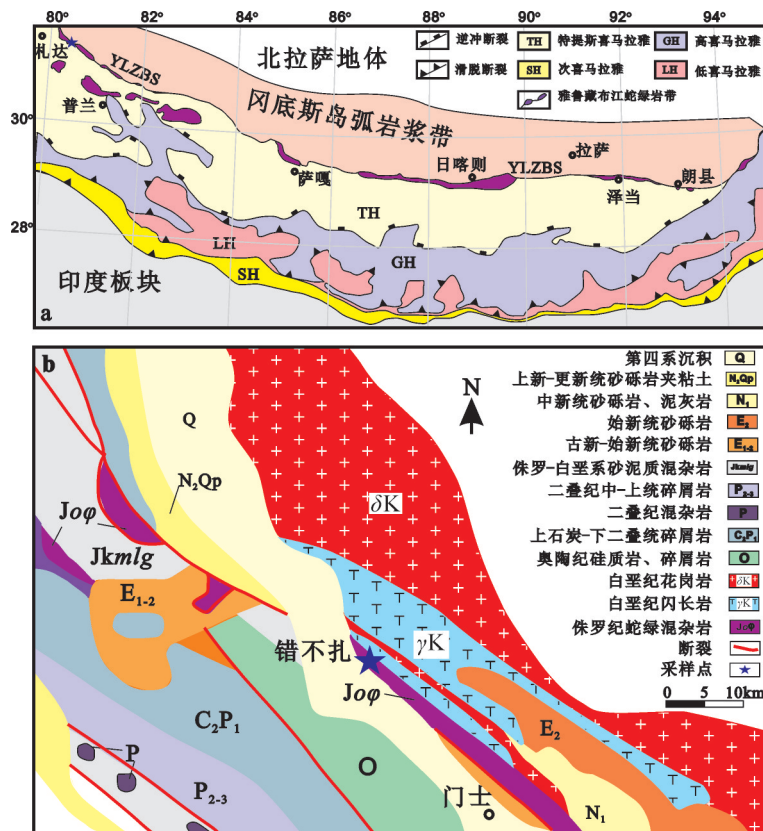


图1 雅鲁藏布江缝合带区域构造简图(a)(底图据文献[32-33])及错不扎蛇绿岩区域地质简图(b)(底图据文献[34])。

YLZBS: Yarlung-Zangbo suture

Fig.1 Simplified tectonic map of Yarlung-Zangbo suture, Tibet (after references [32-33]) and geological map of the Cuobuzha ophiolites in the western part of YLZBS(modified after reference [34]). YLZBS: Yarlung-Zangbo suture

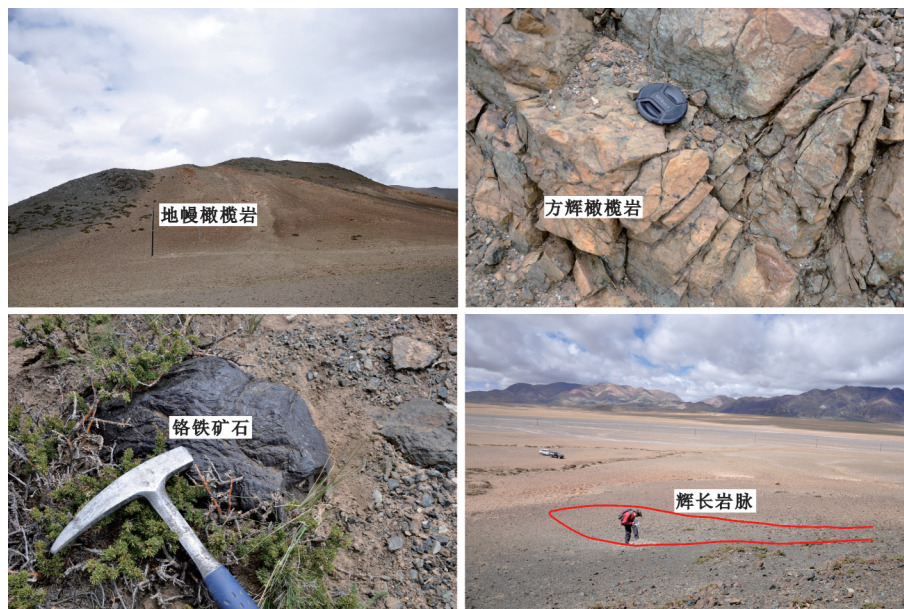


图2 错不扎地幔橄榄岩及铬铁矿体产出特征

Fig.2 Outcrops of the Cuobuzha ophiolite and podiform chromitite

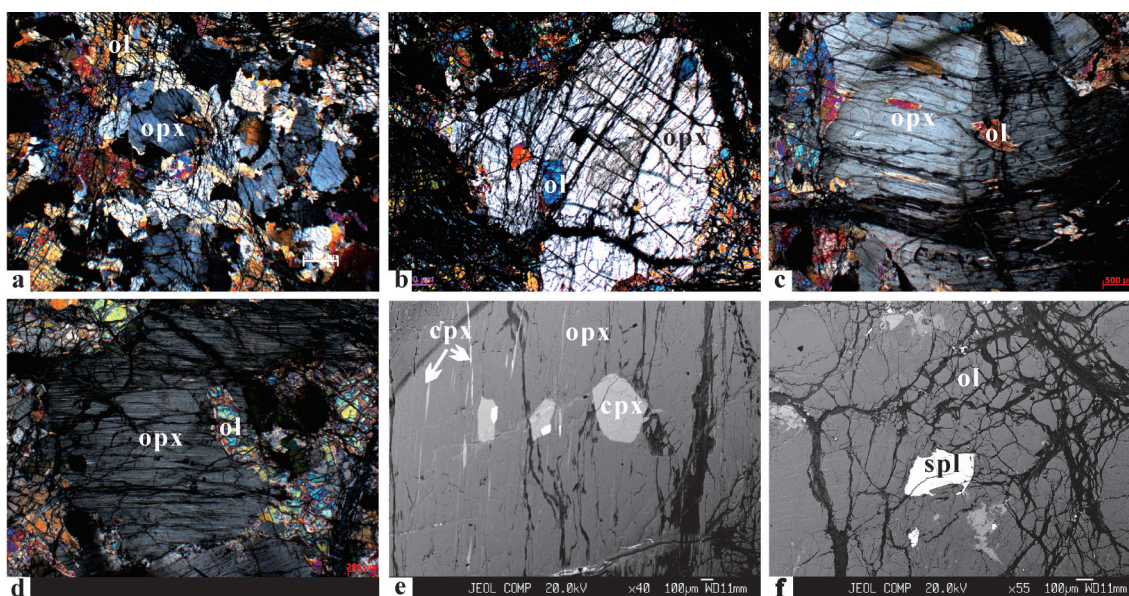


图3 错不扎方辉橄榄岩显微镜下特征(a-d)及电子探针背散射电子图像特征(e-f)

a—方辉橄榄岩, 填隙结构, 主要矿物为橄榄石和斜方辉石, 尖晶石在它们间填隙; b—方辉橄榄岩, 包橄结构, 网状结构, 粗粒斜方辉石包裹浑圆状橄榄石; c—方辉橄榄岩, 粗粒斜方辉石发生多次扭折, 内部见单斜辉石出溶; d—橄榄石呈港湾状溶蚀斜方辉石斑晶; e—粗粒斜方辉石中包含单斜辉石; f—产于斜方辉石和橄榄石之间的尖晶石; Opx—斜方辉石; Cpx—单斜辉石; Ol—橄榄石; Spl—尖晶石

Fig.3 Photomicrographs of the harzburgite in the Cuobuzha ophiolite

a—Harzburgite, interstitial structure, with spinel filling the interval of olivine and orthopyroxene (crossed nicols, 12Y-C-1-2), b—Harzburgite, olivine peritectic texture, reticular texture, olivine roundedly enclosed in the porphyroclastic orthopyroxene (crossed nicols, 12Y-C-6-1), c—Harzburgite, coarse orthopyroxene grains showing repeatedly kink and having clinopyroxene exsolution inside (crossed nicols, 12Y-C-3-1), d—Orthopyroxene porphyroclast embayed by olivine (crossed nicols, 12Y-C-5-1), e—Clinopyroxene enclosed in the coarse orthopyroxene, f—Interstitial spinel. Opx, Orthopyroxene; Cpx, Clinopyroxene; Ol, Olivine; Spl, Spinel

针分析。主微量元素分析在国家地质实验测试中心进行,主量元素分析采用X荧光光谱仪(XRF-PW4400)测试,分析精度小于2%~8%;微量元素分析采用等离子质谱仪(ICPMS-PE300D)测试,含量大于 $10 \times 10^{-6}$ 的元素的测试精度为5%,而小于 $10 \times 10^{-6}$ 的元素分析精度为10%。单矿物电子探针分析在中国地质科学院地质研究所大陆构造与动力学国家重点实验室测试,仪器型号为日本电子公司JXA-8100、能谱仪Inca Energy型电子探针,探针束流20 nA,加速电压15.0 kV,电子束斑5 mm。Re-Os同位素化学分离在中国科学院广州地球化学研究所Re-Os同位素化学分离实验室进行,具体实验步骤参考李杰等<sup>[35-37]</sup>,质谱测定在中国科学院广州地球化学研究所IsoProbe™型MC-ICPMS上进行。

### 3 错不扎方辉橄榄岩矿物成分

#### 3.1 橄榄石

代表性方辉橄榄岩中橄榄石电子探针分析结果见表1。错不扎方辉橄榄岩中橄榄石端元组分Fo为90~91,都为镁橄榄石。一般认为橄榄石的Fo值越大,其形成深度和熔融程度越高<sup>[35]</sup>。此外橄榄石的NiO和Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>等组分也具有重要指示意义,错不扎方辉橄榄岩中橄榄石均含有一定量的NiO(0.16%~0.42%),平均含量0.34%,而大部分橄榄石不含,或含微量的Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,点12Y-C-4.11除外,其Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量达1.04%(表1)。

#### 3.2 斜方辉石

代表性方辉橄榄岩中斜方辉石电子探针分析

表1 错不扎方辉橄榄岩橄榄石电子探针分析结果(%)  
Table 1 Electron microprobe analyses of olivine in the Cuobuzha peridotite (%)

点号	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	NiO	Total	Fo
12Y-C-3.9	40.95	0.03	0.02	0.02	48.77	0.02	0.12	0.02	9.92	0.04	0.32	100.23	90
12Y-C-3.10	40.84	0.01	0.00	0.02	49.32	0.01	0.06	0.00	8.64	0.00	0.34	99.23	91
12Y-C-4.2	40.84	0.00	0.00	0.00	49.73	0.01	0.17	0.01	9.09	0.00	0.39	100.24	91
12Y-C-4.7	40.55	0.00	0.01	0.00	49.30	0.00	0.11	0.02	9.04	0.00	0.39	99.42	91
12Y-C-4.9	41.04	0.00	0.00	0.01	49.06	0.00	0.16	0.02	9.24	0.00	0.32	99.83	90
12Y-C-4.9	41.04	0.00	0.00	0.01	49.06	0.00	0.16	0.02	9.24	0.00	0.32	99.83	90
12Y-C-4.11	44.06	2.49	1.04	0.01	17.52	14.53	0.05	13.16	3.20	2.01	0.16	98.21	91
12Y-C-4.18	40.84	0.00	0.02	0.01	48.88	0.00	0.10	0.01	9.61	0.00	0.33	99.80	90
12Y-C-4.19	40.74	0.00	0.02	0.00	48.80	0.00	0.12	0.00	9.59	0.00	0.36	99.62	90
12Y-C-4.20	40.93	0.03	0.00	0.00	48.33	0.02	0.10	0.01	9.76	0.00	0.32	99.50	90
12Y-C-4.21	40.62	0.00	0.01	0.01	48.83	0.00	0.09	0.00	9.50	0.00	0.36	99.42	90
12Y-C-4.22	40.68	0.00	0.01	0.00	48.43	0.00	0.14	0.00	10.18	0.02	0.36	99.82	89
12Y-C-4.32	40.41	0.00	0.00	0.03	49.66	0.00	0.12	0.00	9.58	0.00	0.34	100.14	90
12Y-C-4.33	40.83	0.01	0.00	0.00	49.25	0.00	0.09	0.02	9.72	0.00	0.38	100.29	90
12Y-C-4.34	40.66	0.00	0.03	0.01	48.25	0.00	0.16	0.00	10.02	0.00	0.34	99.47	90
12Y-C-5.7	40.75	0.04	0.01	0.01	48.32	0.00	0.09	0.00	9.59	0.00	0.34	99.14	90
12Y-C-5.8	40.33	0.02	0.00	0.00	48.57	0.02	0.11	0.01	9.59	0.03	0.42	99.09	90
12Y-C-5.9	41.02	0.03	0.02	0.01	49.01	0.01	0.09	0.02	8.93	0.02	0.36	99.53	91
12Y-C-5.12	45.08	0.00	0.03	0.01	46.31	0.06	0.07	0.06	7.76	0.02	0.28	99.68	91
12Y-C-5.14	40.60	0.12	0.02	0.03	48.29	0.00	0.10	0.00	9.41	0.00	0.36	98.92	90
12Y-C-5.20	44.26	0.04	0.00	0.01	48.52	0.03	0.08	0.06	8.26	0.01	0.32	101.59	91
12Y-C-5.21	41.43	0.03	0.00	0.01	51.08	0.00	0.12	0.01	8.77	0.01	0.38	101.84	91
12Y-C-5.25	40.73	0.00	0.01	0.01	50.48	0.01	0.13	0.03	8.64	0.00	0.35	100.39	91
12Y-C-5.31	40.59	0.04	0.00	0.01	49.07	0.02	0.12	0.01	9.34	0.00	0.38	99.57	90
12Y-C-1.3	40.87	0.07	0.01	0.04	50.37	0.00	0.09	0.05	9.00	0.00	0.37	100.87	91
12Y-C-1.4	41.55	0.01	0.01	0.02	50.18	0.00	0.12	0.03	9.03	0.00	0.33	101.28	91

注: Fo=100Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>), 其中Fe<sup>2+</sup>为<Feo>中的Fe。

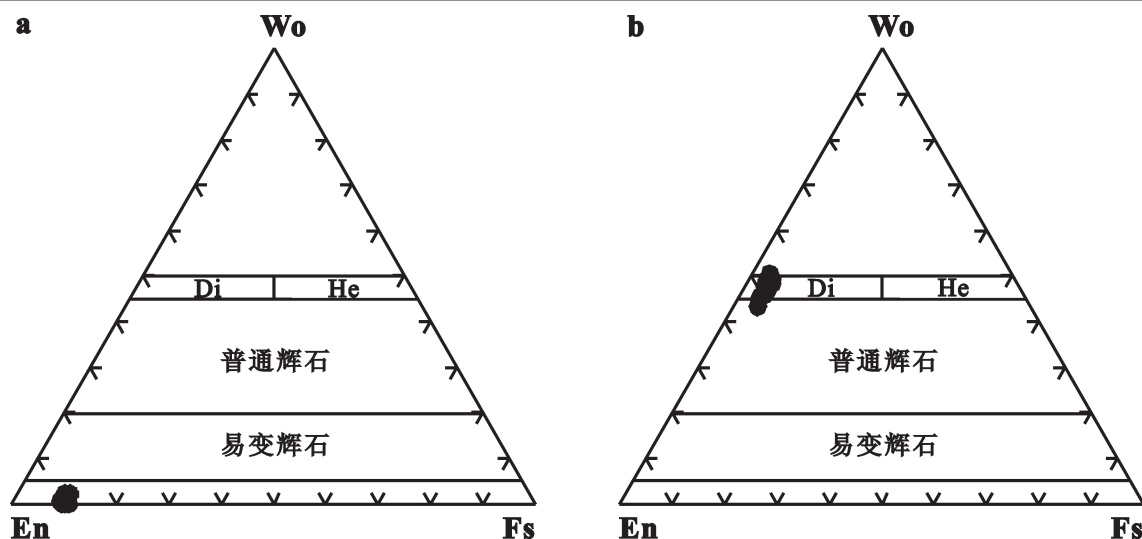


图4 斜方辉石(a)和单斜辉石(b)分类 Wo-En-Fs图解(据文献[37])

Fig.4 Orthopyroxene (a) and clinopyroxene (b) Wo-En-Fs diagram (after reference [37])

表2 错不扎方辉橄榄岩斜方辉石电子探针分析结果(%)

Table 2 Electron microprobe analyses of orthopyroxene in the Cuobuzha peridotite (%)

点号	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	NiO	Total	En	Fs	Wo	Mg <sup>#</sup>
12Y-C-3.1	54.72	0.03	0.53	0.01	34.12	2.93	0.11	0.56	5.84	0.15	0.07	99.06	90.26	8.67	1.06	91.24
12Y-C-3.4	55.13	0.03	0.54	0.01	33.88	3.00	0.08	0.59	5.98	0.17	0.06	99.49	89.98	8.91	1.12	90.99
12Y-C-4.1	55.43	0.01	0.59	-	33.53	3.42	0.10	1.10	6.32	0.12	0.09	100.71	88.55	9.37	2.09	90.43
12Y-C-4.6	55.88	-	0.43	0.01	34.38	2.79	0.13	0.52	6.09	0.08	0.10	100.39	90.07	8.95	0.98	90.96
12Y-C-4.8	55.93	0.01	0.36	0.01	34.06	2.34	0.10	0.34	6.62	0.10	0.04	99.93	89.59	9.76	0.65	90.17
12Y-C-4.10	55.30	0.03	0.54	0.01	34.11	3.44	0.16	0.75	6.13	0.06	0.06	100.51	89.57	9.03	1.41	90.84
12Y-C-4.12	55.01	0.02	0.61	-	33.65	3.39	0.08	0.89	6.30	0.14	0.08	100.25	88.96	9.35	1.69	90.49
12Y-C-4.13	55.30	0.01	0.56	-	33.61	3.00	0.06	0.54	6.38	0.09	0.05	99.62	89.44	9.53	1.03	90.37
12Y-C-4.23	56.16	0.02	0.33	0.00	34.02	2.45	0.04	0.59	6.40	0.14	0.07	100.31	89.45	9.43	1.12	90.46
12Y-C-4.29	54.83	0.02	0.60	-	34.08	2.75	0.16	0.42	6.07	0.09	0.10	99.08	90.20	9.01	0.79	90.92
12Y-C-4.30	54.58	0.01	0.39	0.01	32.99	4.27	0.15	0.31	6.92	0.12	0.03	99.77	88.94	10.46	0.59	89.48
12Y-C-4.31	54.84	-	0.55	0.02	33.46	3.38	0.11	0.61	6.15	0.16	0.04	99.34	89.59	9.24	1.17	90.65
12Y-C-4.35	55.45	0.03	0.46	0.00	33.83	2.58	0.04	0.36	6.11	0.06	0.07	99.06	90.17	9.14	0.69	90.80
12Y-C-5.5	55.04	0.09	0.68	0.02	32.91	3.37	0.15	1.41	5.73	0.16	0.08	99.64	88.61	8.66	2.73	91.10
12Y-C-5.6	54.61	0.07	0.76	0.02	32.81	3.22	0.06	0.96	5.82	0.17	0.07	98.65	89.25	8.88	1.87	90.95
12Y-C-5.19	54.96	0.05	0.56	-	33.46	2.93	0.12	0.81	5.99	0.15	0.03	99.05	89.47	8.98	1.55	90.87
12Y-C-5.26	55.81	0.02	0.54	0.01	32.33	2.76	0.11	1.45	6.33	0.18	0.12	99.65	87.57	9.61	2.81	90.11
12Y-C-5.32	55.47	0.01	0.62	0.02	33.35	3.03	0.09	0.94	6.22	0.21	0.00	99.96	88.90	9.30	1.79	90.53
12Y-C-1.8	55.52	0.04	0.55	0.02	33.49	3.11	0.10	0.64	6.08	0.18	0.02	99.74	89.63	9.13	1.24	90.76

结果见表2。方辉橄榄岩中的斜方辉石En端元含量变化为87.57~90.26,主要为顽火辉石(图4-a)。斜方辉石NiO含量较低,为0~0.12%,MgO和Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量较高,Mg<sup>#</sup>为89.48~91.24,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>为2.34%~4.27%,CaO=0.31%~1.45%(表2)。斜方辉石中的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量可作为部分熔融程度的标志<sup>[36]</sup>,一般认

为,蛇绿岩内地幔橄榄岩中的斜方辉石Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量越低,其熔融程度越大<sup>[8]</sup>。

### 3.3 单斜辉石

错不扎方辉橄榄岩的单斜辉石含量较低,但也常见,其Mg<sup>#</sup>较高,为91.50~94.13,En含量变化于46.18~52.02,主要为顽透辉石和透辉石,个别为普

表3 错不扎方辉橄榄岩单斜辉石电子探针分析结果(%)  
Table 3 Electron microprobe analyses of clinopyroxene in the Cuobuzha peridotite (%)

点号	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	NiO	Total	En	Fs	Wo	Mg <sup>#</sup>
12Y-C-3.2	51.52	0.38	1.08	-	16.31	3.91	0.09	23.59	2.23	0.56	0.09	99.75	47.25	3.63	49.12	92.87
12Y-C-3.3	51.85	0.30	0.99	0.01	16.45	3.50	0.06	24.14	1.91	0.44	0.04	99.69	47.17	3.08	49.75	93.88
12Y-C-3.5	52.15	0.24	0.66	-	17.22	2.98	0.08	23.71	2.18	0.47	0.05	99.73	48.53	3.44	48.03	93.38
12Y-C-3.6	51.66	0.26	1.06	0.01	16.43	3.47	0.02	23.92	2.06	0.58	0.05	99.49	47.24	3.32	49.44	93.44
12Y-C-3.7	51.43	0.27	1.15	-	16.06	3.85	0.07	24.65	1.79	0.54	-	99.81	46.18	2.88	50.94	94.13
12Y-C-3.8	51.99	0.37	1.10	-	16.13	3.72	0.06	23.79	2.40	0.55	0.03	100.15	46.66	3.90	49.45	92.29
12Y-C-3.11	51.87	0.40	0.94	0.01	16.67	3.47	0.06	23.40	2.40	0.49	0.08	99.78	47.85	3.87	48.28	92.52
12Y-C-4.3	51.63	0.25	1.00	-	16.56	4.06	0.10	24.04	2.24	0.51	0.09	100.48	47.18	3.59	49.23	92.94
12Y-C-4.4	51.40	0.25	0.97	-	17.38	4.13	0.08	22.65	2.65	0.40	0.10	100.01	49.45	4.23	46.32	92.11
12Y-C-4.16	51.85	0.24	1.02	0.02	16.62	4.05	0.06	23.76	2.32	0.44	0.06	100.44	47.49	3.72	48.79	92.73
12Y-C-4.17	51.32	0.45	1.11	-	16.06	4.10	0.01	24.01	2.28	0.49	0.05	99.88	46.42	3.70	49.89	92.62
12Y-C-4.24	51.23	0.48	0.99	0.03	16.15	4.04	0.04	23.41	2.56	0.43	0.04	99.38	46.93	4.17	48.90	91.84
12Y-C-4.26	51.71	0.42	0.94	-	16.00	3.78	0.06	24.33	1.99	0.50	-	99.75	46.23	3.23	50.53	93.47
12Y-C-4.27	51.65	0.38	0.85	-	16.39	3.24	0.04	24.67	2.16	0.43	0.02	99.84	46.39	3.44	50.18	93.10
12Y-C-4.28	51.21	0.54	1.07	-	16.02	4.24	0.06	23.90	2.42	0.42	0.07	99.95	46.35	3.94	49.71	92.17
12Y-C-5.1	52.61	0.37	1.29	-	15.81	4.27	0.04	21.70	2.43	0.52	0.04	99.06	48.25	4.16	47.59	92.07
12Y-C-5.2	51.07	0.74	1.23	0.02	15.55	3.97	0.06	22.59	2.57	0.53	0.05	98.38	46.80	4.35	48.85	91.50
12Y-C-5.13	52.71	0.31	0.62	-	17.10	2.88	0.06	24.30	2.17	0.57	-	100.73	47.79	3.40	48.81	93.36
12Y-C-5.18	51.29	0.56	1.17	0.01	16.10	4.07	0.08	24.07	2.17	0.56	0.07	100.14	46.50	3.52	49.98	92.96
12Y-C-5.27	51.54	0.32	1.14	0.01	17.64	3.99	0.08	20.69	2.50	0.49	0.04	98.44	52.02	4.14	43.85	92.63
12Y-C-1.2	52.18	0.24	0.93	0.01	16.30	3.87	0.08	22.10	2.22	0.44	0.07	98.44	48.76	3.73	47.51	92.89
12Y-C-1.7	52.53	0.25	0.70	0.00	17.15	3.54	0.07	21.76	2.20	0.39	0.02	98.61	50.41	3.62	45.97	93.30

通辉石(图4-b)。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=2.88%~4.27%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.62%~2.19%, NiO=0~0.1%(表3)。

### 3.4 铬尖晶石

错不扎方辉橄榄岩的铬尖晶石成分见表4。富矿物尖晶石在蛇绿岩地幔橄榄岩中普遍存在,其成分存在着Cr和Al的广泛相互替换<sup>[38]</sup>。Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>是铬尖晶石成分中两个主要的三价氧化物,铬尖晶石类型在很大程度上取决于这两项化学成分的比例<sup>[8]</sup>。错不扎方辉橄榄岩中尖晶石Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量为19.84%~32.93%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=33.31%~47.02%, Cr<sup>#</sup>变化于22~39; MgO含量为15.02%~17.96%, Mg<sup>#</sup>变化于60~70,属于高Al和高Mg型铬尖晶石(表4)。

### 3.5 错不扎铬铁矿中铬尖晶石矿物成分

铬铁矿中造矿铬尖晶石成分高度均一,其成分变化范围如下: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=57.03%~60.35%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=7.74%~11.53%, MgO=12.87%~18.46%, Cr<sup>#</sup>=77~83, Mg<sup>#</sup>=66~82,均属镁质高铬铬铁矿,与国内外富铬型铬铁矿床(如罗布莎、东巧、肯皮尔赛等)分布区域

基本一致<sup>[39]</sup>(表5)。

## 4 错不扎方辉橄榄岩全岩地球化学组成

全岩地球化学数据见表6。错不扎方辉橄榄岩在形成后遭受了不同程度的蛇纹石化蚀变(LOI=0.76%~6.59%),为消除蚀变对原有成分的影响,对这些样品的主量元素分析结果在扣除烧失量后进行归一化,以下讨论均按归一化后的数据进行。

错不扎方辉橄榄岩CaO含量(0.90%~3.00%)较低,与岩石中单斜辉石含量较低相一致;岩石富Mg(MgO=39.29%~43.83%, Mg<sup>#</sup>=91~92),贫Al(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=1.19%~2.77%), Ca(CaO=0.95%~3.05%)和碱(Na<sub>2</sub>O=0.05%~0.20%)。MgO作为亏损指标,其值随岩石中橄榄石含量的增高而增高,即随岩石亏损程度的升高而升高,将各个元素分别对MgO进行投影可以很好地反映地幔橄榄岩成分变化。错不扎方辉橄榄岩SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和CaO含量随MgO含量的

表4 错不扎方辉橄榄岩铬尖晶石电子探针分析结果(%)  
Table 4 Electron microprobe analyses of spinel in the Cuobuzha peridotite (%)

点号	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	NiO	Total	Mg <sup>#</sup>	Cr <sup>#</sup>
12Y-C-4.5	0.19	0.00	25.26	-	15.47	40.94	0.13	0.01	17.09	0.16	0.20	99.45	63.24	29.27
12Y-C-4.14	0.31	-	25.78	-	16.34	41.86	0.20	-	15.82	0.11	0.25	100.69	67.17	29.24
12Y-C-4.15	0.05	0.04	23.33	0.01	17.96	45.21	0.15	0.02	13.95	0.07	0.21	100.98	70.22	25.72
12Y-C-4.25	0.03	0.00	19.84	-	17.01	47.02	0.14	-	16.45	0.08	0.14	100.70	65.11	22.06
12Y-C-5.3	0.34	0.05	32.93	0.02	16.88	34.36	0.16	0.11	15.36	0.10	0.14	100.45	69.01	39.13
12Y-C-5.4	0.03	0.04	28.81	-	17.52	39.22	0.16	0.08	13.85	0.19	0.25	100.15	69.92	33.01
12Y-C-5.10	0.04	0.02	26.56	-	16.06	40.88	0.20	-	16.05	0.13	0.14	100.08	64.58	30.35
12Y-C-5.11	0.09	0.08	28.64	0.02	16.24	38.51	0.17	-	15.53	0.18	0.15	99.61	66.27	33.28
12Y-C-5.15	0.10	0.05	27.16	-	16.62	40.53	0.13	-	15.43	0.25	0.17	100.45	66.97	31.01
12Y-C-5.16	0.03	0.01	29.05	0.01	16.88	39.05	0.15	-	15.12	0.24	0.15	100.69	67.14	33.29
12Y-C-5.17	0.04	0.10	30.78	0.03	15.52	37.27	0.18	0.00	15.94	0.27	0.11	100.23	64.48	35.65
12Y-C-5.22	0.04	0.02	29.67	0.00	15.84	37.95	0.16	-	16.10	0.35	0.18	100.31	64.51	34.40
12Y-C-5.23	0.03	0.07	29.87	-	15.46	36.47	0.19	-	17.53	0.35	0.07	100.04	62.00	35.46
12Y-C-5.24	0.01	0.01	29.35	-	16.21	38.80	0.17	0.00	15.58	0.25	0.17	100.55	65.43	33.66
12Y-C-5.28	0.50	0.07	32.23	-	15.27	33.31	0.19	-	18.22	0.26	0.11	100.18	63.86	39.35
12Y-C-5.29	0.05	0.04	28.95	0.02	15.58	38.45	0.18	-	16.42	0.24	0.16	100.09	63.70	33.56
12Y-C-5.30	0.02	-	30.50	-	15.02	35.62	0.17	0.03	18.22	0.24	0.10	99.92	59.92	36.49
12Y-C-1.1	0.02	0.03	24.59	0.02	17.78	43.30	0.11	-	14.31	0.16	0.15	100.47	69.40	27.59
12Y-C-1.5	0.10	0.03	21.90	-	17.30	44.09	0.16	-	15.50	0.13	0.19	99.41	67.53	25.00
12Y-C-1.6	0.09	0.05	22.47	0.00	16.99	43.30	0.18	0.02	15.79	0.10	0.20	99.18	66.65	25.82

注:Cr<sup>#</sup>=100Cr/(Cr+Al)。

升高而降低,而NiO含量随MgO含量的升高而降低,TiO<sub>2</sub>和Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>与MgO之间没有明显的相关性。同时,除MgO-NiO图解外其他相关图解中错不扎方辉橄榄岩都落入深海橄榄岩区域或者深海橄榄岩和SSZ橄榄岩交接处(图5)。

研究区方辉橄榄岩的稀土配分模式除样品12YC-6外都比较一致,总体为轻稀土亏损,重稀土富集的左倾型亏损地幔源区特征(图6-a),(La/Yb)<sub>N</sub>=0.11~0.60(表6)。研究表明,地幔橄榄岩的LREE在蛇纹石化的过程中基本保持稳定,LREE的弱富集主要受熔体/流体与地幔橄榄岩之间的反应控制<sup>[42-43]</sup>,同时在微量元素原始地幔标准化图解中富集大离子亲石元素Rb和Sr,部分高场强元素如Nb,Zr无明显异常,但Ta,Hf和Ti相对富集或明显富集(图6-b),这些特征表明错不扎方辉橄榄岩既具有亏损地幔源区的特征,也有不同程度的俯冲带熔体/流体的交代特征。

## 5 讨 论

### 5.1 错不扎地幔橄榄岩的岩石成因

#### 5.1.1 部分熔融过程

地幔橄榄岩中MgO质量分数的高低、Mg<sup>#</sup>值大小是地幔亏损程度或部分熔融程度的标志,Mg<sup>#</sup>值越大或MgO质量分数越高,CaO,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和SiO<sub>2</sub>等易熔组分质量分数越低,说明其局部熔融程度越高。从岩石学意义上讲,在上地幔熔出玄武岩浆过程中,CaO、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和SiO<sub>2</sub>等易熔组分容易进入熔体,熔出玄武岩浆越多,残留的地幔橄榄岩越富镁,地幔亏损程度越高<sup>[1]</sup>。研究区方辉橄榄岩中MgO含量变化于41.03%~43.83%,平均值42.76(表6),高于模拟地幔岩(MgO=37.67%),此外,易熔元素Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(1.19%~1.67%)和CaO(0.95%~1.85%)含量均明显低于原始地幔(3.97%和3.50%<sup>[50]</sup>),说明错不扎方辉橄榄岩具有一定的地幔亏损程度或部分熔融程度。方辉橄榄岩富集过渡族元素Ni(1956×10<sup>-6</sup>~



表5 铬铁矿中铬尖晶石电子探针分析结果  
Table 5 Electron microprobe analyses of spinel in the Cuobuzha chromitite (%)

样品号	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	NiO	Total	Mg <sup>#</sup>	Cr <sup>#</sup>
12Y-C-18.1	0.05	0.00	59.07	0.02	15.15	10.13	0.27	0.00	14.15	0.17	0.21	99.21	66	80
12Y-C-18.2	0.00	0.02	58.73	0.00	16.77	10.93	0.21	0.00	12.25	0.19	0.16	99.27	71	78
12Y-C-18.3	0.00	0.02	59.06	0.01	17.04	11.10	0.19	0.00	12.50	0.24	0.17	100.32	71	78
12Y-C-18.4	0.09	0.01	58.79	0.00	17.05	11.37	0.22	0.00	11.67	0.18	0.14	99.51	73	78
12Y-C-18.5	0.01	0.00	58.44	0.00	16.72	11.20	0.22	0.00	12.38	0.21	0.23	99.40	71	78
12Y-C-18.6	0.03	0.01	58.49	0.00	16.96	11.39	0.20	0.00	11.82	0.21	0.08	99.18	72	78
12Y-C-18.7	0.00	0.02	59.01	0.01	17.30	11.41	0.28	0.00	11.80	0.17	0.19	100.19	73	78
12Y-C-18.8	0.00	0.00	58.12	0.00	17.16	11.25	0.22	0.02	11.98	0.18	0.22	99.15	72	78
12Y-C-18.9	2.39	0.00	57.03	0.00	12.87	7.74	0.42	1.73	16.60	0.25	0.19	99.22	82	83
12Y-C-18.10	0.01	0.01	58.47	0.01	17.47	11.26	0.21	0.00	11.45	0.19	0.23	99.31	74	78
12Y-C-23.1	0.03	0.00	58.50	0.00	17.26	11.40	0.21	0.00	11.70	0.24	0.18	99.51	73	77
12Y-C-23.2	0.02	0.00	58.37	0.00	18.46	11.53	0.15	0.00	11.57	0.18	0.18	100.45	74	77
12Y-C-23.3	0.02	0.02	59.03	0.02	16.33	10.79	0.22	0.00	12.90	0.24	0.12	99.69	70	79
12Y-C-23.4	0.00	0.03	60.35	0.00	15.66	10.96	0.28	0.00	12.40	0.16	0.15	99.98	70	79
12Y-C-23.5	0.02	0.00	60.00	0.00	16.09	10.94	0.20	0.00	12.33	0.25	0.08	99.89	70	79
12Y-C-23.6	0.02	0.02	57.69	0.00	18.18	11.43	0.19	0.00	11.95	0.20	0.17	99.84	74	77
12Y-C-23.7	0.01	0.00	59.16	0.00	16.29	10.73	0.17	0.00	13.14	0.23	0.14	99.87	69	79
12Y-C-23.8	0.01	0.01	58.11	0.02	17.83	11.52	0.16	0.00	12.01	0.22	0.13	100.01	73	77
12Y-C-23.9	0.05	0.00	58.68	0.00	17.75	11.33	0.23	0.00	12.19	0.21	0.15	100.58	73	78
12Y-C-23.10	0.03	0.00	59.43	0.01	16.27	10.63	0.22	0.00	13.11	0.18	0.14	100.00	69	79
12Y-C-23.11	0.01	0.01	59.76	0.00	16.63	10.65	0.21	0.01	12.87	0.15	0.20	100.47	70	79
12Y-C-23.12	0.01	0.00	59.17	0.00	16.32	10.56	0.21	0.00	12.79	0.23	0.17	99.46	70	79
12Y-C-23.13	0.03	0.00	59.97	0.00	16.33	10.42	0.21	0.04	13.23	0.18	0.09	100.51	69	79
12Y-C-23.14	0.00	0.00	60.08	0.01	16.03	10.59	0.21	0.00	12.81	0.23	0.14	100.10	69	79
12Y-C-23.18	0.00	0.01	60.03	0.01	15.87	10.59	0.23	0.00	13.36	0.23	0.11	100.44	68	79
12Y-C-23.19	0.04	0.00	59.52	0.02	16.01	10.89	0.19	0.00	13.20	0.23	0.11	100.21	69	79
12Y-C-23.23	0.02	0.01	59.21	0.00	15.69	10.67	0.21	0.00	13.25	0.22	0.14	99.42	68	79
12Y-C-23.24	0.03	0.00	59.87	0.00	15.42	10.42	0.24	0.00	13.60	0.28	0.10	99.97	68	79

2274×10<sup>-6</sup>)和Cr(1697×10<sup>-6</sup>~2822×10<sup>-6</sup>),Mg<sup>#</sup>值稳定(变化于91~92),与南亚带普兰、东坡超镁铁岩体及Oman蛇绿岩的地幔橄榄岩相近<sup>[51]</sup>。LREE和MREE会在一定程度上受到后期交代作用的影响,而HREE基本不受交代作用的影响,因此可以利用HREE来估算地幔橄榄岩的熔融程度<sup>[52-53]</sup>。错不扎方辉橄榄岩的稀土配分模式图显示其为经历了15%~20%部分熔融后的残余(图6-a),同时尖晶石Mg<sup>#</sup>-Cr<sup>#</sup>图解也显示其熔融程度为12%~20%(图7)。地幔橄榄岩中尖晶石的形成主要受地幔橄榄岩部分熔融程度以及环境压力的控制<sup>[54]</sup>,利用尖晶石Cr<sup>#</sup>和橄榄石Mg<sup>#</sup>的关系可以推测其寄主岩石形

成环境、部分熔融程度及形成的大致压力<sup>[55-57]</sup>。从橄榄石Mg<sup>#</sup>与尖晶石Cr<sup>#</sup>图解(图8)可以看出,错不扎方辉橄榄岩全部落入橄榄石-尖晶石地幔趋势(OSMA)区域内,与深海橄榄岩的成分相似,形成压力>15 kbar,同时其部分熔融程度与全岩HREE所模拟结果相似,明显低于北亚带达吉翁地幔橄榄岩方辉橄榄岩的熔融程度(30%~35%),而与南亚带东坡超镁铁岩体的熔融程度(10%~15%)相似或略高<sup>[12]</sup>,同时与快速扩张大洋中脊环境下形成的深海橄榄岩的熔融程度(10%~22%)较为一致<sup>[40,58]</sup>。

#### 5.1.2 熔/流体交代作用

岩石在不同环境下形成的矿物特征会有所差

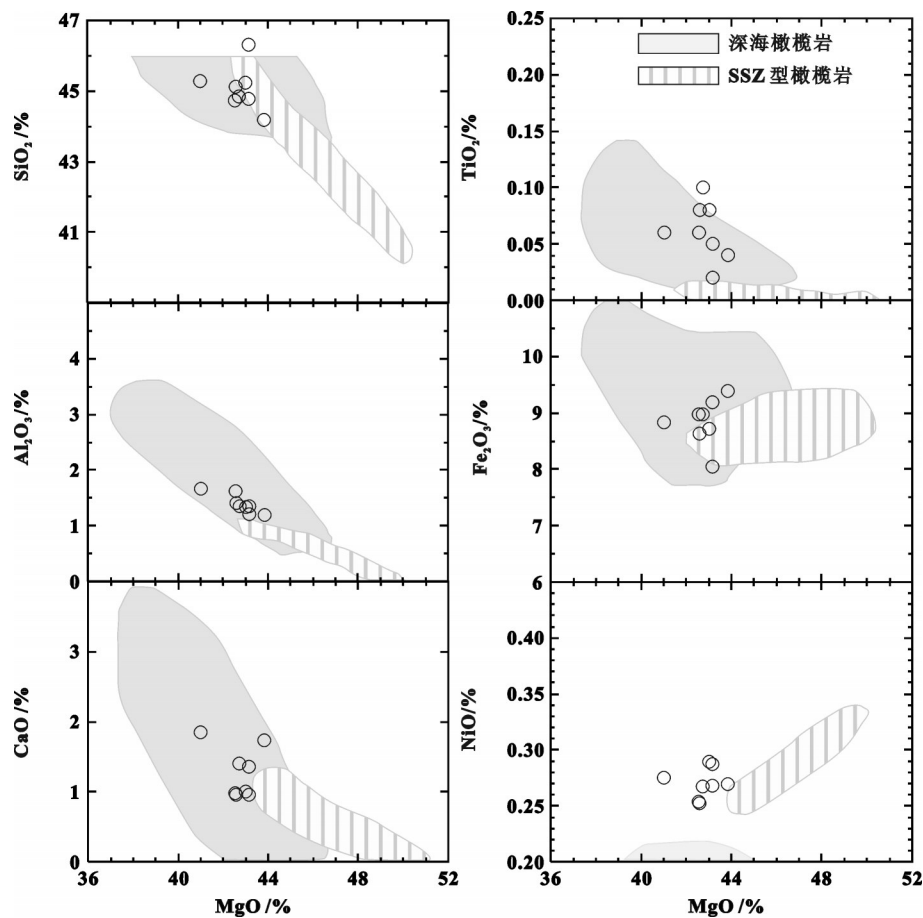


图5 错不扎方辉橄榄岩全岩代表性氧化物-MgO图解(深海橄榄岩和SSZ型橄榄岩区域分别据文献[40]和[41])  
Fig.5 Variation diagrams of MgO (wt.%) versus selected major oxides in bulk rock peridotite samples of the Cuobuzha ophiolite (abyssal and SSZ peridotite fields after reference [40] and [41] respectively)

异,这种差异是地幔橄榄岩形成和演化历史的印记,尤其地幔橄榄岩的矿物组合及化学特征对认识地幔橄榄岩的成因及恢复蛇绿岩形成背景至关重要<sup>[8]</sup>,在斜方辉石  $Mg^{\#}-Al_2O_3$ 图解和  $Al_2O_3-Cr_2O_3$ 图解(图9)、单斜辉石  $Mg^{\#}-Cr_2O_3$ 图解(图10)和尖晶石  $Mg^{\#}-Cr^{\#}$ 相关图解(图7)中,错不扎方辉橄榄岩均落入深海橄榄岩和弧前地幔橄榄岩的交叠区或过渡区,可见错不扎方辉橄榄岩既保留了原始深海地幔橄榄岩的特征,同时又经历了俯冲环境中熔/流体的改造。

错不扎方辉橄榄岩HREE配分模式与部分熔融模型所模拟的重稀土元素的分布模式较为一致,而强不相容的LREE含量明显高于部分熔融模型中LREE的含量。因此错不扎方辉橄榄岩的稀土配分模式不能简单的用部分熔融作用来解释。这种LREE的富集与微量元素蛛网图中大离子亲石元素Rb、Sr的富

集可能暗示亏损的地幔橄榄岩经历了富集LREE和大离子亲石元素的流体或熔体的改造<sup>[19-20,41,63-64]</sup>。通常,高场强元素因难溶于水而被认为不受低温改造作用的影响<sup>[19]</sup>,因此,错不扎方辉橄榄岩微量元素原始地幔标准化图解中高场强元素Ta、Hf和Ti的富集很可能是遭受了熔体的交代作用。研究表明,地幔橄榄岩中尖晶石的  $Cr^{\#}$ 和  $TiO_2$ 会受到后期熔体-岩石反应的影响而变化<sup>[57,63]</sup>,当有俯冲带熔体作用的影响时,会造成尖晶石  $Cr^{\#}$ 和  $TiO_2$ 变化而偏离部分熔融曲线,因此尖晶石的  $Cr^{\#}$ 和  $TiO_2$ 关系能够有效的区分熔体-地幔相互作用以及部分熔融作用对地幔橄榄岩的影响<sup>[60]</sup>。在尖晶石  $Cr^{\#}-TiO_2$ 图解中(图11),错不扎方辉橄榄岩的铬尖晶石均偏离了富集大洋中脊玄武岩地幔的熔融曲线,同时  $Cr^{\#}$ 和  $TiO_2$ 均相应增加,且成分逐渐趋近MORB或者MORB和岛弧拉

表6 错不扎方辉橄榄岩岩石成分(主量元素:%;稀土和微量元素: $10^{-6}$ )Table 6 Chemical composition of the mantle peridotites from the Cuobuzha ophiolite (major elements:%, trace elements:  $10^{-6}$ )

样号	12YC-1	12YC-2	12YC-3	12YC-4	12YC-5	12YC-6	12YC-7	12YC-8
岩性	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
SiO <sub>2</sub>	45.27	45.13	45.23	44.78	44.85	46.31	44.17	44.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.67	1.40	1.33	1.35	1.35	1.21	1.19	1.62
CaO	1.85	0.95	1.00	1.35	1.40	0.95	1.73	0.97
TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.84	8.64	8.72	9.19	8.98	8.05	9.40	8.98
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	41.03	42.58	43.01	43.16	42.74	43.15	43.83	42.54
MnO	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.08	0.08	0.05	0.10	0.02	0.04	0.06
LOI	3.99	5.55	5.41	4.54	5.79	6.59	6.55	4.94
Toatl	98.99	99	99.6	100.09	99.64	99.88	100.59	99.09
Mg <sup>#</sup>	91	92	92	91	91	92	91	91
Li	4.148	2.7	4.925	2.348	3.293	4.48	3.28	2.09
Be	0.021	0.01	0.025	0.021	0.022	0.018	0.017	0.011
Sc	10.86	8.97	8.90	8.56	8.53	8.27	10.4	9.31
Ti	405	406	472	324	347	29.5	128	282
V	47.2	42.8	44.2	37.5	41.9	36.8	40.3	46.0
Cr	2427	2392	2675	1982	2153	2621	2781	1697
Mn	1020	939	1034	974	939	892	1030	997
Co	110	99.7	116	111	104	99.9	112	105
Ni	2164	1986	2274	2256	2100	2107	2118	1995
Cu	12.9	15.5	10.8	11.5	8.9	4.4	5.5	7.1
Zn	43.8	44.2	41.3	43.8	42.3	41.4	44.7	43.2
Rb	0.53	0.32	0.35	0.24	0.21	0.22	0.23	0.26
Sr	1.80	1.23	1.65	0.48	2.11	1.31	0.33	0.65
Y	0.80	0.62	0.67	0.62	0.82	0.14	0.64	0.59
Zr	0.45	0	0.77	0.32	0.28	0.37	0.27	0.25
Nb	0.076	0.058	0.109	0.055	0.08	0.04	0.038	0.057
Ba	1.65	0.59	1.38	0.53	1.23	0.63	0.21	0.28
La	0.032	0.015	0.06	0.017	0.016	0.013	0.013	0.024
Ce	0.054	0.032	0.139	0.036	0.03	0.035	0.031	0.047
Pr	0.007	0.003	0.016	0.004	0.004	0.007	0.005	0.005
Nd	0.039	0.027	0.091	0.028	0.032	0.076	0.029	0.026
Sm	0.037	0.021	0.032	0.02	0.03	0.038	0.025	0.015
Eu	0.018	0.012	0.012	0.011	0.019	0.016	0.013	0.009
Gd	0.085	0.059	0.079	0.062	0.093	0.053	0.069	0.056
Tb	0.017	0.013	0.016	0.012	0.019	0.0029	0.011	0.009
Dy	0.12	0.094	0.096	0.085	0.14	0.016	0.081	0.082
Ho	0.026	0.021	0.022	0.022	0.031	0.004	0.023	0.021
Er	0.082	0.07	0.073	0.058	0.084	0.011	0.066	0.068
Tm	0.013	0.01	0.01	0.011	0.013	0.003	0.012	0.012
Yb	0.093	0.07	0.072	0.075	0.085	0.02	0.087	0.082
Lu	0.015	0.012	0.012	0.013	0.013	0.005	0.014	0.014
Hf	0.034	0.026	0.039	0.025	0.031	0.011	0.013	0.015
Ta	0.14	0.123	0.098	0.089	0.088	0.077	0.079	0.097
Pb	0.117	3.032	0.216	0.089	0.116	0.25	0.127	0.12
Th	0.067	0.015	0.019	0.008	0.007	0.007	0.005	0.007
U	0.017	0.003	0.007	0.004	0.003	0.002	0.002	0.003

斑玄武岩过渡区域(IAT)的尖晶石,这种趋势表明错不扎方辉橄榄岩可能为亏损程度相对较低(部分熔融程度约10%~15%)的地幔橄榄岩同MORB成分(或MORB和IAT过渡成分)的熔体相互作用的结果<sup>[57]</sup>。

## 5.2 构造背景

西藏雅鲁藏布江蛇绿岩带是中国规模最大的

蛇绿岩带之一,发育较为完整的蛇绿岩层序。蛇绿岩以洋中脊型(MORB)岩石组合为主,代表中白垩世喜马拉雅特提斯洋的最后闭合带,被认为是中生代冈瓦那板块裂解再拼合的一条缝合带<sup>[29-30]</sup>。对该蛇绿岩带形成的构造背景,目前还存在较大分歧,早期学者根据上部岩墙群和壳层熔岩具MORB岩浆的特点,认为它们是源于特提斯大洋中脊的洋壳碎片<sup>[66-67]</sup>;而有的学者通过对地球化学特征的研究认为该岩带或其中的某些岩体具有上俯冲带(SSZ)特征<sup>[1,69-70]</sup>,时至今日,对雅鲁藏布江蛇绿岩带越来越多的研究发现俯冲带构造环境下熔体/流体的交代作用在雅鲁藏布江缝合带橄榄岩的成因中普遍发挥了重要作用<sup>[9]</sup>;同时也有不少学者认为该蛇绿岩带可能是由形成于不同构造环境的块体拼贴而成的<sup>[48,70]</sup>。

错不扎方辉橄榄岩属亏损地幔橄榄岩,其典型特征为熔融程度相对较低,为15%~20%,形成压力 $>15 \times 10^5 \text{ Pa}$ ,同时副矿物铬尖晶石的Cr<sup>#</sup>低于60(22~39),反映为典型深海橄榄岩特征,指示一个MOR环境<sup>[6,54]</sup>,这一结果同时得到稀土配分模式的支持,不同的是LREE相对富集,结合微量元素蛛网图中大离子亲石元素Rb、Sr的富集指示错不扎方辉橄榄岩在形成过程中受到俯冲带流体的改造。此外,如前所述,错不扎方辉橄榄岩富集高场强元素Ta、Hf和Ti,这一特征主要是受到熔体的改造,且熔体的性质接近于MORB或者MORB和岛弧拉斑玄武岩成分的过渡。结合在斜方辉石Mg<sup>#</sup>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>图解、斜方辉石Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>图解(图9)、单斜辉石Mg<sup>#</sup>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>图解(图10)和尖晶石Mg<sup>#</sup>-Cr<sup>#</sup>相关图解(图7)中,错不扎方辉橄榄岩均落入深海橄榄岩和弧前地幔橄榄岩的交叠区或过渡区,由此笔者推测错不扎方辉橄榄岩最初形成于大洋中脊环境,随后又进入俯冲带环境。

显微结构显示岩石中粗粒橄榄石常发育扭折带,或以浑圆形态包裹于晚世代的矿物中(图3-b),粗粒斜方辉石常呈现单斜辉石出溶、解理弯曲等特征(图3-c,3-e),上述特征表明这些矿物为地幔的残余,代表早世代矿物组合,是地幔橄榄岩在分离板块边界或者其他地质动力活动区域(如大洋中脊,或者弧后盆地)经历较高温度和压力下变形作用的记录<sup>[71-72]</sup>。错不扎方辉橄榄岩在形成后期受到熔体的改造也得到岩石矿物显微结构的支持,如橄榄石呈港湾状填充在斜方辉石边缘(图3-d),总之错不扎方辉橄榄岩既

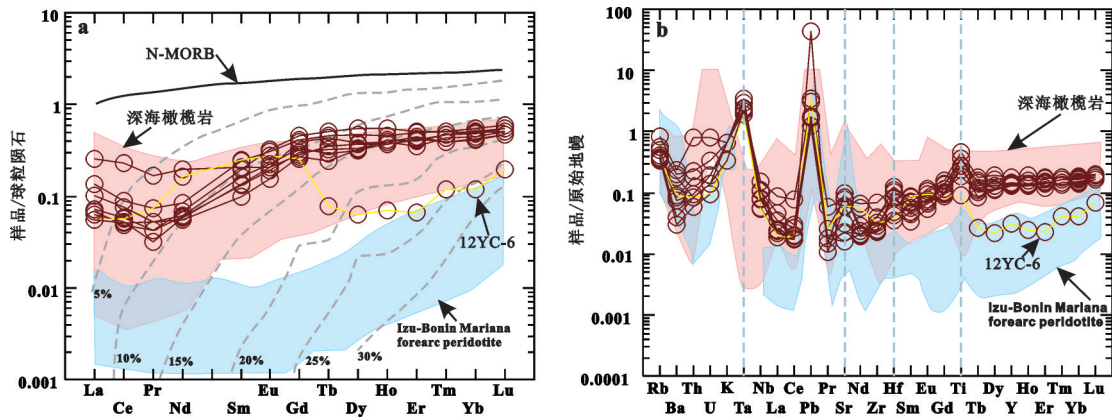


图6 错不扎方辉橄榄岩稀土配分模式图(a)及微量元素蛛网图(b)

球粒陨石和原始地幔值据文献[44], Izu-Bonin Mariana forearc basin peridotite 稀土配分模式及微量元素蛛网图据文献[41], Abyssal peridotite 稀土配分模式和微量元素蛛网图据文献[3, 40, 45-46]. N-MORB like mantle source 据文献[47], 虚线分别代表地幔橄榄岩成分经历5%, 10%, 15%, 20%, 25%, 30%部分熔融后的模拟曲线, 据文献[12, 48-49]

Fig. 6 Calculated fractional melting curves compared with chondrite-normalized REE patterns for the Cuobuzha peridotite Values of chondrite and primitive mantle after reference [44],

SSZ (Izu-Bonin forearc basin) peridotite fields after reference [41]. Abyssal peridotite fields after reference [3, 40, 45-46]. N-MORB like mantle source [47] is also shown. Dashed lines represent the modeled spectrum of the peridotite compositions at 5%, 10%, 15%, 20%, 25% and 30% partial melting (after references [12, 48-49])

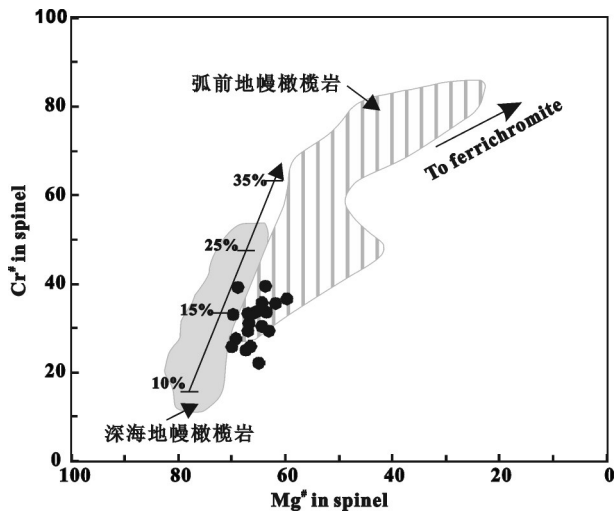


图7 错不扎方辉橄榄岩中尖晶石  $Mg^{\#}$ - $Cr^{\#}$ 图解 (据文献[19])  
Fig. 7  $Mg^{\#}$  versus  $Cr^{\#}$  in spinel of Cuobuzha peridotites (after reference [19])

保留了原始深海地幔橄榄岩的特征,同时也显示了后期俯冲交代作用的痕迹。

蛇绿岩的地球化学特征,内部结构以及厚度等受到洋底扩张速率、与地幔柱或海沟距离的远近、地幔温度、地幔富集程度以及流体参与度的影响和控制<sup>[73]</sup>。Dilek 将蛇绿岩按照是否与俯冲相关进行

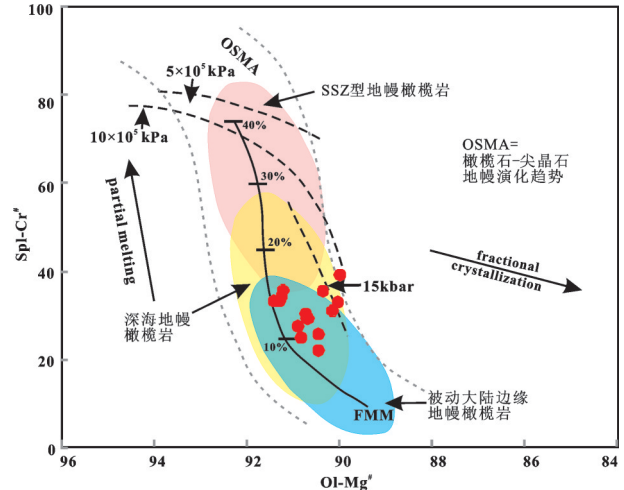


图8 错不扎蛇绿岩地幔橄榄岩橄榄石  $Mg^{\#}$ 与尖晶石  $Cr^{\#}$ 图解 (据文献[13, 57])。图中  $5 \times 10^5$  kPa 和  $10 \times 10^5$  kPa 压力曲线据文献 [56], 15kbar 压力曲线据文献[59]

Fig. 8 A plot of olivine- $Mg^{\#}$  against spinel- $Cr^{\#}$  for Cuobuzha peridotites (after reference [13, 57]). The 5kbar and 10kbar curves after reference [56], and the 15kbar curve after reference [59]

分类,与俯冲相关的蛇绿岩包括SSZ型以及火山弧型蛇绿岩,它们的演化主要受到板片脱水以及伴随的地幔交代作用、俯冲沉积物的熔融、交代地幔

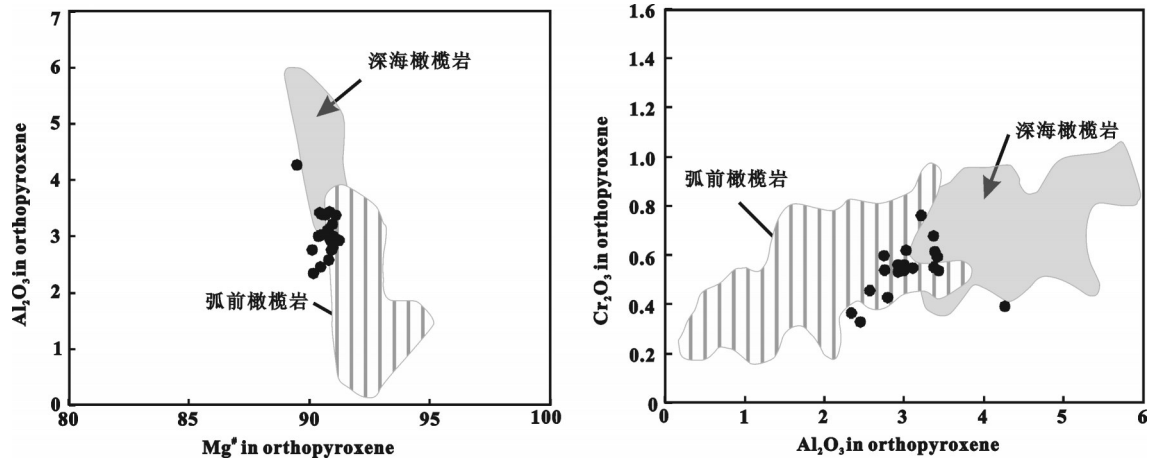


图9 错不扎方辉橄辉岩斜方辉石 Mg<sup>#</sup>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>图解(a)和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>图解(b)  
深海橄辉岩和弧前橄辉岩区域分别据文献[60]和[61]

Fig.7 MgO versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt.%) content in orthopyroxene of Cuobuzha peridotites  
Fields outline Opx compositions in abyssal peridotites [60] and forearc peridotites [61]

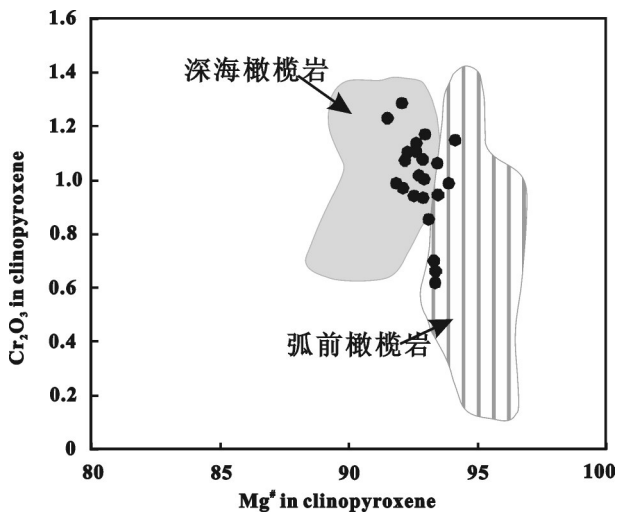


图10 错不扎方辉橄辉岩单斜辉石 Mg<sup>#</sup>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>图解(底图据文献[62])

Fig. 10 Mg# versus Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt.%) content in clinopyroxene of Cuobuzha peridotites (after reference [62])

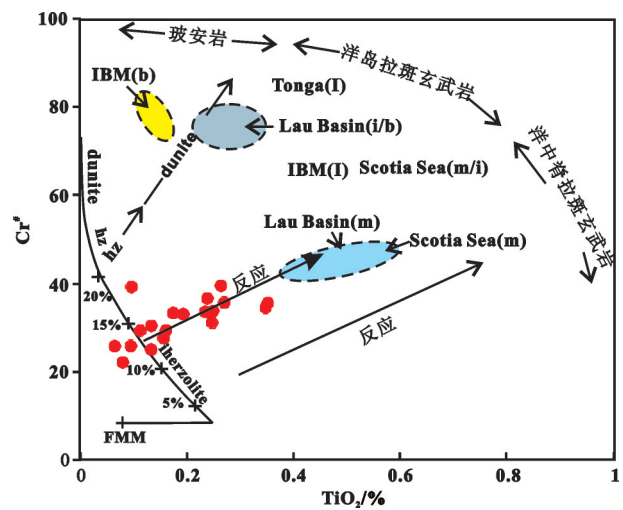


图11 错不扎蛇绿岩地幔橄辉岩尖晶石 TiO<sub>2</sub>-Cr<sup>#</sup>图解(底图据文献[57])

FMM-富集地幔; IBM-Izu-Bonin-Mariana 系列  
Fig. 10 A plot of TiO<sub>2</sub> against Cr<sup>#</sup> for spinel from Cuobuzha peridotites (after reference [57])

橄辉岩多期次的部分熔融作用的影响;与俯冲无关的蛇绿岩包括大陆边缘型,大洋中脊型和地幔柱型蛇绿岩。错不扎方辉橄辉岩既经历了大洋中脊部分熔融过程中熔体的抽取,也受到后期大洋俯冲作用过程产生的熔/流体的影响,所以不能简单地划分为MORB型或者SSZ型,这与同处北亚带的达机翁蛇绿岩的形成机制相似<sup>[20]</sup>,同时沿雅鲁藏布江缝合带

西段南亚带出露的东波蛇绿岩<sup>[6-7,9]</sup>、普兰蛇绿岩<sup>[8,18]</sup>,其规模都较大,岩石保存较好,尽管不同岩体在岩石组成及地球化学特征方面有着一定的差别,但它们的形成同样都经历了MOR和SSZ两者兼有的环境,可见,雅鲁藏布江缝合带西段南北两带在岩石形成环境上具有极大的相似性,两者在地理位置以

及产状方面的差别可能是受到构造侵位的影响。对南北亚带基性岩地球化学以及年代学方面的研究同样暗示南北蛇绿岩亚带可能是相同构造背景的大洋岩石圈的残余<sup>[21]</sup>。

## 6 结 论

(1) 错不扎超镁铁岩体位于雅鲁藏布江西段北亚带, 与南亚带典型超镁铁岩体都属于大型-超大型岩体不同, 错不扎超镁铁岩体较小, 岩性主要为方辉橄榄岩, 矿物成分分析显示其橄榄石都为镁橄榄石, 副矿物铬尖晶石为高 Al 和高 Mg 型铬尖晶石。

(2) 主量元素特征显示错不扎方辉橄榄岩具有较高的 Mg<sup>#</sup> (91~92) 以及较低的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO 含量。稀土元素配分图解显示轻稀土亏损, 重稀土富集的左倾型亏损地幔源区特征, 微量元素原始地幔标准化图解中富集大离子亲石元素 Rb 和 Sr, 同时高场强元素 Ta、Hf 和 Ti 相对富集或明显富集。

(3) 综合以上特征笔者认为错不扎方辉橄榄岩在大洋中脊环境经历了约 10%~15% 的部分熔融, 随后进入洋内俯冲带环境, 受到俯冲带流体以及具有 MORB 成分 (或 MORB 和 IAT 过渡成分) 的熔体的交代作用的影响形成。

## 参考文献 (References):

- [1] 邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 等. 青藏高原西部蛇绿岩类型: 岩石学和地球化学证据[J]. 地学前缘, 2005, 12 (2): 277-291.  
Qiu Ruizhao, Deng Jinfu, Zhou Su, et al. Ophiolite types in western Qinghai-Tibetan plateau—Evidences from petrology and geochemistry[J]. Earth Science Frontiers, 2005, 12(2): 277-291 (in Chinese with English abstract).
- [2] Dilek Y, Moores E M, Elthon D, et al. Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program[J]. Geological Society of America Special Paper, 2000:349, 552 ISBN 0-8137-2349-3.
- [3] Uysal i, Yalçın Ersoy E, Karlı O, et al. Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan ophiolite in SW Turkey: Constraints from mineral composition, whole rock geochemistry (major-trace-REE-PGE), and Re-Os isotope systematic [J]. Lithos, 2012:132-133, 50-69.
- [4] 杨经绥, 许志琴, 段向东, 等. 缅甸密支那地区发现侏罗纪的 SSZ 型蛇绿岩[J]. 岩石学报, 2012, 28 (06): 1710-1730.  
Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Duan Xiangdong, et al. Discovery of a Jurassic SSZ ophiolite in the Myitkyina region of Myanmar[J]. Acta Petrologica Sinica, 2012, 28(6): 1710-1730 (in Chinese with English abstract).
- [5] 吴福元, 刘传周, 张亮亮, 等. 雅鲁藏布蛇绿岩——事实与联想[J]. 岩石学报, 2014, 30 (02): 293-325.  
Wu Fuyuan, Liu Chuazhou, Zhang Liangliang, et al. Yarlung Zangbo ophiolite: A critical updated view[J]. Acta Petrologica Sinica, 2014,30(02): 293-325 (in Chinese with English abstract).
- [6] 杨经绥, 熊发挥, 郭国林, 等. 东波超镁铁岩体: 西藏雅鲁藏布江缝合带西段一个甚具铬铁矿前景的地幔橄榄岩体[J]. 岩石学报, 2011, 27 (11): 3207-3222.  
Yang Jingsui, Xiong Fahui, Guo Guolin, et al. The Dongbo ultramafic massif: A mantle peridotite in the western part of the Yarlung Zngbo suture zone, Tibet, with excellent prospects for a major chromite deposit[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27 (11): 3207-3222 (in Chinese with English abstract).
- [7] 杨经绥, 徐向珍, 李源, 等. 西藏雅鲁藏布江缝合带的普兰地幔橄榄岩中发现金刚石: 蛇绿岩型金刚石分类的提出[J]. 岩石学报, 2011, 27(11): 3171-3178.  
Yang Jingsui, Xu Xiangzhen, Li Yuan, et al. Diamonds recovered from peridotite of the Purang ophiolite in the Yarlung-Zangbo suture of Tibet: A proposal for a new type of diamond occurrence[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27(11): 3171-3178 (in Chinese with English abstract).
- [8] 徐向珍, 杨经绥, 郭国林, 等. 雅鲁藏布江缝合带西段普兰蛇绿岩中地幔橄榄岩的岩石学研究[J]. 岩石学报, 2011, 27(11): 3179-3196.  
Xu Xiangzhen, Yang Jingsui, Guo Guolin, et al. Lithological research on the Purang mantle peridotite in western Yarlung-Zangbo suture zone in Tibet[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27 (11): 3179-3196 (in Chinese with English abstract).
- [9] 牛晓露, 杨经绥, 陈松永, 等. 雅鲁藏布江西段东波超镁铁岩体经历了俯冲带流体的改造: 来自铂族元素的证据[J]. 中国地质, 2013, 40(3):756-766.  
Niu Xiaolu, Yang Jingsui, Chen Songyong, et al. The reformation of the Dongbo ultramafic rock massif in the western part of the Yarlung Zangbo suture zone by subduction-related fluids: Evidence from the platimun-group elements (PGE) [J]. Geology in China, 2013, 40 (3): 756-766 (in Chinese with English abstract).
- [10] 熊发挥, 杨经绥, 梁凤华, 等. 西藏雅鲁藏布江缝合带西段东波蛇绿岩中锆石 U-Pb 定年及地质意义[J]. 岩石学报, 2011, 27 (11): 3223-3238.  
Xiong Fahui, Yang Jingsui, Liang Fenghua, et al. Zircon U-Pb ages of the Dongbo ophiolite in the western Yarlung Zangbo suture zone and their geological significance[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27(11): 3223-3238 (in Chinese with English abstract).
- [11] Guo G L, Yang J S, Liu X D, et al. Mid-ocean ridge (MOR) and suprasubduction zone (SSZ) geological events in the Yarlung Zangbo suture zone: Evidence from the mineral record of mantle peridotites[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2015(in press).
- [12] Niu X L, Yang J S, Dilek Y, et al. Petrological and Os isotopic

- constraints on the origin of the Dongbo peridotite massif, Yarlung Zangbo Suture Zone, Western Tibet[J]. *Journal of Asian earth sciences*, 2015(in press).
- [13] 李源, 杨经绥, 刘钊, 等. 西藏雅鲁藏布江缝合带西段巴尔地幔橄榄岩成因及构造意义[J]. *岩石学报*, 2012, 27(11): 3239–3254.
- Li Yuan, Yang Jingsui, Liu Zhao, et al. The origins of Baer ophiolitic peridotite and its implication in the Yarlung Zangbo suture zone, southern Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 27(11): 3239–3254 (in Chinese with English abstract).
- [14] 刘飞, 杨经绥, 陈松永, 等. 雅鲁藏布江缝合带西段基性岩地球化学和Sr–Nd–Pb同位素特征: 新特提斯洋内俯冲的证据[J]. *中国地质*, 2013, 40(3): 742–755.
- Liu Fei, Yang Jingsui, Chen Songyong, et al. Geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopic composition of mafic rocks in the western part of Yarlung Zangbo suture zone: Evidence for intra–oceanic supra–subduction within the Neo–Tethys[J]. *Geology in China*, 2013, 40(3): 742–755 (in Chinese with English abstract).
- [15] 刘飞, 杨经绥, 陈松永, 等. 雅鲁藏布江缝合带西段东波蛇绿岩OIB型玄武岩的厘定及其形成环境[J]. *岩石学报*, 2013, 29(6): 1909–1932.
- Liu Fei, Yang Jingsui, Chen Songyong, et al. Ascertainment and environment of the OIB–type basalts from the Dongbo ophiolite in the western part of Yarlung Zangbo suture Zone[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2013, 29(6): 1909–1932 (in Chinese with English abstract).
- [16] 刘钊, 李源, 熊发挥, 等. 西藏西部普兰蛇绿岩中的MOR型辉长岩: 岩石学和年代学[J]. *岩石学报*, 2011, 27(11): 3269–3279.
- Liu Zhao, Li Yuan, Xiong Fahui, et al. Petrology and geochronology of MOR gabbro in the Purang ophiolite of western Tibet, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2011, 27(11): 3269–3279 (in Chinese with English abstract).
- [17] 黄圭成. 西藏雅鲁藏布江西段蛇绿岩及铬铁矿研究[D]. 中国地质大学(北京), 2006.
- Huang Guicheng. Study on Ophiolite and Chromitite in Western Yarlung Zangbo, Tibet[D]. Doctoral Thesis of China University of Geosciences (Beijing), 2006 (in Chinese with English abstract).
- [18] 周文达, 杨经绥, 赵军红, 等. 西藏雅鲁藏布江缝合带西段普兰蛇绿岩地幔橄榄岩矿物学研究和成因探讨[J]. *岩石学报*, 2014, 30(8): 2185–2203.
- Zhou Wenda, Yang Jingsui, Zhao Junhong, et al. Mineralogical study and the origin discussion of Purang ophiolite peridotites, western part of Yarlung–Zangbo Suture Zone (YZSZ), Southern Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2014, 30(8): 2185–2203 (in Chinese with English abstract).
- [19] Dai J, Wang C, Hébert R, et al. Petrology and geochemistry of peridotites in the Zhongba ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone: Implications for the Early Cretaceous intra–oceanic subduction zone within the Neo–Tethys[J]. *Chemical Geology*, 2011, 288(3/4): 133–148.
- [20] 连东洋, 杨经绥, 熊发挥, 等. 雅鲁藏布江蛇绿岩带西段达机翁地幔橄榄岩组成特征及其形成环境分析[J]. *岩石学报*, 2014, 30(8): 2164–2184.
- Lian Dongyang, Yang Jingsui, Xiong Fahui, et al. Composition characteristics and tectonic setting of the Dajiweng peridotite in the Western Yarlung–Zangbo ophiolitic belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2014, 30(8): 2164–2184 (in Chinese with English abstract).
- [21] 刘飞, 杨经绥, 连东洋, 等. 雅鲁藏布江缝合带西段北亚带的基性岩成因和构造意义[J]. *地球学报*, 2015, 36(4): 441–454.
- Liu Fei, Yang Jingsui, Lian Dongyang, et al. The genesis and tectonic significance of mafic dikes in the Western part of the Yarlung Zangbo suture zone, Tibet[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2015, 36(4): 441–454 (in Chinese with English abstract).
- [22] 白文吉, 杨经绥, 方青松, 等. 寻找超高压地幔矿物的储存库—豆荚状铬铁矿[J]. *地学前缘*, 2001, 8(3): 111–121.
- Bai Wenji, Yang Jingsui, Fang Qingsong, et al. Study on a store house of ultrahigh pressure mantle minerals—podiform chromite deposits[J]. *Earth Science Frontiers*, 2001, 8(3): 111–121 (in Chinese with English abstract).
- [23] 杨经绥, 张仲明, 李天福, 等. 西藏罗布莎铬铁矿体围岩方辉橄榄岩中的异常矿物[J]. *岩石学报*, 2008, 24(07): 1445–1452.
- Yang Jingsui, Zhang Zhongming, Li Tianfu, et al. Unusual minerals from harzburgite, the host rock of the Luobusa chromite deposit, Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008, 24(07): 1445–1452 (in Chinese with English abstract).
- [24] Xu X Z, Yang J S, Robinson P T, et al. Origin of ultrahigh pressure and highly reduced minerals in podiform chromitites and associated mantle peridotites of the Luobusa ophiolite, Tibet [J]. *Gondwana Research*, 2015, 27: 686–700.
- [25] Yamamoto S, Komiya T, Hirose K, et al. Coesite and clinopyroxene exsolution lamellae in chromites: in–situ ultrahigh–pressure evidence from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet [J]. *Lithos*, 2009, 109: 314–322.
- [26] Yang J S, Dobrzinetskaya L, Bai W J, et al. Diamond– and coesite–bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet [J]. *Geology*, 2007, 35(10): 875–878.
- [27] Yang J S, Meng F C, Xu X Z, et al. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray–Iz ophiolite of the Polar Urals [J]. *Gondwana Research*, 2014, 27: 459–485.
- [28] Yang J S, Robinson P T, Dilek Y. Diamonds in ophiolites[J]. *Elements*, 2014, 10: 127–130. [http:// dx. doi. org / 10. 2113 / gselements.10.2.127](http://dx.doi.org/10.2113/gselements.10.2.127).
- [29] 王希斌, 鲍佩声. 豆荚状铬铁矿床的成因——以西藏自治区罗布莎铬铁矿床为例[J]. *地质学报*, 1987, 2: 166–181.
- Wang Xibin, Bao Peisheng. The genesis of podiform chromite deposits—a case study of the Luobusa chromite deposit, Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, 1987, 2: 166–181 (in Chinese with English abstract).

- [30] 肖序常, 王方国. 中国蛇绿岩概论[J]. 中国地质科学院院报, 1984,第9号:19-30.  
Xiao Xuchang, Wang Fangguo. An introduction to the ophiolite of China[J]. Bulletin of the Chinese academy of Geological Sciences, 1984,9:19-30 (in Chinese with English abstract).
- [31] 徐德明, 黄圭成, 雷义均. 西藏西南部休古嘎布蛇绿岩的成因: 岩石学和地球化学证据[J]. 大地构造与成矿学, 2007, 31 (4): 490-501.  
Xu Deming, Huang Guicheng, Lei Yijun. Origin of the Xiugugabu ophiolite massif, SW Tibet: Evidence from petrology and geochemistry[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2007, 31 (4): 490-501 (in Chinese with English abstract).
- [32] 梁凤华, 许志琴, 巴登珠, 等. 西藏罗布莎—泽当蛇绿岩体的构造产出与侵位机制探[J]. 岩石学报, 2011, 27 (11): 3255-3268.  
Liang Fenghua, Xu Zhiqin, Ba Dengzhu, et al. Tectonic occurrence and emplacement mechanism of ophiolites from Luobusa- Zedang, Tibet[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27 (11): 3255-3268 (in Chinese with English abstract).
- [33] 许志琴, 王琴, 曾令森, 等. 高喜马拉雅的三维挤出模式[J]. 中国地质, 2013, 40(3): 671-680.  
Xu Zhiqin, Wang Qin, Zeng Lingsen, et al. Three-dimensional extrusion model of the Great Himalaya slice[J]. Geology in China, 2013, 40 (3): 671-680(in Chinese with English abstract).
- [34] 中国地质调查局成都地质矿产研究所. 1:1500000 青藏高原及邻区地质图[M]. 成都: 成都地图出版社, 2004.  
Chengdu Institute of Geology and Mineral Resource, CGS (CDIGMR). 1:1500000 Geological Map of Tibet and Adjacent Area[M]. Chengdu: Chengdu Map Press, 2004 (in Chinese).
- [35] Dick H J B and Natland J H. Late stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise [C]// Mevel C, Gillis K M, Allan J F(eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Result, 1995, 147: 103-134.
- [36] Dick H J B. Partial melting in the Josephine Peridotite- 1, the effect of mineral composition and its consequence from geobarometry and geothermometry [J]. American Journal of Science, 1977, 227: 801-832.
- [37] Morimoto N. Nomenclature of pyroxene [J]. Acta Mineralogica, 1988, 8(4): 289-305.
- [38] Irvine T N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1967, 4: 71-97.
- [39] 鲍佩声, 王希斌, 彭根永, 等. 中国铬铁矿床 [M]. 北京: 科学出版社, 1999: 108-135.  
Bao Peisheng, Wang Xibin, Peng Genyong, et al. The Chromite Deposit in China[M]. Beijing: Science Press, 1999: 108-135 (in Chinese).
- [40] Niu Y. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites [J]. Journal of Petrology, 1997, 38 (8): 1047-1074.
- [41] Parkinson I J, Pearce J A. Peridotites from the Izu- Bonin- Mariana Forearc (ODP Leg 125), evidence for mantle melting and melt- mantle interaction in a suprasubduction zone setting [J]. Journal of Petrology, 1998, 39: 1577-1618.
- [42] Niu Y. Bulk- rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post- melting processes beneath mid- ocean ridges [J]. J. Petrol. , 2004, 45: 2423-2458.
- [43] Paulick H, Bach W, Godard M, et al. 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, 2006, 234: 179-210.
- [44] McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth [J]. Chemical Geology, 1995, 120: 223-254.
- [45] Hellebrand E, Snow J E, Mühe, R. Mantle melting beneath Gakkel Ridge (Arctic Ocean): abyssal peridotite spinel compositions [J]. Chemical Geology, 2002, 182, 227-235.
- [46] Johnson K T M, Dick H J B. Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II fracture zone [J]. Journal of Geophysical Research 1992, 97, 9219-9241.
- [47] Salters V J M, Stracke A. Composition of the depleted mantle [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2004, 5, Q05B07.
- [48] Dubois- Côté V, Hébert R, Dupuis C, et al. Petrological and geochemical evidence for the origin of the Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet [J]. Chemical Geology, 2005, 214, (3/4): 265-286.
- [49] Bezard R, Hébert R, Wang C S, et al. Petrology and geochemistry of the Xiugugabu ophiolitic massif, western Yarlung Zangbo suture zone [J]. Lithos, 2011, 125: 347-367.
- [50] Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H, et al. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules [C]//Proc Lunar and Planet Sci Conf 10th. Geochimica et Cosmochimica Acta, (supp.11), 1979: 2031-2050.
- [51] Godard M, Jousset D, Bodinier J L. Relationships between geochemistry and structure beneath a pale- spreading center: A study of the mantle section in the Oman ophiolite [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2000, 180: 133-148.
- [52] Bodinier J L, Dupuy C, Dostal J. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites. Geochim. Cos- spine1 lherzolite body from Caussou (Northeastern Pyrenees, mochim. Acta, 52: 2893-2907. France)[J]. Journal of Petrology, 1988, 30: 199-228.
- [53] Bodinier J L, Vasseur G, Vembres I, et al. Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz erogenic peridotite [J]. Journal of Petrology, 1990, 31: 597-628.
- [54] Dick H J B, Bullen T. Chromium spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine- type peridotites and spatially associated lavas[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984, 86(1): 54-76.



- [55] Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine– spinel compositional relationships: Review and interpretation [J]. *Chemical Geology*, 1994, 28: 55–58.
- [56] Sobolev A V, Batanova V G. Mantle iherzolites of the Troodos ophiolite complex, Cyprus: Clinopyroxene geochemistry [J]. *Petrology*, 1995, 3: 440–448.
- [57] Pearce J A, Barker P F, Edward SJ, et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2000, 139:36–53.
- [58] Niu Y, Hekinian R. Spreading– rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges [J]. *Letters to Nature*, 1997, 385 (6614) : 328–328.
- [59] Jaques A L, Green D H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1980, 73(3) : 287–310.
- [60] Johnson K T M, Dick H J B, Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95: 2661–2678.
- [61] Ishii T, Robinson P T, Maekawa H, et al. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992, 125: 445–485.
- [62] Bédard é, Hébert R, Guilmette C, et al. Petrology and geochemistry of the Saga and Sangsang ophiolitic massifs, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet: Evidence for an arc–back–arc origin [J]. *Lithos*, 2009, 113(1/2) : 48–67.
- [63] Kelemen P B, Dick H J, Quick J E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle [J]. *Nature*, 1992, 358 (6388): 635–641.
- [64] Liu C Z, Wu F Y, Wilde S A, et al. Anorthitic plagioclase and pargasitic amphibole in mantle peridotites from the Yungbwa ophiolite ( southwestern Tibetan Plateau ) formed by hydrous melt metasomatism [J]. *Lithos*, 2010, 114(3) : 413–422.
- [65] Edwards S J, Malpas J. Melt– peridotite interactions in shallow mantle at the East Pacific Rise: evidence from ODP Site 895 (Hess Deep) [J]. *Mineralogical Magazine*, 1996, 60:191–206.
- [66] Girardeau J, Mercier J C C, Xibin W. Petrology of the mafic rocks of the Xigaze ophiolite, Tibet: Implications for the genesis of the oceanic lithosphere [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1985, 90: 309–321.
- [67] Miller C, Thfni M, Frank W, et al. Geochemistry and tectonic magmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet [J]. *Lithos*, 2003, 66, 155–172.
- [68] 韦栋梁, 夏斌, 周国庆, 等. 西藏泽当蛇绿岩壳层火山熔岩的岩石地球化学及成因 [J]. *大地构造与成矿学*, 2004, 28 (3): 270–278.  
Wei Dongliang, Xia Bin, Zhou Guoqing, et al. Lithochemical characteristics and origin of the Zedang ophiolite lava in Xizang (Tibet), China[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2004, 28 (3): 270–278 (in Chinese with English abstract).
- [69] 钟立峰, 夏斌, 崔学军, 等. 藏南罗布莎蛇绿岩壳层熔岩地球化学特征及成因[J]. *大地构造与成矿学*, 2006, 30 (2): 231–240.  
Zhong Lifeng, Xia Bin, Cui Xuejun, et al. Geochemical characteristics and origin of the Luobusha ophiolite crust lavas in Xizang, China[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2006, 30 (2): 231–240 (in Chinese with English abstract).
- [70] 张旗, 周国庆. 中国蛇绿岩 [M]. 北京: 科学出版社, 2001:85–89.  
Zhang Qi, Zhou Guoqing. *The Ophiolite in China*[M]. Beijing: Science Press, 2001: 85–89 (in Chinese with English abstract).
- [71] Wenk H. Preferred Orientation in Deformed Metals and rocks, an Introduction to Modern Texture Analysis[M]. Academic Press, 1985.
- [72] Dupuis C, Hébert R, Dubois–Côté V, et al. The Yarlung Zangbo Suture Zone ophiolitic mélange (Southern Tibet): new insights from geochemistry of ultramafic rocks [J]. *J. Asian Earth Sci.*, 2005, 25:937–960.
- [73] Dilek Y, Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2011, 123: 387–411.