

文章编号: 1007-3701(2006)03-0010-09

# 西藏西南部达巴-休古嘎布蛇绿岩带中 地幔橄榄岩的成因

徐德明<sup>1</sup>, 黄圭成<sup>1</sup>, 黄陵勤<sup>2</sup>, 雷义均<sup>1</sup>, 李丽娟<sup>1</sup>

(1. 宜昌地质矿产研究所, 湖北 宜昌 443003 2. 湖南省地质矿产勘查局四一六队, 湖南 株洲 412003)

**摘要** 本文报道了西藏西南部达巴-休古嘎布蛇绿岩带中橄榄岩的矿物化学资料。橄榄岩中主要造岩矿物化学成分的分析研究表明, 该区橄榄岩为残余地幔成因, 但它们不是地幔简单熔化的残余物。尖晶石中  $Cr^{#}$  及辉石中  $Ti$  的广泛变化表明它们具有复杂的熔融历史及地幔交代作用的印记, 其形成过程可能经历了两种构造环境的转变。早期在 MORB 环境下形成低  $Cr^{#}$  (尖晶石) 橄榄岩, 其后由于洋内俯冲作用, 早先形成的低熔橄榄岩被消减到岛弧之下再度发生熔融形成高  $Cr^{#}$  (尖晶石) 橄榄岩。从而, 在古大洋消失之后形成的碰撞带上同时保存了 MORB 型和 SSZ 型两类蛇绿岩。

**关键词** 地幔橄榄岩, 矿物化学, 地幔熔融, 地幔交代, 达巴-休古嘎布蛇绿岩带  
**中图分类号** P588.12<sup>+</sup>5      **文献标识码** A

蛇绿岩代表已消失的古大洋岩石圈碎片, 是了解大洋岩石圈形成和演化过程的重要对象。对蛇绿岩中地幔橄榄岩的岩石、矿物及地球化学特征的研究, 可以进一步深化对蛇绿岩形成构造背景的认识。沿雅鲁藏布河谷地带广泛分布的特提斯蛇绿岩块, 是中外学者长期关注的焦点, 但由于受自然及交通条件的限制, 以往的研究主要集中在西藏中、东部地区, 西段中的大多数蛇绿岩块尚未开展研究或研究程度非常低<sup>[1-4]</sup>。近年来在青藏高原开展的国土资源大调查, 使我们会对西段的蛇绿岩, 尤其是一些重要的含铬超镁铁质岩体进行了较为深入的研究。本文主要报道西藏西南部达巴-休古嘎布蛇绿岩带中地幔橄榄岩的矿物化学资料, 并在深入分析和研究这些资料的基础上探讨了该蛇绿岩带中地幔橄榄岩的成因及其构造意义。

## 1 地质背景

雅鲁藏布-印度河沿岸蛇绿岩带在中国境内延长约 1 500 km, 按地域可分为东(曲水-墨脱)、中(昂仁-仁布)和西(萨嘎以西至中印边境)三段。其中西段又进一步分为南(达巴-休古嘎布蛇绿岩带)、北(雅鲁藏布西段蛇绿岩带或达机翁-萨嘎蛇绿岩带)两个亚带。达巴-休古嘎布蛇绿岩带出露于中生代(三叠系-白垩系)达巴-休古嘎布微地块中, 与雅鲁藏布西段蛇绿岩带大致平行, 其间被古生代(震旦系-二叠系)阿依拉-仲巴微地块所分隔(图 1)。

达巴-休古嘎布蛇绿岩带沿达巴-拉昂错-休古嘎布一线呈 NWW 向展布, 延长约 400 km, 宽 10~35 km, 主要包括东坡、拉昂错、休古嘎布、当穷等规模较大的超镁铁质岩体, 岩体与晚三叠世-白垩世海相碳酸盐岩、碎屑岩和基性熔岩呈断层接触, 或被新近系-第四系所覆盖。目前, 有关达巴-休古嘎布蛇绿岩带成因的认识还存在较大分歧, 甘塞尔(1983)<sup>[5]</sup>认为它是由雅鲁藏布蛇绿岩带向

收稿日期 2005-04-26

基金项目: 中国地质调查局资源评价项目“西藏雅鲁藏布江西段铬铁矿资源远景调查”(1212010530108)。

作者简介: 徐德明(1964—), 男, 高级工程师, 主要从事岩石地球化学研究工作。

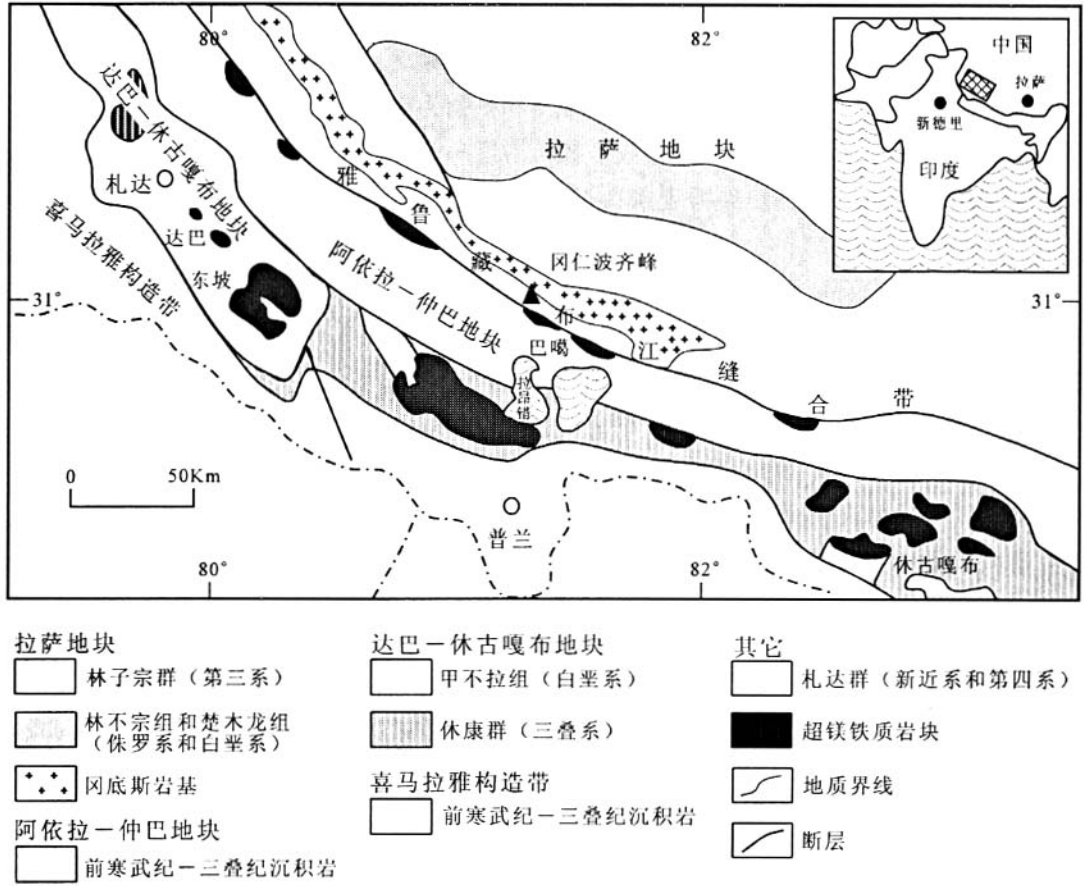


图1 西藏西南部达巴-休古嘎布蛇绿岩带地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of the Daba-Xiugugabu ophiolite belt, SW Tibet

南推覆 60 km 盖在特提斯地台沉积之顶部的推覆体,而 Searle 等 (1987)<sup>[6]</sup>和 Miller 等 (2003)<sup>[4]</sup>认为是逆冲推覆在印度板块被动前缘沉积物之上;潘桂棠等 (1997)<sup>[7]</sup>认为该蛇绿岩带与达机翁-萨嘎蛇绿岩带分属于两个不同的弧后盆地,其间被阿依拉-仲巴晚古生代台地所分隔,是侏罗纪时弧后盆地萎缩消减、弧-弧或弧-陆碰撞的产物;郭铁鹰等 (1991)<sup>[1]</sup>根据与蛇绿岩伴生的地层沉积演化特征认为该蛇绿岩带具有独立的发展演化史,黄圭成等 (2006)<sup>[8]</sup>进一步认为可能代表了印度大陆北部边缘裂解产生的陆缘盆地的洋壳碎片。

达巴-休古嘎布蛇绿岩岩石组合以地幔橄辉岩为特征,大多数岩体缺失堆晶岩单元,仅在当穷岩体南侧及休古嘎布岩体西端见有零星堆晶杂岩出露,辉绿岩、辉长岩岩墙(脉)群发育,但也不构成独立单元,而是侵入到地幔橄辉岩上部一定深度,

与产于典型蛇绿岩剖面中的席状岩墙群不同,它们显示出明显的后成特征。地幔橄辉岩由方辉橄辉岩和纯橄岩组成,以前者为主,局部(位于方辉橄辉岩带)见有二辉橄辉岩;在纯橄岩与方辉橄辉岩接触带常见呈团块状或脉状产出的伟晶辉长苏长岩、辉石岩及异剥橄辉岩等,在纯橄岩中有透镜状、脉状铬铁矿产出。

## 2 岩石学和矿物化学

### 2.1 岩石学特征

(1) 纯橄岩 岩石新鲜,局部因后期构造影响蛇纹石化较强,橄辉石被蛇纹石呈网格状穿插交代。主要由橄辉石(90~99%)和斜方辉石(2~9%)组成,含少量单斜辉石(0~3%)及铬尖晶石(0.5~1.5%)。主要为碎斑结构、粒状镶嵌结构和板状等

粒结构。

碎斑结构( porphyroclastic texture )是纯橄岩的主要结构类型,岩石由碎斑和碎基两部分组成。碎斑颗粒较大(一般 2 mm ~ 5 mm),主要为橄榄石和斜方辉石、偶有单斜辉石,具波状消光、变形纹及扭折带等应力变形现象,斜方辉石的出溶现象普遍;碎基由粒度较小(0.5 ~ 1 mm)的新生橄榄石、斜方辉石、单斜辉石及铬尖晶石变晶组成,它们以集合体形式充填于碎斑之间,颗粒间主要呈直线接触,常可见三个相邻颗粒之间晶面夹角为 120°,在少数薄片碎基呈明显定向排列并绕碎斑分布,构成糜棱结构。晚期细粒矿物(碎基)常沿边缘交代早期粗粒矿物(碎斑),有时伸入到碎斑内部切断其变形带,少数在粗粒矿物中孤立出现,呈穿孔结构。随着重结晶作用、交代作用的增强,碎斑矿物含量减少,岩石整体过渡为粒状镶嵌结构( equant mosaic texture )。残留的碎斑矿物形态多不规则,常具港湾状边缘,而且粒度明显减小。

板状等粒结构( equant tabular texture )少见,其特征是橄榄石常呈拉长状,斜方辉石多为压扁形态,矿物颗粒边界较平直,部分橄榄石具有扭折带。可残留少量碎斑矿物(一般 < 5%),具强烈塑性变形特征。

(2)方辉橄橄榄岩:方辉橄橄榄岩是各岩体的主要组成部分,常具有不同程度蛇纹石化。主要由橄榄石( + 蛇纹石 ) ( 75 ~ 89% )和斜方辉石( 10 ~ 20%,个别达 30% )组成,含少量单斜辉石( 0.5 ~ 4% )和铬尖晶石( 1 ~ 2% ),偶见斜长石( ≤ 1% )。主要为碎斑结构,其次可见后成合晶结构。

方辉橄橄榄岩中碎斑结构的特点与纯橄岩中的基本相同,但碎斑含量明显增多,体积百分含量一般大于 20%,最大不超过 50%。

后成合晶结构( symplectitic texture )以蠕虫状铬尖晶石与粗粒辉石或橄榄石组成连晶为特征,是地幔橄橄榄岩部分熔融作用的标型结构之一。

(3)二辉橄橄榄岩:见于各岩体的方辉橄橄榄岩带中,不构成独立的岩相带,与方辉橄橄榄岩呈渐变过渡关系。矿物组成为橄榄石 78 ~ 85%、斜方辉石 7 ~ 10%、单斜辉石 5 ~ 7%、尖晶石 1 ~ 3%。主要为原生粒状结构,有时可见部分熔融结构。

原生粒状结构( protogranular texture )是该类岩石的主要结构。主要由原始粒状矿物组成,局部发生重结晶,由呈镶嵌结构的细粒矿物组成。原始粒状矿物为橄榄石、斜方辉石和单斜辉石,颗粒较粗,粒度一般在 1 ~ 3 mm,最大可达 6 ~ 10 mm,颗粒之间为曲线接触,具波状消光、变形带等应力变形现象。部分粗粒矿物显示部分熔融结构,表现为粗粒斜方辉石、橄榄石呈破布状。重结晶的细粒矿物主要为橄榄石和单斜辉石,有时见有斜方辉石,粒度 0.5 ~ 1 mm,它们分布在早期粗粒矿物之间,大多具直线边缘。

## 2.2 矿物化学特征

(1)橄榄石:表 1 列出了达巴 - 休古嘎布蛇绿岩带地幔橄橄榄岩中代表性样品的橄榄石电子探针分析结果。橄榄石的 Fo 值为 90.30 ~ 91.85,为镁橄橄榄石。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量较高,变化于 0.01 ~ 0.29%,平均 0.20%;而 TiO<sub>2</sub>、CaO 含量接近或低于检出限。分析结果表明粗粒(原生)橄橄榄石和细粒(新生)橄橄榄石成分没有系统差别。

(2)斜方辉石:代表性样品的斜方辉石电子探针分析结果列于表 2。其 Mg<sup>#</sup> 值变化于 0.91 ~ 0.93; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 CaO 含量分别为 1.25 ~ 3.33%、0.26 ~ 0.91% 和 0.44 ~ 5.53%,变化范围比深海橄橄榄岩中的斜方辉石<sup>[9,10]</sup>要宽得多,其中低值部分落入俯冲板块边缘橄橄榄岩中斜方辉石的成分范围。统计结果表明(参见表 2),细粒(新生)斜方辉石相对于粗粒(原生)斜方辉石,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 CaO 含量有降低的趋势。

(3)单斜辉石:从表 3 可以看出,单斜辉石的化学成分表现出比斜方辉石(表 2)更为宽广的变化。其 Mg<sup>#</sup> 值为 0.92 ~ 0.97; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 1.30 ~ 4.04%、Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 0.10 ~ 1.27%,都超出了深海橄橄榄岩中单斜辉石的成分变化范围<sup>[9,10]</sup>。此外,大多数单斜辉石的 Na<sub>2</sub>O 和 TiO<sub>2</sub> 含量很低,不过仍有少量样品明显高出深海橄橄榄岩<sup>[9,10]</sup>。

(4)尖晶石:表 4 为代表性样品的尖晶石电子探针分析结果。和辉石一样,本区尖晶石的成分也有一个较广泛的变化,其 Mg<sup>#</sup> 值为 0.45 ~ 0.71, Cr<sup>#</sup> 值为 0.18 ~ 0.70,显示富铬富铝双成分系列特点,与罗布莎<sup>[11]</sup>、阿曼<sup>[12,13]</sup>蛇绿岩类似。

表 1 达巴-休古嘎布蛇绿岩带地幔橄辉岩代表性样品的橄榄石电子探针分析结果

Table 1 Representative microprobe analyses of olivine in mantle peridotites from the Daba-Xiugugabu ophiolite

样号	$w_B/10^{-2}$																	
	Dq3-3		Dq10-1		Dq12-2		DL12-1	DL54-1	DL63-1		DL83-2		DD1-1		DD22-2		DD28-2	
	Hz		Lh		Du		Hz	Du	Du		Lh		Du		Du		Hz	
产状	Pc	Nb	Pc	Nb	Pc	Nb	Pc	Pc	Pc	Nb	Pc	Nb	Pc	Nb	Pc	Nb	Pc	
SiO <sub>2</sub>	40.77	41.03	40.53	40.98	40.88	40.69	40.24	40.34	40.86	40.82	40.72	40.65	40.66	40.92	40.66	40.76	41.05	
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.23	0.25	0.29	0.29	0.24	0.14	0.21	0.24	0.19	0.23	0.22	0.22	0.24	0.01	0.08	0.12	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.18	0.04	0.16	0.09	0.11	0.01	0.08	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.17	0.14	0.00	
FeO*	8.65	8.05	8.88	8.89	9.01	8.85	9.45	8.84	9.51	9.12	9.13	9.06	9.33	8.82	9.20	9.07	8.72	
MnO	0.02	0.16	0.00	0.11	0.10	0.00	0.13	0.17	0.10	0.11	0.11	0.08	0.19	0.14	0.09	0.29	0.38	
MgO	50.19	50.84	49.62	49.49	49.60	49.34	49.32	49.55	49.80	49.57	49.55	50.08	49.43	50.02	48.86	49.33	49.75	
NiO																0.52	0.71	
CaO	0.00	0.07	0.01	0.01	0.01	0.07	0.00	0.02	0.00	0.01	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
TOTAL	99.84	100.47	99.51	99.81	100.22	99.36	99.39	99.13	100.58	99.87	99.87	100.17	99.88	100.14	99.51	99.79	100.73	
Fo	91.19	91.85	90.88	90.85	90.75	90.86	90.30	90.91	90.33	90.65	90.64	90.79	90.43	91.00	90.45	90.65	91.05	

注 样品由中国地质大学(北京)地学实验中心分析,FeO\*指全铁(下同);产状:Pc-原生,Nb-新生变晶;寄主岩石:Du-纯橄岩,Hz-方辉橄辉岩,Lh-二辉橄辉岩。

表 2 达巴-休古嘎布蛇绿岩带地幔橄辉岩代表性样品的斜方辉石电子探针分析结果

Table 2 Representative microprobe analyses of orthopyroxene in mantle peridotites from the Daba-Xiugugabu ophiolite

样号	$w_B/10^{-2}$											
	Dq3-3	Dq10-1	Dq12-2	DL12-1	DL54-1	DL63-1	DL83-2	DD1-1	DD22-2	DD28-2		
	Hz	Lh	Du	Hz	Du	Du	Lh	Du	Du	Hz		
产状	Pc	Pc	Pc	Pc	Pc	Pc Nb	Pc	Pc	Pc Nb	Pc		
SiO <sub>2</sub>	56.27	55.03	55.52	56.87	56.34	55.18	55.67	55.26	55.85	56.04	56.95	55.68
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.05	0.06	0.00	0.19	0.22	0.06	0.02	0.00	0.00	0.19	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.91	3.11	2.75	1.45	1.25	2.67	2.70	2.57	2.53	2.15	1.66	3.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26	0.79	0.88	0.72	0.44	0.47	0.60	0.62	0.65	0.57	0.31	0.91
FeO*	4.78	5.79	5.65	4.38	5.81	5.31	5.99	5.82	5.87	5.84	6.20	5.92
MnO	0.23	0.20	0.15	0.11	0.00	0.30	0.00	0.14	0.19	0.29	0.00	0.00
MgO	32.28	33.65	34.08	31.11	34.51	30.69	33.82	33.99	33.86	33.41	33.86	33.38
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
CaO	2.72	0.58	0.44	4.77	0.56	5.53	0.55	0.62	0.73	0.73	0.64	0.66
Na <sub>2</sub> O	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.65	99.21	99.60	99.41	99.37	100.37	99.39	99.05	99.70	99.03	99.86	100.01
Mg <sup>#</sup>	0.93	0.92	0.93	0.93	0.92	0.93	0.91	0.93	0.92	0.91	0.91	0.91
Wo	5.37	1.12	0.84	9.25	1.05	10.51	1.05	1.18	1.39	1.40	1.22	1.28
En	87.06	89.92	90.53	83.93	90.42	81.18	90.01	89.99	89.62	89.38	89.57	89.78
Fs	7.57	8.97	8.63	6.83	8.52	8.31	8.93	8.83	8.99	9.21	9.22	8.94

注 样品由中国地质大学(北京)地学实验中心分析,产状及寄主岩石代号同表 1, Mg<sup>#</sup> = Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>)。

表3 达巴-休古嘎布蛇绿岩带地幔橄榄岩代表性样品的单斜辉石电子探针分析结果

样号	$w_B/10^{-2}$																															
	Dq3-3		Dq10-1		Dq12-2		DL12-1		DL54-1		DL63-1		DL83-2		DD1-1		DD22-2		DD28-2													
	Hz		Lh		Du		Hz		Du		Du		Lh		Du		Du		Hz													
寄主岩石	Pc		Nb		Lu		Nb		Lu		Pc		Nb		Nb		Pc		Nb		Pc		Lu									
SiO <sub>2</sub>	53.89	53.66	53.84	54.42	55.43	53.76	54.75	53.74	53.46	53.40	54.34	54.05	54.70	53.40	52.01	52.92	0.00	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.16	0.08	0.06	0.00	0.17	0.12	0.00	0.16	0.00
TiO <sub>2</sub>	3.21	2.64	3.32	2.04	0.99	1.43	1.30	2.11	2.72	3.12	2.41	2.21	2.00	1.67	4.04	3.25	0.00	1.21	1.24	0.98	0.95	0.58	0.59	0.89	0.96	1.27	0.88	0.73	0.67	0.86	1.14	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	2.54	2.56	1.67	2.36	1.83	2.00	2.08	2.10	2.02	2.48	2.16	2.17	2.42	2.26	2.11	2.11	0.00	0.05	0.30	0.00	0.11	0.41	0.14	0.11	0.02	0.30	0.00	0.07	0.00	0.29	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.67	17.55	17.25	18.44	18.21	17.85	18.77	17.77	17.31	17.61	18.42	17.77	18.23	17.85	16.39	16.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.33	0.13	0.00	0.06
FeO	21.24	21.52	22.38	21.91	22.28	22.73	21.66	22.22	22.39	21.39	21.81	21.95	21.77	23.03	22.40	22.93	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.12	0.06	0.25	0.05
MnO	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.04	0.41	0.14	0.10	0.02	0.00	0.00	0.60	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.04	0.14	0.10	0.02	0.00	0.00	0.60	0.00	
MgO	99.27	99.27	100.06	100.15	99.80	99.45	99.31	99.14	99.43	99.77	100.12	99.12	100.36	99.26	99.39	97.93	0.93	0.92	0.95	0.93	0.95	0.96	0.94	0.94	0.97	0.93	0.94	0.94	0.93	0.94	0.96	0.93
Mg <sup>#</sup>	44.28	44.84	46.69	44.33	45.33	45.96	43.74	45.64	46.56	44.49	44.39	45.32	44.40	46.40	47.57	48.21	44.28	44.84	46.69	44.33	45.33	45.96	43.74	45.64	46.56	44.49	44.39	45.32	44.40	46.40	47.57	48.21
Wo	51.27	50.89	50.08	51.92	51.56	50.23	52.74	50.79	50.12	50.97	52.17	51.05	51.73	50.05	48.44	48.31	51.27	50.89	50.08	51.92	51.56	50.23	52.74	50.79	50.12	50.97	52.17	51.05	51.73	50.05	48.44	48.31
En	4.42	4.28	3.23	3.74	3.11	3.81	3.52	3.56	3.32	4.54	3.45	3.63	3.87	3.55	3.98	3.48	4.42	4.28	3.23	3.74	3.11	3.81	3.52	3.56	3.32	4.54	3.45	3.63	3.87	3.55	3.98	3.48
Fs																																

注 样品由中国地质大学(北京)地学实验中心分析,产状及寄主岩石代号:Lu 出熔体,其它同表1,  $Mg^{\#} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ .

表4 达巴-休古嘎布蛇绿岩带地幔橄榄岩代表性样品的尖晶石电子探针分析结果

Table 4 Representative microprobe analyses of spinel in mantle peridotites from the Daba-Xiugugabu ophiolite

样号	$w_B/10^{-2}$													
	Dq3-3	Dq8-2	Dq10-1	Dq12-1	Dq12-2	DL12-1	DL54-1	DL63-1	DL66-1	DL83-2	DD1-1	DD22-2	DD28-2	DD65-2
寄主岩石	Hz	Du	Lh	Lh	Du	Hz	Du	Du	Du	Lh	Du	Du	Hz	Hz
SiO <sub>2</sub>	0.34	0.23	0.37	0.35	0.31	0.21	0.31	0.34	0.34	0.41	0.46	0.33	0.28	0.50
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.31	0.10	0.00	0.09	0.02	0.08	0.00	0.10	0.00	0.05	0.00	0.28	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.77	24.51	34.91	35.27	33.24	15.23	17.28	34.34	30.59	33.16	33.67	26.76	35.31	50.42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.41	40.67	32.09	32.49	34.66	52.67	50.24	34.16	37.03	35.58	34.55	39.52	31.50	16.86
FeO	14.27	20.51	16.09	16.10	15.50	21.26	19.94	16.11	16.90	16.81	15.33	18.28	15.48	13.78
MnO	0.83	0.82	0.35	0.66	0.68	0.72	0.98	0.07	0.69	0.00	0.60	0.54	0.58	0.51
MgO	16.02	12.50	15.20	14.79	15.30	9.10	10.15	14.41	13.65	14.86	15.14	12.28	14.51	17.45
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.48
CaO	0.09	0.09	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.00	0.01	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.07	0.00	0.00	0.30	1.15	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.77	99.65	99.19	99.66	99.80	99.21	99.55	99.46	99.35	100.90	99.87	98.01	99.59	100.00
Cr <sup>#</sup>	0.38	0.53	0.38	0.38	0.41	0.70	0.66	0.40	0.45	0.42	0.41	0.50	0.37	0.18
Mg <sup>#</sup>	0.69	0.58	0.66	0.64	0.67	0.45	0.50	0.62	0.61	0.63	0.66	0.58	0.66	0.71

注 样品由中国地质大学(北京)地学实验中心分析,寄主岩石代号同表1,  $Mg^{\#} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ ,  $Cr^{\#} = Cr/(Cr + Al)$ .

### 3 讨论

#### 3.1 岩石成因

达巴 - 休古嘎布橄榄岩以具有较宽的矿物化学成分变化范围为特征。在橄榄石 Fo - 尖晶石 Mg<sup>#</sup>图解(图 2A, 图中还标出了表 1 和表 4 中未列出的部分分析结果)中,所有样品都落入橄榄石 - 尖晶石地幔排列(OSMA)区,显示残余地幔成因特征<sup>[14]</sup>。尖晶石的 Cr<sup>#</sup>值是地幔橄榄岩部分熔融程度的良好指标<sup>[14, 15]</sup>。经过较高程度部分熔融和萃取过的橄榄岩中的尖晶石具有较高的 Cr<sup>#</sup>值,例如强

亏损的橄榄岩;尖晶石的 Cr<sup>#</sup>值还可用于橄榄岩形成构造背景的判别<sup>[14, 20]</sup>(图 2),例如深海橄榄岩中尖晶石的 Cr<sup>#</sup>值小于 0.6,可以解释为部分熔融和萃取 MORB 岩浆后的地幔残余<sup>[12]</sup>。按照部分熔融规律,在同一地幔熔融体系中,纯橄岩代表了比方辉橄榄岩和二辉橄榄岩熔融程度更高的地幔残余;然而,本区纯橄岩中尖晶石的 Cr<sup>#</sup>值变化范围很宽,尤其是部分纯橄岩中尖晶石的 Cr<sup>#</sup>值低于方辉橄榄岩和二辉橄榄岩中尖晶石的 Cr<sup>#</sup>值(图 2);同时,本区地幔橄榄岩具有 LREE 亏损、LREE 富集及平坦型等多种稀土配分型式。因此,达巴 - 休古嘎布蛇绿

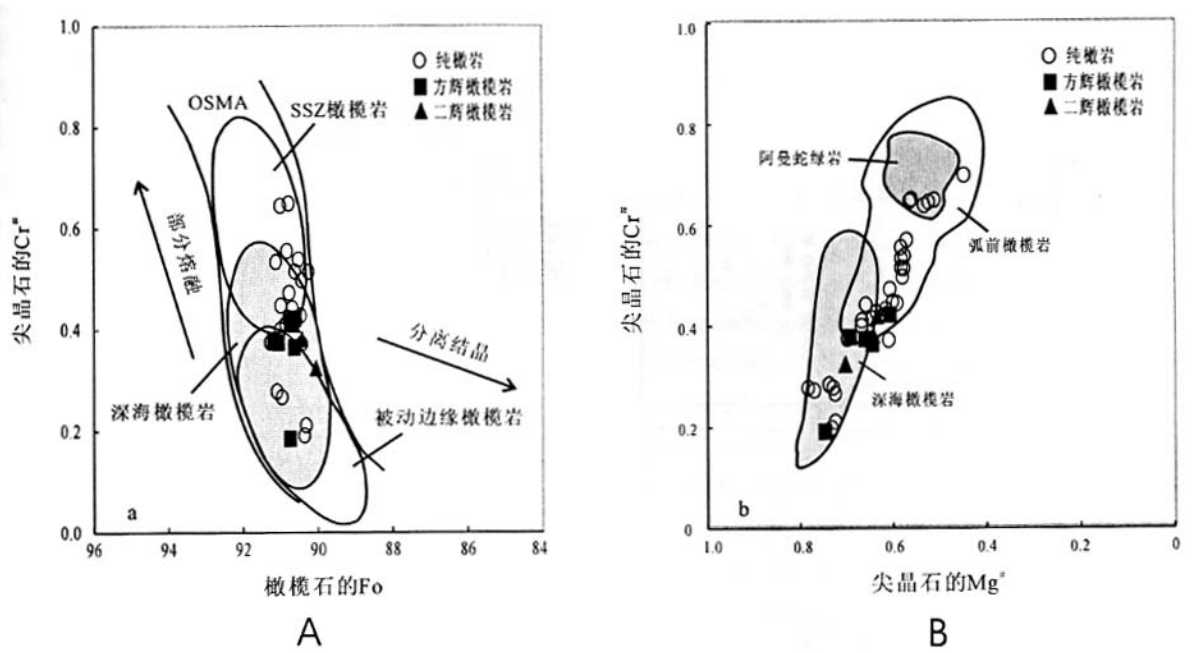


图 2 达巴 - 休古嘎布蛇绿岩带地幔橄榄岩中尖晶石的 Cr<sup>#</sup> - 橄榄石的 Fo 关系图(A)和尖晶石的 Cr<sup>#</sup> - Mg<sup>#</sup>关系图(B)  
 Fig. 2 Plot of spinel Cr<sup>#</sup> vs. Fo of olivine (A) and Cr<sup>#</sup> vs. Mg<sup>#</sup> in spinel (B) for mantle peridotites from the Daba-Xiugugabu ophiolite

岩中含富铬富铝双成分系列尖晶石的橄榄岩不是简单熔化的残余物,而可能是亏损的地幔橄榄岩发生重熔并与富 LREE 的熔体(流体)相互作用的结果<sup>[16, 17]</sup>。

在地幔熔融过程中,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> 为不相容组分,趋干液相富集;MgO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为相容组分,趋于固相集中。图 3 表示了达巴 - 休古嘎布地幔橄榄岩中斜方辉石和单斜辉石的 Mg<sup>#</sup> 对主要氧化物 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> 的变异关系(图中也标出了表 2

和表 3 中未列出的部分数据)。从图 3 可以看出,两种矿物的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量大多低于深海橄榄岩,但亦属不相容组分的 TiO<sub>2</sub> 含量却表现出较宽乏的变化;Mg<sup>#</sup> 值普遍高于深海橄榄岩,而 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量与之类似。低 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量和高 Mg<sup>#</sup> 特征意味着本区地幔橄榄岩经历了较高级度的部分熔融<sup>[15]</sup>和尖晶石中 Cr<sup>#</sup> 的变化类似,辉石中 TiO<sub>2</sub> 含量的变化也可解释为亏损的地幔橄榄岩与富 LREE 的熔体(流体)相互作用的结果。王恒升等(1983)<sup>[18]</sup>认为,地幔

熔融形成不相混熔的矿浆和硅酸盐熔浆两部分,它们各自沿管道贯入形成矿体和岩脉。按照这一机制,也有理由认为熔融过程中优先进入熔体的铬、铝主要赋存于矿浆中,而熔浆中的  $Al_2O_3$ 、 $Cr_2O_3$  含量可能与亏损橄榄岩相似。因此,亏损橄榄岩与熔

浆的相互作用不会显著改变辉石等主要造岩矿物的  $Al_2O_3$ 、 $Cr_2O_3$  含量,它们主要反映了岩石部分熔融程度的特征;而熔浆中  $TiO_2$  的含量可能高于亏损橄榄岩,亏损橄榄岩与熔浆相互作用使高熔橄榄岩中辉石的钛含量增高(图 3)。

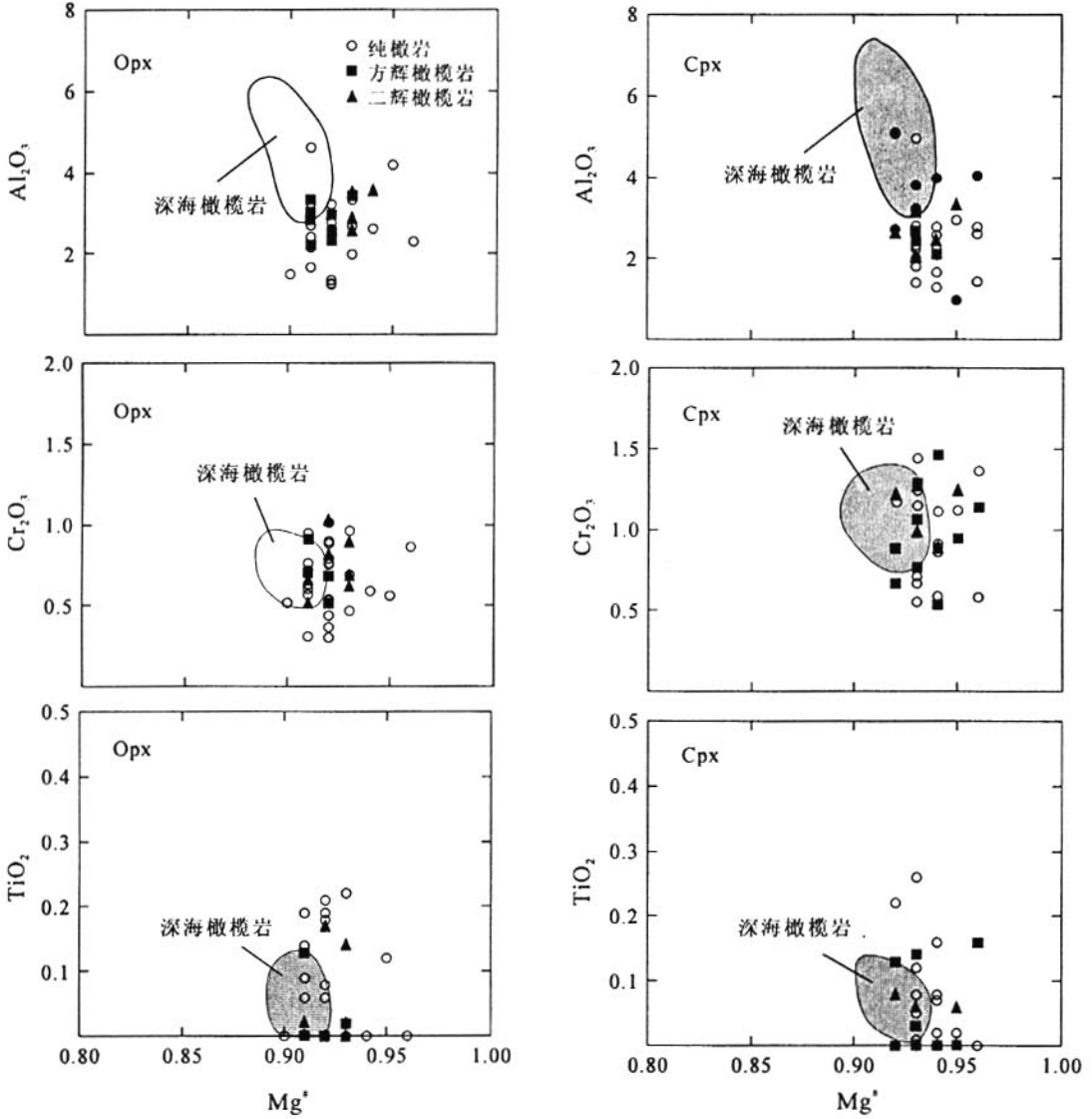


图 3 达巴-休古嘎布蛇绿岩带地幔橄榄岩中 Opx 及 Cpx 的  $Al_2O_3$ 、 $Cr_2O_3$ 、 $TiO_2$  含量与 Mg# 关系图 (b)  
 Fig. 3 Plots of  $Al_2O_3$ 、 $Cr_2O_3$  and  $TiO_2$  vs. Mg# of orthopyroxene and clinopyroxene in mantle peridotites from the Daba-Xiugugabu ophiolite

### 3.2 构造意义

位于造山带中的地幔橄榄岩可能代表了形成于洋脊、边缘盆地或岛弧的古大洋岩石圈残块,亦或代表暴露于洋底之上的早期裂解的大陆岩石圈碎片。来自于大陆的地幔橄榄岩以具有比深海橄

榄岩更低的橄榄石 Fo 值和尖晶石  $Cr^{\#}$  值,以及辉石的  $Al_2O_3$ 、 $Na_2O$  含量高为特征,显然达巴-休古嘎布蛇绿岩带中的地幔橄榄岩不具大陆性质(图 2、3)。Pearce 等(1984)<sup>[19]</sup>根据形成构造环境将蛇绿岩分为形成于洋中脊的 MORB 型和消减带之上的

SSZ 型,后者代表消减带之上的岛弧、弧前或弧后盆地环境。MORB 型蛇绿岩中的地幔橄橄榄岩以二辉橄橄榄岩为主,含有少量的方辉橄橄榄岩和纯橄岩<sup>[19]</sup>,副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  值低于 0.6<sup>[15]</sup>;SSZ 型蛇绿岩中的地幔橄橄榄岩以方辉橄橄榄岩为主,含有不规则纯橄橄榄岩透镜体和二辉橄橄榄岩与辉石岩囊块,副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  值较高(常大于 0.6)<sup>[14]</sup>。从图 2 可以看出,MORB 型和 SSZ 型两种类型的蛇绿岩同时存在于达巴-休古嘎布蛇绿岩带中。

达巴-休古嘎布地幔橄橄榄岩中尖晶石中  $Cr^{\#}$  和辉石中 Ti 的广泛变化,表明它们具有复杂的熔融历史,其形成过程可能经历了两种构造环境的转变。早期形成具有 MORB 性质的低熔橄橄榄岩(尖晶石  $Cr^{\#}$  小于 0.6),但更多的样品具有弧前地幔橄橄榄岩<sup>[20]</sup>(图 2B)的特征。推测达巴-休古嘎布一带的古大洋曾发生洋内俯冲作用,使早先形成的 MORB 型低熔橄橄榄岩进入岛弧环境,由于有  $H_2O$  的带入,处于岛弧之下的地幔楔可以发生较高度度的熔融,从而形成含高  $Cr^{\#}$  尖晶石的 SSZ 型橄橄榄岩。

## 4 结论

达巴-休古嘎布橄橄榄岩矿物化学成分具有橄橄榄石-尖晶石地幔排列,显示地幔残余成因特征,但尖晶石  $Cr^{\#}$  及辉石中 Ti 的广泛变化表明它们具有复杂的熔融历史,并不是地幔简单熔化的残余物,而是地幔再熔融及亏损橄橄榄岩与熔体相互作用的产物,其形成过程可能经历了两种构造环境的转变。早期在 MORB 环境下形成低  $Cr^{\#}$ (尖晶石)橄橄榄岩,其后由于洋内俯冲作用,早先形成的 MORB 型低熔橄橄榄岩被消减到岛弧之下再度发生熔融形成高  $Cr^{\#}$ (尖晶石)橄橄榄岩。从而,在古大洋消失之后形成的碰撞带上同时保存了 MORB 型和 SSZ 型两类蛇绿岩。

## 参考文献:

- [1] 郭铁鹰,梁定益,张宜智,等. 西藏阿里地质[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1991.
- [2] 夏斌,郭令智,施央申,等. 西藏西南部蛇绿岩及其地体构造[M]. 广州:中山大学出版社,1998.
- [3] 邱瑞照,邓晋福,周肃等. 青藏高原西部蛇绿岩类型:岩石学与地球化学证据[J]. 地质前缘,2005,12(2):277—291.
- [4] Miller C, Thoni M, Frank W, et al. Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet [J]. Lithos, 2003, 66:155—172.
- [5] A. 甘塞尔. 环印度缝合带[A]. 见:中国地质科学院地质研究所译,特提斯构造带地质学-廿六届国际地质大会论文选译[C]. 北京:地质出版社,1983,58—67.
- [6] Searle M P, Windley B F, Coward M P, et al. The closing of the Tethys and the tectonics of the Himalayas [J]. Bull. Geol. Soc. Am., 1987, 98:678—701.
- [7] 潘桂棠,陈智梁,李兴振,等. 东特提斯地质构造形成演化[M]. 北京:地质出版社,1997.
- [8] 黄圭成,徐德明,雷义均,等. 西藏西南部达巴-休古嘎布蛇绿岩带的形成和演化[J]. 华南地质与矿产,2006,(3):1—9.
- [9] Dick H J B. Abyssal peridotites, very low spreading ridge and ocean ridge magmatism [A]. Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins [C]. Geol. Soc., Spec. Publ., 1989, 42:71—106.
- [10] Johnson K T M, Dick H J B, Shimizu N. Melting of the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. J. Geophys. Res., 1990, 95:2661—2678.
- [11] 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.
- [12] Kelemen P B, Shimizu N, Salters V J M. Extraction of mid-ocean ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels [J]. Nature, 1995, 375:747—753.
- [13] Le Mée L, Girardeau J, Monnier C. Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge [J]. Nature, 2004, 432:167—172.
- [14] Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation [J]. Chemical Geology, 1994, 113:191—204.
- [15] Dick H J B, Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1984, 86:54—76.
- [16] Kelemen P B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma: I. Phase relations, the origin of calcalkaline magma series, and the formation of dis-



- cordant dunite[ J ]. *J. Petrol.* ,1990 ,31 :51—98.
- [ 17 ] Barth M G ,Manson P R D ,Davies G R ,et al. Geochemistry of the Othris ophiolite , Greece : evidence for refertilization ?[ J ]. *J. Petrol.* , 2003 ,44 :1759—1785.
- [ 18 ] 王恒升,白文吉,王炳熙,等. 中国铬铁矿及其成因[ M ]. 北京:科学出版社,1983.
- [ 19 ] Pearce J A ,Lippard S J and Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites[ A ]. Kokelaar B P and Howells M F( eds ). *Marginal basin geology*[ C ]. Geol. Soci. of London Special Publication ,1984 ,16 :77—94.
- [ 20 ] 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 supra-subduction zone setting[ J ]. *J. Petrol.* ,1998 ,39 :1577—1618.

## The Origin of Mantle Peridotites in the Daba-Xiugugabu Ophiolite Belt , SW Tibet

XU De-ming<sup>1</sup> ,HUANG Gui-cheng<sup>1</sup> ,HUANG Lin-qin<sup>2</sup> ,LEI Yi-jun<sup>1</sup> ,LI Li-juan<sup>1</sup>

( 1. *Yichang Institute of Geology and Mineral Resources , Yichang 443003 , Hubei , China* 2. *No. 407 Geological Brigade , Hunan Bureau of Geology and Exploration Zhuzhou 412003 , Hunan ,China* )

**Abstract** : This paper reports the mineral chemical data of mantle peridotites in the Daba-Xiugugabu ophiolite Belt , SW Tibet. In the relationship between Cr# of spinel and Fo of olivine , the peridotites fall within the OSMA and it indicate they are the residual mantle peridotite , but not residue of a simple partial melting. The variations of Cr# in spinel and Ti in pyroxene suggest that the Daba-Xiugugabu peridotite had a history of complex melting and an impress of mantle metasomatism. The processes of formation of the peridotites possibly include a transition from a tectonic setting to another. The lower Cr# of spinel in peridotite can be explained by partial melting and MORB extraction in mid-ocean stage. Subsequently , the peridotites with low melting degree were subducted beneath the arc area and re-melted , and peridotites with higher Cr# of spinel formed. Therefore , two of MORB-type and SSZ-type ophiolite crop out along collision belt formed after the closing of the old ocean.

**Key words** : mantle peridotites , mineral chemistry , mantle melting , mantle metasomatism , Daba-Xiugugabu ophiolite belt