

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*

徐向珍¹ 杨经绥^{1**} 郭国林^{1,2} 李金阳¹

XU XiangZhen¹, YANG JingSui^{1**}, GUO GuoLin^{1,2} and LI JinYang¹

1. 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, 北京 100037

2. 核资源与环境部共建国家重点实验室培育基地, 东华理工大学, 南昌 330013

1. State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. State Key Laboratory Breeding Base of Nuclear Resources and Environment, East China Institute of Technology, Nanchang 330013, China

2011-04-03 收稿, 2011-09-25 改回.

Xu XZ, Yang JS, Guo GL and Li JY. 2011. Lithological research on the Purang mantle peridotite in western Yarlung-Zangbo suture zone in Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11):3179–3196

Abstract The Purang ophiolite in the Yarlung-Zangbo suture zone in Tibet is characterized by containing a large mantle peridotite massif of ca. 600km² in area. The mantle peridotite consists of dominant harzburgite, minor lherzolite and dunite, and contains some dikes or veins of olive clinopyroxenite, gabbro and diabase in the massif. The Fo values of olivine in mantle peridotite vary in the range of 90 ~ 93, and in which relatively higher Fo values of olivine are from the inclusions within other minerals in the rocks. The orthopyroxenes in the rocks are enstatite (En 88 ~ 90), and the clinopyroxenes are endiopside and diopside with low Al₂O₃ (0.48% ~ 3.96%) contents and high Mg[#] (91 ~ 96) values. Chrome spinels have various Cr[#] values from 18 to 69, and in which aluminum-rich spinels are from harzburgite and lherzolite, but chromium-rich spinels from dunite. In olivine clinopyroxenites, olivines have uniformly low Fo values of around 88 and orthopyroxenes have En values around 87. Clinopyroxenes in the rocks are dominated by diopside, and chrome spinels contain both aluminum-rich and chromium-rich types with Cr[#] values varied in the range of 45 ~ 69. The mantle peridotite and olivine clinopyroxenite in Purang have the similar distribution patterns of rare-earth elements and trace elements, characterized by their slightly enrichment in LREE and weakly depleted in Eu, relatively lower content of large ion lithophile element (LILE), and either depleted or enriched in high field-strength element (HFSE). These features imply a depleted mantle source, which were overlapped by fluid alteration in a subduction zone. It concludes that the Purang ophiolite formed in a MOR setting and was modified by fluids in a SSZ setting, similar to the Luobusa ophiolite in the eastern Yarlung-Zangbo suture zone.

Key words Mantle peridotite; Ophiolite; Purang; Yarlung-Zangbo suture zone

摘要 西藏雅鲁藏布江缝合带西段普兰蛇绿岩以出现面积约 600 余平方千米的特大型地幔橄榄岩体而引人注目。该地幔橄榄岩以方辉橄榄岩为主体, 含有少量的二辉橄榄岩和纯橄榄岩, 岩体中另有一些橄榄单斜辉石岩、辉长岩和辉绿岩等侵入体。地幔橄榄岩的主要造岩矿物橄榄石的 Fo 90 ~ 93, 其中呈包裹体的橄榄石的 Fo 略高, 斜方辉石为顽火辉石 (En 88 ~ 90), 单斜辉石主要为顽透辉石和透辉石, 以低铝 (0.48% ~ 3.96%) 和高 Mg[#] (91 ~ 96) 为特征, 铬尖晶石的 Cr[#] 值为 18 ~ 69, 其中方辉橄榄岩和二辉橄榄岩中的铬尖晶石属富铝型尖晶石, 而纯橄岩中为富铬型尖晶石。橄榄单斜辉石岩的橄榄石 Fo 值一致较低, 平均为 88.4, 斜方辉石 En 平均 87, 单斜辉石以透辉石为主, 铬尖晶石的 Cr[#] 值为 45 ~ 69。普兰地幔橄榄岩及橄榄单斜辉石岩都具有相似的稀土元素和微量元素配分模式, 表现为 LREE 相对富集, Eu 亏损不明显, 微量元素中大离子亲石元素含量较低, 部分样品高场强元素亏损, 另一些则相对富集, 显示地幔橄榄岩具有亏损地幔源区特征, 但也具有俯冲带流体的交代特征, 表明普兰岩体可能经历了 MOR 和 SSZ 两种构造环境, 该特征与雅鲁藏布江缝合带东段的罗布莎地幔橄榄岩的特征

* 本文受国家自然科学基金重点项目 (40930313)、国家行业专项 (SinoProbe-05-02)、中国地质调查局工作项目 (1212011121263、1212011121272) 和创新研究群体科学基金项目 (40921001) 联合资助。

第一作者简介: 徐向珍, 女, 1980 年生, 助理研究员, 主要从事岩石学与矿物学的研究工作, E-mail: xuxiangzhensjl@yahoo.com.cn

** 通讯作者: 杨经绥, 男, 1950 年生, 研究员, 岩石学专业, 从事青藏高原和造山带的岩石大地构造研究, E-mail: yangjingsui@yahoo.com.cn

可以对比。

关键词 地幔橄榄岩;蛇绿岩;普兰;雅鲁藏布江缝合带

中图法分类号 P588.125

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研究对象。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。位于西藏南部的雅鲁藏布江缝合带(YZSZ)是欧亚板块和印度板块的分界线,沿YZSZ广泛分布晚侏罗世-早白垩世蛇绿岩块,代表着新特提斯洋消亡的遗迹(Miller *et al.*, 2003; Dubois-Côté *et al.*, 2005)。研究这些蛇绿岩对重建特提斯洋盆具有非常重要的意义,因而长期受到中外学者的关注。但由于受自然环境和交通条件的限制,以往的研究主要集中于中、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(郭铁鹰等, 1991; 夏斌, 1991; 夏斌等, 1998; 邱瑞照等, 2005; Miller *et al.*, 2003)。

达巴-休古嘎布蛇绿岩带沿达巴-普兰-休古嘎布一线,主要包括普兰、东波、当穷和休古嘎布等规模较大的超镁铁质岩体。早期甘塞尔(Gansser, 1983)曾沿着普兰-冈仁波齐峰一线做过地质调查工作,到20世纪90年代,相继完成一些区域地质调查工作,期间各类科研成果也有所增多。近年来,随着普兰地区交通条件的改善以及中国地质调查局的铬铁矿资源调查等项目的实施,对雅鲁藏布江缝合带西段的蛇绿岩已经展开了一些研究,但主要以区域地质调查和年代学的研究为主(黄圭成等, 2006; 徐德明等, 2006; 韦振权等, 2006; Liu *et al.*, 2010)。例如,前人获得休古嘎布蛇绿岩中的辉绿岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $122.3 \pm 2.4\text{Ma}$ (韦振权等, 2006); 获得普兰蛇绿岩中辉绿岩墙锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果为 $120.2 \pm 2.3\text{Ma}$, 认为雅鲁藏布江西段普兰地区和休古嘎布地区的洋盆形成时间一致,为早白垩世(李建峰等, 2008)。

但总体上,对雅鲁藏布江缝合带西段的蛇绿岩研究还刚刚起步,对蛇绿岩岩石单元的详细岩石学和构造背景的研究仍然十分薄弱。尤其,缺乏对阿里地区出露的许多大型超镁铁岩岩体的岩石学及其成因研究。最近,我们对普兰地幔橄榄岩体开展了详细的野外岩性和构造填图,并开展了室内详细的岩石学、矿物学和地球化学研究,本文试图在已获得的数据基础上,探讨普兰蛇绿岩地幔橄榄岩的成因及其构造意义。

1 地质背景

雅鲁藏布江蛇绿岩带是喜马拉雅特提斯洋壳和地幔的残余,呈近东西向断续延伸约2000km(杨经绥等, 2004)。它是印度板块与欧亚大陆的最后一条缝合带,代表新特提斯洋盆古近纪期间的闭合,由晚侏罗世-白垩纪印度和欧亚两大

板块汇聚、特提斯洋板块向北俯冲之后始新世的陆陆碰撞形成(Molnar and Tapponnier, 1975; Aitchison *et al.*, 2000; McDermid *et al.*, 2002)。

雅鲁藏布江蛇绿岩带自萨嘎以西分为两支,即达机翁-萨嘎蛇绿岩带(北亚带)和达巴-休古嘎布蛇绿岩带(南亚带),后者出露于达巴-休古嘎布中生代(三叠系-白垩系)微地块中,与达机翁-萨嘎蛇绿岩带大致平行,其间被阿依拉-仲巴古生代(奥陶系-二叠系)微地块所分隔。达巴-休古嘎布蛇绿岩带呈NW向展布,延长约400km,宽10~35km,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(徐德明等, 2006)。

普兰蛇绿岩体属于南亚带的中段(图1),位于喜马拉雅被动陆缘(印度板块北缘)和冈底斯活动陆缘(欧亚板块南缘)之间的雅鲁藏布江蛇绿岩带内。地理位置处于著名的冈仁波齐峰和纳木纳尼峰之间,地理坐标为东经 $80^{\circ}40' \sim 81^{\circ}16'$,北纬 $30^{\circ}30' \sim 30^{\circ}51'$,呈北西西-南东东向宽带状展布,东西长约60km,南北宽约20km,总面积达约650km²。

普兰蛇绿岩岩石组合以地幔橄榄岩为主,主要包括方辉橄榄岩和纯橄岩。野外观察东南部方辉橄榄岩带中见少量二辉橄榄岩,西北部纯橄岩带中有透镜状、脉状铬铁矿产出。地幔橄榄岩常被辉长岩、辉绿岩等基性岩墙切割。地幔橄榄岩各岩石组合都发生了强烈的变形,片理发育,大多数片理走向与蛇绿岩体展布方向一致,为北西走向,向南西倾斜,倾角 $45^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 不等,但有个别产状倾向为北东方向。

普兰岩体沿拉昂错南边向西北延至姜叶玛,围岩为侏罗系-白垩系浅变质的碎屑岩、含放射虫硅质岩夹碳酸盐岩,除第四系覆盖地段外,岩体四周与围岩均为断层接触。西部北侧为三叠系海相碎屑岩;中部及东部北侧为侏罗系-白垩系砂、板岩,硅质岩及中基性火山岩;西部南侧为三叠系硅质岩、玄武岩;东部南侧为前寒武结晶岩系及晚第三系陆相磨拉石组合,与蛇绿岩呈构造接触,局部可见晚第三系砾岩不整合覆盖在蛇绿岩之上(夏斌, 1991)。

2 岩石学特征

普兰蛇绿岩主要由地幔橄榄岩、辉长辉绿岩脉以及玄武岩夹硅质岩组成,岩石相对较新鲜。辉长辉绿岩常侵入并切割地幔橄榄岩,呈明显的晚期特征(图2a)。玄武岩夹硅质岩分布于地幔橄榄岩东西两侧,均倾向地幔橄榄岩,二者呈构造接触。蛇绿岩的地幔橄榄岩出露最广,主要由方辉橄榄岩、纯橄岩、二辉橄榄岩以及少量橄辉单斜辉石岩组成。方辉橄榄岩的地表风化面多呈褐黄色、土黄色(图2b),新鲜面呈橄榄绿或墨绿色。二辉橄榄岩与方辉橄榄岩之间往往呈渐

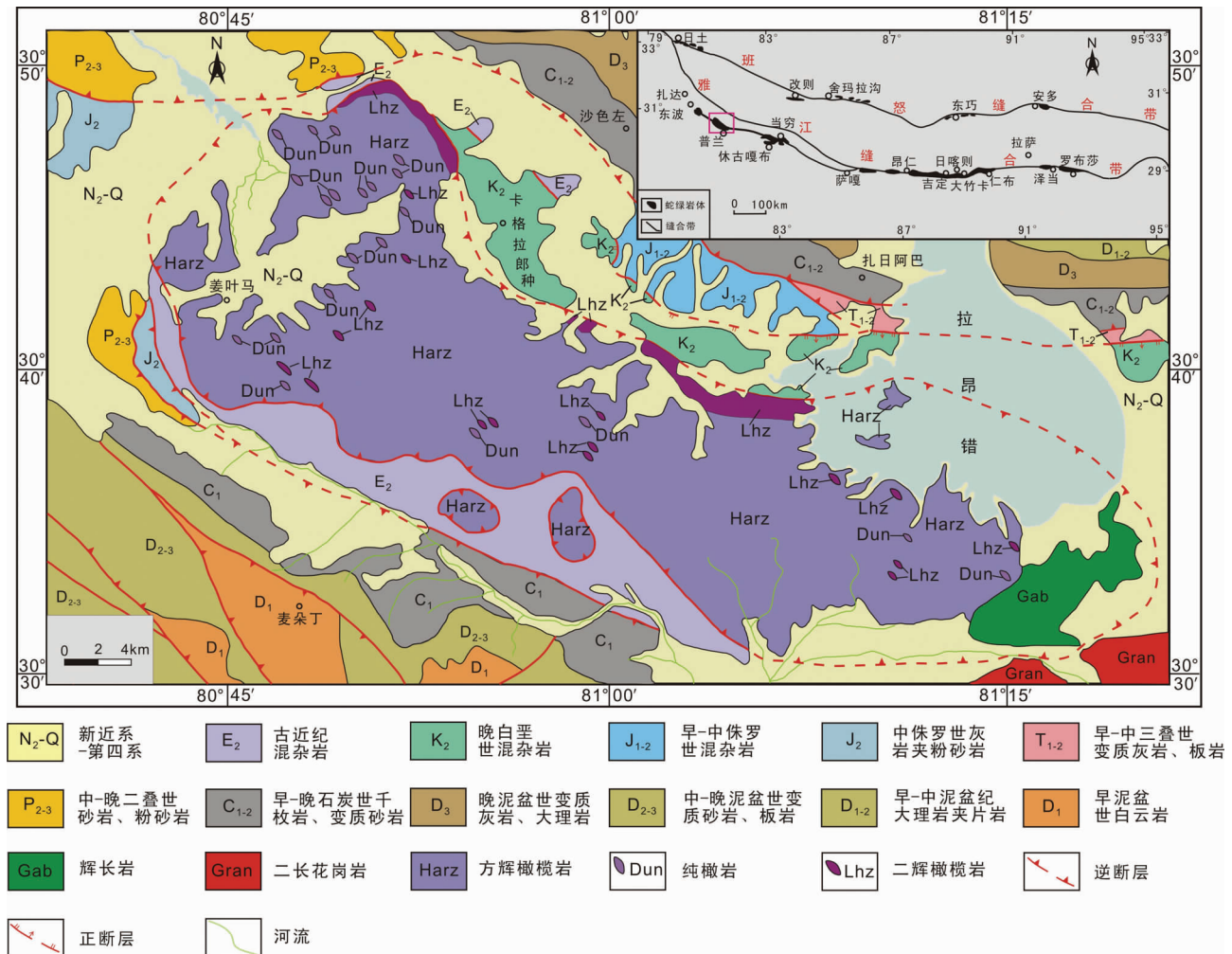


图1 普兰岩体区域地质简图(据河北省地质调查院, 2005a^①, b^②修改)

Fig. 1 Geological diagram of Purang ophiolite

变过渡关系,而纯橄岩、橄辉单斜辉石岩等多呈透镜状或团块状分布在二辉橄辉岩或方辉橄辉岩中(图2c, d)。

2.1 方辉橄辉岩

方辉橄辉岩是普兰地幔橄辉岩的主体, 出露面积大且连续, 占超镁铁岩总面积的80%以上, 纯橄岩和二辉橄辉岩在其中呈不规则透镜状或团块状、带状分布。方辉橄辉岩呈绿色、暗绿色, 具粒状结构, 块状构造, 主要由橄辉石、斜方辉石组成, 通常含少量单斜辉石, 局部达5%左右。地表岩石风化面上常可见到斜方辉石颗粒突出, 并局部可见斜方辉石的定向排列(图2b)。尖晶石或其蚀变产物磁铁矿为常见副矿物。蛇纹石化普遍发育, 主要分布在岩体的表面或沿岩石的破裂面和断面分布。岩石中见蛇纹石呈网状结构交代橄辉石, 而斜方辉石沿裂隙被滑石、闪石等交代。

橄辉石, 含量70%~85%, 呈半自形粒状, 显示应力形变痕迹, 如重结晶、扭折带、波状消光等现象十分明显(图3a), 大小一般2~5mm, 杂乱分布, 无方向性, 常见早世代的橄辉石以浑圆状被包含在尖晶石和斜方辉石内。

斜方辉石, 含量15%~30%, 受应力形变也表现出晶体的挠曲、波状消光和滑动双晶, 解理弯曲(图3b), 多呈半自形至他形粒状, 大小一般1~3mm, 极个别颗粒可达到10mm, 填隙状分布在橄辉石之间, 部分可见出溶单斜辉石条纹(图3b), 亦包含有早世代的橄辉石, 见斜方辉石与尖晶石呈蠕虫状交生形成后成合晶结构(图3c)。

单斜辉石较少, 他形粒状, 大小0.5~1mm, 填隙状分布或以出溶单斜辉石条纹形式存在。单斜辉石有两种产出, 一种呈他形-半自形出溶晶单独产出, 且见包含有早世代细粒的橄辉石, 另一种在斜方辉石中以固溶体出溶微晶形式存在。

① 河北省地质调查院, 2005a. 普兰县幅地质图(1/25万)

② 河北省地质调查院, 2005b. 姜叶马幅地质图(1/25万)

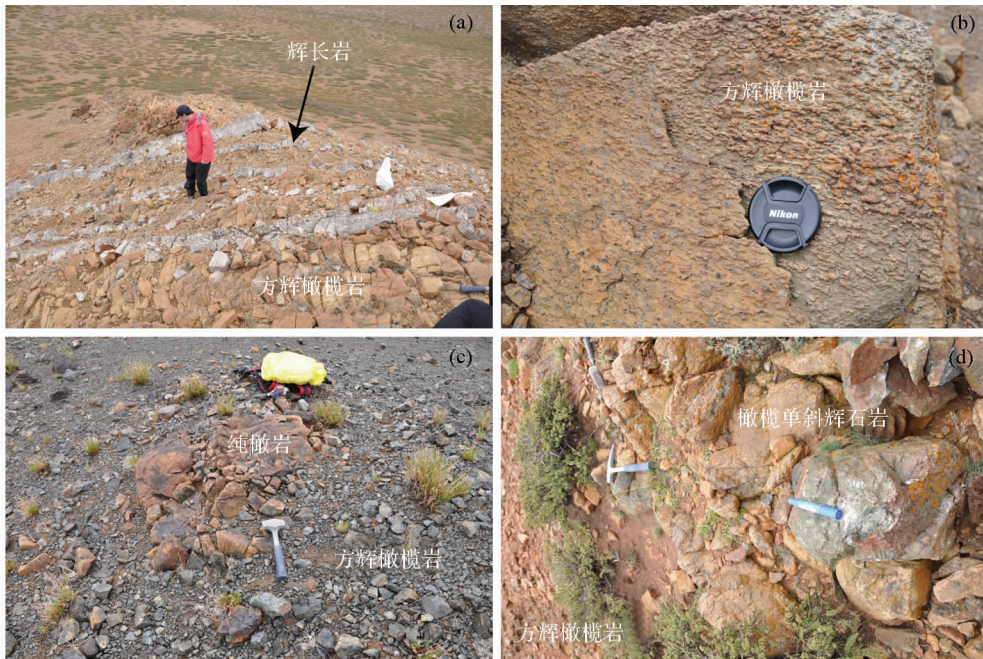


图2 普兰岩体地幔橄榄岩野外照片

(a)-辉长岩侵入到方辉橄榄岩中,呈明显的晚期特征;(b)-方辉橄榄岩地表风化面多呈褐黄色、土黄色,辉石具有定向排列;(c)-纯橄岩呈团块状分布在方辉橄榄岩中;(d)-橄榄单斜辉石岩呈团块状分布在方辉橄榄岩中

Fig.2 Field photographs of the mantle peridotite in the Purang ophiolite

(a)-gabbro intruded into the harzburgite showing the later stage feature; (b)-brown or yellowish brown weathered surface; (c)-dunite blocks occur in harzburgite; (d)-olivine clinopyroxenite block occur in harzburgite

2.2 纯橄岩

普兰地幔橄榄岩中的纯橄岩多不形成独立的岩相带,而呈透镜体状或不规则团块状产在方辉橄榄岩中(图2c),二者岩相接触关系清晰,常为截然,有些为渐变。纯橄岩通常宽不到1m,少数10m以上,有一定延长,多数都很新鲜,偶见微弱的蛇纹石化,地表风化面较光滑呈姜黄色,有时能见到星点状的铬尖晶石。岩石块状构造,常见的结构有原生粒状结构、交代结构及塑性变形结构等,主要由橄榄石组成,含量>98%,副矿物含量<2%,主要为斜方辉石和尖晶石,偶见单斜辉石。

橄榄石呈半自形,粒状镶嵌结构或变晶结构,粒径0.5~3mm,橄榄石可分为两个世代,早世代又可分为两类,一为粗粒橄榄石,粒径可达3mm,矿物边界不规则,裂纹发育,多呈带状、波状消光及扭折带,常呈变形拉长状,裂纹发育,多有绿泥石、蛇纹石等蚀变矿物沿裂纹分布(图3d);另一类呈熔融浑圆状或自形细粒状包裹于早世代斜方辉石中,铬尖晶石中也可见早期细粒橄榄石包裹体。晚世代橄榄石粒度相对较小,多为0.5~1mm之间,具变晶结构,自形晶,矿物边界平直,多呈三连点结构,一般不出现波状消光和扭折带(图3e)。

斜方辉石多呈半自形粒状,粒径多在1~3mm之间,见解理纹和单斜辉石出溶条纹,常含早世代尖晶石、橄榄石、单

斜辉石等矿物包裹体,其中橄榄石包裹体多为自形(图3f)。单斜辉石含量极少,粒径小于0.1mm,偶见他形、半自形分布于橄榄石粒间空隙内,或呈半自形包裹在斜方辉石中,也常见以出溶条纹的形式存在于斜方辉石内。副矿物尖晶石呈深棕褐色,粒径0.1~1mm之间,熔融残余结构,内部常见早世代浑圆状橄榄石包裹体。

2.3 二辉橄榄岩

二辉橄榄岩呈暗绿色,具粒状结构、网状结构、块状构造,常以1~5m不等的薄层状产在方辉橄榄岩中,在方辉橄榄岩相中频繁交替出现,有时构成韵律变化的岩相带,主要由橄榄石、斜方辉石、单斜辉石等组成,蛇纹石化通常较弱。

橄榄石半自形-他形粒状,粒径0.5~3mm,含量65%~70%,早世代橄榄石多呈包裹体产在斜方辉石(图4a)或尖晶石中,或者为发育扭折带的粗粒橄榄石和碎裂橄榄石,晚世代的橄榄石未见扭折带现象;斜方辉石粒径1~5mm,含量10%~20%,边部常被橄榄石交代(图4a),波状消光明显,解理纹弯曲,亦常见出溶单斜辉石叶片,有时可见粗粒斜方辉石与尖晶石呈交生形式存在,而晚世代斜方辉石多呈三连点结构;单斜辉石他形粒状,大小0.5~1mm,含量10%~15%,填隙状分布,内部可见蠕虫状尖晶石的交生体(图4b)。副矿物有铬尖晶石和磁铁矿,尖晶石常呈他形熔融状结构,包裹有早世代的橄榄石。

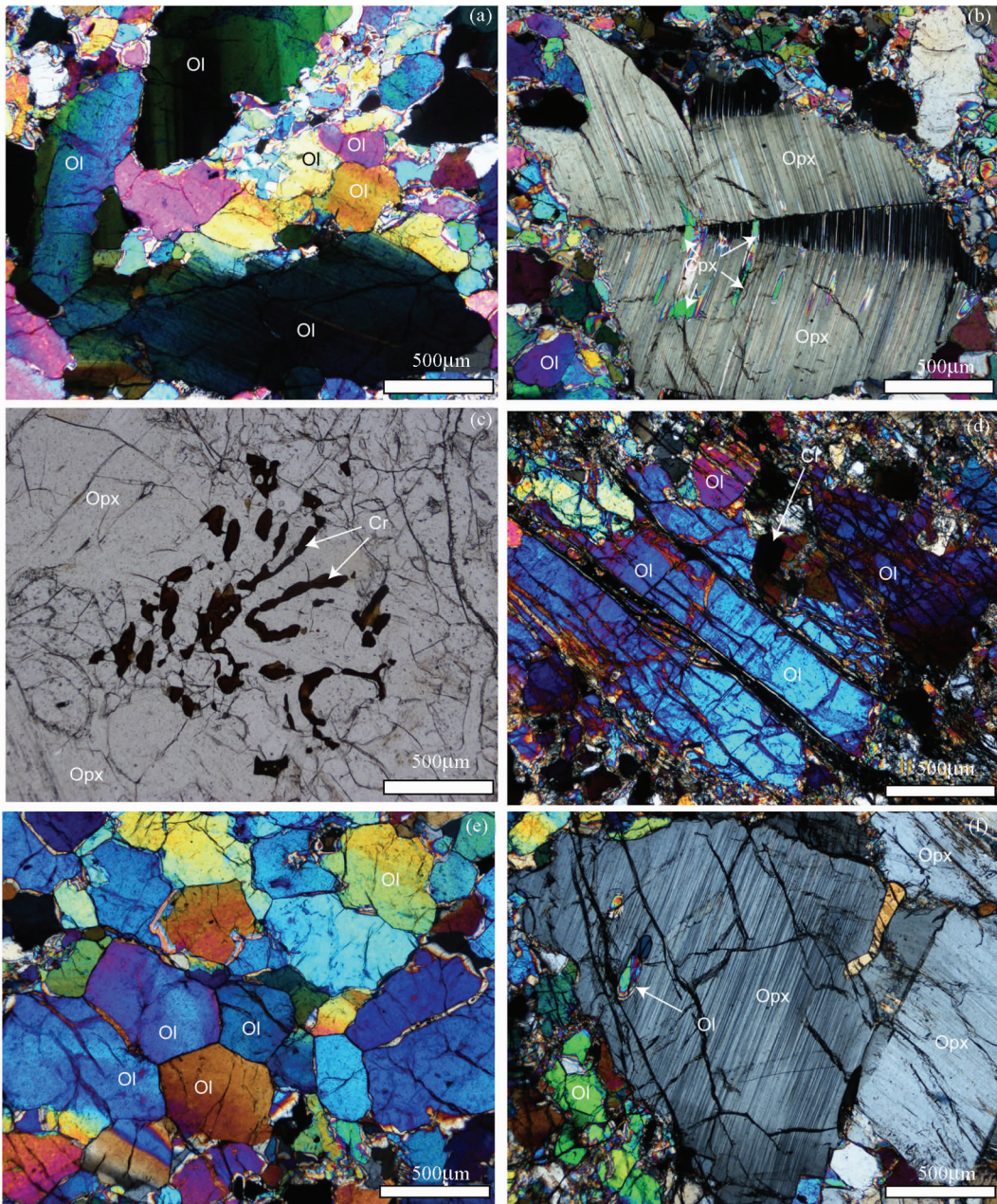


图3 普兰岩体方辉橄辉岩和纯橄岩显微照片

(a)-方辉橄辉岩,粒状镶嵌结构,粗粒橄榄石显示波状并且具有应力变形纹,细粒橄榄石有重结晶现象(正交偏光)(09Y-628-7);(b)-方辉橄辉岩,粗粒斜方辉石发生多次扭折,内部见单斜辉石出溶(正交偏光)(09Y-628-1);(c)-方辉橄辉岩,尖晶石与斜方辉石蠕虫状共生(单偏光)(09Y-635-3);(d)-纯橄岩,碎裂结构,粗粒橄榄石的板状碎裂纹,裂纹中蛇纹石化发育,此外橄辉石内部还可见到早期自形的铬尖晶石(正交偏光)(X91-5-1);(e)-纯橄岩,粒状镶嵌结构,橄辉石自形具三连点结构的重结晶现象(正交偏光)(09Y-637-1-1);(f)-纯橄岩,发生扭折的粗粒斜方辉石内部包含了早世代的浑圆状橄辉石(正交偏光)(X91-8-3). Ol-橄榄石;Opx-斜方辉石;Cpx-单斜辉石;Cr-铬尖晶石

Fig. 3 Photomicrographs of the harzburgite and dunite in the Purang ophiolite

(a)-harzburgite, granular mosaic structure, coarse olivine grains show undulate and stress deformation pattern, fine olivine grains have recrystallization (crossed polarizer) (09Y-628-7); (b)-harzburgite, coarse orthopyroxene grains show repeatedly kink and have clinopyroxene exsolution inside (crossed polarizer) (09Y-628-1); (c)-harzburgite, spinel and orthopyroxene grains show vermiculate intergrowth (polarizer) (09Y-635-3); (d)-dunite, cataclastic structure, coarse olivine grains show plate broken cracks with serpentinization, and also have early euhedral chrome spinel (crossed polarizer) (X91-5-1); (e)-dunite, granular mosaic structure, euhedral olivine with triple point structure (crossed polarizer) (09Y-637-1-1); (f)-dunite, coarse orthopyroxene grains with kinks containing the early rounded olivine (crossed polarizer) (X91-8-3). Ol-olivine; Opx-orthopyroxene; Cpx-clinopyroxene; Cr-chromite

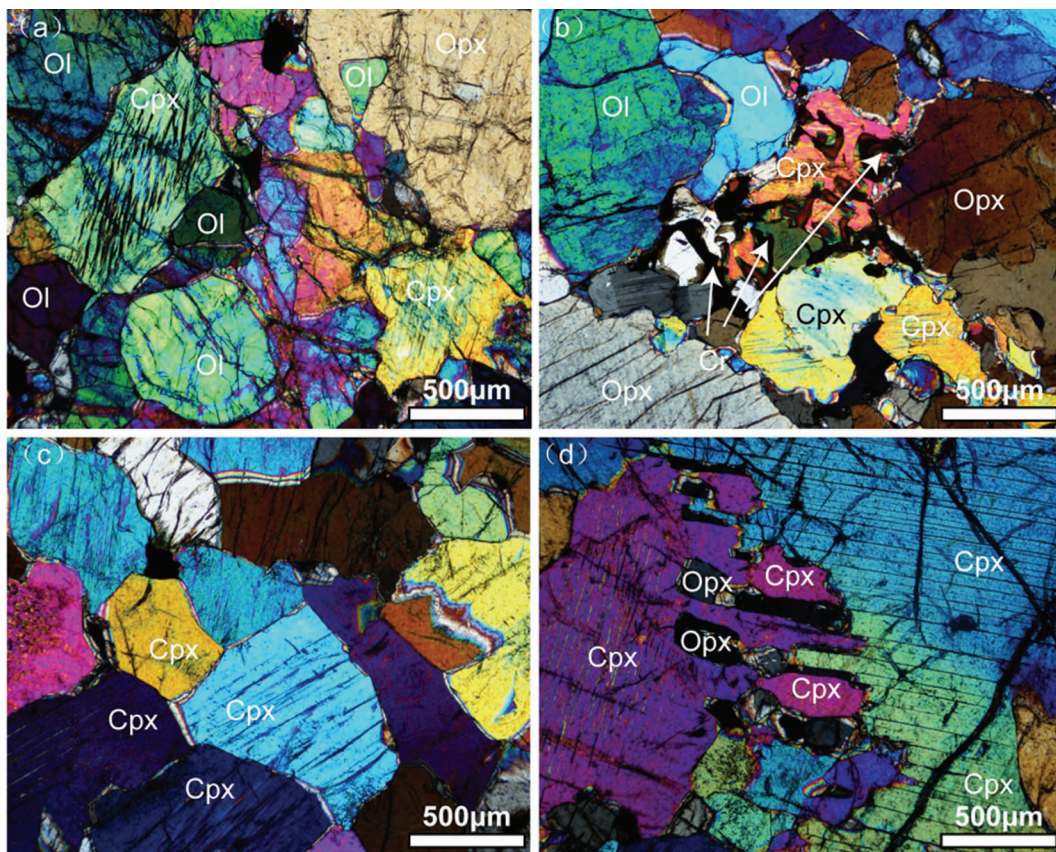


图4 普兰岩体二辉橄榄岩和橄榄单斜辉石岩显微照片

(a)-二辉橄榄岩,见粗粒单斜辉石,斜方辉石内部包含有早世代的橄榄石(正交偏光)(X85-2-13);(b)-二辉橄榄岩,单斜辉石内部包有蠕虫状尖晶石的交生体(正交偏光)(09Y627-7);(c)-橄榄单斜辉石岩,单斜辉石的粒状镶嵌结构,单斜辉石之间现三连点结构(正交偏光)(X57-7-3);(d)-橄榄单斜辉石岩,单斜辉石相互交代,粒间交代处有细粒斜方辉石产出(正交偏光)(X57-5-5)

Fig. 4 Photomicrographs of the lherzolite and olivine clinopyroxenite in the Purang ophiolite

(a)-orthopyroxene and coarse clinopyroxene in lherzolite, and the orthopyroxene grains have early stage rounded olivine inclusions and olivine metasomatic in the edge (crossed polarized) (X85-2-13); (b)-in lherzolite, the clinopyroxene grains have the wormlike spinel intergrowth inclusions (crossed polarized) (09Y627-7); (c)-olivine clinopyroxenite, clinopyroxene grains show granular mosaic structure and triple point structure (crossed polarized) (X57-7-3); (d)-olivine clinopyroxenite, metasomatic clinopyroxene grains have fine grained orthopyroxene grains occur with the intergranular metasomatism (crossed polarized) (X57-5-5)

2.4 橄榄单斜辉石岩

橄榄单斜辉石岩以脉体出现,主要沿岩体的主构造线NW方向分布,少数脉体切割了主构造线,沿岩体的解理面分布,说明形成晚于主体方辉橄榄岩。辉石岩的脉状体通常数厘米宽,个别宽数十厘米,边界平直,延长较远。岩石多绿色,具粒状镶嵌结构,块状构造。主要矿物为单斜辉石(透辉石)、斜方辉石和橄榄石,常见副矿物为尖晶石和磁铁矿。

单斜辉石为自形粒状,边界平直,粒径1~3mm,含量约70%~85%,常见三连点结构(图4c),包有细粒斜方辉石和浑圆状橄榄石,可见单斜辉石互相交代,粒间有细粒斜方辉石产出(图4d)。斜方辉石粒径0.5~2mm,含量约15%~25%,与单斜辉石一起构成粒状镶嵌结构,亦见以包裹体形

式存于单斜辉石内。橄榄石含量不足5%,粒径较小,0.2~1mm,多以自形半自形分布在单斜辉石的粒间空隙中。

3 分析方法

在详细野外观测基础上,大量采集地幔橄榄岩样品,显微镜下开展详细岩相学研究。电子探针成分分析在东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室完成,仪器为日本电子公司JXA-8100、能谱仪Inca Energy型电子探针,探针束流20nA,加速电压15.0kV,电子束斑2μm。

本研究共完成了28件岩石样品的全岩分析,包括主元素、微量元素和稀土元素。全岩样品的测试分析分别在澳实分析检测集团-澳实矿物实验室和国家地质测试中心完成。主量元素用熔片X-射线荧光光谱法(XRF)测定,并采用等

表 1 普兰蛇绿岩地幔橄辉岩中代表性样品的橄榄石电子探针分析结果 (wt%)

Table 1 Representative microprobe analyses of olivine in mantle peridotites from the Purang ophiolite (wt%)

| 岩性 | 样品号 | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | <FeO> | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | NiO | Cr ₂ O ₃ | Total | Fo |
|---------|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|------|--------------------------------|--------|------|
| 纯橄岩 | 09Y-632. 2 | 41.04 | — | 0.02 | 7.73 | 0.12 | 49.59 | — | — | — | 0.33 | 0.59 | 99.44 | 92.0 |
| | 09Y637-1. 29 | 41.72 | 0.04 | — | 8.74 | 0.10 | 49.96 | 0.02 | — | — | 0.39 | — | 100.65 | 91.1 |
| | 09Y637-1. 44 | 41.58 | 0.02 | 0.01 | 8.63 | 0.16 | 50.05 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.41 | 0.61 | 101.19 | 91.2 |
| | X91-5. 5 | 41.44 | — | — | 7.44 | 0.10 | 50.48 | — | — | — | 0.37 | 0.89 | 100.35 | 92.4 |
| | X91-5. 36 | 41.57 | — | 0.01 | 8.78 | 0.13 | 49.85 | 0.03 | 0.02 | — | 0.39 | 0.01 | 100.40 | 91.0 |
| | X91-8. 7 | 41.50 | 0.01 | 0.01 | 6.43 | 0.12 | 51.11 | — | 0.02 | 0.03 | 0.41 | 0.51 | 99.74 | 93.4 |
| 方辉橄辉岩 | 09Y-633. 17 | 41.48 | — | — | 9.60 | 0.13 | 48.27 | — | — | 0.01 | 0.39 | 0.03 | 99.89 | 90.0 |
| | 09Y-633. 43 | 41.53 | 0.02 | 0.01 | 8.21 | 0.09 | 49.45 | 0.02 | 0.07 | 0.05 | 0.46 | 0.53 | 100.43 | 91.5 |
| | 09Y-633. 50 | 41.22 | 0.03 | — | 9.49 | 0.16 | 48.53 | — | — | — | 0.34 | 0.02 | 99.80 | 90.1 |
| | 09Y-636. 9 | 41.61 | — | 0.02 | 8.69 | 0.14 | 49.85 | 0.01 | — | — | 0.43 | — | 100.77 | 91.1 |
| | X85-9. 41 | 41.13 | 0.01 | 0.02 | 7.82 | 0.15 | 49.39 | 0.01 | — | — | 0.49 | 0.18 | 99.19 | 91.8 |
| | X85-9. 43 | 41.14 | — | — | 7.59 | 0.15 | 50.20 | 0.01 | — | — | 0.44 | 0.22 | 99.75 | 92.2 |
| 二辉橄辉岩 | 09Y-627. 149 | 40.81 | — | — | 9.36 | 0.15 | 49.40 | — | — | 0.01 | 0.47 | — | 100.20 | 90.4 |
| | 09Y-631. 7 | 41.47 | 0.01 | — | 8.96 | 0.13 | 48.82 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.44 | — | 99.87 | 90.7 |
| | 09Y-631. 17 | 41.30 | — | 0.03 | 9.47 | 0.09 | 48.48 | — | 0.02 | — | 0.34 | — | 99.72 | 90.1 |
| | 09Y-631. 20 | 40.79 | 0.04 | — | 9.58 | 0.15 | 48.39 | 0.02 | — | 0.03 | 0.40 | — | 99.43 | 90.0 |
| | X57-6. 18 | 41.25 | — | — | 8.82 | 0.09 | 49.00 | — | — | — | 0.40 | 0.01 | 99.58 | 90.8 |
| | X57-6. 31 | 41.53 | — | — | 9.02 | 0.12 | 49.57 | — | 0.02 | — | 0.45 | 0.05 | 100.76 | 90.7 |
| | X85-3. 13 | 41.52 | 0.03 | — | 9.34 | 0.12 | 49.79 | 0.01 | 0.05 | 0.03 | 0.41 | 0.08 | 100.99 | 90.5 |
| | X57-7. 18 | 41.36 | 0.01 | — | 11.17 | 0.15 | 47.91 | 0.03 | — | — | 0.33 | — | 100.97 | 88.4 |
| 橄辉单斜辉石岩 | X57-7-1. 11 | 41.11 | 0.01 | 0.01 | 11.30 | 0.13 | 47.64 | — | — | — | 0.45 | — | 100.20 | 88.3 |
| | X57-7-1. 21 | 41.11 | — | — | 11.05 | 0.17 | 48.00 | — | 0.02 | — | 0.42 | — | 100.35 | 88.6 |
| | X57-7-1. 22 | 41.14 | 0.04 | 0.01 | 11.07 | 0.16 | 48.02 | — | 0.01 | — | 0.48 | 0.03 | 100.54 | 88.6 |

注: “—”表示该项未测出或低于仪器检测限,以下类同;Fo = 100Mg/(Mg + Fe²⁺), 其中 Fe²⁺ 为 <FeO> 中的 Fe

离子光谱和化学法测定进行互相检测,微量元素中的 V、Cr、Co、Ni、Sr、Zr、Nb、Ta、Hf、Ba、Th、U 等元素用熔片 XRF 和酸溶等离子质谱 (ICP-MS) 法测定,稀土元素用 ICP-MS 法测定,其中的 Nb、Ta、Zr、Hf 是用碱溶法、沉淀酸提取、用等离子质谱法测定,同时分析 2 个国家标准样 (GSR3 和 GSR5) 和 3 个平行样品,以保证分析质量。

4 地幔橄辉岩矿物化学特征

岩石内的不同条件和环境下所形成的矿物特征会有所差异,这种差异是地幔橄辉岩形成和演化历史的印记,尤其地幔橄辉岩的矿物组合及化学特征对认识地幔橄辉岩的成因及恢复蛇绿岩形成背景至关重要。以下分别对普兰岩体中的纯橄岩、方辉橄辉岩、二辉橄辉岩和橄辉单斜辉石岩等不同岩石类型中的橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和铬尖晶石等矿物进行详细的成分研究,讨论这些矿物之间成分差异及其地质意义。

4.1 橄榄石

共分析了 19 个样品的 113 个橄榄石的电子探针成分,岩石类型有纯橄岩、方辉橄辉岩、二辉橄辉岩和橄辉单斜辉石岩,代表性分析结果列于表 1。结果显示,它们都属于镁橄

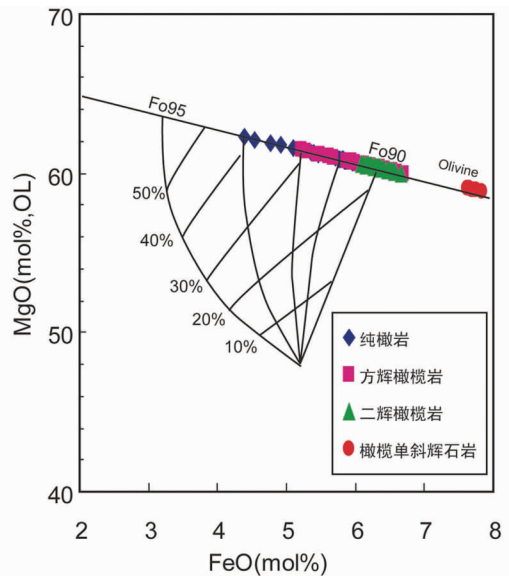


图 5 普兰地幔橄辉岩部分熔融程度估计图 (据 Hanson and Langmuri, 1978)

Fig. 5 The estimated diagram of partial melting in mantle peridotite from the Purang ophiolite (modified after Hanson and Langmuri, 1978)

辉石, Fo 值变化于 88 ~ 93 之间。其中纯橄岩的橄榄石 Fo 值最大, 为 91 ~ 93。平均为 91.7。方辉橄辉岩中橄榄石 Fo 值

表2 不同岩石中的橄榄石 Fo 和 NiO、Cr₂O₃ 含量Table 2 Fo, NiO and Cr₂O₃ contents of olivine in the different lithologies of the Purang district

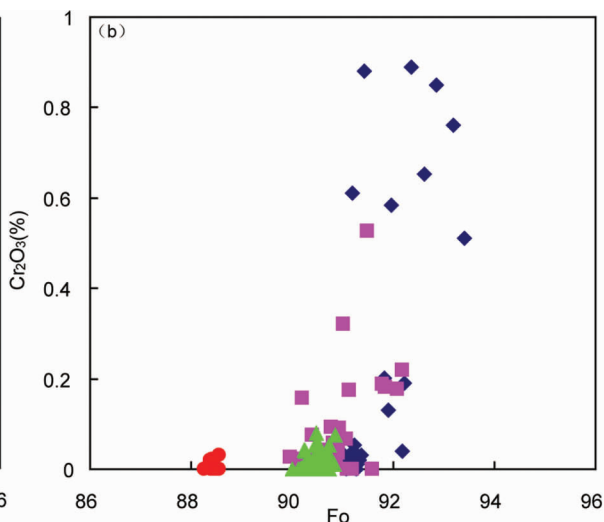
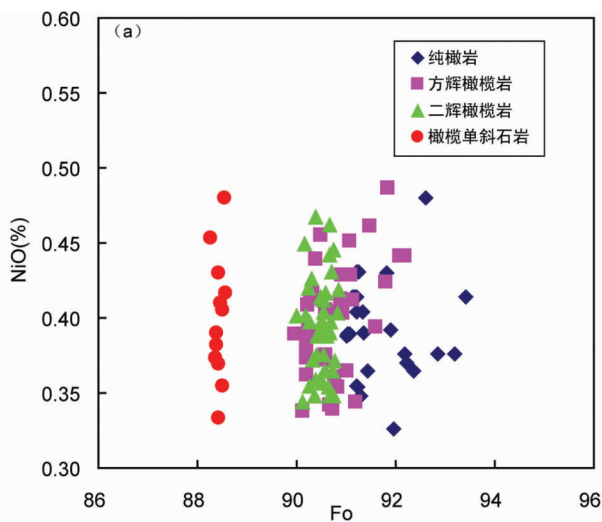
| 类别 | 纯橄岩 | 方辉橄 榄岩 | 二辉橄 榄岩 | 橄榄单 斜辉石岩 |
|--------------------------------|-----|-----------|-----------|-------------|
| Fo | 最小值 | 91.0(25*) | 90.0(34) | 90.0(42) |
| | 最大值 | 93.4 | 92.2 | 90.9 |
| | 平均值 | 91.7 | 90.8 | 90.5 |
| NiO | 最小值 | 0.33 | 0.34 | 0.34 |
| | 最大值 | 0.41 | 0.49 | 0.47 |
| | 平均值 | 0.39 | 0.40 | 0.39 |
| Cr ₂ O ₃ | 最小值 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| | 最大值 | 0.89 | 0.53 | 0.08 |
| | 平均值 | 0.26 | 0.08 | 0.02 |

注: * 括号中的数字代表矿物样品数目

变化于 90~92.2, 比二辉橄榄岩的橄榄石 Fo 90~90.8 范围大, 但两者的平均值较接近, 分别为 90.8 和 90.5。主体上, 以包裹体形式存在的橄榄石 Fo 值比非包裹体形式存在的橄榄石 (比如粗粒橄榄石) Fo 值高。橄榄单斜辉石岩中的橄榄石 Fo 值最小且变化窄 (88.3~88.6, 平均值为 88.4)。一般认为橄榄石的 Fo 值越大, 其形成深度和熔融程度越高 (Dick and Natland, 1995), 普兰岩体中橄榄石 Fo 值与岩石类型这种密切关系可能反映了其形成环境和条件的不同。

从图 5 可以看出纯橄岩的熔融程度最高 (可达 40%), 和罗布莎、唐巴勒和索伦山等岩体具有共同的特点: 从二辉橄榄岩→方辉橄榄岩→纯橄岩, 熔融程度大体依次递增, 但各亚类岩石间有重叠 (鲍佩声等, 1999)。

此外橄榄石的 NiO、Cr₂O₃ 等组分也具有重要指示意义,

图6 橄榄石 Fo-NiO、Fo-Cr₂O₃ 成分图解

(a)-橄榄石的 Fo-NiO 成分图解; (b)-橄榄石的 Fo-Cr₂O₃ 成分图解

Fig. 6 Olivine compositional diagrams in the different lithologies of the Purang district

(a)-forsterite (Fo) vs. NiO diagram; (b)-Fo vs. Cr₂O₃ diagram

从表 2 和图 6 中可知, 四种岩相的橄榄石的 NiO 含量比较接近, 平均值在 0.40% 左右, 而 Cr₂O₃ 含量变化范围较大, 有相当一部分橄榄石几乎不含 Cr₂O₃, 其中二辉橄榄岩、橄榄单斜辉石岩橄榄石的 Cr₂O₃ 含量最小, 且二者平均值相近, 方辉橄榄岩和纯橄岩中橄榄石的 Cr₂O₃ 含量较高, 其中纯橄岩中的 Cr₂O₃ 含量范围比较广, 在 0.00%~0.89% 之间, 平均值高达 0.26%, 高 Cr₂O₃ 含量的橄榄石主要在尖晶石中以包裹体形式存在, 为早世代橄榄石。NiO、Cr₂O₃ 等组分在各岩相的分布差异性说明各岩相形成条件有所差别。

4.2 斜方辉石

斜方辉石在各岩相中均有分布, 本次共分析 20 个样品的 78 个斜方辉石探针数据, 代表性分析结果见表 3。斜方辉石的 En 端员组分变化于 84.4~91.3, 主要为顽火辉石。纯橄岩中斜方辉石 En 含量变化为 88.9~91.3, 平均值为 90.2; 方辉橄榄岩中的斜方辉石 En 含量由 88.4 到 89.8, 平均值为 89.2; 二辉橄榄岩的顽火辉石 En 为 84.4~90.5, 平均值为 88.8, 橄榄单斜辉石岩的顽火辉石 En 为 86.5~88.8, 平均值为 87.5, 说明本区地幔橄榄岩具有随岩石熔融程度增加, 岩石中的斜方辉石 En 不断增加的趋势。

不同岩石类型的斜方辉石成分显示 NiO 普遍低, 主要为 0.00%~0.14%, Cr₂O₃ 含量为 0.03%~1.09%。而 Al₂O₃ 含量变化较明显, 亦与岩相类型密切相关, 其中纯橄岩中 Al₂O₃ 含量最低, 为 0.52%~1.42%, 平均值为 0.95%, 其次是橄榄单斜辉石岩, 平均值为 1.44%, 方辉橄榄岩和二辉橄榄岩中的 Al₂O₃ 含量较高, 并且变化范围也较宽, 二辉橄榄岩的含量为 0.76%~4.24%, 平均值为 2.66%, 方辉橄榄岩中的斜方辉石含量为 1.47%~2.66%, 平均值为 2.05%。

表 3 普兰蛇绿岩地幔橄辉岩中代表性样品的辉石电子探针分析结果 (wt%)

Table 3 Representative microprobe analyses of pyroxene in mantle peridotites from the Purang ophiolite (wt%)

| 岩性 | 样品号 | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | <FeO> | Cr ₂ O ₃ | MnO | NiO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Total | Mg [#] | Wo | En | Fs |
|-------------|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|--------------------------------|------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|-----------------|------|------|------|
| 纯橄岩 | 09Y-632.18 | 57.50 | — | 1.42 | 6.39 | 0.45 | 0.12 | 0.08 | 33.26 | 0.78 | 0.03 | — | 100.03 | 90.3 | 1.50 | 88.9 | 9.59 |
| | 09Y637-1.4 | 57.93 | 0.04 | 0.52 | 6.13 | 0.14 | 0.21 | 0.08 | 35.02 | 0.31 | 0.02 | — | 100.42 | 91.1 | 0.58 | 90.5 | 8.90 |
| | X91-5.33 | 58.54 | 0.04 | 0.63 | 5.58 | 0.03 | 0.17 | 0.05 | 35.29 | 0.34 | 0.01 | — | 100.63 | 91.9 | 0.63 | 91.3 | 8.10 |
| | 09Y-632.30 | 53.94 | 0.06 | 1.58 | 2.27 | 0.97 | 0.09 | 0.02 | 17.20 | 22.83 | 0.16 | — | 99.14 | 93.1 | 47.1 | 49.3 | 3.66 |
| | 09Y637-1.47 | 55.01 | — | 0.48 | 1.80 | 0.16 | 0.05 | 0.05 | 18.45 | 23.98 | 0.11 | — | 100.06 | 94.8 | 47.0 | 50.3 | 2.75 |
| 09Y637-1.61 | 54.95 | — | 1.34 | 2.15 | 1.14 | 0.07 | 0.06 | 17.62 | 23.87 | 0.19 | 0.02 | 101.35 | 93.6 | 47.7 | 49.0 | 3.35 | |
| 方辉橄辉岩 | 09Y-628.4 | 56.87 | 0.07 | 2.54 | 6.28 | 0.59 | 0.17 | 0.12 | 33.31 | 0.87 | 0.04 | 0.01 | 100.86 | 90.4 | 1.66 | 88.9 | 9.41 |
| | 09Y-633.32 | 56.89 | — | 1.55 | 6.41 | 0.30 | 0.15 | 0.09 | 33.49 | 0.30 | — | 0.01 | 99.18 | 90.3 | 0.57 | 89.8 | 9.65 |
| | X85-8.29 | 56.36 | 0.01 | 2.66 | 6.39 | 0.57 | 0.16 | 0.11 | 32.47 | 0.92 | 0.02 | 0.01 | 99.68 | 90.1 | 1.81 | 88.4 | 9.78 |
| | X85-12.7 | 56.58 | 0.03 | 2.31 | 6.14 | 0.55 | 0.19 | 0.11 | 32.71 | 0.76 | — | 0.02 | 99.44 | 90.5 | 1.48 | 89.1 | 9.40 |
| | 09Y-627.145 | 52.99 | — | 2.74 | 1.29 | 0.56 | 0.10 | 0.06 | 16.69 | 24.19 | 0.08 | — | 98.73 | 95.8 | 50.0 | 48.0 | 2.09 |
| | 09Y-627.146 | 52.01 | 0.12 | 3.60 | 2.08 | 1.02 | 0.07 | 0.05 | 16.24 | 24.30 | 0.08 | — | 99.60 | 93.3 | 50.1 | 46.6 | 3.35 |
| | 09Y-628.8 | 54.65 | 0.08 | 0.89 | 1.71 | 0.42 | 0.13 | 0.06 | 17.61 | 25.03 | 0.04 | — | 100.61 | 94.9 | 49.2 | 48.2 | 2.62 |
| X85-12.6 | 53.08 | 0.08 | 3.02 | 2.31 | 0.99 | 0.11 | 0.03 | 16.36 | 23.46 | 0.07 | 0.01 | 99.51 | 92.7 | 48.9 | 47.4 | 3.75 | |
| 二辉橄辉岩 | 09Y-627.89 | 56.10 | 0.01 | 2.72 | 6.39 | 0.75 | 0.12 | — | 33.84 | 0.55 | 0.01 | 0.01 | 100.50 | 90.4 | 1.04 | 89.5 | 9.49 |
| | X85-9.6 | 55.87 | 0.02 | 2.50 | 5.57 | 0.66 | 0.15 | 0.07 | 30.58 | 3.50 | 0.01 | 0.01 | 98.95 | 90.7 | 6.95 | 84.4 | 8.63 |
| | X85-2.40 | 54.82 | 0.03 | 4.24 | 6.59 | 1.09 | 0.16 | 0.08 | 32.45 | 0.57 | 0.02 | 0.01 | 100.02 | 89.8 | 1.12 | 88.8 | 10.1 |
| | X57-6.29 | 56.98 | 0.02 | 2.42 | 5.86 | 0.47 | 0.15 | 0.11 | 33.69 | 0.36 | — | — | 100.06 | 91.1 | 0.70 | 90.5 | 8.84 |
| | 09Y-627.6 | 52.14 | 0.12 | 3.64 | 2.00 | 1.11 | 0.11 | 0.10 | 16.31 | 24.23 | 0.06 | 0.01 | 99.85 | 93.6 | 50.0 | 46.8 | 3.21 |
| | 09Y-631.41 | 51.98 | 0.05 | 3.96 | 2.24 | 1.14 | 0.05 | 0.01 | 16.24 | 22.77 | 0.09 | 0.01 | 98.54 | 92.8 | 48.3 | 48.0 | 3.72 |
| | X85-9.1 | 52.78 | 0.04 | 2.33 | 2.58 | 0.85 | 0.14 | 0.09 | 16.16 | 23.01 | 0.10 | 0.01 | 98.13 | 91.8 | 48.4 | 47.3 | 4.23 |
| 橄辉单斜辉石岩 | X57-2.20 | 57.43 | 0.02 | 1.14 | 6.83 | 0.58 | 0.18 | 0.07 | 33.73 | 0.61 | 0.03 | — | 100.55 | 89.8 | 1.15 | 88.8 | 10.1 |
| | X57-5.5 | 57.08 | 0.05 | 1.42 | 7.63 | 0.62 | 0.18 | — | 32.98 | 0.89 | 0.03 | — | 100.90 | 88.5 | 1.69 | 87.0 | 11.3 |
| | X57-7.47 | 56.63 | 0.02 | 1.69 | 7.89 | 0.58 | 0.18 | 0.04 | 32.18 | 0.84 | — | — | 100.11 | 87.9 | 1.62 | 86.5 | 11.9 |
| | X57-2.12 | 54.46 | 0.03 | 1.53 | 3.58 | 0.91 | 0.09 | 0.04 | 20.02 | 19.89 | 0.11 | 0.01 | 100.63 | 90.9 | 39.4 | 55.1 | 5.53 |
| | X57-5.4 | 53.89 | 0.01 | 1.63 | 2.59 | 0.90 | 0.09 | 0.03 | 17.26 | 23.53 | 0.07 | 0.01 | 100.01 | 92.2 | 47.5 | 48.5 | 4.08 |
| X57-7.2 | 53.93 | 0.03 | 1.85 | 2.40 | 0.71 | 0.07 | 0.05 | 16.98 | 22.92 | 0.07 | 0.01 | 99.02 | 92.6 | 47.3 | 48.8 | 3.88 | |

注: Mg[#] = 100Mg/(Mg + Fe²⁺), 其中 Fe²⁺ 为 <FeO> 中的 Fe

表 4 普兰蛇绿岩地幔橄辉岩中代表性样品的铬尖晶石电子探针分析结果 (wt%)

Table 4 Representative microprobe analyses of chromite in mantle peridotites from the Purang ophiolite (wt%)

| 岩性 | 样品号 | Cr ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | <FeO> | MgO | MnO | NiO | Total | Fe ²⁺ | Mg [#] | Cr [#] | Fe ³⁺ |
|-----------|-------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------|-------|------|-------|--------|------------------|-----------------|-----------------|------------------|
| 纯橄岩 | 09Y-632.4 | 45.08 | 20.23 | 0.06 | 21.98 | 10.83 | 0.33 | 0.08 | 98.58 | 48.52 | 51.5 | 59.9 | 5.12 |
| | 09Y637-1.40 | 53.28 | 16.06 | 0.05 | 20.24 | 11.62 | 0.29 | 0.01 | 101.55 | 45.57 | 54.4 | 69.0 | 3.86 |
| | X91-5.32 | 46.76 | 21.22 | 0.01 | 21.83 | 9.79 | 0.37 | 0.13 | 100.11 | 53.63 | 46.4 | 59.6 | 2.19 |
| | X91-8.1 | 51.47 | 17.33 | 0.08 | 21.09 | 10.31 | 0.39 | 0.08 | 100.75 | 50.96 | 49.0 | 66.6 | 2.68 |
| 方辉橄辉岩 | 09Y-628.22 | 32.80 | 34.76 | 0.05 | 18.69 | 13.72 | 0.23 | 0.14 | 100.40 | 40.35 | 59.7 | 38.8 | 2.65 |
| | 09Y-633.12 | 33.96 | 31.96 | 0.06 | 19.15 | 13.27 | 0.25 | 0.16 | 98.79 | 40.77 | 59.2 | 41.6 | 3.61 |
| | 09Y-634.10 | 32.62 | 32.22 | 0.08 | 20.67 | 13.43 | 0.21 | 0.08 | 99.29 | 40.75 | 59.3 | 40.4 | 5.30 |
| | 09Y-635.13 | 28.08 | 35.95 | 0.06 | 20.89 | 13.31 | 0.28 | 0.16 | 98.73 | 41.53 | 58.5 | 34.4 | 5.04 |
| | 09Y-636.26 | 34.94 | 32.81 | 0.09 | 17.99 | 14.34 | 0.25 | 0.15 | 100.57 | 37.54 | 62.5 | 41.7 | 3.23 |
| | X85-9.34 | 37.99 | 29.27 | 0.10 | 18.74 | 13.49 | 0.30 | 0.11 | 99.99 | 39.88 | 60.1 | 46.5 | 3.52 |
| | X85-9.40 | 40.15 | 27.84 | 0.05 | 18.40 | 13.50 | 0.28 | 0.06 | 100.27 | 39.67 | 60.3 | 49.2 | 3.27 |
| | X85-12.22 | 33.43 | 34.05 | — | 18.01 | 13.85 | 0.19 | 0.05 | 99.57 | 39.37 | 60.6 | 39.7 | 2.43 |
| X85-17.38 | 33.23 | 34.44 | 0.03 | 16.48 | 14.86 | 0.25 | 0.13 | 99.42 | 35.21 | 64.8 | 39.3 | 2.55 | |
| 二辉橄辉岩 | 09Y-627.13 | 26.46 | 42.20 | 0.05 | 15.61 | 15.46 | 0.18 | 0.18 | 100.14 | 35.08 | 64.9 | 29.6 | 0.84 |
| | 09Y-627.152 | 16.71 | 52.31 | — | 14.25 | 17.53 | 0.14 | 0.26 | 101.20 | 30.27 | 69.7 | 17.6 | 0.77 |
| | X57-6.43 | 25.55 | 41.86 | — | 15.91 | 15.82 | 0.19 | 0.13 | 99.47 | 33.33 | 66.7 | 29.0 | 2.14 |
| | X85-2.3 | 27.61 | 40.59 | 0.05 | 15.21 | 16.03 | 0.20 | 0.15 | 99.84 | 32.44 | 67.6 | 31.3 | 1.77 |
| | X85-3.23 | 31.20 | 37.64 | — | 16.13 | 15.58 | 0.23 | 0.15 | 100.93 | 33.90 | 66.1 | 35.7 | 2.25 |
| | X85-7.10 | 31.83 | 38.33 | 0.06 | 14.59 | 16.03 | 0.17 | 0.08 | 101.09 | 32.66 | 67.3 | 35.8 | 0.87 |
| | X85-8.63 | 30.70 | 36.89 | 0.05 | 16.52 | 14.98 | 0.21 | 0.16 | 99.50 | 35.44 | 64.6 | 35.8 | 2.27 |
| 橄辉单斜辉石岩 | X57-2.1 | 54.73 | 14.41 | 0.08 | 19.79 | 11.17 | 0.26 | 0.01 | 100.45 | 46.70 | 53.3 | 71.8 | 3.18 |
| | X57-5.23 | 48.54 | 18.56 | 0.05 | 24.05 | 9.42 | 0.28 | 0.04 | 100.94 | 55.44 | 44.6 | 63.7 | 4.25 |
| | X57-7.14 | 36.46 | 30.16 | 0.05 | 21.48 | 11.48 | 0.30 | 0.01 | 99.94 | 48.37 | 51.6 | 44.8 | 2.94 |
| | X57-7.15 | 38.57 | 26.09 | 0.06 | 24.70 | 10.01 | 0.26 | 0.03 | 99.72 | 53.88 | 46.1 | 49.8 | 5.07 |

注: Fe²⁺ = 100Fe²⁺/(Mg + Fe²⁺), Mg[#] = 100Mg/(Mg + Fe²⁺), Cr[#] = 100Cr/(Cr + Al), Fe³⁺ = 100Fe³⁺/(Cr + Al + Fe³⁺)

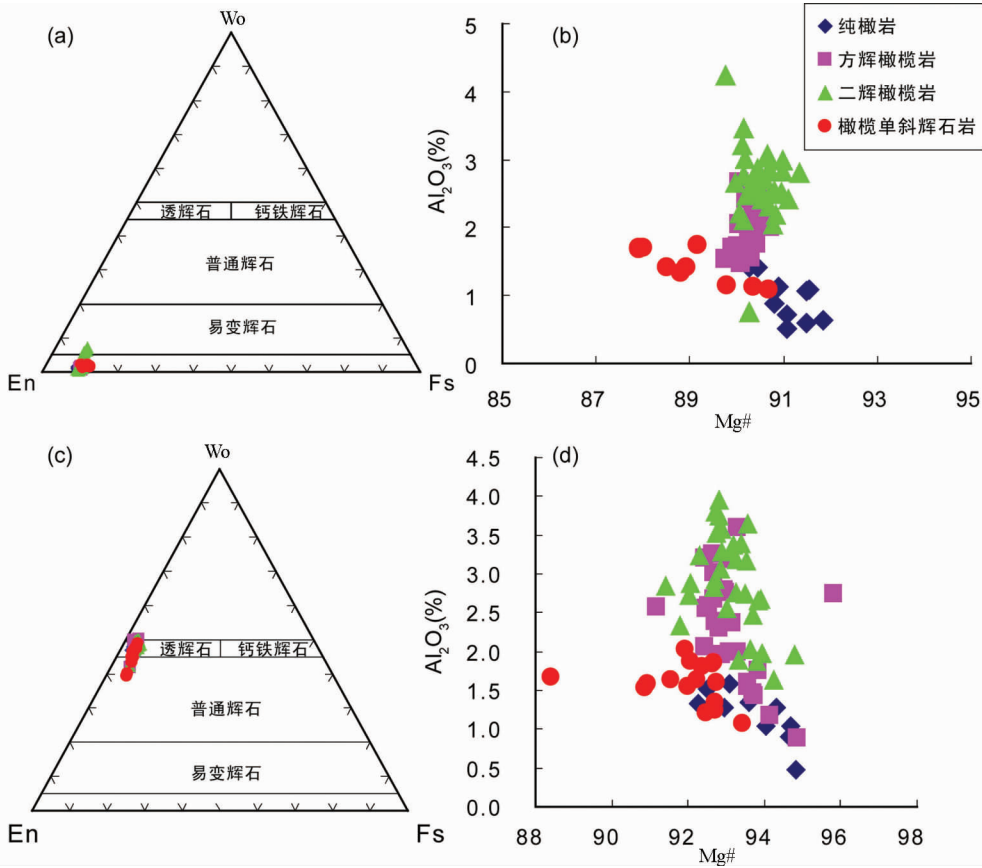


图7 辉石电子探针成分分类图解

(a)-斜方辉石分类 Wo-En-Fs 图解(据 Morimoto,1988);(b)-斜方辉石 $Mg^{\#}$ - Al_2O_3 成分演化图解;(c)-单斜辉石分类的 Wo-En-Fs 图解(据 Morimoto,1988);(d)-单斜辉石 $Mg^{\#}$ - Al_2O_3 成分演化图解

Fig.7 Pyroxene compositions in the different lithologies of the Purang district

(a)-Wo-En-Fs (after Morimoto (1988)); (b)- $Mg^{\#}$ vs. Al_2O_3 ; (c)-Wo-En-Fs (after Morimoto (1988)); (d)- $Mg^{\#}$ vs. Al_2O_3

斜方辉石中的 Al_2O_3 含量可作为部分熔融程度的标志 (Dick,1977),一般认为,蛇绿岩内地幔橄榄岩中的斜方辉石 Al_2O_3 含量越低,其熔融程度越大,低 Al_2O_3 含量和高 $Mg^{\#}$ 特征意味着本区地幔橄榄岩经历了较高级别的部分熔融 (Dick and Bullen,1984)。从图7可以看出,纯橄岩中斜方辉石的 $Mg^{\#}$ 值较方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和橄榄单斜辉石岩的都高,而 Al_2O_3 值最低(平均值只有0.95%),也验证了随部分熔融程度增强 Al_2O_3 含量降低这一观点 (Dick and Natland,1995),这和图5得出纯橄岩的熔融程度最高相一致。

4.3 单斜辉石

单斜辉石在各岩相中含量差异较大,本次共分析了18个样品的83个单斜辉石探针数据,代表性分析结果见表3,成分En含量变化于46.6%~55.1%,主要为顽透辉石和透辉石,个别为普通辉石,整体主要以高钙(19.89%~25.03%)、低铝(0.48%~3.96%)、高 $Mg^{\#}$ (90.88~95.83) 为特征。

从 $Mg^{\#}$ - Al_2O_3 成分演化图解来看(图7),方辉橄榄岩中的 Al_2O_3 和 Cr_2O_3 都与 $Mg^{\#}$ 呈负相关关系,而其它岩相中的单斜辉石成分相对较接近,其 $Mg^{\#}$ 、 NiO 、 Al_2O_3 和 Cr_2O_3 含量有很大的重复性(表3)。

4.4 铬尖晶石

副矿物铬尖晶石分布普遍,在各类地幔岩石中都能见到,但是含量很低,一般小于2%。蛇绿岩中地幔橄榄岩(或阿尔卑斯型橄榄岩)的铬尖晶石成分存在着Cr和Al的广泛互相替换 (Irvine,1967)。 Cr_2O_3 和 Al_2O_3 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。普兰蛇绿岩体21个样品的81个铬尖晶石数据,表4列出了代表性分析数据,结果显示各类型铬尖晶石中 Cr_2O_3 含量为16.71%~54.73%,平均值35.62%, Al_2O_3 含量14.41%~52.31%,平均值31.86%, $Cr^{\#}$ 在17.6~71.8之间。不同岩相中铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 有明显差异,其中纯橄岩中的铬尖晶石 $Cr^{\#}$ 变化在59.6~69,平均值

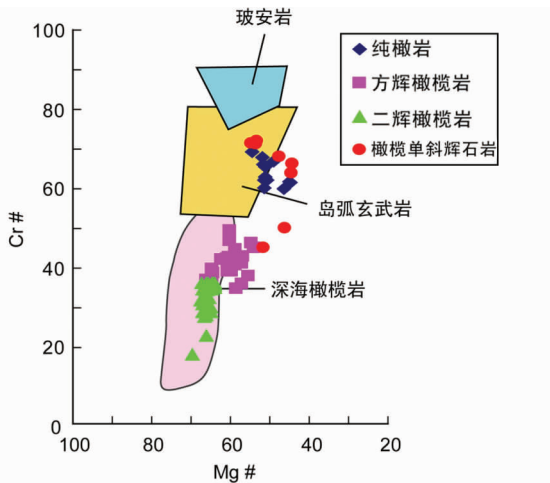


图8 普兰岩体地幔岩类中铬尖晶石的 $Mg^{\#}$ - $Cr^{\#}$ 图解 (据 Irvine, 1967; Cameron *et al.*, 1980)

Fig.8 $Mg^{\#}$ - $Cr^{\#}$ diagram of chrome spinel in the peridotites of the Purang district (after Irvine, 1967; Cameron *et al.*, 1980)

63.6, 为富铬型尖晶石; 方辉橄榄岩中 $Cr^{\#}$ 变化在 34.4 ~ 49.2, 平均值 40.9, 为富铝型尖晶石; 二辉橄榄岩中 $Cr^{\#}$ 变化在 17.6 ~ 35.8, 平均值 31.9, 亦为富铝型尖晶石, 但较前者铝更富; 橄榄单斜辉石岩中 $Cr^{\#}$ 变化范围大, 分为 44.8 ~ 49.9, 63.7 ~ 71.8 两类。

研究表明, 尖晶石的形成受地幔橄榄岩熔融程度、形成压力的控制 (Dick and Bullen, 1984), 利用尖晶石 $Cr^{\#}$ 和橄榄石的 $Mg^{\#}$ 的关系可以推测其寄主岩石部分熔融程度、形成压力及构造环境 (Pearce *et al.*, 2000)。作为副矿物, 铬尖晶石的这种化学组成变化是其寄主岩石-地幔橄榄岩的成因指示标志。从化学成分和 $Cr^{\#}$ - $Mg^{\#}$ 图解 (图 8) 中可见, $Cr^{\#}$ 与 $Mg^{\#}$ 呈负相关关系, 具有与世界上大多数阿尔卑斯型超镁铁岩共有的特征, 即 $Cr^{\#}$ 值随着 $Mg^{\#}$ 值的升高而降低 (Leblance, 1980), 其中方辉橄榄岩、二辉橄榄岩的形成环境与深海橄榄岩相似, 而纯橄岩形成环境与岛弧玄武岩环境较接近。从铬尖晶石成分来看, 铬尖晶石其 $Cr^{\#}$ 值随着寄主岩石呈现二辉橄榄岩→方辉橄榄岩→纯橄岩方向演化逐渐增加的趋势。

5 蛇绿岩的岩石化学特征

5.1 主量元素

此次全岩化学分析包括: 3 件纯橄岩、14 件方辉橄榄岩、6 件二辉橄榄岩以及 5 件橄榄单斜辉石岩, 其代表性样品成分见表 5。由于部分样品遭受了不同程度的蛇纹石化, 烧失量最高达 6%, 所以, 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之后再行归一化, 下面的讨论均按照归一化后的“干”成分进行。

反映地幔橄榄岩成分变化最方便的表达方法是将各个元素分别对 MgO 进行投影, 此处 MgO 被作为“亏损指标”

(Frey *et al.*, 1985), 其值随岩石中橄榄石含量的增高而增高, 因而岩石变得更为亏损。

将普兰地幔橄榄岩的主量元素含量对 MgO 含量进行投影, 并与原始地幔 (McDonough and Sun, 1995) 进行比较 (图 9)。结果表明:

(1) 普兰地幔橄榄岩中的易熔元素 CaO 、 TiO_2 、 Al_2O_3 的含量均远远低于原始地幔的含量 (图 9a-c), 说明岩石亏损。最近, Aldanmaz *et al.* (2009) 在土耳其西南部橄榄岩的研究中报道, 随着 MgO 含量增加, TiO_2 含量将呈现下降的趋势, 普兰岩体的橄榄岩大致也出现这种现象 (图 9b)。

(2) 除橄榄单斜辉石岩外, 普兰地幔橄榄岩中的 MgO 含量明显高于原始地幔 (图 9), 说明岩石中的橄榄石含量高于原始地幔。

(3) 除橄榄单斜辉石岩外, 普兰岩体橄榄岩的大多数元素与 MgO 含量之间表现出较好的相关性, CaO 、 Al_2O_3 、 FeO^T 、 SiO_2 、 MnO 等不相容元素与 MgO 含量之间为负相关 (图 9), 反映了岩石部分熔融程度的不同 (Frey *et al.*, 1985; 路凤香, 1988; Parkinson and Pearce, 1998)。

普兰地幔橄榄岩中 TiO_2 都小于 0.1% (见表 5、图 9)。这一特征与阿尔卑斯地区的蛇绿岩相似 (Melcher *et al.*, 2002)。地幔橄榄岩中 MgO 含量高低是地幔亏损程度或部分熔融程度的标志, MgO 含量越高, CaO 、 Al_2O_3 、 SiO_2 等易熔组分含量越低, 说明其局部熔融程度越高 (Coleman, 1977; Nicolas and Prinzhofer, 1983; Hartmann and Wedepohl, 1993)。从岩石学意义上讲, 在上地幔熔出玄武岩浆过程中, CaO 、 Al_2O_3 、 SiO_2 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。从普兰岩体的地幔橄榄岩 MgO 含量看, 虽然各岩性的熔融程度略有差异, 但大大高于原始地幔, 说明普兰岩体出露的蛇绿岩带具有较高的地幔亏损程度或部分熔融程度, 这和班公湖、狮泉河以及雅鲁藏布江西段蛇绿岩的特征非常一致 (邱瑞照等, 2005)。

5.2 稀土元素

在本次分析的 28 个样品中 REE 丰度都很低, 除样品 X85-2 的 REE 总含量为 8.457×10^{-6} , $LREE/HREE = 21.6$, $(La/Yb)_N$ 为 20.6, $(La/Sm)_N$ 为 13.3, 其余样品的 ΣREE 为 $0.552 \times 10^{-6} \sim 3.526 \times 10^{-6}$, $LREE/HREE = 1.56 \sim 7.20$, $(La/Yb)_N$ 为 0.594 ~ 5.14, $(La/Sm)_N$ 为 2.46 ~ 7.52。虽然 REE 含量有一定变化, 但分布模式却极为一致, 地幔橄榄岩原始地幔 (McDonough and Sun, 1995) 标准化的稀土元素配分模式为“V”或“U”型 (图 10a), $LREE$ 均富集型, 富集程度稍有差异, $\delta Eu = 0.56 \sim 1.4$, Eu 从亏损到富集均有, 但都不强烈, 说明后期改造影响不强。橄榄岩 REE 丰度变化规律的总体趋势是: 二辉橄榄岩丰度较高, 次为方辉橄榄岩, 纯橄岩往往最低 (图 10a), 表明其熔融程度依次为由低到高的变化; REE 丰度变化较宽, 可能反映橄榄岩的熔融程度和亏损

表5 普兰蛇绿岩地幔橄榄岩中岩石全岩化学分析数据(主量元素:wt%; 稀土和微量元素: $\times 10^{-6}$)Table 5 Chemical composition of the mantle peridotites from the Purang ophiolite (Major elements; wt%; Trace elements; $\times 10^{-6}$)

| 岩性 样品号 | 纯橄岩 | | | 方辉橄榄岩 | | | | | 二辉橄榄岩 | | | 橄榄单斜辉石岩 | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|
| | X91-8 | X91-9 | X85-1 | 09Y-629 | 09Y-634 | X85-5 | X89-1 | X91-2 | X85-3 | X85-6 | X85-7 | X57-5 | X57-7-1 | X57-7 |
| SiO ₂ | 43.7 | 42.68 | 41.24 | 43.8 | 44.76 | 42.95 | 42.99 | 42.86 | 43.71 | 43.68 | 43.32 | 53.58 | 52.85 | 53.38 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.02 | <0.01 | 0.03 | 0.03 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.05 | 0.02 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 0.48 | 0.77 | 0.48 | 0.87 | 1.12 | 0.82 | 0.87 | 0.88 | 1.39 | 1.22 | 1.24 | 1.39 | 1.74 | 1.69 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.41 | 0.38 | 0.31 | 0.42 | 0.49 | 0.4 | 0.36 | 0.37 | 0.47 | 0.4 | 0.46 | 0.64 | 0.67 | 0.69 |
| FeO ^T | 8.72 | 8.56 | 8.73 | 8.79 | 9.16 | 8.78 | 8.95 | 8.75 | 8.64 | 8.55 | 8.46 | 4.39 | 4.43 | 4.68 |
| MnO | 0.13 | 0.12 | 0.12 | 0.15 | 0.16 | 0.13 | 0.13 | 0.13 | 0.13 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.11 | 0.12 |
| MgO | 44.64 | 43.08 | 41.64 | 42.45 | 42.51 | 42.75 | 42.68 | 43.14 | 41.57 | 40.96 | 40.65 | 22.1 | 21.83 | 23.03 |
| CaO | 0.45 | 0.92 | 0.45 | 3.39 | 1.65 | 1.12 | 1.08 | 1.1 | 2.15 | 1.41 | 1.49 | 17.76 | 16.21 | 15.52 |
| Na ₂ O | <0.01 | <0.01 | 0.01 | 0.44 | 0.57 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.47 | 0.03 | 0.02 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.02 | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| 烧失量 | 0.89 | 1.8 | 6 | — | — | 2.47 | 2.5 | 1.89 | 1.15 | 3.64 | 3.25 | — | 0.45 | 0.25 |
| 总量 | 98.57 | 96.55 | 93 | 100.42 | 100.5 | 96.98 | 97.09 | 97.26 | 98.09 | 96.38 | 95.78 | 100.57 | 97.92 | 99.16 |
| La | 0.07 | 0.10 | 0.21 | 0.67 | 0.35 | 0.16 | 0.08 | 0.10 | 0.10 | 0.27 | 0.13 | 0.26 | 0.25 | 0.31 |
| Ce | 0.29 | 0.44 | 0.57 | 1.65 | 0.94 | 0.50 | 0.33 | 0.36 | 0.31 | 0.66 | 0.40 | 0.72 | 0.60 | 0.72 |
| Pr | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.14 | 0.08 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.07 |
| Nd | 0.06 | 0.06 | 0.18 | 0.51 | 0.29 | 0.13 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.25 | 0.10 | 0.19 | 0.20 | 0.24 |
| Sm | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.10 | 0.06 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.02 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| Eu | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Gd | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.10 | 0.07 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.02 | 0.08 | 0.08 | 0.08 |
| Tb | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Dy | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.10 | 0.10 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.06 | 0.09 | 0.05 | 0.17 | 0.19 | 0.19 |
| Ho | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.05 | 0.05 |
| Er | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.07 | 0.08 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.07 | 0.08 | 0.06 | 0.14 | 0.16 | 0.15 |
| Tm | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| Yb | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.09 | 0.11 | 0.08 | 0.06 | 0.07 | 0.10 | 0.11 | 0.08 | 0.17 | 0.19 | 0.18 |
| Lu | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.03 |
| ΣREE | 0.55 | 0.76 | 1.23 | 3.53 | 2.17 | 1.13 | 0.70 | 0.75 | 0.81 | 1.71 | 0.97 | 1.97 | 1.93 | 2.13 |
| LREE | 0.45 | 0.62 | 1.06 | 3.10 | 1.74 | 0.86 | 0.51 | 0.56 | 0.50 | 1.31 | 0.70 | 1.28 | 1.18 | 1.40 |
| HREE | 0.10 | 0.14 | 0.17 | 0.43 | 0.43 | 0.27 | 0.19 | 0.19 | 0.31 | 0.40 | 0.27 | 0.69 | 0.75 | 0.73 |
| LREE/HREE | 4.63 | 4.45 | 6.31 | 7.20 | 4.02 | 3.21 | 2.72 | 2.90 | 1.63 | 3.32 | 2.58 | 1.86 | 1.56 | 1.92 |
| (La/Yb) _N | 1.63 | 1.39 | 3.55 | 5.14 | 2.21 | 1.34 | 0.92 | 1.02 | 0.66 | 1.74 | 1.13 | 1.02 | 0.92 | 1.14 |
| (La/Sm) _N | 4.10 | 6.01 | 4.06 | 4.43 | 3.89 | 3.60 | 4.05 | 4.67 | 4.67 | 3.43 | 4.20 | 3.53 | 3.10 | 3.62 |
| Rb | 0.35 | 0.29 | 0.53 | 1.75 | 1.59 | 0.95 | 0.90 | 0.50 | 0.33 | 2.01 | 0.55 | 0.72 | 0.51 | 0.61 |
| Ba | 9.30 | 9.29 | 8.46 | 36.6 | 17.5 | 10.6 | 12.2 | 15.5 | 8.92 | 12.7 | 10.3 | 15.0 | 14.0 | 15.8 |
| Th | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.26 | 0.11 | 0.11 | 0.10 | 0.10 | 0.05 | 0.75 | 0.11 | 0.06 | 0.04 | 0.06 |
| U | 0.08 | 0.03 | 0.03 | 0.15 | 0.15 | 0.07 | 0.10 | 0.10 | 0.04 | 0.10 | 0.03 | 0.07 | 0.07 | 0.10 |
| Nb | 0.22 | 0.15 | 0.39 | 0.74 | 0.77 | 0.25 | 0.30 | 0.30 | 0.21 | 1.27 | 0.51 | 0.50 | 0.46 | 0.45 |
| Ta | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.13 | 0.15 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.18 | 0.05 | 0.05 | 0.07 | 0.06 |
| Pb | 3.00 | 2.90 | 3.50 | 5.50 | 4.30 | 2.90 | 2.50 | 2.50 | 3.40 | 1.40 | 1.70 | 3.10 | 1.60 | 3.70 |
| Sr | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 6.00 | 3.00 | 3.00 | 2.00 | 2.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 2.00 | 4.00 | 4.00 |
| Zr | 34.0 | 34.0 | 34.0 | 36.0 | 36.0 | 35.0 | 35.0 | 34.0 | 35.0 | 35.0 | 34.0 | 39.0 | 39.0 | 38.0 |
| Hf | 2.70 | 2.90 | 2.90 | 2.30 | 3.20 | 3.90 | 2.30 | 2.70 | 1.90 | 1.50 | 3.30 | 1.10 | 0.60 | 1.30 |
| Y | 0.12 | 0.17 | 0.19 | 0.52 | 0.53 | 0.35 | 0.20 | 0.20 | 0.41 | 0.63 | 0.38 | 0.96 | 1.04 | 1.00 |

程度具有明显的差异(王希斌等,1996)。橄榄单斜辉石岩和地幔橄榄岩一样,具有相似的稀土元素配分模式和微量分布特征,表现为 LREE 相对富集, Eu 亏损不明显。

普兰岩体地幔橄榄岩的稀土元素配分模式与阿尔卑斯橄榄岩的稀土配分模式明显不同,后者为轻稀土亏损型(Dymek *et al.*, 1988)。本岩体的稀土配分模式为“V”或“U”型,其中稀土强烈亏损,且稀土元素总量低。结合主量

元素 MgO 含量高,可以推测普兰岩体地幔橄榄岩先经历了较强的部分熔融,后经历了俯冲消减过程中的流体交代(邱瑞照等,2005)。

5.3 微量元素

蛇纹石化作用通常会影响到微量元素 Rb、Sr、Ba 和 U 含量的变化,而 Nb、Ta、Th、Hf 的低含量会影响分析的精度(杨经

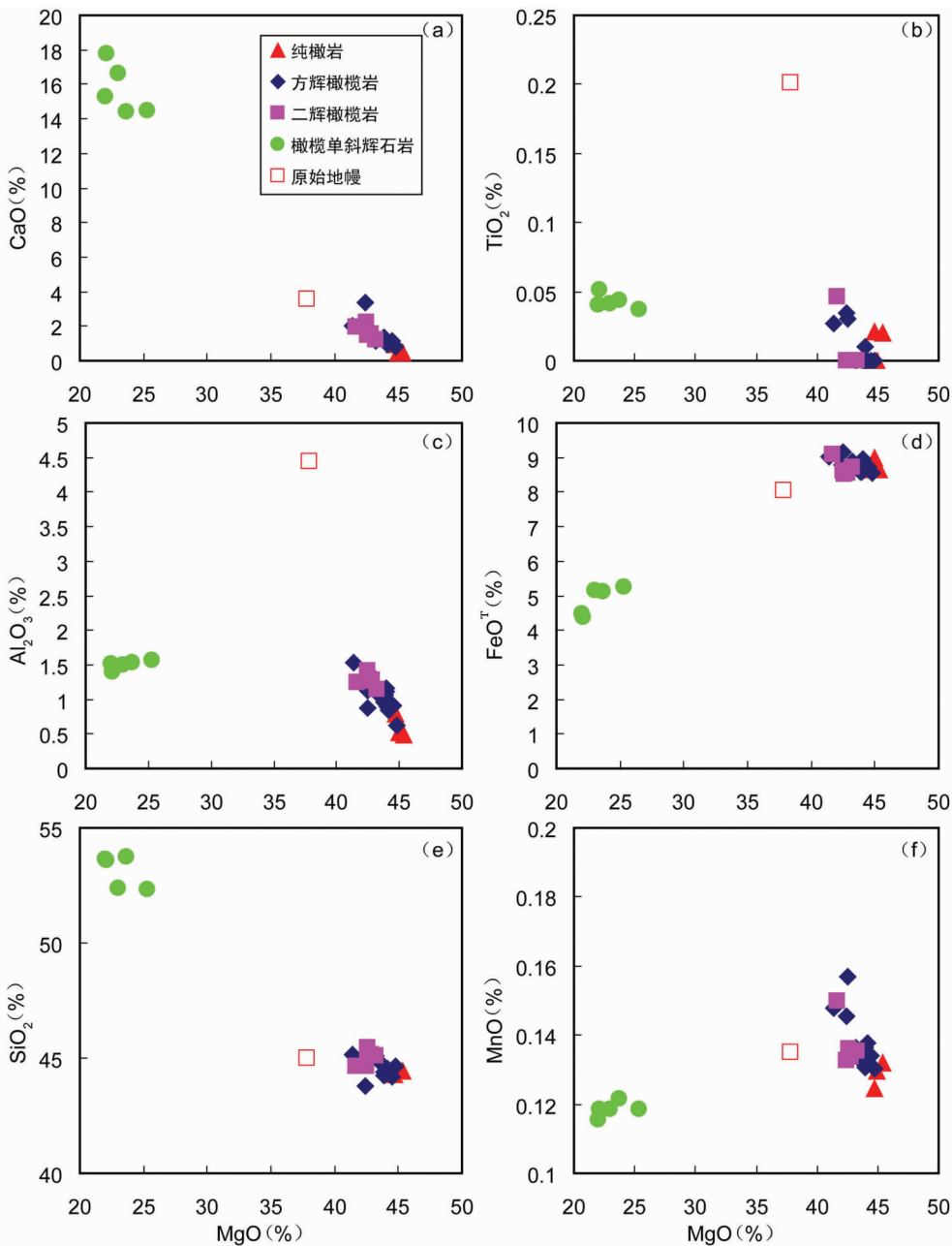


图9 普兰地幔橄榄岩主量元素对 MgO 图解(原始地幔值据 McDonough and Sun, 1995)

Fig.9 Variation diagrams of oxides vs. MgO of the mantle peridotites of the Purang district (primitive mantle values after McDonough and Sun, 1995)

绥等, 2008), 因此, 这里选择含量相对较高的微量元素 Cr、Ni、V、Co、Zr 和 Y 进行讨论。在 MgO 与它们的丰度变异图上(图 11), 可以看出它们的含量与 MgO 含量之间有一定的相关性, Cr、Ni 和 Co 与 MgO 的正相关及 V 与 MgO 的负相关, 说明与岩石中尖晶石及橄榄石含量的变化有关(Dick and Bullen, 1984)。Zr、Y 不仅仅含量低, 并且十分集中(表 5), 反映了经部分熔融后残余地幔岩石的不相容元素变化程度小。

除橄橄单斜辉石岩外, 其余地幔橄榄岩的相容元素如 Cr、Ni 含量普遍高, 分别为 $2580 \times 10^{-6} \sim 3596 \times 10^{-6}$ 和 $2152.5 \times 10^{-6} \sim 2458 \times 10^{-6}$ (表 5、图 11a, b), 说明这些元素不受蛇纹石化的影响; 大离子亲石元素 Rb ($0.253 \times 10^{-6} \sim 2.007 \times 10^{-6}$) 含量较低(表 5), 与世界典型蛇绿岩相似, 反映了地幔残留岩石的特征。

在地幔橄榄岩微量元素原始地幔标准化图中(图 10b), 总体显示一个左高右低的斜坡特征。其中大离子亲石元素

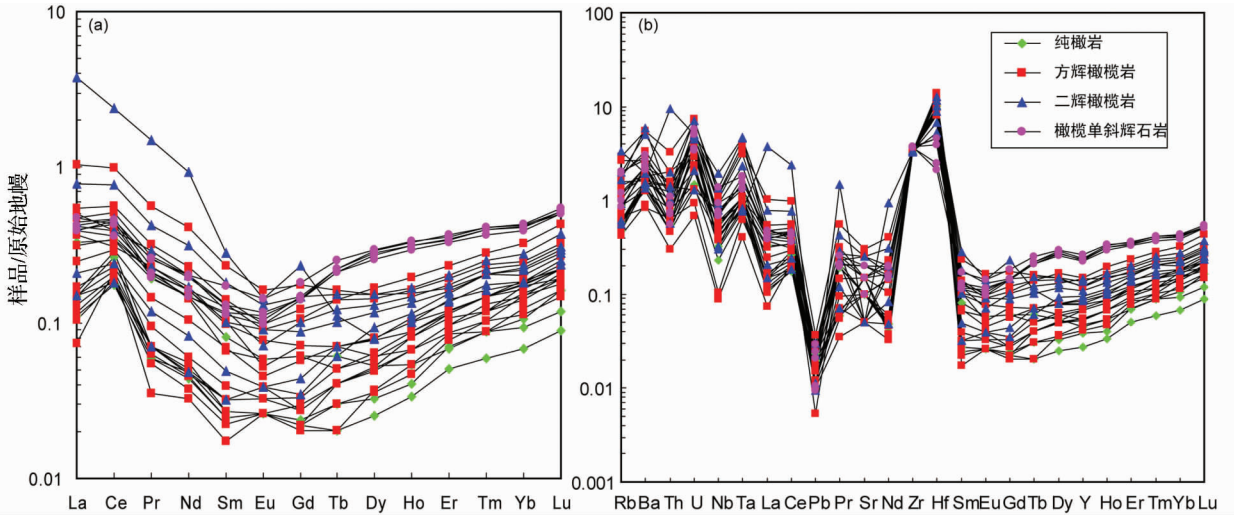


图 10 普兰地幔橄榄岩稀土元素配分图(a)和微量元素蛛网图(b) (原始地幔值据 McDonough and Sun, 1995)

Fig. 10 Primitive mantle-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element patterns of the Purang peridotites (b) (normalizing values after McDonough and Sun, 1995)

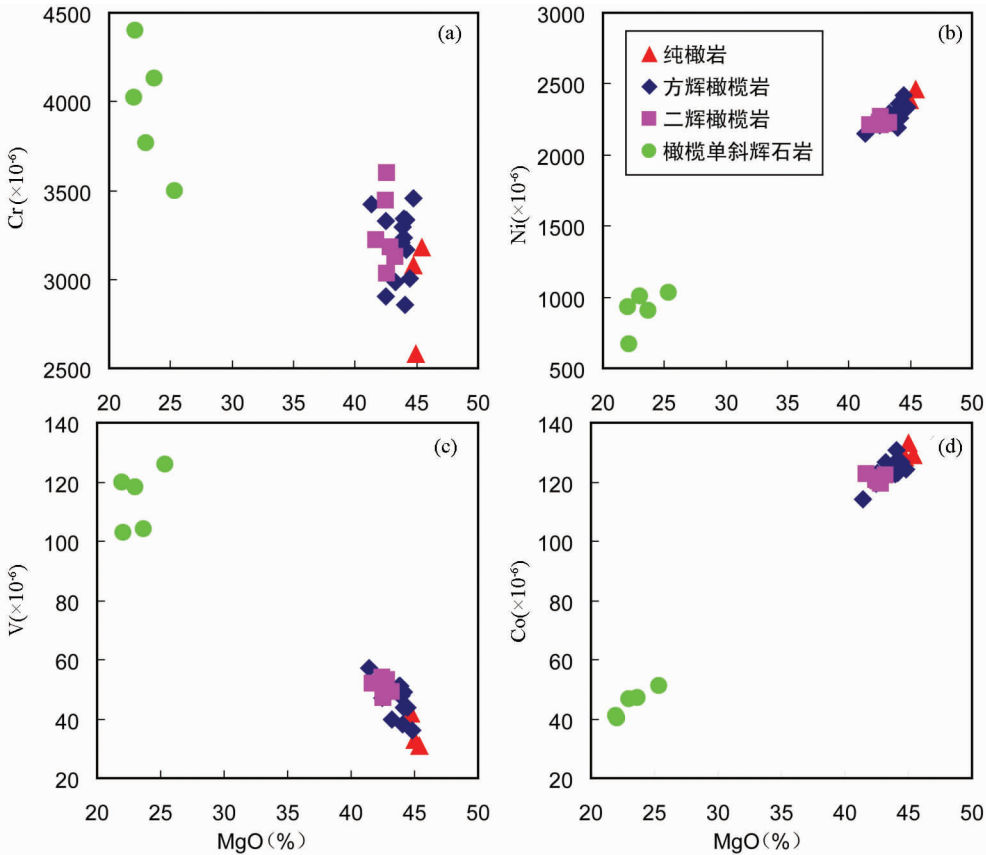


图 11 普兰地幔橄榄岩微量元素特征

Fig. 11 MgO vs. Cr, Ni, V and Co diagrams of the Purang peridotites

(LILE)富集,指示俯冲带壳源的流体作用;此外,半数高场强元素亏损,如 Nb、La、Nd。而半数相对富集,如 Ta、Ce、Zr、Hf,

且 Zr、Hf 强烈富集,如此显著的差异性表明既具有亏损地幔源区的特征,也有不同程度的俯冲带流体的交代特征。

6 讨论

6.1 岩石成因

普兰地幔橄辉岩中易熔元素远低于原始地幔的含量,而 MgO 含量高于原始地幔,表明该地幔橄辉岩为一套高亏损的原始地幔熔融残留。从稀土元素配分模式来看,普兰地幔橄辉岩中各岩相的配分模式基本相似,均为“V”或“U”型, LREE 相对富集, Eu 亏损不明显,微量元素中 Cr、Ni 含量较高,与 Oman 蛇绿岩的地幔橄辉岩相似(Godard *et al.*, 2000)。大离子亲石元素含量较低,而 Ta、Ce、Zr、Hf,且 Zr、Hf 强烈富集,部分样品高场强元素亏损,而半数相对富集,如此显著的差异性表明普兰地幔橄辉岩既具有亏损地幔源区的特征,也有不同程度的俯冲带流体的交代特征。此外在稀土元素配分模式及微量元素蛛网图上,橄辉单斜辉石岩的分布规律与地幔橄辉岩一致,说明它们有相同的亏损残留地幔源区。

尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值是地幔橄辉岩部分熔融程度的良好指标(Arai, 1994; Dick and Bullen, 1984), 经过较高程度部分熔融和萃取过的橄辉岩中的尖晶石具有较高的 $Cr^{\#}$ 值,例如强烈亏损的橄辉岩中的尖晶石具有相对较高的 $Cr^{\#}$ 值;此外,尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值还可用于橄辉岩形成构造背景的判别(Arai, 1994; Parkinson and Pearce, 1998), 例如深海橄辉岩中尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值一般小于 0.6, 可以解释为部分熔融和萃取 MORB 岩浆后的地幔残余(Kelemen *et al.*, 1995)。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辉岩和二辉橄辉岩熔融程度更高的地幔残余。普兰岩体橄辉岩的铬尖晶石 $Cr^{\#}$ 与 $Mg^{\#}$ 呈负相关关系,具有与世界上大多数阿尔卑斯型超镁铁质岩共有的特征,即 $Cr^{\#}$ 值随着 $Mg^{\#}$ 值的升高而降低(Leblance, 1980)。普兰地幔橄辉岩中铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值随着寄主岩石呈现二辉橄辉岩→方辉橄辉岩→纯橄岩方向演化逐渐增加的趋势。其中方辉橄辉岩、二辉橄辉岩的形成环境与深海橄辉岩相似,而纯橄岩的形成环境与岛弧玄武岩环境较接近。

综合普兰蛇绿岩各岩相带内的矿物组合和结构特征,可以把矿物大致划分为两个世代,早世代矿物组合的特征是粗粒橄辉石+斜方辉石组合,主要特征是粗粒橄辉石发育波状消光,扭折带,或者常以浑圆形态包裹于晚世代的矿物中,斜方辉石常呈现单斜辉石出溶、解理弯曲等特征,显示粒状镶嵌结构和熔融残余结构,地幔橄辉岩这些结构表明早期矿物组合为地幔的残余,并且经历了后期构造叠加。晚世代矿物组合主要是橄辉石+斜方辉石+单斜辉石+尖晶石组合为特征,矿物粒度相对较小,橄辉石和斜方辉石均不出现波状消光和扭折带,斜方辉石与尖晶石常呈蠕虫状交生的后成合晶结构,橄辉石和单斜辉石都出现重结晶三连点结构,系地幔橄辉岩部分熔融后再平衡结晶的产物。矿物结构特征显示普兰蛇绿岩的形成成为两个阶段的演化过程,结合西藏雅鲁藏布江缝合带形成的构造过程,普兰蛇绿岩主体形成于

MOR 环境,但在构造就位过程中可能受到了 SSZ 环境的改造。

6.2 构造意义

蛇绿岩是一种可以与现代大洋岩石圈对比的镁铁超镁铁质岩石组合,是古大洋岩石圈在造山带中的残留,并被广泛应用于全球板块构造系统的研究(Gass, 1968; Dewey and Bird, 1971; Coleman and Keith, 1971; Moores and Vine, 1971; Moores and Jackson, 1974; Kidd, 1977)。随着蛇绿岩研究程度的不断深入及其与深海钻探计划(DSDP)和大洋钻探计划(ODP)研究成果的对比,有观点认为只有少数蛇绿岩是大洋扩张脊(MOR)的产物,而多数蛇绿岩代表板块俯冲消减带上(SSZ)的岛弧和弧后盆地、大陆边缘盆地等小洋盆,于是 Pearce 等(1984)将蛇绿岩分为 MOR 型和 SSZ 型。其中,地幔橄辉岩是一个重要的判别标志, MOR 型蛇绿岩中的地幔橄辉岩主要包括方辉橄辉岩和二辉橄辉岩两类,如岛湾蛇绿岩的地幔岩石从顶部方辉橄辉岩变化到底部二辉橄辉岩,两者之间的比例是变化的(Pearce *et al.*, 1984), 副矿物尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值低于 0.6(Dick and Bullen, 1984); SSZ 型蛇绿岩中的地幔橄辉岩以方辉橄辉岩为主,含有不规则纯橄辉岩透镜体和二辉橄辉岩与辉石岩囊块,副矿物尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值较高(常大于 0.6)(Arai, 1994)。

在造山带中出露的蛇绿岩并不是如上述的 MOR 型和 SSZ 型那么简单,往往很复杂,并非具单一的某种形式(Dick and Bullen, 1984; 王希斌等, 1995, 1996)。目前,有关雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩形成的构造环境还存在明显分歧,以往多根据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(MOR)的洋壳碎片(Nicolas *et al.*, 1981; 常承法, 1984; Girardeau *et al.*, 1985; Girardeau and Mercier, 1988; Pearce and Deng, 1988; Miller *et al.*, 2003), 而有的学者通过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(Zhou *et al.*, 1996; Hébert *et al.*, 2000, 2001, 2003; McDermid *et al.*, 2002; Dubois-Côté *et al.*, 2003; 韦栋梁等, 2004; 邱瑞照等, 2005; 钟立峰等, 2006), 但不少学者已认识到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(如张旗和周国庆, 2001; Dubois-Côté *et al.*, 2005)。也有学者证明同一蛇绿岩可以存在俯冲带上和深海橄辉岩特征,反映蛇绿岩在不同构造环境下经历多期演化(Batanova and Sobolev, 2000; Choi *et al.*, 2008)。

普兰岩体地幔橄辉岩中尖晶石 $Cr^{\#}$ 值变化表明其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 性质的低熔橄辉岩(尖晶石 $Cr^{\#}$ 小于 0.6), 样品具有弧前地幔橄辉岩的特征(Parkinson and Pearce, 1998), 推测普兰岩体一带曾发生洋内俯冲作用,使早先形成的 MORB 型低熔橄辉岩进入岛弧环境,由于流体的作用,处于岛弧之下的地幔楔可以发生较高级度的熔融,从而形成含高 $Cr^{\#}$ 尖晶石的 SSZ 橄辉岩。普兰蛇绿岩经历了多期

演化, 早先形成的洋中脊被随后的俯冲带上环境改造, 这也得到 Liu *et al.* (2010) 利用地幔橄榄岩的矿物显微结构和地球化学数据提供的证据支持, 即极富钙的长石指示的高 Ca/Na 比值交代流体, 尖晶石和角闪石低 Ti 指示的富水熔体的极端 Ti 亏损, 显示交代熔体的难熔地幔来源, 斜方辉石的微量元素数据显示交代熔体轻稀土富集, 也就是说熔体特征与岛弧岩浆类似。

7 结论

(1) 西藏雅鲁藏布江缝合带西段普兰蛇绿岩的地幔橄榄岩以含方辉橄榄岩为主体, 并有少量的二辉橄榄岩, 两者呈渐变过渡关系, 而纯橄岩、橄榄单斜辉石岩等多呈团块状分布在二辉橄榄岩或方辉橄榄岩中。根据地幔橄榄岩的结构构造, 识别出两种不同类型的地幔橄榄岩的矿物组合, 早世代矿物组合的特征是粗粒橄榄石 + 斜方辉石组合为地幔残余, 并且经历了后期构造叠加。晚世代矿物组合主要是橄榄石 + 斜方辉石 + 单斜辉石 + 尖晶石组合为特征, 系地幔橄榄岩部分熔融后再平衡结晶的产物。矿物组合和结构特征显示普兰蛇绿岩的形成成为两个阶段的演化过程, 其主体形成于 MOR 环境, 在就位过程中受到了 SSZ 环境的改造。

(2) 矿物化学成分研究表明从纯橄岩、方辉橄榄岩到二辉橄榄岩, 橄榄石的 Fo 值和 Cr₂O₃ 呈单纯的下降, 斜方辉石的 Mg[#] 和 Al₂O₃ 也表现出相同的规律, 表明各类岩石形成时其源区的部分熔融程度不同, 其中纯橄岩最高, 而二辉橄榄岩最低。从铬尖晶石成分来看, 铬尖晶石其 Cr[#] 值随着寄主岩石呈现二辉橄榄岩(方辉橄榄岩(纯橄岩方向演化逐渐增加的趋势, 其中方辉橄榄岩、二辉橄榄岩的形成环境与深海橄榄岩相似, 而纯橄岩的形成环境与岛弧玄武岩环境较接近。

(3) 普兰地幔橄榄岩及橄榄单斜辉石岩都具有相似的稀土元素配分模式和微量分布特征, 表现为 LREE 相对富集, Eu 亏损不明显, 微量元素中大离子亲石元素含量较低, 部分样品高场强元素亏损, 而半数却相对富集, 显示地幔橄榄岩具有亏损地幔源区的征, 同时也具有俯冲带流体的交代特征, 暗示普兰岩体经历了 MOR 和 SSZ 两种构造环境。雅鲁藏布江缝合带东段的罗布莎蛇绿岩中也有相似的特征 (Malpas *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2011), 表明两个阶段的演化是该缝合带中蛇绿岩的普遍特征。

致谢 中国地质科学院地质研究所孟繁聪研究员审阅了本文, 并对本文提出了指导性的修改意见, 在此致以诚挚的谢意!

References

Aldanmaz E, Schmidt MW, Gourgaud A and Meisel T. 2009. Mid-ocean

- ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel-peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes. *Lithos*, 113: 691 – 708
- Aitchison JC, Ba DZ, Davis AM, Liu J, Luo H, Malpas J, McDermid I, Wu H, Zibrev S and Zhou MF. 2000. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet). *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 231 – 244
- Arai S. 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, 113: 191 – 204
- Bao PS, Wang XB, Peng GY and Chen FY. 1999. Chromite Deposit in China. Beijing: Science Press, 108 – 135 (in Chinese with English abstract)
- Batanova VG and Sobolev AV. 2000. Compositional heterogeneity in subduction-related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus. *Geology*, 28: 55 – 58
- Cameron WE, Nisbet EG and Dietrich VJ. 1980. Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean floor basalts: In: Panayiotou A (ed.). *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979*. The Geological Survey of Cyprus, Nicosia, 182 – 193
- Chang CF. 1984. The tectonic features and evolution of the Yarlungzangbo suture zone. In: *Sino-France Cooperative Investigation in Himalaya*. Beijing: Geological Publishing House, 327 – 340 (in Chinese)
- Choi SH, Shervais JW and Mukasa SB. 2008. Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 551 – 576
- Coleman RG and Keith TE. 1971. A chemical study of serpentinization-Burro Mountain, California. *Journal of Petrology*, 12: 311 – 328
- Coleman RG. 1977. *Ophiolites*. Berlin, Heidelberg, New York, Evans: Springer-Verlag
- Dewey JF and Bird J. 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76: 3179 – 3206
- Dick HJB. 1977. Partial melting in the Josephine Peridotite-1, the effect of mineral composition and its consequence from geobarometry and geothermometry. *American Journal of Science*, 227: 801 – 832
- Dick HJB and Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 54 – 76
- Dick HJB and Natland JH. 1995. Late stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. In: Mevel C, Gillis KM, Allan JF and Meyer PS (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 147: 103 – 134
- Dubois-Côté V, Hébert R, Wang CS, Li YL and Dostal J. 2003. Petrology and geochemistry of Yarlung Zangbo Suture Zone (YZSZ) ophiolites, Tibet: Geodynamic implications. *GAC-MAC-SEG Joint Annual Meeting Abstracts (Vancouver)*, 28: 188
- Dubois-Côté V, Hébert R, Dupuis C, Wang CS, Li YL and Dostal J. 2005. Petrological and geochemical evidence for the origin of the Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet. *Chemical Geology*, 214: 265 – 286
- Dymek RF, Brothers SC and Schiffries CM. 1988. Petrogenesis of ultramafic metamorphic rocks from the 3800Ma Isua Supracrustal Belt, west Greenland. *Journal of Petrology*, 29: 1353 – 1397
- Frey FA, Suen CJ and Stockman HW. 1985. The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2469 – 2491
- Gansser A. 1983. Suture zone of Indian-circling. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences (Trans.). *Geology of Tethys Structural Belt*. Beijing: Geological Publishing House, 58 – 67 (in Chinese)
- Gass IG. 1968. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic oceanic floor? *Nature*, 220: 39 – 42
- Girardeau J, Mercier JC and Wang XB. 1985. Petrology of the mafic

- rocks of the Xigaze ophiolite, Tibet: Implications for the genesis of the oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90: 309–321
- Girardeau J and Mercier JC. 1988. Petrology and texture of the ultramafic rocks of the Xigaze ophiolite (Tibet): Constraints for mantle structure beneath slow-spreading ridges. *Tectonophysics*, 147: 33–58
- Godard M, Jousset D and Bodinier JL. 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a pale-spreading centre: A study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 180: 133–148
- Guo TY, Liang DY, Zhang YZ *et al.* 1991. *Geology of Ngari, Tibet (Xizang)*. Wuhan: The China University of Geosciences Press, 1–464 (in Chinese with English abstract)
- Hanson GN and Langmuri CH. 1978. Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 42: 725–741
- Hartmann G and Wedepohl KH. 1993. The composition of peridotite tectonics from the Ivrea complex, northern Italy, residues from melt extraction. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 57: 1761–1782
- Hébert R, Varfalvy V, Huot F, Wang CS and Liu ZF. 2000. Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet revisited. In: 15th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop Abstracts. *Earth Science Frontiers*, 7: 124–126
- Hébert R, Wang CS, Varfalvy V, Huot F, Beaudoin G. and Dostal J. 2001. Yarlung Zangbo Suture ophiolites and their supra-subduction zone setting. In: 16th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop Abstracts. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19: 27–28
- Hébert R, Huot F, Wang CS and Liu ZF. 2003. Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet revisited: Geodynamic implications from the mineral record. In: Dilek Y and Robinson PT (eds.). *Ophiolites in Earth History*. Geological Society of London Special Publications, 218: 165–190
- Huang GC, Mo XX, Xu DM, Lei YJ and Li LJ. 2006. Origination and evolution of Daba-Xiugugabu ophiolite belt in the southwestern Tibet. *Geology and Mineral Resources of South China*, 3: 1–9 (in Chinese with English abstract)
- Irvine TN. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4: 71–97
- Kelemen PB, Shimizu N and Salters VJM. 1995. Extraction of mid-ocean ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375: 747–753
- Kidd RGW. 1977. A model for the process of formation of the upper oceanic crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 50: 149–183
- Leblanc M. 1980. Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point; SEM investigations. *Mineralium Deposita*, 15(2): 201–210
- Li JF, Xia B, Liu LW, Xu LF, He GS, Wang H, Zhang YQ and Yang ZQ. 2008. SHRIMP U-Pb zircon dating of diabase in the La'nga Co ophiolite, Burang, Tibet, China, and its geological significance. *Geological Bulletin of China*, 27(10): 1739–1743 (in Chinese with English abstract)
- Liu CZ, Wu FY, Wilde SA, Yu LJ and Li JL. 2010. Anorthitic plagioclase and pargasitic amphibole in mantle peridotites from the Yungbwa ophiolite (southwestern Tibetan Plateau) formed by hydrous melt metasomatism. *Lithos*, 114: 413–422
- Lu FX. 1988. *Pyrolyte Petrology*. Wuhan: The China University of Geosciences Press, 114–115 (in Chinese with English abstract)
- Malpas J, Zhou MF, Robinson PT and Reynolds P. 2003. Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the Yarlung-Zangbo ophiolites, Southern Tibet. In: Dilek Y and Robinson PT (eds.). *Ophiolites through Earth History*. Geological Society, London, Special Publications, 218: 191–206
- McDermid I, Aitchison JC, Davis AM, Harrison TM and Grove M. 2002. The Zedong terrane: A Late Jurassic intra-oceanic magmatic arc within the Yarlung-Zangbo suture zone, southeastern Tibet. *Chemical Geology*, 187: 267–277
- McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223–254
- Melcher F, Meisel T, Puhl J and Koller F. 2002. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: Constraints from geochemistry. *Lithos*, 65: 69–112
- Miller C, ThfniM, FrankW, Schuster R, Melcher F, Meisel T and Zanetti A. 2003. Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet. *Lithos*, 66: 155–172
- Molnar P and Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189: 419–426
- Moore EM and Vine FJ. 1971. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluations and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 268: 433–466
- Moore EM and Jackson. 1974. Ophiolites and oceanic crust. *Nature*, 250: 136–139
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxene. *Acta Mineralogica*, 8(4): 289–305
- Nicolas A, Girardeau J, Marcoux J, Dupre B, Wang XB, Cao YG, Zeng HX and Xiao XC. 1981. The Xigaze ophiolite (Tibet): A peculiar oceanic lithosphere. *Nature*, 294: 414–417
- Nicolas A and Prinzhofer A. 1983. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structure evidence. *Journal of Petrology*, 24(2): 188–206
- Parkinson IJ and Pearce JA. 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39: 1577–1618
- Pearce JA, Lippard SJ and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London Special Publication, 16: 77–94
- Pearce JA and Deng WM. 1988. The ophiolites of the Tibetan geotraverses, Lhasa to Golmud (1985) and Lhasa to Kathamdu (1986). *Philosophy Transaction of Royal Society of London*, A327: 215–238
- Pearce JA, Barker PF, Edwards SJ, Parkinson IJ and Leat PT. 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 36–53
- Qiu RZ, Deng JF, Zhou S, Li TD, Xiao QH, Guo TY, Cai ZY, Li GL, Huang GC and Meng XJ. 2005. Ophiolite types in western Qinghai-Tibetan plateau: Evidences from petrology and geochemistry. *Earth Science Frontiers*, 12(2): 277–291 (in Chinese with English abstract)
- Wang XB, Bao PS and Rong H. 1995. Rare earth elements geochemistry of the mantle peridotite in the ophiolite suites of China. *Acta Petrologica Sinica*, 11(Suppl.): 24–41 (in Chinese with English abstract)
- Wang XB and Bao PS. 1996. Genetic types of Chinese ophiolites and their metallogenetic specialization. In: Zhang Q (ed.). *Study on Ophiolites and Geodynamics*. Beijing: Geology Publishing House, 69–74 (in Chinese with English abstract)
- Wei DL, Xia B, Zhou GQ and Wang R. 2004. Lithochemical characteristics and origin of the Zedang ophiolite lava in Xizang (Tibet), China. *Geotectonica et Metallogenia*, 28(3): 270–278 (in Chinese with English abstract)
- Wei ZQ, Xia B, Zhang YQ, Wang R, Yang ZQ and Wei DL. 2006. SHRIMP zircon dating of diabase in the Xiugugabu ophiolite in Tibet and its geological implications. *Geotectonica et Metallogenia*, 30(1): 93–97 (in Chinese with English abstract)
- Xia B. 1991. The geochemistry and origin of the Laanguo ophiolite in Tibet. *Xizang Geology*, 5(1): 38–54 (in Chinese with English abstract)
- Xia B, Guo LZ and Shi YS. 1998. Ophiolites and Their Terrane Tectonics in Southwest Tibet. Guangzhou: Zhongshan University Press, 1–83 (in Chinese with English abstract)
- Xu DM, Huang GC, Huang LQ, Lei YJ and Li LJ. 2006. The origin of mantle peridotites in the Daba-Xiugugabu ophiolite belt, SW Tibet. *Geology and Mineral Resources of South China*, 3: 10–18 (in

Chinese with English abstract)

- Xu DM, Huang GC and Lei YJ. 2008. Geochemistry and tectonic significance of mantle peridotites from the Laanguo ophiolite massif, southwest Tibet. *Acta Petrologica Et Mineralogica*, 27(1): 1-13 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Bai WJ, Fang QS, Yan BG, Rong H and Chen SY. 2004. Coesite discovered from the podiform chromitite in the Luobusha ophiolite, Tibet. *Geosciences*, 29(6): 651-660 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Shi RD, Wu CL, Su DC, Chen SY, Wang XB and Wooden J. 2008. Petrology and SHRIMP age of the Hongliugou ophiolite at Milan, North Altun, at the northern margin of the Tibetan Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 24(7): 1567-1684 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q and Zhou GQ. 2001. Ophiolites of China. Beijing: Science Press, 85-89 (in Chinese with English abstract)
- Zhong LF, Xia B, Cui XJ, Zhou GQ, Chen GW and Wei DL. 2006. Geochemical characteristics and origin of the Luobusha ophiolite crust lavas in Xizang, China. *Geotectonica et Metallogenia*, 30(2): 231-240 (in Chinese with English abstract)
- Zhou MF, Robinson PT, Malpas J and Li Z. 1996. Podiform chromitites in the Luobusha ophiolite (southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37(1): 3-21

附中文参考文献

- A 甘塞尔. 1983. 环印度缝合带. 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. 北京:地质出版社, 58-67
- 鲍佩声, 王希斌, 彭根永, 陈方远. 1999. 中国铬铁矿床. 北京: 科学出版社, 108-135
- 常承法. 1984. 雅鲁藏布江缝合带地质构造特征及其演化. 见: 中法喜马拉雅考察成果. 北京: 地质出版社, 327-340
- 郭铁鹰, 梁定益, 张宜智等. 1991. 西藏阿里地质. 武汉: 中国地质大学出版社, 1-464
- 黄圭成, 莫宣学, 徐德明, 雷义均, 李丽娟. 2006. 西藏西南部达巴-休古嘎布蛇绿岩带的形成与演化. *华南地质与矿产*, 3: 1-9
- 李建峰, 夏斌, 刘立文, 徐力峰, 何观生, 王洪, 张玉泉, 杨之青. 2008. 西藏普兰地区拉昂错蛇绿岩中辉绿岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. *地质通报*, 27(10): 1739-1743

- 路凤香. 1988. 地幔岩岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 114-115
- 邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 李廷栋, 肖庆辉, 郭铁鹰, 蔡志勇, 李国良, 黄圭成, 孟祥金. 2005. 青藏高原西部蛇绿岩类型: 岩石学与地球化学证据. *地质学前沿*, 12(2): 277-291
- 王希斌, 鲍佩声, 戎合. 1995. 中国蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素地球化学. *岩石学报*, 11(增刊): 24-41
- 王希斌, 鲍佩声. 1996. 试论中国蛇绿岩成因类型及其成矿专属性. 见: 张旗主编. 蛇绿岩与地球动力学研究, 北京: 地质出版社, 69-74
- 韦栋梁, 夏斌, 周国庆, 王冉. 2004. 西藏泽当蛇绿岩壳层火山熔岩的岩石地球化学及成因. *大地构造与成矿学*, 28(3): 270-278
- 韦振权, 夏斌, 张玉泉, 王冉, 杨之青, 韦栋梁. 2006. 西藏休古嘎布蛇绿岩中辉绿岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. *大地构造与成矿学*, 30(1): 93-97
- 夏斌. 1991. 西藏拉昂错蛇绿岩岩石地球化学特征及成因研究. *西藏地质*, 5(1): 38-54
- 夏斌, 郭令智, 施央申. 1998. 西藏西南部蛇绿岩及其地体构造. 广州: 中山大学出版社, 1-83
- 徐德明, 黄圭成, 黄陵勤, 雷义均, 李丽娟. 2006. 西藏西南部达巴-休古嘎布蛇绿岩带中地幔橄榄岩的成因. *华南地质与矿产*, 3: 10-18
- 徐德明, 黄圭成, 雷义均. 2008. 西藏西南部拉昂错地幔橄榄岩的地球化学特征及其构造意义. *岩石矿物学杂志*, 27(1): 1-13
- 杨经绥, 白文吉, 方青松, 颜秉刚, 戎合, 陈松永. 2004. 西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中发现超高压矿物柯石英. *地球科学*, 29(6): 651-660
- 杨经绥, 史仁灯, 吴才来, 苏德辰, 陈松永, 王希斌, Joseph WOODEN. 2008. 北阿尔金地区米兰红柳沟蛇绿岩的岩石学特征和 SHRIMP 定年. *岩石学报*, 24(7): 1567-1584
- 张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社, 85-89
- 钟立峰, 夏斌, 崔学军, 周国庆, 陈根文, 韦栋梁. 2006. 藏南罗布莎蛇绿岩壳层熔岩地球化学特征及成因. *大地构造与成矿学*, 30(2): 231-240