

doi: 10.12029/gc20190106

董玉飞, 杨经绥, 连东洋, 熊发挥, 赵慧, 陈晓坚, 李观龙, 王天泽. 2019. 西藏班公湖—怒江缝合带中段东巧地幔橄榄岩岩石成因及构造环境分析[J]. 中国地质, 46(1): 87–114.

Dong Yufei, Yang Jingsui, Lian Dongyang, Xiong Fahui, Zhao Hui, Chen Xiaojian, Li Guanlong, Wang Tianze. 2019. Genesis and tectonic setting of the Dongqiao peridotites in the central segment of the Bangong Co–Nujiang Suture Zone[J]. *Geology in China*, 46(1): 87–114(in Chinese with English abstract).

## 西藏班公湖—怒江缝合带中段东巧地幔橄榄岩 岩石成因及构造环境分析

董玉飞<sup>1,2</sup>, 杨经绥<sup>1,2,3</sup>, 连东洋<sup>2,3</sup>, 熊发挥<sup>2</sup>, 赵慧<sup>2,4</sup>, 陈晓坚<sup>1,2</sup>, 李观龙<sup>1,2</sup>, 王天泽<sup>5</sup>

(1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 自然资源部深地动力学重点实验室, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 3. 南京大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210023; 4. 南方科技大学地球与空间科学系, 广东 深圳 518055; 5. 西藏自治区地质矿产开发局第五地质大队, 青海 格尔木 816099)

**摘要:**东巧蛇绿岩位于班公湖—怒江缝合带中段, 根据地理位置特征并以强玛镇为中心将东巧岩体划分为东西两个岩体。其中西岩体相对面积较大, 由地幔橄榄岩、枕状玄武岩、辉长辉绿岩等组成; 而东岩体面积较小, 仅含地幔橄榄岩部分, 各个不同单元之间呈断层接触关系。对东巧地幔橄榄岩开展岩石学、矿物学及地球化学研究发现: (1) 东巧地幔橄榄岩以方辉橄榄岩为主, 纯橄岩所占比例较小, 约 15%。豆荚状铬铁矿主要呈条带浸染状赋存在厚层且延伸较远的纯橄岩中。(2) 东巧地幔橄榄岩中单斜辉石含量小于 3%, 矿物地球化学和全岩地球化学特征显示其来源于尖晶石相地幔源区的部分熔融, 且部分熔融程度较高, 估算在 22%~28%, 高于深海地幔橄榄岩的部分熔融程度 (10%~22%)。(3) 东巧地幔橄榄岩中的副矿物铬尖晶石 Cr# 值较高大于 60, 全岩具有 U 型球粒陨石标准化稀土元素配分模式, 同时 Rb、U、Zr 和 Sr 相对富集, Hf 和 Nb 相对亏损。全岩的地球化学特征指示了俯冲带之上的残余地幔与流体/熔体发生了反应, 致使轻稀土元素以及部分微量元素选择性富集。综合东巧地幔橄榄岩的矿物化学组成成分以及全岩的地球化学特征, 认为东巧地幔橄榄岩形成于大洋中脊的扩张环境中, 后受到洋内俯冲作用的影响, 导致俯冲带之上高度部分熔融的地幔橄榄岩与流体/熔体发生相互作用。

**关键词:**地幔橄榄岩; 部分熔融; 流体/熔体—岩石反应; 东巧蛇绿岩; 班公湖—怒江缝合带

中图分类号: P588.12<sup>5</sup>

文献标志码: A

文章编号: 1000–3657(2019)01–0087–28

## Genesis and tectonic setting of the Dongqiao peridotites in the central segment of the Bangong Co–Nujiang Suture Zone

DONG Yufei<sup>1,2</sup>, YANG Jingsui<sup>1,2,3</sup>, LIAN Dongyang<sup>2,3</sup>, XIONG Fahui<sup>2</sup>  
ZHAO Hui<sup>2,4</sup>, CHEN Xiaojian<sup>1,2</sup>, LI Guanlong<sup>1,2</sup>, WANG Tianze<sup>5</sup>

(1. School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; Key Laboratory of Deep–Earth Dynamics of MNR, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. School of

收稿日期: 2018–08–02; 改回日期: 2019–01–23

基金项目: 国家自然科学基金项目(41720104009)、中国地质调查局项目(DD20160023–01)和部行业基金项目(201511022)联合资助。

作者简介: 董玉飞, 男, 1994 年生, 硕士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业; E-mail: dongyufei@163.com。

通讯作者: 杨经绥, 男, 1950 年生, 中国科学院院士, 从事青藏高原和造山带的岩石大地构造研究; E-mail: yangjingsui@163.com。

*Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China; 4. Department of Earth and Space Sciences, Southern University of Sciences and Technology, Shenzhen, 518055, China; 5. No. 5 Geological Survey Party, Tibetan Bureau of Geology and Mineral Exploration Development, Golmud 816099, Qinghai, China )*

**Abstract:** Located in the central segment of the Bangong Co–Nujiang Suture Zone, the Dongqiao ophiolite is divided into east and west massifs. The research on the origin and tectonic setting of the ophiolite in the Bangong Co–Nujiang suture zone can provide key clues for revealing the tectonic evolution of the Neo–Tethys and the collision between the Indian plate and the Eurasian plate. The area of the west rock massif is relatively large, consisting of mantle peridotites, pillow–like basalts, gabbros, diabases, etc., while the area of the east massif is small and contains only part of mantle peridotites, with the faults being in contact between different units. Based on petrology, mineralogy and geochemistry of the peridotites in Dongqiao ophiolite, the authors have reached some conclusions: (1) The Dongqiao peridotites are dominated by harzburgites, with minor proportion of dunites (about 15%). The podiform chromitites mainly show banded and disseminated structures, and occur in a thick layer of far–extending dunites. (2) The clinopyroxene content of Dongqiao peridotites is less than 3%. The mineral and the whole–rock geochemistry show that Dongqiao peridotites were formed after 22%–28% degree of partial melting of the spinel–phase mantle source, higher than the partial melting of abyssal peridotites (10%–22%). (3) The  $Cr^{\#}$  values of spinels in the Dongqiao peridotites are higher than 60. The chondrite–normalized REE patterns of the Dongqiao peridotites display enrichments in LREE. In the primitive mantle–normalized spider diagrams, the Dongqiao peridotites exhibit slightly positive Rb, U, Zr, Sr anomalies and slightly negative Hf, Nb anomalies. These geochemical characteristics jointly indicate the selective enrichments of LREE and some trace elements according to interaction between the residual mantle and the fluid/melt above the subduction zone. Based on the mineral composition and the whole–rock geochemical characteristics of Dongqiao peridotites, the authors hold that the Dongqiao peridotites were formed in the dilated environment of the mid–ocean ridge, and then were influenced by intra–ocean subduction, resulting in highly partially melted peridotites interacting with the fluid/melt above the suprasubduction zone.

**Key words:** peridotites; partial melting; fluid/melt–rock reaction; Dongqiao ophiolite; Bangong Co–Nujiang Suture Zone

**About the first author:** DONG Yufei, male, born in 1994, master candidate, majors in mineralogy, petrology and metallogeny; E–mail: dongyufeisyq@163.com.

**About the corresponding author:** YANG Jingsui, male, born in 1950, academician of the Chinese Academy of Sciences, majors in petrotectonics of Tibet and orogenic belt; E–mail: yangjsui@163.com.

**Fund support:** Supported by National Natural Science Foundation of China (No. 41720104009), China Geology Survey Project (No. DD20160023–01) and Foundation of MLR (No. 201511022).

## 1 引 言

蛇绿岩作为构造侵位于大陆造山带背景下形成的一套超镁铁质–长英质的特殊岩石组合,代表板块汇聚过程中拼贴到大陆边缘的古老大洋岩石圈碎片(Baker et al., 1995; Bezard et al., 2011)。班公湖–怒江缝合带位于青藏高原中部,总体呈北西西–北西向弧形展布,蛇绿岩沿班公湖–怒江缝合带自西向东呈多段不连续分布,为新特提斯洋大洋岩石圈的构造演化提供了重要信息(Allegre et al., 1984)。

班公湖–怒江缝合带是西藏较为年轻的缝合带之一,在其中发育有规模较大的蛇绿岩以及东巧、丁青等铬铁矿矿床,是寻找新的铬铁矿资源的理想区域。作为新特提斯洋消亡遗迹的雅鲁藏布

江缝合带的“双胞胎”,班公湖–怒江缝合带为揭秘印度板块和欧亚板块碰撞提供重要线索,但其研究始终较为薄弱。近些年,在西藏雅鲁藏布江缝合带的多处地幔橄榄岩和铬铁矿中发现有具斯石英假象的柯石英、金刚石、碳化硅等地幔超高压/超还原矿物(Yang et al., 2007, 2014, 2015; 杨经绥等, 2011, 2013),指示了地幔橄榄岩和铬铁矿可能来源于地幔深部(>300 km),同时为研究地球循环提供了重要窗口。此外,在班公湖–怒江缝合带也有地幔橄榄岩和铬铁矿中发现金刚石、碳化硅等异常矿物的报道(颜秉刚等, 1986; 白文吉等, 2003; Xiong et al., 2017),使得班公湖–怒江缝合带的成因变得更加复杂。

虽然近些年对班公湖–怒江蛇绿岩带研究有所加深,但由于其蛇绿岩的南北向分布范围极广,

可达数十至上百千米,其形成和演化的争议仍然较大,例如班公湖—怒江古洋盆的消亡模式(潘桂棠等, 1982, 2004; 王冠民和钟建华, 2002), 古洋盆的俯冲极性(Zhu et al., 2009; 杜道德等, 2011), 大洋闭合时间(Zhu et al., 2013; Fan et al., 2014)等问题。此外,关于班公湖—怒江缝合带的蛇绿岩形成也是众说纷纭,主要存在以下几种观点:(1)蛇绿岩带形成于大洋中脊环境中,为MOR型蛇绿岩(叶培盛等, 2004; 陈宇鹏, 2012; 吴珍汉, 2012),并在后期的构造侵位过程中发生俯冲削减和逆冲推覆等复杂的构造运动;(2)蛇绿岩形成于与俯冲相关构造环境,比如弧后盆地、岛弧、边缘海等洋壳环境中(王希斌等, 1987; 西藏自治区地质矿产局, 1993; 黄强太等, 2015; 许荣科等, 2015),代表SSZ型蛇绿岩。

东巧蛇绿岩位于那曲地区安多县强玛镇,产于班公湖—怒江缝合带中段北部。近年来,对于东巧蛇绿岩年代学方面的研究已较为细致(夏斌等, 2008; 黄强太等, 2015; Liu et al., 2016),所测得年龄基本在180~190 Ma,一致证明了东巧蛇绿岩形成于早侏罗世晚期。然而,前人关于东巧蛇绿岩的研究多集中于古生物年代学(肖传桃等, 2011; 夷晓伟, 2012)以及蛇绿岩上部基性岩的年代学和地球化学方面(叶培盛等, 2004; 夏斌等, 2008; 黄强太等, 2015; 孔维华等, 2016; 强巴扎西等, 2016; Liu et al., 2016),而忽略了地幔橄榄岩不同岩相之间的划分以及其中矿物化学的讨论。与此同时,蛇绿岩型铬铁矿具有很强的成矿专属性,主要赋存在蛇绿岩底部的纯橄岩和方辉橄岩中,与雅鲁藏布江缝合带出露规模最大的罗布莎铬铁矿矿床相比,作为赋矿围岩的东巧地幔橄榄岩与罗布莎地幔橄榄岩究竟有何异同,也很值得我们探讨,以期能对东巧铬铁矿产出规律的总结提供帮助。

关于东巧蛇绿岩构造背景的探讨,前人多是以上部的洋壳岩石为研究对象。王希斌等(1987)最初认为东巧蛇绿岩构造环境为规模不大的弧后盆地;叶培盛等(2004)认为东巧蛇绿岩为新特提斯北洋盆的洋壳残余,结合玄武岩具有洋脊拉斑玄武岩的成分特征,提出东巧蛇绿岩形成于洋盆扩张环境;陈宇鹏(2012)发现东巧蛇绿混杂岩中的玄武岩具有大洋拉斑玄武岩和岛弧拉斑玄武岩的特征,推断其形成于洋中脊的海底扩张环境;孔维华等(2016)

在东巧地区发现洋岛碱性玄武岩,形成于局部拉张环境,表明东巧蛇绿岩形成环境非洋中脊环境;Liu et al. (2016)依据东巧西岩体的块状、枕状玄武岩和罗布中枕状玄武岩地球化学特征,认为东巧蛇绿岩形成于俯冲带之上的初始小洋盆。前人以雅鲁藏布江缝合带各处蛇绿岩底部的地幔橄榄岩为研究对象,为整条缝合带的蛇绿岩形成构造背景的研究提供了新的思路(李源等, 2012; 徐向珍等, 2012; 杨经绥等, 2012; 刘飞等, 2013; 连东洋等, 2014; 周文达等, 2014; 张利等, 2016)。然而位于东巧蛇绿岩底部的纯橄岩和方辉橄岩前人却未进行过系统的研究,本文以东巧地幔橄榄岩为研究对象,结合室内详细的岩石学、显微结构构造、矿物学和地球化学研究,分析在不同岩性的矿物组成成分差异,同时与地球化学特征相结合,探讨东巧蛇绿岩形成构造背景及岩浆过程,为讨论新特提的形成和演化提供新线索。

## 2 地质背景

位于青藏高原中部的班公湖—怒江缝合带蜿蜒在羌塘板块和拉萨板块之间(图1),总体呈近东西向延伸,全长2800 km,后经过滇西沿着怒河河谷流经海外(潘桂棠, 1994; 潘桂棠等, 2004),和雅鲁藏布江缝合带作为青藏高原的“双子星”在国内外都是极负盛名,引起国内外学者对此展开长期的研究和热议。由于班公湖—怒江缝合带蛇绿岩分布的不连续性,依此将位于中国境内的蛇绿岩带分为西、中、东三段(王希斌等, 1987):西段西起班公湖,向东延至改则;中段包括安多、东巧、伦波拉、白拉和永珠等多个岩体,并可分为四个亚带;东段从索县到丁青、嘉玉桥,以丁青蛇绿岩为典型代表。

东巧蛇绿岩位于班公湖—怒江缝合带中段自北向南4个亚带中的东巧—伦波拉亚带,岩体中心的地理坐标为32°00′27.51″N, 90°44′17.29″E,海拔4850 m,岩体大致呈北西—南东向延伸。以强玛镇为中心,又将其分为东西两个岩体,均呈条带状展布。西岩体面积约45 km<sup>2</sup>,东岩体面积稍小约20 km<sup>2</sup>,两岩体相距约8.5 km,而以西岩体中部宽数百米的“峰腰”为界,亦可将西岩体分为东西段,似豆荚状。岩体南北两侧及两端主要出露一中侏罗统结晶灰岩、千枚状板岩、片岩和石英砂岩;在岩体东部和中部的“峰腰”位置主要为下白垩统砂砾岩、泥

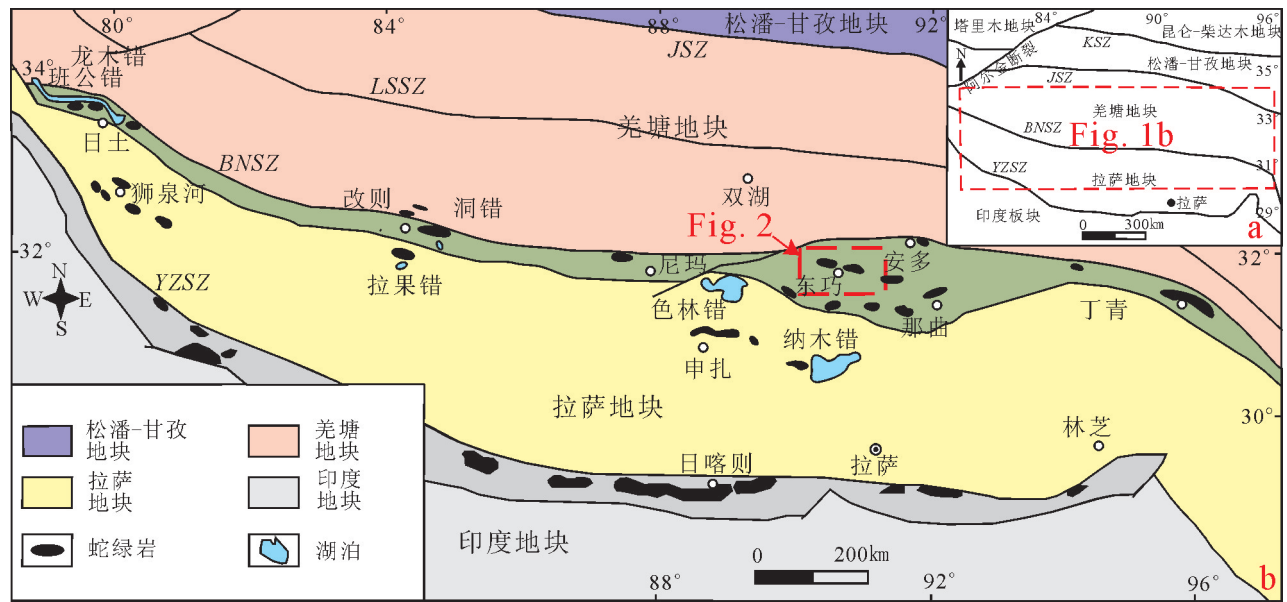


图1 西藏班公湖—怒江缝合带蛇绿岩分布简图(据Liu et al., 2016)

Fig.1 Geological sketch map of the Tibetan Plateau showing basic tectonic framework and the distribution of Bangong Co-Nujiang Suture Zone ophiolites (after Liu et al., 2016)

岩、页岩和灰岩；上白垩统褐红色细粒石英砂岩则位于岩体西南部(图2)。东巧蛇绿岩构造极为发育,不同尺度、不同层次及不同成因的构造运动形成复杂的构造格局,构造线方向主要有近东西、近南北和北西、北东4组。东西岩体中地幔橄榄岩都已发生较为强烈的蚀变作用,比如硅化、赤铁矿/褐铁矿化、碳酸盐化、镁橄榄石化、风化和蛇纹石化等。

研究区出露的地层有志留系、泥盆系、石炭系、侏罗系、白垩系、古近系、新近系和第四系。区内断裂众多,加之第四系发育,部分地层单位缺乏连续完整的自然剖面露头,各时代地层东西向延伸相对稳定,南北向变化显著。志留系和泥盆系均为一套碳酸盐岩建造,遭受了不均衡的区域变质;石炭系拉嘎组为浅变质含砾砂岩;上中侏罗统为一套较为典型复理石,局部夹浊积砾岩建造;中下侏罗统为一套碎屑岩夹碳酸盐岩建造;下白垩统具台地相碳酸盐岩特征;上白垩统为山间盆地红色磨拉石建造;古近系牛堡组和新近系康托组亦为山间盆地红色磨拉石组合;第四系为山间盆地松散堆积。

研究区蛇绿岩沿东巧蛇绿混杂岩带呈散状分布,多呈大规模岩块、透镜状、狭长带状、楔状等构造岩片形式产出,并无完整的层序剖面,大多是由一个或几个蛇绿岩单元组合而成,各单元之间绝大

多数为构造叠置关系,上下层序不明,席状岩墙群不发育。通过野外考察,发现东巧蛇绿岩构造侵位于早侏罗世木嘎岗日岩群的砂板岩中,后被下白垩统东巧组、上白垩统竟柱山组角度不整合覆盖。东巧西岩体蛇绿岩组分出露较为齐全(图2),主要包含有地幔橄榄岩、枕状熔岩、辉绿(辉长)岩等,在西岩体中含有豆荚状铬铁矿,矿石类型以浸染状为主,而通过后期风化淋滤作用形成棕褐色超基性岩风化壳往往也含有铬铁矿团块;西岩体南侧还见有安山岩,西北部见有黑云母二长花岗岩。但东岩体的岩性单元较均一,仅见地幔橄榄岩部分。

关于东巧地区铬铁矿的调查始于20世纪50年代末60年代初,而后中国科学院、中国地质科学院、原西藏地质局相继在该区进行了矿点检查、普查、详查以及专题研究工作,累计在东巧地区发现铬铁矿矿体、矿化点129处,并划分了2个成矿区6个成矿带,获取地质储量45万t,达到中型规模。东巧铬铁矿矿体多成群出现,成带分布,矿体规模除Cr17号、Cr4号、Cr6号、Cr8号和Cr9外,其余矿体规模均较小。

### 3 岩石学特征

在东巧地区出露的众多岩性中,其蛇绿岩单元主要由地幔橄榄岩和部分火山岩组成。东巧地幔

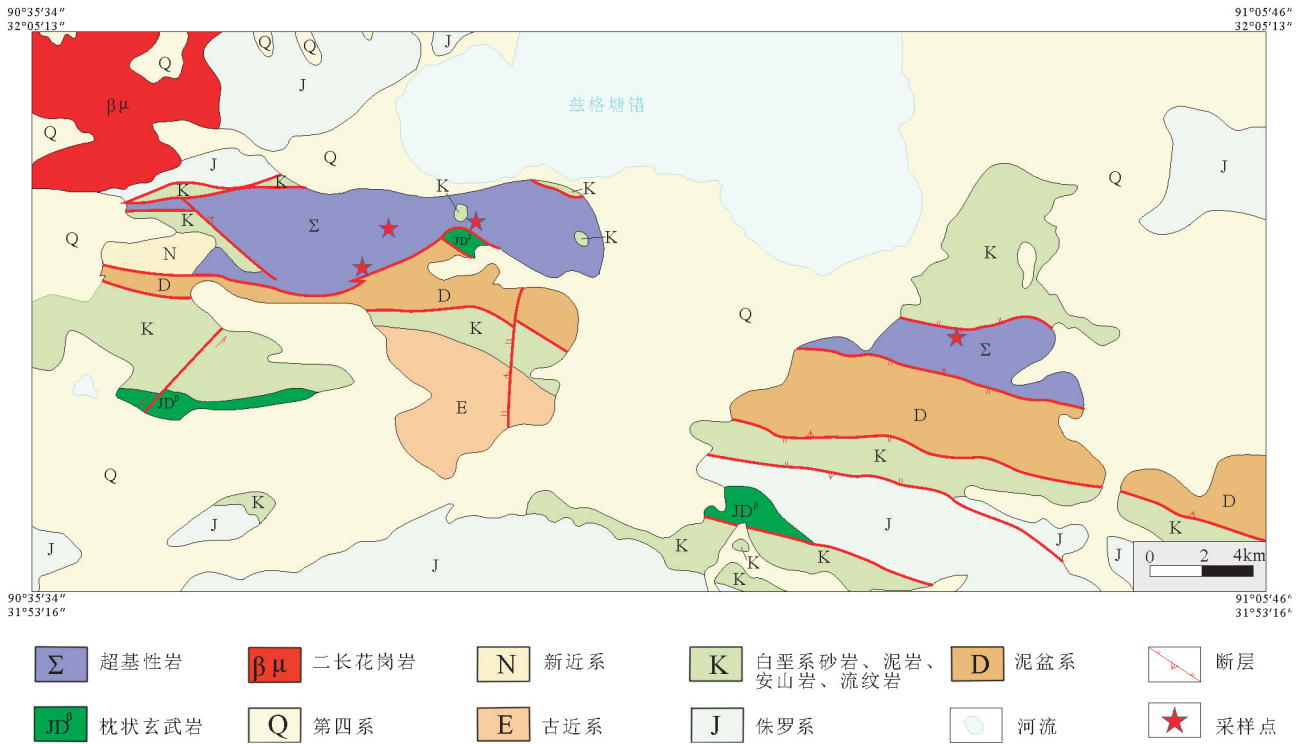


图2 班公湖—怒江缝合带中段东巧蛇绿岩地质简图(据西藏自治区地质矿产勘查开发局第五地质大队,2016<sup>①</sup>简化)  
Fig.2 Simplified geological map of the Dongqiao ophiolite in the central part of Bangong Co–Nujiang Suture Zone

橄榄岩以方辉橄榄岩为主,其次为纯橄岩;方辉橄榄岩受蚀变较弱,但纯橄岩均已发生强烈的蚀变作用,东巧西岩体纯橄岩受强烈风化作用呈土黄色,东巧东岩体纯橄岩则发生强烈的蛇纹石化作用而呈黄绿色。铬铁矿多呈浸染状和条带浸染状赋存在蛇纹石化纯橄岩中。

### 3.1 方辉橄榄岩

方辉橄榄岩作为东巧地幔橄橄榄岩的主体部分,往往大面积连续出露,占地幔橄橄榄岩总面积的80%以上,发生弱—中等蛇纹石化。方辉橄橄榄岩遭受风化后表面为土黄色或褐色,并且在风化面上可见斜方辉石颗粒的凸起(图3a、b),这是由于斜方辉石和橄橄榄石的差异风化所致;新鲜面为灰绿色,质地坚硬,粒状结构,块状构造,主要矿物为橄橄榄石和斜方辉石,另有少量单斜辉石和铬尖晶石,在野外还见有纯橄岩—风化壳—豆荚状铬铁矿—方辉橄橄榄岩剖面(图3c),但矿体已被采空,只有矿石零星分布。

橄橄榄石含量在75%~80%,半自形—他形粒状,粒径在0.5~4 mm,并多已发生不同程度的蚀变为蛇纹石,具有网格结构或呈孤岛状。橄橄榄石常常具有

波状消光而显示带状,说明经受了构造变形作用的影响;部分橄橄榄石具有破碎现象,嵌入到斜方辉石的晶粒间(图4a),并显示出对斜方辉石的交代现象。另外在东巧方辉橄橄榄岩中还发现较多的细粒橄橄榄石,一种是分布在大颗粒的斜方辉石边部或在不同矿物颗粒之间呈填隙状产出,往往成群出现;另一种是单个的橄橄榄石微小颗粒呈包裹体产于斜方辉石、单斜辉石和铬尖晶石中(图4b)。

斜方辉石含量在10%~20%,也是半自形—他形粒状,有的蚀变为绢石,粒径变化范围较大,粒径较大者可达4 mm,应力作用在斜方辉石中表现的极为明显,见有破碎的斜方辉石颗粒以及波状消光,解理缝弯曲等等。在粗粒斜方辉石边部多呈港湾状(图4c),在港湾中多见细粒的橄橄榄石、斜方辉石、铬尖晶石;而在粗粒斜方辉石内部也可见到细粒的铬尖晶石、橄橄榄石、单斜辉石等矿物(图4d),还有早期的细粒斜方辉石赋存在晚世代的粗粒斜方辉石内部,细粒斜方辉石未见应力作用的痕迹,颗粒较小。

单斜辉石含量极少,在1%~3%,自形—半自形粒状,常常呈单独的微细颗粒产于粗粒斜方辉石的

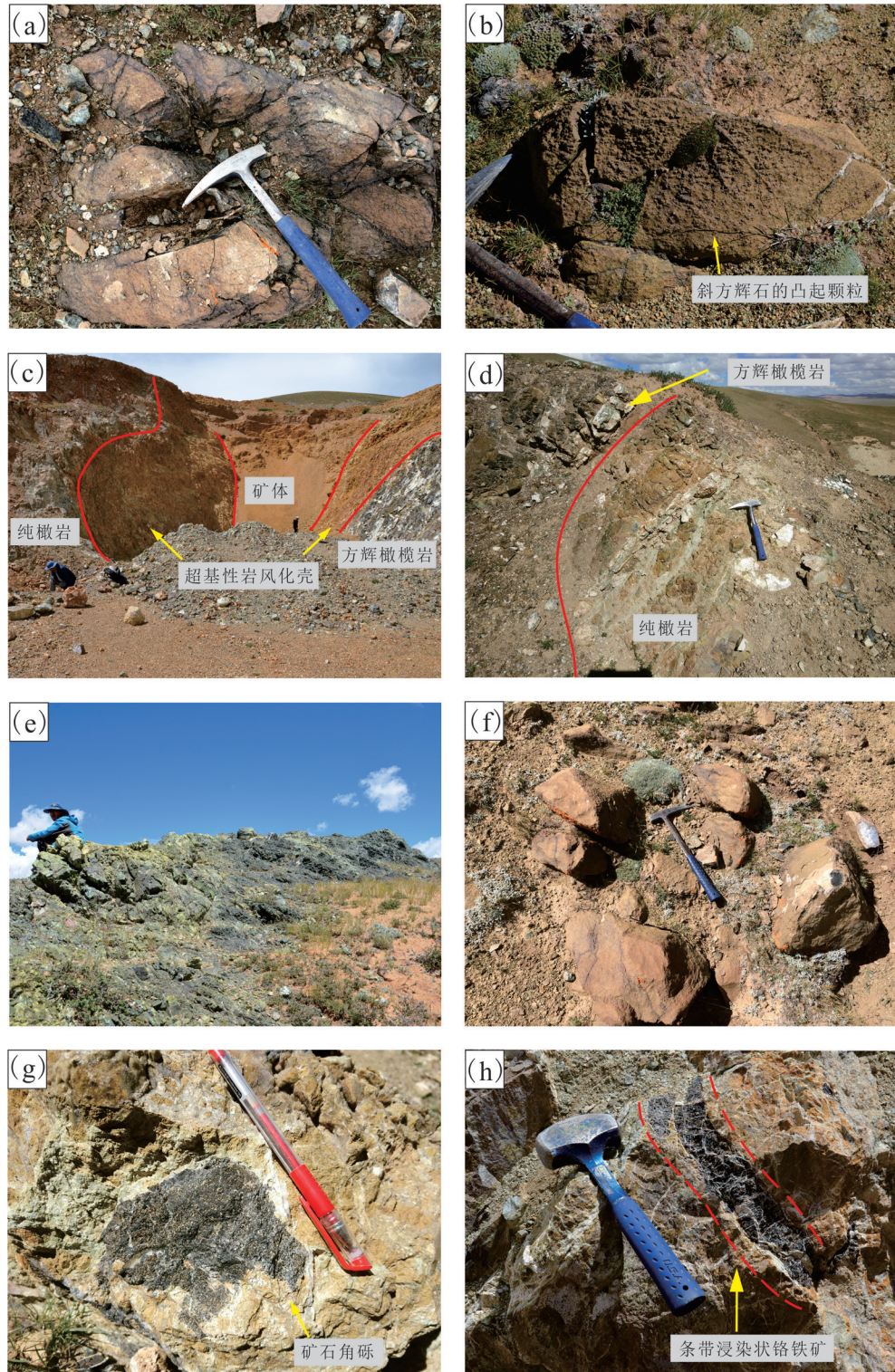


图3 东巧蛇绿岩中不同的地幔橄榄岩类型以及铬铁矿矿体产出特征

a—方辉橄榄岩; b—方辉橄榄岩中的斜方辉石颗粒凸起; c—纯橄岩与方辉橄榄岩接触边界的矿体; d—纯橄岩与方辉橄榄岩接触部位的构造破碎带; e—茶绿色的蚀变纯橄岩; f—表面光滑的纯橄岩; g—纯橄岩中的矿石角砾; h—铬铁矿条带

Fig.3 Outcrops of the Dongqiao ophiolite and podiform chromitite in the central part of Bangong Co–Nujiang Suture Zone  
a—Harzburgites; b—Protuberant pyroxenes on the harzburgites; c—The chromitite between dunites and harzburgites; d—The structural fracture zone between dunites and harzburgites; e—Strongly serpentinized dunites; f—Dunites with slick surface; g—Chromitite hosted by dunites; h—Chromitite band

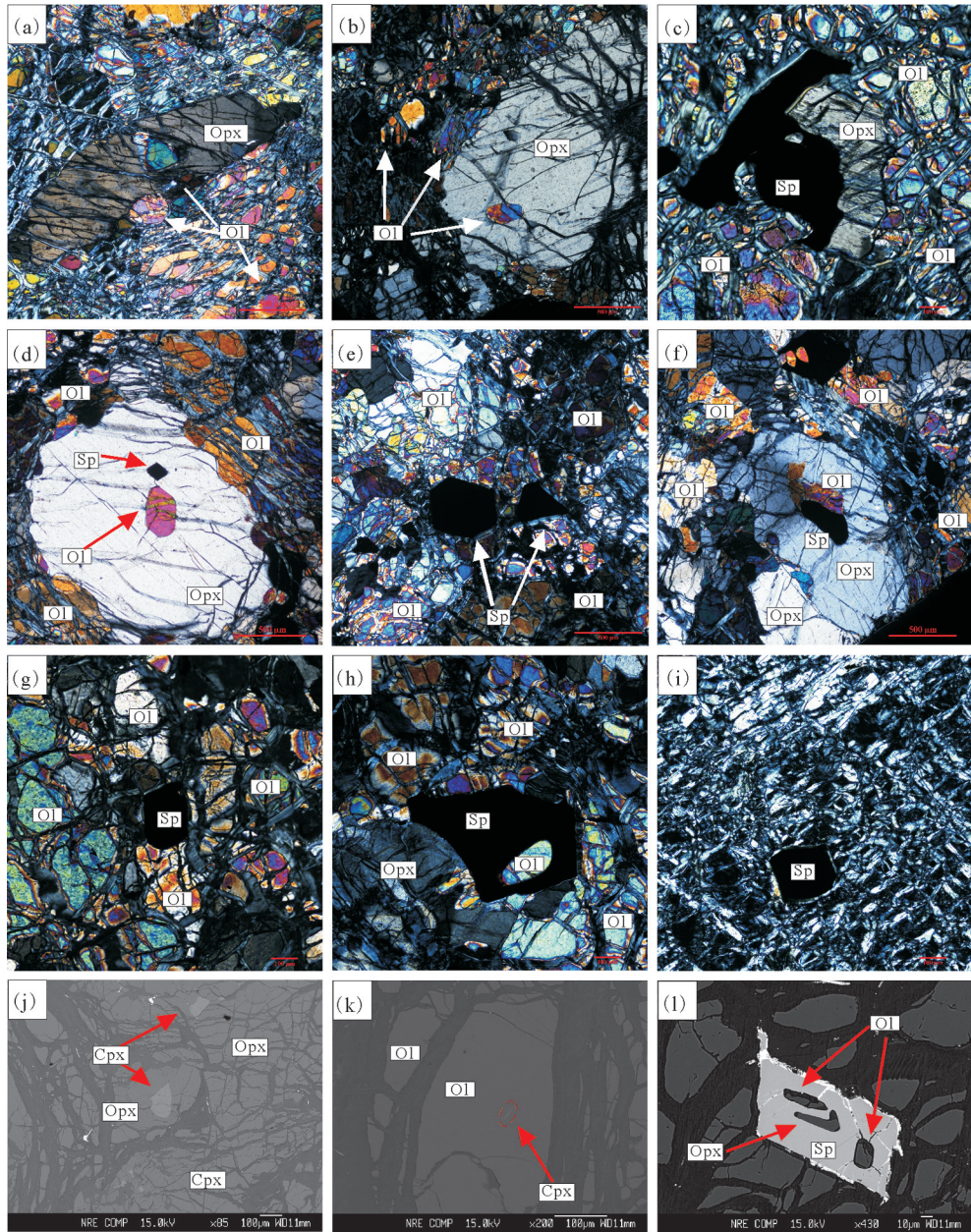


图4 东巧地幔橄辉岩显微照片及背散射图像(图j~l)

a—方辉橄辉岩中破碎的橄榄石嵌入到斜方辉石粒间; b—方辉橄辉岩中橄榄石呈浑圆状包裹在斜方辉石中; c—方辉橄辉岩中斜方辉石边部呈港湾状与铬尖晶石接触; d—方辉橄辉岩中粗粒斜方辉石内部的橄榄石和铬尖晶石包体; e—方辉橄辉岩中自形的铬尖晶石; f—方辉橄辉岩中铬尖晶石产于斜方辉石内部并与橄榄石接触; g—方辉橄辉岩中橄榄石颗粒间的铬尖晶石; h—方辉橄辉岩中铬尖晶石内部的橄榄石包体; i—纯橄岩中的铬尖晶石; j—方辉橄辉岩中产于斜方辉石中的单斜辉石; k—方辉橄辉岩橄榄石中的单斜辉石呈针状出溶微晶; l—方辉橄辉岩中铬尖晶石的橄榄石和斜方辉石包体; Ol—橄榄石, Opx—斜方辉石, Cpx—单斜辉石, Sp—铬尖晶石

Fig.4 Microphotographs and back-scattered electron (BSE) images (j-l) of Dongqiao mantle peridotite

Ol—Olivine, Opx—Orthopyroxene, Cpx—Clinopyroxene, Sp—Spinel

a—Porphyritic olivine embedded between orthopyroxenes in harzburgites; b—Olivine roundly enclosed in the orthopyroxene in harzburgites; c—Orthopyroxene in contact with spinel with harbor-shaped edge in harzburgites; d—Olivine and spinel in coarse-grained orthopyroxene in harzburgites; e—Euhedral spinel in harzburgites; f—Spinel enclosed in orthopyroxene and in contact with olivine in harzburgites; g—Spinel between olivines in harzburgites; h—Olivine enclosed in spinel in harzburgites; i—Spinel in dunites; j—Clinopyroxene enclosed in olivine in harzburgites; k—Exsolution lamella of clinopyroxene within orthopyroxene in harzburgites; l—Olivine and orthopyroxene enclosed by spinel in harzburgites

港湾中,也有少部分产于斜方辉石内部(图4j),还有呈针状出溶体的形式存在于橄榄石中(图4k);见少数颗粒较大的单斜辉石颗粒,出现一组平直的解理,伴生有铬尖晶石。

铬尖晶石在方辉橄榄岩中分布不均匀,含量总体较低,一般在1%~2%,粒径在0.3~1 mm,少数粒径较大的可达2 mm,呈自形一半自形粒状(图4e),少数为他形,受蚀变作用影响多为暗褐色或黑色。有的铬尖晶石呈包裹体的形式存在于粗粒斜方辉石和橄榄石颗粒内部(图4f),有的则是产于橄榄石或斜方辉石的矿物颗粒之间(图4g),在铬尖晶石中也可见微粒的橄榄石和斜方辉石(图4h、l)。

### 3.2 纯橄岩

在野外见有纯橄岩与方辉橄榄岩之间存在构造破碎带(图3d),而纯橄岩野外产出多呈不规则的似脉状、团块状以及条带状,同时也见有纯橄岩透镜体存在于方辉橄榄岩内部,但纯橄岩总体延伸较远,往往出露较为宽大的纯橄岩带。纯橄岩一般为黄绿色、暗灰绿色或黑绿色,多发生强烈蚀变作用(强蛇纹石化加风化作用)而变为紫红色、土黄色、茶绿色(图3e)。将野外观察到的纯橄岩以产出不同为依据分为两类,一类是较为新鲜的纯橄岩,团块状产出,呈灰绿色,表面因不存在辉石的差异风化而较为光滑(图3f),易于与方辉橄榄岩相区分,铬尖晶石作为副矿物而存在,自形一半自形,矿物颗粒粒径较小(图4i),含量约占1%。另一类纯橄岩则遭受强烈蚀变作用,呈黄绿色或土黄色,橄榄石基本全部蚀变为蛇纹石,具有纤维网格结构,块状构造,由于后期构造变形作用的影响,纯橄岩中常含有因构造破碎而填充的石英和方解石脉,纯橄岩岩体厚度可达几十米,浸染状或条带浸染状矿石多赋存于其中,也有因构造变形破碎成的角砾状矿石(图3g),从星散状—稠密条带浸染状矿石,铬尖晶石呈现越富集颗粒越大的趋势。

### 3.3 豆荚状铬铁矿

东巧蛇绿岩中的豆荚状铬铁矿矿石类型主要为浸染状一条带浸染状矿石,少见致密块状矿石,赋矿围岩为土黄色薄壳状纯橄岩(厚度有时可达几十米)(图3h),还见有矿体与纯橄岩之间的相互穿插,在浸染状矿石中罕见新鲜的硅酸盐矿物,主要是由铬尖晶石和蛇纹石组成。依照铬尖晶石的含

量不同,将浸染状矿石还可以分为稀疏浸染状、中等浸染状和稠密浸染状3类。

## 4 测试方法

本文以野外详尽观测和填图为基础,采集了大量不同地点不同产状的地幔橄榄岩和铬铁矿矿石样品,并在室内利用显微镜开展详细的矿物学和岩相学研究。

矿物电子探针成分分析是在东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室完成,使用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20 nA,加速电压15.0 kV,电子束斑2  $\mu\text{m}$ 。

对东巧地幔橄榄岩中的纯橄岩和方辉橄榄岩进行全岩地球化学测试,测试内容包括主量元素、微量元素以及稀土元素。全岩样品的测试分析是在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成。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和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和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。

另外需要特殊说明的是,本地区的纯橄岩和方辉橄榄岩普遍遭受到不同程度的蚀变作用,其全岩地球化学分析数据烧失量普遍偏高。因此,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处理,以消除后期蚀变作用对原成分的影响,本文以下讨论均是在归一化之后进行的。

## 5 东巧地幔橄榄岩矿物化学特征

### 5.1 橄榄石

本文总共分析了东巧地幔橄榄岩中51个橄榄石的电子探针成分,其中方辉橄榄岩中36颗,纯橄岩中橄榄石基本都已发生蚀变,较难寻找新鲜的橄榄石颗粒,本次分析中共有15颗,在表1中列出了代表性样品的电子探针化学成分分析结果。通过表1数据分析可得,在本次实验中东巧地幔橄榄岩所有橄榄石的Fo值在89.8~92.5,其平均值为91.3,均是属于镁橄榄石,与班公湖—怒江缝合带西段的



班公湖蛇绿岩中方辉橄榄岩(Fo变化于90.8~91.8, 均值91.1, 史仁灯, 2005)以及雅鲁藏布江西段普兰岩体中方辉橄榄岩和纯橄岩(Fo值变化于89.5~92.0, 熊发挥等, 2013)的Fo值相近, 与雅鲁藏布江东段的罗布莎蛇绿岩中方辉橄榄岩和纯橄岩相比(Fo值变化于90.2~94.3, 徐向珍, 2009), 东巧地幔橄榄岩的Fo值要稍低一些。另外所有橄榄石NiO含量在0.3%~0.46%, 平均0.39%。MnO含量在0.06%~0.17%, 平均0.12%。橄榄石中Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量普遍较低, 在0.001%~0.148%, 平均值为0.016%。

在方辉橄榄岩中橄榄石Fo值变化于89.8~92.1, 平均值为90.9, NiO含量介于0.3%~0.46%, MnO含量介于0.06%~0.17%; 在纯橄岩中橄榄石Fo值变化于91.7~92.5, 平均值为92.1, NiO含量介于0.32%~0.45%, MnO含量介于0.08%~0.16%。通过表1以及图5的分析, 我们发现在NiO和MnO含量上方辉橄榄岩和纯橄岩两者相当, 不同产出关系下橄榄石的Fo值在纯橄岩和方辉橄榄岩中呈现连续变化, 纯橄岩中橄榄石Fo值要稍高于方辉橄榄岩中的。

## 5.2 斜方辉石

本次实验分析了方辉橄榄岩和纯橄岩中共53颗斜方辉石的电子探针数据, 其中方辉橄榄岩中37颗, 纯橄岩中16颗, 分析结果见于表2, 并作成分图解(图6)。斜方辉石的En端元变化于88.5~91.2, 平均值为89.7, 主要是顽火辉石。不同岩性中的斜方辉石, 在矿物成分上有较大的共通点: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(0.11%~

1.36%, 均值0.84%)、CaO(0.34%~1.08%, 均值0.77%)、Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(0.27%~0.53%, 均值0.41%)和NiO(0.01%~0.15%, 均值0.08%)含量普遍较低。

在方辉橄榄岩中斜方辉石的Mg<sup>#</sup>值介于89.7~92.0, 平均值为90.6。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量为0.11%~0.98%, 平均值为0.68%; CaO含量为0.34%~0.98%, 平均值为0.74%; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量为0.27%~0.51%, 平均值为0.40%; NiO含量为0.01%~0.15%, 平均值为0.08%。

在纯橄岩中斜方辉石的Mg<sup>#</sup>值介于91.7~92.1, 平均值为91.9。纯橄岩Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在1.04%~1.36%, 平均值为1.23%; CaO含量在0.40%~1.08%, 平均值为0.85%; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在0.29%~0.53%, 平均值为0.45%; NiO含量在0.04%~0.12%, 平均值为0.08%。

东巧地幔橄榄岩中斜方辉石的Mg<sup>#</sup>值变化在89.7~92.1, 变化范围不大, 但纯橄岩中斜方辉石的Mg<sup>#</sup>要稍稍高于方辉橄榄岩, 整体来看斜方辉石Mg<sup>#</sup>与Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量并无明显的负相关线性变化关系。前人认为Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量越高, 代表其形成的深度越大; 而Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量的多寡则可能说明了其部分熔融程度(Dick, 1977; Dick and Natland, 1996)。在东巧地区纯橄岩和方辉橄榄岩中Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量普遍偏低, 虽然纯橄岩中斜方辉石Mg<sup>#</sup>值高, 但其Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量也要稍高于方辉橄榄岩中斜方辉石。这与在普兰岩体、东波岩体、巴尔岩体以及罗布莎岩体中地幔橄榄岩斜方辉石的矿物学特征存在一定差异(Liu et al., 2010; 杨经绥等, 2011; 李源等, 2012; 徐向珍等, 2012)。另

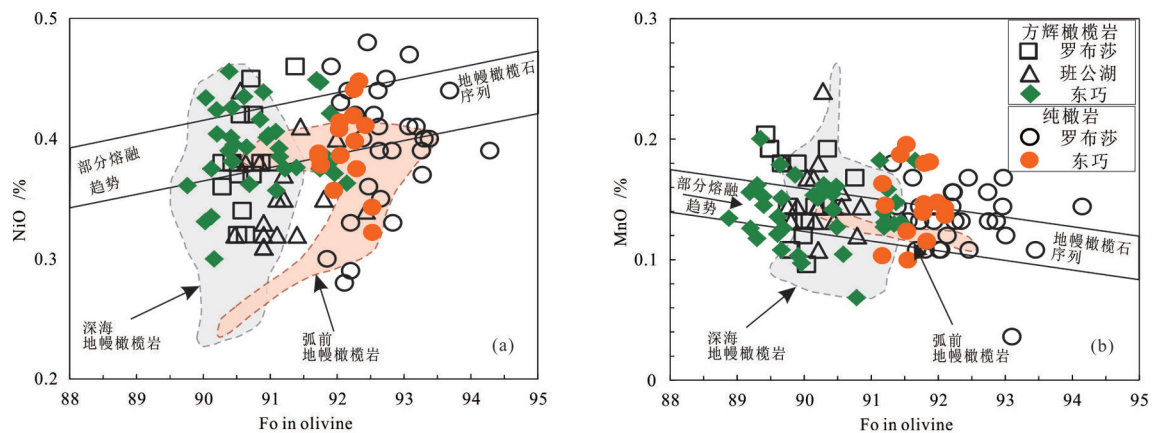


图5 东巧地幔橄榄岩橄榄石成分图解

地幔橄榄石序列据 Takahashi, 1986; 部分熔融趋势线据 Ozawa, 1994; 深海地幔橄榄岩及弧前地幔橄榄岩据 Pagé et al., 2008; 罗布莎数据据徐向珍, 2009; 班公湖数据据史仁灯, 2005

Fig.5 Compositional variations of olivines in peridotites of the Dongqiao ophiolite

The mantle olivine array after Takahashi, 1986; partial melting trends after Ozawa, 1994; abyssal peridotite and fore-arc peridotite after Pagé et al., 2008; Luobusha peridotites data (after Xu, 2009); Bangonghu peridotites data (after Shi, 2005)

表1 东巧地幔橄榄岩中橄榄石的电子探针分析结果(部分数据)(%)

Table 1 Representative microprobe analyses of olivines from the Dongqiao mantle peridotites (%)

岩性	测点	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Total	Fo
方辉 橄榄岩	17yq-2-2.1	39.95	0.01	0.00	0.00	9.94	0.13	48.72	0.01	0.00	0.00	0.42	99.17	90.84
	17yq-2-2.8	40.17	0.00	0.00	0.03	9.38	0.11	49.08	0.01	0.00	0.01	0.39	99.17	91.14
	17yq-2-2.12	40.34	0.00	0.00	0.01	9.82	0.13	49.33	0.01	0.00	0.00	0.41	100.05	91.08
	17yq-2-2.17	40.39	0.00	0.02	0.00	9.86	0.13	48.70	0.02	0.00	0.00	0.42	99.53	90.20
	17yq-2-2.21	40.24	0.01	0.02	0.04	9.25	0.09	49.24	0.01	0.00	0.00	0.38	99.27	91.22
	17yq-2-2.25	40.71	0.01	0.00	0.13	9.65	0.14	49.34	0.00	0.00	0.01	0.44	100.43	90.60
	17yq-70-8.2	40.72	0.00	0.03	0.02	10.04	0.14	49.11	0.01	0.00	0.00	0.38	100.44	90.12
	17yq-70-8.6	40.56	0.00	0.00	0.01	9.95	0.11	49.13	0.03	0.00	0.00	0.40	100.19	90.45
	17yq-70-8.12	40.78	0.01	0.01	0.01	9.93	0.17	49.14	0.02	0.01	0.01	0.30	100.37	90.16
	17yq-70-8.14	40.99	0.02	0.00	0.02	9.87	0.10	49.39	0.02	0.00	0.00	0.34	100.76	90.12
	17yq-70-8.16	40.60	0.00	0.01	0.00	9.94	0.09	49.15	0.00	0.00	0.01	0.43	100.22	90.43
	17yq-70-8.19	40.48	0.00	0.02	0.03	10.13	0.15	49.05	0.02	0.00	0.01	0.40	100.28	90.41
	17yq-70-8.23	40.01	0.00	0.00	0.00	10.18	0.10	48.51	0.02	0.00	0.00	0.39	99.21	90.38
	17yq-70-8.27	40.49	0.00	0.00	0.03	9.70	0.13	48.96	0.02	0.00	0.01	0.38	99.70	90.43
	17yq-62-41.5	40.38	0.01	0.00	0.01	9.81	0.09	49.06	0.03	0.00	0.00	0.39	99.77	90.64
	17yq-62-41.11	40.53	0.00	0.01	0.00	9.71	0.13	49.35	0.02	0.00	0.01	0.44	100.19	90.90
	17yq-62-41.18	40.44	0.00	0.05	0.01	9.95	0.13	49.37	0.04	0.00	0.02	0.40	100.42	90.95
	17yq-62-41.20	40.02	0.01	0.01	0.00	9.85	0.08	48.60	0.01	0.03	0.01	0.36	98.98	90.68
	17yq-62-41.22	40.25	0.00	0.00	0.02	9.95	0.12	48.56	0.02	0.00	0.01	0.40	99.35	90.20
	17yq-62-41.28	40.17	0.01	0.01	0.01	9.80	0.14	48.98	0.02	0.01	0.01	0.40	99.56	90.97
	17yq-62-41.32	40.16	0.00	0.00	0.02	10.19	0.11	48.19	0.03	0.00	0.01	0.36	99.08	89.76
	17yq-62-41.39	40.34	0.00	0.00	0.03	10.35	0.13	48.62	0.03	0.02	0.00	0.33	99.85	90.03
	17yq-2-1.73	40.71	0.01	0.03	0.02	8.44	0.15	50.18	0.01	0.02	0.02	0.36	99.96	92.14
	17yq-2-1.74	40.70	0.00	0.04	0.00	8.42	0.11	49.85	0.02	0.03	0.00	0.45	99.60	91.74
	17yq-2-1.76	40.77	0.01	0.02	0.00	8.25	0.11	49.99	0.01	0.00	0.01	0.38	99.54	91.75
	17yq-2-1.77	40.57	0.00	0.00	0.00	8.43	0.11	49.89	0.02	0.00	0.00	0.38	99.39	91.87
	17yq-2-1.78	40.67	0.00	0.00	0.02	8.47	0.12	50.02	0.00	0.00	0.00	0.42	99.72	91.89
	17yq-2-1.79	40.86	0.00	0.01	0.00	8.16	0.12	50.03	0.02	0.01	0.00	0.38	99.58	91.74
	17yq-2-1.80	40.61	0.00	0.00	0.00	8.51	0.12	49.34	0.04	0.00	0.00	0.36	98.97	91.09
	17yq-2-1.97	40.71	0.01	0.00	0.01	8.30	0.15	49.79	0.03	0.01	0.01	0.45	99.45	91.69
	17yq-2-1.98	41.94	0.00	0.00	0.00	8.09	0.13	50.76	0.00	0.01	0.01	0.39	101.33	91.13
	17yq-2-1.99	40.70	0.00	0.01	0.00	8.26	0.06	49.62	0.03	0.01	0.01	0.38	99.06	91.39
	17yq-2-1.101	40.91	0.05	0.00	0.15	8.05	0.11	48.37	0.24	0.08	0.03	0.43	98.42	90.03
纯橄岩	17yq-61-8.1	40.83	0.00	0.00	0.00	8.22	0.15	50.39	0.02	0.02	0.00	0.45	100.08	92.33
	17yq-61-8.2	40.63	0.03	0.00	0.00	8.58	0.11	50.52	0.03	0.00	0.01	0.32	100.23	92.52
	17yq-61-8.3	40.52	0.00	0.00	0.03	8.19	0.14	49.64	0.02	0.00	0.00	0.39	98.91	91.72
	17yq-61-8.4	40.91	0.00	0.00	0.01	8.38	0.08	50.37	0.02	0.02	0.00	0.39	100.17	92.05
	17yq-61-8.6	40.74	0.00	0.00	0.00	8.42	0.09	49.98	0.02	0.00	0.00	0.39	99.64	91.72
	17yq-61-8.7	40.47	0.00	0.02	0.01	8.26	0.16	49.78	0.04	0.00	0.00	0.36	99.10	91.95
	17yq-61-8.8	40.34	0.00	0.02	0.02	8.45	0.12	50.05	0.01	0.00	0.00	0.41	99.42	92.42
	17yq-61-8.9	40.45	0.00	0.00	0.00	8.24	0.12	49.98	0.00	0.00	0.00	0.44	99.24	92.25
	17yq-61-8.14	40.73	0.01	0.00	0.02	8.39	0.16	50.15	0.03	0.00	0.00	0.41	99.89	92.03
	17yq-61-8.28	40.80	0.01	0.00	0.02	8.43	0.15	50.40	0.04	0.01	0.00	0.40	100.26	92.26
	17yq-61-8.29	40.20	0.00	0.00	0.04	8.52	0.12	49.98	0.03	0.01	0.00	0.34	99.25	92.52
	17yq-61-8.30	40.19	0.00	0.00	0.00	8.49	0.10	49.68	0.03	0.04	0.00	0.38	98.90	92.29
	17yq-61-8.31	40.75	0.01	0.00	0.00	8.26	0.12	50.28	0.04	0.01	0.01	0.42	99.90	92.24

表2 东巧地幔橄榄岩中斜方辉石的电子探针分析结果(部分数据)(%)

Table 2 Representative microprobe analyses of orthopyroxenes from the Dongqiao mantle peridotites (%)																	
岩性	测点	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Total	En	Fs	Wo	Mg <sup>#</sup>
	17yq-2-2.3	56.68	0.72	0.01	0.42	6.54	0.12	34.09	0.68	0.01	0.00	0.07	99.35	89.12	9.59	1.28	90.28
	17yq-2-2.5	57.19	0.73	0.02	0.39	6.47	0.12	34.20	0.69	0.00	0.00	0.09	99.89	89.24	9.47	1.29	90.40
	17yq-2-2.7	56.99	0.73	0.01	0.35	6.79	0.12	34.27	0.90	0.01	0.01	0.09	100.26	88.49	9.84	1.67	89.99
	17yq-2-2.10	57.35	0.74	0.00	0.37	6.60	0.15	34.64	0.40	0.04	0.02	0.07	100.38	89.68	9.59	0.74	90.34
	17yq-2-2.13	56.70	0.70	0.01	0.36	6.48	0.12	33.90	0.83	0.00	0.00	0.07	99.17	88.91	9.53	1.56	90.32
	17yq-2-2.16	57.07	0.71	0.00	0.37	6.36	0.11	34.28	0.86	0.13	0.03	0.12	100.04	89.11	9.28	1.61	90.57
	17yq-2-2.19	56.61	0.77	0.03	0.43	6.80	0.17	34.04	0.34	0.00	0.00	0.11	99.31	89.35	10.02	0.63	89.92
	17yq-2-2.23	57.24	0.66	0.03	0.33	6.66	0.11	34.52	0.48	0.00	0.00	0.08	100.11	89.42	9.68	0.90	90.23
	17yq-2-2.27	56.72	0.81	0.02	0.51	6.43	0.14	34.07	0.96	0.12	0.01	0.07	99.86	88.79	9.41	1.80	90.42
	17yq-70-8.25	56.82	0.16	0.02	0.32	6.97	0.18	33.94	0.56	0.04	0.00	0.11	99.11	88.73	10.21	1.06	89.68
方辉	17yq-62-41.1	56.67	0.70	0.00	0.35	6.52	0.14	33.71	0.77	0.00	0.00	0.09	98.96	88.88	9.65	1.47	90.21
橄榄岩	17yq-62-41.3	57.08	0.80	0.00	0.44	6.37	0.12	33.87	0.68	0.00	0.00	0.04	99.40	89.29	9.41	1.29	90.46
	17yq-62-41.7	56.56	0.77	0.03	0.39	6.46	0.13	33.79	0.82	0.05	0.01	0.09	99.10	88.92	9.53	1.55	90.32
	17yq-62-41.8	56.60	0.73	0.04	0.42	6.70	0.14	33.99	0.80	0.06	0.00	0.09	99.56	88.70	9.80	1.49	90.05
	17yq-62-41.10	57.00	0.70	0.02	0.40	6.46	0.15	34.27	0.82	0.00	0.00	0.11	99.93	89.06	9.41	1.53	90.44
	17yq-62-41.14	56.41	0.73	0.04	0.43	6.57	0.14	33.69	0.68	0.06	0.01	0.10	98.85	88.98	9.73	1.29	90.14
	17yq-62-41.16	56.41	0.70	0.03	0.40	6.66	0.12	33.72	0.77	0.00	0.00	0.13	98.94	88.71	9.83	1.46	90.02
	17yq-62-41.34	56.77	0.68	0.00	0.34	6.50	0.13	33.87	0.69	0.02	0.01	0.09	99.10	89.10	9.59	1.30	90.28
	17yq-62-41.36	56.45	0.68	0.00	0.46	6.50	0.13	33.66	0.74	0.03	0.01	0.06	98.70	88.96	9.64	1.40	90.22
	17yq-2-1.65	56.78	0.88	0.01	0.34	5.37	0.16	34.33	0.67	0.01	0.01	0.13	98.69	90.76	7.97	1.27	91.93
	17yq-2-1.67	56.45	0.98	0.00	0.49	5.30	0.10	34.37	0.92	0.00	0.00	0.13	98.75	90.43	7.83	1.74	92.03
	17yq-2-1.70	56.19	0.93	0.02	0.44	5.48	0.13	34.22	0.91	0.00	0.01	0.07	98.40	90.17	8.11	1.72	91.75
	17yq-2-1.71	56.80	0.98	0.00	0.44	5.39	0.09	34.21	0.98	0.01	0.00	0.08	98.98	90.18	7.96	1.85	91.89
	17yq-61-8.10	56.36	1.27	0.01	0.50	5.30	0.11	33.99	1.08	0.01	0.02	0.09	98.74	90.06	7.88	2.06	91.95
	17yq-61-8.11	56.30	1.23	0.02	0.47	5.42	0.13	34.08	1.00	0.00	0.00	0.10	98.74	90.07	8.03	1.90	91.81
	17yq-61-8.23	56.56	1.04	0.02	0.29	5.24	0.12	34.38	0.71	0.00	0.01	0.10	98.44	90.87	7.77	1.36	92.12
纯橄岩	17yq-61-8.24	56.14	1.30	0.00	0.46	5.57	0.12	34.47	0.69	0.01	0.01	0.08	98.83	90.51	8.20	1.29	91.70
	17yq-61-8.25	56.25	1.25	0.02	0.50	5.26	0.15	34.33	0.90	0.00	0.01	0.12	98.78	90.51	7.78	1.71	92.09
	17yq-61-8.33	56.18	1.19	0.02	0.46	5.40	0.16	34.21	0.99	0.01	0.01	0.09	98.72	90.14	7.98	1.88	91.87
	17yq-61-8.39	56.04	1.26	0.01	0.46	5.33	0.10	34.24	0.98	0.02	0.00	0.10	98.54	90.26	7.89	1.85	91.96
	17yq-61-8.40	56.34	1.10	0.00	0.39	5.27	0.12	34.40	0.69	0.00	0.00	0.06	98.37	90.88	7.81	1.31	92.09

外,在方辉橄榄岩和纯橄岩中,斜方辉石的CaO、Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>以及NiO含量相近,并无明显差别。

### 5.3 单斜辉石

单斜辉石在纯橄岩中发现的数量较少,所以本次实验共分析了方辉橄榄岩和纯橄岩中36颗单斜辉石的矿物化学成分,其中方辉橄榄岩中单斜辉石28颗,纯橄岩中单斜辉石8颗,电子探针数据见于表3,并作成分图解(图7)。单斜辉石的En端元变化在46.2~50.4,平均值为48.7,这表明不论方辉橄榄岩还是纯橄岩中的单斜辉石全都为透辉石。

在方辉橄榄岩中单斜辉石的Mg<sup>#</sup>值变化于92.7~95.1,平均值为93.7。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在0.12%~

1.02%,平均值为0.69%;CaO含量在23.15%~25.87%,平均值为24.12%;Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在0.38%~0.76%,平均值为0.57%;NiO含量在0.01%~0.1%,平均值为0.05%;TiO<sub>2</sub>含量在0.01%~0.05%,平均值为0.01%。在方辉橄榄岩中,Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>在单斜辉石中的含量要稍高于在斜方辉石中的,而NiO含量则在斜方辉石含量要稍高一些。

在纯橄岩中单斜辉石的Mg<sup>#</sup>值变化于94.1~94.6,平均值为94.3。而Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在0.72%~1.22%,平均值为0.99%;CaO含量在23.21%~24.34%,平均值为23.76%;Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在0.22%~0.51%,平均值为0.39%;NiO含量在0.03%~0.1%,平均值为0.06%。

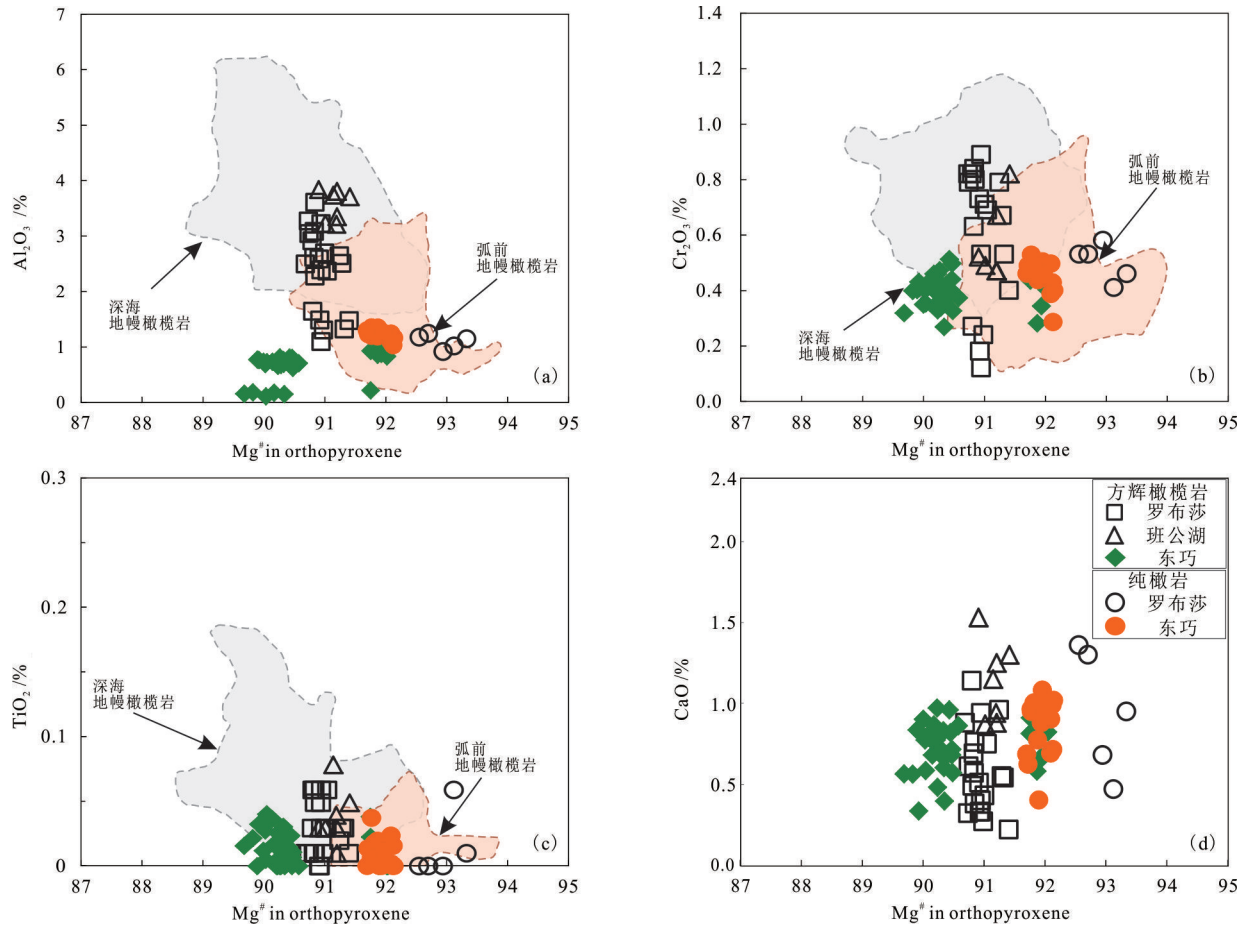


图6 东巧地幔橄榄岩斜方辉石成分图解(据 Lian et al., 2016)

(罗布莎数据据徐向珍, 2009; 班公湖数据据史仁灯, 2005)

Fig.6 Compositional variations of orthopyroxenes in peridotites of the Dongqiao ophiolite (after Lian et al., 2016)

Luobusha peridotite data (after Xu, 2009); Bangonghu peridotite data (after Shi, 2005)

TiO<sub>2</sub>含量在0.01%~0.03%,平均值为0.01%

东巧地幔橄榄岩单斜辉石Mg<sup>#</sup>值变化范围在90.9~95.1,方辉橄榄岩和纯橄岩中的Mg<sup>#</sup>值有一定差别,总体来看还是纯橄岩中单斜辉石的Mg<sup>#</sup>值稍高些,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量依旧是纯橄岩中单斜辉石的数值较高;纯橄岩中单斜辉石Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量要低于方辉橄榄岩中的单斜辉石,即从方辉橄榄岩到纯橄岩,单斜辉石中Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量随着Mg<sup>#</sup>值的增高而降低,两者呈现一定的负相关线性关系。同时,单斜辉石CaO的含量在纯橄岩中要低于在方辉橄榄岩中,而NiO和TiO<sub>2</sub>在两种岩性中含量均较低,没有太大差别。

#### 5.4 铬尖晶石

在东巧地幔橄榄岩中,铬尖晶石含量很低,一般小于3%,都是以副矿物形式出现并不均匀地零星分布,其颜色多为棕褐色至黑色。在东巧方辉橄

榄岩和纯橄岩中,铬尖晶石的晶形和产出状态都有一定差别,并且矿物化学成分具有明显的变化规律。本次研究共分析了东巧地幔橄榄岩中99颗铬尖晶石的电子探针成分,其中方辉橄榄岩中65颗,纯橄岩中34颗,分析结果见于表4,并作成分图解(图8)。全部铬尖晶石的Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量变化于47.76%~60.05%,平均值为53.29%;Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量变化在8.20%~20.88%,平均值为14.85%。铬尖晶石的Cr<sup>#</sup>值介于60.8~83.1,平均值为70.8;Mg<sup>#</sup>值为36.8~60.4,平均值为50.7。TiO<sub>2</sub>含量在0.01%~0.024%,平均值为0.06%;NiO含量在0.01%~0.15%,平均值为0.05%。

方辉橄榄岩中Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量介于47.76%~55.95%,平均值为52.38%;Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量变化在11.95%~20.88%,平均值为16.26%;Cr<sup>#</sup>值为60.8~75.9,平均值为68.5;Mg<sup>#</sup>值为47.5~60.4,平均值为52.2。TiO<sub>2</sub>

表3 东巧地幔橄榄岩中单斜辉石的电子探针分析结果(部分数据)(%)

Table 3 Representative microprobe analyses of clinopyroxenes from the Dongqiao mantle peridotites (%)		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Total	En	Fs	Wo	Mg <sup>#</sup>
方辉 橄榄岩	17yq-2-2.4	53.38	0.73	0.02	0.56	2.10	0.07	17.35	24.46	0.45	0.00	0.00	99.13	48.04	3.27	48.69	93.63
	17yq-2-2.9	53.08	0.76	0.02	0.64	2.27	0.08	17.35	24.57	0.41	0.01	0.03	99.22	47.82	3.51	48.67	93.17
	17yq-2-2.14	53.59	0.78	0.03	0.57	2.27	0.04	17.30	24.09	0.45	0.00	0.02	99.13	48.21	3.54	48.25	93.16
	17yq-2-2.18	54.10	0.74	0.00	0.50	2.22	0.09	17.55	23.59	0.44	0.00	0.04	99.27	49.09	3.49	47.42	93.37
	17yq-2-2.22	53.69	0.70	0.00	0.58	2.14	0.07	17.26	24.17	0.42	0.01	0.03	99.07	48.16	3.36	48.48	93.49
	17yq-2-2.26	53.35	0.74	0.00	0.54	2.09	0.07	17.34	24.33	0.50	0.02	0.10	99.07	48.17	3.26	48.57	93.66
	17yq-70-8.15	53.19	0.14	0.03	0.39	2.10	0.05	17.00	25.87	0.30	0.00	0.05	99.13	46.24	3.21	50.55	93.51
	17yq-62-41.2	52.52	0.82	0.02	0.60	2.36	0.08	17.26	24.86	0.35	0.00	0.09	98.95	47.36	3.62	49.02	92.89
	17yq-62-41.6	52.91	0.89	0.00	0.64	2.14	0.08	17.07	25.65	0.45	0.01	0.01	99.85	46.51	3.27	50.22	93.42
	17yq-62-41.12	53.73	0.79	0.00	0.56	2.36	0.09	17.69	23.15	0.24	0.00	0.06	98.66	49.62	3.72	46.66	93.03
	17yq-62-41.13	53.06	0.77	0.00	0.60	2.17	0.04	17.42	24.86	0.40	0.00	0.10	99.42	47.72	3.33	48.95	93.47
	17yq-62-41.23	53.58	0.84	0.00	0.70	2.44	0.09	17.37	23.56	0.28	0.00	0.03	98.88	48.69	3.84	47.47	92.69
	17yq-62-41.37	53.48	0.76	0.03	0.57	2.45	0.06	17.50	23.57	0.37	0.00	0.06	98.86	48.87	3.84	47.29	92.71
	17yq-2-1.81	53.80	0.85	0.00	0.51	1.65	0.10	17.54	24.23	0.23	0.01	0.08	98.99	48.88	2.59	48.53	94.98
	17yq-2-1.82	53.56	0.89	0.05	0.56	1.74	0.07	17.75	23.74	0.18	0.00	0.06	98.60	49.60	2.73	47.67	94.78
	17yq-2-1.85	53.57	0.89	0.00	0.52	1.82	0.14	17.35	24.20	0.29	0.01	0.00	98.77	48.51	2.85	48.63	94.45
	17yq-2-1.86	53.50	0.87	0.00	0.53	1.75	0.09	17.44	24.19	0.20	0.00	0.03	98.59	48.71	2.75	48.54	94.66
	17yq-2-1.88	53.80	1.02	0.00	0.57	1.86	0.08	17.45	23.72	0.18	0.00	0.04	98.73	49.10	2.94	47.97	94.36
	纯橄岩	17yq-61-8.19	52.74	1.22	0.02	0.51	1.90	0.06	17.73	23.47	0.03	0.00	0.03	97.73	49.72	2.99	47.29
17yq-61-8.20		53.40	1.00	0.03	0.37	1.94	0.06	18.07	23.21	0.02	0.00	0.05	98.13	50.43	3.03	46.54	94.33
17yq-61-8.21		53.61	1.04	0.00	0.41	1.81	0.08	17.71	24.34	0.04	0.02	0.06	99.12	48.89	2.80	48.31	94.58
17yq-61-8.35		53.83	1.00	0.00	0.40	1.94	0.04	18.23	23.87	0.03	0.02	0.04	99.40	49.99	2.99	47.03	94.36
17yq-61-8.37		53.47	1.01	0.00	0.42	1.93	0.05	18.18	23.69	0.03	0.00	0.10	98.88	50.09	2.99	46.92	94.38
17yq-61-8.52		53.37	0.93	0.00	0.41	1.97	0.06	17.52	24.18	0.03	0.00	0.03	98.50	48.66	3.07	48.28	94.07
17yq-61-8.54		53.58	0.72	0.01	0.22	1.89	0.05	17.55	23.95	0.04	0.00	0.08	98.08	49.00	2.97	48.04	94.29

含量为0.01%~0.08%,平均值为0.015%;NiO含量为0.01%~0.14%,平均值为0.04%。

纯橄岩中Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量介于51.47%~60.05%,平均值为55.04%;Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量变化在8.20%~15.48%,平均值为12.15%;Cr<sup>#</sup>值为69.1~83.1,平均值为75.3;Mg<sup>#</sup>值为36.8~57.7,平均值为47.9。TiO<sub>2</sub>含量为0.07%~0.24%,平均值为0.15%;NiO含量为0.02%~0.15%,平均值为0.06%。

东巧铬尖晶石在方辉橄榄岩和纯橄岩这两种不同类型地幔橄榄岩中的主量元素含量存在较大差异。铬尖晶石中的Cr<sup>#</sup>值[Cr<sup>#</sup>=100\* Cr/(Cr+Al)]随着地幔橄榄岩部分熔融程度的增高而增大,因此亏损程度不同的地幔橄榄岩中其铬尖晶石的Cr<sup>#</sup>值大小可以作为推测地幔橄榄岩熔融程度、源区亏损程度以及结晶压力的灵敏指示剂(Dick and Bullen, 1984)。而铬尖晶石中的Mg<sup>#</sup>值[Mg<sup>#</sup>=100\* Mg/

(Mg+Fe<sup>2+</sup>)]大小则是部分熔融程度的指示标志。总体来看,与世界上绝大多数阿尔卑斯型超镁铁岩共有的特征相似,东巧地幔橄榄岩中铬尖晶石的Cr<sup>#</sup>值从岩石由方辉橄榄岩变为纯橄岩有逐渐增加的趋势,而Mg<sup>#</sup>值则是在减少,即铬尖晶石的Cr<sup>#</sup>值随着Mg<sup>#</sup>值的升高而降低(Leblanc,1980),两者大致呈负相关的线性关系。同时从方辉橄榄岩到纯橄岩,TiO<sub>2</sub>含量显示了增加的趋势,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量呈减小趋势,Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量则呈增加趋势,NiO含量在两种岩相中基本相同并无太大变化。在蛇绿岩中的地幔橄榄岩铬尖晶石的Cr和Al存在广泛类质同象替换(Irvine,1967)。作为铬尖晶石主要成分的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>这两种氧化物,它们的含量比例决定了尖晶石是富铬型还是富铝型,东巧地幔橄榄岩中尖晶石的Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量也由于上述这种类质同象替换作用呈现出较为明显负相关线性关系。

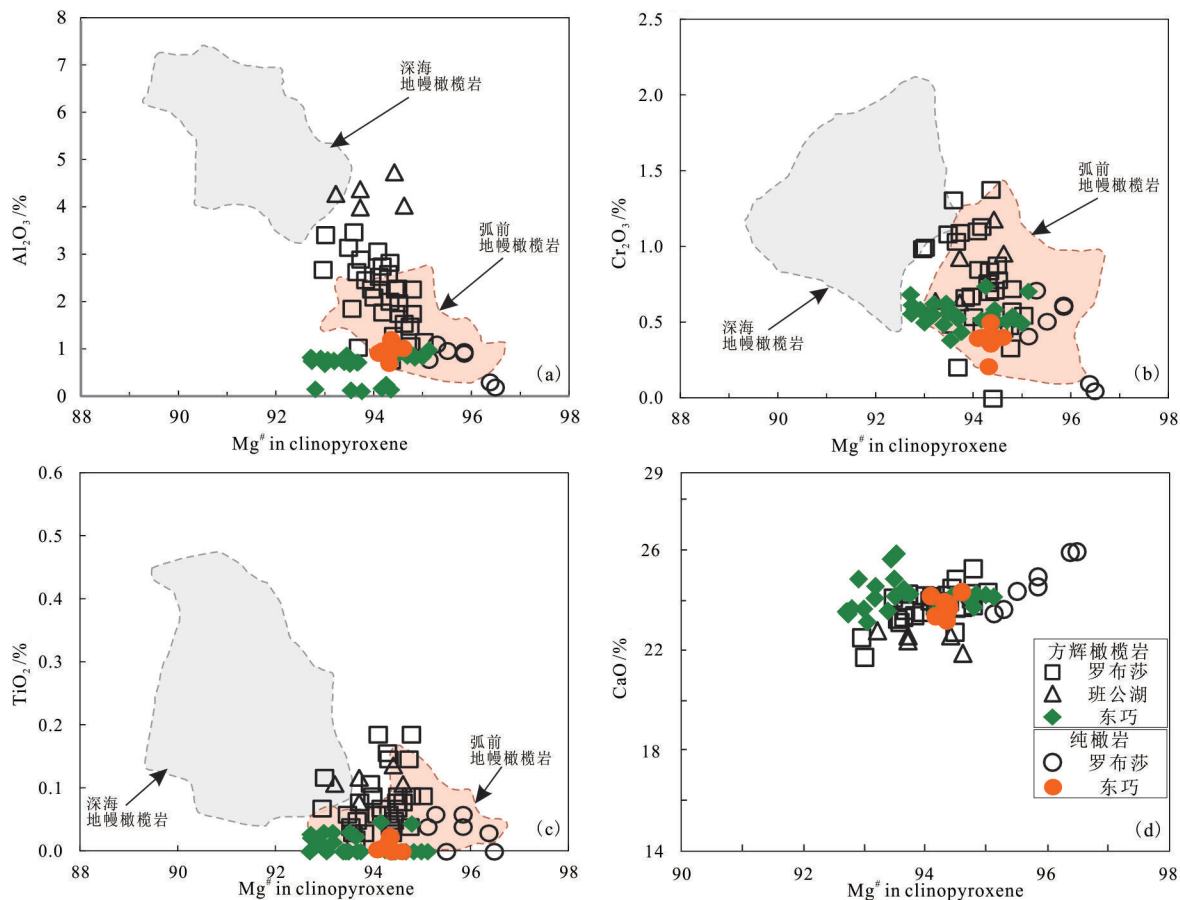


图7 东巧地幔橄辉岩单斜辉石成分图解(据 Lian et al., 2016)

(罗布莎数据据徐向珍, 2009; 班公湖数据据史仁灯, 2005)

Fig.7 Compositional variations of cliopyroxenes in peridotites of the Dongqiao ophiolite (after Lian et al., 2016)

(Luobusha peridotite data after Xu, 2009; Bangonghu peridotite after Shi, 2005)

## 6 东巧地幔橄辉岩全岩地球化学特征

本次研究对东巧地幔橄辉岩的11件样品进行了全岩地球化学分析,其中包括8件方辉橄辉岩和3件纯橄岩,分析内容为微量元素、微量元素和稀土元素,分析结果见于表5。由于样品多遭受了不同程度的蛇纹石化作用,纯橄岩烧失量在15%以上,所以为了消除蚀变作用对样品原有成分的影响,同时便于对比,所以本文所讨论的微量元素均是在扣除挥发组分之后的标准化值。

### 6.1 微量元素特征

方辉橄辉岩的8件样品烧失量(LOI)介于6.58%~10.9%,其中17YQ-74-1样品烧失量较高为10.9%,其他方辉橄辉岩样品烧失量均小于10%。SiO<sub>2</sub>含量在43.5%~44.6%,平均值为44.1%;Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在0.21%~0.38%,平均值为0.32%;CaO含量在

0.15%~0.37%,平均值为0.27%;Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在2.11%~3.75%,平均值为2.95%;FeO含量在4.12%~5.55%,平均值为4.97%;K<sub>2</sub>O含量为0.01%;MgO含量在46.6%~48.0%,平均值为47.2%;MnO平均含量为0.1%;TiO<sub>2</sub>含量为0.01%。

纯橄岩的3件样品烧失量(LOI)普遍较高,在15.8%~15.9%,岩石遭受到强烈的蚀变作用。其中SiO<sub>2</sub>含量在40.2%~40.4%,平均值为40.3%;Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在0.16%~0.28%,平均值为0.20%;CaO含量在0.11%~0.15%,平均值为0.13%;Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量在5.89%~6.15%,平均值为6.00%;FeO含量在2.70%~3.23%,平均值为3.01%;K<sub>2</sub>O含量为0.01%;MgO含量在49.9%~50.6%,平均值为50.2%;MnO在0.11%~0.12%,平均值为0.11%;TiO<sub>2</sub>含量为0.01%,Na<sub>2</sub>O含量为0.02%。

对比研究发现,东巧地幔橄辉岩地球化学成分

表4 东巧地幔橄辉岩中铬尖晶石电子探针分析结果(部分数据)(%)

Table4 Representative microprobe analyses of spinels from the Dongqiao mantle peridotites (%)

岩性	测点	SiO <sub>2</sub>	NaO <sub>2</sub>	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>
方辉 橄辉岩	17yq-2-2.2	0.00	0.00	54.34	0.01	9.83	12.40	0.39	0.00	23.65	0.01	0.06	100.69	48.17	74.62
	17yq-2-2.6	0.00	0.03	55.95	0.00	11.47	11.95	0.35	0.00	20.52	0.00	0.01	100.27	55.97	75.85
	17yq-2-2.11	0.00	0.02	51.74	0.00	10.43	14.65	0.36	0.00	22.56	0.00	0.02	99.78	50.83	70.32
	17yq-2-2.15	0.00	0.03	55.42	0.01	11.27	12.33	0.35	0.00	20.41	0.01	0.04	99.85	55.22	75.10
	17yq-2-2.24	0.00	0.07	50.56	0.01	10.19	15.03	0.36	0.00	23.47	0.03	0.05	99.77	49.96	69.29
	17yq-70-8.5	0.01	0.00	55.25	0.00	11.28	12.53	0.29	0.00	20.44	0.08	0.04	99.91	54.79	74.73
	17yq-70-8.18	0.00	0.01	53.87	0.00	11.07	13.45	0.33	0.00	20.94	0.03	0.00	99.70	53.89	72.88
	17yq-70-8.22	0.00	0.04	55.00	0.00	11.56	12.88	0.31	0.00	19.96	0.05	0.05	99.84	56.37	74.13
	17yq-70-8.26	0.01	0.01	55.20	0.01	11.55	12.86	0.36	0.00	19.99	0.00	0.02	100.00	56.19	74.22
	17yq-62-41.4	0.00	0.01	52.69	0.03	9.97	13.33	0.37	0.00	23.56	0.02	0.01	99.98	48.95	72.62
	17yq-62-41.17	0.00	0.01	53.71	0.02	10.92	12.93	0.33	0.00	22.05	0.00	0.05	100.01	53.32	73.60
	17yq-62-41.19	0.00	0.03	54.20	0.00	10.85	12.26	0.40	0.00	22.33	0.05	0.03	100.15	53.18	74.79
	17yq-62-41.21	0.00	0.00	54.16	0.01	11.29	12.74	0.32	0.01	21.22	0.00	0.06	99.80	55.06	74.03
	17yq-62-41.30	0.00	0.03	53.67	0.00	10.80	12.90	0.36	0.01	21.89	0.04	0.00	99.69	52.92	73.61
	17yq-2-1.89	0.00	0.00	54.88	0.00	11.01	16.05	0.33	0.00	18.20	0.04	0.11	100.62	52.78	69.64
	17yq-2-1.90	0.01	0.00	54.07	0.00	11.06	16.12	0.33	0.02	18.34	0.00	0.01	99.94	53.17	69.23
	17yq-2-1.91	0.00	0.00	54.98	0.00	11.14	15.57	0.40	0.00	18.00	0.01	0.02	100.11	53.70	70.32
	17yq-2-1.92	0.01	0.00	55.60	0.02	10.91	14.96	0.33	0.00	18.24	0.01	0.00	100.09	52.78	71.37
	17yq-2-1.93	0.50	0.02	55.38	0.00	10.04	14.29	0.37	0.02	19.17	0.00	0.04	99.82	48.43	72.23
	17yq-2-1.94	0.00	0.00	53.49	0.01	10.22	16.47	0.33	0.00	20.09	0.00	0.01	100.62	49.08	68.55
	17yq-2-1.95	0.00	0.04	54.08	0.02	10.50	15.57	0.34	0.00	19.56	0.00	0.04	100.15	51.07	69.97
	17yq-2-1.96	0.00	0.01	55.27	0.00	11.30	15.48	0.33	0.00	17.97	0.01	0.06	100.44	54.28	70.54
	17yq-2-1.102	0.00	0.00	54.92	0.00	11.04	16.12	0.33	0.00	18.57	0.00	0.00	100.97	52.61	69.57
	17yq-67-10.2	0.00	0.00	55.23	0.00	11.36	14.91	0.35	0.01	18.06	0.03	0.03	99.97	54.80	71.31
	17yq-67-10.3	0.00	0.01	54.27	0.00	10.90	15.75	0.34	0.00	18.69	0.00	0.04	99.99	52.64	69.80
	17yq-67-10.4	0.00	0.01	54.32	0.00	11.28	15.59	0.37	0.00	18.13	0.00	0.05	99.74	54.53	70.04
	17yq-67-10.5	0.00	0.05	54.74	0.00	11.35	15.24	0.31	0.00	18.18	0.03	0.07	99.95	54.96	70.67
	17yq-67-10.6	0.00	0.00	52.78	0.00	10.82	17.01	0.35	0.01	19.04	0.04	0.01	100.06	51.87	67.55
	17yq-67-10.7	0.00	0.00	53.92	0.00	10.53	15.72	0.34	0.00	19.30	0.00	0.06	99.86	50.99	69.71
	17yq-67-10.8	0.01	0.00	55.42	0.00	12.21	15.28	0.34	0.00	16.85	0.00	0.12	100.22	58.47	70.87
	17yq-67-10.52	0.04	0.02	49.88	0.00	10.61	19.57	0.30	0.00	19.71	0.01	0.00	100.14	50.30	63.10
	17yq-67-10.59	0.25	0.06	49.99	0.00	10.30	18.76	0.33	0.09	19.93	0.03	0.02	99.76	49.30	64.12
	17yq-67-10.60	0.02	0.02	50.44	0.00	10.11	18.64	0.42	0.02	20.07	0.01	0.08	99.83	48.73	64.48
	17yq-67-10.61	0.03	0.02	50.50	0.00	9.97	18.72	0.35	0.02	20.04	0.00	0.04	99.69	48.02	64.41
	17yq-67-11.13	0.01	0.02	48.25	0.02	10.44	20.88	0.33	0.00	20.25	0.04	0.01	100.24	49.39	60.79
	17yq-67-11.14	0.00	0.00	49.29	0.00	10.43	19.91	0.35	0.01	20.05	0.00	0.03	100.07	49.57	62.42
	17yq-67-11.18	0.00	0.02	50.19	0.00	10.10	19.15	0.30	0.01	20.32	0.01	0.00	100.10	48.27	63.75
	17yq-67-11.22	0.00	0.04	51.34	0.01	10.50	18.08	0.34	0.00	19.77	0.01	0.02	100.11	50.48	65.58
	17yq-67-11.23	0.03	0.04	50.44	0.01	10.28	19.12	0.31	0.02	19.70	0.03	0.03	100.00	49.23	63.90
	17yq-67-11.25	0.00	0.02	50.35	0.00	10.28	18.99	0.34	0.00	19.98	0.00	0.00	99.96	49.20	64.02
17yq-67-11.38	0.03	0.00	50.97	0.01	10.65	18.34	0.33	0.00	19.66	0.04	0.02	100.04	50.78	65.09	
17yq-67-11.42	0.02	0.04	49.67	0.01	11.30	20.07	0.31	0.01	18.74	0.00	0.04	100.20	53.46	62.41	
17yq-67-11.43	0.02	0.01	50.29	0.00	11.05	19.16	0.33	0.20	18.71	0.02	0.04	99.82	52.84	63.78	
17yq-67-11.47	0.00	0.00	51.57	0.02	10.31	18.31	0.38	0.00	19.12	0.00	0.04	99.75	49.63	65.39	
纯橄岩	17yq-85-4.1	0.00	0.04	52.96	0.00	11.88	12.52	0.29	0.00	22.00	0.12	0.05	99.85	57.65	73.94
	17yq-85-4.3	0.00	0.00	52.34	0.01	11.38	12.79	0.34	0.00	23.02	0.13	0.10	100.12	55.19	73.29
	17yq-85-4.5	0.00	0.00	52.88	0.02	11.38	12.80	0.38	0.00	22.68	0.12	0.00	100.26	55.07	73.48
	17yq-85-4.6	0.00	0.00	53.98	0.00	11.31	12.04	0.37	0.00	22.71	0.10	0.09	100.60	54.82	75.05
	17yq-85-4.7	0.00	0.00	53.39	0.01	11.23	12.26	0.36	0.01	23.04	0.13	0.06	100.49	54.49	74.50
	17yq-85-4.8	0.00	0.09	53.76	0.00	11.09	11.59	0.32	0.03	23.61	0.12	0.05	100.64	54.33	75.67
	17yq-85-4.9	0.00	0.06	53.10	0.00	11.05	12.32	0.35	0.00	23.18	0.13	0.09	100.27	54.02	74.31
	17yq-85-5.1	0.00	0.06	54.03	0.02	9.29	14.21	0.35	0.00	21.61	0.12	0.09	99.76	45.97	71.84
	17yq-85-5.4	0.10	0.08	53.05	0.00	10.31	14.81	0.35	0.01	20.62	0.12	0.07	99.50	50.49	70.62
	17yq-85-5.5	0.00	0.01	53.61	0.00	11.64	14.90	0.24	0.02	19.69	0.14	0.00	100.25	55.60	70.71
	17yq-85-10.3	0.01	0.00	58.65	0.00	8.08	9.55	0.20	0.00	22.92	0.18	0.03	99.63	40.59	80.47
	17yq-85-10.4	0.00	0.01	58.86	0.01	7.30	9.71	0.22	0.01	23.75	0.20	0.00	100.07	36.79	80.27
	17yq-85-10.8	0.00	0.01	60.05	0.00	8.30	8.20	0.43	0.00	23.00	0.19	0.03	100.21	42.00	83.10
	17yq-85-1.1	0.05	0.01	57.65	0.03	9.71	10.43	0.40	0.01	21.64	0.10	0.04	100.07	48.30	78.75
	17yq-85-1.5	0.00	0.00	59.20	0.00	9.38	9.28	0.37	0.01	21.12	0.07	0.03	99.45	47.20	81.06

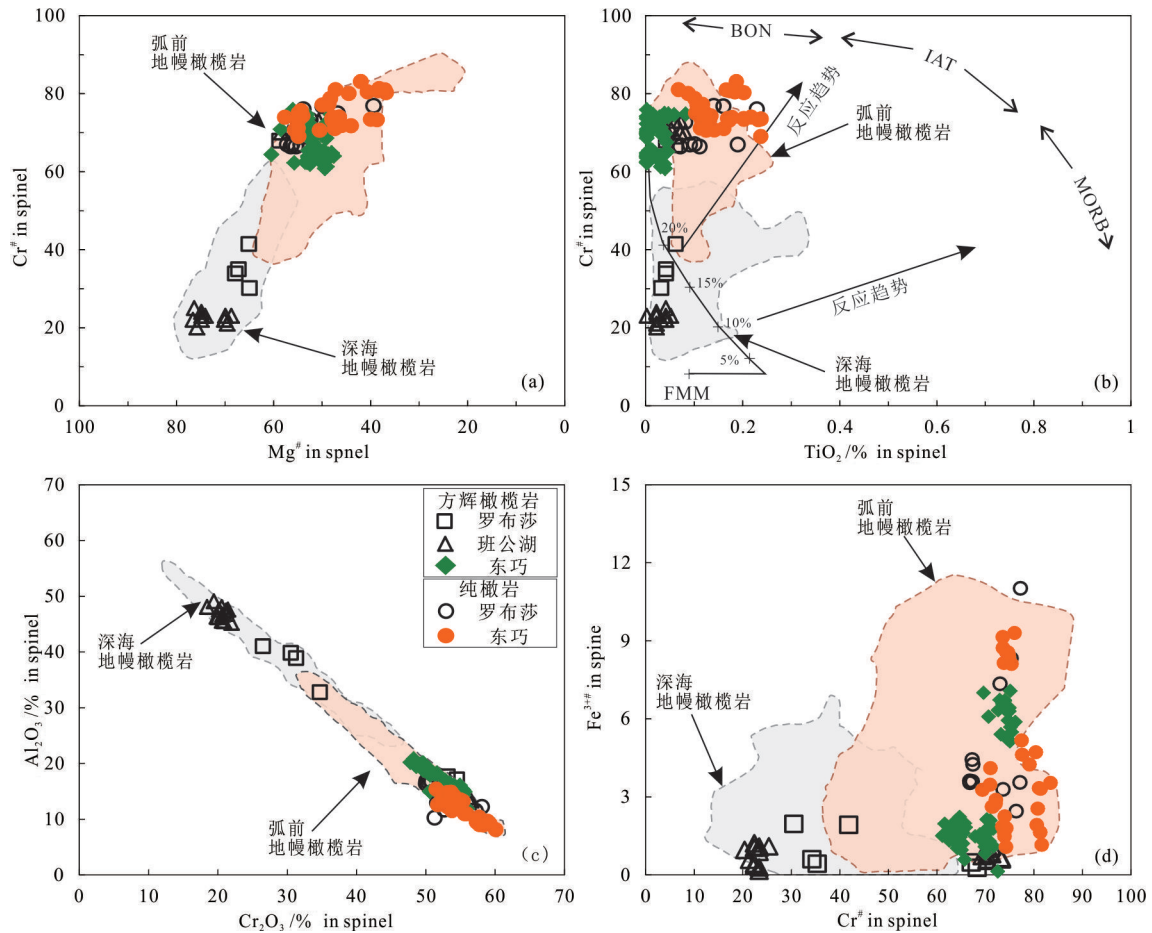


图8 东巧地幔橄榄岩尖晶石成分图解(据 Pearce et al., 2000; Tamura and Aria, 2006; Lian et al., 2016)  
(罗布莎数据据徐向珍, 2009; 班公湖数据据史仁灯, 2005)

MORB—大洋中脊型玄武岩; BON—玻安岩; FMM—富集的大洋中脊型地幔; IAT—岛弧拉斑质玄武岩

Fig.8 Compositional variations of spinels in peridotites of the Dongqiao ophiolite (after Pearce et al., 2000; Tamura and Aria, 2006; Lian et al., 2016)

Luobusha peridotite data (after Xu, 2009); Bangonghu peridotite data (after Shi, 2005)

MORB—Mid-ocean ridge basalt; BON—Boninite; FMM—Fertile MOR mantle; IAT—Island arc tholeiite

均较为均一,相同岩性的各个样品之间并无太大差异。从方辉橄榄岩到纯橄岩,地球化学成分趋向于MgO增加,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>减少的趋势,说明了亏损程度的减弱。而CaO含量在方辉橄榄岩中要高于在纯橄岩中,反映了方辉橄榄岩中含有更多的辉石等矿物。纯橄岩中的全铁Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>含量要高于方辉橄榄岩的,而FeO含量则低于方辉橄榄岩,这反映了纯橄岩所经历的更强的蚀变作用。K<sub>2</sub>O、MnO和TiO<sub>2</sub>三种氧化物含量在两种岩相中都很低。

在Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>-MgO/SiO<sub>2</sub>图解中(图9),方辉橄榄岩位于地幔趋势线附近,有部分样品在趋势线模型之下(Jagoutz et al., 1979; Hart and Zindler, 1986),MgO/SiO<sub>2</sub>值相对稍低;这通常认为是由于岩体在海

底经受海水改造作用使MgO丢失(Niu, 2004)所致。而纯橄岩样品则远远高于地幔趋势线,与此推论不同,但考虑到纯橄岩多经受后期的强烈蚀变作用且烧失量较高,推测可能是由于蛇纹石化使纯橄岩中硅酸盐矿物蚀变,K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O和CaO含量减少,从而导致MgO含量相对增加。同时通过图9显示,将东巧地幔橄榄岩数据与深海地幔橄榄岩、弧前地幔橄榄岩相对比,发现东巧地幔橄榄岩基本落在弧前地幔橄榄岩中。

MgO含量常作为“亏损指标”(Frey et al., 1985),反映地幔橄榄岩的亏损程度,因其值往往随着橄榄石含量呈正相关关系,MgO值越高,橄榄石含量越高,岩石越亏损。通过将东巧地幔橄榄岩中



表5 东巧蛇绿岩地幔橄榄岩全岩地球化学分析数据(主量元素/%, 稀土元素和微量元素/ $10^{-6}$ )Table5 Whole rock composition of Dongqiao peridotites (Major elements: wt%; Rare Earth Elements and trace elements:  $\times 10^{-6}$ )

样品号	17yq- 85-2	17yq- 85-3	17yq- 85-10	17yq- 2-2	17yq- 67-10	17yq- 70-1	17yq- 70-6	17yq- 70-8	17yq- 70-10	17yq- 74-1	17yq- 77-9
岩性	纯橄岩			方辉橄橄榄岩							
SiO <sub>2</sub>	32.98	32.54	33.19	40.04	41.17	40.63	40.07	40.96	40.12	39.28	39.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.78	0.14	0.31	0.35	0.28	0.30	0.35	0.19	0.31	0.27
CaO	0.09	0.14	0.11	0.29	0.34	0.29	0.17	0.26	0.14	0.26	0.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.88	5.15	5.07	2.65	2.78	1.95	2.28	2.50	3.27	3.30	2.74
FeO	2.55	2.62	2.66	4.31	4.56	5.14	4.99	4.89	4.24	3.63	4.56
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	41.19	40.47	41.17	42.01	43.03	44.19	44.23	43.60	43.16	41.11	43.09
MnO	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	<0.01	0.00	<0.01	<0.01	0.01	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CO <sub>2</sub>	0.91	1.17	0.86	0.86	0.72	0.69	0.86	0.52	0.69	0.33	1.03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	15.82	15.50	15.22	9.40	7.00	7.26	7.48	6.90	8.34	11.12	7.54
LOI	15.79	15.86	15.94	9.04	6.58	7.00	7.12	6.70	8.14	10.89	7.15
Total	97.84	97.69	98.40	98.79	98.96	99.59	99.28	99.38	99.38	98.90	97.82
La	0.07	0.05	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
Ce	0.11	0.08	0.08	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05	0.07	0.06	0.06
Pr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Eu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Gd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ho	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Er	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Lu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ΣREE	0.21	0.15	0.15	0.11	0.08	0.08	0.10	0.09	0.11	0.11	0.11
LREE	0.19	0.14	0.14	0.10	0.08	0.06	0.09	0.08	0.11	0.10	0.10
HREE	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
LREE/HREE	11.03	16.22	12.13	10.96	13.27	2.58	8.48	7.40	29.30	16.97	9.07
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.12	8.24	7.69	8.67	7.07	1.62	5.76	3.42	14.48	7.26	4.71
(La/Sm) <sub>N</sub>	10.19	10.10	22.50	9.57	13.43	6.88	10.98	8.04	15.03	13.56	8.80
δ Eu	2.11	1.28	1.66	3.21	2.85	3.08	3.88	1.92	3.37	3.42	1.86
Sc	3.56	4.43	4.45	7.46	7.72	6.62	6.03	7.30	6.33	7.30	7.50
V	12.13	23.38	22.45	20.58	21.28	16.13	13.25	19.88	15.68	20.37	18.04
Cr	5459.87	5780.10	5913.83	3103.52	2830.52	2750.50	2521.94	2972.44	2792.89	2772.41	2678.42
Co	115.19	111.59	116.18	101.80	101.67	101.30	105.32	105.31	105.75	98.92	103.85
Ni	2137.79	2072.05	2131.42	2265.33	2249.01	2330.53	2390.30	2306.03	2270.72	2238.72	2346.97
Cu	1.13	1.58	0.44	2.86	2.32	1.31	1.36	1.76	2.02	1.25	1.21
Zn	45.39	39.10	47.28	43.46	44.71	44.52	43.70	45.55	45.16	41.94	43.01
Rb	0.17	0.10	0.08	0.19	0.37	0.30	0.31	0.44	0.32	0.34	0.29
Sr	3.25	5.50	2.89	0.05	0.07	0.03	0.06	0.00	0.21	0.12	0.04
Y	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05	0.03	0.03	0.02	0.06
Zr	0.18	0.06	0.10	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.07	0.10	0.08
Nb	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
Ba	1.31	1.79	1.12	0.37	0.53	0.23	0.61	0.22	0.40	0.27	0.32
Hf	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ta	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Th	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
U	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

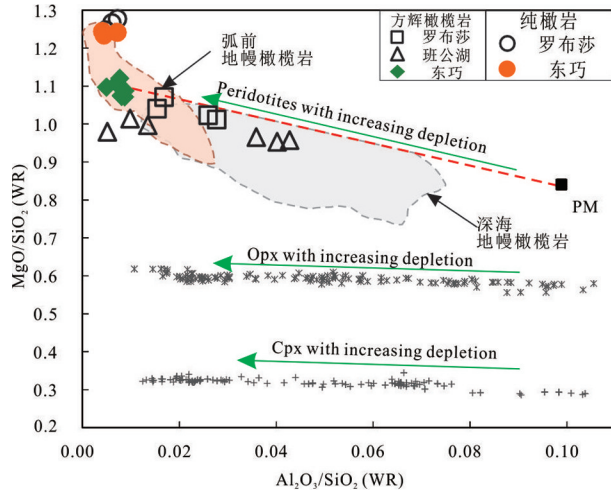


图9 东巧地幔橄榄岩全岩  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ 图解(据 Lian et al., 2016)

(地球序列据 Jagoutz et al., 1979; 深海地幔橄榄岩和弧前地幔橄榄岩据 Hattori and Guillot, 2007; 原始地幔据 McDonough and Sun, 1995; 罗布莎数据据徐向珍, 2009; 班公湖数据据史仁灯, 2005)

Fig.9 Whole rock weight ratios of  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  -  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  diagram of mantle peridotites from Dongqiao ophiolite (after Lian et al., 2016)

Terrestrial array after Jagoutz et al., 1979; abyssal peridotite and fore-arc peridotite after Hattori and Guillot, 2007; primitive mantle after McDonough and Sun, 1995; Luobusha peridotite data (after Xu, 2009); Bangonghu peridotite data (after Shi, 2005)

的各个元素分别对  $\text{MgO}$  含量进行投影, 并与原始地幔 (McDonough and Sun, 1995) 进行对比, 从而反映东巧地幔橄榄岩的全岩地球化学成分变化及相对亏损程度。

## 6.2 稀土元素特征

东巧地幔橄榄岩的稀土元素总量在  $0.083 \times 10^{-6} \sim 0.212 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $0.120 \times 10^{-6}$ 。其中纯橄岩稀土元素总量在  $0.148 \times 10^{-6} \sim 0.212 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $0.169 \times 10^{-6}$ ; 方辉橄岩稀土元素总量在  $0.083 \times 10^{-6} \sim 0.115 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $0.1 \times 10^{-6}$ , 纯橄岩稀土元素总量要稍高于方辉橄岩稀土元素总量。东巧地幔橄榄岩稀土元素总量均低于原始地幔(总量为  $7.43 \times 10^{-6}$ )和亏损地幔(总量为  $4.25 \times 10^{-6}$ )的含量, 这表明相较于原始地幔, 东巧地幔橄榄岩经历了一定程度的部分熔融作用 (Sun and McDonough, 1989; Salters and Stracke, 2004)。东巧地幔橄榄岩的 11 件样品, 除了 17yq-70-1 样品 LREE/HREE 值较低为 2.58, 17yq-70-10 样品 LREE/HREE 值较高为 29.30 外, 其他 9 个样品 LREE/HREE 值介于 7.40~16.97,

平均值为 11.73。同样除了 17yq-70-1 样品 ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> 值较低为 1.62, 而 17yq-70-10 样品 ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> 值较高为 14.48 外, 其余 9 个样品 ( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> 值介于 3.42~8.67, 平均值为 6.66。( $\text{La}/\text{Sm}$ )<sub>N</sub> 值除 17yq-85-10 样品较高外 (22.50), 其余样品值介于 6.88~15.03, 平均值为 10.66。东巧地幔橄榄岩 11 个样品的  $\delta\text{Eu}$  值介于 1.28~3.88, 平均值为 2.60, 为正异常;  $\delta\text{Ce}$  值介于 0.99~1.43, 平均值为 1.23。

虽然在不同样品中稀土元素的含量有一定变化, 但其配分模式均较一致的显示为“V”或者“U”型 (图 10)。LREE 相对较为富集, 但不同样品之间富集程度略有差异。从图 10 可以看出, 东巧纯橄岩的重稀土元素 (HREE) 含量稍高于方辉橄岩, 而轻稀土元素 (LREE) 含量则是在方辉橄岩要稍高些。另外, 与阿尔卑斯橄岩 LREE 亏损模式的特征明显不同, 东巧地幔橄榄岩可能不单单经历了早期的地幔交代作用, 还有可能遭受了俯冲洋壳的流体改造, 从而形成了如图 10 的不同特征。对于深海型地幔橄榄岩 (MOR 型) 和俯冲型地幔橄榄岩 (SSZ 型), 东巧纯橄岩和方辉橄岩要更接近于俯冲型地幔橄榄岩。

## 6.3 微量元素特征

东巧地幔橄榄岩原始地幔标准化微量元素蜘蛛图显示 (图 11): 总体呈左高右低的斜坡特征。大离子亲石元素 Rb 等富集, 指示了俯冲带壳源的流体作用 (熊发挥等, 2013), 而 Sr 元素在纯橄岩中富集含量要远远高于在方辉橄岩中。高场强元素 Nb 和 Th 亏损, 而 Zr、Ta、U、Y 和 Er 显示为富集, Nd 和 Hf 显示一定程度的亏损。另外 Eu 显示为正异常, Tb 和 Ho 显示为负异常。

## 7 讨论

### 7.1 地幔橄榄岩的部分熔融特征

地幔橄榄岩的矿物地球化学特征以及全岩地球化学特征可以揭示地幔橄榄岩的部分熔融过程 (Parkinson and Pearce, 1998; Xu et al., 2011)。

在尖晶石相的二辉橄岩部分熔融过程中, 单斜辉石往往是消耗最快的矿物相 (Jaques et al., 1989); 而部分熔融如果是起源于石榴子石相的地幔橄榄岩, 则单斜辉石可以保存在较高的部分熔融程度 (Parkinson and Pearce, 1998)。通常认为上地

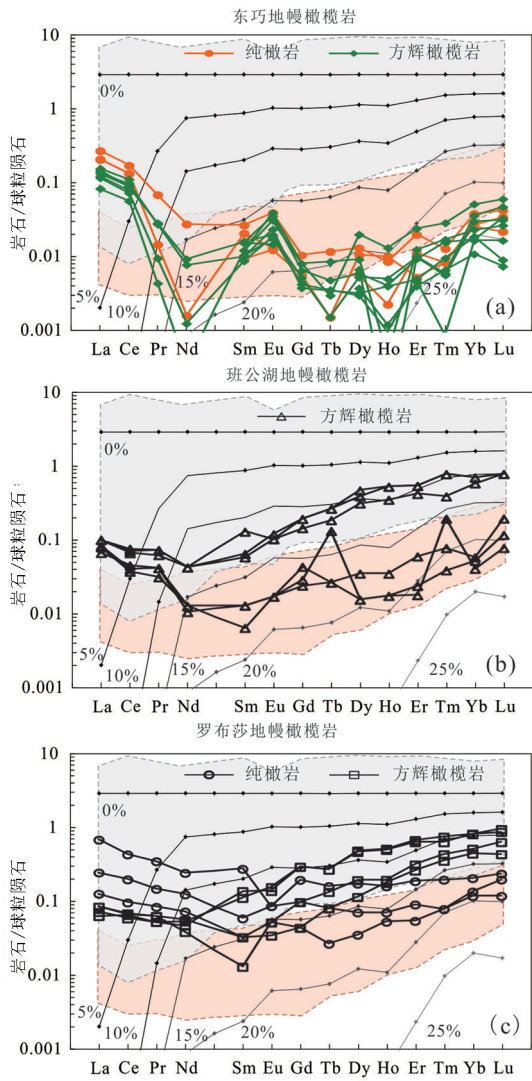


图10 东巧、班公湖、罗布莎地幔橄榄岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(标准化值据 McDonough and Sun, 1995; 据 Lian et al., 2016)

(图中灰色区域代表深海地幔橄榄岩变化范围据 Niu, 2004; 粉色区域代表 Izu-Bonin-Mariana 弧前地幔橄榄岩的变化范围据 Parkinson and Pearce, 1998; 图中黑线代表尖晶石相地幔源区在近分离熔融模型经过 2%~20% 熔体提取后的熔融残余据 Krishnakanta Singh, 2013; 罗布莎数据据徐向珍, 2009; 班公湖数据据史仁灯, 2005)

Fig.10 Chondrite-normalized REE patterns (normalization values after McDonough and Sun, 1995) for the peridotites from Dongqiao ophiolite (after Lian et al., 2016)

The gray region represents compositional variations of abyssal peridotites (after Niu, 2004); the pink region represents compositional variations of fore-arc peridotites from Izu-Bonin-Mariana (after Parkinson and Pearce, 1998); the dash lines are the range of model residual mantle compositions calculated using the modelling of near-fractional melting for different amounts of melt extraction (2%–20%) melting within the spinel stability field (after Krishnakanta Singh, 2013); Luobusha peridotite data (after Xu, 2009); Bangonghu peridotite data (after Shi, 2005)

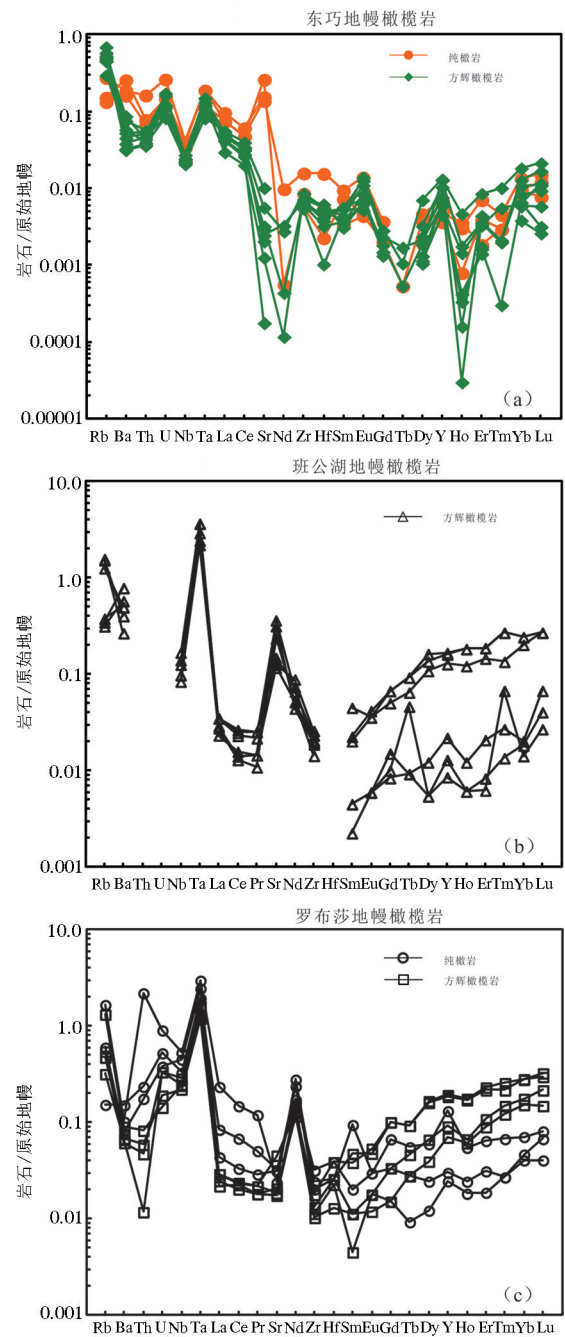


图11 东巧、班公湖、罗布莎地幔橄榄岩原始地幔标准化微量元素蜘蛛图(标准化值据 McDonough and Sun, 1995; 罗布莎数据据徐向珍, 2009; 班公湖数据据史仁灯, 2005)

Fig.11 Primitive mantle-normalized trace elements patterns (normalization values after McDonough and Sun, 1995) for the peridotites from Dongqiao ophiolite Luobusha peridotite data (after Xu, 2009); Bangonghu peridotite data (after Shi, 2005)

幔由二辉橄榄岩组成,室内试验模拟研究表明:尖晶石二辉橄榄岩在压力为10~20 kbar范围内,随着岩石经受的熔融程度增加,其中单斜辉石含量迅速减少,斜方辉石含量则是在逐渐降低(Dupuis et al., 2005)。进一步量化来讨论,在无水熔融的过程中,如果地幔橄榄岩所经历的部分熔融程度大于25%,那么其中单斜辉石的矿物含量将由大概15%(部分熔融程度为0时的富集地幔橄榄岩)迅速降至0%。Gaetani and Grove(1998)通过实验研究显示,相对于上述无水部分熔融条件下单斜辉石的含量变化,在含水熔融条件下,单斜辉石含量的下降速度有所减缓,可以在较高部分熔融状态下有所保存。所以,我们认为地幔橄榄岩中单斜辉石的含量可以反映出岩石所经历的亏损和部分熔融程度,单斜辉石的含量应该是与地幔橄榄岩的部分熔融程度呈负相关。在东巧方辉橄榄岩中单斜辉石含量 $\leq 3\%$ ,纯橄岩中单斜辉石含量 $\leq 1\%$ ,说明东巧地幔橄榄岩经历较高等度的亏损和部分熔融过程。

东巧地幔橄榄岩中橄榄石全部都为镁橄榄岩,地幔橄榄岩中镁橄榄石的含量可以反映岩石总体的部分熔融程度(Gaetani and Grove, 1998)。东巧地幔橄榄岩中橄榄石Fo值在89.8~92.5,远高于原始地幔,说明东巧地幔橄榄岩经历了一定程度的部分熔融。进一步对于比班公湖—怒江缝合带西段的班公湖地幔橄榄岩(史仁灯, 2005)和雅鲁藏布江东段的罗布莎地幔橄榄岩(徐向珍, 2009),虽同是经历了较高等度部分熔融,但结合图5所示发现东巧地幔橄榄岩部分熔融和亏损程度与班公湖地幔橄榄岩相当,但要稍低于罗布莎地幔橄榄岩。除了橄榄石的Fo值,斜方辉石和单斜辉石中的 $Al_2O_3$ 含量也可以作为部分熔融程度的指示剂,即地幔橄榄岩中 $Al_2O_3$ 含量越低,表示其部分熔融程度越高(Dick and Bullen, 1984; Niu and Hekinian, 1997)。通过图6、图7所示,东巧地幔橄榄岩单斜辉石和斜方辉石中均具有极低的 $Al_2O_3$ 含量和较高的 $Mg^\#$ ,这说明东巧地幔橄榄岩经历了较高等度的部分熔融。与班公湖地幔橄榄岩个罗布莎地幔橄榄岩相对比来看,三者之间的 $Al_2O_3$ 含量均较低,并无太大区别。在东巧地幔橄榄岩中,铬尖晶石含量虽然较低,以副矿物形式出现,其成分不易受后期蚀变作用影响而较为稳定,而其成分变化是由地幔橄榄岩部分熔融程度所控制

的,所以从铬尖晶石的成分组成中可以反演出地幔橄榄岩所经历的部分熔融过程,并将其作为研究地幔橄榄岩部分熔融过程的重要指示剂(Arai, 1994; Barnes and Roeder, 2001)。结合图8b中的 $Cr^\#-TiO_2$ 图解可以对东巧地幔橄榄岩的部分熔融程度进行一个估算:其部分熔融程度大致在25%~35%,属于经历了较高等度的部分熔融。

通过地幔橄榄岩全岩的Tb/Yb- $Al_2O_3$ 双变量图解可以确定东巧地幔橄榄岩发生部分熔融的源区。图12显示:东巧地幔橄榄岩的部分熔融趋势与尖晶石相地幔源区的部分熔融趋势基本一致,同时在室内岩相学和显微结构观察过程中,并未在方辉橄榄岩中发现有斜长石的存在,依此我们推断东巧地幔橄榄岩应该是来源于上文所提到的尖晶石相二辉橄榄地幔源区的部分熔融残余。在图12中通过对比我们还发现,Mannipur深海地幔橄榄岩位于尖晶石相地幔源区部分熔融的上部位置,为东巧地幔橄榄岩则处于该图解的下部末端位置,这也说明了东巧地幔橄榄岩的部分熔融程度要大于Mannipur深海地幔橄榄岩。相类似的,与罗布莎地幔橄榄岩和班公湖块状地幔橄榄岩相对比,三处蛇绿岩地幔橄榄岩虽然都属于尖晶石相地幔源区的部分熔融残余,但东巧地幔橄榄岩的部分熔融程度明显要更高一些。

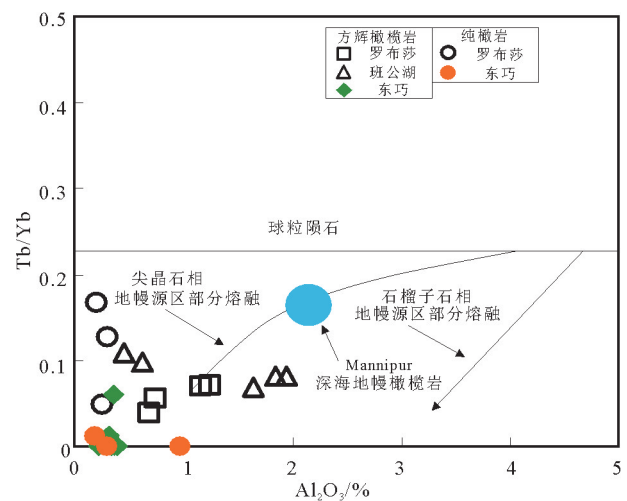


图12 东巧地幔橄榄岩Tb/Yb- $Al_2O_3$ 图解(据Krishnakanta Singh, 2013)

Fig.12 Plot of Tb/Yb versus  $Al_2O_3$  for peridotites from Dongqiao ophiolite (after Krishnakanta Singh, 2013)

在东巧地幔橄榄岩球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图解中,LREE元素相对来说较为分散些,而末端的HREE元素则相对较为集中,这是由于HREE元素在板块俯冲过程中较为稳定,受外界影响较小所致。所以用HREE元素含量为工具可以研究东巧地幔橄榄岩的部分熔融程度(Dupuis et al., 2005; 史仁灯等, 2005)。通过东巧地幔橄榄岩的球粒陨石标准化稀土元素配分模式与前人建立的尖晶石相地幔源区部分熔融模式曲线(Niu, 2004; Krishnakanta Singh, 2013)进行对比以及大致测算,我们得出东巧地幔橄榄岩的部分熔融程度在22%~28%之间,再综合考虑图10中的(b)、(c)即班公湖地幔橄榄岩和罗布莎地幔橄榄岩,东巧地幔橄榄岩的部分熔融程度均在这两者之上,也远远高于在快速扩张大洋中脊环境下的深海地幔橄榄岩10%~22%的部分熔融程度(Niu, 1997; Niu and Hekinian, 1997)。

## 7.2 东巧地幔橄榄岩流体/熔体交代反应

一般认为蛇绿岩中的地幔橄榄岩是由于地幔发生了不同程度的部分熔融亏损之后的地幔残余(Loney and Himmelberg, 1973)。但从东巧地幔橄榄岩的矿物化学特征和全岩地球化学特征来看,不能单用地幔的部分熔融残余来解释它的形成。

在东巧球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图中,东巧地幔橄榄岩呈“V”型(或“U”型)的配分模式(图10a),其左高右低的斜坡特征,反映了LREE元素的轻微富集。前人多认为这种LREE富集的特征是由于已经发生了亏损的地幔橄榄岩接着与富集LREE元素的流体或是熔体发生了交代作用所导致的(Parkinson and Pearce, 1998; 李源等, 2012)。同时东巧地幔橄榄岩原始地幔标准化的微量元素蜘蛛图中(图11a),Rb、U、Ta、Zr、Eu和Y元素都具有明显的正异常特征,而Sr元素在纯橄岩和方辉橄榄岩中含量差别较大,纯橄岩中Sr元素含量远远高于方辉橄榄岩,所以在东巧地幔橄榄岩中富集LREE元素以及大离子亲石元素。作为不相容元素中与大离子亲石元素相对的高场强元素其离子半径小,一般在水溶液中特别难熔,在风化和变质过程中也非常不活泼,活动性很弱,在东巧地幔橄榄岩中高场强元素Zr和Ta为正异常,而Hf和Nb表现为负异常,这说明在东巧地幔橄榄岩形成过程中有熔体残余发生交代作用。在室内岩相学和显微结

构观察过程中,在东巧方辉橄榄岩中常见有大颗粒的斜方辉石其边部呈港湾状,有细粒橄榄石和晚世代的斜方辉石分布在大颗粒的斜方辉石港湾处(图4a、c),这反映了在岩石-熔体反应过程中,早世代的粗粒斜方辉石发生熔解,而后期的细粒橄榄石和斜方辉石发生沉淀(Lian et al., 2016)。大离子亲石元素作为低场强元素,离子半径大,电荷低,当熔融或是结晶作用发生时,这些元素更偏向集中在熔体相中,其化学活动性较强,属于活泼元素。

前人认为富含大离子亲石元素(包括LREE元素)的流体或熔体在洋内岛弧环境可以广泛存在(Savov et al., 2005a, b),为部分熔融残余的地幔橄榄岩与这些熔体或流体发生交代反应提供了可能性。来自俯冲带的玻安质熔体通常具有富集LREE、Rb、U、Zr和Sr等元素的特征(Kelemen et al., 1992),所以我们推测可能是玻安质熔体的交代作用使东巧地幔橄榄岩的元素含量发生变化。地幔橄榄岩中的纯橄岩被认为是位于上地幔的橄榄岩和熔体之间发生相互作用,直至单斜辉石、斜方辉石依次发生熔解,橄榄石沉淀并最终形成(Kelemen et al., 1992; Zhou et al., 2005)。在东巧蛇绿岩中还伴随有典型的豆荚状铬铁矿矿体产出,其铬铁矿全部都是高铬型铬铁矿,高铬型铬铁矿则多被看做是地幔橄榄岩与玻安质熔体发生相互作用产生的(Zhou and Robinson, 1994; Zhou et al., 1996)。

为区分东巧地幔橄榄岩部分熔融作用和岩石-熔体交代作用,我们通过图8b可以得出:纯橄岩应该是熔岩反应的结果,而不是部分熔融的产物。因为在 $TiO_2-Cr^{\#}$ 图解中(图8b)纯橄岩的铬尖晶石中 $TiO_2$ 含量明显已偏离富集大洋中脊玄武岩地幔的熔融趋势曲线,这些铬尖晶石与在铬铁矿中的成分基本一致,所以纯橄岩应该是富镁的岩浆与方辉橄榄岩反应的产物。并且从方辉橄榄岩再到纯橄岩,铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 和 $TiO_2$ 含量均有所增加,同时方辉橄榄岩和纯橄岩中的副矿物铬尖晶石其成分逐渐向玻安岩的铬尖晶石成分接近,而尖晶石中Ti含量的逐渐增加可能是由于部分熔融残余的地幔与熔体之间发生交代作用的结果(Lian et al., 2016)。前人也指出大多数处在大陆与俯冲作用的岩浆岛弧下部的地幔会经历熔体-地幔相互作用的改造(Kelemen et al., 1992)。综合上述证据和分析,我们

猜测东巧地幔橄榄岩不仅仅遭受的部分熔融亏损,之后还应该经历了熔体的交代作用,但期间可能还发生了俯冲带流体对地幔橄榄岩的改造。

利用高度相容元素 Ni、轻微不相容元素 Sc、中度不相容元素 Al、强不相容元素 Ti 以及高度不相容元素 Zr 这五种元素的不同相容性做双变量图解(图 13),来进一步探究东巧地幔橄榄岩与熔体之间的相互作用(Pearce et al., 2000; Dupuis et al., 2005),图 13 的双变量图解显示:除了 Ni 与 Zr 表现出轻微的富集趋势,Sc、Al 以及 Ti 都是呈亏损的趋势,并且图解全部揭示了在东巧地幔橄榄岩形成过程中除了部分熔融之外还有熔体-岩石反应的发生。而元素的亏损和富集情况可能是由于东巧地幔橄榄岩在地幔与熔体发生相互作用过程中,单斜辉石以及斜方辉石依次发生熔解,而橄榄石结晶所致。Pearce et al (2000) 提出三种熔体-岩石反应模式:



根据岩相学和矿物地球化学以及全岩地球化学来看,东巧地幔橄榄岩的熔体-岩石反应可能更趋近于 Pearce et al 所提出的模式(1)的特征。

### 7.3 东巧地幔橄榄岩构造背景

关于蛇绿岩的形成背景,在 20 世纪 80 年代以前,多被认为形成于洋中脊环境(MOR)。而在此后随着研究手段的进步,以及对全世界不同地区蛇绿岩的研究和众多深海、大洋钻探计划的开展,引起了有关蛇绿岩构造环境、动力循环机制等问题的一系列讨论和争议,不断详实的资料也表明大多数处于造山带中的蛇绿岩为 SSZ 型蛇绿岩,其形成受俯冲作用的参与并扮演着关键角色(Pearce, 2003; Shi et al., 2007; 杨经绥等, 2011; 李源等, 2012)。

地幔橄榄岩的形成与蛇绿岩构造背景和岩石的矿物化学特征以及全岩地球化学特征息息相关。在橄榄石的 NiO-Fo、MnO-Fo 图解中(图 5),纯橄岩和方辉橄岩的成分有所差异,其中纯橄岩主要落在弧前地幔橄榄岩、深海地幔橄榄岩以及弧前地幔橄榄岩的交界部位;而方辉橄岩除了纯橄岩所处的两个区域外,也有部分落在深海地幔橄榄岩区域(Parkinson and Pearce 1998)。在斜方辉石的 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Mg<sup>#</sup>和 TiO<sub>2</sub>-Mg<sup>#</sup>图解中(图 6)也显示出类

似特征,纯橄岩基本落在弧前地幔橄榄岩区域内,偶尔在弧前地幔橄榄岩和深海地幔橄榄岩交界周边,方辉橄岩在深海地幔橄榄岩的区域范围内也有分布;在东巧地幔橄榄岩的单斜辉石成分图解中,绝大多数纯橄岩和方辉橄岩落在了弧前地幔橄榄岩区域范围内,但也有部分方辉橄岩是落在深海地幔橄榄岩和弧前地幔橄榄岩的接触过渡地带。这一系列证据都表明了东巧地幔橄榄岩含有初始的深海地幔橄榄岩的特征,但后期受到较强的俯冲带环境改造。

豆荚状铬铁矿常常产于蛇绿岩的超镁铁质岩石中(鲍佩声, 1999; 杨经绥等, 2011)。虽然纯橄岩和方辉橄岩的铬尖晶石 Cr<sup>#</sup>值有所差异,但均大于 60,属于 Dick and Bullen(1984)将阿尔卑斯型地幔橄榄岩分为三种类型中的 III 型,表明其经历了较程度部分熔融,属于岛弧环境。前人认为豆荚状铬铁矿是玻安质熔体与岩石反应之后结晶而成的,在其上升过程中,地幔橄榄岩熔融参与发生交代作用(Zhou et al., 1996)。同时玻安质熔体也是俯冲背景下的产物之一。

通过以上矿物地球化学和全岩地球化学的证据相结合,东巧地幔橄榄岩应该是最初形成于大洋中脊的环境中,之后进入到俯冲带环境遭受到强烈改造作用。

### 7.4 与雅鲁藏布江缝合带和班公湖—怒江缝合带其他蛇绿岩的比较

东巧蛇绿岩位于班公湖—怒江缝合带中段,属于中段四个亚带中的东巧—伦波拉亚带,东西两个岩体的面积总共约 60 km<sup>2</sup>,与雅鲁藏布江东段的罗布莎岩体(70 km<sup>2</sup>)(杨经绥等, 2008)大致相当,但远远小于班公湖—怒江缝合带东段的丁青岩体(550 km<sup>2</sup>)(王建平等, 2002)。

本文结合东巧地幔橄榄岩的岩石学、矿物学和地球化学的多方面分析认为:东巧地幔橄榄岩可能并非经历单一的构造环境,而是受到两种不同的构造环境的改造,即东巧地幔橄榄岩起先是形成于大洋中脊的环境,随后受到了俯冲带环境的改造,地幔橄榄岩位于俯冲带的上部,经历了高度部分熔融后又遭受来自俯冲带的并且富含大离子亲石元素(LREE)的流体/熔体改造。在雅鲁藏布江东段的罗布莎蛇绿岩中,Xu et al.(2011)指出罗布莎蛇绿岩中

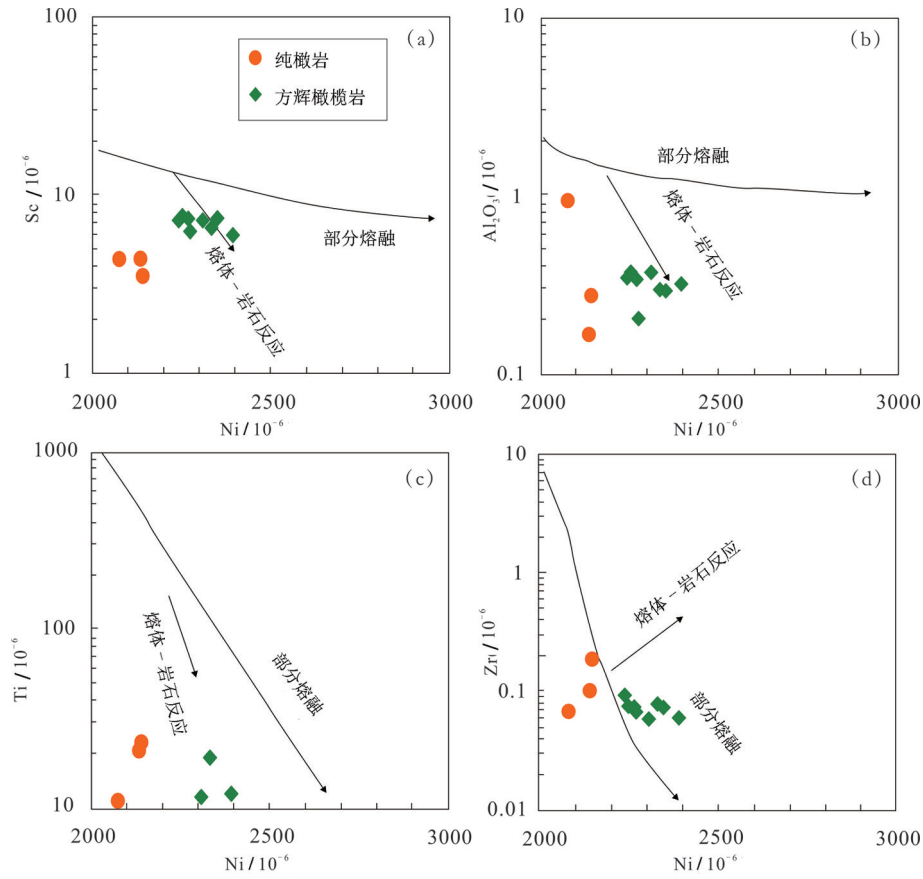


图 13 东巧蛇绿岩中地幔橄榄岩 Sc-Ni(a); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Ni(b); Ti-Ni(c); Zr-Ni(d)图解(据 Pearce et al., 2000)

Fig.13 Plots of Sc(a), Al(b), Ti(c) and Zr(d) against Ni for peridotites from Dongqiao ophiolite with partial melting trends (after Pearce et al., 2000)

的康金拉地幔橄榄岩早期为 MOR 环境的地幔橄榄岩,形成于扩张脊构造背景,之后发生洋内俯冲作用,产生了 SSZ 构造环境的烙印;熊发挥等(2013)认为雅鲁藏布江西段的普兰岩体存在三次部分熔融作用,并且经历了两个阶段,即早期的 MOR 构造背景,以及就位过程中 SSZ 环境的改造。而对于班公湖—怒江缝合带西段的班公湖蛇绿岩,史仁灯(2005)在其中分出角砾状低 Cr<sup>#</sup>尖晶石相含 Cpx 的方辉橄榄岩和块状高 Cr<sup>#</sup>尖晶石相的方辉橄榄岩,分别对应着洋中脊环境和俯冲带环境,而类似于日本海弧后盆地的枕状熔岩和岩墙的发现,也间接说明班公湖—怒江缝合带存在弧后盆地。这说明与东巧地幔橄榄岩相似地发生这种洋内俯冲作用在雅鲁藏布江缝合带和班公湖—怒江缝合带的蛇绿岩中普遍存在。

在东巧地幔橄榄岩中还赋存有大量的豆荚状铬铁矿,矿石类型以浸染状、条带浸染状和块状为

主,其作为班公湖—怒江缝合带上规模较大的豆荚状铬铁矿矿床,与我国最大的铬铁矿产区罗布莎铬铁矿有着一定的相似特征。并且在野外踏勘以及工作过程中,除在东巧地区,还在其南部 100 km 的蓬湖蛇绿岩也发现有铬铁矿矿石,在东段的丁青蛇绿岩中也有一定规模豆荚状铬铁矿产出。因此,班公湖—怒江缝合带的蛇绿岩具有广阔的铬铁矿找矿前景,是良好的铬铁矿勘探靶区。

近年来,关于雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩中的矿物学研究也取得突破性进展:在雅鲁藏布江缝合带的多处地幔橄榄岩和铬铁矿中发现有金刚石、碳化硅等超高压/超还原异常矿物群,同时还有指示深部成因且呈斯石英假象的柯石英存在(Yang et al., 2007, 2014, 2015; 杨经绥等, 2011, 2013)。Xiong et al(2017)在班公湖—怒江缝合带东段的丁青地幔橄榄岩中也报道了与雅鲁藏布江缝合带相类似的异

常矿物群发现。这表明班公湖—怒江缝合带蛇绿岩的成因问题,除了洋中脊环境和俯冲带的改造之外,还有着深部作用的参与。所以,对于东巧地幔橄榄岩和铬铁矿的研究,单单从矿物和岩石地球化学方面开展工作还远远不够,更应进一步关注东巧地幔橄榄岩和铬铁矿中的异常矿物,以期充分揭示东巧蛇绿岩的成因问题。

## 8 结 论

本文主要对班公湖—怒江缝合带中段的东巧蛇绿岩中的地幔橄榄岩在开展野外填图的基础上,进行了详尽的室内研究工作,通过岩石学、矿物学以及全岩地球化学等方面的分析讨论,尝试探讨东巧地幔橄榄岩的野外产出特征、部分熔融程度、熔体/流体交代作用以及形成构造环境等问题,得到以下结论和初步认识:

(1)东巧地幔橄榄岩主要由方辉橄榄岩和纯橄岩组成,其中方辉橄榄岩占主体部分,但豆荚状铬铁矿多呈条带浸染状赋存在厚层且延伸较远的纯橄岩中。纯橄岩遭受蚀变较强,东岩体以蛇纹石化为主呈黄绿色,西岩体以风化作用为主呈土黄色。

(2)东巧地幔橄榄岩来源于尖晶石相的地幔源区部分熔融,其部分熔融程度较高,在22%~28%,高于深海地幔橄榄岩的部分熔融程度(10%~22%)。

(3)东巧地幔橄榄岩具有U型(V型)球粒陨石标准化的稀土元素配分模式,其中Rb、U、Ta、Zr、Eu和Y等元素表现为富集特征,表明东巧地幔橄榄岩经历部分熔融残余受到熔体/流体作用的强烈改造作用。

(4)矿物地球化学和全岩地球化学结果显示,东巧地幔橄榄岩可能形成于大洋中脊的扩展环境,之后由于洋内俯冲作用,使原本位于俯冲带上部的地幔橄榄岩熔融残余又遭受俯冲所带来的熔体/流体后期改造。

**致谢:**感谢西藏矿业公司教授级高工巴登珠的指导,野外期间还受到西藏自治区地质矿产勘查开发局第五地质大队董玉杰、张智霖、赤列、晁增华等人的帮助,电子探针测试在东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室郭国林教授的帮助下完成,论文撰写过程中与邱添、卢雨潇、杨胜标等人进行了有益的讨论,审稿专家对本文提出了宝贵的修改意见,在此致以诚挚的谢意!

## 注释

① 西藏自治区地质矿产勘查开发局第五地质大队. 2016. 班公湖—怒江缝合带中段东巧岩体及外围铬铁矿资源潜力评价.

## References

- Allegre C J, Courtillot V, Tapponnier P, Hirm A, Mattauer M, Coulon C, Jaeger J J, Chache J, Schärer U, Marcoux J, Burg J P, Girardeau J, Armijo R, Gariépy C, Gopel C, Li Tingdong, Xiao Xuchang, Chang Chenfa, Li Guangqin, Wang Xibin, Den Wanming, Sheng Huaibin, Cao Yougong, Zhou Ji, Qiu Hongrong, Bao Peisheng, Wang Songchan, Wang Bixiang, Zhou Yaoxiu, Ronghua Xu. 1984. Structure and evolution of the Himalaya–Tibet orogenic belt[J]. *Nature*: 17–22.
- Arai, Shoji. 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships: review and interpretation[J]. *Chemical Geology*, 113: 191–204.
- Bai Wenji, Yang Jingsui, Fang Qingsong, Yan Binggang, Shi Rendeng. 2003. An unusual mantle mineral group in ophiolites of Tibet[J]. *Geology of China*, 30(2): 144–150(in Chinese with English abstract).
- Baker M B, Hirschmann M M, Ghiorso M S, Stolper E M. 1995. Compositions of near–solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculation[J]. *Nature*, 375: 308–311.
- Bao Peisheng. 1999. Chromite Deposits in China[M]: Science Press(in Chinese).
- Barnes Stephen J, Roeder Peter L. 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 42: 2279–2302.
- Bezard Rachel, Hébert Réjean, Wang Chengshan, Dostal Jaroslav, Dai Jingen, Zhong Hanting. 2011. Petrology and geochemistry of the Xiugugabu ophiolitic massif, western Yarlung Zangbo suture zone, Tibet[J]. *Lithos*, 125: 347–367.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xixiu Autonomous Region. 1993. Regional Geological Records of Tibet Autonomous Region[M]. Geological Publishing House(in Chinese).
- Chen Yupeng. 2012. Bangong Lake–Nu Jiang River Suture Zone of the Middle Dongqiao Area of Ophiolite and Chromite Metallogenic Mode of Discussion[D]. Beijing: China University of Geosciences (in Chinese with English abstract).
- Dick Henry J B, Natland James H C. 1996. Late stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 147: 103–134.
- Dick Henry J B. 1977. Partial melting in the Josephine Peridotite: The effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry[J]. *American Journal of Science*, 277: 801–832.
- Dick Henry J B, Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic



- indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 54–76.
- Du Dedao, Qu Xiaoming, Wang Genghou, Xin Hongbo, Liu Zhibo. 2011. Bidirectional subduction of the Middle Tethys oceanic basin in the west segment of Bangonghu–Nujiang suture, Tibet: Evidence from zircon U–Pb LAI CPMS dating and petrogeochemistry of arc granites[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7):1993–2002(in Chinese with English abstract).
- Dupuis C, Hébert R, Dubois–Côté V, Wang C S, Li Y L, Li Z J. 2005. Petrology and geochemistry of mafic rocks from melange and flysch units adjacent to the Yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet[J]. *Chemical Geology*, 214: 287–308.
- Gaetani Glenn A, Grove Timothy L. 1998. The influence of water on melting of mantle peridotite[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131: 323–346.
- Guillot S, Gerya T, Gorczyk W, Hattor K, Schwarts S, Saumur B, Vidal O. 2007. Exhumation processes in oceanic and continental context[C]. *AGU Fall Meeting Abstracts*. 88(52): 1–2.
- Hart Stanley R, Zindler Alan. 1986. In search of a bulk– Earth composition[J]. *Chemical Geology*, 57: 247–267.
- Huang Qiangtai, Li Jianfeng, Xia Bin, Yin Zhengxin, Zheng Hao, Shi Xiaolong, Hu Xichong. 2015. Petrology, geochemistry, chronology and geological significance of Jiang Tso ophiolite in middle segment of Bangonghu–Nujiang Suture Zone, Tibet[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences* 40(1): 34–48 (in Chinese with English abstract).
- Huang Qiangtai, Xia Bin, LiQiang, Zhong Yun, Hu Xichong, Zheng Hao. 2015. Geochemical signatures and tectonic setting of the basalts from the Dongqiao region, Xizang[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 35(2): 97–103(in Chinese with English abstract).
- Irvine T N. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4: 71–103.
- Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H. 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules[C]. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 2031–2050.
- Jaques A L, Hall A E, Sheraton J W. 1989. Composition of crystalline inclusions and C– isotopic composition of Argyle and Ellendale diamonds[J]. *Kimberlites and Related Rocks*, 2: 966–989.
- Kelemen Peter B, Dick Henry J B, Quick James E. 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle[J]. *Nature*, 358: 635–641.
- Kong Weihua, Tu Jianghai, Yin Benyin, Zou Ruanbing, Liu Mingmin. 2016. Geochemical characteristics of rocks and geological significance of basalt in Dongqiang area of Tibet[J]. *Resources Environment & Engineering*, 30(6): 801–808(in Chinese with English abstract).
- Krishnakanta Singh A. 2013. Petrology and geochemistry of abyssal peridotites from the Manipur Ophiolite Complex, Indo–Myanmar Orogenic Belt, Northeast India: implication for melt generation in mid–oceanic ridge environment[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66: 258–276.
- Leblanc M, Chromite growth. 1980. dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations[J]. *Mineralium Deposita*, 15: 201–210.
- Lian Dongyang, Yang Jingsui, Xiong Faihui, Liu Fei, Wang Yunpeng, Zhou Wenda, Zhao Yijue. 2014. Composition characteristics and tectonic setting of the Dajiweng peridotite in the Western Yarlung–Zang Ophiolitic Belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(8):2164–2184 (in Chinese with English abstract).
- Lian Dongyang, Yang Jingsui, Robinson, Paul T Robisin, Liu Fei, Xiong Fahui, Zhang Lan, Gao Jian, Wu Weiwei. 2016. Tectonic evolution of the western Yarlung Zangbo Ophiolitic Belt, Tibet: Implications from the petrology, mineralogy, and geochemistry of the peridotites[J]. *The Journal of Geology*, 124: 353–376.
- Liu Fei, Yang Jingsui, Chen Songyong, Li Zhaoli, Lian Dongyang, Zhou Wenda, Zhang Lan. 2013. 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*, 40(3): 742–755(in Chinese with English abstract).
- Liu Tong, Zhai Qingguo, Wang Jun, Bao Peisheng, Qiangba Zhaxi, Tang Suohan, Tang Yue. 2016. Tectonic significance of the Dongqiao ophiolite in the north–central Tibetan plateau: Evidence from zircon dating, petrological, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 116: 139–154.
- Li Yuan, Yang Jingsui, Liu Zhao, Jia Yi, Xu Xiangzhen. 2011. The origins of Baer ophiolitic peridotite and its implication in the Yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3239–3254(in Chinese with English abstract).
- Loney Robert A, Himmelberg Glen R. 1973. Structure of the Vulcan Peak Alpine–type peridotite, southwestern Oregon[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 259–274.
- McDonough William F, Sun S–S. 1995. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 120: 223–253.
- Niu Yaoling, Hekinian, Roger. 1997. Spreading–rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges[J]. *Nature*, 6614: 326.
- Niu Yaoling. 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites[J]. *Journal of Petrology*, 38: 1047–1074.
- Ozawa Kazuhito. 1994. Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: evidence from the chromite–bearing peridotites of the Miyamori ophiolite complex, northeastern Japan[J]. *Journal of Petrology*, 35: 647–678.
- Pagé Philippe, BÉDard Jean H, Schroetter, Jean–Michel, Tremblay Alain. 2008. Mantle petrology and mineralogy of the Thetford Mines ophiolite complex[J]. *Lithos*, 100: 255–292.
- Pan Guitang. 1994. An Evolution of Tethys in Global Ocean–continent

- Transformation[J]. *Tethyan Geology*, 18: 23–40(in Chinese with English abstract).
- Pan Guitang, Zheng Haixiang, Xu Yuerong, Wang Peisheng, Jiao Shupe. 1982. A Preliminary Discussion on the Bangong Lake–Nujiang Junction Zone [C]. *Geological Anthology Of Tibetan Plateau*(in Chinese).
- Pan Guitang, Zhu Dicheng, Wang Liquan, Liao Zhongli, Geng Quanru, Jiang Xinsheng. 2004. Bangong Lake–Nu River Suture Zone—the northern boundary of Gondwanaland: Evidence from geology and geophysics[J]. *Earth Science Frontiers*(China University of Geosciences, Beijing), 11(4): 371–382(in Chinese with English abstract).
- Parkinson I J, Pearce J A. 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[J]. *Journal of Petrology*, 39: 1577–1618.
- Pearce J A, Barker P F, Edwards S J, Parkinson I J, Leat P T. 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 36–53.
- Pearce J A. 2003. Supra–subduction zone ophiolites: The search for modern analogues[J]. *Special Papers– Geological Society of America*: 269–294.
- QiangBa Zhaxi, Wu Hao, GeSang Wangdui, Ciren Ouzhu, Basang Dunzhu, Qiong Da, Nu Dawa. 2016. Early Cretaceous magmatism in Dongqiao, Tibet: Implications for the evolution of the Bangong–Nujiang ocean and crustal growth in a continent–continent collision zone[J]. *Geological Bulletin of China*, 35(5):648–666(in Chinese with English abstract).
- Salters Vincent J M, Stracke Andreas. 2004. Composition of the depleted mantle[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5): 1–27.
- Savov Ivan P, Guggino Steve, Ryan, Jeffrey G. 2005. Geochemistry of serpentinite muds and metamorphic rocks from the Mariana forearc, ODP Sites 1200 and 778–779, South Chamorro and Conical Seamounts[C]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1–49.
- Savov Ivan P, Ryan Jeffrey G, D'Antonio Massimo, Kelly Katherine, Mattie Patrick. 2005. Geochemistry of serpentinitized peridotites from the Mariana forearc conical seamount, ODP Leg 125: Implications for the elemental recycling at subduction zones[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(4):1–24.
- Shi Rendeng, Alard Olivier, Zhi Xiachen, O'Reilly Suzanne Y, Pearson Norman J, Griffin William L, Zhang Ming, Chen Xiaoming. 2007. Multiple events in the Neo–Tethyan oceanic upper mantle: evidence from Ru–Os–Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet[J]. *Earth And Planetary Science Letters*, 261: 33–48.
- Shi Rendeng. 2015. Recognition of the Bangong Lake MOR and SSZ Type Ophiolites in the Northwestern Tibet Plateau and its Tectonic Significance [D]. Chinese Academy of Geological Sciences (in Chinese with English abstract).
- Shi Rendeng, Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Qi Xuexiang. 2005. Recognition of MOR and SSZ type ophiolites in the Bangong Lake ophiolite Mélange, Western Tibet: Evidence from two kinds of mantle peridotites[J]. 24(5): 397–408(in Chinese with English abstract).
- She Yuwei, Zhu Xiangkun, He Yuan, Majianxiong, Sun Jian. 2017. The new discovery of the podiform chromitite in the Xigaze Ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone, Tibet[J]. *Geology in China*, 44(3): 610–611(in Chinese).
- Sun S S, McDonough, W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Takahashi E. 1986. Origin of basaltic magmas—implications from peridotite melting experiments and an olivine fractionation model[J]. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 30: S17–S40.
- Wang Guanmin, Zhong Jianhua. 2002. Tectonic–sedimentary evolution of west segment of the BangongCo–Nujiang Structural Belt in the Triassic and Jurassic[J]. *Geological Review*, 48(3): 297–303(in Chinese with English abstract).
- Wang Xibin, Bao Peisheng, Chen Keqiao. 1987. Ophiolites of Tibet[J]. *Regional Geology of China*, (3): 58–66(in Chinese with English abstract).
- Wang Xibin, Bao Peisheng, Rong He. 1995. Rare earth elements geochemistry of the mantle peridotite in the ophiolite suites of China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 11: 24–41(in Chinese with English abstract).
- Xia Bin, Xu Lifeng, Wei Zhenquan, Zhang Yuquan, Wang Ran, Li Jianfeng, Wang Yanbin. 2008. SHRIMP zircon dating of gabbro from the Dongqiao ophiolite in Tibet and its geological implications[J]. *Acta Geologica Sinica*, 82(4): 528–531(in Chinese with English abstract).
- Xiao Chuantao, Yi Xiaowei, Li Meng, Li Chao. 2011. Study on palaeoecology of Late Jurassic reefs in Dongqiao area in Anduo County of northern Tibet[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 29(4): 752–760(in Chinese with English abstract).
- Xiong Fahui, Yang Jingsui, Dilek Yildirim. 2017. Origin and significance of diamonds and other exotic minerals in the Dingqing ophiolite peridotites, eastern Bangong–Nujiang suture zone, Tibet[J]. *Lithosphere*, 9.
- Xiong Fahui, Yang Jingsui, Liu Zhao, Guo Guolin, Chen Songyong, Xu Xiangzhen, Li Yuan, Liu Fei. 2013. High–Cr and High–Al Chromitite Found in Western Yarlung–Zangbo Suture Zone in Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(6): 1878–1908(in Chinese with English abstract).
- Xiong F, Yang J, Xu X, Kapsiotis A, Hao X, Liu Z, 2018. Compositional and isotopic heterogeneities in the Neo–Tethyan upper mantle recorded by coexisting Al–rich and Cr–rich chromitites in the Purang peridotite massif, SW Tibet (China) [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 159, 109–129.

- Xu Rongke, Zheng Youye, Zhao Pingjia, Shan Liang, Zhang Yulian, Cao Liang, Qi Jianhong, Zhang Gangyang, Dai Fanghua. 2015. Definition and Geological Significance of the Gacangjian Volcanic Arc North of Dongqiao, Tibet[J]. *Geology in China*, 34(5): 768–777 (in Chinese with English abstract).
- Xu Xiangzhen. 2009. Origin of the Kangjinla Podiform Chromite Deposit and Mantle Peridotite, South Tibet[D]. Chinese Academy of Geological Science (in Chinese with English abstract).
- Xu Xiangzhen, Yang Jingsui, Ba Dengzhu, Guo Guolin, Robinson Paul T, Li Jinyang. 2011. Petrogenesis of the Kangjinla peridotite in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet[J]. *Journal Of Asian Earth Sciences*, 42: 553–568.
- Xu Xiangzhen, Yang Jingsui, Guo Guolin, Li Jinyang. 2011. Lithological research on the Purang mantle peridotite in western Yarlung Zangbo suture zone in Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3179–3196 (in Chinese with English abstract).
- Yan Binggang, Liang Rixuan, Fang Qingfang. 1986. Characteristics of Diamond and its Associated Minerals in Qiaoxi and Hongqi, Tibet[J]. *Journal of Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences*, 14(61): 125 (in Chinese).
- Yang Jingsui, Dobrzynetska Larissa, Bai Wenji, Fang Qingsong, Robinson Paul T, Zhang Junfeng, Green II Harry W. 2007. Diamond- and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet[J]. *Geology*, 35: 875–878.
- Yang Jingsui, Robinson Paul T, Dilek Yildirim. 2014. Diamonds in ophiolites[J]. *Elements*, 10: 127–130.
- Yang Jingsui, Robinson Paul T, Dilek Yildirim. 2015. Diamond-bearing ophiolites and their geological occurrence[J]. *Episodes*, 38: 344–364.
- Yang Jingsui, Xiong Fahui, Guo Guolin, Liu Fei, Liang Fenghua, Chen Songyong, Li Zhaoli, Zhang Liwen. 2011. The Dongbo ultramafic massif: A mantle peridotite in the western part of the Yarlung Zangbo Suture Zone, Tibet, with excellent prospects for a major chromite deposit[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3207–3222 (in Chinese with English abstract).
- Yang Jingsui, Xu Xiangzhen, Li Yuan, Li Jinbo, Ba Dengzhu, Rong He, Zhang Zhongming. 2011. 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*, 27(11): 3171–3178 (in Chinese with English abstract).
- Yang Jingsui, Xu Xiangzhen, Zhang Zhongming, Rong He, Li Yuan, Xiong Fahui, Liang Fenghua, Liu Zhao, Liu Fei, Li Jinyang, Li Zhaoli, Chen Songyong, Guo Guolin, Paul Robinson. 2013. Ophiolite-type diamond and deep genesis of chromitite[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 34(6): 643–653 (in Chinese with English abstract).
- Ye Peisheng, Wu Zhenhan, Hu Daogong, Jiang Wan, Liu Qisheng, Yang Xinde. 2004. Geochemical characteristics and tectonic settings of ophiolite of Dongqiao, Tibet[J]. *Geoscience*, 18(3): 309–315 (in Chinese with English abstract).
- Yi Xiaowei. 2012. Mesozoic Geological Evolution of the Middle Bangonghu–Nuijiang Suture[D]. School of Geoscience Yangtze University (in Chinese with English abstract).
- Zhang Kaijun, Zhang Yuxiu, Tang Xianchun, Xia Bin. 2012. Late Mesozoic tectonic evolution and growth of the Tibetan plateau prior to the Indo–Asian collision[J]. *Earth–Science Reviews*, 114: 236–249.
- Zhang Li, Yang Jingsui, Liu Fei, Lian Dongyang, Huang Jian, Zhao Hui, Yang Yan. 2016. The south Gongzhucuo peridotite massif: A typical MOR type peridotite in the western Yarlung Zangbo suture zone[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 32(12): 3649–3672 (in Chinese with English abstract).
- Zhang P F, Uysal I, Zhou M F, Su B X, Avc E. 2016. Subduction initiation for the formation of high–Cr chromitites in the Kop ophiolite, NE Turkey[J]. *Lithos*, 260: 345–355.
- Zhang Qizhi, Badengzhu, Xiong Fahui, Yang Jingsui. 2017. Discussion on genesis process and deep prospecting breakthrough of Luobusa chromitite, Tibet[J]. *Geology in China*, 44(2): 224–241.
- Zhou Mei–Fu, Robinson Paul T, Malpas John, Edwards Stephen J, Qi Liang. 2005. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa Ophiolite, Southern Tibet[J]. *Journal of Petrology*, 46: 615–639.
- Zhou M F, Robinson P T. 1994. High–Cr and high–Al podiform chromitites, Western China: Relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle[J]. *International Geology Review*, 36: 678–686.
- Zhou Meifu, Robinson, Paul T, Malpas, John, Li Zijin. 1996. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt–rock interaction and chromite segregation in the upper mantle[J]. *Journal of Petrology*, 37: 3–21.
- Zhu Dicheng, Mo Xuanxue, Niu Yaoling, Zhao Zhidan, Wang Liquan, Liu Yongsheng, Wu Fuyuan. 2009. Geochemical investigation of Early Cretaceous igneous rocks along an east–west traverse throughout the central Lhasa Terrane, Tibet[J]. *Chemical Geology*, 268: 298–312.
- Zhu Dicheng, Zhao Zhidan, Niu Yaoling, Dilek Yildirim, Hou Zengqian, Mo Xuanxue. 2013. The origin and pre–Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Gondwana Research*, 23: 1429–1454.
- Zhou Wenda, Yang Jingsui, Zhao Junhong, Xiong Fahui, Ma Changqian, Xu Xiangzhen, Liang Fenghua, Liu Fei. 2014. Mineralogical Study and the Origin Discussion of Purang Ophiolite Peridotites, Western Part of Yarlung–Zangbo Suture Zone (YZSZ), southern Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(8): 2185–2203 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 白文吉, 杨经绥, 方青松, 颜秉刚, 史仁灯. 2003. 西藏蛇绿岩中不寻常的地幔矿物群[J]. *中国地质*, 30(2): 144–150.
- 鲍佩声. 1999. 中国铬铁矿床[M]. 科学出版社.
- 陈宇鹏. 2012. 班公湖—怒江缝合带中段东巧地区蛇绿岩及其赋存的铬铁矿成矿模式探讨[D]. 中国地质大学(北京).

- 杜德道, 曲晓明, 王根厚, 辛洪波, 刘治博. 2011. 西藏班公湖—怒江缝合带西段中特提斯洋盆的双向俯冲: 来自岛弧型花岗岩锆石 U—Pb 年龄和元素地球化学的证据[J]. 岩石学报, 27(7): 1993–2002.
- 黄强大, 李建峰, 夏斌, 殷征欣, 郑浩, 石晓龙, 胡西冲. 2015. 西藏班公湖—怒江缝合带中段江错蛇绿岩岩石学、地球化学、年代学及地质意义[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 40(1): 34–48.
- 黄强大, 夏斌, 李强, 钟云, 胡西冲, 郑浩. 2015. 西藏东巧地区玄武岩地球化学特征及构造环境分析[J]. 沉积与特提斯地质, 35(2): 97–103.
- 孔维华, 屠江海, 尹本银, 邹阮兵, 刘铭敏. 2016. 西藏东巧地区东穷玄武岩岩石地球化学特征及地质意义[J]. 资源环境与工程, 30(6): 801–808.
- 连东洋, 杨经绥, 熊发挥, 刘飞, 王云鹏, 周文达, 赵一珏. 2014. 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, 30(8): 2164–2184.
- 刘飞, 杨经绥, 陈松永, 李兆丽, 连东洋, 周文达, 张岚. 2013. 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, 40(3): 742–755.
- 李源, 杨经绥, 刘钊, 贾毅, 徐向珍. 2012. 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, 27(11): 3239–3254.
- 潘桂棠. 1994. 全球洋—陆转换中的特提斯演化[J]. 沉积与特提斯地质, 18: 23–40.
- 潘桂棠, 郑海翔, 徐跃荣, 王培生, 焦淑沛. 1982. 初论班公湖—怒江结合带, 青藏高原地质文集.
- 潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 廖忠礼, 耿全如, 江新胜. 2004. 班公湖—怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据[J]. 地学前缘, 11(4): 371–382.
- 强巴扎西, 吴浩, 格桑旺堆, 次仁欧珠, 巴桑顿珠, 琼达, 女达娃. 2016. 班公湖—怒江缝合带中段东巧地区早白垩世岩浆作用——对大洋演化和地壳增厚的指示[J]. 地质通报, 35(5): 648–666.
- 余宇伟, 朱祥坤, 何源, 马健雄, 孙剑. 2017. 西藏雅鲁藏布构造带日喀则蛇绿岩中新发现豆荚状铬铁矿化[J]. 中国地质, 44(3): 610–611.
- 史仁灯. 2005. 西藏班公湖 MOR 型和 SSZ 型两套蛇绿岩的厘定及大地构造意义[D]. 中国地质科学院.
- 史仁灯, 杨经绥, 许志琴, 戚学祥. 2005. 西藏班公湖存在 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩——来自两种不同地幔橄榄岩的证据[J]. 岩石矿物学杂志, 24(5): 397–408.
- 王冠民, 钟建华. 2002. 班公湖—怒江构造带西段三叠纪—侏罗纪构造—沉积演化[J]. 地质论评, 48(3): 297–303.
- 王希斌, 鲍佩声, 陈克樵. 1987. 西藏的蛇绿岩[J]. 地质通报, (3): 58–66.
- 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[J]. 岩石学报, 11: 24–41.
- 吴珍汉. 2012. 中华人民共和国区域地质调查报告: 比例尺 1: 250000[M]. 中国地质大学出版社有限责任公司.
- 夏斌, 徐力峰, 韦振权, 张玉泉, 王冉, 李建峰, 王彦斌. 2008. 西藏东巧蛇绿岩中辉长岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义[J]. 地质学报, 82(4): 528–531.
- 肖传桃, 夷晓伟, 李梦, 李超. 2011. 藏北安多东巧地区晚侏罗世生物礁古生态学研究[J]. 沉积学报, 29(4): 752–760.
- 熊发挥, 杨经绥, 刘钊, 郭国林, 陈松永, 徐向珍, 李源, 刘飞. 2013. 西藏雅鲁藏布江缝合带西段发现高铬型和高铝型豆荚状铬铁矿体[J]. 岩石学报, 29(6): 1878–1908.
- 西藏自治区地质矿产局. 1993. 西藏自治区区域地质志[M]. 地质出版社.
- 许荣科, 郑有业, 赵平甲, 陕亮, 张雨莲, 曹亮, 齐建宏, 张刚阳, 代芳华. 2015. 西藏东巧北尔苍见岛弧的厘定及地质意义[J]. 中国地质, 34(5): 768–777.
- 徐向珍. 2009. 藏南康金拉豆荚状铬铁矿和地幔橄榄岩成因研究[D]. 中国地质科学院.
- 徐向珍, 杨经绥, 郭国林, 李金阳. 2011. 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, 27(11): 3179–3196.
- 颜秉刚, 梁日暄, 方青松. 1986. 西藏巧西和红旗金刚石及其伴生矿物特征[J]. 中国地质科学院地质研究所所刊, 14(61): 125.
- 杨经绥, 白文吉, 方青松, 戎合. 2008. 西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中的超高压矿物和新矿物(综述)[J]. 地球学报, 29(3): 263–274.
- 杨经绥, 熊发挥, 郭国林, 刘飞, 梁凤华, 陈松永, 李兆丽, 张隶文. 2012. 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, 27(11): 3207–3222.
- 杨经绥, 徐向珍, 李源, 李金阳, 巴登珠, 戎合, 张仲明. 2011. 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, 27(11): 3171–3178.
- 杨经绥, 徐向珍, 张仲明, 戎合, 李源, 熊发挥, 梁凤华, 刘钊, 刘飞, 李金阳, 李兆丽, 陈松永, 郭国林, Paul Robinson. 2013. 蛇绿岩型金刚石和铬铁矿深部成因[J]. 地球学报, 34(6): 643–653.
- 叶培盛, 吴珍汉, 胡道功, 江万, 刘琦胜, 杨欣德. 2004. 西藏东巧蛇绿岩的地球化学特征及其形成的构造环境[J]. 现代地质, 18(3): 309–315.
- 夷晓伟. 2012. 班公湖—怒江缝合带中段中生代地质演化研究[D]. 长江大学.
- 张利, 杨经绥, 刘飞, 连东洋, 黄健, 赵慧, 杨艳. 2016. 南公珠错地幔橄榄岩: 雅鲁藏布江缝合带西段一个典型的大洋地幔橄榄岩[J]. 岩石学报, 32(12): 3649–3672.
- 章奇志, 巴登珠, 熊发挥, 杨经绥. 2017. 西藏罗布莎豆荚状铬铁矿床深部找矿突破与成因模式讨论[J]. 中国地质, 44(2): 224–241.
- 周文达, 杨经绥, 赵军红, 熊发挥, 马昌前, 徐向珍, 梁凤华, 刘飞. 2014. 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, 30(8): 2185–2203.