

# 西藏班公湖-怒江缝合带中段东巧豆荚状铬铁矿特征及构造背景\*

曹楚奇<sup>1</sup> 杨经绥<sup>1,2\*\*</sup> 杨胜标<sup>1,3</sup> 董玉飞<sup>1</sup> 陈晓坚<sup>1</sup> 熊发挥<sup>1</sup> 卢雨潇<sup>1</sup>

CAO ChuQi<sup>1</sup>, YANG JingSui<sup>1,2\*\*</sup>, YANG ShengBiao<sup>1,3</sup>, DONG YuFei<sup>1</sup>, CHEN XiaoJian<sup>1</sup>, XIONG FaHui<sup>1</sup> and LU YuXiao<sup>1</sup>

1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

2. 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210023

3. 中国科学院地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081

1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China

3. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

2022-06-22 收稿, 2022-09-20 改回.

Cao CQ, Yang JS, Yang SB, Dong YF, Chen XJ, Xiong FH and Lu YX. 2022. The feature and tectonic setting of Dongqiao podiform chromitite in the central segment of the Bangong Lake-Nujiang suture zone in Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 38(11): 3391–3410, doi: 10.18654/1000-0569/2022.11.09

**Abstract** The Early Jurassic Dongqiao ophiolite is located in the central segment of the Bangong Lake-Nujiang suture zone, which contains comparatively abundant podiform chromitite resources. The Dongqiao mantle peridotite is dominated by harzburgite, which chromitite is endowed in the vein dunite inside it. Both harzburgite and dunite indicate the characteristics of fore-arc mantle peridotite. In harzburgite, the Fo value of olivine is 89.8 ~ 92.2, the Mg<sup>#</sup> value of orthopyroxene is 89.7 ~ 92.0, while clinopyroxene is 92.7 ~ 95.1, and the Cr<sup>#</sup> value (Cr<sup>#</sup> = 100 × Cr / (Cr + Al)) of Cr-spinel is 60.8 ~ 75.9; In dunite, the Fo value of olivine is 91.7 ~ 92.5, the Mg<sup>#</sup> value range of orthopyroxene is 91.7 ~ 92.1, while the Mg<sup>#</sup> value range of clinopyroxene is 94.0 ~ 94.6, and the Cr<sup>#</sup> value of Cr-spinel is 69.0 ~ 83.1. The Dongqiao chromitite outcrops with dense massive and disseminated structures contain various mineral inclusions specifically including olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, amphibole and platinum group minerals in the Cr-spinel. The Cr<sup>#</sup> value (72.45 ~ 86.92) and Mg<sup>#</sup> value (52.8 ~ 70.52) of Cr-spinel in Dongqiao chromitite are relatively high, while Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6.25% ~ 13.55%), TiO<sub>2</sub> (0.06% ~ 0.16%) and Zn (518 × 10<sup>-6</sup> ~ 714 × 10<sup>-6</sup>) content are relatively low, indicating the high-Cr type, and the equilibrium melts show boninitic affinities. The whole-rock platinum group elements (PGE) range of harzburgite (14.01 × 10<sup>-9</sup> ~ 32.81 × 10<sup>-9</sup>) approximate the primitive mantle, while all values of IPGE (Ir, Ru and Pt) / PPGE (Os, Rh and Pd) > 1; PGE contents of dunite (13.36 × 10<sup>-9</sup> ~ 16.08 × 10<sup>-9</sup>) are a little lower than the primitive mantle, while IPGE and PPGE contents are enriched to an approximate extent; PGE contents of chromitite (108.4 × 10<sup>-9</sup> ~ 645.7 × 10<sup>-9</sup>) are significantly higher than the PGE contents in the primitive mantle and mantle peridotite, which enriched IPGE and Rh as well as deficient Pt and Pd compared to the original mantle, show a negative slope distribution pattern, and indicating the melt extraction and metasomatism process during formation of the Dongqiao chromitite. Comparing the characteristics of typical podiform chromitite ore deposits, we consider the ophiolite in the Bangong Lake-Nujiang suture zone has a relatively great prospect for chromitite mineralization.

**Key words** Dongqiao podiform chromitite; The Bangong Lake-Nujiang suture zone; PGE; Mineral inclusions; Boninitic melt

**摘要** 早侏罗世东巧蛇绿岩位于班公湖-怒江缝合带(班怒带)东段, 蕴含较为丰富的豆荚状铬铁矿资源。东巧地幔橄榄岩主体由方辉橄榄岩组成, 铬铁矿赋存在其内部的纯橄岩脉中。方辉橄榄岩和纯橄岩均显示出弧前橄榄岩的特征。方辉橄

\* 本文受国家自然科学基金项目(92062215、41720104009)和中国地质调查局地质调查项目(DD20221630)联合资助。

第一作者简介: 曹楚奇, 女, 1993年生, 博士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: chuqicao@163.com

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

榄岩中橄榄石的  $F_o$  值为 89.8 ~ 92.2, 斜方辉石的和单斜辉石的  $Mg^{\#}$  值分别变化于 89.7 ~ 92.0 和 92.7 ~ 95.1, 铬尖晶石的  $Cr^{\#}$  值 ( $Cr^{\#} = 100 \times Cr / (Cr + Al)$ ) 为 60.8 ~ 75.9; 纯橄岩中橄榄石的  $F_o$  值为 91.7 ~ 92.5, 斜方辉石  $Mg^{\#}$  值变化于 91.7 ~ 92.1, 单斜辉石的  $Mg^{\#}$  值变化于 94.0 ~ 94.6, 铬尖晶石的  $Cr^{\#}$  值为 69.0 ~ 83.1。铬铁矿主要呈致密块状和浸染状构造, 其中铬尖晶石的矿物包裹体有橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、角闪石和铂族矿物等。矿石中的铬尖晶石与橄岩中的铬尖晶石相比, 具有较高的  $Cr^{\#}$  值 (72.5 ~ 86.9) 和  $Mg^{\#}$  值 (52.8 ~ 70.5), 较低的  $Al_2O_3$  (6.25% ~ 13.6%)、 $TiO_2$  (0.06% ~ 0.16%) 和  $Zn$  ( $518 \times 10^{-6}$  ~  $714 \times 10^{-6}$ )。属于高铬型铬铁矿, 平衡熔体与玻安质熔体有亲缘性。方辉橄岩中铂族元素 (PGE) 总含量 ( $14.01 \times 10^{-9}$  ~  $32.81 \times 10^{-9}$ ) 近似于原始地幔, IPGE (Os, Ir 和 Ru) / PPGE (Rh, Pt 和 Pd) 的比值均大于 1; 纯橄岩的 PGE 总量 ( $13.36 \times 10^{-9}$  ~  $16.08 \times 10^{-9}$ ) 略低于原始地幔, IPGE 和 PPGE 富集程度近似; 铬铁矿的铂族元素总量 ( $108.4 \times 10^{-9}$  ~  $645.7 \times 10^{-9}$ ) 远远高于原始地幔和地幔橄岩中 PGE 的含量, 且 IPGE 以及 Rh 相对原始地幔富集, 而 Pt 和 Pd 相对亏损, 具明显右倾特征的配分模式, 指示东巧地幔橄岩和铬铁矿形成过程经历了熔体抽取和交代作用。通过与全球典型豆荚状铬铁矿矿床的特征对比, 认为班怒带的蛇绿岩应该有良好的铬铁矿成矿背景。

关键词 东巧豆荚状铬铁矿; 班公湖-怒江缝合带; 铂族元素; 包裹体; 玻安质熔体

中图法分类号 P588.125; P618.33

铬是十分重要的战略资源。原生铬铁矿床通常分为层状铬铁矿 (stratiform chromitite) 和豆荚状铬铁矿 (podiform chromitite) 两种类型 (Stowe, 1994)。层状铬铁矿是与前寒武大陆地壳中大型镁铁质-超镁铁质层状侵入体伴生的铬铁矿床, 占全球铬铁矿储量的 70%; 豆荚状铬铁矿则是赋存于蛇绿岩 Moho 转换带 (MTZ) 或上地幔中的不规则矿体 (Thayer, 1964; Dickey, 1975)。蛇绿岩是就位于造山带中的大洋岩石圈残片, 其形成经历了部分熔融、熔体抽取、熔岩反应、岩浆混合和结晶分异等多阶段演化过程, 是研究古洋盆形成、发展和消亡的重要载体, 同时也是豆荚状铬铁矿的专属岩石 (Zhou *et al.*, 2014; González-Jiménez *et al.*, 2014; Arai and Miura, 2016; Yang *et al.*, 2021)。由于铬在地幔和地壳含量较少, 而豆荚状铬铁矿的铬元素却异常富集 (Palme and O'Neill, 2003), 其来源、迁移和过饱和机制和动力学成因一直存在争论 (González-Jiménez *et al.*, 2014)。豆荚状铬铁矿铬过饱和结晶的主要观点包括: (1) 基性-超基性岩浆分离结晶作用 (Thayer, 1964; Lago *et al.*, 1982); (2) 地幔橄岩部分熔融 (Wang and Bao, 1987; 鲍佩声, 2009); (3) 多阶段岩浆混合与地幔橄岩熔体反应成矿作用 (Arai and Yurimoto, 1994; Zhou and Robinson, 1994; Zhou *et al.*, 1996, 2014; Hu *et al.*, 2022); (4) 富挥发分流体的分离作用 (Gervilla *et al.*, 2012; Johan *et al.*, 2017); (5) 物理化学条件变化 (Murck and Campbell, 1986)。豆荚状铬铁矿形成的构造背景也是争议的焦点。早期研究认为豆荚状铬铁矿可能形成于大洋中脊 (Mid-ocean ridge, MOR) 或弧后扩张中心环境 (Leblanc and Nicolas, 1992) 现代大洋发现的铬铁矿为该理论提供了佐证 (Arai and Matsukage, 1998; Abe, 2011; Payot *et al.*, 2014)。俯冲带上 (Supra-subduction zone, SSZ) 蛇绿岩的概念提出后, 多数学者支持铬铁矿形成于 SSZ 的弧前或弧后盆地 (Rollinson and Adetunji, 2013; Zhou *et al.*, 2014)。近年来, 原位电镜扫描和人工重砂选矿发现了多种异常矿物 (如金刚石、柯石英等) 指示铬铁矿形成和就位可能经历了多阶段演化 (Yang *et al.*, 2007, 2014, 2015; Xu *et*

*al.*, 2009; Xiong *et al.*, 2015)。

西藏班公湖-怒江缝合带 (班怒带) 出露的蛇绿岩被认为是中特提斯洋 (Metcalfe, 2021) 或新特提斯洋的北支洋盆残余 (刘飞等, 2020)。自 20 世纪 70 年代以来, 缝合带内陆续发现并开采了东巧、切里湖、东风、江措、依拉山等小型铬铁矿床, 然而这些铬铁矿床的成因和构造背景仍然存在争议 (Shi *et al.*, 2007, 2012; 张然等, 2019)。东巧蛇绿岩位于班怒带中段, 是缝合带中出露面积较大、保存较为完好的蛇绿岩之一。前人的研究聚焦东巧蛇绿岩中豆荚状铬铁矿的铂族矿物 Re-Os 同位素组成等, 揭示铬铁矿的形成可能与古老的大陆岩石圈地幔有关 (Shi *et al.*, 2007, 2012), 但东巧铬铁矿的构造背景和母岩浆特征等仍不清楚。本文通过对东巧蛇绿岩地幔橄岩及铬铁矿石的全岩铂族元素 (PGE)、矿物地球化学和包裹体等方面的研究, 探讨东巧铬铁矿的平衡熔体及其地质记录, 为进一步探讨铬铁矿成因和找矿前景提供参考依据。

## 1 地质背景

青藏高原北迄阿尔金山和祁连山脉北侧, 南抵喜马拉雅山脉南麓的印度大陆, 是多个地块拼合而成的“造山的高原”, 记录了早古生代以来从南半球冈瓦纳大陆裂解的微板块向北漂移并与劳亚大陆持续聚合的历史 (许志琴等, 2011; 吴福元等, 2020)。青藏高原腹地的班怒带以北倾的班公湖-康托-兹格塘错断裂和日土-改则-尼玛-丁青断裂为界 (图 1a), 夹持在羌塘地块和拉萨地块之间, 其西端发源于班公湖一带, 向东经改则、尼玛、东巧、安多和丁青地区, 再向南延伸至怒江地区, 全长约 2800km (Pan *et al.*, 2012)。班怒带蛇绿岩出露完好, 根据其空间展布可划为西段 (班公湖至改则)、中段 (安多至东巧) 和东段 (丁青至怒江) 三部分 (图 1a; 王希斌等, 1987)。先前的研究表明班怒带蛇绿岩时代主要分布在早三叠-早白垩世 (250 ~ 130Ma), 记录了中特提斯洋或新特提斯洋北支洋盆复杂的构造演化过程 (Yin and

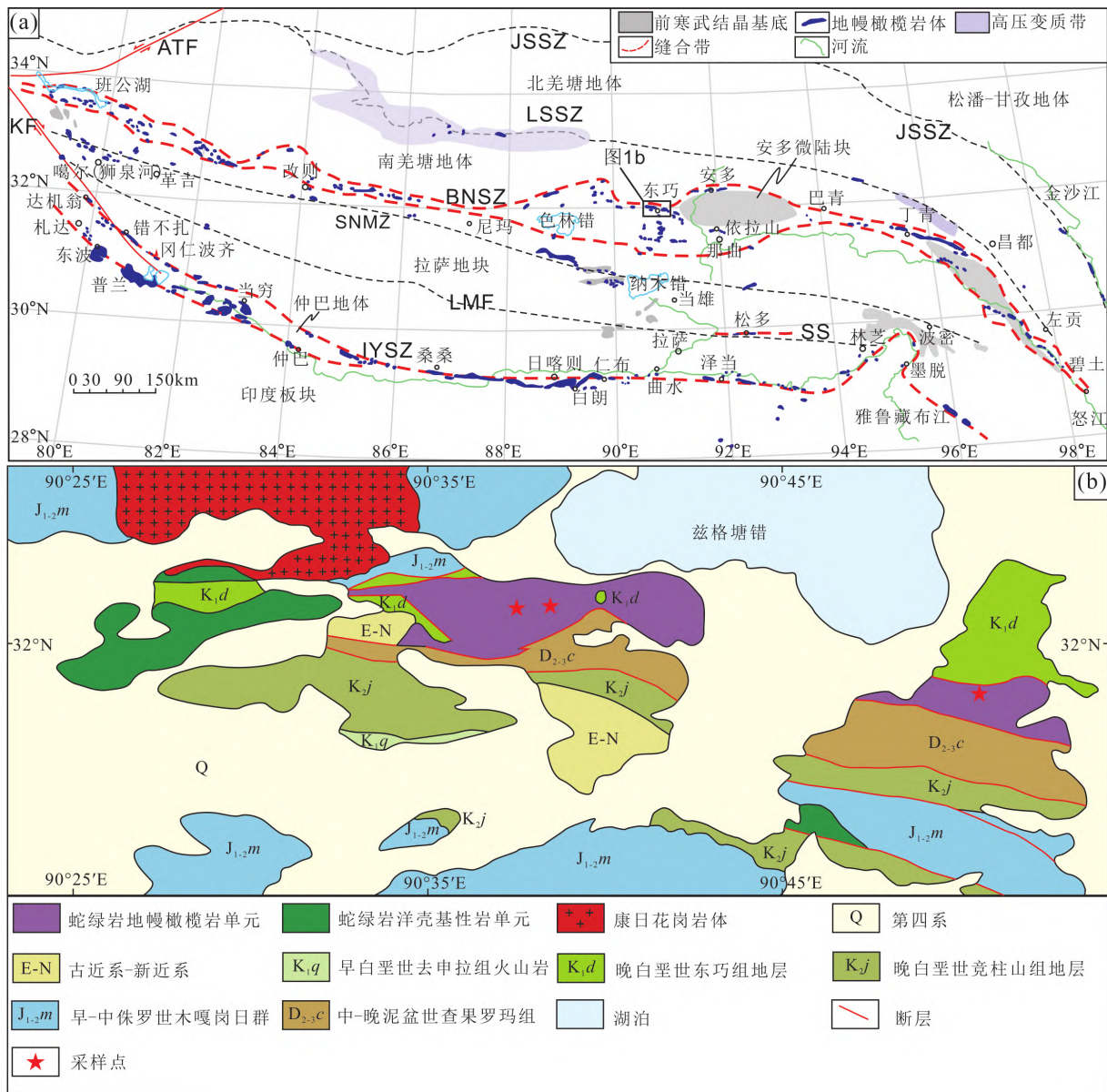


图1 雅鲁藏布江缝合带、班公湖-怒江缝合带中蛇绿岩分布简图(a, 据刘飞等, 2020 修改) 及班公湖-怒江缝合带中段东巧蛇绿岩地质简图(b, 据董玉飞等, 2019 修改)

ATF-阿尔金断裂; JSSZ-金沙江缝合带; KF-喀喇昆仑断裂; LMF-洛巴堆-米拉山断裂; LSSZ-龙木错-双湖-澜沧江缝合带; SNMZ-狮泉河-纳木错混杂岩带; SS-松多缝合带; BNSZ-班公湖-怒江缝合带

Fig. 1 Tectonic outline of the Tibetan Plateau showing the distribution of ophiolites in Yarlung Zangbo Suture Zone and Bangong Lake-Nujiang Suture Zone (a, modified after Liu *et al.*, 2020) and simplified geological map of the Dongqiao ophiolite in the central segment of the Bangong Lake-Nujiang Suture Zone (b, modified after Dong *et al.*, 2019)

ATF-Alтын Tagh fault; JSSZ-Jinshajiang Suture Zone; KF-Karakoram fault; LMF-Luobadui-Milashan fault; LSSZ-Longmu Co-Shuanghu-Lancangjiang Suture Zone; SS-Sumdo Suture Zone; BNSZ-Bangong-Nujiang Suture Zone

Harrison, 2000; Metcalfe, 2013, Zhu *et al.*, 2016)。

东巧蛇绿岩出露于班怒带中段的最北端, 位于那曲市安多县西南的东巧区, 距拉萨约 500km。东巧蛇绿岩主体呈沿 NNE-SEE 方向展布约 100km, 断续分布在东风矿、兹格塘错、罗布中等地。它们呈构造岩片向北推覆到晚三叠-早侏罗世巨厚浊积岩(木嘎岗日岩群)之上, 南侧被古生代变质沉积岩

(查果玛组) 所逆掩, 局部可见早白垩世海陆过渡相地层(东巧组)和晚白垩世磨拉石(竟柱山组)角度不整合覆盖在蛇绿岩之上(图 1b)。东巧蛇绿岩以强玛镇为中心, 可分为东、西两个岩体, 两者相距约 8.5km。两个岩体的蛇绿岩剖面因构造肢解出露并不完整, 但通过不同地区出露的构造岩块大致可以恢复出蛇绿岩自上而下的层序, 它们依次为: (1) 玄武



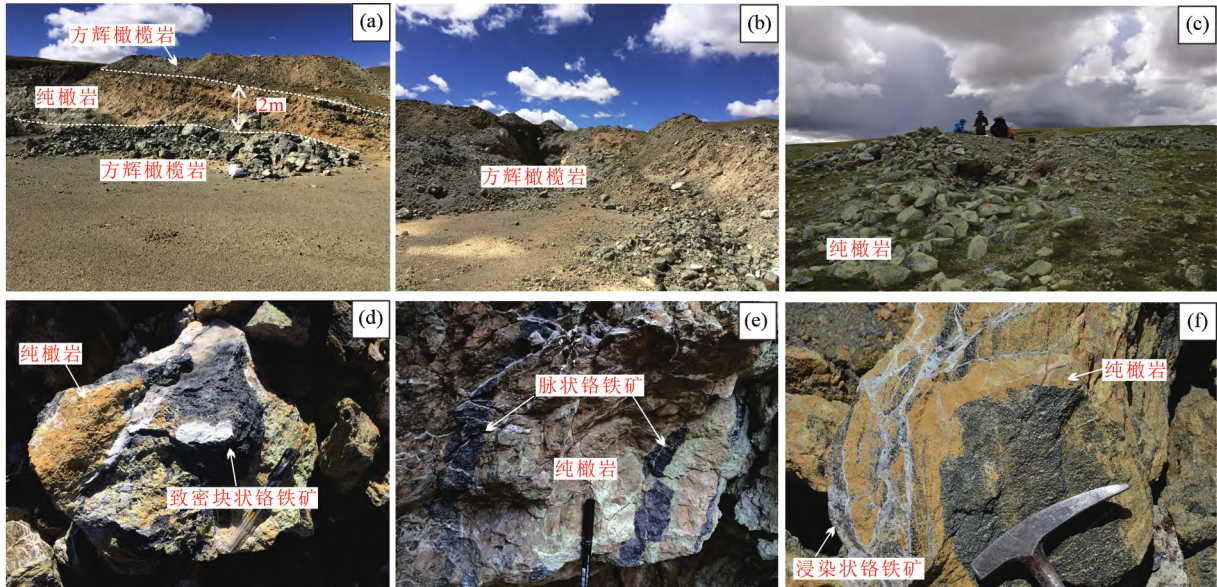


图2 东巧地幔橄榄岩和豆荚状铬铁矿野外照片

(a) 含纯橄岩脉的方辉橄榄岩; (b) 方辉橄榄岩野外露头; (c) 纯橄岩野外露头; (d) 块状铬铁矿; (e) 脉状铬铁矿; (f) 浸染状铬铁矿

Fig. 2 Field photographs of the Dongqiao mantle peridotite and podiform chromitite

(a) harzburgite with dunite dike; (b) harzburgite outcrop; (c) dunite outcrops; (d) massive chromitite; (e) veined chromitites; (f) disseminated chromitites

质熔岩; (2) 席状辉绿岩墙; (3) 镁铁-超镁铁质堆晶岩; 和 (4) 地幔橄榄岩。玄武质熔岩发现于地幔橄榄岩的西南侧 (图 1b), 与其他岩石单元呈断层接触, 具有块状和枕状构造; 席状辉绿岩墙出露较少, 且受构造作用影响呈透镜化; 镁铁-超镁铁质堆晶岩零星出露于西岩体, 厚度约为 1km, 包括异剥橄榄岩、纯橄岩、辉石岩、橄榄辉长岩、辉石橄榄岩和辉长岩 (Wang *et al.*, 2016); 地幔橄榄岩为东巧蛇绿岩的主要单元, 它们经历了不同程度的蛇纹石化, 纯橄岩呈透镜状或脉状分布其中, 单个纯橄岩脉体宽 2~5m, 沿走向延伸约 20m, 内部通常赋存有小-中型规模豆荚状铬铁矿, 两者既有渐变接触关系, 也有截然接触关系, 空间上构成了铬铁矿-纯橄岩-方辉橄榄岩的岩相分布 (图 2)。前人的研究认为东巧蛇绿岩形成于早侏罗世 (188~181Ma; 王希斌等, 1987; 夏斌等, 2008; Liu *et al.*, 2016), 但它们的起源还存在 MOR 和 SSZ 两种不同的认识 (王希斌等, 1987; 叶培盛等, 2004; Wang *et al.*, 2016)。

## 2 岩相学特征

东巧方辉橄榄岩和铬铁矿的蚀变程度中等, 普遍发育有蛇纹石化。选取东巧东、西岩体中的地幔橄榄岩和豆荚状铬铁矿共计 32 个代表性样品进行岩相学特征研究, 采样位置如图 1b 所示, 包括方辉橄榄岩样品 (YQ-2-1, E90°45'45", N32°01'01", 4797m), 纯橄岩样品 (YQ-85-2, E90°44'09", N32°00'47", 4877m), 铬铁矿样品 (YQ-1-6, E90°44'17.29", N32°00'27.51", 4846m)。

### 2.1 方辉橄榄岩

方辉橄榄岩占东巧地幔橄榄岩总面积的 80% 以上, 多数因蛇纹石化而显示出深黄绿色及黑色的外观 (图 2a, b), 粒状结构、块状构造 (图 2b)。新鲜方辉橄榄岩主要矿物为橄榄石 (70%~85%)、斜方辉石 (10%~15%) 和单斜辉石 (<5%), 副矿物为铬尖晶石 (1%~2%) (图 3a, b)。橄榄石呈自形粒状结构, 粒径在 0.5~4mm 之间, 大致可以分为粗粒和细粒两种类型。粗粒橄榄石 (1~5mm) 与辉石矿物构成镶嵌结构, 而细粒橄榄石 (0.3~1mm) 则分布于斜方辉石的边部或在不同矿物颗粒之间呈充填状产出, 或以包裹体形式分布于斜方辉石、单斜辉石和铬尖晶石颗粒中 (图 3a, b)。斜方辉石为半自形-他形粒状结构, 粒径约 1~5mm, 矿物颗粒边缘常呈港湾状, 其边缘和内部均有细粒橄榄石、斜方辉石、铬尖晶石等矿物充填 (图 3a, b)。单斜辉石主要呈半自形-他形粒状结构分布于粗粒斜方辉石边部港湾中, 少量不规则状单斜辉石被包裹在斜方辉石内部 (图 3b), 另有极少量单斜辉石以针状出溶体和粒状包裹体形式存在于橄榄石颗粒中。铬尖晶石镜下为褐红色矿物, 主要充填在橄榄石和辉石颗粒之间, 其形态呈不规则的蠕虫状、树枝状、水滴状 (图 3a, b), 或以浑圆状被包裹在斜方辉石和橄榄石之中。

### 2.2 纯橄岩

东巧纯橄岩多呈不规则的似脉状、团块状以及条带状出露于方辉橄榄岩内部 (图 2a, c)。纯橄岩延伸较远, 部分区

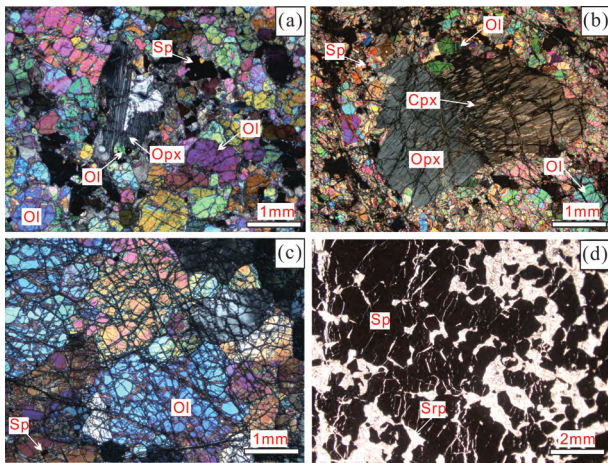


图3 东巧地幔橄辉岩及铬铁矿镜下照片

(a, b) 正交偏光镜下的方辉橄辉岩; (c) 正交偏光镜下的纯橄岩; (d) 单偏光下的铬铁矿。Ol-橄榄石; Opx-斜方辉石; Cpx-单斜辉石; Sp-铬尖晶石; srp-蛇纹石

Fig. 3 Microphotographs of the Dongqiao mantle peridotite and podiform chromitite

(a, b) harzburgites under CPL; (c) dunite under CPL; (d) chromitite under PPL. Ol-olivine; Opx-orthopyroxene; Cpx-clinopyroxene; Sp-spinel; srp-Serpentine

域往往形成较为宽大的纯橄岩带。这些纯橄岩受到蛇纹石化和风化作用蚀变影响,表面呈土黄色或青灰色(图 2a, c),蚀变纯橄岩的蛇纹石和方解石往往沿橄辉石颗粒边缘和裂隙呈网状交代充填,可见少量细粒橄辉石和铬尖晶石残晶。新鲜的纯橄岩表面呈灰绿色,由橄辉石(>95%)、铬尖晶石(1%~3%)和少量的单斜辉石(<1%)组成(图 3c)。橄辉石粒径 0.5~5mm,镶嵌粒状结构,裂纹发育,局部可见波状消光和变形双晶,粗粒橄辉石边缘分布重结晶的细粒橄辉石。铬尖晶石呈自形粒状零散分布于橄辉石晶粒周围,粒径介于 0.1~0.3mm 之间(图 3c)。单斜辉石粒度 <1mm,通常呈不规则的树枝状、月牙状或纺锤状颗粒分布在橄辉石颗粒内部或边缘。

### 2.3 铬铁矿

东巧铬铁矿地表的矿体和矿化分布极不均一,具有成带分布,成群出现的特点(图 2e, f)。矿体形态多呈透镜状、团块状、似脉状、条带状等不规则状分布在岩块边缘的方辉橄辉岩和纯橄岩岩相带中,规模以近东西走向者较大,其它方向次之。铬铁矿矿石含量变化在 5%~85% 之间,呈浸染状、脉状和致密块状构造(图 2d-f)。其中的铬尖晶石颗粒在镜下为自形的聚集体,粒径变化于 0.2~0.6mm 之间(图 3d),脉石矿物以橄辉石为主,少量单斜辉石,这些硅酸盐矿物常常蚀变为蛇纹石、绿泥石等次生矿物(图 3d)。

## 3 分析方法

单矿物电子探针测试在东华理工大学核资源与环境教

育部重点实验室和中国地质科学院自然资源部深地动力学重点实验室完成。前者测试仪器为 JEOL JXA-8100 型电子探针,该仪器配备有 3 道波谱仪和 1 道 X 射线能谱仪。测试条件为:电子束流 20nA,加速电压 15.0kV,电子束斑 2 $\mu$ m。后者仪器型号为日本电子公司 JEOL JXA-8100、INCA 能谱仪,探针束流 20nA,加速电压 15.0kV,电子束斑为 2 $\mu$ m。

单矿物原位微量元素测试在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室利用 LA-ICP-MS 分析完成。使用仪器为 Agilent 7700x 电感耦合等离子质谱仪,激光剥蚀系统为 ESI 的 NWR 213nm 激光剥蚀系统,束斑直径为 64 $\mu$ m。激光剥蚀过程中采用氦气作载气,由一个 T 型接头将氦气和氩气混合后进入 ICP-MS 中。每个采集周期包括大约 30s 的空白信号和 50s 的样品信号。采用多外标-内标法对元素含量进行计算。电子探针分析获得的尖晶石<sup>57</sup>Fe 含量作为内标计算元素含量,南美洲科马提岩样品 GOR-128 以及自然铬 QC-Cr 作为外标监测仪器的漂移。质控标样主量元素测试误差小于 5%,微量元素测试误差小于 10%,含量低的样品测试误差大于 10%。

铬铁矿和橄辉岩的全岩铂族元素分析在国家测试中心完成。具体方法是将样品与 Na<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>、Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>、SiO<sub>2</sub>、羟基镍粉和硫磺粉等按不同比例混合于粘土坩埚中,放入马弗炉加热至 1000~1200 $^{\circ}$ C。冷却后,由于硫化物相的不相容性,PGE 和 Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub> 沉降于坩埚底部形成镍扣,将镍扣粉碎后用 HCl 溶解,加入碲共沉淀剂分离,最后用 ICP-MS (TJAPQXCELL) 直接测量。本实验的全流程空白为: Ru、Ir、Pd、Os < 0.3  $\times$  10<sup>-9</sup>, Pt、Rh < 0.06  $\times$  10<sup>-9</sup>。实验所测定的标准参考物(GPT24 和 GPT27) 分析结果与推荐值吻合较好。

铬铁矿中铬尖晶石包裹体的能谱半定量分析在中国地质科学院自然资源部深地动力学重点实验室完成,仪器型号为美国 FEI 公司的热场发射扫描电镜(NanoSEM450),实验电压 20kV,电流 20nA,束斑直径 5 $\mu$ m。配套的能谱仪为英国牛津仪器公司的电制冷能谱仪系统(INCA X-Max50 EDS)。

## 4 分析结果

### 4.1 矿物化学特征

橄辉石 本文共分析了方辉橄辉岩和纯橄岩中 50 颗橄辉石的化学成分,代表性结果见表 1。东巧地幔橄辉岩中的橄辉石均为镁橄辉石, Fo 值变化于 89.8~92.5。其中方辉橄辉岩的橄辉石 Fo 值在 89.8~92.2 之间, MnO = 0.05%~0.17%, NiO = 0.31%~0.46%, FeO = 8.1%~10.3%; 纯橄岩的橄辉石 Fo 值介于 91.7~92.5, NiO = 0.32%~0.46%, MnO = 0.08%~0.16%。东巧蛇纹岩从方辉橄辉岩到纯橄岩中的橄辉石 Fo 值呈现出连续的变化趋势, Fo 值和 NiO 含量表现出较强的正相关关系(图 4), 指示了从铬铁矿围岩到铬铁矿逐渐增加的部分熔融趋势。

斜方辉石 对地幔橄辉岩样品中的 53 颗斜方辉石进行



表1 东巧地幔橄榄岩代表性样品的橄榄石电子探针分析结果(wt%)

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

岩性	测点号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Total	Fo
方辉橄榄岩	YQ-2-1.72	40.16	0.00	0.01	8.27	0.13	49.27	0.04	0.00	0.00	0.01	0.39	98.28	91.8
	YQ-2-1.75	40.43	0.00	0.00	8.16	0.11	49.56	0.02	0.04	0.04	0.00	0.37	98.73	92.0
	YQ-2-2.12*	40.34	0.00	0.00	9.82	0.13	49.33	0.01	0.00	0.00	0.01	0.41	100.05	91.1
	YQ-2-2.17*	40.39	0.02	0.00	9.86	0.13	48.70	0.02	0.00	0.00	0.00	0.42	99.53	90.2
	YQ-62-41.5*	40.38	0.00	0.01	9.81	0.09	49.06	0.03	0.00	0.00	0.01	0.39	99.77	90.6
	YQ-70-8.23*	40.01	0.00	0.00	10.18	0.10	48.51	0.02	0.00	0.00	0.00	0.39	99.21	90.4
	YQ-70-8.27*	40.49	0.00	0.00	9.70	0.13	48.96	0.02	0.00	0.01	0.03	0.38	99.70	90.4
纯橄岩	YQ-61-8.3*	40.52	0.00	0.00	8.19	0.14	49.64	0.02	0.00	0.00	0.03	0.39	98.91	91.7
	YQ-61-8.6*	40.74	0.00	0.00	8.42	0.09	49.98	0.02	0.00	0.00	0.00	0.39	99.64	91.7
	YQ-61-8.7*	40.47	0.02	0.00	8.26	0.16	49.78	0.04	0.00	0.00	0.01	0.36	99.10	92.0
	YQ-61-8.15	40.13	0.03	0.00	8.25	0.10	49.46	0.03	0.00	0.00	0.00	0.41	98.40	92.0
	YQ-61-8.16	40.09	0.00	0.01	8.32	0.12	49.21	0.01	0.00	0.00	0.01	0.38	98.14	91.8
	YQ-61-8.29*	40.20	0.00	0.00	8.52	0.12	49.98	0.03	0.01	0.00	0.04	0.34	99.25	92.5

注: Fo = 100 × Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>); 带\* 数据引自董玉飞等, 2019

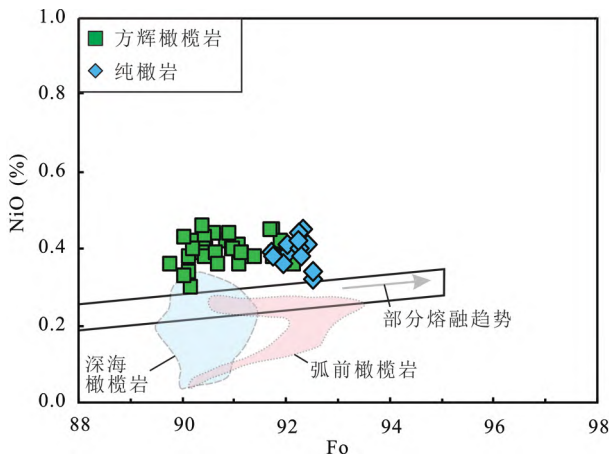


图4 东巧地幔橄榄岩的橄榄石 NiO-Fo 成分图解(据 Pagé *et al.*, 2008)

Fig. 4 Plot of NiO vs. Fo compositional variation of olivine in the Dongqiao mantle peridotites (after Pagé *et al.*, 2008)

成分分析,代表性结果列于表2。斜方辉石的 En 端元分布在 88.5 ~ 91.2 的范围内,主要是顽火辉石,少量古铜辉石。方辉橄榄岩的斜方辉石的 Mg<sup>#</sup> 值变化于 89.7 ~ 92.0, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.10% ~ 0.98%, NiO 小于 0.15%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.27% ~ 0.50%, CaO = 0.34% ~ 1.00%; 与方辉橄榄岩相比,纯橄岩中的斜方辉石具有略高的 Mg<sup>#</sup> 值,介于 91.7 ~ 92.1 之间, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量也更高,变化范围 1.00% ~ 1.36%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.31% ~ 0.53%, NiO = 0.08% ~ 0.14%, CaO = 0.40% ~ 1.08%。在 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Mg<sup>#</sup> 和 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Mg<sup>#</sup> 图解中(图 5a, b),方辉橄榄岩和纯橄岩的斜方辉石成分均相对集中在弧前橄榄岩区域,从方辉橄榄岩到纯橄岩,斜方辉石的 Mg<sup>#</sup> 与 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 呈现不明显的正相关线性变化规律。

单斜辉石 对东巧地幔橄榄岩中的 155 个单斜辉石进行电子探针成分分析,代表性结果见表 3。主要为透辉石 (En<sub>46.2-50.4</sub>Wo<sub>46.5-50.6</sub>)。方辉橄榄岩中单斜辉石 Mg<sup>#</sup> 值分布在 92.7 ~ 95.1 的范围内, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量分别为 0.12% ~ 1.05% 和 0.35% ~ 0.77%。TiO<sub>2</sub> 的含量低于 0.05%, CaO 含量为 23.15% ~ 25.90%, NiO 为 0.01% ~ 0.11%; 纯橄岩中单斜辉石的 Mg<sup>#</sup> 值高于方辉橄榄岩,变化于 94.0 ~ 94.6, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 0.72% ~ 1.23%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 0.22% ~ 0.51%, CaO 含量为 23.20% ~ 24.34%。在 Mg<sup>#</sup> 与其他主要元素的相关性图解中(图 6),东巧方辉橄榄岩和纯橄岩单斜辉石的成分均偏离了深海橄榄岩和弧后盆地橄榄岩的区域而相对集中于弧前橄榄岩的范围内。

铬尖晶石 通过扫描电镜在东巧地幔橄榄岩和铬铁矿中选取 153 颗新鲜铬尖晶石核部进行电子探针成分测试,代表性分析结果列于表 4。方辉橄榄岩尖晶石的 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 46.60% ~ 56.05%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 11.95% ~ 20.90%, TiO<sub>2</sub> < 0.08%, Cr<sup>#</sup> 值在 60.8 ~ 75.9 范围内变化, FeO 含量为 16.45% ~ 23.65%, MgO 含量为 9.83% ~ 12.59%, Mg<sup>#</sup> 值分布在 47.5 ~ 60.4 区间内,为富铬尖晶石 (Irvine, 1967); 纯橄岩中尖晶石的 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量介于 51.47% ~ 60.05%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量变化在 8.20% ~ 15.48%, Cr<sup>#</sup> 值为 69.0 ~ 83.1, NiO 含量为 0.02% ~ 0.15%, FeO 含量为 18.35% ~ 23.88%, Mg<sup>#</sup> 值为 36.8 ~ 57.7, TiO<sub>2</sub> 含量变化范围在 0.07% ~ 0.24% 之间,也为富铬尖晶石 (Irvine, 1967)。东巧铬铁矿中的铬尖晶石矿物组分基本类似,它们几乎不含 SiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O 和 CaO。TiO<sub>2</sub> 含量 0.06% ~ 0.16%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量较高,范围介于 52.9% ~ 63.12% 之间, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量较低,分布在 6.25% ~ 13.55% 的范围内, MgO 含量为 10.47% ~ 14.7%, FeO 为 14.61% ~ 22.47%, Mg<sup>#</sup> 值在 52.8 ~ 70.5 之间变化, Cr<sup>#</sup> 值范围在 72.5

表 2 东巧地幔橄辉岩代表性样品的斜方辉石电子探针分析结果 (wt%)

Table 2 Representative microprobe analyses (wt%) of orthopyroxene from the Dongqiao mantle peridotites

岩性	测点号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Total	En	Fs	Wo	Mg <sup>#</sup>
方辉橄辉岩	YQ-2-1.66	56.93	0.00	0.86	5.40	0.12	34.22	0.58	0.02	0.00	0.28	0.09	98.50	90.9	8.1	1.1	91.9
	YQ-2-1.68	56.64	0.02	0.97	5.32	0.12	33.95	0.65	0.00	0.00	0.43	0.09	98.20	90.8	8.0	1.3	91.9
	YQ-2-1.69	56.26	0.00	0.83	5.33	0.12	34.47	0.97	0.02	0.00	0.40	0.05	98.45	90.3	7.8	1.8	92.0
方辉橄辉岩	YQ-62-41.15	56.62	0.01	0.63	6.39	0.15	34.03	0.57	0.00	0.00	0.33	0.01	98.73	89.5	9.4	1.1	90.5
	YQ-62-41.40	56.40	0.01	0.73	6.40	0.13	33.11	0.97	0.04	0.01	0.39	0.04	98.23	88.5	9.6	1.9	90.2
	YQ-70-8.25	56.82	0.02	0.16	6.97	0.18	33.94	0.56	0.04	0.00	0.32	0.11	99.11	88.7	10.2	1.1	89.7
纯橄岩	YQ-70-8.4	56.55	0.02	0.18	6.88	0.11	34.04	0.56	0.04	0.00	0.40	0.06	98.84	88.9	10.1	1.1	89.8
	YQ-70-8.8	56.51	0.01	0.11	6.76	0.18	34.25	0.59	0.00	0.00	0.35	0.09	98.84	89.1	9.9	1.1	90.0
	YQ-61-8.12	56.10	0.00	1.17	5.20	0.15	34.18	1.02	0.00	0.01	0.40	0.07	98.29	90.4	7.7	1.9	92.1
纯橄岩	YQ-61-8.13	56.10	0.00	1.15	5.18	0.10	33.94	0.99	0.00	0.00	0.43	0.07	97.96	90.4	7.7	1.9	92.1
	YQ-61-8.17	55.93	0.01	1.36	5.38	0.17	34.10	0.77	0.00	0.01	0.44	0.06	98.22	90.5	8.0	1.5	91.9
	YQ-61-8.18	56.11	0.00	1.29	5.42	0.12	34.45	0.40	0.00	0.02	0.48	0.05	98.34	91.2	8.0	0.8	91.9
纯橄岩	YQ-61-8.22	56.17	0.01	1.24	5.49	0.12	34.10	0.62	0.04	0.01	0.49	0.04	98.35	90.6	8.2	1.2	91.7
	YQ-61-8.26	55.29	0.04	1.21	5.45	0.13	34.09	0.95	0.01	0.00	0.50	0.05	97.71	90.1	8.1	1.8	91.8
	YQ-61-8.27	55.77	0.00	1.25	5.27	0.09	33.67	0.88	0.01	0.02	0.46	0.06	97.48	90.4	7.9	1.7	91.9
纯橄岩	YQ-61-8.34	55.79	0.01	1.36	5.37	0.15	33.60	0.96	0.00	0.01	0.53	0.10	97.87	90.1	8.1	1.9	91.8

注: En-顽火辉石; Fs-斜铁辉石; Wo-硅辉石; Mg<sup>#</sup> = 100 × Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>)

表 3 东巧地幔橄辉岩代表性样品中单斜辉石电子探针分析结果 (wt%)

Table 3 Representative microprobe analyses (wt%) of clinopyroxene from the Dongqiao mantle peridotites

岩性	测点号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Total	En	Fs	Wo	Mg <sup>#</sup>
方辉橄辉岩	YQ-2-1.83	53.06	0.00	1.02	1.80	0.04	17.03	24.17	0.26	0.02	0.60	0.03	98.01	48.1	2.8	49.1	94.4
	YQ-2-1.84	53.35	0.00	1.00	1.58	0.04	17.26	24.15	0.26	0.00	0.72	0.02	98.39	48.6	2.5	48.9	95.1
	YQ-2-1.87	53.24	0.00	0.83	1.71	0.05	17.58	24.26	0.19	0.01	0.54	0.06	98.47	48.9	2.7	48.5	94.8
方辉橄辉岩	YQ-62-41.33	53.54	0.03	0.70	2.32	0.08	17.24	23.67	0.34	0.02	0.51	0.07	98.52	48.5	3.7	47.8	93.0
	YQ-62-41.37	53.48	0.03	0.76	2.45	0.06	17.50	23.57	0.37	0.00	0.57	0.06	98.86	48.9	3.8	47.3	92.7
	YQ-70-8.3	53.34	0.01	0.16	2.41	0.10	17.37	23.69	0.26	0.00	0.60	0.07	98.00	48.6	3.8	47.6	92.8
纯橄岩	YQ-70-8.7	53.66	0.00	0.12	2.06	0.06	17.25	24.26	0.41	0.01	0.45	0.09	98.35	48.1	3.2	48.7	93.7
	YQ-61-8.19*	52.74	0.02	1.22	1.90	0.06	17.73	23.47	0.03	0.00	0.51	0.03	97.73	49.7	3.0	47.3	94.3
	YQ-61-8.20*	53.40	0.03	1.00	1.94	0.06	18.07	23.21	0.02	0.00	0.37	0.05	98.13	50.4	3.0	46.5	94.3
纯橄岩	YQ-61-8.21*	53.61	0.00	1.04	1.81	0.08	17.71	24.34	0.04	0.02	0.41	0.06	99.12	48.9	2.8	48.3	94.6
	YQ-61-8.35*	53.83	0.00	1.00	1.94	0.04	18.23	23.87	0.03	0.02	0.40	0.04	99.40	50.0	3.0	47.0	94.4
	YQ-61-8.37*	53.47	0.00	1.01	1.93	0.05	18.18	23.69	0.03	0.00	0.42	0.10	98.88	50.1	3.0	46.9	94.4
纯橄岩	YQ-61-8.52*	53.37	0.00	0.93	1.97	0.06	17.52	24.18	0.03	0.00	0.41	0.03	98.50	48.7	3.1	48.3	94.1
	YQ-61-8.53	53.15	0.01	0.98	1.97	0.04	17.75	23.38	0.02	0.00	0.41	0.08	97.77	49.8	3.1	47.1	94.2

注: En-顽火辉石; Fs-斜铁辉石; Wo-硅辉石; Mg<sup>#</sup> = 100 × Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>); \* 数据引自董玉飞等, 2019

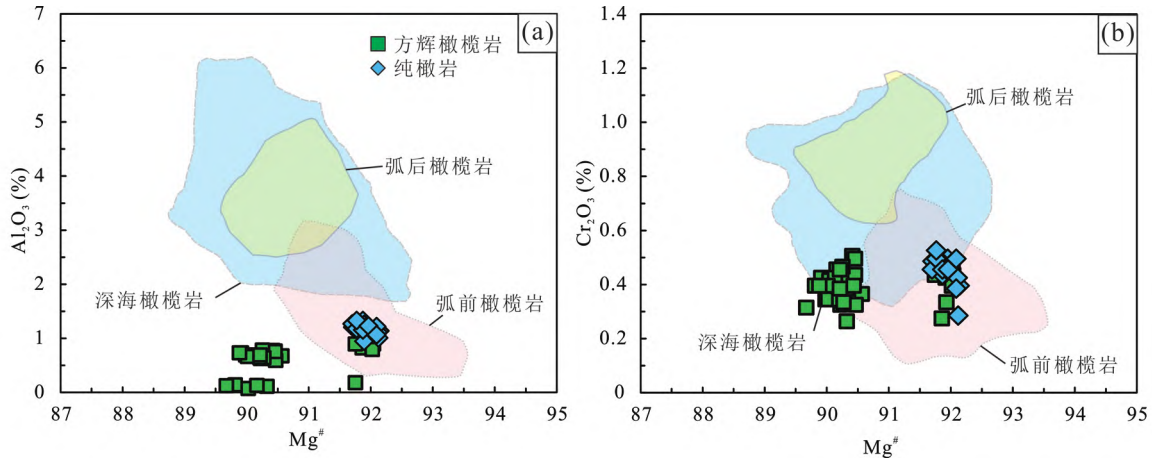


图5 东巧地幔橄榄岩的斜方辉石  $Al_2O_3$ - $Mg^\#$ 图解( a) 和  $Cr_2O_3$ - $Mg^\#$ 图解( a) ( 据 Pagé *et al.* ,2008)

Fig.5 Plot of  $Al_2O_3$  vs.  $Mg^\#$  ( a) and plot of  $Cr_2O_3$  vs.  $Mg^\#$  ( a) of orthopyroxene in the Dongqiao mantle peridotites ( after Pagé *et al.* ,2008)

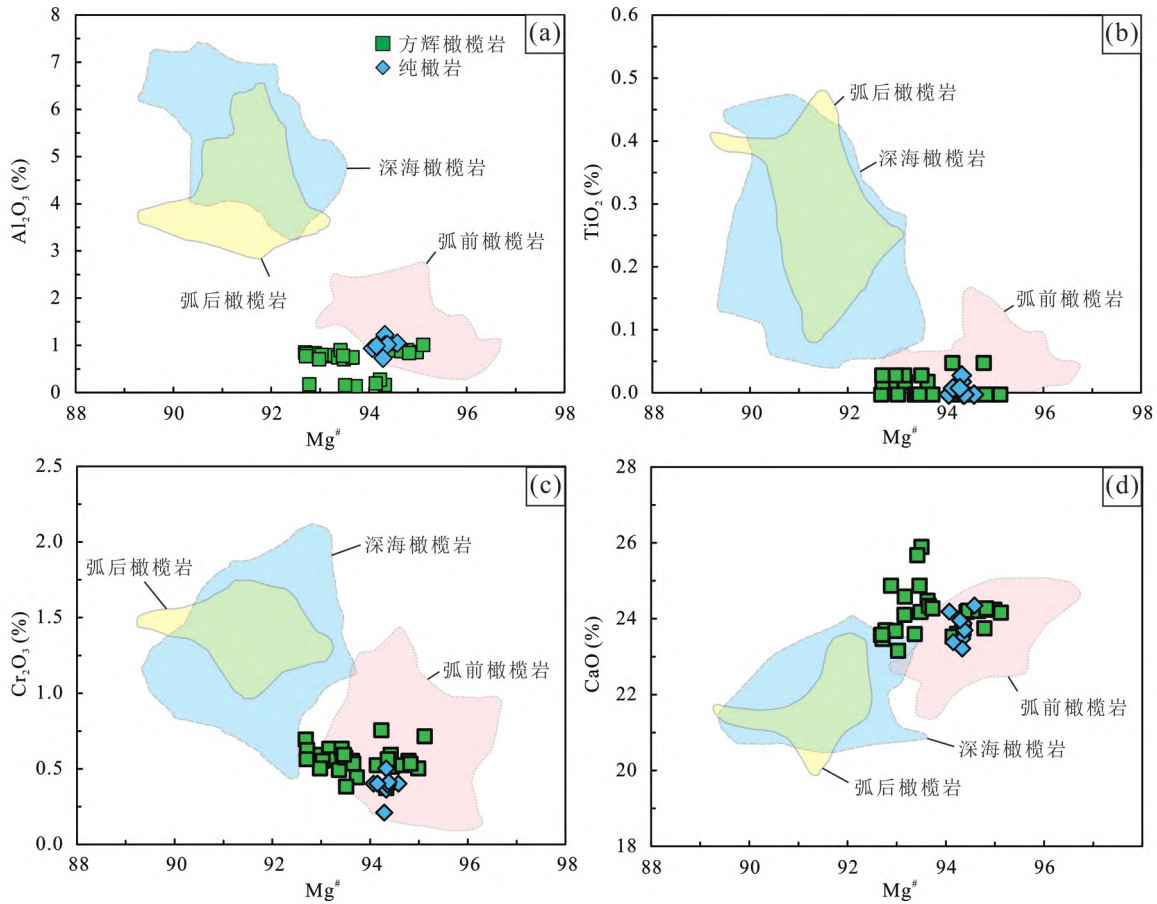


图6 东巧地幔橄榄岩的单斜辉石  $Mg^\#$ 对  $Al_2O_3$  ( a) 、 $TiO_2$  ( b) 、 $Cr_2O_3$  ( c) 和  $CaO$  ( d) 图解( 据 Pagé *et al.* ,2008)

Fig.6 Plots of  $Mg^\#$  against  $Al_2O_3$  ( a) ,  $TiO_2$  ( b) ,  $Cr_2O_3$  ( c) and  $CaO$  ( d) of clinopyroxene in the Dongqiao mantle peridotites ( after Pagé *et al.* ,2008)

~86.9 之间,为高铬型铬铁矿( Leblanc and Violette , 1983; Dick and Bullen , 1984) 。

纯橄榄岩和铬铁矿矿石中铬尖晶石的原位微量元素( Sc、Ti、V、Mn、Co、Ni、Zn 和 Ga) 化学分析结果见表5。纯橄榄岩中



表 4 东巧地幔橄辉岩和铬铁矿代表性样品的铬尖晶石电子探针分析结果 (wt%)  
Table 4 Representative microprobe analyses (wt%) of chromites from the Dongqiao mantle peridotites and chromitite

岩性	测点号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Total	Mg <sup>#</sup>	Cr <sup>#</sup>	FeO/MgO
方辉橄辉岩	YQ-2-1.96	0.00	0.01	15.48	17.97	0.33	11.30	0.00	0.01	0.00	55.27	0.06	100.44	54.3	70.5	1.59
	YQ-62-41.27	0.00	0.02	13.10	21.39	0.32	11.00	0.01	0.07	0.01	53.37	0.10	99.40	54.4	73.2	1.94
	YQ-62-41.29	0.00	0.06	12.33	21.59	0.38	10.74	0.00	0.02	0.00	53.94	0.03	99.09	53.1	74.6	2.01
	YQ-67-10.39	0.11	0.03	20.24	20.54	0.33	10.26	0.00	0.02	0.02	47.76	0.02	99.33	49.0	61.3	2.00
	YQ-67-11.2	0.00	0.00	19.12	19.70	0.33	10.56	0.00	0.05	0.01	49.53	0.07	99.37	51.0	63.5	1.87
	YQ-70-8.1	0.00	0.03	12.72	21.37	0.29	11.18	0.01	0.00	0.00	53.97	0.02	99.58	54.5	74.0	1.91
	YQ-70-8.13	0.00	0.01	12.63	20.49	0.36	11.48	0.00	0.00	0.02	54.59	0.00	99.57	56.1	74.4	1.78
纯橄岩	YQ-85-1.2	0.13	0.12	11.03	21.70	0.36	9.74	0.01	0.03	0.02	55.87	0.07	99.06	48.6	77.3	2.23
	YQ-85-1.3	0.00	0.11	11.05	21.58	0.39	9.94	0.00	0.03	0.00	55.56	0.07	98.71	49.9	77.1	2.17
	YQ-85-2.4	0.01	0.17	13.51	20.04	0.41	9.61	0.00	0.05	0.00	54.95	0.06	98.82	47.9	73.2	2.09
	YQ-85-2.8	0.00	0.17	13.24	20.17	0.29	9.54	0.02	0.10	0.01	55.17	0.07	98.77	47.9	73.7	2.11
	YQ-85-5.1	0.00	0.12	14.21	21.61	0.35	9.29	0.00	0.06	0.02	54.03	0.09	99.76	46.0	71.8	2.33
	YQ-85-5.6	0.04	0.11	14.55	18.35	0.32	11.23	0.02	0.00	0.00	53.58	0.08	98.27	55.0	71.2	1.63
	YQ-85-5.7	0.54	0.24	15.48	18.98	0.29	11.27	0.18	0.11	0.06	51.47	0.15	98.76	54.8	69.1	1.68
铬铁矿	YQ-1-4c.3	0.00	0.09	7.90	21.52	0.35	11.68	0.00	0.04	0.00	58.95	0.11	100.63	57.7	83.3	1.84
	YQ-1-4c.8	0.00	0.11	7.87	21.97	0.35	11.00	0.00	0.00	0.00	58.36	0.04	99.69	54.8	83.3	2.00
	YQ-1-6.1	0.00	0.09	13.36	17.13	0.28	14.59	0.00	0.05	0.00	53.54	0.06	99.10	69.9	72.9	1.17
	YQ-1-6.2	0.00	0.12	13.37	16.97	0.30	14.70	0.00	0.00	0.00	53.95	0.13	99.54	69.9	73.0	1.15
	YQ-23-13.1	0.00	0.10	8.83	14.61	0.34	13.06	0.00	0.00	0.00	63.12	0.08	100.14	63.8	82.7	1.12
	YQ-23-13.5	0.00	0.08	8.94	16.12	0.32	12.16	0.00	0.01	0.00	62.03	0.08	99.72	60.0	82.3	1.33
	YQ-4-3.1	0.00	0.13	9.87	17.08	0.38	11.14	0.01	0.05	0.01	60.26	0.06	99.00	55.9	80.4	1.53
	YQ-4-3.8	0.00	0.13	10.79	16.33	0.26	12.76	0.01	0.00	0.00	58.81	0.09	99.17	62.3	78.5	1.28
	YQ-58-4.1	0.01	0.12	6.66	17.24	0.34	12.73	0.00	0.00	0.00	62.05	0.04	99.18	63.2	86.2	1.35
	YQ-58-4.5	0.00	0.08	6.67	17.15	0.39	12.89	0.00	0.00	0.01	62.37	0.12	99.67	64.0	86.3	1.33
YQ-62-25a.1	0.00	0.10	11.09	20.42	0.29	12.06	0.01	0.00	0.02	55.46	0.06	99.50	58.9	77.0	1.69	
YQ-62-25a.4	0.00	0.13	11.47	20.00	0.30	11.91	0.00	0.00	0.01	55.59	0.07	99.50	58.1	76.5	1.68	

注: Mg<sup>#</sup> = 100 × Mg / (Mg + Fe<sup>2+</sup>); Cr<sup>#</sup> = 100 × Cr / (Mg + Al)

表5 东巧纯橄岩和铬铁矿代表性样品中的铬尖晶石微量元素分析与母岩浆计算结果( $\times 10^{-6}$ )Table 5 Trace element contents ( $\times 10^{-6}$ ) of Cr-spinels in representative samples and calculated compositions of parental magmas for the Dongqiao dunite and chromitite

样品号	YQ-1-7-1	YQ-1-7-2	YQ-23-20-1	YQ-23-20-2	YQ-23-3-1	YQ-23-3-2	YQ-23-3-3	YQ-85-3-1	YQ-85-3-2	YQ-85-3-3
岩性	铬铁矿							纯橄岩		
Sc	6.98	6.20	7.90	8.11	2.52	2.61	3.56	5.18	5.68	6.47
Ti	0.11	0.11	0.17	0.16	0.22	0.23	0.23	0.05	0.05	0.05
V	1247	1203	1103	1053	854	869	896	859	850	843
Mn	1317	1317	1362	1348	1162	1162	1007	1351	1322	1325
Co	249	243	257	251	232	237	244	323	322	312
Ni	1164	1151	1174	1107	1897	1881	1915	1015	975	936
Zn	518	541	607	566	661	683	714	1389	1326	1347
Ga	33.6	33.8	42.2	38.3	70.7	70.8	75.0	35.9	33.0	33.1
计算结果	母岩浆									
Sc	34.90	31.00	39.48	40.57	12.60	13.05	17.80	25.91	28.41	32.33
Ti	0.15	0.15	0.23	0.21	0.29	0.31	0.31	0.06	0.06	0.06
V	161	156	143	136	110	112	116	111	110	109
Mn	1343	1343	1390	1376	1185	1185	1027	1379	1349	1352
Co	65.0	63.4	67.0	65.4	60.6	61.9	63.7	84.4	84.0	81.5
Ni	889	879	896	845	1448	1436	1462	775	744	715
Zn	75.1	78.4	88.0	82.0	95.8	99.0	103.5	201.3	192.2	195.2
Ga	18.4	18.5	23.1	20.9	38.6	38.7	41.0	19.6	18.1	18.1

注: 玻安岩分配系数引自 Pagé and Barnes (2009)

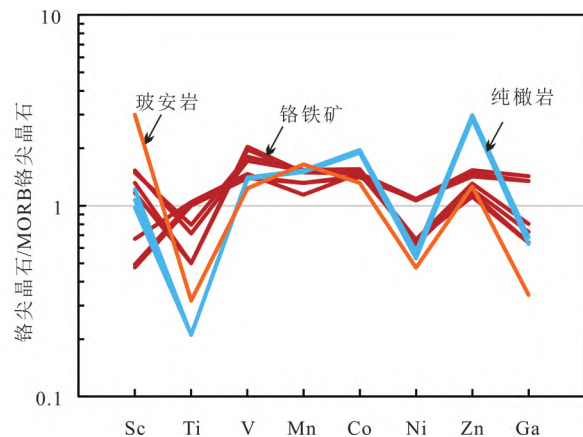
的铬尖晶石微量元素含量相对变化不大,其中 Zn 的含量为  $1326 \times 10^{-6} \sim 1389 \times 10^{-6}$ , V 含量为  $843 \times 10^{-6} \sim 859 \times 10^{-6}$ , Ni 的含量为  $936 \times 10^{-6} \sim 1015 \times 10^{-6}$ , Ga 含量为  $33.0 \times 10^{-6} \sim 35.9 \times 10^{-6}$ 。东巧铬铁矿中的铬尖晶石微量元素的 Mn、Ni 和 V 含量较高,范围变化也较大,分别为  $1107 \times 10^{-6} \sim 1362 \times 10^{-6}$ 、 $1007 \times 10^{-6} \sim 1915 \times 10^{-6}$  和  $854 \times 10^{-6} \sim 1247 \times 10^{-6}$ 。Ga 的含量为  $33.6 \times 10^{-6} \sim 75.0 \times 10^{-6}$ , Zn 的含量为  $518 \times 10^{-6} \sim 714 \times 10^{-6}$ , 远低于纯橄岩中的 Zn。如图 7 所示,在铬尖晶石 MORB 标准化蛛网中,东巧纯橄岩和铬铁矿的尖晶石成分相近,相较于 MORB 的尖晶石,它们明显亏损 Ti、Ni 和 Ga,富集 V、Mn、Co 和 Zn,与玻安岩的配分曲线相似。

#### 4.2 铬尖晶石的包裹体特征

东巧铬铁矿中铬尖晶石的包裹体主要包含橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、角闪石、方解石和铂族矿物等,扫描电镜照片见图 8,电子探针分析结果见表 6。

东巧铬铁矿的铬尖晶石中的橄榄石包裹体多呈自形-半自形单晶,晶体自形程度较好,粒径变化较大,介于  $20 \sim 50 \mu\text{m}$  之间(图 8a, b),大部分橄榄石包裹体已经蚀变为蛇纹石,导致 MgO 和 NiO 的含量降低,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  含量增加(表 6)。

斜方辉石包裹体较少,它们主要呈自形-半自形单晶,包括柱状、椭圆形、近圆形等多种形态,粒径为  $5 \sim 40 \mu\text{m}$  之间

图7 东巧铬铁矿和纯橄岩中铬尖晶石 MORB 标准化微量元素分配模式图(据 Zhou *et al.*, 2014)

玻安岩和 MORB 数据引自 Pagé and Barnes (2009)

Fig. 7 MORB-normalized trace element distributions of Cr-spinels in the Dongqiao chromitite and dunite (after Zhou *et al.*, 2014)

Boninite and MORB values are from Pagé and Barnes (2009)

(图 8c, d)。

东巧铬铁矿铬尖晶石中的包裹体种类以单斜辉石最为常见。可见两种形态,一种为自形-半自形粒状,粒径为  $5 \sim 50 \mu\text{m}$ ,呈浑圆状(图 8e)、纺锤形(图 8f)、多边形等多种形态,表面平整或发育裂隙,  $\text{SiO}_2$  含量变化于  $52.37\% \sim 54.09\%$ ,

表6 东巧铬铁矿代表性样品中铬尖晶石的矿物包裹体的电子探针分析结果(wt%)

Table 6 Representative microprobe analyses (wt%) of mineral inclusions in the Cr-spinel of Dongqiao chromitite

测点号	矿物	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</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
YQ-1-1.6	Ol	41.66	0.04	0.01	0.59	3.30	0.05	52.82	0.03	0.00	0.02	0.65	99.18
YQ-78-32.2	Ol	41.81	0.00	0.01	0.37	3.78	0.04	52.88	0.06	0.04	0.01	0.68	99.68
YQ-1-1.2	Srp	39.03	0.03	0.26	3.19	3.34	0.03	38.51	0.03	0.04	0.00	0.04	84.50
YQ-78-32.3	Srp	40.96	0.01	0.10	1.12	3.00	0.00	38.87	0.04	0.00	0.01	0.45	84.56
YQ-1-1.4	Cpx	54.09	0.05	0.91	1.67	1.48	0.05	17.26	24.04	0.36	0.02	0.02	99.95
YQ-78-32.6	Cpx	52.37	0.09	0.98	1.49	1.76	0.01	17.37	24.69	0.19	0.00	0.10	99.06
YQ-78-32.9	Cpx	53.04	0.05	0.90	1.08	1.62	0.08	17.71	24.24	0.31	0.00	0.02	99.04
YQ-1-1.3	Amp	44.88	0.35	9.93	3.43	1.96	0.01	20.17	12.36	2.91	0.18	0.10	96.29
YQ-1-1.5	Amp	45.19	0.31	9.70	3.48	1.97	0.04	19.87	12.27	2.85	0.14	0.10	95.93
YQ-78-32.1	Amp	44.81	0.40	9.72	3.21	2.00	0.02	20.15	12.14	3.06	0.00	0.18	95.69
YQ-78-32.4	Amp	46.40	0.54	8.71	2.80	1.85	0.04	20.44	11.70	2.69	0.33	0.09	95.59
YQ-78-32.5	Amp	45.82	0.56	8.88	3.10	1.99	0.03	19.76	11.74	2.66	0.41	0.07	95.03
YQ-78-32.7	Amp	46.20	0.49	8.02	2.78	1.84	0.05	20.38	12.14	2.49	0.36	0.09	94.83
YQ-78-32.8	Amp	46.53	0.50	8.62	3.03	1.77	0.04	20.81	11.68	2.70	0.32	0.15	96.15

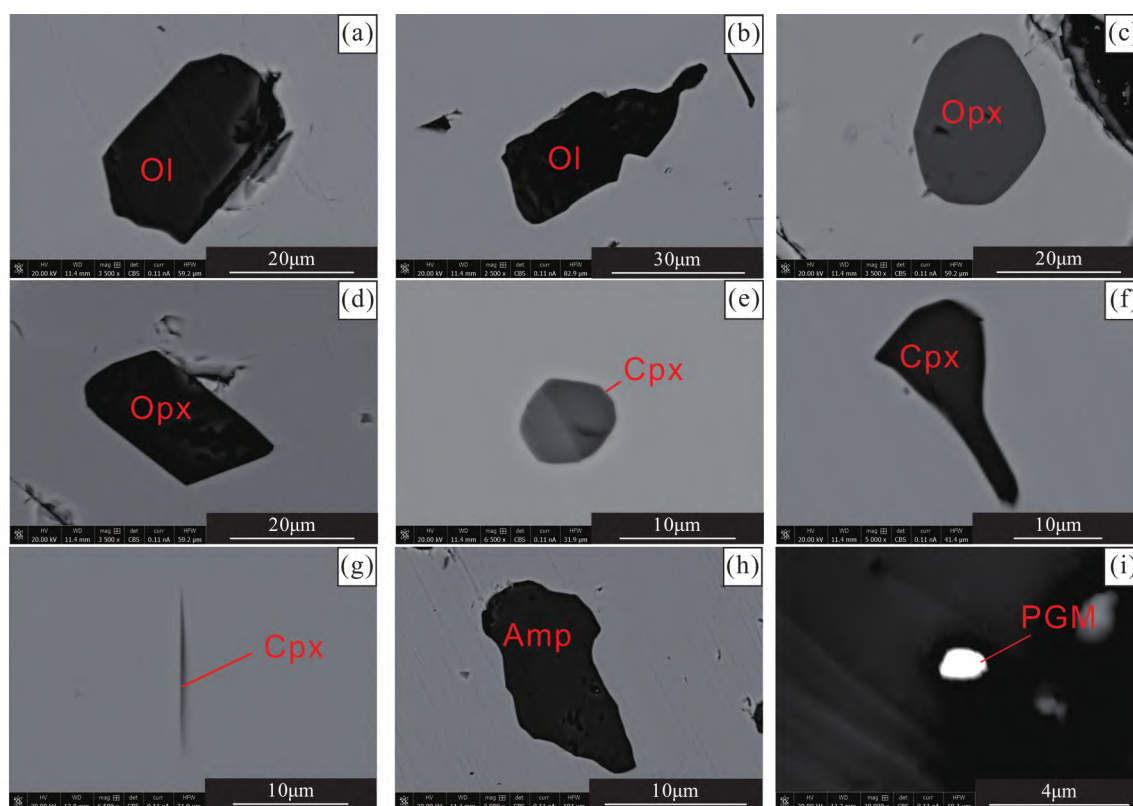


图8 东巧铬铁矿中铬尖晶石的矿物包裹体背散射图像

Ol-橄榄石; Opx-斜方辉石; Cpx-单斜辉石; Amp-角闪石; PGM-铂族矿物

Fig. 8 BSE photos of inclusions in the Cr-spinels of Dongqiao chromitite

Ol-olivine; Opx-orthopyroxene; Cpx-clinopyroxene; Amp-amphibole; PGM-platinum group mineral

MgO的含量为17.26%~17.71%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>为0.90%~0.98%; 另一种单斜辉石呈针状横断面直径宽度不足5μm,最大长度可达30μm(图8g)。多数单斜辉石针状包裹体呈定向排列,

具一组或二组分布方向。这种针状的单斜辉石在罗布莎(Yamamoto *et al.*, 2009)、泽当(Guo *et al.*, 2021)、仁布(杨胜标等, 2022)、错不扎(Zhao *et al.*, 2020)、阿尔巴尼亚布尔



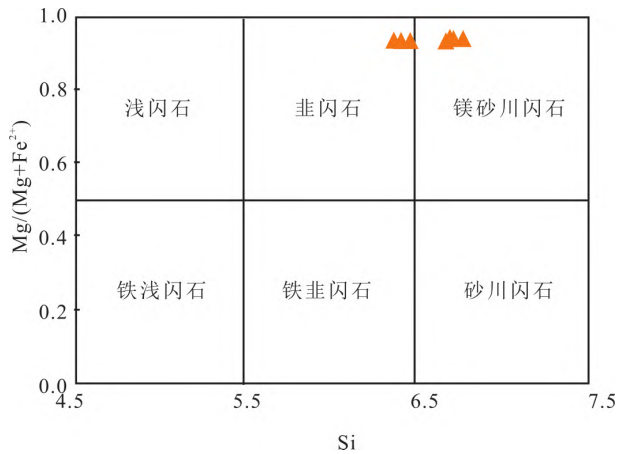


图9 东巧铬铁矿中铬尖晶石的角闪石包裹体矿物分类判别图解(据刘显凡等,2015修改)

Fig. 9 Mineral classification diagram of amphibole inclusions in the Cr-spinels of Dongqiao chromitite (modified after Liu *et al.*, 2015)

齐泽铬铁矿(Xiong *et al.*, 2021)等均有发现,它们常常被认为高压铬铁矿在转变为低压铬铁矿的过程中CaO和SiO<sub>2</sub>溶解度降低,单斜辉石出溶所致(Yamamoto *et al.*, 2009; Griffin *et al.*, 2016)。

角闪石包裹体多为半自形-他形粒状,粒径30~200 $\mu\text{m}$ ,呈不规则多边形(图8h),电子探针分析Na<sub>2</sub>O含量为2.49%~3.06%,FeO含量1.77%~2.0%,MgO含量为19.76%~20.81%,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量为8.02%~9.93%,属于钙角闪石组的韭闪石和镁砂川闪石(图9)。

铂族矿物包裹体多呈浑圆粒状,粒径通常小于5 $\mu\text{m}$ (图8i),能谱测试半定量分析表明Os、Ru等IPGE元素相对含量较高。

#### 4.3 全岩铂族矿物(PGE)特征

PGE具有亲铜和亲铁的特征,主要保存地核中,而地幔中的浓度非常低。根据熔点的高低,PGE可分为Ir亚族(IPGEs,包括Os、Ir和Ru,熔点高于2000 $^{\circ}\text{C}$ )和Pd亚族(PPGE,包括Rh、Pt和Pd,熔点低于2000 $^{\circ}\text{C}$ )(Woodland *et al.*, 2002)。在地幔部分熔融过程中,IPGE倾向留在残余地幔中,显示相容元素特征;PPGE倾向进入到熔体,显示不相容元素特征。对于地幔橄榄岩和铬铁矿,其铂族元素组成,可以指示岩石的成因及地幔交代作用等(Zhou *et al.*, 1998; 熊发挥等, 2013)。本文对8件方辉橄榄岩、3件纯橄岩和8件稠密浸染-致密块状铬铁矿进行全岩铂族元素分析,测试结果如表7。

方辉橄榄岩中PGE元素总含量变化在 $14.01 \times 10^{-9}$ ~ $32.81 \times 10^{-9}$ 之间,平均值为 $22.49 \times 10^{-9}$ ,近似于原始地幔。Ir的含量变化在 $2.23 \times 10^{-9}$ ~ $5.55 \times 10^{-9}$ ,Pd含量变化在 $0.07 \times 10^{-9}$ ~ $0.65 \times 10^{-9}$ 之间。Pd/Ir值较低(0.03~

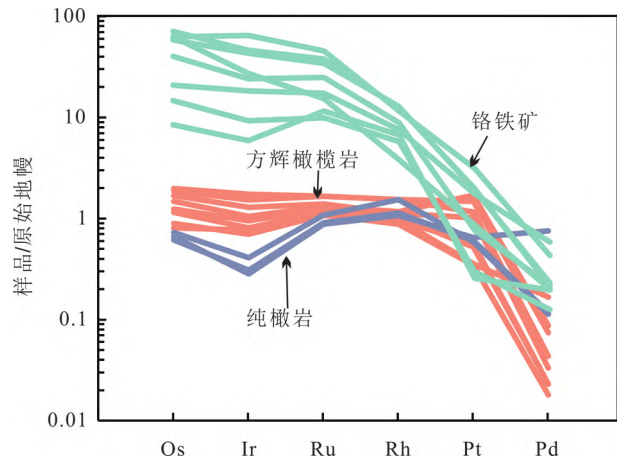


图10 东巧地幔橄榄岩及铬铁矿原始地幔标准化全岩铂族元素(PGE)分配模式图(标准化值据McDonough and Sun, 1995)

Fig. 10 Primitive mantle-normalized bulk PGE patterns of the Dongqiao peridotites and chromitite (normalization values from McDonough and Sun, 1995)

0.27), IPGE含量范围( $10.35 \times 10^{-9}$ ~ $20.58 \times 10^{-9}$ )和PPGE的含量范围( $3.32 \times 10^{-9}$ ~ $13.47 \times 10^{-9}$ )变化均较大。IPGE/PPGE的比值均大于1。与原始地幔中的铂族元素含量相比较(McDonough and Sun, 1995),东巧方辉橄榄岩中的Os、Ir、Ru的含量稍高,Pt和Pd含量相对较低,Rh含量差别不大,Pd呈现出明显的负异常(图10)。

东巧纯橄岩的PGE总量略低于原始地幔,为 $13.36 \times 10^{-9}$ ~ $16.08 \times 10^{-9}$ ,Pd/Ir值较高(0.34~3.24),IPGE含量范围( $7.60 \times 10^{-9}$ ~ $9.17 \times 10^{-9}$ )和PPGE的含量范围( $5.76 \times 10^{-9}$ ~ $8.52 \times 10^{-9}$ )变化较小。IPGE/PPGE的比值范围0.89~1.53,IPGE和PPGE富集程度近似。在原始地幔标准化蛛网图中显示出Ir的亏损和Rh的富集(图10)。

东巧铬铁矿的铂族元素总量变化范围为 $108.4 \times 10^{-9}$ ~ $645.7 \times 10^{-9}$ ,远远高于原始地幔(McDonough and Sun, 1995)和地幔橄榄岩中PGE的含量,IPGE/PPGE的比值均大于10,呈现IPGE以及Rh相对原始地幔富集,而Pt和Pd相对亏损的左高右低模式,具右倾特征的PGE配分模式曲线(图10)。

## 5 讨论

### 5.1 铂族元素分馏

前人研究显示,地幔橄榄岩和铬铁矿的PGE含量通常受部分熔融、岩浆分异和热液蚀变等过程的影响(Barnes *et al.*, 1985)。虽然东巧蛇绿岩的铬铁矿包含蛇纹石、绿泥石和铁铬铁矿等热液作用形成的次生矿物(Shi *et al.*, 2012; 董玉飞等, 2019),但扫描电镜观察发现铂族矿物(PGM)颗

表7 东巧地幔橄榄岩和铬铁矿铂族元素含量( $\times 10^{-9}$ )Table 7 Whole-rock PGE compositions ( $\times 10^{-9}$ ) of the Dongqiao mantle peridotites and chromitite

岩性	样品号	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	$\Sigma$ PGE	PPGE	IPGE	IPGE/PPGE	Pd/Ir	Pt/Pt*
纯橄岩	YQ-85-2	2.47	1.31	5.39	1.38	4.16	0.44	15.15	5.98	9.17	1.53	0.34	1.71
	YQ-85-3	2.25	0.91	4.40	0.97	4.60	2.95	16.08	8.52	7.56	0.89	3.24	0.87
	YQ-85-10	2.09	0.99	4.52	1.02	4.28	0.46	13.36	5.76	7.60	1.32	0.47	2.00
方辉橄榄岩	YQ-2-2	3.05	2.23	5.41	0.79	2.46	0.07	14.01	3.32	10.69	3.22	0.03	3.34
	YQ-67-10	3.92	2.58	5.76	0.94	3.71	0.09	17.00	4.74	12.26	2.59	0.04	4.08
	YQ-70-1	2.75	2.45	5.37	0.88	2.53	0.65	14.63	4.06	10.57	2.60	0.27	1.07
	YQ-70-6	4.23	3.04	6.16	0.87	4.05	0.09	18.44	5.01	13.43	2.68	0.03	4.63
	YQ-70-8	6.71	5.55	8.32	1.39	10.55	0.29	32.81	12.23	20.58	1.68	0.05	5.31
	YQ-70-10	6.36	4.87	8.33	1.39	8.25	0.17	29.37	9.81	19.56	1.99	0.04	5.43
	YQ-74-1	5.03	3.35	6.59	1.05	12.08	0.34	28.44	13.47	14.97	1.11	0.10	6.46
	YQ-77-9	5.74	4.14	6.97	1.01	7.24	0.13	25.23	8.38	16.85	2.01	0.03	6.39
铬铁矿	YQ-1-1	47.50	28.20	47.20	4.92	2.02	0.47	130.3	7.41	122.9	16.59	0.02	0.42
	YQ-1-15	189.0	131.0	163.0	10.90	13.00	0.86	507.8	24.76	483.0	19.51	0.01	1.36
	YQ-1-18	27.30	17.90	55.00	5.73	1.74	0.73	108.4	8.20	100.2	12.22	0.04	0.27
	YQ-1-6	130.0	73.50	118.0	7.60	5.18	0.81	335.1	13.59	321.5	23.66	0.01	0.67
	YQ-1-7	228.0	140.0	179.0	10.70	13.40	0.79	571.9	24.89	547.0	21.98	0.01	1.47
	YQ-23-20	67.50	55.70	82.70	6.47	11.80	2.18	226.4	20.45	205.9	10.07	0.04	1.00
	YQ-23-3	202.0	196.0	215.0	9.92	21.20	1.60	645.7	32.72	613.0	18.73	0.01	1.70
	YQ-78-32	202.0	82.90	73.00	3.27	5.85	0.74	367.8	9.86	357.9	36.30	0.01	1.20

注:  $Pt/Pt^* = (Pt/8.3) / [(Rh/1.6) \times (Pd/4.4)]^{1/2}$

粒多以包裹体形式出现在铬尖晶石中,它们晶形较好,并未显示出后期热液蚀变的特征,因此,热液蚀变导致 PGM 脱硫以及 PGE 再活化对全岩 PGE 影响甚微 (Grieco *et al.*, 2007)。

含硫矿物(合金或氧化物)在地幔低程度熔融(2%~15%)过程中保持稳定,因而残余地幔橄榄岩会呈现出未分馏或近似平坦的 PGE 型态,其(Pd/Ir)<sub>N</sub> 比值也 $\leq 1.0$ 。随着部分熔融程度的增加(>15%~20%),易溶的 PPGE、Au、Re、S、Se、Te 和 Cu 表现出强的不相容性,而最难溶的 IPGE 为相容元素,仍然能够保留在残余地幔中,以致残余地幔因强烈亏损 IPGE 而产生 PGE 分馏 (Barnes *et al.*, 1985; Zhou *et al.*, 1998)。上地幔橄榄岩 IPGE 赋存于圈闭在硅酸盐矿物中的硫化物晶格中,而 PPGE 则出现在粒间填隙的硫化物中,证实了上述推论 (Alard *et al.*, 2000)。当部分熔融程度在 20%~25%,即便是地幔源区最难溶的 IPGE 也会被抽取到熔体相中 (Prichard *et al.*, 2008)。从图 10 可知,东巧方辉橄榄岩和纯橄岩 PGE 含量总体低于原始地幔的值,且均显示出右倾型曲线,说明它们和亏损的残余地幔橄榄岩一样,经历了较为明显的熔体抽取过程 (Barnes *et al.*, 1985)。值得注意的是,东巧方辉橄榄岩的 Pt 出现了不同程度的富集,由于 Pt 和 Pd 的分配系数相近,这种分馏不能简单地解释为硫化物的不一致熔融,更可能是再饱和过程诱发交代的硫化物沉淀,进而提高地幔橄榄岩 Pd 的含量 (Luguet *et al.*,

2003)。

铬铁矿的 PGE 分配形式与铬铁矿成因存在密切联系,在岩浆分离结晶过程中, Pd/Ir 比值会随着 Pt/Pt\* 比值的降低而增加 (Barnes *et al.*, 1985; Garuti *et al.*, 1997)。东巧铬铁矿显示较低的 Pd/Ir (0.006~0.041) 和较高的 IPGE/PPGE (10.07~36.30) (表 7),由 Pd/Ir-Pt/Pt\* 和  $\Sigma$  PGE-IPGE/PPGE 图解可以看出,铬铁矿的 PGE 主要受部分熔融控制而非岩浆的结晶分异 (图 11)。而 PGE 陡峭的右倾型曲线指示铬铁矿可能源自俯冲带上玻安质熔体与亏损地幔方辉橄榄岩的相互作用,因为高程度部分熔融( $\geq 20\%$ )产生的玻安质熔体形成的铬铁矿 PGE 含量较高,而低程度部分熔融( $\leq 20\%$ )产生的玄武质熔体形成的铬铁矿 PGE 含量则相对较低 (Prichard *et al.*, 2008)。东巧铬铁矿富集 Ru 和 Ir,反映出铬铁矿母岩浆饱和和结晶可使易氧化的贵金属聚集 (Finnigan *et al.*, 2008) 这是因为  $Al^{3+}$ 、 $Cr^{3+}$  和  $Fe^{3+}$  优先分配到铬尖晶石晶格中,导致生长的铬尖晶石晶体的边缘形成相对还原的区域,促使 Ir 和 Ru 在铬尖晶石和熔体的界面上聚集 (Ballhaus *et al.*, 2006)。

总之,东巧地幔橄榄岩和铬铁矿 PGE 的右倾型配分曲线表明,东巧地幔橄榄岩可能在经历熔体抽取后又经历了后期玻安质熔体的再富集或交代作用。

## 5.2 东巧铬铁矿的母岩浆与构造背景

东巧铬铁矿矿石成分较为均一,它们的  $Fe^{\#}$  值和 MnO 含

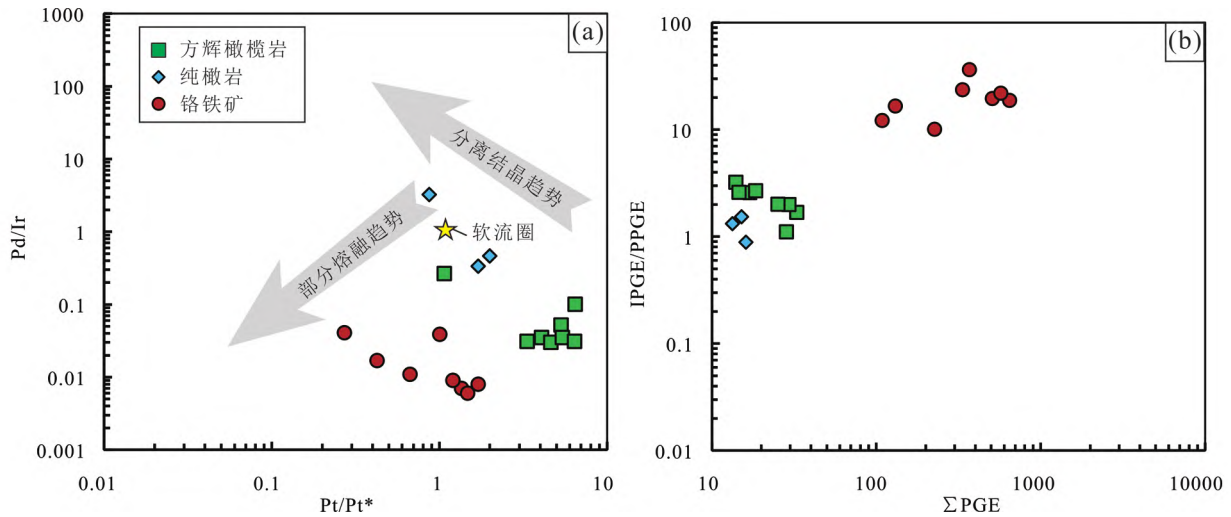


图 11 东巧蛇绿岩 PGE 的 Pd/Ir-Pt/Pt\* 图解( a 据 Garuti *et al.* , 1997 修改) 和 ΣPGE-IPGE/PPGE 图解( b)

Fig. 11 Pd/Ir vs. Pt/Pt\* diagram ( a , modified after Garuti *et al.* , 1997) and ΣPGE vs. IPGE/PPGE diagram ( b) of the Dongqiao ophiolite

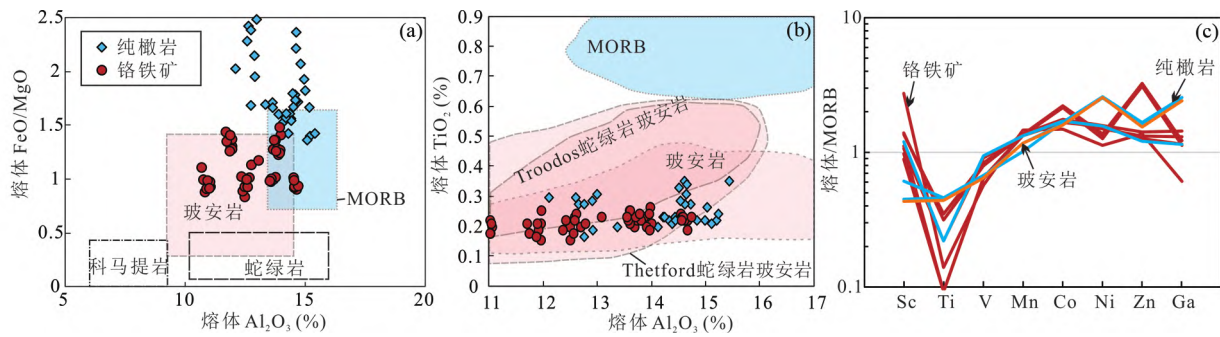


图 12 东巧铬铁矿母岩浆成分图解

( a ) 熔体 FeO/MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 图解( 据 Barnes and Roeder , 2001) ; ( b ) 熔体 TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 图解( 据 Derbyshire *et al.* , 2019) ; ( c ) 熔体 MORB 标准化分配模式图( 据 Zhou *et al.* , 2014)

Fig. 12 Composition diagrams of parent magmas of the Dongqiao chromitite

( a ) plot of FeO/MgO vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in parent magmas ( after Barnes and Roeder , 2001) ; ( b ) plot of TiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in parent magmas ( after Derbyshire *et al.* , 2019) ; ( c ) MORB-normalized trace element patterns of parent magmas ( after Zhou *et al.* , 2014)

量较低,说明尖晶石受次生的磁铁矿和铁尖晶石影响小,化学成分能够较好地反映出平衡熔体的性质,从而推断铬铁矿形成的构造环境(Evans *et al.* , 2013; Khedr and Arai , 2016)。多数研究认为豆荚状铬铁矿是上地幔不同程度部分熔融形成的玄武质岩浆与围岩反应结晶而成(Zhou *et al.* , 1996, 1998; Kamenetsky , 2001; Arai and Miura , 2016; Hu *et al.* , 2022)。固相线下再平衡时,铬铁矿和橄榄石的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 TiO<sub>2</sub> 含量主要受到母熔体成分的影响(Kamenetsky *et al.* , 2001), FeO 和 MgO 在铬铁矿和硅酸盐矿物中也会达到平衡。铬铁矿平衡熔体的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 TiO<sub>2</sub> 含量以及 FeO/MgO 可由如下公式确定(Maurel and Maurel , 1982; Kamenetsky *et al.* , 2001; Zaccarini *et al.* , 2011):

$$\begin{aligned} (\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{熔体}} &= 5.2253 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{尖晶石}} + 1.1232 \\ (\text{TiO}_2)_{\text{熔体}} &= 1.0897 \times (\text{TiO}_2)_{\text{尖晶石}} + 0.0892 \end{aligned}$$

$$\ln(\text{FeO/MgO})_{\text{熔体}} = 0.47 - 1.07 \times \text{Al}^{\#}_{\text{尖晶石}} + 0.64 \times \text{Fe}^{\#}_{\text{尖晶石}} + \ln(\text{FeO/MgO})_{\text{尖晶石}}$$

其中  $\text{Al}^{\#} = \text{Al}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ ,  $\text{Fe}^{\#} = \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ 。

计算结果见表 8,东巧纯橄岩的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量变化于 12.12% ~ 15.44%, TiO<sub>2</sub> 含量变化于 0.17% ~ 0.35%, FeO/MgO 的比值为 1.36 ~ 2.48; 铬铁矿与纯橄岩平衡熔体成分相近, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量介于 10.71% ~ 14.74%, TiO<sub>2</sub> 含量分布在 0.15% ~ 0.26% 的范围内, FeO/MgO 为 0.83 ~ 1.48。在平衡熔体 FeO/MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 图解中(图 12a), 纯橄岩和铬铁矿略有差异,前者主要投影到 MORB 区域,而后者均落到玻安岩的范围内;但在熔体 TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 图解中(图 12b), 它们均落在玻安岩的范围内(Zhou *et al.* , 2014)。这一特征同 Troodos 和 Thetford 蛇绿岩的铬铁矿及围岩类似(Derbyshire *et al.* , 2019)。



表 8 东巧纯橄岩和铬铁矿的母岩浆代表性数据计算结果

Table 8 Representative calculated compositions of parental magmas for the Dongqiao dunite and chromitite

岩性	测点号	尖晶石					母岩浆			
		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	FeO/MgO	Al <sup>#</sup>	Fe <sup>#</sup>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	FeO/MgO	
纯橄岩	17yq-85-1.1	10.43	0.10	2.23	0.20	0.04	13.37	0.20	1.69	
	17yq-85-1.2	11.03	0.12	2.23	0.22	0.04	13.67	0.22	1.71	
	17yq-85-1.3	11.05	0.11	2.17	0.22	0.05	13.68	0.21	1.66	
	17yq-85-2.3	13.22	0.24	2.17	0.26	0.01	14.61	0.35	1.78	
	17yq-85-2.4	13.51	0.17	2.09	0.26	0.01	14.73	0.27	1.71	
	17yq-85-4.3	12.79	0.13	2.02	0.24	0.08	14.44	0.23	1.56	
	17yq-85-4.4	12.66	0.11	2.08	0.25	0.08	14.39	0.21	1.60	
	17yq-85-4.5	12.80	0.12	1.99	0.24	0.08	14.44	0.22	1.54	
	17yq-85-5.1	14.21	0.12	2.33	0.28	0.02	14.99	0.22	1.92	
	17yq-85-5.2	13.81	0.12	2.50	0.28	0.02	14.84	0.22	2.06	
	17yq-85-5.3	14.32	0.16	2.18	0.28	0.02	15.03	0.26	1.82	
	17yq-85-5.5	14.90	0.14	1.69	0.28	0.04	15.24	0.24	1.39	
	17yq-85-5.6	14.55	0.11	1.63	0.28	0.03	15.11	0.21	1.36	
	17yq-85-5.7	15.48	0.24	1.68	0.30	0.03	15.44	0.35	1.42	
	17yq-85-10.8	8.20	0.19	2.77	0.16	0.03	12.12	0.30	2.02	
	铬铁矿	17yq-1-4c.1	7.97	0.11	1.85	0.15	0.07	11.97	0.21	1.30
		17yq-1-4c.2	7.97	0.06	1.94	0.16	0.07	11.97	0.15	1.37
		17yq-1-4c.3	7.90	0.09	1.84	0.15	0.08	11.92	0.19	1.29
17yq-1-6.1		13.36	0.09	1.17	0.25	0.07	14.67	0.19	0.92	
17yq-1-6.2		13.37	0.12	1.15	0.25	0.07	14.67	0.22	0.90	
17yq-1-6.3		13.05	0.14	1.28	0.25	0.05	14.55	0.24	1.01	
17yq-23-13.1		8.83	0.10	1.12	0.17	0.02	12.50	0.20	0.83	
17yq-23-13.2		8.70	0.12	1.21	0.17	0.03	12.43	0.22	0.88	
17yq-23-13.3		8.98	0.13	1.23	0.17	0.01	12.59	0.23	0.92	
17yq-4-3.1		9.87	0.13	1.53	0.19	0.01	13.09	0.23	1.17	
17yq-4-3.2		10.91	0.11	1.29	0.21	0.03	13.61	0.21	1.00	
17yq-4-3.3		10.89	0.15	1.27	0.21	0.03	13.60	0.25	0.97	
17yq-58-4.1		6.66	0.12	1.35	0.13	0.05	11.03	0.22	0.94	
17yq-58-4.2		6.26	0.13	1.60	0.12	0.06	10.71	0.23	1.10	
17yq-58-4.3		6.35	0.13	1.43	0.12	0.05	10.78	0.23	0.99	
17yq-62-25a.1		11.09	0.10	1.69	0.21	0.07	13.70	0.20	1.27	
17yq-62-25a.2		11.78	0.11	1.83	0.23	0.06	14.01	0.21	1.41	
17yq-62-25a.3		11.29	0.14	1.79	0.22	0.06	13.79	0.24	1.36	

注:  $Al^{\#} = Al / (Cr + Al + Fe^{3+})$ ,  $Fe^{\#} = Fe^{3+} / (Cr + Al + Fe^{3+})$ , 母岩浆  $Al_2O_3$ 、 $TiO_2$  含量以及  $FeO/MgO$  比值计算公式分别引自 Maurel and Maurel (1982), Kamenetsky *et al.* (2001) 和 Zaccarini *et al.* (2011)

玻安岩是俯冲带富水流体交代热的, 高度难熔的方辉橄岩形成的高镁安山岩, 代表了起始俯冲带最早的弧岩浆 (Reagan *et al.*, 2010), 因此我们认为东巧纯橄岩铬铁矿的母熔体从成分上来说, 是玻安质熔体, 形成于俯冲初期弧前环境。

与主量元素相比, 铬铁矿微量元素含量的变化对岩浆分离结晶、熔体-岩石相互作用以及铬铁矿形成环境的示踪更为敏感 (Pagé and Barnes, 2009; González-Jiménez *et al.*,

2014)。铬铁矿和纯橄岩平衡熔体的微量元素组成可由元素分配系数计算获得 (Zhou *et al.*, 2014)。利用 Pagé and Barnes (2009) 的分配系数计算东巧铬铁矿和纯橄岩平衡熔体的微量元素成分 (表 5)。东巧铬铁矿母岩浆的 Sc 含量为  $12.6 \times 10^{-6} \sim 40.6 \times 10^{-6}$ , Ti 为  $0.15 \times 10^{-6} \sim 0.31 \times 10^{-6}$ , V 为  $110 \times 10^{-6} \sim 161 \times 10^{-6}$ , Mn 为  $1027 \times 10^{-6} \sim 1390 \times 10^{-6}$ , Co 为  $60.6 \times 10^{-6} \sim 67.0 \times 10^{-6}$ , Ni 为  $845 \times 10^{-6} \sim 1462 \times 10^{-6}$ , Zn 为  $75 \times 10^{-6} \sim 103 \times 10^{-6}$ , Ga 为  $18 \times 10^{-6} \sim 41 \times$

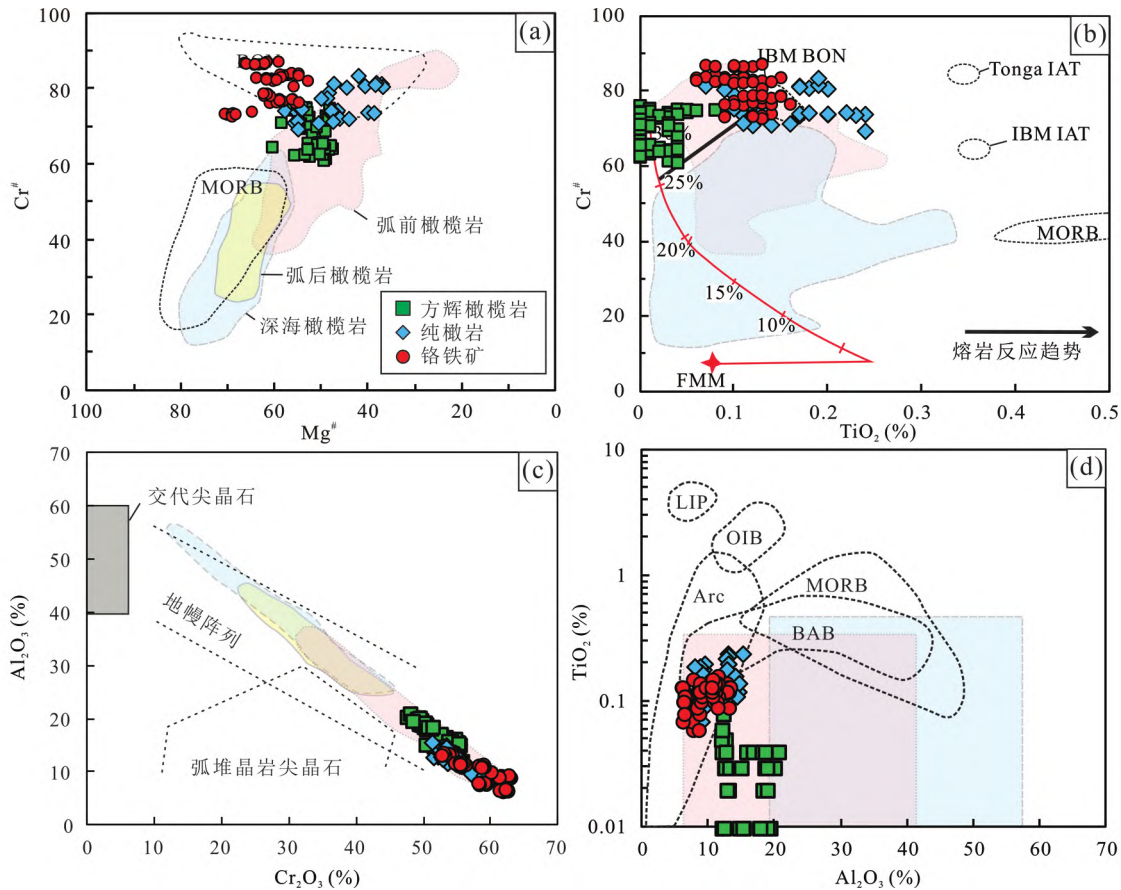


图 13 东巧地幔橄榄岩和铬铁矿的尖晶石成分图解(据 Pagé *et al.*, 2008)

(a)  $Cr^{\#}$ - $Mg^{\#}$ 图解; (b)  $Cr^{\#}$ - $TiO_2$ 图解; (c)  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$ 图解; (d)  $TiO_2$ - $Al_2O_3$ 图解; MORB-大洋中脊玄武岩; BON-玻安岩; IBM-伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲带; IAT-岛弧拉斑玄武岩; FMM-饱满的 MORB 地幔; OIB-洋岛型玄武岩; BAB-弧后盆地玄武岩; Arc-岛弧; LIP-大火成岩省

Fig. 13 Compositional variations of spinels in the Dongqiao mantle peridotite and chromitite (after Pagé *et al.*, 2008)

(a) plot of  $Cr^{\#}$  vs.  $Mg^{\#}$ ; (b) plot of  $Cr^{\#}$  vs.  $TiO_2$ ; (c) plot of  $Al_2O_3$  vs.  $Cr_2O_3$ ; (d) plot of  $TiO_2$  vs.  $Al_2O_3$ . MORB-mid-ocean ridge basalt; BON-boninite; IBM-Izu-Bonin-Mariana subduction zone; IAT-island arc tholeiite; FMM-fertile MORB mantle; OIB-oceanic island basalt; BAB-backarc basalt; Arc-island arc; LIP-large igneous province

$10^{-6}$ 。纯橄岩平衡熔体与铬铁矿母岩浆成分相近, Sc、Ti、V 的含量分别为  $25.9 \times 10^{-6} \sim 32.3 \times 10^{-6}$ 、 $0.06 \times 10^{-6}$  和  $109 \times 10^{-6} \sim 111 \times 10^{-6}$ , Mn、Co 和 Ni 的丰度为  $1349 \times 10^{-6} \sim 1379 \times 10^{-6}$ 、 $81.5 \times 10^{-6} \sim 84.4 \times 10^{-6}$  和  $715 \times 10^{-6} \sim 775 \times 10^{-6}$ 。Zn 和 Ga 的含量则是  $192 \times 10^{-6} \sim 201 \times 10^{-6}$  和  $18.1 \times 10^{-6} \sim 19.6 \times 10^{-6}$ 。如图 12c 所示, 东巧铬铁矿和纯橄岩母岩浆成分相似, 它们相对 N-MORB 富集 Sc、Mn 和 Co, 亏损 Ti、V 的含量相近, 而 Ni、Zn 和 Ga 的变化较大, 这与俯冲带弧前玻安岩的微量元素组成相近。

地幔橄榄岩和铬铁矿的化学成分保留了蛇绿岩熔体抽取和再富集的地质记录, 对识别蛇绿岩起源和地幔演化历史有重要意义(Choi *et al.*, 2008)。东巧方辉橄榄岩和纯橄岩铬尖晶石的成分范围集中分布在弧前橄榄岩的区域(图 13), 它们  $Cr^{\#}$  值与  $Mg^{\#}$  呈负相关性(图 13a), 与阿尔卑斯型超镁铁岩特征相似(Leblanc, 1980)。Ti 是铬尖晶石部分熔融过程中的不相容元素, 因而随着部分熔融程度的提高铬尖晶

石  $TiO_2$  的含量会急剧降低(Pearce *et al.*, 2000; Zhou *et al.*, 2005)。在尖晶石  $Cr^{\#}$  与  $TiO_2$  的对比图中(图 13b), 东巧方辉橄榄岩大致沿着部分熔融曲线分布, 部分熔融程度大于 25% 之间, 与此相反, 大部分纯橄岩因  $TiO_2$  含量的增加而偏离熔融曲线, 而显示出与玻安岩反应的趋势, 这一证据与 PGE 获得的结果一致。在  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$  图解中(图 13c), 方辉橄榄岩和纯橄岩均集中在地幔阵列, 明显不同于岩浆堆晶成因的尖晶石。铬尖晶石的  $TiO_2$ - $Al_2O_3$  图解显示(图 13d), 东巧地幔橄榄岩聚集在弧前橄榄岩的成分范围内, 明显区别于洋岛玄武岩和大火成岩省的铬尖晶石。根据纯橄岩和铬铁矿主量和微量元素的亲缘性, 我们认为东巧蛇绿岩很可能形成于洋内弧前环境。

### 5.3 东巧铬铁矿的找矿前景

蛇绿岩地幔橄榄岩的岩体规模、部分熔融程度以及岩体内部的韧性剪切带被认为是决定豆英铬铁矿床规模主要因

素(Boudier and Al-Rajhi, 2014; 熊发挥等, 2015; Arai and Miura, 2016; Rassios *et al.*, 2020)。其中, 豆荚状铬铁矿赋矿岩体规模决定了找矿空间的大小。已有研究表明, 全球多数豆荚状铬铁矿床均产于大型地幔橄榄岩体(杨经纬等, 2011; Boudier and Al-Rajhi, 2014)。东巧蛇绿岩位于班怒带中段, 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 60km<sup>2</sup>, 与雅鲁藏布江东段的罗布莎岩体(70km<sup>2</sup>)(杨经纬等, 2008)大致相当, 说明两者具有相似的容矿空间。蛇绿岩地幔的岩相分带是成矿的一个重要的标志, 全球矿石储量 100 万 t 以上的铬铁矿床(如 Kempirsai 蛇绿岩)的地幔橄榄岩以方辉橄榄岩为主, 并伴有少量二辉橄榄岩, 豆荚状矿体通常被厚度不等纯橄岩外壳包裹, 但矿体的规模与纯橄岩的厚度关系不大。小到中等规模的铬铁矿的纯橄岩包壳有时很厚, 而大规模的铬铁矿矿体的纯橄岩包壳却很薄, 还有一些铬铁矿没有纯橄岩包壳, 直接与方辉橄榄岩或二辉橄榄岩接触(Boudier and Al-Rajhi, 2014)。从野外来看, 东巧蛇绿岩地幔橄榄岩包含方辉橄榄岩和纯橄岩, 后者出露广泛, 往往呈脉状或团块状分布在方辉橄榄岩内部(图 2a; Shi *et al.*, 2007, 2012; 黄强太等, 2015), 有利于豆荚状铬铁矿的形成。此外, 地幔橄榄岩部分熔融程度的高低对铬铁矿的形成尤为重要, 包含少量单斜辉石的中等程度亏损的方辉橄榄岩-岩浆体系能够提供足够高的 Cr<sup>#</sup> 值和 (Cr + Al) 含量, 是形成豆荚状铬铁矿最有利的条件(Arai and Miura, 2016)。东巧铬铁矿矿物化学组分指示方辉橄榄岩为经历较高度熔融的弧前橄榄岩(图 13), 这可使得赋存于辉石内的铬才被释放到熔体中聚集成矿(熊发挥等, 2013)。在班怒带上, 除了东巧蛇绿岩, 其南部距离 100km 的蓬湖蛇绿岩、东部的依拉山和丁青蛇绿岩中也有一定规模豆荚状铬铁矿产出(张然等, 2019; 徐向珍等, 2021)。因此, 班怒带的蛇绿岩具有较为良好的铬铁矿找矿前景, 是良好的铬铁矿勘探靶区。

## 6 结论

(1) 东巧地幔橄榄岩以方辉橄榄岩为主, 铬铁矿多呈透镜状赋存在其内部的纯橄岩脉中。地幔橄榄岩和铬铁矿 PGE 具有右倾型配分曲线, 认为蛇绿岩地幔单元在经历中高度熔体抽取后又经历了玻安质熔体的再富集或交代作用。

(2) 东巧铬铁矿石主要呈致密块状和浸染状构造, 包裹体类型主要有橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、角闪石和铂族矿物等。铬尖晶石计算获得纯橄岩和铬铁矿母岩浆的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量分别为 12.12% ~ 15.44% 和 10.71% ~ 14.74%, TiO<sub>2</sub> 含量为 0.17% ~ 0.35% 和 0.15% ~ 0.26%, 对应的 FeO/MgO 值分别为 1.36 ~ 2.48 和 0.83 ~ 1.48, 属于高铬型。铬铁矿和纯橄岩的母岩浆微量元素均相对 N-MORB 富集 Sc(12.6 × 10<sup>-6</sup> ~ 40.6 × 10<sup>-6</sup>)、Mn(1027 × 10<sup>-6</sup> ~ 1390 × 10<sup>-6</sup>) 和 Co(60.6 × 10<sup>-6</sup> ~ 67.0 × 10<sup>-6</sup>), 亏损 Ti(0.15 × 10<sup>-6</sup> ~ 0.31 ×

10<sup>-6</sup>) 显示出玻安质熔体的亲缘性。认为东巧地幔橄榄岩和豆荚状铬铁矿起源于 SSZ 的弧前环境。

(3) 对比典型豆荚状铬铁矿矿床特征, 认为班怒带的蛇绿岩具有较为良好的铬铁矿找矿前景。

致谢 在野外样品采集期间得到了西藏矿业公司教授级高工巴登珠和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、晃增华等人的帮助; 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和中国地质科学院自然资源部深地动力学重点实验室毛小红博士的帮助下完成, 铬铁矿原位微量元素测试在吴魏伟博士、来盛民博士和赵慧博士的帮助下完成; 文章写作过程中与刘飞博士进行了有益讨论; 三位审稿人对文章提出了建设性修改意见; 一并致以感谢。

## References

- Abe N. 2011. Petrology of podiform chromitite from the ocean floor at the 15°20'N FZ in the MAR, Site 1271, ODP Leg 209. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 106(2): 97 - 102
- Alard O, Griffin WL, Lorand JP, Jackson SE and O'Reilly SY. 2000. Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in the sulfides. *Nature*, 407: 891 - 894
- Arai S and Yurimoto H. 1994. Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, 89(6): 1279 - 1288
- Arai S and Matsukage K. 1998. Petrology of a chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: A comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites. *Lithos*, 43(1): 1 - 14
- Arai S and Miura M. 2016. Formation and modification of chromitites in the mantle. *Lithos*, 264: 277 - 295
- Ballhaus C, Lagos M, Wohlgenuth-Ueberwasser CW, Berndt J and Münker C. 2006. Partitioning of Pb, Zn, Cd, Se, and Te during terrestrial core formation: No evidence for sulfide melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): A33
- Bao PS. 2009. Further discussion on the genesis of the podiform chromite deposits in the ophiolites-questioning about the rock/melt interaction metallogeny. *Geological Bulletin of China*, 28(12): 1741 - 1761 (in Chinese with English abstract)
- Barnes SJ, Naldrett AJ and Gorton MP. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, 53(3-4): 303 - 323
- Barnes SJ and Roeder PL. 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42(12): 2279 - 2302
- Boudier F and Al-Rajhi A. 2014. Structural control on chromitite deposits in ophiolites: The Oman case. In: Rollinson HR, Searle MP, Abbasi IA, Al-Lazki AI and Al-Kindi MH (eds.). *Tectonic Evolution of the Oman Mountains*. Geological Society, London, Special Publications, 392(1): 263 - 277
- 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(5): 551 - 576
- Derbyshire EJ, O'Driscoll B, Lenaz D, Zanetti A and Gertisser R. 2019. Chromitite petrogenesis in the mantle section of the Ballantrae Ophiolite Complex (Scotland). *Lithos*, 344 - 345: 51 - 67
- 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(1): 54 - 76



- Dickey Jr JS. 1975. A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(6-7): 1061-1074
- Dong YF, Yang JS, Lian DY, Xiong FH, Zhao H, Chen XJ, Li GL and Wang TZ. 2019. Genesis and tectonic setting of the Dongqiao peridotites in the central segment of the Bangong Co-Nujiang Suture Zone. *Geology in China*, 46(1): 87-114 (in Chinese with English abstract)
- Evans BW, Hattori K and Baronnet A. 2013. Serpentine: What, why, where? *Elements*, 9(2): 99-106
- Finnigan CS, Brenan JM, Mungall JE and McDonough WF. 2008. Experiments and models bearing on the role of chromite as a collector of platinum group minerals by local reduction. *Journal of Petrology*, 49(9): 1647-1665
- Garuti G, Fershtater G, Bea F, Montero P, Pushkarev EV and Zaccarini F. 1997. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: Preliminary results. *Tectonophysics*, 276(1-4): 181-194
- Gervilla F, Padrón-Navarta JA, Kerestedjian T, Sergeeva I, González-Jiménez JM and Fanlo I. 2012. Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: A two-stage process. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(4): 643-657
- González-Jiménez JM, Griffin WL, Proenza JA, Gervilla F, O'Reilly SY, Akbulut M, Pearson NJ and Arai S. 2014. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites. *Lithos*, 189: 140-158
- Grieco G, Diella V, Chaplygina NL and Savelieva GN. 2007. Platinum group elements zoning and mineralogy of chromitites from the cumulate sequence of the Nurali massif (Southern Urals, Russia). *Ore Geology Reviews*, 30(3-4): 257-276
- Griffin WL, Afonso JC, Belousova EA, Gain SE, Gong XH, González-Jiménez JM, Howell D, Huang JX, McGowan N, Pearson NJ, Satsukawa T, Shi R, Williams P, Xiong Q, Yang JS, Zhang M and O'Reilly SY. 2016. Mantle recycling: Transition zone metamorphism of Tibetan ophiolitic peridotites and its tectonic implications. *Journal of Petrology*, 57(4): 655-684
- Guo GL, Mao WL, Zhang RY, Liou JG, Ernst WG, Yang JS, Liu XD, Xu XZ, Zhang Y and Wu B. 2021. Characteristics and implications of podiform-chromite hosted silicate inclusions in the Zedang ophiolite, Southern Tibet. *Lithos*, 396-397: 106218
- Hu WJ, Zhou MF, Yudovskaya MA, Vikentyev IV, Malpas J and Zhang PF. 2022. Trace elements in chromite as indicators of the origin of the giant podiform chromite deposit at Kempirsai, Kazakhstan. *Economic Geology*, 117(7): 1629-1655
- Huang QT, Xia B, Li Q, Zhong Y, Hu XC and Zheng H. 2015. Geochemical signatures and tectonic setting of the basalts from the Dongqiao region, Xizang. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 35(2): 97-103 (in Chinese with English abstract)
- Irvine TN. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4(1): 71-103
- Johan Z, Martin RF and Ettler V. 2017. Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits. *European Journal of Mineralogy*, 29(4): 543-555
- Kamenetsky VS, Crawford AJ and Meffre S. 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42(4): 655-671
- Khedr MZ and Arai S. 2016. Chemical variations of mineral inclusions in Neoproterozoic high-Cr chromitites from Egypt: Evidence of fluids during chromitite genesis. *Lithos*, 240-243: 309-326
- Lago BL, Rabinowicz M and Nicolas A. 1982. Podiform chromite ore bodies: A genetic model. *Journal of Petrology*, 23(1): 103-125
- Leblanc M. 1980. Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations. *Mineralium Deposita*, 15(2): 201-210
- Leblanc M and Violette JF. 1983. Distribution of aluminum-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*, 78(2): 293-301
- Leblanc M and Nicolas A. 1992. Ophiolitic chromitites. *International Geology Review*, 34(7): 653-686
- Liu F, Yang JS, Lian DY and Li GL. 2020. Geological features of Neothyan ophiolites in Tibetan Plateau and its tectonic evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 36(10): 2913-2945 (in Chinese with English abstract)
- Liu T, Zhai QG, Wang J, Bao PS, Qiangba ZX, Tang SH and Tang Y. 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. *Journal of Asian Earth Sciences*, 116: 139-154
- Liu XF, Wang L, Li H, Liu J, Zhao FF, Lu QX and Hu L. 2015. Systematic mineralogical classifications and nomenclatures of amphibole and pyroxene group minerals. *Acta Mineralogica Sinica*, 35(1): 19-28 (in Chinese with English abstract)
- Luguet A, Lorand JP and Seyler M. 2003. Sulfide petrology and highly siderophile element geochemistry of abyssal peridotites: A coupled study of samples from the Kane Fracture Zone (45°W 23°20'N, MARK area, Atlantic Ocean). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(8): 1553-1570
- Maurel C and Maurel P. 1982. Etude expérimentale de la solubilité du chrome dans les bains silicatés basiques et de sa distribution entre liquide et minéraux coexistants: Conditions d'existence du spinelle chromifère. *Bulletin de Minéralogie*, 105: 640-647
- McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253
- Metcalfe I. 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66: 1-33
- Metcalfe I. 2021. Multiple Tethyan Ocean basins and orogenic belts in Asia. *Gondwana Research*, 100: 87-130
- Murck BW and Campbell IH. 1986. The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(9): 1871-1887
- Pagé P, Bédard JH, Schroetter JM and Tremblay A. 2008. Mantle petrology and mineralogy of the Thetford Mines ophiolite complex. *Lithos*, 100(1-4): 255-292
- Pagé P and Barnes SJ. 2009. Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford Mines ophiolite, Québec, Canada. *Economic Geology*, 104(7): 997-1018
- Palme H and O'Neill HSC. 2004. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Holland HD and Turekian KK (eds.). *Treatise on Composition*. Oxford: Elsevier, 1-39
- Pan GT, Wang LQ, Li RS, Yuan SH, Ji WH, Yin FG, Zhang WP and Wang BD. 2012. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 3-14
- Payot BD, Arai S, Dick HJB, Abe N and Ichiyama Y. 2014. Podiform chromitite formation in a low-Cr/high-Al system: An example from the Southwest Indian Ridge (SWIR). *Mineralogy and Petrology*, 108(4): 533-549
- 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(1): 36-53
- Prichard HM, Neary CR, Fisher PC and O'Hara MJ. 2008. PGE-rich podiform chromitites in the Al'Ays ophiolite complex, Saudi Arabia: An example of critical mantle melting to extract and concentrate PGE. *Economic Geology*, 103(7): 1507-1529
- Rassios A, Tzamos E, Dilek Y, Bussolesi M, Grieco G, Batsi A and Gamaletsos PN. 2020. A structural approach to the genesis of chrome ores within the Vourinos ophiolite (Greece): Significance of ductile and brittle deformation processes in the formation of economic ore bodies in oceanic upper mantle peridotites. *Ore Geology Reviews*, 125: 103684

- Reagan MK, Ishizuka O, Stern RJ, Kelley KA, Ohara Y, Blichert-Toft J, Bloomer SH, Cash J, Fryer P, Hanan BB, Hickey-Vargas R, Ishii T, Kimura JI, Peate DW, Rowe MC and Woods M. 2010. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3): Q03X12
- Rollinson H and Adetunji J. 2013. Mantle podiform chromitites do not form beneath mid-ocean ridges: A case study from the Moho transition zone of the Oman ophiolite. *Lithos*, 177: 314–327
- Shi RD, Alard O, Zhi XC, O'Reilly SY, Pearson NJ, Griffin WL, Zhang M and Chen XM. 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. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1–2): 33–48
- Shi RD, Griffin WL, O'Reilly SY, Huang QS, Zhang XR, Liu DL, Zhi XC, Xia QX and Ding L. 2012. Melt/mantle mixing produces podiform chromite deposits in ophiolites: Implications of Re-Os systematics in the Dongqiao Neo-tethyan ophiolite, northern Tibet. *Gondwana Research*, 21(1): 194–206
- Stowe CW. 1994. Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time. *Economic Geology*, 89(3): 528–546
- Thayer TP. 1964. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridağ district, Turkey. *Economic Geology*, 59(8): 1497–1524
- Wang BD, Wang LQ, Chung SL, Chen JL, Yin FG, Liu H, Li XB and Chen LK. 2016. Evolution of the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean: Insights from the geochronology and geochemistry of mafic rocks within ophiolites. *Lithos*, 245: 18–33
- Wang XB and Bao PS. 1987. Genesis of podiform chromite deposits—evidence from the Luobosa chromite deposits, Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 61(2): 77–94
- Wang XB, Bao PS, Deng WM and Wang FG. 1987. Tectonic Evolution of Himalayan Lithosphere: Tibet Ophiolite. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Woodland SJ, Pearson DG and Thirlwall MF. 2002. A platinum group element and Re-Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: Comparison of Grenada, Lesser Antilles Arc, and the Izu-Bonin Arc. *Journal of Petrology*, 43(1): 171–198
- Wu FY, Wan B, Zhao L, Xiao WJ and Zhu RX. 2020. Tethyan geodynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 36(6): 1627–1674 (in Chinese with English abstract)
- Xia B, Li JF, Liu LW, Xu LF, He GS, Wang H, Zhang YQ and Yang ZQ. 2008. SHRIMP U-Pb dating for diabase in Sangsang ophiolite, Xizang, China: Geochronological constraint for development of eastern Tethys basin. *Geochimica*, 37(4): 399–403 (in Chinese with English abstract)
- Xiong FH, Yang JS and Liu Z. 2013. Multi-stage formation of the podiform chromitite. *Geology in China*, 40(3): 820–839 (in Chinese with English abstract)
- Xiong FH, Yang JS, Robinson PT, Xu XZ, Liu Z, Li Y, Li JY and Chen SY. 2015. Origin of podiform chromitite, a new model based on the Luobusa ophiolite, Tibet. *Gondwana Research*, 27(2): 525–542
- Xiong FH, Yang JS, Xu XZ, Lai SM, Zhang L, Guo GL, Chen YH and Zhao H. 2015. The prospects of chromitite in ophiolite of Yarlung Zangbo Suture Zone, Tibet. *Geology in China*, 42(5): 1535–1558 (in Chinese with English abstract)
- Xiong FH, Zoheir B, Wirth R, Milushi I, Qiu T and Yang JS. 2021. Mineralogical and isotopic peculiarities of high-Cr chromitites: Implications for a mantle convection genesis of the Bulqiza ophiolite. *Lithos*, 398–399: 106305
- Xu XZ, Yang JS, Chen SY, Fang QS, Bai WJ and Ba DZ. 2009. Unusual mantle mineral group from chromitite orebody Cr-11 in Luobusa ophiolite of Yarlung-Zangbo suture zone, Tibet. *Journal of Earth Science*, 20(2): 284–302
- Xu XZ, Xiong FH, Zhang CJ, Chen J, Zhang R, Yan JY and Yang JS. 2021. Genesis of Dingqing mantle peridotite in the eastern segment of the Bangong-Nujiang suture zone: Evidence from mineralogy and geochemistry of mantle peridotite from borehole ZK02. *Acta Petrologica Sinica*, 37(10): 2944–2970 (in Chinese with English abstract)
- Xu ZQ, Yang JS, Li HB, Ji SC, Zhang ZM and Liu Y. 2011. On the Tectonics of the India-Asia Collision. *Acta Geologica Sinica*, 85(1): 1–33 (in Chinese with English abstract)
- Yamamoto S, Komiya T, Hirose K and Maruyama S. 2009. Coesite and clinopyroxene exsolution lamellae in chromites: In-situ ultrahigh-pressure evidence from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Lithos*, 109: 314–322
- Yang JS, Dobrzynetska L, Bai WJ, Fang QS, Robinson PT, Zhang JF and Green II HW. 2007. Diamond-and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet. *Geology*, 35(10): 875–878
- Yang JS, Zhang ZM, Li TF, Li ZL, Ren YF, Xu XZ, Ba DZ, Bai WJ, Fang QS, Chen SY and Rong H. 2008. Unusual minerals from harzburgite, the host rock of the Luobusa chromite deposit, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 24(7): 1445–1452 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Xiong FH, Guo GL, Liu F, Liang FH, Chen SY, Li ZL and Zhang LW. 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. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3207–3222 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Robinson PT and Dilek Y. 2014. Diamonds in ophiolites. *Elements*, 10(2): 127–130
- Yang JS, Meng FC, Xu XZ, Robinson PT, Dilek Y, Makeyev AB, Wirth R, Wiedenbeck M and Cliff J. 2015. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-iz ophiolite of the Polar Urals. *Gondwana Research*, 27(2): 459–485
- Yang JS, Wu WW, Lian DY and Rui HC. 2021. Peridotites, chromitites and diamonds in ophiolites. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(3): 198–212
- Yang SB, Li Y, Yang JS, Badengzhu, Bo RZ, Li RB, Liu CJ, Xiong FH and Cao CQ. 2022. Genesis and tectonic implications of podiform chromitite from the Renbu ophiolite in central Yarlung Zangbo Suture Zone, Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 96(2): 533–553 (in Chinese with English abstract)
- Ye PS, Wu ZH, Hu DG, Jiang W, Liu QS and Yang XD. 2004. Geochemical characteristics and tectonic setting of ophiolite of Dongqiao, Tibet. *Geoscience*, 18(3): 309–315 (in Chinese with English abstract)
- Yin A and Harrison TM. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211–280
- Zaccarini F, Garuti G, Proenza AJ, Campos L, Thalhhammer OAR, Aiglsperger T and Lewis JF. 2011. Chromite and platinum group elements mineralization in the Santa Elena ultramafic nappe (Costa Rica): Geodynamic implications. *Geologica Acta*, 9(3–4): 407–423
- Zhang R, Xiong FH, Xu XZ, Liu Z and Yang JS. 2019. The feature and tectonic setting of chromitite from the Yilashan ophiolite in Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 93(7): 1655–1670 (in Chinese with English abstract)
- Zhao H, Yang JS, Liu F, Xiong FH, Lian DY and Yao H. 2020. Mineralogy and geochemistry of the high-Cr podiform chromitite from the Cuobuzha ophiolite, Yarlung Zangbo suture zone, western Tibet, China: Implication for its origin. *Acta Geologica Sinica*, 94(1): 75–89
- Zhou MF and Robinson PT. 1994. High-Cr and high-Al podiform chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36(7): 678–686
- Zhou MF, Robinson PT, Malpas J and Li ZJ. 1996. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37(1): 3–21
- Zhou MF, Sun M, Keays RR and Kerrich RW. 1998. Controls on

platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: A case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4): 677–688

Zhou MF, Robinson PT, Malpas J, Edwards SJ and Qi L. 2005. REE and PGE geochemical constraints on the formation of Dunites in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. *Journal of Petrology*, 46(3): 615–639

Zhou MF, Robinson PT, Su BX, Gao JF, Li JW, Yang JS and Malpas J. 2014. Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondwana Research*, 26(1): 262–283

Zhu DC, Li SM, Cawood PA, Wang Q, Zhao ZD, Liu SA and Wang LQ. 2016. Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction. *Lithos*, 245: 7–17

#### 附中文参考文献

鲍佩声. 2009. 再论蛇绿岩中豆荚状铬铁矿的成因——质疑岩石/熔体反应成矿说. *地质通报*, 28(12): 1741–1761

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. *中国地质*, 46(1): 87–114

黄强太, 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. *沉积与特提斯地质*, 35(2): 97–103

刘飞, 杨经绥, 连东洋, 李观龙. 2020. 青藏高原新特提斯蛇绿岩的地质特征及其构造演化. *岩石学报*, 36(10): 2913–2945

刘显凡, 汪灵, 李慧, 刘菁, 赵甫峰, 卢秋霞, 胡琳. 2015. 角闪石族和辉石族矿物的系统矿物学分类命名. *矿物学报*, 35(1): 19–28

王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 王方国. 1987. 喜马拉雅岩石圈构造演化——西藏蛇绿岩. 北京: 地质出版社

吴福元, 万博, 赵亮, 肖文交, 朱日祥. 2020. 特提斯地球动力学.

*岩石学报*, 36(6): 1627–1674

夏斌, 李建峰, 刘立文, 徐力峰, 何观生, 王洪, 张玉泉, 杨之青.

2008. 西藏桑桑蛇绿岩辉绿岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄: 对特提斯洋盆发育的年代学制约. *地球化学*, 37(4): 399–403

熊发挥, 杨经绥, 刘钊. 2013. 豆荚状铬铁矿多阶段形成过程的讨论. *中国地质*, 40(3): 820–839

熊发挥, 杨经绥, 徐向珍, 来盛民, 张岚, 郭国林, 陈艳虹, 赵慧.

2015. 雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩中铬铁矿的前景讨论. *中国地质*, 42(5): 1535–1558

徐向珍, 熊发挥, 张承杰, 陈建, 张然, 闫金禹, 杨经绥. 2021. 班公湖-怒江缝合带东段丁青地幔橄榄岩成因: 来自钻孔 ZK02 地幔橄榄岩矿物学及地球化学特征约束. *岩石学报*, 37(10): 2944–2970

许志琴, 杨经绥, 李海兵, 嵇少丞, 张泽明, 刘焰. 2011. 印度-亚洲碰撞大地构造. *地质学报*, 85(1): 1–33

杨经绥, 张仲明, 李天福, 李兆丽, 任玉峰, 徐向珍, 巴登珠, 白文吉, 方青松, 陈松永, 戎合. 2008. 西藏罗布莎铬铁矿体围岩方辉橄榄岩中的异常矿物. *岩石学报*, 24(7): 1445–1452

杨经绥, 熊发挥, 郭国林, 刘飞, 梁凤华, 陈松永, 李兆丽, 张隶文.

2011. 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. *岩石学报*, 27(11): 3207–3222

杨胜标, 李源, 杨经绥, 巴登珠, 薄容众, 李瑞保, 刘成军, 熊发挥, 曹楚奇. 2022. 西藏雅鲁藏布江缝合带中段仁布豆荚状铬铁矿成因及构造意义. *地质学报*, 96(2): 533–553

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. *现代地质*, 18(3): 309–315

张然, 熊发挥, 徐向珍, 刘钊, 杨经绥. 2019. 西藏依拉山蛇绿岩中铬铁矿特征及构造背景. *地质学报*, 93(7): 1655–1670