

DOI: 10.13745/j.esf.yx.2017-6-11

滇西三台山地幔橄榄岩的成因及其构造意义:来自地质学、矿物学和岩石地球化学的证据

王奕萱¹, 王根厚^{1,*}, 袁国礼¹, 王行军¹, 吕 勇², 林 宇²

1. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083

2. 中国地质科学院 岩溶地质研究所, 广西 桂林 541004

WANG Yixuan¹, WANG Genhou^{1,*}, YUAN Guoli¹, WANG Xingjun¹, LÜ Yong², LIN Yu²

1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China

2. Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Guilin 541004, China

WANG Yixuan, WANG Genhou, YUAN Guoli, et al. Tectonic genesis of the Santaishan peridotite in western Yunnan and its geological significance: evidence from geology, mineralogy and petrogeochemistry. *Earth Science Frontiers*, 2018, 25(1): 138-156

Abstract: Gangdise – Tengchong Block is one of most significant components of East-Tethyan orogenic belt and therefore is the key to explore the evolution of Tethys. An outcrop of Santaishan ophiolites tectonically located in the Gaoligong – Ruili fault zone and exposed as part of an accretionary complex, consist mainly of dunites and harzburgites that are dominated by Mg-peridotites (Fo=90 – 93), enstatite (En=89 – 92) and Cr-spinel (Cr[#] =54 – 78). Highly depleted modal, mineral and bulk rock compositions of the dunites and harzburgites indicate both rocks were residues from high degree partial melting (25% – 35%) in the spinel stability field. These rocks, lacking typical MORB-type chondrite-normalized Rare Earth Element (REE) patterns, display a pattern of slightly enriched LREE and weak depletion of HREE. These characteristics, combined with the rocks' mineral and whole-rock compositions, which lie between those of abyssal and forearc peridotites, imply that the selective enrichments of LREE and Pb were the result of melt-rock interactions. This study suggests a two-stage model for the genesis of peridotites, i. e., these rocks originated from a MORB upper mantle source and were subsequently trapped to form part of a mantle wedge above a subduction zone. Comparative observations on the ophiolitic massifs along the entire YZSZ (Yarlung Zongbo Suture Zone) further suggest that the tectonic setting of the Santaishan ophiolites is similar to YZSZ.

Key words: Yarlung Zongbo subduction complex; western Yunnan; mantle peridotites; spinel; ophiolites zone

摘 要: 腾冲和保山地块之间的高黎贡—瑞丽断裂带西侧出露路西三台山地幔橄榄岩, 该岩体与围岩均呈断层接触共同构成增生杂岩, 主要由纯橄榄岩和方辉橄榄岩组成, 主要造岩矿物为橄榄石和斜方辉石, 副矿物尖晶石发育。橄榄石为镁橄榄石(Fo 为 90~93); 斜方辉石为顽火辉石(En 为 89~92), 以低铝(0.47%~1%)和高 Mg[#] 值(91~96)为特征; 尖晶石主要为富铬型尖晶石(Cr[#] 值为 54~78)。三台山纯橄榄岩和方辉橄榄岩具有相似的稀土配分模式曲线, 为轻稀土元素富集且右倾平坦型曲线; 在微量元素原始地幔标准化图解中, 相对富集大离子亲石元素 Rb、Cs 和高场强元素 Pb、U。矿物地球化学和全岩组分表明, 三台山橄榄岩主要矿物与全岩地球化学成分特征具有深海橄榄岩和弧前橄榄岩的特征, 为经历了 25%~35% 部分熔融后的残余。结合与不同蛇绿岩体构造环境的对比, 笔者认为三台山橄榄岩与雅鲁藏布江缝合带的蛇绿岩体具有相似的源区特征, 兼具亏损地幔源区特征和俯冲带熔/流体交代特征, 表明其可能经历了快速扩张大洋中脊(MOR)

收稿日期: 2016-12-05; 修回日期: 2017-06-13

基金项目: 中国地质调查局项目(121201010000150007)

作者简介: 王奕萱(1991—), 女, 硕士研究生, 构造地质学专业, 主要从事构造地质学研究。E-mail: wyxcugb@126.com

* 通讯作者简介: 王根厚(1963—), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事构造地质学的研究与教学。E-mail: wgh@cugb.edu.cn

和俯冲带仰冲板片(SSZ)两种构造环境。

关键词:雅鲁藏布江俯冲杂岩带;滇西;地幔橄榄岩;尖晶石;蛇绿岩带

中图分类号:P588.125;P542 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2018)01-0138-19

0 引言

蛇绿岩是一种可与现代大洋岩石圈对比的镁铁-超镁铁质岩石,代表已消失的古大洋岩石圈碎片,是古大洋岩石圈形成和演化的重要记录^[1-2]。对蛇绿岩中地幔橄榄岩的岩石、矿物及地球化学特征的研究,可以进一步深化对蛇绿岩形成构造背景的认识,这对古板块构造格局的恢复、造山带演化和变形过程的重建等研究具有重要意义。

滇西腾冲地块位于东喜马拉雅构造结的东南侧,东以怒江—瑞丽断裂带与保山地块为邻,西以密支那缝合带与东缅甸地块相接^[3-5]。构造上,腾冲地块及其周缘作为扬子板块与青藏高原的过渡带,调节了新生代以来印度—欧亚大陆碰撞变形,被视为两大陆块碰撞变形的调节带。因此,该区构造格局复杂,具有多期构造改造的缝合带及地块,是研究青藏高原东缘造山带形成演化的重要窗口,长期以来成为众多研究者的关注热点^[3-10]。前人对该区构造变形^[10-21]、中酸性岩石、放射虫硅质岩的地球化学特征^[22-26]进行了详细的研究。然而,受自然气候环境的影响,该区相对典型的超镁铁岩露头较少,因此对滇西三台山超镁铁质岩石的研究程度相对较低,其岩石组成、岩体归属及大地构造指示意义等仍待进一步研究。近年来,学者们对该区超镁铁岩进行了不同程度的研究,岩体的归属一直是备受争论的焦点,观点主要集中于:(1)三台山超镁铁岩代表蛇绿岩基底的大洋岩石圈地幔橄榄岩残片;(2)属于古老大陆基底。部分学者认为^[27-28],三台山超镁铁岩可能代表无根的蛇绿岩残片,因此龙陵—瑞丽大断裂代表地块缝合带。张旗等^[28]认为,滇西三台山地区超镁铁岩虽是强亏损的纯橄岩和方辉橄榄岩,但仍缺乏其他证据来厘定其归属;也有学者通过对三台山超镁铁的少数样品进行 Os-Nd-Pb-Sr 同位素测定,推断三台山超镁铁质岩具有古老的富集大陆岩石圈地幔岩石特征,不能作为腾冲和保山地块缝合的证据^[29]。三台山蛇绿岩的岩石成因及其构造归属的研究,将有助于更好地验证目前雅江带的北缘与班怒带南缘延伸至滇西境内的划分,以及加派对

两带之间可能出现的交切与混杂的理解。甚至,两个缝合带之间可能不是目前所理解的有着截然的界限。受环境和交通限制,目前的研究主要存在以下问题:(1)缺乏对野外构造的详细考察;(2)橄榄岩样品蚀变强烈;(3)测试数据太少,这导致该区橄榄岩的归属至今未有定论。本研究旨在对该岩块展开深入的野外调查与室内地球化学分析,为进一步厘定三台山超镁铁岩石的归属提供新证据。而厘定三台山超镁铁岩石的演化历史和构造成因有助于进一步理解滇西地区对特提斯洋俯冲及高原隆升的响应,为青藏高原东缘造山带演化形成提供重要证据。

前人研究成果表明,蚀变岩石中的矿物可以保留原岩的重要信息,通过结合岩体内矿物化学特征与全岩地球化学分析,可有效揭示超镁铁质岩石部分熔融演化历史^[30-42]。鉴于此,为进一步厘定三台山蛇绿岩的岩石成因及其构造归属,笔者在对该区进行较细致野外填图的基础上,对三台山超镁铁质岩的典型剖面进行野外考察,定点采样并分析了岩体内的尖晶石、橄榄石、斜方辉石的化学组分及全岩地球化学(包括主量与微量)特征。基于对前人研究成果^[30-46]及本文新数据的对比与分析。笔者提出,三台山超镁铁岩与雅鲁藏布江蛇绿岩带地幔橄榄岩具有相似的源区特征,是新特提斯洋洋壳俯冲上盘蛇绿岩残片。

1 区域地质背景

云南滇西三江地区,西接东缅甸地块,东邻扬子板块,向北延伸进入青藏高原,向南连续伸展进入越南、老挝,区内含有不同时代、不同构造性质的多条缝合带。腾冲地块西侧与东侧分别发育同等规模的那邦右旋走滑带与高黎贡右旋走滑断裂^[18],且自那邦右旋走滑带向东,依次发育盈江—梁河断裂、小陇川断裂^[11],构成该区复杂的构造格局。研究区三台山橄榄岩位于滇西腾冲地块(图 1a),东以高黎贡断剪切带为界,夹于西侧雅鲁藏布江—密支那板块缝合带和东侧班公湖—怒江—昌宁—孟连缝合带之间^[15,47-50],虽是青藏高原冈底斯岩浆岩带的南延,但在构造上属于雅鲁藏布江俯冲杂岩带^[47-48],位于印

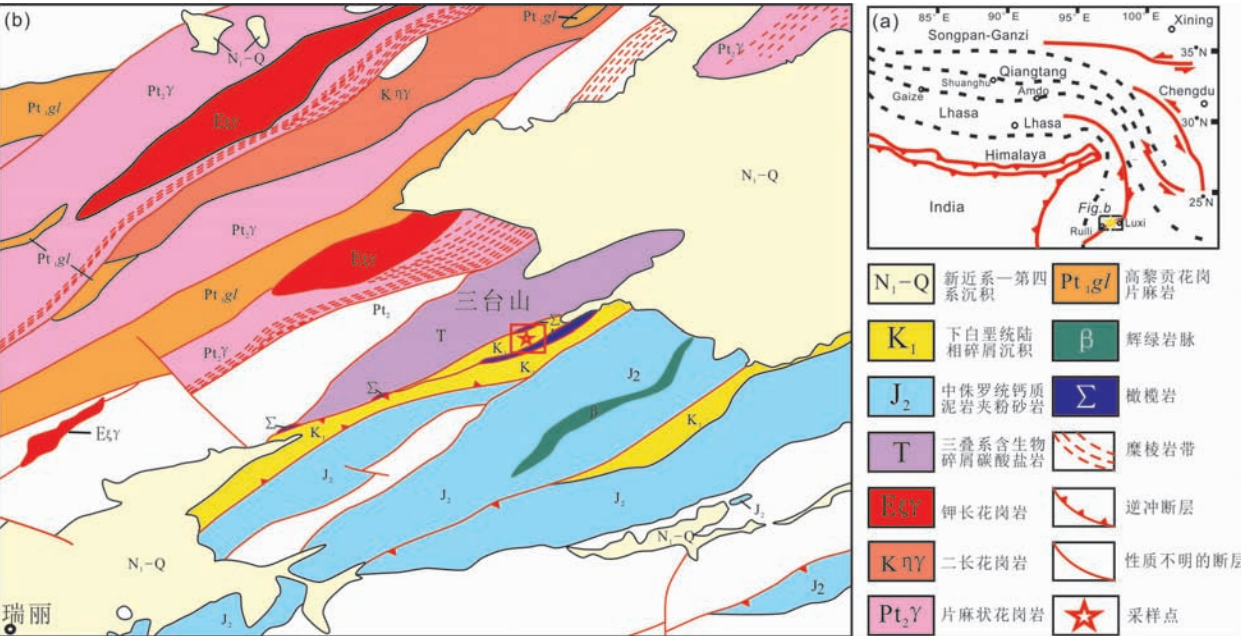


图 1 青藏高原区域构造简图(a)及三台山区地质简图(b)
Fig. 1 A geological sketch map of the Santaishan Area(b) and its regional tectonic setting in Tibetan Plateau(a)

度板块与欧亚板块碰撞边界的北东侧。青藏高原存在两条出露完好的新特提斯蛇绿岩带:藏南雅鲁藏布江蛇绿岩带和藏北班公湖—怒江蛇绿岩带^[51]。近年来前人对该带超美铁岩体以及相关火山岩的岩石学组成、地球化学特征以及年代学时限等进行大量的研究,积累了丰富的资料^[30-46],为本文进一步对比讨论三台山橄辉岩的归属奠定了基础。

区内出露的最老地层为古元古代高黎贡山群(图 1b),为腾冲地块结晶基底,岩性主要有黑云斜长片麻岩、黑云斜长变粒岩、云母片岩、石英岩,夹少量角闪黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩和大理岩等变质岩。中、新生代地层主要为侏罗纪和白垩纪浅海环境碳酸盐岩与碎屑岩沉积,新近纪陆相红色碎屑岩沉积,以及第四系火山岩与沉积岩。

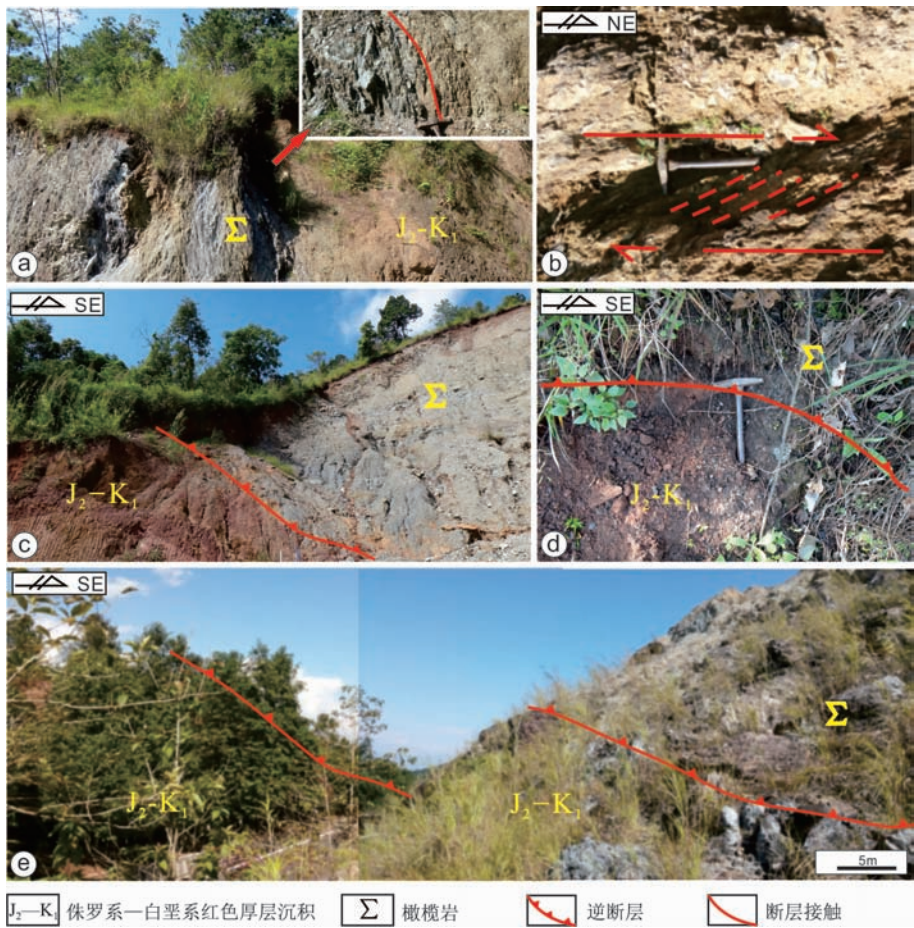
2 野外概况及岩石学特征

潞西三台山橄辉岩构造上位于雅鲁藏布江俯冲杂岩带西缘,西以高黎贡—瑞丽剪切带为界,并沿剪切带呈北东向断续产出(图 1b),围岩为下白垩统陆相碎屑岩沉积,中侏罗统钙质泥岩夹粉砂岩,含放射虫硅质岩夹碳酸盐岩,岩体主要与侏罗系—白垩系红色厚层碎屑岩以缓倾角断层接触(图 2),未见枕状玄武岩和席状辉绿岩岩墙群等典型的洋壳端员。

野外研究表明,三台山橄辉岩与围岩共同经历了后期的变形改造,各岩性之间均为构造接触,接触面可见线理及面理,指示各岩块是在后期经受俯冲作用而混杂在一起,总体上,与邻区多条南北走向断裂层及其所夹地质体共同构成增生杂岩(图 2)。值得注意的是,研究区三台山橄辉岩发育右行剪切标志(图 3a、b),指示其卷入了后期右旋剪切运动(例如:西侧那邦走右旋走滑带以及/或东侧高黎贡右旋走滑断裂。)

该岩体主要由纯橄辉岩(图 3c)和方辉橄辉岩(图 3d)组成,夹少量板岩和变质砂岩,围岩与超镁铁质岩石呈构造接触(图 2),指示原岩组合为深海沉积。本文主要对其中的纯橄岩和方辉橄辉岩进行分析讨论。

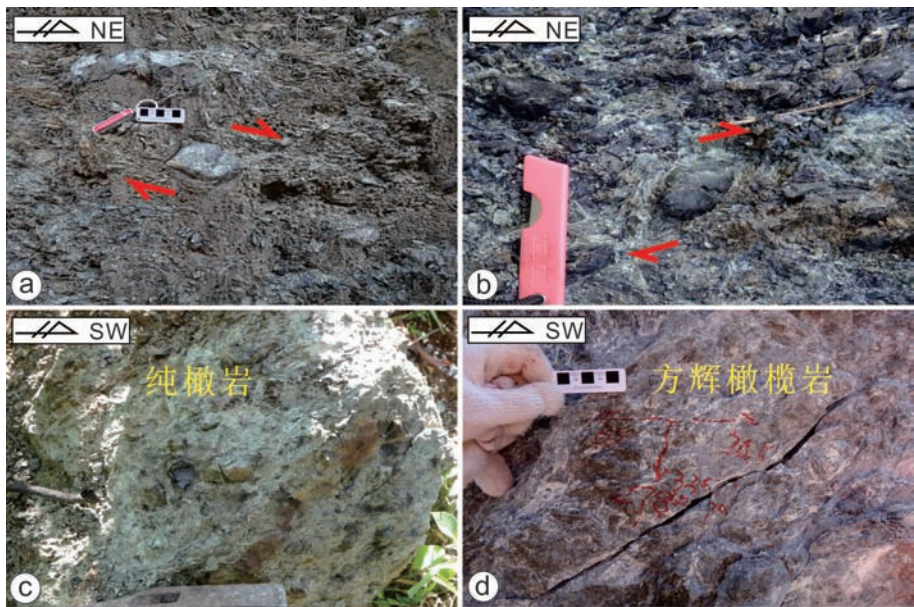
纯橄辉岩地表风化面呈姜黄色—黄绿色,主要为块状构造,具有细粒等粒结构和细粒似斑状结构两种结构,斑晶大小 3~5 mm,辉石反应边清晰。镜下观测表明,纯橄岩的主要矿物为橄辉石,含量>95%,副矿物含量<5%,主要为斜方辉石和尖晶石。总体上,橄辉石可分为两个世代,早期橄辉石呈半自形粒状,粒度一般为 0.5~3 mm,杂乱分布。强烈蛇纹石化,被蛇纹石交代呈假象,粒内裂纹发育,并被铁质沿裂纹交代(图 4a—e)。晚期橄辉石粒度较小,多为 0.5~1 mm,具变晶结构,自形晶,矿物边



a—橄榄岩与变质板岩断层接触；b—片理化的浅变质沉积岩；c—e—侏罗系—白垩系红色厚层碎屑岩与三台山橄榄岩构造接触。

图 2 三台山橄榄岩野外产出特征

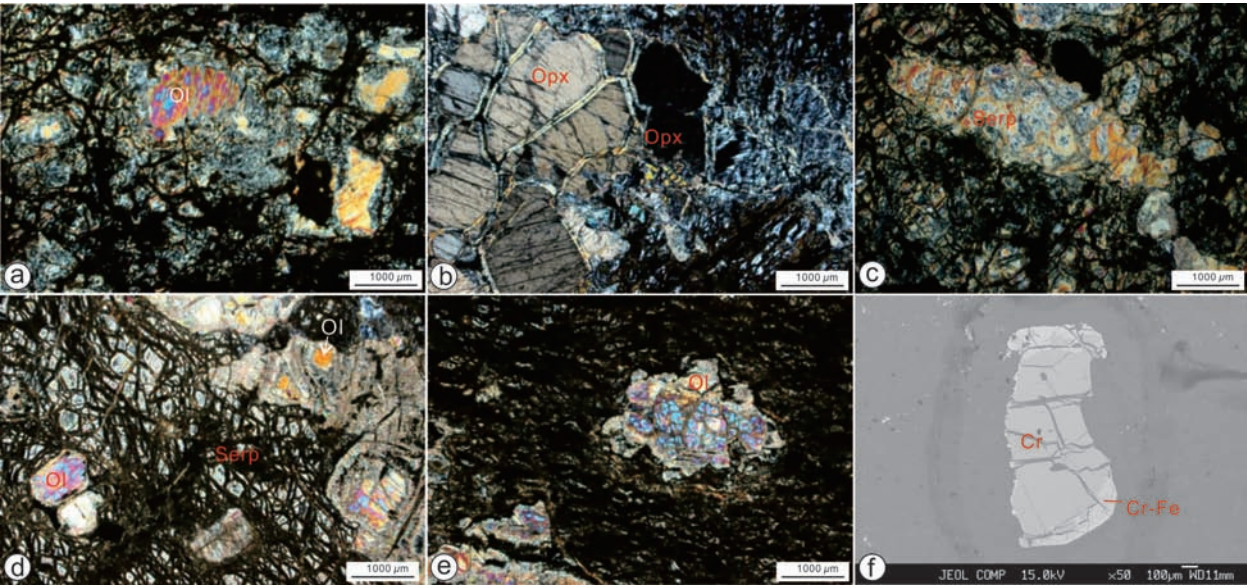
Fig. 2 Outcrops and structural styles of the Santaishan peridotites



a、b—橄榄岩碎斑指示右行剪切；c—纯橄榄岩 (MS-D-01)；d—方辉橄榄岩 (MS-D-07)。

图 3 三台山橄榄岩岩石特征及构造变形

Fig. 3 Petrological and structural characteristics of the Santaishan peridotites



a—蛇纹石化纯橄岩(MS-D-01);b—方辉橄岩(MS-D-07);c—蛇纹岩;d—蛇纹石化纯橄岩;e—强蛇纹石化方辉橄岩,网状结构;f—尖晶石与蚀变边(BSE);Opx—斜方辉石;Ol—橄榄石;Serp—尖晶石。
图4 三台山橄榄岩显微镜下特征及电子探针背散射图像
Fig. 4 Microscopic characteristics of the major component of the Santaishan peridotites

界平直。两期橄榄石均发生蛇纹石化退变质。方辉橄岩风化面呈绿色、暗绿色,具粒状结构,块状构造,主要为橄榄石(55%~60%)、斜方辉石(35%~40%),副矿物主要为铬尖晶石(<5%)及其蚀变产物磁铁矿。岩石普遍发育强烈的蛇纹石化,主要分布在岩体的表面或沿破裂面分布,可见蛇纹石呈网状结构交代橄榄石,斜方辉石沿裂隙被滑石、叶蜡石、阳起石等交代。

纯橄岩与方辉橄岩中均不含单斜辉石,指示其熔融程度高于含单斜辉石^[52-54]。斜方辉石主要为顽火辉石(图5),呈半自形柱状,粒度主要为0.5~2 mm,少数为2~2.5 mm,杂乱分布,被蛇纹石化的铁质交代,多呈假象,少数残留。薄片无色,平行消光,正延性(图4b)。尖晶石半自形—它形粒状(图4f),深褐色—黑色,粒度主要为0.2~1.5 mm,呈斑点状分布在橄榄石颗粒之间,颗粒边缘平直。部分尖晶石颜色浅且形状不规则,被蛇纹石环绕或与辉石伴生。

3 分析方法

基于细致的野外剖面观测,沿剖面定点采集21件橄榄岩样品。结合野外特征与光学显微镜下岩相学特征,筛选13件蚀变相对较弱,矿物组合保留较

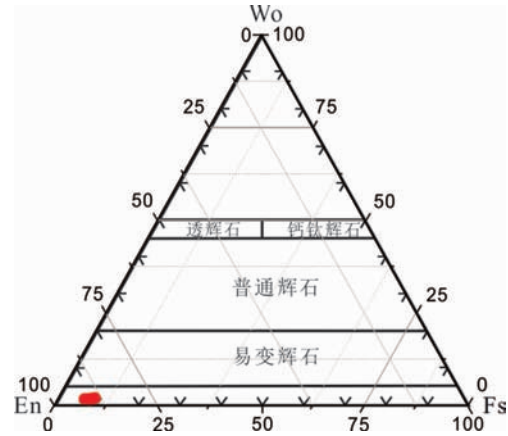


图5 三台山方辉橄岩辉石组分Wo-En-Fs图解
(据参考文献[37])
Fig. 5 Wo-En-Fs compositions of orthopyroxene in the Santaishan peridotites

完整的样品进行全岩主微量测试,并对代表性样品进行详细的单矿物电子探针分析。全岩地球化学元素分析在国家地质实验测试中心进行,主量元素分析采用X荧光光谱仪(XRF-PW4400)测试,分析经度为2%~8%;微量元素分析采用等离子质谱仪(ICPMS-PE300D)测试,含量大于10×10⁻⁶的元素精度为5%,小于10×10⁻⁶的元素分析精度为10%。单矿物电子探针分析由中国地质科学院地质研究所国土资源部大陆构造与动力学国家重点实验室完成,仪器型号为日本电子公司JXA-8100、能谱仪Inca

Energy 型电子探针, 探针束流 20 nA, 加速电压 15.0 kV, 电子束斑 2 μm 。

4 地幔橄榄岩矿物特征

岩石在不同条件下形成的矿物具有不同的矿物学及地球化学特征, 这是岩石形成和演化历史的印记, 因此, 地幔橄榄岩的矿物组合及化学特征对研究地幔橄榄岩的成因及形成背景至关重要。以下分别对三台山岩体中的纯橄岩和方辉橄榄岩中的橄榄石、斜方辉石和铬尖晶石进行详细的成分探究, 讨论这些矿物之间的成分差异及其地质意义。

4.1 橄榄石

橄榄岩样品中橄榄石电子探针分析结果见表 1。三台山橄榄岩中橄榄石端员组分 Fo 为 90~93, 自中心到边部无明显差异, 均为镁橄榄石。一般认为橄榄石的 Fo 值越大, 其形成深度和熔融程度越高^[46],

样品纯橄岩中橄榄石 Fo 值相对方辉橄榄岩较高(表 1, 图 9)。此外, 橄榄石的 NiO、Cr₂O₃ 等组分也可反映母岩熔融程度, 三台山两种橄榄岩中橄榄石 NiO 含量接近(0.30%~0.48%), 平均含量为 0.37%, 而 Cr 含量相对较少(0.01%~0.11%), 平均含量为 0.04%(表 1), 反映母岩熔融程度较高。

4.2 斜方辉石

橄榄岩样品中斜方辉石电子探针分析结果见表 2。三台山地幔橄榄岩斜方辉石 En 端员变化为 89~92, 主要为顽火辉石(图 5)。斜方辉石 NiO 含量较低, 为 0.05%~0.21%, 平均值 0.12%; MgO 含量较高, 平均 34.39%; Mg[#] 为 91.46~95.44, 平均值为 92.61; Al₂O₃ 含量较低, 为 1.22%~1.42%, 平均值 1.35%(表 2)。斜方辉石中 Al₂O₃ 含量可以作为部分熔融程度的标志^[54], 一般认为, 蛇绿岩内地幔橄榄岩中斜方辉石 Al₂O₃ 含量越低, 其熔融程度就越大, 样品低 Al₂O₃ 和高 Mg[#] 的特征暗示本区地幔橄榄岩经历了较高级度的部分熔融^[55]。

表 1 三台山橄榄岩中橄榄石电子探针分析结果
Table 1 Electron microprobe analyses of olivine from the Santaishan peridotites

样品号	$w_B/\%$												Fo
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	TiO ₂	Total	
MS-D-1-1	41.94	0.02	0.10	7.57	0.12	50.17	0.03	—	0.01	0.36	—	100.3	92.08
MS-D-1-2	40.58	—	0.02	7.78	0.11	50.20	0.07	—	0.01	0.37	—	99.15	91.89
MS-D-1-3	40.91	0.01	0.02	7.43	0.12	51.27	0.08	0.01	0.01	0.42	—	100.2	92.37
MS-D-1-4	41.04	0.02	0.04	7.81	0.12	50.12	0.07	0.02	0.01	0.37	0.02	99.62	91.84
MS-D-1-5	41.94	0.09	0.11	8.21	0.15	51.27	0.11	0.05	0.03	0.48	0.03	100.3	92.37
MS-D-1-6	41.65	0.02	0.02	7.63	0.12	50.31	0.05	0.01	0.01	0.41	—	100.2	92.05
MS-D-1-7	40.64	0.03	0.04	7.73	0.10	50.95	0.05	0.01	0.03	0.32	—	99.90	92.06
MS-D-1-8	40.55	0.02	0.02	7.65	0.12	50.19	0.06	0.01	0.00	0.40	—	99.02	92.00
MS-D-1-9	41.65	0.02	0.02	7.63	0.12	50.31	0.05	0.01	0.01	0.41	—	100.2	92.05
MS-D-3-1	41.41	0.02	0.03	7.76	0.14	50.09	0.03	0.01	0.00	0.36	—	99.85	91.87
MS-D-3-3	41.24	0.02	0.02	8.10	0.13	49.33	0.05	0.01	—	0.36	0.01	99.27	91.44
MS-D-3-4	41.64	0.02	0.04	8.15	0.08	49.64	0.02	0.01	—	0.32	—	99.91	91.49
MS-D-7-1	39.50	0.01	0.01	7.43	0.08	49.24	0.02	0.00	0.00	0.30	0.01	98.85	91.35
MS-D-7-2	40.91	0.01	0.01	8.21	0.10	49.67	0.07	0.02	0.01	0.30	—	99.31	91.42
MS-D-7-3	41.47	0.02	0.06	8.15	0.15	49.24	0.11	0.02	0.01	0.31	0.03	99.57	91.35
MS-D-7-4	41.50	0.03	0.05	8.20	0.09	49.37	0.09	0.04	0.03	0.30	—	99.70	91.39
MS-D-7-5	39.50	0.03	0.11	7.83	0.11	50.71	0.08	0.04	0.01	0.43	—	98.85	91.93
MS-D-7-6	40.87	—	0.06	7.74	0.14	50.22	0.08	—	0.01	0.39	0.03	99.54	91.90
MS-D-7-7	40.73	0.04	0.07	7.68	0.12	50.05	0.10	—	0.03	0.48	—	99.33	91.96
MS-D-9-1	41.60	0.09	0.04	7.58	0.15	49.87	0.08	0.03	0.03	0.32	—	99.82	92.00
MS-D-9-2	40.80	0.03	0.02	7.82	0.13	50.57	0.06	0.05	—	0.39	—	99.81	91.90

注: “—”代表数值低于检测精度。

表 2 三台山橄榄岩中斜方辉石电子探针分析结果
Table 2 Electron microprobe analyses of orthopyroxene from the Santaishan peridotites

样品号	主量元素 $w_B/\%$										Wo	En	Fs	Mg [#]
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Total				
MS-D-1-11	56.01	1.29	0.79	5.06	0.10	35.17	0.80	0.03	0.19	99.47	1.49	90.94	7.45	95.44
MS-D-1-22	56.82	1.42	0.79	4.84	0.08	34.72	0.77	0.02	0.11	99.61	1.45	91.23	7.25	92.75
MS-D-2-1	57.63	1.28	0.80	5.24	0.14	33.98	0.70	—	0.07	99.86	1.33	90.57	8.10	92.00
MS-D-2-4	56.78	1.29	0.76	4.88	0.14	35.19	0.75	0.00	0.15	100.0	1.40	91.29	7.30	93.90
MS-D-2-5	56.89	1.42	0.79	5.55	0.10	33.90	0.86	0.02	0.06	99.66	1.64	89.87	8.41	91.58
MS-D-2-6	56.90	1.22	0.80	5.55	0.10	33.87	0.77	—	0.09	99.30	1.48	90.08	8.45	91.57
MS-D-2-7	56.59	1.39	0.71	5.58	0.10	34.35	0.80	—	0.15	99.66	1.51	90.14	8.35	92.00
MS-D-2-8	56.22	1.37	0.94	5.55	0.13	33.71	0.84	0.02	0.11	98.91	1.62	89.82	8.49	91.54
MS-D-2-9	56.50	1.42	0.84	5.60	0.11	33.70	0.85	0.02	0.09	99.13	1.64	89.77	8.54	91.46
MS-D-3-5	56.82	1.41	0.71	4.91	0.10	35.01	0.79	0.02	0.11	99.90	1.47	91.15	7.30	93.61
MS-D-3-6	56.57	1.37	0.74	4.82	0.13	34.70	0.77	—	0.21	99.32	1.46	91.23	7.30	92.99
MS-D-3-7	56.42	1.33	0.74	5.68	0.10	34.20	0.81	0.02	0.12	99.40	1.52	89.92	8.51	92.00
MS-D-3-8	56.62	1.40	0.74	5.37	0.11	33.88	0.77	0.04	0.05	99.01	1.47	90.18	8.20	91.82
MS-D-3-9	56.55	1.26	0.78	4.71	0.11	35.03	0.72	0.01	0.14	99.32	1.34	91.56	7.06	93.83

注: $Mg^{\#}=100Mg/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$ 。

4.3 尖晶石

三台山地幔橄榄岩的铬尖晶石成分见表 3。样品 MgO 含量为 12.23%~17.26%, $Mg^{\#}$ 值变化于 59.92~77.36, 平均值 67.59, 属于镁质高铬型铬尖晶石。TiO₂ 含量为 0.01%~0.08%, 反映源区亏损 TiO₂, 部分熔融程度较高。Cr₂O₃ 和 Al₂O₃ 是铬尖晶石成分中两个主要的三价氧化物, 铬尖晶石类型在很大程度上取决于这两项化学成分的比例^[55]。三台山地幔橄榄岩中尖晶石 Cr₂O₃ 含量为 43.56%~59.64%, 平均值 51.96%; Al₂O₃ 含量波动较大, 为 11.70%~25.52%, 平均值 16.83%。除样品 MS-D1-26/28/29/32 外, $Cr^{\#}$ 值变化范围为 54.10~77.35, 平均值 64.82, 说明地幔源区的部分熔融程度较高。表 3 数据显示样品 MS-D1-26/28/29/32 铬尖晶石中 $Cr^{\#}$ 值为 98.79~99.43, Al₂O₃ 含量为 0.22%~0.44%, 表明 Cr^{3+} 已取代 Al^{3+} 发生铬铁矿化(图 4f), 因此导致总体 Cr₂O₃ 和 Al₂O₃ 的含量波动范围较大, 反映蛇绿岩中地幔橄榄岩中铬尖晶石成分存在着 Cr 和 Al 的相互替换^[56]。为消除蚀变及铬铁矿化的影响, 后文讨论已剔除样品 MS-D1-26/28/29/32。

5 地幔橄榄岩的岩石地球化学组成

5.1 主量元素

全岩地球化学数据见表 4。三台山地幔橄榄

岩在形成后均遭受了强烈的蛇纹石化蚀变(LOI=12.2%~12.81%)。该区较新鲜的橄榄岩与方辉橄榄岩 MgO 含量一般为 42%~47%^[30-42,57]; 而本文样品 MgO 含量 30%~37%, 表明强蛇纹石化橄榄岩普遍亏损 MgO^[58]。为消除蚀变对原有成分的影响, 采用 MgO 校正法^[59-60]来重建样品的主量元素数据。根据前人的报道, 该法可有效校正蛇纹石化蚀变对全岩主量成分的影响^[59-65]。因此, 本文基于 MgO 校正后的数据对全岩主量元素展开讨论, 即扣除全岩主量元素的烧失量, 并增加 10%的 MgO 含量($w(MgO) \times 110\%$), 最后进行全岩归一化计算。

CaO、Al₂O₃、SiO₂、TiO₂、V 和 Co 含量分别对 MgO 含量投影的图解(图 6)表明, 部分熔融过程对这些元素的含量变化有重要的影响。三台山地幔橄榄岩 CaO 含量(0.09%~0.23%)较低, 与岩石中各矿物 CaO 含量较低相一致; 岩石富 Mg(38.88%~47.64%), 贫 Al(0.12%~0.92%)、Ca(0.09%~0.23%)和碱(0.01%~0.03%)。MgO 作为“亏损指标”^[59,62], 其值随岩石中橄榄石的含量增高而增高, 即随岩石亏损程度的升高而升高。将各个元素分别对 MgO 进行投影可以很好地反映地幔橄榄岩成分变化。三台山地幔橄榄岩 SiO₂、Al₂O₃、FeO(T)和 CaO 含量均随 MgO 含量的升高而降低, 而 TiO₂ 含量较低(0.01%~0.02%), 且与 MgO 之间没有明显的相关性(图 6)。

表 3 三台山橄榄岩中铬尖晶石电子探针分析结果
Table 3 Electron microprobe analyses of Cr-spinel from the Santaishan peridotites

样品号	主量元素 $w_B/\%$												Mg [#]	Cr [#]
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	TiO ₂	Total		
MS-D1-21	0.23	24.34	45.19	13.57	0.26	14.02	0.03	0.05	0.03	0.11	0.01	98.20	64.78	55.45
MS-D1-22	0.13	22.84	45.51	10.95	0.27	15.91	0.02	0.04	0.03	0.13	0.08	99.67	72.15	57.20
MS-D1-23	0.13	22.19	48.54	11.18	0.30	15.50	0.02	0.07	0.01	0.17	0.02	99.41	71.23	59.45
MS-D1-24	0.17	22.31	47.99	11.35	0.26	15.54	0.06	0.04	0.02	0.13	0.06	99.46	70.94	59.05
MS-D1-26	0.07	0.22	55.42	26.17	0.75	3.44	0.00	0.05	0.00	0.08	0.00	99.86	19.01	99.43
MS-D1-27	0.10	23.55	47.24	11.53	0.24	15.68	0.00	0.03	0.02	0.05	0.03	99.95	70.80	57.35
MS-D1-28	0.05	0.41	55.19	26.26	0.71	3.41	0.00	0.03	0.00	0.09	0.01	99.60	18.75	98.93
MS-D1-29	0.04	0.27	53.68	26.09	0.69	3.36	0.02	0.06	0.01	0.14	0.02	99.36	18.64	99.22
MS-D1-30	0.11	24.62	45.65	12.36	0.22	15.19	0.00	0.00	0.02	0.13	0.06	99.21	68.64	55.43
MS-D1-31	0.09	25.52	44.87	11.17	0.22	16.22	0.03	0.00	0.00	0.13	0.07	99.91	72.14	54.10
MS-D1-32	0.19	0.44	54.35	25.79	0.77	3.58	0.05	0.05	0.03	0.12	0.06	99.16	19.84	98.79
MS-D2-1	0.07	25.47	44.83	11.86	0.27	15.56	0.00	0.04	0.00	0.15	0.07	99.64	70.06	54.13
MS-D2-2	0.14	24.11	43.56	8.98	0.23	17.26	0.04	0.03	0.02	0.05	0.07	98.94	77.36	54.79
MS-D2-3	0.41	16.06	54.09	11.00	0.29	15.12	0.05	0.13	0.02	0.08	0.00	99.77	70.99	69.33
MS-D2-4	0.14	17.24	54.24	13.37	0.30	13.76	0.00	0.02	0.01	0.05	0.00	99.60	64.69	67.84
MS-D2-5	0.15	16.54	53.24	12.35	0.28	14.36	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	99.22	67.47	68.34
MS-D2-6	0.13	16.32	54.03	12.54	0.29	14.11	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00	99.36	66.70	68.96
MS-D2-7	0.13	17.55	53.94	13.74	0.27	13.61	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	99.68	63.82	67.32
MS-D2-8	0.16	16.45	53.77	12.31	0.31	14.39	0.00	0.02	0.00	0.14	0.03	99.45	67.54	68.66
MS-D2-9	0.15	17.43	54.05	14.66	0.27	12.66	0.01	0.07	0.01	0.13	0.05	99.49	60.59	67.52
MS-D2-10	0.41	15.90	53.19	11.45	0.31	14.63	0.04	0.14	0.04	0.13	0.06	99.13	69.51	69.17
MS-D2-11	0.13	16.44	53.38	11.36	0.28	14.93	0.01	0.04	0.00	0.07	0.00	99.36	70.06	68.54
MS-D2-12	0.15	17.00	54.69	14.78	0.28	12.80	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	99.76	60.65	68.32
MS-D2-13	0.11	20.02	51.63	13.54	0.26	13.85	0.00	0.00	0.03	0.11	0.03	99.57	64.58	63.38
MS-D7-14	0.13	19.93	51.36	13.67	0.25	13.77	0.01	0.00	0.00	0.13	0.00	99.26	64.19	63.34
MS-D7-15	0.11	16.79	52.24	10.60	0.25	15.54	0.00	0.02	0.02	0.05	0.01	99.47	72.31	67.60
MS-D7-16	0.16	18.90	51.44	13.76	0.28	13.62	0.00	0.05	0.01	0.10	0.00	99.55	63.84	64.61
MS-D7-17	0.12	20.03	52.06	13.87	0.24	12.88	0.00	0.02	0.02	0.06	0.03	99.32	62.36	63.54
MS-D7-18	0.08	12.54	59.51	13.29	0.32	13.33	0.00	0.01	0.01	0.08	0.04	99.66	64.15	76.08
MS-D7-19	0.19	11.70	59.64	13.89	0.31	12.54	0.01	0.12	0.04	0.08	0.00	99.56	61.70	77.35
MS-D7-20	0.10	11.85	59.08	12.38	0.27	13.69	0.00	0.04	0.02	0.08	0.07	99.02	66.30	76.98
MS-D7-21	0.13	11.91	58.73	14.57	0.31	12.23	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	99.14	59.92	76.78
MS-D7-22	0.17	18.30	51.50	10.99	0.27	15.49	0.01	0.00	0.01	0.12	0.01	99.40	71.51	65.35
MS-D7-23	0.07	20.22	49.91	9.98	0.24	16.27	0.01	0.03	0.00	0.11	0.01	99.62	74.40	62.32
MS-D7-24	0.08	20.06	51.47	11.26	0.25	15.56	0.00	0.00	0.00	0.14	0.02	99.98	71.08	63.26
MS-D7-25	0.26	20.36	51.26	13.03	0.30	14.39	0.02	0.01	0.00	0.13	0.00	99.75	66.33	62.79

注:Mg[#]=100Mg/(Mg+Fe²⁺);Cr[#]=100Cr/(Cr+Al)。

表 4 三台山橄榄岩主量元素和微量元素成分
Table 4 Major and minor elements of the Santaishan peridotites

样品号	主量元素 $w_B/\%$												Mg [#]	$w(\text{Li})/10^{-6}$
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	FeO ^T	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	LOI	Total		
MS-D-01	40.47	0.53	0.09	6.84	0.02	37.8	0.11	0.02	0.01	0.02	12.77	98.68	0.86	0.879
MS-D-02	40	0.43	0.08	7.16	0.02	38.03	0.1	0.01	0.01	0.02	12.75	98.61	0.86	0.898
MS-D-03	40.66	0.81	0.08	7.70	0.02	37.44	0.09	0.02	0.01	0.02	12.44	99.29	0.88	2.995
MS-D-04	40.17	0.48	0.12	7.20	0.03	38.75	0.06	0.02	0.01	0.01	12.75	99.60	0.86	2.867
MS-D-05	41.15	0.67	0.17	7.37	0.03	36.23	0.09	0.02	0.01	0.02	12.72	98.48	0.86	2.685
MS-D-06	42.27	0.11	0.12	7.03	0.02	36.2	0.09	0.02	0.01	0.01	12.39	98.27	0.88	0.178
MS-D-07	41.78	0.16	0.11	6.33	0.02	37.44	0.09	0.01	0.01	0.01	12.63	98.59	0.86	0.140
MS-D-08	40.53	0.79	0.18	11.48	0.03	30.78	0.1	0.03	0.01	0.01	12.2	96.14	0.80	1.932
MS-D-09	41.04	0.66	0.14	9.85	0.03	32.52	0.07	0.02	0.01	0.02	12.48	96.84	0.85	3.222
MS-D-10	41.31	0.23	0.11	7.32	0.02	35.52	0.09	0.01	0.01	0.02	12.58	97.22	0.84	2.573
MS-D-11	41.42	0.36	0.09	8.48	0.02	35.25	0.07	0.02	0.01	0.02	12.29	98.03	0.84	2.379
MS-D-12	41.58	0.57	0.13	7.99	0.02	35.28	0.11	0.01	0.01	0.02	12.39	98.11	0.84	1.733
MS-D-13	42.14	0.15	0.08	7.47	0.02	35.20	0.11	0.01	0.01	0.01	12.49	97.69	0.88	3.838

样品号	微量元素 $w_B/10^{-6}$													
	Be	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y
MS-D-01	0.027	8.800	12.10	35.34	4209	1035	101.1	3293	0.497	63.40	1.247	0.951	0.728	0.141
MS-D-02	0.003	8.868	15.83	28.43	3565	921.8	107.2	3089	2.560	59.40	0.772	0.294	0.414	0.045
MS-D-03	0.098	9.398	67.61	31.34	3482	826.0	99.54	3118	0.457	54.28	1.158	0.330	0.841	0.699
MS-D-04	0.040	7.606	19.99	22.07	3089	591.8	94.29	2643	1.936	32.20	0.689	0.572	0.900	0.106
MS-D-05	0.011	8.757	27.31	23.14	3356	832.2	102.7	8542	1.179	52.53	0.850	0.503	0.896	0.264
MS-D-06	0.001	5.146	8.082	11.47	2650	793.9	113.8	9576	1.570	51.26	0.508	0.276	0.611	0.088
MS-D-07	0.027	4.862	7.179	9.124	2405	780.0	99.45	4820	1.172	44.47	0.754	0.219	0.885	0.817
MS-D-08	0.004	6.330	16.91	16.16	3893	790.9	102.5	28365	4.288	51.03	0.590	0.438	25.41	0.099
MS-D-09	0.059	13.22	31.92	44.01	6783	1064	140.2	25473	3.537	90.92	1.127	0.407	0.600	1.998
MS-D-10	0.067	11.61	23.04	35.91	5577	761	102	22102	4.641	76.84	0.940	0.416	0.542	1.077
MS-D-11	0.012	9.470	18.93	31.54	4483	696.4	105.7	14575	3.473	62.48	0.808	0.323	0.865	0.468
MS-D-12	0.037	8.968	26.58	23.94	4945	743.1	114.1	11182	2.314	55.52	0.879	0.345	0.426	0.597
MS-D-13	0.017	10.00	24.87	26.59	3803	991.2	106.9	5695	1.437	57.30	1.278	0.405	1.921	0.653

样品号	微量元素 $w_B/10^{-6}$													
	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
MS-D-01	0.324	0.085	0.055	2.714	0.135	0.214	0.023	0.088	0.019	0.006	0.001	0.003	0.019	0.004
MS-D-02	0.077	0.049	0.019	2.833	0.138	0.201	0.016	0.045	0.008	0.003	0.000	0.001	0.004	0.001
MS-D-03	1.122	0.140	0.038	7.163	1.105	0.849	0.211	0.820	0.136	0.058	0.104	0.018	0.094	0.021
MS-D-04	0.084	0.039	0.292	2.826	0.087	0.135	0.023	0.063	0.015	0.003	0.003	0.003	0.013	0.002
MS-D-05	0.169	0.024	0.040	4.635	0.906	0.223	0.063	0.233	0.040	0.012	0.019	0.006	0.030	0.007
MS-D-06	0.125	0.020	0.010	1.856	0.397	0.054	0.022	0.083	0.010	0.005	0.000	0.002	0.009	0.002
MS-D-07	0.335	0.023	0.005	2.215	0.962	0.153	0.250	0.991	0.114	0.012	0.093	0.011	0.039	0.010
MS-D-08	0.327	0.160	0.082	4.548	0.162	0.293	0.034	0.121	0.016	0.007	0.005	0.003	0.014	0.004
MS-D-09	0.239	0.023	0.034	7.140	3.082	0.387	0.479	1.891	0.409	0.086	0.408	0.062	0.273	0.055
MS-D-10	0.094	0.021	0.029	4.026	2.317	0.368	0.308	1.210	0.282	0.063	0.224	0.040	0.209	0.037
MS-D-11	0.119	0.031	0.019	3.763	0.845	0.099	0.133	0.541	0.047	0.011	0.034	0.005	0.026	0.005
MS-D-12	0.069	0.033	0.009	2.057	0.748	0.154	0.117	0.458	0.074	0.013	0.078	0.011	0.047	0.012
MS-D-13	0.059	0.018	0.018	17.49	1.431	1.021	0.220	0.864	0.104	0.037	0.070	0.013	0.066	0.014

(续表 4)

样品号	微量元素 $w_B/10^{-6}$										LREE/ HREE	(La/ Yb) _N	δEu	δCe
	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	ΣREE				
MS-D-01	0.013	0.004	0.016	0.003	0.016	0.022	0.607	0.088	0.024	0.55	7.67	5.95	1.55	0.86
MS-D-02	0.004	0.001	0.013	0.003	0.001	0.007	0.178	0.012	0.004	0.43	25.95	7.57	-85.2	0.87
MS-D-03	0.063	0.010	0.063	0.010	0.036	0.015	0.204	0.111	0.031	3.56	8.29	12.54	1.44	0.40
MS-D-04	0.011	0.002	0.019	0.004	0.002	0.007	0.493	0.012	0.008	0.38	5.74	3.33	0.92	0.72
MS-D-05	0.017	0.003	0.026	0.006	0.006	0.007	0.250	0.015	0.008	1.59	13.07	24.98	1.21	0.16
MS-D-06	0.005	0.001	0.006	0.001	0.004	0.005	0.119	0.006	0.004	0.59	25.04	48.50	3.51	0.09
MS-D-07	0.023	0.003	0.011	0.001	0.007	0.006	0.104	0.004	0.029	2.67	12.93	61.53	0.34	0.07
MS-D-08	0.009	0.002	0.012	0.002	0.009	0.011	1.671	0.036	0.249	0.68	12.78	9.77	1.84	0.92
MS-D-09	0.155	0.018	0.129	0.021	0.008	0.006	0.258	0.011	0.036	7.46	5.65	17.11	0.63	0.07
MS-D-10	0.092	0.015	0.090	0.018	0.003	0.005	0.441	0.013	0.061	5.27	6.27	18.49	0.74	0.09
MS-D-11	0.017	0.003	0.024	0.004	0.004	0.005	0.131	0.007	0.006	1.79	14.27	25.41	0.80	0.06
MS-D-12	0.038	0.005	0.034	0.006	0.002	0.006	0.095	0.006	0.015	1.80	6.75	15.91	0.52	0.11
MS-D-13	0.042	0.007	0.049	0.009	0.003	0.004	0.338	0.212	0.007	3.95	13.71	21.12	1.24	0.40

注:基于 $110\% \times MgO$ 处理并均一化后计算, $Mg^\# = MgO' / (MgO' + FeO^{T'})$ 。

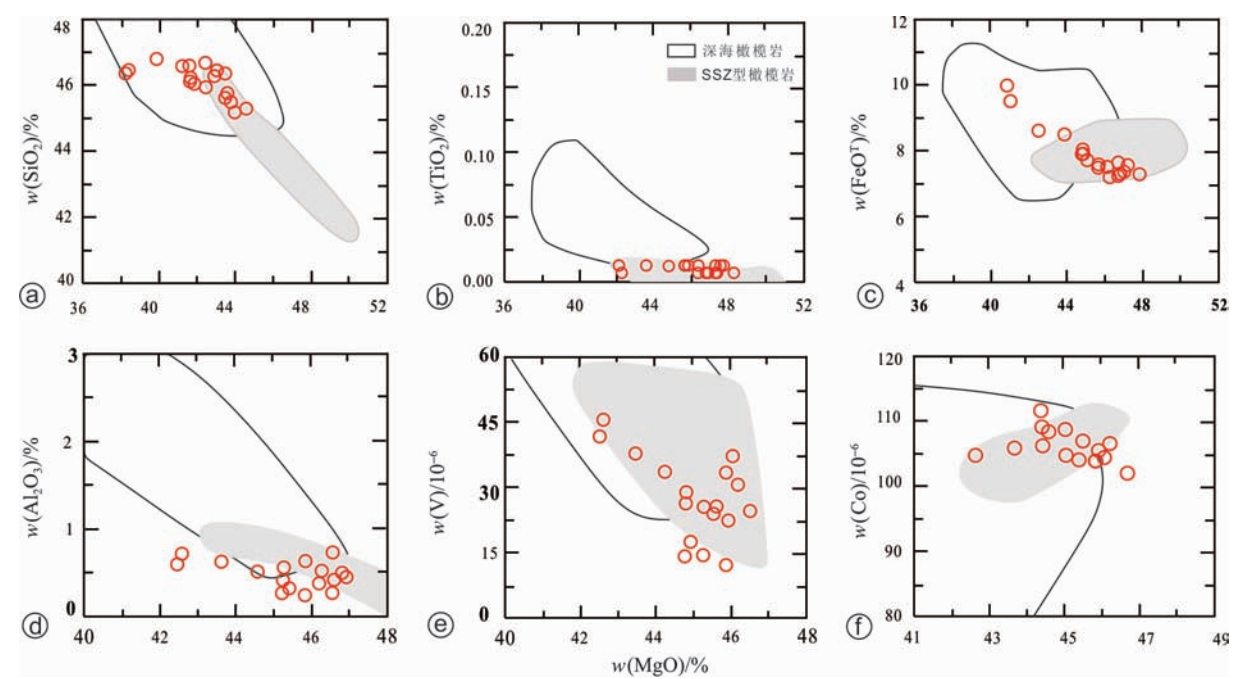


图 6 三台山纯橄岩与方辉橄岩全岩代表性矿物含量-MgO 图解
(深海橄橄岩据文献[62];SSZ 型据文献[66])

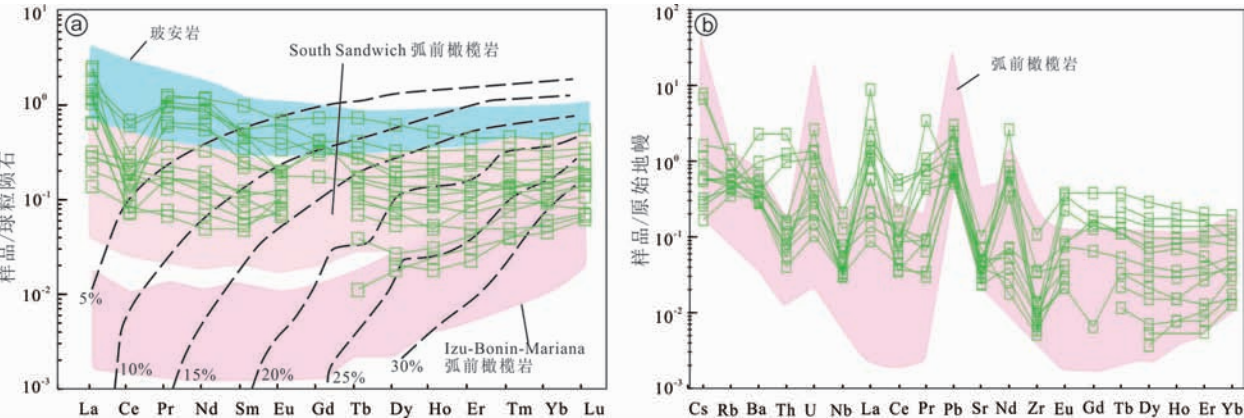
Fig. 6 Whole rock MgO vs. CaO, Al₂O₃, SiO₂, TiO₂, V and Co diagrams for the Santaishan dunite and harzburgites

5.2 稀土元素

三台山地幔橄橄岩 REE 丰度均较低, ΣREE 含量主要分布于 $(0.38 \sim 3.95) \times 10^{-6}$, 与原始地幔值相当。轻稀土元素富集, LREE 含量为 $0.16 \sim 3.94$, 重稀土亏损, $LREE/HREE = 5.65 \sim 25.95$, 稀土元素 $(Ce/Yb)_N = 11.67 \sim 16.16$, $(La/Sm)_N = 9.64 \sim 12.45$ 变化范围较为集中, 地幔橄橄岩球粒

陨石标准化^[67-68]的稀土元素配分模式为轻稀土元素富集, 右倾平坦型(图 7a), 大多数样品具有弱负铈元素 $\delta Eu_{mean} = -7.34$ 。

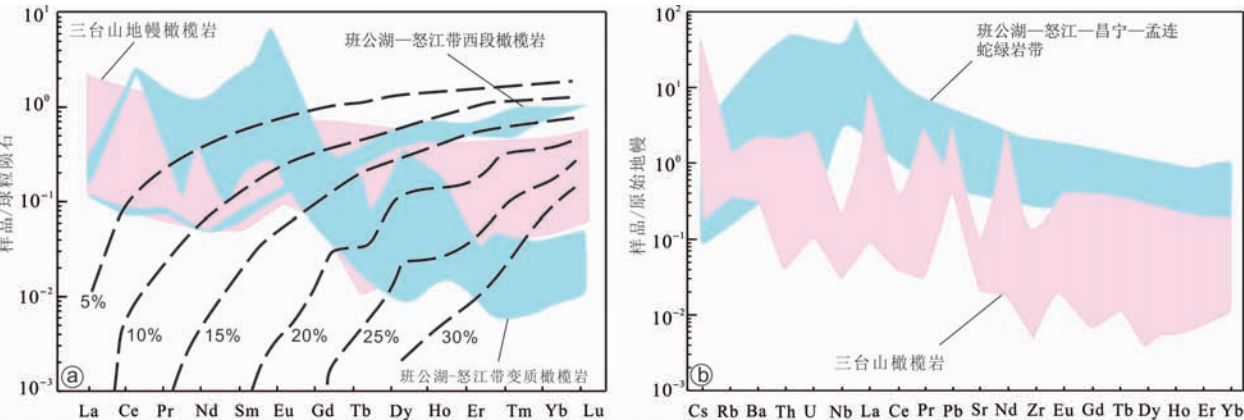
研究区稀土配分型式为轻稀土略富集, 重稀土稍有亏损, 总体趋势呈向右缓倾斜的特征, 表明该地幔橄橄岩是亏损程度较强, 熔融程度较高的上地幔熔融残余物质。对比前人成果, 三台山地幔橄



球粒陨石和原始地幔数值据文献[67]; Izu-Bonin-Mariana 弧前橄榄岩稀土配分模式图据文献[69]; 玻安岩和 South Sandwich 弧前橄榄岩据文献[36], 微量元素蛛网图据弧前橄榄岩据文献[36]; 虚线代表地幔橄榄岩成分经历了 5%, 10%, 15%, 20%, 25%, 30% 部分熔融后的模拟曲线(据文献[66, 70-71])。

图 7 三台山橄榄岩稀土配分模式图(a)及微量元素蛛网图(b)[36, 66-67, 69-71]

Fig. 7 Chondrite-normalized REE pattern(a) and primitive mantle normalized trace element spidergram(b) for the Santaishan peridotites [36, 66-67, 69-71]



球粒陨石和原始地幔数值据文献[67]; 班公湖-怒江西段橄岩稀土配分模式图(据文献[72]); 班公湖-怒江带变质橄岩稀土配分模式(据文献[73]), 班公湖-怒江-昌宁-孟连蛇绿岩带微量元素分布范围(据文献[74]); 虚线代表地幔橄榄岩成分经历了 5%, 10%, 15%, 20%, 25%, 30% 部分熔融后的模拟曲线(据文献[66, 70-71])。

图 8 三台山橄榄岩和班公湖怒江带稀土配分模式图(a)及微量元素蛛网图(b)[66, 67, 70-74]

Fig. 8 Chondrite-normalized REE pattern(a) and primitive mantle normalized trace element spidergram(b) for the Santaishan peridotites and Bangonghu-Nujiang zone peridotites [66, 67, 70-74]

榄岩与南桑威奇群岛弧前橄榄岩(South Sandwich Forearc Peridotites)具有相似的稀土分布特征^[34], 而与阿尔卑斯橄榄岩的稀土配分模式明显不同, 后者为轻稀土亏损型^[71]。

通过与班公湖-怒江缝合带蛇绿岩对比, 本文中纯橄岩和方辉橄岩与雅鲁藏布江缝合带地幔橄岩的稀土特征更为相似(图 7a), 均表现为稀土总含量低的地幔亏损特征。LREE 与 MREE 轻微富集且变化波动较大; 而 HREE 含量较为均一, Eu 亏损不明显^[30-42], 而与班公湖-怒江带的稀土配分模式具有较大差异(图 8a)。班公湖-怒江带西段橄岩稀土元素总量是球粒陨石的 17%~22%,

其中重稀土元素(HREE)是球粒陨石的 60%~80%, 轻稀土元素(LREE)是球粒陨石的 10%, (La/Sm)_N 为 1.51~1.68, (La/Yb)_N 为 0.13~0.16, (Gd/Yb)_N 为 0.24~0.27, 属烟斗型稀土配分模式^[75-76]。

5.3 微量元素

地幔橄岩的相容元素如 Cr、Ni 和 Co 含量普遍偏高, 分别为(1 927.0~3 928.0)×10⁻⁶、(2 095~8 757)×10⁻⁶、(94~121)×10⁻⁶, 与原始地幔相当(w(Cr)=300×10⁻⁶; w(Ni)=2 000×10⁻⁶; w(Co)=100×10⁻⁶); 大离子亲石元素含量总体较低, 与世界典型蛇绿岩相似, 反映了地幔残余岩石的特征(图 7b)。在微量元素原始地幔标准化图解中相对富集

多数不相容元素 Rb、Ba、Pb 和 U,并显示较强的 Pb、U 峰值(图 7b),可能与后期流体交代蚀变有关,与交代地幔岩的特征类似^[77]。相比于班公湖—怒江带微量元素分布特征^[72-74],三台山蛇绿岩与马里亚纳前弧橄榄岩(Izu-Bonin-Mariana Forearc Peridotites)和雅鲁藏布江西段弧前橄榄岩特征相似(图 7b)^[30-42,57,78],其微量元素原始地幔标准化值普遍低于班公湖—怒江—昌宁—孟连蛇绿岩带的各元素对应值(图 8b)。

6 讨论

6.1 三台山地幔橄榄岩的岩石成因

6.1.1 部分熔融过程

一般来说,橄榄岩的矿物组分、全岩地球化学成分是追索岩石部分熔融演化历史的有效指示剂^[29,44]。

尖晶石的组分被认为是研究地幔橄榄岩部分熔融演化的最敏感矿物之一,可以反映地幔橄榄岩的构造环境^[35-36,55,79]。尖晶石的 $Cr^\#$ - $Mg^\#$ 图解表明三台山地幔橄榄岩熔融程度较高,与橄榄岩全岩 FeO-MgO 部分熔融估计所得 25%~35% 熔融程度吻合(图 9a)。同时,橄榄石中的 $Mg^\#$ 值也是反映部分熔融程度的良好指标,因为橄榄石固溶体平衡几乎不受体系内水含量变化的影响^[52]。利用尖晶石 $Cr^\#$ 值和橄榄石 $Mg^\#$ 值的关系可以推测其寄主岩石纯橄岩和方辉橄榄岩的部分熔融程度并估算形成压力^[34,58,79]。橄榄石 $Mg^\#$ -尖晶石 $Cr^\#$ 图解(图 10)表明,三台山地幔橄榄岩全部落入橄榄石-尖晶石地幔趋势(OSMA)区域内,熔融程度较高,集中于

28%~38% 部分熔融区域,形成压力 10~15 kbar(图 10a)。除 $Cr^\#$ 值外, TiO_2 也可以作为地幔橄榄岩形成的构造环境的有效指示剂^[84]。尖晶石 TiO_2 - $Cr^\#$ 图解(图 11a)也表明三台山地幔橄榄岩部分熔融程度较高,为 25%~30%。

地幔橄榄岩中 MgO 含量的高低、 $Mg^\#$ 值大小是地幔亏损程度及部分熔融程度的标志, $Mg^\#$ 值越大或 MgO 含量越高,CaO、 Al_2O_3 和 SiO_2 等易熔组分质量分数越低,表明其局部熔融程度越高^[87-89]。研究区地幔橄榄岩中 MgO 平均含量为 44.4%, $Mg^\#$ 值平均为 84%,高于模拟地幔($w(MgO)=37.67\%$),而易熔元素 $w(Al_2O_3)$ 为 0.12%~0.92%, $w(CaO)$ 为 0.09%~0.23%,含量明显低于原始地幔(3.97%和 3.5%)^[90],表明三台山地幔橄榄岩熔融程度较高,与部分熔融图解(图 9a)估算所得其熔融程度(25%~35%,最高可达 40%)一致,且自方辉橄榄岩到纯橄岩熔融程度递增,与沿雅鲁藏布江缝合带分布的普兰、罗布莎、索伦山等地的岩体表现出相似的变化规律^[36-38,45-49]。

此外,LREE 和 MREE 会在一定程度上受后期蚀变/交代作用的影响,而 HREE 基本不受交代作用影响,因此可以利用 HREE 来估算地幔橄榄岩的熔融程度^[91]。稀土元素球粒陨石标准化配分模式(图 7a)HREE 含量模拟表明,三台山地幔橄榄岩熔融程度约为 20%~30%,类似亏损地幔的熔融残余。同时,该岩体较低含量的不相容元素和较高含量的相容元素(表 4)及过渡族元素 $Cr((1\ 927.0\sim 3\ 928.0)\times 10^{-6})$ 、 $Ni((2\ 095\sim 8\ 757)\times 10^{-6})$ 、 $Co((94\sim 121)\times 10^{-6})$ 也表明,三台山地幔橄榄岩是

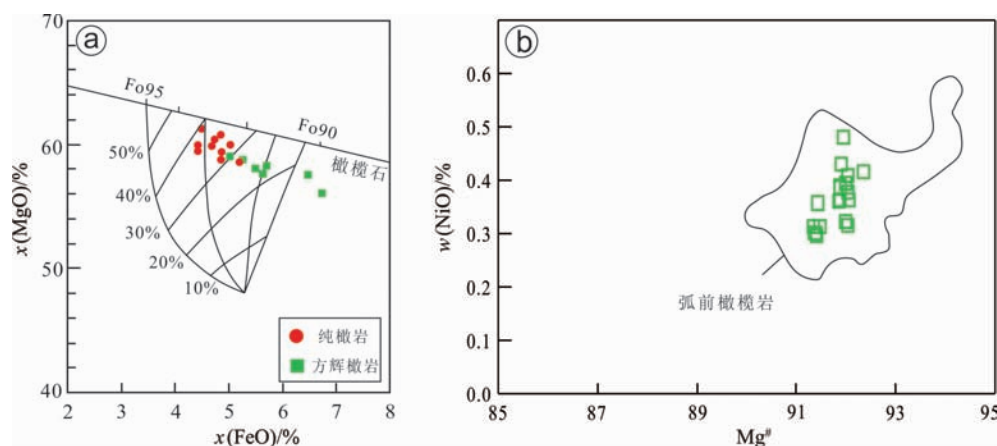


图9 三台山地幔橄榄岩部分熔融程度估计图(a)和橄榄石 NiO-Mg[#] 图解(b)

(a 据文献[80]修改;b 据文献[81]修改)

Fig. 9 The estimated diagram of partial melting of mantle peridotite(a) and NiO-Mg[#] diagram of olivine(b) from the Santaishan peridotites

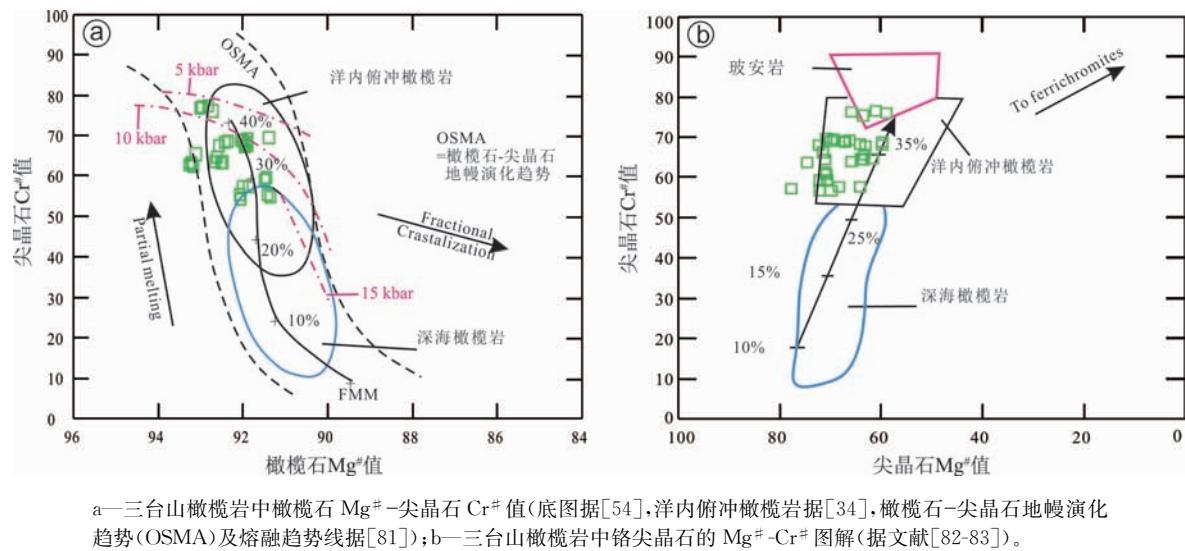


图 10 三台山橄榄岩矿物化学特征^[34,54,81-83]
Fig. 10 Chemical characteristics of spinel and olivine from the Santaishan peridotites^[34,54,81-83]

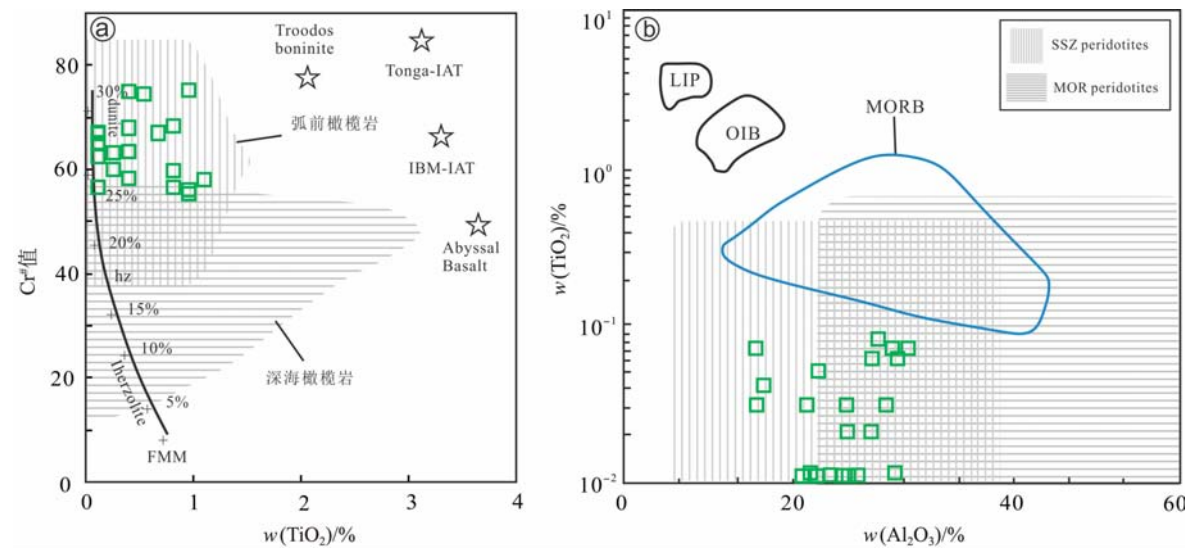


图 11 三台山橄榄岩中尖晶石 $\text{Cr}^\#$ - TiO_2 图解(a)及尖晶石 Al_2O_3 - TiO_2 构造背景图解(b)^[86]
(深海橄榄岩区域据文献^[38,84];SSZ型区域据文献^[71,85])

Fig. 11 Diagram of $\text{Cr}^\#$ - TiO_2 (a) and tectonic discrimination diagram of Al_2O_3 - TiO_2 (b) of spinels from the Santaishan peridotites^[86]

地幔残余橄榄岩(图 6、7),与西藏雅鲁藏布江缝合带普兰、萨嘎、桑桑、仲巴、罗布莎等的地幔橄榄岩相近^[30-42,92]。

6.1.2 俯冲改造作用

纯橄岩和方辉橄岩一致被认为是地幔部分熔融后产生的亏损的难熔残余^[93]。然而,根据野外观测,全岩数据和矿物组分分析的差异性特征表明,三台山地幔橄榄岩也经历了流体交代过程。

岩石在不同环境中结晶的矿物具有不同的组分特征,这种差异对进一步理解地幔橄榄岩成因及恢复蛇绿岩形成背景至关重要。尖晶石 $\text{Mg}^\#$ - $\text{Cr}^\#$ 、

TiO_2 - $\text{Cr}^\#$ (图 10b,图 11a)图中,三台山地幔橄榄岩均落入弧前地幔橄榄岩或弧前地幔橄榄岩与深海橄榄岩的交叠区/过渡区,暗示该岩体既保留了原始深海地幔橄榄岩的特征,又经历了俯冲环境熔/流体的改造。

三台山地幔橄榄岩 HREE 配分模式与部分熔融模型所模拟 HREE 分布模式较为一致,而强不相容的 LREE 含量明显高于部分熔融模型中 LREE 的含量。因此仅用亏损地幔部分熔融无法解释三台山地幔橄榄岩轻稀土略富集,重稀土稍有亏损,总体趋势呈向右缓倾斜的特征配分模式,也无法解释其

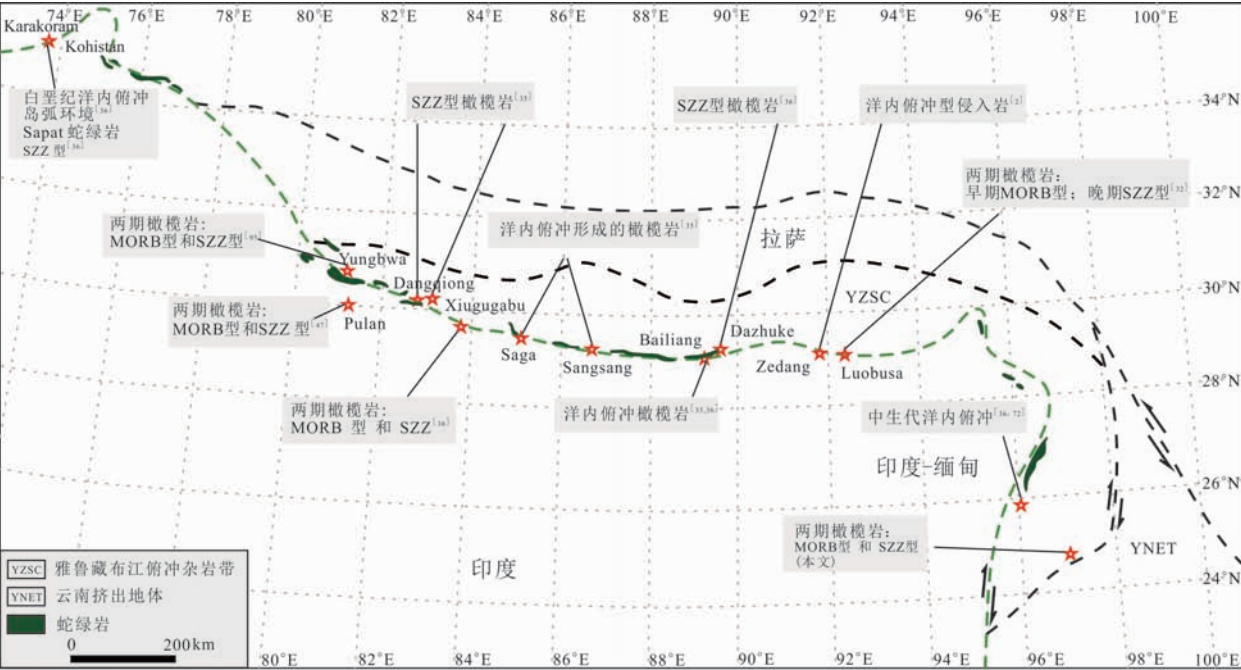


图 12 雅鲁藏布江俯冲杂岩带橄榄岩研究成果与橄榄岩形成的构造环境
(据文献[2,10,35,36,47,72,95])

Fig. 12 A summary of the recent geotectonic data on the YZSC region, showing the tectonic settings of the various ophiolite bodies

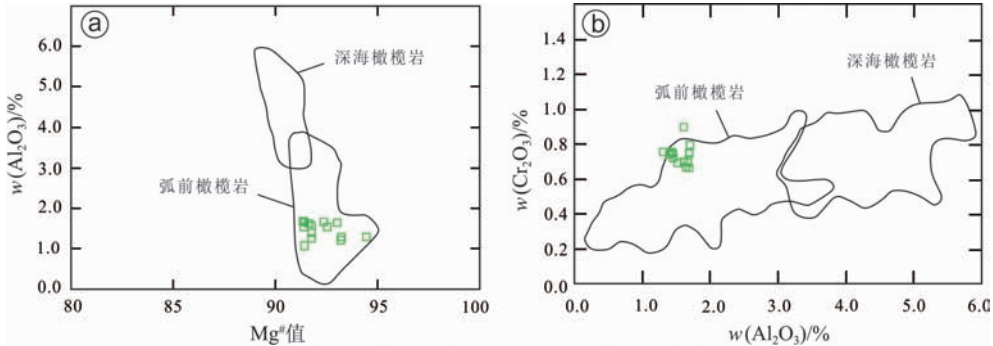


图 13 三台山橄榄岩斜方辉石 Al_2O_3 - $\text{Mg}^\#$ 值图(a)和 Cr_2O_3 - Al_2O_3 图(b)
(深海橄榄岩区域据文献[90];弧前橄榄岩区域据文献[82])

Fig. 13 Al_2O_3 - $\text{Mg}^\#$ (a) and Cr_2O_3 - Al_2O_3 (b) of orthopyroxenes from the Santaishan peridotites

较高的 LREE/HREE 值。这种 LREE 富集与微量元素蛛网图中大离子亲石元素 Rb、Ba、Cs 的富集表明,亏损的地幔橄榄岩经历了富集 LREE 和大离子亲石元素的流体/溶体的改造^[36,69,94-95]。矿物组分与全岩地球化学特征均表明,三台山地幔橄榄岩与雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩中地幔橄榄岩具有相似特征,早先形成于 MOR 环境,后期受到 SZZ 环境的改造^[30-42,45-49,57,78](图 12)。

6.2 构造意义

6.2.1 三台山橄榄岩形成构造背景

近年来研究表明,蛇绿岩与现代大洋岩石圈的矿物组成,岩石地球化学的特征存在较大的差异,是

探究古大洋演化的关键钥匙。据其产出环境可分为大洋中脊扩张型橄榄岩(MOR)和洋壳俯冲上盘橄榄岩(SSZ)^[34]。但是,造山带中蛇绿岩的形成环境往往较为复杂,不能简单归结为某一种单一的模式(例如雅鲁藏布江缝合带东西段的橄榄岩普遍经历 MOR 和 SSZ 两个阶段的构造演化)。

纯橄岩和方辉橄岩中不同的矿物组分被认为是极有效的地幔橄榄岩成因指示剂,因此通过分析其特征可有效反映母岩形成时的构造环境^[35,85]。在橄榄石 $\text{Mg}^\#$ -NiO 图解中,三台山地幔橄榄岩全部落在弧前橄榄岩的区域内(图 9b)。在尖晶石 $\text{Mg}^\#$ - $\text{Cr}^\#$ 和 TiO_2 - $\text{Cr}^\#$ (图 10b,11a)图中,三台山纯

橄岩与方辉橄岩均落入弧前地幔橄岩或弧前地幔橄岩^[82-83]与深海橄岩^[71]的交叠区/过渡区,暗示该岩体可能经历了俯冲环境熔/流体的改造,但也部分保留原始深海地幔橄岩的特征。橄石 $Mg^\#$ -尖晶石 $Cr^\#$ 图解(图 10a)表明,三台山地幔橄岩矿物化学成分与洋壳俯冲上盘橄岩保持一致,同时也有部分样品与深海橄岩特征保持一致(图 11a)。同样地,斜方辉石 $Mg^\#$ - Cr_2O_3 图解和 Al_2O_3 图解(图 13)显示样品全部落入洋壳俯冲上盘弧前橄岩区域,表明该岩体至少经历了俯冲带流体改造事件。在 CaO 、 Al_2O_3 、 SiO_2 、 TiO_2 、 V 和 Co 含量分别对 MgO 含量投影的图解(图 6)中,大部分样品同时落在弧前橄岩和深海橄岩交叠的区域。稀土配分曲线为轻稀土富集的右倾平坦型,分布模式与亏损的 Izu-Bonin-Mariana 弧前橄岩十分相似^[34]。这种轻稀土富集的配分型式与雅鲁藏布江蛇绿岩带的超镁铁岩一致,是由后期的俯冲熔体/流体改造所致,因为地幔橄岩中轻稀土元素丰度极低,而洋壳在俯冲削减过程中释放出的含水流体富含轻稀土元素和大离子亲石元素,俯冲熔体/流体对橄岩改造后,导致轻稀土元素富集和稀土总量增加。结合上述岩石组合和岩石化学特征,推测三台山地幔橄岩可能经历了 MOR 和 SSZ 两种环境。

6.2.2 三台山橄岩的构造归属

如前所述,三台山地幔橄岩可能经历了 SSZ 环境,指示其来源于与俯冲作用相关的蛇绿岩。在研究区及邻区(青藏高原)存在两条出露完好的新特提斯蛇绿岩带:三台山西侧的雅鲁藏布江—密支那蛇绿岩带和东侧的班公湖—怒江—昌宁—孟连蛇绿岩带。通过结合野外构造和地球化学分析,笔者认为三台山地幔橄岩来自雅鲁藏布江蛇绿岩带。

野外构造揭示,三台山蛇绿岩很可能与雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩是同源产物,其地理位置及产状与后者的差别很可能是受该区多期构造事件影响的结果。野外构造剖面观测表明,三台山纯橄岩与方辉橄岩不仅与下伏侏罗系—白垩系陆相碎屑岩沉积断层接触,与围岩(包括板岩、片岩、硅质岩和火山岩)之间均为构造接触,指示各岩块是在后期经受俯冲作用而混杂在一起,因此,受构造作用而混杂在一起的相邻岩块可以来自不同的构造单元,即,地理位置上靠近班公湖—怒江缝合带的三台山超基性岩可以来自雅鲁藏布江缝合带(图 1,12)。大地构

造上,三台山地幔橄岩地处雅鲁藏布江俯冲杂岩带^[16-20,47-48],新生代以来,其西侧与东侧分别发育那邦右旋剪切带和高黎贡右旋走滑剪切带(图 1a)。同时,本次野外考察的三台山纯橄岩与方辉橄岩均发生了不同程度的变形,岩石露头普遍可见右旋剪切碎斑(图 3),表明其可能是作为俯冲带增生杂岩的一部分,暗示雅鲁藏布江俯冲杂岩带东南延部分至少延伸至此^[47-48],或是后期被卷入区内东西两侧的右旋走滑剪切运动,构造移位至此。

全岩微量元素地球化学成分上,三台山橄岩稀土元素配分模式与雅鲁藏布江蛇绿岩带地幔橄岩更为相似(图 7a),表现出稀土总含量低的地幔亏损特征,稀土配分曲线为轻稀土元素略富集,重稀土稍有亏损的右倾平坦型,且母岩部分熔融程度较高(25%~35%)^[30-42]。然而,相比于雅鲁藏布江蛇绿岩带,三台山地幔橄岩与班公湖—怒江带的稀土配分模式具有显著差异(图 8a),班公湖—怒江带西段橄岩表现出重稀土富集的烟斗型稀土配分模式^[75-76],母岩部分熔融约 10%。同时,前人成果表明^[30-49],雅鲁藏布江缝合带于早白垩世时(162.9 ± 2.8)~(122.3 ± 2.4) Ma)存在俯冲板块活动事件,经历 MOR 和 SSZ 两个阶段的演化是该蛇绿岩带橄岩的普遍特征。这也契合本文提出的三台山地幔橄岩可能经历了 MOR 和 SSZ 两种环境的认识。

结合区域大地构造背景、野外构造变形与矿物和岩石的地球化学特征,笔者推测三台山地幔橄岩可能与雅鲁藏布江蛇绿岩是同构造背景的大洋岩石圈残余,经历了 MOR 和 SSZ 两个阶段的演化^[30-49,57,78](图 12)。

7 结论

(1) 潞西三台山超镁铁岩体位于雅鲁藏布江—密支那缝合带东侧,岩体与围岩以断层接触构成增生杂岩的一部分。岩性主要为纯橄岩和方辉橄岩,主要造岩矿物为镁橄石(Fo 为 90~93),顽火辉石(En 为 89~92)及富镁型铬尖晶石($Cr^\#$ 值 54~78)。

(2) 三台山纯橄岩和方辉橄岩富 Mg ($w(MgO) = 38.88\% \sim 47.64\%$)、高 $Mg^\#$ 值(80~88),贫 Al ($w(Al_2O_3) = 0.12\% \sim 0.92\%$)、 Ca ($w(CaO) = 0.09\% \sim 0.23\%$)和碱($w(Na_2O) = 0.01\% \sim 0.03\%$)。稀土总量低,具亏损地幔源区特征,配分模式图为轻

稀土元素富集,右倾平坦型;微量元素原始地幔标准化图解中相对富集大离子亲石元素 Cs、Rb 和高场强元素 Pb、U,表明经历了后期蚀变与改造。

(3)三台山橄榄岩具有亏损地幔源区特征和俯冲作用改造的特征,推测岩体早期在大洋中脊经历了约 25%~35%部分熔融(MOR 型),后经历了俯冲作用的改造(SSZ 型),与雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩具有相似的特征。

感谢中国地质调查局项目(121201010000150007)的资助和中国地质科学院岩溶地质研究所怒江—泸水专题组对野外工作的大力支持。感谢研究和成文过程中国地质科学院地质研究所杨经绥教授团队成员的引导和帮助,感谢中国地质科学院地质研究所国土资源部大陆动力学电子探针实验室戎合老师的支持与帮助。

参考文献

- [1] MOLNAR P, TAPPONNIER P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision[J]. Science, 1975, 189(4201): 419-26.
- [2] MCDERMID I R C, AITCHISON J C, DAVIS A M, et al. The Zedong terrane: a Late Jurassic intra-oceanic magmatic arc within the Yarlung-Tsangpo suture zone, southeastern Tibet[J]. Chemical Geology, 2002, 187(3/4): 267-277.
- [3] ZHONG D L, DING L, ZHANG J J, et al. Multi-periodic collisional process between Indian and Asian continents: a case of Eastern Himalayan Syntaxis and Hengduan Mountains[J]. 地学前缘, 2000, 7(增刊): 47-48.
- [4] ZHONG D, DING L, LIU F, et al. Multi-oriented and layered structures of lithosphere in orogenic belt and their effects on Cenozoic magmatism[J]. Science China: Earth Sciences, 2000, 43(1): 122-133.
- [5] YIN A, HARRISON T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Annual Review of Earth Planetary Science, 2000, 28: 211-280.
- [6] 莫宣学, 潘桂棠. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束[J]. 地学前缘, 2006, 13(6): 43-51.
- [7] 张旗. 岩区研究实例三江地区镁铁-超镁铁岩研究简况[J]. 地学前缘, 1994, 1(1/2): 193-193.
- [8] 张旗, 赵大升, 周德进. 三江地区超镁铁岩的特征及其产出的构造背景[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1991, 10(4): 243-245.
- [9] 谭敏, 詹五常. 云南怒江带三台山蛇绿岩的物证[J]. 地学探报, 1990(3): 91-96.
- [10] TAPPONNIER P, ZHIQIN X, ROGER F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau[J]. Science, 2001, 294(5547): 1671-1677.
- [11] WANG G, WAN J, WANG E, et al. Late Cenozoic to recent transtensional deformation across the southern part of the Gaoligong shear zone between the Indian plate and SE margin of the Tibetan plateau and its tectonic origin[J]. Tectonophysics, 2008, 460(1): 1-20.
- [12] 张波, 张进江, 钟大赉, 等. 滇西澜沧江构造带及邻区几何学、运动学和构造年代学分析[J]. 地质科学, 2009, 44(3): 889-909.
- [13] ZHANG B, ZHANG J, ZHONG D. Structure, kinematics and ages of transpression during strain-partitioning in the Chongshan shear zone, western Yunnan, China[J]. Journal of Structural Geology, 2010, 32(4): 445-463.
- [14] 张波, 张进江, 钟大赉, 等. 喜马拉雅东构造结东缘碧罗雪山-崇山剪切带北段构造变形特征及构造意义[J]. 中国科学: 地球科学, 2011(7): 945-959.
- [15] ZHANG B, ZHANG J, ZHONG D, et al. Polystage deformation of the Gaoligong metamorphic zone: structures, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica ages, and tectonic implications[J]. Journal of Structural Geology, 2012(37): 1-18.
- [16] 季建清, 钟大赉. 中缅边界那邦变质基性岩的两期变质作用及其构造意义[J]. 岩石学报, 1998, 15(2): 163-175.
- [17] 季建清, 钟大赉. 腾冲地块西缘那邦基性麻粒岩中石榴 Sm-Nd 等时线年龄及其意义[J]. 岩石学报, 1999, 15(3): 359-363.
- [18] 季建清, 钟大赉. 滇西南新生代走滑断裂运动学、年代学及对青藏高原东南部块体运[J]. 地质科学, 2000, 35(3): 336-349.
- [19] 季建清, 钟大赉, 桑海清, 等. 滇西南那邦变质基性岩两期变质作用的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究[J]. 岩石学报, 2000, 15(2): 227-232.
- [20] 钟大赉, 季建清. 新特提斯洋俯冲时间: 变质洋壳残片 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 微区年龄[J]. 科学通报, 1999, 44(16): 1782-1785.
- [21] 吴根耀, 吴浩若, 钟大赉, 等. 滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩[J]. 现代地质, 2000, 14(4): 393-400.
- [22] 高永娟, 林仕良, 丛峰. 滇西梁河—潞西地区新生代英安岩的源区及成因: 来自地球化学的证据[J]. 地质通报, 2012, 31(5): 726-731.
- [23] 邹光富, 林仕良, 李再会, 等. 滇西潞西邦木二长花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 中国地质, 2011, 38(1): 77-85.
- [24] 冯庆来, 沈上越, 刘本培, 等. 滇西南澜沧江构造带大新山组放射虫、硅质岩和玄武岩研究[J]. 中国科学: 地球科学, 2002, 32(3): 220-226.
- [25] 李钢柱, 苏尚国, 段向东. 三江地区澜沧江带南段半坡杂岩体锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学特征及板块构造环境[J]. 地学前缘, 2012, 19(4): 96-109.
- [26] 陈永清, 卢映祥, 赵红娟, 等. 滇西腾冲地块小场铅矿化花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年、地球化学及其构造意义

- [J]. 地学前缘, 2013, 20(5): 1-14.
- [27] 刘本培, 冯庆来. 滇西古特提斯多岛洋的结构及其南北延伸[J]. 地学前缘, 2002, 9(3): 161-171.
- [28] 张旗, 周德进, 赵大升, 等. 滇西古特提斯造山带的威尔逊旋回: 岩浆活动记录和深部过程讨论[J]. 岩石学报, 1996(1): 17-28.
- [29] 储著银, 王伟, 陈福坤, 等. 云南璐西三台山超镁铁岩体 Os-Nd-Pb-Sr 同位素特征及地质意义[J]. 岩石学报, 2009, 25(12): 121-128.
- [30] DICK H J B, FISHER R L. Mineralogic studies of the residues of mantle melting: abyssal and Alpine-type peridotites[J]. Developments in Petrology, 1984, 11(2): 295-308.
- [31] MILLER C, THÖNI M, FRANK W, et al. Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet[J]. Lithos, 2003, 66(3/4): 155-172.
- [32] ZHOU M F, ROBINSON P T, MALPAS J, et al. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet[J]. Journal of Petrology, 2005, 46(3): 615-639.
- [33] UYSAL I, KALIWODA M, KARSLI O, et al. Compositional variations as a result of partial melting and melt-peridotite interaction in an upper mantle section from the Ortaca area, southwestern Turkey[J]. Canadian Mineralogist, 2007, 45(6): 1471-1493.
- [34] PEARCE J A, BARKER P F, EDWARDS S J, et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2000, 139(1): 36-53.
- [35] BÉDARD É, HÉBERT R, GUILMETTE C, et al. Petrology and geochemistry of the Saga and Sangsang ophiolitic massifs, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet: evidence for an arc-back-arc origin[J]. Lithos, 2009, 113(1): 48-67.
- [36] DAI J G, WANG C S, HÉBERT R, et al. Petrology and geochemistry of peridotites in the Zhongba ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone: implications for the Early Cretaceous intra-oceanic subduction zone within the Neo-Tethys [J]. Chemical Geology, 2011, 288(3/4): 133-148.
- [37] 徐向珍, 杨经绥, 郭国林, 等. 雅鲁藏布江缝合带西段普兰蛇绿岩中地幔橄榄岩的岩石学研究[J]. 岩石学报, 2011, 27(11): 3179-3196.
- [38] 冯光英, 杨经绥, 熊发挥, 等. 雅鲁藏布江蛇绿岩带西段错不扎地幔橄榄岩组成特征及岩石成因[J]. 中国地质, 2015(5): 1337-1353.
- [39] 张宏福. 橄榄岩-熔体的相互作用: 岩石圈地幔组成转变的重要方式[J]. 地学前缘, 2006, 13(2): 65-75.
- [40] 郭荣华, 胡修棉, 王建刚. 日喀则弧前盆地碎屑铬尖晶石地球化学与物源判别[J]. 地学前缘, 2012, 19(6): 213-220.
- [41] 陈世忠, 杨经绥. 苏鲁超高压变质带岗上超镁铁质岩铬尖晶石形成过程: 铬成矿新机制[J]. 地学前缘, 2009, 16(5): 232-244.
- [42] 陈博, 朱永峰. 新疆达拉布特超镁铁岩成因: 来自铬尖晶石的证据[J]. 地学前缘, 2008, 15(6): 312-322.
- [43] 连东洋, 杨经绥, 熊发挥, 等. 雅鲁藏布江蛇绿岩带西段达机翁地幔橄榄岩组成特征及其形成环境分析[J]. 岩石学报, 2014, 30(8): 2164-2184.
- [44] 杨经绥, 熊发挥, 郭国林, 等. 东波超镁铁岩体: 西藏雅鲁藏布江缝合带西段一个甚具铬铁矿前景的地幔橄榄岩体[J]. 岩石学报, 2011, 27(11): 3207-3222.
- [45] 李源, 杨经绥, 刘钊, 等. 西藏雅鲁藏布江缝合带西段巴尔地幔橄榄岩成因及构造意义[J]. 岩石学报, 2011, 27(11): 3239-3254.
- [46] 刘飞, 杨经绥, 陈松永, 等. 雅鲁藏布江缝合带西段基性岩地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素特征: 新特提斯洋内俯冲的证据[J]. 中国地质, 2013, 40(3): 742-755.
- [47] 许志琴, 李海兵, 杨经绥. 造山的高原: 青藏高原巨型造山拼贴体和造山类型[J]. 地学前缘, 2006, 13(4): 1-17.
- [48] 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 青藏高原与大陆动力学: 地体拼合、碰撞造山及高原隆升的深部驱动力[J]. 中国地质, 2006, 33(2): 221-238.
- [49] WANG E C, BURCHFIEL B C. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the Eastern Himalayan Syntaxis [J]. International Geology Review, 1997, 39(3): 191-219.
- [50] REPLUMAZ A, TAPPONNIER P. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(B6): 12-19.
- [51] ALLEGRE C J, COURTILLOT V, TAPPONNIER P, et al. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt[J]. Nature, 1984, 307: 17-22.
- [52] GAETANI G A, GROVE T L. The influence of water on melting of mantle peridotite[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1998, 131(4): 323-346.
- [53] JAKES A L, GREEN D H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1980, 73(3): 287-310.
- [54] DICK H J B, BULLEN T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984, 86(1): 54-76.
- [55] DICK H J B. Partial melting in the Josephine Peridotite: I. The effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry[J]. American Journal of Science, 1977, 277(7): 801-832.
- [56] IRVINE T N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 2011, 2(6): 648-672.

- [57] GODARD M, JOUSSELIN D, BODINIER J L. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 180 (1/2): 133-148.
- [58] HELLEBRAND E, SNOW J E, HOPPE P, et al. Garnet-field melting and late-stage refertilization in 'Residual' abyssal peridotites from the Central Indian Ridge[J]. *Journal of Petrology*, 2002, 43(12): 2305-2388.
- [59] NIU Y. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from Abyssal peridotites[J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38(8): 1047-1074.
- [60] 牛耀龄. 全球构造与地球动力学: 岩石学与地球化学方法应用实例[M]. 北京: 科学出版社, 2013: 185-210.
- [61] NIU Y, O'HARA M J. Origin of ocean island basalts: a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2003, 108(4): 283-299.
- [62] NIU Y. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and, post-melting processes beneath mid-ocean ridges [J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45(12): 2423-2458.
- [63] ASIMOW P D. A model that reconciles major-element and trace-element data from abyssal peridotites[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 169(3/4): 303-319.
- [64] BAKER M B, BECKETT J R. The origin of abyssal peridotites: a reinterpretation of constraints based on primary bulk compositions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 171(1): 49-61.
- [65] LUNDSTROM C C. Rapid diffusive infiltration of sodium into partially molten peridotite[J]. *Nature*, 2000, 403(6769): 527-530.
- [66] NIU X, YANG J, DILEK Y, et al. Petrological and Os isotopic constraints on the origin of the Dongbo peridotite massif, Yarlung Zangbo Suture Zone, Western Tibet[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 110: 72-84.
- [67] MCDONOUGH W F, SUN S. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 1995, 120(3/4): 223-253.
- [68] DYMEK R F, BROTHERS S C, SCHIFFRIES C M. Petrogenesis of ultramafic metamorphic rocks from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland[J]. *Journal of Petrology*, 1988, 29(6): 1353-1397.
- [69] PARKINSON I J, PEARCE J A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(9): 1577-1618.
- [70] DUBOIS-COTE V, HERBERT R. Petrological and geochemical evidence for the origin of the Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet[J]. *Chemical Geology*, 2005, 214(3): 265-286.
- [71] SALTERS V J M, STRACKE A. Composition of the depleted mantle [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2004, 5(5): 469-484.
- [72] 史仁灯, 杨经绥, 许志琴, 等. 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*, 2005, 24(5): 397-408.
- [73] 叶培盛, 吴珍汉, 胡道功, 等. 西藏纳木错西岸蛇绿岩的地球化学特征及其形成环境[J]. *现代地质*, 2004, 18(2): 237-243.
- [74] 翟庆国. 西藏羌塘中部角木日地区蛇绿岩地球化学特征及形成的大地构造环境初探[D]. 长春: 吉林大学, 2005: 26-41.
- [75] MELCHER F, MEISEL T, PUHL J, et al. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry[J]. *Lithos*, 2002, 65 (1/2): 69-112.
- [76] 王希斌, 鲍佩声, 戎合. 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*, 1995, 11(增刊): 24-41.
- [77] 李昌年. 构造岩浆判别的地球化学方法及其讨论[J]. *地质科技情报*, 1992(3): 73-78.
- [78] SONG S, SU L, NIU Y, et al. CH₄ inclusions in orogenic harzburgite: evidence for reduced slab fluids and implication for redox melting in mantle wedge[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73(6): 1737-1754.
- [79] ARAI S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation[J]. *Chemical Geology*, 1994, 113(3/4): 191-204.
- [80] HANSON G N, LANGMUIR C H. Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1978, 42(6): 725-741.
- [81] HIROSE K, KAWAMOTO T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 133(3/4): 463-473.
- [82] ISHII T, ROBINSON P T, MAEKAWA H, et al. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg 125[J]. *Scientific Results*, 1992, 125: 445-485.
- [83] YASUHIKO O, ISHII T. Peridotites from the southern Mariana forearc: heterogeneous fluid supply in mantle wedge [J]. *Island Arc*, 1998, 7(3): 541-558.
- [84] AHMED A H, ARAI S, ABDEL A Y M, et al. Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco [J]. *Precambrian Research*, 2005, 138(3/4): 225-234.
- [85] HEBERT R, HUOT F, WANG C, et al. Yarlung Zangbo

- ophiolites (Southern Tibet) revisited: geodynamic implications from the mineral record[J]. Geological Society London Special Publications, 2003, 218(1): 165-190.
- [86] KAMENETSKY V S, CRAWFORD A J, MEFFRE S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an Empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions, from primitive rocks[J]. Journal of Petrology, 2001, 42(4): 655-671.
- [87] COLEMAN R G, KEITH T E. A chemical study of serpentinization: Burro Mountain, California[J]. Journal of Petrology, 1971, 12(2): 311-328.
- [88] NICOLAS A, PRINZHOFFER A. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence [J]. Journal of Petrology, 1983, 24(2): 188-206.
- [89] HARTMANN G, WEDEPOHL K H. The composition of peridotite tectonites from the Ivrea Complex, northern Italy: residues from melt extraction[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1993, 57(8): 1761-1782.
- [90] JAGOUTZ E, PALME H, BADDENHAUSEN H, et al. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1979, 43(2): 2031-2050.
- [91] BODINIER J L, VASSEUR G, VERNIERES J, et al. Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite[J]. Journal of Petrology, 1990, 31(3): 597-628.
- [92] 邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 等. 青藏高原西部蛇绿岩类型: 岩石学与地球化学证据[J]. 地学前缘, 2005, 12(2): 277-291.
- [93] LONEY R A, HIMMELBERG G R. Structure of the Vulcan Peak Alpine-type peridotite, southwestern Oregon[J]. Geological Society of America Bulletin, 1976, 87(2): 259-274.
- [94] KELEMEN P B, DICK H J B, QUICK J E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle[J]. Nature, 1992, 358(6388): 635-641.
- [95] LIU C Z, WU F Y, WILDE S A, et al. Anorthitic plagioclase and pargasitic amphibole in mantle peridotites from the Yungbwa ophiolite (southwestern Tibetan Plateau) formed by hydrous melt metasomatism[J]. Lithos, 2010, 114(3/4): 413-422.