

金鲁地幔橄榄岩地球化学特征及其对 泽当蛇绿岩构造演化的指示

王浩^{1,2}, 李建峰^{1*}, 宋茂双¹, 邵同宾¹, 王晓宁^{1,2}, 王思猛^{1,2}

(1.中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 地幔橄榄岩作为蛇绿岩套的重要组成部分, 由于其微量元素含量低、分析精度差且容易遭受变质作用影响而缺乏地球化学研究。本文选择泽当蛇绿岩金鲁剖面新鲜的地幔橄榄岩岩心样品, 展开岩石地球化学、矿物化学等研究, 识别出纯橄岩、蛇纹岩和方辉橄岩三种岩石。方辉橄岩相对于纯橄岩和蛇纹岩具有高 SiO₂、低 MgO 的特征, REE 含量较高, 含有高 Al 的尖晶石, 反映地幔亏损程度较低(10%~25%); 而纯橄岩和蛇纹岩对方辉橄岩具有低 SiO₂、高 MgO 的特征, REE 含量很低, 含有相对高 Cr 的尖晶石, 反映地幔亏损程度高(30%~40%)。综合分析认为泽当地区古大洋上地幔不仅经历了正常的洋中脊熔融亏损阶段, 还在俯冲带流体交代作用下经历了进一步的熔融亏损过程, 泽当蛇绿岩形成于超级俯冲带(SSZ)之上。

关键词: 地幔橄榄岩; 蛇绿岩; 地球化学; 矿物化学; 熔融亏损程度; 构造演化

中图分类号: P581; P595 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2020)06-1226-013

0 引言

缝合带作为典型的板块边界, 经历了大洋发育、消亡以及板块碰撞造山等复杂的构造地质演化过程, 其内岩浆活动频繁、构造作用活跃、变形变质现象复杂并且赋存大量的岩浆成因矿床。雅鲁藏布江缝合带地处有“天然地质实验室”之称的青藏高原, 大致沿雅鲁藏布江河谷展布, 带内保存了大量代表古大洋岩石圈遗迹的蛇绿岩地体, 赋存着东特提斯形成演化的重要信息并对青藏高原的动力学研究有直接意义(赵文津和冯昭贤, 1996)。泽当蛇绿岩位于雅鲁藏布江缝合带东段, 西藏南部乃东县泽当镇附近, 是雅鲁藏布江蛇绿岩带东段出露面积最大

的岩体之一。对于泽当蛇绿岩的构造环境, Aitchison et al. (2000, 2003)提出其形成于弧前环境, 北侧的泽当岛弧为特提斯洋内俯冲产生的洋内岛弧; Dubois-Côté et al. (2003, 2005)也认为其形成于岛弧环境。

前人针对泽当蛇绿岩壳层岩石单元(壳层熔岩、辉绿岩和堆晶辉长岩)开展了大量研究工作(Aitchison et al., 2000, 2003; Dubois-Côté et al., 2003, 2005; 韦栋梁等, 2006, 2007; 刘维亮等, 2013), 获得了缝合带演化的大量信息, 然而对于作为蛇绿岩主体出露且体积庞大的地幔橄榄岩研究工作并不多。地幔橄榄岩作为蛇绿岩套中的重要组成岩石, 被认为是玄武质岩浆分离之后的残余, 对其开展研究有助于获取关于古洋壳下的上地幔的重要信息, 了解蛇绿岩

收稿日期: 2019-03-01; 改回日期: 2019-04-08

项目资助: 国家自然科学基金项目(41572198、41574079、41874107、41702224)和中国科学院战略性先导科技专项(XDB18000000)联合资助。

第一作者简介: 王浩(1990-), 男, 博士研究生, 构造地质学专业。Email: wh2010wh@126.com

通信作者: 李建峰(1981-), 男, 博士, 主要从事高温高压岩石和矿物流变学研究。Email: ljf@gig.ac.cn

的形成演化过程。李强等(2014)对泽当橄榄岩开展了地球化学和矿物学研究,但是由于样品采自天然露头,后期蚀变的影响较大,使得数据分析精度并不高。本文在前人研究的基础上,采用新鲜少蚀变的地幔橄榄岩岩心样品作为研究对象,对其开展系统的地球化学和矿物化学研究,获得了更高精度的数据,提供了更丰富准确的缝合带演化信息。

1 地质构造背景

青藏高原由多条缝合带及被其分隔的多个地体组合而成(邓万明, 1982; 肖序常, 1984; 王希斌等, 1987)。各缝合带中出露了不同时代的蛇绿岩,代表已经消亡的古大洋岩石圈残迹。泽当蛇绿岩位于西藏南部乃东县泽当镇附近,属于雅鲁藏布江蛇绿岩带的东段(夏斌等, 1993, 1998)。东西向长约 20 km, 南北向宽约 1.5~4 km 不等。泽当蛇绿岩南侧为代表印度板块北部被动大陆边缘沉积的上三叠统姐德秀组(T_{3j})类复理石沉积,主要组成为粉砂质板岩;北侧为一套岛弧火山岩组合,再往北隔着雅鲁藏布江断裂带有晚侏罗世-早白垩世及晚白垩世的火山沉积建造分布。蛇绿岩东侧与罗布莎群(R_1B)相邻,西侧被第四纪沉积物覆盖,区内可见花岗岩(花岗闪长岩等燕山晚期的中酸性岩)侵入。泽当蛇绿岩出露单元基本齐全:有地幔橄榄岩、辉长岩、块状和枕状

玄武岩以及复理石类沉积岩(放射虫彩色隧石岩等)(韦栋梁, 2007)。金鲁剖面位于金鲁乡西侧山谷,主要出露地幔橄榄岩岩石单元,南侧被上三叠统姐德秀组(T_{3j})类复理石沉积逆冲覆盖,北侧为泽当岛弧火山岩(图 1)。

2013~2015 年依托中央地质勘查基金项目“西藏山南乃东县金鲁西铬铁矿普查”在金鲁地幔橄榄岩岩石单元内开展了钻孔取心工作,钻孔位置见图 1。该次钻探工作不仅获得了地表常见的方辉橄榄岩岩心,还获得了地表少见的纯橄岩和相对新鲜的蛇纹岩样品。本文选择其中的 6 件纯橄岩、5 件蛇纹岩、8 件方辉橄榄岩进行分析研究。

方辉橄榄岩手标本为灰黑色,粒状结构、块状构造,主要由橄榄石(60%~72%)和斜方辉石(20%~33%)组成(CIPW 计算)。橄榄石呈等轴粒状,粒度约 200 μm , 碎裂发育;斜方辉石多呈半自形至它形粒状,解理发育,粒度可达 500 μm , 内部可见出溶的单斜辉石页片(图 2a);深褐色尖晶石呈它形粒状或熔融状充填在主要矿物粒间。橄榄石和斜方辉石普遍发育波状消光现象(图 2b),说明方辉橄榄岩经历了较强烈的构造变形作用。

纯橄岩手标本为墨绿色,粒状结构、块状构造。主要由橄榄石(>90%)和少量斜方辉石(<5%)组成(CIPW 计算)。橄榄石呈等轴粒状,粒度巨大,可达数毫米,碎裂发育。颗粒内部普遍发育波状消光、

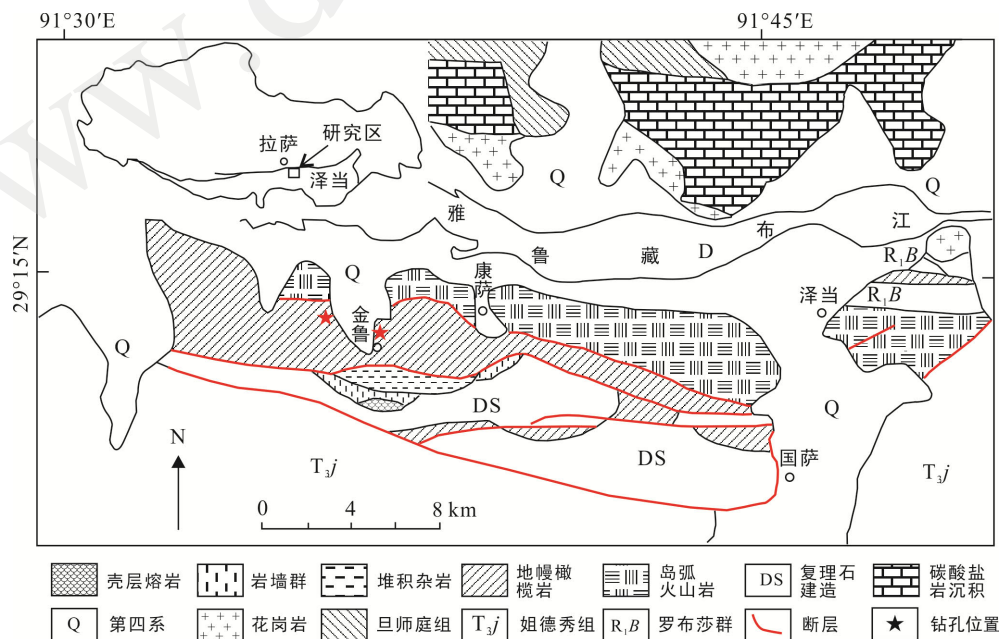
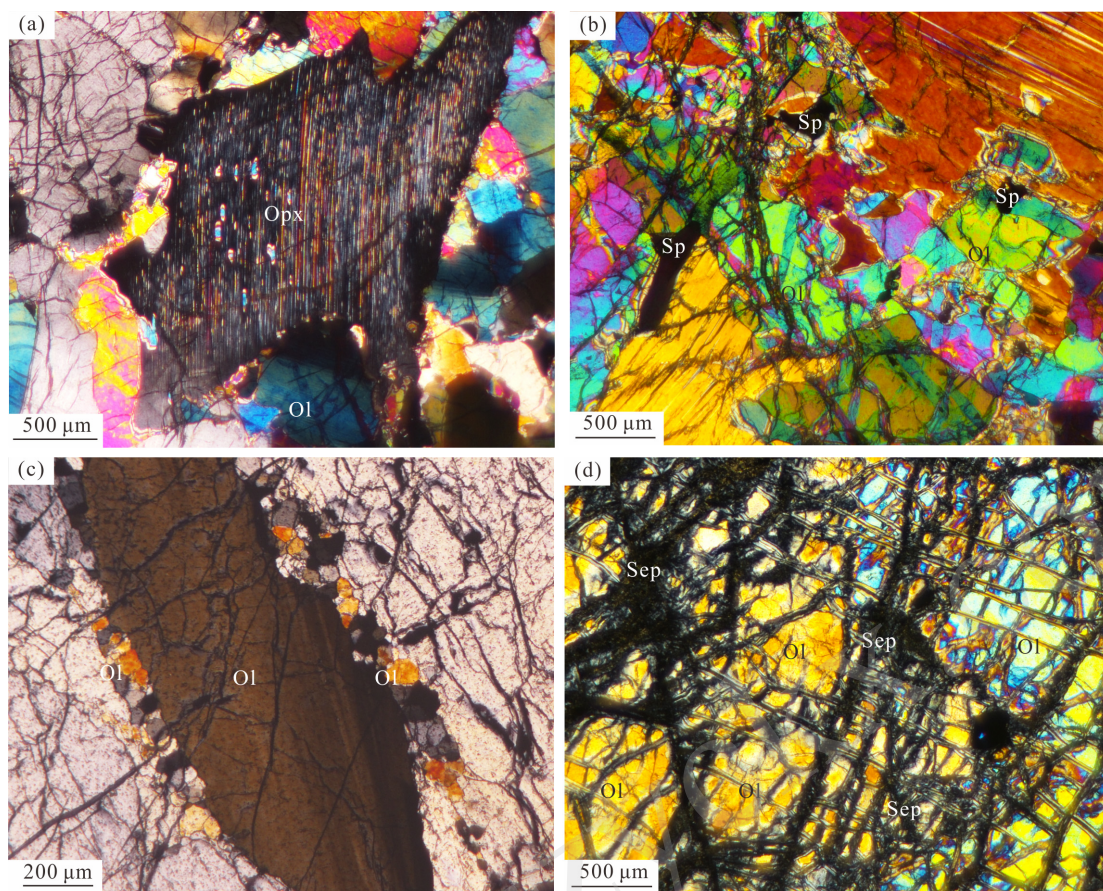


图 1 泽当蛇绿岩地质及钻孔位置简图(据 1:20 万泽当幅区域地质图修改)

Fig.1 Geological sketch map of the Zedang ophiolite showing the drilling hole position



(a) 方辉橄榄岩中的半自形斜方辉石和波状消光橄榄石颗粒; (b) 方辉橄榄岩中的尖晶石颗粒; (c) 纯橄岩中具有波状消光的橄榄石颗粒及其周围的重结晶橄榄石小颗粒; (d) 蛇纹岩中网格状蛇纹石化及其中的橄榄石残斑。矿物代号: Ol. 橄榄石; Opx. 斜方辉石; Sp. 尖晶石; Sep. 蛇纹石。

图 2 金鲁地幔橄榄岩岩相特征

Fig.2 Microphotographs of the Jinlu mantle peridotites

亚颗粒等, 在大颗粒周围还发育新生的细粒动态重结晶橄榄石(图 2c), 粒度几到几十微米不等。

蛇纹岩手标本为暗绿色, 网状结构, 块状构造。主要由蛇纹石(>60%)和少量未蛇纹石化的橄榄石组成(图 2d), CIPW 计算表明其 90%的原矿物为橄榄石。

2 分析方法

岩石薄片观察运用莱卡和尼康光学显微镜。矿物化学成分测试在自然资源部第二海洋研究所完成, 测试仪器为 JEOL 公司 JXA-8100M 电子探针, 工作电压 15 kV, 工作电流 2.0×10^{-8} A。主量元素在澳实分析检测实验室(广州)分析完成, 采用碱熔法制成玻璃饼, 用 XRF 测定样品的主量元素含量, 分析精度优于 1%。微量(含稀土)元素在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完

成, 测试仪器为 Perkin-Elmer Sciex ELAN6000 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS), 仪器工作条件和分析方法详见刘颖等(1996)。所有稀土元素的分析精度优于 5%(2 σ), 微量元素中含量 >10 $\mu\text{g/g}$ 的元素分析精度优于 5%(2 σ), <10 $\mu\text{g/g}$ 的元素分析精度优于 10%(2 σ)。

3 地球化学结果

3.1 主量元素

本次共对 19 件样品进行地球化学分析, 其中纯橄岩 6 件、蛇纹岩 5 件、方辉橄榄岩 8 件, 主量元素分析测试结果见表 1。由于样品为新鲜的岩心, 所以除蛇纹岩和一个蛇纹石化方辉橄榄岩样品的烧失量较高之外(LOI=8.49%~14.75%), 其余大部分样品烧失量都很低(<5%)。纯橄岩和蛇纹岩具有相似的主量元素组成, 扣除烧失量并归一化后其各主要

表 1 金鲁地幔橄榄岩主量元素分析结果及标准矿物计算(%)
Table 1 Major element contents and CIPW calculation results for the Jinlu mantle peridotites (%)

样品名	YJ6	YJ8	YJ11	YJ13	YJ16	YJ22	YJ3	YJ5	YJ7	YJ18	YJ23	YJ1	YJ4	YJ9	YJ12	YJ14	YJ17	YJ21	YJ24
岩性	纯橄岩						蛇纹岩					方辉橄榄岩							
SiO ₂	39.75	39.41	38.90	39.74	38.79	37.60	36.57	36.08	34.08	37.36	38.15	44.00	44.13	43.39	43.63	43.58	44.09	41.30	44.39
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.11	0.23	0.38	0.51	0.11	2.80	0.10	0.10	0.31	0.29	0.28	0.96	1.53	0.68	0.64	0.94	0.54	1.43	1.77
Fe ₂ O ₃ ^T	9.44	10.43	8.86	11.14	10.13	11.28	8.12	9.08	8.04	8.66	8.49	10.27	9.88	10.08	9.55	9.31	9.41	8.37	9.76
MgO	48.6	47.4	48.0	47.3	46.3	46.2	44.0	42.4	41.5	44.5	41.4	42.5	42.0	43.6	44.5	43.5	43.5	38.0	40.3
CaO	0.08	0.33	0.14	0.20	0.13	0.20	0.15	0.14	0.21	0.16	0.39	1.02	1.79	0.80	0.54	1.18	0.70	0.58	2.40
Na ₂ O	0.20	0.20	0.21	0.19	0.20	0.19	0.17	0.19	0.17	0.16	0.17	0.21	0.18	0.19	0.21	0.19	0.19	0.18	0.17
Cr ₂ O ₃	0.51	0.53	2.12	0.46	0.27	0.94	0.32	0.08	0.72	0.48	0.31	0.51	0.44	0.41	0.29	0.36	0.46	0.35	0.46
MnO	0.20	0.26	0.20	0.26	0.23	0.25	0.16	0.15	0.13	0.14	0.15	0.28	0.22	0.26	0.19	0.22	0.20	0.14	0.26
Total	98.89	98.79	98.81	99.8	96.16	99.46	89.59	88.22	85.16	91.75	89.34	99.75	100.18	99.41	99.56	99.28	99.09	90.37	99.53
LOI	1.29	1.41	1.23	0.40	4.10	0.80	10.28	11.48	14.75	8.49	10.02	0.85	0.29	0.53	0.89	0.70	0.55	10.06	0.82
Mg [#]	92.3	91.4	92.7	90.8	91.4	90.5	92.7	91.6	92.3	92.3	91.9	90.6	90.8	91.0	91.6	91.6	91.5	91.4	90.6
Di	0.27	1.21	0.39	0.23	0.43	0	0.62	0.59	0.78	0.49	1.58	2.61	4.13	2.26	1.33	3.20	2.16	0	6
Hy	0.03	0	0	0.72	2.31	0	2.29	3.81	0	2.95	13.45	23.6	21.64	20.61	20.83	19.76	24.59	32.87	23.83
Ol	95.46	94.05	95.28	93.17	92.73	92.88	93.26	91.32	94.93	91.94	80.20	66.67	65.76	70.9	71.79	70.32	67.51	58.92	61.01

注: LOI. 烧失量; Di. 透辉石; Hy. 紫苏辉石; Ol. 橄榄石。

元素如下: SiO₂(37.80%~42.70%), Al₂O₃(0.11%~2.82%), Fe₂O₃^T(8.97%~11.34%), MgO(46.34%~49.15%)。方辉橄榄岩相对纯橄岩和蛇纹岩高 SiO₂(43.65%~45.70%), 高 Al₂O₃(0.54%~1.78%), 高 CaO(0.54%~2.41%), 低 MgO(40.49%~44.70%)。所有岩石均具有较高的 Mg[#]值(90.5~92.7), 与 Coleman 列举的典型方辉橄榄岩的 Mg[#]值变化范围(89.6~92.1)一致。

在 SiO₂、Al₂O₃、CaO、FeO^T、MnO、Cr₂O₃ 对 MgO 的 Harker 图解(图 3) 上, 金鲁地幔橄榄岩(方辉橄榄岩、纯橄岩和蛇纹岩)相对于原始地幔(PM)和亏损地幔(DMM)更加亏损不相容元素 SiO₂、Al₂O₃、CaO, 富集相容元素 FeO^T 和 MnO。从原始地幔、亏损地幔到金鲁方辉橄榄岩、纯橄岩和蛇纹岩, 表现出逐渐亏损的趋势, 纯橄岩和蛇纹岩相对方辉橄榄岩更加亏损。

3.2 微量元素

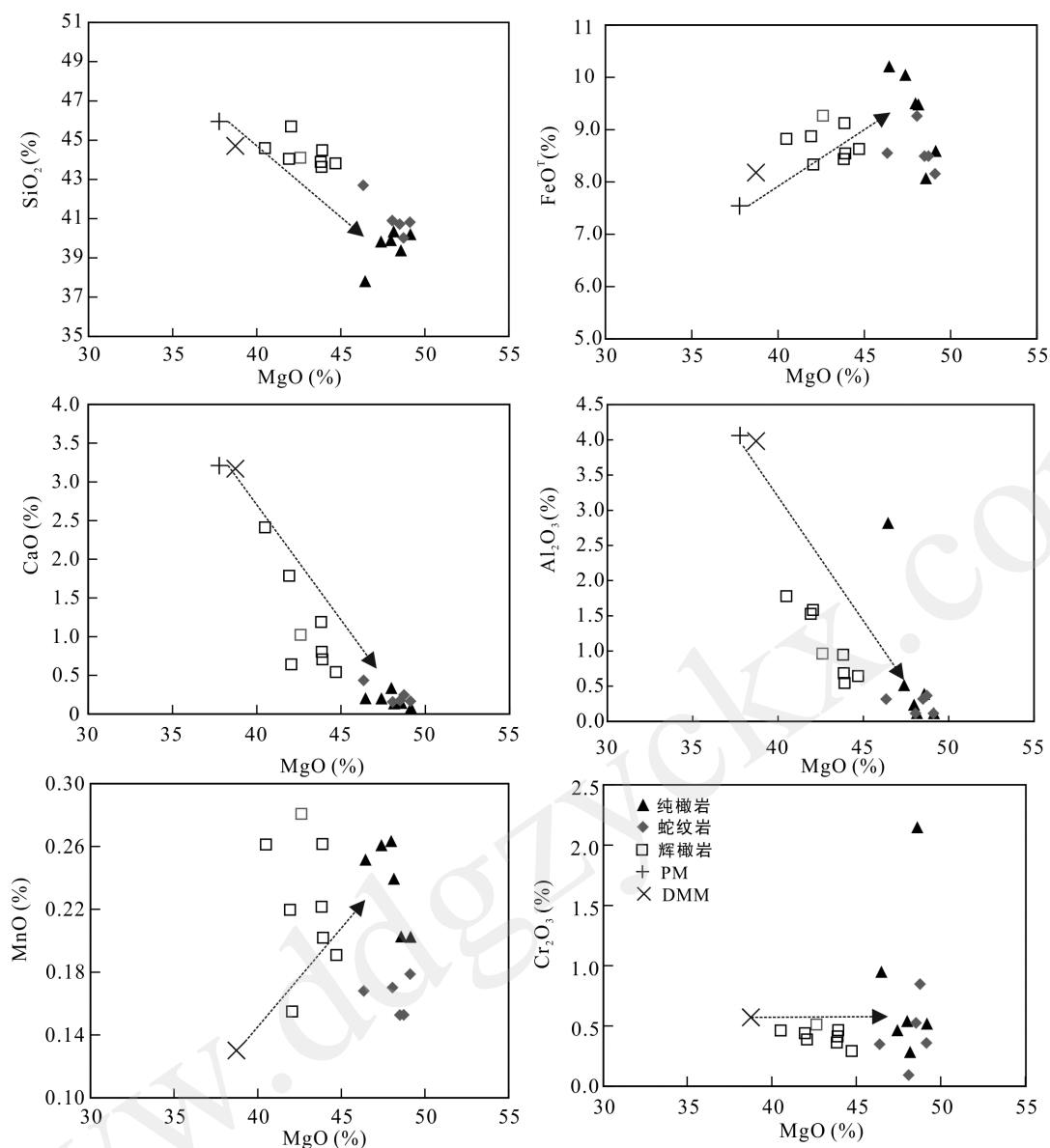
样品的微量元素分析结果见表 2。由于岩心样品十分新鲜以及分析精度的提高, 获得的微量元素除 Pb 元素(实验室用的溶样酸中含 Pb, 造成本底和样品中的 Pb 均偏高)外均具有较高的精度和可信度。

金鲁地幔橄榄岩具有接近原始地幔的 Mn、Co、Ni 和 Zn 含量, 略亏损的 Sc 和极度亏损的 Ti 含量以及波动的 Cu 和 Cr 含量(图 4)。Sc、Ti、Cu 元素表现出从方辉橄榄岩到纯橄岩再到蛇纹岩逐渐亏损的

趋势, 由于纯橄岩中赋存尖晶石副矿物使得有些纯橄岩样品的 Cr 含量明显增高。

在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(图 5a、c、e)上, 纯橄岩和蛇纹岩表现为具有相似的稀土元素配分模式: 稀土元素总量低, $\sum\text{REE}$ 仅为球粒陨石的 0.03~0.06 倍, 是极度亏损的地幔橄榄岩。样品 U 形分布的曲线模式以及中稀土元素相对轻、重稀土元素明显亏损($(\text{La}/\text{Sm})_N=2.06\sim3.21$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=0.12\sim0.25$), 表明纯橄岩和蛇纹岩的岩浆源区可能经历了俯冲带流体的交代作用。方辉橄榄岩则表现为轻、中稀土元素亏损的左倾分布模式, 稀土元素总量明显高于纯橄岩和蛇纹岩, 但相比原始地幔仍严重亏损, $\sum\text{REE}$ 仅为球粒陨石的 0.10~0.79 倍, $(\text{La}/\text{Sm})_N=0.96\sim2.85$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=0.19\sim0.46$ 。总体上, 方辉橄榄岩比纯橄岩和蛇纹岩经历了较小程度的部分熔融亏损, 俯冲流体交代作用弱于纯橄岩和蛇纹岩。

所有地幔橄榄岩样品的微量元素含量都低于原始地幔, 表现出亏损地幔的特征。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5b、d、f)上, 地幔橄榄岩具有 U 形分布曲线, 富集大离子亲石元素、轻稀土和重稀土元素, 相对亏损中稀土元素。与地表方辉橄榄岩样品(韦栋梁, 2007; 李强等, 2014)不同的是, 本次岩心样品并没有表现出明显的高场强元素(Nb、Ta 和 Ti)亏损。



氧化物含量为扣除烧失量之后归一化含量。原始地幔(PM)和亏损地幔(DMM)数据引自 Hofmann, 1988 和 Workman and Hart, 2005。

图 3 金鲁地幔橄榄岩主量元素与 MgO 相关性
Fig.3 Plots of oxides vs. MgO for the Jinlu mantle peridotites

表 2 金鲁地幔橄榄岩微量及稀土元素分析结果

Table 2 Trace element and rare earth element concentrations of the Jinlu mantle peridotites

样品名	YJ6	YJ8	YJ11	YJ13	YJ16	YJ22	YJ3	YJ5	YJ7	YJ18	YJ23	YJ1	YJ4	YJ9	YJ12	YJ14	YJ17	YJ21	YJ24
岩性	纯橄岩						蛇纹岩					方辉橄岩							
($\mu\text{g/g}$)																			
Sc	4.14	5.68	3.58	5.49	4.75	6.09	4.74	4.52	4.60	5.61	7.10	12.31	13.37	9.16	8.72	11.18	9.85	9.15	15.09
Ti	11.4	20.3	39.8	28.1	19.2	38.6	15.6	14.5	20.7	22.6	24.6	64.4	103	53.0	77.3	71.1	52.4	179	123
V	22.8	31.5	47.5	34.0	17.1	75.0	21.3	15.1	32.6	32.0	28.9	62.5	67.3	45.8	39.9	55.1	42.4	43.9	74.4
Cr	3608	3716	15332	3198	1962	6759	2293	577	5101	3312	2243	3748	3075	2706	1990	2490	3292	2419	3274
Mn	1475	1996	1465	1907	1680	1818	1267	1121	960	1033	1127	2131	1657	1815	1400	1606	1453	998	1876
Co	137	139	138	137	136	144	127	135	119	127	115	120	120	109	118	113	114	99.3	108
Ni	2775	2496	2560	2645	2632	2608	2480	2652	2149	2441	2340	2254	2238	2134	2421	2267	2256	1997	2169
Cu	6.47	7.37	4.53	34.9	9.89	12.4	6.65	7.73	5.37	4.14	2.63	24.7	19.5	8.43	17.5	21.0	7.49	21.7	44.7
Zn	48.7	52.6	53.9	59.5	45.4	71.1	39.7	35.6	42.8	50.9	41.5	49.1	49.4	45.3	46.7	44.2	46.4	42.0	51.7

续表 2:

样品名	YJ6	YJ8	YJ11	YJ13	YJ16	YJ22	YJ3	YJ5	YJ7	YJ18	YJ23	YJ1	YJ4	YJ9	YJ12	YJ14	YJ17	YJ21	YJ24	
岩性	纯橄岩						蛇纹岩						方辉橄橄榄岩							
(μg/g)																				
Ga	0.43	0.74	0.99	1.12	0.56	4.36	0.40	0.35	0.63	0.59	0.46	1.38	1.65	0.98	0.81	1.06	0.86	1.54	1.88	
Ge	2.37	2.59	2.21	2.72	2.03	2.73	2.07	2.20	2.01	2.13	2.20	2.59	2.46	2.30	2.29	2.31	2.41	2.13	2.38	
Rb	0.08	0.26	0.16	0.10	0.15	0.11	0.67	0.26	0.20	0.17	0.16	0.34	0.13	1.03	0.17	0.09	0.13	1.10	0.19	
Sr	0.53	0.57	0.52	0.65	0.70	0.57	0.71	0.53	0.50	0.52	0.47	0.69	0.37	0.64	0.82	0.66	1.83	0.98	0.76	
Zr	0.17	0.21	0.14	0.30	0.24	0.24	0.23	0.13	0.12	0.13	0.09	0.27	0.11	0.30	0.98	0.17	0.30	3.60	0.58	
Nb	0.05	0.20	0.12	0.09	0.07	0.13	0.11	0.06	0.03	0.05	0.06	0.17	0.10	0.23	0.08	0.16	0.08	0.07	0.11	
Cs	0.00	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.07	0.03	0.05	0.02	0.14	0.03	0.01	0.09	0.02	0.01	0.01	0.10	0.02	
Ba	1.84	6.68	7.56	8.65	8.19	1.67	6.72	2.62	3.16	5.69	0.35	2.41	1.09	2.99	1.80	0.88	28.03	3.54	0.76	
Y	0.04	0.07	0.05	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	0.04	0.07	0.07	0.27	0.62	0.23	0.19	0.37	0.16	1.44	0.84	
Hf	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.12	0.03	
Ta	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	
Pb	1.23	2.08	1.46	2.43	2.05	1.19	1.43	1.22	0.97	1.12	0.77	1.34	1.33	1.33	1.01	1.55	0.64	0.85	1.56	
Th	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	
U	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	
(ng/g)																				
La	11.72	19.45	12.59	16.51	20.15	13.51	21.16	13.79	7.74	9.09	11.38	30.91	22.86	31.54	18.45	11.82	24.63	151.1	19.59	
Ce	23.43	39.92	25.35	34.88	39.92	28.22	39.54	29.43	17.02	16.99	22.57	59.20	39.26	62.83	32.76	28.68	57.57	397.1	41.11	
Pr	2.59	4.89	3.04	4.24	4.60	3.53	4.56	3.54	2.13	1.99	2.66	6.69	3.69	7.40	3.56	4.00	7.82	62.54	5.09	
Nd	12.65	19.10	13.56	17.99	19.72	12.00	17.80	13.58	9.40	8.69	12.27	25.21	11.98	31.19	12.68	17.62	37.78	288.4	23.76	
Sm	2.94	4.31	3.08	4.11	4.11	3.44	4.59	2.78	2.41	2.16	2.60	7.01	7.67	10.60	4.20	7.99	10.48	77.03	13.23	
Eu	0.84	0.96	0.57	1.08	1.31	1.26	1.22	1.09	0.26	1.05	0.71	2.23	3.85	1.82	1.58	3.57	3.53	21.61	5.97	
Gd	3.28	5.30	3.54	4.27	5.64	4.06	4.54	3.72	1.55	3.81	3.55	13.17	27.75	13.21	9.04	19.19	14.27	116.3	38.81	
Tb	0.76	0.84	0.86	1.25	1.01	0.94	1.03	1.05	0.51	0.90	0.77	3.51	8.63	3.26	2.60	4.97	2.95	26.42	13.09	
Dy	6.19	8.90	7.23	11.15	9.42	9.01	8.84	7.77	4.73	8.89	9.51	30.25	81.22	29.48	25.56	46.92	22.34	193.9	116.2	
Ho	1.21	2.39	1.69	3.04	2.22	2.70	1.85	1.92	1.27	2.36	2.67	9.07	21.61	7.37	6.46	13.18	5.72	50.43	29.98	
Er	4.49	9.40	5.60	10.60	8.86	10.34	7.67	7.57	5.81	10.02	9.43	34.73	73.71	27.02	23.09	41.97	19.49	157.9	100.5	
Tm	0.86	2.01	1.21	2.24	1.68	2.24	1.39	1.61	1.41	2.13	1.85	6.49	13.00	4.99	4.51	8.00	3.79	26.63	17.05	
Yb	9.35	15.74	10.17	20.35	13.72	20.89	14.79	15.15	11.05	18.85	15.16	53.85	99.94	40.01	40.18	59.73	31.32	207.6	130.1	
Lu	1.78	3.34	2.30	4.46	3.27	4.79	2.80	3.11	2.94	4.36	3.65	10.37	17.25	7.96	7.25	10.39	5.51	36.00	21.27	
ΣREE _N	0.03	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.15	0.26	0.13	0.10	0.16	0.11	0.79	0.35	
(La/Sm) _N	2.59	2.92	2.64	2.60	3.17	2.54	2.98	3.21	2.07	2.71	2.82	2.85	1.92	1.92	2.84	0.96	1.52	1.27	0.96	
(Gd/Yb) _N	0.29	0.28	0.29	0.17	0.34	0.16	0.25	0.20	0.12	0.17	0.19	0.20	0.23	0.27	0.19	0.27	0.38	0.46	0.25	

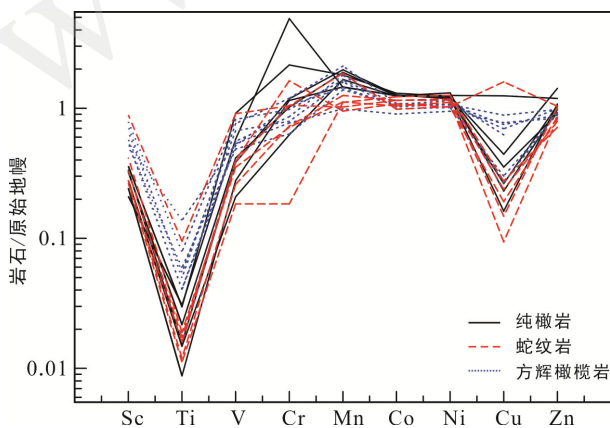


图 4 金鲁地幔橄榄岩原始地幔标准化过渡族元素图解 (原始地幔标准化数据据 Jagoutz et al., 1979)

Fig.4 Primitive mantle normalized transition element diagrams for the Jinlu mantle peridotites

4 矿物化学特征

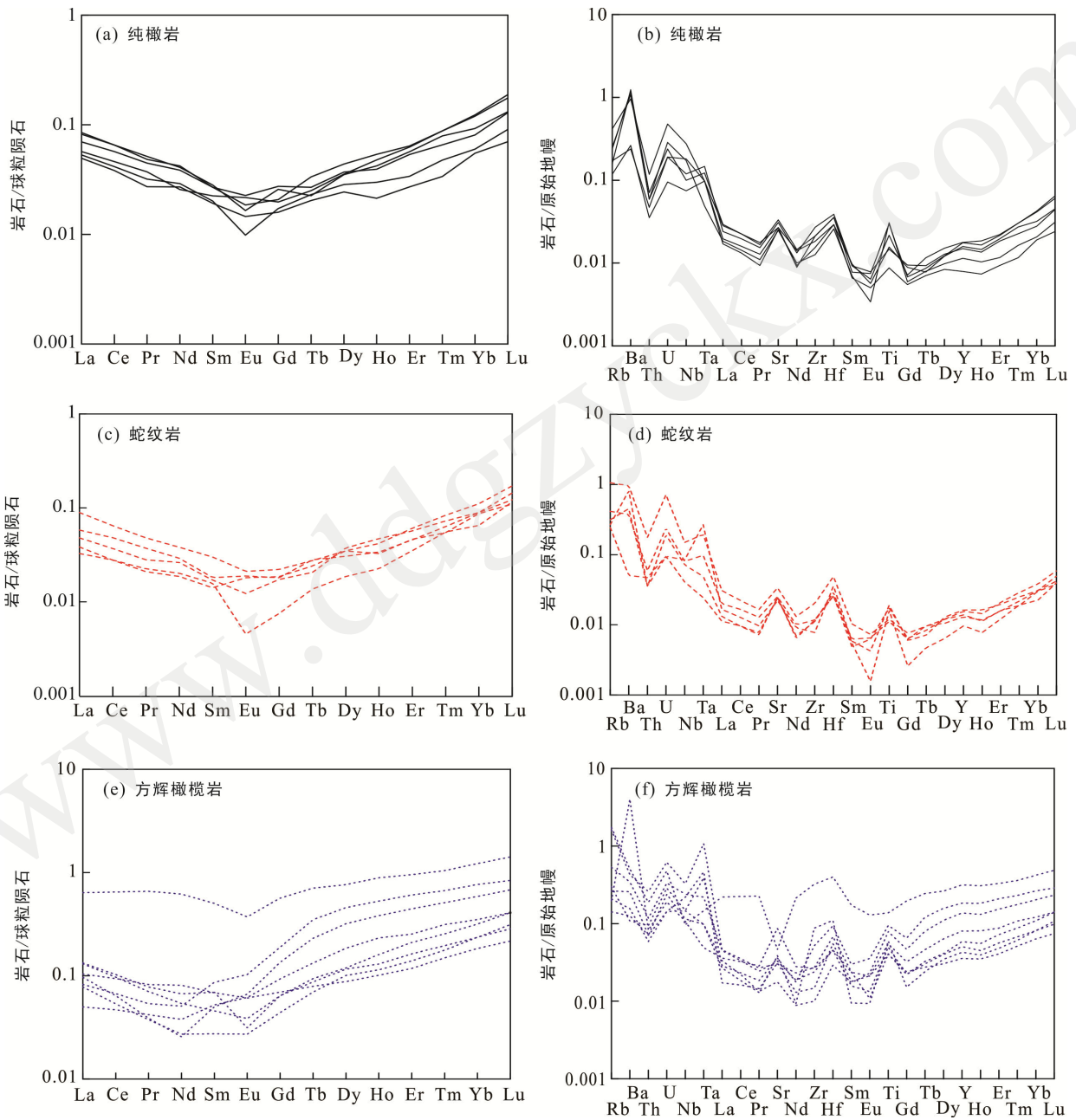
不同构造环境下的玄武质岩浆化学成分存在差异, 物理(温度、压力等)、化学(氧逸度、水逸度等)条件也不同, 从岩浆中结晶出的矿物化学成分(尤其是微量元素)又与岩浆特征和物理化学条件有关, 因此不同构造环境下形成的蛇绿岩中的矿物化学成分往往也有差异。可以利用蛇绿岩中的矿物化学成分来判断蛇绿岩的构造环境。本次利用电子探针详细分析了地幔橄榄岩岩心样品中的矿物成分, 结果见表 3、4、5。

尖晶石: 在尖晶石中 Cr、Mg 为强相容元素, 而 Al 则为强不相容元素, 因此在分离结晶和部分熔融

不同阶段,形成的尖晶石化学成分差异很大。Dick and Bullen (1984)认为尖晶石的化学成分能够反映其形成时的环境,如温度、压力和熔体组分等。Lee (1999)对不同构造背景下尖晶石中 $Cr^{\#}(Cr/(Cr+Al))$ 的变化范围进行了总结,因此尖晶石的化学组分特征被广泛的用于识别不同构造背景下的基性和超基性岩。本文采用尖晶石中 $Cr^{\#}-Mg^{\#}$ 图来判别尖晶石寄主岩石(地幔橄榄岩和辉石岩)的形成构造

背景(图 6)。

金鲁方辉橄榄岩中的尖晶石具有相对高的 $Al_2O_3(17.59\% \sim 48.35\%)$ 、低的 $Cr_2O_3(18.22\% \sim 38.37\%)$,具有从深海橄榄岩到弧前橄榄岩逐步亏损的趋势,显示熔融亏损程度从 10%到 25%的演化趋势。纯橄岩和蛇纹岩中尖晶石相对高 $Cr_2O_3(30.82\% \sim 58.06\%)$ 、低 $Al_2O_3(10.84\% \sim 33.15\%)$,样品落于弧前橄榄岩范围内,显示从~20%到>35%的亏损熔融程度。大部分



球粒陨石和原始地幔标准化数据引自 Sun and McDonough (1989)。

图 5 金鲁地幔橄榄岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a、c、e)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b、d、f)
Fig.5 Chondrite normalized REE patterns (a, c, e) and primitive mantle normalized trace element spider diagrams (b, d, f) for the Jinlu peridotites

表 3 金鲁地幔橄榄岩中尖晶石成分电子探针分析结果(%)
Table 3 Microprobe analysis results of spinel in the Jinlu mantle peridotites (%)

样品号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total	Mg [#]	Cr [#]
y11		0.01	0.14	10.87	57.74	17.65	0.31	11.59	0.01	0.00	0.01	0.05	98.38	0.57	0.78
y11		0.11	0.18	10.97	58.06	18.07	0.31	11.81	0.01	0.01	0.01	0.00	99.55	0.58	0.78
y13		0.00	0.10	21.56	42.42	24.37	0.25	9.73	0.02	0.01	0.00	0.04	98.50	0.47	0.57
y13		0.11	0.15	33.15	30.82	20.32	0.18	13.70	0.02	0.02	0.00	0.09	98.56	0.61	0.38
y13		0.05	0.15	33.13	31.52	21.05	0.23	13.30	0.01	0.00	0.00	0.19	99.64	0.59	0.39
y13	纯橄岩	0.04	0.08	21.33	43.05	24.55	0.25	9.70	0.02	0.02	0.00	0.01	99.06	0.46	0.58
y8		0.03	0.13	21.68	46.25	19.27	0.30	12.37	0.00	0.00	0.00	0.01	100.04	0.57	0.59
y8		0.02	0.14	20.76	46.78	20.81	0.26	11.12	0.01	0.00	0.00	0.11	100.00	0.52	0.60
y6		0.11	0.10	11.54	55.24	23.45	0.45	7.88	0.00	0.07	0.00	0.01	98.83	0.40	0.76
y6		0.13	0.06	12.62	56.51	19.15	0.34	10.70	0.03	0.00	0.00	0.00	99.54	0.52	0.75
y6		3.31	0.10	10.84	47.80	18.16	0.41	14.33	0.06	0.00	0.03	0.02	95.06	0.64	0.75
y1		0.04	0.06	33.83	31.59	19.03	0.25	13.47	0.00	0.04	0.00	0.22	98.54	0.60	0.39
y1		0.34	0.03	29.16	38.37	16.47	0.18	13.58	0.00	0.02	0.01	0.08	98.25	0.61	0.47
y12		0.52	0.03	27.41	37.09	19.72	0.24	10.95	0.09	0.06	0.02	0.10	96.22	0.51	0.48
y12		0.07	0.03	31.58	34.10	20.10	0.28	12.37	0.03	0.01	0.00	0.11	98.68	0.56	0.42
y14		0.12	0.07	36.43	29.50	16.81	0.15	15.23	0.01	0.01	0.00	0.18	98.51	0.66	0.35
y14	方辉 橄榄岩	17.90	0.08	17.59	18.22	19.31	0.19	23.37	0.09	0.08	0.00	0.01	96.83	0.68	0.41
y15		0.12	0.00	29.54	34.61	21.18	0.33	10.71	0.03	0.02	0.01	0.09	96.64	0.50	0.44
y4		0.05	0.00	48.35	18.56	14.68	0.14	17.53	0.17	0.02	0.00	0.24	99.75	0.72	0.20
y4		2.01	0.05	32.31	33.52	11.61	0.14	13.08	0.19	0.03	0.02	0.20	93.15	0.67	0.41
y4		0.05	0.05	44.02	25.11	13.78	0.22	17.44	0.00	0.00	0.00	0.25	100.92	0.72	0.28
y9		0.49	0.09	32.24	35.63	15.64	0.24	13.11	0.04	0.01	0.00	0.06	97.55	0.60	0.43
y9		0.04	0.05	33.20	34.80	17.71	0.24	13.20	0.00	0.04	0.00	0.09	99.37	0.59	0.41
y3	蛇纹岩	0.03	0.14	15.67	47.77	24.06	0.31	10.04	0.01	0.03	0.00	0.07	98.13	0.49	0.67

注: Mg[#]=Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺); Cr[#]=Cr/(Cr+Al)。

表 4 金鲁地幔橄榄岩中斜方辉石电子探针分析结果(%)
Table 4 Microprobe analysis results of orthopyroxene in the Jinlu mantle peridotites (%)

样品号	y1	y12	y12	y12	y14	y14	y14	y14	y4	y4	y9	y9
岩性	方辉橄榄岩											
SiO ₂	55.48	57.14	57.23	57.26	58.56	57.98	57.69	58.44	57.11	57.85	57.38	57.27
TiO ₂	0.07	0.01	0.05	0.01	0.05	0.02	0.00	0.02	0.07	0.03	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	1.64	0.82	1.20	1.70	1.25	1.46	2.00	0.50	3.14	2.73	2.17	2.18
Cr ₂ O ₃	0.35	0.07	0.11	0.40	0.15	0.17	0.39	0.06	0.63	0.35	0.54	0.65
FeO	5.48	5.96	5.91	5.89	5.92	5.98	6.09	6.15	5.89	6.24	5.83	5.49
MnO	0.13	0.16	0.11	0.14	0.15	0.12	0.11	0.17	0.15	0.21	0.14	0.13
MgO	34.12	34.66	34.40	34.43	34.62	34.76	34.44	35.12	33.09	33.75	34.42	33.71
CaO	0.31	0.25	0.42	0.60	0.24	0.23	0.29	0.21	0.75	0.61	0.48	0.72
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Wo	0.59	0.47	0.79	1.13	0.46	0.43	0.54	0.39	1.46	1.15	0.90	1.38
En	91.03	90.56	90.31	89.99	90.54	90.62	90.26	90.47	89.35	89.18	90.28	90.08
Fs	8.38	8.97	8.89	8.84	8.95	8.95	9.14	9.14	9.19	9.60	8.79	8.46
Ac	0.00	0.00	0.01	0.05	0.05	0.00	0.06	0.00	0.01	0.07	0.03	0.08
Mg [#]	0.92	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.91	0.92

表 5 金鲁地幔橄榄岩中单斜辉石电子探针分析结果(%)
Table 5 Microprobe analysis results of orthopyroxene in the Jinlu mantle peridotites (%)

样品号	y11	y11	y6	y1	y12	y12	y14	y14	y15	y15	y15	y4	y9	y9
岩性	纯橄岩						方辉橄榄岩							
SiO ₂	54.40	54.03	55.00	45.81	46.38	47.91	53.62	53.91	53.92	54.25	54.12	53.29	54.02	53.22
TiO ₂	0.05	0.00	0.04	0.06	0.47	0.40	0.06	0.06	0.06	0.10	0.02	0.14	0.04	0.10
Al ₂ O ₃	0.81	0.84	1.34	2.15	11.14	9.39	2.95	2.64	1.74	1.43	1.19	4.15	2.07	2.71
Cr ₂ O ₃	0.65	0.92	1.16	4.55	2.29	1.36	1.07	0.82	0.90	0.93	0.50	1.00	0.81	1.22
FeO	1.36	1.47	1.99	2.32	3.07	2.89	1.84	1.96	1.94	1.76	2.47	2.10	2.05	2.18
MnO	0.11	0.00	0.05	0.09	0.03	0.00	0.00	0.07	0.04	0.06	0.11	0.07	0.09	0.09
MgO	17.52	17.57	17.72	19.07	18.57	19.51	16.85	16.99	17.01	17.08	17.62	16.24	17.46	17.22
CaO	23.41	23.47	21.67	19.99	12.41	12.81	23.61	23.88	24.33	24.21	23.95	23.77	23.27	22.90
Na ₂ O	0.47	0.58	0.83	0.16	1.80	1.61	0.23	0.14	0.17	0.22	0.22	0.09	0.24	0.26
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	47.02	46.84	43.85	41.08	28.26	28.39	48.29	48.38	48.81	48.61	47.07	49.30	46.84	46.63
En	48.98	48.78	49.88	54.54	58.86	60.19	47.94	47.91	47.48	47.73	48.19	46.86	48.91	48.81
Fs	2.30	2.28	3.23	3.78	5.46	4.95	2.94	3.21	3.09	2.85	3.95	3.52	3.37	3.61
Ac	1.71	2.10	3.04	0.60	7.43	6.47	0.84	0.50	0.61	0.80	0.79	0.32	0.88	0.95
Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	0.96	0.96	0.94	0.81	0.88	0.90	0.94	0.94	0.94	0.95	0.93	0.93	0.94	0.94

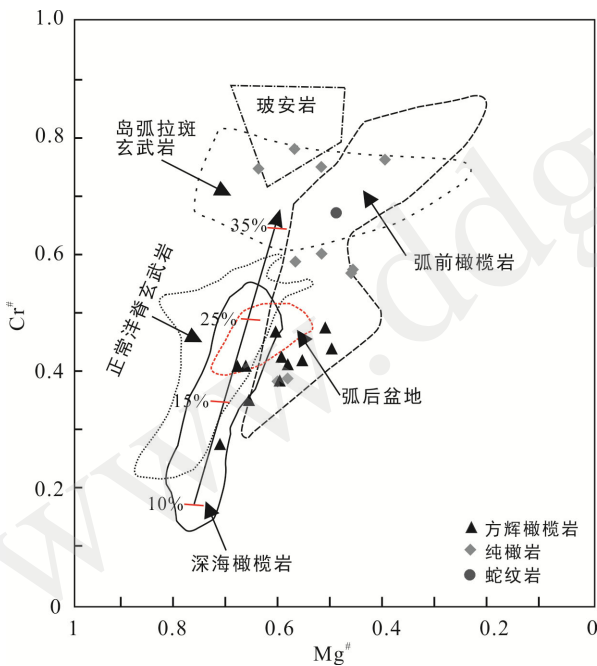


图 6 金鲁地幔橄榄岩中尖晶石 Cr[#]-Mg[#]图解(据 Réjean et al., 2003)

Fig.6 Cr[#] vs. Mg[#] plot for spinel in the Jinlu mantle peridotites

尖晶石投点于弧前橄榄岩范围内(图 6), 表明金鲁地幔橄榄岩经历过亏损程度明显高于洋中脊橄榄岩的亏损, 应当处于超级俯冲带之上, 即不仅经历了正常的洋中脊熔融亏损, 还在俯冲带流体交代作用下经历了进一步的熔融亏损。

辉石: 辉石是 Mg、Fe²⁺以及 Na、Al、Fe³⁺和 Cr³⁺

等的偏硅酸盐, 其化学成分与形成环境、岩浆性质紧密相关。前人已经利用辉石化学成分来判断其寄主岩石形成的温度、压力条件(Nimis and Taylor, 2000)。本文将根据 Réjean et al. (2003)建立的相关图解, 对辉石寄主岩石的形成构造背景进行判别。

金鲁方辉橄榄岩中的斜方辉石的 Mg[#]在 0.91~0.92 之间, Al₂O₃ 含量较低(0.5%~3.14%), Cr₂O₃ 含量为 0.063%~0.653%。将其与现在典型构造背景中的斜方辉石作对比, 可见方辉橄榄岩中的斜方辉石与弧前橄榄岩中的斜方辉石相似(图 7a、b)。与斜方辉石类似, 金鲁地幔橄榄岩中单斜辉石也具有较高 Mg 含量(Mg/(Mg+Fe²⁺+Fe³⁺)=0.81~0.96), Al₂O₃ 和 Cr₂O₃ 含量变化范围较大, 大部分样品投点位于弧前橄榄岩范围内(图 7c、d)。

5 讨论

为了更深入的研究地幔橄榄岩, 将前人测定的地表地幔橄榄岩样品数据与本次测定的橄榄岩岩心样品进行对比。在代表性的 Harker 图解上(图 8)可以看出, 地表样品主要投点在方辉橄榄岩(岩心样品)和原始地幔之间, 接近于亏损地幔端元 DDM, 相对于岩心样品表现出高 SiO₂、低 MgO 的特征, 表明经历了较弱程度的亏损。在稀土元素配分模式图(图 9)上可以看出, 地表样品具有与方辉橄榄岩(岩心样品)接近的稀土元素总量(明显高于纯橄岩和蛇纹岩样

品), 尤其是中稀土和重稀土元素含量接近, 轻稀土元素相对方辉橄榄岩(岩心样品)富集。通过对比发现, 地表出露的地幔橄榄岩样品相当于岩心样品中亏损程度较轻的方辉橄榄岩, 少有出露纯橄岩的报道。

地幔橄榄岩是蛇绿岩套中的一个重要组成单元, 通常被看作是熔融分离出壳层熔岩岩浆之后的亏损地幔。前人的研究表明, 快速拉张的洋中脊之下的地幔橄榄岩部分熔融程度较大(20%~30%), 慢速拉

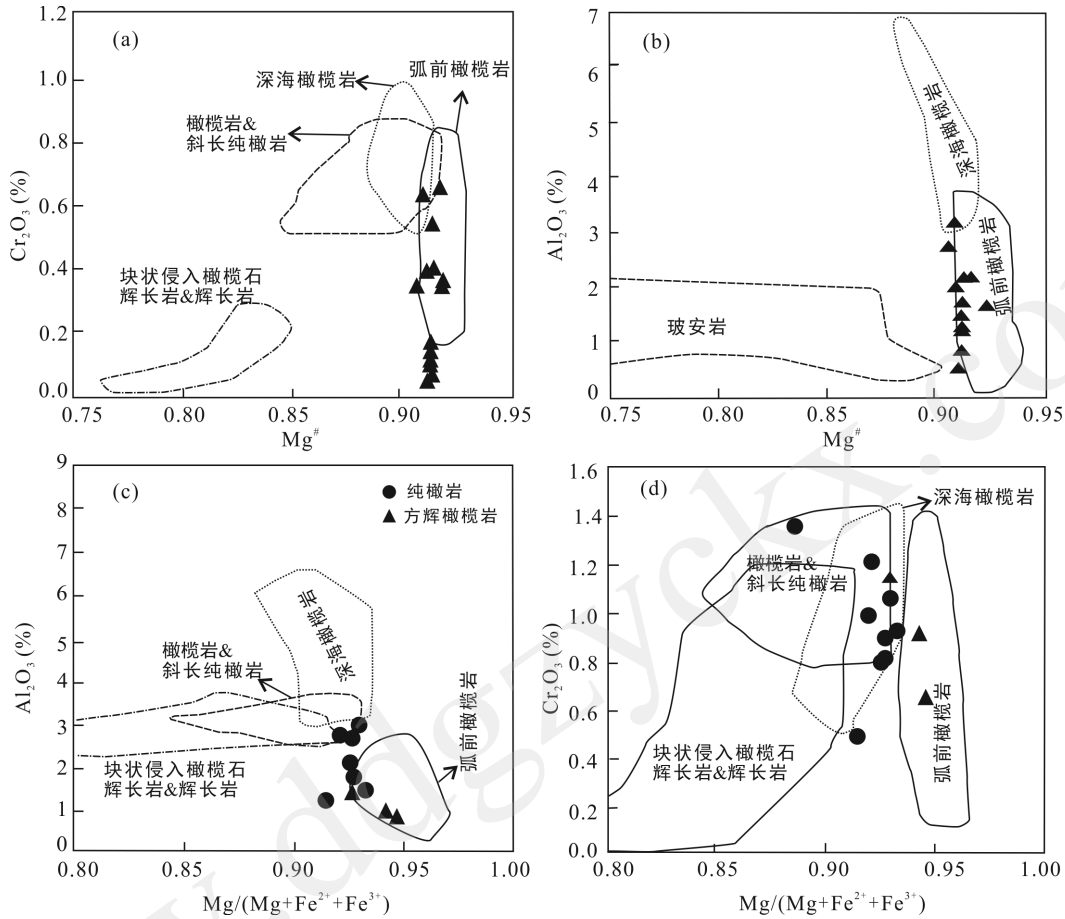


图 7 金鲁地幔橄榄岩中斜方辉石(a, b)和单斜辉石(c, d)的组成特征(据 Réjean et al., 2003)

Fig.7 Cr_2O_3 and Al_2O_3 vs. $Mg^\#$ plots for orthopyroxene (a, b), and Al_2O_3 and Cr_2O_3 vs. $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+})$ plots for clinopyroxene (c, d) in the Jinlu peridotites

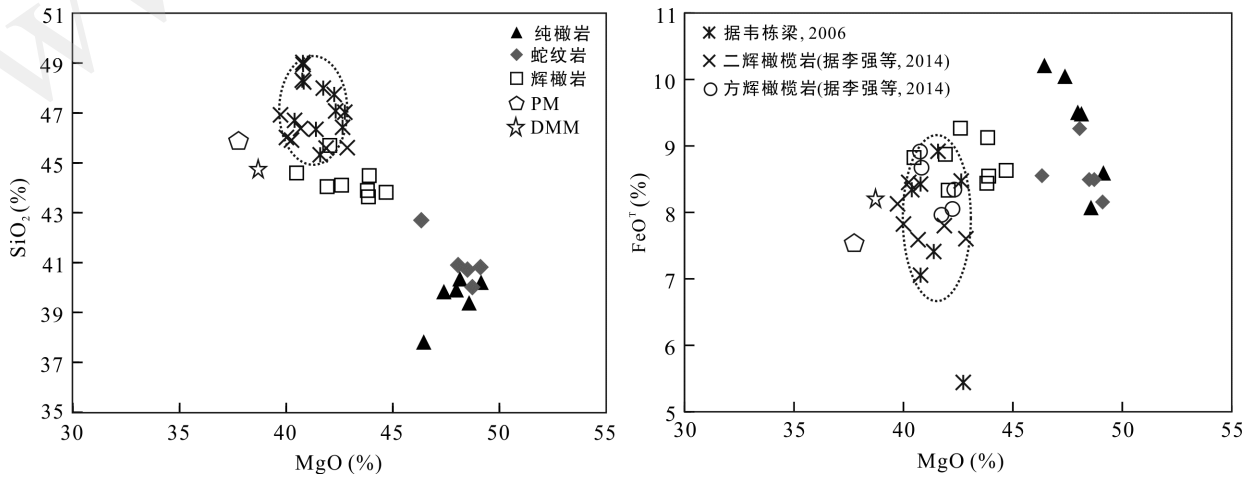


图 8 地表样品与岩心样品的主要元素组成对比图

Fig.8 Comparison between surface and core samples in SiO_2 vs. MgO (a) and FeO^T vs. MgO (b) diagrams

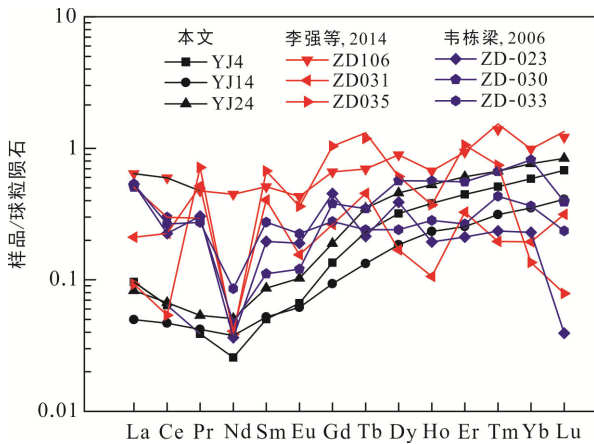


图 9 地表地幔橄榄岩样品和岩心样品中方辉橄榄岩的稀土元素配分模式图

Fig.9 Comparison between surface and core samples in REE distribution patterns

张的洋中脊下地幔橄榄岩部分熔融程度较小(<15%) (桑隆康和马昌前, 2008), 而在超级俯冲带(SSZ)之上的富水环境中, 由于水的加入亏损之后的地幔橄榄岩可以进一步发生部分熔融亏损(张旗和周国庆, 2001)。由此可见, 地幔橄榄岩的亏损程度与蛇绿岩形成的构造环境有关, 其亏损程度也能指示蛇绿岩形成的构造环境及古大洋的演化。

重稀土元素在俯冲过程中不受影响, 能够较好地反映地幔橄榄岩的部分熔融程度(Pearce and Parkinson, 1993; Melcher et al., 2002)。从图 10 可知, 纯橄岩和蛇纹岩的重稀土元素含量低于方辉橄榄岩。根据 Melcher et al. (2002)的原始地幔岩的分离熔融模式可以估算, 方辉橄榄岩的熔融程度为 10%~25%, 纯橄岩和蛇纹岩则为 30%~40%。

金鲁方辉橄榄岩中的尖晶石指示方辉橄榄岩熔融亏损程度从 10%到 25%的演化趋势, 纯橄岩和蛇纹岩的亏损程度从~20%到>35%(图 6)。大部分尖晶石投点于弧前橄榄岩范围内, 表明金鲁地幔橄榄岩亏损程度明显高于洋中脊橄榄岩, 应当处于超级俯冲带之上, 即不仅经历了正常的洋中脊熔融亏损, 还在俯冲带流体交代作用下经历了进一步的熔融亏损。

由此可见, 金鲁地幔橄榄岩岩心样品中既包含亏损程度较低的方辉橄榄岩, 又包含亏损程度更高的纯橄岩和蛇纹岩。这与韦栋梁(2007)报道的两套壳层熔岩较为一致: 玄武岩 I 类似于大洋中脊玄武岩(MORB), 玄武岩 II 具有更多的岛弧拉斑玄武岩(IAT)的特征、更加亏损。另外, 金鲁地幔橄榄岩反映了泽当蛇绿岩经历了两个阶段的演化: 早期的大洋中脊阶段以及较晚的俯冲带之上发育阶段, 由此可以

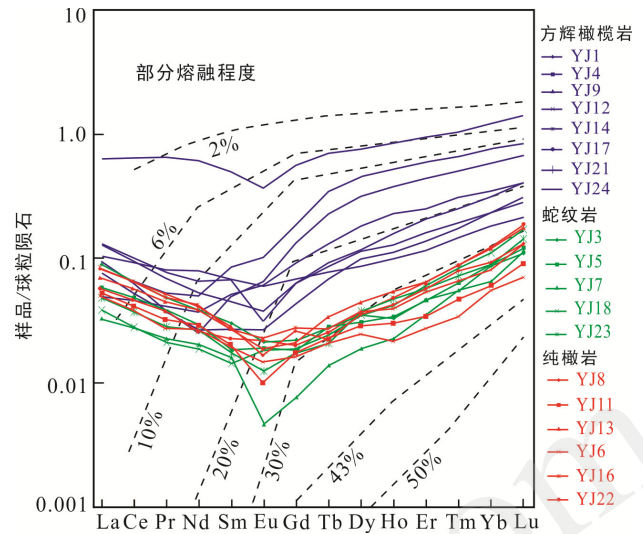


图 10 利用重稀土元素丰度判别金鲁地幔橄榄岩熔融亏损程度

Fig.10 Chondrite normalized patterns showing depletion degree judged from heavy REE abundances

判断蛇绿岩形成于俯冲带(SSZ)构造环境。地表样品(韦栋梁, 2007; 李强等, 2014)仅仅相当于方辉橄榄岩样品, 不能很好地指示蛇绿岩后期在 SSZ 环境下的进一步部分熔融过程。

6 结 论

(1) 方辉橄榄岩相对高 SiO_2 、低 MgO , 具有相对高的 REE 丰度, 代表了经历较轻程度熔融的亏损地幔。纯橄岩和蛇纹岩则相对低 SiO_2 、高 MgO , 具有很低的 REE 丰度, 代表了极度亏损的地幔。

(2) 泽当地区不仅存在轻度亏损的地幔源区, 还存在经历了俯冲带之上富水环境下进一步亏损演化的地幔源区。这一发现与壳层熔岩的研究结果一致, 表明泽当蛇绿岩形成于 SSZ 构造环境。同时也表明, 不仅壳层熔岩能够很好地反映蛇绿岩形成的构造背景, 新鲜的地幔橄榄岩样品也能很好地解释蛇绿岩形成的构造背景。

致谢: 衷心感谢中山大学黄强太副教授和刘维亮教授两位审稿专家提出的宝贵意见。

参考文献(References):

- 邓万明. 1982. 雅鲁藏布蛇绿岩带火成岩研究//青藏高原地质论文专辑. 北京: 地质出版社: 36-52.
- 李强, 夏斌, 黄强太, 夏连泽, 夏中宇. 2014. 雅鲁藏布江蛇绿岩带东段泽当蛇绿岩起源及演化. 地质学报,

- 88(2): 145–166.
- 刘维亮, 夏斌, 刘鸿飞, 黄炜, 周国庆, 韦栋梁, 钟云, 陈玉琴. 2013. 西藏泽当蛇绿岩玄武岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. *地质通报*, 32(9): 1356–1361.
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中 40 余种微量元素. *地球化学*, 25(6): 552–558.
- 桑隆康, 马昌前. 2008. 岩石学. 北京: 地质出版社: 633.
- 王希斌, 鲍佩声, 邓万明. 1987. 喜马拉雅岩石圈构造演化——西藏蛇绿岩. 北京: 地质出版社.
- 韦栋梁. 2007. 雅鲁藏布缝合带泽当段蛇绿岩的地球化学特征及构造意义. 北京: 中国科学院研究生院博士学位论文: 98.
- 韦栋梁, 夏斌, 周国庆, 王冉, 钟立峰, 万哨凯. 2006. 西藏泽当蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄及其意义. *地球学报*, 27(1): 31–34.
- 夏斌, 郭令智, 施央申. 1998. 西藏西南部蛇绿岩及其地体构造. 广州: 中山大学出版社: 66–83.
- 夏斌, 王国庆, 钟富泰, 付绍洪, 洪裕荣, 陈国结. 1993. 喜马拉雅及邻区蛇绿岩和地体构造图及含说明书. 兰州: 甘肃科学技术出版社.
- 肖序常. 1984. 藏南日喀则蛇绿岩及有关的大地构造问题// 李光岑等. 中法喜马拉雅考察成果. 北京: 地质出版社: 143–168.
- 张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社: 1–15.
- 赵文津, 冯昭贤. 1996. 青藏高原大陆动力学研究——“INDEPTH”合作研究的体会. *地球学报*, 17(2): 119–128.
- Aitchison J C, Davis A M, Abrajevitch A V, Ali J R, Zhu B D, Liu J B, Luo H, McDemid I R C and Ziabrev S V. 2003. Stratigraphic and sedimentological constraints on the age and tectonic evolution of the Neotethyan ophiolites along the Yarlung Tsangpo zone, Tibet // Dilek Y and Robinson P T. Ophiolites in Earth History. *The Geological Society*, 218: 147–164.
- Aitchison J C, Zhu B D, Davis A M, Liu J B, Luo H, Malpas J G, McDemid I R C, Wu H Y, Ziabrev S V and Zhou M F. 2000. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet). *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 231–244.
- Dick H J B and Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpin-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 54–76.
- Dubois-Côté V, Hébert R, Dupuis C, Wang C S, Li Y L and Dostal J. 2005. Petrological and geochemical evidence for the origin of the Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet. *Chemical Geology*, 214: 265–286.
- Dubois-Côté V, Hébert R, Wang C S, Li Y L and Dostal J. 2003. Petrology and geochemistry of Yarlung Zangbo Suture Zone (YZSZ) ophiolites, Tibet: Geodynamic implications. Vancouver: GAC-MAC-SEG Joint Annual Meeting Abstracts, 28: 188.
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297–314.
- Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H, Blum K, Cendales M, Dreibus G, Spottel B, Lorenz V and Wanke H. 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 2031–2050.
- Melcher F, Meisel T, Puhl J and Koller F. 2002. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: Constrains from geochemistry. *Lithos*, 65: 69–112.
- Nimis P and Taylor W R. 2000. Single clinopyroxene thermo-barometry for garnet peridotites Part. 1. Calibration and testing of Cr-in-Cpx barometer and an entstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5): 541–554.
- Pearce J A and Parkinson I J. 1993. Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis. *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1): 373–403.
- Réjean H, Francois H, Wang C S and Liu Z F. 2003. Yarlung Zangbo ophiolites (Southern Tibet) revisited: Geodynamic implications from the mineral record // Dilek Y and Robinson P T. Ophiolites in Earth History. *Geological Society, London, Special Publications*, 218(1): 165–190.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Saunders A D and Norry M J. Magmatism in Ocean Basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Workman R K and Hart S R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1–2): 53–72.

Geochemical Characteristics of Jinlu Mantle Peridotite and its Implications for Tectonic Evolution of the Zedang Ophiolite

WANG Hao^{1,2}, LI Jianfeng^{1*}, SONG Maoshuang¹, SHAO Tongbin¹,
WANG Xiaoning^{1,2} and WANG Simeng^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Geochemistry of mantle peridotite, a major member of ophiolite, has been seldom reported due to serious alteration and limited analysis precision of its low trace element abundance. In this study, chemical analyses of the fresh core samples of mantle peridotite and minerals of the peridotites led to the recognition of three rock types including dunite, serpentite, and harzburgite. The harzburgite has relative higher SiO₂, lower MgO contents, higher REE abundance, and contain Al-rich spinel, implying relative light depletion (10% – 25%); while the dunite and serpentite have higher MgO, lower SiO₂ contents, extremely low REE abundance and Cr-rich spinel, indicating much heavy depletion (30% – 40%). It is suggested that the old ocean in the Zedang region not only lived through a depletion period at middle ocean ridge (MOR), but also a further depletion process resulted from metasomatism of subduction-related fluids, that is the ophiolite formed in the super subduction zone (SSZ). This result is consistent well with the conclusions reported previously on the basis of crustal lavas, and also supply an additional method to study ophiolite evolution especially for those dominant by peridotite.

Keywords: mantle peridotite; ophiolite; geochemistry; chemical composition of minerals; depletion; tectonic evolution