

藏东衣珠兴拉地区超基性岩岩石地球化学特征及 Pb-Nd-Sr 同位素特征

于涛¹, 周新^{2*}, 樊炳良¹, 石楠³, 何建娟³, 余佳树², 易金龙²

YU Tao¹, ZHOU Xin^{2*}, FAN Bingliang¹, SHI Nan³, HE Jianjuan³, YU Jiashu², YI Jinlong²

1. 西藏大学理学院, 西藏 拉萨 850000;

2. 西藏自治区地质矿产勘查开发局地地质大队, 西藏 拉萨 850000;

3. 四川路桥矿业投资开发有限公司, 四川 成都 610039

1. College of Science, Tibet University, Lhasa 850000, Tibet, China;

2. Geothermal Geological Survey Party, Tibet Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Lhasa 850000, Tibet, China;

3. Sichuan Road & Bridge Mining Investment & Development, Co.Ltd., Chengdu, 610039, Sichuan, China

摘要: 对出露于班公湖-怒江缝合带东段衣珠兴拉地区超基性岩的野外地质调查, 以及岩石学、岩石地球化学、Pb-Nd-Sr 同位素等研究表明: 岩石类型为强烈蛇纹石化的方辉橄榄岩, 具有富 MgO (45.33%~47.70%)、贫 CaO (0.15%~0.37%) 和 Al₂O₃ (0.08%~0.39%)、低 TiO₂ (0.011%~0.014%) 的特征; 稀土元素含量低于原始地幔, 稀土元素配分模式呈平缓右倾型, 轻、重稀土元素分馏明显, 具有明显的正 Eu 异常和弱负 Ce 异常; 过渡金属元素表现为不对称的配分型式, 在 Ti 和 Cu 处形成明显的负异常; 岩石具有高 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i、低 ε_{Nd}(t) 的特征。上述特征表明, 衣珠兴拉超基性岩相当于 SSZ 型地幔橄榄岩, 由原始地幔经 15%~25% 部分熔融形成亏损地幔岩, 形成于洋内岛弧环境, 在俯冲消减作用过程中, 混染了 20%~40% 的地壳物质。

关键词: 岩石地球化学; Pb-Nd-Sr 同位素; 衣珠兴拉; 亏损地幔

中图分类号: P588.12⁺5; P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2021)05-0687-11

Yu T, Zhou X, Fan B L, Shi N, He J J, Yu J S, Yi J L. Petrogeochemical and Pb-Nd-Sr isotope characteristics of ultrabasic rocks in the Yizhuxingla area, Eastern Tibet. *Geological Bulletin of China*, 2021, 40(5): 687-697

Abstract: The field geological survey and petrology study of the ultrabasic rocks in the Yizhuxingla area of the eastern Bangonghu-Nujiang suture zone show that the rocks in this area are strongly serpentinized peridotite. Geochemical studies show that these rocks are rich in MgO (45.33% ~ 47.70%), poor in CaO (0.15% ~ 0.37%) and Al₂O₃ (0.08% ~ 0.39%), and deficient in TiO₂ (0.011% ~ 0.014%). Its total content of REE is lower than that in the primitive mantle, and the REE distribution pattern is gentle to the right, the fractionation of light and heavy REE is obvious, and there are obvious positive Eu anomaly and weak negative Ce anomaly. Transition metal elements show an asymmetric W-type distribution pattern, forming obvious negative Ti and Cu anomalies, and the rocks have high (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i and low ε_{Nd}(t) characteristics. The above characteristics indicate that the ultrabasic rocks in the Yizhuxingla area is similar to SSZ type mantle peridotite. The depleted mantle rocks resulted from the partial melting of original mantle (15%~25%). These ultrabasic rocks were formed in the oceanic island arc environment and had mixing of 20%~40% crustal material during the subduction process.

Key words: petrogeochemistry; Pb-Nd-Sr isotope; Yizhuxingla ultrabasic rocks; depleted mantle

收稿日期: 2019-05-18; 修订日期: 2021-04-06

资助项目: 中国地质调查局项目《西藏卡贡地区 1:5 万四幅区域地质调查》(编号: DD20160016-21) 和《西藏类乌齐县衣珠兴拉镍多金属矿远景调查》(编号: 121201010000150007-15)

作者简介: 于涛(1987-), 男, 硕士, 讲师, 从事地理教学和固体矿产勘查工作。E-mail: 1034125709@qq.com

* 通信作者: 周新(1984-), 男, 硕士, 工程师, 从事固体矿产勘查、区域地质调查工作。E-mail: 442879707@qq.com

班公湖-怒江缝合带是青藏高原上一条重要的缝合带,夹持于羌塘地块和拉萨地块之间,东西横跨 2000 km,分布有一系列近 EW 向展布的线状蛇绿岩^[1-2],是研究特提斯洋演化的天然窗口,长期以来备受地质学界的广泛关注。但是,由于该缝合带具有复杂的演化历史,使不同学者们提出了不同的认识,但总体上认为班公湖-怒江缝合带内的蛇绿岩成因可分为 3 类:①MORE 型蛇绿岩^[3-4];②SSZ 型蛇绿岩^[5-7];③贫 S 的地幔 Fe-Ni-S 熔体捕虏体^[8]。前人的研究成果为提升班公湖-怒江缝合带的演化认识提供了证据,同时也为“多岛弧盆”的观点提供了支撑^[9-11]。丁青蛇绿岩是班公湖-怒江缝合带中的重要组成部分,是该缝合带出露最完整、规模最大的蛇绿岩体。20 世纪 80 年代以来,针对丁青蛇绿岩的研究主要集中在丁青县境内,即主要对丁青蛇绿岩带西段进行了地球化学特征、地层古生物、岩体时代、岩浆演化、构造意义等方面的研究^[12-18],但是对于丁青蛇绿岩带东段的超基性岩研究较少,限制了特提斯洋在东段(丁青-类乌齐之间)演化过程的认识。基于此,本文以丁青蛇绿岩东段的衣珠兴拉超基性岩体为研究对象,通过详尽的野外地质工作,结合岩石学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素测试分析,探讨该区超基性岩的岩石

成因和构造环境,为约束班公湖-怒江在藏东地区的演化提供依据。

1 基本地质特征

衣珠兴拉超基性岩是班公湖-丁青-怒江蛇绿岩带的重要组成部分,处于青藏高原东部印度板块与欧亚板块的结合地带,属阿尔卑斯-喜马拉雅构造带向南转折的三江地区(图 1-a)^[19]。区内地质构造及沉积建造复杂,主要构造单元急剧变窄,火山及岩浆侵入活动剧烈而频繁。研究区出露地层主要为侏罗系罗东群(Jld),进一步可划分为第一组(Jld¹)和第四组(Jld⁴)。其中,罗东群第一组(Jld¹)主要为板岩夹变质砂岩;第四组(Jld⁴)根据岩性变化可分为 2 段,即灰岩段(Jld^{4-ls})和变质砂岩段(Jld^{4-mss})(图 1-b)。

超基性岩体构造侵位于罗东群第四组中,走向 NWW,倾向 NE20°左右,岩块南界倾角 60°左右,北界倾角较大,长约 7.5 km,宽约 1.5 km,平面形态呈透镜状夹于断裂带中。2014—2017 年野外调查中发现超基性岩体东边界和西南部出露少量碳酸岩(图 2-a),碳酸岩全岩镍矿化,Ni 品位为 0.2%~1.2%,平均品位 0.51%。

衣珠兴拉超基性岩主要由方辉橄榄岩组成,岩

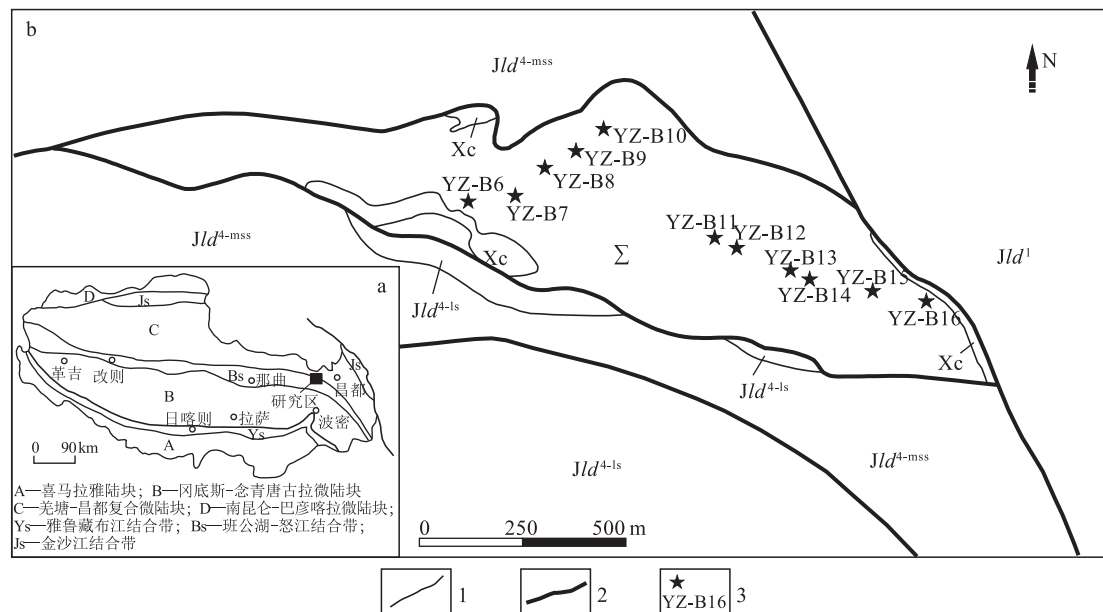


图 1 衣珠兴拉地区地质简图

Fig. 1 Geological map of the Yizhuxingla area

Jld^{4-ls}—罗东群第四组灰岩;Jld^{4-mss}—罗东群第四组变质砂岩;Jld¹—罗东群第一组板岩夹变质砂岩;Xc—碳酸岩;

Σ—超基性岩;1—地质界线;2—断层;3—采样位置及编号

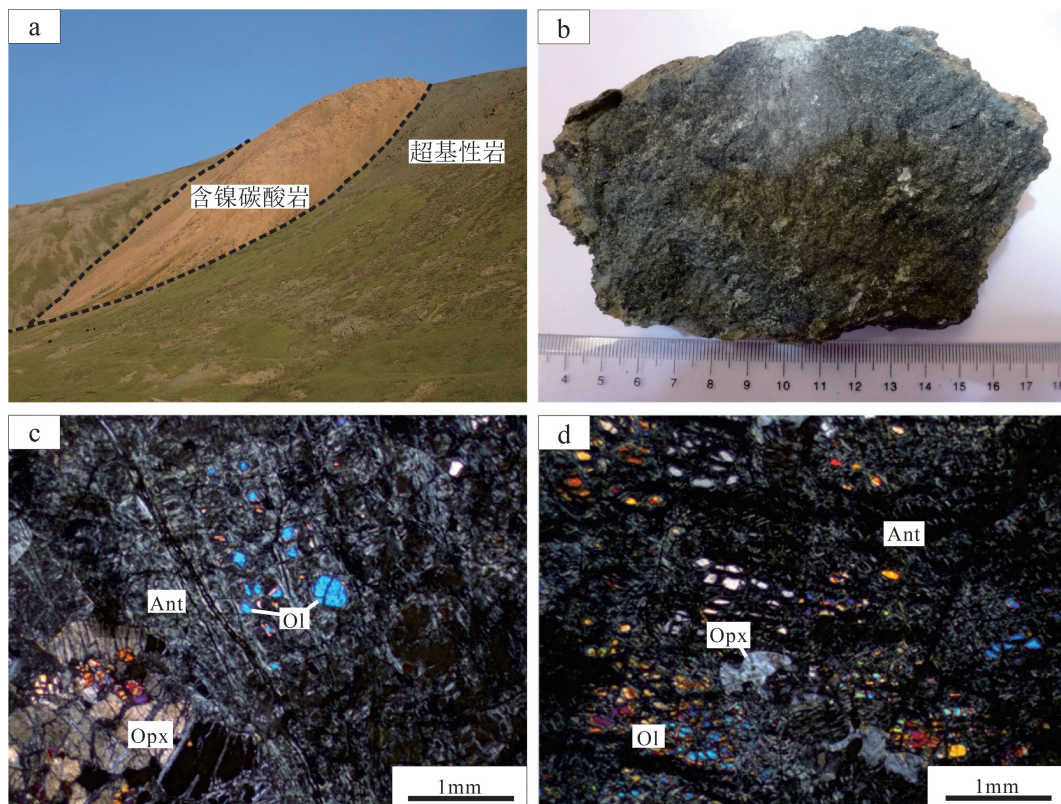


图 2 衣珠兴拉地区超基性岩样品(a,b)及显微照片(c,d)

Fig. 2 Samples(a,b) and microphotographs(c,d) of ultrabasic rocks

a—超基性岩和碳酸岩野外产状;b—方辉橄榄岩样品(YZ-B8);c—橄榄石大部分蛇纹石化,呈网状结构,橄榄石颗粒呈孤岛状,斜方辉石呈短柱状,颗粒碎裂(+);d—橄榄石呈集合体,蛇纹石沿裂隙及边缘交代,构成网状,斜方辉石形态浑圆(+);Ol—橄榄石;Opx—斜方辉石;Ant—蛇纹石

石普遍发育蛇纹石化,表面颜色为淡黄色、土黄色,新鲜面呈灰黑色、墨绿色(图 2-b),网状结构,块状构造。矿物成分主要为橄榄石(85%~90%)和辉石(8%~10%),另有少量不透明矿物(<2%)。橄榄石呈他形粒状及其集合体(图 2-d),多数被熔蚀呈浑圆状,粒度大小不等,为 0.1~0.2 mm,局部见蛇纹石沿裂隙及边缘交代,构成网状,橄榄石颗粒被分割成孤岛状(图 2-c),橄榄石广泛大量存在,分布不均匀;辉石主要为斜方辉石,少量单斜辉石,呈他形短柱状、柱状(图 2-c),颗粒多发生碎裂,形态浑圆,具较多的裂隙,大小为 0.8~2.5 mm,不均匀分布在岩石中,局部相对集中;不透明矿物呈自形粒状,粒度大小平均约 0.8 mm,局部零星分布。

2 样品采集与分析方法

本次样品采自衣珠兴拉超基性岩体(图 1)的天

然露头中,选择蚀变较弱的新鲜岩石,共采集 11 件样品进行主量和微量元素测试,均由自然资源部成都矿产资源监督检测中心完成。先将大于 200 目的粉末样在氧化剂作用下于 1200℃条件下熔融,制成玻璃样片,然后使用 X-射线荧光谱仪分析进行主量元素分析,其相对误差优于 5%^[20];称取试样于高压消解罐的 Teflon 内罐中,加入 HF、HNO₃ 装入钢套中,于 190℃保温 48 h,取出冷却后,在电热板上蒸干至赶尽 HF,加入 HNO₃ 再次封闭溶样 3 h,溶液转入洁净塑料瓶中。使用 ICP-MS 测定微量和稀土元素,其相对误差优于 8%^[21-22]。本文选取 2 件全岩分析粉末样(编号 YZ-B10、YZ-B15)开展了 Pb、Nd 和 Sr 同位素测试,本次实验在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成,实验仪器型号为 ISOPROBE-T 热表面电离质谱仪,是在相对湿度为 30%,温度为 20℃的条件下完成的^[23]。

3 分析结果

3.1 主量元素

衣珠兴拉超基性岩普遍具有不同程度的蚀变现象,虽然本次选择弱蚀变岩石进行了测试,但分析结果中的烧失量仍然较高(10.84%~15.24%)(表1),因此,在讨论超基性岩的主量元素地球化学特征时,将烧失量扣除后重新换算成100%的成分进行探讨。衣珠兴拉超基性岩在主量元素成分上为变质橄榄岩(图3-b),根据索波列夫标准矿物成分计算方法^[26]表现为方辉橄榄岩(图3-a),与薄片鉴定结果一致。

主量元素氧化物特征显示(表1): SiO_2 质量分

数在43.32%~46.94%之间,平均为45.53%,与全球深海橄榄岩平均值(45.6%^[27])相当; MgO 含量为45.33%~47.70%,平均为45.92%,与世界典型蛇绿岩中的方辉橄榄岩(39.6%~48.4%)相似^[24], $\text{Mg}^\#$ [$\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$]值介于0.85~0.88之间,平均为0.86,明显高于大洋中脊二辉橄榄岩的 $\text{Mg}^\#$ 值(0.82^[28]),而接近显生宙蛇绿岩中方辉橄榄岩的 $\text{Mg}^\#$ 值(0.85^[24]), m/f 值为4.48~5.64,属铁质超基性岩^[29]; Al_2O_3 和 CaO 含量分别为0.08%~0.39%和0.15%~0.37%,均低于大洋中脊二辉橄榄岩(Al_2O_3 为3.47%、 CaO 为2.26%^[24])的含量。在 Al_2O_3 - CaO 相关图(图3-c)中,样品化学成分显示出贫 Al_2O_3 和 CaO 的特征,明显不同于Liguria、Ronda变

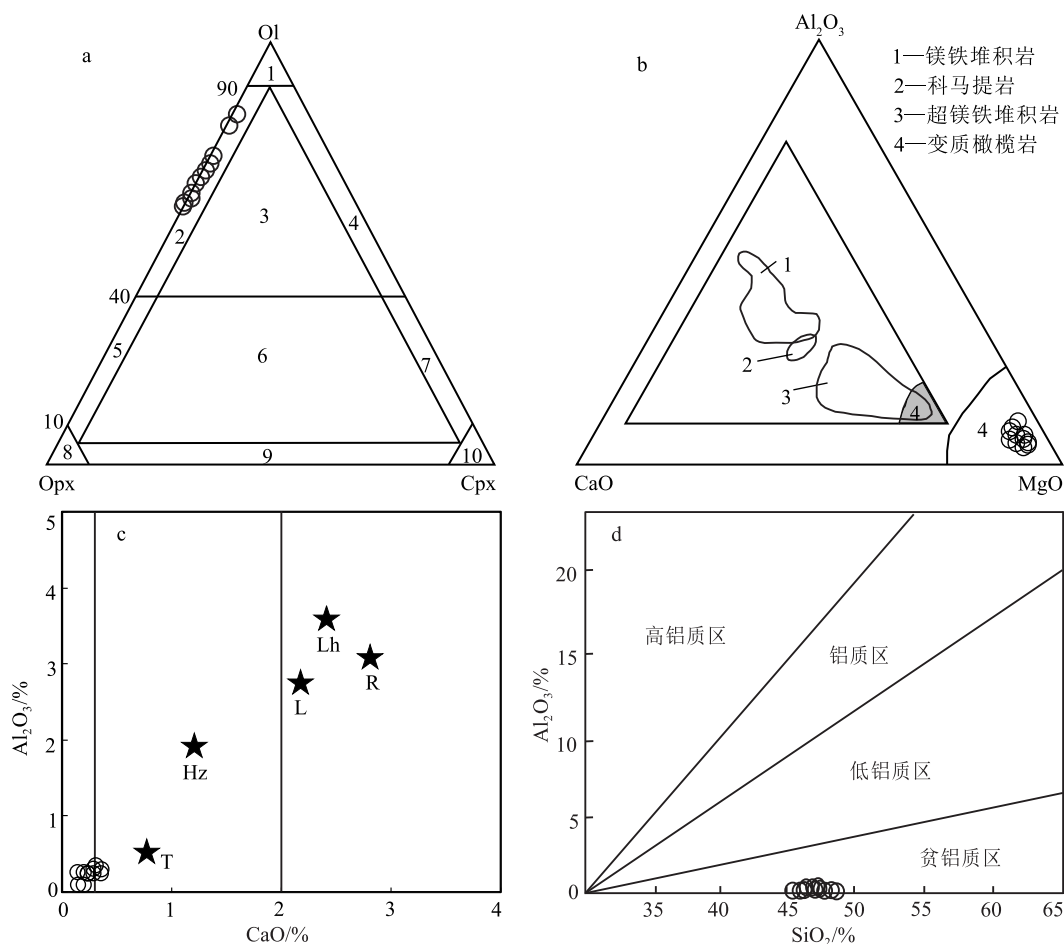


图3 超基性岩 Ol-Opx-Cpx(a)、 Al_2O_3 -CaO-MgO(b)^[24]、CaO- Al_2O_3 (c)^[25]和 SiO_2 - Al_2O_3 (d)变异图解

Fig. 3 Diagrams of Ol-Opx-Cpx(a), Al_2O_3 -CaO-MgO(b), CaO- Al_2O_3 (c) and SiO_2 - Al_2O_3 (d) of ultrabasic rocks

图a:Ol—橄榄岩;Opx—斜方辉石;Cpx—单斜辉石;1—纯橄榄岩;2—方辉橄榄岩;3—二辉橄榄岩;4—单辉橄榄岩;5—橄榄方辉辉石岩;6—橄榄二辉岩;7—橄榄单辉辉石岩;8—方辉辉石岩;9—二辉辉石岩;10—单辉辉石岩;图c:Lh和Hz分别为现代洋底二辉橄榄岩和方辉橄榄岩的平均成分;L、R和T分别为Liguria、Ronda和Troodos变质橄榄岩的平均成分

质橄榄岩及现在洋底二辉橄榄岩,而与 Troodos 变质橄榄岩与现代洋底方辉橄榄岩成分相近;在超基性岩 SiO_2 - Al_2O_3 相关图(图 3-d)中,样品点均落入贫铝质区,表明该区方辉橄榄岩应为亏损地幔橄榄岩。此外,衣珠兴拉超基性岩中 TiO_2 含量较低,为 0.011%~0.014% (平均 0.012%),低于大洋中脊地幔 TiO_2 (>0.1%^[30]),而与消减带之上的 SSZ 型地幔橄榄岩的 TiO_2 含量相当^[31];表明它们可能来源于消减带之下的上地幔,并且是高度部分熔融的产物。

3.2 稀土元素

衣珠兴拉超基性岩的稀土元素总量较低(表 1), ΣREE 为 0.79×10^{-6} ~ 1.23×10^{-6} ,平均值为 1.02×10^{-6} ,远低于球粒陨石 (3.89×10^{-6})^[32],相对于原始地幔 (7.48×10^{-6})^[32] 处于亏损状态,因此,衣珠兴拉超基性岩是一种亏损地幔岩。岩体的轻稀土元素总量为 0.69×10^{-6} ~ 1.06×10^{-6} ,重稀土元素总量在 0.11×10^{-6} ~ 0.17×10^{-6} 之间, LREE/HREE 值介于 5.37~7.30 之间,显示了轻稀土元素(LREE)富集和重稀土元素(HREE)相对亏损的特征;稀土元素配分曲线呈 V 字形右倾的轻稀土元素富集型(图 4-a), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值变化于 5.41~8.12 之间,表明轻、重稀土元素分馏现象明显; δEu 值在 1.65~2.69 之间,显示明显的正 Eu 异常; δCe 值为 0.64~0.94,具有弱负 Ce 异常。

3.3 微量元素

微量元素原始地幔标准化蛛网图解(图 4-b)显

示:所有样品表现出相似的分布曲线,表现为 Rb、Th、Nb、Hf 元素相对富集,为正异常;K、U、Ti 元素相对亏损,为负异常。在过渡族元素中,Ti 和 V 较 Cr、Co 和 Ni 更易进入熔体,使 Cr、Co 和 Ni 在残余固相中逐渐富集,Ti 和 V 则在残余固相中逐渐贫化。衣珠兴拉超基性岩原始地幔标准化后的过渡金属元素配分模式均为不对称的“W”形(图 5),在 Ti 和 Cu 处形成 2 个非常明显的“谷”型负异常,并不体现由岩浆结晶作用形成岩石所具有的 Ti、Cu “峰”型正异常和 Cr、Ni “谷”型负异常,反映出残余地幔岩的配分特征。

3.4 Pb-Nd-Sr 同位素

衣珠兴拉超基性岩的同位素初始值按照 $t=217$ Ma^[17] 计算获得,超基性岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的值分别为 18.79~18.98、15.652~15.658、38.556(表 2),高于原始地幔的铅同位素值(分别为 17.51、15.33 和 37.63)^[34],在 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 图解中 2 件样品均落入北半球参照线右边靠近亏损同位素范围(图 6),显出异常铅特征,表明它们富集了放射性成因铅^[34]。同时,衣珠兴拉超基性岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 0.709~0.73227(表 3),明显高于软流圈地幔值(0.703)^[32]; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.511637\sim 0.511868$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -9.58\sim -14.09$ (表 3),远低于软流圈地幔值(8)^[32]。综上所述,衣珠兴拉超基性岩具有高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 、低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 特征,表明超基性岩受到地壳物质的混染。

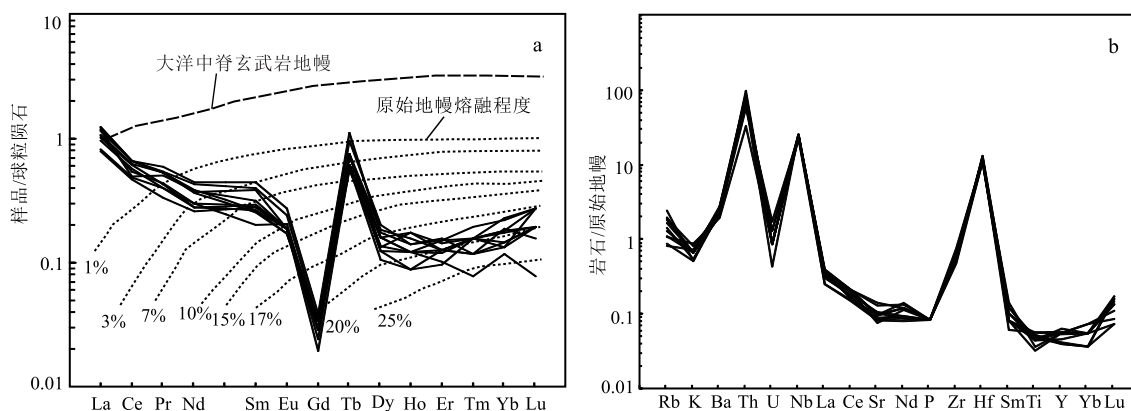


图 4 衣珠兴拉超基性岩稀土元素球粒陨石标准化配分图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)^[33]

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b) of Yizhuxingla ultrabasic rocks

表 1 衣珠兴拉超基性岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 1 Major, trace elements and REE data of Yizhuxingla ultrabasic rocks

样号	YZ-B6	YZ-B7	YZ-B8	YZ-B9	YZ-B10	YZ-B11	YZ-B12	YZ-B13	YZ-B14	YZ-B15	YZ-B16
SiO ₂	37.54	38.38	38.52	38.88	38.84	39.60	38.94	39.54	36.42	35.41	36.38
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.21	0.32	0.21	0.26	0.22	0.28	0.14	0.21	0.07	0.06	0.21
Fe ₂ O ₃	4.26	4.94	4.33	4.44	3.62	4.86	4.61	4.42	4.64	5.20	5.24
FeO	2.26	1.29	2.15	2.53	2.74	1.67	1.01	2.44	2.26	1.78	1.70
MnO	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08
MgO	38.27	36.44	37.75	38.85	39.06	38.31	37.61	39.88	39.55	38.99	37.29
CaO	0.31	0.25	0.17	0.32	0.26	0.25	0.16	0.20	0.18	0.13	0.12
Na ₂ O	0.039	0.037	0.033	0.036	0.031	0.041	0.042	0.034	0.032	0.047	0.038
K ₂ O	0.027	0.018	0.022	0.022	0.017	0.022	0.029	0.022	0.017	0.024	0.022
P ₂ O ₅	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
烧失量	13.58	15.24	13.10	12.02	11.92	12.94	14.92	10.84	13.22	15.00	15.16
总计	96.59	97.00	96.37	97.45	96.79	98.07	97.55	97.68	96.48	96.73	96.25
TFeO	7.34	7.01	7.26	7.63	7.06	7.09	6.24	7.38	7.71	7.89	7.90
Mg	0.86	0.86	0.86	0.86	0.87	0.86	0.88	0.86	0.86	0.86	0.85
m/f	4.84	4.90	4.81	4.59	5.03	4.89	5.62	4.79	4.74	4.65	4.48
Di	0.89	0.06	0.08	0.61	0.23	0.44	0.44	0.56	0.82	0.59	0.24
Hy	26.21	37.21	33.16	28.88	29.65	34.12	36.26	28.28	18.08	15.92	25.63
Ol	69.67	59.15	63.54	67.04	66.90	62.08	60.59	68.10	78.43	80.69	70.86
La	0.30	0.29	0.28	0.28	0.28	0.23	0.19	0.26	0.24	0.25	0.19
Ce	0.41	0.41	0.41	0.41	0.31	0.35	0.30	0.38	0.38	0.33	0.29
Pr	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03
Nd	0.21	0.20	0.18	0.18	0.18	0.14	0.13	0.17	0.13	0.14	0.12
Sm	0.07	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04
Eu	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Tb	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Dy	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03
Ho	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Er	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Tm	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
Lu	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Y	0.28	0.28	0.28	0.27	0.32	0.20	0.20	0.23	0.28	0.29	0.21
ΣREE	1.23	1.18	1.15	1.10	1.02	0.94	0.84	1.05	0.98	0.96	0.79
LREE	1.06	1.03	0.98	0.97	0.87	0.82	0.72	0.91	0.85	0.81	0.69
HREE	0.18	0.16	0.17	0.13	0.14	0.12	0.11	0.14	0.13	0.15	0.11
LREE/HREE	5.93	6.62	5.84	7.30	6.11	6.79	6.32	6.70	6.37	5.37	6.49
La _N /Yb _N	5.63	5.41	6.21	8.12	6.53	7.24	6.96	7.32	5.76	5.81	5.89
δEu	2.10	2.07	1.65	1.80	2.15	2.07	2.05	2.00	2.14	2.69	2.56
δCe	0.76	0.80	0.84	0.83	0.64	0.91	0.86	0.83	0.94	0.80	0.92
Ba	17.30	17.30	15.60	16.00	18.00	15.80	14.90	20.20	20.90	19.70	21.20
Hf	3.86	4.27	4.43	4.11	3.70	3.70	3.78	3.94	4.35	4.11	4.11
Th	6.92	5.34	7.71	9.03	7.10	6.66	3.05	7.98	8.06	6.66	6.39
Zr	7.15	7.24	6.33	7.06	6.79	8.24	5.88	9.33	6.70	7.33	8.42
Co	67.70	69.70	66.80	68.00	66.80	70.60	66.10	71.10	75.30	71.80	67.00
Ni	2054	2082	2118	2056	2109	2122	1999	2175	2405	2275	2064

续表 1

样号	YZ-B6	YZ-B7	YZ-B8	YZ-B9	YZ-B10	YZ-B11	YZ-B12	YZ-B13	YZ-B14	YZ-B15	YZ-B16
V	7.18	14.00	7.55	11.80	10.50	12.60	4.85	9.94	5.41	4.95	9.31
Cr	483	810	579	432	711	676	415	542	88	104	538
Cu	4.59	4.69	3.04	2.41	3.61	3.14	2.66	3.55	3.83	2.72	3.11
Zn	36.60	42.50	39.10	26.90	40.50	34.20	37.60	36.60	33.30	35.30	35.40
Li	4.96	2.31	4.62	3.60	2.70	2.46	2.25	2.03	1.40	1.05	2.31
Be	0.03	0.02	0.03	1.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03
Sc	6.17	6.35	5.29	7.47	6.20	6.88	4.51	6.03	4.20	3.82	5.33
Ga	1.51	1.20	1.33	1.33	1.47	1.01	1.11	1.34	1.24	1.26	1.28
Rb	1.33	0.99	1.37	1.15	1.69	0.90	0.75	0.77	0.61	0.57	1.27
Sr	2.26	3.02	3.29	2.21	2.29	2.48	1.97	1.77	2.39	2.07	1.92
Mo	0.39	0.16	0.28	0.15	0.13	0.14	0.10	0.17	0.23	0.18	0.13
Pb	2.84	2.81	1.57	2.12	2.77	2.78	2.21	2.13	2.65	2.60	2.35
Bi	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01
U	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
Nb	19.00	18.50	19.20	19.80	19.50	18.30	17.60	18.70	19.30	19.80	19.70
Ta	0.12	0.10	0.03	0.10	0.04	0.58	0.13	0.13	0.85	0.95	0.10

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

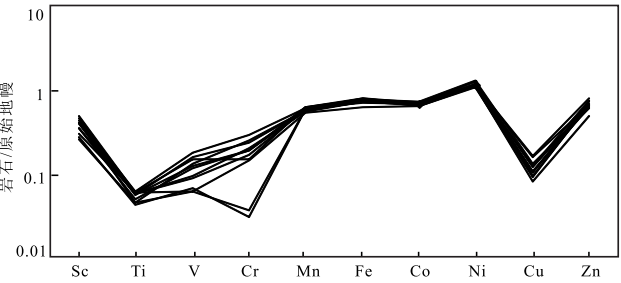


图 5 衣珠兴拉超基性岩原始地幔标准化的过渡金属元素配分型式图(标准化数据据参考文献[33])

Fig. 5 Primitive mantle normalized TME patterns of Yizhuxingla ultrabasic rocks

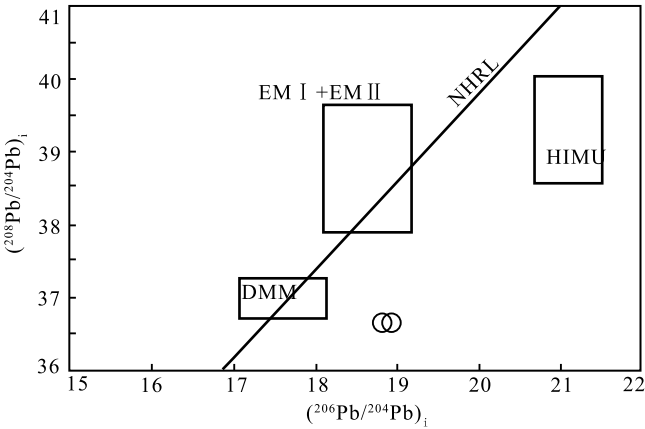


图 6 衣珠兴拉超基性岩 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 关系图解

Fig. 6 Plot of $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ for

Yizhuxingla ultrabasic rocks

DMM—亏损地幔同位素组成范围^[32]; HIMU—高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 型地幔组成范围^[35]; EM I—富集 I 型地幔组成范围^[36]; EM II—富集 II 型地幔组成范围^[37]; NHRL—北半球参照线

4 讨 论

4.1 岩石成因

前述研究显示:衣珠兴拉超基性岩的岩石类型为方辉橄榄岩,岩石强烈蛇纹石化。在 $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{MgO}$ 图解(图 3-b)中样品点全部落入变质橄榄岩区,根据索波列夫标准矿物成分计算方法表现为方辉橄榄岩(图 3-a);在 $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ 相关图(图 3-c)中,样品化学成分显示出贫 Al_2O_3 和 CaO 的特征,在超基性岩 $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ 相关图(图 3-d)中,样品点均落入贫铝质区。

衣珠兴拉超基性岩具有低 CaO 、 Al_2O_3 和高 MgO 、 $\text{Mg}^\#$ 的岩石地球化学特征,而地幔橄榄岩中 MgO 的含量和 $\text{Mg}^\#$ 值是衡量其亏损程度或部分熔融程度的重要指标^[38]。 MgO 含量越高或 $\text{Mg}^\#$ 值越大, CaO 、 Al_2O_3 等易熔组分含量越低,暗示其熔融程

表 2 衣珠兴拉超基性岩铅同位素分析结果
Table 2 Pb isotope data of Yizhuxingla ultrabasic rocks

样品号	Pb/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
YZ-B10	2.77	7.1	0.021	18.98	15.658	38.556	18.963	15.657	36.723
YZ-B15	2.6	6.66	0.031	18.79	15.652	38.556	18.764	15.651	36.729

表 3 衣珠兴拉超基性岩 Nd-Sr 同位素分析结果
Table 3 Nd-Sr isotope data of Yizhuxingla ultrabasic rocks

样品号	Sm/ 10^{-6}	Nd/ 10^{-6}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
YZ-B10	0.049	0.18	0.1664	0.512055	0.511637	-14.09
YZ-B15	0.031	0.14	0.1320	0.511873	0.511868	-9.58
样品号	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$
YZ-B10	1.69	2.29	2.1350	0.715591	0.709	67.5
YZ-B15	0.57	2.07	0.7937	0.734722	0.73227	398

度越高、亏损越强烈。衣珠兴拉超基性岩 MgO 的平均含量为 45.92%, 远高于模拟地幔岩的 MgO 含量 (37.67%)^[39]; 岩体中 Al_2O_3 和 CaO 的平均含量分别为 0.24%、0.25%, 远低于原始地幔值 (4.45%、3.55%)^[24]; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - MgO/SiO_2 相关图 (图 7-a) 显示, 衣珠兴拉超基性岩具有原始地幔经过了部分熔融后的亏损地幔特征。

衣珠兴拉超基性岩的稀土元素总量平均为 1.02×10^{-6} , 相对于原始地幔 (7.48×10^{-6})^[32] 处于亏损状态, 属于亏损地幔岩。LREE 略微富集的原因, 可能是受到后期大洋岩石圈俯冲消减过程中流体交代的影响^[40]。稀土元素中 HREE 几乎只受部分熔融程度的控制, 在俯冲作用过程中性质稳定, 因此可以有效地指示部分熔融程度^[41]。衣珠兴拉超基性

岩球粒陨石标准化 HREE 配分模式暗示, 该超基性岩是原始地幔经 1%~25% (图 4-a) 的部分熔融后类似于 N-MORB 型的亏损地幔。微量元素中过渡金属元素原始地幔标准配分模式反映出残余地幔岩的配分特征。Yb-Ti 关系图解 (图 7-b) 可以看出, 衣珠兴拉超基性岩可能是尖晶石橄榄岩分离熔融的结果, 其熔融程度为 15%~25%。

综上所述, 衣珠兴拉超基性岩为亏损地幔橄榄岩, 其形成可能来自部分熔融 (15%~25%) 的洋中脊玄武岩地幔的残留, 可能通过洋中脊玄武岩地幔熔体萃取亏损 Al_2O_3 和 CaO 等氧化物, 同时受到俯冲消减作用影响, 导致轻稀土元素和部分不相容元素富集。

4.2 地壳混染

微量元素 Ce 与 Pb 具有相同的总分配系数, 在

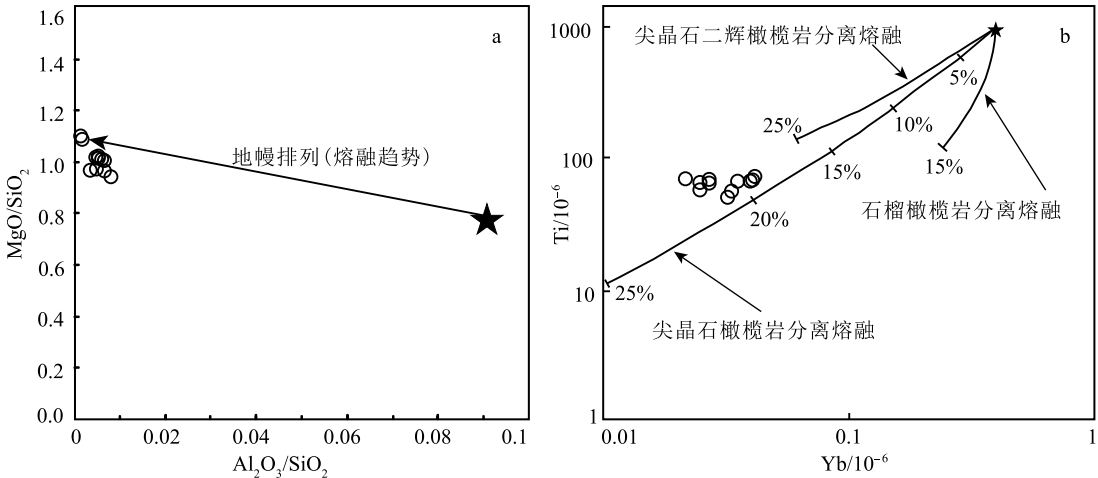


图 7 衣珠兴拉超基性岩 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - MgO/SiO_2 (a) 和 Yb-Ti (b) 图解^[40]

Fig. 7 Diagrams of $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - MgO/SiO_2 (a) and Yb-Ti (b) for Yizhuxingla ultrabasic rocks

岩浆分离结晶和部分熔融过程中, Ce/Pb 值不会改变。超基性岩中 Ce/Pb 值为 $0.12 \sim 0.26$ (典型地幔 Ce/Pb 为 25, 地壳 Ce/Pb 值小于 15)^[42], 属于地壳值范围, 因此岩浆在演化过程中可能有地壳物质的参与。衣珠兴拉超基性岩的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值分别为 $18.79 \sim 18.98$ 、 $15.652 \sim 15.658$ 和 38.556 , 高于原始地幔的 Pb 同位素值 (分别为 17.51、15.33 和 37.63)^[34], 更倾向于具高放射性的壳源源区。在 $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ 构造模式图解 (图 8-c) 中, 样品点均落在造山带演化线和上地壳演化线之间, 在岩浆源区判别图 (图 8-a、b) 中, 样品点均落入造山带与上地壳结合部位。同时, Sr-Nd 同位素分析显示, 衣珠兴拉超基性岩高 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 、低 $\epsilon_{Nd}(t)$ 特征, 表明超基性岩受到地壳物质的混染, 在 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ — $\epsilon_{Nd}(t)$ 图解 (图 8-d) 中也显示其源

区趋向于地壳, 表明岩浆在演化中有 20%~40% 地壳物质的参与。衣珠兴拉超基性岩边部出露的碳酸岩是富 CO_2 的深部流体在中下地壳对超基性岩交代形成的^[43], 间接表明在超基性岩受到深部流体的影响, 因此认为可能是岩石在构造侵位过程中, 受到俯冲流体物质交代, 与岩石发生地壳物质混染。

4.3 构造环境

随着蛇绿岩研究程度的深入, 尤其是深海钻探计划 (DSDP) 和大洋钻探计划取得的成果, 部分学者认为只有少数蛇绿岩是大洋扩张 (MORB) 的产物, 多数蛇绿岩代表板块俯冲消减带上 (SSZ) 的岛弧和弧后盆地、大陆边缘盆地等小洋盆。Pearca 等^[31] 以地幔橄榄岩为标志, 将蛇绿岩分为 MORB (洋中脊玄武岩) 型和 SSZ 型。SSZ 型蛇绿岩的地幔橄榄岩主要为方辉橄榄岩, 富集 LREE^[44-47], 而

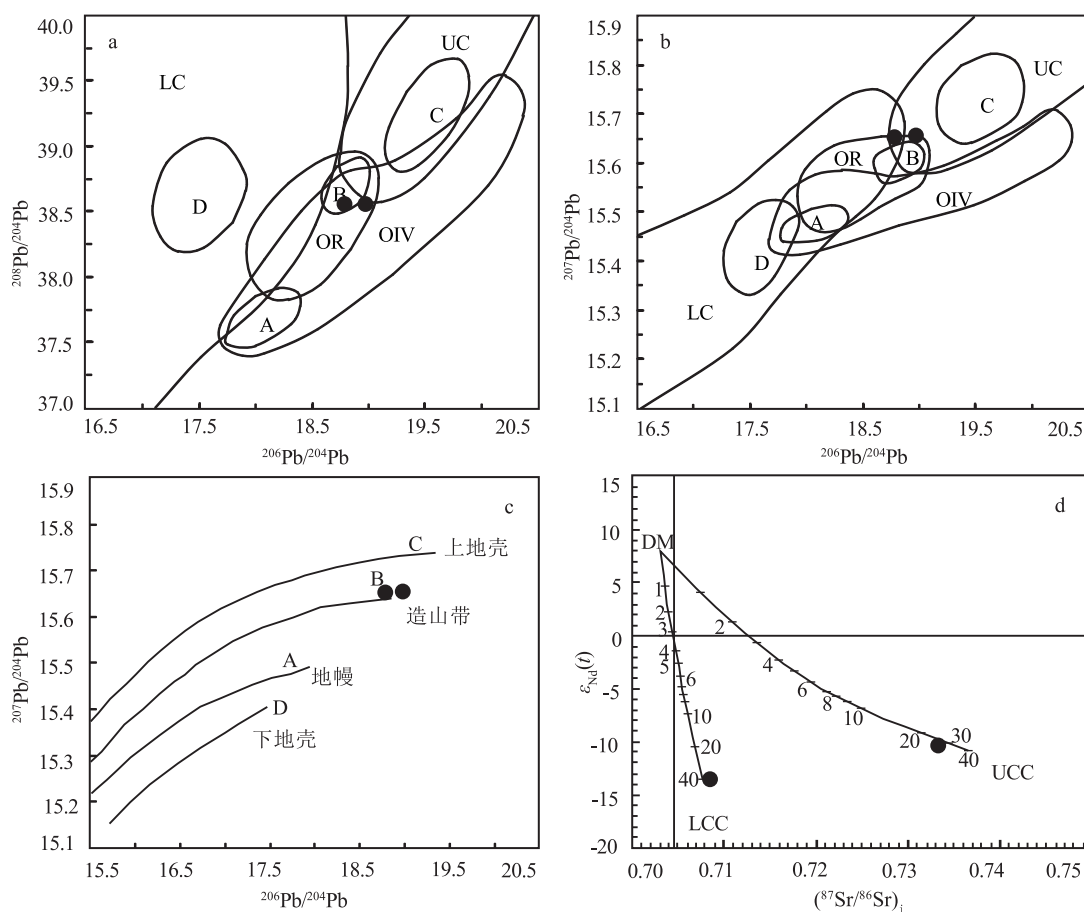


图 8 衣珠兴拉超基性岩铅同位素 (a、b、c) 和 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ — $\epsilon_{Nd}(t)$ (d)^[40] 图解

Fig. 8 Diagrams of Pb isotopic (a, b, c) and $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ — $\epsilon_{Nd}(t)$ (d) for Yizhuxingla ultrabasic rocks

图 a、b: UC—上地壳; LC—下地壳; OR—造山带; OIV—洋岛火山岩; 图 d 中: 其中数字表示地壳物质参与比例;

DM—软流圈地幔; LCC—下地壳; UCC—上地壳

MORB 型的地幔橄榄岩一般为含单斜辉石的方辉橄榄岩, LREE 为亏损型。衣珠兴拉超基性岩为强烈蛇纹石化的方辉橄榄岩, 富 MgO、贫 CaO 和 Al_2O_3 、低 TiO_2 , 岩石的 LREE 略有富集, 与 Pearce 等^[33]划分的 SSZ 型地幔橄榄岩特征相似。

张旗等^[12]在班公湖-怒江缝合带东段丁青蛇绿岩中发现有玻安岩出露, 认为其蛇绿岩形成于洋内岛弧; 史仁灯等^[48]在班公湖-怒江缝合带蛇绿混杂岩中发现玻安岩, 认为其形成于洋内岛弧的弧前环境, 推测该蛇绿岩在构造侵位过程中曾发生过洋内俯冲作用。衣珠兴拉超基性岩北西约 50 km 的安多辉绿岩和纳永拉堆晶辉长岩, 也形成于 SSZ 型构造环境^[18]。微量元素标原始地幔标准化 $\text{Yb}_{\text{c-n}}-(\text{Ce}/\text{Sm})_{\text{c-n}}$ 图解(图 9)中, 衣珠兴拉超基性岩样品点均落入弧下橄榄岩和造山带橄榄岩下方区域。结合地球化学特征和区域构造背景, 认为衣珠兴拉超基性岩形成于洋内岛弧环境。

安多辉绿岩和纳永拉堆晶辉长岩形成于早侏罗世的洋内岛弧, 表明班公湖-怒江特提斯洋在早侏罗世发生洋内俯冲^[18]。衣珠兴拉超基性岩形成于洋内岛弧环境, 且与安多辉绿岩、纳永拉堆晶辉长岩都是丁青蛇绿混杂岩带的重要组成部分。因此认为, 衣珠兴拉超基性岩也是早侏罗世班公湖-怒江特提斯洋洋内俯冲的产物。

5 结 论

(1) 衣珠兴拉超基性岩为强烈蛇纹石化的方辉

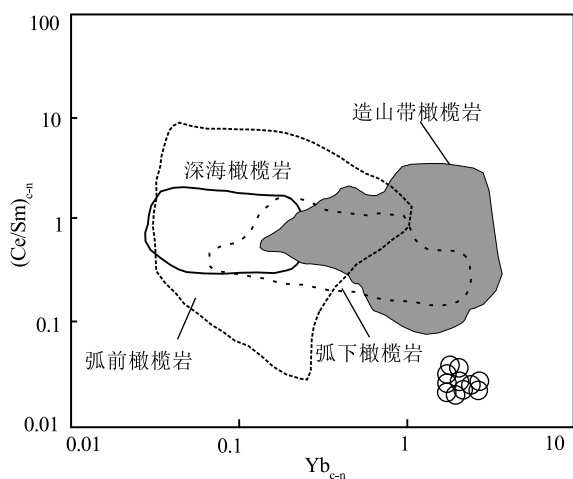


图 9 衣珠兴拉超基性岩 $\text{Yb}_{\text{c-n}}-(\text{Ce}/\text{Sm})_{\text{c-n}}$ 图解

Fig. 9 Diagram of $\text{Yb}_{\text{c-n}}-(\text{Ce}/\text{Sm})_{\text{c-n}}$ for Yizhuxingla ultrabasic rocks

橄榄岩, 具有富 MgO、贫 CaO 和 Al_2O_3 、低 TiO_2 的特征; 岩石的稀土元素含量低于原始地幔, 稀土元素配分模式呈平缓“V”字右倾型, 轻、重稀土元素分馏现象明显, 具有明显的正 Eu 异常和弱负 Ce 异常; 过渡金属元素表现为不对称的“W”形配分型式, 在 Ti 和 Cu 处形成明显的负异常“谷”。

(2) 衣珠兴拉超基性岩具高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 特征, 在俯冲消减作用过程中混染了 20% ~ 40% 的地壳物质。

(3) 衣珠兴拉超基性岩是原始地幔部分熔融的亏损地幔岩, 形成于洋内岛弧环境。

致谢: 在成文过程中得到成都理工大学地球科学学院倪志耀教授的悉心指导和帮助, 在此表示衷心的感谢。

参考文献

- [1] 曹圣华, 廖六根, 邓世权, 等. 西藏班公湖蛇绿岩组合层序、地球化学及其成因研究[J]. 沉积与特提斯地质, 2005, 25(3): 101-110.
- [2] 江军华, 王瑞江, 曲晓明, 等. 西藏班公湖岛弧带含硫化镍超基性岩的源区性质与基底背景[J]. 矿床地质, 2009, 28(6): 793-802.
- [3] 黄启帅, 史仁灯, 丁炳华, 等. 班公湖 MOR 型蛇绿岩 Re-Os 同位素特征对班公湖-怒江特提斯洋裂解时间的制约[J]. 岩石矿物学杂志, 2012, 31(4): 465-478.
- [4] 秦雅东, 李德威, 刘德民, 等. 班公湖中特提斯洋打开的时限: 来自 MOR 型辉长岩的年代学制约[J]. 大地构造与成矿学, 2017, 41(6): 1148-1157.
- [5] 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.
- [6] 史仁灯. 班公湖 SSZ 型蛇绿岩年龄对班-怒洋时限的制约[J]. 科学通报, 2007, 52(2): 223-227.
- [7] 韦少港, 宋扬, 唐菊兴, 等. 西藏改则县多龙 SSZ 型蛇绿岩的锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学及 Sr-Nd 同位素特征: 班公湖-怒江洋晚二叠世洋内俯冲的证据[J]. 岩石学报, 2019, 35(2): 505-522.
- [8] 罗伟, 李佑国, 彭静. 西藏班公湖地区富镍硫化物超基性岩的成因[J]. 矿物岩石, 2016, 36(3): 29-36.
- [9] Mei H J, Liu X N, Chi J X, et al. On ophiolite system on Qinghai-Xizang plateau with particular reference to its genesis in West Xizang [C]// Geological studies of Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Science Press, 1981: 545-556.
- [10] Pearce J A, Deng W M. The ophiolites of the Tibet geotraverse Lhasa to Golmud (1985) and Lhasa to Kathmandu (1986) [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society, 1988, 327(1594): 215-238.
- [11] Dunlap W J, Wysoczanski R. Thermal evidence for early Cretaceous metamorphism in the Shyok suture zone and age of the Khardung volcanic rocks, Ladakh, India [J]. Asia Earth Science, 2002, (20): 481-490.
- [12] 张旗, 杨瑞英. 西藏丁青蛇绿岩中玻安岩类的深成岩及其地

- 质意义[J].科学通报,1985,(16): 1243-1245.
- [13] 张旗,杨瑞英.西藏丁青蛇绿岩中玻镁安山岩类侵入岩的地球化学特征[J].岩石学报,1987,(2): 64-74.
- [14] 黄婉康,王岩国,张旗,等.丁青和新喀里多尼亚玻安岩类的辉石及其超微结构[J].矿物学报,1993,(2): 115-123,198-199.
- [15] 王玉净,王建平,刘彦明,等.西藏丁青蛇绿岩特征、时代及其地质意义[J].微体古生物学报,2002,(4): 417-420.
- [16] 王玉净,王建平,裴放.西藏丁青蛇绿岩带中一个晚三叠世放射虫动物群[J].微体古生物学报,2002,19(4): 323-336.
- [17] 强巴扎西,谢尧武,吴彦旺,等.藏东丁青蛇绿岩中堆晶辉长岩锆石 SIMS U-Pb 定年及其意义[J].地质通报,2009,28(9): 1253-1258.
- [18] 李小波.班公湖-怒江结合带安多-丁青蛇绿岩地球化学特征及构造演化研究[D].中国地质大学(北京)硕士学位论文,2016.
- [19] 潘桂棠,丁俊,姚东生,等.青藏高原及邻区地质图(1: 1500000)[M].成都: 成都地图出版社,2004.
- [20] 庞小丽,刘晓晨,薛雍,等.粉晶 X 射线衍射法在岩石学和矿物学研究中的应用[J].岩矿测试,2009,28(5): 452-456.
- [21] 孙朝阳,杨凯,代小吕,等.电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)法测定岩石中的稀土元素[J].中国无机分析化学,2015,5(4): 48-52.
- [22] 梁亚丽,杨珍,阿丽莉,等.ICP-MS 法测定铜矿石中伴生锂、镓和稀土元素[J].吉林大学学报(理学版),2021,59(2): 427-434.
- [23] 濮巍,高剑峰,赵葵东,等.利用 DCTA 和 HIBA 快速有效分离 Rb-Sr,Sm-Nd 的方法[J].南京大学学报(自然科学版),2005,41(4): 445-450.
- [24] Coleman R G. Ophiolite - ancient Oceanic Lithosphere [M]. Berlin. Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1977: 1-229.
- [25] Ishiwatari A. Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1985, 89(2): 155-167.
- [26] 索波列夫 H.I., 杨凤英.超基性岩的岩石化学[C]//地质部地质科学研究所情报研究室编.国外超基性岩.北京: 中国工业出版社, 1964: 37-52.
- [27] Niu Y L. 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, 47(45): 2423-2458.
- [28] 张旗,张魁武,李达周.横断山区镁铁-超镁铁岩石[M].北京: 科学出版社,1992: 9-100.
- [29] 吴利仁.论中国基性岩、超基性岩的成矿专属性[J].地质科学, 1963, 4(1): 29-41.
- [30] 白文吉,杨经绥,胡旭峰,等.内蒙古贺根山蛇绿岩岩石成因和地壳增生的地球化学制约[J].岩石学报,1995,11(S1): 112-124.
- [31] Peace J A, Lippard S J, Robert S. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites [C]//Kokelaar B P, Howells M F. Marginal Basin Geology. London: Geological Society Special Publication, 1984, 16: 77-94.
- [32] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust - Its composition and evolution, an examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks [M]. Oxford: Blackwell Scientific, 1985: 1-312.
- [33] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics in ocean basalt: Implication for mantle composition and processes [C]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [34] Faure G. Principles of Isotope Geology [M]. New York: John Wiley and Sons, 1986: 321-343.
- [35] Gerlach D, Cliff R A, Davies G R, et al. Magma sources of the Cape Verdes archipelago: Isotopic and trace element constraints [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1988, 52(12): 2979-2992.
- [36] Cliff R A, Baker P E, Mateer N J. Geochemistry of inaccessible island volcanics [J]. Chemical Geology, 1991, 92(4): 251-260.
- [37] Hoernle K, Tilton G, Schmincke H U. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands [J]. Earth Planet. Sci. Letters, 1991, 106(1/4): 44-56.
- [38] 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.
- [39] 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.
- [40] Parkinson I J, Pearce J A, Thirlwall M F, et al. Trace Element Geochemistry of Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc, Leg125 [M]. Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Result, 1992.
- [41] Piccardo G B, Zanetti A, Muntener O. Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzoperidotite: Field, textural and geochemical evidence [J]. Lithos, 2007, 94(1/4): 181-209.
- [42] Macdonald R, Rogers N W. Plume-Lithosphere Interactions in the Generation of the Basalts of the Kenya Rift [J]. East Africa Journal of Petrology, 2001, 42(5): 877-900.
- [43] 周新,冯德新,樊炳良,等.西藏类乌齐地区含镍碳酸岩的发现与地质意义[J].矿物学报,2020,40(2): 109-115.
- [44] Elthon D, Stewart M, Rose D K. Composition trends of minerals in oceanic cumulates [J]. Geophy., 1992, 97(15): 189-199.
- [45] 鲍佩声.新疆西准噶尔重点含铬岩体成矿条件及找矿方向的研究 [C]//中国地质科学院地质研究所文集(24). 中国地质学会, 1992: 1-178.
- [46] 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,(S1): 24-41.
- [47] 王希斌.试论中国蛇绿岩成因类型及其成矿专属性 [C]//蛇绿岩与地球动力学研讨会论文集.北京地质出版社,1996: 69-74.
- [48] 史仁灯,杨经绥,许志琴,等.西藏班公湖蛇绿混杂岩中玻安岩系火山岩的发现及构造意义 [J]. 科学通报, 2004, 49(12): 1179-1184.