

田亚洲, 杨经绥. 新疆西准噶尔达拉布特蛇绿岩地幔橄榄岩成因[J]. 中国地质, 2015, 42(5): 1379–1403.

Tian Yazhou, Yang Jingsui. The genesis of peridotite in Darbute ophiolite within West Junggar basin, Xinjiang[J]. Geology in China, 2015, 42(5): 1379–1403(in Chinese with English abstract).

新疆西准噶尔达拉布特蛇绿岩地幔橄榄岩成因

田亚洲^{1,2} 杨经绥²

(1. 贵州大学资源与环境工程学院, 贵州 贵阳 550025; 2. 大陆构造与动力学国家重点实验室地幔研究中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要: 达拉布特蛇绿岩中地幔橄榄岩的主体为方辉橄榄岩, 含少量纯橄岩和二辉橄榄岩, 岩石遭受强烈蚀变。方辉橄榄岩单斜辉石、斜方辉石、橄榄石和尖晶石的主量元素特征均显示从深海地幔橄榄岩向 SSZ 地幔橄榄岩过渡的特征, 与斜方辉石原位 LA-ICP-MS 微量元素特征一致, 二辉橄榄岩具有深海地幔岩的性质。采用尖晶石-橄榄石平衡氧逸度计算方法, 得出方辉橄榄岩的 $\Delta \log (f_{O_2})$ FMQ 在 -0.14 至 $+0.96 \log$ FMQ 之间, 具有 MOR 地幔橄榄岩向 SSZ 地幔橄榄岩过渡的特点或弧后盆地至岛弧过渡的特征。尖晶石 Ga-Ti-Fe³⁺ 图解显示纯橄岩成因可能和地幔橄榄岩与岛弧拉斑玄武岩的反应有关, 而方辉橄榄岩可能为地幔橄榄岩与 MOR 熔体反应以及 SSZ 环境中含水熔体反应后的残余。纯橄岩和方辉橄榄岩 Σ REE 都低于球粒陨石, 且具有 LREE 富集的 U 型稀土元素配分模式, 暗示了岩石和流体/熔体之间的相互作用。综合以上研究表明, 达拉布特蛇绿岩形成于弧后扩张脊并受俯冲流体/熔体影响。

关键词: 构造背景; 地幔橄榄岩成因; 达拉布特蛇绿岩; 西准噶尔; 新疆

中图分类号: P588.12⁵; P597.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2015)05-1379-25

The genesis of peridotite in Darbute ophiolite within West Junggar basin, Xinjiang

TIAN Ya-zhou^{1,2}, YANG Jing-sui²

(1. College of Resource and Environmental Engineering, Guizhou University, Guiyang 550025, Guizhou, China;

2. CARMA, State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract: The peridotites in Darbute ophiolite consist mainly of harzburgite and minor dunite, lherzolite and dunite and exhibit strong alteration. The major elements of clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinel of harzburgite show the characteristics of both abyssal peridotite and SSZ peridotite, which is identical to the features of the trace elements of clinopyroxene obtained from the LA-ICP-MS in-situ analysis, while lherzolite is similar to abyssal peridotite. Oxygen fugacities recorded by olivine-spinel of harzburgite equilibrium are $+0.96 \log$ units below and $-0.14 \log$ units above the FMQ buffer, overlapping the range from MOR to SSZ harzburgite, or from back arc basin peridotite to island arc peridotite. The plot of Ga-Ti-Fe³⁺ of spinels indicates that the

收稿日期: 2015-07-12; 改回日期: 2015-07-21

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(12120115027201)和国家自然科学基金创新研究群体项目(41221061)联合资助。

作者简介: 田亚洲, 男, 1987 年生, 讲师, 矿物学、岩石学、矿床学专业; E-mail: tianyazhou87@163.com。

通讯作者: 杨经绥, 男, 1950 年生, 研究员, 博士生导师, 从事青藏高原和造山带的岩石大地构造研究; E-mail: yangjsui@163.com。

origin of dunite was related to the interaction between peridotite and island arc tholeiite, and the harzburgite was probably the residue after the interaction between peridotite and MOR melt and the interaction between peridotite and hydrous melt at the SSZ environment. The values of Σ REE of harzburgite and dunite are lower than those of C1 chondrite, and display the enriched LREE and the U-type REE pattern, which implies the fluid/melt-rock reaction. Taking into account the above data, the authors hold that the Darbute ophiolite was probably formed in the back arc spreading ridge and influenced by subducted fluid/melt.

Key words: tectonic setting; genesis of peridotite; Darbute ophiolite; West Juggar; Xinjiang

About the first author: TIAN Ya-zhou, male, born in 1987, lecturer, majors in the study of mineralogy, petrology and ore deposits; E-mail: tianyazhou87@163.com.

About the corresponding author: YANG Jing-sui, male, born in 1950, professor, supervisor of doctor candidates, mainly engages in the study of petrology and tectonics of Tibet and orogenic belt; E-mail: yangjsui@163.com.

1 引 言

达拉布特蛇绿岩位于中亚造山带腹地准噶尔西部地区。古生代以来,该区经历了古亚洲洋次级洋盆的扩张、俯冲、闭合和消减过程,形成了多条蛇绿岩带^[1]。因此,蛇绿岩的形成时代和大地构造背景对于研究该区的构造演化具有重要意义。但前人对达拉布特蛇绿岩形成的构造背景的认识也不尽相同,详细的岩石学、地球化学特征研究表明达拉布特蛇绿岩形成的构造环境有洋脊环境^[2-4]、初始岛弧的弧前盆地^[5]、大洋盆地和海沟环境^[6]、弧后盆地等^[7-17]。达拉布特蛇绿岩所代表的古亚洲洋在西准噶尔地区的俯冲模式一直以来也是众说纷纭,有单一俯冲^[18]、弧-弧碰撞^[19-21]、复合型洋内增生^[22-23]、残余洋盆上覆洋壳的抬升等^[24]。近年来,通过对西准噶尔地区大量分布的中基性岩墙群、大量晚石炭世花岗岩和玄武岩的地球化学特征研究表明,在晚石炭世,达拉布特洋盆经历了洋脊和俯冲带之间的相互作用,洋脊俯冲得到了大部分学者的支持^[10-16,25-29]。前人主要通过研究达拉布特蛇绿岩上覆单元玄武岩、辉长岩以及蛇绿岩中的辉长岩脉来探讨蛇绿岩所代表洋盆的形成时代、构造背景等关键科学问题,因为蛇绿岩中地幔橄榄岩均遭到强烈蛇纹石化,很少有人通过研究地幔橄榄岩来探讨以上问题。本文通过选取达拉布特蛇绿岩带中蚀变较少的地幔橄榄岩作为研究对象,主要对方辉橄榄岩和纯橄岩进行矿物学和岩石地球化学研究来探讨达拉布特蛇绿岩地幔橄榄岩成因及其洋盆形成时的大地构造背景。

2 地质背景

达拉布特蛇绿岩带为西准噶尔地区最典型、分布面积最广的蛇绿岩带,沿北西陡倾的达拉布特断裂带北侧分布,走向北东-南西,北东段隐伏于白杨沟,南西段被庙儿沟花岗岩体所截,延伸超过100 km。自北向南分布有木哈塔依、鲸鱼、萨尔托海、达拉布特、科果拉、坎土拜客、库朗库朵克、苏鲁乔克、阿克巴斯套、阿音拿巴斯套等10个蛇绿混杂岩体(图1)。所采纯橄岩和方辉橄榄岩样品位于萨尔托海岩体中,萨尔托海蛇绿岩位于达拉布特断裂带西北侧约6 km,岩体与围岩为断层接触,走向北东-南西,呈不规则状展布。岩体沿走向延伸超过20 km,宽0.1~2 km,平均宽约0.8 km,北部较窄,中部向南分为3个分支,出露面积超过20 km²。蛇绿岩单元主要包括地幔橄榄岩、玄武岩、基性熔岩和硅质岩。见橄长岩、橄榄辉长岩、辉长岩脉侵入其中。在岩体的西段叶格孜卡拉地区,有花岗岩侵入于岩体。地幔橄榄岩主要由方辉橄榄岩和少量的纯橄岩、二辉橄榄岩组成,部分地幔岩已蚀变成石棉,该岩体有开采石棉矿的历史。方辉橄榄岩普遍发生蛇纹石化,可见少量较新鲜的方辉橄榄岩出露,纯橄岩和二辉橄榄岩多呈透镜状分布于方辉橄榄岩中,二辉橄榄岩多分布于岩体的边部,纯橄岩多以铬铁矿的外壳产出,两者皆发生强烈蛇纹石化。矿体附近的纯橄岩往往在蛇纹石的基础上进一步绿泥石化,其含量通常为30%~40%,最高可达80%。玄武岩零星出露在地幔橄榄岩中,辉长岩脉体较新鲜,一般呈正地形分布于地幔橄榄岩中。

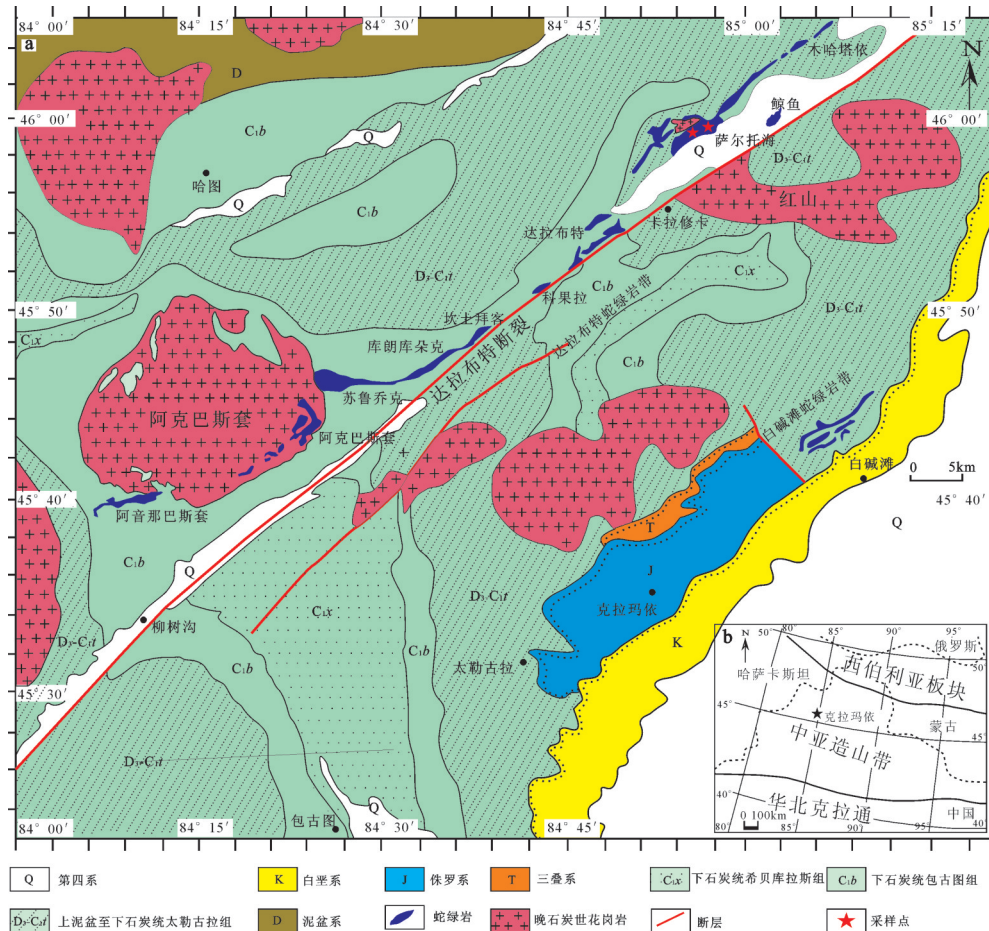


图1 达拉布特蛇绿岩带地质简图(据文献[30]改编)

Fig.1 Simplified geological map of Darbute ophiolite(modified after reference [30])

3 分析方法

电子探针分析在中国地质科学院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,探针束流20 nA,加速电压15.0 kV,电子束斑5 μm。

主量、微量和稀土元素分析在国家地质实验测试中心完成,其中主量元素采用X射线荧光光谱法(XRF)测定(型号:PW4400),并采用等离子光谱和化学法测定进行互检。微量元素和稀土元素采用等离子质谱法(ICP-MS)测定(型号:PE300D,同时分析2个国家标样(GSR3和GSR5)和3个平行样以保证分析结果的准确度。

方辉橄辉岩中单斜辉石和铬尖晶石的原位LA-ICP-MS微量元素测定在中国科技大学完成,采用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS),型号

Agilent7500。剥蚀系统为Geolas2005激光剥蚀系统,激光器为193 nmArF准分子激光器。在激光剥蚀的过程中采用He作为载气,激光剥蚀束斑直径为44 μm,剥蚀深度为20~40 μm。微量元素测量采用美国国家标准物质局人工合成硅酸盐玻璃NIST SRM610作为外标,²⁹Si作为内标元素进行校正单斜辉石,²⁷Al作为内标校正尖晶石。微量元素的处理是使用LATEcalc软件进行处理的。铬铁矿和单斜辉石的LA-ICP-MS原位微量元素分析方法见文献[31]。

4 地幔橄辉岩岩石学特征

4.1 镜下特征

4.1.1 纯橄岩

纯橄岩主要呈透镜体分布于方辉橄辉岩体中,在萨尔托海矿区,纯橄岩与铬铁矿关系密切,常呈薄壳状包裹铬铁矿体,厚度几十厘米至几米不等,

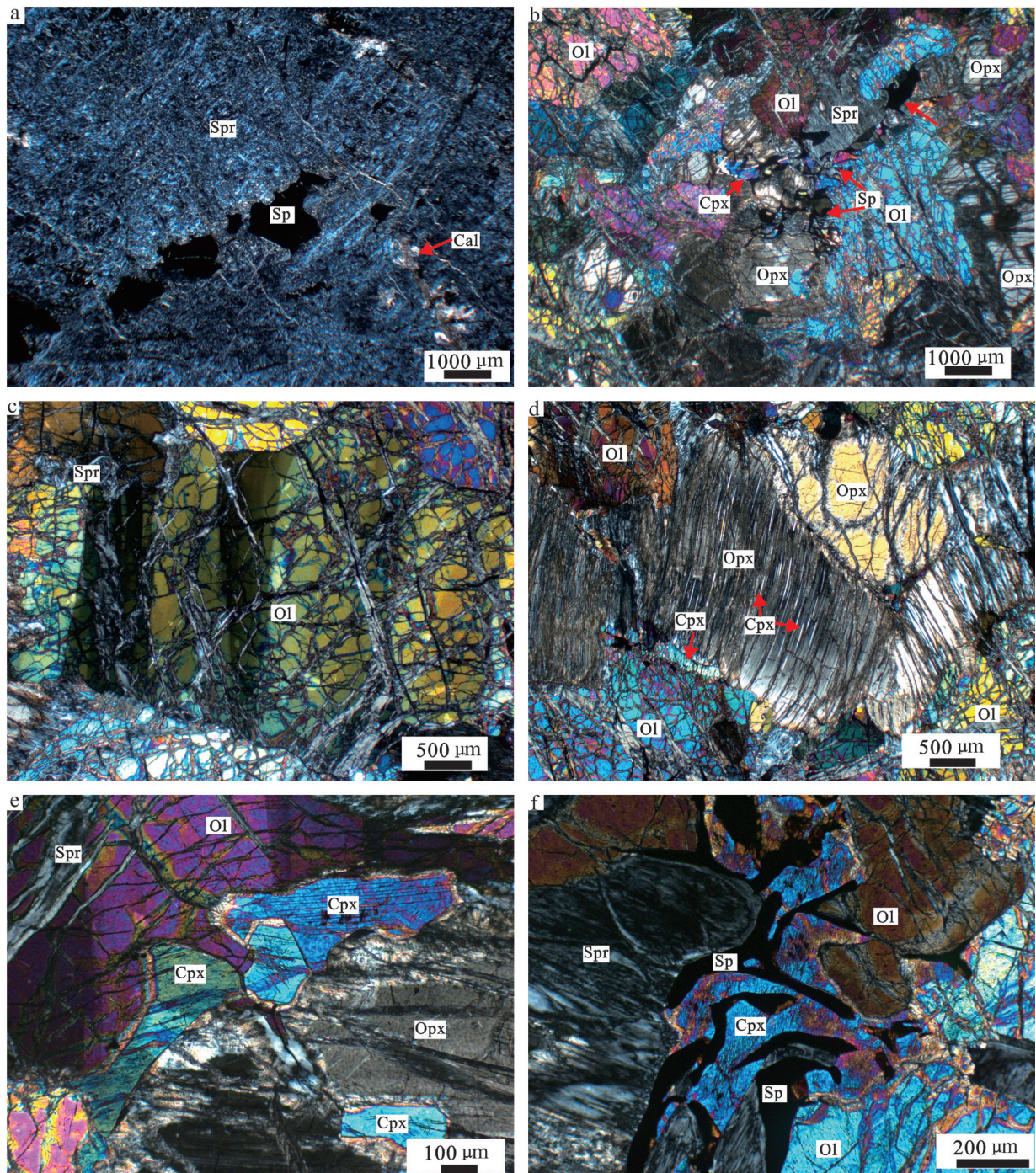


图2 达拉布特蛇绿岩地幔橄榄岩镜下特征

Spr—蛇纹石; Ol—橄榄石; Cpx—单斜辉石; Opx—斜方辉石; Sp—尖晶石; Cal—方解石

Fig. 2 Microphotographs showing the occurrences of peridotites from Darbute ophiolite
Spr—Serpentite; Ol—Olivine; Cpx—Clinopyroxene; Opx—Orthopyroxene; Sp—Spinel; Cal—Calcite

是重要的找矿标志。本次研究在萨尔托海矿区采集的纯橄岩几乎全部蛇纹石化(图2-a),只见极少量橄榄石斑晶,蛇纹石呈网状,网脉中充填有蛇纹石化过程中形成的磁铁矿。纯橄岩中尖晶石颗粒直径0.05~1 mm不等,较新鲜,在单偏光下多呈红褐色,自形一半自形稀疏分布于蛇纹岩中(图2-a),尖晶石含量一般小于5%,但靠近铬铁矿体的纯橄岩含量有所增加,可达10%~20%,向浸染状铬铁矿过渡,部分纯橄岩中含有铬铁矿细脉。部分纯橄岩被后期的方解石脉和颗粒破坏。

4.1.2 方辉橄榄岩

达拉布特蛇绿岩中地幔橄榄岩主体为方辉橄榄岩。大部分岩体中方辉橄榄岩已完全蛇纹石化,如木哈塔依、达拉布特、科果拉、坎土拜克岩体,蛇纹石化后的橄榄石主要蚀变为网状蛇纹石。斜方辉石蚀变后仍保持自身矿物结构,形成一种具有斜方辉石假象的蛇纹石,即绢石。尖晶石受蛇纹石化作用影响较小,主要呈他形粒状或蠕虫状分布(图2-f)。部分岩体,如苏鲁乔克、萨尔托海、阿克巴斯套以及阿音拿巴斯套岩体,大部分矿物已蚀变为蛇纹石,仅剩少量橄榄石残晶和尖晶石。本次研究仅在萨尔托海岩体中采集到相对新鲜的方辉橄榄岩(图2-b)。

方辉橄榄岩呈北东-南西向展布,风化面为土黄色,新鲜面为暗灰色,粒状结构,块状构造,在断裂破碎带可见蛇纹石化和滑石化,手标本中可见岩石的主要矿物为橄榄石、斜方辉石和少量尖晶石。通过镜下薄片观察,方辉橄榄岩的主要矿物为橄榄石(75%~80%)、斜方辉石(15%~20%),次要矿物为单斜辉石(2%~3%)、尖晶石(3%~5%)以及磁铁矿(约1%)。

橄榄石呈半自形-自形粒状结构,大部分单颗粒粒度在1~5 mm,受后期构造运动影响,橄榄石常呈碎裂结构,被破碎的橄榄石颗粒常小于100 μm 。蛇纹石化常发育在这些破碎的橄榄石间的裂隙中,裂隙中常充填有蛇纹石化过程中形成的磁铁矿。部分橄榄石呈椭圆状、次椭圆状或球状分布在斜方辉石颗粒中或位于斜方辉石和单斜辉石接触处,粒度多在100~500 μm 。橄榄石常见大洋地幔橄榄岩中的典型塑性变形结构,如扭折带和波状消光(图2-c)。

斜方辉石常呈半自形粒状,颗粒粒径0.5~2 mm,少部分颗粒呈他形分布于橄榄石颗粒之间,粒径小于100 μm ,矿物颗粒具晶面挠曲、波状消光和滑动双晶等塑性变形结构(图2-d)。部分斜方辉石颗粒常出溶单斜辉石,沿斜方辉石的解理面呈定向排列(图2-d),部分颗粒与尖晶石接触,并被蠕虫状尖晶石穿插。蛇纹石化常沿斜方辉石边部或者内部裂隙发育,部分斜方辉石颗粒完全蛇纹石化为绢石。

除部分单斜辉石呈出溶体定向分布于斜方辉石中外,大多数单斜辉石多呈他形分布于橄榄石和斜方辉石边部,粒径常在100~200 μm (图2-e)。如图2-f所示,部分单斜辉石与铬尖晶石关系密切,常与铬尖晶石共生,被蠕虫状铬尖晶石穿插。部分单斜辉石亦发生蛇纹石化。

尖晶石常呈他形粒状或蠕虫状(图2-f),粒径常小于300 μm ,多与单斜辉石共生。这种蠕虫状结构在蛇绿岩方辉橄榄岩中较为常见,鲍佩声等^[32]认为是地幔橄榄岩中辉石发生部分熔融后残余的富铬熔体形成,为残余熔体的后成合晶。

4.2 矿物化学成分

4.2.1 单斜辉石

单斜辉石的电子探针成分见表1。4个方辉橄榄岩样品18个电子探针成分的数据显示单斜辉石的 SiO_2 50.9%~54.5%, Al_2O_3 0.93%~3.15%, Cr_2O_3 含量甚微,0.49%~1.79%, FeO 1.43%~2.73%, MgO 16.39%~18.18%, CaO 20.89%~25.63%,其他氧化物,如 TiO_2 、 MnO 、 Na_2O 、 K_2O 、 NiO 含量都小于0.1%。另外, $\text{Mg}^\#$ 91.8~95.6,En 62~52,Fs 2.2~4.4,Wo 43~51。二辉橄榄岩数据引自郝梓国^[33]10个二辉橄榄岩样品中单斜辉石的平均值,鲍佩声等^[32]6个二辉橄榄岩样品中单斜辉石的平均值以及魏文中^[34]二辉橄榄岩样品中单斜辉石的电子探针数据。二辉橄榄岩样品中单斜辉石的 SiO_2 52.15%~52.98%, Al_2O_3 5.86%~7.63%, Cr_2O_3 0.55%~0.87%, FeO 1.67%~2.78%, MgO 14.73%~6.09%, CaO 20.23%~20.82%, Na_2O 1.07%~1.63%, TiO_2 、 MnO 、 K_2O 、 NiO 含量较少。方辉橄榄岩和二辉橄榄岩中单斜辉石的三个端元组分都落在透辉石范围内(图3)。

二辉橄榄岩和方辉橄榄岩的化学成分图解显示,斜方辉石的 $\text{Mg}^\#$ 与 Al_2O_3 、 Cr_2O_3 成反比(图4-a、c),所有点都落在部分熔融趋势线上,表明随着部分

表 1 达拉布特地幔橄榄岩单斜辉石电子探针成分分析结果(%)
Table 1 Representative microprobe analyses of clinopyroxene from the Darbute mantle peridotites (%)

岩性	测点号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total	En	Fs	Wo	Mg [#]
	51-2-2-7	52.44	2.35	-	0.93	1.66	0.05	16.95	24.75	0.08	0.02	0.03	99.28	47.53	2.60	49.87	94.81
	51-2-2-8	52.22	2.60	-	0.94	1.86	0.08	16.66	24.85	0.02	0.00	0.04	99.26	46.85	2.93	50.23	94.12
	51-2-3-1	52.85	1.79	0.02	0.61	1.73	0.07	17.12	25.63	0.03	0.02	0.03	99.88	46.88	2.66	50.46	94.64
	51-2-3-2	52.80	2.45	0.02	0.92	1.83	0.09	16.70	25.14	0.04	0.01	0.07	100.07	46.66	2.87	50.47	94.21
	51-2-3-3	53.50	2.03	0.03	0.84	1.66	0.06	16.79	25.47	0.05	0.01	0.05	100.47	46.60	2.58	50.82	94.76
	51-2-3-4	50.98	3.15	0.00	1.79	2.73	0.09	17.33	23.54	0.06	0.01	0.04	99.71	48.44	4.27	47.28	91.89
	51-1-2-1	52.79	2.34	0.01	0.95	1.76	0.08	17.20	24.62	0.03	-	0.05	99.83	47.93	2.75	49.32	94.57
	51-1-2-2	53.34	1.93	0.01	0.66	1.76	0.02	17.08	25.12	0.01	0.02	0.04	99.98	47.28	2.73	49.98	94.54
	51-1-2-3	53.11	2.07	-	0.77	1.79	0.04	16.82	24.82	0.07	-	0.03	99.52	47.17	2.82	50.02	94.37
	51-1-2-4	54.17	1.33	-	0.49	1.47	0.02	16.85	25.54	0.03	0.01	0.02	99.93	46.76	2.28	50.96	95.34
方辉橄榄岩	51-1-3-1	53.64	1.63	-	0.59	1.60	0.07	17.26	25.15	0.02	-	0.02	99.98	47.64	2.47	49.89	95.07
	51-1-3-2	52.91	2.38	0.04	1.01	1.68	0.06	16.47	25.29	0.06	-	0.00	99.91	46.29	2.65	51.06	94.58
	51-1-3-3	54.52	0.93	-	0.30	1.43	0.06	17.44	25.37	0.01	0.02	0.05	100.13	47.82	2.19	49.99	95.61
	51-1-3-4	53.36	1.71	0.02	0.69	1.49	0.05	16.94	25.44	0.03	-	0.05	99.78	46.97	2.32	50.71	95.30
	51-3-2-7	53.96	2.08	-	0.93	1.85	0.09	17.25	22.95	0.25	-	0.02	99.38	49.60	2.99	47.41	94.32
	51-3-2-8	53.06	2.62	0.03	1.05	2.22	0.09	17.99	22.14	0.26	-	0.08	99.53	51.19	3.54	45.27	93.53
	51-5-1-7	53.38	3.10	-	0.97	2.70	0.09	18.18	20.89	0.05	-	0.06	99.41	52.38	4.36	43.26	92.31
	51-5-1-8	52.88	2.96	-	0.99	2.06	0.12	16.39	23.84	0.04	-	0.09	99.37	47.26	3.33	49.41	93.43
	Cpx-1	52.43	5.86	0.18	0.81	2.24	-	16.09	20.23	1.07	0.04	0.02	98.97	50.46	3.94	45.60	92.76
二辉橄榄岩	B-1	52.15	6.44	0.37	0.87	2.78	0.10	15.69	20.29	1.09	-	-	99.78	49.29	4.90	45.81	90.96
	C-148	52.98	7.63	-	0.55	1.67	-	14.73	20.82	1.63	0.02	-	100.03	48.09	3.06	48.85	94.02

注:二辉橄榄岩数据引自文献[32-34],空白处为超出仪器检出限。

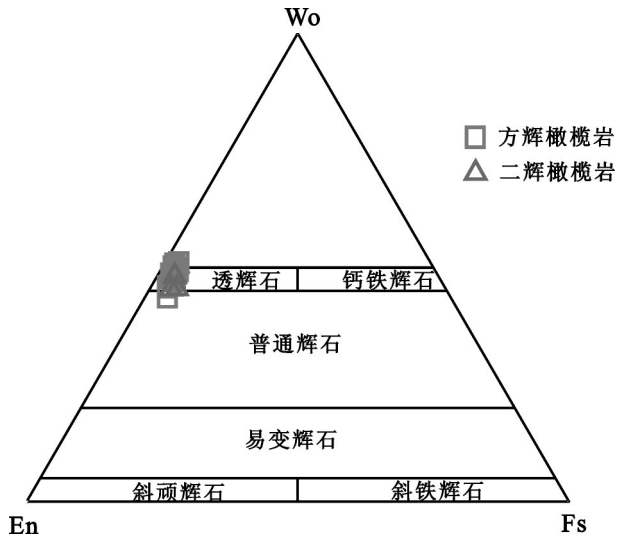


图3 方辉橄榄岩和二辉橄榄岩单斜辉石端元组分判别图
Fig.3 The discrimination diagram of end-members of Cpx from harzburgites and lherzolites

熔融过程的进行,残余的单斜辉石向富Mg方向进行,而Al和Cr优先进入熔体中。CaO与Mg[#]成正比(图4-d),则显示CaO在部分熔融的过程中,优先富集在单斜辉石中。与二辉橄榄岩中单斜辉石的Cr₂O₃与Al₂O₃遵循部分熔融趋势线不同,方辉橄榄岩中单斜辉石的Cr₂O₃与Al₂O₃成正比(图4-b),暗示其可能存在后期的流体或熔体作用,使单斜辉石向贫Cr方向演化。另外,二辉橄榄岩部分点落入深海地幔橄榄岩边部或内部,而方辉橄榄岩中单斜辉石则主要落入弧前地幔橄榄岩内或弧前与深海橄榄岩过渡部位(图4-a,b),可能指示了二辉橄榄岩形成于深海洋脊环境,而方辉橄榄岩可能与后期俯冲流体的相互作用,显示其具有SSZ性质。

地幔橄榄岩中微量元素和稀土元素主要赋存在单斜辉石中,这些元素的变化能记录地幔橄榄岩形成的大地构造背景和所经历的地质作用过程。

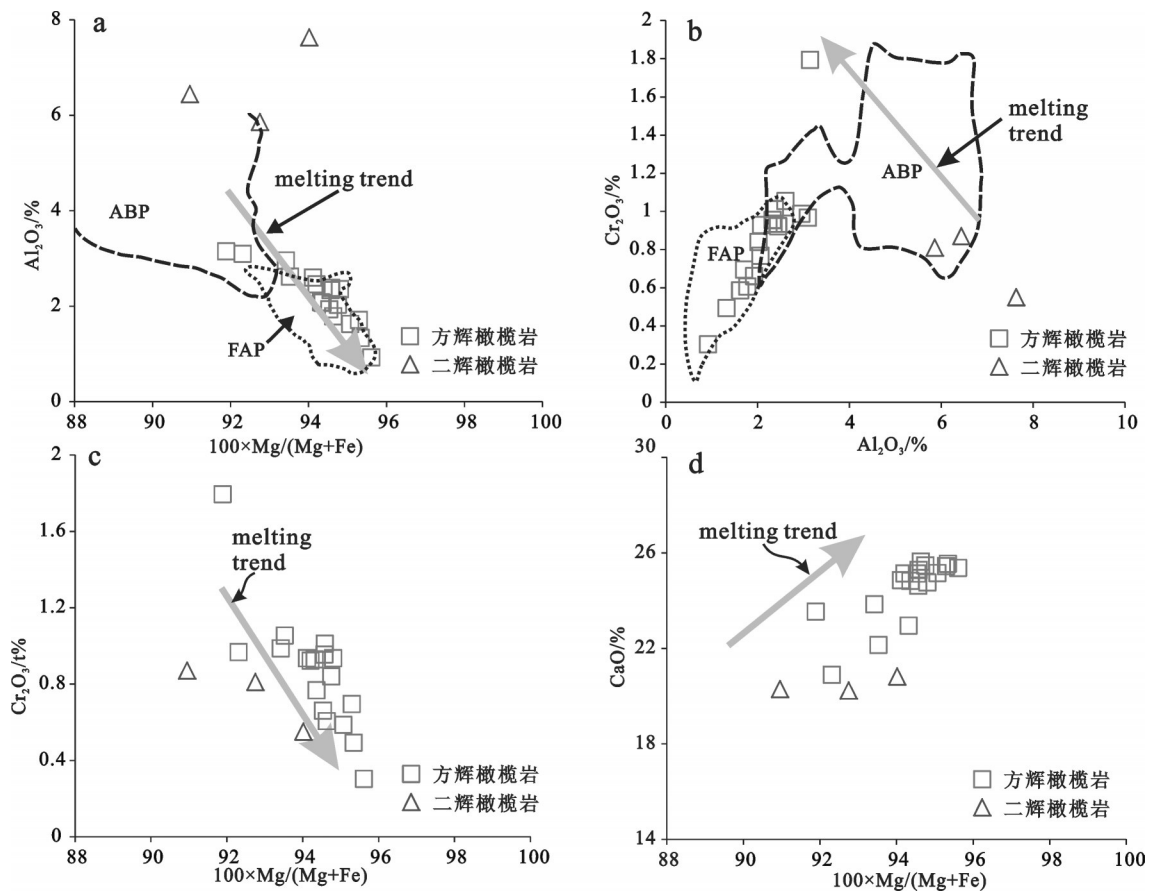


图4 达拉布特地幔岩单斜辉石成分图解

Melting trend—部分熔融趋势线(据文献[35]);ABP—深海地幔橄榄岩,FAP—弧前地幔橄榄岩(据文献[36])

Fig. 4 Clinopyroxene composition of the peridotites of Dalabute ophiolite

Melting trend after reference [35], ABP-Abyssal peridotite; FAP-Fore-arc peridotite (after reference [36])

单斜辉石的原位 LA-ICP-MS 稀土和微量元素数据见表 2, 大部分单斜辉石的 LREE 由于含量低于检测限, 未能给出数据。在单斜辉石的 Ti-Zr 图解中, 有限的证据表明单斜辉石落入 SSZ 地幔橄榄岩的内部或边部, 暗示地幔橄榄岩可能遭受含水的部分熔融。俯冲带含水流体与岩石相互作用过程使地幔橄榄岩的固相线下降, 岩浆相对于洋中脊发生更高层次的部分熔融。单斜辉石的 Ti-Dy 图解中(图 5-a), 所有点均显示方辉橄榄岩为 SSZ 地幔橄榄岩, SSZ 环境下, 岩石可能遭受了 22%~29% 的含水部分熔融(图 5-b)。同时, 图 5-a、b 中单斜辉石有从深海地幔橄榄岩向 SSZ 过渡的趋势, 这与图 5 所显示的意义一致。

单斜辉石的稀土元素球粒陨石标准化图解见图 6。稀土元素总量介于深海地幔橄榄岩、大西洋中脊超亏损熔体和 SSZ 地幔橄榄岩单斜辉石之间, 部分重稀土元素球粒陨石标准化曲线落在 SSZ 地幔橄榄岩中, 变化趋势与 SSZ 地幔岩中单斜辉石一致。但单斜辉石轻稀土相对 SSZ 地幔橄榄岩富集, 可能表明后期的富含 LREE 的俯冲流体或熔体对方辉橄榄岩的交代。

从达拉布特地幔岩中单斜辉石的常量与微量元素地球化学特征来看, 二辉橄榄岩与深海地幔岩相似, 但由于数据较少, 不能充分显示其形成的大地构造背景。方辉橄榄岩不同于深海地幔橄榄岩, 与典型的 SSZ 型地幔橄榄岩又有所区别。显示其具体深海地幔橄榄岩向 SSZ 型地幔橄榄岩过渡的特点。

4.2.2 斜方辉石

斜方辉石电子探针成分见表 3。两种岩相 $Mg^{\#}$ 和 En 值没有明显区别, 都为顽火辉石。方辉橄榄岩的 SiO_2 55.61%~56.96%, Al_2O_3 1.84%~2.34%, Cr_2O_3 0.54%~0.77%, FeO 4.95%~6.36%, MgO 30.64%~34.40%, CaO 0.35%~5.11%, 其他氧化物, 如 TiO_2 、MnO、 Na_2O 、 K_2O 、NiO 含量都小于 0.1%。另外, $Mg^{\#}$ 90.22~91.98, En 82.61~90.45, Fs 7.48~9.66, Wo 0.66~9.91。二辉橄榄岩数据引自郝梓国^[33] 6 个二辉橄榄岩样品中斜方辉石的平均值, 鲍佩声等^[32] 2 个二辉橄榄岩样品中斜方辉石的平均值以及魏文中^[34] 二辉橄榄岩样品中斜方辉石的电子探针数据。二辉橄榄岩的 SiO_2 含量较方辉橄榄岩低, 为

54.64%~55.77%, Al_2O_3 含量明显高于方辉橄榄岩, 为 3.97%~5.98%, Cr_2O_3 的含量 0.61%~0.85%, 也较方辉橄榄岩高, MgO、CaO 的含量分别为 31.52%~32.83% 和 0.62%~1.71%, FeO 含量为 4.96%~7.27%。

在斜方辉石 $Mg^{\#}-Al_2O_3$ 图解中(图 7-a), 方辉橄榄岩落入弧前地幔橄榄岩和深海地幔橄榄岩重叠的区域内, 而 $Cr_2O_3-Al_2O_3$ 图解中(图 7-b)也显示同样的结果, 方辉橄榄岩点全部落在深海和弧前地幔橄榄岩重叠的部位或附近。二辉橄榄岩则显示深海地幔橄榄岩的特点。这与单斜辉石主量和微量元素所显示的特点一致。但在图 7-d 中, 方辉橄榄岩显示深海地幔橄榄岩向弧前地幔岩过渡的特征, 二辉橄榄岩明显偏离深海地幔岩区域。两种岩相的地幔岩的 $Mg^{\#}$ 和 Cr_2O_3 的含量差别不明显, 两种成分之间的相关性亦不明显。

4.2.3 橄榄石

达拉布特蛇绿岩中地幔橄榄岩的橄榄石电子探针数据见表 4。二辉橄榄岩数据引自魏文中^[34] 2 个样品的均值和鲍佩声^[32] 7 个样品的平均值。纯橄岩引自郝梓国^[33] 3 个样品的平均值和鲍佩声^[32] 2 个样品的均值。三种不同岩相的主要氧化物 SiO_2 、FeO、MgO 以及 MnO 和 NiO 的含量无明显差别。 SiO_2 39.40%~41.11%, 变化范围较小, FeO 7.51%~9.45%, MnO 0.05%~0.18%, MgO 48%~50.37%, NiO 0.27%~0.51%。Al、Ti、Ca、Na、K 等元素含量甚微。橄榄石的 Fo 值在 90.27~92.28 之间, 都为典型的镁橄榄石。

在橄榄石的 NiO 和 Fo 构造背景图解中(图 8-a), 二辉橄榄岩和纯橄岩均落在深海地幔橄榄岩范围内, 纯橄岩中 NiO 较二辉橄榄岩高, Fo 值相近, 方辉橄榄岩 Fo 值变化不大, 但 NiO 变化较大, 部分点落在深海橄岩范围内, 分布点落入深海地幔岩和弧前地幔岩重合的部位, 部分点偏离地幔橄榄石序列中, MnO 和 Fo 图解中(图 8-b)二辉橄榄岩和纯橄岩显示和图 8-a 相同的结果, 落入深海地幔岩区域内, 方辉橄榄岩落入深海地幔岩和弧前地幔岩过渡的区域, 显示与两种辉石图解相一致的结果, 表明达拉布特蛇绿岩主体的方辉橄榄岩可能经历了 SSZ 环境中俯冲流体加入的含水部分熔融。

4.2.4 尖晶石

达拉布特地幔橄榄岩中尖晶石的电子探针成

表2 达拉布特方辉橄辉岩中单斜辉石稀土(10^{-6})和微量元素(10^{-6})原位 LA-ICP-MS 分析结果
 Table 2 In situ LA-ICP-MS analyses of trace (10^{-6}) and rare earth elements (10^{-6}) of Cpx from Darabute harzburgite

测点号	Ti	Sr	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
51-1-3-1	104	0.50	1.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0181	0.0491	0.0379	0.1518	0.0385	0.1389	0.0503
51-1-3-2	141	0.11	1.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0232	0.1884	0.0661	0.2074	0.0338	0.3994	0.0815
51-1-3-3	129	0.60	1.15	-	-	-	-	-	-	-	0.0112	-	0.0244	0.1385	-	0.1365	0.0089	0.2236	0.0587
51-1-3-4	164	0.11	1.24	0.07	-	0.0364	-	-	-	-	-	-	-	0.1272	0.0410	0.1005	0.0489	0.3334	0.0705
51-1-2-1	185	0.48	1.45	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0094	0.1718	0.0431	0.1322	0.0471	0.4847	0.0654
51-1-2-2	132	0.23	1.12	0.14	-	-	-	0.1102	-	-	-	-	-	0.1684	0.0613	0.1561	0.0168	0.3709	0.0343
51-1-2-3	120	1.03	1.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0554	0.0467	0.2184	0.0291	0.3413	0.0381
51-1-2-4	178	0.25	2.01	-	-	0.0082	0.0149	-	-	0.0774	0.0116	0.0347	0.0201	0.2032	0.1030	0.3113	0.0367	0.4932	0.0280
51-2-2-7	132	0.94	1.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0086	0.1732	0.0310	0.1332	0.0393	0.2462	0.0161
51-2-2-8	160	0.42	1.45	-	-	-	0.0064	-	-	-	-	-	-	0.1388	0.0355	0.2309	0.0276	0.2408	0.0363
51-2-3-1	144	0.12	1.24	-	-	0.0064	-	-	-	0.0602	-	0.0274	0.0079	0.1431	0.0486	0.2778	0.0506	0.3149	0.0664
51-2-3-2	117	0.09	1.09	0.12	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0040	0.0327	0.0457	0.2391	0.0223	0.2777	0.0416
51-2-3-3	151	0.26	1.08	-	-	-	-	0.0042	-	-	-	0.0259	-	0.1509	0.0420	0.1989	0.0308	0.4063	0.0522
51-2-3-4	144	0.08	1.15	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0264	-	0.1545	0.0156	0.0961	0.0279	0.3287	0.0355
51-3-2-7	246	0.85	2.51	0.09	0.01	0.0457	0.2569	0.0447	0.1643	0.2147	0.0649	0.1948	0.0566	0.2061	0.0984	0.2861	0.0414	0.3252	0.0946
51-3-2-8	219	4.41	2.15	0.90	0.00	0.0735	0.2864	0.0367	0.5048	0.0497	0.0299	0.1790	0.0261	0.3689	0.1069	0.2766	0.0536	0.3368	0.0485

注:空白处为超出仪器检出限。

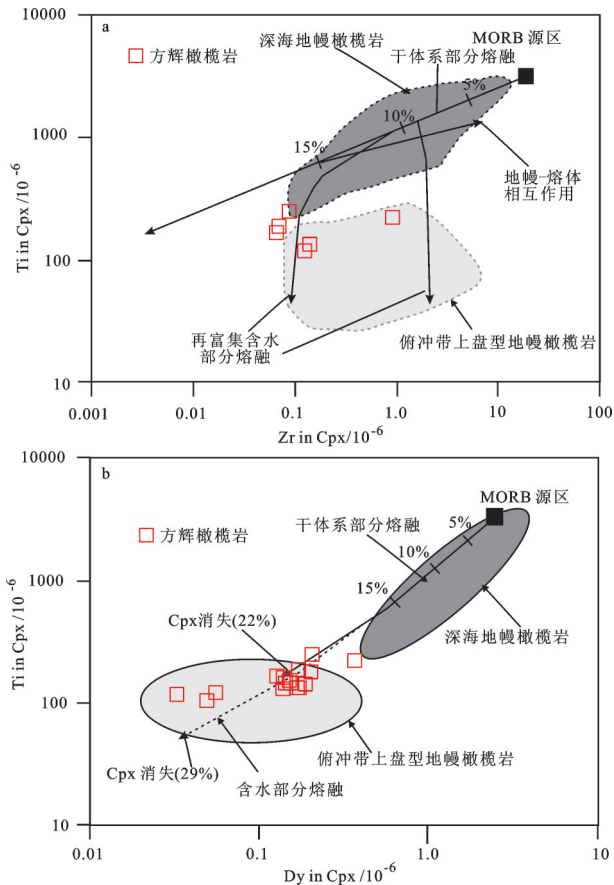


图5 达拉布特方辉橄榄岩中辉石 Ti-Zr (a)和 Ti-Dy (b)指示的部分熔融模式

干熔体指示 MORB 源区残余的单斜辉石成分,而含水熔体代表流体出现(据文献[37])。SSZ 中单斜辉石区域据文献[37], 深海地幔橄榄岩区域据文献[38-39]

Fig.5 Partial melting model for the Darbute harzburgite based on Ti-Zr(a) and Ti-Dy(b) in clinopyroxene. Dry melting indicates residual clinopyroxene compositions in a MORB source and hydrous melting represents the presence of fluids (modified after reference [37]). Fields for clinopyroxene in supra-subduction zone (SSZ after reference [37]) and in abyssal peridotites (modified after references [38] and [39]) are used for comparison.

分见表 5。为保证数据的可靠性,在反光镜和背散射下选取没有蚀变、新鲜的尖晶石作为电子探针分析的对象。方辉橄榄岩中尖晶石的 Cr_2O_3 32.49%~38.91%, MgO 13.07%~14.84%, Al_2O_3 28.29%~34.16%, MnO 0.2%~0.34%, FeO 16.69%~19.85%, TiO_2 含量 <0.6%, NiO 0.03%~0.18%, $Mg^\#$ 54~62, $Cr^\#$ 在 39~48。二辉橄榄岩数据引用自鲍佩声^[32] 2 个样品的平均值, Cr_2O_3 为 36.37%, MgO 为 13.68%, Al_2O_3

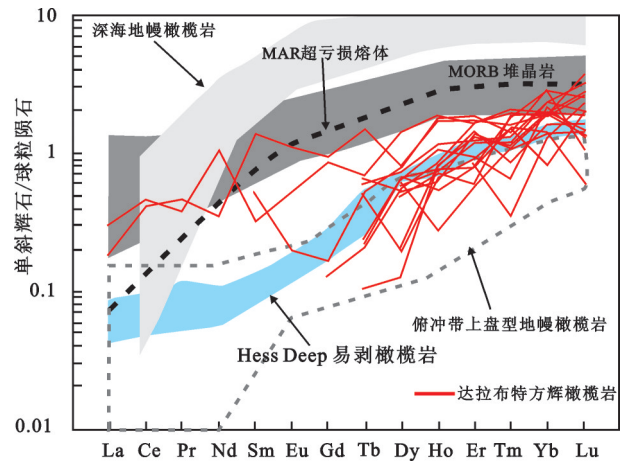


图6 达拉布特方辉橄榄岩中单斜辉石稀土元素球粒陨石标准化图解

球粒陨石标准化值引自文献[40]。深海和 SSZ 地幔橄榄岩中单斜辉石区域来自文献[38-39]。大西洋中脊(MAR)超亏损熔体来自文献[41], MOR 堆晶岩中 Cpx 区域来自文献[42], Hess Deep 易剥橄榄岩的单斜辉石来自文献 [43]

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns of clinopyroxene in Darbute harzburgite
Chondrite normalization values after reference [40]. Fields for abyssal and supra-subduction zone (SSZ) peridotites clinopyroxene after reference [38] and [39]. The composition of ultra-depleted melt from the Mid-Atlantic Ridge (MAR) after reference [41], and the field for MOR cumulate Cpx after reference [42]. Clinopyroxenes from Hess Deep wehrlites after reference [43]

为 31.54%, MnO 为 0.06%, FeO 为 16.98%, TiO_2 含量 0.13%, NiO 为 0.13%, $Mg^\#$ 为 61.91, $Cr^\#$ 为 43.62。纯橄岩中尖晶石的 Cr_2O_3 34.20%~40.49%, MgO 13.17%~14.81%, Al_2O_3 23.12%~29.66%, MnO 0.09%~0.70%, FeO 17.75%~27.43%, TiO_2 0.09%~0.70%, NiO 0.04%~0.32%, $Mg^\#$ 48~60, $Cr^\#$ 43~50。与方辉橄榄岩相比,纯橄岩中尖晶石更自形,尖晶石中易熔组份如 Al 较方辉橄榄岩中低,而相容元素 Cr 和 Ni 较方辉橄榄岩和二辉橄榄岩中高,二辉橄榄岩一方辉橄榄岩一纯橄岩,尖晶石的 $Mg^\#$ 整体降低而 $Cr^\#$ 整体升高,符合地幔熔融程度增加,尖晶石向越亏损的方向演化的规律,但纯橄岩尖晶石的 Mg 与前两者之间含量区别不大,而 Ti 和 Fe 比两者更加富集,不能用简单的部分熔融来解释,可能暗示纯橄岩的形成与熔体/岩石的相互作用有关。

在尖晶石的 $Cr^\#-Mg^\#$ 图解中(图 9),方辉橄榄岩

表3 达拉布特地幔橄榄斜方辉石电子探针成分分析结果(%)

Table 3 Representative electron microprobe analyses of orthopyroxene from the Darbute mantle peridotites(%)

岩性	测点号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total	En	Fs	Wo	Mg [#]
方辉橄榄岩	51-1-1	56.85	1.84	0.01	0.61	5.42	0.13	33.27	2.20	0.02	0.01	0.09	100.45	87.81	8.03	4.17	91.63
	51-1-2	56.10	1.92	-	0.62	4.95	0.11	30.64	5.11	0.06	-	0.06	99.56	82.61	7.48	9.91	91.70
	51-1-3	56.42	2.22	-	0.65	5.59	0.14	33.16	1.88	0.02	0.01	0.08	100.17	88.08	8.33	3.59	91.36
	51-1-4	56.96	2.12	-	0.62	5.69	0.11	33.34	1.50	0.00	0.01	0.08	100.44	88.64	8.49	2.87	91.26
	51-1-5	56.54	2.26	-	0.68	6.05	0.11	34.12	0.51	-	0.01	0.10	100.38	90.08	8.96	0.97	90.96
	51-1-6	56.24	2.27	0.02	0.77	5.06	0.09	32.57	2.46	0.04	-	0.06	99.58	87.61	7.64	4.75	91.98
	51-1-7	56.37	2.24	-	0.68	5.76	0.14	33.59	1.19	0.01	-	0.11	100.08	89.16	8.57	2.27	91.23
	51-1-8	56.76	2.16	0.03	0.70	5.79	0.11	34.31	0.59	0.01	0.01	0.10	100.58	90.33	8.55	1.12	91.35
	51-1-9	56.65	1.99	0.02	0.66	5.13	0.16	32.55	2.94	0.03	-	0.06	100.19	86.70	7.67	5.63	91.87
	51-1-10	55.61	2.27	0.00	0.62	6.36	0.17	32.91	0.60	0.03	0.00	0.05	98.62	89.17	9.66	1.17	90.22
	51-1-11	56.13	2.23	-	0.64	6.11	0.17	33.28	0.54	0.10	0.07	0.07	99.34	89.71	9.24	1.05	90.66
	51-1-12	56.35	2.11	-	0.64	6.13	0.14	34.40	0.37	0.02	-	0.09	100.25	90.28	9.03	0.69	90.91
	51-1-13	56.71	2.32	-	0.66	5.73	0.15	33.64	0.99	0.08	0.02	0.10	100.41	89.54	8.56	1.90	91.27
	51-1-14	56.72	2.18	-	0.62	5.68	0.13	32.51	1.57	-	0.01	0.09	99.50	88.29	8.66	3.06	91.07
	51-1-15	55.67	2.34	0.01	0.65	6.07	0.10	32.79	1.18	0.04	0.01	0.04	98.91	88.51	9.20	2.29	90.59
	51-1-16	55.67	2.32	0.01	0.63	5.88	0.15	33.42	1.14	0.03	-	0.10	99.35	89.03	8.79	2.18	91.01
	51-1-17	56.93	2.14	-	0.54	5.71	0.14	33.84	1.29	0.07	0.02	0.09	100.77	89.12	8.44	2.44	91.35
	51-1-18	56.76	2.19	-	0.66	5.62	0.13	33.27	0.97	-	0.01	0.12	99.71	89.64	8.49	1.87	91.35
	51-1-19	55.77	2.03	0.02	0.68	5.74	0.13	33.05	1.71	0.04	0.03	0.06	99.24	88.14	8.59	3.28	91.12
	51-1-20	56.59	2.12	-	0.67	5.98	0.14	34.13	0.35	0.00	-	0.11	100.07	90.45	8.89	0.66	91.05
二辉橄榄岩	Opx-1	54.66	5.10	0.04	0.61	5.66	0.02	31.52	1.44	0.08	0.03	0.07	99.23	88.22	8.89	2.90	90.85
	B-2	55.77	3.97	0.04	0.85	6.27	0.18	31.41	1.71	0.05	0.00	0.00	100.25	86.87	9.73	3.40	89.93
	C-149	54.64	5.98	0.00	0.75	4.96	0.00	32.83	0.62	0.11	0.11	0.00	100.00	91.05	7.72	1.24	92.19

注:二辉橄榄岩数据引自文献[32-34],空白处为超出仪器检出限。

落入地幔橄榄岩20%~25%的部分熔融区间内,而纯橄榄岩部分熔融程度在25%以上,二辉橄榄岩落在20%以下。地幔橄榄岩都落入深海地幔橄榄岩和弧前地幔橄榄岩重叠部位。共生的矿物组合之间的相互关系常常能对其形成的地幔构造背景、部分熔融程度和所经历的地质背景提供依据^[49-51],地幔橄榄岩中尖晶石Cr[#]与其共生的橄榄石的Fo值图解中(图10-a)可以看出方辉橄榄岩落入橄榄石-尖晶石地幔序列(OSMA)中的弧前地幔橄榄岩和深海地幔岩的重叠区,指示地幔岩20%左右的部分熔融。而尖晶石与共生的单斜辉石的Cr[#]-Al₂O₃图解(图10-b)亦表明方辉橄榄岩可能经历和20%以上的部分熔融,可能形成于深海-弧前地幔橄榄岩过渡的区域,且形成过程中可能有熔体岩石相互反应的过程。

地幔橄榄岩尖晶石Fe³⁺/Fe²⁺是氧逸度的重要标志^[56-57]。尖晶石氧逸度和Cr[#]的构造投图能区分

MOR或者SSZ背景下形成的地幔橄榄^[51,53,58],甚至熔岩^[57,59],即使在Cr[#]相似的情况之下也不例外^[60]。例如,不亏损的富集地幔源区的部分熔融熔体为中等还原环境(FMQ-2),亏损的大洋中脊玄武岩以及深海地幔橄榄岩为FMQ-1,代表典型的大洋岩石圈。E-MORB和交代过的尖晶石方辉橄榄岩常产于氧化环境,氧逸度为FMQ或者FMQ+1。而岛弧玄武岩和阿拉斯加型侵入体为FMQ+2。由于纯橄榄岩中橄榄石全部蛇纹石化,本次研究只对方辉橄榄岩进行了氧逸度计算。温度计算用橄榄石-尖晶石温度计^[57]。尖晶石中Fe³⁺的含量采用电子探针数据化学计量法,假定尖晶石为二价离子氧化物RO与三价离子氧化物R₂O₃比值为1:1的理想结构计算,该方法虽没有莫斯堡尔谱测得的Fe³⁺精确,但两者用于计算氧逸度的差值小于0.4 log^[57],对结果影响不大。采用尖晶石与共生的橄榄石计算出来的

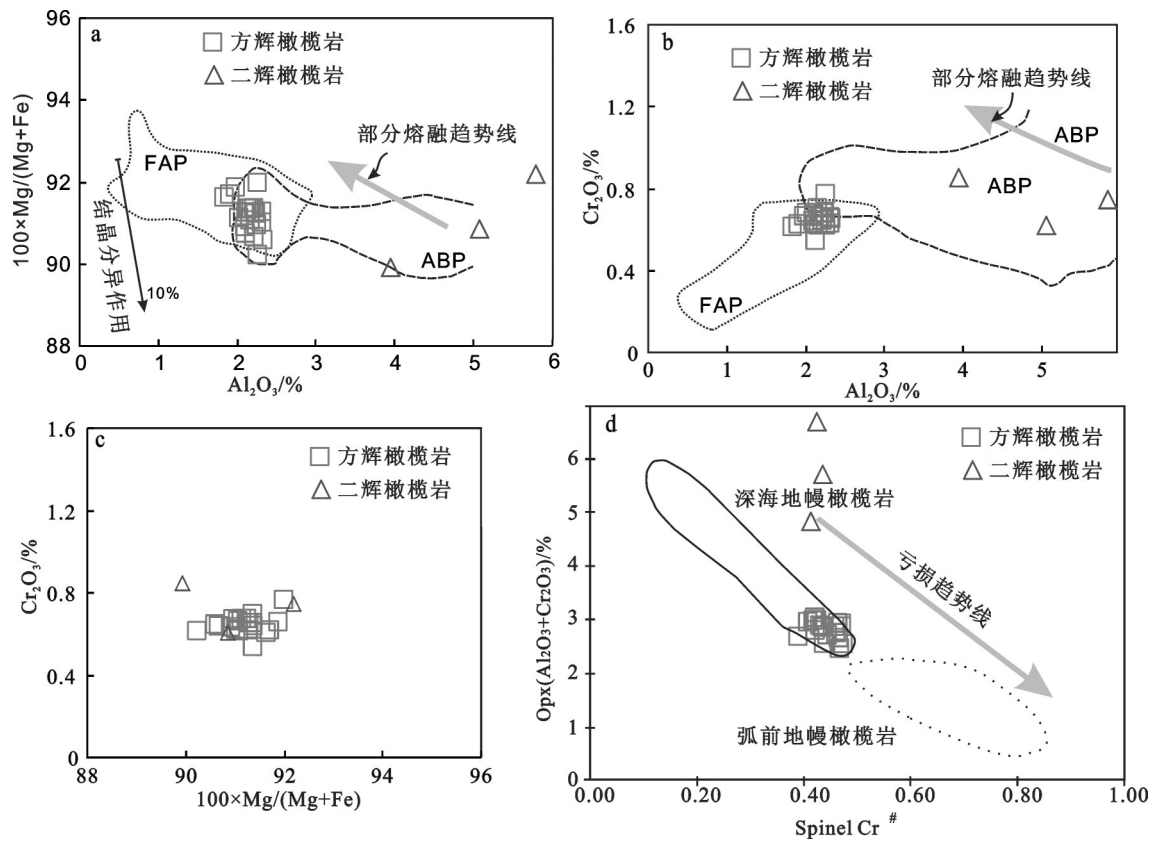


图7 达拉布特地幔橄辉岩斜方辉石成分图解

a图的熔融趋势线来自文献[44], 10%斜方辉石的分异趋势线来自文献[45-46], ABP—深海地幔橄辉岩, FAP—弧前地幔橄辉岩(据文献[36])

Fig. 7 Orthopyroxene composition in the peridotites of Dalabute ophiolite

The melting trend(a) after reference [44] and, The 10% orthopyroxene fractionation trend after reference [45-46]. ABP—Abyssal peridotite and FAP—fore-arc peridotite (after reference [36])

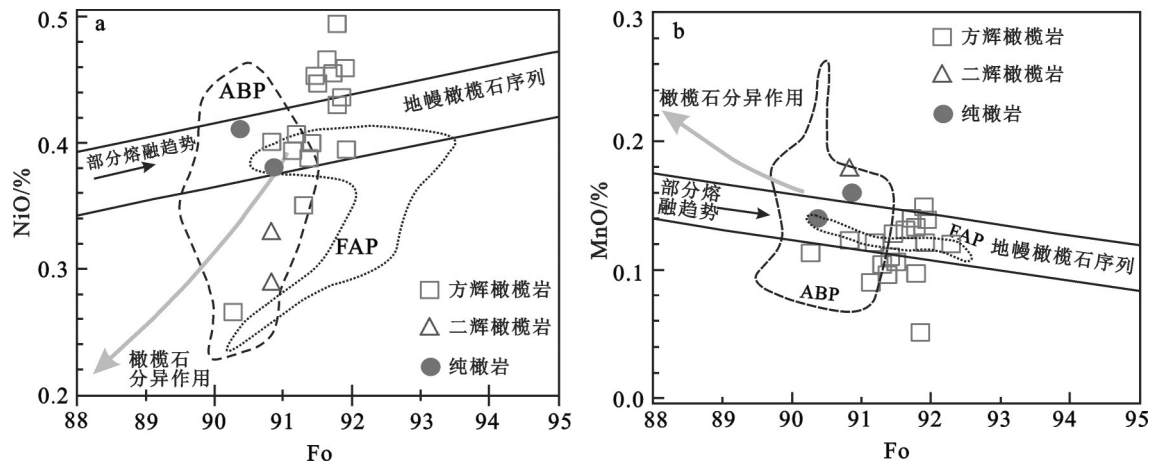


图8 达拉布特蛇绿岩地幔橄辉岩成分图解

地幔橄辉岩序列来自文献[47], 部分熔融趋势线来自文献[35], 橄辉石分异趋势线来自文献[35]和[48]; ABP—深海地幔橄辉岩, FAP—弧前地幔橄辉岩(据文献[36])

Fig. 8 Dunite composition in the peridotites of Dalabute ophiolite

The mantle olivine array after reference [47], partial melting trends after reference [35], and fractionation trends after reference [35] and [48]; ABP—Abyssal peridotite and FAP—fore-arc peridotite (after reference [36])

表4 达拉布特地幔橄榄岩橄榄石电子探针成分分析结果(%)

Table 4 Representative electron microprobe analyses of olivine from the Darbute mantle peridotites (%)

岩性	测点	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total	Fo
方辉橄榄岩	51-2-1-1	40.80	0.07	-	-	8.37	0.10	49.24	0.06	0.01	-	0.35	99.01	91.29
	51-2-1-2	41.47	-	-	-	9.29	0.11	48.35	-	0.03	0.00	0.27	99.52	90.27
	51-2-1-3	40.52	0.01	-	-	8.94	0.12	49.67	-	-	0.02	0.40	99.69	90.83
	51-2-2-4	40.84	-	-	0.07	7.51	0.12	50.37	0.00	0.03	0.01	0.51	99.45	92.28
	51-2-2-5	41.07	0.01	0.01	-	8.07	0.13	49.50	-	0.04	0.02	0.47	99.31	91.63
	51-2-2-6	41.05	0.01	-	0.02	8.22	0.11	49.62	-	0.03	0.01	0.45	99.51	91.49
	51-1-1-4	40.86	-	-	0.03	8.55	0.09	49.25	0.02	0.03	0.01	0.39	99.21	91.13
	51-1-1-5	40.59	-	-	0.04	8.28	0.13	49.68	0.02	-	-	0.45	99.19	91.45
	51-1-1-6	41.18	-	-	0.02	8.30	0.11	49.52	0.04	-	0.00	0.40	99.57	91.41
	51-3-1-4	41.11	0.00	-	0.00	7.94	0.05	50.13	0.02	0.01	0.01	0.44	99.70	91.84
	51-3-1-5	40.68	-	-	0.05	7.86	0.15	49.94	-	-	0.02	0.46	99.14	91.89
	51-3-1-6	41.21	-	-	0.03	7.98	0.10	49.94	0.02	0.01	0.00	0.43	99.71	91.78
	51-3-2-4	41.02	-	-	0.05	7.86	0.12	50.09	-	0.00	0.01	0.39	99.54	91.91
	51-3-2-5	40.92	0.01	-	0.01	7.92	0.13	49.57	0.01	-	-	0.49	99.06	91.77
	51-3-2-6	40.87	-	-	0.04	7.79	0.14	49.83	-	0.00	-	0.50	99.17	91.94
	51-3-3-4	41.01	-	0.01	0.05	8.02	0.14	49.79	0.01	0.01	-	0.45	99.50	91.71
	51-3-3-5	41.25	-	0.01	0.05	8.50	0.12	49.31	-	0.01	0.00	0.41	99.65	91.19
	51-3-3-6	40.67	-	-	0.01	8.38	0.10	49.75	0.00	-	0.01	0.39	99.30	91.37
二辉橄榄岩	C-150	39.40	0.04	0.00	0.00	8.66	0.00	48.07	0.03	0.02	0.01	0.29	96.52	90.82
	B-3	41.02	0.07	0.02	0.02	8.65	0.18	48.00	0.21	0.09	0.05	0.33	98.64	90.82
纯橄岩	Ol-1	40.91	0.02	0.03	0.09	8.87	0.16	49.46	0.12	0.04	0.02	0.38	100.10	90.86
	B-4	40.56	0.16	0.00	0.08	9.45	0.14	49.75	0.13	0.05	0.05	0.41	100.78	90.37

注:二辉橄榄岩和纯橄岩数据引自文献[32-34],空白处为超出仪器检出限。

方辉橄榄岩的温度在615℃~713℃,代表两种矿物Mg-Fe离子交换的平衡温度,与世界典型的各种构造背景的地幔橄榄岩的温度相似^[60]。

地幔岩的氧逸度计算采用尖晶石-橄榄石氧逸度计算方法^[57,61]。方辉橄榄岩计算的温度和氧逸度计算结果见表6。方辉橄榄岩的 $\Delta \log (f_{O_2})^{FMQ}$ 在-0.14至+0.96 log FMQ之间。

运用地幔橄榄岩中尖晶石的氧逸度与Cr#投图^[60]的结果表明(图11),达拉布特地幔岩中方辉橄榄岩为MORB方辉橄榄岩向SSZ方辉橄榄岩过渡带,而Parkinson and Pearce的图解中则显示方辉橄榄岩从弧后盆地向大洋岛弧地幔橄榄岩过渡^[53](图12)。方辉橄榄岩中尖晶石的 $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ 在0.13~0.21

之间,平均值为0.17,而纯橄岩中尖晶石的 $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ 为0.13~0.43,平均值0.30。相比MORB的 0.16 ± 0.01 ^[62],纯橄岩可能形成于较MORB更加氧化的构造背景中,而方辉橄榄岩形成环境与形成MORB的地幔源区氧化还原条件相似。

Ga在尖晶石中与Al、Cr以及 Fe^{3+} 一样,以三价离子位于尖晶石晶体的八面体空隙之中。但Ga由于在硅酸盐矿物中的扩散速率极慢^[63],在冷却再平衡的过程中不易改变,可用于构造背景的判别。Ga与 Fe^{3+} 地球化学行为相似,具有相同的离子半径(0.62 Å),但与 Fe^{3+} 不同的是,Ga不易受氧化还原条件的改变。尖晶石中TiO₂在部分熔融过程中的亏损小于0.1%,而在岩石熔体反应过程中有所增

表5 达拉布特地幔橄榄岩尖晶石电子探针成分分析结果(%)
Table 5 Representative electron microprobe analyses of spinel from the Darbute mantle peridotites (%)

岩性 测点号	方辉橄辉岩															
	51-2-1-4	51-2-1-5	51-2-1-6	51-2-2-1	51-2-2-2	51-2-2-3	51-1-1-1	51-1-1-2	51-1-1-3	51-3-1-1	51-3-1-2	51-3-1-3	51-3-2-1			
SiO ₂	0.03	0.02	0.03	0.06	0.04	0.01	0.01	0.04	-	0.02	-	0.02	-			
Na ₂ O	0.04	0.03	0.03	0.04	0.01	0.06	0.01	0.01	-	0.02	0.05	0.04	0.02			
Cr ₂ O ₃	37.76	38.91	37.78	37.70	38.26	34.51	38.47	37.58	37.37	35.55	36.02	37.03	35.20			
K ₂ O	0.00	0.02	-	0.01	0.02	0.01	-	-	-	0.02	0.01	0.02	-			
MgO	13.56	14.00	14.35	14.60	14.18	13.50	14.06	13.43	13.07	14.54	14.63	13.75	14.54			
Al ₂ O ₃	28.86	28.91	29.89	29.63	29.63	31.78	28.91	28.29	28.80	31.55	31.42	29.01	32.91			
MnO	0.26	0.29	0.26	0.27	0.29	0.26	0.34	0.29	0.27	0.26	0.26	0.28	0.26			
CaO	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.02	0.00	-	-	0.01			
FeO	18.57	17.51	17.39	16.69	17.32	19.10	17.69	19.55	19.85	17.83	17.37	19.01	16.91			
TiO ₂	0.03	-	0.02	0.02	0.06	-	0.04	0.01	0.02	-	0.01	0.02	0.03			
Ga/10 ⁻⁶	29	30	37	40	35	45	38	32	37	33	37	29	37			
NiO	0.07	0.15	0.18	0.11	0.07	0.03	0.10	0.08	0.06	0.13	0.13	0.06	0.10			
Total	99.17	99.83	99.93	99.11	99.87	99.26	99.62	99.29	99.46	99.92	99.89	99.25	99.97			
Mg [#]	56.91	59.05	59.84	61.52	59.76	56.02	58.76	55.34	54.03	59.50	60.22	56.66	60.61			
Cr [#]	46.74	47.45	45.89	46.05	46.42	42.14	47.16	47.12	46.54	43.05	43.47	46.13	41.78			
Si	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000			
Na	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.003	0.003	0.001			
Cr	0.905	0.924	0.891	0.894	0.904	0.817	0.915	0.905	0.898	0.833	0.844	0.887	0.818			
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000			
Mg	0.613	0.627	0.638	0.653	0.631	0.603	0.631	0.610	0.592	0.643	0.646	0.621	0.637			
Al	1.031	1.023	1.051	1.048	1.043	1.122	1.025	1.015	1.031	1.102	1.097	1.036	1.140			
Mn	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.009	0.008	0.007	0.006	0.006	0.007	0.006			
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000			
Fe ²⁺	0.387	0.367	0.359	0.345	0.368	0.394	0.369	0.395	0.412	0.357	0.349	0.379	0.360			
Fe ³⁺	0.083	0.072	0.075	0.074	0.064	0.084	0.076	0.103	0.092	0.085	0.081	0.103	0.056			
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001			
Ni	0.002	0.004	0.004	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003	0.001	0.002			
Total	3.032	3.027	3.028	3.028	3.024	3.032	3.029	3.039	3.035	3.032	3.031	3.039	3.021			
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0.387	0.370	0.360	0.346	0.368	0.395	0.369	0.393	0.411	0.357	0.351	0.379	0.361			
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.613	0.630	0.640	0.654	0.632	0.605	0.631	0.607	0.589	0.643	0.649	0.621	0.639			
Cr/(Cr+Al)	0.467	0.475	0.459	0.461	0.464	0.421	0.472	0.471	0.465	0.430	0.435	0.461	0.418			
Fe ³⁺ /(Cr+Al+Fe ³⁺)	0.041	0.036	0.037	0.037	0.032	0.042	0.038	0.051	0.046	0.042	0.040	0.051	0.028			
Cr/(Cr+Al+Fe ³⁺)	0.448	0.458	0.442	0.444	0.449	0.404	0.454	0.447	0.444	0.412	0.417	0.438	0.406			
Fe ³⁺ /ΣFe	0.18	0.16	0.17	0.18	0.15	0.18	0.17	0.21	0.18	0.19	0.19	0.21	0.13			

续表5

岩性	方辉橄辉岩										二辉橄辉岩				纯橄岩			
	51-3-2-2	51-3-2-3	51-5-1-1	51-5-1-2	51-5-1-3	51-3-3-1	51-3-3-2	51-3-3-3	B-5	38-14-1-1	38-14-1-2	38-14-2-1	38-14-2-2					
SiO ₂	0.01	0.02	0.03	-	0.06	-	-	0.01	0.37	0.87	-	0.02	0.02					
Na ₂ O	-	0.01	0.02	0.00	-	-	-	0.01	0.00	-	0.03	0.00	0.03					
Cr ₂ O ₃	35.16	34.41	33.78	32.49	36.03	36.74	36.29	36.31	36.37	34.99	36.42	34.95	35.08					
K ₂ O	0.02	-	0.00	-	0.00	-	-	-	0.06	-	-	0.01	0.02					
MgO	14.84	13.65	13.84	13.76	13.64	13.67	13.48	13.24	13.68	14.77	14.62	14.20	13.92					
Al ₂ O ₃	32.34	31.28	32.84	34.16	31.12	30.83	31.22	30.45	31.54	24.98	26.72	26.82	26.96					
MnO	0.20	0.29	0.26	0.21	0.26	0.24	0.27	0.23	0.06	0.50	0.25	0.33	0.32					
CaO	0.00	-	0.04	-	0.13	-	-	0.00	0.00	-	-	-	-					
FeO	16.97	19.52	18.39	18.37	18.21	18.37	18.43	19.24	16.98	22.90	21.06	22.31	22.11					
TiO ₂	0.01	-	0.02	0.01	-	0.03	0.04	0.02	0.13	0.59	0.58	0.70	0.60					
Ga/10 ⁻⁶	34	35				32	33	31		36	39	40	41					
NiO	0.18	0.11	0.04	0.12	0.09	0.09	0.04	0.07	0.13	0.20	0.25	0.19	0.13					
Total	99.71	99.28	99.25	99.12	99.55	99.96	99.76	99.59	99.32	99.81	99.93	99.52	99.17					
Mg [#]	61.00	55.60	57.58	57.21	57.57	57.06	56.65	55.19	61.91	59.13	56.00	54.01	53.71					
Cr [#]	42.18	42.46	40.83	38.95	43.71	44.43	43.82	44.44	43.62	48.44	47.76	46.64	46.61					
Si	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.011	0.027	0.000	0.001	0.001					
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002					
Cr	0.821	0.817	0.794	0.760	0.851	0.866	0.856	0.863	0.854	0.851	0.878	0.849	0.854					
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001					
Mg	0.653	0.611	0.613	0.607	0.608	0.608	0.600	0.593	0.606	0.677	0.665	0.650	0.639					
Al	1.125	1.108	1.151	1.192	1.096	1.083	1.098	1.079	1.105	0.906	0.961	0.971	0.979					
Mn	0.005	0.007	0.007	0.005	0.007	0.006	0.007	0.006	0.002	0.013	0.006	0.009	0.008					
Ca	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
Fe ²⁺	0.347	0.392	0.387	0.392	0.390	0.393	0.401	0.409	0.401	0.378	0.360	0.381	0.386					
Fe ³⁺	0.072	0.098	0.071	0.062	0.065	0.065	0.059	0.075	0.021	0.211	0.178	0.192	0.183					
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.014	0.013	0.016	0.014					
Ni	0.004	0.003	0.001	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.003	0.005	0.006	0.005	0.003					
Total	3.027	3.037	3.027	3.024	3.025	3.024	3.022	3.028	3.008	3.081	3.068	3.074	3.070					
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0.347	0.391	0.387	0.392	0.391	0.393	0.401	0.408	0.398	0.358	0.351	0.370	0.377					
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.653	0.609	0.613	0.608	0.609	0.607	0.599	0.592	0.602	0.642	0.649	0.630	0.623					
Cr/(Cr+Al)	0.422	0.425	0.408	0.389	0.437	0.444	0.438	0.444	0.436	0.484	0.478	0.466	0.466					
Fe ³⁺ /(Cr+Al+Fe ³⁺)	0.036	0.049	0.035	0.031	0.033	0.032	0.029	0.037	0.010	0.107	0.088	0.095	0.091					
Cr/(Cr+Al+Fe ³⁺)	0.407	0.404	0.394	0.377	0.423	0.430	0.425	0.428	0.432	0.432	0.436	0.422	0.424					
Fe ³⁺ /ΣFe	0.17	0.20	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13	0.15	0.05	0.36	0.33	0.33	0.32					

续表5

岩性	纯橄岩															
	38-14-3-1	38-14-3-2	38-1-1-1	38-1-2-1	38-1-2-2	38-1-3-1	38-1-3-2	38-62-1-1	38-62-1-2	38-62-2-1	38-62-2-2	38-62-2-3	38-62-3-1	38-5-1-1	38-5-1-2	
SiO ₂	0.27	0.04	0.02	0.03	0.01	0.29	0.05	0.05	0.00	0.05	0.02	0.01	0.01	0.03	-	
Na ₂ O	0.06	0.01	-	0.01	0.04	0.04	0.06	0.02	-	0.01	0.04	0.03	0.04	-	-	
Cr ₂ O ₃	34.20	35.46	36.06	36.08	35.22	34.73	36.20	37.73	37.87	37.87	37.74	37.40	38.41	40.49	39.66	
K ₂ O	-	0.01	-	-	-	0.01	0.02	0.00	-	0.01	0.01	0.01	-	-	-	
MgO	13.17	13.76	13.94	14.57	14.01	13.42	13.87	14.49	14.72	14.05	14.40	13.71	14.81	13.60	14.00	
Al ₂ O ₃	23.12	25.14	28.04	28.95	28.72	25.73	27.31	27.31	26.95	26.35	26.74	26.19	26.31	27.32	28.05	
MnO	0.79	0.29	0.23	0.25	0.26	0.33	0.29	0.25	0.27	0.21	0.30	0.32	0.25	0.29	0.32	
CaO	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO	27.43	23.95	20.47	19.63	20.69	24.87	21.54	19.67	19.63	20.93	20.44	21.01	19.67	17.83	17.75	
TiO ₂	0.58	0.58	0.20	0.19	0.18	0.20	0.25	0.18	0.14	0.09	0.16	0.18	0.14	0.19	0.17	
Ga/10 ⁶	50	51	37	35	34	41	44	49	38	43	38	44	35	-	-	
NiO	0.32	0.21	0.09	0.16	0.12	0.17	0.17	0.11	0.18	0.11	0.09	0.17	0.13	0.05	0.04	
Total	99.92	99.45	99.05	99.86	99.24	99.79	99.74	99.82	99.75	99.69	99.93	99.00	99.79	99.82	99.98	
Mg [#]	47.94	51.41	55.14	57.39	55.04	50.75	54.14	57.32	57.38	54.92	56.10	54.08	57.85	58.09	58.64	
Cr [#]	49.81	48.62	46.31	45.53	45.13	47.52	47.07	48.10	48.53	49.09	48.63	48.93	49.48	49.85	48.68	
Si	0.008	0.001	0.000	0.001	0.000	0.009	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	
Na	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	
Cr	0.856	0.873	0.871	0.859	0.848	0.853	0.875	0.906	0.911	0.918	0.909	0.914	0.926	0.969	0.944	
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mg	0.621	0.639	0.635	0.654	0.636	0.621	0.632	0.656	0.668	0.642	0.654	0.632	0.673	0.614	0.628	
Al	0.862	0.923	1.010	1.028	1.031	0.942	0.984	0.977	0.966	0.952	0.961	0.954	0.945	0.975	0.995	
Mn	0.021	0.008	0.006	0.006	0.007	0.009	0.007	0.007	0.007	0.005	0.008	0.008	0.006	0.007	0.008	
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe ²⁺	0.417	0.397	0.382	0.359	0.376	0.411	0.381	0.358	0.347	0.375	0.358	0.380	0.341	0.391	0.376	
Fe ³⁺	0.309	0.227	0.141	0.135	0.151	0.235	0.170	0.141	0.153	0.161	0.163	0.163	0.160	0.060	0.071	
Ti	0.014	0.014	0.005	0.004	0.004	0.005	0.006	0.004	0.003	0.002	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	
Ni	0.008	0.005	0.002	0.004	0.003	0.004	0.004	0.003	0.004	0.003	0.002	0.004	0.003	0.001	0.001	
Total	3.120	3.087	3.054	3.052	3.058	3.091	3.065	3.054	3.058	3.062	3.062	3.062	3.061	3.023	3.027	
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0.402	0.383	0.376	0.355	0.372	0.398	0.376	0.353	0.342	0.369	0.354	0.376	0.336	0.389	0.375	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.598	0.617	0.624	0.645	0.628	0.602	0.624	0.647	0.658	0.631	0.646	0.624	0.664	0.611	0.625	
Cr/(Cr+Al)	0.498	0.486	0.463	0.455	0.451	0.475	0.471	0.481	0.485	0.491	0.486	0.489	0.495	0.499	0.487	
Fe ³⁺ /(Cr+Al+Fe ³⁺)	0.152	0.112	0.070	0.067	0.074	0.116	0.084	0.070	0.075	0.079	0.080	0.080	0.079	0.030	0.035	
Cr/(Cr+Al+Fe ³⁺)	0.422	0.432	0.431	0.425	0.418	0.420	0.431	0.447	0.449	0.452	0.447	0.450	0.456	0.484	0.470	
Fe ³⁺ /ΣFe	0.43	0.36	0.27	0.27	0.29	0.36	0.31	0.28	0.31	0.30	0.31	0.30	0.32	0.13	0.16	

注：二解橄辉岩引自文献[32]，空白处为超出仪器检出限。

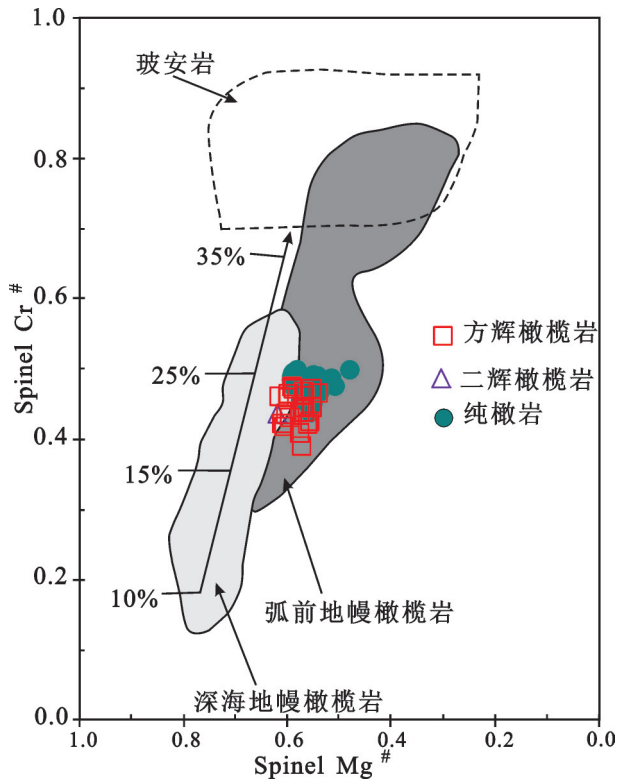


图9 达拉布特地幔橄榄岩尖晶石 $Cr^{\#}$ - $Mg^{\#}$ 成分变量
(图例同图8)

深海地幔橄榄岩区域来自文献[49],弧前地幔橄榄岩区域来自文献[52-53],玻安岩区域来自文献[54],部分熔融趋势线以及熔融程度来自文献[50]

Fig.9 Compositional variations of $Cr^{\#}$ - $Mg^{\#}$ in chromian spinels of Darbute peridotite (Legend as in Fig.8)

Compositional field of abyssal peridotites after reference [49], fore-arc peridotites field after reference [52-53] and that of boninite after reference [54]. The partial melting trend and amounts of melting after reference [50]

加。所以,当岩石发生熔体岩石反应时, Ga/Fe^{3+} 降低,而 TiO_2/Fe^{3+} 不变或者增加^[60]。运用 $Ga-Ti-Fe^{3+}$ #[$Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$]图解,也能有效识别地幔岩的构造背景或经历的地质过程。 Ga 通过尖晶石原位LA-ICP-MS获得。在图13中,达拉布特地幔橄榄岩中纯橄榄点全部落入SSZ范围内,向地幔岩与岛弧拉斑玄武岩反应方向移动,显示纯橄榄成因可以和地幔橄榄岩与岛弧拉斑玄武岩的反应有关,而方辉橄榄岩落在MOR残余地幔岩和SSZ残余地幔岩之间过渡,反应出方辉橄榄岩可能为地幔橄榄岩与MOR熔体反应以及SSZ环境中含水熔体反应后的残余,显示构造背景从MOR到SSZ之间的转换。

5 地幔橄榄岩地球化学特征

5.1 主量元素

本次研究在镜下选取5件相对新鲜的方辉橄榄岩和4件未遭受碳酸盐化的纯橄榄岩做全岩地球化学分析,分析结果见表7。尽管如此,方辉橄榄岩的烧失量依然达到5.82%~7.81%,而纯橄榄岩由于全部蛇纹石化,烧失量为13.87%~15.47%。为了消除后期蚀变对岩石原有成分的影响,在讨论主量元素过程时将挥发分去除后对氧化物进行标准化。这能最大限度的消除蛇纹石化作用的影响。蛇纹石化过程对高场强元素和稀土元素的影响较小,可运用原始数据进行讨论。

归一化后的方辉橄榄岩 MgO 在44.87%~45.55%, Al_2O_3 (0.80%~0.96%)和 CaO (0.61%~0.79%)含量较低,这与方辉橄榄岩中单斜辉石含量较少有关,可能暗示了岩石遭受了较高级别的部分熔融。如图14所示,方辉橄榄岩都落入深海地幔橄榄岩和SSZ地幔橄榄岩重叠的部位。而方辉橄榄岩中 TiO_2 (<0.03%)含量较低,也显示其具有MOR和SSZ的共同性质, Fe_2O_3 在1.44%~2.71%之间,较纯橄榄岩中的3.37%~6.07%低,可能反映了蛇纹石化过程对两种岩石的影响程度不同,方辉橄榄岩中 FeO (5.55%~6.64%)较纯橄榄岩(1.85%~3.77%)高。相比之下,纯橄榄岩中 MgO 47.32%~51.49%,较方辉橄榄岩高,经历了比方辉橄榄岩更高级别的部分熔融,易熔组分 CaO (0.28%~0.62%)较方辉橄榄岩低,而 Al_2O_3 (2.70%~5.17%)却比方辉橄榄岩高,可能为纯橄榄岩中含量较多的铬尖晶石有关,在纯橄榄岩中 Cr 的含量与 Al 的含量呈正相关关系,如样品13YA-38-16中 Cr 的含量达 29252×10^{-6} ,换算成 Cr_2O_3 后的重量百分比为4.28%,直接对氧化物的总含量产生影响,而其中 Al_2O_3 的含量达到了最高的5.17%。在图3-18中,纯橄榄岩的 Al_2O_3 以及 Fe_2O_3 皆偏离地幔分布熔融趋势线,而 CaO 和 TiO_2 落入SSZ地幔橄榄岩区域或者附近,表明其形成可能与SSZ构造背景下流体的影响有关。方辉橄榄岩沿地幔部分熔融趋势线分布,反映其形成主要为部分熔融残余成因,而纯橄榄岩可能叠加了后期岩石熔体反应的过程,造成主量元素发生偏移。

5.2 微量元素

除个别样品外,达拉布特地幔橄榄岩中方辉橄

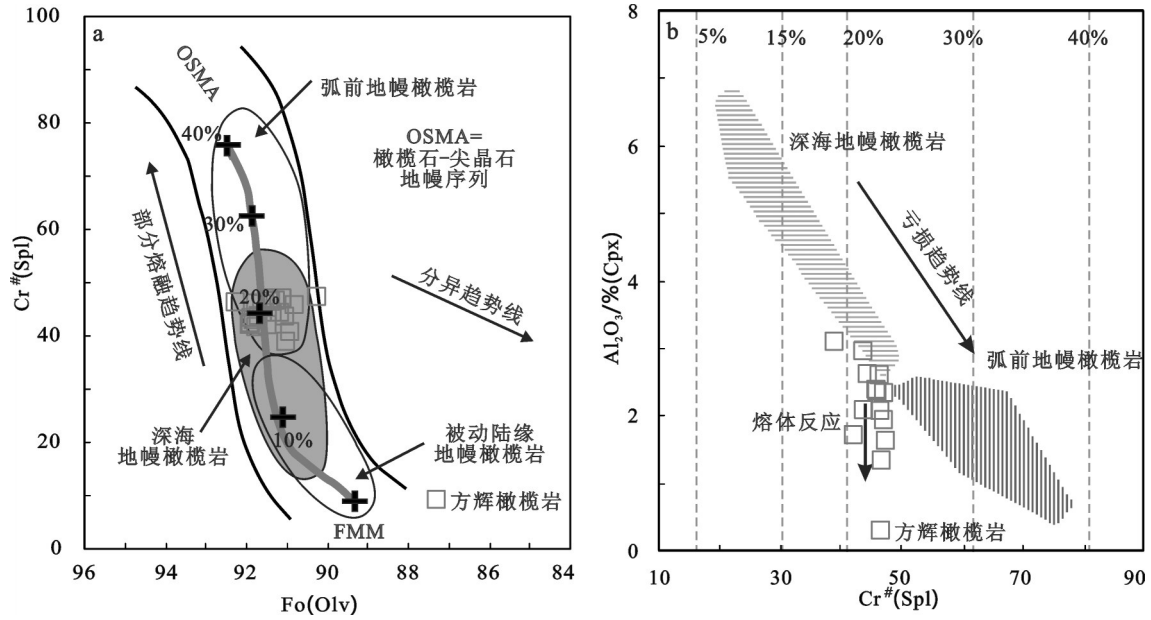


图 10 达拉布特方辉橄榄岩尖晶石—橄榄石—单斜辉石矿物化学构造判别图解(图例同图 3)
 a—尖晶石 Cr[#]—共生橄榄石 Fo 值图解,深海地幔橄榄岩区域来自文献[49],SSZ 地幔岩和被动大陆边缘区域来自文献[51],橄榄石—尖晶石地幔序列(OSMA)来自文献[50];b—单斜辉石;Al₂O₃—共生尖晶石 Cr[#](100Cr/Cr+Al)图解,据文献[55]

Fig. 10 Tectonic discrimination diagrams based on the spinel–olivine–pyroxene mineral chemistry of Darbute harzburgite
 a—Plot of spinel Cr[#] against olivine Mg[#] showing the abyssal (ocean ridge) peridotite field of reference [49], the oceanic supra–subduction zone peridotite field and passive continental margin field after reference [51], and the olivine–spinel mantle array (OSMA) and melting tend (annotated by % melting) after reference [50]; b– Plot of Al₂O₃ (Cpx)–Cr[#] (spinel) (modified after reference [55])

表 6 达拉布特方辉橄榄岩共生橄榄石和尖晶石数据以及温度、氧逸度

Table 6 Spinel and olivine data of Darbute harzburgite and its temperature and oxygen fugacity (f_{O₂})

橄榄石点号	共生的尖晶石点号	尖晶石 Cr [#]	尖晶石 Mg [#]	尖晶石 Fe ³⁺ /ΣFe	橄榄石 Fo	温度(°C)	f _{O₂} Δlog FMQ	尖晶石 Fe ³⁺ *	尖晶石 TiO ₂ /%	尖晶石 Ga/10 ⁻⁶
51-1-1-4	51-1-1-1	47.16	58.76	0.17	91.13	702	0.15	0.038	0.021	38
51-1-1-5	51-1-1-2	47.12	55.34	0.21	91.45	689	0.79	0.051	0.025	32
51-1-1-6	51-1-1-3	46.54	54.03	0.18	91.41	667	0.65	0.046	0.031	37
51-2-1-1	51-2-1-4	46.74	56.91	0.18	91.29	685	0.40	0.041	0.020	29
51-2-1-2	51-2-1-5	47.45	59.05	0.16	90.27	713	-0.14	0.036	0.023	30
51-2-1-3	51-2-1-6	45.89	59.84	0.17	90.83	703	0.08	0.037	0.021	37
51-2-2-5	51-2-2-1	46.05	61.52	0.18	91.63	704	0.20	0.037	0.021	40
51-2-2-4	51-2-2-2	46.42	59.76	0.15	92.28	674	0.19	0.032	0.021	35
51-2-2-6	51-2-2-3	42.14	56.02	0.18	91.49	641	0.62	0.042	0.018	45
51-3-1-4	51-3-1-1	43.05	59.50	0.19	91.84	672	0.60	0.042	0.016	33
51-3-1-5	51-3-1-2	43.47	60.22	0.19	91.89	678	0.51	0.040	0.025	37
51-3-1-6	51-3-1-3	46.13	56.66	0.21	91.78	687	0.86	0.051	0.023	29
51-3-2-5	51-3-2-1	41.78	60.61	0.13	91.77	647	-0.07	0.028	0.026	37
51-3-2-6	51-3-2-2	42.18	61.00	0.17	91.94	666	0.35	0.036	0.026	34
51-3-2-4	51-3-2-3	42.46	55.60	0.20	91.91	646	0.96	0.049	0.028	35
51-3-3-6	51-3-3-1	44.43	57.06	0.14	91.37	654	0.08	0.032	0.021	32
51-3-3-4	51-3-3-2	43.82	56.65	0.13	91.71	636	0.04	0.029	0.023	33
51-3-3-5	51-3-3-3	44.44	55.19	0.15	91.19	650	0.31	0.037	0.025	31
51-5-1-5	51-5-1-1	40.83	57.58	0.15	90.94	639	0.22	0.035	0.024*	未分析
51-5-1-4	51-5-1-2	38.95	57.21	0.14	91.03	615	0.13	0.031	0.008*	未分析

注: *为电子探针 TiO₂数据,其余为 LA-ICP-MS 原位分析, Ga 为 LA-ICP-MC 原位分析数据。

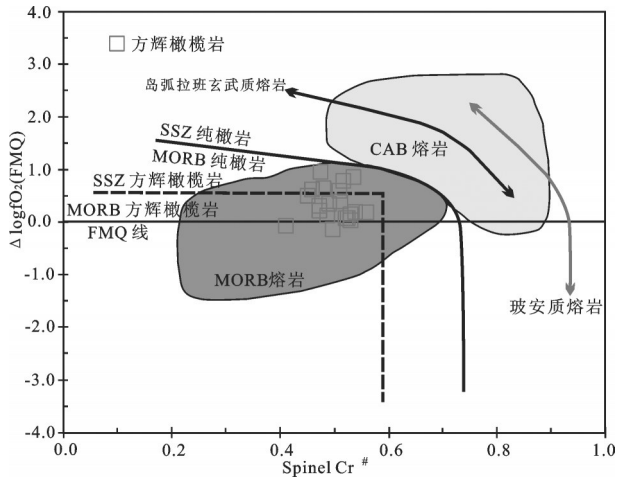


图 11 达拉布特方辉橄辉岩尖晶石 $\Delta \log fO_2$ (FMQ)– $Cr^\#$ 图解 (据文献[60])

Fig. 11 Plot of $\Delta \log fO_2$ (FMQ) – $Cr^\#$ of spinels from Darbute harzburgite (modified after reference [60])

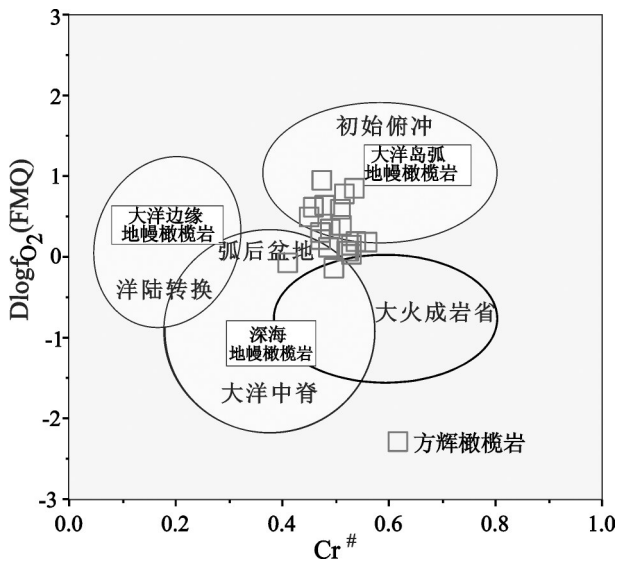


图 12 达拉布特方辉橄辉岩尖晶石 $\Delta \log fO_2$ (FMQ) – $Cr^\#$ 图解 (据文献[53,58])

Fig. 12 Plot of $\Delta \log fO_2$ (FMQ) – $Cr^\#$ of spinels from Darbute harzburgite (modified after references [53,58])

橄辉岩与纯橄岩的 REE 和微量元素的含量相近。两种岩石的 REE 总量相近, 都较球粒陨石亏损, HREE 含量以及配分模式与 IBM 弧前地幔橄辉岩相似, 落入 IBM 区域(图 15-a), 而地幔橄辉岩中高的 LERR/HREE 不能用原始地幔部分熔融残余的观点来解

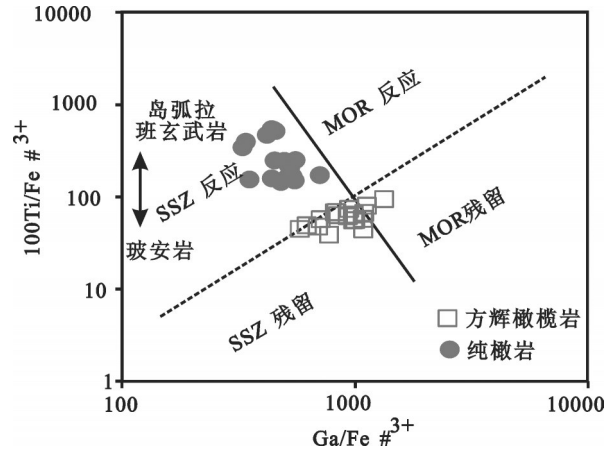


图 13 达拉布特方辉橄辉岩和纯橄岩尖晶石 $100Ti/Fe^{3+}$ – Ga/Fe^{3+} 图解 (据文献[60]) (图例同图 8)

Fig. 13 Plot of $100Ti/Fe^{3+}$ – Ga/Fe^{3+} in spinels from Darbute harzburgite (modified after reference [60]) (Legend same as in Fig.8)

释^[66], 纯橄岩的形成需要大于 40% 的部分熔融, 洋中脊由于温度不够, 不能造成如此大的部分熔融^[67], 后期熔体的加入并与之反应是地幔橄辉岩 LREE 富集的重要原因^[66–68]。方辉橄辉岩中 Eu 的负异常可能与原岩中斜长石的溶解有关, 与方辉橄辉岩中普遍不存在斜长石现象一致, 纯橄岩中 Eu 表现为正异常, 这可能是切穿纯橄岩和矿体的橄长岩脉对纯橄岩影响的结果。两种岩石的部分微量元素总量区别不大(图 15-b), HREE 和部分 HFSE 较为平坦, 表明岩石有熔体残余的特征, LREE 和 LILE 总体相对富集, 所有岩石均显示 Cs、U、Pb 的极正异常, 高于原始地幔值, 表明岩石可能受俯冲带流体的作用, 为部分 HFSE 正负异常均有显示, 如 Ta 为正异常, Nb 为负异常, Hf 既有正异常也有负异常, 显示地幔橄辉岩既有地幔残余的特点, 同时又是熔体岩石反应的证据。

6 讨论

二辉橄辉岩和方辉橄辉岩单斜辉石的主量元素地球化学特征显示, 二辉橄辉岩形成于深海洋脊环境, 而方辉橄辉岩可能与后期俯冲流体的相互作用有关, 显示其具有 SSZ 性质。而单斜辉石的原位 LA-ICP-MS 稀土和微量元素地球化学特征也显示二辉橄辉岩与深海地幔岩相似, 方辉橄辉岩不同于典型的深海地幔橄辉岩, 又与 SSZ 型地幔橄辉岩又

表7 达拉布特地幔橄榄岩全岩成分分析结果
Table 7 Representative whole rock composition of Darbute peridotite

样品原号	13YA-51-4	13YA-51-1	13YA-51-2	13YA-51-3	13YA-51-5	13YA-38-14	13YA-38-67	13YA-38-66	13YA-38-16
岩性	方辉橄榄岩					纯橄岩			
SiO ₂	40.6	41.75	41.2	41.32	41.07	32.86	31.81	32.03	30
Al ₂ O ₃	0.88	0.75	0.8	0.88	0.9	2.25	3.5	3.41	4.18
CaO	0.58	0.73	0.69	0.56	0.72	0.23	0.51	0.32	0.24
Fe ₂ O ₃	2.48	1.35	1.88	1.87	2.34	4.82	2.94	2.81	4.91
FeO	5.03	6.22	5.71	5.73	5.08	2.12	1.31	1.71	3.05
K ₂ O	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
MgO	40.81	42.64	42.12	41.62	40.93	40.8	42.62	42.91	38.26
MnO	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.06	0.02	0.02	0.1
Na ₂ O	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.05	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	0.08
TiO ₂	0.03	0.02	<0.01	0.01	<0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
LOI	7.54	5.82	6.52	7.5	7.84	14.52	15.47	15.43	13.87
Total	98.1	99.43	99.09	99.67	99.06	97.75	98.25	98.73	94.72
H ₂ O ⁺	7.62	6.24	6.9	7.98	8.44	14.64	15.4	15.52	14.18
CO ₂	0.21	0.21	0.18	0.12	0.26	0.62	0.6	1.15	0.55
La	0.0544	0.0440	0.0587	0.0430	0.0390	0.0404	0.0202	0.0727	0.0465
Ce	0.1169	0.0965	0.1008	0.0938	0.0757	0.0907	0.0468	0.2166	0.1039
Pr	0.0167	0.0149	0.0148	0.0112	0.0091	0.0189	0.0060	0.0202	0.0138
Nd	0.0608	0.0672	0.0645	0.0541	0.0327	0.0876	0.0263	0.0753	0.0592
Sm	0.0169	0.0124	0.0103	0.0152	0.0053	0.0300	0.0042	0.0131	0.0204
Eu	0.0054	0.0053	0.0021	0.0034	0.0002	0.0135	0.0070	0.0154	0.0224
Gd	0.0211	0.0208	0.0100	0.0164	0.0082	0.0483	0.0068	0.0194	0.0125
Tb	0.0037	0.0026	0.0013	0.0037	0.0018	0.0099	0.0020	0.0028	0.0022
Dy	0.0244	0.0212	0.0106	0.0276	0.0067	0.0809	0.0126	0.0234	0.0131
Ho	0.0054	0.0052	0.0029	0.0051	0.0044	0.0147	0.0027	0.0056	0.0035
Er	0.0199	0.0211	0.0085	0.0261	0.0176	0.0631	0.0133	0.0181	0.0094
Tm	0.0061	0.0029	0.0039	0.0051	0.0037	0.0083	0.0024	0.0037	0.0032
Yb	0.0379	0.0367	0.0276	0.0399	0.0341	0.0598	0.0238	0.0286	0.0197
Lu	0.0081	0.0076	0.0059	0.0080	0.0067	0.0123	0.0045	0.0059	0.0039
V	35.7200	35.4400	34.4200	35.8700	36.4000	28.3100	32.5300	35.5900	114.08
Y	0.2110	0.1758	0.1397	0.2003	0.1290	0.4219	0.1002	0.1522	0.1057
Sr	12.7809	3.6803	3.6056	13.4986	12.7970	0.7465	0.4692	1.0386	1.3675
Ba	0.8571	0.9070	0.5420	0.9978	0.9004	0.7379	0.5476	1.3359	0.5971
Rb	0.3034	0.2353	0.2317	0.1973	0.1876	0.1172	0.0999	0.1504	0.3073
Cs	0.0464	0.0679	0.0305	0.0373	0.0272	0.0139	0.0117	0.0099	0.0258
Th	0.0797	0.0360	0.0533	0.0529	0.0416	0.0130	0.0097	0.0463	0.0103
Pb	0.7943	9.0561	4.2349	32.8920	7.7089	13.9262	12.3061	8.7168	27.712
Nb	0.0625	0.0576	0.0654	0.0296	0.0247	0.0320	0.0367	0.0332	0.0943
Ta	0.0299	0.0381	0.6942	0.0224	0.0139	0.0141	0.0141	0.0116	0.0101
Zr	0.2608	0.4350	0.1171	0.2339	0.1351	0.4707	0.2189	0.1423	0.6008
Hf	0.0081	0.0155	0.0056	0.0058	0.0046	0.0228	0.0085	0.0002	0.0118
Sc	10.7514	10.9091	10.4003	10.8982	11.7216	6.4681	6.3927	6.4400	6.4493
Co	101.896	109.917	104.654	106.273	103.313	89.2145	44.2687	49.9312	117.0917
Ni	1923.01	2161.34	1974.03	2045.15	1949.68	2380.93	2312.32	2290.67	2377.142
U	0.2289	0.0805	0.4909	0.2498	0.3319	0.0434	0.0454	0.3636	0.1390
Cr	2153.34	2220.41	2545.87	2215.83	2312.67	4230.07	5868.34	6516.79	29252.13
Zn	43.9678	38.5559	42.1669	44.0527	40.0288	29.4786	14.6227	17.0496	73.3324
Ga	0.6181	0.7258	0.6757	0.7607	0.7549	4.4129	11.6293	12.1482	11.2884
Cu	10.4415	8.2559	8.8275	11.3087	6.2878	221.8734	68.7773	61.0598	13.3088

注:氧化物含量为重量百分比,单位为%,微量元素单位为10⁻⁶。

有所区别,显示其具体深海地幔橄榄岩向SSZ型地幔橄榄岩过渡的特点。二辉橄榄岩和方辉橄榄岩中橄榄石和斜方辉石电子探针主量元素地球化学特征也表明达拉布特蛇绿岩主体的方辉橄榄岩可能经历了SSZ环境中俯冲流体加入的含水部分熔融,而二辉橄榄岩受俯冲流体的影响较小。二辉橄榄岩、方辉橄榄岩和纯橄岩尖晶石主量元素、尖晶石—橄榄石氧逸度和微量元素图解都显示纯橄岩成因可以与地幔橄榄岩与岛弧拉斑玄武岩的反应有关,方辉橄榄岩的 $\Delta\log(fO_2)$ FMQ在-0.14至+0.96 log FMQ之间,各种图解中,方辉橄榄岩均落

在MOR残余地幔岩和SSZ残余地幔岩之间过渡,反映出方辉橄榄岩可能为地幔橄榄岩与MOR熔体反应以及SSZ环境中含水熔体反应后的残余,显示构造背景从MOR到SSZ之间的转换。地幔橄榄岩全岩地球化学特征亦与橄榄石、单斜辉石、斜方辉石和橄榄石地球化学特征结果一致。地幔橄榄岩地球化学特征表明,达拉布特蛇绿岩中地幔橄榄岩可能是达拉布特弧后洋盆靠近岛弧俯冲带的大洋岩石圈地幔的一部分。地幔橄榄岩形成于弧后扩张脊,这通过蛇绿岩中纯橄岩—橄长岩—辉长岩的岩石组合可判断蛇绿岩形成于无水的洋脊环境^[70],但

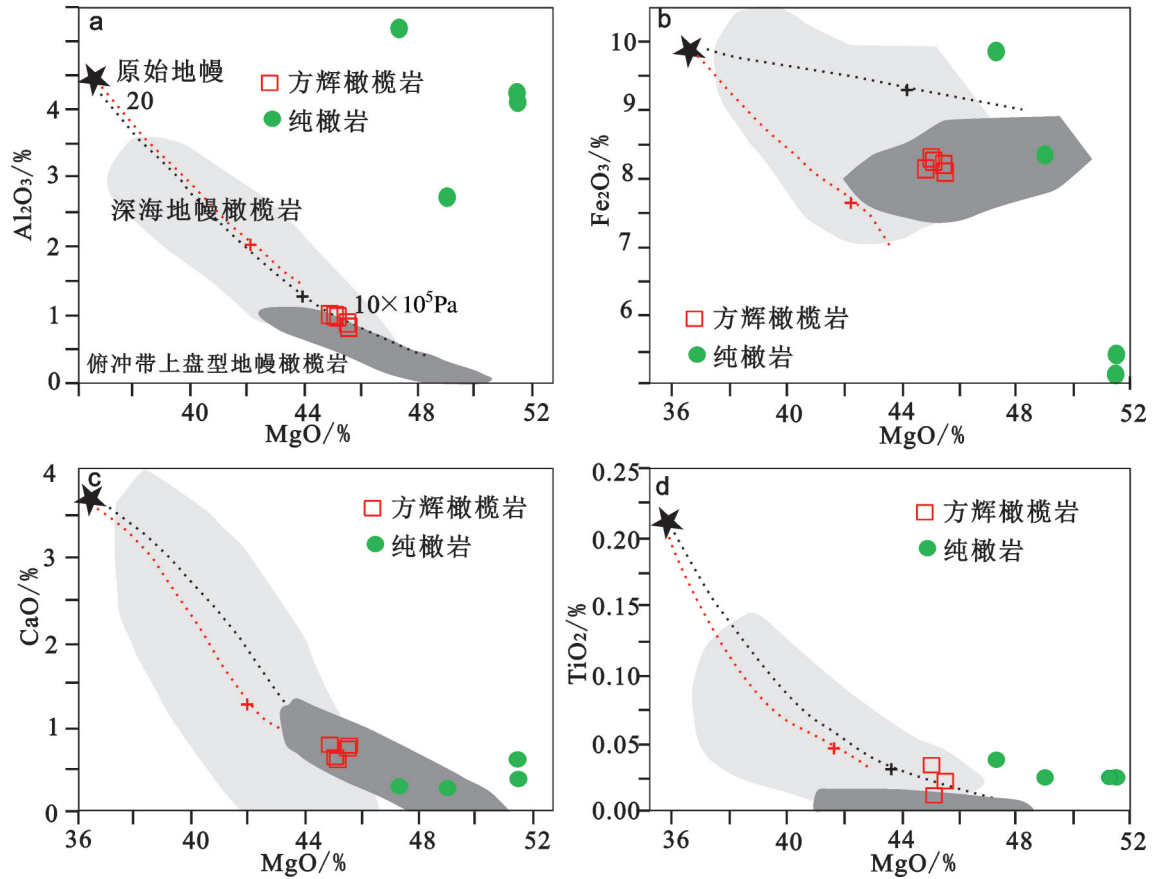


图 14 达拉布特地幔橄辉岩全岩 MgO 与部分主量元素(去挥发分归一化后)变化图
(深海和 SSZ 地幔岩区域分别来自文献[64,53], 原始地幔 10×10⁵Pa 和 20×10⁵Pa 时熔融趋势线来自文献[65];
熔融趋势线上的十字表示单斜辉石消失点)

Fig. 14 Variation diagrams of MgO versus selected major elements (anhydrous, volatile-free) in bulk rock peridotites from the Darbute peridotites from the Abyssal and SSZ peridotites fields after references [64,53] respectively. Melting trends at 10×10⁵Pa and 20×10⁵Pa of primitive mantle after reference [66]. Tick marks on melting curves display clinopyroxene disappearance)

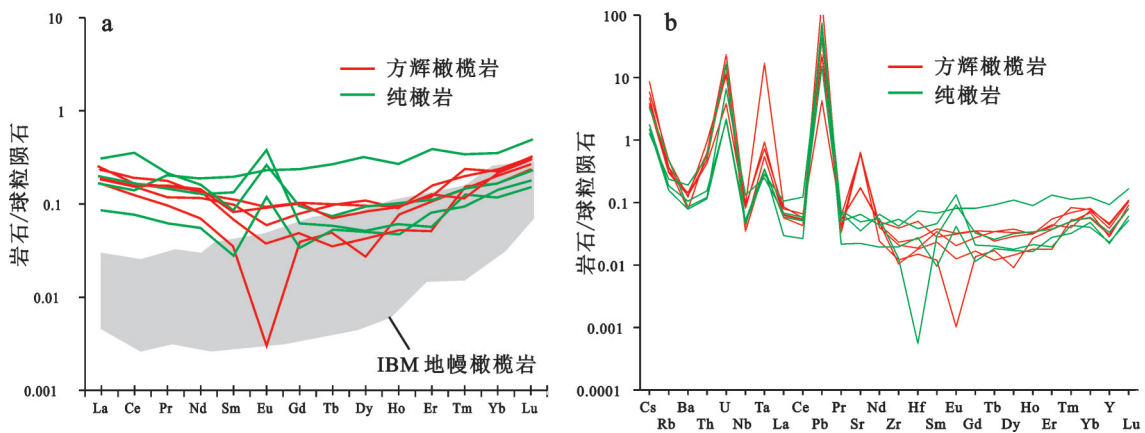


图 15 达拉布特地幔橄辉岩球粒陨石标准化和原始地幔标准化 REE 以及多元素蛛网图
(球粒陨石标准化值来自文献[40], 原始地幔标准化值来自文献[69], IBM 弧前地幔岩来自文献[53])

Fig. 15 Chondrite and primitive mantle-normalized REE and multi-element diagrams for Darbute peridotites (Chondrite normalization values after reference [40]. Primitive mantle normalization values after reference [69]. The composition of Izu-Bonin-Mariana (IBM) forearc peridotites after reference [53])

后受俯冲带俯冲流体的作用,使主体的方辉橄橄榄岩的部分熔融程度接近25%,大于洋中脊最大部分熔融程度20%^[71],以及弧后盆地地幔橄橄榄岩的最大部分熔融程度15%^[51,71]。

7 结 论

(1)达拉布特蛇绿岩地幔橄橄榄岩以方辉橄橄榄岩为主体,含有少量的二辉橄橄榄岩和纯橄岩。二辉橄橄榄岩与深海地幔橄橄榄岩相似,纯橄岩成因可以与地幔橄橄榄岩与岛弧拉斑玄武岩的反应有关,方辉橄橄榄岩可能为地幔橄橄榄岩与MOR熔体及SSZ环境中含水熔体反应后的残余。

(2)结合前人对西准噶尔达拉布特洋盆演化的研究成果,认为达拉布特蛇绿岩地幔橄橄榄岩形成于弧后扩张脊并俯冲流体/熔体的影响。

致谢:野外地质工作得到了中国地质大学(北京)硕士研究生王云鹏、赵一珏和中国地质大学(武汉)博士研究生连东洋的帮助,电子探针分析在中国地质科学院地质研究所大陆构造与动力学国家重点实验室戒合工程师的帮助下完成,LA-ICP-MC分析得到了中国科技大学侯振辉老师的热心帮助,在此一并感谢!另外,感谢匿名审稿人对论文提出的宝贵意见!

参考文献:

- [1]肖序常,汤耀庆,冯益民,等.新疆北部及其邻区大地构造[M].北京:地质出版社,1992:1-198.
Xiao Xuchang, Tang Yaoqin, Feng Yimin, et al. Tectonic Evolution of Xinjiang and its Adjacent Regions[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992: 1-198 (in Chinese with English abstract).
- [2]朱宝清,王来生,王连晓.西准噶尔西南地区古生代蛇绿岩[J].中国地质科学院西安地质矿产研究所刊,1987,17:3-64.
Zhu Baoqing, Wang Laisheng, Wang Lianxiao. Paleozoic Era ophiolite of southwest part in western Junggar, Xinjiang, China[J]. Bulletin of Xi'an Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, 1987, 17: 3-64 (in Chinese with English abstract).
- [3]Coleman R C. Continental growth of northern China[J]. Tectonics, 1989, 8(3): 621-635.
- [4]雷敏,赵志丹,侯青叶,等.新疆达拉布特蛇绿岩带玄武岩地球化学特征:古亚洲洋与特提斯洋的对比[J].岩石学报,2008,24(4):661-672.
Lei Min, Zhao Zhidan, Hou Qingye, et al. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope characteristics of the Dalabute ophiolite, Xinjiang:

- Comparison between the Paleo-Asian ocean and the Tethyan mantle domains[J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24(4): 661-672 (in Chinese with English abstract).
- [5]冯益民.西准噶尔蛇绿岩生成环境及其成因类型[J].中国地质科学院西安地质矿产研究所刊,1986,13:37-45.
Feng Yiming. Genetic environments and original types of ophiolites in West Juggar[J]. Bulletin of Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources of Chinese Academy of Geological Sciences, 1986, 13:37-45(in Chinese).
- [6]白文吉,杨经绥,周美孚.西准噶尔不同时代蛇绿岩及其构造演化[J].岩石学报,1995,11:62-72.
Bai Wenji, Yang Jingsui, Zhou Meifu. Tectonic evolution of different dating ophiolites in West Juggar, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 1995, 11(suppl.): 62-72 (in Chinese with English abstract).
- [7]杨瑞瑛,刘丛强,高桥和也,等.达拉布特镁铁质岩Sm-Nd同位素及微量元素[J].地球学报(增刊),1997,18:92-94.
Yang Ruiying, Liu Congqiang, Gaoqiao Heye, et al. Geochemistry of Sr-Nd and trace element of mafic rocks from Dalabute ophiolite[J]. Acta Geosciences Sinica (suppl.), 1997, 18:92-94(in Chinese).
- [8]杨瑞瑛,唐红峰,刘丛强,等.达拉布特蛇绿岩带镁铁质岩的地球化学[J].矿物学报,2000,20(4):363-370.
Yang Ruiying, Tang Hongfeng, Liu Congqiang, et al. Geochemistry of mafic rocks from Dalabute ophiolite in western Junggar, Xinjiang, NW China[J]. Acta Mineralogica Sinica, 2000, 20(4): 363-370(in Chinese with English abstract).
- [9]张弛,黄莹.新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境的探讨[J].地质论评,1992,38:509-523.
Zhang Chi, Huang Xuan. The ages and tectonic settings of ophiolites in West Junggar, Xinjiang[J]. Geological Review, 1992, 38: 509-523 (in Chinese).
- [10]Tang G J, Wang Q, Wyman D A, et al. Ridge subduction and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Evidence from Late Carboniferous adakites and high-Mg diorites in the western Junggar region, northern Xinjiang (west China) [J]. Chemical Geology, 2010, 227: 281-300.
- [11]Zhang J E, Xiao W J, Han C M, et al. Kinematics and age constraints of deformation in a Late Carboniferous accretionary complex in Western Junggar, NWChina[J]. Gondwana Research, 2011, 19: 958-974.
- [12]Zhang J E, Xiao W J, Han C M, et al. A Devonian to Carboniferous intra-oceanic subduction system in Western Junggar, NW China[J]. Lithos, 2011, 125: 592-606.
- [13]Yang G X, Li Y J, Gu P Y, et al. Geochronological and geochemical study of the Darbut Ophiolitic Complex in the West Junggar (NW China): implications for petrogenesis and tectonic

- evolution[J]. *Gondwana Research*, 2012, 21, 1037–1049.
- [14] Yang G X, Li Y J, Santosh M, et al. A Neoproterozoic seamount in the Paleasian Ocean: evidence from zircon U–Pb geochronology and geochemistry of the Mayile ophiolitic mélange in West Junggar, NW China[J]. *Lithos*, 2012, 140–141: 53–65.
- [15] Li D, He D F, Santosh M, et al. Tectonic framework of the northern Junggar Basin Part II: The island arc basin system of the western Luliang Uplift and its link with the West Junggar terrane[J]. *Gondwana Research*, 2015, 27: 1110–1130.
- [16] Li D, He D F, Santosh M, et al. Tectonic framework of the northern Junggar Basin part I: The eastern Luliang Uplift and its link with the East Junggar terrane[J]. *Gondwana Research*, 2015, 27: 1089–1109.
- [17] 田亚洲, 杨经绥, 王云鹏, 等. 新疆西准噶尔木哈塔依蛇绿混杂岩年代学和地球化学研究及构造意义[J]. *中国地质*, 2015, 42(2): 379–395.
Tian Yazhou, Yang Jingsui, Wang Yunpeng, et al. Geochronological and Geochemical Study of the Muhatayi Ophiolitic Mélange and Its Tectonic Implication, West Junggar, Xinjiang[J]. *Geology in China*, 2015, 42(2): 379–395(in Chinese with English abstract).
- [18] Wang Z H, Sun S, Li J L, et al. Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: geochemical and geochronological constraints from the ophiolites[J]. *Tectonics*, 2003, 22:1014.
- [19] Feng Y M, Zhu B Q, Xiao X C, et al. Tectonic evolution of the West Junggar, Xinjiang, China[C]//Xiao X C, Tang Y Q(eds.). *Tectonic evolution of the Southern Margin of the Pale-Asian composite megasuture*[M]. Beijing: Beijing Scientific and Technical Publishing House, 1991: 66–91.
- [20] Zhang C, Huang X, Zhai M G. The geological characteristics, tectonic settings and ages of ophiolite in Western Junggar, Xinjiang[J]. *Collected Papers of Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences*, 1995, 8: 165–218.
- [21] Buckman S, Aitchison J C. Tectonic evolution of Paleozoic terranes in West Junggar, Xinjiang, NW China[C]//Malpas J, Fletcher C J N, Aitchison J C(eds.). *Aspects of the Tectonic Evolution of China: Geological Society of London, Special Publication*, 2004, 226: 101–129.
- [22] Xiao W, Huang B, Han C, Li J. A review of the western part of the Altids: a key to understanding the architecture of accretionary orogens[J]. *Gondwana Research*, 2010, 18: 253–273.
- [23] Xiao W J, Han C M, Yuan C, et al. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of North Xinjiang, NW China: implications for the tectonic evolution of Central Asia[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2008, 32: 102–117.
- [24] Chen S, Guo Z J, Georgia P P, et al. Late Paleozoic peperites in West Junggar, China, and how they constrain regional tectonic and palaeoenvironmental setting[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(2): 666–681.
- [25] Geng H Y, Sun M, Yuan C, et al. Geochemical and geochronological study of early Carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 42: 854–866.
- [26] Geng H Y, Sun M, Yuan C, et al. Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: Implications for ridge subduction? [J]. *Chemical Geology*, 2009, 266(3–4): 364–389.
- [27] Tang G J, Wyman D A, Wang Q, et al. Asthenosphere–lithosphere interaction triggered by a slab window during ridge subduction: trace element and Sr–Nd–Hf–Os isotopic evidence from Late Carboniferous tholeiites in the western Junggar area (NW China) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 329–330: 84–96.
- [28] 张继恩, 肖文交, 韩春明, 等. 西准噶尔石炭纪洋中脊俯冲岩浆活动: 以玛里雅蛇绿岩为例[J]. *岩石学报*, 2010, 26(11): 3272–3282.
Zhang Jien, Xiao Wenxiao, Han Chunming, et al. Magmatism of mid-ocean ridge subduction during Carboniferous in western Junggar: Evidence from Maliya ophiolite[J]. *Acta Petrological Sinica*, 2010, 26(11): 3272–3282(in Chinese with English abstract).
- [29] Yin J Y, Yuan C, Sun M, et al. Late Carboniferous high–Mg dioritic dikes in Western Junggar, NW China: geochemical features, petrogenesis and tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 2010, 17: 145–152.
- [30] 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1993: 1–782.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region(BGMRX). *Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993: 1–782(in Chinese).
- [31] He Z, Huang F, Yu H, et al. A Flux-Free Fusion Technique for Rapid Determination of Major and Trace Elements in Silicate Rocks by LA–ICP–MS[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2015, under review.
- [32] 鲍佩声, 王希斌, 郝梓国, 等. 对富铝型豆荚状铬铁矿床成因的新认识——以新疆萨尔托海铬铁矿床为例[J]. *矿床地质*, 1990, 9(2):97–111.
Bao Pensheng, Wang Xibin, Hao Zhiguo, et al. A new idea about the genesis of the aluminium-rich podiform chromite deposit——with the Sartuohai chromite deposit of Xinjiang as an example [J]. *Mineral Deposits*, 1990, 9(2):97–111(in Chinese with English abstract).

- [33] 郝梓国. 新疆西准噶尔地区蛇绿岩与豆荚状铬铁矿的成因研究[D]. 中国地质科学院博士学位研究生毕业论文, 1988.
Hao Ziguu. Study on the Genesis of Ophiolites and Podiform Chromite Deposits of the Western Zhungeer Area, Xinjiang[D]. Dissertation Submitted to Chinese Academy of Geological Sciences for Doctoral Degree, 1988(in Chinese with English abstract).
- [34] 魏文中, 董显扬, 曾河清, 等. 新疆萨尔托海超基性岩体及铬铁矿床的地质特征和成因[J]. 西北地质科学, 1987, 16: 57-145.
Wei Wenzhong, Dong Xianyang, Zeng Heqing, et al. The geological characteristics and genesis of ultrabasic rock mass and chromite deposit in Sartuhay of Xinjiang, China[J]. Northeast Geosciences, 1987, 16: 57-145(in Chinese with English abstract).
- [35] Ozawa K. Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: Evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori Ophiolite Complex, northeastern Japan[J]. Journal of Petrology, 1994, 35: 647-678.
- [36] Pagé P, Bédard J H, Schroetter J M, et al. Mantle petrology and mineralogy of the Thetford mines ophiolite complex[J]. Lithos, 2008, 100: 255-292.
- [37] Bizimis M, Salters V J M, Bonatti E. Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs[J]. Chemical Geology, 2000, 165: 67-85.
- [38] Johnson K T M, Dick H J B, Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites[J]. Journal of Geophysical Research, 1990, 95: 2661-2678.
- [39] Johnson K T M, Dick H J B. Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantic II fracture zone[J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97: 9219-9241.
- [40] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[C]//Saunders A D and Norry M J (eds.). Magmatism in Ocean Basins. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 1989, 42: 313-345.
- [41] Sobolev A V, Shimizu N. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge[J]. Nature, 1993, 363: 151-154.
- [42] Ross K, Elthon D. Cumulates from strongly depleted mid-ocean basalt[J]. Nature, 1993, 365: 826-829.
- [43] Arai S, Takemoto Y. Mantle wehrlite from Hess Deep as a crystal cumulate from an ultra-depleted primary melt in East Pacific Rise[J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34, L08302.
- [44] Smith S E, Elthon D. Mineral compositions of plutonic rocks from the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite[J]. Journal of Geophysical research, 1988, 93: 3450-3468.
- [45] Varfalvy V, Hébert R, Bédard J H, et al. Petrology and geochemistry of pyroxenite dykes in upper mantle peridotites of the North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland: Implications for the genesis of boninitic and related magmas[J]. Canadian Mineralogist, 1997, 35: 543-570.
- [46] Varfalvy V, Hébert R, Bédard J H. Interactions between melt and upper-mantle peridotites in the North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: Implications for the genesis of boninitic and related magmas[J]. Chemical Geology, 1996, 1129: 71-90.
- [47] Takahashi E. Origin of basaltic magmas: implication from peridotite melting experiments and an olivine fractionation model[J]. Bulletin Volcanologique Society Japan, 1986, 30: 517-540 (in Japanese)
- [48] Nakamura M. Residence time and crystallization history of nickeliferous olivine phenocrysts from northern Yatsugatake volcanoes, central Japan: application of a growth and diffusion model in the system Mg-Fe-Ni[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1995, 66: 81-100.
- [49] Dick H J B and 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: 54-76.
- [50] Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: review and interpretation[J]. Chemical Geology, 1994, 113: 191-204.
- [51] 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: 36-53.
- [52] 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. Proceedings ODP[J]. Scientific Results, 1992, 125: 445-485.
- [53] Parkinson I J, Pearce J A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting[J]. Journal of Petrology, 1998, 39: 1577-1618.
- [54] Van der Laan S R, Arculus R J, Pearce J A, et al. Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of Site 786, Izu-Bonin forearc[C]//Fryer P, Pearce J A, et al. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125[J]. Scientific Results, 1992: 171-201.
- [55] Bonatti E and Michael P J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. Earth and Planetary Science Letters, 91(3/4): 297-311.
- [56] Wood B J, Virgo D. Upper mantle oxidation state: ferric iron

- contents of lherzolitespinels by 5VFe Mossbauer spectroscopy and resultant oxygen fugacities[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, 53: 1277–1291.
- [57] Ballhaus C, Berry R F, Green D H. High pressure experimental calibration of the olivine– orthopyroxene– spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1991, 107: 27–40.
- [58] Parkinson I J, Arculus R J. The redox state of subduction zones: insights from arceperidotites[J]. *Chemical Geology*, 1999, 160(4): 409–423.
- [59] Elburg M A, Kamenetsky V S. Dehydration processes determine f_{O_2} of arc and intraplate magmas[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, 71(15, supp.): A252.
- [60] Dare S A S, Pearce J A, McDonald I, et al. Tectonic discrimination of peridotites using f_{O_2} – Cr[#] and Ga– Ti– FeIII systematics in chrome spinel[J]. *Chemical Geology*, 2009, 261: 199–216.
- [61] Ballhaus C, Berry R F, Green D H. Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle[J]. *Nature*, 1990, 349: 437–440.
- [62] Cottrell E, Kelley K A. The oxidation state of Fe in MORB glasses and the oxygen fugacity of the upper mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 305: 270–282.
- [63] Scowen P, Roeder P L, Helz R. Re-equilibration of chromite within Kilauea Iki lava lake, Hawaii[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1991, 107: 8–20.
- [64] Niu Y L, Hekinian R. Spreading rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges[J]. *Nature*, 1997, 385: 326–329.
- [65] Ghiorso M S, Hirschmann M M, Reiners P W, et al. The pMELTS: a revision of MELTS aimed at improving calculation of phase relations and major element partitioning involved in partial melting of the mantle at pressures up to 3 GPa[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2002, 3 (5): 1–36.
- [66] 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.
- [67] Kelemen P B, Johnson K T M, Kinzler R J, et al. High– field– strength element depletions in arc basalts due to mantle– magma interaction[J]. *Nature*, 1990, 345: 521–524.
- [68] Kelemen P B, Shimizu N, Salters V J M. Extraction of mid–ocean ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channel[J]. *Nature*, 1995, 375: 747–753.
- [69] McDonough W F and Sun S. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 1995, 120: 223–253.
- [70] Niu Y L, O' Hara M J, Pearce J A. Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: A petrologic perspective[J]. *Journal of Petrology*, 2003, 44: 851–866.
- [71] 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: 655–671.