

河北阳原新生代玄武岩中橄榄岩捕虏体矿物化学： 华北岩石圈地幔演化

陈曦, 郑建平*

中国地质大学地球科学学院, 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

摘要: 橄榄岩及其中矿物的组成, 特别是单斜辉石的微量元素, 可以很好的揭示岩石圈地幔性质. 在对河北阳原新生代玄武岩中橄榄岩捕虏体详细岩相学和矿物化学研究基础上, 重点分析了单斜辉石的激光原位微量元素, 讨论了新生代华北内部山带岩石圈地幔特征及其演化机制. 阳原地区陆下岩石圈, 除个别样品的部分熔融程度为 15%~20% 外, 多数样品 < 5%, 显示该区的地幔演化是不均一的, 并表现为饱满与难熔—过渡型地幔的交叉并存. 这种共存现象可以用软流圈物质对古老地幔进行不均匀侵蚀、改造和置换作用来解释.

关键词: 橄榄岩; 矿物化学; 侵蚀; 置换; 不均匀性; 华北.

中图分类号: P588.2

文章编号: 1000-2383(2009)01-0203-17

收稿日期: 2008-10-24

Mineral Chemistry of Peridotite Xenoliths in Yangyuan Cenozoic Basalts: Significance for Lithospheric Mantle Evolution beneath the North China Craton

CHEN Xi, ZHENG Jian-ping*

Faculty of Earth Sciences, State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: The compositions of the minerals and peridotites, especially trace elements of clinopyroxene (Cpx) can well reflect the characteristics of the subcontinental lithospheric mantle (SCLM). Based on the petrographical study of peridotite xenoliths in Yangyuan Cenozoic basalts and chemical study of minerals, the paper mainly analyzes the LAM-ICP-MS trace element compositions of Cpx from the Yangyuan peridotitic xenoliths and discusses the nature and evolution of the Cenozoic SCLM beneath the center of the Trans-North China orogen. The SCLM beneath the Yangyuan area is heterogeneous, forming from the different partial melting of the primitive mantle; most melted less than 5% of the total, except a few among 15%—20%. The coexistence of the fertile and refractory-transitional mantle was better explained by the effects of heterogeneous erosion, transformation and replacement of asthenospheric materials on the cratonic lithosphere mantle.

Key words: peridotites; mineral chemistry; asthenospheric erosion; mantle replacement; heterogeneity; North China craton.

华北东部中奥陶世存在的厚达 200 km 以方辉橄榄岩为主的难熔岩石圈根 (Griffin *et al.*, 1998) 到新生代已被厚度不足 100 km 以二辉橄榄岩为主的饱满“大洋型”岩石圈地幔所取代 (replacement; Menzies and Xu, 1998; Zheng *et al.*, 1998; Fan *et al.*, 2000). 岩石圈的巨厚减薄和地幔性质改变, 构成了我国东部显生宙重要的地质事件, 其独特的演化历史近年来一直受到国际地学界的广泛关注

(Menzies *et al.*, 1993, 2007). 然而, 有关岩石圈巨厚减薄的机制、背景及其伴随的深部动力学过程等问题还存在着较大的争议. 目前有关减薄机制, 就有岩石圈或下地壳拆沉 (邓晋福等, 1996; 吴福元等, 2003; Gao *et al.*, 2004) 以及软流圈侵蚀 (徐义刚, 1999; Fan *et al.*, 2000, 2001; Xu, 2001) 或侵蚀置换 (Zheng *et al.*, 1998, 2005, 2007a; 郑建平, 1999; Gao *et al.*, 2002a; 张宏福等, 2004) 等.

与华北东部岩石圈研究所取得的丰硕成果相比,人们对西部地幔性质的了解还非常有限.除汉诺坝因含有丰富的幔源包体而受到重视外(Song and Frey, 1989; Chen *et al.*, 2001; Gao *et al.*, 2002a; Xu, 2002; Liu *et al.*, 2004; Rudnick *et al.*, 2004; Yu *et al.*, 2007),其他幔源岩石的研究程度相对较低(刘讲锋和徐义刚, 2006; 马金龙和徐义刚, 2006; Xu *et al.*, 2008).本文对发育于南北重力梯度带西侧的河北阳原新生代玄武岩中橄榄岩捕虏体的组成矿物进行了系统的原位分析,并通过与东部代表新生地幔的山旺橄榄岩(Zheng *et al.*, 1998)和代表古老地幔残留的鹤壁橄榄岩(Zheng *et al.*, 2001)进行对比,拟对华北岩石圈减薄机制提供进一步约束.

1 地质背景

传统上,大兴安岭—太行山重力梯度带将华北克拉通分为东、西两个部分.重力梯度带以东的岩石圈较薄(<80 km),地温梯度高,地表热流值高;西部岩石圈厚度大(100~150 km),地温梯度低,地表热流值低(袁学诚, 1996).梯度带以东地区,中—新生代岩浆作用较为发育,且主要受北北东向的郯庐断裂带和中—新生代断陷盆地所控制(Ren *et al.*, 2002);以西地区中—新生代火山作用较不发育并多被鄂尔多斯盆地所覆盖.因此,该梯度带被认为是中国东部向西岩石圈减薄作用强弱变化的过渡带

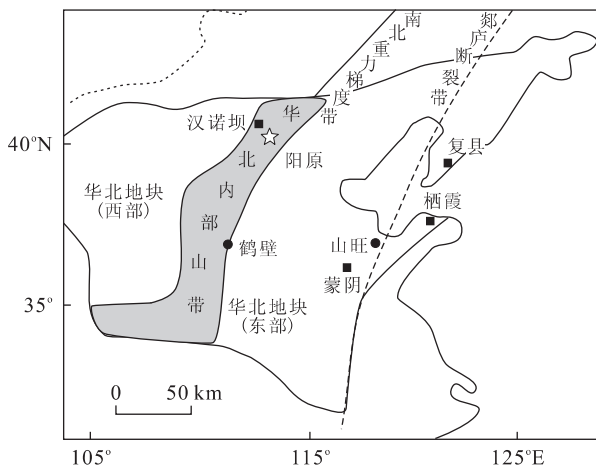


图 1 华北克拉通主要构造单元及样品出露位置(构造单元划分据 Zhao *et al.*, 2001);☆.代表取样地点阳原

Fig. 1 Sketch map showing major tectonic units and sample position in North China craton

(Griffin *et al.*, 1998).近年来,Zhao *et al.* (2001)把华北克拉通划分为 3 块,分别为东部带、西部带和中部山带(图 1).其中中部山带的东缘基本上与重力梯度带相重叠.河北阳原位于华北内部山带内、山西盆地的北缘.新生代玄武岩出露于阳原县城北 1 km 处,并携带大量橄榄岩、辉石岩捕虏体.玄武岩的 K-Ar 年龄为 29.3~32.2 Ma(王慧芬等, 1988),属于古近纪火山作用产物.

2 岩石学特征

阳原橄榄岩捕虏体,绝大多数属具有残碎斑状结构的尖晶石二辉橄榄岩(图 2),残碎斑结构表现为 2~5 mm 的他形残碎斑(含量约 15%~20%)与较小的变晶共存.只有 YY13 是方辉橄榄岩,YY7 和 YY18 属于橄榄辉石岩类(表 1).在二辉橄榄岩中,YY26 具有粗粒结构,表现为橄榄石颗粒较大,直径在 5~6 mm 之间,代表着基本上未受地幔事件改造或改造不明显的结构类型(Harte, 1977).YY5、YY20 和 YY27 为细粒结构,表现为岩石多为变形重结晶作用形成,基本上无残碎斑晶,矿物粒度细,大小均一且多小于 1 mm,并有大量“三联点”结构.

与具粗粒结构为主、代表古老难熔地幔的鹤壁橄榄岩(Zheng *et al.*, 2001),和以细粒结构为主、代表新生地幔的山旺橄榄岩(Zheng *et al.*, 1998)相比,阳原橄榄岩的结构明显处于上述两地的过渡类型,即以残碎斑状结构为主(图 3a).

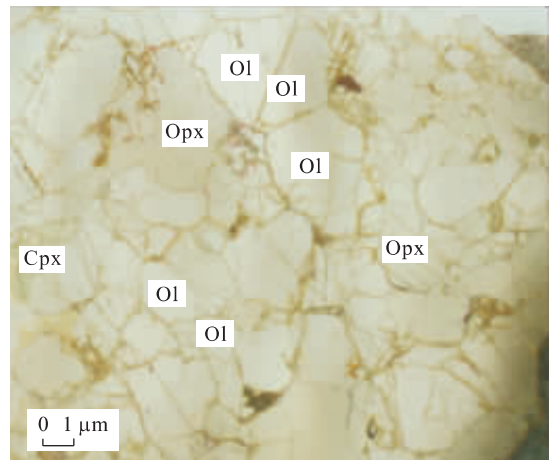


图 2 代表性阳原残碎斑状结构橄榄岩捕虏体显微照片
Fig. 2 Microphotograph showing representative Yangyuan peridotite xenoliths with porphyroclastic texture

表 1 阳原橄榄岩捕虏体结构和矿物组成(%)

Table 1 Microstructure and mineral mode (%) of the Yangyuan peridotites xenoliths

编号	岩石类型	结构	橄榄石 Mg [#]	尖晶石 Cr [#]	F(%)	Mode(%)			
						Oi(%)	Opx(%)	Cpx(%)	Sp(%)
YY5	尖晶石二辉橄榄岩	细粒	90.2	13.6	4.0	50.5	27.6	19.8	1.4
YY6	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	89.9	11.5	2.4	44.3	36.6	16.5	2.3
YY7	尖晶石橄榄辉岩	斑状	90.8	23.3	9.4	22.4	72.1	4.8	0.5
YY8	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.4	16.7	6.1	68.7	24.2	5.8	0.6
YY10	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.1	15.1	5.1	58.9	29.8	10.3	0.6
YY11	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.3	15.1	5.1	71.8	20.3	6.8	0.5
YY12	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.4	14.4	4.6	49.2	44.8	5.2	0.3
YY13	方辉橄榄岩	斑状	91.4			79.8	19.8		
YY14	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	89.8	18.9	7.3	40.8	51.3	6.6	1.2
YY15	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	89.0			46.2	35.8	11.3	6.4
YY16	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	91.1	31.9	12.6	52.9	42.3	3.5	1.1
YY17	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.8			64.8	28.5	5.5	0.8
YY18	尖晶石橄榄二辉岩	斑状	90.3	14.7	4.9	32.7	48.9	12.7	5.3
YY19	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.0			74.5	18.9	5.2	0.6
YY20	尖晶石二辉橄榄岩	细粒	88.8	7.0		52.2	32.8	8.9	4.6
YY22	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.1	14.3	4.5	52.2	38.5	8.8	0.3
YY23	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.2	15.9	5.6	63.8	20.8	14.8	0.4
YY24	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.2	18.3	7.0	42.7	43.7	12.5	0.8
YY26	尖晶石二辉橄榄岩	粗粒	90.7	20.8	8.3	61.4	34.1	3.6	0.5
YY27	尖晶石二辉橄榄岩	细粒	89.1	7.1		42.5	43.7	8.4	4.8
YY28	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.2	16.8	6.2	57.4	29.8	12.5	0.7
YY29	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.1	15.6	5.5	44.2	31.4	18.7	5.4
YY30	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.7	14.4	4.6	63.7	27.4	5.9	2.5
YY31	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.5			64.8	31.2	2.5	1.4
YY36	尖晶石二辉橄榄岩	斑状	90.0	17.8	6.7	48.2	45.6	5.2	0.8

注:地幔部分熔融程度(F%)根据 Hellebrand *et al.* (2001)方法计算获得.

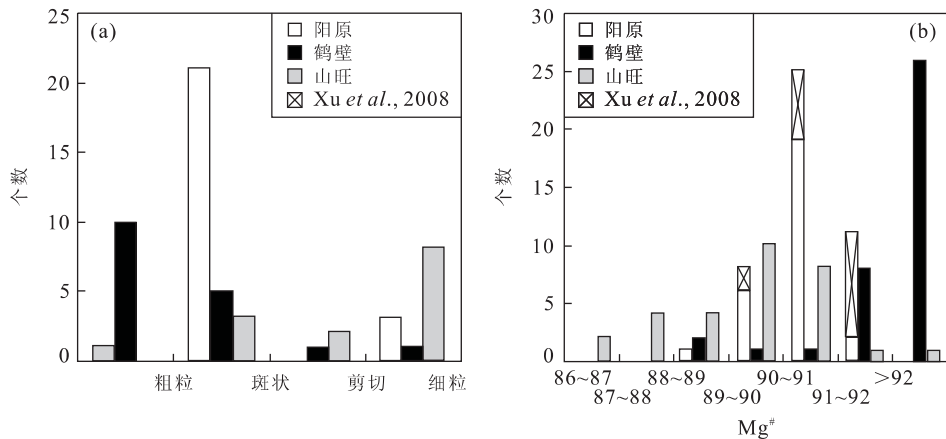


图 3 阳原橄榄岩结构(a)和橄榄石 Mg[#] 频数分布直方图(b)

Fig. 3 Frequency distribution of texture (a) and olivine-Mg[#] in olivine (b) of the Yangyuan peridotitic xenoliths
其他数据来源:鹤壁,Zheng *et al.* (2001);山旺,Zheng *et al.* (1998);阳原部分数据,Xu *et al.* (2008)见图(b)

3 分析方法

矿物的主、微量元素的分析测试均在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。主量元素是用 JEOL-JXA-8100 电子探针测得,

分析条件为:加速电压 15 kV,探针电流 20 nA,电子束直径 1 μm,所使用标样为美国 SPI# 02753-AB 的 53 种矿物,分析结果见表 2。

微区原位微量元素分析是用 LA-ICP-MS 测得,激光剥蚀系统是配备有 193 nm ArF-excimer 激

表 3 阳原橄榄石微量元素分析结果(10^{-6})Table 3 Trace elements concentrations of olivine from Yangyuan peridotite xenoliths (10^{-6})

编号	YY-5	YY-6	YY-7	YY-11	YY-28	YY-30
Ca	461	353	299	163	181	226
Sc	2.38	2.10	1.86	2.00	1.47	1.85
Ti	20.6	19.5	9.06	17.1	6.57	9.63
V	4.27	2.97	3.04	2.75	1.78	2.36
Cr	113	70.0	105	88.3	41.3	53.3
Mn	1 085	1 079	964	1 073	992	1 024
Co	167	163	154	171	156	157
Ni	3 418	3 319	3 414	3 687	3 325	3 260
Zn	63.7	60.0	61.0	63.0	49.2	52.8

光器的 GeoLas 2005. 分析采用的激光剥蚀孔径为 $32 \mu\text{m}$, 激光脉冲为 8 Hz, 能量密度为 $12 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2}$,

ICP-MS 配备屏蔽炬管的 Agilent 7500a. 详细的分析方法和流程同 Gao *et al.* (2002b) 等. 数据处理过程中橄榄石选用 Mg、单斜辉石选用 Ca、尖晶石选用 Cr 作为内标元素, 国际标准玻璃 NIST610 用于外标校正. 绝大部分微量元素分析准确度优于 10%. 分析结果见表 3~5. 由于各矿物的成分是均匀的, 在分析表中, 数据为 3~5 个点的平均值.

4 分析结果

4.1 橄榄石

所分析阳原橄榄石 $\text{Mg}^\#$ 为 88.8~91.4, 与发表结果(89.1~91.9, Xu *et al.*, 2008) 相比, 本文研

表 4 阳原单斜辉石微量元素分析结果(10^{-6})Table 4 Trace elements concentrations of clinopyroxene from the Yangyuan peridotite xenoliths (10^{-6})

编号	YY5	YY6	YY7	YY11	YY12	YY13	YY17	YY19	YY28	YY30
Sc	50.0	53.6	54.1	53.1	57.5	63.8	62.1	55.5	54.4	55.5
Ti	2 115	2 723	1 157	2 212	2 092	1 099	1 174	2 909	1 071	1 491
V	254	267	246	263	264	197	289	276	244	259
Cr	5 774	5 376	7 548	7 639	6 822	6 050	8 428	6 972	7 569	6 623
Mn	762	708	615	662	654	568	664	739	618	647
Co	26.0	23.4	23.2	23.4	22.5	22.3	21.6	22.9	19.8	22.0
Ni	428	390	408	386	421	401	371	376	341	361
Zn	12.0	10.1	10.2	10.4	9.5	9.6	9.7	12.0	7.4	8.1
Ga	4.29	4.01	2.49	3.60	3.39	3.88	3.86	4.39	2.80	2.88
Rb	0.14	0.07	0.06	0.04	0.14	16.7	0.11	2.24	b. d.	b. d.
Sr	50.4	98.7	33.0	66.8	55.0	140	189	73.6	36.5	14.3
Y	12.6	15.4	7.77	13.0	13.9	2.18	10.0	12.7	9.86	11.4
Zr	18.0	29.9	10.0	19.3	19.3	48.5	19.7	25.6	8.01	6.99
Nb	0.29	0.49	0.14	0.44	0.15	9.55	0.28	1.96	0.42	0.15
Ba	0.20	0.18	0.20	0.20	0.13	70.9	0.14	3.10	0.03	b. d.
La	0.749	2.17	0.496	1.65	0.519	1.68	6.12	2.09	1.07	0.22
Ce	2.46	9.27	1.59	3.77	2.36	3.47	14.8	5.47	3.31	0.78
Pr	0.47	1.55	0.29	0.55	0.44	0.49	1.72	0.84	0.51	0.13
Nd	3.01	8.01	1.64	3.23	2.82	2.010	7.59	4.76	2.65	1.19
Sm	1.16	2.12	0.74	1.16	1.11	0.50	1.66	1.58	0.82	0.67
Eu	0.54	0.85	0.38	0.57	0.56	0.25	0.62	0.69	0.34	0.32
Gd	1.58	2.32	1.08	1.75	1.67	0.51	1.49	1.99	1.15	1.37
Tb	0.30	0.40	0.20	0.30	0.33	0.07	0.28	0.36	0.22	0.26
Dy	2.26	2.77	1.43	2.31	2.35	0.43	1.81	2.40	1.65	2.01
Ho	0.47	0.60	0.30	0.53	0.52	0.08	0.39	0.49	0.39	0.45
Er	1.40	1.68	0.775	1.51	1.50	0.27	1.10	1.47	1.11	1.44
Tm	0.18	0.23	0.12	0.21	0.20	0.05	0.16	0.20	0.16	0.19
Yb	1.41	1.66	0.74	1.45	1.59	0.28	1.11	1.34	1.33	1.13
Lu	0.20	0.23	0.11	0.17	0.21	0.05	0.15	0.18	0.17	0.21
Hf	0.63	0.69	0.39	0.62	0.60	1.38	0.51	0.81	0.26	0.34
Ta	0.02	0.03	0.02	0.03	b. d.	0.80	0.02	0.26	0.03	0.02
Pb	0.06	0.13	0.06	0.24	0.10	0.55	0.55	2.28	0.07	0.03
Th	0.04	0.03	0.03	0.12	0.02	0.49	0.93	0.16	0.03	0.02
U	0.02	0.03	0.01	0.05	0.02	0.26	0.39	0.10	0.02	0.02

注: b. d. 为低于检测限.

表 5 阳原尖晶石微量元素分析结果(10^{-6})

Table 5 Trace elements concentrations of spinel from Yangyuan peridotite xenoliths (10^{-6})

编号	YY-5	YY-6	YY-7	YY-11	YY-28	YY-30
Sc	0.58	0.53	0.77	0.40	0.37	0.39
Ti	866	775	703	773	333	476
V	454	414	638	475	511	499
Mn	822	843	888	865	875	845
Co	254	282	263	288	316	294
Ni	3 870	3 852	2 826	3 598	3 222	3 504
Cu	5.52	7.01	5.49	5.48	4.07	44.3
Zn	870	1 042	1 103	1 138	1 425	1 213
Ga	86.8	96.7	64.3	86.7	70.8	77.8
Sr	0.09	0.08	b. d.	b. d.	b. d.	0.10
Zr	b. d.	b. d.	0.49	0.51	0.32	b. d.
Nb	0.16	0.06	0.14	0.13	0.14	0.12

注: b. d. 为低于检测限。

究的样品具较低的橄榄石 $Mg^{\#}$ 值,但它们都与山旺二辉橄榄岩捕虏体中的 $Mg^{\#}$ 相近(图 3b)。橄榄石的 $Mg^{\#}$ 对 MnO、CaO 的相关图解也可以看出,阳原橄榄石主要落入山旺区域(图 4a、4b)。

阳原橄榄石中的 Ni ($3\ 260.43 \times 10^{-6} \sim 3\ 687.21 \times 10^{-6}$) 和 Co ($153.64 \times 10^{-6} \sim 170.73 \times 10^{-6}$) 明显介于鹤壁 (Ni 平均 $3\ 785 \times 10^{-6}$, Co 平均 176×10^{-6}) 和山旺 (Ni 平均 $1\ 372 \times 10^{-6}$, Co 平均 110×10^{-6}) 之间(图 4c、4d)。

4.2 斜方辉石

斜方辉石为 $En=89.1 \sim 91.4$ 、 $Fs=7.6 \sim 10.1$ 、 $Wo=0.9 \sim 0.18$ 的顽火辉石。它们的 $Mg^{\#}$ 变化于 $89.9 \sim 92.4$ 之间,与山旺橄榄岩中的斜方辉石成分

总体相近,但具较高的 En 分子 ($En=87.2 \sim 90.0$, Zheng *et al.*, 1998)。Cr $^{\#}$ 与 $Mg^{\#}$ 的相关性较好,且大部分样品落入山旺区,仅 YY13 和 YY16 两个样品落入鹤壁区。

4.3 单斜辉石

单斜辉石为透辉石,具 $En=46.8 \sim 50.7$ 、 $Fs=3.2 \sim 5.1$ 和 $Wo=44.2 \sim 48.0$, 其 $Mg^{\#}$ 变化于 $90.1 \sim 94.1$ 之间; Cr $^{\#}$ 变化范围较宽,为 $4.6 \sim 18.6$ 之间。与斜方辉石所表现的特征一致,阳原单斜辉石中 $Mg^{\#}$ -Cr $^{\#}$ 相关图解也显示大部分落入山旺范围内(图 5a), 仅仅 YY13 和 YY16 落入鹤壁区域。一般情况下,单斜辉石中 Cr $^{\#}$ 比 $Mg^{\#}$ 更能反映地幔熔融程度(郑建平等, 2003), Cr $^{\#}$ 值越高表示橄榄岩受熔融抽取的程度也越高。阳原宽的 Cr $^{\#}$ 范围反映出该区岩石圈地幔包含着经历了不同熔融程度抽取的地幔。

阳原单斜辉石的相容元素 Co、Ni 丰度分别为 $19.8 \times 10^{-6} \sim 26.0 \times 10^{-6}$ 、 $341.5 \times 10^{-6} \sim 428.1 \times 10^{-6}$, 普遍低于鹤壁橄榄岩中的单斜辉石, 阳原和山旺样品中不相容元素 La、Sr 含量较低且变化范围较窄, 鹤壁则有高且宽的范围。阳原相对于鹤壁具有高 Ti, 低 La、Ce、Sr 和 La/Yb 的特点, 而与山旺的范围值有重叠(图 6)。仅 YY13、YY17 的单斜辉石与鹤壁样品相似。

阳原单斜辉石的稀土元素总量 (ΣREE) 变化范围大 ($9.9 \times 10^{-6} \sim 39 \times 10^{-6}$)。 $(La/Yb)_N = 0.14 \sim 4.3$ 。球粒陨石标准化配分曲线可分为 3 种类型: (1) 轻稀土亏损, 重稀土平坦型: $(La/Yb)_N = 0.14 \sim$

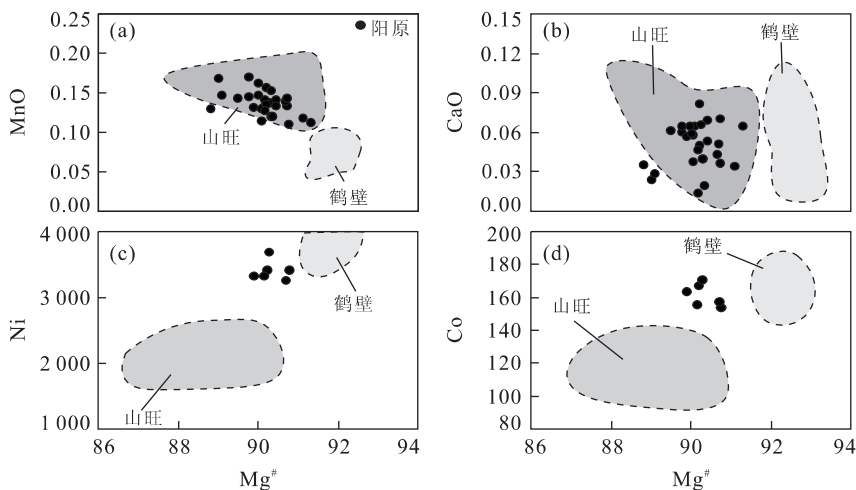


图 4 橄榄石 $Mg^{\#}$ 对 MnO(a)、CaO(b)、Ni(c) 和 Co(d) 图解

Fig. 4 Plots of $Mg^{\#}$ vs MnO (a), CaO (b), Ni (c) and Co (d) in olivine
其他数据来源: 鹤壁, Zheng *et al.* (2001); 山旺, Zheng *et al.* (1998)

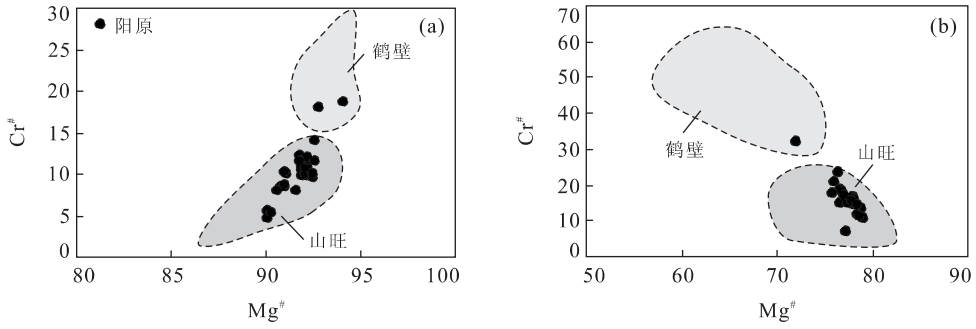


图 5 单斜辉石(a)和尖晶石(b)的 $Cr^{\#}$ - $Mg^{\#}$ 图解

Fig. 5 Plots of $Cr^{\#}$ vs $Mg^{\#}$ in clinopyroxene (a) and spinel (b) from Yangyuan xenoliths
其他数据来源:鹤壁,Zheng *et al.* (2001);山旺,Zheng *et al.* (1998)

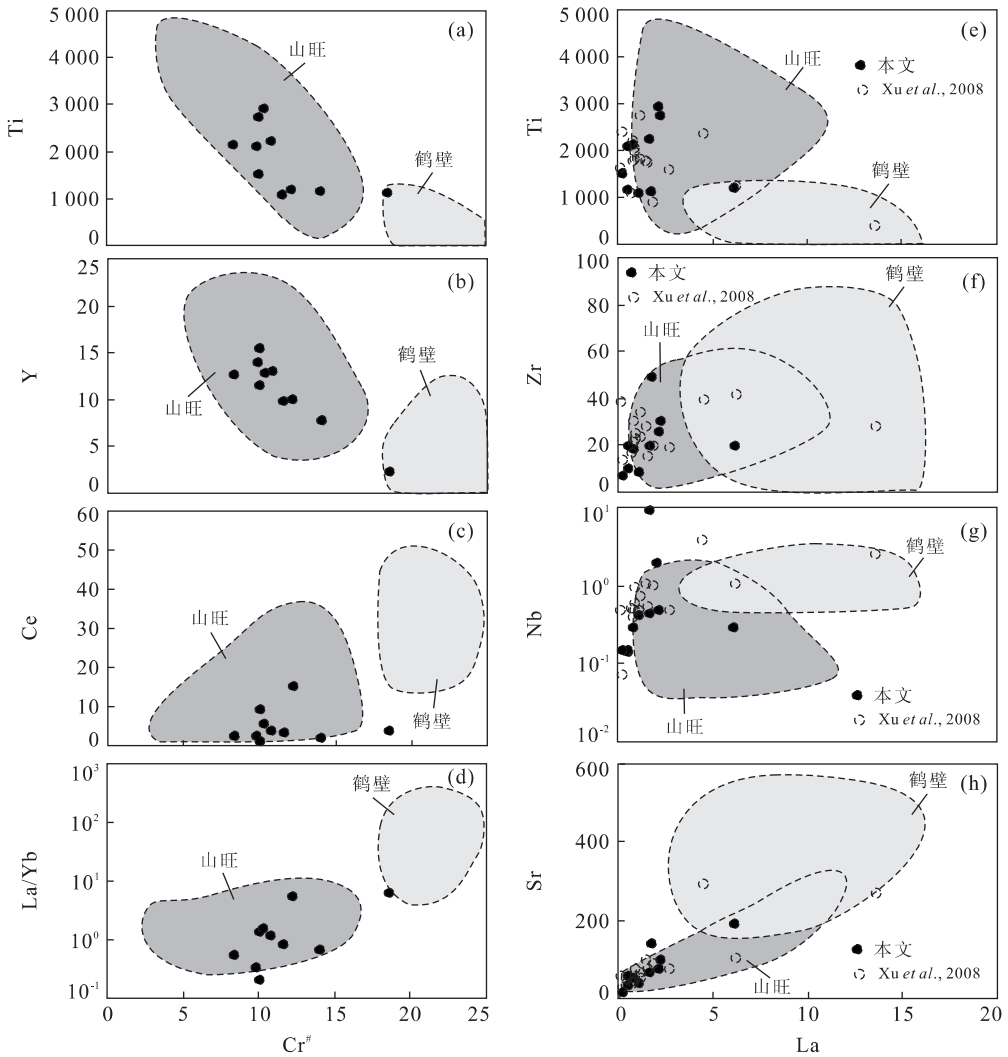


图 6 单斜辉石 $Cr^{\#}$ 对 Ti(a)、Y(b)、Ce(c)、La/Yb(d)和 La 对 Ti(e)、Zr(f)、Nb(g)、Sr(h)图解

Fig. 6 Plots of $Cr^{\#}$ vs Ti (a), Y (b), Ce (c) and La/Yb (d) and La vs Ti (e), Zr (f), Nb (g) and Sr (h) in clinopyroxene
其他数据来源:鹤壁,Zheng *et al.* (2001);山旺,Zheng *et al.* (1998);(f)–(h)图例同(e)

0.58, $(Ho/Yb)_N = 0.89 \sim 1.22$, $\sum REE$ 变化于 $9.90 \times 10^{-6} \sim 16.2 \times 10^{-6}$ 之间;从 MREE 到 Yb,随着元素不相容程度的增加,标准化后元素含量逐渐

降低,形成平滑曲线,有明显的 Nb 和 Ti 的负异常(图 7a、7b). (2)REE 平坦型: $\sum REE$ 变化于 $10.1 \times 10^{-6} \sim 39.0 \times 10^{-6}$ 之间(图 7c),具有明显的 Zr-Hf-Ti

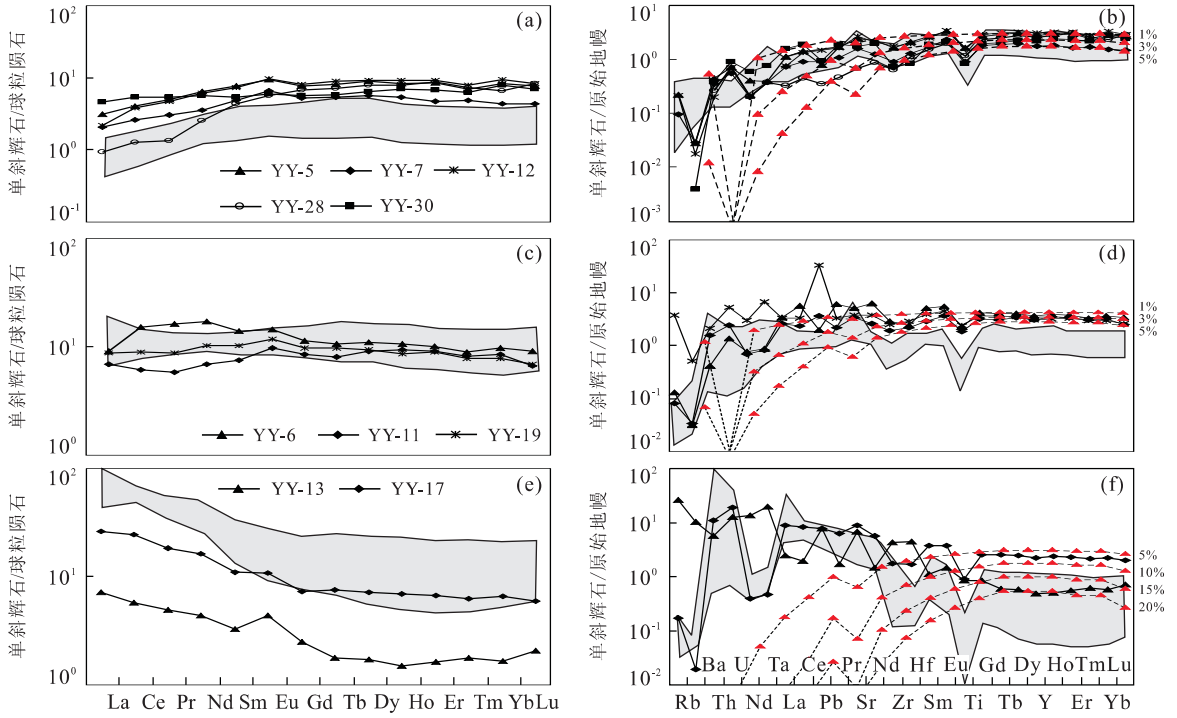


图 7 阳原单斜辉石稀土和微量元素配分模式

Fig. 7 REE and trace element patterns in clinopyroxenes from the Yangyuan peridotitic xenoliths

标准化值根据 Sun and McDonough, 1989; 阴影部分数据来源于 Xu *et al.* (2008)

表 6 阳原橄榄岩捕虏体平衡温度温度(°C)

Table 6 Equilibrium temperature estimates of the Yangyuan peridotite xenoliths

编号	T(Wells)	T(BK)	T(SS,a)	T(SS,b)	T(SS,c)
YY1	953	999	958	968	849
YY5	1 008	1 048	1 035	1 057	847
YY6	951	981	1 015	1 041	737
YY7	960	958	1 038	1 066	648
YY8	863	835	937	953	680
YY9	969	1 009	972	981	881
YY10	968	1 003	1 026	1 054	666
YY11	924	938	996	1 021	631
YY12	942	965	1 007	1 039	515
YY13	919	873			
YY14	935	961	965	992	525
YY15	834	783			
YY16	843	791	877	907	
YY17	920	943			
YY18	913	886	971	994	551
YY19	961	990			
YY20	835	789	967	989	655
YY22	948	974	1 001	1 024	691
YY23	910	935	945	968	549
YY24	914	919	967	992	549
YY26	916	937	984	1 013	426
YY27	850	802	1 010	1 035	697
YY28	863	817	934	957	463
YY29	876	855	941	964	530
YY30	917	905	955	980	483
YY31	969	1 007			
YY36	974	1 018	1 039	1 061	810

注: T(Wells), 二辉石温度计, Wells(1977); T(BK), 斜方辉石的 Ca 温度计, Brey and Köhler (1990); T(SS,a), T(SS,b), T(SS,c), 二辉石温度计, 尖晶石-斜方辉石温度计 Fe 为全铁和尖晶石-斜方辉石温度计 Fe 为 Fe³⁺, Sachtleben and Seck (1981).

负异常, Nb、Ta 的弱负异常(图 7d)。(3) LREE 富集型, $(La/Yb)_N = 4.0 \sim 4.3$, 而 YY13 具有重稀土上翘的稀土配分模式, 其形成原因尚不好解释(图 7e)。其中 YY17 具有明显的 Ta、Zr、Hf、Ti 等 HFSE 负异常, Th、U 正异常(图 7f)。

4.4 尖晶石

尖晶石中的 MgO 变化范围为 18.3%~21.8%, $Mg^\#$ 变化范围为 72.0~78.9, Al_2O_3 为 46.9~54.5, $Cr^\#$ 为 13.6~31.9。绝大部分样品投到了代表新生地幔的山旺样品中, 仅仅只有 YY16 投到了代表古老地幔性质的鹤壁样品中(图 5b)。

4.5 平衡温度

对阳原橄榄岩分别用二辉石温度计(Wells, 1977)、斜方辉石的 Ca 温度计(Brey and Köhler, 1990)以及尖晶石—斜方辉石(Sachtleben and Seck, 1981)温度计进行估计, 得出这 3 种温度, 其平衡温度为 783~1048 °C。见表 6。

5 讨论

5.1 岩石圈地幔部分熔融

地幔橄榄岩中单斜辉石的微量元素反映着部分熔融、交代作用以及固相线以下的再平衡作用等深部地幔过程。为定量了解地幔熔体亏损的条件, 利用 Johnson *et al.* (1990) 提供的方法, 对单斜辉石的微量元素组成关系进行了部分熔融程度模拟计算。所获得的新生代河北阳原地区陆下岩石圈地幔是原始地幔经过不同程度部分熔融之后的产物(图 7): 第 1 类单斜辉石所记录的部分熔融程度较低, 1%~5%; 第 2 类单斜辉石所记录的部分熔融程度同样也较低, 1%~5%; 第 3 类单斜辉石(YY13)所记录的部分熔融程度较高 15%~20%。

随着地幔部分熔融程度的升高, 高度不相容元素丰度急剧下降, 因为它们在部分熔融和地幔交代过程中具强烈的活动性。Y 和 HREE 在部分熔融和地幔交代中是相对不活动组分, 能够较好地反映部分熔融程度。由单斜辉石的 Y 和 HREE 所反映的鹤壁古老地幔来自部分熔融程度主体为 15%~20%(Zheng *et al.*, 2001), 而山旺新生代地幔主体为 1%~5%(Zheng *et al.*, 1998)。

利用 $K_d^Y = 0.42$, $K_d^{Yb} = 0.40$ (Norman, 1998) 和原始地幔组分 (McDonough and Sun, 1995) 所模拟计算的阳原橄榄岩大多数经历了 3%~10% 的部分熔融作用, 其中部分落入山旺区域, 部分落入山旺和鹤壁的过渡区域, 仅仅只有 YY13 经历了 15%~20% 的部分熔融, 落入了鹤壁区域(图 8a)。另外, 根据 Ti-Yb 相关图解, 利用 $K_d^{Ti} = 0.1$ 进行模拟, 得出相似的地幔部分熔融程度(图 8b), 并与由尖晶石 $Cr^\#$ 所计算的部分熔融程度(4.01%~12.58%, 见表 1)相似。这些事实说明阳原地区岩石圈地幔既有饱满地幔, 又存在难熔地幔, 并有部分处于过渡类型。

5.2 地幔交代作用

高度不相容元素由于容易受到地幔熔融抽取或地幔交代作用的改造, 因此这些元素能够更有效地反映地幔交代作用的性质和强度。单斜辉石高的 LREE 丰度, 通常记录着强烈的地幔交代作用。因此, 可以认为无水橄榄岩中单斜辉石微量元素及其关系特征是地幔“隐”交代作用发生与否、交代介质判别的有效指标(Zheng *et al.*, 1998, 2001)。

阳原单斜辉石 LREE 富集型配分形式是富集地幔的特征, 且它们的不相容元素丰度要明显高于 LREE 亏损型样品。对于 YY13, 相对于 REE, 它们具有明显的 Ta、Zr、Hf、Ti 等 HFSE 负异常, Th、U 正异常。由于玄武岩不具有亏损 HFSE 的特征, 因

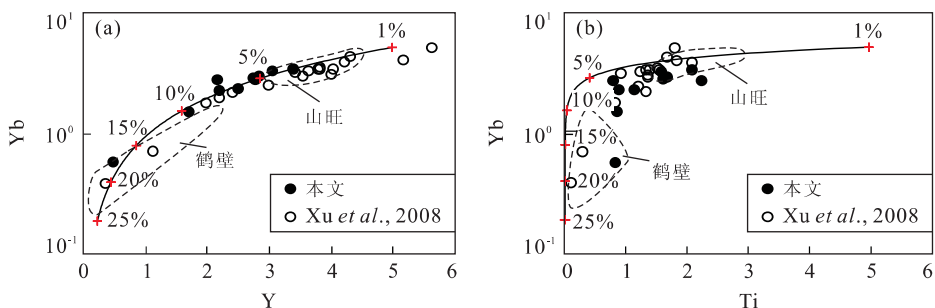


图 8 阳原单斜辉石原始地幔标准化的分离熔融模拟

Fig. 8 Modeling of partial melting fractions using clinopyroxene compositions normalized to primitive mantle (McDonough and Sun, 1995) from Yangyuan peridotites

此交代介质不可能来自于寄主岩,而更可能来自地幔流体的交代作用。通常认为导致地幔富集的交代介质有富碱的硅酸盐熔体或流体(Wulff-Pedersen *et al.*, 1996)和富 $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ 的碳酸岩熔体(Bell *et al.*, 1998)。(La/Yb)_N 和 Ti/Eu 的关系图解常被用以区分地幔交代中的常见介质—碳酸岩岩浆与硅酸盐熔体;高(La/Yb)_N、低 Ti/Eu 多与碳酸岩熔体交代作用有关,相反则体现硅酸盐熔体的交代作用。图 9 显示本文所研究橄榄岩全部落在硅酸盐交代区域,而 Xu *et al.* (2008) 大部分落入硅酸盐熔/流体交代区域,只有两个样品落入碳酸岩岩浆交代区域。说明了阳原地区岩石圈地幔主要经历了硅酸盐熔/流体的交代作用,也存在受碳酸岩岩浆交代影响的样品,显示该区新生代时地幔交代作用所存在地幔交代作用的复杂性。通常,碳酸岩熔体被认为是稳定克拉通的产物,因此是否可以理解为受碳酸岩熔体交代的橄榄岩代表着古老岩石圈地幔物质,值得考虑。事实上,具碳酸岩熔体介质交代的地幔橄榄岩也有高的橄榄岩 $\text{Mg}^\#$ (Zheng *et al.*, 2007a),显示了抽取与交代的内在联系。

5.3 华北东部不均一地幔置换作用

在我国,有着大于 3.8 Ga 地壳年龄(Liu *et al.*, 1992; Zheng *et al.*, 2004) 的古老华北克拉通东部岩石圈巨厚减薄(Menzies *et al.*, 1993),构成了我国东部显生宙重要的地质事件,使得华北成为研究大陆岩石圈形成、破坏、演化的极佳场所。尽管目前大家公认,岩石圈减薄是中国东部地质演化的基本事实,但是对岩石圈减薄的机制仍存在激烈的争论,主要有岩石圈或下地壳拆沉(邓晋福等, 1996; 吴福元等, 2003; Gao *et al.*, 2004) 以及软流圈侵蚀(徐义刚, 1999; Fan *et al.*, 2000, 2001; Xu, 2001)、地

幔置换(Zheng *et al.*, 1998, 2005; Gao *et al.*, 2002a; 张宏福等, 2004) 等。前者强调岩石圈或下地壳重物质下沉是主因,着重物理过程;软流圈侵蚀则强调软流圈轻物质上涌为主导,侧重化学过程(郑建平, 2007)。地幔的伸展作用在岩石圈减薄过程中地位也逐渐受到重视(郑建平, 2007)。

拆沉模型是指由于重力不稳定性而导致的重力垮塌。建立这一模型的主要前提条件是整个中国东部在拆沉之前存在加厚的岩石圈,但是目前对于这一问题没有足够的把握。并且岩石圈地幔多半具有较轻的密度,不易发生拆沉。只有当岩石圈受构造强烈挤压使其密度超过软流圈、或壳—幔过渡带所增加物质的重量,足以抵消克拉通岩石圈地幔的浮力及岩石圈的流变学条件足够弱化时,拆沉作用可能发生(Bird, 1979; 高山和金振民, 1997)。在拆沉的过程中,壳源物质的拆沉可能并不是一次,而是多次完成的(Gao *et al.*, 2004)。但是拆沉作用不能很好地解释华北内部古老难熔地幔与新生地幔并存,或大量过渡类型地幔存在的事实(Zheng *et al.*, 2007a)。

从岩石圈地幔角度看,华北东部已有的橄榄岩捕虏体所表现的新、老地幔性质时空分布特征,说明软流圈物质对古老岩石圈的侵蚀作用能够很好地解释东部岩石圈的较薄过程(郑建平, 1999)。华北东部橄榄岩具饱满新生与难熔古老地幔交叉并存的特点(Zheng *et al.*, 2007a),阳原橄榄岩也反映该区的岩石圈存在不同性质地幔,大部分样品落入元古宙范围内,只有少量的样品落入太古代区域(图 10)。

徐义刚(2006)和 Xu *et al.* (2008) 对阳原橄榄岩全岩 Re-Os 同位素分析结果,表明其模式年龄(T_{RD}) 范围很宽,跨越了显生宙—太古代(0.33~2.63 Ga;

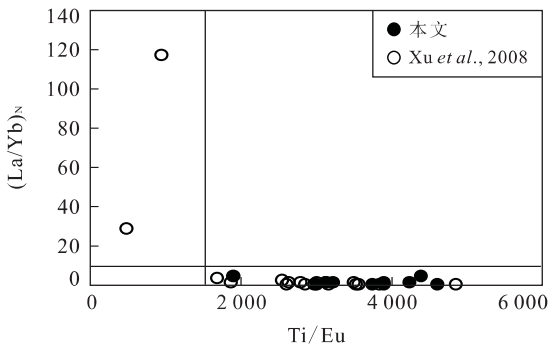


图 9 阳原单斜辉石的 Ti/Eu 对 (La/Yb)_N 图解

Fig. 9 Plot of Ti/Eu vs (La/Yb)_N in clinopyroxene from Yangyuan xenoliths

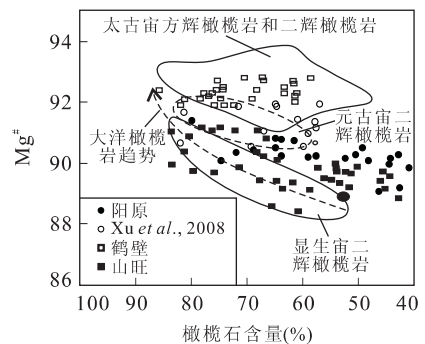


图 10 华北东部橄榄岩中橄榄石含量(%)对 $\text{Mg}^\#$ 图解

Fig. 10 Plots of mode (%) vs $\text{Mg}^\#$ of olivine in peridotites from North China

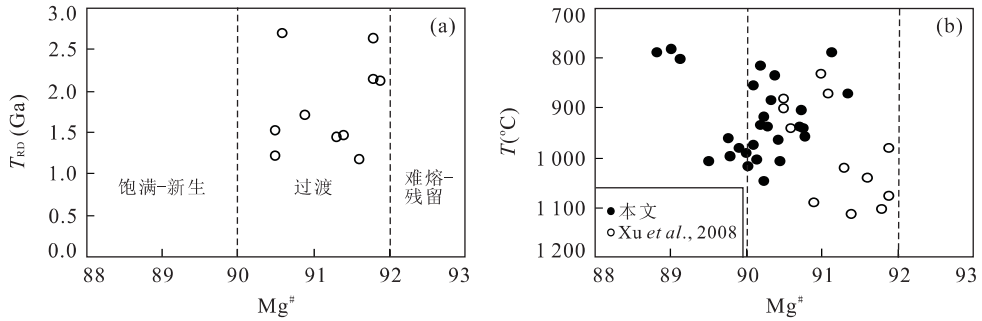


图 11 阳原橄榄石 $Mg^{\#}$ 对 T_{RD} (Ga) (a) 和橄榄岩平衡温度 (b) 图解

Fig. 11 Plots of $Mg^{\#}$ vs T_{RD} (Ga) (a) and temperature (b) in the Yangyuan peridotitic xenoliths

图 11a). 除了一个样品之外, T_{RD} 与橄榄石 $Mg^{\#}$ 有较好的正相关性, 表明橄榄石 $Mg^{\#}$ 越高, 记录着越老的形成年龄, 这样的图案可能反映持续的熔-岩相互作用改造 (Zhang *et al.*, 2002, Zhang, 2005). 就华北整个地区而言, 橄榄岩被捕获的时间越新, 橄榄岩中橄榄石的 $Mg^{\#}$ 并不存在越低的现象, 如鹤壁 4 Ma 所捕获的橄榄岩不论是橄榄石的 $Mg^{\#}$ (多数大于 92.5) 还是年龄 (太古代) (Zheng *et al.*, 2001, 2007a) 都比山东半岛山旺和栖霞 ~12 Ma 所捕获的橄榄岩要耐熔 (Zheng *et al.*, 1998) 和古老 (Gao *et al.*, 2002b), 说明单纯利用熔-岩相互作用不能解释这一现象.

平衡温度一般被认为是橄榄岩在被玄武岩捕获时岩石圈地幔的温度. 对于同地区、同时代研究样品具有相同的地温梯度, 平衡温度的高低可以大致反映其来源深度的大小 (O'Reilly and Griffin, 1996). 从阳原橄榄石 $Mg^{\#}$ 和平衡温度的相关图解 (图 11b) 上看, 橄榄石 $Mg^{\#}$ 与平衡温度没有一定的相关性, 并且不难看出饱满的橄榄岩与过渡的甚至难熔橄榄岩的平衡温度是交叉的, 特别是有些饱满的橄榄岩具有比难熔地幔更低的平衡温度. 如果简单地认为岩石圈减薄是软流圈物质上涌对古老岩石圈的侵蚀作用, 那么古老的岩石圈地幔应该来源深度浅, 而新生的岩石圈地幔应该来源深度深. 而橄榄石 $Mg^{\#}$ 与年龄有一定的正相关性, 而与温度没有任何相关性, 表明软流圈物质对古老岩石圈的侵蚀作用是不均匀的. 因此阳原岩石圈地幔是新生地幔物质对古老地幔不均匀、混合和置换的结果, 与华北岩石圈地幔不规则的先大幅度减薄, 后小幅度增生增厚的地幔侵蚀置换模型 (Zheng *et al.*, 2007a) 是一致的.

6 主要认识

阳原新生代玄武岩中的橄榄岩捕虏体矿物化学性质表明, 华北内部山带新生代岩石圈饱满和难熔地幔共存, 其中前者是主体, 经历 <5% 部分熔融程度, 后者 (部分熔融程度 15%~20%) 作为残留体形式存在. 阳原地区岩石圈地幔主要经历了硅酸盐熔/流体的交代作用, 也存在碳酸岩岩浆交代影响, 显示该区新生代地幔交代作用所存在的复杂性, 表明华北东部岩石圈上涌的软流圈物质通过侵蚀、混合和改造并最终实现对古老岩石圈地幔的置换作用, 并且这种置换作用是不均匀的.

致谢: 研究工作得到了国家自然科学基金项目 (No. 90714002) 和国家杰出青年科学基金项目 (No. 40425002) 的支持, 张明民和周媛媛参加了野外工作, 郑曙工程师和刘勇胜教授在电子探针测试和激光微量元素分析方面给予了许多指导, 特此感谢!

References

- Bell, K., Kjarsgaard, B. A., Simonetti, A., 1998. Carbonatites into the twenty-first century. *J. Petrol.*, 39: 1839–1845.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and Colorado plateau. *J. Geophys. Res.*, 84: 7561–7571.
- Brey, G., Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II: New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 31: 1352–1378.
- Chen, S. H., O'Reilly, S. Y., Zhou, X. H., et al., 2001. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean craton, China; Evidence from xenoliths. *Lithos*, 56: 267–301.
- Deng, J. F., Zhao, H. L., Mo, X. X., et al., 1996. Continental roots-plume tectonics of China; The key of continental ki-

- netic. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Fan, W. M., Zhang, H. F., Baker, J., et al., 2000. On and off the North China craton: Where is the Archean keel? *J. Petrol.*, 41: 933–950.
- Fan, W. M., Guo, F., Wang, Y. J., et al., 2001. Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu orogenic belt in eastern China. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 26(9–10): 733–746.
- Gao, S., Jin, Z. M., 1997. Relamination and its geodynamical significance for the crust mantle evolution *Geological Sciences and Technology information*, 16(1): 1–9 (in Chinese with English abstract).
- Gao, S., Rudnick, R. L., Carlson, R. W., et al., 2002a. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198: 307–322.
- Gao, S., Liu, X. M., Yuan, H. L., et al., 2002b. Determination of forty major and trace elements in USGS and NIST SRM glasses by laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostand. Newslett.*, 26(2): 181–195.
- Gao, S., Rudnick, R. L., Yuan, H. L., et al., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432: 892–897.
- Griffin, W. L., Zhang, A., O'Reilly, S. Y., et al., 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower, M., Chung, S. L., Luo, C. H., et al., eds., *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*. Geodynamics Series 27, American Geophysical Union, Washington, D. C., 107–126.
- Harte, B., 1977. Chemical variations in upper mantle nodules from southern African kimberlites. *J. Petrol.*, 85: 279–288.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B., et al., 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, 410: 677–680.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B., Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.*, 95(33): 2661–2678.
- Liu, D. Y., Nutman, A. P., Compston, W., et al., 1992. Remnants of 3 800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology*, 20: 339–342.
- Liu, J. F., Xu, Y. G., 2006. Mineral chemistry and geochemistry of the two suites of pyroxenite xenoliths in Cenozoic basalts from Yangyuan, Hebei. *Geotectonica et Metallogenia*, 30(1): 52–62 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. S., Yuan, H. L., Gao, S., 2004. Zircon U-Pb ages of olivine pyroxenite xenolith from Hannuoba: Links between the 97–158 Ma basaltic underplating and granulite-facies metamorphism. *Chinese Science Bulletin*, 49(10): 1055–1062.
- Ma, J. L., Xu, Y. G., 2006. Old EMI-type enriched mantle under the middle North China craton as indicated by Sr and Nd isotopes of mantle xenoliths from Yangyuan, Hebei Province. *Chinese Science Bulletin*, 51(10): 1190–1196 (in Chinese).
- McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120: 223–253.
- Menzies, M. A., Fan, W. M., Zhang, M., 1993. Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W., et al., eds., *Magmatic processes and plate tectonics*. *Geological Society of London Special Publication*, 76: 71–81.
- Menzies, M. A., Xu, Y. G., 1998. Geodynamics of the North China craton. *Geodynamics Series 27*, American Geophysical Union, Washington, D. C., 155–165.
- Menzies, M. A., Xu, Y. G., Zhang, H. F., et al., 2007. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China craton. *Lithos*, 96(1–2): 1–21.
- Norman, M. D., 1998. Melting and metasomatism in the continental lithosphere: Laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130: 240–255.
- O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., 1996. 4-D lithosphere mapping: Methodology and example. *Tectonophysics*, 262(1): 3–18.
- Ren, J., Tamaki, K., Li, S., et al., 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 344: 175–205.
- Rudnick, R. L., Gao, S., Ling, W. L., et al., 2004. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China craton. *Lithos*, 77(9): 609–637.
- Sachteben, T., Seck, H. A., 1981. Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 157–165.
- Song, Y., Frey, F. A., 1989. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, eastern China: Implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 53: 97–113.

- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J., eds., Magmatism in the oceanic basins. Geological Society of London, Special Publication, 313–346.
- Wang, H. F., Yang, X. C., Zhu, B. Q., et al., 1988. K-Ar geochronology and evolution of Cenozoic volcanic rocks in eastern China. *Geochimica*, 17(1): 1–12 (in Chinese with English abstract).
- Wells, P. R. A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 129–139.
- Wu, F. Y., Ge, W. C., Sun, D. Y., et al., 2003. Discussions on the lithospheric thinning in eastern China. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 51–60 (in Chinese with English abstract).
- Wulff-Pedersen, E., Neumann, E. R., Jensen, B. B., 1996. The upper mantle under La Palma, Canary Island: Formation of Si-K-Na-rich melt and its importance as a metasomatic agent. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 125: 113–139.
- Xu, Y. G., 1999. Roles of thermal-mechanic and chemical erosion in continental lithospheric thinning. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 18(1): 1–5 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Y. G., 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China; Evidence, timing and mechanism. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 26(9–10): 747–757.
- Xu, Y. G., 2002. Evidence for the crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanism; Pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. *Chemical Geology*, 182: 301–322.
- Xu, Y. G., 2006. Formation of the Taihangshan Gravity Lineament by the diachronous Lithospheric Thinning of the North China craton. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 31(1): 14–22 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Y. G., Blusztajn, J., Ma, J. L., et al., 2008. Late Archean to Early Proterozoic lithospheric mantle beneath the western North China craton; Sr-Nd-Os isotopes of peridotite xenoliths from Yangyuan and Fansi. *Lithos*, 102: 25–42.
- Yu, C. M., Zheng, J. P., Griffin, W. L., 2007. In situ Re-Os isotope ages of sulfides in Hannuoba peridotitic xenoliths; Significance for the frequently-occurring mantle events beneath the North China block. *Chinese Science Bulletin*, 52(20): 2847–2853.
- Yuan, X. C., 1996. Maps of geophysical from China. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Zhang, H. F., 2005. Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction; A case of Sino-Korean craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237: 768–780.
- Zhang, H. F., Sun, M., Zhou, X. H., et al., 2002. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China craton; Evidence from major, trace element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 241–253.
- Zhang, H. F., Ying, J. F., Xu, P., et al., 2004. Mantle olivine xenocrysts entrained in Mesozoic basalts from the North China craton; Implication for replacement process of lithospheric mantle. *Chinese Science Bulletin*, 49(8): 784–789 (in Chinese).
- Zhao, G. C., Wide, S. A., Wood, P. A., et al., 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China craton; Lithological geochemical structural and P-T path constraint and tectonic evolution. *Precambrian Research*, 107: 45–73.
- Zheng, J. P., 1999. Mesozoic-Cenozoic mantle replacement and lithospheric thinning beneath the eastern China. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Zheng, J. P., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., et al., 2004. U-Pb and Hf-isotope analysis of zircons in mafic xenoliths from Fuxian kimberlites; Evolution of the lower crust beneath the North China craton. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 148: 79–103.
- Zheng, J. P., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., et al., 2005. Late Mesozoic-Eocene mantle replacement beneath the eastern North China Craton; Evidences from the Paleozoic and Cenozoic peridotite xenoliths. *International Geology Review*, 47: 457–472.
- Zheng, J. P., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., et al., 2007a. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China craton; Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 5203–5225.
- Zheng, J. P., Lu, F. X., Yu, C. M., et al., 2003. Mantle replacement; Evidence from comparison in trace elements between peridotite and diopside from refractory and fertile mantle, North China. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 28(3): 235–240 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, J. P., Lu, F. X., Yu, C. M., et al., 2007b. Physical and chemical processes of the destruction of the North China craton; Evidences from peridotite. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 26(4): 327–335 (in Chinese with English abstract).

- Zheng, J. P., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., et al., 1998. Nature and evolution of Cenozoic lithospheric mantle beneath Shandong Peninsula, Sino-Korean craton. *International Geology Review*, 40: 471–499.
- Zheng, J. P., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., et al., 2001. Relict refractory mantle beneath the eastern North China block; Significance for lithosphere evolution. *Lithos*, 57(1): 43–66.

附中文参考文献

- 邓晋福, 赵海岭, 莫宣学, 等, 1996. 中国大陆根—柱构造: 大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社.
- 高山, 金振民, 1997. 拆沉作用及其壳—幔演化动力学意义. *地质科技情报*, 16(1): 1–9.
- 刘讲锋, 徐义刚, 2006. 河北阳原新生代玄武岩中两类辉石岩包体的矿物学和地球化学特征. *大地构造与成矿学*, 30(1): 52–62.
- 马金龙, 徐义刚, 2006. 河北阳原幔源包体的 Sr-Nd 同位素特征指示华北克拉通中部存在 EMI 型古老富集地幔. *科学通报*, 51(10): 1190–1196.
- 王慧芬, 杨学昌, 朱炳权, 等, 1988. 中国东部新生代火山岩 K-Ar 年代学及其演化. *地球化学*, 17(1): 1–12.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等, 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. *地学前缘*, 10(3): 51–60.
- 徐义刚, 1999. 岩石圈的热—机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄. *矿物岩石地球化学通报*, 18(1): 1–5.
- 徐义刚, 2006. 太行山重力梯度带的形成与华北岩石圈减薄的时空差异性有关. *地球科学——中国地质大学学报*, 31(1): 14–22.
- 袁学诚, 1996. 岩石圈地球物理构造格架图. 北京: 地质出版社.
- 张宏福, 英基丰, 徐平, 等, 2004. 华北中生代玄武岩中地幔橄榄石捕虏晶: 对岩石圈地幔置换过程的启示. *科学通报*, 49(8): 784–789.
- 郑建平, 1999. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 郑建平, 路凤香, 余淳梅, 等, 2003. 地幔置换作用: 华北两类橄榄岩及其透辉石微量元素对比证据. *地球科学——中国地质大学学报*, 28(3): 235–240.
- 郑建平, 路凤香, 余淳梅, 等, 2007b. 华北克拉通破坏的物理、化学过程: 地幔橄榄岩证据. *矿物岩石地球化学通报*, 16(4): 327–335.