

东秦岭松树沟超镁铁质岩体地球化学和 铂族元素特征:对成因的指示

刘军锋¹⁾, 孙卫东²⁾, 孙勇¹⁾, 孙亚莉²⁾, 刘方杰³⁾

1) 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安, 710069;

2) 中国科学院广州地球化学研究所同位素与年代学重点实验室, 广州, 510640;

3) 陕西有色金属控股集团有限责任公司, 西安, 710075

内容提要: 商南县松树沟超镁铁质岩体位于秦岭造山带商州—丹凤断裂以北, 出露面积超过 20 km², 是中国境内出露最大的阿尔卑斯型橄榄岩体, 并以侵位方式与秦岭杂岩接触。该岩体主要由细粒纯橄榄岩、中粗粒纯橄榄岩和方辉橄榄岩等组成。地球化学特征显示明显亏损特征, 同时不相容元素(从 Rb 到 Nb)和 LREE 等元素相对 HREE 富集; 纯橄榄岩的 PGE 含量明显低于方辉橄榄岩。与典型蛇绿岩的地幔橄榄岩对比研究, 认为该岩体是经过熔体渗滤过程形成的纯橄榄岩体。

关键词: 超镁铁质岩体; 地球化学; PGE; 熔体渗滤; 松树沟

商南县松树沟超镁铁质岩体位于陕西省商南县境内商州—丹凤断裂之北。岩体长约 18 km, 最宽处约 2 km, 面积约 20 km², 是中国境内出露最大的阿尔卑斯型橄榄岩体。岩体走向与围岩一致, 呈纺锤状侵位于秦岭杂岩中。由于其岩石组成和出露位置的特殊, 对研究秦岭造山带的演化具有重要意义, 自发现以来就受到国内外地质工作者的广泛关注(安三元等, 1981; 许志琴等, 1988; 李曙光等, 1991; 刘良等, 1995; 周鼎武等, 1995; 董云鹏等, 1997; 张国伟等, 2001; 苏犁等, 2005; 王希斌等, 2005; 刘军锋等, 2005)。迄今为止, 对该岩体的成因存在较大争议。安三元(1981)等认为该岩体为地幔部分熔融后的难熔残留物, 经过多次迁移和变化, 最终“冷”侵入而就位。许志琴等(1988), 认为该岩体先后经历了高温和低温两次挤压变形作用。一些学者认为该岩体是蛇绿岩套下部的地幔橄榄岩部分(李曙光等, 1991; 周鼎武等, 1995; 董云鹏等, 1997; Liu et al., 2004), 并进一步指出存在新元古代大洋(张国伟等, 2001)。王希斌等(2005)认为松树沟岩体为一处受到角闪岩相变质作用改造的超镁铁质堆晶杂岩体。苏犁等(2005)认为该岩体是 Rodinia 地幔柱的一部

分, 并进一步指出该岩体与中国境内普遍发育的, 诸如金川岩体(Li et al., 2005)和华南基性岩墙群一样(Li et al., 2003), 形成于同一地质事件, 并指出该岩体源于地幔柱顶部。该岩体成因存在的争议直接限制了秦岭造山带构造演化的深入研究。

综上所述, 该岩体成因, 对研究秦岭造山带的形成和演化具有重要意义。本次工作以地球化学研究为基础, 进一步研究其铂族元素特征, 结合近年来国内外的研究成果, 探讨该岩体的成因。为深入探讨秦岭造山带的构造演化提供该岩体成因的证据。

1 采样位置及样品描述

松树沟超镁铁质岩体主要由细粒纯橄榄岩组成(约 75%), 其次为中粗粒纯橄榄岩、方辉橄榄岩和少量的脉状透辉橄榄岩, 局部发育豆荚状铬铁矿。岩体外围是榴闪岩和粗粒斜长角闪岩组成的接触变质带, 再往外就是斜长角闪岩和秦岭群的大理岩、片麻岩(图 1)。

测试样品为占主体的纯橄榄岩和含量相对较低的方辉橄榄岩, 采自该岩体南侧二者的过渡带, 岩体构成及采样位置见图 2。分别选取新鲜的 7 个样品

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40472043)的成果。

收稿日期: 2007-05-09; 改回日期: 2007-08-27; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 刘军锋, 男, 1978 年生。博士研究生, 矿物学、矿床学、岩石学专业, 主要从事岩石地球化学方面的研究工作。通讯地址: 710069, 陕西省西安市太白北路 229 号, 西北大学地质系; 电话: 029-88302092; Email: ljfnwu2002@163.com。

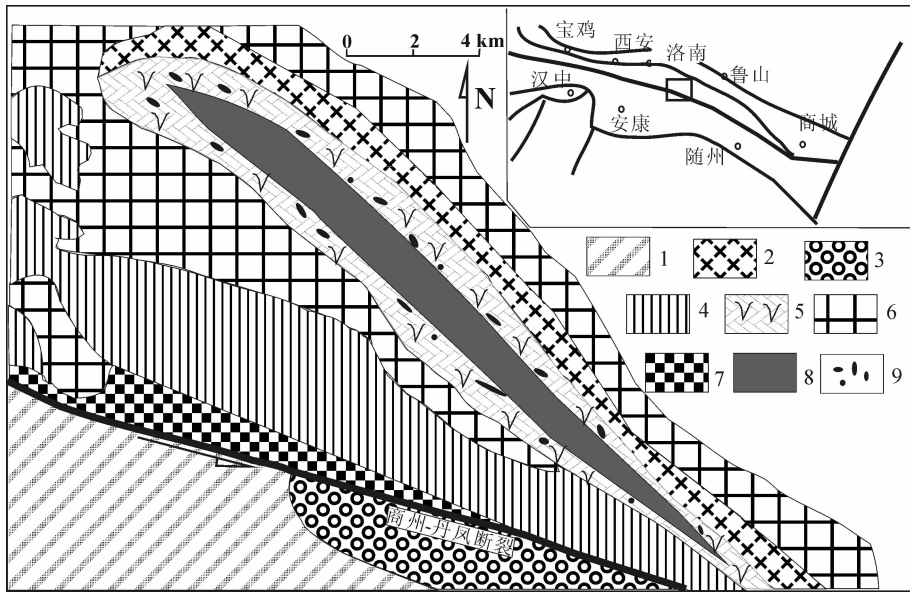


图1 松树沟岩体组成略图

Fig. 1 Distribution of the Songshugou ultramafic massif

1—变质砂岩；2—大理岩；3—白垩系到新近系；4—富水杂岩；5—斜长角闪岩；6—秦岭杂岩；7—韧性剪切带；8—超镁铁岩体；9—榴闪岩

1—Metamorphic sandstone; 2—marble; 3—Cretaceous—Neogene; 4—Fushui complex; 5—amphibolite; 6—Qinling complex; 7—ductile shear belt; 8—the ultramafic massif; 9—garnet plagioclase amphibolite

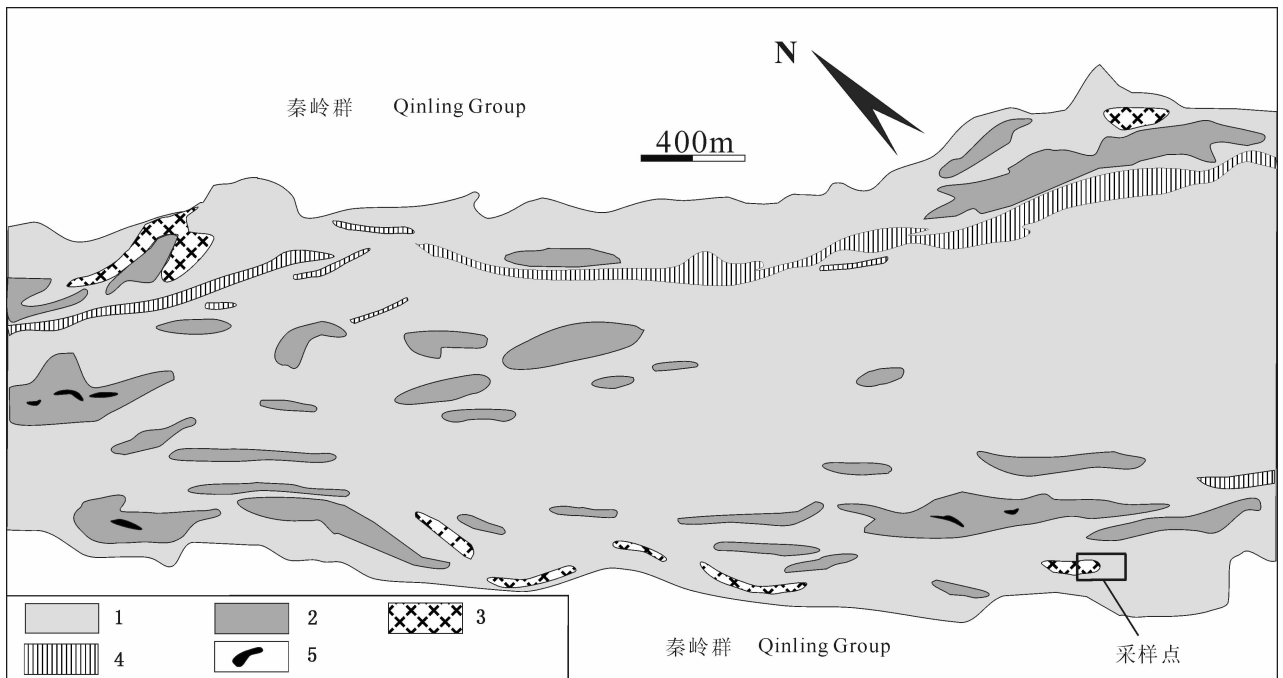


图2 松树沟超镁铁质岩体主要组成岩石分布图,岩体局部发育豆荚状铬铁矿

Fig. 2 Distribution of various rocks in the Songshugou ultramafic rocks, and there is a little banded chromitite in some medium dunite

1—细粒纯橄橄榄岩；2—中粗粒纯橄橄榄岩；3—防辉橄橄榄岩；4—透辉橄橄榄岩；5—豆荚状铬铁矿

1— fine-grained dunite; 2—medium dunite; 3— harzburgite; 4— olivine diopsidite; 5—banded chromitite

进行元素地球化学测试和 29 个样品进行 PGE 测试。纯橄榄岩手标本呈现淡黄—黄绿色,部分出现变质矿物,如蛇纹石、透闪石、镁铁闪石、滑石等。主要矿物为镁橄榄石、顽火辉石和铬铁矿。方辉橄榄岩手标本呈现土黄色,常与中粗粒纯橄榄岩伴生,块状构造,斑状结构。主要矿物是橄榄石(大于 80%)、斜方辉石,在不同的样品中,斜方辉石含量往往变化很大。

2 测试方法和标准

主量、微量元素的测试在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。将采来的样品先用水洗,吹干。首先用切割机切去表面风化部分,使样品表面新鲜。为防止污染,用刚玉机械碎样机将样品夹碎为 0.5~3 mm。将粗碎的样品挑出约 50g 放入样品磨(LTDT-100,日本 CMT 公司生产)中,细碎至 200 目以下。主量元素的分析仪器是日本理学公司生产的 RIX2100 型 X 射线荧光光谱仪。采用中国国家标准样品 GBW07105 和美国地质调查所 BCR-2 校正曲线。分析精度优于 5%。微量元素的分析仪器 ICP-MS 为 perkin Elmer/SCICX 公司新一代有动态反应池的四极杆 ICP-MS Elan6100DCR,该仪器可以在一般模式和 DRC 模式下运行。测试采用人工进样,用 Rh 作内标,外标是 BHVO-1。具体测试标准及仪器工作参数见文献(柳小明等,2002)。

铂族元素分离测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素与年代学重点实验室完成。采用铈试金法结合 ICP-MS 进行,具体操作如下:称取 10g 全岩粉末样品(<200 目),与 24g 硼酸钠、8g 碳酸钠、1.8g 铁、1.0g 镍、1.1g 硫、0.5g 面粉,再加入约 0.1mL ¹⁹⁰Os 内标,混合均匀后在试金炉内高温(约 1050℃)熔融 60 min 取出镍扣。用酸溶解后,先蒸出 Os,再用王水溶解过滤沉淀中的其它元素。最后将定容后的样品在 ICP-MS 测试,选用的同位素是:¹⁹⁰Os、¹⁹²Os、¹⁹³Ir、⁹⁹Ru、¹⁰³Rh、¹⁹⁵Pt、¹⁰⁵Pd,具体的实验条件和步骤参见文献(Sun et al., 1998)。

表 1 松树沟超镁铁质岩体主量元素、微量元素含量

Table 1 Major and trace elements content of the Songshugou ultramafic rocks

岩石名称	方辉橄榄岩			纯橄榄岩			
	样品号	M-07	M-08	N-01	N-02	N-03	L-02
SiO ₂	49.49	42.92	42.47	38.66	39.31	39.00	39.49
TiO ₂	1.71	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	14.41	0.25	0.38	0.59	0.12	0.31	0.35
TFe ₂ O ₃	12.93	8.45	8.31	8.34	11.17	7.63	7.33
FeO	7.98	5.82	5.02	4.25	7.88	2.38	1.00
Fe ₂ O ₃	4.06	1.98	2.73	3.62	2.41	4.99	6.22
MnO	0.18	0.11	0.11	0.11	0.14	0.10	0.07
MgO	6.49	46.75	45.85	44.91	47.20	40.95	39.66
CaO	11.09	0.32	0.47	0.20	0.02	0.35	0.03
Na ₂ O	2.37	0.02	0.07	0.01	0.03	0.03	0.07
K ₂ O	0.44	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.16	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01
LOI	0.50	1.00	2.06	7.56	1.62	11.50	13.38
总量	99.77	99.83	99.74	100.39	99.62	100.20	100.39
Mg [#]	87.8	88.1	88	87.7	84.9	87.7	87.8
Li	13.70	2.03	15.9	1.77	3.38	1.99	1.97
Be	0.68	0.007	0.007	0.007	0.006	0.003	0.021
Sc	42.6	8.0	9.6	8.2	4.97	7.8	7.0
V	303	19.4	29.4	21.4	17.0	19.1	12.8
Cr	160.3	3364	3869	2683	7673	2706	2455
Co	76	158	175	146	211	115	103
Ni	60	2767	2949	2927	2054	2334	2226
Cu	66	0.42	0.43	3.56	0.29	-1.005	-0.394
Zn	90	42.4	52.4	39.6	59.3	35.3	47.7
Ga	17.0	0.32	0.46	0.59	0.37	0.33	0.61
Ge	1.69	1.05	1.02	0.94	1.02	0.94	1.11
Rb	8.72	0.085	0.55	0.042	0.044	0.047	0.241
Sr	190	1.94	2.91	7.07	0.90	4.34	0.68
Y	30.3	0.82	0.15	0.28	0.24	0.11	0.063
Zr	109.9	0.16	0.094	0.17	0.057	0.076	0.065
Nb	10.0	0.021	0.021	0.019	0.020	0.012	0.033
Cs	0.188	0.040	0.382	0.013	0.019	0.024	0.059
Ba	111.0	4.48	1.33	1.08	2.95	2.14	1.84
Hf	2.97	0.006	0.008	0.009	0.006	0.007	0.021
Ta	0.67	0.032	0.045	0.017	0.033	0.008	0.008
Pb	3.09	0.233	0.043	1.84	0.838	0.240	2.02
Th	0.74	0.005	0.012	0.000	0.000	0.001	0.000
U	0.173	0.002	0.004	0.001	0.001	0.001	0.020
La	8.98	0.016	0.020	0.018	0.002	0.004	0.011
Ce	21.5	0.042	0.052	0.055	0.019	0.020	0.024
Pr	3.05	0.005	0.005	0.005	0.001	0.001	0.003
Nd	15.1	0.018	0.021	0.024	0.004	0.005	0.010
Sm	4.21	0.005	0.004	0.006	0.001	0.001	0.003
Eu	1.36	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001
Gd	4.36	0.003	0.003	0.006	0.001	0.002	0.003
Tb	0.79	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Dy	4.69	0.006	0.005	0.009	0.001	0.002	0.004
Ho	1.00	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001
Er	2.61	0.003	0.007	0.008	0.001	0.002	0.002
Tm	0.39	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001
Yb	2.55	0.005	0.010	0.014	0.004	0.005	0.006
Lu	0.40	0.001	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002

$$\text{Mg}^{\#} = n(\text{Mg}) / [n(\text{Mg}) + n(\text{Fe})] \cdot 100$$

3 测试结果

3.1 主量元素

主量元素和微量元素的分析结果见表1。相对蛇绿岩中的纯橄橄榄岩和方辉橄橄榄岩,松树沟纯橄橄榄岩体含有较高的MgO和异常低的 Al_2O_3 和 TiO_2 。方辉橄橄榄岩镁的平均含量高于纯橄橄榄岩,相应的方辉橄橄榄岩的MgO也高于纯橄橄榄岩。

3.2 微量元素

松树沟纯橄橄榄岩体的微量元素含量远低于球粒陨石,大约是原始地幔含量的0.1。纯橄橄榄岩和方辉橄橄榄岩REE显示出线性相关,以近平坦或宽缓的U型为特征,重稀土相对轻稀土

含量较低。这些特征与残留地幔橄橄榄岩和蛇绿

岩中纯橄橄榄岩所具有的高度亏损亲石元素和亏损轻稀土的特征完全不同。这样的稀土模式与蛇绿岩套中难熔地幔橄橄榄岩从LREE到HREE的稳定递减模式也不同(图3)。

松树沟超镁铁岩的微量元素含量以右倾的线形为特征。这种模式反映出富集高场强元素和LREE相对于HREE富集。除此之外,U相对于相邻元素Th富集。异常高的Sr和Eu的正异常与渗滤成因的蛇绿岩中的纯橄橄榄岩相似。Zr和Hf相对于MREE显示出微弱的富集。

3.3 铂族元素

松树沟超镁铁质岩体的PGE总量在0.1~7.017ng/g之间(表2)。与球粒陨石标准化曲线纯橄橄榄岩和方辉橄橄榄岩均表现为缓慢的负斜率(图

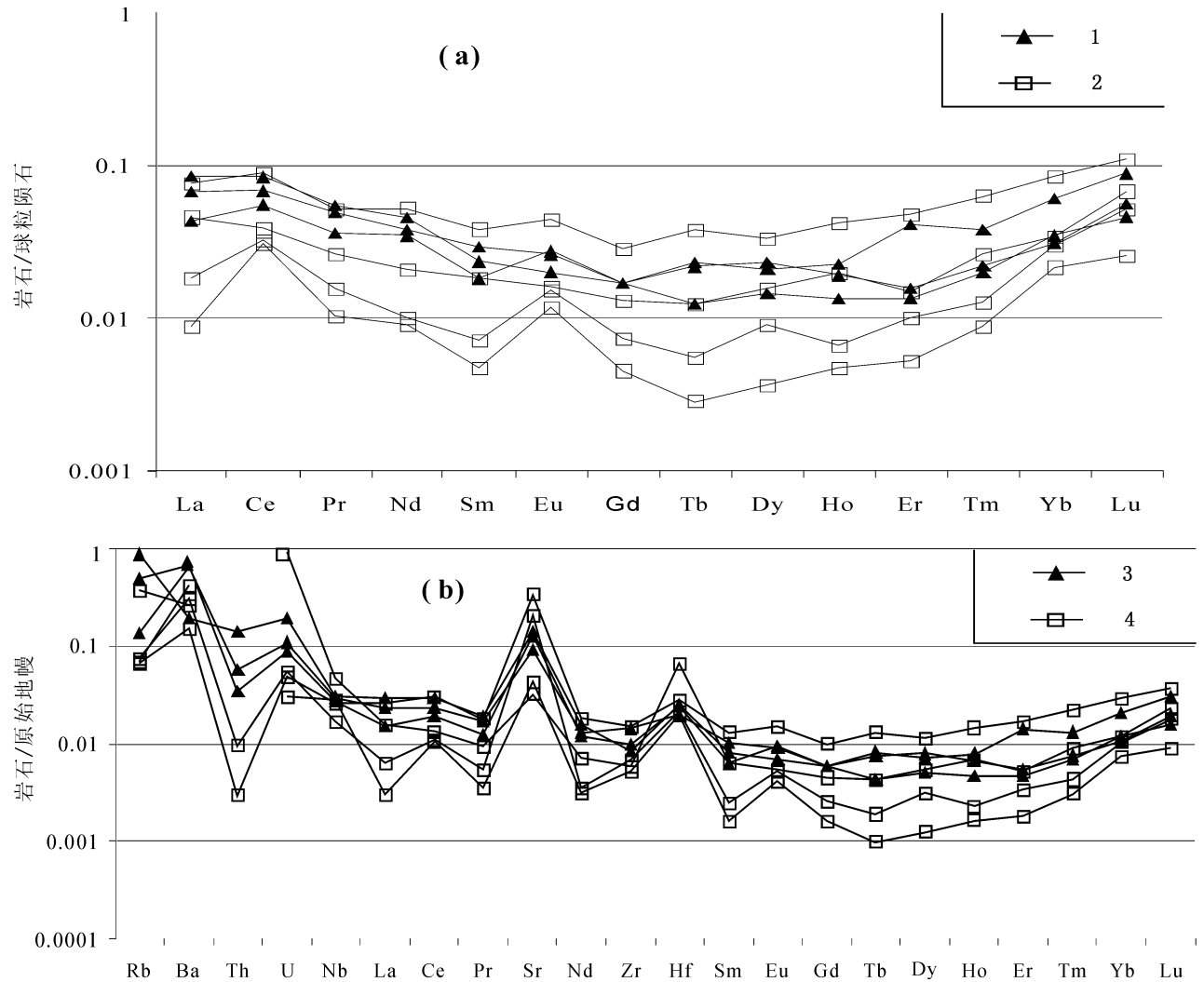


图3 松树沟超镁铁质岩体标准化稀土(a)和微量元素(b)模式图(标准化的基础数据据 Sun et al., 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns (a) and PM-normalized trace element patterns (b) for the Songshugou ultramafic rocks (The data for Normalization are from Sun et al., 1989)

1—方辉橄橄榄岩; 2—纯橄橄榄岩; 3—方辉橄橄榄岩; 4—纯橄橄榄岩

1—harzburgite; 2—dunite; 3—harzburgite; 4—dunite

4). Ru 与 Ir 之间正相关, IPGE (Os、Ir、Ru) 与 PPGE(Rh、Pt、Pb)之间也有明显的相关性。很明显,纯橄岩中 PGE 含量整体上在球粒陨石的 1‰ 以下,而方辉橄岩中 PGE 的含量则主要在球粒陨石的 1‰~1% 之间,整体上明显高于纯橄岩中的 PGE 含量。

表 2 松树沟超镁铁质岩体铂族元素 (ng/g) 测试结果

Table 2 PGE contents (ng/g) of the Songshugou ultramafic rocks

	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	
纯橄岩	c-01	0.368	1.063	2.376	0.231	0.488	0.356
	c-02	0.624	1.104	2.002	0.489	0.209	2.491
	c-03	0.587	0.192	1.307	0.095	0.251	0.320
	c-04	0.075	0.195	1.599	0.093	0.215	0.239
	c-05	0.039	0.368	2.117	0.140	0.228	0.267
	c-06	0.749	1.087	2.655	0.275	0.254	0.235
	c-07	0.592	1.101	2.906	0.326	0.393	0.270
	c-08	0.11	0.304	1.463	0.117	0.230	0.272
	c-09	0.122	0.303	1.073	0.084	0.479	0.468
	c-10	0.566	1.012	1.729	0.136	0.544	0.135
	c-11	0.633	0.733	2.173	0.199	0.686	0.362
	c-12	0.054	0.066	0.657	0.059	0.093	0.349
	c-13	0.218	0.493	1.893	0.316	1.009	1.771
	c-14	0.317	0.411	1.901	0.193	1.089	1.361
	c-15	0.287	0.463	1.935	0.168	0.459	0.374
	c-16	0.277	0.615	1.397	0.168	0.499	0.421
	c-17	0.388	0.231	1.159	0.13	0.246	0.292
	c-18	0.976	0.843	2.357	0.252	0.4	0.327
	c-19	0.233	0.46	1.745	0.143	0.354	0.098
	c-20	0.043	0.235	1.252	0.1	0.452	0.072
方辉橄岩	c-25	7.017	2.337	4.406	0.462	0.749	0.619
	c-26	6.067	3.384	5.480	0.707	3.522	0.886
	c-27	6.278	3.930	7.127	0.935	4.784	1.235
	c-28	0.723	1.973	1.138	2.168	1.744	0.052
	c-30	4.295	4.287	7.159	1.148	4.363	0.726
	c-31	4.257	3.698	7.146	0.910	2.944	0.328
	c-32	3.903	3.455	5.871	0.858	3.166	0.398
	c-33	2.957	2.273	3.081	0.549	2.039	0.707
	c-34	3.782	2.459	5.847	1.228	3.721	5.107

注:样品由中国科学院广州地球化学研究所孙亚莉分析。

4 讨论

(1) 上地幔熔融和熔体迁移是复杂的 (Bedard, 1989; Kelemen et al., 1997), 地幔熔融模式存在很多争议 (Asimow, 1999; Kelemen et al., 1995; Niu et al., 1997)。对深海橄岩的研究表明, 地幔熔融是不平衡的 (Niu et al., 2002), 通常地幔的熔融程度很低, 只有不到 40% 的辉石部分熔融进入熔体后形成纯橄岩 (Kelemen et al., 1995; Sobolev and Shimizu, 1993)。松树沟超镁铁质岩体, 纯橄岩

岩含量占约 90%, 显然不可能是地幔部分熔融形成的。

在岩石学和地球化学对扩张洋脊下的地幔研究的基础上, 渗滤成因模式被用来解释纯橄岩的形成 (Kelemen et al., 1995; Sobolev and Shimizu, 1993)。新近研究表明纯橄岩是由二辉橄岩和方辉橄岩在上升熔体渗滤过程中随单斜辉石的分解、斜方辉石的不一致熔融和橄石从熔体中快速结晶沉淀形成 (Kelemen, 1990; Niu and Batiza, 1993)。松树沟超镁铁质岩中豆荚状铬铁矿的存在, 可用熔体渗滤成因很好地解释 (Niu and Batiza, 1993)。

近年来全球范围内对熔体渗滤成因的橄岩已经做了大量研究工作, 而且取得了很多重要成果。研究认为渗滤成因主要有两种类型, 一种是在蛇绿岩和造山带橄岩中, 这种反应以消耗辉石生成橄

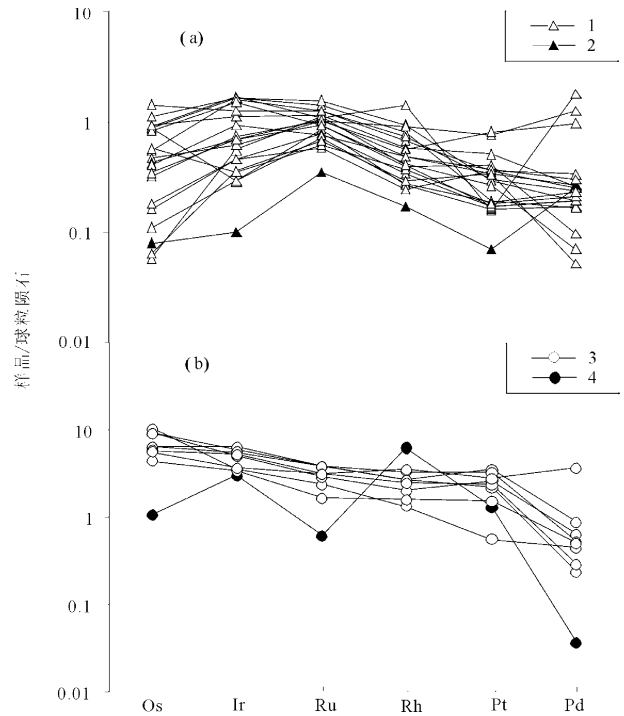


图 4 球粒陨石标准化 PGE 模式图:

(a) 纯橄岩; (b) 方辉橄岩

(标准化的基础数据据 Anders and Grevesse, 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized PGE patterns:

(a) Dunite; (b) Harzburgite

(Normalized as Anders and Grevesse, 1989)

1—纯橄岩; 2—纯橄岩(c-03); 3—方辉橄岩;

4—方辉橄岩(c-28)

1—dunite; 2—dunite(c-03); 3—harzburgite;

4—harzburgite(c-28)

榄石为主要特征,同时可能伴有单斜辉石的形成(Niu and Batiza, 1993),其反应方程为: $\text{Opx} + \text{Melt1} = \text{Olivine} + \text{SiO}_2(\text{Melt2}) (+ \text{Cpx})$ 。另一种多发生在地幔橄榄岩和超镁铁质侵入杂岩中方辉橄榄岩的形成过程中。这种反应以消耗橄榄石(偶尔有单斜辉石)而生成斜方辉石为主要特征(Kelemen and Bernstein, 1998),其反应方程为: $\text{Olivine} + \text{SiO}_2(\text{Melt1}) (+ \text{Cpx}) = \text{Opx} (+ \text{Melt2})$ 。进一步研究发现生成方辉橄榄岩的反应主要发生在岩石圈地幔(Kelemen and Bernstein, 1998),而生成纯橄榄岩的反应则主要发生在壳—幔过渡带(Godard et al., 2000; Kelemen et al., 1995; Suhr, 1999)。

(2) 松树沟纯橄榄岩具有低的 Al_2O_3 、 CaO 含量和低的 HREE 含量,这跟部分熔融成因的地幔难熔橄榄岩相似。相对与高度亏损的难熔地幔橄榄岩,松树沟纯橄榄岩相对方辉橄榄岩具有低的 MgO 和较低的 MgO/SiO_2 比。低的 MgO/SiO_2 可将松树沟超镁铁质岩体与难熔地幔岩区分开,后者通常具有高的 MgO/SiO_2 比(Godard et al., 2000),除非由于水的加入导致 Mg 的损失(Niu and Hekinian, 1997; Snow and Disk, 1995)。同时,松树沟纯橄榄岩相对地幔难熔橄榄岩呈现富集高度不相容元素的(Rb、Ba、Th、U、Nb)、LREE、Zr 和 Hf,这些特征与主量元素的 Al 和 Ca 的亏损不一致。纯橄榄岩与难熔地幔橄榄岩的左倾模式不同,具有平坦或宽缓的 U 型 REE 配分模式,显示出 LREE 相对 HREE 的富集。已有的渗滤成因纯橄榄岩研究已经证实,该过程可使新生成纯橄榄岩的 REE 增加(Kelemen et al., 1995; Parkinson and Pearce, 1998)。松树沟纯橄榄岩的地球化学特征可能用渗滤成因来解释,这与最近研究的蛇绿岩套中的纯橄榄岩成因相似:上升地幔熔体与方辉橄榄岩在壳幔过渡带通过熔体渗滤方式反应生成纯橄榄岩(Godard et al., 2000)。苏犁等(2005)对该岩体地球化学特征和岩浆包裹体研究后,认为该岩体是熔体与难熔地幔岩相互作用形成的熔体多孔渗滤成因纯橄榄岩。

(3) 方辉橄榄岩的 Os 含量 3~7 ng/g,比原始上地幔的高,说明方辉橄榄岩为熔融残留的地幔橄榄岩(残留相),而纯橄榄岩的 Os 含量明显低于 1 ng/g,与壳源岩石的含量较为一致,而具有熔体相特征。对全球范围蛇绿岩中豆荚状铬铁矿中 PGE 含量研究表明,PGE 含量和蛇纹石化程度没有直接关系(Talkington et al., 1986; Auge, 1985)。众

多的研究已经证实 PGE 主要受到硫化物控制(Economou-Eliopoulos, 1996)。已有的大洋渗滤成因橄榄岩研究已经表明,PGE 族元素作为相容元素(Becker et al., 2001; Rehkemper et al., 1999; Lorand et al., 2003),伴随地幔上升熔体/流体与地幔橄榄岩通过多孔渗滤发生反应,而在此过程中 PGE 由于易进入熔体/流体,导致 PGE 发生迁移。本次对松树沟超镁铁质岩体纯橄榄岩和方辉橄榄岩中 PGE 含量的研究结果表明,方辉橄榄岩的含量明显高于纯橄榄岩中 PGE 的含量,而明显不同于通常状况下的含量(迟清华等,2006)。这是在渗滤作用过程中,由于较高的熔—岩比导致大量的 PGE 被硫化物饱和的地幔熔体/流体(Keays, 1995; Hickey et al., 1982),从地幔橄榄岩中转移到高镁熔体和辉石类岩石中,而纯橄榄岩作为熔体上升通道(Suhr, 1999; Buchl et al., 2002; Godard et al., 2000),PGE 含量就会显著降低。方辉橄榄岩只是一些残留块体被新生成的纯橄榄岩“包裹”。至于方辉橄榄岩中的 PGE 含量偏低,这与松树沟岩体可能形成于俯冲带的构造环境有关,在俯冲带上发育大量的高氧逸度的流体或熔体,这种高氧逸度的流体或熔体容易致使方辉橄榄岩中的富 PGE 的硫化物分解,从而导致 PGE“流失”。

方辉橄榄岩为右倾斜模式(IPGE 大于 PPGE),由于在部分熔融过程中,PPGE 的相容性较 IPGE 弱,所以 PPGE 容易进入到熔体相中,发生 PGE 分馏,导致残留相中(方辉橄榄岩)IPGE 含量高于 PPGE。纯橄榄岩的 PGE 模式大多数近于平坦,少数为左倾斜型(IPGE 小于 PPGE),这主要可能是纯橄榄岩成岩过程中,地幔熔体与方辉橄榄岩(残留相)发生多孔渗滤作用,同时发生相互反应,由于残留相中 PGE 含量比熔体相高,所以,残留相方辉橄榄岩的 PGE 基本保持残留相特点,而纯橄榄岩的熔体相 PGE 配分特点受到残留相的影响,所以纯橄榄岩中记录了受到残留相方辉橄榄岩 PGE 特征的影响这一现象。

(4) 松树沟超镁铁质岩体中的方辉橄榄岩以透镜状产于纯橄榄岩中,在这种地幔熔体与方辉橄榄岩残留相渗滤反应过程中,由于方辉橄榄岩中 PGE 含量高于熔体相 1~2 个数量级,所以 PGE 基本保持原有信息特征,而方辉橄榄岩中 REE 含量与纯橄榄岩较为接近,所以 REE 表现为熔体相与残留相混合的特点(宽缓的 U-型)。

(5) 对造山带广泛出露的超镁铁质岩体成因主

要有以下几种认识:① 原岩为侵入地壳内富镁基性岩浆,结晶分异作用形成的堆晶岩;② 代表肢解的洋壳蛇绿岩套残片;③ 俯冲大陆拉斑玄武岩与上地幔岩深熔残留体(钱存超等,2001)。松树沟超镁铁质岩体地球化学特征显示 Al_2O_3 、 CaO 和 HREE 极度亏损,显然没有壳源组分加入,但也不同于难熔地幔橄榄岩。超镁铁质岩体长轴方向与商州—丹凤断裂近平行,与围岩(镁铁质岩)呈构造接触关系(刘良等,1995)。野外地质观察认为该岩体很可能是来自南部无“根”的地质体。室内镜下研究表明,细粒纯橄榄岩(占岩体约 75%)经历多期强烈的变形变质改造,发育透入性新生面里(周鼎武等,1995;董云鹏等,1997)。超镁铁质岩体与围岩之间的接触变质带很窄,通常只有 2~3m,也没有淬火边等高温侵位现象(安三元等,1981),表明岩体侵位温度并不高。同时,方辉橄榄岩呈透镜状被纯橄榄岩“包裹”,而分布于岩体边部的少量透辉橄榄岩却呈脉状分布,加之豆荚状铬铁矿的发育,很好地支持了纯橄榄岩是难熔方辉橄榄岩与上升地幔熔体以多孔渗滤方式形成的认识,透辉橄榄岩很可能是在此过程中形成的。因此可以认为,松树沟超镁铁岩体代表熔体渗滤模式形成的大洋岩石圈残片,在后期伴随洋壳的俯冲消减,而抬升出露地表。

5 结论

(1)通过对松树沟超镁铁质岩主要组成岩石纯橄榄岩和方辉橄榄岩的常量元素、微量元素地球化学和 PGE 特征研究,结合野外地质、岩石类型等,证实该超镁铁质岩体是上升地幔熔体与地幔橄榄岩(方辉橄榄岩)在壳—幔过渡带相互作用形成的熔体渗滤成因纯橄榄岩体。

(2)综合分析认为该岩体是蛇绿岩套的重要组成部分,代表大洋岩石圈残片,后期伴随板块俯冲而侵位于秦岭群中。这一认识对探讨秦岭造山带的演化模式提供重要约束。

参 考 文 献 / References

安三元,王档荣,胡能高.1981. 陕西南南松树沟超镁铁质岩体的地质特征及其成因. 西安地质学院学报,2:9~21.
迟清华,鄢明才.2006. 铂族元素在地壳、岩石和沉积物中的分布. 地球化学,35(5):461~471.
董云鹏,周鼎武,张国伟.1997. 东秦岭松树沟超镁铁岩侵位机制及其构造演化. 地质科学,32(2):173~180.
黄月华.1984. 松树沟阿尔卑斯型超镁铁质岩体的接触变质带. 地球化学,3:206~215.
李曙光,陈移之,张国伟,张宗清.1991. 一个距今 10 亿年侵位的

阿尔卑斯型橄榄岩体:北秦岭晚元古代板块构造体制的证据. 地质论评,37(3):235~242.
刘军锋,孙勇.2005. 东秦岭松树沟超基性岩体“热”侵位时代新知. 地质论评,51(2):189~192.
刘良,周鼎武,董云鹏,张宏法,刘养杰,张泽军.1995. 东秦岭松树沟高压变质基性岩石及其退变质作用的 P—T—t 演化轨迹. 岩石学报,11(2):127~136.
柳小明,高山,袁洪林, Bodo H, Detlef G, 陈亮, 胡圣红. 2002. 193nm LA-ICPMS 对国际地质标准参考物质中 42 种主量和微量元素的分析. 岩石学报,18(3):408~418.
钱存超,路玉林,刘丽利,李运怀.2001. 大别两期镁铁质—超镁铁质岩石特征及成因讨论. 火山地质与矿产,22(4):269~277.
苏犁,宋述光,周鼎武.2005. 秦岭造山带松树沟纯橄榄岩成因:岩石学、地球化学和岩浆包裹体制约. 中国科学(D),35(1):38~47.
王鸿祯,徐成彦,周正国.1982. 东秦岭古海域两侧大陆边缘区的构造发展. 地质学报,(3):270~279.
王希斌,杨经绥,史仁灯,陈松永.2005. 秦岭松树沟岩体——一个遭受角闪岩相变质作用的超镁铁堆晶岩的实例. 地质学报,79(1):174~189.
许志琴,卢一伦,汤耀庆,张治兆.1988. 东秦岭复合山链的形成. 北京:中国环境科学出版社.
张国伟,张本仁,袁学成,肖庆辉.2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京:科学出版社,655~724.
张泽军,安三元.1992. 松树沟超镁铁岩成因的地球化学证据. 地球化学,2:175~181.
周鼎武,张泽军,董云鹏,刘良.1995. 东秦岭商南松树沟元古宙蛇绿岩片的地质地球化学特征. 岩石学报,11(增刊):154~164.
Anders E, Grevesse N. 1989. Abundances of the elements: meteoritic and solar. Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 197~214.
Asimow P D. 1999. A model that reconciles major- and trace- element data from abyssal peridotites. Earth Planet. Sci. Lett., 169: 303~319.
Auge T. 1985. Platinum group mineral inclusions in ophiolitic chromite from the vourions complex, Greece. Canadian Mineralogist, 23: 163~171.
Becker H, Shirey S B, Carlson R W. 2001. Effects of melt percolation on the Re-Os systematics of peridotites from a Paleozoic convergent plate margin. Earth Planet. Sci. Lett., 188: 107~121.
Bedard J H. 1989. Disequilibrium mantle melting. Earth Planet. Sci. Lett., 91: 359~366.
Buchl A, Brugmann G, Batanova V G. 2002. Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: a case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite. Earth Planet. Sci. Lett., 204: 385~402.
Bodinier J L, Godard M. 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. In: The Mantle and Core. Volume 2 of Treatise on Geochemistry, Oxford: Elsevier-Pergamon Oxford, 103~170.
Economou-Eliopoulos M. 1996. Platinum group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: implications for their exploration. Ore Geology Review, 11: 363~381.
Godard M, Jousset D, Bodinier J L. 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite. Earth Planet. Sci. Lett., 180: 133~148.
Kelemen P B, Joyce D M, Webster J D, Holloway J R. 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma

- II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiites and harzburgite at 1150~1050°C, and 5 kbar. *Journal of Petrology*, 31: 387~406.
- Kelemen P B, Koga K, Shimizu N. 1997. Geochemistry of gabbro sills in the crust—mantle transition zone of the Oman ophiolite; implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146: 457~488.
- Kelemen P B, Shimizu N, Salters V J M. 1995. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375: 747~753.
- Li X H, Su L, Chung S L, Li Z X, Liu Y, Song B and Liu D Y. 2005. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni—Cu sulfide deposit; Associated with the similar to 825 Ma south China mantle plume? *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6: 85~97.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J, Zhang S and Zhou H. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents; evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 122: 85~109.
- Liu Liang, Chen Danling, Zhang Anda, Zhang Chili, Yuan Honglin, Luo Jinhai. 2004. Geochemical Characteristics and LA-ICP-MS Zircon U-Pb Dating of Amphibolites in the Songshugou Ophiolite in the Eastern Qinling. *Acta Geologica Sinica (English edition)*, 78 (1): 137~145.
- Loranda J P, Reisberg L, Bedini R M. 2003. Platinum-group elements and melt percolation processes in Sidamo spinel peridotite xenoliths, Ethiopia, East African Rift. *Chemical Geology*, 196: 57~75.
- Niu Y L, Batiza R. 1993. Chemical variation trends at fast and slow spreading ridges. *J. Geophysical research*, 98: 7887~7902.
- Niu Y L, Langmuir C H, Kinzler R J. 1997. The origin of abyssal peridotites; a new perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152: 251~265.
- Niu Y L, Regelous M, Wend I J. 2002. Geochemistry of near-EPR seamounts; importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199: 327~345.
- Parkinson I J, Pearce J A. 1998. Peridotites from the Izu—Bonin—Mariana Forearc (ODP Leg 125); Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *J. Petrol.*, 39:1577~1618.
- Rehkaemper M. 1999. Non-chondritic platinum-group element ratios in oceanic mantle lithosphere; petrogenetic signature of melt percolation? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 172: 65~81.
- Sobolev A V, Shimizu N. 1993. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 363: 151~154.
- Snow J E, Disk H J B. 1995. Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 4219~4235.
- Suhr G. 1999. Melt migration under oceanic ridges; Inferences from reactive transport modelling of upper mantle hosted dunites. *J. Petrol.*, 40:575~599.
- Sun Y L, Guan X Y, Du A D. 1998. Determination of platinum group elements by inductively coupled plasma-mass spectrometry combined with nickel sulfide fire assay and tellurium coprecipitation. *Spectrochimica Acta(Part B)*, 53:1463~1467.
- Talkington R W, Watkinson D H. 1986. Whole rock platinum group element trends in chromite rich rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes. In: *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. London: Institution of Mining and Metallurgy.

Geochemistry and Platinum-group Elements of Ultramafic Rocks from the Songshugou Area in the Eastern Qinling: Constraints on Petrogenesis

LIU Junfeng¹⁾, SUN Weidong²⁾, SUN Yong¹⁾, SUN Yali²⁾, LIU Fangjie³⁾

1) *The State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Department of Geology, Northwest University, Xi'an, 710069;*

2) *Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, The Chinese Academy of Science, Guangzhou, 510640;*

3) *Shaanxi Non-ferrous Metal Holding Group Co., Ltd, Xi'an, 710075*

Abstract

Ultramafites in the Songshugou area, Shangnan county, Shaanxi Province, to the north of the Shangzhou—Danfeng fault is the largest Alpine-type ultramafic massif in China. Covering an area of about 20 km², and it is contact with the Qinling Group as intrusions. The rockbody is composed mainly of fine-grained dunite, medium dunite and harzburgite. Geochemical characteristics show ultramafites are depleted, while rocks from the Songshugou dunite body display clear enrichment of highly incompatible elements (Rb to Nb) and LREE compared HREE. The PGE concentrations of dunite are lower than harzburgite obviously. Compared with ophiolitic mantle peridotite, we propose that the Songshugou body is the product of peridotite with melt through melt percolation.

Key words: ultramafites; geochemistry; PGE; melt percolation; Songshugou

