

文章编号: 1000-6524(2003)01-0029-05

华北太行晚中生代煌斑岩地球化学特征及成因探讨

张勇¹, 陈斌¹, 邵济安¹, 翟明国²

(1. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要: 华北克拉通太行山地区煌斑岩脉广泛发育。这些煌斑岩高度富集大离子亲石元素(如 Rb, Sr, Ba 和 K)和轻稀土元素, 具有高度分异的 REE 模式, 在化学成分和 Nd-Sr 同位素组成上亦显示出规律性的变化。其特征表明: 太行山地区的晚中生代煌斑岩来源于同一个岩浆源区, 而且煌斑岩浆在上升过程中曾经遭受过下地壳的混染。此外, 最原始的煌斑岩样品具有低 SiO₂、高 MgO 以及高度富集同位素[$\epsilon_{Nd}(120\text{ Ma}) = -8.3, I_{Sr} = 0.7052$]的特征, 表明形成煌斑岩的母岩浆来自富集地幔, 是富集地幔部分熔融的产物; 富集地幔可能是下部软流圈释放的富挥发分、低密度的熔体与上部的岩石圈发生了交代反应而形成的。

关键词: 地球化学; 煌斑岩; 岩石圈地幔; 晚中生代; 华北

中图分类号: P588.12; P581

文献标识码: A

Geochemistry and origin of Late Mesozoic lamprophyre dykes in Taihang Mountains, North China

ZHANG Yong¹, CHEN Bin¹, SHAO Ji'an¹ and ZHAI Ming-guo²

(1. School of Earth and Space Science, Peking University, Beijing 100871, China; 2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: Numerous lamprophyre dykes occur and cut through the Late Mesozoic granitic complexes in Taihang Mountains, North China Craton. These dykes are highly enriched in LIL elements such as Rb, Sr, Ba and K as well as light REE. The highly fractionated REE patterns and the regular variation in chemical and Nd-Sr isotope composition show that these lamprophyres were produced from the fractionation of the parent magma, and the ascending magma was contaminated by the lower crust. Most primitive lamprophyres show low SiO₂, high MgO and highly enriched isotope [$\epsilon_{Nd}(120\text{ Ma}) = -8.3, I_{Sr} = 0.7052$], indicating that the parent magma was derived from partial melting of the enriched continental lithosphere mantle. The mantle was enriched in the Middle Proterozoic, during when volatile-rich and low-density melts were released by asthenosphere interacting with the above lithosphere.

Key words: geochemistry; lamprophyre; lithosphere mantle; Late Mesozoic; North China

人们普遍认为煌斑岩是富集的大陆岩石圈地幔部分熔融的产物(Fowler & Henney, 1996; Gibson *et al.*, 1995; Menzies *et al.*, 1993; Thompson *et al.*, 1989; 邵济安等, 2001), 它不仅反映大陆岩石圈地幔的成分特征, 而且可以为研究地幔富集事件提供良好的机会。近来有许多文章论述华北克拉通下部岩石圈地幔的性质和演化(Griffin *et al.*, 1998; Fan *et al.*, 2000;)。已有的地球物理和地球化学数据表明, 在华北克拉通之下曾经存在一个古老的(太古宙?)岩石圈地幔, 这个古老的岩石圈地幔在中生代到新生代的板内扩张过程中被大量消耗掉; 同时, 一个年轻的具有大洋板块性质

的热的岩石圈地幔开始形成。这一结论目前还缺乏精确的地球化学数据的支持。本文报导了太行山地区晚中生代煌斑岩的化学成分和 Nd-Sr 同位素数据, 并对该地区下部岩石圈地幔的地球化学特征进行了研究。

1 地质背景和岩相学特征

华北克拉通的基底岩石为太古宙至早元古代的角闪片麻岩和麻粒岩(Jahn *et al.*, 1988), 盖层为中元古代至晚古生代的灰岩和碎屑岩, 表明华北克拉通从早元古代到晚古生代

收稿日期: 2002-03-19; 修订日期: 2002-10-14

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40172032); 中国科学院创新工程资助项目(KZCX-107)

作者简介: 张勇(1975-), 男, 硕士, 岩石、矿物、矿床学专业。

一直处于稳定状态。中生代时期,华北克拉通开始活化,表现为沉积盆地、具有高热流值以及广泛的岩浆作用(Griffin *et al.*, 1998; Ma, 1987)。

研究区位于北京西部 200 km(图 1),区内王安镇-大河南岩体北北东向展布,侵位于前寒武纪变质基底之中,其中大河南岩体上覆部分凝灰质火山岩,两个岩体的出露面积超过 1 000 km²。主要岩石类型包括石英二长岩、二长花岗岩及相关的镁铁质岩石,后期的煌斑岩脉侵入于上述各类岩石中。该地区花岗岩质岩石的 U-Pb 年龄为 130~145 Ma(Davis *et al.*, 1998),煌斑岩的 Ar-Ar 和 Rb-Sr 年龄为 120 Ma(邵济安等, 2001)。煌斑岩脉的分布主要受断裂控制,产状近于直立,走向近东西,宽 1~5 m,延伸长度数百米到数千米。

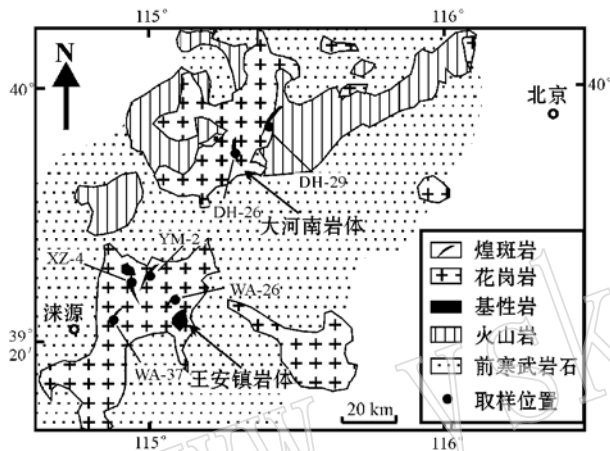


图 1 太行山(华北)地区地质略图
Fig. 1 Schematic geological map of Taihang Mountains in North China

煌斑岩的主要类型为云斜煌斑岩和闪斜煌斑岩,两类岩石在野外关系密切,难以区分。岩石在镜下呈斑状结构,云斜煌斑岩的斑晶为黑云母-金云母和单斜辉石,基质由数量不等的云母、辉石和斜长石以及磁铁矿、磷灰石、榍石等副矿物组成;闪斜煌斑岩的斑晶为普通角闪石(含量 40%~55%),平均粒度 0.6~0.8 mm,基质由角闪石、斜长石、钾长石、石英、磷灰石和榍石组成,平均粒度小于 0.1 mm。常见蚀变有绿泥石化、绿帘石化、绢云母化和碳酸岩化。此外,样品 WA-37 中存在角闪石堆晶。

2 分析方法

化学分析在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成。主元素分析采用 XRF 方法,误差 < 5%。微量元素分析采用 ICP-MS 方法,元素丰度 < 10 × 10⁻⁶ 的分析误差为 10%,元素丰度 > 10 × 10⁻⁶ 的分析误差为 5%。同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成,Rb-Sr 和 REE 的分离采用离子交换柱法,Sm、Nd 的进一步分离采用稀释 HCl 的二次离子交换柱法。质谱分析采用 VG354 多接收器质谱

仪(Qiao, 1988)。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 依据⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 标准化。¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 依据¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 标准化。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值相对于 NBS-987 Sr 标准值(0.710250)进行调整,¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值相对于 La Jolla 的 Nd 标准值(0.511860)进行调整。本底: Rb = 400 pg, Sm = 50 pg, Nd = 50~100 pg。

3 结果

表 1 列出了 6 个样品的化学和同位素分析数据。煌斑岩的化学成分(w_B%)变化很大,其中 SiO₂ = 46.6~63.0, CaO = 3.45~8.37, MgO = 1.65~6.2, TiO₂ = 0.68~1.75, P₂O₅ = 0.2~1.28。在 CaO-MgO、CaO-Al₂O₃-SiO₂-FeO、TiO₂-P₂O₅ 和 MgO-V 图(图 2)上,煌斑岩的投影显示出规律性的变化,而且所有煌斑岩都具有相似的 REE 模式(图 3),表明这些煌斑岩可能是同一种母岩浆的分异产物。煌斑岩的 Eu 异常(DH-29 除外)不明显,U 含量低(1.5 × 10⁻⁶~3.3 × 10⁻⁶),(La/Yb)_N = 18.3~60.2,具高度分异 REE 模式。其他特征包括高度富集 Ba、Sr、K 和 Rb 等大离子亲石元素及轻稀土元素(表 1、图 4)。在同位素方面,煌斑岩在 120 Ma 侵入时具有很低的、变化较大的 ε_{Nd} 值(-8.3~-15.2)以及中等偏高的 I_{Sr} 值(0.7052~0.7068)(表 1);ε_{Nd} 和 I_{Sr} 呈负相关的关系,煌斑岩的同位素位于大洋玄武岩范围之外,从而排除了煌斑岩的母岩浆来自软流圈和地幔柱的可能性。

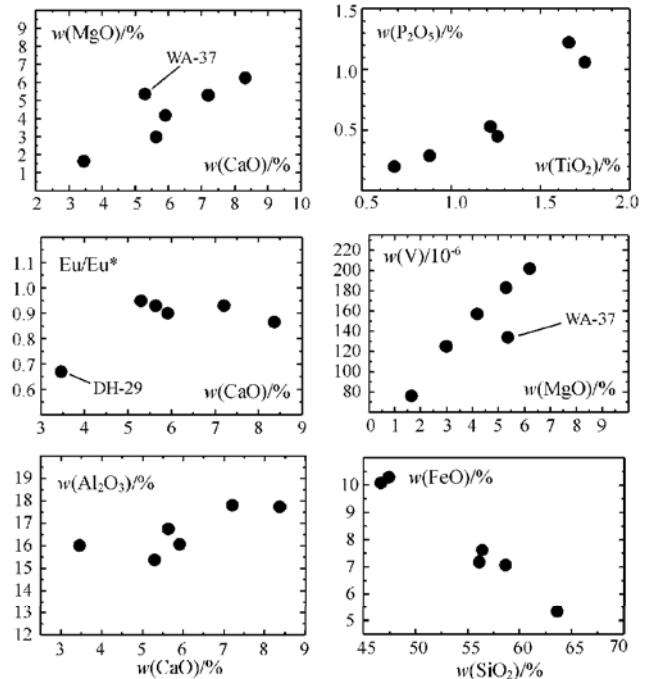


图 2 MgO-CaO、P₂O₅-TiO₂、V-MgO、FeO-SiO₂、Al₂O₃-CaO 和 Eu/Eu* - CaO 的投影图

Fig. 2 Plots of MgO-CaO, P₂O₅-TiO₂, V-MgO, FeO-SiO₂, Al₂O₃-CaO and Eu/Eu* - CaO

表 1 煌斑岩脉的化学成分($w_B/\%$)、微量元素和 Nd-Sr 同位素成分($w_B/10^{-6}$)

Table 1 Chemical, trace element and Nd-Sr isotopic composition of lamprophyre dykes

样品	XZ- 4	WA- 26	YM- 2	WA- 37	DH- 26	DH- 29
SiO ₂	47.39	56.37	46.61	56.09	58.63	63.6
TiO ₂	1.67	1.26	1.75	1.22	0.88	0.68
Al ₂ O ₃	17.81	16.07	17.38	15.38	16.76	16.02
FeO	10.29	7.62	10.08	7.18	7.07	5.34
MnO	0.17	0.15	0.17	0.10	0.11	0.08
MgO	5.30	4.18	6.20	5.37	2.99	1.65
CaO	7.20	5.91	8.37	5.29	5.63	3.45
Na ₂ O	4.25	5.63	3.76	4.28	3.74	4.13
K ₂ O	4.15	2.50	3.97	2.91	3.02	3.47
P ₂ O ₅	1.28	0.45	1.06	0.53	0.29	0.20
烧失量	0.54	0.51	1.00	1.84	1.04	0.98
总量	100.05	100.65	100.35	100.19	100.16	99.60
Rb	106	53.2	110	55	74	156
Sr	2878	1198	1593	1109	858	505
Ba	4039	1157	4965	1604	977	829
Zr	207	153	209	169	155	224
Hf	5.4	4.6	5.7	4.9	5.5	7.8
U	2.8	2.5	2.4	2.8	1.5	3.3
Th	12	4.9	10	15	9.1	16
Pb	8.7	9.1	10	8.1	7.5	12
Nb	71	12	78	18	9	12
Ta	3.2	0.6	3.7	1.1	0.9	1.2
V	183	157	202	134	125	76
Y	14.6	13.0	19.3	11.8	14.0	11.1
Cr	2.6	84	38	110	15	8.2
Co	28	17	30	25	16	8.1
Ni	21	25	33	83	9.1	6
Zn	96	90	94	71	61	59
La	127.70	47.36	103.50	68.41	37.05	44.52
Ce	245.00	100.80	197.60	127.8	73.6	87.2
Pr	20.17	10.50	21.66	12.1	7.5	7.39
Nd	79.95	41.79	78.99	48.5	28.94	31.38
Sm	11.62	7.42	10.23	7.93	5.16	5.39
Eu	2.89	1.79	2.64	2.18	1.42	1.09
Gd	8.00	5.15	8.86	6.2	4.33	4.77
Tb	0.90	0.62	1.07	0.79	0.66	0.63
Dy	4.03	3.38	4.52	3.25	3.12	2.7
Ho	0.69	0.60	0.82	0.55	0.59	0.47
Er	1.80	1.61	2.39	1.47	1.59	1.31
Tm	0.20	0.18	0.30	0.2	0.21	0.18
Yb	1.40	1.07	1.76	1.24	1.34	1.02
Lu	0.21	0.18	0.29	0.21	0.21	0.17
Eu/Eu*	0.93	0.90	0.86	0.96	0.93	0.67
(La/Yb) _N	60.23	29.23	38.83	36.43	18.26	28.82
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.705560	0.707045	0.705384	0.705790	0.706659	0.708129
2 σ_m	14	15	15	16	20	11
I _{Sr} (120)	0.70523	0.70683	0.70520	0.70554	0.70623	0.70659
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512010	0.511787	0.512124	0.512120	0.511884	0.511801
2 σ_m	10	10	9	7	9	6
ε _{Nd} (0)	-12.3	-16.6	-10	-10.1	-14.7	-16.3
ε _{Nd} (120)	-10.5	-15.2	-8.3	-8.6	-13.4	-14.9
t _{DM} (Ga)	1.5	1.88	1.42	1.36	1.84	1.87

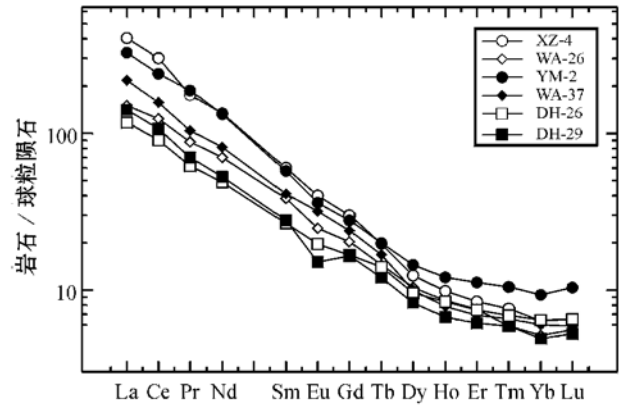


图 3 太行山煌斑岩球粒陨石标准化的 REE 模式

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of Taihang lamprophyres

球粒陨石标准化值来源于 Masuda 等 (1973)
Chondrite values are from Masuda *et al.* (1973)

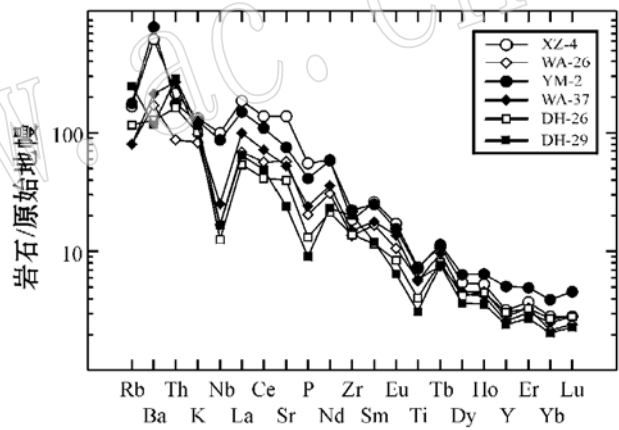


图 4 太行山煌斑岩微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig. 4 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams

原始地幔标准值来源于 Sun & McDonough (1989)
PM values are from Sun & McDonough (1989)

4 讨论

图 2 表明,在岩浆演化过程中曾经有大量的角闪石和黑云母之类的铁镁矿物分离结晶。 P_2O_5 和 TiO_2 之间正相关的关系表明,磷灰石和 Fe-Ti 氧化物的分离结晶在岩浆演化过程中也具有重要作用。 $MgO-CaO$ 和 $V-MgO$ 变异图上,样品 WA-37 偏离了趋势演化线,可能是因为该样品中存在角闪石的堆晶,这点也得到前述岩相学观察的证实。与具有相同 SiO_2 含量的其他煌斑岩相比,样品 WA-37 的 Cr、Ni 和 MgO 含量偏高(表 1)。随着 CaO 含量的降低, Al_2O_3 的含量也有轻度的降低,表明长石的分离结晶在岩浆演化中起着次要作用。这一结论在 Eu/Eu^*-CaO 图中得到进一步的验证。

证,图中大多数样品(DH-29除外)都分布在平坦的趋势线上(图2)。CaO-Eu/Eu^{*}图中样品DH-29的偏离则可能是由于该样品的演化程度较高和受到地壳混染的影响,而且该样品在演化过程中曾经历大量斜长石的分离结晶。相关的证据还包括:该样品在REE模式(图3)上具有负Eu异常和最高的SiO₂含量以及最低的MgO(表1)。高硅表明它已经不是典型的煌斑岩,但它是由煌斑岩经过充分的分离结晶并同时被下地壳强烈混染而形成,这也是它高硅的原因。

在图5中,煌斑岩的 I_{Sr} 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值变化范围较大并且呈负相关关系,表明岩浆演化环境不是一个封闭的体系,而是一个有地壳物质参与的开放体系。图中大多数数据都指向下地壳(LCC)区域,说明下地壳的混染在岩浆的演化过程中具有重要作用。为了确定源区地壳组分的比例,需要知道煌斑岩母岩浆的同位素成分。样品YM-2具有最高的MgO、CaO、TiO₂和最低的SiO₂含量以及最“原始”的同位素组分[$I_{Sr}=0.7052$, $\epsilon_{Nd}(120\text{ Ma})=-8.3$],是煌斑岩中最基性的岩石。该样品比同期的亏损软流圈地幔($\epsilon_{Nd}=+5$; Basu *et al.*, 1991)含有较少的放射性成因Nd,暗示其来自一个长期富集的岩石圈地幔,并且所有的煌斑岩都最终来自这个岩石圈地幔。但是不能用样品YM-2代表岩石圈地幔的原始熔体,因为与原始地幔熔体相比,该样品具有相对低的相容元素Cr、Co和Ni,这一特征暗示该样品在上升到地壳的过程中曾经历过大量的橄榄石和辉石的分异。所以,煌斑岩富集同位素和微量元素的原因可能是由于地壳混染,也可能是由于富

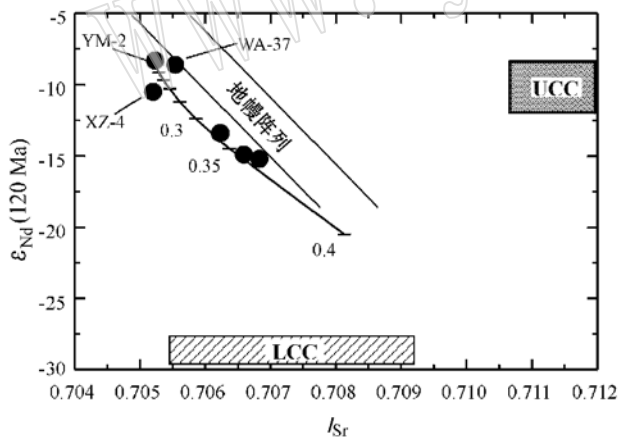


图5 太行山煌斑岩的Sr-Nd同位素图解
Fig. 5 Sr-Nd isotope diagram of lamprophyre from Taihang Mountains

上部陆壳(UCC)和下部陆壳(LCC)的区域引自Jahn等(1988); AFC同位素模拟采用的两个端员为本区下地壳的值(Jahn *et al.*, 1988)和煌斑岩样品(YM-2),其他参数 $r=0.29$, $D_{Nd}=1$, $D_{Sr}=1.4$; 曲线边上的数字代表岩浆上升过程中混入的下地壳组分。Fields for UCC and LCC are from Jahn *et al.* (1988); Two end-members used for AFC isotopic modeling are the local lower crust (Jahn *et al.*, 1988) and sample YM-2; $r=0.29$, $D_{Nd}=1$ and $D_{Sr}=1.4$; The numbers beside the calculated curve represent the proportions of lower crustal components involved during magma ascending

集的大陆岩石圈地幔的部分熔融。为了解释这一特征,必须评价下地壳混染对煌斑岩地球化学成分的影响。可以认为,煌斑岩(YM-2)具有富集同位素和微量元素地球化学特征,可能与地壳混染关系不大,因为该样品的Rb、Sr、Ba和K等元素以及LREE的含量都远高于下地壳相应的元素(Taylor & McLennan, 1985),尤其是该样品具有高Sr和Nd(79)的特征。因此,地壳混染对于煌斑岩的同位素和微量元素地球化学特征影响很小,不能用来解释YM-2富集同位素和微量元素特征,故样品YM-2的富集特征反映的是富集大陆岩石圈地幔以及煌斑岩母岩浆的特征。在此假设YM-2代表母岩浆,用AFC过程(DePaolo, 1981)进行同位素模拟,结果表明其他煌斑岩中混入的下地壳组分比例小于36%(图5)。

由于最原始煌斑岩样品(YM-2和XZ-4)富集同位素和微量元素,那么大陆岩石圈地幔必须富集大量不相容元素。这与煌斑岩地球化学特征相符,因为所有的煌斑岩都具有很高含量的Ba、Sr、Rb、K和LREE。另外,太行山地区下部大陆岩石圈地幔的同位素成分类似于Zindler & Hart (1986)所定义的EM I型地幔(具有低¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd值和相对高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值的富集地幔);由于存在古老地幔的交代作用,因此相对于HREE和Sr来说,大陆岩石圈地幔强烈富集LREE和Rb。支持煌斑岩来源于EM I型地幔这一结论的其他证据还包括样品具有低的U含量(Hofmann, 1997),且EM I型地幔在中国东部中生代玄武岩的研究中也有发现(Thompson *et al.*, 1989)。根据两个最原始煌斑岩样品的同位素成分计算的 t_{DM} 为1.45~1.5 Ga(表1),表明地幔富集事件发生在中元古代。然而, t_{DM} 的计算依赖于Sm/Nd值,这一比值在源区发生部分熔融的过程中将会发生改变,因此计算的 t_{DM} 值代表富集事件的最小年龄(Arndt and Goldstein, 1987)。Gao等(2002)最近发表的Re-Os同位素数据也表明,华北地区岩石圈地幔的富集可能发生在早中元古代。

关于太行山地区的地幔富集事件,目前存在两种解释模式:①俯冲的太平洋板块释放的熔体/流体发生交代作用(McKenzie, 1989);②岩石圈地幔与从软流圈运移出来的富挥发分、低密度的熔体发生反应并在其上的岩石圈堆积(Gibson *et al.*, 1995; Menzies *et al.*, 1993)。根据本文资料,两个最原始煌斑岩样品(YM-2和XZ-4)在蛛网图上具有很小的负Nb异常以及很弱的P、Ti异常(图4),这与其他煌斑岩样品(具有很大的Nb、P和Ti负异常)形成鲜明对比。理论上,这两个样品在蛛网图上的Nb(P和Ti)异常应该更小或缺失,因为它们经历了大量的辉石和角闪石(以及磷灰石)的分异,这种分异将显著减少样品中Nb、Ti和P的含量。笔者认为其他煌斑岩具有很大的负Nb(P和Ti)异常是因为存在地壳混染,而且同位素数据也证实存在这种地壳混染。这2个样品经地壳混染的程度很小,因而具有很小的Nb异常,故它们能反映大陆岩石圈地幔的特征。如果上述结论成立,那么地幔富集就可以由软流圈地幔衍生出来的熔体/流体交代

岩石圈地幔形成, 而与俯冲过程无关。这种交代事件使煌斑岩样品具有 EM I 型地幔的同位素特征(Gibson *et al.*, 1993, 1995)。其中, 中生代强烈的陆内扩展运动(Fan *et al.*, 2000; Ma, 1987; Qiao, 1988)引起的软流圈地幔上涌可能会为华北克拉通下部岩石圈地幔的部分熔融提供热量。

5 结论

太行山地区煌斑岩的成因是: 长期富集不相容元素的大陆岩石圈地幔发生了低程度的部分熔融, 熔融产生的熔体在上升过程中发生铁镁相矿物的结晶分异并受到下地壳的混染。大陆岩石圈地幔发生富集的原因是软流圈衍生的熔体/挥发交代了上部岩石圈地幔。

References

- Arndt N T and Goldstein S L. 1987. Use and abuse of crust_formation ages[J]. *Geology*, 15: 893~ 895.
- Basu A R, Wang J W, Huang W K, *et al.* 1991. Major element, REE, and Pd, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: Implications for their origin from suboceanic_ type mantle reservoirs[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 105: 149~ 149.
- Davis G A, Qian X L, Zheng Y D, *et al.* 1998. Mesozoic deformation and Plutonism in the Yunmeng Shan: a Chinese metamorphic core complex north of Beijing[A]. Yin A and Harrison T M. *The Tectonic Evolution of Asia*[C]. Cambridge University Press, 253~ 280.
- DePaolo D J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall_rock assimilation and fractional crystallization[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189~ 202.
- Fan W M, Zhang H F, Baker J, *et al.* 2000. On and off the north China craton: where is the Archean keel[J]? *Journal of Petrology*, 41: 933~ 950.
- Fowler M B & Henney P J. 1996. Mixed Caledonian appinite magmas: implications for Lamprophyre fractionation and high Ba_ Sr granite genesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 199~ 215.
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, *et al.* 2002. Re_ Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton[J]. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 198: 307~ 322.
- Gibson S A, Thompson R N, Leonardos O H, *et al.* 1995. The late Cretaceous impact of the Trindate mantle plume: evidence from large_volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil[J]. *Journal of Petrology*, 36: 189~ 229.
- Gibson S A, Thompson R N, Leat P T, *et al.* 1993. Ultrapotassic magmas along the flanks of the Oligo_ Miocene Rio Grant rift, USA: monitors of the zone of lithospheric extension and thinning beneath a continental rift[J]. *Journal of Petrology*, 34: 187~ 228.
- Griffin W L, Zhang A, O' Reilly, *et al.* 1998. Phanerozoic evolution of the Lithosphere beneath the Sino_ Korean craton[A]. Flower M F J, Chung S L, Lo C H, *et al.* *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*[C]. *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, 27: 107~ 126.
- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism[J]. *Nature*, 385: 219~ 229.
- Jahn B M, Auvray B, Shen Q H. *et al.* 1988. Archean crustal evolution in China: the Taishan Complex, and evidence for juvenile crustal addition from long_ term depleted mantle [J]. *Precambrian Research*, 38: 381~ 403.
- Ma Xingyuan. 1987. *Lithospheric Dynamics Map of China and Adjacent Seas (1:40000000)*, and Explanatory Notes[M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Masuda A, Nakamura N, Tanaka T. 1973. Fine structures of mutually normalized rare_earth patterns of chondrites[J]. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 37: 239~ 248.
- McKenzie D P. 1989. Some Remarks on the Movement of Small Melt Fractions in the Mantle[M]. *Earth and Planetary Science Letters*, 95: 53~ 72.
- Menzies M A, Fan W M & Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and Loss of > 120 km of Archean lithosphere, Sino_ Korean craton, China[A]. Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, *et al.* *Magmatic Processes and Plate Tectonics*[C]. Geological Society of London, Special Publication, 76: 71~ 81.
- Qiao G. 1988. Normalization of isotopic dilution analyses: a new program for isotope mass Spectrometric analysis[J]. *Scientia Sinica (ser. A)*, 31: 1263~ 1268.
- Rogers N W, James D, Kelley S P, *et al.* 1998. The generation of potassic Lavas from the eastern Virunga province, Rwanda[J]. *Journal of Petrology*, 39: 1223~ 1247.
- Shao Ji'an, Li Xianhua, Zhang Luqiao, *et al.* 1998. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Mesozoic bi_ modal dyke swarms in Nankou_ Guyaju, NW Beijing[J]. *Geochimica*, 30(6): 517~ 524 (in Chinese with English abstract).
- Sun S S & McDonough W E. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins*[C]. Geological Society of London, Special Publication, 42: 313~ 345.
- Tatsumoto M, Basu A R, Huang W K, *et al.* 1992. Sr, Nd, and Pb Isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM1 and EM2 in subcontinental lithosphere [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 113: 107~ 128.
- Taylor S R & McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*[M]. Blackwell, Oxford, 91~ 92.
- Thompson R N, Leat P T, Dickin A P. 1989. Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during Continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U. S. A[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 98: 139~ 153.
- Zindler A & Hart S R. 1986. Chemical geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493~ 571.

附中文参考文献

- 马杏垣. 1987. 1:4000000 中国及邻近海域岩石圈动力学图[M]. 北京: 地质出版社.
- 邵济安, 李献华, 张履桥, 等. 2001. 南口_ 古崖居中生代双峰式岩墙群形成机制的地球化学制约[J]. *地球化学*, 30(6): 517~ 524.