

湘东北钠质煌斑岩地幔源区特征及 成岩构造环境*

贾大成^{①②} 胡瑞忠^① 卢焱^② 谢桂青^① 丘学林^③

(^①中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳 550002; ^②吉林大学地球探测科学与技术学院, 长春 130026; ^③中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301)

摘要 在湘东北中生代陆内拉张带中发现了一组特殊的钠质煌斑岩. 在常量元素、微量元素和 Sr, Nd 同位素等与常见钾质煌斑岩具有明显差异. 岩石以富 Na₂O 高 TiO₂ 和 Nb, Ta, Nd, LREE 弱富集及不出现负钫异常为特征. 微量元素和 Sr, Nd 同位素组成具有洋岛玄武岩(OIB) 地幔源区性质, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值平均为 0.705332, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 初始比值平均为 0.512650, $\epsilon_{Nd}(t)$ 为 +3.5~+3.9, 构成特殊的钠质煌斑岩地幔源区, 其形成主要是来自软流圈含挥发分的流体/熔体交代岩石圈底部原始地幔. 测得钠质煌斑岩 Rb-Sr 等时线年龄为 136.61 Ma, 代表湘东北燕山晚期由挤压到拉张的构造转换时期. 钠质煌斑岩形成于大陆内部软流圈地幔上涌的地幔热点式构造环境. 软流圈地幔上涌是导致钠质煌斑岩形成和制约湘东北燕山晚期陆内拉张的主要地球动力学因素.

关键词 钠质煌斑岩 地幔源区 构造环境 成因 湘东北

近些年来, 由于煌斑岩与金矿的密切伴生关系和其特殊的产出构造环境^[1], 越来越引起人们的重视. 在以往研究的煌斑岩类型中, 以钙碱性煌斑岩和碱性煌斑岩中富钾煌斑岩为主, 而对碱性煌斑岩中钠质煌斑岩则少见报道, 近期在湘东北发现的钠质煌斑岩不仅提供了这一新的岩石类型, 同时也为探寻钠质煌斑岩的地幔源区性质和成岩构造环境提供了很好的研究条件. 对钾质煌斑岩的研究表明, 其地幔源区以富集型交代地幔为主^[2-6], 地幔源区或受到俯冲残留洋壳的交代, 或受到陆壳物质的混染, 形成富集 LILE, LREE 和低 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd、高 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, 负 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值的地幔源区, 其成岩构造环境多为现代或古陆缘活动带或岛弧带, 而钠质煌斑岩是否与钾质煌斑岩具有类似的地幔源区, 二者之间是否存在连续的地幔演化区间, 是否有相对独立的钠质煌斑岩地幔源区, 以及钠质煌斑岩的成岩构造环境等则是普遍关注的基础性问题. 目前已有的煌斑岩成因模式是否适合于钠质煌斑岩也是值得探讨的问题. 本文主要通过钠质煌斑岩的微量元素和 Sr, Nd 同位素来示踪源区特征, 并与钾质煌斑岩对比, 在此基础上分析钠质煌斑岩的地幔源区性质和成岩构造环境, 从而提出无论在地幔源区组成和成岩构造环境以及在岩石成因等方面, 钠质煌斑岩都是有别于钾质煌斑岩的一种新的煌斑岩类型. 在分析已有煌斑岩成因模式基础上, 提出钠质煌斑岩的软流圈流体/熔体与原始地幔交代的成因模式.

2002-06-25 收稿, 2002-08-22 收修改稿

* 国家杰出青年自然科学基金项目(批准号: 49925309)、中国科学院知识创新项目(编号: KZCX2-102, KZCX2-209)、中国科学院矿床地球化学开放研究实验室基金项目(编号: 2000)和中国科学院边缘海地质与古环境开放实验室基金项目(编号: BYH01A02)联合资助

和黑云母(5%~10%)等暗色矿物为主, 浅色矿物主要为斜长石(40%~50%), 副矿物主要为磷灰石, 钛铁矿, 磁铁矿, 榍石及锆石. 岩石具有较为典型的煌斑结构、嵌晶结构, 斑晶多为角闪石、辉石、黑云母和斜长石, 斑晶与基质矿物相同. 钠质煌斑岩脉在地表形成球状风化, 在球状风化内部和局部人工露头常可见到新鲜岩石, 新鲜岩石蚀变较弱, 主要为绿泥石化和绢云母化.

煌斑岩 SiO_2 变化在 45.78%~51.63% 间, FeO , MgO , Na_2O 含量较高, 属基性岩类. $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 为 4.05%~6.56%, σ 值在 12.52%~2.05% 之间, 多数 >7 , 属于碱性煌斑岩. Na_2O 含量为 2.79%~4.08%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值均 <1 (平均 0.54), 属富钠岩系, 比 Wimmenauer 提出的钠质棕闪煌斑岩更富 Na_2O (表 2)^[9], 在 Rock 提出的煌斑岩分类图中^[10], 落在碱性煌斑岩范围内, 在路凤香对碱性煌斑岩的进一步分类图解中^[11], 岩石全部投在钠质煌斑岩区, 并与云南老王寨钾质煌斑岩形成明显不同的两个区(图 3), 表明湘东北煌斑岩属于钠质煌斑岩. 该钠质煌斑岩的另一显著特征是高钛, TiO_2 含量 1.75~3.17 (表 2), 在 TiO_2 - $\text{Mg}^\#$ 相关图中与峨眉山高钛型玄武岩一样^[12], 属于高钛基性岩类.

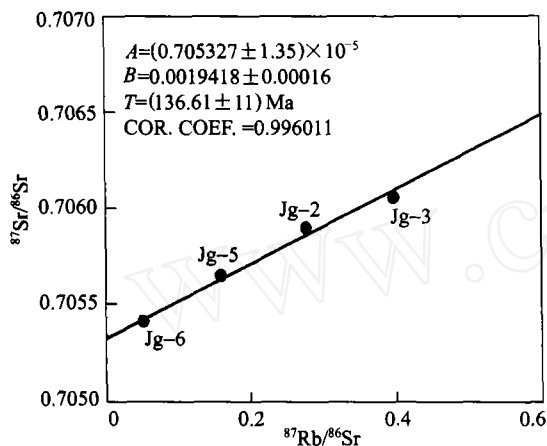


图 2 湘东北钠质煌斑岩铷-锶年龄等时线图

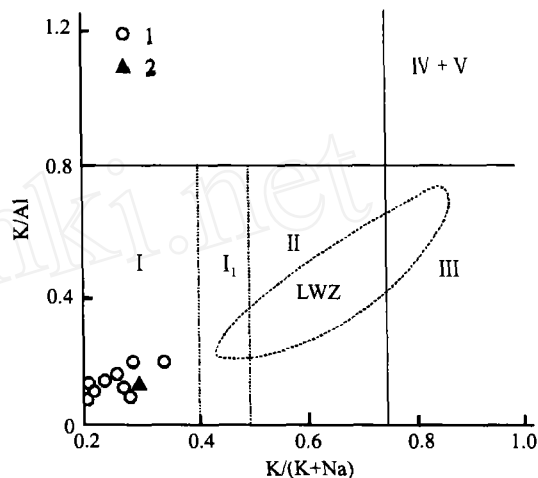


图 3 煌斑岩类分类图解^[11]

I 示钠质煌斑岩; I₁ 示弱钾质煌斑岩; II 示钾质煌斑岩; III 示超钾质煌斑岩; IV 示过钾质煌斑岩; V 示钾镁煌斑岩. 1 示湘东北钠质煌斑岩; 2 示棕闪煌斑岩(Wimmenauer^[9]. LWZ 示云南老王寨钾质煌斑岩^[2])

2 钠质煌斑岩地幔源区特征

2.1 微量元素

微量元素原始地幔标准化表明湘东北钠质煌斑岩 LILE 富集并不明显, 有的样品甚至出现 K, Sr 的弱亏损, 高场强元素中略富集 Ta, Nb, Nd, P 等, Ti, Zr, Hf 并未出现亏损和富集, 而重稀土元素 Yb, Y, Lu 亏损, 具有较为典型的 OIB 型地幔源区特征(图 4), 明显不同于与俯冲带相关的高 K/Ti-低 Ti 富钾质岩石^[13]. K, Sr 的亏损可能有富 K, Sr 源区低程度部分熔融和幔源区有富钾角闪石和金云母结晶分异两种可能^[14], 由于不存在明显的负 Eu 异常和 δEu 不随 $\text{Mg}^\#$ 值而规律性变化(表 2, 表 3), 以及 La/Sm 与 La 之间呈现正相关性, 表明岩浆作用是以部分熔融为主, 所以其部分 K, Sr 的亏损可能是地幔源区性质的反映.

表2 湘东北钠质煌斑岩岩石化学成分分析结果表(%)^{a)}

元素	闪斜煌斑岩(Jg2)	闪斜煌斑岩(Jg3)	棕闪煌斑岩(Jg4)	棕闪煌斑岩(Jg5)	棕闪煌斑岩(Jg6)	闪斜煌斑岩(Jg7)	闪辉正煌岩(Jg8)	棕闪煌斑岩(Jg9)	棕闪煌斑岩(Jg10)	棕闪煌斑岩(ZY)
SiO ₂	51.63	50.99	47.31	46.49	48.42	48.19	47.82	47.17	45.78	44.67
TiO ₂	2.12	1.75	2.75	2.50	2.60	2.28	2.64	3.17	2.75	2.46
Al ₂ O ₃	15.82	16.06	15.35	17.01	14.64	16.14	13.25	13.88	13.98	14.35
Fe ₂ O ₃	4.30	4.00	5.92	5.60	5.75	3.75	4.72	5.70	5.72	4.50
FeO	5.10	5.70	5.98	5.90	5.95	5.56	5.92	5.90	5.78	7.19
MnO	0.14	0.13	0.16	0.21	0.20	0.13	0.15	0.18	0.14	-
MgO	5.50	6.60	6.70	7.30	7.00	6.53	6.58	6.46	5.51	7.02
CaO	7.00	7.70	6.70	6.60	6.90	4.69	6.83	7.51	7.66	9.45
Na ₂ O	3.00	2.79	3.71	3.33	3.89	3.66	3.78	4.02	4.08	2.99
K ₂ O	1.33	1.26	1.88	1.91	1.42	2.90	2.06	2.16	1.82	1.91
P ₂ O ₅	0.63	0.50	1.00	1.17	1.10	0.67	0.98	0.61	0.75	-
LOS	2.91	1.83	1.96	1.60	1.40	4.24	2.12	2.87	5.22	4.7
Na ₂ O+K ₂ O	4.33	4.05	5.59	5.24	5.31	6.56	5.84	6.18	5.90	4.90
K ₂ O/Na ₂ O	0.44	0.45	0.51	0.57	0.37	0.79	0.54	0.54	0.45	0.64
σ	2.17	2.05	9.44	7.87	5.20	8.29	7.08	9.16	12.52	14.38
Mg#	52.1	56.0	51.4	54.4	52.9	56.3	53.9	66.11	62.67	52.7

a) 表内 Jg2~Jg10 为本文分析, 由中国科学院地球化学研究所分析实验室李荪蓉完成, 精度优于 2%; ZY: Wimmenauer 提出的棕闪煌斑岩^[19]. $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2/\text{SiO}_2 - 43$; $\text{Mg}\# = 100 \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$

表3 湘东北钠质煌斑岩微量元素含量表^{a)}/μg·g⁻¹

元素	Jg2	Jg3	Jg4	Jg5	Jg6	元素	Jg2	Jg3	Jg4	Jg5	Jg6
Sc	14.48	17.54	15.24	16.71	16.23	La	23.677	22.679	58.567	64.154	64.041
V	154.15	158.78	232.16	249.87	257.20	Ce	48.169	44.897	120.39	123.96	119.23
Cr	112.99	166.62	101.92	101.81	99.97	Pr	5.613	5.678	14.088	15.417	15.212
Co	42.01	45.92	43.27	47.70	50.31	Nd	24.652	24.832	60.229	65.681	65.428
Ni	106.92	125.68	99.38	97.35	98.95	Sm	6.260	6.413	12.322	13.233	13.793
Cu	42.40	45.13	40.81	37.77	35.39	Eu	2.046	2.149	3.913	4.179	4.215
Zn	123.26	127.83	161.86	154.76	177.12	Gd	5.751	6.585	10.583	11.995	11.933
Cs	1.90	2.47	1.39	0.93	0.74	Tb	0.852	0.953	1.331	1.525	1.472
Sr	539.46	521.93	1015.8	865.46	865.10	Dy	4.644	5.21	6.939	7.505	7.427
Rb	49.05	55.64	63.28	40.19	29.65	Ho	0.792	0.99	1.134	1.253	1.219
Ba	408.33	448.55	644.12	769.32	509.61	Er	2.119	2.346	2.741	2.996	2.894
Th	4.05	3.55	7.19	6.54	6.51	Tm	0.285	0.31	0.321	0.34	0.341
U	0.92	0.85	1.73	1.61	1.63	Yb	1.572	1.685	1.876	1.966	2.002
Ta	1.97	1.82	5.54	5.22	5.24	Lu	0.184	0.249	0.228	0.227	0.226
Nb	35.90	32.46	98.89	93.84	94.96	δEu	1.05	1.02	1.06	1.02	1.01
Zr	173.82	160.37	427.01	390.67	399.99	ΣREE	126.62	124.98	294.66	314.43	309.43
Hf	4.56	4.52	10.75	10.12	10.23	(La/Yb) _n	12.87	9.11	25.67	28.25	28.33
Y	27.14	29.64	30.75	36.18	34.08						

a) 表内数据由中国科学院地球化学研究所漆亮完成, 分析方法 ICP-MS, 精度优于 5%; 岩性同表 2

高场强元素 Nb/Ta 比值为 17.88~18.25, 平均为 18.01, Zr/Hf 比值为 35.46~39.11, 平均为 38.19, 分别与原始地幔(Nb/Ta = 17.5 ± 2.0; Zr/Hf = 36.27)相近并略高于原始地幔, 远高于大陆地壳值(Nb/Ta = 12~13; Zr/Hf = 11), 表明岩浆源区和上升过程中受地壳混染作用不大. 火山岩的 Nb/Ta 分异与地幔源区的熔融有关, 因为地幔矿物(单斜辉石、斜方辉石和橄榄石等)中的分配系数一般具有 $D_{\text{Nb}}/D_{\text{Ta}} < 1$ 的关系^[15], 所以由原始地幔熔融作用生成岩浆熔体的 Nb/Ta 比值应

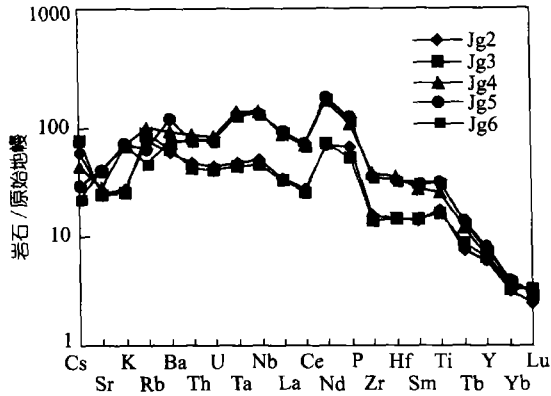


图 4 湘东北钠质煌斑岩微量元素原始地幔蛛网图中样号及岩性同表 2; 原始地幔据文献[17]

略大于原始地幔比值^[16], 从而反映湘东北钠质煌斑岩起源于原始地幔的部分熔. 利用 Nd 归一化的原始地幔标准化 La, Ce, P, Zr, Ti 和 Y 曲线构成右倾斜的非发散型分布, 表明源区成分较均一, 未受到地壳物质的明显混染.

由于强不相容元素(Rb, Ba, Th, Nb, Ta, La 等)具有相似的全岩配分系数, 部分熔融和结晶分离过程都不会造成这些元素之间的强烈分异, 因此这些元素之间的比值亦可以直接用来示踪地幔源区特征^[18], 在不同元素比值相关图中, 湘东北钠质煌斑岩均一致地落在 OIB 型地幔源区(图 5).

对现代大洋岛屿玄武岩的研究表明, OIB 型地幔源区的产生是在地幔羽源区两种不同组分的混合, 或是相对亏损的地幔物质与同位素存在明显区别的软流圈地幔在上升过程中混合, 或由软流圈地幔与岩石圈原始地幔混合^[19,20], 地幔柱构造条件和软流圈地幔上涌是形成 OIB 型地幔源区的主要制约因素. 由于排除了地壳物质大规模混染的可能和所有岩石投点均靠近原始地幔(图 5), 所以湘东北钠质煌斑岩的 OIB 型地幔源区可能主要是软流圈地幔上升并交代较均一的原始地幔而形成的, 钠质煌斑岩是这种特殊地幔源区岩浆的地表“露头”.

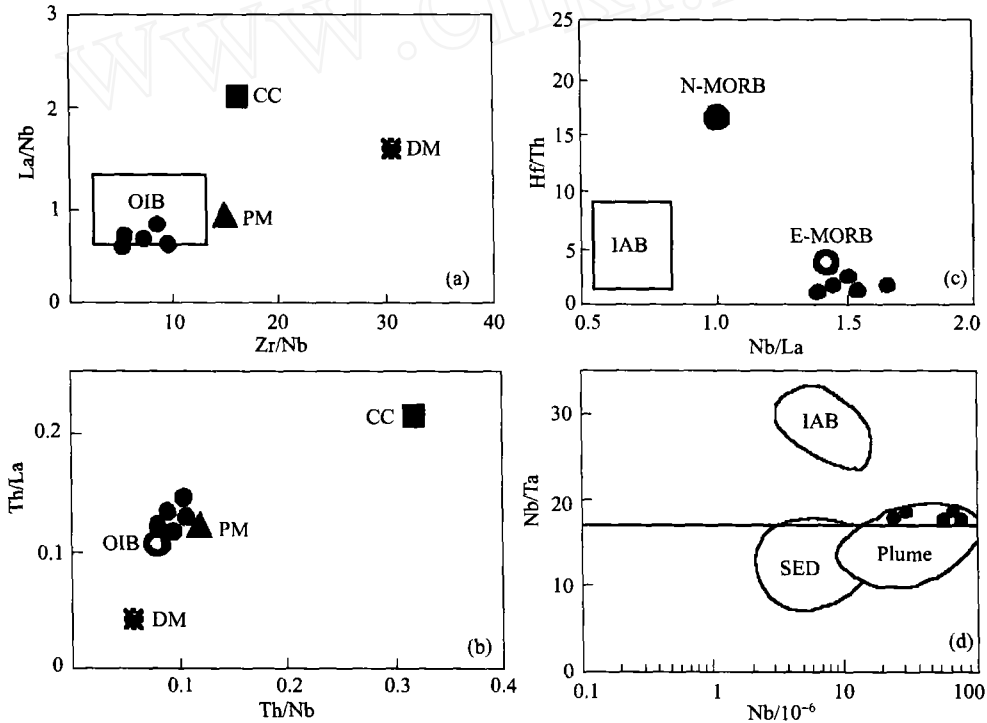


图 5 湘东北钠质煌斑岩元素比值相关图

PM 示原始地幔; DM 示亏损地幔; CC 示大陆地壳; OIB 示洋岛玄武岩; IAB 示岛弧玄武岩; N-MORB 示正常洋中脊玄武岩; E-MORB 示过渡型洋中脊玄武岩; SED 示沉积物; Plume 示地幔柱; 数据来源据文献[18], [19]

2.2 Sr, Nd 同位素

利用 Rb-Sr 等时线年龄计算湘东北钠质煌斑岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值平均为 0.705332, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始比值平均为 0.512650, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 +3.5~+3.9(表 1), 表现 Nd 同位素的弱亏损, 具有较为均一的洋岛玄武岩(OIB)地幔源区性质(图 6), 与微量元素所反映的成因意义相一致. 钠质煌斑岩 Sr, Nd 同位素组成与 Kerguelen 火山岩相一致(图 6), Storey 等(1989)在进一步研究中, 将 Kerguelen 火山岩系中的煌斑岩作为 Kerguelen 地幔柱头部的标志^[27]. 目前比较一致认为大陆内部 OIB 型火山岩起源于 670 km 处的地震不连续面以及核-幔边界过渡层^[28], 由于钠质煌斑岩的 Sr, Nd 同位素和微量元素均未偏离 OIB 型火山岩的组成, 反映软流圈地幔参与了地幔源区组成, 并且软流圈地幔上涌导致地幔柱的成岩构造环境.

与国内煌斑岩, 如云南老王寨钾质煌斑岩^[2]、滇西钾质煌斑岩^[3]、藏北钾质煌斑岩^[4]、山东钾质煌斑岩^[6,21]、锡矿山钙碱性煌斑岩^[22]及澳大利亚钾镁煌斑岩^[5]等富集型地幔特征相比形成较大差异(图 6), 表明钠质煌斑岩与钾质煌斑岩及钙碱性煌斑岩具有各自不同的地幔源区. 湘东北钠质煌斑岩虽然与海南岛戈枕钠质煌斑岩和胶东焦家金矿钠质煌斑岩的主元素相似, 但后者 Sr 同位素明显增高^[23,24], 显示原始地幔与陆壳物质混合的交代地幔源区特征(图 6). 湘东北钠质煌斑岩的 Sr, Nd 同位素组成与国内地幔柱条件下的火山岩, 如峨眉山玄武岩^[12]、甘肃西秦岭新生代钾霞橄黄长岩^[25]和秦岭元古代玄武岩^[29]等, 有相似的地幔源区(图 6).

对于 OIB 型火山岩地幔源区的同位素研究表明, 不同洋岛玄武岩大致呈互相平行的排列(mantle arrays), 表示 OIB 型火山岩地幔源区是不同地幔端元不同程度的混合^[20]. 湘东北钠质煌斑岩位于地幔排列线附近的右侧, 并不靠近任何一个地幔端元, 而位于 HIMU, EM1 和 EM2 之间, 可能反映了多种不同地幔端元的混合性质. 湘东北钠质煌斑岩虽然表现 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) > 0$, 但 $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} < 0$ (-0.38~-0.43), 造成这种现象被认为是与地壳混染和地幔交代两种作用有关^[30]. 由于微量元素已经排除了地壳物质混染的可能, 因此, 对其合理的解释是地幔源区受到地幔交代作用. 事实上来自软流圈的地幔柱物质上升达到岩石圈地幔不可避免地会交代岩石圈原始地幔, 湘东北钠质煌斑岩 Nd 同位素弱亏损和 Sr 同位素弱富集的特征也表明来自软流圈含挥发分的流体/熔体交代岩石圈原始地幔, 这种地幔交代主要发生在岩石圈低部热边界层, 形成 LILE, LREE 弱富集和 K, Sr 弱亏损的异常地幔源区, 微量元素 Nb/Ta 和 Zr/Hf 比值均略高于原始地幔也可能是这种交代异常地幔源区的表现. 需要指出的是, 这种软流圈含挥发分的流体/熔体与岩石圈原始地幔之间的交代和原始地幔与再循环残留洋壳以及陆壳物质之间的交代不同, 并未造成 Nd, Sr 同位素大范围变化和

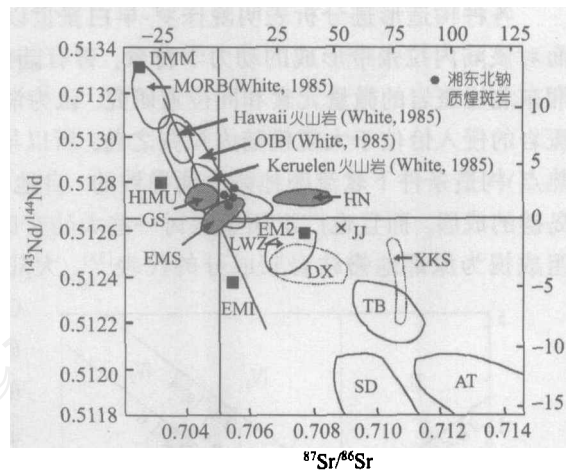


图 6 湘东北钠质煌斑岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图
LWZ 示老王寨钾质煌斑岩^[2]; DX 示滇西钾质煌斑岩^[3]; TB 示藏北钾质煌斑岩^[4]; SD 示鲁东、鲁西钾质煌斑岩^[6,21]; XKS 示锡矿山钙碱性煌斑岩^[22]; AT 示澳大利亚钾质煌斑岩^[5]; HN 示海南岛戈枕钠质煌斑岩^[23]; JJ 示胶东焦家金矿钠质煌斑岩^[24]; GS 示甘肃西秦岭新生代钾霞橄黄长岩^[25]; EMS 示峨眉山玄武岩^[12]; DMM 示亏损地幔; HIMU 示高 U/Pb 值地幔; EM1 示富集地幔 1; EM2 示富集地幔 2; 地幔端元数据引自文献^[19]

LILE, LREE 强烈富集以及 Ta, Nd 的亏损. 这就较好地解释了湘东北钠质煌斑岩 Nd 同位素弱亏损而 Sr 同位素和 LILE, LREE 弱富集以及 Na_2O 和 TiO_2 富集的特征, 从而推测钠质煌斑岩浆起源于岩石圈低部热边界层.

3 讨论

湘东北钠质煌斑岩形成于 136 Ma 的华南大陆内部, 虽然与中生代伊泽奈奇大洋板块俯冲的时代相近^[31], 但由于微量元素标准化图中并未出现 LILE 的强烈富集和 Nd, Ta 及 Ti 的亏损(图 3), 与大洋板块俯冲有关的火山岩微量元素配分形式明显不同, 表明当时大洋板块的俯冲并没有影响到该区, 仍属于大陆内部的构造环境.

各种构造形迹分析表明晚侏罗-早白垩世以后, 湘桂东部处于陆内拉张的构造环境^[7], 然而对该陆内拉张带形成的动力学背景, 曾有陆内裂谷和陆内剪切拉张等不同认识, 通过上述湘东北煌斑岩的微量元素和同位素研究, 认为湘东北存在陆内地幔柱(或热点), 136 Ma 钠质煌斑岩的侵入恰位于大规模陆内拉张之前, 所以早白垩世以后的陆内拉张首先是陆内地幔柱(或热点)构造条件下软流圈地幔上涌导致的. 自地幔柱假说提出以来^[32], 不仅成功地阐明了大洋岛链的成因, 而且也广泛用于探讨一些大陆玄武岩的成因, 并将洋岛玄武岩(OIB)的地球化学组成视为深部地幔柱岩浆成分的代表^[33], 大陆玄武岩是否来自地幔柱源区一般都是通过与

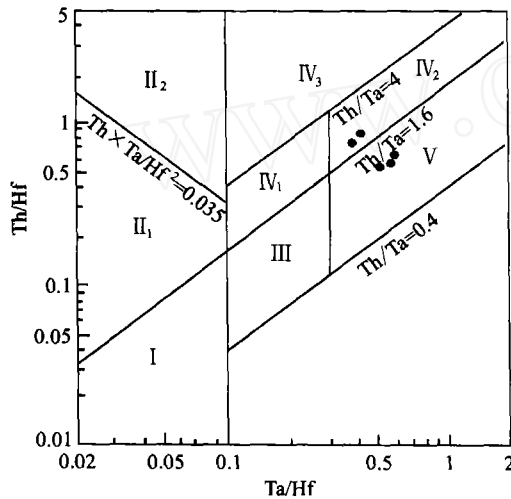


图 7 湘东北钠质煌斑岩 Th/Hf-Ta/Hf 图解

I 示板块发散边缘; II₁ 示大洋岛弧玄武岩区; II₂ 示大陆岛弧及陆缘火山弧玄武岩区; III 示 T-MORB, E-MORB 区; IV₁ 示陆内裂谷拉斑玄武岩区; IV₂ 示陆内裂谷碱性玄武岩区; IV₃ 示大陆拉张带(或初始裂谷)玄武岩区; V 示地幔柱玄武岩区. 原图引自文献[26]

OIB 的化学成分和同位素组成对比来确定的. 确定地幔柱存在的另外两个主要因素是大规模的热动力异常活动和软流圈地幔的上涌. 湘东北钠质煌斑岩微量元素和 Sr, Nd 同位素均一致反映了 OIB 型地球化学组成, 在 Th/Hf-Ta/Hf 图解中亦反映为地幔柱的构造环境(图 7). 在湘东北地区钠质煌斑岩侵入之前有大规模的燕山早期陆壳重熔型花岗岩质岩石侵入, 形成穹隆状热点式岩体, 钠质煌斑岩侵入之后亦形成大规模的非造山型花岗岩^[34], 在长沙春华山和高桥, 浏阳应家山和西楼上白垩统戴家坪组地层中有两个橄榄玄武岩层, 下部层位厚 20 m, 上部层位厚 10 m^[8], 表明伴随钠质煌斑岩侵入存在大规模的热动力活动, 体现为基性岩浆和酸性岩浆活动的热事件, 地幔柱的热能首先导致古老陆壳发生重熔形成酸性岩浆, 随后是基性岩浆的喷发. 穿越湘东南的台湾-黑水地学断面证实

在湘东南及其北东向岩石圈拉张减薄带存在软流圈地幔上涌的低速带^[35]. 这些均反映湘东北钠质煌斑岩形成于地幔柱的构造环境, 地幔柱的活动是导致中生代陆内岩石圈拉张的动力学背景. 中国东南部燕山期区域构造经历了从早、中侏罗世的挤压、剪切到早白垩世拉张两个明显不同的构造演化阶段, 对湘东南玄武质岩石的研究亦提出湘东南为一燕山晚期的岩石圈拉张减薄带^[36]. 湘东北煌斑岩的侵入恰处于燕山晚

期岩石圈拉张的初始阶段,反映为地壳挤压后松弛—拉张时期产物,显示中国东南部燕山晚期存在一个构造转换时期,该构造转换时期可能与大别造山带 140~85 Ma 伸展作用相似^[37],以深部软流圈地幔上涌为先导,受陆内地幔热点构造控制.由于钠质煌斑岩在矿物成分、常量元素、微量元素和 Sr, Nd 同位素,以及地幔源区和成岩构造环境等方面与钾质煌斑岩存在较大的差异,表明两者之间不可能存在必然的成因和演化联系,这是否暗示有独立的钠质煌斑岩浆存在,仍需进一步研究证实.目前对于煌斑岩的成因模式主要有 3 种认识:(i) 富集型交代地幔的部分熔融模式,煌斑岩是较高 ϵ_{Sr} 和较低 ϵ_{Nd} 地幔源区的不同程度部分熔融的结果,地幔交代与再循环的洋壳或地壳物质混染有关,如云南老王寨钾质煌斑岩,滇西钾质火山岩,鲁西富钾火山岩和胶东钾质煌斑岩;(ii) 基性岩浆与陆壳混染模式,来自地幔源区的镁铁质岩浆在上升到角闪石稳定的地壳下部与地壳物质混染,形成高 ϵ_{Sr} 和低 ϵ_{Nd} 地幔源区煌斑岩质岩浆,西澳大利亚 Yilgarn 地区钙碱性煌斑岩具有类似的成因^[38];(iii) 结晶分异模式,由于岩浆结晶分异或熔离分异使岩浆偏基性组分富集于岩浆房下部成为煌斑岩浆,待上部凝固后,下部煌斑岩浆沿断裂侵入^[39].这些成因模式均无法解释钠质煌斑岩较低 ϵ_{Sr} 和较高 ϵ_{Nd} 和 LILE 富集不明显以及不出现 Ta, Nb, Ti 亏损的性质,较为合理的成因模式应是软流圈地幔流体/熔体与原始地幔交代,形成较低 ϵ_{Sr} 和较高 ϵ_{Nd} 和 LILE 以及 Ta, Nb, Ti 微弱富集的异常地幔源区,这种异常地幔源区的部分熔融形成钠质煌斑岩,表现为一种特殊的成因模式.

4 结论

湘东北煌斑岩的岩石化学和微量元素反映为富钠质的煌斑岩,与国内常见的钙碱性煌斑岩和钾质煌斑岩明显不同,属富 Na_2O , 高 TiO_2 的钠质煌斑岩类.微量元素和 Sr, Nd 同位素与典型洋岛玄武岩地球化学性质一致.

钠质煌斑岩具有 Nd 同位素弱亏损和 Sr 同位素弱富集的地幔源区特征,与钙碱性煌斑岩、钾质煌斑岩和钾镁煌斑岩的地幔源区明显不同,反映钠质煌斑岩具有一种相对独立的地幔源区,与钾质煌斑岩的地幔源区不存在同源演化关系.这种钠质煌斑岩地幔源区的形成主要是来自软流圈含挥发分的流体/熔体交代岩石圈底部原始地幔,陆壳物质很少参与这种深部地幔交代作用.钠质煌斑岩可能就是这种深部地幔交代作用所形成的富集 NaO_2 , TiO_2 和 LILE, LREE 弱富集及 K, Sr 弱亏损异常地幔源区的直接产物,体现出一种软流圈地幔流体/熔体与原始地幔交代的特殊的煌斑岩成因模式.

钠质煌斑岩形成于大陆内部,微量元素和 Sr, Nd 同位素反映早白垩世湘东北地区并非处于西太平洋板块的活动大陆边缘,而是处于具有地幔柱特征的陆内地幔热点式构造环境.陆内地幔热点(或地幔柱)导致了早白垩世以后湘东北以及湘东南地区的大规模陆内拉张.钠质煌斑岩脉的形成可能代表湘东北早期(136.61 Ma)的地幔上涌和拉张作用的开始,反映地壳挤压后松弛-拉张时期产物,显示中国东南部燕山晚期由挤压到拉张这一构造转换时期的存在,同时也表明湘东北早期的陆内拉张是软流圈地幔上涌导致的主动式.

致谢 中国科学院地质与地球物理所张任祜研究员在同位素分析方面给予了大力帮助,在成文过程中与黄智龙研究员进行了有益探讨并提出了宝贵意见,在此谨致谢忱.

参 考 文 献

- 1 翟明国, 扬进辉, 刘文军. 胶东大型黄金矿集区及大规模成矿作用. 中国科学, D 辑, 2001, 31(7): 545~552
- 2 黄智龙, 刘丛强, 朱成明, 等. 云南老王寨金矿区煌斑岩成因及其与金矿化的关系. 北京: 地质出版社, 1999. 30~112
- 3 李献华, 周汉文, 韦刚健, 等. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约. 地球化学, 2002, 31(1): 26~34
- 4 张玉泉, 谢应文, 李献华, 等. 青藏高原东部钾玄岩系岩浆岩同位素特征: 岩石成因及其构造意义. 中国科学, D 辑, 2000, 30(5): 493~498
- 5 Fraser K J, Hawkesworth J, Erlank A J, et al. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth Planet Sci Lett*, 1985/1986, 76: 57~70
- 6 邱检生, 王德滋. 鲁西中生代富钾火山岩及煌斑岩微量元素和 Nd-Sr 同位素研究. 高校地质学报, 1997, 3(4): 384~395
- 7 傅昭仁, 李紫金, 郑大瑜. 湘赣边区 NNE 向走滑造山带构造发展样式. 地学前缘, 1999, (4): 263~272
- 8 湖南省地质矿产局. 湖南省地质区域地质志. 北京: 地质出版社, 1988. 417~467
- 9 邱家骥. 岩浆岩岩石学. 北京: 地质出版社, 1985. 161~165
- 10 Rock N M S. *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie, 1990. 6~28
- 11 路凤香, 舒小辛, 赵崇贺. 有关煌斑岩分类的建议. 地质科技情报, 1991, 10(增刊): 55~62
- 12 宋谢炎, 候增谦, 曹志敏, 等. 峨眉山火山岩省的岩石地球化学特征及时限. 地质学报, 2001, 75(4): 498~506
- 13 Rogers N W. Potassic magmatism as a key to trace-element enrichment processes in the upper mantle. *J Volcan Geother Res*, 1992, 50: 85~99
- 14 Fitton J G, Dunlop H M. The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 1985, 72: 23~38
- 15 徐义刚. 微量元素在尖晶石相和石榴石相橄榄石中的分布. 中国科学, D 辑, 2000, 30(3): 307~314
- 16 Münch U. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chemical Geology*, 1998, 144: 23~45
- 17 Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 1997, 385: 219~229
- 18 Taylor S R, McClelland S. *The continental crust: composition and evolution*. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1985. 209~230
- 19 Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 104: 381~397
- 20 Hart S R, Hauri E H, Oschmann L A, et al. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 1992, 256: 517~520
- 21 Stein M, Hofmann A W. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, 1995, 372: 63~68
- 22 Sun J G, Hu S X, Liu J M, et al. A study of Sr, Nd and O isotopes of the K-rich melanocratic dikes in the Late Mesozoic gold field in the Jiaodong Peninsula. *Acta Geologica Sinica*, 2001, 75(4): 432~444
- 23 谢桂青, 彭建堂, 胡瑞忠, 等. 湖南锡矿山锡矿区煌斑岩的地球化学特征. 岩石学报, 2001, 17(4): 629~636
- 24 许德如. 海南岛戈枕金矿带煌斑岩的岩石地球化学研究. 大地构造与成矿学, 1999, 23(4): 353~360
- 25 徐红, 徐光平. 胶东煌斑岩的地球化学特征及成因探讨. 岩石矿物学杂志, 2000, 19(1): 36~43
- 26 喻学惠, 莫宜学, Flower M, 等. 甘肃西秦岭新生代钾霞橄黄长岩火山作用及其构造意义. 岩石学报, 2001, 17(3): 366~377
- 27 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 玄武岩形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. 岩石学报, 2001, 17(3): 413~421
- 28 Storey M, Saunders A D, Tarney J, et al. Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume. *Nature*, 1989, 338: 574~578
- 29 Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 57: 421~436
- 30 张本仁. 秦岭地幔柱源岩浆活动及其动力学意义. 地学前缘, 2001, 8(3): 57~66
- 31 Norry M J, Fitton J G. Composition differences between oceanic and continental basic lavas and significance. In: Hawkesworth C J, Norry M J, ed. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva Pub, 1983. 5~19
- 32 Hsu K J, Li J L, Chen H H, et al. Tectonics of south China: Key to understanding west Pacific geology. *Tectonophysics*, 1990, 183: 9~39
- 33 Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 1971, 230: 42~43
- 34 Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 57: 421~436
- 35 贾大成, 胡瑞忠. 湘东北构造活化期花岗岩形成构造环境及成因. 大地构造与成矿学, 2001, 25(4): 277~281
- 36 袁学诚. 台湾-黑水地学断面. 见: 中国地球物理学会年刊. 北京: 地震出版社, 1990. 12~36
- 37 赵振华, 包志伟, 张伯友. 湖南中生代玄武岩类地球化学特征. 中国科学, D 辑, 1998, 28(增刊): 7~14
- 38 许长海, 周祖翼. 大别造山带 140~85 Ma 热隆伸展作用——年代学约束. 中国科学, D 辑, 2001, 31(11): 925~937
- 39 Currie K L, Williams P R. An Archean cala-alkaline lamprophyre suit, northeastern Yigarn Block, Western Australia. *Lithos*, 1993, 31: 33~50