

中国东南沿海中-新生代玄武岩微量元素和 Nd-Sr-Pb 同位素研究¹

谢昕¹ 徐夕生¹ 邹海波² 邢光福³

XIE Xin¹, XU XiSheng¹, ZOU HaiBo² and XING GuangFu³

1. 南京大学地球科学系, 南京 210093;

2. 佛罗里达州立大学地球科学系, Tallahassee, FL32306, USA;

3. 中国地质科学院南京地质矿产研究所, 南京 210016.

1. Department of Earth Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China;

2. Department of Geological Sciences, Florida State University, Tallahassee, FL32306, USA;

3. Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Nanjing 210016, China.

2001-01-11 收稿, 2001-06-18 改回.

Xie X., Xu X.S., Zou H.B. and Xing G.F. 2001. Trace element and Nd-Sr-Pb isotope studies of Mesozoic and Cenozoic basalts in coastal area of SE China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(4): 617-628

Abstract Trace element and Nd-Sr-Pb isotopic compositions of mantle xenolith-free Mesozoic basalts and mantle xenolith-bearing Cenozoic basalts in the coastal area of SE China are studied to provide an insight into the nature of their mantle sources and processes. The Mesozoic basalts have negative Ta, Nb and Hf anomalies, low Ce/Pb, Nb/U and high La/Nb ratios, similar to those for island arc volcanics and continental crustal rocks, suggesting a mixing of chemical components of mantle and the continental crust during the generation and ascending of the magma. In contrast, the Cenozoic basalts have positive Ta, Nb anomalies and negative Pb anomalies, high Ce/Pb, Nb/U and low La/Nb ratios, similar to those for oceanic island basalts (OIB); in addition, their Nd-Sr isotopic compositions are similar to those for Hawaiian basalts, so they haven't been significantly contaminated by crustal components. Furthermore, the negative relationship between $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and the positive relationship between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ suggest that the Cenozoic basalts in the studied area were generated from the intermediate-depleted asthenospheric mantle and EMII component.

Key words Basalts, Trace elements, Isotopes, Mesozoic, Cenozoic, Coastal area of SE China.

摘要 本文对中国东南沿海不含幔源包体的中生代玄武岩和含幔源包体的新生代玄武岩进行了微量元素和 Nd-Sr-Pb 同位素对比研究。中生代玄武岩呈 Ta、Nb 和 Hf 负异常, 低 Ce/Pb、Nb/U 比值和高 La/Nb 比值, 与岛弧火山岩和陆壳岩石的微量元素特征相类似, 说明在岩浆生成和上升过程中, 幔源组分受到了陆壳组分的混染。新生代玄武岩呈 Ta、Nb 正异常和 Pb 负异常, 高 Ce/Pb、Nb/U 比值和低 La/Nb 比值, 与海岛玄武岩(OIB)相类似, Nd-Sr 同位素成分与夏威夷玄武岩类似, 因而它们未受明显的陆壳混染。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 之间的负相关关系和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 之间的正相关关系说明本区新生代玄武岩起源于中等亏损程度的软流圈地幔, 并与 EMII 富集地幔组分发生了混合。

关键词 玄武岩; 微量元素; 同位素; 中生代; 新生代; 中国东南沿海

中图法分类号 P588.145; P597

• 本文得到国家重点基础研究计划(G1999043202)和国家自然科学基金项目(49872029)的资助。

第一作者简介: 谢昕, 男, 1976年7月生, 硕士研究生, 岩石学专业。

1 引言

中国东南沿海是西太平洋大陆边缘的重要组成部分,这里广泛分布中-新生代玄武岩。这些玄武岩与主要的 NNE-NEE 方向区域性断裂带密切相关。目前对于中国东南部的中-新生代玄武岩已经分别作了不少岩石学、微量元素和 Nd-Sr-Pb 同位素的研究(如:周新华和朱炳泉,1992;樊祺成和刘若新,1992;俞云文等,1993; Chung *et al.*, 1994; 1995; 陈荣和周金城,1999; 杨祝良等,1999; Zou *et al.*, 2000 等),但是对于中国东南沿海地区中-新生代玄武岩的微量元素和 Nd-Sr-Pb 同位素的对比性研究仍是一个薄弱环节,本文试图就此方面进行初步的探讨,以期深入认识中-新生代玄武岩岩浆源区及成岩方面的信息。

东南沿海中生代玄武岩和新生代玄武岩在宏观地质上有着明显的差别。中生代玄武岩与同时代的流纹岩类密切共生,常构成双峰式火山岩或夹有过渡性成分的中性岩类而构成复合岩流,并且玄武岩的数量(厚度/体积)远小于流纹岩类。对于它的成因至今仍存在分歧,主要观点包括:(1)玄武岩起源于壳幔过渡带(俞云文,1993;毛建仁,1994);(2)起源于亏损地幔但受到了地壳物质的明显混染或与酸性岩浆发生过混合(徐步台等,1990;冯宗帜等,1991);(3)起源于富集地幔(Xing *et al.*, 1999; 杨祝良等,1999)。东南沿海新生代火山岩以玄武岩为主,玄武岩一般分布在大陆边缘张裂带,在张裂陷带的中央分布晚白垩-早第三纪的火山岩,两侧分布晚第三纪及第四纪玄武岩,这些玄武岩都形成于伸展构造机制,并基本未受到过陆壳组分的混染(刘若新等,1992)。华北地区下伏着太古代-早元古代的大陆岩石圈基底,中国东南部则下伏着相对年轻的(晚元古代中期)大陆岩石圈基底(Chen and Jahn, 1998)。因此,通过进行中-新生代玄武岩微量元素和 Nd-Sr-Pb 同位素的对比性研究,对了解大陆岩石圈成分、结构和动力学演化就显得十分重要。

2 分析测试方法

对于中国东南部新生代玄武岩,我国地质工作者进行了许多研究(如:周新民和陈图华,1981; Zhou and Armstrong, 1982; 刘若新等,1992; 涂勘,1992; 周新华和朱炳泉,1992; 毛建仁等,1999)。本文系统研究了 26 个样品,这些新生代玄武岩岩石样品采集于东南沿海苏、皖、浙、闽四省,南北长约 800 km 的范围内(图 1),其中塔山、龙游样品的岩石地球化学工作前人尚未详细开展。样品的微量元素数据是在 NHMFL(美国高磁场国家实验室)用 Finnigan ELEMENT ICP-MS 分析获得的。Nd、Sr 和 Pb 同位素数据是在 NHMFL 用 Finnigan MAT-262 RPQII 型质谱仪分析获得的。Sr 和 Nd 同位素标准化值分别为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$,使用 E&A Sr 标准样和 La Jolla Nd

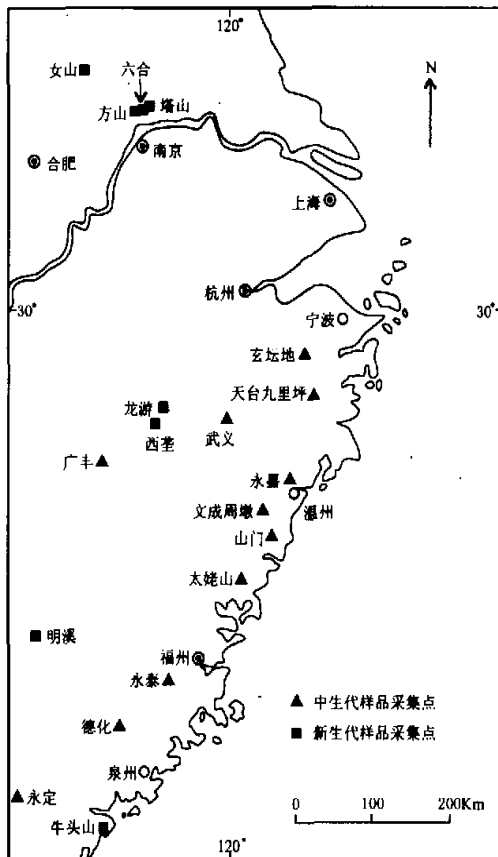


图 1 中国东南沿海中-新生代玄武岩样品分布图

Fig. 1 Sample locations of Mesozoic and Cenozoic basalts in SE China

标准样,实验测定值分别为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.708000\pm 0.000006$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511848\pm 0.000006$ 。Pb 同位素比值用 NBS-981 标样校正,实验测定值分别为 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.507\pm 0.012$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.430\pm 0.004$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.891\pm 0.003$ 。

对于中生代玄武岩,不同的作者在不同的实验室获得了不少地球化学数据(冯宗帜等,1991;俞云文等,1993;王德滋等,1994;杨祝良等,1999;李武显等,1999;陈荣等,1999; Xing *et al.*, 1999; 廖群安等,1999)。本文通过归纳整理,认识到不同作者对于同一地点采集到的样品获得的分析数据大致相仿。因此,本文考虑到中生代玄武岩的分布特点,并注重分析测试数据的完整性(即有配套的 Sr-Nd-Pb 和微量元素分析),选择了产于浙江玄坛地、温州山门、福建永安等 8 个地点的样品(图 1)分析资料,用以与新生代玄武岩进行比较研究。这些中生代玄武岩样品的分布范围,在地域上与新生代玄武岩的分布范围重叠。它们的微量元素分析数据主要是由中国科学院地质研究所岩石圈开放实验室用 ICP-MS

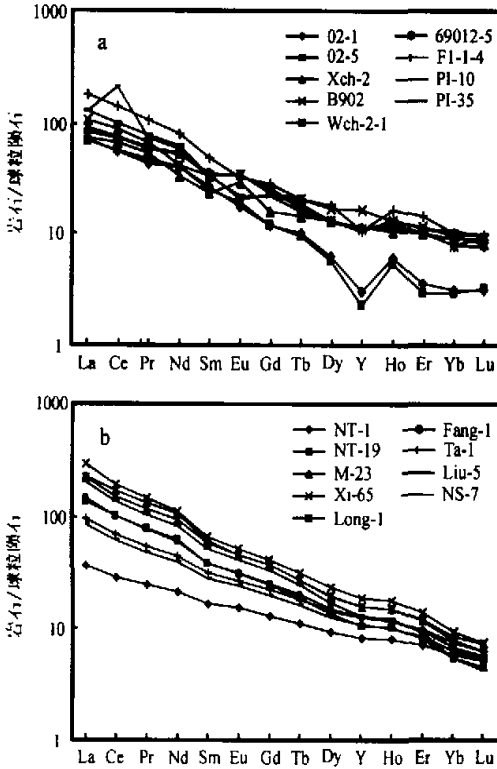


图 2 中国东南沿海中生代(a)和新生代(b)玄武岩球粒陨石标准化稀土元素配分图

球粒陨石标准值引自 Boynton(1984)

Fig. 2 Chondrite-normalized REE abundance patterns for the Mesozoic (a) and Cenozoic (b) basalts from coastal area of SE China

分析的,部分数据由中国科学院高能物理所用 INAA 方法分析;它们的 Sr-Nd-Pb 同位素是在中国科学院地质研究所、南京大学现代分析中心等单位分析的(见相应的参考文献)。

3 微量元素

在球粒陨石标准化稀土元素配分图上(图 2),中生代玄武岩和新生代玄武岩的配分曲线所构成的变化区域基本重叠,但新生代玄武岩的曲线比中生代玄武岩的曲线平滑,各种元素没有明显的正负异常。中-新生代玄武岩均无负 Ce 异常,表明它们基本未受低温蚀变的影响。但两者都明显的富集轻稀土元素,其中中生代玄武岩的轻稀土元素成分变化范围较小,La 由 20.4 变化到 54.0, (La/Yb)_{cn} 值由 11.89 变化到 33.61;新生代玄武岩的轻稀土元素成分变化范围较大,La 由 11.5 变化到 92.2, (La/Yb)_{cn} 值由 9.50 变化到 55.93 (表 1)。除中生代玄武岩 02-1 和 02-5 样品外,中-新生代玄武

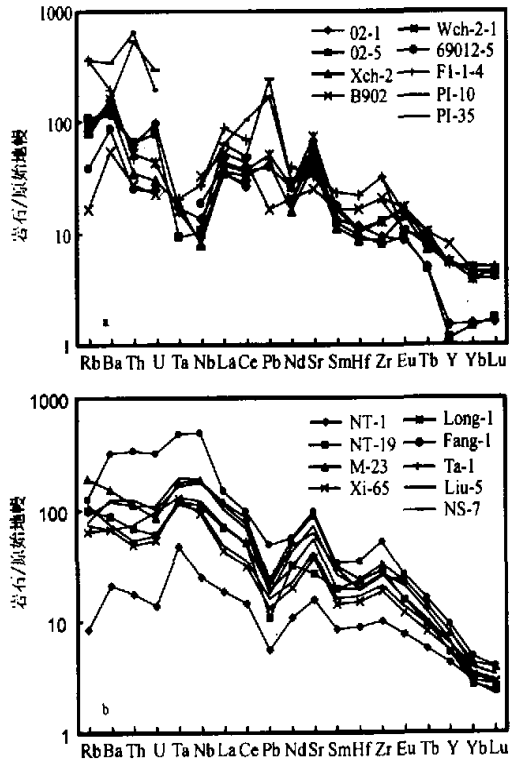


图 3 中国东南沿海中生代(a)和新生代(b)玄武岩微量元素蛛网图

原始地幔标准值引自 Hofmann(1988)

Fig. 3 Spiderdiagrams showing primitive mantle-normalized trace element abundances in the Mesozoic (a) and Cenozoic (b) basalts from coastal area of SE China

岩的重稀土元素变化范围都不大。

在微量元素蛛网图(图 3)上,可明显地看出中生代玄武岩富集大离子亲石元素;所有中生代样品均有明显的 Ta、Nb 和 Hf 负异常, Sr 和 Pb(武义, B902 样品除外)正异常,这些特征与岛弧火山岩和陆壳岩石的特征相似(图 3a)。而新生代玄武岩样品具明显的 Ta、Nb 正异常和 Pb 负异常,与海岛玄武岩和洋脊玄武岩类似(例如, Hofmann, 1986; Hofmann, 1988);微量元素的变化随元素不相容性的降低(从左至右)而减小(图 3b),与中生代玄武岩的特征构成了鲜明的对比。

中生代玄武岩样品的 Ce/Pb 和 Nb/U 比值变化范围较大, Ce/Pb 由 1.88 变化至 24.15, 平均值为 9.01, Nb/U 由 1.17 变化至 43.93, 平均值为 11.86, 均处于原始地幔(Ce/Pb ≈ 9, Nb/U ≈ 30)和陆壳(Ce/Pb ≈ 4, Nb/U ≈ 10)的成分之间,并且所有样品的 La/Nb 比值都大于 1.5。而新生代玄武岩的 Ce/Pb 和 Nb/U 比值变化范围很小, Ce/Pb 由 18.18 变化至 43.76, 平均值为 28.24, Nb/U 由 38.03 变化至 65.34, 平均值为 51.78, 和洋岛玄武岩(OIB)的成分相似(Ce/Pb ≈

表 1 中国东南沿海中新生代玄武岩的微量元素成分

Table 1 Trace element concentrations (ppm) in the Mesozoic and Cenozoic basalts from coastal area of SE China

时代	中生代										新生代																		
	浙江					福建					浙江					江苏					安徽								
地点	玄坛地		武义		文成周墩		永嘉		太姥山		永嘉—德化		牛头山		明溪		西彦		龙游		塔山		方山		六合		女山		
样品号	02-1	02-5	Xch-2	B902	Wch-2-1	Wch-2-2	F1-1-4	F1-10	F1-35	NT-1	NT-19	M-23	XI-65	Long-1	Ta-1	Fang-1	Liu-5	NS-7											
Rb	54	58	49.35	8.66	45.94	45.94	20.29	198	39.5	4.52	53.3	103	66.1	41.3	40.2	60.1	33.9	48.1											
Ba	720	760	845.8	329.1	985.9	517.7	1170	2074	957	128	535	916	1940	760	406	449	412	725											
Th	5.1	5.3	2.86	2.23	4.26	2.02	3.81	52.73	43.94	1.43	5.58	9.3	27.4	10.2	6.09	4.42	3.93	8.88											
U	2.0	1.6	0.61	0.46	0.89	0.49	—	4	—	0.28	1.23	1.76	6.49	2.09	1.98	1.22	1.1	2.25											
Ta	0.59	0.33	0.65	1.76	0.55	1.88	0.71	—	—	1.66	4.25	6.28	16.7	5.8	4.57	3.98	4.49	6.79											
Nb	8.3	6.3	4.91	20.21	5.19	11.56	16.8	16.78	6.99	15.5	68.0	115	299	109	75.3	61.1	56.9	117											
La	21.2	20.40	21.75	31.72	26.94	25.24	54.0	39.2	38.5	11.5	42.9	72.3	92.2	69.2	45.5	30.3	26.3	63.2											
Ce	42.4	44.20	52.16	69.78	58.51	57.85	112	169	78.80	23.4	82.7	137	156	122	83.0	56.7	49.7	110											
Pb	—	—	7.36	2.89	8.84	6.79	—	29	42.00	0.97	1.89	4.15	8.58	3.70	3.35	2.83	2.27	3.11											
Pr	4.99	5.46	6.38	7.93	7.05	6.97	12.5	8.73	9.30	3.00	9.77	16.5	18.0	14.5	9.33	6.73	5.92	12.8											
Nd	23.6	23.10	19.09	24.29	31.16	30.20	46.8	34.0	35.7	12.8	37.7	64.2	67.7	57.1	36.1	27.2	23.8	50.0											
Sr	980	870	730.2	454.20	1361.60	1094.80	46.8	585.6	666	263	493	1667	1762	1148	1015	761	682	1335											
Sm	5.07	4.75	4.40	6.23	6.35	6.68	9.05	6.44	6.25	3.25	7.55	12.0	13.0	11.5	7.50	6.17	5.40	10.1											
Hf	3.06	2.57	2.30	4.40	2.74	2.94	5.86	—	—	2.35	6.15	6.35	9.19	5.06	5.24	4.45	3.99	5.36											
Zr	91	78	85.71	200.63	122.87	124.76	306	306	184	98.0	284	322	509	246	257	202	182	264											
Eu	1.26	1.37	2.10	2.43	2.45	2.34	2.26	1.49	1.59	1.12	2.25	3.40	3.84	3.37	2.34	1.96	1.75	3.05											
Gd	3.02	2.99	4.08	5.88	6.20	6.55	7.08	5.68	5.50	3.31	6.44	9.70	10.8	9.73	6.63	5.77	5.09	8.55											
Tb	0.47	0.452	0.68	0.95	0.78	0.82	0.95	0.853	0.731	0.53	0.89	1.29	1.50	1.30	0.97	0.87	0.76	1.16											
Dy	2	1.83	4.16	5.36	4.14	4.04	5.69	4.12	4.10	3.04	4.37	6.17	7.48	6.34	4.84	4.63	4.03	5.45											
Y	5.92	4.46	22.03	31.11	21.30	21.30	20.9	20.9	20.4	16.4	20.9	30.7	36.5	30.9	24.6	24.5	21.2	25.6											
Ho	0.439	0.380	0.75	0.92	0.86	0.82	1.14	0.931	0.965	0.58	0.74	1.07	1.28	1.08	0.85	0.85	0.73	0.89											
Er	0.75	0.62	2.11	2.39	2.12	2.12	2.95	2.31	2.34	1.50	1.71	2.49	2.95	2.46	2.01	2.08	1.79	1.94											
Yb	0.653	0.607	1.83	1.94	1.62	1.62	2.08	2.04	2.15	1.21	1.12	1.76	1.96	1.63	1.41	1.56	1.32	1.13											
Lu	0.102	0.107	0.30	0.27	0.30	0.25	0.32	0.319	0.32	0.17	0.15	0.24	0.25	0.21	0.19	0.21	0.18	0.14											
(La/Yb) _{cn}	32.47	33.61	11.89	16.35	16.63	15.58	25.96	19.22	17.91	9.50	38.30	41.08	47.04	42.45	32.27	19.42	19.92	55.93											
Ce/Pb	—	—	7.09	24.15	6.62	8.52	—	5.83	1.88	24.12	43.76	33.01	18.18	32.97	24.78	20.04	21.89	35.37											
Nb/U	4.15	3.94	8.05	43.93	5.83	23.59	—	4.20	1.17	55.36	55.28	65.34	46.07	52.15	38.03	50.08	51.73	52.00											
La/Nb	2.55	3.24	4.43	1.57	5.19	2.18	3.21	2.34	5.51	0.74	0.63	0.63	0.31	0.63	0.60	0.50	0.46	0.54											

* 玄坛地 02-1、02-5 样品数据引自俞云文等(1993); 太姥山样品数据引自李武量(1999); 永嘉—德化样品数据引自冯宗帜等(1991); 其余中生代玄武岩样品数据引自陈荣等(1999); 新生代玄武岩样品数据为本文资料。

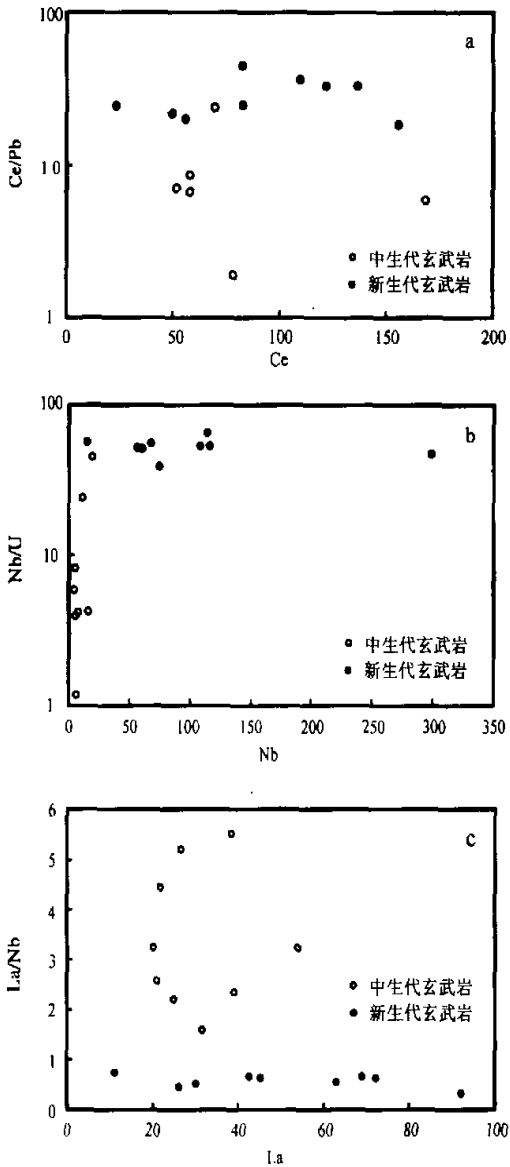


图4 中国东南沿海中-新生代玄武岩 Ce/Pb-Ce(a)、Nb/U-Nb(b)和 La/Nb-La(c)图解

Fig. 4 Ce/Pb vs. Ce (a), Nb/U vs. Nb (b) and La/Nb vs. La (c) diagrams for the basaltic rocks from coastal area of SE China

25±5, Nb/U≈47±10)(Hofmann *et al.*, 1986),明显高于中生代玄武岩的比值,所有新生代玄武岩的 La/Nb 比值都小于 0.8(表 1,图 4)。再次表明中-新生代玄武岩的微量元素化学成分有着明显的差别。

4 Nd、Sr、Pb 同位素

在讨论地幔地球化学和深部作用过程时, Nd、Sr、Pb 等同位素在时间示踪和源区示踪方面有突出的优点,但放射成因子体同位素的积累程度与岩石的年龄有关(周新华, 1999)。因此,我们首先对已发表的中国东南沿海中生代玄武岩样品的 Sr、Nd、Pb 同位素分析值进行了时间校正。这些中生代玄武岩的年龄跨度为 96.3~178Ma, 它们的校正值 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) 值变化范围较小, 由 0.51200(温州山门, 1)变化到 0.51244(永泰, Yg-3), 平均值为 0.51225, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值由 -9.76(温州山门, 1)变化到 -0.63(永定, Yd-1), 平均为 -4.579; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 值变化范围较大, 由 0.70644(天台九里坪, TJ1-5)变化到 0.71061(天台九里坪, TJ1-2), 平均值为 0.70810。($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) 由 18.183 变化到 18.526, 平均值为 18.407; ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) 由 15.539 变化到 15.738, 平均值为 15.611; ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) 由 38.367 变化到 38.983, 平均值为 38.585。与校正前的实测值相比, 各样品的 Sr、Nd、Pb 同位素比值差异分别小于 0.04% (除 Yd-1), 0.02% 和 0.8%, 仍然与新生代玄武岩的 Sr、Nd、Pb 同位素比值有很大的差别(表 2)。本文研究的新生代玄武岩样品的年龄多数小于 20Ma(陈道公等, 1990; 陈道公和张剑波, 1992; 刘若新等, 1992; 张剑波和陈道公, 1992; 有些样品没有年龄资料), 由于这些样品年龄较轻, 它们的 Sr、Nd、Pb 同位素校正值应该与现在的实测值相近。事实上, 如果我们以 20Ma 对这些新生代玄武岩的 Sr、Nd、Pb 同位素比值进行时间校正(表 2), 其结果与实测值相差分别小于 0.01%, 0.006%, 0.8%。因此, 许多文献(如: Zhou and Armstrong, 1982; 周新华和朱炳泉, 1992; 涂勤等, 1992)对新生代玄武岩源区同位素特征的讨论都是以实测值展开的。如表 2 所示, 所有新生代玄武岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化范围都较窄, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值由 0.51280(牛头山, NT-26)变化到 0.51299(女山, NS-29), 平均值为 0.51290, 相应的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值则由 0.70322(女山, NS-1)变化到 0.70414(牛头山, NT-19), 平均值为 0.70365。这些新获得的新生代玄武岩同位素数据与以往的分析资料相似(周新华和朱炳泉, 1992; 涂勤, 1992; 陈道公和张剑波, 1992)。因此, 中生代玄武岩的 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), 值远小于新生代玄武岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值, 而其 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 值则远大于新生代玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(表 2)。

为了便于中-新生代玄武岩源区同位素特征的对比研究, 本文采用经时间校正后的 Sr、Nd、Pb 同位素比值进行如下图解分析。在 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), - ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 图解上, 中-新生代玄武岩的同位素特征有十分明显的区别。新生代含幔源包体玄武岩在 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), - ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 图解上表现出明显的负相关关系, 并且均位于夏威夷玄武岩投影区内(图 5a); 在 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), - ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) 图解上也呈这种明显的负相关关系(图 5b); 在 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), - ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) 图解上则

表 2 中国东南沿海中新生代玄武岩的 Nd-Sr-Pb 同位素成分

时代	地点	样品	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2SE	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2SE	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	来源							
中生代	文成周墩 (96.3Ma)	Wch-2-1	0.70910	—	0.70899	± 7	0.51232	± 7	0.51226	0.09966	-4.94	18.616	15.604	38.694	18.520	15.599	38.543	①	
		Wch-10	0.70795	—	0.70785	± 16	0.51228	± 16	0.51228	0.12331	-4.57	18.643	15.633	38.814	18.526	15.627	38.509		
		F1-1-1	0.70954	—	0.70943	± 7	0.51210	± 7	0.51210	0.13637	-6.02	18.563	15.617	38.814	18.497	15.613	38.673	①	
		F1-1-4	0.70954	—	0.70869	± 7	0.51228	± 7	0.51219	0.14154	-6.52	18.489	15.607	38.724	18.420	15.604	38.631		
中生代	天台九里坪 (120.110Ma)	TJ1-2	0.71073	± 30	0.71061	± 35	0.51225	± 35	0.51215	0.12980	-6.6	18.355	15.602	38.631	18.254	15.597	38.453	②	
		TJ1-5	0.70661	± 19	0.70644	± 70	0.51233	± 70	0.51226	0.10420	-4.5	18.571	15.742	39.148	18.478	15.738	38.983		
		X1-1	0.70778	± 16	0.70766	± 9	0.51241	± 9	0.51232	0.13340	-3.5	18.415	15.545	38.530	18.323	15.541	38.367	②	
新生代	水秦 (107Ma)	Yg-3	0.70702	± 30	0.70680	± 21	0.51253	± 21	0.51244	0.12863	-1.22	18.580	15.642	38.839	18.478	15.637	38.687	③	
		Yd-1	0.71168	± 12	0.70789	± 11	0.51252	± 11	0.51237	0.12882	-0.63	18.288	15.544	38.647	18.183	15.539	38.416	③	
		I	0.70839	—	0.70810	± 7	0.51210	± 7	0.51200	0.13460	-9.76	—	—	—	—	—	—	—	④
		Hsl-5-1	0.70673	—	0.70667	± 7	0.51250	± 7	0.51240	0.14920	-2.11	—	—	—	—	—	—	—	⑤
新生代	牛头山	NT-1	0.70371	± 8	0.70370	± 7	0.51283	± 7	0.51281	0.15351	3.86	18.941	15.626	39.065	18.884	15.623	38.968		
		NT-2	0.70374	± 8	0.70373	± 8	0.51282	± 8	0.51280	0.15214	3.57	18.902	15.624	39.024	18.843	15.621	38.928		
		NT-13	0.70406	± 8	0.70399	± 7	0.51281	± 7	0.51280	0.11586	3.62	18.983	15.610	39.245	18.888	15.605	39.086	本	
新生代	牛头山	NT-19	0.70414	± 9	0.70405	± 6	0.51281	± 6	0.51279	0.12108	3.55	19.002	15.612	39.260	18.872	15.606	39.065		
		NT-23	0.70412	± 10	0.70404	± 6	0.51281	± 6	0.51280	0.11859	3.63	18.982	15.590	39.190	18.878	15.585	39.033		
		NT-25	0.70406	± 9	0.70398	± 6	0.51281	± 6	0.51278	0.11545	3.62	18.992	15.609	39.245	18.882	15.604	39.081	文	
新生代	牛头山	NT-26	0.70412	± 10	0.70403	± 6	0.51280	± 6	0.51278	0.12061	3.32	18.994	15.606	39.235	18.892	15.601	39.083		
		NT-31	0.70413	± 8	0.70404	± 7	0.51281	± 7	0.51279	0.12013	3.47	18.955	15.600	39.165	18.833	15.594	38.983		

(续表 2)
Continued Table 2

时代	地点	样品	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{SE}}$	SE	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{SE}}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{209}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{210}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{211}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{212}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	资料来源
新	明溪	M-13	0.70360	± 10	0.51289	± 10	0.51289	0.11325	5.48	18.276	15.527	38.211	18.169	15.522	38.047		
		M-23	0.70375	± 7	0.51289	± 8	0.51289	0.11301	5.42	18.273	15.533	38.260	18.190	15.529	38.116		
		M-36	0.70367	± 8	0.51291	± 8	0.51291	0.11306	5.73	18.281	15.540	38.274	18.190	15.536	38.117		
		M-46	0.70374	± 8	0.51290	± 7	0.51289	0.11167	5.39	18.276	15.529	38.244	18.203	15.526	38.102		
生	西垄	Xi-21	0.70360	± 8	0.51290	± 8	0.51289	0.11722	5.37	18.623	15.549	38.595	18.488	15.543	38.390		本
		Xi-65	0.70363	± 9	0.51288	± 7	0.51288	0.11610	5.24	18.642	15.548	38.597	18.493	15.541	38.390		
		Xi-77	0.70362	± 9	0.51288	± 7	0.51288	0.11747	5.26	18.604	15.542	38.542	18.479	15.536	38.351		
生	龙游	Long-1	0.70361	± 7	0.51290	± 9	0.51290	0.12177	5.56	18.551	15.543	38.512	18.440	15.538	38.333		
		Ta-1	0.70325	± 7	0.51296	± 9	0.51296	0.12561	6.78	18.029	15.486	37.856	17.915	15.481	37.740		
代	方山	Ta-2	0.70327	± 10	0.51296	± 8	0.51296	0.12529	6.72	18.020	15.484	37.853	17.919	15.479	37.737		
		Fang-1	0.70340	± 7	0.51294	± 11	0.51292	0.13715	5.95	18.171	15.532	38.143	18.087	15.528	38.043		
代	女山	Fang-2	0.70332	± 7	0.51297	± 7	0.51295	0.13718	6.61	18.206	15.522	38.099	18.112	15.518	37.988		
		NS-1	0.70322	± 8	0.51298	± 6	0.51297	0.12311	6.88	17.821	15.440	37.654	17.697	15.434	37.506		文
	NS-7	0.70335	± 9	0.51298	± 9	0.51296	0.12213	6.80	17.887	15.464	37.783	17.748	15.458	37.602			
	NS-19	0.70347	± 11	0.51298	± 8	0.51297	0.12216	6.94	17.802	15.435	37.636	17.697	15.430	37.492			
	NS-26	0.70351	± 8	0.51297	± 7	0.51296	0.12234	6.69	17.833	15.448	37.709	17.720	15.443	37.558			
	NS-29	0.70346	± 7	0.51299	± 7	0.51297	0.12251	6.96	17.852	15.455	37.743	17.712	15.449	37.553			
	NS-30	0.70333	± 7	0.51298	± 7	0.51296	0.12196	6.78	17.802	15.435	37.661	17.679	15.429	37.505			

资料来源：①(陈荣等,1999); ②(杨祝良等,1999); ③(陈荣等,2001); ④(Xing et al.,1999); ⑤(廖祥安等,1999)。新生代样品同位素数据是以 20Ma 进行时间校正的。

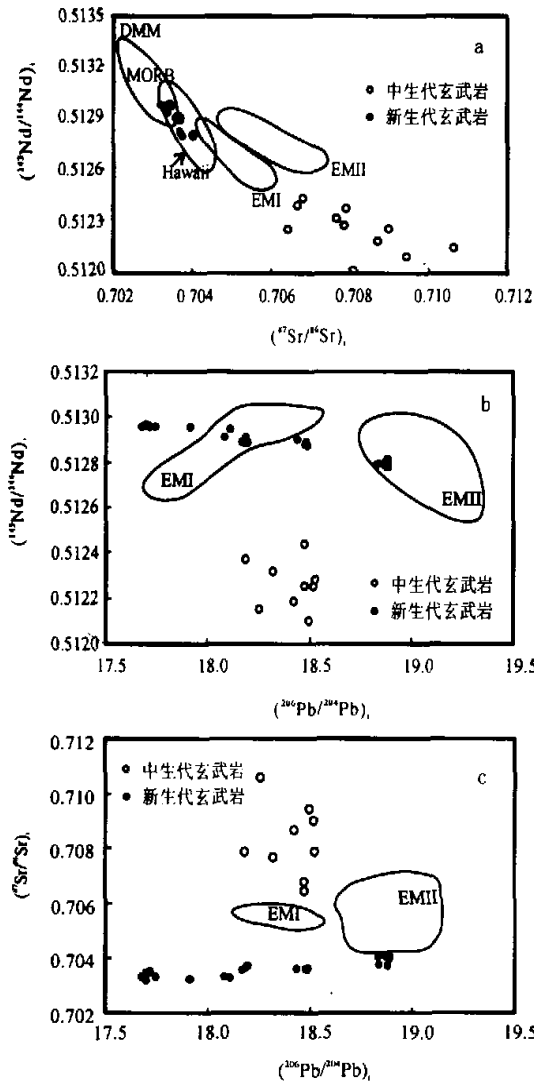


图5 中国东南沿海中-新生代玄武岩的 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$, $-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, (a), $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, (b) 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, (c) 图解
DMM, EMI, EMII 区域引自 Zindler 和 Hart (1986), Pacific MORB 区域引自 White *et al.* (1987)
Fig. 5 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$, vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, (a), $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$, vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, (b) and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, (c) diagrams for the Mesozoic-Cenozoic basaltic rocks from coastal area of SE China

表现为正相关关系(图 5c)。中生代不含幔源包体的玄武岩, 在 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$, $-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$; 图解上也有负相关关系, 但它们具有很高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值和低的 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ 值, 并远

离新生代玄武岩投影区; 在 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, 图解上, 则没有明显的相关性。

新生代玄武岩数据投影点在 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, 图解上构成一条相关性很好的直线, 它位于 Hart (1984) 的北半球参考线(NHRL)之上, 并与之近乎平行(图 6a); 在 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, 图解上, 新生代玄武岩也构成一条相关性较好的直线, 与 NHRL 近于平行(图 6b)。而中生代玄武岩在 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, 和 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, 图解上的投影点没有明显的相关性, 它们的 Pb 同位素成分变化范围较小; 与新生代玄武岩相比, 中生代玄武岩投影点更远离北半球参考线(NHRL), 且位于 EMI 和 EMII 区域之间。

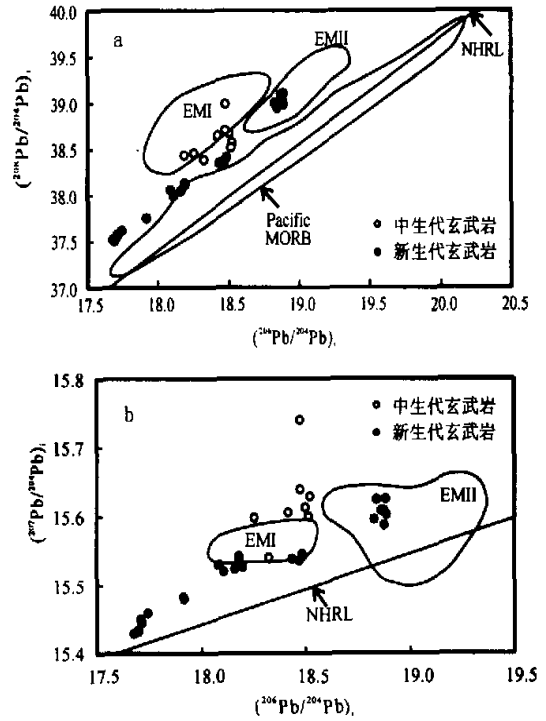


图6 中国东南沿海中-新生代玄武岩的 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$; (a) 和 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, $-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, (b) 图解

NHRL—北半球参考线(Hart, 1984)

Fig. 6 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, (a) and $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, (b) diagrams for the Mesozoic-Cenozoic basaltic rocks from coastal area of SE China

5 讨论

5.1 陆壳混染

东南沿海中生代玄武岩没有幔源包体,可能暗示岩浆上升的速度较慢,包体已发生了重力分离。已有不少证据说明中生代玄武岩在岩浆上升过程中经受过陆壳物质的混染,如:

- (1)它们具有残存的元古代锆石矿物(陈荣等,1999);
- (2)一般具有同时代的流纹岩夹层,从而构成复合岩流;
- (3)在微量元素和同位素特征方面,中生代玄武岩具有很高的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)值和低的($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)值,在微量元素蛛网图上显示 Nb、Ta 和 Hf 负异常,与岛弧火山岩和陆壳岩石的微量元素特征相类似;

(4)与新生代玄武岩相比,中生代玄武岩具低的 Ce/Pb 和 Nb/U 比值,高的 La/Nb 比值,也说明有陆壳物质混染的迹象。

因为 Ce 较 Pb 的不相容性大,如果是原始的玄武岩浆发生过分离结晶,只会增加而不会降低 Ce/Pb 比值,它们的降低说明玄武岩浆从地幔楔上升到地壳过程中增加了地壳 Pb,从而降低了 Ce/Pb 比值(Tatsumi *et al.*, 1986); 对大洋玄武岩的研究发现(Hofmann *et al.*, 1986), MORB 和 OIB 的 Nb/U 比值较高且十分均一(47 ± 10),而大陆地壳的 Nb/U 比值通常很低,因此 Nb/U 比值可作为判别地壳混染的一个标志(Hofmann *et al.*, 1986); 同样,玄武岩中高的 La/Nb 比值一般也是软流圈与下地壳物质混合的结果(徐义刚, 1999)。因此,中生代玄武岩浆在上升过程中可能受到了地壳物质的混染。但是鉴于大陆地壳中 Pb 的丰度比洋中脊玄武岩和亏损地幔高数十倍至上百倍,很少量的地壳物质混入就可以显著改变幔源岩浆的 Pb 同位素组成(陈江峰等, 1999),我们对中生代和新生代玄武岩的 Pb 同位素含量进行了对比,认识到中生代玄武岩的($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)、($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)和($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)平均值分别为 18.407、15.611 和 38.585,新生代玄武岩分别为 18.304、15.529 和 38.262,前者比后者分别高 0.56%、0.52% 和 0.84%,可见中生代玄武岩的 Pb 同位素组成仅略高于基本未受陆壳物质混染的新生代玄武岩(见下小节)(图 6a,b)。因此中国东南沿海中生代玄武岩受陆壳混染的程度并不高。这与中国东南沿海缺乏混染成因的中性岩类的地质事实相一致。东南沿海大量出现的是玄武岩-流纹岩复合岩流和辉长岩-花岗岩侵入杂岩(Xu *et al.*, 1999)。至于中生代玄武岩 Ce/Pb、Nb/U 和 La/Nb 比值变化较大可能与岩浆源区成分不均一、岩浆上升速度缓慢导致岩浆分异等因素有关。

新生代玄武岩中含大量幔源包体,说明岩浆上升速度较快,从而避免了与陆壳发生明显的相互作用和高程度的分离结晶作用。研究区内新生代玄武岩具变化范围不大的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值和高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值,并且与夏威夷玄武岩在 Nd-Sr 同

位素成份上有惊人相似,也有力证明它们没有受到明显的陆壳混染。在稀土元素配分图上,新生代玄武岩的配分曲线较中生代玄武岩平滑,也说明了它们未受陆壳物质混染的干扰。微量元素特征,即 Nb、Ta 正异常和 Pb 负异常,高的 Ce/Pb 和 Nb/U 比值,低的 La/Nb 比值,也表明该区玄武岩与海岛玄武岩类似。因此,从稀土元素、微量元素和 Nd-Sr-Pb 同位素成分看,新生代玄武岩基本没有受到陆壳物质的混染,能较好地反映岩浆源区的成份。

5.2 中国东南沿海玄武岩的源区地幔组份

对大陆地幔不均一性及其随时间演变的认识,是了解地幔化学、地球动力学和大地构造演化的重要基础(周新华等, 1992)。对中国东南沿海中-新生代玄武岩岩浆源区的同位素地球化学性质,我国地质工作者进行了不懈的探索(如: Zhou and Armstrong, 1982; Peng *et al.*, 1986; 解广轰等, 1989; 刘若新等, 1992; 涂勤, 1992; 周新华和朱炳泉, 1992; 陈道公等, 1992; Xing *et al.*, 1999; 邱检生等, 1999; 周金城等, 2000; Zou *et al.*, 2000)。周新华等(1992)通过中国东部新生代玄武岩的同位素体系研究,认识到自中生代末期以来中国大陆东部为引张应力场为主的构造环境,原有的中基性火山弧被来自地幔深部 PM 型组分高度部分熔融的产物——拉斑玄武岩所代替,其同位素近于原始地幔组成,并且随时间的推移,深部亏损地幔活动有所增强。本文结合前人资料,试图通过对东南沿海中-新生代玄武岩的对比研究,来进一步探讨这一区域的地幔源区组分及其演化。

地幔组分的不均匀性已由 MORB 和 OIB(Zindler and Hart, 1986)的同位素研究所证实。Zindler 和 Hart 根据 Sr-Nd-Pb 同位素特征定义了不同的地幔组分: DMM(亏损的 MORB 地幔)、HIMU(高 U/Pb 组分)、EMI(具低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值,低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值和中等程度的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的富集地幔)、EMII(具高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值,高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值和中等程度的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值的富集地幔)。在 EMI 和 EMII 端元组分基础上,我们可得出结论: DMM 与 EMII 组分混合会产生 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值的正相关关系,以及 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值的负相关关系; 而 DMM 与 EMI 组分混合则会产生相反的结果(Zou *et al.*, 2000)。因此,理论上讲,在确定 EMI 或 EMII 源区时, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解要比 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解更具有说服力。这是因为当 DMM 与 EMI 组分混合或 DMM 与 EMII 组分混合时,投影点在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解上表现出相似的相关关系,不同的只是 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值对 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化速度的快慢; 而在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上则会表现出不同类型(或正或负)的相关关系(Zou *et al.*, 2000)。显然,在一个二元投影图上辨别相关关系的正负要容易得多。

正如前文讨论的,中国东南沿海新生代玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素实测值与经时间校正后的同位素比值很相近,因

此, 无论用实测的还是用经时间校正后的同位素比值, 并不影响我们对其地幔源区性质的讨论。由于 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ 值和 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ 值之间是负相关关系(即 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值之间也是负相关关系, 表2), 而 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值和 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ 值之间是正相关关系(图5b,c), 因此它们是由DMM和EMII组分混合产生的。与此相仿, 对南海及其周边新生代玄武岩的分析也表明, 在较薄的年青地壳之下存在着大洋地幔, 并不同程度地富集了Dupal型的EMII组分(涂勘等, 1992)。新生代玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值由0.70322变化到0.70414, 平均值为0.70365, 而DMM的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值约为0.7020~0.7024, EMII的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值约为0.707(Zindler and Hart, 1986), 由此可看出中国东南沿海新生代玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值更接近DMM。因为新生代玄武岩的同位素特征可以较好的反映源区的成分, 因此在它们源区中“亏损的软流圈地幔DMM组分”应较“EMII组分”更多一些。

对于中生代玄武岩, 其投影点在 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ — $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ — $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ 图解上没有明显的相关性(图5b,c)。因此, 它们的源区性质应从另一角度进行深入的讨论。如前所述, 东南沿海中生代玄武岩具高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值, 但对为什么具高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值仍有不同的认识。代表性的观点如: 高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值受地壳混染的影响很小, 是富集地幔源区造成的(Xing *et al.*, 1999); 高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值是源区富集和地壳混染两方面地质过程造成的(周金城等, 2000)。如本文前面所述, 中生代玄武岩岩浆在上升过程中经受过地壳物质混染, 但混染程度可能不高; 此外, 中生代玄武岩的Sr含量远高于同时代的流纹岩和本区域变质基底。因此, 中生代玄武岩的Sr同位素组成没有明显受到本区地壳物质混染的影响, 它基本反映了地幔源区的Sr同位素组成, 高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值是它们起源于富集地幔的标志。因此中生代玄武岩极高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值(0.70644~0.71061, 平均值为0.70810), 说明其母岩可能涉及EMII组分(EMI的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 约为0.7045~0.7060, EMII的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 约为0.707)(Zindler and Hart, 1986)。

新生代玄武岩基本没有受到地壳物质混染的影响, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值反映了地幔源区的基本特征, 中生代玄武岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值也基本反映了它们地幔源区的特征。而中生代玄武岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值明显高于新生代玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值, 可能说明中生代玄武岩地幔源区要比新生代玄武岩地幔源区具更多的EMII组分, 而新生代玄武岩地幔源区则相对具更多的DMM组分, 这种地幔组份随时间的演化可能与中生代以来中国东南部软流圈上涌、岩石圈减薄作用密切相关。

6 结论

(1) 中国东南沿海中生代玄武岩明显富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 呈Ta、Nb和Hf负异常, 低Ce/Pb、Nb/U

比值和高La/Nb比值, 与岛弧火山岩和陆壳岩石类似。在同位素成分上, 它们的Nd和Pb同位素变化范围很小而Sr同位素变化范围较大。它们经受过地壳物质的混染, 但从Pb同位素的丰度可看出混染的程度并不高。

(2) 中国东南沿海新生代玄武岩富集轻稀土元素, 呈Ta、Nb正异常, Pb负异常, 高Ce/Pb、Nb/U比值和低La/Nb比值, 与洋岛玄武岩(OIB)类似; Nd-Sr同位素组成与夏威夷玄武岩类似, 从而说明它们基本没有受到地壳物质混染的影响。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值之间的负相关关系以及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值之间的正相关关系说明其母岩包括EMII型富集地幔组份和中等亏损程度的软流圈地幔组份, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值表明后者的比例要显著高于前者。

致谢: 本文得到国家重点基础研究计划(G1999043202)和国家自然科学基金项目(49872029)的资助。陈荣博士与作者进行了有益的探讨, 谨以致谢。

References

- Boynnton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Herderson P (ed.). Rare element geochemistry. Elsevier, New York
- Chen D G and Zhang J B. 1992. Nd, Sr, Pb isotopes and K-Ar age of basaltic rocks in Longhai and Mingxi, Fujian province. *Acta Petrologica Sinica*, 8(4): 324-331 (in Chinese with English abstract)
- Chen D G, Zhou H T, Yang J D and Wang Y X. 1990. Isotopic evidence for petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks and characteristics of mantle source from Shandong, Anhui and Jiangsu. In: *The Collection of Papers on the Dynamics and Characteristics of Upper Mantle, China*. Beijing: Seismological Press. 124-131, (in Chinese with English abstract)
- Chen J F and Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284: 101-133
- Chen J F and Jahn B M. 1999. Nd, Sr and Pb isotopic evidence and continental crust evolution of southeastern China. In: Zheng Y F (ed.). *Chemical Geodynamics Beijing*: Science Press. 262-287 (in Chinese with English abstract)
- Chen R and Zhou J C. 1999. Information of crust-mantle interaction implied in early Cretaceous composite lavas and dikes from eastern Zhejiang. *Geological Review*, 45(Suppl.): 784-795 (in Chinese with English abstract)
- Chen R. 2001. Late Mesozoic composite igneous rocks and interaction between crust and mantle. Ph D dissertation, Nanjing University (in Chinese)
- Chung S L, Sun S S and Tu K *et al.* 1994. Late Cenozoic basaltic volcanism around the Taiwan Strait, SE China: Product of lithosphere-asthenosphere interaction during continental extension. *Chem. Geol.*, 112: 1-20
- Chung S L, Jahn B M and Chen S L *et al.* 1995. Miocene basalts in northwestern Taiwan: Evidence for Em-type mantle sources in

- the continental Lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 549-555
- Fan Q C and Liu R X. 1992. The REE geochemistry of Cenozoic basaltic rocks in eastern China. In: Liu R X (ed.), *The age and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismological Press. 339 - 365 (in Chinese with English abstract)
- Feng Z Z, Huang S X and Li J T *et al.* 1991. Mesozoic volcanology and mineralization related to volcanics in Yongtai-Dehua district, Fujian province. *Bull. Nanjing Inst. Geol. M. R., Chinese Acad. Geol. Sci. (Supplementary No. 9)*: 42-63 (in Chinese with English abstract)
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309:753-757
- Hofmann A W. 1986. Nd in Hawaiian magmas; Constraints on source composition and evolution. *Chem. Geol.*, 57:17-30
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the earth; the relationship between mantle, continental crust and the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90:297-314
- Hofmann A W, Jochum K P and Seufert M *et al.* 1986. Nd and Pb in oceanic basalts; new constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79:33-45
- Li W X. 1999. Tectonic constraints and genesis of the late Mesozoic igneous rocks in the coastal area of Zhejiang and Fujian provinces. Ph D dissertation, Nanjing University (in Chinese with English abstract)
- Liao Q A, Wang J M, Xu C S and Li C N. 1999. The characteristics of two kinds of basalts in Cretaceous basin and their relations with the basin's evolution, in Shangrao-Guangfeng districts, Jiangxi province. *Acta Petrologica Sinica*, 15(1): 116-123 (in Chinese with English abstract)
- Liu R X, Chen W J, Sun J Z, and Li D M. 1992. The K-Ar age and tectonic environment of Cenozoic volcanic rocks in China. In: Liu R X (ed.). *The age and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismological Press. 1-43 (in Chinese with English abstract)
- Mao J R. 1994. The Mesozoic-Cenozoic magmatism and geodynamics of crustal and mantle evolution in southeast China continent. *Volcanology and Mineral Resources*, 15(2): 1-11 (in Chinese with English abstract)
- Mao J R, Tao Kuiyuan, Xing Guangfu, Zhao Yu and Yang Zhuliang. 1999. Geochemical evidence for Cenozoic mantle plume in southern China. *Geological Review* 45(Supp.):698-702 (in Chinese with English abstract)
- Peng Z C *et al.* 1986. Pb, Sr and Nd isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, eastern China. *Chem. Geol.* 59:3-33
- Qiu J S, Wang D Z and Zhou J C. 1999. Geochemistry and petrogenesis of the late Mesozoic bimodal volcanic rocks at Yunshan caldera, Yongtai county, Fujian province. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 18(2):97-107 (in Chinese with English abstract)
- Tatsumi Y, Hamilton D L and Nesbitt R W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas; evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 29:293-309
- Tu K, Xie G H, Zhang, M, Wang J W, M F J Flower and R W Carlson. 1992. The Sr, Nd, Pb isotopic constitution of Cenozoic basalt in eastern China. In: Liu R X (ed.) *The age and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismological Press. 330 - 338 (in Chinese with English abstract)
- Wang D Z, Zhou J C, Qiu J S, Zhang H J. 1994. The magma mixing in early Cretaceous volcanic activities and evidence for crust-mantle interaction in southeastern coast of China. *Journal of Nanjing University (Earth Sciences)*, 6(4): 315-325 (in Chinese with English abstract)
- Wenrich K J. 1995. Spatial migration and compositional changes of Micene-Quaternary magmatism in Western Grand Canyon. *J. Geophys. Res.* 100: 10417-10440
- White W M, Hofmann A W and Puchelt H. 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt. *J. Geophys. Res.* 92:4881-4893
- Xie G H, Tu K, Wang J W, Zhang M and M F J Flower. 1989. The geographical characteristics and genesis of Pb isotope compositions for Cenozoic basalts, eastern China. *Chinese Science Bulletin*, 10: 772-775(in Chinese)
- Xing Guangfu, Yang Zhuliang and Tao Kuiyuan. 1999. Sources of Cretaceous bimodal volcanic rocks in the coastal region of southeastern China - Constraints of the Sr content and its isotopes. *Acta Geologica Sinica*, 73(1): 84-92
- Xu B T, Hu Y H, Li C J, Jiang S L and Xu F L. 1990. Stable isotope and trace element geochemistry of the late Yanshanian igneous rocks. *Mineralogy and Petrology*, 10(4): 57-65. (in Chinese with English abstract)
- Xu Xisheng, Dong Chuanwan and Li Wuxian. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China; the significance of the gabbro-diorite-granite association. *Lithos*, 46:299-315
- Xu Y G. 1999. The continental basaltic magmatism in extensional tectonic setting; characteristics and dynamic process. In: Zheng Y F (ed.). *Chemical Geodynamics*. Beijing: Science Press. 119-167 (in Chinese with English abstract)
- Yang Z L, Shen W Z, Tao K Y and Shen J L. 1999. Sr, Nd and Pb isotopic characteristics of early Cretaceous basaltic rocks from the coast of Zhejiang and Fujian; evidences for ancient enriched mantle source. *Scientia Geologica Sinica*, 34(1): 59-68 (in Chinese with English abstract)
- Yu Y W, Zhou T X and Chen J F. 1993. The Characteristics and origin of the Xuantandi bimodal volcanic rocks of the late stage of early Cretaceous, Zhejiang. *Journal of Nanjing University (Earth Sciences)*, 5(4): 420-429 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J B and Chen D G. 1992. The geochemistry of basalts in the two areas of Longhai and Mingxi in Fujian province. In: Liu R X (ed.) *The age and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismological Press. 298-319 (in Chinese with English abstract)
- Zhou J C and Chen R. 2000. Late Mesozoic interaction between crust and mantle in coastal area of Zhejiang-Fujian. *Progress in Natural Science*, 10(9): 713-717 (in Chinese with English abstract)

abstract)

- Zhou X H and L A Armstrong. 1982. Cenozoic volcanic rocks of eastern China — secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition. *Earth Planet. Sci., Letters*, 58: 301—329
- Zhou X H and Zhu B Q. 1992. Study on the isotopic system and mantle chemical zonation of Cenozoic basalt in eastern China. In: Liu R X (ed.). *The age and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismological Press. 366—391 (in Chinese with English abstract)
- Zhou X H. 1999. The chemical geodynamics of deeper crust-mantle and the continental lithosphere. In: Zheng Y F (ed.). *Chemical Geodynamics*. Beijing: Science Press. 15—29 (in Chinese with English abstract)
- Zhou X M and Chen T H. 1981. Composition and evolution of Cenozoic basaltic rocks in southeastern coastal provinces of China. *Geological Review*, (1): 29—40 (in Chinese with English abstract)
- Zindler A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14:493—571
- Zou Haibo, Alan Zindler and Xu Xisheng *et al.* 2000. Major, trace element and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chemical Geology*, 171(3-4): 33—47

附中文参考文献

- 陈道公, 张剑波. 1992. 福建龙海明溪两区玄武质火山岩钾-氩年龄和 Nd, Sr, Pb 同位素. *岩石学报*, 4(8): 324—331
- 陈道公, 周海涛, 杨杰东, 王银喜. 1990. 鲁皖苏新生代火山岩成因及地幔源区特征的同位素证据. 见: *中国上地幔特征与动力学论文集*. 北京: 地震出版社. 124—131
- 陈荣, 周金城. 1999. 浙东早白垩世复合岩流和岩墙中蕴含的壳幔作用信息. *地质论评*, 45(增刊): 784—795
- 陈荣. 2001. 浙闽沿海晚中生代复合火成岩与壳幔作用. 南京大学博士学位论文
- 陈江峰, 江博明. 1999. 铍、镭、铅同位素示踪和中国东南大陆地壳演化. 见: 郑永飞主编. *化学地球动力学*. 北京: 科学出版社. 262—287
- 樊祺诚, 刘若新. 1992. 中国东部新生代玄武岩的稀土元素地球化学. 见: 刘若新主编. *中国新生代火山岩的年代学与地球化学*. 北京: 地震出版社. 339—365
- 冯宗帜, 亓润章, 黄水兴等. 1991. 福建永泰-德化地区火山地质及火山岩含矿性(研究报告). 南京地质矿产研究所刊, 增刊, 第九号, 42—63
- 李武显. 1999. 浙闽沿海地区晚中生代火成岩成因及构造制约. 南京大学博士学位论文
- 廖群安, 王京民, 薛重生, 李昌年. 1999. 江西广丰白垩系盆地中两

类玄武岩的特征及其与盆地演化的关系. *岩石学报*, 15(1): 116—123

- 刘若新, 陈文奇, 孙建中, 李大明. 1992. 中国新生代火山岩的 K-Ar 年代与构造环境. 见: 刘若新主编. *中国新生代火山岩的年代学与地球化学*. 北京: 地震出版社. 1—43
- 毛建仁. 1994. 中国东南大陆新生代岩浆作用与地幔演化的地球动力学. *火山地质与矿产*, 15(2): 1—11
- 毛建仁. 1999. 中国南方新生代地幔柱活动的地球化学证据. *地质论评*, 45(增刊): 698—702
- 邱检生, 王德滋, 周金城. 1999. 福建永泰云山晚中生代双峰式火山岩的地球化学及岩石成因. *岩石矿物学杂志*, 18(2): 97—107
- 涂勤, 解广聚, 张明, 王俊文, M F J Flower, R W Carlson. 1992. 中国东部新生代玄武岩 Sr, Nd, Pb 同位素组成——次大陆岩石圈的同位素证据. 见: 刘若新主编. *中国新生代火山岩年代学与地球化学*. 北京: 地震出版社. 330—338
- 王德滋, 周金城, 邱检生, 张海进. 1994. 东南沿海早白垩世火山活动中的岩浆混合及壳幔作用证据. *南京大学学报(地球科学)*, 6(4): 315—325
- 解广聚, 涂勤, 王俊文, 张明, M F J Flower. 1989. 中国东部新生代玄武岩铅同位素组成的地理分布特征和成因意义. *科学通报*, 10: 772—775
- 徐步台, 胡永和, 李长江, 蒋毅良, 许峰林. 1990. 浙东沿海燕山晚期岩浆岩的稳定同位素和微量元素地球化学. *矿物岩石*, 10(4): 57—65
- 徐义刚. 1999. 拉张环境中的大陆玄武岩浆作用: 性质及动力学过程. 见: 郑永飞主编. *化学地球动力学*. 北京: 科学出版社. 119—167
- 杨祝良, 沈渭洲, 陶奎元, 沈加林. 1999. 浙闽沿海早白垩世玄武岩铍、铀、钍同位素特征: 古老富集地幔的证据. *地质科学*, 34(1): 59—68
- 俞云文, 周泰禧, 陈江峰. 1993. 浙江玄坛地早白垩世晚期双峰式火山岩特征及其成因. *南京大学学报(地球科学)*, 5(4): 420—429
- 张剑波, 陈道公. 1992. 福建省龙海和明溪地区玄武岩地球化学. 见: 刘若新主编. *中国新生代火山岩的年代学与地球化学*. 北京: 地震出版社. 298—319
- 周金城, 陈荣. 2000. 浙闽沿海晚中生代壳幔作用研究. *自然科学进展*, 10(6): 571—574
- 周新华, 朱炳泉. 1992. 中国东部新生代玄武岩同位素体系和地幔化学区划. 见: 刘若新主编. *中国新生代火山岩的年代学与地球化学*. 北京: 地震出版社. 366—391
- 周新华. 1999. 壳-幔深部过程化学地球动力学与大陆岩石圈研究. 见: 郑永飞主编. *化学地球动力学*. 北京: 科学出版社. 15—27
- 周新民, 陈国华. 1981. 我国东南沿海新生代玄武岩的成分和演化特征. *地质论评*, 1: 29—40