

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

东南沿海地区新生代火山作用和地幔柱

赵海玲^{1,2)} 狄永军²⁾ 刘振文²⁾ 李 剑³⁾ 邓晋福²⁾ 何恭算⁴⁾ 刘清华²⁾

1) 中国地质大学岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部重点实验室,北京,100083

2) 中国地质大学地球科学与资源学院,北京,100083; 3) 石油勘探开发科学研究院廊坊分院,河北廊坊,065007; 4) 台湾自然科学博物馆,台中,404

内容提要 通过本文的研究表明,东南沿海地区从沿海→内陆(牛头山→闽清→明溪)新生代玄武岩的年龄逐渐变小,具有火山链的特征;微量元素和 Sr-Nd 同位素特征与洋岛玄武岩(OIB)类似;上地幔具有过热状态和扰动的热结构;地球物理具有低的 V_p 异常及提供了在该区下面具有地幔柱的 CT 模式;火山岩具有较高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 同位素比值,因此提出了研究区下面存在地幔柱。进一步根据火山岩的热动力学参数,从沿海→内陆,随火山岩年龄变小,火山岩的碱性程度逐渐增加,岩浆起源的深度逐渐变深,局部熔融程度逐渐变小等特征,提出了地幔柱的形成是由太平洋板块俯冲诱发,地幔柱位于俯冲带上面,南海的扩张和新生代火山岩的形成是地幔柱作用的结果,并提出地幔柱成因演化模式。

关键词 新生代火山作用 地幔柱 火山链 太平洋板块俯冲作用 东南沿海

新生代火山岩广泛分布在亚洲大陆的东部边缘,北起锡霍特阿林,南到印度支那,是环太平洋火山岩带重要的组成部分,东南沿海地区新生代火山岩即是其中的一部分。新生代处于大陆裂谷与边缘海发育时期,南海是该区最重要的边缘海,从深部背景看它仍处于俯冲带上面,被称为俯冲带上面的边缘海(supersubduction marginal sea),这有别于东非裂谷—红海代表的离散岩石圈环境。因此,对于新生代火山作用的形成是与俯冲作用有关还是与大陆裂谷作用有关曾存在着争议,目前的认识已趋向于后者。但是其形成的动力学过程仍是不清楚的,这是目前关注的焦点之一,特别是东南沿海地区下面是否存在地幔柱?尚需地质证据的支持,本文试图讨论这一问题,并提出初步的地幔柱形成和演化的模式。

1 火山岩岩石学特征及火山岩剖面

东南沿海地区新生代火山岩形成于古近纪—第四纪,主要形成于新近纪—第四纪。新近纪—第四纪火山岩以玄武质熔岩为主,少数为玄武质火山角砾岩。岩石为碱性系列和拉斑系列。古近纪火山岩主要隐伏于地下,少量呈角砾岩筒(如:在普宁、巨州)和

岩脉(如:在龙游)出现,碱性系列和拉斑系列均发育,隐伏于地下的火山岩一般不含地幔岩包体(周新民等,1981;薛怀民等,1996)。

从沿海→内陆,以牛头山→闽清→明溪为代表,建立了一条火山岩剖面(图1)。Ar-Ar 同位素年龄(Ho et al., 2003)表明,火山岩形成的年龄为,牛头山:17~15 Ma;闽清:12 Ma;明溪:2.2~0.9 Ma。根据南海扩张的年龄(30~16 Ma; Chung et al., 1997),新生代火山岩归属于3个扩张期(Zhao et al., 2002):扩张前(>30 Ma)、扩张期(30~16 Ma)和扩张后(<16 Ma)。由此可见该剖面火山岩除牛头山个别火山岩接近扩张期年龄外,其他火山岩为南海扩张后喷发。而且除从沿海→内陆火山岩年龄逐渐变小外,岩石学研究还表明(赵海玲,1990),牛头山火山岩的岩石类型主要为橄榄拉斑玄武岩和石英拉斑玄武岩,少数为碱性橄榄玄武岩、橄榄拉斑玄武岩和碱性橄榄玄武岩中含有尖晶石相橄榄岩和辉石岩包体。闽清火山岩为碱性橄榄玄武岩,其中含有尖晶石相橄榄岩包体。明溪火山岩主要为霞石岩、碱性苦橄玄武岩、碧玄岩、碱性橄榄玄武岩,个别为石英拉斑玄武岩。除石英拉斑玄武岩外,其他火山岩中

注:本文为 IGCP-430 项目和国家自然科学基金项目(编号 49973012, 40234048)资助的成果。

收稿日期:2004-05-19;改回日期:2004-10-09;责任编辑:刘淑春。

作者简介:赵海玲,女,1946年生。教授,博士生导师。现从事矿物学、岩石学、矿床学的研究。通讯地址:100083,北京,中国地质大学地球科学与资源学院。

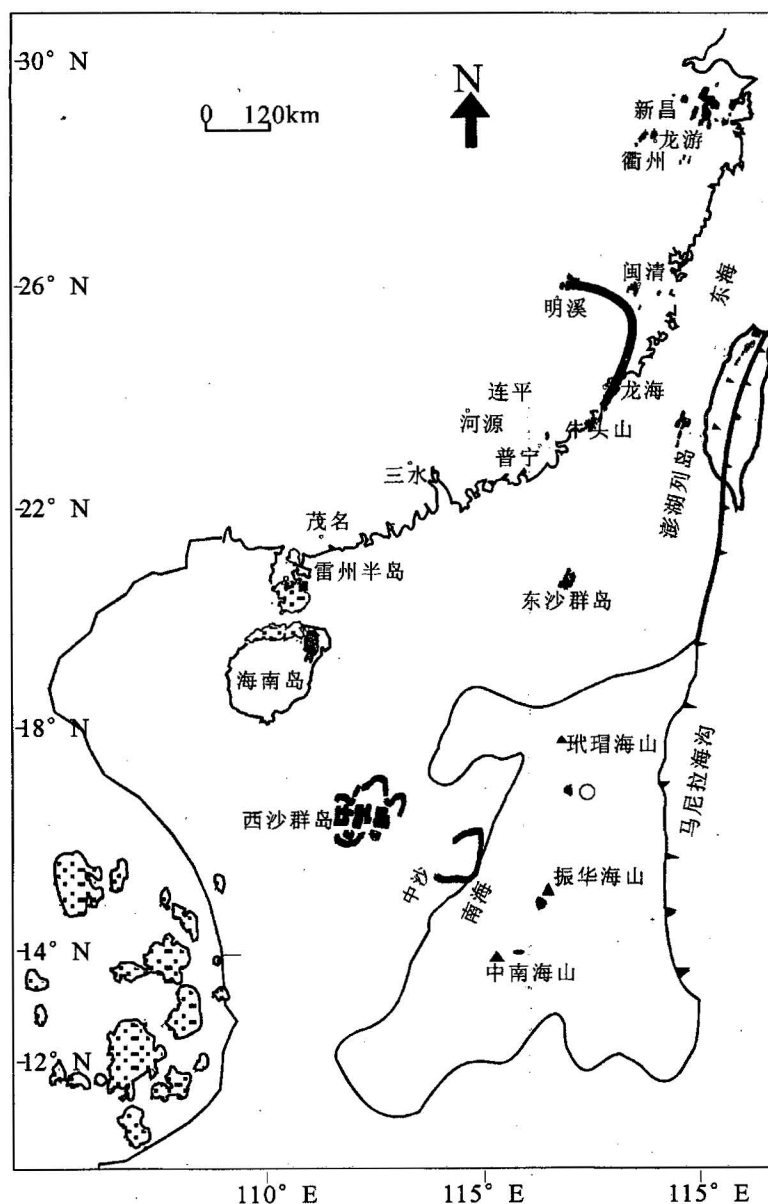


图1 东南沿海及其邻区火山岩分布图

Fig. 1 Distribution of Cenozoic volcanic rocks in the southeast coast of China and its adjacent areas

均含有尖晶石相橄榄岩包体,霞石岩、碱性苦橄玄武岩和碧玄岩中尚含有石榴子石相橄榄岩包体。由上述可知,从沿海至内陆,随着火山岩年龄的逐渐变小,火山岩的碱性程度逐渐增加,且火山岩中所含的上地幔岩包体从尖晶石相转变为石榴子石相。

为了避免岩浆形成后受岩浆演化的影响,我们将利用原生岩浆讨论深部作用。根据岩石学、主要元素、稀土元素的研究和相平衡实验结果表明(赵海玲,1990),尖晶石二辉橄榄岩的寄主岩——碱性玄武岩及橄榄拉斑玄武岩是原生岩浆形成的,是尖晶

石二辉橄榄岩局部熔融产生的。石榴子石二辉橄榄岩的寄主岩——霞石岩、碱性苦橄玄武岩和碧玄岩是原生岩浆形成的,是石榴子石二辉橄榄岩局部熔融产生的。扩张后的原生岩浆是碱性玄武岩系列,扩张期的原生岩浆主要为橄榄拉斑玄武岩,但本区的拉斑玄武岩不同于大洋中脊玄武岩(MORB)和深海拉斑玄武岩,后者具有低 K_2O ($< 0.4\%$) 和 TiO_2 (平均为 0.68%), 但本区的拉斑玄武岩 $K_2O > 0.4\%$, $TiO_2 > 2.0\%$ (表1)。

根据质量平衡和热力学计算结果(表2)可看

表 1 东南沿海地区有代表性的火山岩主要元素(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)组成Table 1 The major element (%) and trace element ($\times 10^{-6}$) compositions of the representative volcanic rocks the southeast coast of China

样号	F-7	F-32	F-36	F-238	F-8	F-4	F-2	F-5	F-3	F-6	F-247	F-329	F-228	F-338	F-321	F-327	F-333	
地点	明溪										闽清	龙海	明溪	龙海				
岩石	霞石岩			苦橄玄武岩			碧玄岩		碱性拉斑玄武岩				石英拉斑玄武岩					
SiO ₂	39.98	40.73	39.74	43.32	40.38	39.93	39.95	42.26	45.16	46.47	46.27	48.92	51.86	52.53	49.78	53.39	51.91	
Al ₂ O ₃	10.65	11.81	12.12	11.1	10.48	9.31	11.51	11.9	13.47	13.29	12.72	15.64	14.1	14.89	12.92	15.93	15.42	
Fe ₂ O ₃	4.23	4.31	4.64	5.8	3.78	6.74	5.27	3.19	3.27	5.67	2.26	5.92	3.05	1.8	5.22	2.16	3.96	
FeO	8.78	8.89	8.69	6.41	8.96	6.9	8.1	8.73	9.56	7.23	8.73	5.1	7.51	8.55	8.26	6.93	5	
MgO	13.91	11.87	11.73	14.9	17.16	14.48	10.63	9.67	9.01	8.72	10.17	5.49	7.82	6.82	6.92	6.5	7.65	
CaO	10.32	10.79	11.75	9.01	9.8	11.67	10.67	11.68	9	9.19	9.06	7.25	8.05	9.34	9.22	9.72	6.18	
Na ₂ O	3.58	3.75	3.39	2.09	2.14	0.56	3.68	3.3	3.09	3.34	2.34	3.63	2.67	2.31	2.75	2.39	2.55	
K ₂ O	2.33	1.89	2.18	1.19	0.6	1.61	2.13	1.27	1.16	1.02	2.25	2.43	0.97	0.35	0.44	0.35	0.4	
H ₂ O ⁺	0.78	1.03	0.57	1.61	1.83	2.64	1.47	1.07	1.16	1.17	1.74	1.4	1.11	0.45	1.45	0.66	0.94	
H ₂ O ⁻	0.41	0.22	0.3	0.8	1.18	2.65	0.98	0.6	0.62	0.45	0.91	1.04	0.37	0.65	0.62	0.1	1.66	
TiO ₂	3.05	3.14	3.2	2.55	2.93	2.83	3.21	2.68	3.21	3.18	2.25	2.22	1.87	1.48	1.42	1.32	1.31	
P ₂ O ₅	1.19	1.01	1.14	0.85	0.58	1.091	1.37	1.29	0.75	0.76	0.801	0.601	0.51	0.284	0.19	0.15	0.18	
MnO	0.1	0.21	0.25	0.2	0.18	0.199	0.21	0.16	0.21	0.15	0.213	0.158	0.24	0.162	0.19	0.22	0.16	
CO ₂	0.29	0.3					0.17	1.87							0.26	0.15	0.07	
Cr ₂ O ₃	0.017	0.05	0.04	0.08	0.06	0.05	0.014	0.009	0.012	0.015	0.033	0.018	0.05	0.033	0.04	0.04	0.007	
NiO	0.04	0.04	0.04	0.07	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.021	0.004	0.04	0.007	0.02	0.02	0.018	
总计	99.66	100.04	99.79	99.98	100.11	100.70	99.40	99.71	99.71	100.69	99.77	99.82	100.22	99.66	99.70	100.03	97.42	
Mg [#]	0.74	0.70	0.71	0.81	0.77	0.79	0.70	0.66	0.63	0.68	0.68	0.66	0.65	0.59	0.6	0.63	0.73	
Rb	62.431	76.155	74.796	133.307	85.227	93.136	92.343	65.235	92.704	334.432	58.432	66.501	25.259	6.736	9.534	10.631	7.413	
Ba	980.538	1064.919	1124.33	785.267	782.574	831.381	1028.31	983.833	789.281	805.653	776.81	615.51	384.724	125.417	160.225	228.248	124.697	
Th	10.837	9.24	11.515	7.78	8.702	9.846	14.493	9.364	6.377	6.258	7.871	7.035	4.294	1.545	1.652	1.318	1.394	
U	2.391	2.114	2.449	1.64	1.955	1.476	3.442	1.987	1.425	1.299	1.828	1.591	0.989	0.29	0.343	0.283	0.29	
Nb	123.198	108.698	117.174	86.712	110.464	112.896	155.798	84.536	73.239	71.228	88.418	76.838	37.724	16.097	17.463	14.146	13.093	
Ta	6.853	5.528	6.485	4.386	5.582	6.163	8.984	3.832	3.857	3.923	5.012	4.523	1.948	0.915	1.001	0.729	0.766	
La	84.761	72.196	77.145	58.461	69.486	75.757	122.55	67.392	48.565	48.515	56.782	51.102	34.722	15.456	13.091	10.052	9.485	
Ce	157.685	128.769	136.034	113.893	127.842	140.807	216.953	122.04	93.174	87.12	113.283	94.861	67.613	22.361	26.967	20.834	19.059	
Pb	3.283	4.008	4.196	3.644	3.175	3.625	6.433	3.828	3.432	3.299	5.003	2.806	3.317	0.741	1.1	0.986	0.925	
Pr	19.711	16.435	16.921	13.499	16.262	17.758	28.858	14.732	11.352	11.404	13.16	11.748	8.27	3.84	3.534	2.686	2.462	
Nd	74.566	63.395	64.364	51.983	62.6	66.798	110.015	57.766	45.502	45.077	50.921	43.565	34.139	16.507	14.96	11.56	10.743	
Sr	1086.874	938.996	988.45	968.347	934.46	1186.855	1481.158	986.751	805.978	729.459	908.296	678.743	520.961	242.082	293.029	252.863	230.702	
Sm	14.089	12.084	12.187	9.826	11.746	12.409	19.662	11.104	9.02	8.988	9.946	8.37	7.69	4.228	3.663	3.055	2.718	
Hf	7.272	6.28	6.606	5.57	6.281	6.428	10.129	4.386	5.502	5.465	6.692	6.892	4.057	2.535	2.707	2.155	2.056	
Zr	360.412	299.255	300.822	258.647	302.238	323.916	504.803	204.086	249.264	248.592	325.812	317.473	174.043	100.639	114.937	88.419	83.327	
Eu	4.131	3.634	3.716	2.984	3.485	3.701	5.799	3.414	2.906	2.84	3.119	2.644	2.778	1.59	1.289	1.151	1.015	
Gd	10.737	9.567	9.581	8.025	9.415	9.685	15.53	8.826	7.721	7.612	8.055	6.724	7.793	4.735	3.718	3.189	2.879	
Tb	1.444	1.275	1.297	1.074	1.234	1.264	1.992	1.182	1.058	1.044	1.098	0.914	1.144	0.755	0.59	0.517	0.472	
Dy	6.921	6.508	6.415	5.426	6.069	6.224	9.333	5.966	5.308	5.313	5.589	4.407	6.046	4.16	3.268	2.84	2.606	
Ho	1.191	1.162	1.1	0.91	1.078	1.083	1.506	1.061	0.92	0.912	1.006	0.711	1.175	0.791	0.623	0.543	0.495	
Y	33.579	32.284	29.953	26.33	30.703	30.502	43.832	29.679	26.466	26.066	28.358	20.691	38.088	23.521	17.626	15.818	14.304	
Er	2.75	2.659	2.542	2.088	2.463	2.475	3.394	2.464	2.099	2.149	2.332	1.587	2.895	1.957	1.579	1.381	1.28	
Tm	0.368	0.367	0.338	0.279	0.333	0.327	0.428	0.344	0.289	0.285	0.315	0.198	0.388	0.274	0.22	0.196	0.192	
Yb	2.032	2.147	1.914	1.554	1.903	1.871	2.378	1.892	1.569	1.595	1.788	1.138	2.231	1.615	1.336	1.137	1.116	
Lu	0.262	0.293	0.257	0.213	0.262	0.252	0.294	0.272	0.217	0.211	0.236	0.151	0.317	0.223	0.202	0.161	0.17	
Nb/U	51.53	51.42	47.85	52.87	56.50	76.49	45.26	42.54	51.40	54.83	48.37	48.3	38.14	55.51	50.91	49.99	45.15	
Ce/Pb	48.03	32.13	32.42	31.25	40.27	38.84	33.73	31.88	27.15	26.41	22.64	33.81	20.38	30.18	24.52	21.13	20.6	
Nb/Ta	17.98	19.66	18.07	19.77	19.79	18.32	17.34	22.06	18.99	18.16	17.64	16.99	19.37	17.59	17.45	19.4	17.09	

注:全岩的微量元素分析是在美国麻省理工学院(MIT)地球化学实验室完成,采用的方法为 ICP-MS,精度为:变异系数小于 0.023;全岩的常量元素分析由中国地质大学化学分室完成(湿法分析),相对偏差小于 0.25%。

出,从沿海→内陆岩浆起源深度逐渐变深(40~53 km→66~83 km→95~116 km),局部熔融程度逐渐变小。

表2 东南沿海地区下面热柱的动力学参数

Table 2 The dynamic parameters of plume beneath the southeast coast of China

时代	深度 (km)	熔体 数量(%)	温度 (°C)	地区	
扩张期后	第四纪	95~116	2.3~6.3	1515~1550	明溪
	中新世中晚期—上新世	66~83	5.4~5.8	1400~1500	文昌蓬莱、 闽清、新昌
扩张期	15~32 Ma	40~53	11.6~13.0	1350±	牛头山、 澎湖
扩张期前	>32 Ma	46~54	4.3	1300~1380	普宁

2 微量元素和 Sr-Nd 同位素特征

2.1 微量元素特征

表1列出了本区有代表性火山岩的微量元素分析结果。利用原始地幔(Hofmann, 1988)标准化的 REE 和多元素图解(图2,图3)表明,本区火山岩总的特征是 REE 配分模式为 LREE 富集(图2),且霞石岩、碱性苦橄玄武岩、碧玄岩和碱性橄橄榄玄武岩 LREE 的丰度高于拉斑玄武岩。普宁的火山岩具有负的 Eu 异常,而牛头山的火山岩则具有正的 Eu 异常,前者可能是由于斜长石的分离结晶作用,而后者则是由于斜长石加入到岩浆中,这已为在牛头山火山岩中发现斜长石巨晶所证实。

本区火山岩不相容元素高度富集(图3),这类似于大多数洋岛玄武岩(OIB)的特征,而且霞石岩、碱性苦橄玄武岩、碧玄岩和碱性橄橄榄玄武岩的不相容元素比 OIB 还要富集。各种火山岩的 REE 和微量元素的不同配分模式和变化规律,以及利用矿物—熔浆平衡的热力学计算结果表明(表2),本区火山岩具有不同的地幔源区和局部熔融程度,橄橄榄拉斑玄武岩来源于相对较浅的尖晶石二辉橄橄榄岩源区,而且局部熔融程度较高;而霞石岩、碱性苦橄玄武岩、碧玄岩形成于较深的石榴子石二辉橄橄榄岩源区,且局部熔融程度较低;碱性橄橄榄玄武岩的源区为尖晶石二辉橄橄榄岩,其形成深度和局部熔融程度介于前两者之间。

本区火山岩具有 Nb、Ta 和 Zr 等高场强元素正异常和 Pb、U 负异常,这类似于 MORB 和 OIB,而具有的 Ba 和 Sr 的正弱异常暗示了地幔源区含有老的辉长岩。不相容元素浓度比值,特别是强不相容元素的浓度比值可以有助于鉴别其形成过程(Hofmann, 1997)。Nb/U 值已被广泛应用于区别 OIB 和大陆地壳,典型的未污染的 OIB 和 MORB 该比值为 47 ± 10 ,典型的大陆地壳该比值为 10(Condie, 2001)。本区火山岩 Nb/U = 45.2~56.52,从 Nb/U-Nb 图解(图4)可以看出其投点落在 OIB 范围内。本区火山岩的 Ce/Pb 值变化于 13.71~48.03,类似于 OIB(Ce/Pb ≈ 25)(Hofmann, 1997),比大陆地壳该值高得多,比岛弧火山岩高出 4~5 倍,所以本区的火山岩未受到陆壳的混染。陆壳 Nb/Ta 值为 12,榴辉岩洋壳板片(slab)Nb/Ta 值为 33,亏损地幔 Nb/Ta 值为 17。本区玄武质熔岩 Nb/Ta 值为 15.1~22.1,类似于亏损地幔。

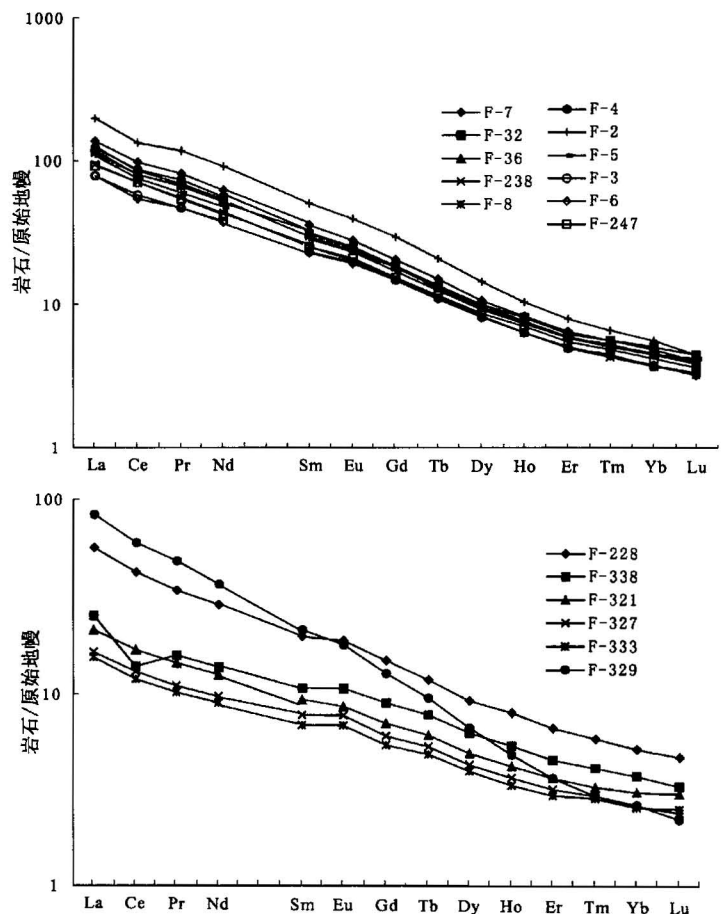


图2 东南沿海地区火山岩 REE 配分模式(样品号与表1对应)
Fig. 2 REE patterns of volcanic rocks in the southeast coast of China
(the sample number are the same to those in table 1)

2.2 Sr-Nd 同位素特征

表3列出了研究区火山岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和¹⁴³Nd/¹⁴⁴N同位素组成。Sr-Nd 同位素具有类似的组成,为一接近地幔演化线的负的相关线(图略)。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 的变化范围从0.703264~0.704519,类似于 OIB; ϵ_{Nd} 值变化于+1.7~+6.9,平均值为+4.9,具有亏损的特征,其亏损程度低于 MORB($\epsilon_{Nd} = +10$),类似于 OIB($\epsilon_{Nd} = +6$)。赵海玲(1990)的研究表明,本区源区岩石的局部熔融程度对 Sr、Nd 同位素没有明显影响。低的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和高的¹⁴³Nd/¹⁴⁴N 值说明本区火山岩与俯冲作用和陆壳混染无关,主要取决于源区岩石的性质和随时间的演化。

3 讨论和结论

3.1 热点轨迹和地幔柱

新生代火山岩呈离散型广泛分布于东南沿海地区和印度支那,不呈溢流玄武岩出现,这可能是由于热柱起源比较浅,而且火山岩的形成与热柱的尾部有关。由前所述,从沿海→内陆,以牛头山→闽清→明溪为代表的玄武岩年龄逐渐变小,(17~15 Ma→12 Ma→2.2~0.9 Ma),且火山岩的碱度逐渐增加,出现了火山链,其热点轨迹如图5所示。

本区火山岩岩石系列、类型及其形成的构造背景具有大陆裂谷火山岩的特征(赵海玲,1990,1999),其微量元素和 Sr-Nd 同位素与 OIB 类似。我们的研究表明(赵海玲等,1990;Deng et al.,1991),东南沿海地区新生代时上地幔具有类似于大洋地温的高热状态,而且一个明显的趋势是,上地幔辉石的地热分布随深度的减小而偏离大洋地温曲线,上地幔的热结构处于扰动状态。地幔柱通常被认为是相对热的和低密度的地幔,由于它的浮力而上升。我们认为上地幔的这种过热状态和扰动的热结构,可能是地幔柱的重要表现,它导致了地幔岩局部熔融和产生了热的浮力流,致使火山作用的发生。另外,广东英峰岭新生代火山岩中石榴子石和钛铁矿巨晶具有较高的³He/⁴He 值(7.99~8.26 Ra,徐士进

等,2003),类似于 MORB 的³He/⁴He 值(8.0±1 Ra,Hoffman,1997),说明岩浆来源于岩石圈地幔。

Lebedev 等(2000,2003)发现了海南岛下面从地表到转换带有一个低的 V_s 异常,并建立了西太平洋下面(包括东南亚)上地幔的 CT 三维模式,提出了在海南地区下面存在地幔柱。

Courtillot 等(2003)提出了热点火山作用的5个准则:① 出现火山链;② 在这个热点轨迹上为溢流玄武岩;③ 大的浮力流;④ 高的³He/⁴He 同位素比值;⑤ 在下伏地幔中存在非常低的剪切波速度(V_s)。

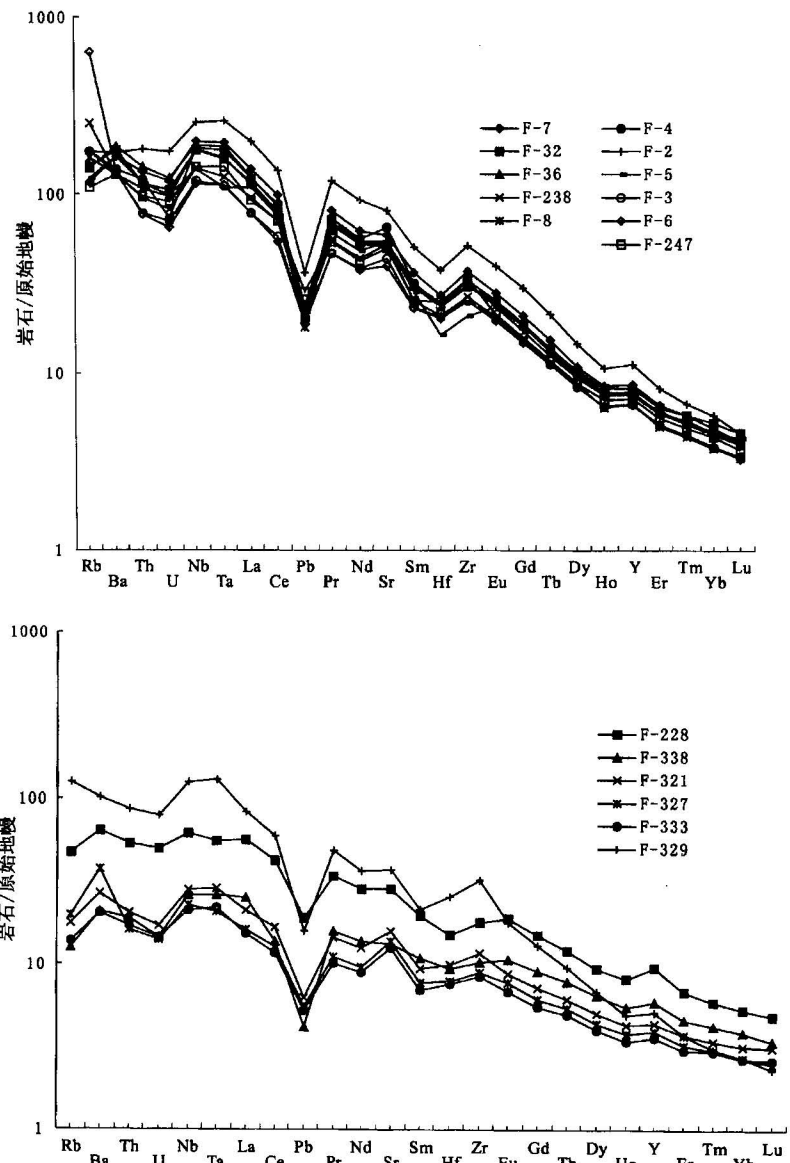


图 3 东南沿海地区火山岩微量元素图解(样号与表1对应)

Fig. 3 Trace elements patterns of volcanic rocks in the southeast coast of China (the sample number are the same to those in table 1)

综上所述,我们提出了在东南沿海地区下面可能存在地幔柱,并在地表出现热点轨迹。

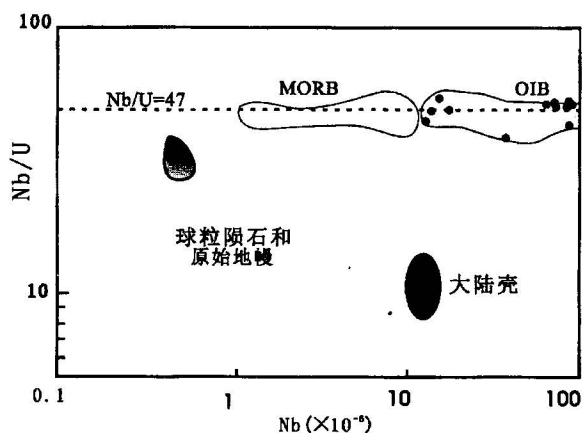


图4 东南沿海地区火山岩 Nb/U-Nb 图解

(据 Condie, 2001)

Fig. 4 Nb/U vs. Nb graph of volcanic rocks in the southeast coast of China (after Condie, 2001)

MORB—大洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩

MORB—Middle ocean ridge basalt; OIB—oceanic island basalt

表3 东南沿海地区玄武岩的 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Sr-nd isotopic data of basalts in the southeast coast of China

序号	岩石类型	地点	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ϵ_{Sr}	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}
1	霞石岩	衢州	0.703633±29	-12.3	0.512888±5	5
2		明溪			0.512957±12	6.4
3	碱性玄武岩	新昌	0.703292±22	-17.9	0.512831±5	6.9
4	碱性玄武岩	牛头山	0.704128±29	-5.3	0.512831±4	3.8
5	碱性玄武岩	普宁			0.512900±14	5.3
6	碱性玄武岩	海南岛	0.70345±22	-14.9	0.512945±17	6
7	碱性玄武岩	明溪	0.703601±13	-12.8	0.512883±4	4.8
8	拉斑玄武岩	明溪	0.704519±11	0.3	0.512773±7	2.6
9	碱性玄武岩	明溪	0.703833±8		0.512845±18	4.0
10	拉斑玄武岩	龙海	0.703264±9		0.512961±13	6.3
11	拉斑玄武岩	宁海	0.70414±12		0.512892±9	5.0
12	霞石岩	缙云	0.703557±7		0.51289±16	4.9
13	碧玄岩	天台	0.703678±10		0.512902±9	5.2
14	碱性玄武岩	嵊县	0.703736±9		0.51291±11	5.3
15	拉斑玄武岩	嵊县	0.704235±11		0.512873±10	4.6
16	拉斑玄武岩	新昌	0.704189±7		0.512725±26	1.7
17	霞石岩	衢州	0.703704±7		0.512864±6	4.4
18	碧玄岩	龙游	0.7038178±8		0.512875±17	4.6
19	碱性玄武岩	诸暨	0.703885±10		0.512915±9	5.4

注:样品由周新华教授在英国剑桥大学同位素地球化学实验室利用 VG354质谱仪完成,样号 9~19据 Ho 等(2003)。

全球的热点和热点轨迹分布表明,有一些地幔柱上升在地表留下热点轨迹,如:最著名的夏威夷火山是一个典型代表,夏威夷地幔柱有非常深的根。但是有一些地幔柱仅仅留下了热点,而没有留下热点

轨迹,如:Jan Mayan, Marion, Samoa 等(Crough, 1983; Ducan et al., 1991)。由于大陆岩石圈比大洋盆岩石圈厚,其热点轨迹较之难以辨认,因此出现在大陆上的热点轨迹较少(Mcdough et al., 1988; Burke, 1996)。

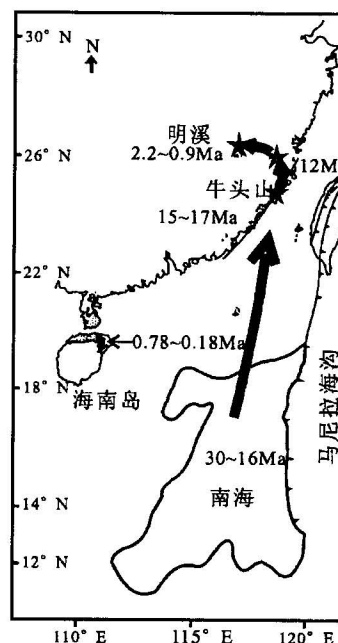


图5 东南沿海地区热点轨迹图

Fig. 5 Map showing the track of hotspot in the southeast coast of China

3.2 地幔柱/热点的成因及成因模式

地幔柱/热点的成因一直是一个有争议的问题, Morgan (1971) 提出的地幔柱产生于地幔最下部 (D'') 的模式已遭到质疑。Courtillot 等 (2003) 提出了热点可能来自不同的地幔边界层, 存在3种类型的地幔柱/热点, 3种类型地幔柱/热点可能与3个边界层相当: ① 原生的或主要的热柱来自地幔最下部的边界层 (D''); ② 可能来自转换带的顶部; ③ 热点可能有一个表层的成因, 连结岩石圈中张应力和产生减压熔融。

大洋板块俯冲到地幔需要一个上升流来平衡, 冷的板片下沉, 热的地幔上升, 提供了一个回升流。Larson (1991) 最初用超地幔柱这一术语描述太平洋盆地中地幔大规模上隆, 一些研究者也延续了这一术语 (Marugama, 1994)。Condie (2001) 利用地幔上隆这一术语描述在俯冲带之间大范围上升的热地幔, 地幔的上隆是由于俯冲而产生的回升流的结果。地幔上隆抬升了岩石圈, 产生了大规模的隆起, 一个大

范围的地幔上隆可能包含许多地幔柱和热点,现今地球上许多主要的热点就出现在地幔上隆中(Condie, 2001),如:在非洲和南太平洋下面的地幔上隆。中国东南沿海地区软流圈埋深变浅(表2)是岩石圈地幔大规模上隆的结果,在地幔上隆中可能就包含了热点。

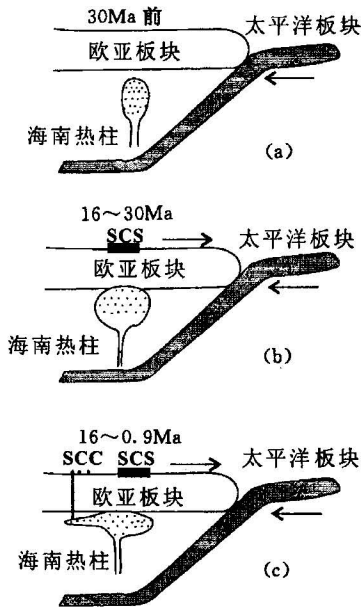


图 6 东南沿海地区地幔柱形成及火山作用示意图

Fig. 6 Schematic cross section showing origin of mantle plume and volcanism in the southeast coast of China

SCS—中国南海; SCC—中国东南沿海地区

SCS—South China Sea; SCC—southeast coast of China

太平洋板块俯冲,即大洋岩石圈板片的下沉,在上地幔的转换带(410~660 km 不连续面)上产生了强烈的地震(Karason et al., 2000; Lebedev et al., 2003),通过地震的研究可以对热柱形成的深度提供有说服力的限定。本区的地震研究表明,热柱在转换带或在低速带的底部延伸,CT 图象可看出太平洋俯冲板片停在了660 km 的不连续面上(Karason et al., 2000; Lebedev et al., 2003)。这与世界上许多俯冲板片不同,世界上许多俯冲板片不是停留在660 km 不连续面上,而是继续向深部下沉进入地球内部(Lassiter, 1999)。

太平洋板块的俯冲作用诱发了地幔柱的产生,在亚洲大陆东南缘地幔柱沿着岩石圈薄弱带向上移动,同时产生了减压熔融。在东南沿海地区大约在30 Ma 前可能形成了地幔柱,同时产生了火山作用(图6a),在30—16 Ma 地幔柱上升、岩石圈破裂,南海

形成(图6b)。在16~0.9 Ma,与地幔柱有关的火山作用出现在东南沿海地区和印度支那(图6c),而且在东南沿海地区产生了热点轨迹。欧亚板块向东南移动,这个地区的火山活动向西北迁移,这与热点轨迹一致。由于地幔柱的源区是在俯冲带的上部,随着时间延续,地幔柱的能源逐渐变弱,上升能力减弱,所以地幔柱逐渐出现于较深的部位,这就是为什么从沿海到内陆随时间的变新,岩浆起源的深度逐渐变深,局部熔融程度逐渐变小(表2)。

在16 Ma 前,广泛分布的火山活动与热柱到达岩石圈有关。据此,热柱头向外伸展形成了广泛而分散的火山活动,而且在一些地区留下了热点轨迹,这个模式与火山岩的时空分布及岩石成因一致。

3.3 结论

在中国东南沿海地区存在热点轨迹火山岩及地幔柱,南海的扩张和东南沿海的火山岩作用与地幔柱活动有关。地幔柱的形成是由太平洋板块俯冲作用诱发的,且地幔柱位于俯冲带的上面。

致谢 本文的微量元素测试是在美国麻省理工学院(MIT)地球化学实验室完成的,在工作过程中得到 Fred. A. Frey 教授和 Huang Shichun 博士的大力帮助和支持,并与第一作者进行了有益的讨论,在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 徐士进,方中,松本拓也,等. 2003. 女山和英峰岭地幔巨晶矿物中 He 和 Ar 同位素特征及其地质意义. 科学通报, 48(10): 1087~1091.
- 薛怀民,陶奎元,沈加林. 1996. 中国东南沿海中生代酸性火山岩的铷和钐同位素特征与岩浆成因. 地质学报, 70(1): 35~47.
- 赵海玲,邓晋福. 1990. 中国东南沿海地区上地幔深部作用特征. 见: 中国上地幔特征与动力学论文集. 北京:地震出版社, 62~71.
- 赵海玲. 1990. 中国东南沿海地区晚第三纪—第四纪大陆裂谷型火山作用与深部过程. 武汉:中国地质大学出版社, 1~147.
- 赵海玲,邓晋福,李凯明,等. 1999. 东南沿海及南海新生代火山作用与南海的形成演化. 地质论评, 45(supp): 809~816.
- 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. 地质学报, 55(1): 29~40.

References

- Burke K. 1996. The african plate. S. African J. Geol., 99: 341~410.
- Chung S L, Lee T Y, Lo C H, Wang P L, Chen C Y, Yem N T, Hoa T T, Genyao W. 1997. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone. Geol., 25: 311~314.
- Condie K C. 2001. Mantle plumes and their record in earth history. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1~272.
- Courtillot V, Sauaille A, Besse J, Stock J. 2003. Three distinct types of hot spots in the earth's mantle. Earth and planetary Sci.

- Lett., 205: 295~308.
- Crough T S. 1983. Hotspot swells. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 11: 19~194.
- Deng Jinfu, Zhao Hailing. 1991. The thermal structure of the upper mantle in eastern China—inferred from the petrological model. *Acta Geol. Sinica*, 4(2): 195~201.
- Duncan R A, Richards M A. 1991. Hotspots, mantle plumes, floods basalts, and true polar wander. *Rev. Geophys.*, 29: 31~50.
- Ho K S, Chen J C, Lo C H, Zhao H L. 2003. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating and geochemical characteristics of late Cenozoic basaltic rocks from the Zhejiang—Fujian region, SE China: eruption ages, magma evolution and petrogenesis. *Chemical Geology*, 197: 287~318.
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the earth: The relationship between mantle Continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 297~314.
- Hoffman A W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219~229.
- Karason H, Hilst R D V. 2000. Constraints on mantle convection from seismic tomography, the history and dynamics of Global plate. *Geophysical Monograph*, 121: 277~288.
- Larson R L. 1991. Latest plume of earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geol.*, 19: 547~550.
- Lassiter J. 1999. Hawaiian plume dynamics. *Science*, 285: 846~847.
- Lebedev S, Chevrot S, Nolet G, Hilst R D V. 2000. New seismic evidence for a deep mantle origin of the S. China basalts (the Hainan Plume) and other Observations in SE Asia. *AGU Abstract*.
- Lebedev S, Nolet G. 2003. The upper mantle beneath Southeast Asia from S. velocity tomography. *J. Geophys. Res.*, 108: 20~48.
- Morgan W J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42~43.
- Marugama S. 1994. Plume tectonics. *J. Geol. Soc.*, 100: 24~49.
- Mcdough I, Duncan R A. 1988. Age progressive volcanism in the Tasmantidseamounts. *Earth Planet Sci. Lett.*, 89: 207~220.
- Xu S J, Fang Z, Matsumoto T, et al. 2003. He and Ar isotopes in mantle megacryst minerals from Nushan and Yingfengling in Southeast China and its implications. *Chinese Science Bulletin*, 48(10): 1087~1091.
- Xue Huaimin, Tao Kuiyuan, Shen Jialin. 1996. Sr and Nd isotopic characteristics and magma genesis of Mesozoic volcanic rocks along the coastal region of southeastern China. *Acta Geologica Sinica*, 71(1): 35~47 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Hailing. 1990. Neogene—Quaternary continental rifting volcanism and deep processes in the Southeast Coast of China. Wuhan: China University of Geosciences Publishing House, 1~147 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Hailing, Deng Jinfu. 1990. The characteristics of the deep process of the upper mantle in the Southeast Coast of China. In: Scientific paper on the characteristics and the dynamics of the upper mantle in China. Beijing: Seismological Publishing House, 62~71 (in Chinese).
- Zhao H L, Deng J F, Li K M, et al. 1999. Cenozoic volcanism in the Southeast Coast of China and the south China sea and the formation and evolution of the South China Sea. *Geological Review*, 45 (Sup.): 809~816 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Hailing, Deng Jinfu, Li Kaiming, et al. 2002. Cenozoic volcanism in the South China Sea and its vicinity and the South China Sea spreading, China. *Journal of China University of Geosciences*, 13(3): 217~224.
- Zhou Xinmin, Chen Tuhua. 1981. Composition and evolution of Cenozoic basaltic rocks in southeastern coastal provinces of China. *Acta Geologica Sinica*, 55(1): 29~40 (in Chinese with English abstract).

Cenozoic Volcanism and Mantle Plume along Southeast Coast of China

ZHAO Hailing^{1,2)}, DI Yongjun²⁾, LIU Zhenwen²⁾, LI Jian³⁾, DENG Jinfu²⁾, HE Gongsuan⁴⁾, LIU Qinghua²⁾

1) *Key Laboratory of Lithosphere Tectonics and Exploration, China University of Geosciences, Beijing, 100083*

2) *School of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083*

3) *Langfang Branch of Petroleum Exploration and Development Institute, Langfang, Hebei, 065007*

4) *Natural Science Museum of Taiwan, Taichung, 404, Taiwan*

Abstract

The Cenozoic volcanic rocks in the southeastern coast areas of China becomes gradually younger from coast to inland areas (Niutoushan → Minqing → Mingxi), showing characteristics of volcanic chains. The characteristics of trace elements and Sr-Nd isotope are similar to those of OIB. The upper mantle shows a superthermal state and turbulent thermal structure. Geophysical study discovered a low- V_s anomaly and proposed a CT model. Volcanic rocks have relatively high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios. These provide evidence for the existence of mantle plume beneath this area. On the basis of thermodynamic parameters, it is shown that, from coast to inland areas, the alkalinity of volcanic rocks and the formation depth of magmas increases and the degree of partial melting decreases as the age of volcanic rocks decreases. It is thus concluded that the formation of the mantle plume was induced by the subduction of the Pacific plate and that the mantle plume is above the subduction zone. Spreading of the South China Sea and formation of Cenozoic volcanic rocks are produced by mantle plume activity. A genesis model for the mantle plume is put forward in this study.

Key words: Cenozoic volcanism; mantle plume; volcanic chain; Pacific Ocean plate subduction