

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

中国东部中生代火山岩

吴利仁 齐进英 王昕渡 张秀棋 徐永生

(中国科学院地质研究所)

中国东部中生代火山岩非常发育, 出露面积达 120 万平方公里(图 1)。由于各种金属、非金属矿床都直接或间接与其有成因联系; 而且愈来愈清楚地表明, 中生代火山活动在时间上、空间上都与板块运动息息相关, 因此日益引起广大地质工作者的注意。

一、本区中生代岩浆活动与板块运动以及火山岩特征

根据各方面的地质资料^{[1],[2],[3]}, 许多地质学者认为日本列岛距今 120 百万年以后才开始脱离欧亚大陆。关于其机制各家说法不一, 如 S. Uyeda 和 A. Miyashiro^[4] 认为于距今 70 百万年前后由于库拉—太平洋脊倾没于大陆板块之下, 其热效应使大陆靠海一侧厚度变薄, 受张力而破裂, 并移动开来, 最终导致日本列岛的形成。

台湾岛东部的高压低温变质带(大南澳蓝闪石绿片岩系)与日本西南部的三波川组相对应, 代表中生代板块消亡带的遗迹。于中国大陆东部边缘(如福建沿海长乐—南澳变质带)则形成与日本领家组相应的红柱石、矽线石高温低压变质带。

如将上述两种情况综合加以考虑, 则当时的海沟邻近欧亚大陆并自台湾岛东侧约作 30° 方向延伸。沿这个方向分布着火山岩发育的济州岛和郁陵岛, 其东北面的阿留申岛弧主要由安山岩、英安岩所组成。

燕山运动早期(180—145 百万年), 一些地质学者根据古地磁资料认为库拉板块作北北西向运动, 向欧亚板块下俯冲, 首先导致我国东部地壳及莫霍不连续面大范围隆起。大兴安岭—太行山—武陵山—苗岭—桂西山地、长白山、东南沿海、南岭等地壳厚度陡变带是当时隆起区遗留下的框架。一些古老的深断裂, 如太行山、郯庐、丽水—海丰、长乐—南澳、邵武—河源等深断裂可能对隆起起了一定控制作用。在北部以太行山为界, 东西两部构造发育有所不同: 西部以大型沉积盆地为主, 岩浆活动微弱; 东部大面积隆起, 岩浆以侵入活动为主; 唯开始出现北东东向蔚县—朝阳等断陷盆地, 其中火山活动较强烈。于南部地区, 在隆起的背景上褶皱显著。如寿昌—雪峰隆起附近形成许多短轴褶皱, 轴向 25°—30°, 背斜两翼倾角东陡西缓, 向斜相反。岩浆活动亦以侵入活动为主。

在地壳大规模隆起褶皱以后, 于燕山运动晚期(140—70 百万年)中国东部又经历了以断裂为主的地壳运动。断裂多发生于隆起及褶皱的两翼, 属压性或压扭性, 倾向北西, 倾角陡, 动力变质发育。一些古断裂亦发生复活, 多具左旋平移性质。与此同时, 中国东部大陆相对大洋板块向南漂移(或仰冲)造成一些走向近东西、向南凸出的弧形褶皱(即李四光教授提出的“山”字形构造)。这可能是复式裂谷系形成与发展的初期。岩浆活动以

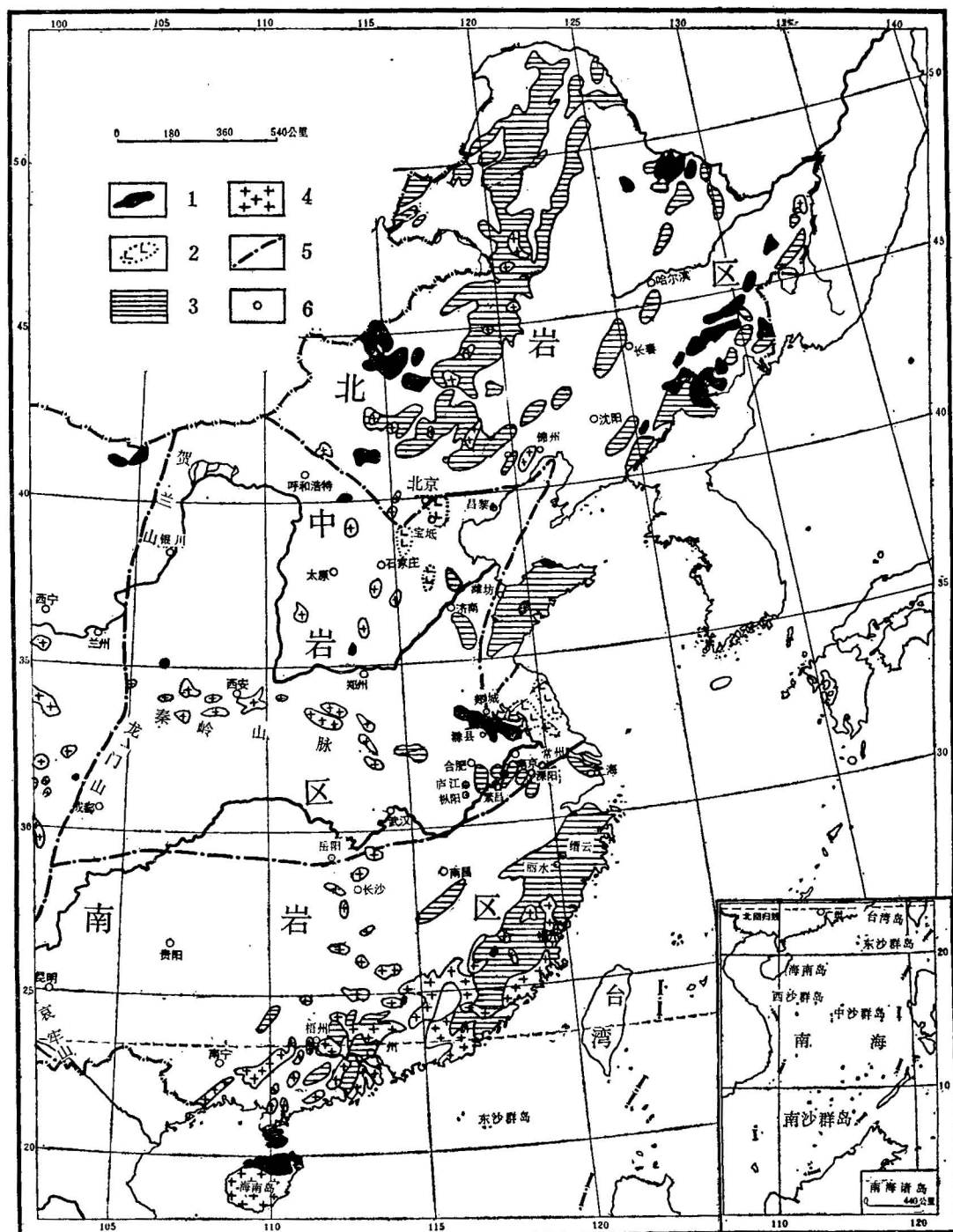


图1 中国东部中生代火山岩分布及岩区划分图

1-出露的新生代火山岩; 2-隐伏的新生代火山岩; 3-中生代火山岩; 4-中生代侵入岩; 5-岩区界线; 6-城镇(据中华人民共和国1:400万地质图、各省区测报告及作者的实际资料编制)

火山喷发为主。

根据中生代火山岩岩石组合特点,可把我国东部划分为三大火山岩区(以下简称岩区):1.南岩区:包括常州—岳阳深断裂以南的闽、浙、赣、粤、湘一带。2.中岩区:包括常州—岳阳深断裂以北,郯庐深断裂至嘉山—响水断裂交界处以西,宝坻—昌黎—锦州断裂以南的范围。代表性地区如长江下游、鲁中、鲁西、冀南、晋东等。3.北岩区:包括宝坻—昌黎—锦州断裂以北及郯庐断裂与嘉山—响水断裂交界处以东地区:鲁东、燕山、老爷岭、张广才岭及大兴安岭等地属之。上述岩区的西界不定,所谓“中国东部”广义的西界在贺兰山—龙门山—哀牢山一线。但中生代火山岩主要分布于大兴安岭—太行山—武陵山—苗岭—桂西山地以东地区。有些侵入体伸入西部高原中。

上述三岩区的主要分界线略呈北东东向,并不与当时的海沟平行,而与其呈锐角相交,代表着库拉板块运动方向的垂线,并反映了岩浆形成的深度自南而北的变化(图 2)远远大于东西向的变化。我们将此种分带(区)称为“化学分带”;而将平行于海沟的日本西南部、中国大陆东部边缘和台湾岛的双变质带称为“物理分带”。

根据吴利仁等^[9]所建议的方案,对三岩区的火山岩进行分类、命名,并将它们表示在 QAPF 双三角图解中。各岩区的火山岩组合各有其特色。

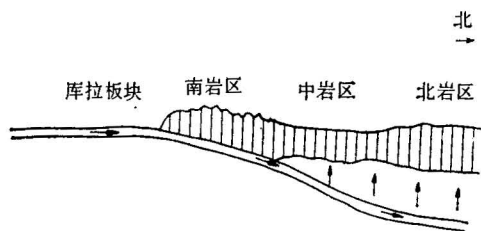


图 2 与库拉板块运动方向近于平行的剖面示意图

根据 G. A. MacDonald^[6] 的 SiO_2 —($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 图解、AFM 图解, T. N. Irvine 等^[7] 的 Ab' —An—Or 图解以及 A. Miyashiro^[8] 的 Q (标准矿物)、Ne (标准矿物)— SiO_2 , Q、Ne— FeO^*/MgO 图解 ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.8998$), 对本文所探讨的所有火山岩的化学成分进行了系统研究。所得到的结果可概括如下:

南岩区安山岩(石英安山岩、石英粗安岩、石英安粗岩)—流纹岩为主要火山岩组合。流纹岩占绝对优势,其中碱长流纹岩占重要地位,有时出现玄武岩(拉斑玄武岩、石英粗面玄武岩)。除基性火山岩及部分安山岩类属于碱性系列外,其余均属钙碱性岩系列。中岩区富钾质火山岩组合很发育,如(粗面玄武岩)—粗安岩—安粗岩—粗面岩—(响岩)。它们属于碱性岩石系列,跨式 A 型(宁芜、庐枞盆地)或跨式 B 型(鲁东、鲁中)分异趋势。它们常出现于裂谷带中及其附近;但于个别地区,特别是接近中岩区的南界一带(如漂水、繁昌等地)出现玄武岩、安山岩、英安岩和流纹岩,它们属于钙碱性岩石系列。北岩区主要岩石组合为玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩,属于钙碱性岩石系列;但于燕山地区亦常出现石英粗面玄武岩—石英粗安岩—石英安粗岩—流纹岩,它们属于由碱性系列向钙碱性系列过渡的类型。各岩区的所有钙碱性火山岩以富钾型为主,过渡型次之。所有属于碱性系列的火山岩均为钾质亚系,但是宁芜盆地大王山旋迥的火山岩则属钠质亚系。

上述三岩区火山岩化学成分的共同特点是:碱质高, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \geq 1$; 而 TiO_2 偏低, 一般 $< 1\%$ 。

表 1 各岩区岩石中辉石的化学成分及计算结果

岩 区	北 岩 区						中 岩 区				南 岩 区		
顺序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
岩石名称	石 英 安山岩	石 英 粗 安 岩				石 英 安山岩	安山岩	二长岩	安山岩	安山岩	石 英 粗面岩	安 山 玢 岩	含似长石玄 武岩
产 地	建 昌	滦 平				来 阳	七宝山	铜 井	莱 芜	蒙阴	缙 云		
SiO ₂	51.03	49.59	54.51	51.93	50.10	50.46	49.60	51.14	50.96	49.95	48.37	50.47	49.45
TiO ₂	0.28	0.70	0.25	0.28	0.28	0.61	0.80	0.54	0.40	0.39	1.45	0.86	0.60
Al ₂ O ₃	2.36	2.53	2.07	2.27	4.09	3.20	3.32	4.25	2.07	3.01	4.49	4.59	4.61
FeO	14.29	10.47	10.52	10.33	10.75	8.99	9.22	8.05	5.91	4.88	9.15	10.42	10.35
MnO	0.20	0.41	0.45	0.62	0.33	0.33	0.39	0.32	0.28	0.25	0.14	0.36	0.17
MgO	27.65	16.14	31.21	14.89	11.79	16.87	14.73	16.34	19.09	18.67	15.05	14.90	14.87
CaO	1.74	19.02	1.72	20.88	21.34	19.05	20.27	20.31	20.83	21.35	21.13	18.89	18.96
Na ₂ O	0.28	0.45	0.15	0.58	0.44	0.45	0.54	0.55	0.28	0.50	0.43	0.41	0.50
K ₂ O	0.21	0.02	0.01	0.02	0.18	0.46	0.45	0.13	0.12	0.25	0.04	0.35	0.06
Cr ₂ O ₃	0.60	0.09	0.32	0.03	0.48	0.19		0.07	0.19	0.18		0.18	0.33
总 和	98.64	99.42	101.21	101.83	99.78	100.61	99.32	101.70	100.13	99.43	100.25	101.43	99.90

以 六 个 氧 离 子 为 基 础

Si	1.879	1.874	1.912	1.916	1.895	1.881	1.875	1.866	1.880	1.854	1.813	1.862	1.853
Al	0.103	0.113	0.086	0.084	0.105	0.119	0.125	0.134	0.090	0.132	0.187	0.138	0.147
Al				0.015	0.077	0.022	0.020	0.050				0.061	0.056
Ti	0.008	0.020	0.007	0.008	0.016	0.002	0.023	0.015	0.011	0.011	0.004	0.024	0.017
Fe ²⁺	0.440	0.331	0.308	0.319	0.350	0.280	0.291	0.246	0.182	0.151	0.287	0.321	0.324
Mn	0.006	0.013	0.013	0.019	0.011	0.011	0.013	0.010	0.009	0.008	0.005	0.012	0.005
Mg	1.517	0.909	1.631	0.818	0.664	0.937	0.829	0.888	1.049	1.033	0.840	0.819	0.830
Ca	0.069	0.770	0.065	0.825	0.864	0.761	0.820	0.794	0.823	0.849	0.848	0.746	0.761
Na	0.020	0.034	0.010	0.042	0.033	0.032	0.039	0.039	0.020	0.036	0.031	0.030	0.038
K	0.010	0.001	0.001	0.001	0.009	0.022	0.022	0.006	0.006	0.012	0.002	0.017	0.003
Cr	0.017	0.003	0.009	0.001	0.014	0.005		0.002	0.005	0.005		0.005	0.010
Wo	3.4	38.1	3.2	41.6	46.0	38.3	42.0	41.0	39.9	41.6	43.8	39.3	39.6
En	74.7	44.9	80.8	41.3	35.4	47.1	42.4	45.8	50.8	50.6	42.4	43.2	43.2
Fs	21.9	17.0	15.9	17.1	18.6	14.6	15.6	13.2	9.3	7.8	14.7	17.5	17.1
矿物名称	古 铜 辉 石	普 通 辉 石	古 铜 辉 石	普 通 辉 石	次 透 辉 石	普 通 辉 石	普 通 辉 石	普 通 辉 石	顽 透 辉 石	顽 透 辉 石	普 通 辉 石	普 通 辉 石	普 通 辉 石

所有样品为庄世杰用电子探针分析。

二、岩区的辉石特征及火山岩淬火温度

用电子探针测得各岩区岩石的辉石化学成分及计算结果见表 1。我们采用 $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ — $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ 系统^[9]对单斜辉石进行命名。北岩区火山岩中见斜方辉石及单斜辉石，而单斜辉石中以普通辉石为主，次透辉石次之。中岩区火山岩很少见斜方辉石。宁芜、庐枞火山岩中单斜辉石几乎全为普通辉石；而莱芜、蒙阴、郯城等火山岩中主要为次透辉石及顽透辉石。W. A. Deer 等^[10]认为透辉石和次透辉石是碱性橄榄玄武岩浆及其有关岩石的普通组分。这反映了中岩区火山岩偏碱性的特点。南岩区基、中性火山岩中亦以普通辉石为主。

把我们所拥有的辉石与其它地区碱性系列岩石和亚碱性岩石中的辉石作比较，大部分辉石中的 Al_2O_3 、 TiO_2 含量较碱性系列岩石辉石中者偏低； Na_2O 含量明显较亚碱性岩石辉石中者偏高，而接近碱性系列岩石辉石中者的下限；而 MnO 含量则较上述两种岩石系列辉石中者均高。这说明形成这些辉石的岩浆既有碱性系列岩浆的特点，又有亚碱性岩浆的特点。

I. Kushiro^[11] 和 N. J. Le Bass^[12]指出在富 Ca 的辉石中 Al 的含量与岩浆中 SiO_2 的含

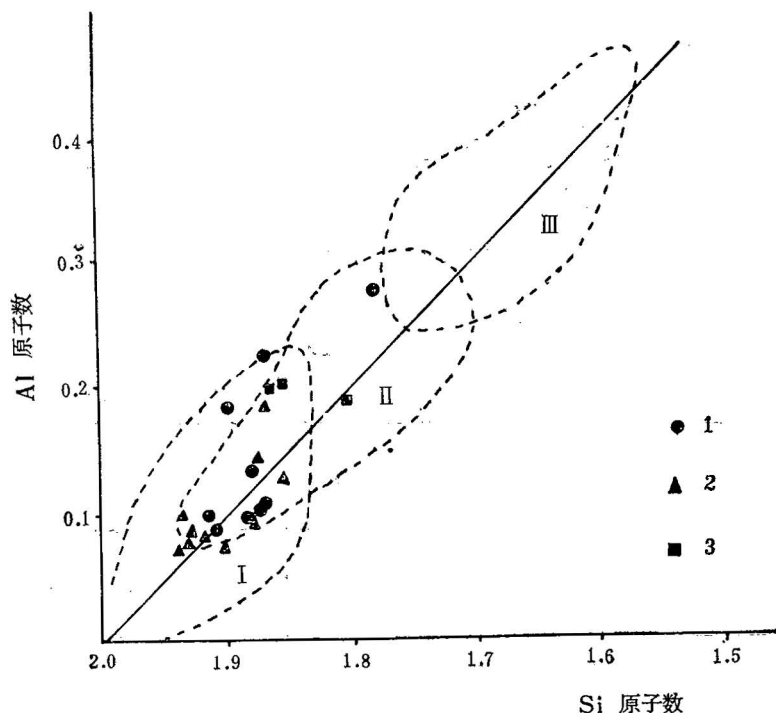


图 3 以 6 个氧原子为基础，单斜辉石中 Si—Al 关系图解

I—拉斑玄武岩；II—不含似长石的碱性岩；III—含似长石的碱性岩。1—北岩区岩石中的辉石；2—中岩区岩石中的辉石；3—南岩区岩石中的辉石。图中拉斑玄武岩区实际代表亚碱性岩区，它亦包含钙碱性岩石。斜方辉石的数据亦投于图中

量成反比。在硅酸过饱和的岩石(如拉斑玄武岩、钙碱性岩)的辉石中,位于 SiO_4 四面体位置上 Al 取代 Si 的数量比硅酸不饱和的碱性岩中者要小得多。因此可以利用辉石中 Al 和 Si 原子的比例来判别岩浆的类型。把所讨论的辉石数据投在 I. Kushiro^[11] 的辉石成分 Si—Al 图上(图 3)。投影点主要分布于拉斑玄武岩区,特别集中于拉斑玄武岩和不含似长石碱性岩的重叠区。这反映了形成这些辉石的母岩浆的特点。

我们利用了斜长石温度计(A. M. Kudo 等)^[13]和二长石温度计(J. C. Stormer)^[14]对三岩区各类火山岩的淬火温度进行了测定,其结果:碱性玄武岩达 $1,315.1^\circ\text{C}$;橄榄拉斑玄武岩为 $1,240.0^\circ\text{C}$;粗面玄武岩为 $1,183.1^\circ\text{C}$;安山岩为 $1,252.6^\circ\text{C}$;安粗岩为 $1,175^\circ\text{C}$;碱长流纹岩为 990°C ;粗面岩和石英粗面岩为 $650^\circ\text{—}700^\circ\text{C}$ 。

三、岩区的氧、锶同位素特征

中岩区和北岩区磁铁矿、赤铁矿、页岩中铁质结核的 $\delta\text{O}^{18}\text{‰}$ 值变化于 -1.20 至 $+17.6$ 之间。但在三岩区火山岩中除山东蒙阴有一个样品 $\delta\text{O}^{18}\text{‰}$ 值高达 $+14.79$ 以外,其余均变化不大(由 $+1.95$ 至 $+10.37$)。而北岩区(滦平、十八台)火山岩 $\delta\text{O}^{18}\text{‰}$ 值变化于 $+4.22$ 至 $+8.58$ 之间,中岩区(滁县、宁芜及蒙阴)火山岩中者变化于 $+5.92$ — $+10.37$ — $+14.79$ 之间,均大于南岩区(缙云)火山岩的 $\delta\text{O}^{18}\text{‰}$ 值($+1.95$ 至 $+5.7$)。

一般认为由上地幔衍生出来的岩浆 $\delta\text{O}^{18}\text{‰}$ 值界于 $+5.5$ 至 $+7.0$ 。因此可以认为北岩区、中岩区火山岩中之氧主要来自上地幔,一部分氧由于同化混染来自地壳。南岩区缙云火山岩 $\delta\text{O}^{18}\text{‰}$ 显著偏低,比较合理的解释是岩浆生成、活动过程中,水(大陆淡水或海水)中氧所起的作用超过壳层混染的作用。至于江苏宁芜盆地黄马青页岩中铁质结核 $\delta\text{O}^{18}\text{‰}$ 值高达 $+13.07$ 和 $+17.6$,则为一般沉积岩的特征。

把我国东部中生代火山岩的一些 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 的初始比值列于表 2 中。

表 2 各岩区岩石 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初始比值

岩区	产 地	岩 石 名 称	年龄(百万年)	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初始比值	资料来源
北 岩 区	吉林延边	石英安山岩	149.5	0.7050	1)
	北京延庆	闪长岩—二长岩—花岗闪长岩	163.9	0.7071	2)
	河北滦平	流纹岩	145.3 ± 9.5	0.7078	3)
中 岩 区	安徽繁昌	碱长流纹岩	128.8	0.7073	本文
	安徽罗河	黑云母粗安岩	—	0.7053	3)
	安徽庐枞	二长岩—正长岩	118.8 ± 14.9	0.7088	本文
南 岩 区	浙江寿昌	流纹岩质熔接凝灰岩	118 ± 4	0.7087	3)
	浙江磐云	碱长花岗岩	99.5 ± 5	0.7103	3)
	福建洋中	流纹岩	124.8 ± 13	0.7141	3)

分析者:中国科学院地质研究所同位素室钾氩组。

- 1) 沈远超, 1981, 吉林延边中生代火山岩岩石特征及成因。中国科学院地质研究所(研究生论文)。
- 2) 惠鲁梅, 1981, 大庄科杂岩体岩石特征及岩浆成因和演化规律的探讨。中国科学院地质研究所(研究生论文)。
- 3) 数据由中国科学院地质研究所同位素研究室胡光华等(1980)提供。

北、中岩区安山质岩石的 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初始比值 (0.7050—0.7053) 较海岛玄武岩者 (0.7035)、海底玄武岩者 (0.702—0.703) 稍高, 因此它们可能源自上地幔, 但明显混染了大陆壳物质。北、中岩区流纹质岩石的 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 的初始比值更高 (0.7073—0.7078)。它们可能源于下地壳或上地幔, 但受大陆地壳混染物质的影响更大。南岩区流纹岩和花岗岩的 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初始比值变化范围较大 (0.7087—0.7141), 这些岩浆可能主要为下地壳部分熔融的产物, 不同程度地混染了地壳上部物质。

四、岩区的稀土元素特征

三岩区火山岩等的稀土元素的丰度及它们球粒陨石标准化的分布模式表示于表 3 及图 4 中。

表 3 一些岩石稀土元素的丰度 (ppm) 及球粒陨石标准化数值

岩区	序号	样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Y	Dy	Yb
北岩区	1	Y-42	$\frac{32.88}{109.6}$	$\frac{72.64}{86.5}$	$\frac{9.98}{83.2}$	$\frac{36.67}{63.2}$	$\frac{5.80}{27.6}$	$\frac{1.25}{16.9}$	$\frac{6.24}{20.8}$	$\frac{4.94}{100.8}$	$\frac{13.58}{6.8}$	$\frac{5.45}{17.6}$	$\frac{0.70}{3.5}$
	2	Y-15	$\frac{19.53}{65.1}$	$\frac{51.92}{61.8}$	$\frac{9.02}{75.2}$	$\frac{33.04}{57.0}$	$\frac{7.63}{36.3}$	$\frac{0.86}{11.6}$	$\frac{6.56}{21.9}$	—	$\frac{13.75}{6.9}$	$\frac{4.72}{15.2}$	$\frac{1.27}{6.4}$
南岩区	3	Zh-25	$\frac{28.09}{93.6}$	$\frac{61.65}{73.4}$	$\frac{7.07}{58.9}$	$\frac{25.64}{44.2}$	$\frac{4.82}{23.0}$	$\frac{0.81}{10.9}$	$\frac{4.89}{16.3}$	$\frac{2.07}{42.2}$	$\frac{13.24}{6.6}$	$\frac{4.29}{13.8}$	$\frac{1.37}{6.9}$
	4	Zh-42	$\frac{26.96}{89.9}$	$\frac{50.57}{60.2}$	$\frac{6.18}{51.5}$	$\frac{13.92}{24.0}$	$\frac{3.74}{17.8}$	$\frac{0.35}{4.7}$	$\frac{2.30}{7.7}$	$\frac{1.84}{37.6}$	$\frac{14.15}{7.1}$	$\frac{3.41}{11.0}$	$\frac{1.67}{8.4}$
中岩区	5	Z-96	$\frac{50.30}{167.7}$	$\frac{118.20}{140.7}$	$\frac{13.57}{113.1}$	$\frac{40.68}{70.1}$	$\frac{7.31}{34.8}$	$\frac{1.04}{14.1}$	$\frac{4.75}{15.8}$	$\frac{2.30}{46.9}$	$\frac{15.67}{7.8}$	$\frac{3.76}{12.1}$	$\frac{1.58}{7.9}$
	6	ZK24-14	$\frac{64.81}{216.0}$	$\frac{115.97}{138.1}$	$\frac{13.65}{113.8}$	$\frac{36.77}{63.4}$	$\frac{7.11}{33.9}$	$\frac{0.95}{12.8}$	$\frac{4.51}{15.0}$	$\frac{2.59}{52.9}$	$\frac{13.66}{6.8}$	$\frac{4.16}{13.4}$	$\frac{1.49}{7.5}$
	7	H-2	$\frac{28.80}{96.0}$	$\frac{59.64}{71.0}$	$\frac{7.77}{64.8}$	$\frac{27.12}{46.8}$	$\frac{4.35}{20.7}$	$\frac{0.86}{11.6}$	$\frac{3.15}{10.5}$	$\frac{1.70}{34.7}$	$\frac{9.46}{4.7}$	$\frac{1.85}{6.0}$	$\frac{0.88}{4.4}$
	8	H-4-3	$\frac{24.16}{80.5}$	$\frac{47.25}{56.3}$	$\frac{6.86}{57.2}$	$\frac{19.98}{34.4}$	$\frac{3.46}{16.5}$	$\frac{0.73}{9.9}$	$\frac{2.01}{6.7}$	$\frac{1.58}{32.2}$	$\frac{4.76}{2.4}$	$\frac{1.94}{6.3}$	$\frac{0.97}{4.9}$

1-响灰玄玢岩(岩墙), 辽宁省建昌; 2-橄榄拉斑玄武岩, 河北省滦平; 3-石英粗面玄武岩, 浙江省缙云; 4-碱长花岗岩, 浙江省缙云; 5-安粗岩, 安徽省庐江; 6-含似长石安粗岩, 安徽省庐江; 7-石英粗安岩, 安徽省滁县; 8-粗安岩安徽省滁县; 每一分析项目短横线下的数字为稀土元素球粒陨石标准化数值(分析者: 中国科学院地质研究所王守信、张凤秋)。

这些球粒陨石标准化的稀土元素分布模式的特点如下: 1. 花岗岩的稀土元素分布曲线呈“V”字形, 具有较大的 Eu 亏损。表明其来源与其它火山岩有所不同, 前述 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初始比值已证明其为下地壳部分熔融的产物。2. 其它火山岩的稀土分布曲线近于平行, 均向右缓倾, 均属轻稀土富集型, 暗示这些岩浆的来源相似, 演化过程相近。3. 有些稀土分布曲线具明显 Eu 亏损(如北岩区的橄榄拉斑玄武岩、响灰玄玢岩; 南岩区的石英粗面玄武岩)。这可能是深源岩浆经过斜长石的结晶分离作用所导致的结果。4. 中岩区稀土元素分布曲线光滑, 具轻微的或不具 Eu 亏损(如安粗岩、含似长石安粗岩、粗安岩、石英粗安岩), 可能由于斜长石结晶分离作用引起的 Eu 亏损为岩浆与碳酸盐或膏岩层相作用, 被与

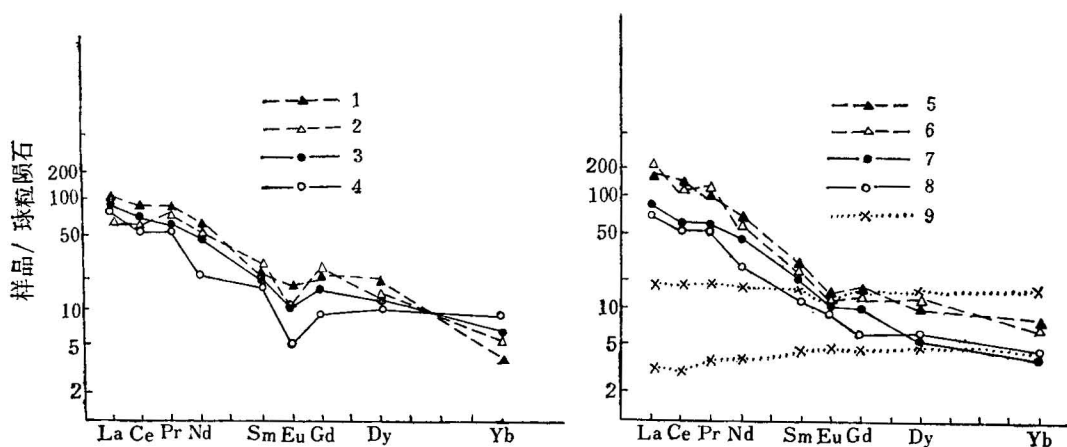


图4 各岩区岩石的球粒陨石标准化稀土元素分布模式

北区: 1-响灰玄玢岩(岩墙); 2-橄榄拉斑玄武岩; 南区: 3-石英粗面玄武岩; 4-花岗岩; 中区: 5-安粗岩; 6-含似长石安粗岩; 7-石英粗安岩; 8-粗安岩; 9-新不列颠岛弧 Lolobau 岛火山岩稀土分布曲线所在范围的界线

Ca 有亲缘关系的 Eu^{2+} 所补偿。5. 这些 REE 分布曲线于重稀土部分与新不列颠岛弧的 Lolobau 岛的火山岩(玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩、流纹岩)者甚相似, 但轻稀土部分远远高于后者, 说明它们具有相似的地幔来源, 但所研究的火山岩强烈地被地壳物质所混染。

五、岩浆的深部演化和成因

An—Ab—Or 三元系图解^[15]特别对阐明具有两种长石的安山质、粗安质岩浆的深部分异、演化的情况是很有用的。根据南岩区平阳、北岩区延边、中岩区庐枞及宁芜火山岩的标准矿物组分 (An、Ab、Or) 投于 An—Ab—Or 三元系图解(图 5a、b、c、d) 中, 可以看出:

1. 在图 5a、b、c、d 中的成分点均沿不混溶面和固相面的交线(a—b 线)分布。岩浆分异演化总的趋势是富钙向富碱质(先钠后钾)的方向。北岩区延边火山岩的原始岩浆较基性, 它的演化停止于富钠的阶段; 中岩区火山岩较富碱质, 它们的成分点位于北岩区岩浆演化的延续部分; 而南岩区流纹质岩浆的成分点则主要集中在 Ab—Or 连续固溶体的最低点附近。

2. 南、北岩区火山岩成分点的分布说明这些岩浆主要为深部分异产物, 外来物质(对围岩同化、混染作用)的加入不显著; 中岩区的成分点则比较分散, 这可能说明在岩浆生成以后, 外来物质的加入比较显著。

3. 南岩区基性火山岩、甚至部分中性火山岩与流纹岩质岩浆可能不是分异关系, 却具双模式的特点。

同位素资料表明, 太古代原始大陆(地壳)生长时期的中、酸性岩浆都为地幔的产物, 在以后地质时期生成的安山岩中, 同化-混染的地壳物质逐渐增加。故安山岩、流纹岩岩浆的成因是随着地球的发展在变化着。

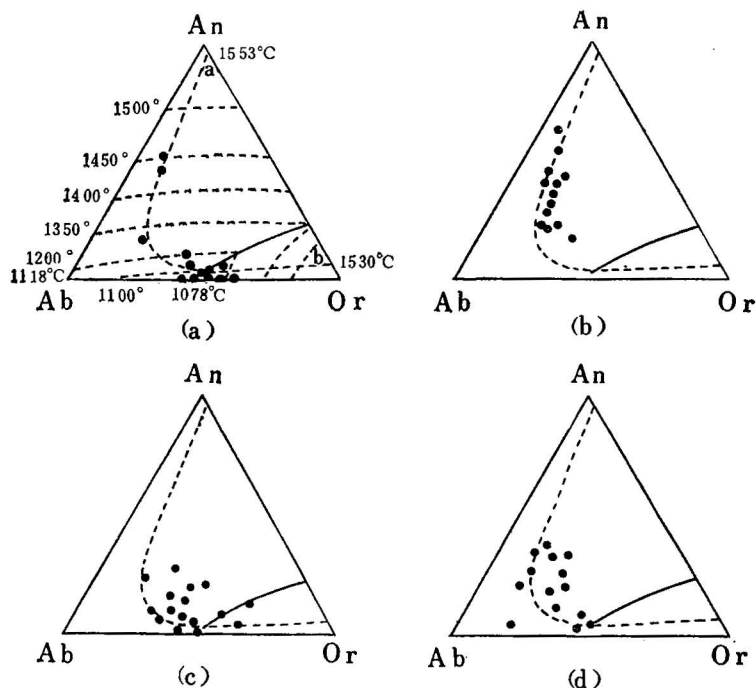


图 5 An—Ab—Or 三元系图解表示岩浆深部分异与演化的趋势
(a) 平阳(南岩区); (b) 延边(北岩区); (c) 庐枞和 (d) 宁芜(均为中岩区)

地质、岩石、同位素、稀土元素等方面的研究结果,使我们认为三岩区火山岩为同一板块运动、在不同地质条件下的产物,是多来源的。南岩区流纹质岩浆形成的深度较浅,主要是下地壳物质在有水参与下(大量火山灰流的产生、晶洞花岗岩、石泡流纹岩的存在及氧同位素均证实此点)约在 $1,000^{\circ}\text{C}$ (流纹岩的淬火温度为 990°C) 时部分重熔的产物。此种情况得到锶同位素的有力支持。玄武岩浆(拉斑玄武岩、石英粗面玄武岩)甚至部分安山岩浆在数量、岩石系列等方面与流纹岩不同,所以它们可能是自上地幔至下地壳不同部位部分重熔的产物。北、中岩区安山质岩浆可能是上地幔物质混入一些洋壳和海沟沉积物,于消减带,在很大压力和约 $1,200^{\circ}\text{—}1,250^{\circ}\text{C}$ (安山岩淬火温度为 $1,175.0\text{—}1,252.1^{\circ}\text{C}$) 温度下部分熔融的产物。这些岩石中大量黑云母、角闪石的存在,表明在岩浆形成过程中水起了很大的作用,我们称此种岩浆为“混熔岩浆”。在岩浆上升过程中,亦发生了对大陆壳甚至沉积岩如碳酸盐、石膏和盐类的同化-混染作用。

对安山岩浆形成的深度还有不同的看法: W. R. Dickinson^[16] 指出在玄武安山岩和安山岩 ($\text{SiO}_2 55\text{—}60\%$) 中的 K_2O 随岛弧下伏贝尼奥夫带的深度而增加。D. R. Nielson 等^[17] 指出 K_2O 与深度间的关系每个岛弧是不同的。但是用 K_2O 的含量来衡量大陆地区具强烈同化-混染物质的安山质岩浆的形成深度应持慎重态度。所讨论的安山质岩浆形成的深度是不大的,其依据是: 1. 在这些岩石中有许多含水矿物 (如黑云母、角闪石); 2. 在这些岩石中从未出现深源包体和捕虏晶; 3. 辉石的特点(已如前述); 4. 有拉斑玄武

岩同时出现。结合我国东部地壳厚度的情况加以考虑,则工作范围安山质岩浆的形成深度约为 40—60 公里。

中国东部所有中生代火山岩的成分的特点为富碱质、特别富钾。这是一个区域特点。富于钾质的粗面玄武岩—粗安岩—安粗岩—粗面岩—响岩岩石系列甚似“Shoshonite”岩浆类型。这些熔岩是在燕山运动由断裂代替隆起的阶段,在相对比较固化及稳定地区喷发的。对它们的成因仍有争论。实质问题就是碱质来源问题。根据上述资料,我们认为一部碱质来自地幔物质部分熔融,但是很重要的一部分来自大陆壳,甚至膏盐层。

参 考 文 献

- [1] Вахрамеев, В. А., 1964, Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. Изд. «Наука», Москва.
- [2] 市川浩一郎·藤田至则·岛津光夫[编], 1970, «日本列岛地質構造発達史», 築地書館。
- [3] 顾知微, 1980, 浙江侏罗系和白垩系的研究。浙皖中生代火山沉积岩地层的划分及对比。中国科学院南京地质古生物研究所著, 北京科学出版社, 2—68 页。
- [4] Uyeda, S. and Miyashiro, A., 1974, Plate Tectonics and the Japanese Islands. A Synthesis. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 85, No. 7, pp. 1159—1170.
- [5] 吴利仁、张秀棋、孙世华, 1982, 关于火山熔岩分类命名的建议。地质科学, 第 1 期, 21—29 页。
- [6] MacDonald, G. A. and Katsura, T., 1964, Chemical Composition of Hawaiian Lavas. J. Petrol., Vol. 5, No. 1, pp. 82—113.
- [7] Irvine, T. N. and Barager, W. R. A., 1971, A Guide to the chemical classification of the Common Volcanic Rocks. Can. J. of Earth Sci., Vol. 8, No. 5, pp. 523—548.
- [8] Miyashiro, A., 1978, Nature of Alkalic Volcanic Rock Series. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 66, pp. 91—104.
- [9] Poldervaart, A. and Hess, H. H., 1951, Pyroxenes in the Crystallization of Basaltic Magmas. J. Geol., Vol. 59, pp. 472—489.
- [10] Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1978, Rock-Forming Minerals, Vol. 2A.
- [11] Kushiro, I., 1960, Si-Al Relations in Clinopyroxenes from Igneous Rocks. Amer. J. Sci., Vol. 258, pp. 548—554.
- [12] Le Bass, N. J., 1962, The Role of Aluminium in Igneous Clinopyroxenes with Relation to Their Percentage. Amer. J. Sci., Vol. 260, pp. 267—288.
- [13] Kudo, Albert, M. and Weill, D. F., 1970, An Igneous Plagioclase Thermometer. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 25, pp. 52—65.
- [14] Stormer, J. C., JR., 1975, A Practical Two-Feldspar Geothermometer. Am. Mineral., Vol. 60, pp. 667—674.
- [15] Hyndman, D. W., 1972, Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. New York. McGraw-Hill.
- [16] Dickinson, W. R., 1970, Relation of Andesite, Granite and Derivative Sandstones to Arc-Trench Tectonics. Rev. Geophys., Vol. 8, pp. 813—860.
- [17] Nielson, D. R. and Stoiber, R. E., 1973, Relationship of Potassium Content in Andesitic Lavas and Depth to the Seismic Zone. J. Geophys., Vol. 78, pp. 6887—6892.

MESOZOIC VOLCANIC ROCKS IN THE EASTERN PART OF CHINA

Wu Liren Qi Jinying Wang Tingdu
Zhang Xiuqi Xu Yongsheng
(*Institute of Geology, Academia Sinica*)

Abstract

The Mesozoic volcanic rocks in the eastern part of China are well developed and cover an area of 1,200,000 km². Geological and petrological studies demonstrate that the formation and activity of magma of these volcanic rocks were closely related to plate tectonics.

A lot of geologists consider that the Japanese Island Arc began to separate from the Eurasian continent after 120m.y. BP. The Mesozoic high-pressure and low-temperature metamorphic zone (Dananao glaucophane greenschist series) in the eastern part of Taiwan Island, corresponding to the Sanbagawa Formation in the south-western part of Japan, indicates the trace of Mesozoic plate movement. Therefore, the position of the whole trench in the Early Jurassic Epoch was near the Eurasian continent. In the Early Yanshanian (180—145m.y.) the Kula plate moving towards NNW subducted under the Eurasian plate to cause a strong folding and uplift of the earth crust. Intrusion was the main form of magmatic activity. And then, in the Late Yenshanian (140—70 m.y.), it gave rise to fracturing and depression. At the same time, some old deep faults were revived. These faults are usually characterized by anticlockwise displacement. This might be the early stage of the development of a multiple rift system. Volcanic extrusion became the predominant magmatic activity.

Based on the association of volcanic rocks there can be divided three petrological regions. The main boundaries between these three petrological regions are controlled respectively by the Baodi-Changli-Jinzhou fault in the north, and the Changzhou-Yueyang deep fault in the south, in a roughly NEE direction. They are not parallel with but cross the Mesozoic trench line at an acute angle. These boundary lines are nearly perpendicular to the direction of Kula plate's movement and reflect the variation in depth of magma generation from south to north. The depth of magma formation is the greatest in the northern region, intermediate in the central region, and much shallower in the southern region. We call such kind of petrological zones "chemical zonation", and the bimetamorphic zones in the southwestern part of Japan, as well as in Taiwan Island and the mainland of China, "physical zonation".

In the southern region the andesite-dacite-rhyolite series is the main volcanic rock association, in which rhyolite is the predominant member. Occasionally, there occur basalts (tholeiite, trachybasalt). Apart from basic volcanic rocks, all of them belong to calcalkali rock series. In the central region potash-rich volcanic rock associations are well developed, such as (trachybasalt)-trachyandesite-latite-trachyte-(phonolite). They

are referred to alkali rock series, straddle-A or-B type of differentiation trend. While in the northern region the main volcanic rock association is basalt-andesite-dacite-rhyolite and belongs to calc-alkali rock series, in Yanshan district there often occur quartz-trachybasalt, quartz-trachyandesite, quartz-latitude, and rhyolite. In this case they are referred to a transitional type from alkali to calcalkali rock series.

The composition of all the above-mentioned volcanic rocks is characterized by high alkali, especially potassium, and with $K_2O/Na_2O \geq 1$, but low titanium (TiO_2 usually $< 1\%$).

The results of the petrological, isotopic (O,S,Sr) and rare earth research lead us to the conclusions that volcanic rocks in this province are of multiple origin. The generation of rhyolitic magma in the southern region was essentially by anatexis of the lower part of the continental crust, and andesitic magmas of the northern and central regions might be generated by fusion of upper mantle mixed with some materials of oceanic crust and pelagic sediments in the subduction zone under great compressive force. The presence of a large amount of biotites and amphiboles in these rocks indicates that water has played an important role in the process of magma generation. Assimilation and contamination of the continental crust, even of sedimentary rocks, such as carbonates, gypsums and salts by the magma have also taken place. The potash-enriched trachybasalt-trachyandesite-latitude-trachyte-(phonolite) rock series is quite similar to the so-called "shoshonitic magma type". These lavas were erupted at the time of fracturing (rift) instead of uplifting during the Yenshanian movement, probably in a relatively more consolidated and stable area. The depth of magma formation cannot be very great, because we have never found anatectic inclusions, not even xenocrysts from them, and there are a large amount of watercontaining minerals in the andesitic rocks. The co-existence of olivine tholeiite together with them indicates that they have similar origin at a depth of 40—60 km. Part of potassium has come from the mantle by partial melting, but an important part of it is from the continental crust.