

# 云南墨江县早石炭世五素火山岩的地球化学特征及其地质意义

韩松<sup>①</sup> 钱青<sup>①</sup> 徐平<sup>②</sup> 贾秀琴<sup>①</sup>

(<sup>①</sup>中国科学院高能物理研究所 <sup>②</sup>中国科学院地质研究所)

**摘要** 五素火山岩位于哀牢山蛇绿岩带西侧,大地构造位置属于思茅地块。火山岩整合产于早石炭世地层中,厚约 800m,具双峰式特征。野外见 4 层流纹岩和英安岩,且均与玄武岩呈互层产出。与 N-MORB 比较,五素玄武岩的 Ti 含量偏高, Ti/V、Zr/Y 比值和 LREE 丰度较高,具有 E-MORB 的特征,说明五素玄武岩的原始岩浆可能类似 OIB 的特征,指示其产于板块拉张环境而非岛弧环境。五素玄武岩的  $Th > Ta$ , 暗示玄武岩经历了陆壳混染作用。综合野外地质和地球化学证据说明,五素双峰式火山岩应当属于大陆溢流玄武岩(CFB),产于板块被动陆缘拉张减薄环境。

**关键词** 云南 五素 玄武岩 地球化学 形成环境

## 0 引言

五素火山岩位于哀牢山蛇绿岩带西侧,大地构造位置属于思茅地块(图 1) 思茅地块与扬子地块被认为是一体的,只是在石炭—二叠纪时哀牢山洋盆拉开才分离<sup>[1]</sup>。周德进等<sup>[2]</sup>认为,五素玄武岩产于被动陆缘环境,是由于大陆拉张作用形成的,是哀牢山洋盆打开的前奏。本文的目的是通过对五素火山岩的地球化学研究来进一步探讨火山岩的成因及其大地构造意义。

## 1 地质概貌

五素火山岩整合产于浊积岩(包括硅质岩、石英砂岩、页岩等)之上,上覆砂岩、粉砂岩和板岩(图 2)。火山岩厚约 800m<sup>[2]</sup>,下部主要由枕状熔岩组成,夹块状玄武岩;上部为块状玄武岩夹 4 层流纹岩和英安岩,单层流纹岩的厚度在 8—30m 之间,组成双峰式火山岩。在火山岩底部熔岩岩枕间隙的碳酸盐岩胶结物中,发现了早石炭世晚期的标准化石<sup>[2]</sup>。玄武岩具玻基交织结构和球粒结构,主要由斜长石、单斜辉石和磁铁矿组成;流纹岩具流纹构造,斑状结构,斑晶为自形的板状钠长石。

1998 年 4 月 7 日收稿,1998 年 7 月 27 日修改稿

本文系国家自然科学基金资助项目(编号:49672106)成果之一

## 2 地球化学

分析方法: 主元素和 Ba Co Cr Ni Nb Rb Sr V Y Zr 等元素在北京有色冶金设计研究总院中心化验室以 XRF 方法分析, 分析者李中山和吴伟; REE 及 Hf Ta Th U 等元素是本文作者在本所以仪器中子活化 (INAA) 方法测定的。中子活化分析方法具有灵敏度高、准确性好、不需熔样、不破坏样品、多元素测定且基体效应小等特点。

本区火山岩从玄武岩到流纹岩, 由于岩石的基体不同, 微量元素丰度也有较大的差别, 干扰元素也不相同。在流纹岩中, Na 和 K 是主要的干扰元素, 而在玄武岩中 Fe Cr Co Ni Sc 的含量则相对较高, 比稀土元素或 Ta Th Hf 等微量元素高几十倍甚至几百、几千倍。这些元素经反应堆照射后所产生的放射性极强, 严重干扰了许多元素的测量。为了确保样品的测量精度, 我们针对不同岩性分别采取了不相同的实验方法。

实验中我们一般使用原地矿部标定的三套标准参考物 GSR3(玄武岩)、GSR2(安山岩)、GSR1(花岗岩) 以及一套自配的混合标样。表 1 为近几年来我们用 GSR2 作为标样 15 次测量结果的平均值。从表中可以看出, INAA 分析方法具有相当高的精确度, 每次测量的稳定性也很好。

五素玄武岩的平均  $TiO_2$  含量为  $1.74_w\%$  (表 2), Mg 值  $[(FeO + Fe_2O_3^* \cdot 0.89 + MgO) / MgO(\text{原子数})]$  在 0.49–0.63 之间, 为经过演化的岩石。由于 Ti/V 比值较高 ( $> 40$ ), 在图 3A 中样品点接近碱性玄武岩区; Zr/Y 比值均  $>$

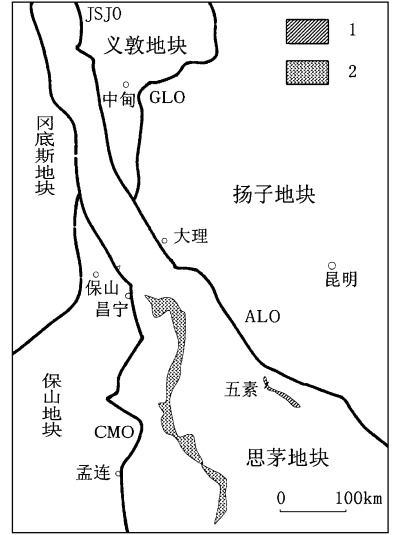


图 1 五素火山岩大地构造位置图

Fig. 1 Tectonic map of the Wusu volcanics

JSJO. 金沙江蛇绿岩带; GLO. 甘孜-理塘蛇绿岩带; ALO. 哀劳山蛇绿岩带; CMO. 昌宁-孟连蛇绿岩带; 1. 五素火山岩; 2. 临沧花岗岩; 粗实线为板块缝合带, 虚线为推测的板块缝合带界线

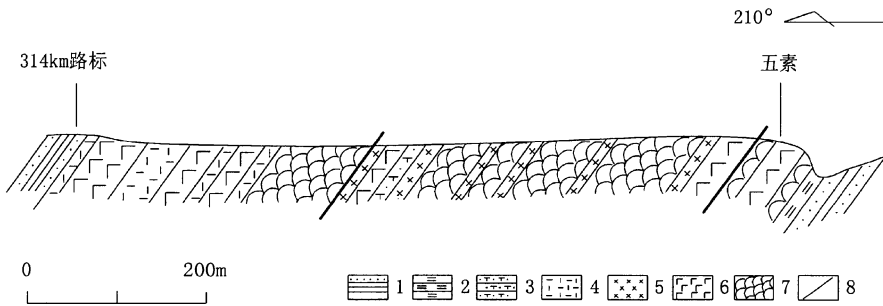


图 2 五素火山岩剖面图

Fig. 2 The section diagram of the Wusu volcanics

1. 互层的砂页岩; 2. 硅质岩; 3. 凝灰质砂岩; 4. 流纹岩; 5. 辉绿岩; 6. 块状玄武岩; 7. 枕状熔岩; 8. 断层

3, 在图 3B 中落于板内玄武岩区。在 Ti-Mn-P 图 (图 3C) 图中, 样品大多落于 MORB 区, 而在 Ti-Zr-Y 图中 (图 3D), 样品密集地分布在 MORB 与 OIB 区之间。上述特征表明五素玄

玄武兼具 MORB和板内玄武岩的特征,可能是来自亏损的和富集的地幔部分熔融的岩浆混合形成的。

表 1 标准参考物 GSR2(安山岩)分析结果 ( $10^{-6}$ )

Table 1 Analysed results of the standard GSR2( Andesite)

元素	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Na	K
测量值	22.4	40.4	18.8	3.41	1.07	0.406	0.843	0.11	31100	19700
文献值	21.8	40.0	19.0	3.4	1.02	0.41	0.89	0.12	38600	18900
元素	Sc	Cr	Fe	Co	Ni	Zn	Se	Rb	Sr	Zr
测量值	9.5	32.1	35700	13.1	20.8	68	0.034	38.4	786	88.4
文献值	9.5	32.4		13.2	17	71	0.063	37.6	790	99
元素	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U				
测量值	2.18	1070	2.85	0.439	2.65	0.933				
文献值	2.3	1020	2.9	0.46	2.6	0.9				

此外,五素玄武岩还显示了明显的陆壳混染作用的痕迹,这反映在变化较大的  $Th/Ta$  比值上 (1.4- 4.0),在图 3E和图 3F中,样品点偏离地幔范围落于岛弧区域。五素玄武岩的 REE分布和丰度都非常类似于 E- MORB, LREE略富型, Yb为球粒陨石的 11- 23倍(图 4)。

流纹岩  $SiO_2$  含量大于 64%, 贫 Mg, Ca和 Fe,在图 5中主要显示岛弧的印记,而在 Nb- Y图中(图 6)仍然落在板内花岗岩区。本区流纹岩的 REE丰度高于玄武岩,但 REE分布样式与二者类似(图 4)。玄武岩的  $La_N/Yb_N = 1.7- 2.3$ ,而流纹岩的  $La_N/Yb_N = 2.0- 2.8$ ,指示流纹岩与玄武岩可能是同成因的。五素玄武岩无 Eu异常,而流纹岩则具明显的 Eu负异常,表明发生了斜长石的分离作用。流纹岩的  $Th/Ta$  比值(5.9- 6.4)大于玄武岩(1.4- 4.0),这应当是流纹岩源区地壳加入了来自地幔的岩浆的综合特征。从讨论岩浆岩形成的构造环境来说,玄武岩是直接从地幔部分熔融形成的,可以提供比较可信的岩浆形成的构造环境信息;而流纹岩则是中- 下地壳由于受到来自地幔的热而发生的深熔作用形成的,主要反映了中- 下地壳的性质。因此,在考察五素火山岩形成的构造环境时,应当慎重对待流纹岩所得的信息。

## 3 讨论

### 3.1 五素火山岩的成因

与 N- MORB<sup>[6]</sup>比较,五素玄武岩的 Ti含量偏高,  $Ti/V$ ,  $Zr/Y$  比值和 LREE丰度较高,说明五素玄武岩的原始岩浆可能类似 OIB的特征,至少含有 OIB的成分。五素玄武岩的  $Zr/Nb$  比值变化很小,在 15- 16之间,相当于 MORB与 OIB之间的过渡类型(N- MORB的平均  $Zr/Nb$  比值为 27, OIB为 4<sup>[6]</sup>)。玄武岩 LREE富集的分布型式(图 4)可以用 OIB与 N- MORB两个端元的岩浆混合作用来解释,在 Ti- Zr- Y图中除了一个样品外,其余样品点均落于 MORB和 OIB区之间(图 3D),可能正是这种混合作用的结果。五素玄武岩有少量 Nd同位素数据,其  $\epsilon_{Nd}$  在 6.7- 5.5之间<sup>[7]</sup>,指示来自亏损的地幔源区。在图 3F中,五素玄武岩的原始岩浆应当来自某种程度亏损的地幔源区,为亏损的地幔端元与富集地幔端元岩浆混合形成的。因此,综合微量元素和 Nd同位素资料,五素玄武岩的原始岩浆似乎源于亏损的软流圈地幔的部分熔融,但有来自富集地幔物质的加入。

表 2 五素火山岩化学分析 (% ; 10<sup>-6</sup>)

Table 2 Results of chemical analysis of the Wusu volcanics

样品号	WS5	WS6	WS7	WS15	WS16	WS12	WS9	WS10	WS13
SiO <sub>2</sub>	47.25	47.79	49.08	45.75	45.99	64.31	68.29	72.52	75.48
TiO <sub>2</sub>	1.45	1.49	2.11	1.89	1.75	0.69	0.20	0.22	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.79	16.39	16.65	15.15	14.62	15.83	12.60	12.80	11.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.99	2.61	5.92	3.14	3.32	2.98	0.56	1.46	1.83
FeO	5.91	6.38	5.22	7.37	6.95	2.80	2.35	1.71	0.74
MnO	0.12	0.17	0.28	0.21	0.20	0.14	0.14	0.08	0.08
MgO	7.46	7.65	5.66	9.49	8.76	1.53	1.39	0.72	0.45
CaO	10.30	8.73	4.88	8.46	9.20	1.12	2.74	0.39	0.03
N <sub>2</sub> O	2.12	3.38	5.43	3.09	3.10	6.96	4.95	4.93	1.64
K <sub>2</sub> O	1.16	0.82	0.06	0.35	0.29	0.13	0.38	1.74	6.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.17	0.31	0.24	0.22	0.14	0.04	0.02	0.02
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	1.21	3.35	3.46	3.80	4.02	1.43	1.93	0.63	1.01
烧失量	2.64	0.63	0.52	0.59	1.13	1.50	3.97	2.29	0.23
总量	99.56	99.56	99.58	99.53	99.55	99.56	99.54	99.51	99.55
Ba	265	259	37	139	146	32	59	165	1180
Co	44	43	32	47	53	20	25	97	71
Cr	160	139	24	391	363	<3	<3	<3	<3
Nb	6.4	6	11	11	10	24	21	24	19
Ni	80	79	10	180	161	9.1	9.2	15	6.9
Rb	47	29	2	7.6	6.8	<2	4.9	22	100
Sr	233	312	91	240	271	40	117	26	25
V	213	212	288	225	219	39	17	19	23
Y	23	24	49	34	31	76	76	60	70
Zr	101	98	171	161	152	741	537	631	588
La	8.55	7.82	14.9	13.2	11.5	50.4	40.9	34.8	39.7
Ce	19.5	15.1	33.7	26.5	21.2	112	93.4	78.5	80.5
Nd	12.4	14.2	21.9	17	13.9	54.6	49.7	41.5	43.6
Sm	3.73	3.49	5.66	4.96	4.43	12.9	11.4	10.2	10.6
Eu	1.25	1.21	1.86	1.52	1.61	2.59	2.19	1.96	1.75
Tb	0.765	0.711	0.928	0.864	0.879	2.69	2.75	2.09	2.47
Yb	2.19	2.42	4.69	3.51	3.45	10.9	11.5	10.8	10.4
Lu	0.391	0.384	0.753	0.593	0.531	1.78	1.78	1.75	1.61
Sc	33.8	33.9	27	38.4	32.8	11.6	4	3.19	5.5
Hf	2.7	2.29	4.32	3.97	3.77	19.1	15.5	18.5	16.9
Ta	0.326	0.592	0.527	0.373	0.435	1.52	1.33	1.65	1.46
Th	0.935	0.82	1.73	1.48	1.05	9.69	8.07	9.78	9.08
U	0.733	0.949	<0.44	<0.69	1.68	1.86	2.45	1.76	1.84

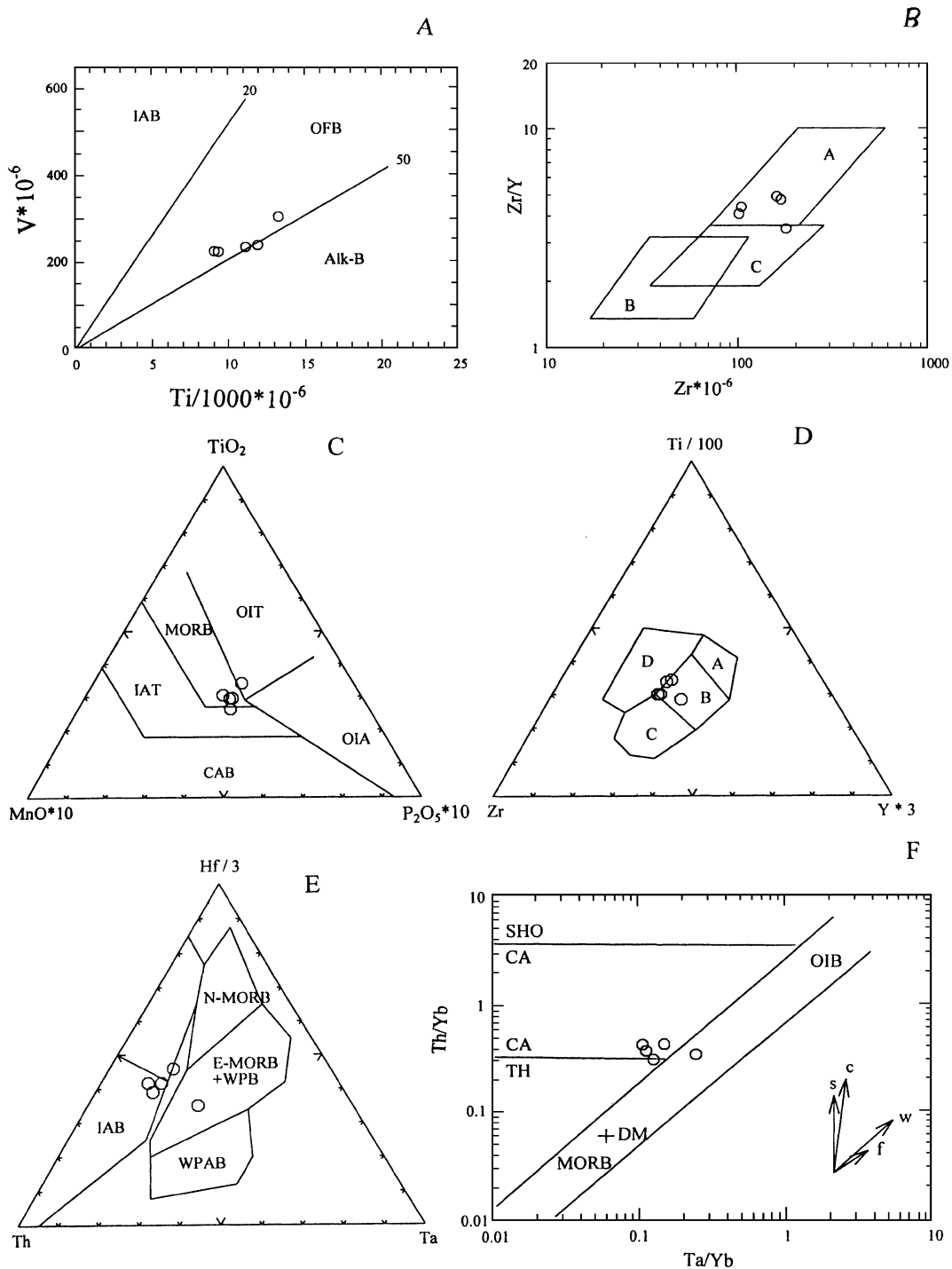


图 3 五素玄武岩微量元素图

Fig. 3 Trace element diagrams of the Wusu basalts

A. Ti-V图; B. Zr/Y-Zr图; C. Ti-Mn-P图; D. Ti-Zr-Y图; E. Hf-Th-Ta图; F. Th/Yb-Ta/Yb图; IAB. 岛弧玄武岩; OFB. 洋底玄武岩; Alk-B. 碱性玄武岩; MORB. 洋中脊玄武岩; IAT. 岛弧拉斑玄武岩; CAB. 钙碱性玄武岩; OIT. 洋岛拉斑玄武岩; OIA. 洋岛碱性玄武岩; N-MORB. 正常的洋中脊玄武岩; E-MORB. 富集的洋中脊玄武岩; WPB. 板内玄武岩; WPAB. 板内碱性玄武岩; DM. 亏损地幔; SHO. 钾玄岩; CA. 钙碱质; TH. 拉斑质; OIB. 洋岛玄武岩; 图 3B A. 板内玄武岩区; B. 岛弧玄武岩区; C. 洋脊玄武岩区. 图 3D. A. 岛弧拉斑玄武岩; B. 洋中脊玄武岩; C. 钙碱性玄武岩; D. 板内玄武岩. 图 3E 箭头分别指示: s. 消减作用的趋势; c. 陆壳混染趋势; w. 板内富集趋势; f. 分离结晶作用趋势 (据 Pearce<sup>[3]</sup>)

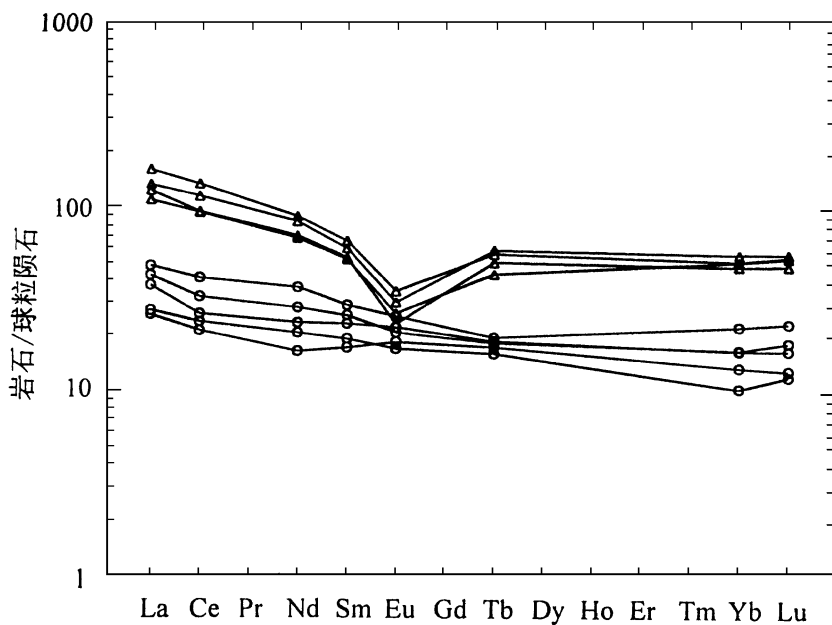


图 4 五素玄武岩和流纹岩 REE图

Fig. 4 Rare earth element patterns of basalts and rhyolites in the Wusu area  
空心圆. 玄武岩; 三角. 流纹岩和英安岩

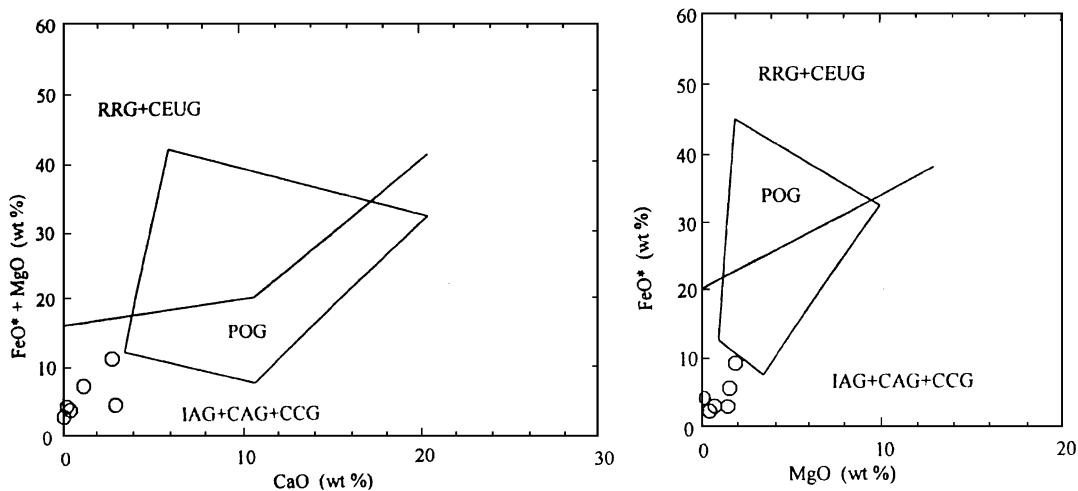


图 5 五素流纹岩  $FeO^* - MgO$  和  $FeO^* + MgO - CaO$  图(据 Maniar et al<sup>[4]</sup>)

Fig. 5  $FeO^* - MgO$  and  $FeO^* + MgO - CaO$  diagrams for the Wusu rhyolites

CAG. 大陆弧花岗岩; CCG. 大陆碰撞花岗岩; CEUG. 大陆花岗岩;

IAG. 岛弧花岗岩; POG. 造山后花岗岩; RRG. 裂谷花岗岩

不论是来自亏损地幔还是富集地幔部分熔融的岩浆  $Th$ 、 $Ta$  含量应当接近相等<sup>[3, 8-11]</sup>, 但五素玄武岩的  $Th > Ta$ , 在图 3E 和图 3F 中均落于岛弧环境。应当强调的是, 我们不能根据样品点在图 3E 和 F 中落入岛弧区而判断五素玄武岩的产出环境, 因为, 首先五素玄武岩的高场强元素之间的关系 (图 3A B G D) 指示其产于板块拉张环境而非岛弧环境; 其次, 五素玄武岩

的 Th/Ta 变化大,在 1.4-4.0 之间,平均 2.8,而产于岛弧环境的玄武岩比值通常大于 3<sup>[11]</sup>。因此, Th > Ta 的合理的解释为陆壳混染作用的结果,这与地质证据也是一致的。Th 和 Ta 尽管都是活动性小的元素,不容易受蚀变作用的影响,但由于 Th 离子半径比 Ta 大,在陆壳中比 Ta 更丰富,如果玄武岩受到明显的陆壳混染作用,将使 Th/Ta 比值升高<sup>[3,8]</sup>。在图 3E 中,如果不考虑 Hf 元素的变化,随着 Th/Ta 比值增高,岩浆似乎是从 E-MORB 区向岛弧区演化的。在 Th/Yb 对 Ta/Yb 的图中(图 3F),如果假定陆壳混染作用只是使 Th 含量增加, Ta 未发生变化,于是, Th/Yb 比值将增高,而 Ta/Yb 比值大体不变。图 3F 中箭头 c 指示陆壳混染的趋势<sup>[3,10]</sup>。

### 3.2 五素火山岩的形成环境

五素火山岩具双峰式火山岩特征,野外见 4 层流纹岩和英安岩,且均与玄武岩呈互层产出,说明它们是同时代的。通常认为,双峰式火山岩产于板内拉张环境。五素玄武岩的地球化学性质反映了 E-MORB 的特征,但野外证据和岩石组合表明,具双峰式特点的五素火山岩不属于蛇绿岩。如上所述,五素玄武岩高场强元素之间的关系指示其产于板块拉张环境而非岛弧环境, Th/Ta 关系暗示玄武岩经历了陆壳混染作用。因此,综合野外地质和地球化学证据说明,五素双峰式火山岩应当属于大陆溢流玄武岩(CFB),产于板块被动陆缘拉张减薄的环境。

我们知道,由地幔部分熔融形成的岩浆可以划分为来自亏损地幔的和来自富集地幔的两个来源,前者以 N-MORB 为代表,后者以 OIB 为代表,尽管后者还可分为 EM I EM II 和 HIM U 3 个端元<sup>[12]</sup>。通常认为, OIB 源于 670km 的上地幔和下地幔之间的界面或更深的下地幔与地核界面之上的 D'' 层。板块拉张可以有主动拉张和被动拉张两种,但不论主动或被动,均与地幔上涌或底辟作用有关,而地幔上涌带来的岩浆即是来自 OIB 源区的<sup>[10]</sup>。OIB 岩浆上升到软流圈地幔,与 N-MORB 发生混合作用,即产生了五素玄武岩。

### 参 考 文 献

- 1 张旗,张魁武,李达周. 横断山区镁铁-超镁铁岩. 北京: 科学出版社, 1992
- 2 周德进,周云生,徐平. 滇西墨江西石炭-二叠纪火山岩. 地质科学, 1992, 27(3): 249-259
- 3 Pearce J A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. in Hawkesworth C J et al. eds. Continental Basalts and Mantle Xenoliths. 1983, Nantwich: Shiva, 230-249
- 4 Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids. Geol Soc Am Bull, 1989, 101: 635-643
- 5 Pearce J A, Harris B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. J Petrol. 1984, 25: 956-983
- 6 Sun S S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Phil R Soc

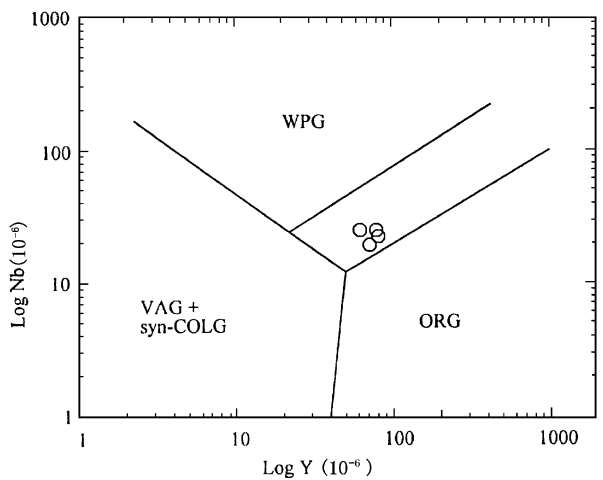


图 6 五素流纹岩的 Nb-Y 图(据 Pearce et al<sup>[5]</sup>)  
Fig. 6 Nb-Y diagram for the Wusu rhyolites  
WPG. 板内花岗岩; ORG. 洋脊花岗岩;  
VAG. 火山弧花岗岩; syn-COLG. 同碰撞花岗岩

- 7 张旗,周德进,赵大升.滇西特提斯造山带的威尔逊旋回:岩浆活动记录和深部过程讨论.岩石学报,1996,12 17- 28
- 8 Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth Planet Sci Lett. 1980, 50 11- 30
- 9 Pearce J A, Mei Houjun. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. in Chang C, et al. Eds. The Geological Evolution of Tibet. London, The Royal Society. 1988, 203- 214
- 10 Wilson M. Igneous Petrogenesis. 1989, London Unwin Hyman
- 11 Elthon D. Geochemical evidence for formation of the Bay of Islands Ophiolite above a subduction zone. Nature. 1991, 354 140- 143
- 12 Hart S R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. Earth Planet Sci Lett. 1988, 90 273 - 296.

## GEOCHEMISTRY OF THE EARLY CARBONIFEROUS WUSU VOLCANIC, MOJIANG COUNTY, YUNNAN, AND ITS TECTONIC SIGNIFICANCE

Han Song<sup>①</sup> Qian Qing<sup>②</sup> Xu Ping<sup>②</sup> Jia Xiuqing<sup>①</sup>

① *Institute of High Energy Physics, CAS*; ② *Institute of Geology, CAS*)

**Abstract** The Wusu volcanics, west of the Ailaoshan Suture Zone, are located in the Simao Massif. They are composed of basalt, pillow lava, dacite, rhyolite and tuff, about 800m thick, occurring in the early Carboniferous sequence. As compared to N-MORB, the Wusu basalt has a higher content of TiO<sub>2</sub> and REE, and higher Ti/V and Zr/Y ratios characteristic of E-MORB. The basalts are LREE-enriched, with L<sub>AN</sub>/Y<sub>BN</sub>= 1.9- 2.4, Y<sub>BN</sub>= 11- 23. The rhyolites are higher in REE than the basalts, but with L<sub>AN</sub>/Y<sub>BN</sub>= 2.0- 2.8. This shows that both of them may have the same origin, i. e. the bi-modal type. Such composition of the Wusu basalt indicates an extension environment rather than an island arc environment. The higher Th/Ta ratios (1.4- 4.0) may imply a hybridization with the continental crust during its rise to the surface.

**Key words** Yunnan, Wusu, volcanics, geochemistry, tectonic setting

### 第 一 作 者 简 介

韩松,女,1950年生,副研究员。1975年毕业于西北大学地质系,长期从事地球化学和中子活化分析工作。通讯地址:北京市中关村中国科学院高能物理研究所应用部 邮政编码:100080