

# 滇东黔西晚二叠世煤系中火山灰蚀变 粘土岩的元素地球化学特征<sup>①</sup>

周义平

(昆明煤炭科学研究所 650041)

任友谅

(Colorado School of Mines, USA)

**提 要** 对滇东、黔西晚二叠世煤系中同沉积火山灰蚀变粘土岩夹矸、正常沉积粘土岩和煤层共采 46 件样品,用多种仪器分析方法测定微量元素 30 余种。研究表明,煤系各层段中赋存的夹矸是由性质不同的火山灰沉积蚀变形成的,各层夹矸的微量元素含量及组合关系各有特点并在较大范围内保持良好的稳定性,可用于判定层位;正常沉积粘土岩与夹矸的原始物质性质不同,其微量元素含量和组合面貌各有自己特定的分布范围,两者易于区别。

**关键词** 粘土岩夹矸 火山灰 元素地球化学 晚二叠世 云南东部

**第一作者简介** 周义平 男 54 岁 高级工程师 煤田地质学

在我国西南晚二叠世含煤沉积中,广泛发育薄而稳定的粘土岩夹矸,以往的研究认为它们是由同沉积的酸性火山灰蚀变形成的。为可靠判别其原始物质性质、准确厘定层位,以及为研究成因提供更充分的证据,近年来就区内的大部分夹矸夹层和正常沉积粘土岩等共采样 46 件,用仪器中子活化分析(INAA)、等离子发射光谱(ICP)等手段,测定了微量元素 30 余种,获得了较丰富的数据。

## 1 样品分布

样品的地层分布如图 1 所示。INAA 测定样品 40 件,ICP 测定样品 6 件,分别由中国科学院高能物理研究所和中国地质科学院分析测试中心完成。

## 2 元素地球化学特征

本文重点考察在岩浆作用过程中产生明显分异并在表生作用带内相对稳定的微量元

<sup>①</sup> 本文为云南省科学技术委员会应用基础研究基金资助的 89D103 项目的研究成果之一,参加研究工作的还有扬大忠、戴恒贵、肖传俊同志。

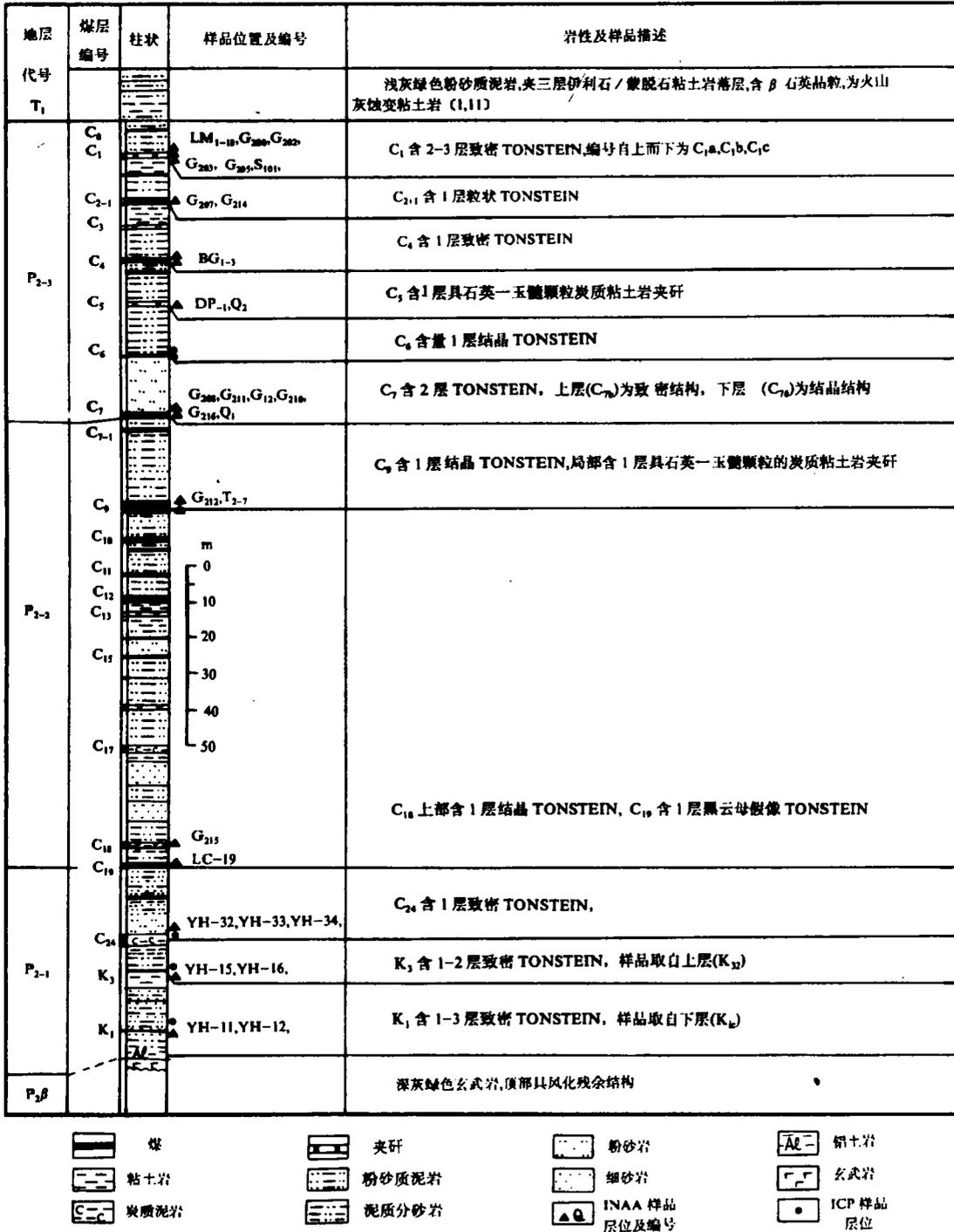


图1 样品地层分布示意图

Fig. 1 Sketch map showing stratigraphical distribution of samples

表 1 各类样品的 INAA 测定结果

Table 1 Determined results of different kinds of samples by INAA

样品 编号	层 位	采样 地点	无 素 含 量 (ppm)																								
			La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	U	Sb	Se	Tb	Cr	Hf	Zr	Ca	Se	Td	Co	W	Mn	Ti	V		
夹矸																											
LM-3	C1a	沾益	70.2	153.4	60.4	13.3	2.2	1.9	5.8	1.0	10.7	0.40	2.3	85.0	-	22.1	514.4	-	23.2	3.1	15.9	4.2	18.2	1034.0	3.6		
6200	C1a	后所	59.7	126.0	53.2	11.4	1.3	2.2	5.5	0.9	8.8	-	2.6	89.7	5.1	21.5	609.0	-	21.6	3.4	13.8	3.0	-	1526.0	4.8		
6203	C1a	来宾	97.6	226.0	91.7	22.1	3.9	4.6	11.6	1.90	15.6	0.70	2.2	84.1	0.55	22.3	840.0	1.3	24.5	3.2	17.3	3.6	74.7	3299.0	12.0		
S101	C1a	水城	42.4	81.0	30.2	6.8	0.86	1.2	3.1	0.53	4.7	0.80	4.0	46.9	18.8	11.5	409.0	0.8	9.7	2.2	23.9	1.1	25.1	1284.0	6.8		
G202	C1b	庆云	37.0	88.0	20.6	3.6	0.18	0.64	2.6	0.43	9.1	0.54	0.23	51.1	6.3	11.8	102.9	1.4	14.9	3.9	4.9	2.9	8.6	-	6.5		
LM-8	C1b	粘益	35.2	71.4	28.4	5.3	0.24	0.93	3.2	0.57	5.7	0.31	-	52.0	3.0	6.6	190.0	0.4	13.1	4.2	8.6	6.1	47.8	1332.0	-		
G205	C1b	来宾	27.7	57.2	22.4	3.8	0.84	0.82	2.8	0.50	6.6	0.51	0.89	01.2	26.2	11.9	263.0	1.8	22.9	3.0	17.3	5.8	26.2	1351.0	11.2		
LM-10	C1c	罗木	39.5	79.1	31.6	7.4	1.05	1.61	7.5	1.35	12.6	0.41-	75.0	12.7	23.0	565.0	1.2	12.1	4.2	12.0	9.2	56.3	2336.0	18.1	-		
G214	C2+1	羊场	75.5	137.1	52.5	13.7	1.09	2.1	4.9	0.83	9.1	1.14	7.9	86.3	5.2	18.1	573.0	-	12.4	5.2	10.6	2.6	19.4	-	-		
G207	C2+1	后所	57.3	114.6	49.8	9.1	0.58	1.4	5.0	0.91	9.8	0.52	5.6	77.1	7.0	15.7	473.0	-	14.4	4.3	18.3	2.1	41.4	508.0	-		
DO-2	C4b	老厂	25.3	54.3	23.6	5.4	1.21	1.1	4.0	0.73	11.1	0.30	-	47.4	6.0	10.0	394.0	8.2	12.9	1.7	2.8	-	934.0	1548.0	10.0		
G208	C7a	后所	21.2	42.9	17.4	1.9	0.2	0.46	0.5	0.45	6.0	0.58	4.8	50.5	6.1	9.7	225.0	1.5	10.5	2.4	7.2	4.1	26.8	1356.0	11.4		
G211	C7b	老厂	38.4	88.9	37.5	9.5	0.60	0.82	1.3	0.23	7.4	0.21	2.4	96.6	0.4	9.0	226.0	3.4	5.6	3.6	0.91	-	27.5	923.0	-		
12	C7b	土城	68.6	187.6	70.1	17.6	2.4	2.2	1.9	0.29	8.5	0.50	4.5	33.1	11.8	8.6	221.0	0.73	5.3	4.0	31.5	1.32	65.5	451.0	8.0		
G210	C7b	庆云	69.9	128.0	43.4	9.8	1.01	1.3	2.2	0.36	8.4	0.80	4.6	51.2	19.5	13.6	459.0	0.69	10.5	2.4	15.7	3.0	50.9	3036.0	23.9		
G216	C7b	后所	57.1	111.0	36.1	5.7	0.39	0.84	1.7	0.27	7.9	0.83	3.9	44.9	29.3	7.6	-	1.9	12.7	3.1	26.8	4.0	-	-	7.0		
01	C7b	新连	56.0	98.3	44.0	12.7	1.8	1.7	2.5	0.47	12.2	0.33	8.9	56.8	20.0	11.7	420.0	1.3	11.0	3.0	21.6	3.1	36.6	4105.0	130.8		
G212	C9	老厂	74.7	144.8	46.7	8.1	0.90	1.1	2.0	0.32	7.4	0.56	20.5	42.9	16.6	10.4	271.3	20.5	11.0	2.8	7.0	2.3	-	3242.0	21.5		
G215	C18	庆云	53.8	96.0	28.6	3.9	0.19	0.51	1.1	0.21	6.0	0.40	0.91	26.1	7.5	9.1	311.0	0.98	6.8	2.4	2.6	6.5	-	80.0	2.7		
LC-19	C19	老厂	61.2	138.0	69.3	17.9	2.0	2.5	4.2	0.74	17.2	1.04	1.5	93.6	3.0	7.9	253.0	8.0	12.5	1.5	5.2	-	-	-	-		
YH-15	K3a	平坝	30.7	66.6	24.4	5.0	1.2	1.1	2.5	0.42	9.4	-	2.3	46.4	4.2	31.8	898.0	3.9	3.7	19.9	-	3.4	-	3410.0	2.4		
YH-16	K3a	桐梓	33.7	62.2	20.7	3.9	0.78	0.67	1.6	0.28	9.0	0.17	2.8	41.0	4.1	23.8	605.1	1.7	3.6	28.0	0.51	4.8	-	4000.0	-		
YH-11	K1c	遵义	80.8	163.6	57.9	6.3	0.6	1.4	7.04	1.15	10.0	1.6	25.7	106.4	3.5	43.9	954.8	1.6	3.0	26.9	3.2	2.0	43.5	2880.0	3.4		
YH-12	K1c	水城	591.0	109.0	459.2	64.6	5.1	6.9	21.3	3.36	23.7	0.86	-	109.0	-	109.0	3576.0	0.97	8.0	32.4	4.4	5.4	17.8	4484.0	-		
正常沉积粘土岩																											
LMR	C1	沾益	111.0	222.5	86.6	19.6	4.20	2.9	6.1	1.14	3.9	-	0.08	14.7	113.4	15.4	544.7	1.2	43.8	4.2	26.1	2.4	1089.0	16114.0	157.5		
LM18	C3	沾益	133.4	248.5	105.3	23.3	6.03	2.4	4.7	0.70	4.4	0.48	1.3	20.2	151.6	19.7	79.8	1.5	35.2	4.4	24.6	2.9	152.7	24393.0	340.8		
DO-1	C4a	老厂	13.9	245.8	94.1	19.9	4.48	3.7	6.9	1.12	7.0	1.17	1.2	21.8	58.1	11.5	357.1	6.4	17.7	2.5	4.4	-	728.6	9199.0	96.4		
正常沉积粘土岩(含自生石英-玉髓颗粒)																											
TZ-7	C9	老厂	148.1	306.2	122.6	19.7	2.89	2.2	6.4	1.08	5.5	5.9	11.8	21.7	96.2	18.8	1016.0	46.4	33.0	4.6	118.4	6.2	43.9	16588.0	723.4		
DP-1	C6	益障	12.9	27.4	10.6	2.7	2.25	0.50	1.1	0.19	1.6	9.7	1.6	2.8	67.2	1.9	-	1.2	5.0	0.21	135.6	-	1765.0	1422.0	898.0		
Q2	C6	仁和	58.1	118.8	38.2	5.2	0.47	0.60	1.4	0.25	4.2	0.88	28.4	6.2	122.1	3.6	-	1.9	9.7	9.85	77.2	-	681.8	3849.0	632.0		

素。为减少测试方法间系统误差不同带来的不便,本文主要以 INAA 测定结果为研究的依据。INAA 测定结果列于表 1。

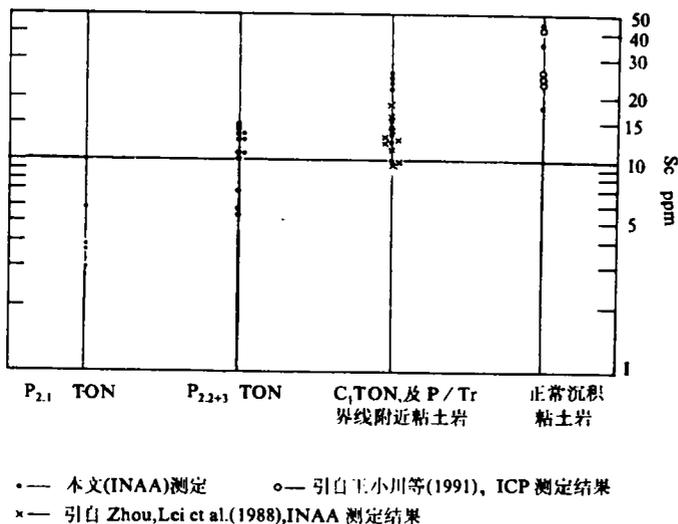


图 2 各层段中夹矸及 P/Tr 界线附近粘土岩和正常沉积粘土岩中 Sc 的含量 (ppm) 分布

Fig. 2 Showing distribution of Sc content (ppm) of tonsteins in different beds and that of daystone adjacent to P/Tr boundary # well as normal sedimentary claystone

### 2.1 Sc、V、Ti、Th、U、Zr、Hf、Nb 和 Ta

钪 (Sc), 典型的分散元素。从岩浆演化的早期到晚期, 其含量呈下降趋势, 在基性岩中, 钪含量平均值为 24~40ppm; 中性和酸性岩中降至 4ppm 左右; 在碱性岩中含量最低, 为 2~3ppm (刘英俊等, 1984)。表生作用带内, Sc 的活动性较弱, 即使部分转变成络离子, 也容易被粘土矿物吸附。因此, 海水中 Sc 含量甚微。据此可将不同沉积物中 Sc 的含量作为判断沉积原始物质性质的一种依据。图 2 表明, 在含煤岩系下段 (P<sub>2.1</sub>) 的夹矸中, Sc 含量最低, 并向煤系的中、上段 (P<sub>2.2+3</sub>)、煤系最上部 (C<sub>1</sub> 煤层) 的夹矸及正常沉积粘土岩逐渐增高, 含量依次为 3~6ppm、5~15ppm、10~25ppm 和 18~44ppm。值得注意的是, C<sub>1</sub> 夹矸中 Sc 的含量与周磊等 (1988) 在邻区四川所测定的 P/Tr 界线附近粘土岩中 Sc 含量数据相近<sup>①</sup>。如果考虑到原始物质在风化蚀变过程中 Sc 不仅未减少, 还因其它活性较高成分的带出而相对富集, 上述分布规律表明从左到右原始物质依次为碱性、酸性 (贫钙型)、酸性 (富钙型) 和基性岩浆。研究表明, 西南地区晚二叠世正常沉积物质的主要来源是盆地西侧古陆的风化产物 (峨眉山玄武岩), 其较高的 Sc 含量是很好的印证。P<sub>2.1</sub> 夹矸中的 Sc 含量很低, 为碱性岩浆的特征, 而 C<sub>1</sub> 夹矸与 P/Tr 界线附近粘土岩中 Sc 含量接近说明二者的原始物质也是接近的, 即晚二叠

<sup>①</sup> 据 Turekian, K. K. and Wedepoul, K. H. (1961), 在富钙型酸性岩中, Sc 平均含量为 14ppm, 含钙型酸性岩中为 7ppm

世末期和 P/Tr 界线附近的火山活动性质是相似的。

钒(V)和钛(Ti)。在不同性质的岩浆中含量变异较大;在表生作用带中很稳定,沉积物在总体上继承了母岩的含量特点。

在 V、Ti 相关图上(图 3), $P_{2-1}$  夹矸的钛含量较以上层位高出近一倍。结合其它微量元素的特征判断,可能是岩浆的富碱性促使钙钛矿( $CaTiO_3$ )的形成。造成岩浆中 Ti 含量增高所致(刘英俊,1984)。正常沉积粘土岩中,V、Ti 含量较夹矸高出近一个数量级,也与其原始物质为玄武岩吻合。

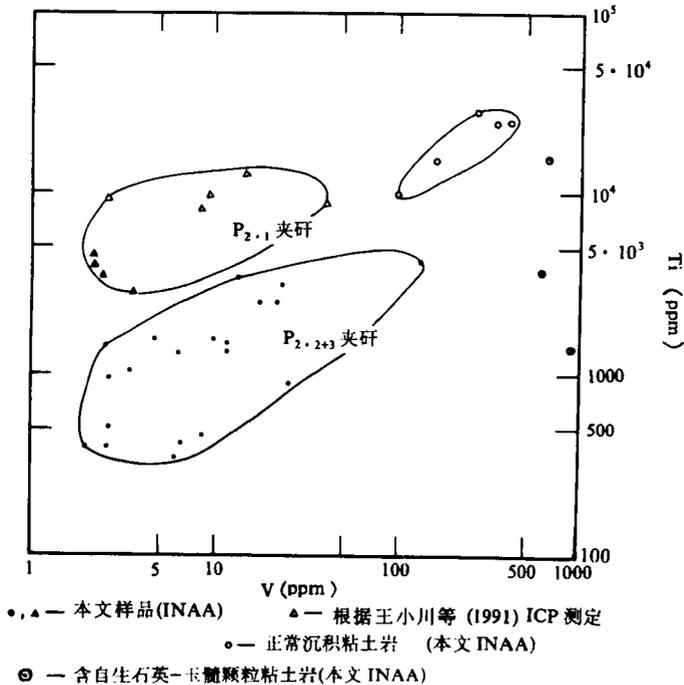


图 3 夹矸及正常沉积粘土岩中 V、Ti 含量(ppm)相关群点图

Fig. 3 Related dot clnstevs of V、Ti content(ppm) in tonsteins and normal sedimentary claystone

锆(Zr)和铪(Hf)。两元素的电子构型和主要地球化学参数极为相似,在自然界中以密切相关的元素对同时出现。在酸性岩和基性岩中,Zr、Hf 含量及比值差别不大,但在碱性岩中 Zr、Hf 含量急剧增高。在表生作用带内,两元素均有较高的稳定性。在 Zr—Hf 相关图上  $P_{2-1}$  夹矸的 Zr、Hf 含量显著高于  $P_{2-2+3}$  夹矸,各有特定的分布区间,并表现出较好的正相关关系;正常沉积粘土岩数据分布与  $P_{2-2+3}$  夹矸的分布区间相当,但 Zr—Hf 相关性较差,这可能是蚀区母岩风化产物在搬运、沉积过程中 Zr 和 Hf 发生了一定程度的分离,从而改变了原有比例关系(表 1)。

样品中分离出的锆石晶粒数与其 Zr、Hf 含量(Zhou, et. al., 1992),无直接联系。可见,  $P_{2-1}$  夹矸中的 Zr 和 Hf 主要不是赋存于锆石中,可能是以分散状态赋存于火山玻璃质中。

铌(Nb)和钽(Ta)。INAA 样品仅测定了 Ta 含量,ICP 样品同时定了 Nb、Ta 含量。为便于讨论,文中引用了其他研究者在邻区(四川南部)用 ICP 测定的部分样品的 Nb 含量数据。

岩浆的性质以及岩浆中 Ti 的原始浓度是决定 Nb、Ta 含量的重要因素。从基性岩向酸性岩和碱性岩演变, Nb、Ta 含量逐步增高; 在碱性岩石中 Nb 含量的增幅大于 Ta 含量的增幅。Ni/Ta 比值从基性岩向酸性岩减小, 在碱性岩中增大。表生作用带内, Nb、Ta 均不活泼并以不同的形式残留下来, 富集于风化产物中。

资料表明, 从煤系底部到顶部的夹矸中, Nb、Ta 含量和 Nb/Ta 比值呈有规律的变化并与正常沉积粘土岩明显不同。在  $P_{2.1}$  夹矸中 Nb、Ta 含量较  $P_{2.2+3}$  夹矸高出一个数量级, 而 Nb/Ta 比值前者为 7~12, 后者为 4~7。正常沉积粘土岩中 Nb 介于上述两者之间, Ta 含量与后者接近, 而 Nb/Ta 比值则在 23 左右。Nb、Ta 的上述分布表明, 它们分别继承了碱性岩、酸性岩和基性岩的特点, 并在风化蚀变过程中得到同步富集。含钙的钛矿物是 Nb、Ta 的载体矿物, 它们以类质同像方式分散于其中。风化过程中, 由于 Nb、Ta 的离子电位与 Ti 相近而共同富集于水解沉积物和粘土矿物中。在 Ta—Ti 相关图上,  $P_{2.1}$  夹矸、 $P_{2.2+3}$  夹矸和正常沉积粘土岩都有自己特定的、互不交叉的分布区间, 清楚地反映了其原始物质性质的差别。

含 Nb、Ta 的矿物均耐风化。在含 Nb、Ta 很高的  $P_{2.1}$  夹矸中, 仅见少量的细晶粒的锆石、磷灰石, 偶见个别的独居石, 未查出其它含 Nb、Ta 矿物, 同沉积的火山灰已在泥炭沼泽环境中改造为均一致密的高岭石粘土岩, 火山灰的原始结构已被彻底分解破坏。据此推测  $P_{2.1}$  夹矸的原始物质绝大部分是由最易分解蚀变的碱性火山玻璃构成。

钍(Th)和铀(U)。在基性岩中 Th、U 含量分别为 4 和 1ppm, 在酸性岩中为 17 和 3ppm<sup>(3)</sup>; Th/U 比值后者略高于前者。在表生作用带内,  $U^{4+}$  比  $Th^{4+}$  活泼, 因而在沉积物中铀含量的分散性更大, Th/U 比值的变异性也相应变大。

在 Th—U 相关图上夹矸的 U、Th 含量明显高于正常沉积粘土岩。 $P_{2.1}$  夹矸与  $P_{2.2+3}$  夹矸的数值落于大体相同的区间, 但前者更富 Th。

## 2.2 稀土元素(REE)

$P_{2.1}$  夹矸、 $P_{2.3}$  夹矸和正常沉积粘土岩中 REE 的含量、配分型式等都有较大的变化, 但仍可看出各自的特点。

$P_{2.1}$  的稀土元素总量( $\Sigma$ REE, 不包括 Y)在 140~2500ppm, 平均近 700ppm;  $\delta$ Eu 为 0.05~0.65;  $\delta$ Ce 呈不显著的正、负异常;  $\Sigma$ Ce/ $\Sigma$ La 在 3~18 之间, 并随  $\Sigma$ REE 增加而增大, 也即是右倾斜率更高, 更富轻稀土; 稀土元素的配分型式与湖北省北部的某些碱性岩很近似<sup>(2)</sup>。

$P_{2.2+3}$  夹矸的  $\Sigma$ REE 在 150~540ppm 平均 200ppm,  $\delta$ Eu 为 0.11~0.62,  $\delta$ Ce 为 0.73~1.31,  $\Sigma$ Ce/ $\Sigma$ La 在 4~18.4。分布模式与  $P_{2.1}$  夹矸近似。

正常沉积粘土岩的  $\Sigma$ REE 在 210~600ppm, 平均 400ppm,  $\delta$ Eu 为 0.63~0.93, 略显负异常, 显著高于夹矸的  $\delta$ Eu 值;  $\delta$ Ce 为 0.95~1.04;  $\Sigma$ Ce/ $\Sigma$ La 在 7.5~1.7, 仍呈右倾式分布。与剥蚀区玄武岩的实测值对比, 正常沉积粘土岩中  $\Sigma$ REE 高过蚀区母岩的 2~3 倍,  $\delta$ Eu 值则较母岩的 1.01~1.24 有显著的降低, 而经球粒陨石标准化后的配分模式, 两者差别不大。由此可见, 在玄武岩风化形成的粘土中, REE 成倍富集; 在风化、沉积和成岩作用过程中, Eu 有所损失, 其它稀土元素近于同步富集并保存下来。

## 2.3 Co、Cr 和 Ni

均为亲铁元素, 在基性岩中的含量普遍较酸性岩高一个数量级, 在碱性岩中, 由于贫 Ca、Co 含量低于酸性岩。在流纹岩和碱流岩中, Cr 含量在 2ppm 以下。表生作用带内, 特别是富含腐植酸的环境中, Co、Cr 均不够稳定, 易活化迁移并在沉积物中再分配, 扩大了含量的

分散性<sup>[3]</sup>。在 Co—Cr 含量相关图上,正常沉积粘土岩的 Co、Cr 含量最高,夹矸的含量较低,而 P<sub>2.1</sub> 夹矸较 P<sub>2.2+3</sub> 夹矸更贫 Co。

INAA 样品未测定 Ni 的含量。根据本文所作少量的 ICP 分析结果和邻区研究报告提供的数据(ICP 分析结果)<sup>①</sup>,在正常沉积粘土岩中,Ni 含量为 25~67ppm,P<sub>2.2+3</sub> 夹矸中普遍低于 15ppm,P<sub>2.1</sub> 夹矸中低于 5ppm。

#### 2.4 Li、Be、As、Se、Mo 和 W

在正常沉积粘土岩和不同层段的夹矸中,其含量变化均较大,数值分布范围交叉,规律性不如前述元素明显,但其基本面貌仍与原始物质和成因有一定的联系。

### 3 粘土岩的微量元素特征在判别沉积原始物质性质及鉴定层位中的应用

在表生作用带内,在弱酸性—中性介质条件下,无论是氧化或是还原环境,沉积物中的 Al、Ti、W、B、Li、Sc、Nb、Ta、Zr、Hf、Co、Cr、Th、REE 等近 30 种元素的活动性均很弱;在还原环境下,V、U、Te、Ni、As、Sb、Mo 等元素的活动性也很弱<sup>[3,9]</sup>。上述元素在表生作用带内所形成的络离子易为粘土矿物吸收或吸附。因此,研究含煤岩系中不同沉积物的微量元素含量及组合特征,不仅有可能确定沉积原始物质的性质、形成方式,还可用于准确鉴别层位。对本区晚二叠世含煤岩系中不同沉积物的微量元素研究表明:正常沉积粘土岩原始物质为玄武岩风化产物,以 V、Ti、Sc、Co、Cr、Ni 的高含量,低的 Th/U 比值(<4),不大的 δEu 负异常(0.6~1.0)为特征,反映了对基性岩微量元素含量和组合特征的继承性,与本区沉积地质背景吻合。而在煤层中含丰富的自生石英—玉髓颗粒的粘土岩夹层(Zhou,1992),还表现出对某些金属离子的独特的吸附性,较明显的是对 V、As、Mo、Se、Sb 等亲硫、亲铁元素的吸附。而对 U、Th 等亲石元素则相对排斥,但在元素组成的总体面貌上仍接近于正常沉积粘土岩。

夹矸中的微量元素则以低的 V、Ti、Sc、Co、Cr、Ni 含量,中—高的 REE、Nb、Ta、Hf、Zr、U、Th 含量和高的 Th/U 比值以及明显的 δEu 负异常为特征。但是,不同地层层段中夹矸的元素含量和组合关系又有明显区别。相对而言,P<sub>2.1</sub> 夹矸更富 Be、Li、Ti、Zr、Hf 显著高的 Nb、Ta、REE,略高的 Ga/Al、Nb/Ta 和偏低的 Zr/Nb 比值而有别于 P<sub>2.2+3</sub> 夹矸。在 Hf—Ta、Ti—Ta、Ti—V、Hf—Sc、Lu—Hf、Lu—Th 等相关图上,P<sub>2.1</sub> 夹矸均有一个独立的、有别于 P<sub>2.2+3</sub> 夹矸的分布范围。微量元素含量及组合特征表明,P<sub>2.1</sub> 夹矸的原始物质为碱性岩浆,而 P<sub>2.2+3</sub> 夹矸为酸性岩浆。

将各类岩石的有关元素含量计算出平均值投影于图 4 上,可以看到它们的总体面貌和各自的特点。

进一步研究发现,同一地层层段内的各层夹矸,甚至同一煤层内的各层夹矸之间,其在泥炭沼泽中比较稳定的微量元素含量及组合面貌仍有区别。据此可以推论,在地质历史上,每一次火山活动产生的火山灰尘的物质组成不同,即使沉积蚀变条件相近,其独有的某些特征仍可加以鉴别。例如本区稳定分布的 C<sub>1</sub> 煤层,在各矿区内普遍含有三层致密型夹矸,其各

① 王小川等,1991,四川南部上二叠统沉积环境与聚煤规律(研究报告,未刊)。

层的某些微量元素含量和地化特征值都有自己的分布范围,层间的变化趋势相当明显:自 $C_{1a} \rightarrow C_{1b} \rightarrow C_{1c}$ 夹矸, U、Th、Hf、Zr、REE 含量呈高 $\rightarrow$ 低 $\rightarrow$ 高分布, Sc、Se 含量逐渐降低, Ta 含量略有增加;各层的地化特征值也有自己的分布区间(表 1)。其它各层夹矸也各有特征。由此可见,在对一定数量的样品进行精确测定的基础上,建立起各层夹矸特有的分布模式,用于准确判定层位是可行的。

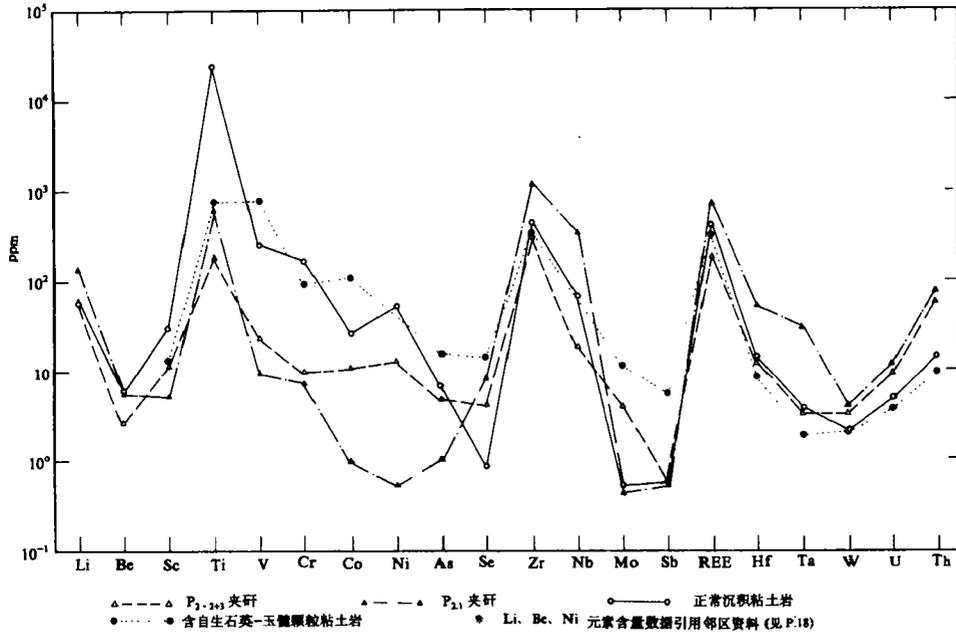


图 4 各类岩石中微量元素平均含量分布曲线图

Fig. 4 Curves showing the mean content of microelements in different rocks

## 结 论

研究区内陆源碎屑沉积物来源于盆地西侧晚二叠世早期喷溢形成的峨嵋山玄武岩古陆风化产物。含煤岩系中近 20 层夹矸为不同时期的同沉积火山灰蚀变形成。位于煤系下段( $P_{2,1}$ )的三层夹矸的原始物质为碱性火山灰,位于煤系中、上段( $P_{2,2+3}$ )的 13 层夹矸的原始物质为酸性火山灰。研究夹矸的微量元素含量和组合标志,建立各层的分布模式,是一种新的、有效的鉴别层位方法。

## 参 考 文 献

- [1] 刘英俊等,1979,地球化学,北京,科学出版社,514。
- [2] 刘英俊等,1984,元素地球化学,北京,科学出版社,548。
- [3] 李石,1991,鄂北地区碱性岩的时代与成因,岩石学报,(3):27—36。
- [4] 杨光荣等,1986,四川南部上二叠统划分与含煤性,重庆出版社,153。
- [5] 周瑶琪等,1991,混合成因模式,地质论评,V. 37(1):51—63。
- [6] Brouoz, A. and Spears, D. A. , 1985, Influence of water depth on the alteration process of cinerites in the sedimentary basin—importance of Pedogenesis. 10th Congr. Int. Strat. Geol. Carbon. , C. R. , 4; p. 183—187.
- [7] Burger, K. , Zhou, Y. and Tang, D. , 1990, Synsedimentary volcanic ash—derived illite tonsteins in Late Permian coal—bearing formations of southwestern China. Int. J. Coal Geol. , 15; p. 341—356.
- [8] Dopita, M. and Kralik, J. , 1977, Coal tonsteins in Octrava—Karvina coal basin. CSSR, Octrava, p. 213
- [9] Plant et al. , 1988. Developments in regional geochemistry for mineral exploration. Trans. IMM, SEC. B, Vol. 97.
- [10] Spars, D. A. and Kanaris—Sotiriou, K. , 1975, Titanium in some Carboniferous sediments from Great Britain. Geochem. Cosmechem. Acta, 40(3): p. 345—351.
- [11] Zhou, Lei and Kyte Frank T. , 1988, The Permian—Triassic boundary event; a geochemical study of three Chinese sections. Earth and Planetary Science Letters, V. 90, No. 4, p. 411—421.
- [12] Zhou, Y. , Ren, Y. and Bohor, B. F. , 1982, Origin and distribution of tonsteins in Late Permian Coal seams of southwestern China. Int. J. Coal Geol. , 2; p. 49—77.
- [13] Zhou, Y. , Burger, K. and Tang, D. , 1987, A study on tonsteins in Late Permian Coal fields of southwest China. 11th Int. Congr. Strat. Geol. Carbon. , Abstr. pap. , I; p. 273.
- [14] Zhou, Y. , Ren, Y. and Tang, D. , 1992. Characteristics of Zircons from volcanic ash-derived tonsteins Late Permian Coal fields of eastern Yunnan, China.

Element Geochemistry of Volcanic Ash Derived  
Tonsteins in Late—Permian Coal—Bearing Formation  
of Eastern Yunnan and Western Guizhou, China

*Zhou Yiping*

(Kunming Institute of Coal Sciences, PRC)

*Ren Youliang*

(Colorado School of Mines, USA)

Abstract

Over 30 trace elements (with concentration lower than 1‰) from 46 samples have been determined during the study by various techniques, including INAA and ICP. These samples were collected from the synsedimentary volcanic ash derived tonsteins, non—cineritic claystones, and the coal seams within the coal—bearing formation of the eastern Yunnan and western Guizhou Provinces. The analytical results demonstrate the fact that the concentrations of various trace elements source materials. The terrigenous non—cineritic claystones are characterized by their high contents in V, Ti, Sc, Cr, Co, and Ni, medium contents in Nb, Ta, Hf, Zr and REE, and low in Th, U and Th/U ratio, with an indistinct negative anomaly of  $\delta\text{Eu}$  (0.63~0.93), which is, in overall, consistent with the properties of the basalt from the erosional region. On the other hand, tonsteins are low in V, Ti, Sc, Cr, Co, and Ni, contents, medium to high in REE, Nb, Ta, Hf, Zr, Th and U, and high in Th/U ratio, with a distinct  $\delta\text{Eu}$  anomaly (normally in the range of 0.2~0.4). The characteristics of tonstein geochemistry of trace elements can be distinguished from those of the non—cineritic claystones, as indicative of their unique volcanic ash—fall origin.

As far as the tonsteins are concerned, those from the lower section ( $P_{2.1}$ ) of the coal—bearing formation are high in Li, Be, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta and REE contents, as compared to those from the middle and upper sections ( $P_{2.2+3}$ ). As shown on the plots of correlations between Hf—Ta, Ti—Ta, Ti—V, Hf—Sc, Lu—Hf and Lu—Th, tonsteins from  $P_{2.1}$  horizon always fall in an isolated distribution area, separating from the tonsteins of  $P_{2.2+3}$  horizon. These results suggest that from the tonsteins from the two different horizons were probably derived comparison of the concentration and assemblage of trace elements between various magmatic rocks, the source materials of tonsteins from  $P_{2.1}$  horizon were mostly composed of alkaline volcanic ash, whereas those from  $P_{2.2+3}$  were apparently acidic.

Based on a convergence of evidence obtained from different approaches, including the analytical results of the distribution and assemblage of trace elements in tonsteins, it is discovered that the tonsteins from different horizons are often characterized by their unique properties, which remain quite consistent over a great lateral extent. An integrated and customized use of these properties makes possible the establishment of tonstein stratigraphy, thus facilitating the more precise and reliable coal seam correlation.