

# 碳酸盐岩风化成土作用的初步研究<sup>\*</sup>

王世杰 季宏兵 欧阳自远 周德全 郑乐平 黎廷宇

(中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002)

**摘要** 选择黔中、黔西、黔北、湘西岩溶山地丘陵垄岗之上的 5 个基岩为白云岩和灰岩的土层剖面,通过剖面碳酸盐岩酸不溶物的提取实验、矿物学和微量元素地球化学等手段,讨论了碳酸盐岩风化成土作用的野外、矿物学和微量元素地球化学特征,初步论证了碳酸盐岩风化成土作用是我国南方岩溶地区土壤资源的一种重要的成土机制。为进一步研究该地区大面积分布的土状堆积物的来源奠定了初步基础。

**关键词** 矿物学 微量元素 风化作用 风化剖面 碳酸盐岩

全球碳酸盐岩出露面积约占陆地面积的 12%, 主要集中分布在热带、亚热带区, 如东南亚、地中海沿岸和北美东南部, 其中位于东南亚片区的我国南方是全球连片分布、面积最大的碳酸盐岩分布区。这些地区广布着厚薄不匀的土状堆积物。对于地中海沿岸和北美东南部发育的这些土状堆积物的物质来源, 学术界存在着不同的认识, 有的承认由碳酸盐岩溶解后残余的酸不溶物质堆积形成<sup>[1,2]</sup>, 有的认为主要来自撒哈拉沙漠的风成物质组成, 含有一小部分碳酸盐岩风化成土物质<sup>[3~5]</sup>。但由于缺乏对不同地质演化历史和自然地理环境条件下这些地区土层成因机制的系统研究工作, 无法对碳酸盐岩风化成土作用是否作为一种重要的土壤资源的成土机制问题作出准确的判断<sup>[6]</sup>。最近以来, 我国南方碳酸盐岩地区上覆土层的物质来源问题引起了国内一些学者的关注, 认为碳酸盐岩风化作用产生的土层是其主要的物质来源, 并对碳酸盐岩风化成土作用过程进行了初步的讨论, 提出了碳酸盐岩交代成土概念<sup>[7~9]</sup>。但在研究中, 并没有给出足够的证据证明工作剖面是碳酸盐岩的风化剖面, 所得的结论值得商榷。本文在对我国南方碳酸盐岩地区广泛考察的基础上, 选择黔中、黔西、黔北、湘西岩溶山地丘陵垄岗之上的 5 个典型白云岩和灰岩发育的土层剖面, 通过对剖面基岩碳酸盐岩酸不溶物的提取实验和基岩及土层的矿物学和微量元素地球化学等研究, 较为系统地提出我们对碳酸盐岩风化成土作用的一些初步看法。

## 1 实验方法

碳酸盐岩酸不溶物的提取实验步骤为: 取经缩分处理的原岩粉末样 2 kg 放入 5 000 mL 的大烧杯中, 加入适量的 1 mol/L 浓度盐酸, 用连续搅拌机 (120 转/min) 搅拌 30 min, 静止沉淀至

1999-01-18 收稿, 1999-04-08 收修改稿

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金 (批准号: 49833002) 和国家攀登计划 (编号: 95-预-39) 三级专题联合资助项目

淋滤液变清为止(用 pH 试纸检测,淋滤液为中性);用虹吸管吸掉上部废弃的淋滤液,继续加入 1 mol/L 浓度的盐酸适量,重复上述步骤,直至加入的盐酸不反应(用 pH 试纸检测,此时的淋滤液为酸性,时间约需 24 ~ 30 h);把淋滤残余的样品转入 500 ml 的小烧杯中,用蒸馏水反复清洗,至清洗液呈中性为止(用 pH 试纸检测)。用红外灯烘干备用。为了评价酸可能对碳酸盐岩中“酸不溶物”矿物成分的影响,我们选择了不同浓度的盐酸处理同一样品,在 X-衍射图中,发现用 4 种不同浓度的盐酸(盐酸的浓度分别是: 0.2, 1, 2, 5 mol/L)淋滤碳酸盐岩对矿物成分没有根本性的改变(表 1),只是在盐酸浓度为 1, 2, 5 mol/L 时,产生了次生的碳酸钠钙石( $d_{001} = 0.6$  nm),在盐酸浓度为 2 和 5 mol/L 时发现少量的蒙脱石矿物的出现( $d_{001} = 1.52$  nm),在盐酸浓度为 5 mol/L 时主要的粘土矿物伊利石有明显的降低( $d_{001} = 1.0$  nm 峰减小)。考虑到淋溶实验盐酸浓度越低,粘土矿物溶解时间就会延长,对粘土矿物的溶解程度也就增大,如表 1 中,当盐酸的浓度为 0.2 mol/L 时,伊利石和高岭石的总含量反而变小。有理由认为在本次淋滤实验中采用 1 mol/L 盐酸浓度是合适和可行的,在碳酸盐岩酸不溶物的提取过程中对酸不溶物的矿物成分不会产生明显的影响。

表 1 不同浓度的盐酸淋滤碳酸盐岩的残余物质半定量估计<sup>a)</sup> / %

浓度/mol L <sup>-1</sup>	伊利石	石英	高岭石	锐钛矿	长石	黄铁矿	白云石	蒙脱石	碳酸钠钙石
0.2	52.08	19.03	1.77	1.18	15.22	7.62	2.09		
1	54.59	20.67	1.86	1.96	13.60	5.15	1.16		-
2	58.41	14.60	1.06	1.51	15.97	5.59	1.86	+	-
5	50.98	18.51	1.60	3.06	13.86	8.81	3.17	+	-

a) 表内 + 代表长石与酸作用的产物( $d_{001} = 1.52$  nm), - 代表淋滤过程中出现的次生产物( $d_{001} = 0.6$  nm)

X-衍射(XRD)对矿物的分析,是采用自然风干的样品,在玛瑙研钵中研磨成实验用粒度(200 目),在中国科学院地球化学研究所由日本的理学公司生产的 dmax/2200 型 XRD 分析仪上进行。微量元素的分析是在中国科学院地球化学研究所由 Finnigan MAT 公司生产的 ELEMENT 型高分辨 ICP-MS 上进行。样品的处理过程采用酸分解提取法,称取 0.1 g 样品于 Teflon 封闭溶样坩锅中,加 1.5 mL HF、1 mL HNO<sub>3</sub> 于 140 °C 烘箱中封闭溶解 48 h;取出,于电热板中低温,加 1 mL HNO<sub>3</sub> 再蒸干,反复两次;用 3 mL HNO<sub>3</sub>, 10 mL H<sub>2</sub>O,提取于 100 mL 塑料瓶中,进行 ICP-MS 测定。在微量元素的测定同时,放入了 4 个国际标样(GSS-7, GSS-4, GSS-1, GSR-6)和两个在国内外不同实验室用中子活化法进行过反复测试的 C4CH 和 T5CH 样品。除低含量样品 T5CH 外,元素 TiO<sub>2</sub>, Rb, Nb, Pb, Th, U 和 REE 的测定结果与推荐值之间的相对偏差小于 10% (其中 GSR-6 样中 Eu, Yb 和 C4CH 样中 Eu, Ta, Lu 小于 15%), Sr 的相对偏差小于 15%, 而 Zr, Ta 的相对偏差小于 20%。测定结果与参考值有很好的吻合。

## 2 碳酸盐岩风化剖面的特征

我们从碳酸盐岩上覆土层的野外特征、矿物学和微量元素地球化学特征 3 个方面,阐述碳酸盐岩风化成土作用。

### 2.1 野外观察

野外观察是判断碳酸盐岩风化剖面的一个最为直接的证据。为了避免坡积物的影响,本次野外工作的重点放在岩溶山地丘陵垄岗的碳酸盐岩上覆土层剖面。剖面结构以黔中的平坝

农场剖面、黔西的大方双山剖面、黔北的遵义忠庄和新蒲剖面、湘西的吉首剖面最为典型(表 2)。与别的岩类相比,碳酸盐岩风化剖面的特征具有一些特殊的表现形式:(1)白云岩残积土层颜色偏红,土层厚度较大,一般 3~10 m,过渡带多呈松散状白云砂,环绕风化基岩为深色粘土层,有时在过渡带可见岩土相包裹现象,如表 2 中的平坝农场剖面和新蒲剖面;灰岩的残积土层,色调偏黄,厚度相对较小,一般 1~3 m,过渡层为泥质碳酸钙薄壳,如表 2 中的大方双山

表 2 5 个碳酸盐岩风化剖面的地质特征及取样位置<sup>a)</sup>

分层	平坝剖面	H/ cm	S. No	新蒲剖面	H/ cm	S. No
A	灰黄色表土层,主要耕作层	15		黑灰色耕作层	30	
	褐黄色表土层,见有植根和虫孔	40		深灰色表土层	25	
B	褐黄色土层	40	·1	黄褐色土层(剖面左边)	20	·8
	红色土层,含有少量铁质结核	40	·2	红色土层(剖面右边)	10	·9
	紫红色铁质壳层,见有纹层发育	8		红色土层	50	
	红黄色土层	20		红色土层	50	
	褐黄色土层	25		红色土层	100	·10
	黄色土层	93	·3	红色土层	150	
	紫色土层	2		红色土层	150	
BC	深紫色土层,见有围绕基岩深浅不一的纹层	30	4	纯黄色纹层状土层	6	·12
	岩粉层,呈松散分布,厚薄不均,成分多为粉砂级白云石组成,接碎裂层	5~10	5	浅黄色纹层状土层(上部)	1	·13
C	碎裂岩层,成分与基岩一致	50		浅黄色纹层状土层(中部)	25	·14
	基岩层,由三叠系下段(T <sub>1a</sub> )灰色			浅黄色纹层状土层(下部),接岩粉层,岩粉为青灰色细粉砂状	2~6	·15
	中厚层白云岩组成,产状平缓		·6,7	碎裂岩屑层,成分与基岩一致	30	·16
			基岩层,由寒武系上部娄山关群( 2-3s)白云岩,产状平缓			·17
分层	大方剖面			忠庄剖面		
A	黄灰色表土层,含杂乱岩块	30		褐灰色表土层,含少量碎石	45	
B	红黄色土层	120	·18	黄色土层	>>100	
	褐黄色土层	25		黄色土层	100	
	浅黄色土层	15		黄色土层	50	·22
	灰黄色土层	3	·19	黄色土层	50	
	浅黄色土层	5		灰黄色土层	7	·23
	灰黄色土层	2		杂色土层	8	·24
BC	浅灰色碳酸盐泥质层,沿基岩表面分布,呈包壳状产出	2	·20	青灰色碳酸盐泥,沿基岩表面分布,呈包壳状产出	3	·26
	基岩层,为三叠系中段关岭组(T <sub>2g</sub> )中薄层泥质灰岩,倾角约 45°		·21	基岩层,为三叠下段茅草铺组(T <sub>1m</sub> )灰色中层状灰岩,产状平缓		·27
分层	吉首剖面					
A	表土层,现代人类活动堆积层	>>100				
B	黄色土层	150	·28			
	黄色土层,局部保存有基岩层理	50	·29			
	褐黄色土层,保留有基岩中的层理	90	·30			
C	基岩层,为奥陶系大湾组(O <sub>1d</sub> )深灰色薄层泥质灰岩,倾角约 60°		·31			

a) 表中的分层 A、B、BC、C 分别代表耕作层、土层、过渡带和基岩; H、S. No 分别表示剖面厚度、取样位置及样品编号; 6 号样为剖面原岩样品; 7 号样代表混合基岩

剖面 and 忠庄剖面。(2) 在灰岩中,纯净岩石较含杂质多的灰岩,风化残积层薄。(3) 泥质碳酸盐岩残积土层的下部,常保留有与下伏基岩结构一致的层理结构,如表 2 中的吉首剖面。(4) 在贵州大方县城剖面,深灰色含燧石泥晶灰岩残积土层中,燧石的分布特征与基岩相同,即燧石团块或薄层的相对位置和产状与基岩相比均未发生改变。

## 2.2 碳酸盐岩酸不溶物的矿物成分与剖面中矿物成分的对比

表 3 中,基岩为灰岩的大方、忠庄和吉首剖面,虽然它们的基岩时代不同,但剖面都显示出同样的矿物学演化特征,即从剖面底部到剖面顶部随着方解石(少量的白云石)的减少甚至消失,随之主要的石英和粘土矿物急剧增加;剖面中矿物种类和组合比较稳定;基岩碳酸盐岩酸不溶物的矿物组成基本上与上覆土层中的矿物一致(其中黄铁矿变为铁的氧化物和氢氧化物),其中吉首剖面完全吻合,大方和忠庄剖面仅在剖面上部 24 号和 19 号样中出现了风化过程的产物蒙脱石矿物。对于基岩为白云岩的平坝和新蒲剖面,剖面的矿物组合演化关系类似于灰岩剖面,酸不溶物矿物组合与土层中的非常一致。另外从样品的分选中,本次工作没有发现属火山成因的副矿物、玻璃碎屑,也没有发现类似黄土中的重矿物。通过上述矿物组合的对比研究,说明了碳酸盐岩上覆土层与基岩具有继承性的演化关系,给出了上覆土层是下伏基岩风化产物的一个强有力的证据。

表 3 碳酸盐岩风化剖面的矿物分布特征<sup>a)</sup>

	样号	白云石	方解石	石英	伊利石	高岭石	绿泥石	蒙脱石	长石	锐钛矿	黄铁矿	赤铁矿	褐铁矿	非晶质
平坝剖面	1	+	-	+	+	-	+	-	+	+	-	+	-	+
	2	-	-	+	+	+	+	-	+	+	-	+	-	+
	3	+	-	-	+	+	+	-	+	+	-	+	-	+
	A	-	-	+	+	+	-	+	+	+	+	-	-	-
	4	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+
	5	+	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
	6	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
新蒲剖面	10	-	-	+	+	+	-	-	-	+	-	+	-	-
	11	-	-	+	+	+	-	+	+	-	-	-	-	-
	12	-	-	+	+	+	-	+	+	-	+	-	+	-
	15	+	-	+	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-
	B	-	-	+	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-
	16	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	17	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
大方剖面	18	-	-	+	+	-	+	+	+	-	-	-	+	-
	19	-	-	+	+	-	+	-	+	+	-	-	+	-
	20	-	-	+	+	+	+	-	+	-	-	-	+	-
	C	-	-	+	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-
	21	+	+	+	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-
忠庄剖面	22	+	+	+	+	-	+	-	+	+	-	-	-	-
	23	+	+	+	+	+	-	-	+	+	-	-	-	-
	24	-	-	+	+	-	+	+	+	+	+	-	-	-
	25	+	+	+	+	-	+	-	+	+	-	+	-	-
	26	+	+	+	+	-	+	-	+	+	-	+	-	-
	D	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-
	27	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
吉首剖面	28	-	-	+	+	-	-	-	+	-	-	-	+	-
	29	-	-	+	+	-	-	-	+	-	-	-	+	-
	30	-	-	+	+	-	-	-	+	-	-	-	+	-
	31	-	+	+	+	-	+	-	+	-	-	-	-	-

a) 样号编号见表 1,其中 A,B,C,D 分别为 7,17,21,27 号样品酸不溶物;+ 代表该矿物在样品中出现;- 代表该矿物在样品中不出现

### 2.3 剖面的稀土元素配分模式和微量元素比值

在剖面样品的球粒陨石标准化稀土配分模式图中,基岩为灰岩的大方、忠庄和吉首剖面的稀土模式特征具有明显的继承性(图 1(a),(b),(c)),即从基岩到土层的稀土模式是相似的,不同的是它们在含量上的差别.基岩为白云岩的平坝和新蒲剖面,稀土元素从剖面下部往上具有明显的分异特征.从基岩 风化基岩 过渡带层状土样,稀土配分模式均比较相似(图 1(d),(e)),具有明显的继承性;同时白云岩与风化岩粉及紧挨之上的过渡带土样(7,6,5,4,17,16,15,14,13 号样)的稀土模式中存在着明显的四分光滑曲线(La-Ce-Pr-Nd, Pr-Sm-Eu-Gd, Gd-Tb-Dy-Ho, Er-Tm-Yb-Lu),即“M 型”四重效应,与海相碳酸盐岩及其水-岩反应产物中都存在“M 型”四重效应现象相吻合<sup>[12]</sup>.这些特征明显地支持剖面的就地风化特征.但剖面上部的稀土配分模式明显不同于它们各自的剖面下部和基岩样品,而与上陆壳(UCC)组成的稀土配分模式非常相近,为轻稀土富集类型,稀土总量略高于上陆壳(UCC),更富集轻稀土(图 1(f)).

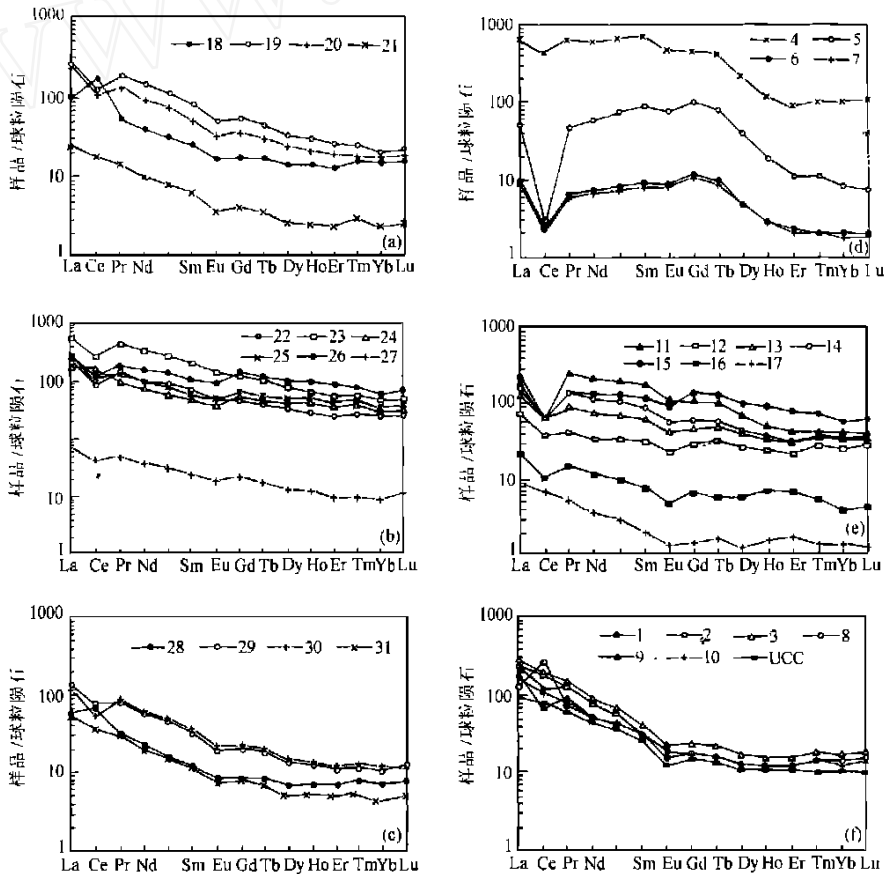


图 1 球粒陨石标准化的剖面样品稀土元素配分模式

(a) 为大方剖面样品;(b) 为忠庄剖面样品;(c) 为吉首剖面样品;(d) 为平坝剖面基岩到过渡带样品;(e) 为新蒲剖面基岩到过渡带样品;(f) 为平坝剖面和新蒲剖面中上部样品及 UCC 组成. UCC 为平均上地壳组分<sup>[10]</sup>;图中样品的编号见表 2;球粒陨石的稀土推荐值引自 Boynton<sup>[11]</sup>,上述两项标准化数值在以后的图表中不再表述

这可能与剖面的风化作用强度有关,具体机制有待于进一步研究。

碳酸盐岩风化成土作用作为表生风化成土作用的其中一个类型,与别的岩类的风化成土作用一样,稀土元素在风化成土过程中具有一些相似的变化特征<sup>[13~16]</sup>。在图 1 中,所有剖面的稀土总量从岩至土变化很大,其中以过渡带的稀土总量变化最大,土样的稀土元素总量多数超过上陆壳(UCC);稀土配分模式主要为轻稀土富集和重稀土相对平坦型, $(La/Yb)_N$ 为 3~18,从岩石 风化岩石 土壤, $(La/Yb)_N$  比值增大;每个剖面中 Eu 有较为恒定的负异常(0.63~0.85),土层中 Eu 相对原岩和过渡带负异常增大;Ce 在岩石界面负异常较大,从剖面下部往上逐渐变小,甚至出现正异常。

在表 4 中,所有剖面自下而上的土壤样品中  $Nb$  和  $Zr$  基本保持不变,尤以  $Nb$  最为显著。

表 4 剖面样品部分微量元素比值、元素变化率/%与稀土参数

白云岩剖面								
样品号 <sup>a)</sup>	Nb/Ta	Rb/Sr	$Nb^b$	$Zr^b$	REE <sup>c)</sup>	$(La/Yb)_N$	Ce	Eu
1	13.779	1.465	807.6	885.8	284.769	17.489	0.66	0.77
2	14.076	1.487	821.9	960.8	309.138	18.508	1.02	0.70
3	12.741	1.697	800.4	1007.1	372.998	16.423	0.94	0.75
4	13.395	1.826	842.9	1002.7	1500.09	5.931	0.68	0.84
5	9.417	0.035	14.7	24.4	139.166	5.980	0.05	0.82
6	11.143	0.016	7.2	2.6	22.162	4.722	0.32	0.84
7	3.944	0.017	0	0	20.712	4.838	0.32	0.90
8	13.535	1.334	464.1	340.5	340.096	9.628	2.80	0.65
9	13.956	0.628	460.1	329.9	191.819	11.816	0.57	0.66
10	14.434	1.098	456.8	321.1	218.079	10.388	0.96	0.63
11	14.922	0.805	472.8	284.9	455.342	5.232	0.27	0.80
12	14.226	0.172	486.4	160.0	149.755	2.945	0.67	0.77
13	12.751	0.158	509.0	196.2	257.725	3.954	0.57	0.78
14	13.635	0.285	523.0	308.3	311.157	4.966	0.38	0.77
15	12.536	0.293	503.0	325.5	499.523	3.508	0.33	0.71
16	12.991	0.151	153.4	19.5	68.268	5.718	0.61	0.66
17	11.923	0.032	0	0	26.137	6.725	0.96	0.79
灰岩剖面								
18	13.969	4.481	92.5	79.4	146.905	6.522	2.32	0.79
19	14.728	3.947	91.1	88.6	407.674	11.667	0.57	0.73
20	13.808	3.361	75.7	81.2	331.586	14.040	0.58	0.74
21	14.960	0.062	0	0	41.323	9.635	1.01	0.73
22	12.606	3.561	585.6	729.8	328.207	8.651	0.50	0.81
23	14.437	3.220	660.8	748.0	865.972	11.088	0.50	0.82
24	14.906	2.829	704.5	766.6	432.917	5.993	1.23	0.75
25	14.689	3.752	744.1	836.0	522.582	7.517	0.82	0.76
26	14.864	2.692	683.4	752.3	685.051	4.539	0.54	0.76
27	13.263	0.011	0	0	13.684	8.090	0.73	0.80
28	14.411	9.365	49.683	52.855	116.018	8.368	1.60	0.85
29	14.436	10.224	39.951	48.703	198.147	11.804	0.78	0.77
30	14.792	9.963	36.997	41.987	178.974	9.376	0.57	0.76
31	14.007	0.559	0	0	80.266	12.664	0.89	0.75

a) 样品编号见表 2

b)  $Nb$ ,  $Zr$  分别代表  $Nb$ ,  $Zr$  相对于原岩的元素变化率(%) (以  $TiO_2$  浓度为标准):  $100 \times [(X_i/I_s)/(X_p/I_p) - 1]$  (见文献[14]), 其中  $X_i$  和  $I_s$  分别代表样品中元素  $X$  和参比元素  $I$  的含量,  $X_p$  和  $I_p$  分别代表元素  $X$  和参比元素  $I$  在原岩中的浓度

c) REE 代表 La~Lu 及 Y 之和,  $(La/Yb)_N = (La/La_N)/(Yb/Yb_N)$ ,  $Ce = (Ce/Ce_N)/[(La/La_N)^{0.5} \times (Pr/Pr_N)^{0.5}]$ ,  $Eu = (Eu/Eu_N)/[(Sm/Sm_N)^{0.5} \times (Gd/Gd_N)^{0.5}]$ , 其中  $N$  代表球粒陨石标准(见文献[11])

Nb/Ta 比值在风化成土过程中保持相对的稳定性。这与以往的研究所证实的 Nb, Ta, Zr 和 Ti 等元素在风化成土过程中是守恒的事实完全一致,在等体积风化成土作用过程中,它们之间的比值能够提供可能的母岩信息<sup>[17]</sup>;对非等体积风化成土作用,如本文研究的碳酸盐岩风化成土作用,可导致 Nb 和 Zr 在原岩(表 4 中的样品号为 7, 17, 21, 27 和 31)和土壤中产生大的变化<sup>[18]</sup>,这是碳酸盐岩风化残积成土作用的一个特点。在微量元素的相关图解中,每个剖面所有的样品点在 Nb-TiO<sub>2</sub> 和 Zr-TiO<sub>2</sub> 相关图中均表现出良好的线性关系(相关系数为 0.969 ~ 0.998)(图 2(a), (b)),说明本次研究的所有工作剖面中的土层是下伏碳酸盐岩风化成土作用的产物,也反映了剖面原地残积特征。Rb/Sr 比值从剖面底部往上逐渐增大(表 4),可能与剖面的风化程度从底往上逐渐增强有关<sup>[19]</sup>。在 U/Pb-Th/Pb 相关图中(图 2(c)),剖面原岩和化原岩集中于图的左下部,每个剖面的 U/Pb 和 Th/Pb 比值由低向高值方向演化,因为 Pb 主要赋存于长石(尤为钾长石)中<sup>[20]</sup>,随着风化作用向底部基岩方向不断推进,上部土层中的长石不断分解,U/Pb 和 Th/Pb 比值不断变大。平坝、新蒲和吉首剖面主要沿 Th/U = 3.8 (由 UCC 定义的线)线分布,忠庄和大方剖面样品多数沿 Th/U = 1.76 拟合线分布,目前已报道的强化学风化作用剖面的 Th/U 平均值为 5.9 ± 1.2(1)<sup>[21]</sup>。Th/U 比值的差异,可能指示着剖面之间的风化作用强度的差别,与前面讨论的平坝和新蒲剖面的稀土元素分异程度明显大于忠庄和大方剖面的现象一致。

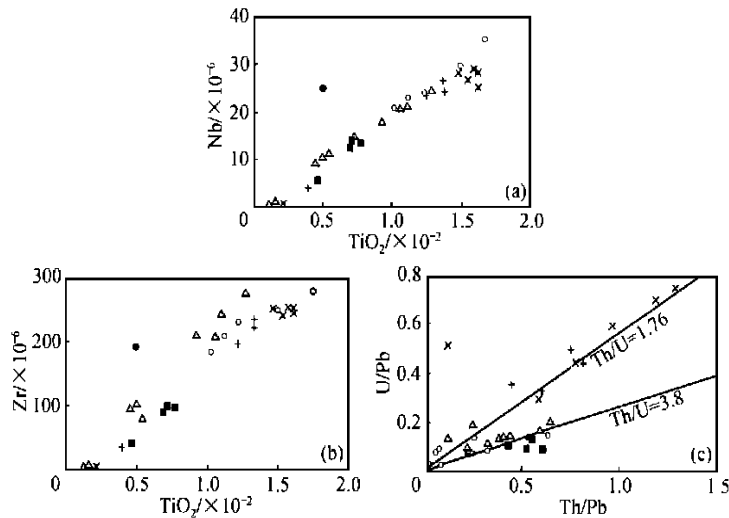


图 2 剖面样品的微量元素相关图解

(a) Nb-TiO<sub>2</sub> 相关图, (b) Zr-TiO<sub>2</sub> 相关图, (c) U/Pb-Th/Pb 相关图。PB( ), 平坝剖面; JS( ), 吉首剖面; XP( ), 新蒲剖面; ZZ(×), 忠庄剖面; DF(+), 大方剖面; UCC( ), 上陆壳平均成分; Th/U = 3.8 线由 UCC 定义, Th/U = 1.76 线为大方和忠庄剖面的拟合线

### 3 讨论与结论

根据上述对剖面的野外观察、矿物学和微量元素演化特征,可以得出碳酸盐岩风化成土作用可分为两个阶段的认识:即基岩中“杂质或不溶物”在风化作用过程中逐步堆积形成残积土

阶段和残积土演化阶段,同时后一阶段的演化类似于其余岩类的风化作用过程。

根据碳酸盐岩的淋溶实验结果,可较为详细地探讨一下我国南方碳酸盐岩风化成土作用第一阶段形成的可能性。对没有外来物质成分加入的上述 5 个碳酸盐岩风化剖面,利用实验获得的不同剖面碳酸盐岩酸不溶物的含量( $N$ ),可求得每个剖面平均形成 1 m 厚的土层所需溶蚀碳酸盐岩的厚度和需要的时间(表 5)。

表 5 5 个研究剖面形成 1 m 厚土层所需溶蚀的碳酸盐岩层的厚度和时间<sup>a)</sup>

剖面位置	岩类	M/ %	$G_2/t \cdot m^{-3}$	N/ %	H/ m	T/ ka	
黔中	平坝	白云岩	84.40	2.843	0.625	78.861	788.61
黔北	新蒲	白云岩	87.73	2.802	4.000	12.992	216.533
	忠庄	灰岩	91.63	2.597	11.607	5.046	84.1
黔西	大方	灰岩	91.16	2.555	15.610	3.795	63.25
湘西	吉首	灰岩	91.16	2.309	38.810	1.689	28.15

a) 形成 1 m 的残积土层所需溶蚀的碳酸盐岩厚度( $H$ )的计算公式:  $H = (h \times M \times S_1 \times G_1) / (N \times S_2 \times G_2)^{1/2}$ , 其中  $h$  为残积厚度, 设定为 1 m;  $M$  为残积土中不溶物的总含量(%), 按土层样品的化学全分析结果的平均值计算;  $S_1$  为残积土层分布面积, 设定为单位面积  $1 \text{ km}^2$ ;  $G_1$  为残积土密度, 为  $1.66 \text{ t/m}^3$ <sup>[13]</sup>;  $N$  为实验获得的碳酸盐岩中酸不溶物的总含量, 其中吉首剖面按 XRD 半定量分析获得;  $S_2$  为与残积土层聚积有关的碳酸盐岩分布面积, 设定为单位面积  $1 \text{ km}^2$ ;  $G_2$  为碳酸盐岩的密度( $\text{t/m}^3$ ), 按方解石(密度为  $2.72 \text{ t/m}^3$ )和白云石(密度为  $2.85 \text{ t/m}^3$ )及酸不溶物(密度为  $1.66 \text{ t/m}^3$ )在岩石中所占的比例进行计算。形成 1 m 土层所需溶蚀碳酸盐岩时间( $T$ )的计算公式:  $T = H \times S_2 \times G_2 / v$ , 其中  $v$  为溶蚀速率, 黔中的平坝降雨量为贵州省最大, 取平坝剖面及其他剖面碳酸盐岩的溶蚀率分别为 0.1 和 0.06 mm/a, 其余符号的意义同上

3 个以灰岩为基岩的剖面, 因泥质含量较高, 为 11% ~ 39%, 形成 1 m 厚的残积土, 仅需溶蚀 2 ~ 5 m 碳酸盐岩, 所需时间为 28 ~ 84 ka。对 2 个以白云岩为基岩的剖面, 因所含的泥质含量差别较大, 平坝剖面为 0.625%, 新蒲剖面为 4%, 两者形成 1 m 残积土所需溶蚀的碳酸盐岩层厚度和时间差别极大, 分别为 13 m 和 220 ka 与 79 m 和 790 ka。平坝剖面的实际厚度 5 ~ 6 m, 如果不考虑在土层形成过程中所遭受的地表侵蚀作用, 则形成该剖面目前的土层厚度需 3.95 ~ 4.74 Ma。古气候研究证明, 我国南方碳酸盐岩分布区, 从 2 000 多万年前中新世起, 就结束了以晚白垩纪红色碳酸盐岩角砾和早第三纪红色岩系为特征的行星风系干旱炎热气候, 进入以夏季风发育为特征的东亚季风风系的潮湿炎热气候期<sup>[23, 24]</sup>; 同时贵州高原自三叠世末以来只经受了缓慢的地壳隆升运动, 再没有经历过大的构造变动<sup>[25]</sup>。因此, 即使在强烈的地表剥蚀情况下, 在有利的地形和地貌单元上, 在我国贵州碳酸盐岩分布区形成数十米厚的风化剖面是完全有可能的。

致谢 感谢裘愉卓研究员为本次研究工作提供了 C4CH 和 T5CH 标样。

## 参 考 文 献

- 1 Ispording W C. Mineralogical and physical properties of Gulf coast limestone soils. Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies, 1978, 18: 201 ~ 214
- 2 Danin A, Gerson E, Maron K, et al. Patterns of limestone and dolomite weathering by lichens and blue-green algae and their palaeoclimatic significance. Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol, 1982, 37: 221 ~ 233
- 3 Muhs D R, Crittenden R C, Rosholt J N, et al. Genesis of marine terrace soils, Barbados, west Indies: Evidence from mineralogy and geochemistry. Earth Surface Processes and Landforms, 1987, 12: 605 ~ 618
- 4 Muhs D R, Bush C A, Stewart K. Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestone of



- Caribbean and western Atlantic islands. *Quaternary Research*, 1990, 33: 157 ~ 177
- 5 Borg L E, Banner J L. Neodymium and Strontium isotopic constraints on soil sources in Barbados, West Indies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60: 4 193 ~ 4 260
- 6 Legros J P. Soil of Alpine mountains. In: Martini I P, Chesworth W, eds. *Weathering, Soils & Palaeosols*. Amsterdam: Elsevier, 1992. 155 ~ 181
- 7 李景阳, 王朝富, 樊廷章. 试论碳酸盐岩风化壳与喀斯特成土作用. *中国岩溶*, 1991, 10(1): 29 ~ 38
- 8 李景阳, 王朝富, 樊廷章, 等. 碳酸盐岩残积红土的结构、构造特征及其成因研究. *中国岩溶*, 1995, 14(1): 31 ~ 40
- 9 李景阳, 朱立军, 陈 筠. 贵州碳酸盐岩风化壳稀土元素分布特征. *中国岩溶*, 1998, 17(1): 15 ~ 23
- 10 Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. London: Blackwell, 1985. 277
- 11 Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984. 63 ~ 114
- 12 Liu C Q, Masuda A, Okada A, et al. A geochemical study of loess and desert sand in northern China: Implications for continental crust weathering and composition. *Chemical Geology*, 1993, 106: 359 ~ 374
- 13 Braun J -J, Pagel M, Muller J -P. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990, 64: 751 ~ 759
- 14 Nesbitt H W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 1979, 279: 206 ~ 210
- 15 Mrey G B, Setterholm D R. Rare earth elements in weathering profiles and sediments of Minnesota: Implications for provenance studies. *Journal of Sedimentary Research*, 1997, 67: 105 ~ 115
- 16 Duddy I R. Redistribution and fractionation of rare earth and other elements in a weathering profile. *Chemical Geology*, 1980, 30: 363 ~ 381
- 17 Schwarz T. Distribution and genesis of bauxite on the Mambilla Plateau, SE Nigeria. *Applied Geochemistry*, 1997, 12: 119 ~ 131
- 18 Brimhall G H, Dietrich W E. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, 51: 567 ~ 587
- 19 陈 骏, 安芷生, 汪永进, 等. 最近 800 ka 洛川黄土剖面中 Rb/ Sr 分布和古季风变迁. *中国科学, D 辑*, 1998, 28: 498 ~ 504
- 20 Fung P C, Shaw D M. Na, Rb, and Tl distributions between phlogopite and sanidine by direct synthesis in a common vapour phase. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1978, 42: 703 ~ 708
- 21 Dupre B, Caillardet J, Rousseau D, et al. Major and trace element of river-borne material: the Congo case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60: 1 301 ~ 1 321
- 22 袁道先, 蔡桂鸿. *岩溶环境学*. 重庆: 重庆出版社, 1988. 23 ~ 33
- 23 袁道先. 中国西南部的岩溶及其与华北岩溶的对比. *第四纪研究*, 1992, (4): 352 ~ 361
- 24 Yuan Daoxian. Sensitivity of Karst progress to environmental change along the PEP II transect. *Quaternary International*. 1997, 37: 105 ~ 113
- 25 林树基, 周启东, 陈佩英, 编著. *贵州的上新生界*. 贵阳: 贵州科技出版社, 1994. 140