

# 海南岛北部玄武岩上土壤发生研究

## III. 元素地球化学特征\*

黄成敏<sup>†</sup> 龚子同

(中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008)

**摘要** 对海南岛北部玄武岩上不同风化成土年代的土壤研究发现, 随风化成土年龄增加, 土壤具有 Sr、Ba 含量减少, Sr/Be 比值降低, 而 Ni、Cr、Co、V、Sc 以及 Fe/Ni 和 Fe/Co 比值有增加的趋势。Ba/Nb 与风化成土年龄相关性极好, 可作为反映土壤风化程度的良好指标。运用质量平衡原理, 以 Ti 为非移动元素探讨元素的迁移, 发现元素淋溶作用在土壤发育初期最强烈。90% 以上的 Ca、Mg、K、Na 在新成土阶段淋失, P 的淋失也基本发生在此阶段; 约 60% Si 至雏形土阶段时已遭淋溶。

**关键词** 玄武岩, 成土过程, 地球化学, 元素

**中图分类号** S151.1

常量元素的含量与组成特征是反映土壤发育最常用的指标<sup>[1]</sup>。而微量元素虽然含量低, 但在成土过程地球化学行为多样, 从而发生分异和富集, 可记录大量地学信息, 微量元素间的组合与比值多作为研究岩石风化、第四纪地质与环境的指标, 直接指示土壤发育研究却少见。海南岛北部玄武岩上土壤发生过程中的土壤形态、铁氧化物、磁化率特征已作研究<sup>[2-4]</sup>, 本文则探讨土壤发育过程中元素的地球化学特征和行为。

## 1 样品采集与分析

各土壤样品的基本化学性质、剖面的形态特征、发生层次与成土环境见前文叙述<sup>[2-4]</sup>。

土壤、岩石、半风化体的微量元素分析采用酸溶法<sup>[5]</sup>, 由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室测试。仪器为 JY38S 型单道扫描型等离子光谱仪(法国 JION YVON 公司)。土体和粘粒的常量元素测定见文献<sup>[6]</sup>。

海南岛北部玄武岩类中以石英拉斑玄武岩为主<sup>[7,8]</sup>。本文所研究土壤均发育于石英拉斑玄武岩分布区内。剖面 HW03 中的玄武岩样无论大量元素或微量元素和稀土元素均与海南岛北部的石英拉斑玄武岩平均含量相近<sup>[7]</sup>, 故用作计算所采土壤样品元素移动的基础。

\* 国家自然科学基金重点基金项目(49831004)和中国科学院特别支持项目(90 科计发 0854)

<sup>†</sup> 现工作单位: 四川大学环境学院, 成都 610065

收稿日期: 2000-10-01; 收到修改稿日期: 2000-12-25

## 2 元素含量特征

### 2.1 常量元素

2.1.1 细土含量特征 由表1可见,各个土壤剖面中土壤中的  $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $TiO_2$  含量均较母岩增加。一般地其在风化成土时间长的土壤中含量高于风化成土时间短的土壤,但趋势不明显。所有土体的  $Fe_2O_3$ 、 $Al_2O_3$  和  $TiO_2$  算术平均值分别为  $229.5 \text{ g kg}^{-1}$ 、 $259.1 \text{ g kg}^{-1}$ 、 $47.4 \text{ g kg}^{-1}$ ,各剖面土壤间其含量的差异不大。所有土壤中  $MnO$  含量高于岩石,但与风化成土年代间却几无规律可循。除剖面 HW04 和 HE05 外,  $SiO_2$  的含量随风化成土时间增长而减少。土壤中  $CaO$ 、 $MgO$  含量在不同剖面间差异大,反映出  $Ca$ 、 $Mg$  元素的淋失强度与风化成土时间具有较好的相关性。而土壤中  $K_2O$  和  $Na_2O$  含量均低于母岩或母质含量,不同剖面间含量差异不大,分别在  $2\sim 5 \text{ g kg}^{-1}$  和  $2.2\sim 6.5 \text{ g kg}^{-1}$  之间,表明  $K$ 、 $Na$  淋失至一定程度时淋失速度减缓。

土壤  $P_2O_5$  含量与母岩相比,含量降低,这一点与已有结果吻合,但部分剖面可能受人影响,土壤  $P$  含量不随风化成土时间增加而减少<sup>[9,10]</sup>。

在剖面内部各元素含量的分异不明显。多数剖面表下层土壤中  $Al_2O_3$  和  $Fe_2O_3$  含量高于表层,可能与  $Fe$ 、 $Al$  在强淋溶作用下部分向下移动以及表土中粘粒的侧向淋失使剖面中下部  $Fe$ 、 $Al$  相对更为富集有关(表1)。

表1 土壤细土中常量元素化学组成

Table 1 Chemical composition of major elements in fine earth fractions (< 2mm) in soils

采样地点 Location (剖面号) (Profile No)	深度 Soil depth (剖面号) (cm)	$SiO_2$	$Fe_2O_3$	$Al_2O_3$	$CaO$	$MgO$	$K_2O$	$Na_2O$	$P_2O_5$	$MnO$	$TiO_2$	烧失量 Ignition loss	粘粒含量 Clay content
$\text{g kg}^{-1}$													
琼山市 十字路 (HE09)	15~ 30	352.6	224.2	239.0	5.3	14.2	2.5	2.7	2.2	3.5	43.8	131.0	331
	50~ 80	393.6	191.2	208.4	25.2	43.5	1.9	6.8	1.6	2.7	34.1	94.4	299
儋州市 洋浦 (HW03)	0~ 12	347.8	236.8	201.8	7.0	11.2	3.0	3.7	2.8	3.4	46.0	164.5	286
	12~ 44	347.9	212.9	231.1	4.3	7.1	3.2	6.5	1.7	2.4	43.3	155.7	454
	44~ 100	345.8	224.3	220.3	9.3	15.0	3.2	5.7	2.0	4.4	36.6	123.2	165
	玄武岩	513.7	112.7	145.9	44.6	85.4	13.3	35.4	5.2	1.4	21.7	10.0	
儋州市 德义岭 (HW04)	0~ 6	407.1	201.3	191.0	3.0	5.2	3.1	4.5	2.4	2.8	36.8	155.7	417
	6~ 22	400.6	208.6	210.1	1.0	5.4	3.7	4.5	2.1	2.6	37.9	134.3	546
	22~ 37	376.6	213.7	220.3	1.3	5.2	4.1	3.2	2.2	2.8	41.7	133.4	566
	37~ 65	386.1	212.0	220.3	1.3	4.8	3.7	4.2	1.8	2.6	39.5	128.0	607
	65~ 100	334.0	229.2	247.7	1.7	6.7	3.4	4.5	2.5	6.3	38.6	142.5	444
	100~ 150	354.3	225.3	230.5	3.3	17.0	5.8	8.6	3.7	4.8	39.3	132.2	210
琼山市 云龙镇 (HE10)	0~ 25	263.3	246.2	290.8	0.6	1.9	2.9	2.9	3.2	1.6	54.4	152.7	579
	25~ 50	257.7	237.6	310.6	0.3	2.0	3.0	2.3	2.3	2.7	53.2	152.2	646
	50~ 70	268.6	223.2	299.1	0.9	1.7	2.7	2.6	2.7	2.3	51.1	159.1	616
	90~ 120	276.3	220.3	294.6	0.8	1.8	2.3	2.2	2.5	1.9	50.7	165.0	506
儋州市 新盈农场 (HW02)	0~ 25	255.6	247.5	298.9	0.4	3.4	2.4	2.6	2.4	2.3	54.5	175.4	492
	25~ 52	258.8	250.8	312.7	0.3	3.3	1.7	2.6	2.4	2.2	51.4	159.9	522
	52~ 88	257.9	251.3	313.9	0.3	3.2	1.5	2.3	2.4	2.3	52.9	150.9	524
	88~ 128	252.5	254.6	315.0	0.3	3.2	2.1	2.0	2.6	2.5	53.3	144.3	608
	128~ 150	251.3	252.3	314.4	0.3	3.1	2.4	2.4	2.4	2.1	52.2	153.9	457

2.1.2 粘粒( $< 2\mu\text{m}$ )的含量特征 表 2 显示除剖面 HW04 外, 土壤粘粒中  $\text{SiO}_2$  算术平均含量为  $311.0 \text{ g kg}^{-1}$ , 随风化成土时间的增加而减少, 趋势明显。粘粒  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  算术平均含量分别为  $189.1 \text{ g kg}^{-1}$  和  $314.3 \text{ g kg}^{-1}$ , 不同剖面间差异小。 $\text{TiO}_2$  的平均含量为  $19.1 \text{ g kg}^{-1}$ , 各剖面间粘粒中  $\text{TiO}_2$  含量的差异大于土体中的含量差异。粘粒  $\text{CaO}$  含量有随风化成土时间增大而降低的趋势。

表 2 土壤粘粒的常量元素化学组成

Table 2 Chemical composition of major elements in clay fraction in soils

剖面号 Profile No	深度 Depth (cm)	$\text{SiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{MnO}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	烧失量 Ignition loss
		g kg <sup>-1</sup>										
HE09	15~ 30	355.7	192.1	264.2	1.9	9.4	28.5	1.19	2.3	1.1	2.8	141.4
HW03	0~ 12	347.1	188.9	273.3	0.7	8.7	14.3	0.9	1.1	1.0	2.3	159.1
	12~ 44	354.5	184.8	291.6	1.1	8.0	10.6	1.8	1.3	1.1	1.9	142.3
HE05	15~ 35	337.5	194.3	287.9	0.6	6.9	20.8	2.1	3.0	1.3	5.6	139.0
	35~ 50	347.9	162.7	294.7	3.1	7.1	34.8	1.1	4.0	1.4	3.5	138.1
HW04	6~ 22	353.5	175.8	299.4	1.4	9.1	19.8	0.7	2.0	0.8	2.2	137.1
	22~ 37	352.8	181.0	291.9	1.4	9.9	18.5	0.7	1.6	0.7	2.0	138.7
	37~ 65	361.3	175.6	289.9	0.7	7.1	19.9	0.7	2.7	1.0	1.9	137.7
	65~ 100	363.4	172.5	291.7	3.1	9.1	17.1	0.6	1.5	1.0	1.5	138.1
HE10	25~ 50	285.8	198.7	325.1	1.0	5.9	18.7	2.0	2.3	1.2	1.6	155.8
	50~ 70	278.0	199.9	329.7	1.7	8.0	18.8	1.5	1.4	1.0	1.7	157.7
	70~ 90	279.0	201.9	326.6	4.0	3.8	18.1	1.3	1.4	1.0	1.5	159.9
	90~ 120	276.5	198.5	335.7	1.3	5.5	14.5	1.2	1.3	1.1	1.8	161.6
HW02	25~ 52	273.6	187.3	343.3	0	5.9	16.9	1.2	2.5	1.3	2.5	164.9
	52~ 88	282.8	185.8	343.2	0	6.2	15.6	1.1	1.6	0.9	1.3	159.3
	88~ 128	261.4	195.4	353.0	0	6.1	18.3	1.5	1.1	0.8	2.3	160.2
	128~ 150	264.7	192.6	353.8	0	5.7	16.9	1.2	0.8	0.7	2.0	160.6

## 2.2 微量元素

2.2.1 含量特征 从土壤发生的角度看, 土壤中微量元素自然含量的高低主要取决于成土母质、成土环境和成土作用的强度。玄武岩上发育的土壤与本地区的其他类基岩上发育的土壤相比较, 亲铁元素, 如  $\text{Ti}$ 、 $\text{V}$ 、 $\text{Co}$ 、 $\text{Cr}$ 、 $\text{Ni}$  含量高, 这明显是受母岩含量高的影响; 较在本地区以北玄武岩上发育土壤高, 则是由于其他大量元素淋失, 亲铁元素与铁、锰一起相对富集的结果<sup>[11, 12]</sup>。 $\text{Sr}$ 、 $\text{Ba}$  在除剖面 HE09 外, 土体(仅指 A、B 层)中的含量小于岩石中的含量, 表明  $\text{Sr}$ 、 $\text{Ba}$  发生强烈的淋失, 特别是  $\text{Sr}$ , 其原因在于  $\text{Sr}$  的地球化学行为极似  $\text{Ca}$ ,  $\text{Ba}$  接近  $\text{K}$ , 所以  $\text{Sr}$  的淋溶强度高于  $\text{Ba}$ <sup>[13]</sup>。另外, 几乎所有微量元素含量在剖面内部土体各层次的分异均小(表 3)。

2.2.2 微量元素的特征比值 目前多以土壤中微量元素间的比值作为判别土壤发育程度的手段。较为理想的元素是在成岩过程中具有相近的地球化学行为, 即在母岩中有一固定的比值范围, 但在表生作用, 风化作用和成土过程中, 这些元素产生较大的分异, 体现在风化壳或土壤中它们间的比值与成土母岩出现显著变化, 且随风化或成土作用强度

呈规律性的变化。

表 3 土壤和岩石中微量元素含量

Table 3 Microelement contents in soils and basalt

剖面号 Profile No	深度 Depth (cm)	Ti	V	Ni	Cr	Co	Zn	Cu	Nb	Mo	Be	Pb	Sc	Sr	Ba
mg kg <sup>-1</sup>															
HE09	0~ 15	32600	265.6	262.7	357.4	80.57	302.8	104.7	40.25	1.67	1.71	79.03	22.83	61.9	426.9
	15~ 30	26250	237.6	262.5	291.8	71.71	216.9	115.1	35.79	1.05	1.54	44.31	26.12	160.4	489.7
	50~ 80	20440	179.8	175.1	251.9	56.26	167.9	111.1	26.84	0.86	1.33	43.20	25.96	160.8	272.6
HW03	0~ 12	27570	262.6	209.2	383.0	74.13	158.0	103.7	37.96	0.99	1.64	48.90	24.30	43.71	281.6
	12~ 44	25970	235.2	218.3	321.6	64.38	134.8	102.6	35.98	0.90	1.51	43.34	25.20	42.94	302.8
	44~ 100	21920	231.2	246.2	298.2	85.17	149.0	116.4	33.42	0.94	1.61	34.09	24.15	119.3	541.1
	玄武岩	12990	207.5	154.6	229.3	36.07	129.4	59.0	30.04	0.68	1.23	33.21	13.98	464.9	315.0
HW04	0~ 6	22060	210.2	191.1	412.6	69.28	144.7	83.3	45.87	0.82	1.87	52.77	19.87	20.96	193.1
	6~ 22	22710	220.5	208.5	393.7	71.12	144.5	91.6	49.35	0.85	2.07	52.28	21.15	16.04	182.7
	22~ 37	24990	225.0	214.1	372.5	75.03	148.8	89.9	52.54	0.92	2.08	44.42	22.22	17.48	209.4
	37~ 65	23650	224.9	211.5	381.6	67.44	145.0	88.9	51.13	0.96	2.04	43.75	23.27	17.36	198.2
	65~ 100	23110	250.3	293.3	374.0	129.30	140.7	98.3	53.03	0.95	2.27	46.98	22.12	25.45	395.2
HE10	0~ 25	32640	293.2	170.6	267.3	46.47	184.7	131.3	45.03	1.11	1.44	45.79	38.16	7.541	64.8
	25~ 50	31880	295.1	163.5	221.1	60.49	176.8	120.8	46.43	1.12	1.27	41.60	34.05	8.974	65.7
	50~ 70	30610	279.7	145.2	201.9	53.32	161.7	107.6	43.67	0.91	1.12	29.82	33.06	9.159	59.5
	90~ 120	30370	274.2	138.2	201.3	47.00	155.0	92.7	43.89	1.08	1.00	36.28	35.05	9.202	60.2
HW02	0~ 25	32770	289.0	167.0	264.0	62.56	258.3	98.6	72.80	2.05	1.50	54.12	27.03	27.06	101.2
	25~ 52	30810	289.4	169.4	253.5	60.61	233.7	97.5	69.31	1.14	1.63	45.63	29.11	27.99	97.3
	52~ 88	31700	290.4	170.1	261.7	66.34	238.1	102.4	71.64	1.14	1.74	49.52	32.30	28.09	101.2
	88~ 128	31980	292.9	173.1	260.3	71.00	237.3	115.6	72.40	1.18	1.86	56.86	27.13	28.33	111.1
	128~ 150	31290	291.8	169.8	257.3	62.54	224.4	109.9	70.77	1.27	1.83	52.63	28.39	28.17	103.4

前人提出的 Ba/Sr<sup>[14]</sup>、Pb/Zn<sup>[13]</sup>、Ti/Nb 和 Cr/Sc<sup>[15]</sup> 等元素比值作为风化强度的指标,在琼北地区玄武岩上发育土壤中与风化成土时间没有较好的相关性。在玄武岩上发育的土壤中,亲铁元素的地球化学行为引人注意。在内生作用中铁族元素 Fe、Ti、Mn、V、Co、Cr、Ni 等向基性和超基性岩集中,其含量呈一定的比例关系,在表生作用中,Fe 与 Mn、V、Co、Cr、Ni 等元素发生分异,它们间的含量比值产生变化<sup>[13]</sup>。对琼北地区土壤中铁族元素含量间的比值计算发现, V/Cr 值在土壤发育初期(铁硅铝化阶段)和中期下降,而后增加。Fe/Ni、Fe/Co 值则随风化成土时间增加而有增大的趋势,分别从玄武岩中的 510、2185 增至 1000、2800 以上,表明随风化成土时间增加,Fe 从风化液中沉淀富集作用比 Ni、Co 更明显,并出现 Fe 与 Ni、Co 分异的现象<sup>[16]</sup>。

虽然 Ba/Sr 比值在指示玄武岩上形成土壤的发育意义不大,但同族元素 Be 的表生作用活动性较差,随着风化成土时间增长, Sr 的溶解迁移加剧, Be 的相对积累, Sr/Be 值在玄武岩中的 379.2 降至高度风化土壤中的 10 左右。Price 等认为 Nb 为难移动的元素,研究玄武岩风化初期,即成为半风化岩体时 Ba/Nb 值的变化规律,结果发现 Ba 有相对富集的趋势<sup>[17]</sup>。本研究中也可看出, HW03 和 HW10 剖面的半风化岩体中的 Ba/Nb 值高于新鲜母

岩,但在形成土壤后,却出现完全相反的趋势,土壤 Ba/Nb 值随风化成土年代呈指数形式下降,两者相关性极好(图 1)。新鲜玄武岩风化为半风化岩石时因风化强度弱, Ba 被新生粘土矿物吸附或形成次生的磷酸盐和硫酸盐,伴以橄榄石的伊丁石化,抵抗酸性淋溶<sup>[17]</sup>。成土风化作用进一步增大后,次生矿物类型的转变,酸性淋溶作用提高, Ba 亦被淋洗,其在土壤中含量降低; Nb 难移动<sup>[18]</sup>, 相对富集,含量增加(表 4), 导致 Ba/Nb 比值随风化成土时间增加而降低。

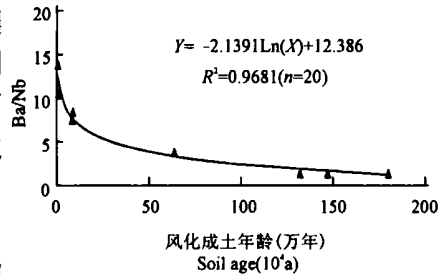


图 1 Ba/Nb 比值随风化成土年龄的变化规律

Fig. 1 Variation in Ba/Nb with soil ages

表 4 土壤中微量元素含量特征比值

Table 4 Specific ratio of microelements in soils

剖面号 Profile No	土壤深度 Depth (cm)	Fe/Ni	Fe/Co	V/Cr	Ba/Sr	Sr/Be	Ba/Nb	Pb/Zn	Ti/Nb	Cr/Sc
HE09	0~15	660	2152	0.74	6.90	36.3	10.61	0.26	809.9	15.65
	15~30	624	2284	0.81	3.05	103.9	13.68	0.20	733.4	11.17
	50~80	764	2376	0.71	1.70	120.9	10.16	0.26	761.5	9.70
HW03	0~12	792	2234	0.69	6.44	26.7	7.42	0.31	726.3	15.76
	12~44	682	2313	0.73	7.05	28.4	8.42	0.32	721.8	12.76
	44~100	637	1842	0.78	4.54	74.2	16.19	0.23	655.9	12.34
	玄武岩	510	2185	0.90	0.68	379.2	10.49	0.26	432.4	16.40
HW04	0~6	737	2032	0.51	9.21	11.2	4.21	0.36	480.9	20.76
	6~22	700	2051	0.56	11.39	7.7	3.70	0.36	460.2	18.61
	22~37	698	1993	0.60	11.98	8.4	3.99	0.30	475.6	16.76
	37~65	701	2199	0.59	11.42	8.5	3.88	0.30	462.5	16.40
	65~100	547	1240	0.67	15.53	11.2	7.45	0.33	435.8	16.91
HE10	0~25	1009	3706	1.10	8.60	5.3	1.44	0.25	724.9	7.00
	25~50	1017	2748	1.33	7.32	7.1	1.41	0.24	686.6	6.49
	50~70	1075	2928	1.39	6.50	8.2	1.36	0.18	700.9	6.11
	90~120	1115	3279	1.36	6.54	9.2	1.37	0.23	693.0	5.74
HW02	0~25	1037	2767	1.09	3.74	18.1	1.39	0.21	450.1	9.77
	25~52	1035	2894	1.14	3.48	17.2	1.40	0.20	444.5	8.71
	52~88	1034	2650	1.11	3.60	16.1	1.41	0.21	442.5	8.10
	88~128	1029	2508	1.13	3.92	15.2	1.53	0.24	441.7	9.59
	128~150	1039	2822	1.13	3.67	15.4	1.46	0.23	442.1	9.06

### 3 元素迁移与再分布

岩石风化、成土过程中,各元素因化学性质的差异而发生分异,出现富集或亏损现象。同时在不同的成土环境、条件和土壤发育的不同阶段,元素的地球化学行为及特征亦会随之改变。研究土壤中元素的地球化学特征不仅仅是土壤发生学的重要内容,反过来可以“以今论古”,揭示土壤成土条件,恢复古环境,也是古地理和环境变化的重要方面。

在相同或相似的母岩、气候、地形等条件下,和土壤的其他理化性质一样,元素的移动和聚集特征则主要取决于成土时间。

仅比较同一元素在岩石、母质层或土壤内部含量的变化,不能反映元素在土壤发生和

发育过程中的迁移和变化量。目前质量平衡法(Mass-Balance)是研究元素迁移的最有效和常用的方法<sup>[19]</sup>。

### 3.1 质量平衡法

研究元素的迁移与富集一般采用质量平衡法<sup>[20-23]</sup>。对于岩石风化和成土过程中剖面半风化体或土层保留母岩的结构和质地,无风化剖面外物质进入,即只发生了等容(Isolume)变化<sup>[24,25]</sup>,可用等容物质平衡方程计算<sup>[24]</sup>:

$$\text{元素变化率}(\%) = [(C_{e,s} \times \rho_s) / (C_{e,pr} \times \rho_{pr}) - 1] \times 100$$

式中  $C_{e,s}$  和  $C_{e,pr}$  是元素 e 分别在土壤和母岩中的含量,  $\rho_s$  和  $\rho_{pr}$  则是土壤和母岩的容重。但是风化和成土过程岩石的体积是否恒定很难确定,同时也是繁琐的,需要研究岩石的硬度、粘结性或孔隙度发生变化的程度<sup>[25]</sup>。这样就需要选取一个非移动性元素进行物质平衡计算<sup>[24-26]</sup>。计算公式为<sup>[26]</sup>:

$$\text{元素变化率}(\%) = [(C_{e,s} / C_{i,s}) / (C_{e,pr} / C_{i,pr}) - 1] \times 100$$

式中  $C_{i,s}$  和  $C_{i,pr}$  为非移动元素 i 分别在土壤和母岩中的含量。

由于研究元素在风化和成土过程中的移动和再分布是以非移动元素作为计算的基础,因此非移动元素的选择是最重要的环节。非移动元素并非是完全不被淋失,而是在风化成土过程中相对稳定的元素。作为非移动元素需具备以下条件:极低的水溶性、主要存在于抗风化矿物内而又均匀分布于整个母岩中<sup>[26,27]</sup>。目前用作非移动元素主要有  $Ti$ <sup>[19,22,25,28]</sup>,  $Zr$ <sup>[19,26]</sup> 和  $Th$ <sup>[24,27]</sup>。在这三种元素中,  $Zr$  和  $Th$  较  $Ti$  更难溶于水,风化成土过程中极难移动。但  $Zr$  和  $Th$  在岩石中含量低,分布不均;  $Ti$  虽相对移动性稍大,然而在样品中分布均匀且含量高(以重量比计达百分之几的数量级),不易产生取样和分析误差<sup>[26,28]</sup>。所以本文采用  $Ti$  作为非移动元素,元素变化率(富集或亏损)  $\Delta X$  采用以下公式计算:

$$\Delta X(\%) = [(X_s / I_s) / (X_r / I_r) - 1] \times 100$$

其中  $X_s, X_r$  分别为 X 元素在土壤和岩石中的含量;  $I_s, I_r$  分别是  $Ti$  在土壤和岩石中的含量。  $\Delta X > 0$  表示该元素在成土过程中发生富集,  $\Delta X < 0$  则为亏损或迁移。

### 3.2 成土过程中常量元素的变化

由表 5 可知,至土壤高度发育时,常量元素均发生了迁移。其中  $Ca, Mg, K, Na$  四元素的迁移率最高,淋失殆尽,淋失强度为  $Ca > Mg > Na > K$ 。  $P, Si$  最终也产生了强烈的移动,迁移率可达 80%。  $Fe, Al$  在土壤中的含量虽较母岩增加,但亦有一定程度的淋失,  $Al$  的迁移程度超过  $Fe$ ,基本上属非迁移元素<sup>[25]</sup>。

玄武岩上发育土壤的  $Ca, Mg, Na, K, P$  迁移集中发生在风化初期,尤其前三种元素,土壤发育  $1 \times 10^4$  a 左右时迁移率已达 92% 以上,此后淋失速度减至缓慢,分别至  $133 \times 10^4$  a 时迁移率为 100%、99% 和 97% (表 5)。  $Si$  的淋失也主要发生在初期,中度风化时还有一定程度的淋溶,但迁移量至 80% 左右时淋失量更趋近极缓。  $Al, Fe$  的迁移率小,一般低于 10% 和 40%;  $Fe$  在发育初期稳定,与  $Ti$  相当或更稳定,所以元素变化率  $> -12\%$  或为正值,  $HE10$  剖面时迁移率至最高后有下降趋势,  $Fe$  趋于稳定。  $Al$  的活动性高于  $Fe$ , 其迁移率在成土初期较高,以后逐步减少,活动性降低。以上研究表明在琼北热带北缘的年均温度(23~24℃)和年降雨量(1400~1800mm)等气候条件的控制下,至铁铝土(玄武岩上风化成土时间  $100 \times 10^4$  a 左右)时,  $Si$  迁移率为 80% 时  $Si$  的淋失明显减弱;而  $Al, Fe$  因活动性

降低, 土壤中的含量相应提高。Nieuwenhuys 和 Breemen 对哥斯达黎加 (年均气温 25~26 °C, 年降雨量 3500~ 5500 mm) 安山岩上发育  $45 \times 10^4$  a 的氧化土研究 Si 迁移率 85% 左右 (以 Ti 为非移动元素)<sup>[28]</sup>。土壤内部, 多数大量元素在各层次土壤中未呈现迁移率的分异, Mn 和 Al 例外。表层土壤中 Al 的迁移高于下部土壤, 可能与表层 pH 值更低和有机物质含量高使  $Al^{3+}$  的溶解度增加, 随土壤溶液向下移动有关<sup>[29]</sup>。

表 5 风化成土过程中常量元素的变化率

Table 5 Change in major elements in pedogenic weathering process

剖面号 Profile No	土壤深度 Depth (cm)	元 素 变 化 率 Change of major elements (%)								
		Si	Fe	Al	Ca	Mg	K	Na	P	Mn
HE09	0~ 15	—	- 12	- 42	- 93	- 93	—	—	—	1
	15~ 30	- 66	- 2	- 19	- 94	- 92	- 91	- 96	- 79	29
	30~ 50	- 51	8	- 9	- 64	- 68	- 91	- 88	- 80	26
	50~ 80	—	- 2	- 4	- 8	- 14	—	—	—	- 2
HW03	0~ 12	- 68	- 1	- 35	- 93	- 94	- 89	- 95	- 74	20
	12~ 44	- 66	- 6	- 21	- 95	- 96	- 88	- 91	- 83	- 10
	44~ 100	- 60	18	- 11	- 88	- 90	- 86	- 90	- 78	93
HW04	0~ 6	- 53	5	- 23	- 96	- 96	- 86	- 92	- 73	20
	6~ 22	- 55	6	- 18	- 99	- 96	- 84	- 93	- 77	8
	22~ 37	- 62	- 1	- 21	- 99	- 97	- 84	- 95	- 78	5
	37~ 65	- 59	3	- 17	- 98	- 97	- 85	- 94	- 80	4
HE10	0~ 25	- 80	- 13	- 21	- 100	- 99	- 91	- 97	- 75	- 52
	25~ 50	- 80	- 14	- 13	- 100	- 99	- 91	- 97	- 82	- 20
	50~ 70	- 78	- 16	- 13	- 99	- 99	- 92	- 97	- 77	- 27
	90~ 120	- 77	- 16	- 14	- 99	- 99	- 93	- 97	- 80	- 39
HW02	0~ 25	- 80	- 13	- 19	- 100	- 98	- 93	- 97	- 81	- 34
	25~ 52	- 79	- 6	- 10	- 100	- 98	- 94	- 97	- 81	- 32
	52~ 88	- 79	- 9	- 12	- 100	- 98	- 95	- 97	- 81	- 30
	88~ 128	- 80	- 8	- 12	- 100	- 98	- 94	- 98	- 80	- 25
	128~ 150	- 80	- 7	- 11	- 100	- 99	- 92	- 97	- 81	- 35

### 3.3 成土过程中微量元素的变化

根据微量元素的迁移率可分为强迁移、中等迁移和弱迁移三类, 土壤中平均迁移率分别是 - 70% ~ - 100%, - 40% ~ - 70% 以及 - 40% ~ 0%<sup>[26]</sup>。

强迁移元素有 Sr、Ba。Sr、Ba 与 Ca 属同族元素, 因而在风化成土过程中也易迁移, 分别达 99% 和 92%, 由于 Sr 的地球化学行为更接近 Ca 而 Ba 接近 K<sup>[13, 27]</sup>, 所以 Sr 的淋失强度略高于 Ba(表 6)。

从表 6 结果看, 除 Sr、Ba 为强迁移元素外, Cu、Co、Mo、Ni 为弱迁移; Zn、V 为中等迁移。Ni、Cr、Be、Pb 在风化成土前期属弱迁移, 至后期则为中等迁移。因粘粒和粘土矿物以及氧化物的吸附受其类型和数量的差异、氧化还原环境、介质的酸碱度、有机质和地下水作用的不同, 土壤中微量元素迁移量与风化成土时间没有出现比较明确的关系。

富含 Nb 和 Sc 的矿物一般耐风化能力强, 所以移动量少, 属弱迁移元素。

表 6 风化成土过程中微量元素的迁移量  
Table 6 Mobility of microelements in pedogenic weathering process

剖面号 Profile No	土壤深度 Depth (cm)	元 素 迁 移 率 Migration of microelement (%)												
		Mo	Ni	Cr	Sc	Nb	Zn	Be	Pb	Cu	Co	V	Sr	Ba
HE09	0~ 15	- 1	- 32	- 38	- 35	- 47	- 7	- 45	- 5	- 29	- 11	- 49	- 95	- 46
	15~ 30	- 23	- 16	- 37	- 8	- 41	- 17	- 38	- 34	- 4	- 2	- 43	- 83	- 23
	30~ 50	- 19	- 28	- 30	18	- 43	- 18	- 31	- 17	20	- 1	- 45	- 78	- 45
HW03	0~ 12	- 31	- 36	- 21	- 18	- 40	- 42	- 37	- 31	- 17	- 3	- 40	- 96	- 58
	12~ 44	- 33	- 29	- 30	- 10	- 40	- 48	- 38	- 35	- 13	- 11	- 43	- 95	- 52
	44~ 100	- 17	- 6	- 23	2	- 34	- 32	- 22	- 39	17	40	- 34	- 85	2
HW04	0~ 6	- 29	- 27	6	- 16	- 10	- 34	- 10	- 6	- 17	13	- 40	- 97	- 64
	6~ 22	- 28	- 23	- 2	- 13	- 6	- 36	- 3	- 10	- 11	13	- 39	- 98	- 67
	22~ 37	- 29	- 28	- 16	- 17	- 9	- 40	- 12	- 30	- 21	8	- 44	- 98	- 65
	37~ 65	- 22	- 25	- 9	- 9	- 7	- 38	- 9	- 28	- 17	3	- 40	- 98	- 65
HE10	0~ 25	- 35	- 56	- 54	7	- 40	- 43	- 53	- 45	- 11	- 49	- 44	- 99	- 92
	25~ 50	- 33	- 57	- 61	- 1	- 37	- 44	- 58	- 49	- 17	- 32	- 42	- 99	- 92
	50~ 70	- 43	- 60	- 63	0	- 38	- 47	- 61	- 62	- 23	- 37	- 43	- 99	- 92
	90~ 120	- 32	- 62	- 62	7	- 38	- 49	- 65	- 53	- 33	- 44	- 43	- 99	- 92
HW02	0~ 25	21	- 57	- 54	- 23	- 4	- 21	- 52	- 35	- 34	- 31	- 45	- 98	- 87
	25~ 52	- 29	- 54	- 53	- 12	- 3	- 24	- 44	- 42	- 30	- 29	- 41	- 97	- 87
	52~ 88	- 30	- 55	- 53	- 5	- 2	- 25	- 42	- 39	- 29	- 25	- 43	- 98	- 87
	88~ 128	- 29	- 55	- 54	- 21	- 2	- 26	- 38	- 30	- 20	- 20	- 43	- 98	- 86
	128~ 150	- 22	- 54	- 53	- 16	- 2	- 28	- 38	- 34	- 23	- 28	- 42	- 97	- 86

## 4 结 论

土壤发育过程中, 土体和粘粒中  $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $TiO_2$  含量增加, 而 Ca、Mg、K、Na 淋失强烈,  $SiO_2$  含量也不断降低。与基岩相比, 土壤中 Sr、Ba 含量减少, Ni、Cr、Co、V、Sc 等增加, Fe/Ni 和 Fe/Co 比值有随风化成土时间增加而增大, Sr/Be 有降低的趋势。Ba/Nb 与风化成土时间相关性极好, 可作为反映土壤风化程度的良好指标。

以 Ti 为非移动元素研究元素的分配和再移动, 发现大量元素淋溶作用在风化成土初期最强烈。在新成土阶段, 90% 以上的 Ca、Mg、K、Na 已从土壤中淋失; 发育至富铁土时已几乎被完全淋洗出土体。P 的淋失也基本在风化成土初期完成, 以后淋洗稳定。约 60% Si 在形成雏形土阶段时已遭淋溶, 发育至铁铝土后, 迁移率达 80%, 在当前气候条件下 Si 的淋失减缓。Fe 和 Al 活动性较低, 迁移率小, 在高度发育阶段反较 Ti 稳定, Al 的移动性高于 Fe。Sr、Ba 与 Ca 属同族元素, 因而在风化成土过程中也易迁移, 分别达 99% 和 92%, 属强迁移元素。大部分微量元素发生了一定的迁移, 属中等迁移元素, 如 Cr、Ni、Zn、Be、Pb、V 等。Nb、Sc、Cu、Co、Mo 等元素则为弱迁移元素。

## 参 考 文 献

1. Birkeland P W. Pedology, Weathering, and Geomorphological Research. New York: Oxford University Press, Inc. 1974. 81~



181

2. 黄成敏, 龚子同. 海南岛北部玄武岩上土壤发育过程的定量研究 I 土壤形态特征. 地理科学, 2000, 20(4): 337~342
3. 黄成敏, 龚子同, 杨德涌. 海南岛北部玄武岩上土壤发生研究 II 铁氧化物特征. 土壤学报, 2002, 39(4): 449~458
4. 黄成敏, 龚子同. 热带土壤发育过程中土壤磁化率特征研究. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(4): 63~68
5. 岩石矿物分析编写小组. 岩石矿物分析. 北京: 地质出版社, 1974. 59~64
6. 中国科学院南京土壤研究所. 土壤理化分析. 上海: 上海科学技术出版社, 1978. 62~411
7. Flower M F J, Zhang M, Chen C Y, *et al.* Magmatism in the South China 2. Post spreading Quaternary Basalts from Hainan Island, south China. *Chem. Geol.*, 1992, 97: 65~87
8. 樊祺诚, 孙建中. 琼北第四纪玄武岩的岩石学和地球化学. 科学通报, 1986, 9(4): 287~291
9. Williams J D H, Walker T W. Fraction of phosphate in a maturity sequence of New Zealand basaltic soil profiles. II. *Soil Sci.*, 1969, 107: 213~219
10. Smeck N E. Phosphorus: An indicator of pedogenic weathering process. *Soil Sci.*, 1973, 115: 119~206
11. 刘铮, 蔡祖聪, 汪金舫, 等. 中国土壤微量元素. 南京: 江苏科学技术出版社, 1996. 1~24, 92~329
12. 黄镇国, 张伟强, 陈俊鸿, 等. 中国南方红色风化壳. 北京: 海洋出版社, 1996. 38~304
13. 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 元素地球化学, 北京: 科学出版社, 1984. 194~215
14. 文启忠, 王桂仪, 余素华, 等. 中国黄土地球化学. 北京: 科学出版社, 1989. 15~38
15. Condie K C, Dengate J, Cullers R L. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochemi. Cosmochi. Acta*, 1995, 59: 279~294
16. 南京大学地质系. 地球化学. 北京: 科学出版社, 1979. 316~338
17. Price R C, Gray C M, Wilson R E, *et al.* The effect of weathering on rare earth element, Y and Ba abundances in Tertiary basalts from southeastern Australia. *Chem. Geol.*, 1991, 93: 245~265
18. Eggleton R A, Foudoulis C, Varkevissir D. Weathering of basalt: Change in rock chemistry and mineralogy. *Clays Clay Miner.*, 1987, 35: 161~169
19. Brinhall G H, Lewis C J, Ague J J, *et al.* Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. *Nature*, 1988, 333: 819~824
20. Merritts D J, Chadwick D A, Hendricks D M, *et al.* The mass balance of soil evolution on late Quaternary marine terraces, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1992, 104: 1456~1470
21. Brinhall G H, Lewis C J, Ford C, *et al.* Quantitative geochemical approach to pedogenesis: Importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in laterization. *Geoderma*, 1991, 51: 51~91
22. Langley-Turlough S J, Bockheim J G. Mass balance of soil on late Quaternary marine terraces in coastal Oregon. *Geoderma*, 1998, 84: 265~288
23. Ezzām A, Turpault M P, Ranger J. Qualification of weathering processes in an acid brown soil developed from tuff (Beaujolais, France). II. Soil formation. *Geoderma*, 1999, 87: 155~177
24. Braun J J, Pagel M, Herbilton A, *et al.* Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. *Geochemi. Cosmochi. Acta*, 1993, 57: 4419~4434
25. Middelberg J J, Van Der Weijden C H, Woittiez J R W. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chem. Geol.*, 1988, 68: 253~273
26. Nesbitt H W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 1979, 279: 206~210
27. Braun J J, Pagel M, Müller J P, *et al.* Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochemi. Cosmochi. Acta*, 1990, 54: 781~795
28. Nieuwerhuysen A, Van Breemen N. Quantitative aspects of weathering and neoformation in selected Costa Rican Volcanic Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1997, 61: 1450~1458
29. 袁可能. 络合作用. 见: 于天仁, 陈志诚主编. 土壤发生中的化学过程. 北京: 科学出版社, 1990. 67~95

**STUDY ON GENESIS OF SOILS DERIVED FROM BASALT  
IN NORTHERN HAINAN ISLAND  
III. ELEMENT GEOCHEMISTRY**

Huang Cheng-min Gong Zitong

*(Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008)*

**Summary**

As soil ages, its contents of Sr, Ba and Sr/Be decrease, and the contents of V, Sc, Ni, Cr, Co as well as Fe/Ni and Fe/Co rise, which was discovered in a study on soils of different soil ages, developed on basalts in the north Hainan Island. Ba/Nb, significantly, correlative with soil ages can be used to evaluate soil development. By the mass-balance method to element migration was discussed with Ti as immobile element. The results show that elements leach most extremely in weakly-developed soils. In this period (Entisols), over 90 per cent of Ca, Mg, K and Na were lost, out of solum till ferrosols formation. The leaching of P occurred mainly in the beginning of soil development. About 60 per cent of Si lost in the stage of Cambisols and 80 per cent in the stage of Ferralisols.

**Key words** Basalt, Process of soil formation, Geochemistry, Element