

变性土的特征

变性土研究组**

(中国科学院南京土壤研究所)

一、研究背景

广布于世界各地的变性土,面积约有 2.6 亿公顷^[1]。但据 Murthy, A · S · P · 估计,为 2.75 亿公顷^[2],而在 Wilding 所著“Vertisols”一书中,变性土的面积达 3.2 亿公顷^[3]。有关变性土面积数字的变化反映了两个问题:一是人们对变性土的概念逐渐有所认识,它在北美洲、南美洲、非洲、亚洲和大洋洲各国分布范围有所扩大;二是研究内容和深度有了新进展。如今,变性土已成为美国土壤系统分类 10 大土纲之一,并且是世界土壤图的主要制图单元之一。由于变性土已被广泛开垦,它的特性和生产力无论对国民经济建设,还是对理论性的探讨均具有重大意义。因此,包括中国在内的许多国家土壤科学工作者正致力于变性土的研究。

笔者选择我国温带的山东半岛平原、淮北平原和苏北平原;亚热带的漳浦低丘台地和右江河盆;以及热带的琼雷地区发育于河湖相沉积物和玄武岩上的变性土为代表,对我国变性土形成中的矿物演变、物质迁移和断代开展了研究。本文对我国变性土的理化特征、粘土矿物特征、元素地球化学特征和年龄特征进行了阐述。

二、变性土的理化特征

我国变性土一般呈中性—碱性反应,色暗,有机质含量少,粘粒含量及阳离子交换量均较高。除发育于玄武岩上的变性土外,均含有数量不等的钙质结核和分散碳酸盐。

(一)土壤质地

变性土质地一般为粉砂质粘壤土、粘壤土和粘土。表层粘粒($<0.002\text{mm}$)含量为 25.1—68.7%。土表至 50cm 或更深处的各亚层粘粒含量均达到 $\geq 30\%$ 的土壤占 72%。亦即,按中国土壤系统分类(首次方案)标准^[4],只有 72%的土壤达到变性特征的粘粒含量指标,而其余 28%的土壤(土表至 50cm 深度范围内若干亚层的粘粒含量 $\geq 35\%$)仅能划为具有变性现象的土壤,黄淮海平原的砂姜黑土则属于此。另外,值得提及的是,发育于玄武岩上的暗色土(福建漳浦地区),其中一个剖面的表层粘粒含量 $<30\%$,且土表至 50cm 深度范围内,诸亚层的粘粒含量均 $<35\%$,但 50cm 深度内的粘粒含量则可达 31.4%。为此,它既达不到变性特征的粘粒含量指标,也不能划入具有变性现象的土壤之列。可同一地方周围采集的土壤却可达到变性特征的粘粒含量指标。

* 国家自然科学基金资助项目。

** 参加研究的有刘良梧、顾新运和顾国安;本文由刘良梧执笔。

据报道^[1,5],摩洛哥黑粘土的表层粘粒含量甚高,可达73—75%,位于印度低洼处的黑棉土为40—50%,美国Huston,黑粘土为50—60%,南非为52—74%,圭亚那为73%,苏丹为52%。相比之下,我国变性土的表层粘粒含量变幅较大,部分土壤只能划入具有变性现象的土壤之列。

(二)pH

发育于河湖相沉积物上的变性土呈中性至碱性反应(pH在7.1—8.8之间),而玄武岩上发育的变性土一般呈中性反应(pH6.2—7.4),少数为微酸性。

世界各地变性土的表层pH在7.4—8.4之间。印度为8.4,美国为7.7,以色列为7.5,澳大利亚为7.4,且pH值有随深度而增加的趋势,这在我国河湖相沉积物发育的变性土中表现得尤为明显。

(三)有机碳

变性土有机碳含量相对较低,且变化幅度较大。一般为7—31g/kg。世界各国变性土表层有机碳含量的变化亦很大:印度为7—10g/kg,非洲各国为5—20g/kg,美国为20—40g/kg,而澳大利亚平均为28g/kg,但高者可达60g/kg。尽管各国变性土表层有机碳含量不一,但均有深度的增加有机碳含量明显递减的特征。

(四)无机碳

变性土中的无机碳或以钙质结核形式存在,或以分散碳酸盐形式存在,或者两种形式兼而有之。我国变性土的碳酸盐含量(不包括钙质结核中的碳酸盐)可从零到360g/kg,而印度测得的数据在5—200g/kg之间,澳大利亚在50—150g/kg,爪哇在50—600g/kg,美国和以色列的平均值分别为330和370g/kg^[2]。

众所周知,钙质结核是世界各国变性土的一个特征物质,无论它是发育在河湖相沉积物上,还是发育在基性火成岩上。不过,发育在我国玄武岩上的变性土尚未发现有钙质结核的存在。这可能与它的成土年龄较轻(仅3000余年)有关。相反,发育在河湖相沉积物上的变性土则含有丰富的钙质结核,其中碳酸盐含量一般为290—500g/kg,而钙质硬盘中的碳酸盐可高达700g/kg。

(五)阳离子交换量

变性土表层阳离子交换量变幅较宽(15.35—48.71cmol/kg),土体中以20—50cm左右深度数值最高。这与粘粒含量及粘土矿物组成有很大的相关性。国外资料表明^[1,6],巴巴多斯、多米尼加、澳大利亚、圭亚那等国发育于珊瑚礁、火山灰、玄武岩和海相沉积物上的变性土,其表层阳离子交换量在35—44cmol/kg之间,而发育在印度德干高原暗色岩、灰岩和片麻岩上的变性土,阳离子交换量则高达65.7—76.3cmol/kg,且粘粒是阳离子交换量的主要贡献者。

三、变性土的粘粒矿物特征

经X-射线衍射分析鉴定,玄武岩上发育的暗色粘土,其粘粒含量为281—367g/kg,土壤的阳离子交换量较高达39.50—43.01cmol/kg。该土壤粘粒矿物组成比较单纯,属蒙皂石—高岭石组合。其中2:1型膨胀性蒙皂石含量占33—36%,1:1型高岭石含量约占64—67%。剖面各层次的粘粒矿物组成差异不太大。X-射线衍射峰显示出,蒙皂石、高岭石的峰形比较宽广而弥散,说明粘粒矿物晶形比较细小,而且结晶程度较差。玄武岩半风化母质中主要含斜长石、橄榄石和辉石等矿物。而斜长石大多已蒙皂石化,形成卷曲片状叠聚体微形态特征,橄榄石则

演变成褐色的伊丁石。由泥灰岩和河湖沉积物发育的三个膨粘土,粘粒含量高达 465—704g/kg,土壤阳离子交换量 14.67—33.47cmol/kg。三个剖面土壤的粘粒矿物均为蒙皂石—水云母—高岭石组合。其中蒙皂石占 10—27%,高岭石占 41—67%,水云母占 17—48%,蒙皂石在土壤表层及亚表层中含量较高,而其它粘粒矿物在剖面中分异不显著,几种粘土矿物的 X 射线衍射率比较尖锐而狭窄,表明晶体的结晶程度较好。泥灰岩的显微结构显示,半风化的泥灰岩可直接风化形成蒙皂石团聚体,而且常与片状水云母,六角形高岭石相互胶结。发育于暖温带河湖沉积物的砂姜黑土,粘粒含量为 311—391g/kg,阳离子交换量为 23.06—31.54cmol/kg,全剖面为蒙皂石—水云母—高岭石—绿泥石粘粒矿物组合。该类型土壤蒙皂石含量最高,可达 46—51%,水云母占 32—36%,高岭石占 11—13%,并有少量绿泥石(约 5—7%)。土壤的显微结构比较致密,微孔隙少,蒙皂石叠聚体中卷曲薄片层次多,而且薄片表面吸附较多无定形物质。水云母呈花朵状聚合体并常与六角形高岭石相互连接。

综上所述,供试的三个类型变性土虽发育于不同气候和母质条件下,但具有一个共同点,即粘粒矿物组成中以 2:1 型蒙皂石占优势。其中亚热带玄武岩和暖温带河湖相沉积的土壤剖面,蒙皂石含量占粘粒矿物总量 33%以上,这与苏丹,埃及尼罗河谷地及澳大利亚低地上变性土的蒙皂石含量相近。研究结果还表明,土壤中蒙皂石、高岭石及水云母等矿物,大多由母岩中原生矿物蚀变而来,或由沉积物母质继承下来,部分则在成土过程中演变形成。由于变性土处于比较湿热的气候和碱性环境中,粘土层中排水不畅,土壤溶液聚集了大量的硅、镁等离子,这些高浓度的离子及土壤环境,特别有利于蒙皂石的形成,而且土壤的风化淋洗作用较同地带其他土壤弱,因此,大量蒙皂石形成后不致于进一步向 1:1 型高岭石转化。水云母是原生矿物(云母族矿物)水化作用的产物向云母经水化可淋滤出部分 K^+ ,而由 $(H_3O)^+$ 取代形成水云母,水云母在暖湿气候条件下往往不太稳定,四面体中 Al 离子全部或部分被 Si 取代则转化为蒙皂石。土壤中的高岭石可能是早期强烈风化成土作用的产物。

四、变性土的元素地球化学特征

我国变性土土体中的元素氧化物含量以 SiO_2 、 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 为主。发育于热带和亚热带玄武岩的土壤中, SiO_2 含量相对较少(42.35—45.87%),而发育于亚热带和暖温带河湖相沉积物的土壤中则丰富得多,达 53.78—64.40%,至于 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的含量,均以前者(18.55—

表 1 变性土土体中的元素富集

热量带	母岩 (母质)	样品数 (剖面数— 土层数)	富集量 及系数	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	TiO_2	MnO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
亚热带	玄武岩	1—5	土体含量(%)	45.87	14.66	18.55	1.69	4.66	2.82	0.231	1.46	1.34	0.106	4.20
			母岩含量(%)	48.76	12.35	16.26	5.97	5.40	2.74	0.330	2.07	2.54	0.555	
			富集系数	0.94	1.19	1.50	0.28	0.86	1.03	0.70	0.71	0.53	0.58	
亚热带	河湖相物	10—42	土体含量(%)	53.78	6.13	17.57	6.25	1.25	0.66	0.109	1.31	0.28	0.068	5.20
			母岩含量(%)	49.95	5.80	13.01	11.67	3.10	0.65	0.11	2.04	1.57	0.17	
			富集系数	1.08	1.06	1.35	0.54	0.40	1.02	0.99	0.64	0.18	0.40	
暖热带	河湖相物	13—16	土体含量(%)	64.40	6.20	12.61	3.97	1.99	0.62	0.152	1.94	1.45	0.099	8.68
			母岩含量(%)	49.95	5.80	13.01	11.67	3.10	0.65	0.11	2.04	1.57	0.17	
			富集系数	1.29	1.07	0.97	0.34	0.64	0.95	1.38	0.95	0.92	0.58	

21.83%和 14.66—15.11%)高于后者(12.61—17.57%和 6.13—6.20%)。另外,在河湖相沉积物发育的变性土中 Cao 含量(3.97—6.25%)数倍于玄武岩发育之土壤。但所有供试变性土,以 P₂O₅ 和 MnO 的含量最低(表 1)。

据笔者对亚热带河湖相沉积物发育的 10 个变性土剖面和暖温带河湖相沉积物发育的 13 个土壤剖面统计,元素氧化物含量的序列分别为 SiO₂>Al₂O₃>CaO>Fe₂O₃>K₂O>MgO>TiO₂>Na₂O>MnO>P₂O₅ 和 SiO₂>Al₂O₃>Fe₂O₃>CaO>MgO>K₂O>Na₂O>TiO₂>MnO>P₂O₅。这与大陆型沉积岩中的氧化物平均含量序列(SiO₂>Al₂O₃>CaO>Fe₂O₃>MgO>K₂O>Na₂O>TiO₂>MnO>P₂O₅)大致相似。

表 1 表明,亚热带玄武岩台地发育的变性土与母岩相比,富集系数大于 1 的元素有 Al、Fe、和 Ti,而相对迁移的元素是 Ca、Na、K、Mg。鉴于河湖相沉积物母质及其成土作用的特点和采样深度的不一,现以大陆型沉积岩元素氧化物的平均含量为基数,剖析一下土壤中的元素富集和聚集状况。结果表明,亚热带和暖温带的情况迥然不同。前者序列为 Al>Si>Fe>Ti|Mn>K>Ca>Mg>~>P>Na,后者则为 Mn>Si>Fe|Al>Ti~K>Na>Mg>P>Ca(表 1)。

在变性土形成过程中,硅的富集与它继承了河湖相沉积物的特性和硅的不活动性密切相关。铁亦是两个不同气候带河湖相沉积物发育的土壤中共同富集的元素,且富集系数较接近。土体中铝元素较为丰富,但含量与风化成土作用的强弱有关,亚热带地区铝的富集系数明显高于暖温带地区。众所周知,TiO₂ 的抗风化能力较强,而变性土的风化作用又相对较弱,因而土体中仍保留有钛的原生矿物,致使钛的富集系数在 1 左右。锰则是暖温带变性土中首先富集的

表 2 变 性 土 粘 粒 中 的 元 素 富 集

热量带	母岩 (母质)	样品数 (剖面— 土层)	富集量 及系数	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂ / Al ₂ O ₃
热带	玄武岩	2—7	粘粒含量 %	41.08	11.99	30.98	0.04	0.47	2.82	0.026	0.12	0.08	0.110	2.25
			土体含量 %	42.35	15.11	21.83	0.85	0.72	7.23	0.072	0.11	0.20	0.106	
			富集率	0.97	0.79	1.42	0.05	0.65	0.39	0.36	1.09	0.40	1.04	
亚热带	玄武岩	1—4	粘粒含量 %	48.60	12.56	22.28	trace	2.68	1.73	0.078	0.30	0.11	0.223	3.71
			土体含量 %	45.87	14.66	18.55	1.69	4.66	2.82	0.231	1.46	1.34	0.106	
			富集率	1.06	0.86	1.20	trace	0.58	0.61	0.34	0.21	0.08	0.70	
亚热带	河湖沉积物	9—39	粘粒含量 %	48.44	8.02	26.46	0.16	1.58	0.75	0.047	1.97	0.19	0.076	3.11
			土体含量 %	53.78	6.13	17.57	6.25	1.25	0.66	0.109	1.31	0.28	0.068	
			富集率	0.90	1.31	1.51	0.03	1.26	—	—	—	—	—	
暖温带	河湖沉积物	5—20	粘粒含量 %	56.86	6.84	22.26	0.19	1.53	0.96	0.026	2.87	0.31	0.104	4.34
			土体含量 %	64.40	6.20	12.61	3.97	1.99	0.62	0.152	1.94	1.45	0.099	
			富集率	0.88	1.10	1.77	0.05	0.77	1.55	0.17	1.48	0.21	1.05	

元素,这与土体中具有较多的锰质斑、凝固和铁锰结核有关。在成土过程中,钠、钙、镁、钾遭到不同程度的淋溶,其迁移能力不仅与气候有关,而且还和母质的背景值及补给有很大的关系。

统计分析表明,尽管变性土所处的气候带不同,成土母质有异,但铝在粘粒中的富集却是它们的共同点,富集率为 1.20—1.77(表 2)。硅在粘粒中基本未表现出富集现象,富集率接近 1,这是由于粘粒中或多或少残留一些极细的石英之故。硅铝的差异使得变性土的粘粒硅铝率从热带的 2.25 增加到亚热带的 3.11—3.71,最终在暖温带达到 4.34。

在玄武岩发育的变性土粘粒中,铁的富集率小于1,可能与部分氧化铁脱水老化形成较大的颗粒有关。而河湖相沉积物发育的土壤粘粒中铁的富集率却大于1。磷在粘粒中的含量一般较低,且与土体中的含量无明显差异,鉴于磷能被粘粒吸附,故粘粒含磷量要略高于土体。

钙在粘粒中的含量甚少,富集率一般低于0.05。在热带、亚热带气候环境下,玄武岩经风化释放出来的钙基本被淋溶掉,且很少存在于粘粒中。至于河湖相沉积物在风化成土过程中,钙通过两个途径在土体中沉淀聚积,一是经淋溶淀积形成以碳酸盐形态的钙质结核,二是上升地下水中的重碳酸钙在二氧化碳分压减小的情况下,在土体中沉淀形成钙质结核,故而粘粒中的钙亦很少。

鉴于上述种种情况,变性土粘粒中元素的富集显示出较大的差异。总体说来,河湖相沉积物发育的变性土粘粒中富集的元素大大多于玄武岩发育的土壤粘粒。

五、变性土的年龄特征

我国变性土在长期耕作施肥的影响下,不断有新鲜的、年轻的有机碳补充,致使变性土表层的年龄具有年轻且个体差异较大的特点。年长者在1290—1720年,年轻者仅390年,甚或属于“现代碳”范围。

发育于我国河湖相沉积物上的变性土普遍含有钙质结核,它的年龄随深度而增加。据统计,

36个钙质结核的年龄与深度之间的相关系数为0.610。从钙质结核的生长发育过程而言,雏形结核最年轻,平均值为6780y, BP; 钙质硬盘最古老,在4万年以上,而31个完形结核样品的平均值为15670y, BP。此外,由于钙质结核是由核心向外逐渐生长的,故而它的年龄具有内老外轻的特征。印度德干高原变性土中的钙质结核年龄与深度之间亦存在类似的趋势。不过,土壤剖面中两种色泽钙质结核的年龄增长速度不同,其中白色结核的生长速度大于黑色结核。^[7]。

发育于我国玄武岩上的变性土,成土年龄较年轻,约为3千余年。而发育于古老河湖相沉积物上的变性土则相对年长得多。据统计分析,淮北变性土为14500年,黄淮海平原

为15750年,而亚热带河湖相沉积物发育的变性土年龄为12930—25900年。若以66个样品的统计和回归方程计算,我国变性土的年龄是15600年。显而易见,我国变性土乃系晚更新世晚期土产物。

为了探明我国变性土的年龄是否受土壤扰动作用的影响,笔者选择14个具有2个以上年龄数据的剖面,绘制了年龄与深度之间的相关性曲线(图1),结果表明,该年龄特征表现得不甚明显。这与以色列变性土年龄随深度而有规律增加的特点基本相似。一言以蔽之,我国变性土的绝对年龄较大,而土壤发育程度又相对较年轻些。

(下转第268页)

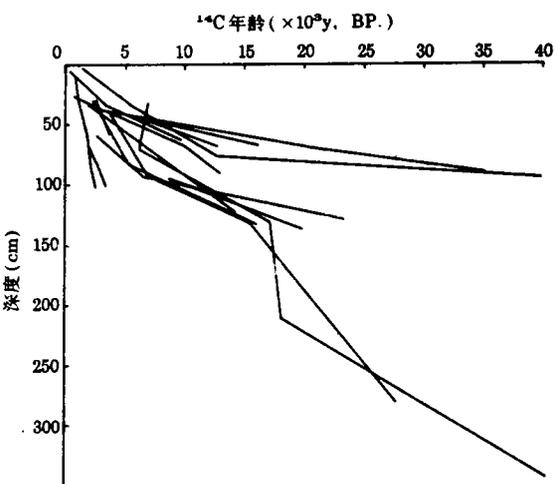


图1 变性土年龄与深度曲线(14个剖面)

表 10 钙质结核的元素富集率

结核类型	Si	Fe	Al	Ca	Mg	Ti	Mn	K	Na	P	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	V	Sr	Ba	Pb
锥形结核	0.62	0.64	0.58	3.99	0.96	0.65	0.79	0.80	0.79	0.66	0.22	0.44	0.24	0.38	0.38	0.52	1.46	0.60	0.09
富集率序列:Ca>Sr>Mg>K>Mn~Na>P>Ti>Fe>Si>Ba>Al>V>Zn>Ni~Cr>Co>Cu>Pb																			
完形结核	0.43	0.45	0.41	7.66	0.85	0.39	1.05	0.74	0.65	0.46	0.54	0.21	0.49	0.36	0.09	0.34	1.46	0.60	0.43
富集率序列:Ca>Sr>Mn>Mg>K>Na>Ba>Cu>Co>P>Fe>Si~Pb>Al>Ti>Ni>V>Zn>Cr																			

参 考 文 献

[1] 耿国强、徐琪,苏北砂姜黑土与白浆土的形成同生态环境演变的关系,土壤学报,第24卷,第4期,1987。
 [2] Sidhu, P. S. et al, Composition mineralogy and genesis of Fe—Mn concretions from same soils of New India. Geoderma, 18, 1977.
 [3] 熊毅等编著,土壤胶体,科学出版社,1983。
 [4] 安徽省水利局勘测设计院、中国科学院南京土壤研究所,安徽淮北平原土壤,上海人民出版社,1976。
 [5] 刘良梧,砂姜黑土形成的历史过程——以淮北平原为例。淮北地区水土资源开发与治理研究,科学出版社,1992。

(上接第228页)

参 考 文 献

[1] 张守敬和 M. L., Soil. Sci., 84 : 133—134, 1957。
 [2] 顾益初、蒋柏藩,石灰性土壤无机磷分级测定方法,土壤,22(2) : 101—122, 1990。
 [3] 蒋柏藩,石灰性土壤无机磷有效性的研究,土壤,24(2) : 61—64, 1992。
 [4] 张淑蓉等,施肥对石灰性土壤磷素形态的影响,土壤,24(2) : 68—70, 1992。
 [5] 李昌伟、李合生等,瘠土中无机磷的形态、转化及其植物有效性,土壤,24(2) : 65—67, 1992。
 [6] 刘景福等,土壤对磷的吸附特性与磷肥用量,土壤,24(2) : 90—92, 1992。
 [7] 成瑞喜等,用 ASI 法测定中酸性土壤有效磷结果比较,华中农业大学学报,12(4) : 343—346, 1993。
 [8] 顾益初、蒋柏藩,风化对土壤粒级磷素形态转化及有效性的影响,土壤学报,21(2) : 134—143, 1984。

(上接第251页)

参 考 文 献

[1] Wilding L. P. et al, Pedogenesis and soil taxonomy, I soil orders, Elsevier pub. Co., Amsterdam, 1983.
 [2] Murthy A. S. P., Advances in Soil Sci., Vol. 8, 1988.
 [3] Wilding L. P. and Puentes R., Vertisols, Texas A&M University Printing Center, P. 2—58, 1988.
 [4] 中国科学院南京土壤所土壤系统分类课题组,中国土壤系统分类课题研究协作组著,中国土壤系统分类(首次方案),科学出版社,1991。
 [5] Harvey Oakes and James Thorp, Soil Sci. Soc. Proc., 15 : 347—354, 1950.
 [6] Dasong G. S. and Hadimani A. S., J. of the Indian Soc. of Soil Sci., 28 : 49—58, 1980.
 [7] Mermut A. R. and Dasog G. S., Soil Sci. Soc. Am. J., 50 : 382—391, 1986.