

土壤有机质的组成、形成和分解

文 启 孝

(中国科学院南京土壤研究所)

土壤有机质在土壤肥力中具有多方面的作用。首先,它是植物养分的来源。我国主要土壤表土中大约80—97%的氮^①、20—76%的磷^[1,2]、38—94%的硫^②即以有机态存在。在有机质分解过程中,这些养分将逐步释出供植物吸收利用。其次,有机质能够改善土壤的结构和物理化学性质(缓冲性能,吸附、离子交换性能和络合能力等),为植物生长提供一个较好的土壤物理环境和化学环境。实践证明,只有含有适量有机质的土壤生态系统才具有较大的抗逆性,作物才能稳产高产。

土壤有机质具有上述这些作用决定于它的组成和性质。因此研究有机质组成、性质和含量的变化规律不仅有助于深入了解土壤肥力的实质,而且将为制定合理的轮作、施肥制度提供科学根据。五十年代以来,我们在这方面进行了一些工作,本文将根据所得到的一些结果,首先叙述我国主要土壤中有机质的特性,然后讨论保持和提高有机质含量的一些问题。

一、土壤有机质的组成

土壤有机质包括种类繁多的各种化合物,主要的有碳水化合物、含氮化合物和腐殖物质三大类。其它类别化合物的数量很少甚至极微,例如,表土中脂蜡的含量一般在2—6%间(占有有机碳总量的%),某些芳酸的含量仅几个ppm,但它们在土壤形成和土壤肥力中也起有不可忽视的作用。

1. 碳水化合物

我国主要土壤表土中碳水化合物的含量约占有有机质总量的17—30%,其中六碳糖占9—21%,五碳糖占3—8%,氨基糖占2—7%^{[3]③④}。它们是微生物来源的各种多糖的混合物。

部分碳水化合物与土壤矿质部分结合在一起;部分碳水化合物存在于未分解和半分解的植物残体中。比重分级的结果表明,在一些自然植被下的表土中,后者(轻组,比重<1.8)中的五碳糖量占全土五碳糖总量的10—40%^⑤。

部分碳水化合物常随腐殖物质一起分离析出,通过反复溶解、沉淀或层析可在很大程度上将二者分离开来^[3]。看来,它们主要是通过氢键结合在一起。纯化后的腐殖物质中虽仍常含有少量的碳水化合物(约占腐殖物质碳的0.9—4.2%),鉴于腐殖物质的分子量并不很大,它们可能并不是腐殖物质的组成成分。

2. 含氮化合物

由于氨基酸、多肽等是腐殖物质的主要组成成分之一,而现时尚无法将含氮化合物与腐殖物质中的含氮组成分区分开来,因此还不确切知道这类化合物在有机质中所占的比例。

① 施书莲等,1982,主要土壤中的非交换性铵。(资料)

② 刘崇群、陈国安、曹淑卿,1983,我国某些土壤硫的形态、含量和江浙等省水稻土硫素平衡的估算。

③ 程励勋等,1982,水解条件对中性糖含量的影响。(资料)

④ 宋琦,1964,主要土壤中氮素形态的研究。(资料)

包括腐殖物质的组成成分在内, 结合态的氨基酸和氨基糖是土壤中目前已知的主要含氮化合物。各主要土壤表土酸解液中氨基酸态氮一般占全氮的20—42%, 氨基糖氮占1—8%, 铵态氮占28—40%, 其余为未知态的水解性的和非水解性的氮素^{[4][45]}。氧化酸解的结果表明, 在非水解性氮素中, 相当一部分是以N-苯氧基氨基酸态存在^⑤。

生命体和与酚类化合物连接的多肽中的氨基酸态氮均较易矿化。在氮素转化研究中, 借助于¹⁵N技术, 可清楚地看到氨基酸态氮含量与氮素有效性之间的平行关系^[5]。荒地开垦后, 在土壤全氮含量显著降低的同时, 氨基酸态氮的相对含量也有降低的趋势^⑥。但不同肥力水平的同种土壤之间在氨基酸态氮的相对含量上并看不到有何差异。

各主要土壤表土的氮素形态分布也基本相似, 无规律性的变异。氨基酸态氮和氨基糖氮的相对含量大多随剖面深度而降低, 铵态氮(酸解液)则随剖面深度而升高。

3. 腐殖物质

腐殖物质是有机物质腐解过程中形成的一类特殊物质, 按溶解度的不同, 分为胡敏酸(HA)和富里酸(FA)。

可见、红外光谱和酸解的结果表明, 胡敏酸和富里酸具有相似的化学结构、同样的含氧功能团以及氨基酸等组成成分^{④⑥}。但是, 它们之间也有许多不同之处。

首先, 在元素组成方面, 胡敏酸中的碳、氮含量较富里酸高, 氧含量显著较低。这一点在对比同一土壤中的该二组物质时, 表现得更为明显。我国主要土壤中胡敏酸的碳含量在50—60%间, 氮含量在2.8—5.9%间, (O + S)含量在31—41%间。富里酸的相应数值则分别为43—53%, 1.6—4.3%和40—50%。两组物质的氢含量虽无显著不同, 但由于碳含量的差异, 因此它们的C/H比值也不同。胡敏酸的C/H比值常大于富里酸(表1)。

其次, 在含氧功能团方面, 虽然胡敏酸的酚羟基、酮基和甲氧基的含量与富里酸没有明显的不同, 但其羧基和醇羟基的含量均较富里酸低, 醌基较富里酸高。我国主要土壤中胡敏酸的羧基含量在270—480毫克当量/100克间, 醇羟基在220—430、醌基在90—181毫克当量/100克间。富里酸的相应数值分别为640—850、500—600和50—60毫克当量/100克(表2)。羧基的酸性也不同, 富里酸中羧基的酸性较胡敏酸强, 前者的PK₁值一般在5.20—5.60间, 后者一般在3.98—4.27间^⑥。

第三, 与同一土壤中的富里酸比较, 胡敏酸的化学稳定性较高, 在同样酸解条件下(6N HCl,

表 1 我国主要土壤表土中腐殖物质的元素组成 (无灰干基)

腐 殖 酸		C %	H %	O + S %	H %
胡 敏 酸 (n = 39)	范 围	50.4—59.6	3.1—7.0	31.3—40.7	2.8—5.9
	平 均	55.1	4.9	35.9	4.2
富 里 酸 (n = 12)	范 围	43.4—52.6	4.0—5.8	40.1—49.8	1.6—4.3
	平 均	46.5	4.8	45.9	2.8

资料来源: [6] ⑧—⑩。

- ⑤ 施书莲、文启华、廖海秋, 1980。耕垦对土壤氮素形态分布的影响。(资料)
- ⑥ 彭福泉、文启华, 1965。主要土壤胡敏酸的研究。(资料)
- ⑦ 钮季文、唐永良, 1963。西藏土壤腐殖质研究。(资料)
- ⑧ 彭福泉, 1982, 我国几种土壤中腐殖质性质的研究。(资料)
- ⑨ 陆长青, 1982, 土壤腐殖酸和金属离子相互作用与肥力的关系。(资料)
- ⑩ 邱凤琼、丁庆堂、党连超, 1979。不同熟化黑土胡敏酸特性的研究, 腐殖酸化学学术讨论会论文集, 13—19。

120℃,16小时),胡敏酸的水解性氮在66—88%(占全氮%)间,富里酸在79—90%间。空气氧化(170℃,600小时)的结果表明,胡敏酸的热裂失重一般在31—47%间,富里酸则多在34—54%间^⑥。氧原子分布的计算还指出,富里酸中95%以上的氧原子均存在于各含氧功能团中,胡敏酸的相应数值为62—91%,平均为70%(甲氧基未计入)^⑥。这说明胡敏酸的各组成单元之间部分地可能是通过醚键相连接。

第四,同一土壤中的二组物质比较,胡敏酸的分子量恒大于富里酸。根据现有资料,我国土壤中胡敏酸的数均分子量在890—2770间,富里酸在670—1450间。

最后,二组物质的X-射线衍射谱和可见波段的光密度也不同。各土壤中胡敏酸的(002)光带(3.45 Å)虽强弱不等,但一般均较富里酸明显;反之,其γ光带(4.1—4.8 Å)则远较富里酸弱。就可见波段的光密度而言,胡敏酸恒大于富里酸。

(002)光带表征碳圈的有序度,γ光带表征脂肪族支链。上述结果说明,胡敏酸中芳族结构的相对含量较富里酸多。C/H比值的结果也支持这一结论。

胡敏酸、富里酸的结构单元还不清楚。根据现有资料,胡敏酸中脂肪族结构约占一半左右^⑥。据此,C/H比值在12以上的胡敏酸中当有稠环结构。

$\lambda_{4.66}$ 处的吸收是芳核C=C双键和功能团中不成对 π 电子跃迁的反映,因此, E_4 可表征腐殖物质的芳化度和分子量^[7]。相关分析表明, E_4 既与数均分子量呈显著正相关,又与C/H呈极显著正相关,它较 E_4/E_6 比值能更好地表征腐殖物质的结构特征(表3)。胡敏酸的 E_4 值较大是它的芳化度和分子量较富里酸大的反映。

表2 我国主要土壤表土中腐殖物质的含氧功能团
(毫克当量/克)

含氧功能团	胡敏酸	富里酸
羧基	2.75—4.81	6.39—8.45
酚羟基	2.21—3.47	1.43—2.57
醇羟基	2.24—4.26	5.15—5.81
醌基	0.90—1.81	0.54—0.58
酮基	0.32—2.06	1.43—2.54
甲氧基	0.32—0.95	0.39

资料来源:⑥⑧⑨。

表3 E_4 、 E_4/E_6 与数均分子量($\bar{M}_n$)、C/H的相关系数

	E_4	E_4/E_6
$\bar{M}_n$	0.869*	-0.855*
C/H	0.857*	-0.627

根据资料⑩计算

总结上述,富里酸是分子量和芳化度较小、酸性较强因而也是较胡敏酸更为活泼的一组物质,但它们二者之间并没有截然不同的界限。事实上,不同土壤中无论胡敏酸或富里酸均各不同。

二、不同土壤中腐殖质组成的变异

腐殖物质的形成过程是一个生物学过程。现有资料说明,土壤腐殖质的组成和性质随生物气候条件而异。黑土不但是我国自然植被下腐殖质储量最多的土壤,且其腐殖质中胡敏酸的相对含量最高,芳化度和分子量也较大。由黑土带往西,依栗钙土、灰钙土、漠土带的次序,在土壤腐殖质储量逐渐减少的同时,腐殖质中胡敏酸的相对含量、分子量和芳化度也逐渐降低。黑土的HA/FA比值通常在1.5—2.5间,栗钙土一般在1以上,灰钙土、灰漠土的HA/FA比值一般仅在0.6—0.8间。

由黑土带的暗棕壤往南,经黄棕壤带至红壤带、砖红壤带,同样也可看到腐殖质中胡敏酸的相对含量、芳化度及分子量等降低,活性胡敏酸的相对含量不断升高的现象。暗棕壤的HA/FA

比值一般在1—2间,活性胡敏酸在40—65%间。黄棕壤的HA/FA比值一般在0.45—0.75间,活性胡敏酸在50—85%间。至砖红壤,其腐殖质不但以富里酸为主体(HA/FA<0.45),且其胡敏酸的活动性很大,它们几乎全部以游离态存在(表4)。

表4 自然植被下几种代表性土壤的腐殖质组成

土 壤	地 点	C %	HA (占全C%)	FA (占全C%)	HA / FA	活 性 HA (占HA总量%)	E ₄
黑 土	黑龙江嫩江	4.20	40.6	18.7	2.17	35.8	2.36
栗 钙 土	黑龙江海拉尔	2.07	27.1	19.8	1.37	23.6	1.9
灰 钙 土	新疆伊犁	1.11	15.1	20.8	0.73	0	—
灰 漠 土	新疆纳玛斯	0.65	13.8	23.1	0.60	0	0.89
暗 棕 壤	黑龙江伊春	5.05	21.8	12.7	1.84	44.5	1.85
黄 棕 壤	江 苏 南 京	1.49	19.1	26.4	0.72	58.6	1.20
红 壤	广 东 广 州	1.25	12.2	25.1	0.49	93.4	1.05
砖 红 壤	广 东 福 山	3.50	5.8	30.3	0.19	93.1	1.11

资料来源:〔7〕⑥。

高山地区,土壤呈垂直带分布,HA/FA比值和胡敏酸的芳化度也明显地按高山草甸土、亚高山草甸土、高山寒漠土的次序而变小⑦。

腐殖质组成和性质的这种地带性变异不但可见于自然植被下的土壤,而且也可明显地见于旱耕条件下的耕地土壤。例如,发育于黄土母质的各种古老耕地土壤,其腐殖质的组成和性质即依生物气候带的不同由南向北呈现出很有规律的变化〔6,8〕。和自然植被下的土壤比较,各地旱耕条件下的耕地土壤的HA/FA比值和胡敏酸的芳化度虽有不同程度地提高,活性胡敏酸的相对含量有不同程度的降低,但大体上二者仍相近。

水耕条件下的耕地则有所不同。特殊的土壤水分状况使各地水稻土的腐殖质组成和性质具有一些共同的特点,和同一地区的自然植被下或旱耕条件下的土壤比较,它的HA/EA比值显著较高,胡敏酸的芳化度常较低。虽然如此,不同地带的水稻土比较,仍然可以看到地带性的烙印。由表5可见,从暗棕壤带至红壤带,和自然植被下的土壤一样,水稻土的腐殖质逐渐向分子量和芳化度较小、活动性大的方向变化。

表5 不同土带的水稻土的腐殖质组成

土 带	地 点	C %	HA (占全C%)	FA (占全C%)	HA / FA	活 性 HA (占HA总量%)	E ₄
暗 棕 壤	吉 林 延 吉	1.76	34.0	10.5	3.24	24.7	2.0
黄 棕 壤	江 苏 南 京	1.78	23.6	15.9	1.48	27.2	0.96
红 壤	广 东 广 州	0.67	12.4	22.6	0.55	55.7	0.86
砖 红 壤	广 东 雷 南	2.25	16.7	17.7	0.94	59.0	0.95

资料来源:〔7〕⑥。

上述各种土壤腐殖质组成的变异表明了水热条件对腐殖质形成过程的影响。看来,腐殖质的组成与一定水热条件的组合有关。排水不良或渍水有利于胡敏酸的积累但不利于胡敏酸芳化度的增大;高温或常年低温既不利于胡敏酸的积累,又不利于胡敏酸芳化度的增大。

除水热条件外,母质也对腐殖质形成过程产生重要的影响。母质首先是通过微生物区系和活性的影响而显示其作用。同一水热条件下石灰性母质上发育的土壤,其HA/FA比值和胡敏酸

的光密度值常显著地较非石灰性土壤为大,便是一个最明显的例子。另一方面,不同粘粒矿物催化酚类化合物和氨基酸发生聚合反应的能力不同,因而也可能对腐殖质的组成和性质产生影响。因此,不但同一地带的土壤,其腐殖质组成和性质可因土壤母质不同而异,而且上述从暗棕壤带至砖红壤带各土壤腐殖质组成的变异,除生物气候条件外,也可能部分地与土壤母质不同有关。

三、土壤有机质的比重和粒径分级

土壤中各种有机物质的比重约在1.3—1.6间,比矿质部分的比重(2—4.0)小得多。但它们中有的与土壤的矿质部分牢固地结合在一起,有的仅系机械地混存于其中。因此,可以用重液法将它们分离开来。与土壤矿质部分机械混存的有机物质主要是未分解的植物残体(一般称为“轻组”)。

腐解试验的结果表明,轻组的含量与进入土壤中的有机物料的化学组成和其腐解条件有关。有机物料的木质素含量较高或环境条件不利于微生物的活动(如低温、渍水等)均将导致轻组的相对含量增高^[9]。但在自然条件下,尽管不同土壤的植被及有机物质分解的环境条件差异很大,其轻组的相对含量并看不出有何规律性的变化,一般多变动在7—36%间(占土壤有机质总量的%)^{[4,10]③}。

利用超声波振荡将团聚体完全分散,然后用沉降法将土壤分成不同粒径的级分。不同粒径的级分中有机质的含量和组成均各异^{[4]④}。在酸性水稻土等淋溶作用较强烈的土壤中,有机碳含量以细粘粒(<1微米)中为最多,随粒径的增大而有规律地减少;在盐基饱和的中性水稻土土壤中,有机碳含量则以粗粘粒(1—2微米)或细粉砂(2—5微米)中为最多。氮含量的变化趋势基本上和有机碳同。从有机质的组成看,各种土壤均以其粘粒级分中的有机质、特别是氮的有效性最高。这表现在该级分中:(1)有机质的提取率最高,(2)HA/FA比值最低,(3)C/有机N比值最大,和(4)易脱氮的化合物的相对含量较高。此外,粘粒级分中碳水化合物的相对含量也较低,且主要为微生物来源的多糖;反之,较粗粒径级分中碳水化合物的相对含量既较高,植物来源的多糖的比例也较大(表6)。

粘粒级分中有机质和氮素的浓度较大和有效性较高的事实说明,粘粒在保持土壤有机质方面起着较大的作用,这一粒径的有机—无机复合体在土壤肥力中占有重要的地位。但是,这并不意味着在任何情况下有机质和氮素都主要集中在粘粒级分中。如上所述,在一些盐基饱和的土壤中,粘粒中的有机质浓度常较细粉砂级分中低;即使在淋溶作用较强的土壤中,尽管粘粒级分中有机质的浓度最大,但当土壤质地较轻粗时,该级分中的有机质仅占全土有机总量的一部分,大部分有机质仍分布于粉砂级分中(表7)。

不同土壤矿质部分的组成虽有很大差异,但它们在各粒径级分中的分布却有很多共同之处:层状硅酸盐和氧化铁、铝集中于粘粒级分,较粗的级分中为石英和某些原生矿物。不同土壤各粒径级分中有机质含量和组成的变异趋势甚为一致的事实表明,有机质中一定组成、分子大小和构型的化合物优先地与一定的矿质部分相结合。下述的实验结果似乎也支持这一点:同一土壤母质通过加入不同量的植物残体并培育两年后所得到的土样(已去除了轻组),其各粒径级分中有机质的含量基本上随全土有机质含量的增高而呈比例地增高^⑤。

四、土壤有机质含量的动态平衡

土壤有机质处于不断地分解过程中。同时,无论在自然植被或耕种条件下,由于死根、根

③ 文启孝等,1982,影响有机质在各粒级中分布的因素。(资料)

表 6 各粒径级分中有机质的含量和组成〔4〕

粒 径 级 分 (微米)	C %	C/N	中 性 糖		NH ₄ ⁺ - N%**
			%*	六碳糖 五碳糖	
白 土 (太 土 4)					
< 1	2.15	7.3	11.4	2.80	35.7
1—2	2.48	8.0	8.2	2.98	29.6
2—5	1.90	9.6	13.2	2.32	29.5
5—10	1.10	10.7	15.3	1.77	26.4
>10	0.40	13.8	17.3	0.70	26.4
淀 浆 白 土 (太 土 63)					
< 1	3.04	7.2	9.0	2.72	26.2
1—2	2.56	8.2	11.0	2.86	28.3
2—5	2.21	9.7	9.9	2.26	25.2
5—10	1.18	9.9	13.1	2.06	20.9
>10	0.95	15.1	13.5	1.08	20.0

* 占有机质%。
** 6N HCl水解, 占全N的%。

的分泌物、凋落物(耕地条件下为残茬和各种有机肥料)等的加入, 又不断得到补充。土壤有机质含量的变化即决定于每年分解掉的和每年新生成的有机质数量的相对多少。

在生长良好的自然植被下, 每年进入土壤的有机物质数量较多。如在热带雨林、季雨林

表 7 有机质在各粒径级分中的分布〔4〕

粒 径 级 分 (微米)	淀 浆 白 土		淀 浆 白 土		红壤性水稻土	
	A	B	A	B	A	B
< 1	3.23	32.1	2.40	32.9	2.87	37.3
1—2	2.54	10.0	1.67	9.1	2.59	8.5
2—5	2.28	16.8	1.28	13.8	2.35	16.8
5—10	1.25	13.3	0.73	8.2	1.35	14.9
>10	0.47	27.8	1.04	35.9	0.65	22.5

A —— 该级分中有机碳的浓度, %
B —— 该级分中有机碳量占全土(重组)总有机碳量的 %

下, 除去死根, 根的分泌物和自然死亡的大树以外, 仅凋落物每年即达10—11吨/公顷; 在五花草塘下, 除死根和根的分泌物外, 仅地上部分每年即达4.7吨/公顷(表 8)。较长期发育在这些植被下的土壤, 其有机质含量常保持在较高的水平上。耕垦后, 作物每年生成的生物量无论较在自然植被下生成的生物量多或少, 由于其中绝大部分均作为收获物取走, 因而进入土壤的有机物质数量常较在自然植被下的少。另一方面, 耕地耕作频繁又加快了土壤有机质的分解。因此, 这

表 8 不同自然植被下的凋落物量(或地上部分的生物量)和它可能形成的土壤有机质量

地 点	植 被 类 型	土 壤	凋落物或地上部分 (吨 / 公顷)	可能形成的土 壤有机质量 (吨 / 公顷)	参 考 文 献
云南西双版纳	热 带 雨 林	砖 红 壤	11.0	3.42	⑫
广东海南岛	季 雨 林	砖 红 壤	10.3	3.20	⑬
湖南会同	白栎枫香杂木林	黄 壤	4.58	1.57	[11]
湖南会同	栲树杂木林 (混有马尾松)	黄 壤	5.00	1.72	[11]
黑龙江五营	柞树红松林	暗 棕 壤	4.45*	—	[12]
黑龙江九三农场	五 花 草 塘	黑 土	4.73	—	
黑龙江陈巴尔旗	羊草针茅草原	黑 钙 土	5.06	—	⑭
内蒙锡林格勒	大 针 茅 草 原	暗栗钙土	3.10	—	[13]
内蒙伊金霍洛旗	冷 蒿 草 原	淡栗钙土	1.32	—	⑭
内蒙苏尼特古旗	戈壁针茅草原	棕 钙 土	0.20	—	⑭

* 风干重

⑫ 程仕文, 柴闾, 李一颀, 高粱, 1964. 西双版纳自然植被与橡胶林下土壤肥力初步探讨. 中国森林土壤学术会议论文集. (资料)

⑬ 林心雄, 高坤林, 李勋官, 毛伯清, 1965. 热带地区不同利用方式下土壤有机质的积累分解. (料资)

⑭ 中国科学院内蒙古宁夏综合考察队, 1974. 内蒙古自治区及其东西部毗邻地区天然草场资源. 173—262页.

些土壤耕垦后，有机质含量将不可避免地减少。

灰漠土以及强度侵蚀的红壤、砖红壤荒地则是另一种情况。这些土壤或者由于干旱，或者由于酸度高和氮、磷、钾等养分贫瘠，因此，自然植被生长不良，土壤有机质含量低。耕垦后，通过灌溉、施肥等措施消除了上述限制作物生长的因素，增加了进入土壤的有机物质的数量，有机质含量常逐步增加^[14—16]。

欲预测这些土壤或其他任何土壤在一定生态系统中有有机质含量将降低或升高到某一数值及其所需要的时间，必须知道每年分解掉的和新生成的有机质的数量。

1. 影响腐殖化系数的因素

土壤有机质的年生成量决定于每年进入土壤中的有机物质的数量和单位有机物质形成的土壤有机质的多少。鉴于每年不断有有机物质进入土壤；而各种有机物质进入土壤后，大都是第一到第三个月内分解最快，以后逐渐变慢，一年以后分解速度即趋于稳定^[17]；此外振荡分散—重液法的结果还表明，除较难分解的植物残体外，分解一年后未分解和半分解的植物残体量一般已很少^[9]因此，可以用腐殖化系数(单位重量的有机物质碳在土壤中分解一年后的残留碳量)作为有机物质转化为土壤有机质的换算系数。

影响腐殖化系数的因素很多，首先是有机物质的化学组成。不同化学组分的分解速度不同，水溶性物质、苯醇溶性物质、蛋白质和半纤维等组分分解快，木质素分解慢。大量田间腐解试验结果都表明，有机物质的腐殖化系数与其木质素含量呈正相关(表9)。

应当指出，腐殖质形成是生物化学过程，各种有机化合物都是形成腐殖质的原料。有机物质的腐殖化系数与其木质素含量呈正相关决不意味着不含木质素的有机物料就不能形成腐殖质。

氧气不足时微生物的活性将受到抑制，因此，同一有机物质在渍水条件下的腐殖化系数较在旱地条件下的为大^[9, 18]，特别是木质素含量高的有机物质是这样，因为渍水条件不利于分解木质素的真菌、放线菌等微生物的活动。但是，这只是当旱地土壤中的水分含量适当时才是如此，如土壤水分不足，则二者间往往看不出有规律性的差异；在半干旱地区，甚至将出现相反的情况。

土壤性质是影响有机物质分解速率的另一个因素。用不同土壤在同一地点进行的试验结果表明，有机物质在红壤中的腐殖化系数较在黄棕壤中的为大。显然，土壤pH值对腐殖化系数有重要的影响(表10)。同一地区不同类型土壤上腐殖化系数的结果还表明，土壤中游离碳酸钙的存在和质地轻粗将有利于有机物质的分解。

表 9 有机物质的腐殖化系数与其木质素含量的关系^[17, 18]

地 点	腐 解 条 件	回 归 方 程	n	r
广 州	水 田	$Y = 0.112 + 0.0153X$	9	0.945**
无 锡	水 田	$Y = 0.0196 + 0.0148X$	13	0.660*
	旱 地	$Y = 0.049 + 0.0140X$	5	0.968**

表 10 土壤性质和气候条件对腐殖化系数的影响^[17] (水田条件)

物 料	广 州		无 锡	
	红 壤	黄 棕 壤	红 壤	黄 棕 壤
紫 云 英	0.24	0.18	0.27	0.25
稻 草	0.26	0.20	0.29	0.25
绿 萍	0.47	0.43	0.47	0.52

广州：年均温 21.8℃，年降水量1623毫米。

无锡：年均温 15.4℃，年降水量1070毫米。

一般来说，在 5—35℃之间，温度愈高，微生物的活性愈强。因此，温度对腐殖化系数有较大的影响。但是，影响微生物活性的不仅是温度的高低，更重要的是温度与水分的组合情况。

同时,土壤性质如pH值和粘粒含量等也影响有机物质的分解速率。此外,即使其它条件相同,但由于不同土壤的微生物要求不同的适宜温度,因此,不能期望在任何情况下温度会表现出象对化学反应那样明显地影响。林心雄等在研究旱地有机物的分解时观察到,较难分解的有机物质如芒箕等在海南岛旱地的分解速率虽较在南京旱地显著大一些,但较易分解的有机物质如飞机草等在两地的分解速率就没有任何异差^⑨。表10的结果也表明,尽管广州的年均温较无锡高6.4℃,但同一有机物质在广州红壤中并不比在无锡黄棕壤中分解得快;只有当土壤介质相同时,才可以看到温度的影响:同一有机物质在广州的分解速率无例外地要比在无锡的大一些。

2. 激发效应

加入有机物质后往往会加快(正激发)或减缓(负激发)土壤原有有机质的分解。利用¹⁴C均匀标记的紫云英曾观察到:(1)加入紫云英后最初几天出现较强的正激发,随后逐渐减弱,再以后既出现微弱的负激发,也出现正激发;(2)激发效应的符号与有机物质的组成有关,易分解的组分,如热水溶性物质等产生正激发;纤维素、木质素等组分产生负激发;(3)激发量随加入的紫云英数量呈比例地增大;(4)土壤有机质含量较低或同一土壤活性有机质较少的,其激发率较高^[19]。这些结果是在土壤含水量为最大饱和含水量的60%下得到的。它说明,在特定的条件下,施用绿肥有可能无助于土壤有机质的积累。但是,田间的土壤含水量并不是随时都保持在最大饱和含水量的60%左右,Pal等^[20]报道,土壤含水量严重影响激发效应,在含水量为60%WHC时将产生正激发,而当含水量为30%或150%WHC时,在整个试验期中均将产生显著的负激发。考虑到田间的实际情况,看来,在水稻土中施用绿肥不会加速土壤原有有机质的分解;在旱地土壤中在一般的情况下也不会对土壤原有有机质的分解产生显著的影响。

3. 土壤有机质的分解速率

现时有关我国土壤有机质分解速率的研究还极少。已有的关于黑土、白浆土、砖红壤等荒地开垦后土壤肥力演变的研究,虽然提供了有机质含量变化的资料,但由于:(1)代表不同开垦年限的土壤样品缺乏严格的可比性,和(2)采集样品时忽视了土壤的高度不均质性,因而并不能据以估计那些土壤中有机质的年分解速率。历史悠久的农业地区,既无长期定位试验,耕作、施肥制度又迭经改变,更缺乏可资利用的资料。

有机碳和有机氮的矿化速率在一年的时间内大体上可看作是成比例的,因此,可以根据无氮肥区上作物吸收的氮量估算土壤有机质的分解速率。当然,无氮肥区上作物吸收的氮并不完全来自土壤有机质,它还来自生物固氮、降水、灌溉水和空气等,另一方面,矿化释出的矿质态氮除作物吸收外,还将通过淋失、逕流、反硝化和挥发等途径而损失。因此,用这种方法得出的数值只能看作是土壤有机质分解速率的极其粗略的近似值(视土壤类型和种植制度的不同,该值或者为可能的最高值,或者为可能的最低值)。在太湖地区,在单季稻—麦或双季稻—麦轮作的情况下,无氮肥区上全年作物地上部分累积的氮素平均为16.3斤/亩,据此估计,全年作物吸收的总氮量约为17.3斤/亩。众所周知,水稻土无氮肥区上来自生物固氮、灌溉水、降水和空气的氮量大大多于除作物吸收以外的其它各支出项。显然,土壤有机质的年分解量将较上述数值为低。估算表明,1978年苏州地区平均每亩来自根茬和有机肥料的新形成的腐殖质碳约为130斤^⑩,如将脱落根和根的分泌物等考虑在内,则大约为145斤/亩。鉴于该地区近十年来土壤有机质含量呈增长趋势,可以认为,该地区土壤有机质的年分解量当不超过每亩145斤腐殖质碳。

^⑨ 文启孝、林心雄,1982,太湖地区水稻土的有机质问题。(资料)

我国大多数耕地土壤的有机质含量都较低。根据对各地土壤有机质年分解量的估计,有效地利用各种有机物质,积极增加有机肥料的施用量以保证土壤有机质含量向增长的方向变化是一件十分重要的任务。有机肥料不仅是土壤有机质的重要来源之一,而且在保持土壤养分平衡、特别在缓和我国钾肥和磷肥的匮乏中起着重要的作用^[21]。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院南京土壤研究所主编,中国土壤,382—383页,科学出版社,1978。
- [2] 中国科学院南京土壤研究所黑龙江队,黑龙江省与内蒙古自治区东北部土壤资源,239—244页,科学出版社,1982。
- [3] 文启孝、程励勋、彭福泉,土壤碳水化合物化合物的研究。土壤学报,第13卷3期,1965。
- [4] 张晓华、杜丽娟、文启孝,几种水稻土不同粒级中的有机质含量和组成。土壤学报,1984。(印刷中)
- [5] Shi Shulian, Lin Xinxiong and Wen Qixiao, Proc. Symposium on Paddy Soil, 306—310, Science Press, Beijing, Springer—Verlag, Berlin, 1981。
- [6] 罗贤安,黄土区土壤腐殖物质的化学性质及其与成土条件的关系。土壤学报,第18卷4期,353—359,1981。
- [7] 中国科学院南京土壤研究所主编,中国土壤,299—310页,科学出版社,1978。
- [8] 罗贤安、朱显谟,黄土地区主要土壤腐殖质组成及其特性的初步研究。土壤,第6期,1—10,1961。
- [9] 程励勋、文启孝、吴顺令、徐宁,植物物料的化学组成和腐解条件对新形成腐殖质的影响。土壤学报,第18卷4期,360—367,1980。
- [10] 付积平、褚金海、高以信,西藏高山土壤复合胶体特性的初步研究。土壤,第13卷1期,7—11,1981。
- [11] 李昌华,杉木人工林和阔叶杂木林土壤养分平衡因素差异的初步研究。土壤学报,第3期,253—261,1981。
- [12] 中国科学院林业土壤研究所,中国东北土壤,科学出版社,1978。
- [13] 陈佐忠、盛修武、杨宗贵、黄德华,内蒙古锡林河流域不同类型草原雨季施肥的生态效应。草原生态系统研究,第2期,120—127页,1982。
- [14] 中国科学院新疆综合考察队、中国科学院土壤研究所,新疆土壤地理,科学出版社,1965。
- [15] 裴德安,红壤荒地利用改良综合研究初步报告。农业学报,第4期,1957。
- [16] 邓铁金、樊友安、丁贤安,双季稻、油菜三熟制经济效益与土壤肥力。土壤通报,第6期,1—4页,1981。
- [17] 林心雄、文启孝、徐宁,广州地区土壤中植物残体的分解速率。土壤学报。(待刊)
- [18] 林心雄、程励勋、徐宁、文启孝,绿肥和稿秆等在苏南地区土壤中的分解特征。土壤学报,第17卷4期,319—327,1980。
- [19] 蔡道基、毛伯清,紫云英对土壤有机质分解和积累的影响。土壤通报,第3期,19—23页,1980。
- [20] Pal, D. and Broadbent, F. E., Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39, 59—63, 1975。
- [21] Wen Qixiao, In IRRI, Organic Matter and Rice. 45—46, Los Banos, Phillipines, 1984。

消 息

高 井 康 雄 教 授 来 我 国 访 问

日本东京大学农学部农业化学系高井康雄教授应中国科学院邀请来我国进行学术访问。先后访问了中国科学院林业土壤研究所,西北水土保持研究所,南京土壤研究所与浙江农业大学等有关单位。

在宁期间,参观了南京土壤研究所(5月23—24日),并与有关土壤学家对彼此感兴趣的问题进行了座谈,23日上午做了关于土壤生态系统的特点、演变与保护的专题报告,并介绍了正在进行的污染生态及其区域防治的研究成果。约40位土壤工作者听了报告,听众颇受教益。

(徐 珏)