

黄壤分类的商榷

邹国础 杨云

(中国科学院南京土壤研究所)

黄壤广泛分布于我国华南及西南高原山区。其下限可从海拔 650 米至 2000 米,是我国热带亚热带的主要土壤类型之一。通过华南地区的土壤调查,特别是贵州的土壤调查研究对我国黄壤的发生分类提出一些粗浅看法,以供商讨。

这个具有地带性特征的独立土类是在湿凉的亚热带生物气候条件下发育形成的,由于热量的季节分配不同,特别是夏季温凉,日照少,云雾多,湿度大,干湿季节不甚明显,因而,黄壤的形成过程除具富铝脱硅作用外,还具有明显的黄化过程。任何母质发育的典型黄壤,其剖面都有黄色的“B”层发育。富铝黄化过程是黄壤划分为独立土类和进一步划分亚类的基础。不同黄壤亚类,其脱硅富铝强度和黄化作用强弱有差别,有些亚类还有附加过程及属性的差异,我们将黄壤分为典型黄壤,表潜黄壤,灰化黄壤,黄壤性土和耕种黄壤五个亚类。它们之间都有一定的共同性和差异性。

典型黄壤:主要分布于贵州高原,四川盆地的边缘山地。部分分布于湘西、桂北、粤北、闽北的低山地区。典型黄壤发育于常绿阔叶林下,目前完整保存有原生植被的较少,多为次生栎类灌丛,稀疏马尾松,杉木混交林及芒萁草地。一般宜种粮食、经济作物和发展多种经营。

由于大气相对湿度大,土层经常保持湿润,土体中铁的水化程度较高,黄化作用特别明显,包括紫色砂页岩,石灰岩在内的任何母质上发育的心土均呈腊黄色,黄化层往往厚 50—60 厘米以上,该层(B层)土壤结合水含量比相应植被下的红壤“B层”高 60—100%,水化度高一倍以上。

典型黄壤的富铝脱硅作用均比红壤及砖红壤为弱,渗透水中 SiO_2 含量较砖红壤、红壤低 50—60%,而较黄棕壤高二倍左右,这都充分说明典型黄壤仍具现代脱硅过程。土壤粘粒的 SiO_2 、 Al_2O_3 在 2.2—2.4 之间。土壤粘粒差热分析, X 光衍射线及电子显微镜的鉴定结果均说明,由页岩、砂岩、紫色砂页岩及红色风化壳上发育的典型黄壤的粘土矿物均以蛭石为主,其次为高岭、伊利。

典型黄壤又可根据成土母质和土层厚度划分若干

土属。根据有机质含量划分土种。

表潜黄壤:分布于亚热带中山的山脊地段。由于分布海拔比其他黄壤亚类高,长年云雾笼罩,日照奇少,大气湿度特别大,相对湿度在 85% 左右,保存着比较好的常绿阔叶林。但因常风大,树型矮小弯曲,树杆还附生大量苔藓类植物,林下亦有不少湿生草本植被。土层一般较薄,且砾石较多,因此不宜农用,造林条件亦差,宜以封山护林为主。

表潜黄壤亚类除具有黄壤一般形成特征外,表潜作用是它的附加成土过程。由于表层渍水,常呈饱和状态,高价铁还原为低价铁, A 层及 B 层均有蓝灰色斑点。表潜黄壤风化度较典型黄壤为弱,粘粒淋溶现象不明显,而土壤有机质含量则较其他亚类为高,但多为半分解状态, C/N 较宽,一般在 20 左右。表潜黄壤可根据表潜作用的强弱划分土属。

黄壤性土:广泛分布于亚热带山区,往往与典型黄壤成复区分布。由于坡度陡,原生植被被破坏,加之侵蚀较重或受基性母质的影响,其发育程度较典型黄壤轻,具较多母质残余特征,曾有粗骨黄壤之称。土层较薄,一般为 30—60 厘米。全剖面发生层之间过渡不明显, B 层的黄化程度也较一般黄壤弱,常受母质颜色的影响,如发育在暗灰色砂页岩上的黄壤性土, B 层为灰黄色;发育于近代火山喷出岩者, B 层则为棕褐色。这个亚类风化程度较其他亚类为弱,粘粒的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 为 2.2—2.5,代换性酸较其他亚类低一倍左右,土壤盐基含量相对较高。有些土属因母质的影响,土壤矿质养分含量较高,这亚类尤需注意保持水土,一般仍以宜林为佳。

灰化黄壤:分布海拔较高,地形部位一般高于典型黄壤而低于表潜黄壤。保存有较好的常绿阔叶林,郁闭度较大。土壤形成过程除有一般黄化过程外,灰化作用是这个亚类的主要附加过程。由于森林植被的影响,林下有较厚的枯枝落叶层,在分解过程中产生大量有机酸,因而,表土呈强酸性, pH 3.5—4.5,在酸性淋溶下,表层铁、铝和粘粒强烈下移,往往使发育于硅酸盐母质的黄壤在 A_1 层以下形成含 SiO_2 较多,呈浅灰棕色的层次,即所谓漂灰层 (A_2)。灰化黄壤亚类的 B 层也有黄化特征,同时 B 层中常见 Fe_2O_3 、

MnO₂ 淀积。这个亚类表土有机质含量高达10%以上, 土层厚度一般在1米以内, 宜于发展林业。

对于灰化黄壤的灰化层形成的实质尚有其他看法, 有待进一步探讨。其土属仍按母质和土层厚度加以区分。

耕种黄壤: 一般是典型黄壤被开垦种植旱作, 经耕作施肥等影响而形成。它的形成特征主要仍是黄化富铝过程, 旱耕熟化是它的附加过程。在人为作用下,

土壤剖面发生分异, 形成耕作层, 犁底层。耕层疏松, 结构良好。表层有机质经分解矿化, 含量虽较林下典型黄壤为低, 但土壤盐基含量, 盐基饱和度都比典型黄壤增高, 土壤中代换性Ca、Mg、K比开垦前也提高一倍左右, 土壤pH则由原来4.5—5.0增至5.5—6.0左右。因此较宜于作物生长而为粮食基地。其土属划分可按土层厚薄加以区分, 土种则以耕层熟化程度加以区分。

青 海 的 高 山 草 甸 土

左克成 乐炎舟

(青海生物研究所)

高山草甸土在青海主要分布于青南高原玉树果洛一带, 多处海拔4000—4700(4800)米间的高原面和高中山下层。分布广泛、连片。在祁连山东段海北藏族自治州境内, 亦有一定分布, 见于海拔3300—4000米之山地阳坡和宽谷。其他地区零星见于高山上部。这类土壤位于亚高山针叶林带以上, 是在以小嵩草(*Kobresia Pygmaea*)草甸为主的高山草甸植被下发育起来的, 为高原的重要草场土壤。

自第三纪以来青藏高原强烈隆升所造成的现代严寒气候和明显的垂直变化, 与大气环流形势综合影响所造成的干冷季长、温湿季短自东南向西北渐趋干旱的气候分异, 是高山草甸土发生分布的重要条件, 并使其呈现水平地带性(主要是经度地带性)与垂直地带性交互作用的特点与分布格局。在青南高原、高山草甸土主要分布于内流和外流水系分水岭以东南地区, 向西北, 随旱化增强渐过渡为高山草原土。垂直分布系列中, 高山草甸土均上承高山碎石带, 下接土带则有地区差异。在西部, 基面很高(4500米以上), 多接高原沼泽土, 在中部地形降低, 高山草甸土构成基带, 并几乎占据了高山碎石带以下的全部空间, 在东南部则多与高山灌丛草甸土呈复合分布。它分布于阳坡和基带。

高山草甸土发生形成受环境因素和历史条件的影响, 具有如下特点:

1. 土壤发生和发育的年青性: 由于脱离第四纪冰川影响较晚, 高山还有现代冰川分布, 剖面发育的薄层性、粗骨性及缺乏明显B层是年青性的显示。

2. 强烈的生草过程: 为其主导成土过程。其主要特征表现是厚约4—10厘米草皮层(As)的形成。该层根系盘结极为紧实, 具弹性, 为一般山地土壤所罕见。

有机质含量高达8—25%, 腐殖质全碳量达5—11%, 草皮层以下腐殖质含碳量达1.8—8.8%。

3. 淋溶和淀积过程: 发育于山地阳坡下部 and 开阔地形的碳酸盐高山草甸土, 常可在A₁/B层发现有石灰新生体, C/D层砾石常具石灰膜, 钙化过程明显, 分布于阴坡和阳坡中上部的高山草甸土, 淋溶较强, 一般通层无石灰反应。发现包蔽态磷酸铁有在A₁层下部或A₁/B层富集的趋势。

根据生草过程的发育分段及淋溶过程的强弱和附加潜育过程的有无, 暂拟划分以下亚类:

1. 原始高山草甸土: 见于高山碎石带下部。气候严寒, 寒冻、风化强烈, 植被稀疏, 生草过程微弱, As层不大明显, 剖面分化处于原始阶段, 多呈As—C/D或As—C型, 土层很薄, 多砾石。

2. 高山草甸土: 生草过程明显, 淋溶作用较强。剖面构造一般是As—A₁—A₁/B—C或C/D。As层不太坚韧, 在A₁层中下部, 多出现剖面之最暗色层, 是其重要特征。有机质含量丰富, 代表剖面腐殖质组成: 胡敏酸/富啡酸比值, As层为0.79, A₁层1.18, 通层无石灰反应, pH(H₂O)5.87—7.02。As、A₁层代换量高达25—59毫克当量/100克土。多为夏秋牧场。

3. 碳酸盐高山草甸土: 生草过程强烈, 草皮层十分坚韧, 地表常产生不规则多边形裂缝(龟裂), 山坡地表则常呈鳞片状。这里鼠兔活动很甚, 洞穴连通, 再经径流侵蚀和融冻滑塌, 常可导致草皮斑块脱落形成秃斑退化草场和面积砂砾化现象。通层或As、A₁层以下具石灰反应。代表剖面胡敏酸/富里酸比值, As层为0.91, A₁层0.62—0.81, 多属冬春草场。

4. 潜育高山草甸土: 见于山垭口附近平缓地段。