

地表水影响下的水耕人为土形成速率初步研究

张甘霖 龚子同

(中国科学院南京土壤研究所 南京 210008)

摘 要

在区域土壤调查和排水采集器定位观测的基础上, 结合模型方法, 初步定量地研究了野外可辨别的氧化还原形态特征形成时间大约为 15—25 年左右, 根据铁的淋失速率确定了铁的分异程度与时间的关系, 并对发育于第四纪红壤 (普通简育湿润富铁土) 的一个水耕人为土系列的相对水耕时间进行了定位。

关键词 水耕人为土; 土壤形成速率; 土壤发生模拟

水耕人为土是指具有人为滞水水分状况并已形成水耕表层和水耕氧化还原层的一类土壤^[1]。与自然土壤不同, 水耕人为土的形成很大程度上受控于人为土壤发生过程, 其形成速率除与土壤本身性质有关外, 人为耕作、施肥、灌溉等管理措施也起着重要促进或抑制作用^[2]。

人为滞水水分状况的形成是由于低渗犁底层的存在, 致使表层土壤一年中至少有 3 个月时间被水分饱和并且呈现还原状态。缓渗层的存在只阻滞但不完全隔绝地表水的渗透。这种情形实际上是地表水影响下的一种表潜现象(Epigelyic Soil Moisture Regime), 在地下水位较高的地区, 地下水位也可能与滞水位相连。从本质上讲, 低渗犁底层的形成又是人为水耕的结果^[3], 所以, 人为水耕影响下的犁底层形成以及随后的人为滞水水分状况的形成可看作一种“作用-反馈-作用”现象。

水耕人为土的成立, 除人为滞水水分状况外, 另一个重要的前提就是土壤氧化还原特征的形成以及土壤层次中铁锰等易还原活化元素的分异或富集程度。鉴于我国南方曾广泛进行的低丘红壤旱改水工作^[4], 这种改制后在以灌溉为中心的土壤管理方式影响下的土壤演变过程, 实际上就是地表水影响下的水耕人为土壤形成发育的一个实例。本文在低丘红壤区定位观测的基础上, 试图结合土壤形态学特征、物理化学性质以及模型方法, 对上述情形下的土壤形态学和化学性质的速率进行初步确定, 以明确人为作用对土壤发育的特殊影响。

1 研究区域与方法

以人工建成的排水采集小区为基础, 定期收集淹水红壤的淋溶渗漏液并进行元素分析, 采集江西第四纪红粘土发育的红壤 (普通简育湿润富铁土^[1]) 和不同耕种时间的稻田土壤系列剖面, 研究土壤性质的演变。土壤微形态特征的观察在偏光显微镜下进行, 薄片制备采用环氧树脂固结土块, 切割, 磨制而成^[5]; 土壤氧化还原特征的微区定量用表层镀碳的土壤薄片在电子耗竭能谱仪 (EDS) 上进行观察和半定量; 元素和土壤性质分析均采用《土壤

理化分析》一书介绍的方法^[6]。

2 氧化还原形态学特征的形成速率

氧化还原形态学特征的形成速率实际上是 Fe、Mn 重新分配形成一定大小和浓度（至少肉眼可见）的新生体所需的时间，或者是一定量的 Fe、Mn 经过淋失后形成氧化还原淋失特征所需的时间。

氧化还原形态学特征的形成决定于还原性 Fe、Mn 的浓度和氧化还原形态学特征中 Fe、Mn 富集或淋失的程度。还原性 Fe、Mn 的浓度主要受控于微生物活动过程，与温度、有机质含量、氧化铁矿物的类型和含量、pH 密切相关^[7]。在可分解有机物质存在时，常温下铁的还原能在淹水后 4 天之内发生^[8]，而渗漏水中 Fe 的浓度是铁还原程度的良好量度。

对于某一特定新生体而言，假设其形成速度为匀速，则有： $t = \Delta m / J$ (1)
式中： t 为形成时间， Δm 为最小可见氧化还原形态特征中新生铁的总量，即现有总量与原有总量之差(g)； J 为铁的沉淀/淋失速率(g/年)。

在土壤溶液中， Fe^{2+} 通过扩散和质流两种方式转移。Fe 沉淀或淋失的速率可由下式计算^[9]： $J = qC - D \times \Delta C / \Delta x$ (2)

式中： q 为水溶液流动速率($\text{m}^3/\text{天}$)， C 为溶液中 Fe 的浓度(mg/kg)， D 为离子扩散常数， $\Delta C / \Delta x$ 为浓度梯度。根据达西定律： $q = -k \times \Delta H / \Delta L$ (3)

式中： k 为土壤饱和导水率， $\Delta H / \Delta L$ 为导水梯度。综合上述(1)、(2)、(3)式得：

$$t = \Delta m / (-k \times \Delta H / \Delta L \times C - D \times \Delta C / \Delta x) = \Delta m / (-k \times \Delta H / \Delta L - D / \Delta x) C \quad (4)$$

在红壤地区，改制初期 k 大致为 $10\text{mm}/\text{小时}$ ，也即大约为 $24\text{cm}/\text{天}$ ，这一数值将随耕种时间的增加而减少至约 $1\text{cm}/\text{天}$ ；导水梯度大致等于地形坡度 $0.02\text{cm}/\text{cm}$ ；通常情况下 Fe^{2+} 浓度可取 $1\text{mg}/\text{kg}$ ，即 $1.0 \times 10^{-6}\text{g}/\text{cm}^3$ ； Fe^{2+} 的扩散系数估计为 $0.3\text{cm}^2/\text{天}$ ^[9]； ΔC 取 Fe^{2+} 浓度； Δx 为最小可见铁淋失特征的厚度（见图 1），设定为 0.2cm 。因此，通过质流和扩散两种方式铁从根孔道中淋失的通量 J 为：

$$\begin{aligned} J &= -(2.4\text{cm} \cdot \text{d}^{-1})(0.02\text{cm} \cdot \text{cm}^{-1}) \times (1 \times 10^{-6}\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}) - (0.3\text{cm}^2 \cdot \text{d}^{-1})(1 \times 10^{-6}\text{g} \cdot \text{cm}^{-3} / 0.2\text{cm}) \\ &\approx -1.5 \times 10^{-6}\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}\text{d}^{-1} \end{aligned}$$

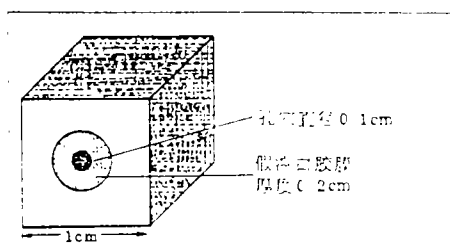


图1 淋失胶膜尺度示意图

如图所示的胶膜部分所含全部游离铁量大约为 $3.14 \times (0.205^2 - 0.05^2)\text{cm}^2 \times 1.25\text{gcm}^{-3} \times 1\text{cm} \times 3\text{g}/100\text{g} = 4.65 \times 10^{-3}\text{g}$ （游离铁含量大约为 3%）。假设淋失胶膜中 80% 的游离铁已遭淋失，则全部铁移去量为 $3.72 \times 10^{-3}\text{g}$ ，若土壤一年中有 150 天为还原状态，则图 1 所示胶膜形成时间为：

$$4.65 \times 10^{-3} / (1.5 \times 10^{-6} \times 150) = 16.5 \approx 17(\text{年})$$

也即 0.2cm 厚的假胶膜在每年 150 天还原的前提下形成时间大约为 17 年, 这对于土壤发生标准而言, 是相当短暂的。当然, 如果以中国土壤系统分类 (首次方案)^[1] 关于人为潮湿的最低标准, 即每年中有 90 天土壤为水饱和并还原, 则形成时间约为 25 年。可以看出, 这一时间概念与经验结果相符很好。

一般情况下, 土壤溶液中还原铁的浓度小于 10mgkg^{-1} , 但在某些强还原条件下则比这一数值高得多。田间条件下低彩度新生体能在数年之内得到发育, 如果 Fe^{2+} 浓度超过 50mgkg^{-1} , 甚至在一年之内就能形成。

3 铁的淋失速率

起源土壤, 特别是地表水型起源土壤在人为水耕过程中铁有一定的淋失, 淋失的速率决定于还原的强度, 淋失的程度还受时间控制。一般认为, 体系中元素的淋失呈指数衰减规律。Pere'lman^[10] 提出了一个元素迁移的一般模型。假设 b_x 为元素 X 在某自然体系中的全部数量, 则处于移动状态的数量可用 Δb_x 表示, 因此单位时间内物质转移的相对数量为 $\Delta b_x / b_x \cdot 1 / \Delta t$, 此即元素 X 的迁移强度 P_x 。

若土壤在人为水耕过程中铁的还原迁移强度为常数, 则有:

$$P_x = \frac{db_x}{b_x dt} = \frac{d \ln b_x}{dt}$$

$$P_x \cdot dt = d \ln b_x \quad \int_{t_1}^{t_2} P_x dt = \int_{t_1}^{t_2} d \ln b_x$$

$$P_x = \ln \frac{b_2}{b_1} / (t_2 - t_1) \quad b_2 = b_1 \cdot e^{-P_x(t_2 - t_1)}$$

即为淋溶过程中 Fe 衰减所遵从的函数。若能求得元素的迁移强度, 即可计算出任意时间内土壤中残存的铁量。因为水耕人为土中不但有铁的淋溶过程, 同时还存在 B 层的氧化淀积, 因此估计铁的分异过程相当复杂。本研究仅以表层铁的淋失过程为基础, 求解铁的衰减方程。以本研究为例, 土壤中游离铁量为 30g kg^{-1} , 强还原条件下渗漏液中 Fe^{2+} 的浓度达 10mg kg^{-1} , 则小区中铁的年迁移量为 48g (年渗漏量为 1200mm)。假定迁移的铁中至少有一半来自表层, 则表层中铁的迁移强度为铁年迁移量与全部游离铁量 (约为 $2.25 \times 10^4\text{g}$) 之比, 即 1.066×10^{-3} 。因此, 铁的淋失方程为:

$$b_x = b_0 \cdot e^{-1.066 \times 10^{-3}t} = 30 \cdot e^{-1.066 \times 10^{-3}t}$$

$$\text{若以铁的残留百分比计算, 则方程为: } b_x = 100e^{-1.066 \times 10^{-3}t}$$

考虑到铁的还原迁移和氧化淀积过程, 还必须了解还原铁被氧化淀积于 B 层的比例。如果已知 B 层净淋溶或者是净淀积的速率, 那么同样可推导出 B 层铁含量的演替模型。

按照上述表层游离铁变化模型进行计算机模拟, 得到图 2 所示的铁迁移规律。a、c 分别为假定迁移强度为计算迁移强度 0.5 倍和 2 倍时铁的迁移规律。从图中可推断, 因为表层和 B 层铁的迁移强度不同, 在任一时间, 土层中残存的铁量也必须不同, 这就是铁分异的基础。

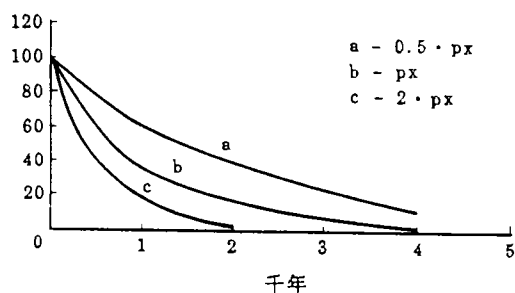


图2 铁的迁移过程模拟

4 区域土壤年龄定位

根据所提出的模型,可以计算出实际土壤经历人为水耕时间的相对年龄。因为迁移强度的研究在南方丘陵红壤区进行,所以将这一模型应用于江西进贤第四纪红粘土上发育的水耕人为土时间系列上(图3)。图中剖面I为起源第四纪红色粘土上发育的红壤。II、III、IV分别为不同耕种时间的植稻土壤。该系列同时也是低丘上的地形系列,从IV到I依次为低部、下部、中部和上部,代表开垦时间上的顺序变化,它们的基本性质如图3所示。

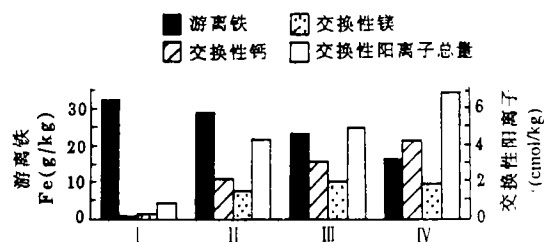


图3 系列土壤剖面性质及其演变

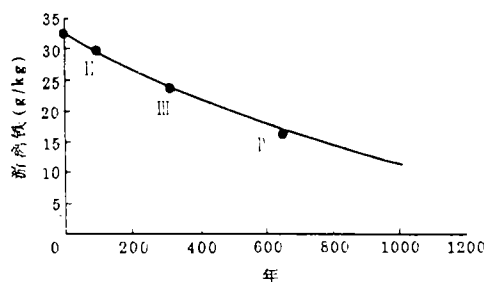


图4 土壤人为水耕相对时间定位

根据上一部分求得的模型,如果以剖面I的相对水耕时间为零,则II、III、IV的相对年龄分别为97年,309年和650年(图4)。这一结果比实际相对水耕时间要长,即实际的人为水耕过程比模型提出的速率要快。因此,模型的进一步校正就十分必要。值得说明的是,本文的这种估计舍弃了一些重要的限定因子,因此是粗略的,也是初步的,并且仅限于地表水型植稻土壤。不过,该模型应用的结果基本与实际相符,这也为研究土壤发生动力学过程提供了定量的轮廓,当然,精确的定位还有待进一步的深入研究。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院南京土壤研究所中国土壤系统分类课题组, 中国土壤系统分类(修正方案), 科学出版社, 1995, 24-59.
- [2] Gong Zitong, Formation and Classification of Anthrosols: China's Perspective, Transaction of WCSSS, Vol. 6a, P 120-128, Acapulco, Mexico, 1994.
- [3] 姚贤良, 关于水稻土的物理性质及其管理问题, 土壤通报, 1983, 14(6): 1-4.

(下转第262页)

