

土壤发生和发育过程定量研究进展^①

黄成敏^② 龚子同

(中国科学院南京土壤研究所 南京 210008)

摘要 土壤发生和发育研究已从定性全面走向量化研究。随土壤发育程度的提高,土壤的颗粒粒径分布特征、形态特征、微形态和矿物学特征、有机质、磁学、电化学、元素地球化学特征等诸多方面均呈现有规律的变化。因而可以根据土壤的特性推断土壤发育程度和土壤的相对年龄。

关键词 土壤发育;土壤年龄;土壤特征;量化

土壤发生与发育研究不仅是土壤地理学的重要内容,也是进行土壤研究的基础。土壤发生学不仅推进土壤分类学的发展,也推动土壤化学、土壤矿物学、土壤物理学和土壤生物学的发展。土壤发生学的原理和方法也广泛应用于考古学和第四纪地质等学科对古土壤的研究中。

受成土条件和成土因素的作用,土壤不断发生正向或逆向演化,其化学的、物理的、生物的、形态的和矿物等内外属性也必然会发生相应变化。因此,评价土壤发生过程和发育程度从土壤本身的性质,如土壤物理学、土壤形态学、土壤微形态与矿物学、土壤磁学、土壤生物学、土壤化学、土壤元素地球化学等特征着手加以研究。

1 土壤颗粒粒径分布特征

Torrent 等^[1]认为成土—风化作用影响土壤的颗粒粒径分布(Particle-size distribution, PSD),所以 PSD 不仅反映土壤成土母质的均一性,还可指示土壤化学风化程度。在成土作用不强的土壤中,土壤中砂粒含量与粘粒含量分别随土壤年龄增加而减少、增多,同时土壤中粒径 $> 2\text{mm}$ 石砾含量亦逐渐降低^[2]。土壤中细粉砂(粒径为 $2\mu\text{m} \sim 20\mu\text{m}$)含量与总粉砂($2\mu\text{m} \sim 50\mu\text{m}$)含量之比常作为土壤化学风化的指标^[1, 3]。但这一指标只能用于具有相似的成土母质和粉砂级颗粒中相似的原生矿物土壤间的对比^[1]。随土壤年龄的增加,土壤发育加深,颗粒因风化作用而变小,细粘粒(粒径 $< 0.2\mu\text{m}$)与总粘粒(粒径 $< 2\mu\text{m}$)之比值增高。

Levine 等^[4]针对冰积物上发育土壤上的细粘粒/总粘粒含量比值及其最大比值土层的深度均随成土年龄而增加的现象,提出 CAI 指数反映土壤的发育状况。 $CAI = \sum [(B_{\text{clay}} - C_{\text{clay}}) \times T]$,式中 $(B_{\text{clay}}, C_{\text{clay}})$ 分别为粘化层和 C 层的粘粒含量, T 为 B 层厚度(cm)。CAI 值与成土年龄具有对数相关关系,可指示淋溶土发育度和相对年龄。

2 形态学特征

① 基金项目:中国土壤系统分类中基层分类研究(国家自然科学基金 49831004)

② 现工作单位:四川大学环境学院(610065)。

土壤形态特征反映了成土作用下成土母质发生的累积变化。人们根据土壤形态特征,如土层度、土壤颜色、pH 值、质地、粘粒胶膜、结持性等,能够迅速地推断土壤发育的强弱^[2]。但土壤形态特征诸多,仅以某一或部分特征不能全面反映土壤的发育状况,亦不能进行土壤发育的定量评价。于是,几种由土壤形态特征组合而成的定量化指标得以产生,并应用于土壤发育和成土年龄研究^[5,6]。

Bilzi 等^[5]将各种土壤形态特征定量、分级,提出土层相对差异 RHD 和剖面相对发育 RPD 指标,分别用于 C 层缺失或 C 层岩性不连接,具有相似岩性的 C 层存在时土壤间发育比较。两种指标采用的形态特征有色调、彩度、明度;质地等级;结构的等级、大小和类型;润时结持性;斑纹;粘粒胶膜的厚度和位置;发生层边界等。将由这些特征各自的发育程度所得分值相加,为 RHD 和 RPD 的指标值。土层间形态特征差异大,则 RHD 值相差越大;RPD 值愈大表明土壤发育度高。Howard 等^[7]利用 RPD 研究土壤发育时也发现 A 层和 B 层的最大值在不同的成土年龄段随成土时间变化的关系有相反的趋势,在成土年代 $10^5 \sim 10^6$ 年段时, A 层最大值 RPD 值随土壤形成时间增大而降低,但 $10^6 \sim 10^7$ 年时, A 层最大值和却增加;在 $10^5 \sim 10^7$ 年时, B 层最大 RPD 值增加, $> 10^7$ 年后有降低。土壤类型和性质千差万别,根据研究对象的特性,可对组成 RHD 和 RPD 指数的特征适当增减,才能更好地反映土壤发育状况。

Harden^[6]在 Bilzi 等建立的形态学评价指标基础上提出了剖面发育指数 PDI。PDI 指数的计算与 RPD 大致相同。成土母质和母岩不仅对土壤的化学性质,而且对形态特征也产生较大影响,所以与 RPD 指数一样, PDI 用于在相似成土母质上发育的土壤间对比。应用 PDI 指数时,对其组成特征也可作相应的调整,选取部分特征,或增补某些特征^[8],以获得最佳的指示效果。

3 微形态和矿物学特征

3.1 微形态特征

不同发育程度的土壤在微形态特征的差别体现在原生矿物的数量及形态、土壤粘粒或粘粒胶膜、次生矿物的形态、类型、基质垒结类型、骨骼颗粒的数量等方面。

Feijtel 等^[9]对土壤的基本矿物组成、质地、次生粘粒、无定形物质的结晶度等微形态特征分级,半定量地研究土壤发生。Dorrnson^[10]对微结构、细粒物质、基质双折射垒结 (Groundmass birefringen fabric)、有机物质、水成特征、碳酸盐、淀积胶膜和矿物蚀变等微形态特征分别分级赋予分值,然后对土壤分层次评分后,再得出整个土壤剖面的微形态指标值,力图全面地反映微形态特征在土壤发育过程中的变化,以期实现土壤发育的定量化研究。

3.2 矿物学特征

土壤粘土矿物是风化和成土作用的产物,受各成土因素的支配,因而粘土矿物类型、组合及其结晶度能够反映土壤发育程度。Aniku 等^[20]发现土壤发育过程中形成的针铁矿结晶随土壤年龄增大而提高。

Birkeland 认为以单一原生矿物颗粒的形态特征为风化指标可能比化学指标,如淋溶系数更灵敏,因为早在土壤化学性状发生明显改变之前,原生矿物的形态特征已伴随风化作用

的开始而出现变化。Damody 提出了一种基于应用 SEM 观察石英颗粒表面特征为新鲜或风化石的相对风化指数。但因这种方法没有考虑石英颗粒个体的风化程度,因而对于区分寒冷的高山地区风积物和土壤残积物有效,却不适合于评价风化较强的、尤其高度风化的土壤。就此, Marcelino 等^[11]建立了两种方法,分别用于发育前期和风化度高的土壤,既有石英风化的强度特性又有数量特征,全面地反映了土壤的风化强度。

不仅耐风化原生矿物被用作土壤发育的指标,土壤易风化的原生矿物,角闪石、辉闪石类(pyriboles)、长石类等矿物颗粒的溶蚀坑的大小和形状也被认为与土壤风化强度密切相关,可能指示土壤发育程度。这些指标主要考虑矿物溶蚀坑的强度特征, Bouabid 等^[12]通过扫描电镜 SEM 和电子探针研究砂质土壤中残留的长石类矿物的风化状态的研究,提出溶蚀坑所占矿物颗粒的相对面积作为评价风化强度的指标,这种指标简单易操作。

Naidu 等则综合考虑土壤中原生和次生矿物特征,将斐济的 Taveuni 岛玄武质火山灰土壤依据原生和次生矿物组合特征划分为 3 个发育阶段。

4 有机质特征

在自然发生、形成条件下的土壤其有机质累积,有机碳量随土壤年龄呈指数形式增长,有机碳含量可作为土壤发育速率的指标^[2]。不仅土壤有机碳量,而且有机质集中分布的深度亦是成土时间的函数,成土时间短,有机质主要分布与土壤上部。对于岩石风化和成土作用的起始阶段或极地地区,土壤溶液中的溶解有机碳可以显示土壤发生的趋势^[13]。

自九十年代以来,随交叉极化(CP)、魔角旋转(MAS)等技术在应用和去除土壤铁磁性成分方法的改进,使核磁共振技术(NMR)更为有效地研究土壤中有机碳化学结构成为可能^[14]。Wilson 等首先运用¹³C NMR 法研究土壤发育程度,发现土壤年龄高的土壤有机碳的芳化度低。Calderoni 等分析不同土壤年龄的土壤胡敏酸和富里酸化学结构后却未发现规律。Newman 等^[15]也认为土壤中胡敏酸的芳化度不能反映土壤发育程度,但酚基碳(phenolic C)与总芳香碳比值却与土壤发育程度具有较好的负相关性,可以反映土壤发育程度。

5 磁学特征

一般认为磁化率虽可作为土壤形成和发育的指标,但只能用于具有相同母质起源的土壤上对比。Fine 等^[16]对美国加州北部两个成土时间系列(母质、气候等成土因子相同)土壤的研究表明所有土壤的淋溶层磁化率及其增加幅度随着土壤年龄的增加而增大,原生的磁铁矿贡献的继承性磁化率的比例和次生的磁赤铁矿贡献的磁化率分别随土壤年龄的增加而降低和增大。因而,某个特定的气候条件下,磁性率增强可作为衡量土壤年龄和发育程度的有效指标。但高温潮湿的热带和亚热带地区土壤磁化率能否指示土壤的发育尚存在争议。

6 电化学性质

随着土壤发育,在氧化作用与淋洗条件下,土壤表面电荷特征变为以两性为主,即随土壤年龄的增长,来自氧化物表面的 pH 可变电荷逐步占优势,超过来自粘土矿物的 pH 可变电荷。这样土壤等电点变得更确定,并接近土壤的自然 pH。Hendershot 等提出用 ΔpH_{zpc}

即电荷零点与 pH_{KCl} 之差 ($pH_{KCl} - pH_{ZPC}$), 作为土壤发育的指标。Zhang 等^[17]对我国南方几种典型土壤研究发现等电点 $-pH_{KCl}$ 值与土壤的表示发育程度 $(Al+Fe)/(Al+Fe+Si)$ 比值显著正相关, 认为可变电荷土壤的等电点也可指示土壤的发育程度。

7 元素地球化学指标

7.1 大量元素

大量元素的含量与组成特征是土壤发育最常用的指标。根据这些元素在成土过程中, 因地球化学性质的差异, Ca、Mg、K、Na 淋失迅速, Si 淋失较慢, Fe、Al 相对富集的规律, 元素组合构成可作为土壤发育进程或岩石风化的化学指标, 如土壤或粘粒的分子硅铝率、硅铁铝率等。

7.2 微量元素

由于微量元素含量低, 在成土过程中地球化学行为多样, 也发生分异和富集, 可记录大量地学信息, 因而广泛引起人们注意。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。但因为微量元素在不同的成土母质、成土年龄、成土环境有不同的地球化学行为, 用作研究土壤发育时常有不同或矛盾的结果, 直接用于指示土壤发育研究不多。

Condie 等^[18]对花岗闪长岩上发育的古风化剖面研究发现, Ta/Hf, Co/Th, Cr/Sc, Cr/Th, Zr/Hf 比值随风化程度加深而减少, Rb, Zr, Sc, Cr, Co, Hf, Nb, Ta, Th, U, Ti/Nb, Zr/Nb 等在增至最大值后又下降。也有研究发现 Ba/Rb, Ba/Nb 在岩石化学风化过程中出现异常变化。

岩石和沉积物化学风化过程中 Sr 的活动性较 Rb 强, 使得 Rb 和 Sr 在风化过程中发生分异。陈骏等^[19]以 Rb/Sr 比判别黄土风化成壤程度的指标, 研究黄土—古土壤剖面中 Rb/Sr 比的变化趋势, 进一步说明黄土高原古夏季风的变化历史。

7.3 稀土元素

稀土元素(REE)具有非常相似的化学性质。但由于在原子结构和晶体化学性质上存在着微小的差别, 所以在不同的表生地球化学条件下也会产生分馏, 形成不同的分布状况和分布模式, 从而构成了有特殊意义的地球化学指标。

Braun 等^[20]研究发现, 高度风化的风化壳轻稀土(LREE)和重稀土(HREE)分异十分明显。许多已往研究表明, 在岩石强烈风化过程中 HREE 较 LREE 更易在溶液中形成重碳酸盐和有机络合物, 优先被溶解迁移, 而 LREE 则被粘土优先吸附; 使轻、重稀土分异, 轻稀土富集, 重稀土亏损, 即 $\sum LREE/\sum HREE$ 比值增大, 且有风化加深, 该比值越大的趋势。在弱成壤作用中或风化作用的早期, 这一现象不明显。但也有人对风化过程中 LREE 富集提出疑问^[18]。

Ce 和 Eu 作为变价稀土元素, 在风化成土过程中主要受氧化还原环境影响, 具有不同与其它稀土元素的地球化学行为。对 Ce 研究结果存在争议。对花岗闪长岩风化壳的研究表明在化学风化过程中 Ce 发生明显的负异常。但 Braun^[20]认为在风化过程有向 Ce 正异常方向演化的趋势。

7.4 放射性元素

土壤发生过程影响放射性同位素 (^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K 等) 在土壤中分布^[2]。所以土壤剖面中自然条件下形成的放射性核素提供了一个研究土壤发生的有效手段。以 Sr 放射性同位素为基础的岩石风化和土壤发生模型得以建立。通过对土壤发生过程中 Sr 同位素的淋失规律的研究, 建立了土壤中以醋酸铵提取的交换性 Sr 中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与土壤年龄的模型, 并计算了风化速率^[21]。随土壤中自然存在的放射性元素的化学行为、人工释放的加入和测试手段等问题解决, 放射性元素在土壤发生和发育研究中会得到更为广泛的应用。

7.5 元素的移动和再分配

岩石风化和成土过程中元素移动和再分配反映出土壤发育程度和成土环境, 以及水体和岩石界面相互作用的过程^[20]。

可以依据各种元素变化率, 即元素亏损和富集程度, 推断岩石风化成壤作用和土壤发育强度。Nieuwenhuysen 等^[22]对时间系列火山灰土的研究中, 以 Ti 作为非移动元素, 计算了 Ca, Na, K, Mg, P, Si 等元素在不同土壤发育时间的盈亏, 进而推导风化和成土速率方程。

在寒带和温带地区, 土壤风化较弱, 碱金属元素淋失不强烈, 可以作为评价土壤发育的指标。如以石英为非移动氧化物, 其值为以某元素氧化物在 A 层砂级土壤中的含量与石英占 A 层土壤重量的比值除以该元素氧化物在 C 层粉砂级土壤中的含量与石英占 C 层土壤重量的比值, 所得值越小, 表明土壤中该元素淋失多, 土壤发育深。指数中石英含量采用在整个土壤中而不是某一粒径为避免土壤中石英颗粒因风化崩解而发生显著的颗粒分布的再分配, 从而导致的石英含量的误差出现。

8 氧化物化学特征

土壤或粘粒铁铝氧化物和无定形硅主要是成土作用的产物, 因此土壤或粘粒中这几种氧化物不同化学形态的含量及其比例关系成为研究土壤(特别是热带和亚热带地区)发生发育的常用指标。许多研究表明, 随土壤成土作用增强, 反映土壤发生氧化铁形成比例的土壤或粘粒中铁游离度 (Fe_d/Fe_t) 增加, 反映铁氧化物结晶程度 (DCB-Fe) 的铁活化度 (Fe_o/Fe_d) 则随之减少。由此几种铁形态指标组合可以确定土壤发育程度和阶段、成土的相对年龄等^[23]。

9 其它土壤性质

9.1 电导率

寒冷荒漠的极地、高山地区盐分从岩石中分解游离出来后, 由于化学淋溶作用弱, 并不淋失出土壤, 而是在土壤中一定深度出现可溶性盐分的积累, 土壤盐化作用是该地区土壤发生和发育的主要特征之一。土壤电导率能够迅速、准确地反映盐分含量, 故这类土壤中盐积层或富盐层的电导率用于指示土壤发育的年龄的成土阶段^[24]。

9.2 植物岩 (Phytolith)

土壤中蛋白石的形成主要是有生命活动的有机体积累的结果, 主要分布于温带土壤中, 其颗粒大量聚集, 可形成所谓的植物岩 (Phytolith)。在稳定的环境和植物生长条件下, 植物岩的积累量越大, 表明土壤发育时间越长, 据此, Waltman 等^[25]根据地处温带的宾夕法尼亚州西北部草原土壤中植物岩的积累量研究土壤发育状况, 推断土壤年龄。

9.3 光谱反射特征

Dematté 等^[26]的研究表明主要受到土壤矿物学组成、铁的形态(晶形铁和无定形铁含量比例)、有机质含量等与土壤发育程度密切相关的性质变化的影响,不同时期玄武岩上形成的土壤光谱反射强度存在明显差异。土壤风化加深,土壤在 7500 ~ 2100nm 波段的反射强度降低,据此可以评价土壤的发生和发育。

10 结 语

综上所述,可以发现目前土壤发育研究有以下特点:

(1)土壤发生与发育研究不再满足于定性的描述,不仅是可以用数字表示的土壤物理、化学的性质,而且土壤矿物、形态和微形态特征也在尝试创建量化指标。

(2)随土壤学各分支学科研究的深入,土壤发育定量研究的领域不断拓展,已从单纯利用土壤细土或粘粒中 Si, Al, Fe 等大量元素组成向电化学、土壤放射性元素、稀土元素组成特征、光谱反射等其它土壤属性延伸。

(3)定量研究手段不断改进。新的测试仪器研究方法不断引入土壤发育研究,增添了新的手段。如 NMR、ICP-MS、放射性测试、SEM、TEM 结合电子探针或离子探针,乃至原子力显微镜等多种手段并用,使土壤发育研究逐步走向深入。

目前在建立土壤发育指标,进行土壤发育定量研究中也存在一些有待解决的问题。如某些指标的指示机理仍有待探讨。如在热带和亚热带地区只有明确土壤中主要磁性矿物的类型、发生机理及其对磁化率的影响等,才能解释仅以磁化率难以说明土壤发育强弱的原因,也才能寻找到其它磁性特征作为反映土壤发育强度的指标;稀土元素在岩石风化过程中的迁移、亏缺和富集规律已有广泛研究,但对成土过程中稀土元素的地球化学行为还有待研究。另外,评价指标的普遍适用性也应引起重视。土壤发育指标一般用于五大成土因素和成土条件相同或相似的土壤间评价,如成土时间系列(仅土壤发育时间有差异)、成土气候系列(土壤发育过程中气候有变异)等,对于成土因素有较大差异的土壤间的发育需要全面考虑土壤各方面的特性,制订更综合的土壤发育指标。

参 考 文 献

- 1 Torrent J. and W. D. Nettleton. *Soil Sci Soc Am J*, 1979, 43:373 ~ 377
- 2 VandenBygaart, A J, Protz R. *Can J Soil Sci*, 1995, 75:63 ~ 72
- 3 Langly-Turnbaugh S J, Boehm J G. *Soil Sci Soc Am J*, 1997, 61:1428 ~ 1440
- 4 Levine E R, Ciolkosz B J. *Quat Res*, 1983, 19:85 ~ 99
- 5 Bilzi A F, Ciolkosz E J. *Soil Sci*, 1997, 124:45 ~ 48
- 6 Harden J W. *Geoderma*, 1982, 28:1 ~ 28
- 7 Howard J L, Amos D F, Lee Daniels W. *Quat Res*, 1993, 39:201 ~ 213
- 8 Vidic N J, Lobnic F. *Geoderma*, 1997, 76:35 ~ 64
- 9 Feijtel T C, Jongmans A J, Van Breeman N, *et al.* *Geoderma*, 1988, 43:249 ~ 269
- 10 Dorroson C. *Geoderma*, 1994, 61:237 ~ 250

红壤施磷为什么能增加土壤的保水能力,有人^[2]认为是由于酸性土壤中存在大量铝和磷肥作用生成胶态磷酸铝,在土壤中起胶结作用造成的,甚至认为这种作用只有在加入H₃PO₄时才有。我们的试验证明,加入各种磷肥(一钙、一铵、二铵、钙镁磷肥)均能起到增加土壤水分作用,这是因为只要在土壤中能够生成磷酸铝,甚至在pH较高的条件下,也能增加土壤水分保涵能力,但在其它土壤(如潮土),由于不能生成磷酸铝,所以磷肥施用不能增加土壤保水能力。

参 考 文 献

- 1 鲁如坤,时正元.红壤长期施肥养分的下移特征.土壤,2000,32(1):27~29
- 2 Haynes R.J.et al Nutri. Cycl. Ag., 1998, 51(2):123~137



(上接第 150 页)

- 11 Marceino V, Mussche G, Stoops G. Euro J Soil Sci, 1999, 50:1~8
- 12 Bouabid R, Nater E A, Bloom P R. Geoderma, 1995, 66:137~149
- 13 Licher J. Geoderma, 1998, 85:255~282
- 14 Preston C M. Soil Sci 1996, 161:144~166
- 15 Newman R H, Tate K R. J Soil Sci, 1991, 42:39~42
- 16 Fine P, Singer M J, La Ven R, et al. Geoderma, 1989, 44:287~306
- 17 Zhang H, Zhang X N. Geoderma, 1992, 54:173~188
- 18 Condie K C, Dengate J, Cullers R L. Geochimi Cosmochi Acta, 1995, 59:279~294
- 19 陈骏,安芷生,汪永进等.最近 800Ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁.中国科学(D 辑), 1998, 28(6):498~504
- 20 Braun J J, Pagel M, Herbilon A, et al. Geochimi Cosmichi Acta, 1993, 57:4419~4434
- 21 Miller E K, Blum J D, Friedland A J, Nature, 1993, 362:438~441
- 22 Nieuwenhuysse A, Van Breemen N. Soil Sci Am J, 1997, 61:1450~1458
- 23 Malucelli F, Terribile F, Colombo C. Geoderma, 1999, 88:73~98
- 24 Bockheim J G. Geoderma, 1990, 47:59~77
- 25 Waltman S W, Ciolkosz E J. Soil, Sci, 1995, 160:199~208
- 26 Demattê J A M, Garcia G J. Soil Sci Soc Am J, 1999, 63:327~342

(上接第 144 页)

参 考 文 献

- 1 方志权.日本都市农业的特征、功能、问题以及对策.中国农村经济,1998,(3):10~15
- 2 夏业良.上海市劳动力产业配置效率研究.中国人口科学,1999,(1):21~26
- 3 王远飞,张超.Logistic 模型参数估计与我国的城市化水平预测.经济地理,1997,17(4):16~21
- 4 上海复旦研究院.上海发展报告——跨世纪的上海经济.上海:复旦大学出版社,1995,30~52
- 5 徐梦洁.农业可持续发展评价指标体系初探.农业系统科学与综合研究,1998,(4):42~47