

土壤有机碳稳定同位素的古环境指示意义及影响因素^①

柏 松, 黄成敏*, 唐 亚

(四川大学建筑与环境学院环境科学与工程系, 成都 610065)

摘要: 土壤有机C稳定同位素受控于生长其上的植物类型及其生物量, 而后者又取决于环境条件。因此利用土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值可以反映地质历史时期C₃、C₄植被变化, 从而进一步揭示环境变化进程。目前, 土壤有机C稳定同位素特征分析已成为古生态与古环境恢复、古气候重建、全球变化研究的重要内容。由于大气湿度、CO₂分压、温度和微生物分解等众多因素的影响, 土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 特征、C₃与C₄植物组成比例、区域环境(主要是气候)三者间并不完全呈现一一对应关系, 因此, 其应用机理和影响因素尚需要进一步探讨。今后应着重加强现代地表植被特征与土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 关系、人类活动方式对土壤有机C稳定同位素特征的影响、土壤-植物-大气系统C循环过程等方面研究, 才能使土壤有机C稳定同位素特征研究获得更为广泛的应用。

关键词: 土壤有机质; 碳稳定同位素; 古气候; 古生态; 全球变化

中图分类号: P66; S151

全球环境变化是当前地球科学、生物学和生态学研究的前沿领域, 对古气候、古环境的研究是全球变化研究领域的重要组成部分。土壤是气候与环境变化的长期记录者, 蕴藏着极其丰富的古气候、古地理和古植被信息。

土壤中次生无机碳酸盐的C同位素特征广泛用于古气候和古环境研究, 而土壤有机C稳定同位素的应用相对较少^[1-3]。土壤有机质直接来源于陆生高等植物, 在理论上, 其C稳定同位素特征能直接反映土壤有机质形成时该区域不同植物量的比例及其当时的生长环境。因此, 通过土壤有机质C稳定同位素来研究过去环境变化可以获取准确可靠的古气候、古环境变化信息。

1 理论依据

陆生植物根据光合作用类型途径不同可以分为C₃型、C₄型和CAM型。C₃型植物指所有木本植物, C₄型植物主要是一些较耐旱的草本植物和一些灌丛植物。CAM型植物少见, 是一些非常耐旱的草本和灌丛植物, 包括了像仙人掌科(Cactaceae)和一些景天科(Crassulaceae)等茎叶肥厚的植物^[4-5]。由于

C₄植物较C₃植物具有更高的光合作用效率和水分利用率, 更适应日照充足、气温较高、水分有限的环境中, 因而多分布于干旱、半干旱地区^[6]。C₃植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围为-23‰~ -35‰, 平均值约为-27‰, C₄植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布范围在-9‰~ -19‰之间, 平均值约为-13‰, 两种类型植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异明显^[6]。土壤有机质主要来源于陆生高等植物, 特别是高等植物的根、茎、叶等有机残体及其分解和代谢产物。因此, 土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 组成与形成有机质来源的植物 $\delta^{13}\text{C}$ 组成一致, 纯C₃植物和C₄植物下发育的土壤, 其有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值理论上存在约14‰的差异。因此, 利用土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化可以判断植被变化和气候变化的历史, 重建过去环境变化^[6-7]。

2 应用

20世纪70年代初, Nissenbaum等^[8]就开始运用C稳定同位素来研究土壤有机质动力学, 但受当时实验条件限制, 研究工作进展缓慢。到20世纪80年代, 古土壤有机C同位素组成研究开始在古生态环境的重建工作中发挥作用^[9]。C作为生物有机体

^①基金项目: “十五”国家科技攻关课题(2004BA810B05)“高新技术在古环境及其与古蜀文化关系研究中的应用”、教育部振兴行动计划项目(02-008220-4127024)“西南干旱河谷环境变化与生物适应性研究”、国家重点基础研究发展计划项目子专题(G1998040800)“全球变化背景下干旱河谷变化趋势与可持续发展研究”共同资助。

* 通讯作者(cmhuang@tom.com)

作者简介: 柏松(1979—), 男, 贵州贵阳人, 博士研究生, 主要从事环境土壤学方面的研究。E-mail: wukongxiao@tom.com

的主要元素, 随着生物体中 C 稳定同位素在过去历史时期的环境研究中日益受到重视, 土壤有机 C 稳定同位素在古环境、古气候、全球变化研究中也有着广泛的应用前景^[10-12]。

2.1 全球变化

Rochette^[13]通过土壤有机 C 同位素的研究发现土壤呼吸向大气排放的 CO₂ 中, 主要以土壤有机质降解释放的 CO₂ 为主, 土壤有机质通过微生物降解释放出的 CO₂ 对全球 C 循环起着重要的作用。Gregorich^[14]和 Jolivet^[15]分别对加拿大和法国森林黏质潜育土层、灰化土层土壤有机 C 的 $\delta^{13}\text{C}$ 研究也表明, 农田区土层有机质分解半衰期小于森林土层有机质分解半衰期, 说明农田区土壤向大气中释放的 CO₂ 的贡献大于森林土壤, 即农田向大气中贡献的 C 比森林土多。

此外, 大气 CO₂ 浓度的变化可以引起植物类型的变化, 因此, 保存在古土壤序列中这种植物转型的有机质同位素信号可以作为过去大气 CO₂ 变化的一种替代指标^[16]。

2.2 古生态重建与分析

区域古生态重建是土壤有机质稳定 C 同位素应用的重要领域。在 20 世纪 80 年代初期, Dzurec 等^[17]就通过测定土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 来揭示历史时期以来美国犹他州 Curlew 山谷中的植被演替。土壤剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值也已用于重建美国中部大平原及巴西不同地方全新世的植被变化, 以揭示全新世以来当地古生态与古环境的变迁^[18]。

利用土壤有机质稳定同位素探讨亚马逊南部植被变化动力学的结果反映了这一区域存在 3 个主要的植被演替阶段, 在 17 000 ~ 9 000 a BP 期间是森林植被阶段, 在 9 000 ~ 3 000 a BP 是草原植被阶段, 在 3 000 a BP 以后又是森林植被阶段^[19]。

2.3 古气候恢复

古气候恢复也是土壤有机 C 稳定同位素研究的内容之一。由巴西 Jaguariunma 地区全新世植被变化历史, 可以推断 8 000 a BP 来该地区气候比以往更加干燥^[20]。Kelly 等^[21]从美国科罗拉多州以及内布拉斯加州的西北部古土壤的有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 研究全新世早期以及中期气候情况, 研究结果表明全新世早期是 C₃ 植物占优势, C₃ 植物所占比例高于现在, 说明当时气候比现在寒冷。

土壤有机 C 稳定同位素不仅应用于地质历史时期古气候恢复, 而且也可探究人类历史时期的环

境条件。对巴基斯坦印度河上游河谷古土壤特性及其 $\delta^{13}\text{C}$ 研究, 发现全新世中期后, 当地气候不稳定, 由此推断 Harappa 文化自此开始走向衰落^[22]。

此外, 土壤有机 C 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值可以作为气候变化的一个替代性指标。Quade 等^[23]对尼泊尔南部中新世古土壤有机 C 稳定同位素研究表明, 当时该地区由 C₃ 植物占主导, 而从 7.0 Ma 起, C₄ 植物开始在此地扩张, 反映南亚次大陆地区季风气候的加强。

3 讨论

目前, 利用土壤有机 C 稳定同位素研究环境变化已经日趋广泛, 但研究过程中存在的一些问题需要进一步探讨和分析, 以有利于更科学、合理地解释结果, 从而推动环境变化研究工作的深入开展。

3.1 指示机理的再认识

利用土壤有机质 C 稳定同位素研究环境变化的假定前提与理论基础是区域环境(主要是气候)、C₃ 和 C₄ 植物组成比例、土壤有机 C 稳定同位素组成三者间一一对应关系, 但目前有一些研究显示, 这一前提受到一定挑战。

3.1.1 气候与植被类型关系 C₃ 和 C₄ 植物比例转变和分布对气候的响应有时并不明显或敏感。对亚马逊河流域南部 Humaita 地区 250 km 长的断面研究发现, 在 80 000 ~ 40 000 a BP 期间, 尽管多数区域因气候趋于干旱, C₃ 植物减少, 以 C₄ 植物为主的草原植被扩张, 但在其他自然环境和土壤特性相近的邻近地区, 却未出现 C₃/C₄ 植物转变的现象, 表明植被变化与气候变化的对应可能要比目前所认识的要复杂^[24]。

3.1.2 CO₂ 分压 利用土壤有机 C 稳定同位素反演环境变化常假设: C₃、C₄ 植物消长主要取决于气候的变化, 放牧、火灾、人类活动等的环境条件或因素变化对 C₃、C₄ 植物分布的影响微弱。但有研究表明, C₃ 植物和 C₄ 植物的生长与 CO₂ 分压有很大关系, CO₂ 分压高, C₃ 植物的生长优于 C₄ 植物^[25-26]。

目前就有人认为中新世晚期 C₄ 植物全球扩张不仅是由于亚洲季风在南亚次大陆形成或加强引起, 也可能有大气 CO₂ 分压降低的原因^[23]; 更有研究甚至认为主要是因为大气 CO₂ 分压下降导致这次全球性的 C₃ 植物减少^[25]。

3.2 土壤有机 C 稳定同位素组成的多元影响

尽管土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要由植被类型(C₃、

C_4 植物)及其生物量控制,但有新的证据表明,一些其他因素(地形、人类活动、火灾等)也会对土壤有机质 $\delta^{13}C$ 产生影响^[27-28]。

3.2.1 干旱程度 C_4 植物被认为生活在类似萨瓦纳的干旱炎热地区,但有研究表明, C_4 植物也能生长在温暖湿润的环境中,而且过度的干旱也不利于 C_4 植物生长^[29-30]。

3.2.2 微生物分解 土壤中微生物对土壤有机质的分解会影响土壤有机质 $\delta^{13}C$ 同位素组成。微生物降解导致了土壤中木质素、类脂物等低 $\delta^{13}C$ 值的成分比例减小,而羧基类、纤维素、半纤维素等高 $\delta^{13}C$ 值成分比例增加,这样因微生物分解作用就会导致土壤有机C的同位素组成再次发生分馏。尽管这种微生物的分解只可能引起土壤有机质 $\delta^{13}C$ 值增加1‰~2‰,但对于精确分析环境变化的影响仍然是不可不考虑的因素^[30]。

3.2.3 化石燃料的燃烧 自工业革命以来,化石燃料的使用使大气CO₂的 $\delta^{13}C$ 值在近100多年来已经下降了1‰~2‰,植物通过光合作用吸收CO₂必然造成植物 $\delta^{13}C$ 产生相应变化。但矿物燃料对土壤有机C的 $\delta^{13}C$ 影响只是近100多年来的表现,这样,通过现代受化石燃料使用影响的植物 $\delta^{13}C$ 值来反演过去千年、万年乃至百万年时间尺度的古植被变化,其精确性就需作进一步探讨。

3.2.4 温度 植物有机C组成与温度之间的关系目前还有争议。对利用澳大利亚草地和稀树草原中的土壤有机质 $\delta^{13}C$ 值来分析 C_4 植物随温度变化的分布规律,结果显示在年均温低于15℃的地区, C_4 植物的生物量贡献可忽略不计,在16~23℃之间,随着温度的升高, C_4 植物的生物量贡献增大,在温度>23℃的地区,植被中 C_3 植物的生物量贡献可忽略不计。目前对植物有机C同位素 $\delta^{13}C$ 与温度的关系研究较多,主要集中在对 C_3 植物 $\delta^{13}C$ 组成之上。Pearman等^[31]、Tans等^[32]的研究表明,植物 $\delta^{13}C$ 组成与温度呈正相关,而Farmer^[33],Leavitt等人^[34]的结果为负相关。可见,温度与 C_3 、 C_4 植物分布之间关系还不确定。

3.2.5 土壤深度 同一剖面中,土壤有机C的 $\delta^{13}C$ 值可随土壤深度增加而增加,深层土壤 $\delta^{13}C$ 值可比表层高2‰~3‰,这一现象是由于表层 $\delta^{13}C$ 的优先氧化而损失造成的,但这一结果是地形作用或是自身组成差异等因素引起,仍需要进一步研究^[30]。

4 结语

现有研究结果表明从土壤稳定C同位素提取环境气候信息是有效的,但除了上述研究中值得深入研究的问题外,还有一些方面需要将来作进一步的研究。

(1) 研究表明某一地区的土壤有机C稳定同位素往往只能反映该地区的气候环境变化,因此将不同地区的土壤C稳定同位素结果综合起来考虑,不仅可以了解单个地区气候环境的变化,且可以了解气候环境因子的时空分布,才能综合地恢复古气候以及土壤特征。

(2) 除气候因素外,放牧、火灾、土壤施肥及其他人类活动等因素直接影响或者与气候协同影响,导致植被变化,可以使土壤有机质 $\delta^{13}C$ 发生变化。因此,加强对气候以外的其他因素的研究也是未来工作中的一个重点和难点。

(3) 对土壤C稳定同位素的测量(定)应结合用其他同位素指标综合分析,如土壤次生碳酸盐、古生物分子、植物硅酸体的同位素,这样可以比较不同方法的结果。每一个替代指标都记录不同的古生态学的不同方面,从多方面重建土壤化学、气候、植被、生态的特征。

(4) 土壤中C的输入和土壤C的转移过程主要依靠土壤中的生物作用。土壤有机C稳定同位素的使用将帮助解释涉及C通量进入土壤-生物体系以及对C通量进行定量研究,从而帮助我们进一步了解全球C循环模式,预测未来气候变化。

土壤C稳定同位素在现代和地质历史中的气候环境研究方面有十分重要作用,但许多物理、化学和生物学过程还不十分清楚,存在较多有待于不断探索的问题,还需积累大量的资料,才可能取得突破性进展,使我们能更深入了解土壤过程中C同位素分馏的基本原理。土壤C稳定同位素技术不仅应用于气候环境演变历史的研究,而且在生态环境保护中也会有广泛的应用前景。

参考文献:

- [1] 林本海, 刘荣谋. 最近800 ka黄土高原季风变迁的稳定同位素证据. 科学通报, 1992, 37(18): 1691-1693
- [2] 黄成敏, 王成善, 艾南山. 土壤次生碳酸盐碳氧稳定同位素古环境意义及应用. 地球科学进展, 2003, 18(4): 619-625
- [3] Huang CM, Wang CS, Tang Y. Carbon and oxygen

- isotopes of pedogenic carbonates in Ustic vertisols: Implications for paleoenvironmental change. *Pedosphere*, 2005, 15 (4): 539–544
- [4] Boutt TW. Stable Carbon Ratios of Natural Materials. San Diego: Academic Press, 1991: 173–185
- [5] Krishnamurthy RV, Battacharyn SK. Isotope evidence of Pleistocene climate change in Kashmir, India. *Nature*, 1982, 298: 640–641
- [6] Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon//Fritz P, Fontes JC. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. I: The Terrestrial Environment*. Amsterdam: Elsevier, 1980: 115–145
- [7] Nordt LC, Button TW, Hallmark CT. Late Quaternary vegetation and climatic change in central Texas based on the isotopic composition of organic carbon. *Quaternary Research*, 1994, 41: 109–120
- [8] Nissenbaum A, Shallinger KM. The distribution of the stable carbon isotope ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) in fractions of soil organic matter. *Geoderma*, 1974, 11: 137–145
- [9] Krishnamurthy RV, Battacharyn SK. Isotope evidence of Pleistocene climate change in Kashmir, India. *Nature*, 1982, 298: 480–493
- [10] Cheng XF, Shi XZ, Yu DS, Pan XZ, Wang HJ, Sun WX. Using GIS spatial distribution to predict soil organic carbon in subtropical China. *Pedosphere*, 2004, 14 (4): 425–431
- [11] 赵其国. 发展与创新现代土壤科学. *土壤学报*, 2003, 40(3): 321–327
- [12] 窦森, 张晋京, Lichtfouse E, 曹亚澄. 用 $\delta^{13}\text{C}$ 方法研究玉米秸秆分解期间土壤有机质数量动态变化. *土壤学报*, 2003, 40 (3): 328–334
- [13] Rochette P. Separating soil respiration into plant and soil components using analyses of the natural abundance of carbon-13. *Soil Science Society of America Journal*, 1999, 63: 1207–1213
- [14] Gregorich EG. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural ^{13}C abundance. *Canadian Journal of Soil Science*, 1995, 75: 161–167
- [15] Jolivet C. Soil organic carbon dynamics in cleared temperate forest spodosols converted to maize cropping. *Plant and Soil*, 1997, 191: 225–231
- [16] Pagani M, Freeman KH, Arthur MA. Late Miocene atmospheric CO_2 concentrations and the expansion of C_4 grasses. *Science*, 1999, 258: 876–879
- [17] Dzurec RS, Boutton TW, Caldwell MM, Smith BN. Carbon isotope ratio organic matter and their use in assessing community composition changes in Curlew Valley, Utah. *Oecologia*, 1985, 66: 17–24
- [18] Kelley EF, Amundson RG, Marino BD. Stable carbon isotopic composition of carbonate in Holocene grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 1991, 55: 1651–1658
- [19] Gouveia SEM, Pessenda LCR, Aravena R, Boulet R, Scheel-Ybert R, Bendassoli JA. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. *Global and Planetary Change*, 2002, 32: 95–106
- [20] Guillet B, Faivre P, Mariotti A, Khobzi J. ^{14}C dates and $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$ ratios of soil organic matter as a means of studying the past vegetation in intertropical regions: Examples from Colombia (South America). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1988, 65: 51–58
- [21] Kelly EF, Blecker SW, Yonker CM, Olson CG, Wohl EE, Todd LC. Stable isotope composition of soil organic matter and phytoliths as paleoenvironmental indicators. *Geoderma*, 1998, 82: 59–81
- [22] Schuldenrein J, Wright RP, Mughal MR, Khan MA. Landscapes, soils, and mound histories of the Upper Indus Valley, Pakistan: New insights on the Holocene environments near ancient Harappa. *Journal of Archaeological Science*, 2004, 31: 777–797
- [23] Quade J, Cater JML, Ojha TP, Adam J, Harrison TM. Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotope evidence from paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 1995, 107: 1381–1397
- [24] De Freitas HA, Pessenda LCR, Aravena R, Gouveia SEM, Ribeiro AS, Boulet R. Late quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, 2001, 55: 39–46
- [25] Ehleringer JR, Sage RF, Flanagan LB, Percy RW. Climate change and the evolution of C_4 plants. *Trends in Ecology and Evolution*, 1997, 12: 23–27

- & Evolution, 1991, 6: 95–97
- [26] 张晓龙, 赵景波, 马润花. 西安黄绵土碳释放规律研究. 土壤, 2004, 36(4): 398–404
- [27] 刘天学, 纪秀娥. 焚烧秸秆对土壤有机质和微生物的影响研究. 土壤, 2003, 35(4): 347–348
- [28] Wu NQ, Lu HY, Sun XJ. Climatic factor transfer from opal phytolith and its application in paleoclimate reconstruction of China loess-paleosol sequence. *Scientia Geologica Sinica*. 1995, 1(Suppl.): 105–114
- [29] Ganoposki A, Rahmstorf S, Petoukhov V. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature*, 1998, 391: 351–356
- [30] Powers, JS, Schlesinger WH. Geographic and vertical patterns stable carbon isotope in tropical rain forest soil of Costa Rica. *Geoderma*, 2002, 109: 141–160
- [31] Pearman GI, Francey RJ, Fraser PB. Climatic implications of stable isotope in tree rings. *Nature*, 1976, 260: 771–772
- [32] Tans PP, Mook WG. Past atmospheric CO₂ levels and ¹³C/¹²C ratios in tree rings. *Tellus*, 1980, 32: 268–283
- [33] Farmer JG. Problems in interpreting tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ records. *Nature*, 1979, 279: 229–231
- [34] Leavitt SW, Long A. Evidence for ¹³C/¹²C fractionation between tree leaves and wood. *Nature*, 1982, 298: 742–743

Paleo-Environmental Implications of Stable Carbon Isotope in Soil Organic Matter and Its Influencing Factors

BAI Song, HUANG Cheng-min, TANG Ya

(Department of Environmental Science & Engineering, College of Architecture and Environment, Sichuan University, Chengdu 610065, China)

Abstract: $\delta^{13}\text{C}$ value in soil organic matter is closely related to types and biomass of the plants growing thereupon during C₃ and C₄, and plant biomass, however, depended on the environment. Therefore, the $\delta^{13}\text{C}$ value in soil organic matter can be used to reconstruct paleoecology and paleoclimate, and has been applied in studies on reconstruction of paleo-environment as well as global change. Owing to impacts of atmospheric humidity, partial pressure of CO₂, temperature and microbial decomposition and so on, in some cases exact correspondence between characteristics of $\delta^{13}\text{C}$ in soil organic matter, ratio of C₃ and C₄ plants and regional environment (mainly climate) does not exist. So mechanism and its affecting factors of the application of the carbon isotopic interpretation should be probed further. Stresses should also be laid on researches on relationship between the modern vegetation and the $\delta^{13}\text{C}$ value in soil organic matters, impact of anthropological activities on stable isotope of soil organic matters, and C cycling process within the soil-plant-atmosphere system in the years to come. If so, the study of stable isotope in soil organic matter could find extensive application in a variety of fields.

Key words: Soil organic matters, Stable carbon isotope, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Global change