科学通报 2008 年 第 53 卷 第 23 期: 2917 ~ 2924
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

黄土高原现代植物-土壤氮同位素组成及对环境变化的响应

刘卫国[①②], 王政[①③]

① 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;
② 西安交通大学人居与环境学院, 西安 710049;
③ 中国科学院研究生院, 北京 100049
E-mail: liuwg@loess.llqg.ac.cn

2007-11-12 收稿, 2008-08-26 接受
国家自然科学基金(批准号: 40673012, 40599422)和国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB720200)资助项目

摘要 由于土壤氮同位素组成被认为是气候环境变化和自然生态系统氮循环过程的可能指示, 开展全球不同区域、不同生态系统氮同位素组成的研究将有助于对这个可能性的认识. 对中国黄土高原中西部不同环境条件下的现代植物和相应的土壤氮同位素进行了调查, 氮同位素组成变化范围分别为: 植物根: –5.1‰ ~ 1.9‰; 植物残体: –6.6‰ ~ 2.9‰; 土壤: –1.2‰ ~ 5.8‰. 结果表明: (1) 土壤与植物有相近的变化趋势, 但土壤的氮同位素组成较植物根的氮同位素要偏正, 其 $\Delta\delta^{15}N$ 值变化范围为: 0.3‰ ~ 7.2‰, 平均值为: 4.1‰, 表明植物分解过程氮同位素存在分馏; (2) 该地区现代生态系统的氮同位素对降水和温度变化有明显的响应, 沿西北到东南方向, 年平均降水每增加 100 mm 可能导致土壤氮同位素组成偏负约 1.31‰, 随温度的增加, 土壤氮同位素也趋向偏负; (3) 在降水和温度共同增加的影响下, 植物根系、植物残体和土壤的氮同位素偏负, 这个现象可能归因于降水是该地区植物-土壤氮同位素变化的主要控制因素. 尽管目前对植物-土壤氮同位素组成变化与降水和温度关系的机制尚不清楚, 但初步的研究结果表明土壤的氮同位素组成可能为黄土高原环境变化示踪提供指示.

关键词
氮同位素
植物-土壤
温度
降水

土壤氮同位素组成对环境的响应研究一直是人们关心的问题[1~7]. 早在 20 世纪 70 年代末, 对北美现代表土氮同位素研究就发现随着降水增加其值不断偏负[8]; 对法国山区的研究表明随海拔高度的增加, 植物和土壤的氮同位素有偏负的趋势, 并将其解释为降低温度和增加降水的影响[9]. 但由于土壤氮同位素组成变化经历了复杂的植物的生长生理、有机质转化等一系列氮的生物地球化学过程和环境变化影响的问题[10~13], 导致对土壤氮同位素组成与环境变化机制的解释困难, 并影响其在环境变化研究中的应用. 然而, 近年来的一些研究结果, 特别是一些环境地球化学研究的结果显示, 尽管土壤的氮同位素变化机制非常复杂, 但其总的变化有一定的规律性[14~25]. 这些结果使得研究人员在不断探索土壤氮同位素变化内部机制的同时, 试图将土壤氮同位素的表观特征应用到环境变化或氮的生物地球化学循环研究中. 如Amundson等人[21]在综合已发表的结果后认为: 在全球规模上, 陆地植物及相应的土壤氮同位素组成与植物生长温度呈正相关, 而与降水量负相关; 来自南非地区的研究结果表明: 现代土壤的有机氮同位素组成主要受土壤水分的影响, 即随干旱化的增强而明显的变化, 而C_3 植物的氮同位素组成与大气降水量明显相关, 并且每增加 100 mm降水可能导致植物氮同位素偏负 0.68‰[23]. 人们也认识到土壤有机氮同位素组成的变化与区域-全球环境气候变化的关系可能会随区域气候控制因素的变化而有所

差异，进而导致在全球不同区域土壤氮同位素对环境气候参数的不同响应. 因而，这需要加强对全球不同区域现代生态过程氮同位素组成变化与环境关系的更广泛的研究.

中国黄土高原是一个有代表性的地质单元，源于粉尘堆积的黄土性土壤和干旱、半干旱的气候条件使得该地区成为全球生物地球化学研究关注的地区之一. 受季风气候控制的黄土高原地区气候和植被分布总体上按照从东南到西北的走向变化，这也为研究植物-土壤氮同位素组成变化与环境的关系提供了较为理想的研究场所. 本文将通过对黄土高原不同降水和温度变化条件下的现代植物和土壤氮同位素组成测定，结合相应的气候参数，讨论该地区植物/土壤氮同位素与环境变化之间的可能关系. 认识黄土高原生态系统氮生物地球化学循环过程与环境的可能关系，深入理解东亚季风环境气候变化对中国西北干旱、半干旱地区氮生物地球化学循环影响的区域特征，同时为全球生态系统氮同位素组成变化研究提供区域信息.

1 材料和方法

1.1 研究地点和样品采集

位于东亚季风区的黄土高原气候季节性强，夏季温暖湿润. 夏季降水约占年降水量的 60%~80%[26]. 而冬季寒冷干燥，降水较少. 自东南向西北年降水量呈减少趋势，约为 700~200 mm. 年蒸发量不断增加，约为 1300~2000 mm. 年气温也呈下降趋势，为 14~7℃. 黄土高原天然植被的分布随着来自太平洋水流的减少依次为森林草原、草原、干草原乃至毛乌素沙漠的荒漠草原. 根据中国东部植被地带性分布规律，年降水量 550~650 mm可出现森林地带，但受东亚季风气候变化和黄土土壤结构的限制，黄土高原的天然植被随东亚夏季风的方向由东南向西北依次分为森林草原、干草原和荒漠草原[27].

我们沿着穿越黄土高原的东南 西北向进行现代天然土壤的系统采样，寻找受人类活动影响较小、有代表性的自然植被群落. 对每一个采样点，根据植被覆盖的均匀性选择 1 m×2 m~4 m×4 m 确定采样样方. 对于每个采样点，取样方不同位置的 4 份样品混合作为该采样点样品(图 1). 现代覆盖植被主要以草本和灌木为主，如：狗尾草(Setaria viridis)、长芒草(Stipa bungeana)、白羊草(Bothriochloa ischaemum)、达乌里胡枝子(Lespedeza davurica)、蒿类(Artemisia L)、地椒(Thymus quinquecostatus)、草木犀状黄耆(Astragalus chrysopterus)、酸枣(Ziziphus jujube var. spinosa)和狗娃花(Heteropappus sp.)等. 土壤样品采自地表以下 2~3 cm.

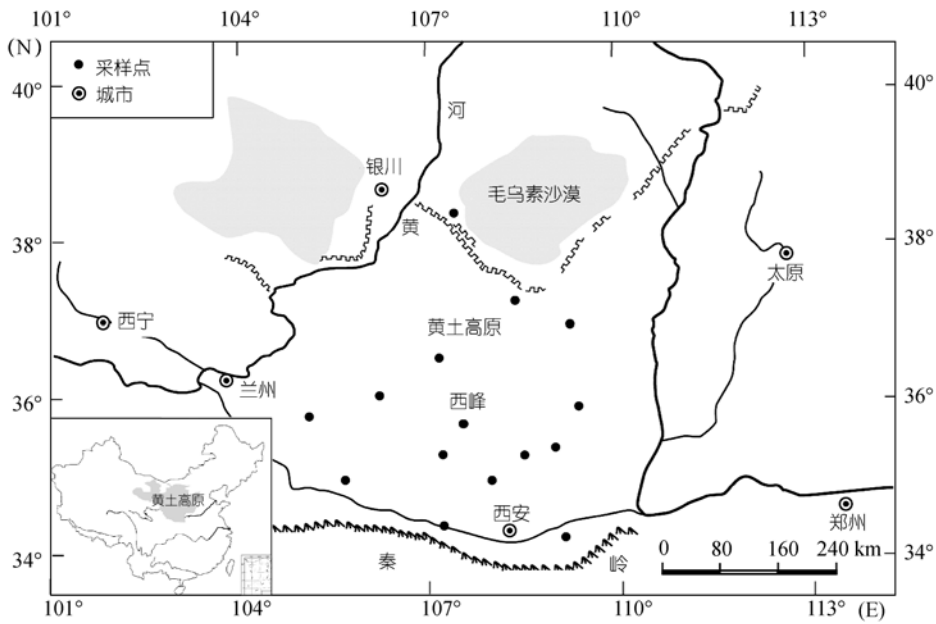

图 1 黄土高原现代植物-土壤样品分布图

本文所涉及的研究地点温度和降水数据来自所在县的气象资料，均为陕西和甘肃省气象中心提供的 1991~2001 年 10 年间平均温度和降水.

1.2 样品处理

采取的植物-土壤混合样品带回实验室后立即在 40℃下烘干. 为研究不同采样点植物分解过程可能的氮同位素组成变化，将烘干的土壤样品分为 3 个组分:

(1) 植物部分. 基于以下 3 点我们选用植物根部作为植物样品代表: (ⅰ) 现在生长植物不同部位的氮同位素组成有所差异[28]; (ⅱ) 植物地上部分和地下部分氮同位素组成平均差异较小[29]; (ⅲ) 尤为重要的是对土壤有机质的贡献主要来源于植物的地下部分(根部组分)[30,31]. 用手工方法从植物-土壤混合样品中挑出这部分植物根部样品.

(2) 植物残体. 这部分是一些细小的根体和未完全分解的植物残体，是植物分解到土壤有机质的过渡体. 这部分采用水浮法从土壤中分离出来，即将已去除可见根系的土壤样品(20 g)于 100 mL 烧杯中，加入 50 mL 蒸馏水，充分搅拌混匀，这样土壤中细小的植物残体浮起，静止 8 h 后，用 Whatman 滤纸过滤出水浮植物残体部分.

(3) 土壤部分. 将上面植物残体样品分离的土壤部分离心，去除上清液后 40℃下烘干作为土壤组分.

上述 3 个部分样品在玛瑙研钵中粉碎至 100 目用于氮含量和同位素分析.

1.3 氮含量和氮同位素分析

上述样品的总氮(TN)、NO_3^- + NH_4^+ 和总有机碳含量在中国科学院水土保持研究所分析. 并根据测定的 TN 和 NO_3^- + NH_4^+ 含量，计算样品中总有机氮(TON)含量.

样品的氮同位素测定在中国科学院地球环境研究所进行. 适量的已处理样品(取样量根据样品的氮含量而定)被装入专用的金属锡舟中，然后在配有自动进样装置的 Flash EA1112-Finnigan MAT Delta Plus IRMS 质谱仪上进行在线分析. 样品的氮同位素组成用相对大气氮同位素表示. 一个已知氮同位素组成的土壤被作为实验室工作标准，在样品分析过程中被多次测定，用于监控在线氮同位素分析的精度(优于 0.3‰).

2 结果与讨论

2.1 植物、植物残体和土壤组分的氮含量

来自不同采样点的 28 个样品的植物根系、植物残体和土壤的氮含量(TN)变化分别为 0.46%~2.46%, 0.38%~1.58%和 0.05%~0.23%, 土壤样品的 TON/TN 变化为 0.95~0.99, 结果表明土壤有机氮是土壤氮的主要来源(占 95%以上). 土壤样品中的有机碳含量变化为 0.5%~2.3%, 其 C/N 比大致在 10 左右.

图 2 显示土壤的氮含量随土壤TOC含量增加而增加，两者之间有很好的正相关关系. 对于干旱、半干旱的黄土高原土壤，水生植物很少，微生物活动相对较弱，土壤中的有机碳主要来自植物残体的贡献[32]，土壤氮含量和有机碳含量的显著相关关系也表明黄土高原现代土壤中的氮可能也主要来自植物的贡献. 图 3 中沿西北到东南的降水梯度，黄土高原现代植物和植物残体的氮含量并没有显示规律性的变化，但图 4 显示现代土壤中TOC及氮含量随降水量的增加呈现明显的增加趋势. 这表明黄土高原由西北向东南，随降水量增加植被覆盖度增大，相应的来自植物贡献的土壤氮含量也随之增加.

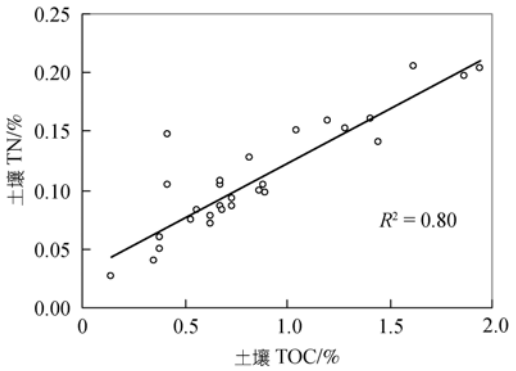

图 2 土壤有机碳和总氮含量的变化关系

2.2 植物、植物残体和土壤组分氮同位素组成

植物根系、植物残体和土壤的氮同位素变化分别为−5.1‰ ~ 1.9‰ (平均值为: −2.2‰), −6.6‰ ~ 2.9‰ (平均值为: −1.6‰)和−1.2‰ ~ 5.8‰(平均值为: 1.9‰), 并且植物根系与植物残体和土壤之间的氮同位素有很好的正相关关系(图 5), 这与上面土壤氮含量的变化趋势一致，即土壤中的氮主要来源于植物的贡献. 由此也可看到，黄土高原现代土壤的氮同位素记录了植物的氮同位素信息.

然而，比较植物根系、植物残体和土壤的氮同位

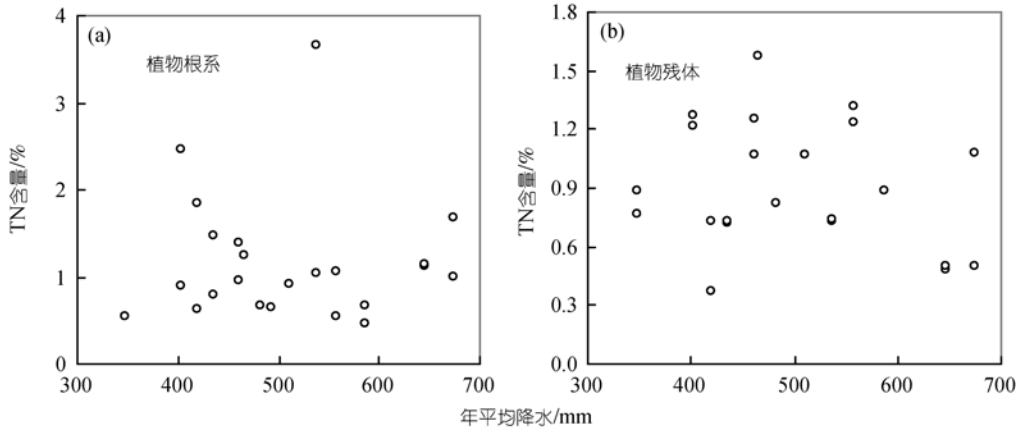

图 3　植物根系和植物残体的氮含量与年平均降水的关系

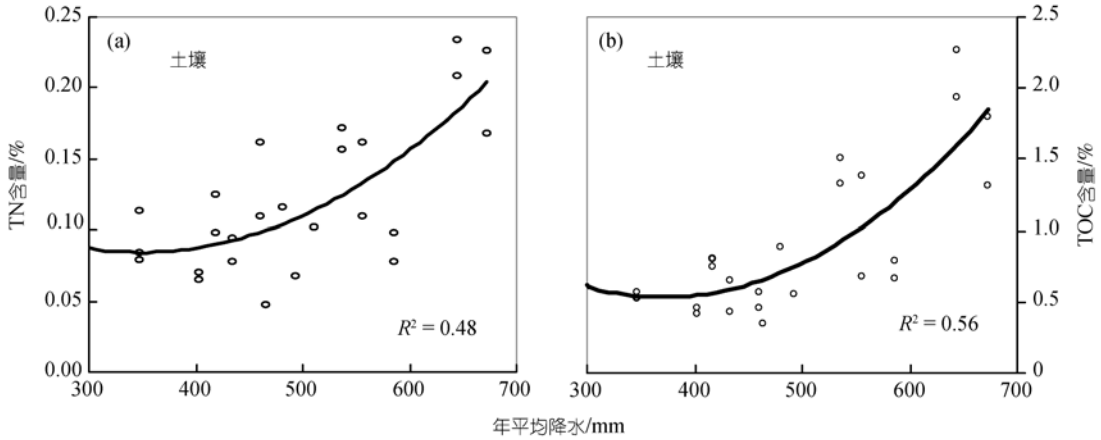

图 4　土壤有机碳含量和氮含量与年平均降水的关系

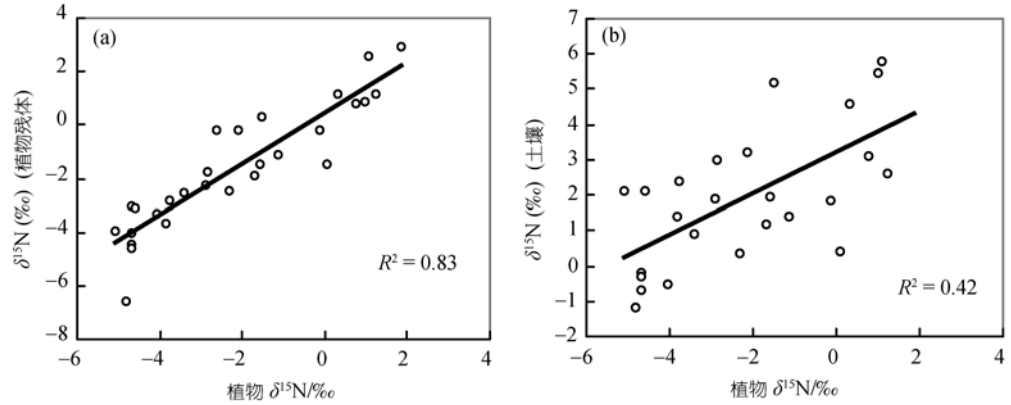

图 5　植物根系氮同位素组成与植物残体及土壤氮同位素组成关系

素变化范围和平均值可以发现，从植物根系到植物残体，最后到土壤有机质，随着植物的分解程度增加，氮同位素组成逐渐偏正．植物根系和土壤氮同位素差异变化范围为 0.3‰～7.2‰，平均值 4.1‰．但这种偏正的程度在各个样点差异较大，土壤的氮同位素并不完全保持与植物根系或植物残体的氮同位素组成的对应关系(图 5)．目前对于土壤氮同位素较植物偏正现象的解释是植物分解中有机氮中 ^{14}N优先发生

分解并被植物吸收，而保存在土壤的残余物部分则相对富集 ^{15}N，从而使得土壤中氮同位素比值较植物体偏正[17]. 将我们的结果与马来西亚京那巴鲁山地区的研究结果[33](变化范围：3‰ ~ 6‰)相比，平均值相近但变化范围要大. 这可能是由于我们样品分布的环境条件变化更大的缘故，马来西亚京那巴鲁山地区为热带山地地区，气候湿润，不存在干季节或湿季节的变化，而黄土高原的环境湿度变很大. 同时，植物分解程度可能会影响植物根系和土壤氮同位素差别，这有待于更多的研究结果证实.

2.3 黄土高原现代植物-土壤氮同位素变化的环境意义

（ⅰ）植物-土壤氮同位素组成对降水变化的响应. 我们分析了黄土高原现代植物根系、植物残体和土壤氮同位素与该地区降水变化之间的关系(图 6)，图 7(a)显示随年平均降水量的增加，黄土高原现代植物根系、植物残体及土壤的氮同位素组成均呈现偏负的趋势. 黄土高原现代植物-土壤氮同位素与年平均降水的这个反相关关系同目前国际上对其他地区的研究结果是相似的[17~23]. 来自南非C_3 植物的氮同位素组成与大气降水量结果认为每增加 100 mm降水可能导致植物氮同位素偏负 0.68‰[23]. 来自赞比亚、纳米比亚和南非等地区 1995~1999 年间的 95 种植物的氮同位素结果显示年平均降水每增加 100 mm降水可能导致植物氮同位素组成偏负 0.47‰[22]. 我们的结果表明：黄土高原现代生态系统的氮同位素组成随年平均降水的变化幅度要大一些，植物根系、植物残体和土壤的氮同位素组成的变化分别为：–1.14‰/100 mm, –1.39‰/100 mm, –1.31‰/100 mm.

目前对植物-土壤氮同位素组成与降水之间的关系研究已有一些，但多局限在讨论年平均降水的影响. 黄土高原气候受东亚季风控制，受东亚夏季风的影响，黄土高原每年降水主要集中在夏季(植物的生长季). 我们发现黄土高原夏季降水量变化对现代生态系统氮同位素组成偏负的影响更为明显，图 7(b)显示随每年夏季降水(6~8 月)降水量的增加，黄土高原现代植物根系、植物残体及土壤的氮同位素组成的变化分别为：–2.1‰/100 mm, –3.0‰/100 mm, –3.7‰/100 mm. 这表明夏季风强度变化导致的夏季降水变化对黄土高原现代植物-土壤氮同位素的影响很大.

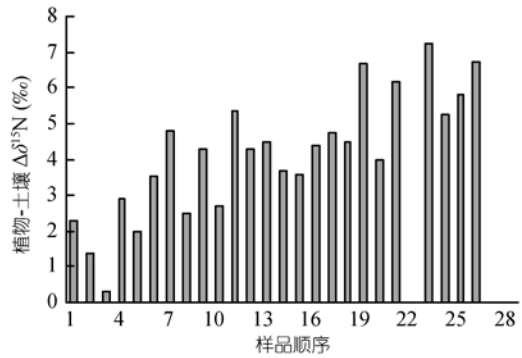

图 6　植物-土壤氮同位素变化范围

我们注意到尽管黄土高原现代植物根系、植物残体和土壤氮同位素组成对降水有同步的响应，并均随年平均降水量或夏季降水量的增加呈现偏负的趋势，但从现代植物根系、植物残体和土壤氮同位素组成与降水的相关分析显示：现代土壤与年平均降水量的相关关系明显好于植物根系或植物残体与降水量之间的相关关系. 同样的情况也出现在植物根系、植物残体和土壤氮同位素组成与夏季降水之间的相关分析中. 我们认为这个现象可能是由于植物土壤

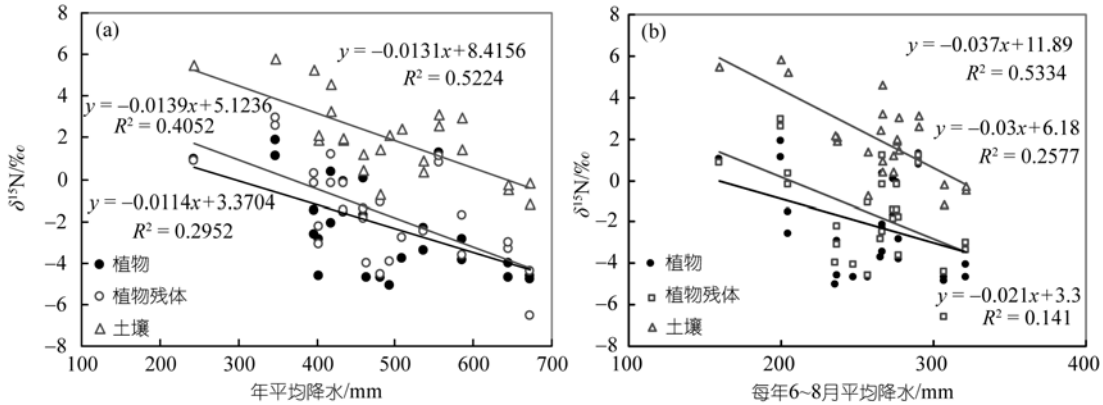

图 7　黄土高原现代植物根系、植物残体及土壤的氮同位素组成对降雨变化的响应

样品较植物根系或植物残体相比，样品的均匀性更好．植物的根系或植物残体可能受植物生长的微环境或短期环境变化影响，但现代土壤可能代表过去几十年甚至更长时间地上植物的生长环境的平均值，这样后者与区域的平均降水(年平均或夏季平均)的相关关系更明显．然而，是否还有其它的影响因素是以后需要深入研究的问题．

关于植物/土壤氮同位素与降水关系有一些讨论，但目前尚无明确的认识．一些研究认为这个相关关系是由于通过淋滤(NO_3–N)或气体挥发(N_2O–N, NO^-–N, N_2–N)等形式损失富集 ^{15}N的无机氮[5]．然而，Handley等人[16]的研究结果认为其原因是在高降水地区(湿润地区)，土壤的氮有相对低的大气氮沉降或固定大气氮来源，同时，在高降水地区一些富集 ^{15}N的有机氮(DON)导致这些地区土壤的氮同位素偏低．最近来自热带雨林的研究又表明，增加降水所对应的 ^{15}N贫化是与土壤中硝酸盐和铵盐相对含量的变化所致[25]．

根据黄土高原现代植物-土壤氮同位素与降水的关系，我们认为可能至少与两方面的因素有关：首先，随着增加土壤湿度，土壤中 NO_3^-利用效率较高(较少的 NO 氮损失)，同时更多的 NO_3^-被植物所吸收并被保存在土壤有机氮库中．相反，在相对干旱的地区，植被覆盖低，土壤的 NO_3^-易被淋滤．第二，植物的分解程度对土壤氮同位素也会产生影响．图 3 显示在研究地区，土壤总氮浓度是随降水的增加而趋于增加，而土壤有机氮通常占土壤总氮的 95%以上，不完全分解的植物会带入更多的相对富集 ^{14}N(或低 $\delta^{15}N$ 值)的有机氮到土壤氮库中．换句话说，在降水相对多的地点，未完全分解的植物残体贡献了较多的低 $\delta^{15}N$ 值到土壤中．

(ⅱ) 植物-土壤氮同位素组成对温度变化的响应． 温度也是植物-土壤氮同位素组成变化可能的影响因素之一．将黄土高原现代植物根系、植物残体和土壤氮同位素与该地区温度变化进行对比，我们可以发现随年平均温度和夏季平均温度的增加，黄土高原现代植物根系、植物残体及土壤的氮同位素组成均呈现偏负的趋势(图 8)，这种现代植物-土壤氮同位素表现年平均温度的反相关趋势同目前人们普遍认为的观点不同．

早期对法国山地不同海拔条件下植物的氮同位素研究显示：随海拔高度增加，植物氮同位素组成逐渐偏负，并将这个变化解释为随海拔高度增加所引起的降水增加和温度降低的氮同位素效应[9]．对加拿大Athabasca冰川地区现代植物的研究表明，较低的植物氮同位素组成可能与增加风强度和低温条件下植物生长缓慢有关[34]．Martinelli等人[17]在对来自美国、巴西、泰国、非洲和欧洲一些地区的现代植物的氮同位素组成总结之后发现：来自热带地区植物的平均氮同位素组成较来自温带的植物氮同位素组成要偏正 6.5‰．在此之后，Amundson等人[21]在对全球范围发表的植物-土壤氮同位素组成总结的基础上进一步提出：从全球规模上看，陆地植物的氮同位素组成在热带地区要较温带地区偏正，也即陆地植物氮同位素组成与温度之间存在正相关关系．

对于黄土高原现代植物根系、植物残体及土壤的氮同位素组成呈现随温度增加而偏负的趋势现象，我们认为：如前面介绍所言，黄土高原的气候受东亚季风控制，其中一个主要的特点是每年的降水主要集中在夏季，换句话说，该地区气候具有“雨热同期”

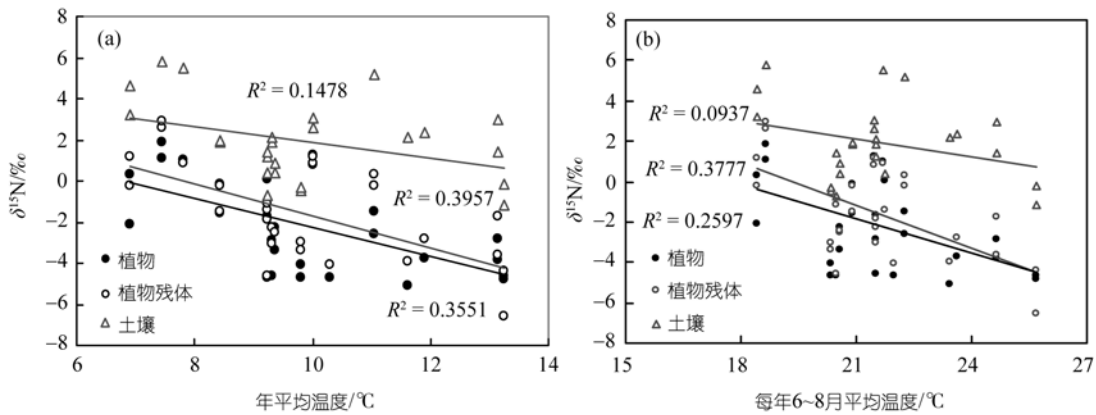

图 8　黄土高原现代植物根系、植物残体及土壤的氮同位素组成对温度变化的响应

效应. 这样增加降水影响导致的植物-土壤氮同位素组成偏负效应大于受温度增加导致的植物-土壤氮同位素组成偏正, 因而, 该地区植物-土壤氮同位素组成总体上呈现随增加降水和温度而逐渐偏负的趋势. 对于黄土高原植物-土壤氮同位素组成与温度的反相关趋势可能并没有真正的反映该地区植物或土壤氮同位素组成与温度的关系, 当然, 更深入的研究温度对植物/土壤氮同位素组成的影响是今后需要考虑的问题.

3 结论

对中国黄土高原中西部不同环境条件下的现代植物和相应土壤氮同位素调查数据表明:

(ⅰ) 土壤和植物氮同位素对环境变化的响应具有相近的趋势, 表明该地区土壤的氮同位素组成反映了生长植物的氮同位素组成变化. 但土壤氮同位素组成平均比植物根系氮同位素组成偏正 4.1‰, 这表明了植物分解过程中存在氮同位素分馏效应.

(ⅱ) 沿西北到东南方向, 植物-土壤系统的氮同位素随降水增加和温度升高有偏负趋势, 总体趋势为: 平均年降水每增加 100 mm 降水导致土壤氮同位素组成偏负 1.31‰.

(ⅲ) 受东亚季风气候控制, 该地区降水和温度具有同步增加的特征, 总的表现为该地区植物根系、植物残体以及土壤氮同位素都随温度和降水的增加而偏负, 这可能是由于植物/土壤氮同位素与温度变化的正相关和降水变化的反相关作用的综合结果, 由此我们推断降水可能是该地区氮同位素变化的主要控制因素.

以上初步研究结果表明土壤的氮同位素组成可能为黄土高原环境变化示踪提供指示.

致谢 感谢美国 Dartmouth 大学冯夏红教授对本文提出的修改意见.

参考文献

1 Schuur E A G, Matson P A. Net primary productivity and nutrient cycling across a mesic to wet precipitation gradient in Hawaiian montane forest. Oecologia, 2001, 128: 431—442[doi]

2 Heaton T H E. The $^{15}N/^{14}N$ ratios of plants in South Africa and Namibia: Relationship to climate and coastal/saline environments. Oecologia, 1987, 74: 236—246[doi]

3 Handley L L, Odee D, Scrimgeour C M. ^{15}N and ^{13}C patterns in savanna vegetation: Dependence on water availability and disturbance. Funct Ecol, 1994, 8: 306—314[doi]

4 Piccolo M C, Neil C, Mellilo J M, et al. ^{15}N natural abundance in forest and pasture soils of the Brazilian Amazon Basin. Plant Soil, 1996, 182: 249—258

5 Hogberg P. ^{15}N natural abundance in soil-plant systems. New Phytol, 1997, 137(2): 179—203[doi]

6 Schulze E D, Williams R J, Farquhar G D, et al. Carbon and nitrogen isotope discrimination and nitrogen nutrition of trees along a rainfall gradient in northern Australia. Aust J Plant Physiol, 1998, 25: 413—425

7 Robinson D, Handley L L, Scrimgeour C M. A theory for $^{15}N/^{14}N$ fractionation in nitrate-grown vascular plants. Planta, 1998, 205: 397—406[doi]

8 Shearer G, Duffy J, Kohl D H, et al. The nitrogen-15 abundance in a wide variety of soils. Soil Sci Soc Am J, 1978, 42: 899—902

9 Mariotti A, Pierre D, Vedy J C, et al. The abundance of natural nitrogen 15 in the organic matter of soils along an altitudinal gradient. Catena, 1980, 7: 293—300

10 Garten C T J. Variation in foliar ^{15}N abundance and the availability of soil nitrogen on Walker Branch Watershed. Ecology, 1993, 74: 2098—2113 [doi]

11 Evans R D, Ehleringer J R. A break in the nitrogen cycle in aridlands? Evidence from $\delta^{15}N$ of soils. Oecologia, 1993, 94: 314—317[doi]

12 Neff J C, Townsend A R, Gleixner G, et al. Variable effects of nitrogen additions on the stability and turnover of soil carbon. Nature, 2002, 419: 915—917[doi]

13 Hipkin C R, Simpson D J, Wainwright S J, et al. Nitrification by plants that also fix nitrogen. Nature, 2004, 430: 98—101[doi]

14 Hogberg P, Hogberg M N, Quist M, et al. Nitrogen isotope fractionation during nitrogen uptake by ectomycorrhizal and non-mycorrhizal Pinus sylvestris. New Phytol, 1999, 142(3): 569—576[doi]

15 Austin A T, Sala O E. Foliar $\delta^{15}N$ is negatively correlated with rainfall along the IGBP transect in Australia. Aust J Plant Phys, 1999,

26: 293—295
16 Handley L L, Austin A T, Robinson D, et al. The ^{15}N natural abundance ($\delta^{15}N$) of ecosystem samples reflects measures of water availability. Aust J Plant Physiol, 1999, 26: 185—199
17 Martinelli L A, Piccolo M C, Townsend A R, et al. Nitrogen stable isotopic composition of leaves and soil: Tropical versus temperate forests. Biogeochemistry, 1999, 46: 45—65
18 Schulze E D, Farquhar G D, Miller J M, et al. Interpretation of increased foliar $\delta^{15}N$ in woody species along a rainfall gradient in northern Australia. Aust J Plant Physiol, 1999, 26: 296—298
19 David R. $\delta^{15}N$ as an integrator of the nitrogen cycle. Trends Ecol Evol, 2001, 16(3): 153—162 [doi]
20 Brenner D L, Amundson R, Baisden W T, et al. Soil N and ^{15}N variation with time in a California annual grassland ecosystem. Geochim Cosmochim Acta, 2001, 65(22): 4171—4186[doi]
21 Amundson R, Austin A T, Schuur E A G, et al. Global patterns of the isotopic composition of soil and plant nitrogen. Global Biogeochem Cy, 2003, 17(1): 1031 [doi]
22 Aranibar J N, Otter L, Macko S A, et al. Nitrogen cycling in the soil-plant system along a precipitation gradient in the Kalahari sands. Global Change Biol, 2004, 10: 359—373[doi]
23 Swap R J, Aranibar J N, Dowty P R, et al. Natural abundance of ^{13}C and ^{15}N in C_3 and C_4 vegetation of southern Africa: patterns and implications. Global Change Biol, 2004, 10: 350—358[doi]
24 Houlton B Z, Sigman D M, Schuur E A G, et al. Isotopic evidence for large gaseous nitrogen losses from tropical rainforests. Proc Natl Acad Sci USA, 2006, 103(23): 8745—8750[doi]
25 Houlton B Z, Sigman D M, Hedin L O. A climate-driven switch in plant nitrogen acquisition within tropical forest communities. Proc Natl Acad Sci USA, 2007, 104(21): 8902—8906[doi]
26 Ding Y H. Monsoons Over China. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1994. 12—36
27 朱志诚. 黄土高原森林草原的基本特征. 地理科学, 1994, 14(2): 152—156
28 Peuke D, Gessler A, Rennenberg H. The effect of drought on C and N stable isotopes in different fractions of leaves, stems and roots of sensitive and tolerant beech ecotypes. Plant Cell Environ, 2006, 29: 823—835[doi]
29 Dijkstra P, Williamson C, Menyailo O, et al. Nitrogen stable isotope composition of leaves and roots of plants growing in a forest and a meadow. Isot Environ Healt Stud, 2003, 39(1): 29—39[doi]
30 Molina J A E, Clapp C E, Linden D R, et al. Modeling the incorporation of corn (Zea mays L.) carbon from roots and rhizodeposition into soil organic matter. Soil Biol Biochem, 2001, 33(1): 83—92[doi]
31 Liu W G, Huang Y S. Reconstructing in-situ vegetation dynamics using carbon isotopic composition of biopolymeric residues in the central Chinese Loess Plateau. Chem Geol, 2008, 249: 348—356[doi]
32 黄昌勇. 土壤学. 北京: 中国农业出版社, 2000. 192—198
33 Kitayama K, Iwamoto K. Patterns of natural ^{15}N abundance in the leaf-to-soil continuum of tropical rain forests differing in N availability on Mount Kinabalu, Borneo. Plant Soil, 2001, 229: 203—212[doi]
34 Kohls S J, Kessel C V, Baker D D, et al. Assessment of N_2 fixation and N cycling by Dryas along a chronosequence within the forelands of the Athabasca Glacier. Soil Boil Biochem, 1994, 26(5): 623—632[doi]