

准噶尔盆地南缘荒漠区土壤碳分布及其稳定同位素变化

王娜^{1,2} 许文强^{2*} 徐华君¹ 冯异星³ 李超凡⁴

(¹新疆大学资源与环境科学学院, 乌鲁木齐 830046; ²中国科学院新疆生态与地理研究所, 荒漠与绿洲生态国家重点实验室, 乌鲁木齐 830011; ³贵州省黔南州国土资源储备局, 贵州都匀 558000; ⁴中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008)

摘要 以亚洲中部干旱区准噶尔盆地南缘荒漠区为研究区, 根据荒漠距离绿洲的距离, 分别在荒漠边缘、中部和腹地设置 3 条样带, 并采集 2 m 深的土壤剖面样品, 研究土壤有机碳 (SOC)、无机碳 (SIC) 含量及其稳定碳同位素的分布, 探讨土壤碳变化与距绿洲距离的关系。结果表明: SOC 含量随剖面土层深度增加而减少。受距绿洲距离的影响, SOC 含量表现为荒漠边缘 > 荒漠中部 > 荒漠腹地。荒漠边缘 SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围为 $-21.92\text{‰} \sim -17.41\text{‰}$, 且随深度增加而递减; 荒漠中部和荒漠腹地的 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围为 $-25.20\text{‰} \sim -19.30\text{‰}$, 且随深度增加先增后减, 由此推断准噶尔盆地南缘荒漠中部和腹地地表植被以 C3 植物为主, 而绿洲边缘经历了从 C3 植物为主到 C4 植物为主的演替过程。荒漠边缘 SIC 平均含量为 $38.98 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 是荒漠腹地的 6.01 倍, 表明 0~2 m 深度内大量 SIC 在荒漠边缘呈聚集趋势。SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度增加先减后增, 底层富集, 主要受原生碳酸盐含量和剖面土壤 CO_2 的影响。

关键词 土壤有机碳; 土壤无机碳; $\delta^{13}\text{C}$ 值; 碳稳定同位素; 准噶尔盆地

Spatial variation of soil carbon and stable isotopes in the southern margin desert of Junggar Basin, China. WANG Na^{1,2}, XU Wen-qiang^{2*}, XU Hua-jun¹, FENG Yi-xing³, LI Chao-fan⁴ (¹College of Resources and Environment Science, Xinjiang University, Urumqi 830046, China; ²State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, China; ³Qiannan Bureau of Land and Resources Reserve, Duyun 558000, Guizhou, China; ⁴Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China).

Abstract: The southern margin desert of Junggar Basin in the central arid region of Asia was selected as the study area. To gain insight into the distribution characteristic of stable carbon isotope and the relationship between the change of soil carbon and the distance to oasis of soil organic carbon (SOC) and soil inorganic carbon (SIC), three belt transects were set according to the distance between the desert and the oasis in edge, middle and hinterland of the desert respectively, and collected the soil profile samples with depth of 2 m. The results indicated that the SOC content reduced with the soil depth, and the variation with the distance to oasis was the edge > the middle > the hinterland. The $\delta^{13}\text{C}$ value of SOC varied in the range of -21.92‰ to -17.41‰ , and decreased with the depth; the range in the middle and hinterland was -25.20‰ to -19.30‰ , and increased then declined with the depth. Therefore, we could infer that the C3 plants played a dominant role in the central of desert, and had experienced the succession from C3 plants to C4 plants. The average content of SIC was $38.98 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ in the edge of desert, which was about 6.01 folds as large as the content in the hinterland. This indicated that a large number of SIC with 0-2 m depth were clustered in

本文由国家自然科学基金项目(41271323)和中国科学院特色研究所主要服务项目(TSS-2015-014-FW-5-2)资助 This work was supported by the National Natural Science Foundation of China (41271323) and the Key Service Project for the Characteristic Institute of Chinese Academy of Sciences (TSS-2015-014-FW-5-2).

2016-10-02 Received, 2017-03-07 Accepted.

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: xuwq@ms.xjb.ac.cn

the edge of the desert. The $\delta^{13}\text{C}$ value of SIC increased first then decreased with the soil depth, and enriched in the bottom layer, which was mainly affected by the original carbonate content and soil carbon dioxide.

Key words: soil organic carbon; soil inorganic carbon; $\delta^{13}\text{C}$ value; carbon stable isotope; Junggar Basin.

土壤是陆地碳循环系统中最大的碳贮藏库,它是由有机碳库和无机碳库两大部分组成,在全球碳循环中起着关键作用^[1].土壤碳库综合了数年到数万年尺度植被的同位素信息,而稳定性碳同位素技术常被用来进行碳来源、周转速率、气候与植被重建等方面的研究,是一种研究土壤碳动态的有效方法^[2-3].土壤有机碳(SOC)主要来自于陆生高等植物,陆生植物主要包括C3和C4两种光合途径^[4],其中C3(卡尔文循环)途径植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值处于 $-35\text{‰} \sim -20\text{‰}$,平均值为 -27‰ ;C4(哈奇-斯莱克)途径植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值更高,处于 $-19\text{‰} \sim -9\text{‰}$,平均值为 -13‰ .由于SOC分解过程中同位素分馏作用比植物光合作用固定碳时的分馏作用小,所以SOC中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与作为该有机碳来源植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本一致,能够反映局部地区植被碳固定过程的同位素组成特征^[5].而土壤无机碳(SIC)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值可以区分土壤SIC来源中岩生性碳酸盐碳和发生性碳酸盐碳的比例^[6].

目前,土壤碳库特征及其影响因素研究仍是土壤碳循环与全球变化研究的热点领域^[7-9],国内外学者探讨了森林、草地、农田等不同生态系统类型的土壤碳库特征及其影响因素^[10-11],但研究内容大多侧重有机碳^[12],涉及土壤无机碳的研究还需深入^[13].系统解析干旱区土壤有机碳和无机碳含量及

其同位素变化的研究值得深入探讨^[7].干旱半干旱区是全球气候变化响应最敏感、生态环境变化最脆弱的地区,在陆地生态系统碳循环过程中起着重要作用^[14-15],土壤碳库的研究特别是SIC的研究对全球碳循环及全球气候变化具有重要意义.碳稳定同位素不仅能在百年尺度内研究土壤碳的分解和周转,还能反映地表植被的光合作用类型和区分岩生次生碳酸盐.因此,利用稳定碳同位素技术研究干旱区土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 的迁移转化特征以及土壤-植被生态系统碳来源与转化是干旱区碳循环研究的一个重要领域,也是今后干旱区碳循环研究的前沿^[16].本研究选择干旱区准噶尔盆地南缘荒漠区作为研究对象,通过对2 m深度土壤剖面的分层采样与实验室处理,分析SOC和SIC含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布特征,探讨土壤碳变化与剖面距绿洲距离的关系,旨在为干旱区土壤碳循环研究提供基础资料和数据,为进一步合理管理和保护干旱区碳资源提供参考.

1 研究地区与研究方法

1.1 研究区概况

研究区位于准噶尔盆地南缘,面积93684 km².盆地南缘靠近绿洲,以荒漠为主,是亚洲中部荒漠生态系统的典型代表(图1).该区域生长着大面积原始盐生旱生荒漠植被,其地表分布着以多枝怪柳

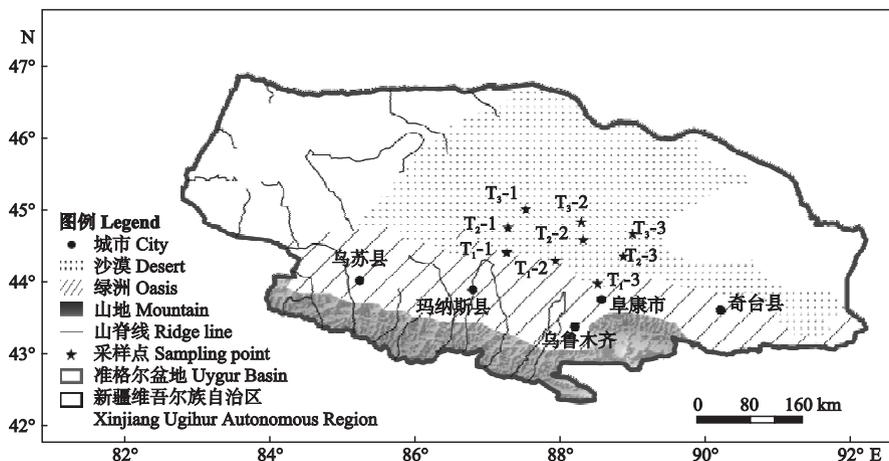


图1 采样点分布

Fig.1 Distribution of sampling points.

表 1 准噶尔盆地南缘采样点信息

Table 1 Sampling site information of southern Junggar Basin

样带 Transect	采样点编号 Sampling point number	经度 Longitude (N)	纬度 Latitude (E)	海拔 Altitude (m)	距绿洲的距离 Distance from oasis (km)	植被优势种 Dominant species of vegetation
荒漠边缘 Edge of oasis	T ₁ -1	44.809°	86.676°	377	3	梭梭
(T ₁)	T ₁ -2	44.701°	87.344°	417	5	梭梭
	T ₁ -3	44.382°	87.918°	389	4	梭梭、琵琶柴
荒漠中部 Middle of oasis	T ₂ -1	45.151°	86.693°	388	41	梭梭、琵琶柴
(T ₂)	T ₂ -2	44.985°	87.720°	505	45	梭梭、琵琶柴
	T ₂ -3	44.760°	88.267°	591	55	琵琶柴、骆驼刺
荒漠腹地 Hinterland of oasis	T ₃ -1	45.401°	86.940°	393	74	骆驼刺
(T ₃)	T ₃ -2	45.231°	87.692°	511	63	琵琶柴、骆驼刺
	T ₃ -3	45.070°	88.389°	694	88	骆驼刺

(*Tamarix ramosissima*)、梭梭 (*Haloxylon ammodendron*) 和琵琶柴 (*Reaumuria songonica*) 等典型荒漠灌木、半灌木为优势种的单生或混生植物群落。盆地南部以风沙土和灰漠土为主, 该区域受地形的影响, 夏季炎热干燥, 冬季寒冷, 多年平均气温 6~10 °C, 气温年变化幅度达 75~80 °C。蒸发量大, 降水量稀少, 年均潜在蒸发量达 2000 mm, 但年降水量仅 150 mm 左右, 是欧亚大陆腹地典型的温带大陆性荒漠。

1.2 数据采集与实验室分析

本研究根据准噶尔盆地南缘荒漠区距绿洲的距离, 分别在荒漠边缘 (距绿洲约 5 km)、荒漠中部 (距绿洲约 45 km) 和荒漠腹地 (距绿洲约 70 km) 设置 3 条样带, 每个样带选择 3 个采样点, 共计 9 个采样点 (图 1, 表 1)。所选采样点均为地表覆被未受破坏且远离人为干扰的区域。每个采样点人工挖掘一个 2 m 深的土壤剖面, 分 16 层采集土壤剖面样品, 在每个剖面的同一深度、不同位置分别采集 3 个样品, 共采集土壤样品 432 个。土壤样品经自然风干、研磨和过 2 mm 筛后, 送实验室分析。根据土壤样品分析结果, 对数据变化不明显的层进行合并, 最终整合为 9 层, 每层的土壤深度分别为 0~5、5~10、10~20、20~30、30~50、50~80、80~120、120~160 和 160~200 cm。

土壤样品分析项目为 SOC 和 SIC 含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值。其中土壤有机质用重铬酸钾氧化-外加热法测定, SOC 由土壤有机质含量乘以 Bemmelen 换算系数 0.58 得到^[17]; SIC 含量采用气量法测定^[18]。SOC 和 SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值利用德国同位素比例质谱仪 (Finnigan MAT Delta Plus XP) 测定。SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值测定时, 首先将 1 g 土壤样品经 HCl 预处理 12 h 移除无机碳, 然后在 1020 °C 的纯氧环境下高温燃烧确保有机物氧化完全。SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的测定方法为经

典的饱和磷酸法^[19]: 取 0.03 g 样品倒入放有小磁棒的玻璃瓶中, 抽真空后, 注入 20 mL 100% 浓磷酸, 加热至 50 °C 并用磁力搅拌法使样品与磷酸充分反应, 在真空线上利用冷阱分离 CO_2 , 收集纯化的 CO_2 。所有 SOC 同位素样品测定是在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室完成, SIC 同位素样品测定是在中国科学院南京地质与古生物研究所完成。稳定碳同位素样品分析采用 PDB 标准, 表达为 $\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ 。

1.3 数据处理

采用 Excel 2010 对 SOC、SIC 及其 $\delta^{13}\text{C}$ 数据进行分类整理, 并用无重复双因素方差分析方法分析了深度和距离对 SOC、SIC 及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响, 显著性水平设置为 $\alpha=0.05$ 。采用 OriginPro 8.0 绘图。

2 结果与分析

2.1 土壤有机碳含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化

准噶尔盆地南缘 SOC 含量为 0.36~6.757 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 随采样点距绿洲距离不同, 各剖面土壤 SOC 含量具有较大差异 (图 2)。荒漠边缘采样带土壤剖面各深度 SOC 含量均明显高于荒漠中部和荒漠腹地采样带, 荒漠边缘 SOC 含量为荒漠腹地的 2.75 倍。研究区 SOC 含量在剖面表层 0~15 cm 明显富集^[20], 在 50~200 cm 含量较低且变化不大。荒漠边缘 SOC 含量在 80 cm 深度明显增大, 剖面中该层土壤颜色比上层略深, 并发现有灰褐色腐殖质薄层, 说明该层土壤在历史形成时期具有较好的温湿条件及较高的地表植被覆盖度, 有利于 SOC 的积累^[21]。

SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围为 -25.20‰ ~ -18.22‰, 在荒漠边缘区域 $\delta^{13}\text{C}$ 值表现出更加偏正的趋势。从整个剖面来看, 各样带土壤剖面底层 (150~200 cm) SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值低于上层, 其中表层

(0~5 cm) 和底层 (180~200 cm) $\delta^{13}\text{C}$ 均值分别为 -20.73‰ 和 -22.78‰ , 差值为 2.05‰ 。荒漠边缘土壤剖面表层 SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 0~10 cm 深度快速增加, 增幅为 2.02‰ , 整个剖面最大值与最小值之差为 9.09‰ 。荒漠中部和荒漠腹地土壤剖面 SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 0~20 cm 和 0~30 cm 范围内亦快速增加, 增幅分别为 1.36‰ 和 0.94‰ , 之后随剖面深度的增加而递减, 整个剖面极差分别为 4.43‰ 和 6.53‰ 。总体来看, 各样带土壤剖面 SOC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在中部富集, 底部最小。

2.2 土壤无机碳含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化

土壤无机碳含量在荒漠边缘最大, 荒漠腹地最小 (图 3), 且层间变幅较小, 荒漠边缘 SIC 平均含量 $38.98 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 是荒漠腹地的 6.01 倍, 表明 0~200 cm 深度内大量 SIC 在荒漠边缘呈聚集趋势。该现象可能是由于绿洲土壤中大量盐碱随绿洲灌排系统集聚到荒漠边缘, 荒漠边缘地下水位置相对较浅, 容易引起土壤次生盐渍化的发生, 促进碳酸盐的聚积, 土壤高盐 (Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 丰富) 是形成碳酸盐的有利条件^[22-23]。

由图 3 可知, 各剖面 SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 均值变化范围为 -4.46‰ ~ -0.41‰ , 剖面间存在差异, 在荒漠边缘区域 $\delta^{13}\text{C}$ 值表现出更加偏负的趋势。SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值

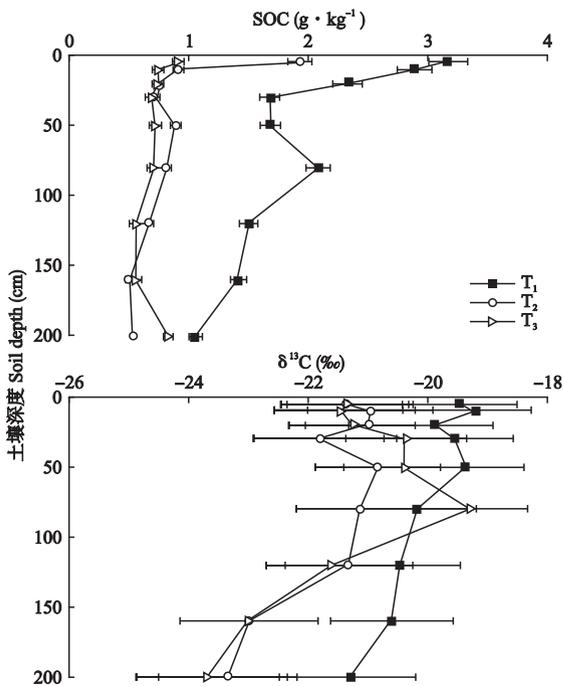


图 2 SOC 含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的垂直分布

Fig.2 Vertical distribution of SOC content and its $\delta^{13}\text{C}$.

T₁: 荒漠边缘 The edge of oasis; T₂: 荒漠中部 The middle of oasis; T₃: 荒漠腹地 The hinterland of oasis. 下同 The same below.

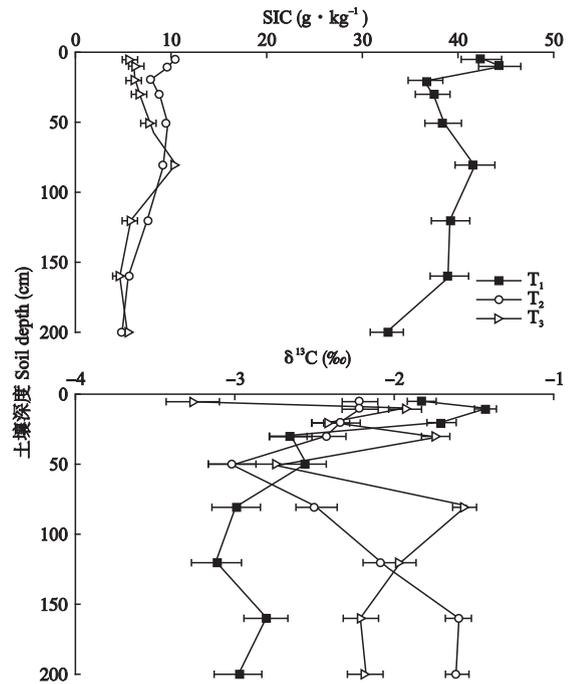


图 3 SIC 含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的垂直分布

Fig.3 Vertical distribution of SIC content and its $\delta^{13}\text{C}$.

在表层 (0~20 cm) 土壤中各个剖面的均值分别为 -1.66‰ 、 -2.26‰ 、 -2.53‰ , 而在深层土壤 (120~200 cm) 各个剖面中分别为 -2.45‰ 、 -2.22‰ 、 -2.22‰ 。 $\delta^{13}\text{C}$ 值在荒漠边缘和荒漠中部表现出先减小后增大, 在底部富集的趋势; 而在荒漠腹地中表现为先增大后减小, 在中部富集的趋势。

3 讨论

3.1 准噶尔盆地南缘土壤属性影响因素

研究区 SOC、SIC 及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值除了受剖面深度的影响外, 还受距离绿洲距离的影响。通过对 SOC、SIC 及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的无重复方差分析发现 (表 2), 距离绿洲距离对 SOC、SIC 和土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化有显著影响 ($P < 0.01$), 这可能受不同区域气候、植被等的影响导致。温度和水分是主要的气候因子, 影响着土壤地表植被特征, 在土壤有机质转化过程中起多方面作用, 是决定土壤碳降解的重要因子。自然植被下, 土壤有机碳主要来源于地表植被的枯枝落叶以及根系分泌物。

SOC 含量在土壤剖面中的垂直分布一方面取决于土壤有机质在下渗水作用下在土体中的淋溶、迁移、淀积及其在土壤微生物作用下与矿质土体振动、混合的过程; 另一方面与研究区土壤学特征密切相关^[24-25], 土壤结构、根系深度、土层特性、有效水分保持能力、土壤生物多样性等土壤学特征对土壤有

表 2 土壤剖面深度和距绿洲距离对 SOC、SIC 及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值影响的方差分析

Table 2 Analysis of variance for SOC and SIC and their stable carbon isotope values affected by soil depth and distance to oasis

项目 Item	影响因素 Influence factor	方差 Variance	自由度 Freedom	均方差 Mean square deviation	P
SOC	深度 Depth	10.531	8	1.316	0.001
	距离 Distance	82.225	8	10.278	<0.001
SIC	深度 Depth	277.034	8	34.629	0.061
	距离 Distance	42186.183	8	5273.273	<0.001
SOC $\delta^{13}\text{C}$	深度 Depth	71.911	8	8.989	<0.001
	距离 Distance	79.639	8	9.955	<0.001
SIC $\delta^{13}\text{C}$	深度 Depth	5.250	8	0.656	1.215
	距离 Distance	19.815	8	2.477	<0.001

机碳有一定影响.荒漠边缘 SIC 含量是荒漠腹地的 6 倍,且荒漠腹地 SIC 含量的层间变化幅度也小.产生此现象的原因可能是绿洲土壤中大量盐碱随绿洲灌排系统集聚到荒漠边缘,造成其地下水位置相对较浅,容易引起土壤次生盐渍化的发生,促进碳酸盐的聚积^[22];同时荒漠腹地降水较少,植被覆盖度和生物量较低,有机质分解、根系和微生物活动弱,土壤矿质部分几乎全由细砂颗粒组成且剖面层次分化不明显,沉淀形成的碳酸钙很少^[26].同时由于研究区降水量小,蒸发量大,水分入渗深度受限,不利于 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 等离子向下运移和传递^[27],因此土壤无机碳无法在深层土壤中淀积.

研究区 SOC $\delta^{13}\text{C}$ 值在 T_1 、 T_2 样带 20~30 cm 深度富集,在 T_3 样带 50~80 cm 深度富集;各样带 SOC $\delta^{13}\text{C}$ 值在剖面底部 160~200 cm 范围内最小.SOC $\delta^{13}\text{C}$ 值在各样带剖面上部 0~30 cm 范围内快速增加,这可能是因为微生物在有机质的降解过程中优先分解富含 ^{12}C 的部分,使残留部分富集 ^{13}C ,导致土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 随深度增加逐渐增加^[28].其次,与土壤有机质组分的可降解性有关.在一定范围内,随着土壤深度的增加,难降解类物质逐渐增加,而难降解类物质富含 ^{13}C ^[29].土壤无机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要取决于岩生碳酸盐含量和土壤 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值.当 SIC 来源中岩生性碳酸盐碳越占优势, $\delta^{13}\text{C}$ 值越接近 0;当 SIC 来源中发生性碳酸盐碳越占优势, $\delta^{13}\text{C}$ 值越趋于负值^[6].研究结果表明,表层土壤中(0~20 cm)荒漠边缘的 SIC $\delta^{13}\text{C}$ 值更接近 0,说明无机碳组成中岩生性碳酸盐占优势,深层土壤发生性碳酸盐占优势;荒漠腹地中表层缺少植被覆盖,SOC 含量较少,成土过程缓慢,岩生碳酸盐较多地残存于深层土壤中,因此表层 SIC $\delta^{13}\text{C}$ 值趋于负值,说明无机碳组成中发生性碳酸盐占优势,深层土壤中岩生性碳酸盐

占优势.土壤 CO_2 主要来自于植物根部呼吸、有机质分解、微生物呼吸以及大气 CO_2 ^[30].前 3 种作用生成的 CO_2 同源,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本一致.现代大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值约为 -8‰ ,纯大气碳源形成的发生性碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高,约为 $2\text{‰} \sim 4\text{‰}$ ^[31].土壤表层接近于大气层,大气 CO_2 混入作用增大,土壤 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大,土壤发生性碳酸盐在形成和重结晶过程中能够固存土壤 CO_2 ,可能也含有部分大气源 CO_2 ^[13],因此大气和土壤 CO_2 近地面交换导致土壤碳酸盐的 ^{13}C 富集;同时由于降雨较少,蒸发量大,植被扎根较深,导致土壤深层植物根部呼吸产生的 CO_2 浓度增大,大气 CO_2 混入作用减小,土壤碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值减小^[32-33].

3.2 土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值表征的地上植被演替特征

SOC $\delta^{13}\text{C}$ 值在荒漠边缘 0~20 cm 变化较大 ($-19.90\text{‰} \sim -17.41\text{‰}$),在 50~200 cm 变化较小 ($-21.92\text{‰} \sim -20.20\text{‰}$),说明表层 SOC $\delta^{13}\text{C}$ 值接近 C4 植物来源,而深层接近 C3 植物来源;荒漠中部和荒漠腹地采样点土壤剖面 SOC $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围为 $-25.20\text{‰} \sim -19.30\text{‰}$ (0~200 cm),说明 SOC $\delta^{13}\text{C}$ 主要为 C3 植物来源.因此,可以推断准噶尔盆地南缘荒漠区地上历史植被以 C3 植物为主,但在绿洲边缘又经历了从 C3 植物为主到 C4 植物为主的演替过程.该推断也与研究区相关植被演替的结论一致^[34].研究表明,准噶尔盆地南缘干旱区的历史植被演替可能存在草地生态系统被灌木生态系统所取代的过程,即 C3 草地演替为 C4 灌丛的过程^[28].这一现象已在世界其他干旱区得到验证,如美国 Chihuahuan 和 Mojave 沙漠、非洲稀树草原等^[35-36],但中国西部准噶尔盆地南缘地区仍有待验证.

植被的光合作用类型决定土壤 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,从而间接影响土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值.与美国干旱半干

旱地区 SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相比较,准噶尔盆地南缘的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏大.例如, Monger 等^[35] 研究表明,美国 Chihuahuan 荒漠以 C3 植被为主,其 SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-6\text{‰} \sim -8\text{‰}$ 之间;在美国华盛顿 Palouse, SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-4.1\text{‰} \sim -4.8\text{‰}$ 之间^[36]. 这些地区 SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值均趋于负值,且均比准噶尔盆地 $\delta^{13}\text{C}$ 值小,很有可能是由于当地降水较为丰富.准噶尔盆地南缘降水少,地表植被较少,呼吸作用较弱,植被呼吸作用产生的 CO_2 浓度较低,从而使大气中 CO_2 混入作用增大,同时,土壤发生性碳酸盐在形成和重结晶过程中能够固存土壤 CO_2 ,可能也含有部分大气源 CO_2 ,纯大气碳源形成的发生性碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高,约为 $2\text{‰} \sim 4\text{‰}$,因此 SIC 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏大^[37].

4 结 论

通过研究准噶尔盆地南缘荒漠区不同剖面 SOC、SIC 含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的变化,发现研究区 SOC 含量随剖面深度的增加而减小,而 SIC 含量的剖面分布总体呈低-高-低的特征.各样带土壤剖面 SOC $\delta^{13}\text{C}$ 值在剖面中部富集,在剖面底部最小,在荒漠边缘区域 $\delta^{13}\text{C}$ 值表现出了更加偏正的趋势,由此推断准噶尔盆地南缘荒漠区地上历史植被以 C3 植物为主,但在绿洲边缘又经历了从 C3 植物为主到 C4 植物为主的演替过程.SIC $\delta^{13}\text{C}$ 值主要取决于岩生碳酸盐含量和土壤 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值.土壤无机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值在荒漠边缘表层趋于负值,发生性碳酸盐占优势,在深层 $\delta^{13}\text{C}$ 值趋于 0,岩生性碳酸盐占优势,与荒漠腹地土壤结果相反.本文研究结果对于深入探讨准噶尔荒漠区土壤碳的来源与形成过程,丰富干旱区土壤碳循环研究等都具有重要意义.

参考文献

- [1] Yu J (余 健), Fang L (房 莉), Bian Z-F (卞正富), *et al.* A review of the composition of soil carbon pool. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), 2014, **34** (17): 4829-4838 (in Chinese)
- [2] Wang M-L (王毛兰), Lai J-P (赖建平), Hu K-T (胡珂图), *et al.* Compositions of stable organic carbon and nitrogen isotopes in wetland soil of Poyang Lake and its environmental implications. *China Environmental Science* (中国环境科学), 2016, **36**(2): 500-505 (in Chinese)
- [3] Du H-Y (杜宏印), Guo H (郭 浩), Cui X-H (崔向惠), *et al.* The stable isotope background values of the major source regions of dust storms in China. *Journal of Desert Research* (中国沙漠), 2016, **36**(3): 604-609 (in Chinese)
- [4] Cerling TE, Solomon DK, Quade J, *et al.* On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide.

- Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, **55**: 3403-3405
- [5] Cao X-X (曹新星), Song Z-G (宋之光), Li Y (李艳), *et al.* The characteristics of organic matter in Maoming oil shales and their paleoclimate significance. *Earth Science Frontiers* (地学前缘), 2016, **23**(3): 243-252 (in Chinese)
- [6] Krull EG, Bray SS. Assessment of vegetation change and landscape variability by using stable carbon isotopes of soil organic matter. *Australian Journal of Botany*, 2005, **53**: 651-661
- [7] Gong L (贡 璐), Zhu M-L (朱美玲), Liu Z-Y (刘曾媛), *et al.* Correlation among soil organic carbon, soil inorganic carbon and the environmental factors in a typical oasis in the southern edge of the Tarim Basin. *Environmental Science* (环境科学), 2016, **37**(4): 1516-1522 (in Chinese)
- [8] Zhang X-N (张雪妮), Lyu G-H (吕光辉), Gong L (贡 璐), *et al.* Analysis on soil inorganic carbon of different soil types in the Ebinur Lake Wetland Nature Reserve in Xinjiang. *Journal of Desert Research* (中国沙漠), 2013, **33**(4): 1084-1090 (in Chinese)
- [9] Xu W-Q (许文强), Luo G-P (罗格平), Chen X (陈曦), *et al.* Soil organic $\delta^{13}\text{C}$ change along a vertical gradient in the northern slope of Tianshan Mountains. *Journal of Isotopes* (同位素), 2016, **29**(3): 7-12 (in Chinese)
- [10] Pringle MJ, Allen DE, Phelps DG, *et al.* The effect of pasture utilization rate on stocks of soil organic carbon and total nitrogen in a semi-arid tropical grassland. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2014, **195**: 83-90
- [11] Wang Y-Z (王玉竹), Xiao H-A (肖和艾), Zhou P (周 萍), *et al.* Distribution and dynamics of cropland soil organic carbon in Jiangnan Plain: A case study of Qianjiang City. *Environmental Science* (环境科学), 2015, **36**(9): 3422-3428 (in Chinese)
- [12] Zhang Y-X (张月鲜), Sun X-Y (孙向阳), Zhang L (张 林), *et al.* A study on the characteristics of soil stable carbon isotope composition in different types of grassland in Northwest China. *Chinese Journal of Soil Science* (土壤通报), 2013, **44**(2): 348-354 (in Chinese)
- [13] Cui L-F (崔丽峰), Liu C-Q (刘丛强), Tu C-L (涂成龙), *et al.* Soil inorganic carbon and its isotopic composition under different vegetation types in Loess Plateau of Northwest China. *Chinese Journal of Ecology* (生态学杂志), 2013, **32**(5): 1187-1194 (in Chinese)
- [14] Wang JP, Wang XJ, Zhang J, *et al.* Soil organic and inorganic carbon and stable carbon isotopes in the Yanqi Basin of northwestern China. *European Journal of Soil Science*, 2015, **66**: 95-103
- [15] Wohlfahrt G, Fenstermaker LF, Arnone JA III. Large annual net ecosystem CO_2 uptake of a desert ecosystem. *Global Change Biology*, 2008, **14**: 1475-1487
- [16] Xu W-Q (许文强), Luo G-P (罗格平), Chen X (陈曦), *et al.* Progress of research on soil carbon cycle using carbon isotope approach. *Arid Land Geography* (干旱区地理), 2014, **37**(5): 980-987 (in Chinese)
- [17] Mann LK. Changes in soil carbon storage after cultivation. *Soil Science*, 1986, **142**: 279-288
- [18] Lu R-K (鲁如坤). Soil and Agricultural Chemistry Analysis. Beijing: China Agricultural Science and Technology Press, 2000: 12-172 (in Chinese)

- [19] McCrea J. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, 1950, **18**: 849–857
- [20] Jian X (简 兴), Wang S (王 松), Wang Y-L (王玉良), *et al.* Distribution characteristics of soil carbon and nitrogen in different land use types changed from urban wetlands. *Chinese Journal of Applied Ecology* (应用生态学报), 2016, **27**(5): 1408–1416 (in Chinese)
- [21] Zhu M (朱 猛), Liu W (刘 蔚), Qin Y-Y (秦燕燕), *et al.* Distribution of soil organic at hillslope scale in forest-steppe zone of Qilian Mountains. *Journal of Desert Research* (中国沙漠), 2016, **36**(5): 741–748 (in Chinese)
- [22] Wang Y, Li Y. Land exploitation resulting in soil salinization in a desert-ecotone. *Catena*, 2012, **100**: 50–56
- [23] Zu Y-G (祖元刚), Li R (李 冉), Wang W-J (王文杰), *et al.* Soil organic and inorganic carbon contents in relation to soil physicochemical properties in northeastern China. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), 2011, **31**(18): 5207–5216 (in Chinese)
- [24] Wang Z-Q (王志齐), Du L-L (杜兰兰), Zhao M (赵慢), *et al.* Differences in soil organic carbon and total nitrogen and their impact factors under different restoration patterns in the Loess Plateau. *Chinese Journal of Applied Ecology* (应用生态学报), 2016, **27**(3): 716–722 (in Chinese)
- [25] Wang Y-H (王勇辉), Jiao L (焦 黎). Study of the characteristics and storage of soil organic carbon in the Ebinur Lake wetland. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), 2016, **36**(18): 5893–5901 (in Chinese)
- [26] Han W-J (韩文娟), Sheng J-D (盛建东), Gu H-B (谷海斌), *et al.* Soil inorganic carbon distribution characteristics in typical grassland in Ili Area of Xinjiang. *Journal of Xinjiang Agricultural University* (新疆农业大学学报), 2015, **38**(2): 140–145 (in Chinese)
- [27] Liu WG, Wei J, Cheng J, *et al.* Profile distribution of soil inorganic carbon along a chronosequence of grassland restoration on a 22-year scale in the Chinese Loess Plateau. *Catena*, 2014, **121**: 321–329
- [28] Huang Z-S (黄宗胜), Yu L-F (喻理飞), Fu Y-H (符裕红), *et al.* Characteristics of $\delta^{13}\text{C}$ value of soil organic carbon under naturally restoring degenerative karst forest. *Acta Pedologica Sinica* (土壤学报), 2015, **52**(2): 345–354 (in Chinese)
- [29] Benner R, Fogel ML, Sprague EK, *et al.* Depletion of ^{13}C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies. *Nature*, 1987, **329**: 708–710
- [30] Zhang L (张 林), Sun X-Y (孙向阳), Qiao Y (乔永), *et al.* CO_2 sequestration in formation and turnover of pedogenic carbonates in soil of desert steppe, Inner Mongolia, China. *Acta Pedologica Sinica* (土壤学报), 2011, **48**(3): 577–586 (in Chinese)
- [31] Yang L-F (杨黎芳), Li G-T (李贵桐), Li B-G (李保国). Modeling and application of stable carbon isotope of pedogenic carbonate. *Advances in Earth Science* (地球科学进展), 2006, **21**(9): 973–981 (in Chinese)
- [32] Zhou Q (周 泉), Wang L-C (王龙昌), Xiong Y (熊 瑛), *et al.* Effect of green manure intercropping and straw mulching on winter rape rhizosphere soil organic carbon and soil respiration. *Environmental Science* (环境科学), 2016, **37**(3): 1115–1120 (in Chinese)
- [33] Yang F (杨 帆), Ali Mamtimin (买买提艾力·买买提依明), Yang X-H (杨兴华), *et al.* Characteristics and affecting factors of soil respiration in the northern margin of the Taklimakan Desert. *Journal of Desert Research* (中国沙漠), 2015, **35**(1): 195–202 (in Chinese)
- [34] Wang G, Feng X, Han J, *et al.* Paleovegetation reconstruction using $\delta^{13}\text{C}$ of soil organic matter. *Biogeosciences*, 2008, **5**: 1325–1337
- [35] Monger HC, Cole DR, Buck BJ, *et al.* Scale and the isotopic record of C_4 plants in pedogenic carbonate: From the biome to the rhizosphere. *Ecology*, 2009, **90**: 1498–1511
- [36] Stevenson BA, Kelly EF, McDonald EV, *et al.* The stable carbon isotope composition of soil organic carbon and pedogenic carbonates along a bioclimatic gradient in the Palouse region, Washington State, USA. *Geoderma*, 2005, **124**: 37–47
- [37] Xue JB, Zhong W, Cao JY. Changes in C_3 and C_4 plant abundances reflect climate changes from 41,000 to 10,000 yr ago in northern Leizhou Peninsula, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, **396**: 173–182

作者简介 王 娜,女,1991年生,硕士研究生.主要从事干旱区碳循环研究. E-mail: 13609979732@163.com

责任编辑 张凤丽