第37卷 第2期
2017年3月

中 国 沙 漠
JOURNAL OF DESERT RESEARCH

Vol. 37 No. 2
Mar. 2017

人工固沙区土壤碳分布及其与土壤属性的关系

陈永乐[1,2]，张志山[1]，赵 洋[1]

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院 沙坡头沙漠研究试验站，甘肃 兰州 730000；2. 中国科学院大学，北京 100049)

摘要：选择腾格里沙漠东南缘沙坡头地区不同年代建立的人工固沙林(1964、1981、1990年)及临近的流动沙丘，对0～3.0 m剖面上的土壤进行取样和分析，以探讨固沙植被的建立和发展对土壤碳(有机碳和无机碳)分布的影响及其与土壤属性的关系。结果表明：在流动沙丘建立人工固沙植被近50年后，表层(0～0.1 m)土壤有机碳和无机碳含量均明显增加，土壤有机碳含量为1.95 g·kg^{-1}，是流动沙丘的6.67倍，无机碳含量为4.19 g·kg^{-1}，是流动沙丘的1.46倍。将土壤剖面划分为3层后(0～0.4，0.4～1.0、1.0～3.0 m)分析显示，从流动沙丘到1964年固沙区，土壤有机碳密度显著增加(0.18 kg·m^{-2}到0.52 kg·m^{-2})，且浅层(0～0.4 m)的增加快于深层(1.0～3.0 m)；同时，浅层有机碳密度在整个剖面中所占比例显著增加(14.3%到30.4%)，而深层减少(64.8%到51.6%)。浅层和深层无机碳密度均有增加趋势，但差异不显著。冗余分析显示，土壤细颗粒含量、水分有效性、总氮含量、总磷含量、pH值和电导率与土壤碳密度关系密切，解释了土壤碳密度86.2%的变异。土壤有机碳密度与土壤细颗粒、总氮总磷含量及水分有效性、电导率极显著正相关($P<0.001$)；土壤无机碳密度与土壤细颗粒、总磷含量及水分有效性、总氮含量显著正相关($P<0.05$)。在1.0～3.0 m和0～3.0 m剖面上，土壤有机碳密度与土壤水分含量分别存在显著和极显著的负相关关系($P<0.05$和$P<0.01$)。

关键词：流动沙丘；固沙植被；有机碳；无机碳；土壤性质

文章编号：1000-694X(2017)02-0296-09 **DOI**：10.7522/j.issn.1000-694X.2016.00155

中图分类号：S153.6 **文献标志码**：A

0 引言

以温室气体增加和全球变暖为主要特征的全球气候变化已成为无可争议的事实，也是中国以及国际社会面临的严峻挑战，温室气体减排和增汇是当前缓解此变化的首要任务[1-2]。土壤是连接大气圈、水圈、生物圈和岩石圈的核心纽带，在全球生物地球化学循环中占据着至关重要的地位。据估计，全球陆地土壤有机碳库的容量(1 m深度)约为1 500 Pg，无机碳库约为1 000 Pg，总土壤碳库的容量是大气碳库的3倍和植被碳库的4.5倍。研究认为，通过土壤固碳(包括增加土壤有机碳和无机碳)，土壤碳库的潜在容量足以抵消排放到大气中的CO_2[3]。因此，土壤碳库的变化及其对大气CO_2的调控作用值得深入研究。

长期以来，对土壤固碳的研究重点集中于土壤有机碳，大量研究证实土壤有机碳的动态变化与土地利用方式密切相关，如林地、农田和草地面积的消涨和相互之间的转换等[4-8]。土壤无机碳在土壤固碳的相关研究中往往不受重视，甚至被忽略，而事实上无机碳在干旱半干旱地区的分布和储量多于有机碳[9-11]。中国总无机碳库接近60 Pg[12-13]，其中71.8%左右分布于降水小于400 mm的地区，该部分地区仅占国土面积的41.4%[14]。另一方面，相对于土壤有机碳，无机碳的更新时间更长，作为干旱半干旱地区重要的碳储存形式对于削减大气CO_2浓度的长期效应不可忽视[9,13]。在大多数涉及土壤碳库估算的研究中，均默认固定取样深度为1 m[15]，部分研究取样深度甚至更小[16-17]，从而影响研究的准确性和对深层土壤碳分布规律的准确认知[18]。虽然大部分土壤类型中土壤碳的分布与深度有较好的相关关系[19]，可以据此方便、快捷地推测深层土壤碳的含量，但深层土壤碳的实测资料仍不可或缺[20]。在特定的气候和植被类型下，土壤碳的分布和固存除受制于成土母质和地形的影响外，还与其他土壤特性紧密相关，如土壤粒径组成、土壤氮磷含量和pH值等[15,21-24]。

建立人工固沙植被是干旱半干旱荒漠地区生态

收稿日期：2016-08-21；**改回日期**：2016-11-18
资助项目：国家重点基础研究发展计划项目(2013CB429901)；国家自然科学基金项目(41471434)
作者简介：陈永乐(1988—)，男，甘肃永登人，博士研究生，主要从事干旱区生态研究。E-mail：yonglechen@163.com
通信作者：张志山(E-mail：zszhang@lzb.ac.cn)

恢复的重要措施[25]，也是此类地区土地利用变化的一种主要形式。随着人工固沙植被的发展和演替，植物地上和地下部分的共同作用不但促进了土壤的成土过程，而且加强了表层土壤的生物地球化学循环，尤其是表土层化学、物理、生物和形态方面的变化[26-27]。一系列基于长时间序列的观测研究发现，植被恢复可以显著加速表层土壤的固碳，提高有机碳含量和储量[17,21-22,28]。然而，植被恢复对深层土壤有机碳的影响、垂直剖面上土壤无机碳分布以及相关的影响因素仍鲜见报导。另一方面，作为驱动干旱半干旱荒漠地区植被-土壤过程的主要因素，水分对土壤碳分布和固存的影响也不明确。本研究选取不同年代的人工固沙区，以及相邻的流动沙丘样地，采用时空替代的方法，对土壤基本属性、有机碳和无机碳含量进行分析，研究人工固沙植被的建立和发展对 0～3.0 m 剖面上土壤有机碳和无机碳分布的影响，以及土壤碳变化与土壤属性的关系，旨在为干旱半干旱荒漠地区的植被恢复研究提供理论依据和参考资料。

1　研究地区与研究方法

1.1　研究区概况

试验于中国科学院沙坡头沙漠研究试验站路北观测场内进行。试验区位于腾格里沙漠东南缘(37°32′N、105°02′E，海拔1 339 m)，属于草原化荒漠地带，也是沙漠与绿洲的过渡区。格状新月形沙丘链连绵分布呈阶梯状，为西北-东南方向。年平均气温 9.6 ℃，高温极值 38.1 ℃，低温极值－25.1 ℃。全年日照时数3 264.7 h。年平均降雨量 186.2 mm，且集中于 7—9 月，年潜在蒸发量3 000 mm，空气平均相对湿度 40%。主风向为西北风，年平均风速 2.8 $m \cdot s^{-1}$。土壤类型以疏松、贫瘠的流动风沙土为主，稳定含水量仅 2%～3%，地下水埋深达 80 m，不能为植物所利用。天然植被以花棒(*Hedysarum scoparium*)和沙米(*Agriophyllum squarrosum*)等为主，盖度约 1%。自 1956 年起，为确保包兰铁路沙漠路段的畅通无阻，中国科学院与铁路相关单位在该区建立起“以固为主、固阻结合”的植物固沙防护体系，后经多次扩建，最终形成了全长达 16 km 的植物固沙带，其中铁路北侧宽 500 m，南侧宽 200 m。建立植物固沙带的过程为：①在流动沙丘垂直于主风的方向扎设机械阻沙栏；②在阻沙栏后扎设 1 m×1 m 的草方格；③在无灌溉条件下，以 1 m×2 m 或 2 m×3 m 的株行距栽植柠条(*Caragana korshinskii*)、油蒿(*Artemisia ordosica*)、花棒、小叶锦鸡儿(*Caragana microphylla*)、沙拐枣(*Calligonum arborescens*)和沙木蓼(*Atraphaxis bracteata*)等旱生灌木。植物固沙防护体系的建立，不仅使流动沙丘转变为向地带性植被发展的斑块状植被，同时也为沙区恢复生态学研究提供了长期的定位观测场地和资料。对不同年代固沙区内样地的连续监测显示，固沙植被建立初期，灌木盖度由第 2 年的 3%增加到 15 年后的 35%，其后逐渐降低，到植被建立 45 年后保持在 8%～10%，以柠条和油蒿为主；草本盖度由沙丘稳定初期的 35%迅速下降到 15 年的 12%，再到 50 年后的 30%～45%，流沙中的沙米等逐渐退出，一年生的小画眉草(*Eragrostis poaeoides*)、雾冰藜(*Bassia dasyphylla*)和碟果虫实(*Corispermum patelliforme*)，和二年生的砂蓝刺头(*Echinops gmelinii*)和蒙古鸦葱(*Scorzonera capito*)等陆续出现并定居；同时，沙面固定 10 年后出现以蓝藻为优势的结皮(盖度 10%～30%)，40 年后出现地衣和藓类混生结皮(盖度 30%～40%)，其后以地衣和藓类结皮为主，盖度达 50%～60%[29]。

1.2　试验设计

于 2014 年在 1990、1981、1964 年始植的植物固沙区样地(分别用 Y90、Y81、Y64 表示)以及临近的流动沙丘(用 Y0 表示)，分别选择 3 个典型的沙丘，每个沙丘作为 1 个重复。在每个沙丘不同部位(丘间低地、迎风坡和丘顶)采集 0～0.4 m 土层(间隔 0.1 m)土壤样品用于土壤理化性质分析，0～3.0 m 土层(0～1.0 m 间隔 0.1 m，1.0～3.0 m 间隔 0.2 m)的土壤样品用于土壤水分测定。土壤样品采集后，分别封装于自封袋和铝盒，带回实验室。用于土壤理化性质分析的样品风干后过筛(2 mm)，去除凋落物和可见根系等。用于土壤水分测定的样品称取鲜重后在 105 ℃下烘干，称取干重。

1.3　土壤理化性质测定

土壤容重由环刀法测得；土壤粒径由移液管法测得；土壤样品经由蒸馏水浸提后(水土比 5∶1)，分别用 pH 计和电导率仪测得土壤 pH 值和电导率；用压力膜仪测出土壤田间持水量和凋萎系数后，计算得到土壤水分有效性；土壤全氮由半微量凯氏定氮法测得；土壤全磷由 H_2SO_4-H_2O_2 消煮法测得；土壤有机碳(SOC)采用重铬酸钾外加热法测得；由德国元素分析仪(a vario MACRO CUBE elementar，德国）测定土壤总碳（STC），减去有机碳即为土壤无机碳（SIC）。

1.4 土壤碳密度计算

土壤有机碳密度（$SOCD$）和无机碳密度（$SICD$）的计算公式分别为：

$$SOCD = \sum_{i=1}^{n} SOC_i \times BD_i \times D_i / 100 \qquad (1)$$

$$SICD = \sum_{i=1}^{n} SIC_i \times BD_i \times D_i / 100 \qquad (2)$$

式中：SOC_i和SIC_i分别代表土壤有机碳和无机碳含量（g·kg^{-1}），BD_i代表土壤容重（g·cm^{-3}），D_i代表土层厚度（cm）。土壤总碳密度为土壤有机碳和无机碳密度之和。

1.5 数据分析

研究表明，沙坡头地区人工固沙区的降水入渗一般不超过 0.4 m[30]。因此，本文在分析土壤碳密度随固沙年代增加的变化过程中，将土壤层次划分为 0～0.4、0.4～1.0、1.0～3.0 m。

利用单因素方差分析和最小显著差法对不同年代固沙区的土壤有机碳、无机碳和总碳密度进行显著性分析和多重比较。对土壤碳与土壤属性进行冗余分析和相关分析。数据分析前均进行正态性检验，并对非正态数据进行相应转换。数据分析和作图分别采用 SPSS 16.0 和 Origin 8.5 进行，冗余分析在 Canoco 4.5 中完成。

2 结果与分析

2.1 土壤碳含量垂直分布特征

在 0～3.0 m 剖面上，Y0 土壤有机碳含量随土壤深度增加无明显变化，固沙区的则逐渐降低（表1）。其中，流动沙丘的最大值为表层（0～0.1 m）的 0.29 g·kg^{-1}，最小值为 0.24 g·kg^{-1}，出现在 1.8～2.0 m。与流动沙丘相比，固沙区表层的土壤有机

表 1 不同年代固沙区土壤碳含量（g·kg^{-1}）

Table 1 Concentration of soil organic carbon (SOC) and inorganic carbon (SIC) of sand-binding areas with different ages

土壤深度/m	土壤有机碳含量				土壤无机碳含量			
	Y0	Y90	Y81	Y64	Y0	Y90	Y81	Y64
0.05	0.29±0.01	0.61±0.25	1.45±0.47	1.95±0.23	2.87±0.18	2.87±0.13	3.29±0.21	4.19±0.42
0.15	0.26±0.02	0.29±0.02	0.51±0.06	0.59±0.11	2.63±0.16	2.43±0.11	2.81±0.15	2.93±0.21
0.25	0.27±0.01	0.33±0.03	0.42±0.06	0.47±0.07	2.72±0.18	2.77±0.10	2.80±0.42	2.86±0.29
0.35	0.26±0.01	0.28±0.01	0.35±0.05	0.48±0.08	2.80±0.16	3.09±0.31	3.06±0.25	3.03±0.31
0.45	0.27±0.02	0.27±0.00	0.36±0.03	0.39±0.05	3.03±0.29	3.29±0.40	2.97±0.27	2.78±0.24
0.55	0.25±0.02	0.24±0.01	0.41±0.05	0.33±0.01	2.90±0.28	3.00±0.39	2.75±0.14	2.83±0.16
0.65	0.27±0.02	0.26±0.02	0.33±0.01	0.31±0.03	2.67±0.02	2.60±0.17	2.53±0.22	2.80±0.17
0.75	0.27±0.01	0.22±0.02	0.34±0.00	0.29±0.02	2.77±0.07	2.62±0.02	3.25±0.52	2.75±0.14
0.85	0.26±0.02	0.26±0.02	0.29±0.00	0.26±0.04	2.67±0.05	2.67±0.13	2.41±0.23	2.62±0.08
0.95	0.27±0.01	0.22±0.02	0.28±0.01	0.32±0.03	2.85±0.17	3.14±0.51	2.72±0.05	2.87±0.17
1.1	0.26±0.00	0.24±0.02	0.30±0.00	0.28±0.01	2.73±0.20	2.63±0.21	2.79±0.23	2.57±0.15
1.3	0.28±0.03	0.24±0.01	0.30±0.02	0.26±0.02	2.92±0.23	2.77±0.10	2.46±0.28	2.73±0.10
1.5	0.25±0.04	0.26±0.01	0.35±0.02	0.26±0.01	2.58±0.06	2.68±0.08	2.82±0.11	3.14±0.37
1.7	0.23±0.00	0.23±0.01	0.29±0.00	0.30±0.02	2.88±0.14	2.80±0.14	2.48±0.09	2.82±0.12
1.9	0.22±0.01	0.21±0.00	0.25±0.00	0.27±0.01	2.67±0.05	2.83±0.17	2.72±0.21	2.95±0.04
2.1	0.23±0.03	0.22±0.01	0.27±0.00	0.28±0.00	2.58±0.21	2.72±0.07	2.87±0.15	3.27±0.14
2.3	0.24±0.02	0.24±0.00	0.29±0.01	0.26±0.01	2.78±0.13	3.10±0.41	2.78±0.07	3.14±0.12
2.5	0.26±0.03	0.24±0.01	0.30±0.03	0.27±0.00	2.77±0.23	2.65±0.26	2.94±0.14	2.78±0.10
2.7	0.25±0.02	0.25±0.02	0.26±0.00	0.27±0.03	2.68±0.11	2.73±0.10	2.61±0.16	3.30±0.13
2.9	0.25±0.02	0.25±0.01	0.26±0.02	0.27±0.03	2.72±0.15	2.73±0.03	2.48±0.13	3.15±0.09

Y0，流动沙丘；Y90，1990 年固沙区；Y81，1981 年固沙区；Y64，1964 年固沙区；STC 为土壤总碳表中数值为平均数±标准误。

碳含量相对较高，且随着固沙年代的增加而增加，分别为 0.61 g·kg^{-1}（Y90）、1.45 g·kg^{-1}（Y81）和 1.95 g·kg^{-1}（Y64）。

土壤无机碳含量在垂直方向上的分布波动较大。流动沙丘和 Y90 固沙区的最大值出现在 0.4～0.5 m，分别为 3.04 g·kg^{-1}和 3.29 g·kg^{-1}；而 Y81 和 Y64 固沙区的则有所增加，最大值均出现在表层（0～0.05 m），分别为 3.29 g·kg^{-1}和 4.19 g·kg^{-1}。另外，Y64 固沙区深层土壤有机碳含量也较高，如 2.0～2.2 m 的 3.27 g·kg^{-1}和 2.6～2.8 m 的 3.31 g·kg^{-1}，远高于流动沙丘和其他固沙区相同层次的含量。

2.2　土壤碳密度分层分布特征

由表 2 可知，0～3.0 m 剖面的土壤有机碳密度随固沙年代显著增加（P<0.05），流动沙丘为 1.24 kg·m^{-2}，在 Y64 固沙区达到 1.71 kg·m^{-2}，其中，0～0.4 m 的从 0.18 kg·m^{-2}（Y0）增加到 0.52 kg·m^{-2}（Y64），存在极显著的差异（P<0.01）。从各层有机碳在总有机碳密度中所占的比例来看，0～0.4 m 的显著增加（从 14.3%到 30.4%）而 1.0～3.0 m 的显著降低（从 64.8%到 51.6%））（P<0.05）。0.4～1.0 m 的有机碳密度虽有所增加，但相应的比例无显著差异。

浅层（0～0.4 m）和深层（1.0～3.0 m）土壤无机碳密度及其比例均有增加，但差异不显著；Y0、Y90、Y81、Y64 固沙区 0～3.0 m 剖面的总无机碳密度分别为 13.2、13.3、13.1、14.2 kg·m^{-2}。

0～3.0 m 剖面的总土壤碳密度由流动沙丘的 14.5 kg·m^{-2}增加到 Y64 固沙区的 15.9 kg·m^{-2}。其中，0～0.4 m 的碳密度及其比例均显著增加（P<0.05），流动沙丘的为 1.94 kg·m^{-2}，相应比例为 13.4%，而 Y64 固沙区的为 2.47 kg·m^{-2}，比例为 15.5%。0.4～1.0 m的碳密度变化不明显。深层土壤碳密度由微弱增加（9.56 kg·m^{-2}到 10.5 kg·m^{-2}），但相应比例有所降低（66.1%到 65.8%）。

表 2　不同年代固沙区土壤碳密度的比较

Table 2　Comparison of SOC, SIC, STC density in 0－0.4, 0.4－1.0, and 1.0－3.0 m layer, and their ratios accounted in the whole 0－3.0 m soil profile between sand-binding areas with different ages

		土壤碳密度/(kg·m^{-2})				土壤碳比例/%		
		0～0.4 m	0.4～1.0 m	1.0～3.0 m	0～3.0 m	0～0.4 m	0.4～1.0 m	1.0～3.0 m
SOC	Y0	0.18±0.01^{c}	0.26±0.02^{ab}	0.80±0.07	1.24±0.10^{b}	14.3±0.54^{c}	20.9±0.21	64.8±0.71^{a}
	Y90	0.23±0.04^{bc}	0.24±0.01^{b}	0.78±0.01	1.25±0.04^{b}	18.4±2.93^{bc}	19.2±1.14	62.4±1.82^{ab}
	Y81	0.41±0.05^{ab}	0.33±0.22^{a}	0.93±0.04	1.67±0.07^{a}	24.4±2.23^{ab}	19.6±1.57	56.0±1.49^{bc}
	Y64	0.52±0.03^{a}	0.31±0.02^{ab}	0.88±0.04	1.71±0.03^{a}	30.4±2.13^{a}	18.0±0.74	51.6±1.56^{c}
	F	16.70	6.68	2.96	16.8	10.8	1.31	17.1
SIC	Y0	1.77±0.09	2.71±0.12	8.76±0.38	13.2±0.47	13.3±0.20	20.5±1.00	66.2±1.00
	Y90	1.71±0.07	2.77±0.24	8.86±0.13	13.3±0.38	12.8±0.27	20.7±1.26	66.5±1.43
	Y81	1.81±0.02	2.67±0.06	8.64±0.22	13.1±0.30	13.8±0.16	20.3±1.22	65.9±0.31
	Y64	1.95±0.16	2.67±0.11	9.57±0.16	14.2±0.41	13.7±0.71	18.8±0.25	67.5±0.96
	F	1.13	0.11	2.90	1.50	1.28	1.12	0.49
STC	Y0	1.94±0.08^{b}	2.96±0.10	9.56±0.39	14.5±0.46	13.4±0.19^{b}	20.5±0.93	66.1±0.97
	Y90	1.94±0.02^{b}	3.01±0.25	9.64±0.12	14.6±0.34	13.3±0.21^{b}	20.6±1.25	66.1±1.13
	Y81	2.22±0.06^{ab}	2.99±0.05	9.57±0.25	14.8±0.32	15.0±0.36^{ab}	20.2±0.14	64.7±0.47
	Y64	2.47±0.17^{a}	2.98±0.09	10.5±0.17	15.9±0.38	15.5±0.73^{a}	18.7±0.15	65.8±0.88
	F	6.75	0.02	2.80	2.95	6.65	1.24	0.51

不同小写字母表示不同年代固沙区相同层次土壤碳或其比例间的差异达到显著水平（P<0.05）；Y0，流动沙丘；Y90，1990 年固沙区；Y81，1981 年固沙区；Y64，1964 年固沙区；SIC 为土壤总碳；表中数值为平均数±标准误。

2.3　土壤碳分布与土壤属性的关系

冗余分析的结果显示，0～0.4 m 土层土壤碳密度与土壤属性间存在紧密的联系（图 1）。土壤细颗粒含量、水分有效性、总磷含量、pH 值和电导率对土壤有机碳密度的影响较大，对土壤总碳密度的影响次之，土壤总氮含量对土壤无机碳密度的影响较大，而且这 6 个土壤属性均位于第一轴，共解释了土

壤碳密度86.2%的变异。

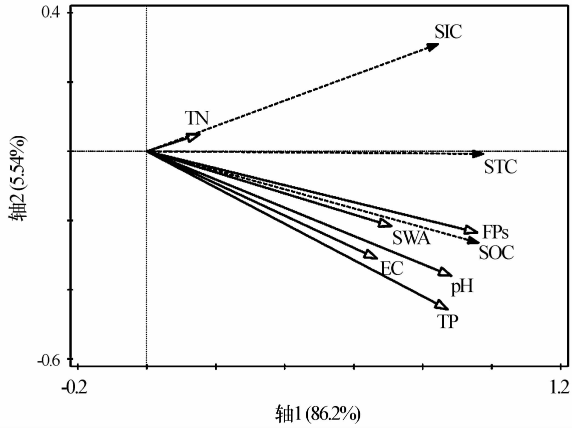

图1 土壤碳密度与土壤属性冗余分析(RDA)结果(SWA,土壤水分有效性;FPs,土壤细颗粒(黏粒+粉粒);EC,电导率;TN,总氮;TP,总磷)

Fig. 1 Bioplots of redundancy analysis (RDA) between soil carbon density and soil properties

相关分析表明(表3),土壤细颗粒含量、总氮总磷含量、水分有效性和电导率与土壤有机碳密度呈极显著的正相关关系($P<0.001$);土壤无机碳密度与土壤细颗粒、总磷含量也呈极显著的正相关关系($P<0.01$),而与土壤水分有效性和总氮含量呈显著的正相关关系($P<0.05$);土壤总碳密度与除pH值之外的土壤属性均呈极显著的正相关关系($P<0.01$)。

图2描述了不同土层土壤有机碳密度与土壤水分含量的关系。0~0.4 m和0.4~1.0 m土壤有机碳密度与土壤水分含量无明显联系,而在1.0~3.0 m和0~3.0 m剖面上,二者间分别存在显著和极显著的负相关关系($P<0.05$,$P<0.001$)。除0.4~1.0 m的土壤无机碳密度外($P<0.05$),所有土层的无机碳和总碳密度与土壤水分含量间均不存在显著的关系(表4)。

表3 0~0.4 m土层土壤碳密度与土壤属性相关系数

Table 3 Correlation coefficients between soil carbon density (SOC, SIC, and STC) and soil properties in 0-0.4 m soil layer

	SWA	FPs	EC	TN	TP	pH
SOC	0.739**	0.983**	0.723**	0.959**	0.944**	0.134
SIC	0.532*	0.736**	0.467	0.595*	0.633**	0.144
STC	0.693**	0.936**	0.653**	0.854**	0.863**	0.149

SWA,土壤水分有效性;FPs,土壤细颗粒(黏粒+粉粒);EC,电导率;TN,总氮;TP,总磷。

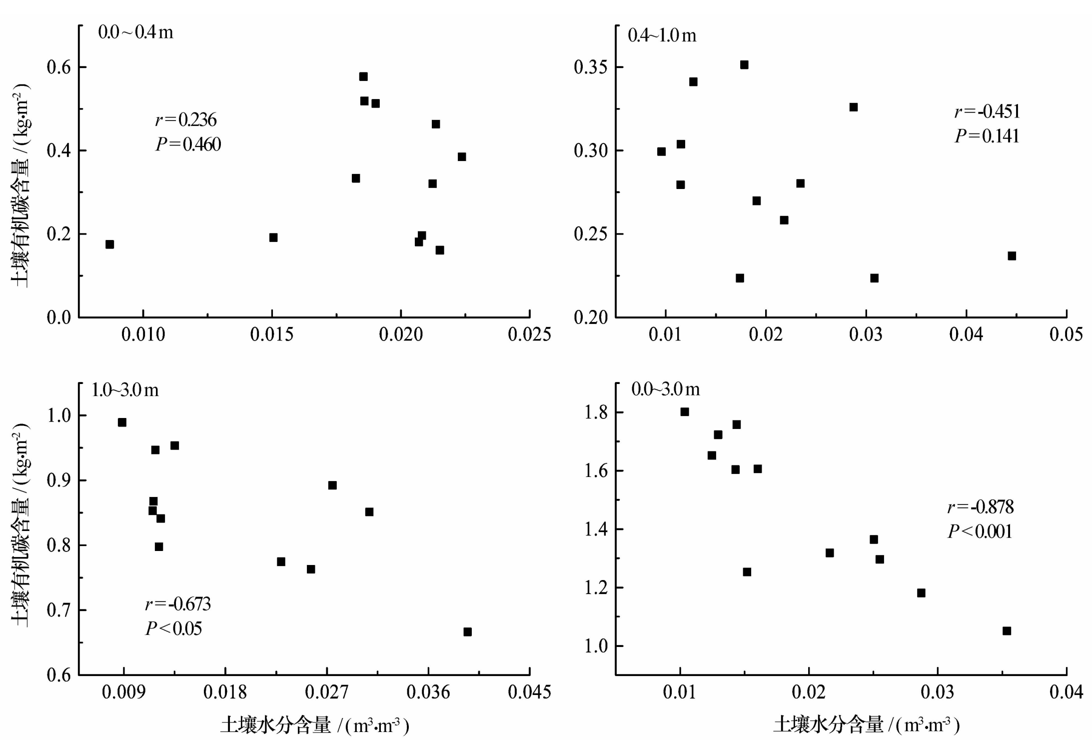

图2 不同土层土壤有机碳密度与土壤水分含量的相关分析

Fig. 2 Correlation analysis between soil organic carbon (SOC) density and soil water content in 0-0.4 m, 0.4-1.0 m, and 1.0-3.0 m, and the whole 0-3.0 m soil profile

表 4　不同土层土壤无机碳和总碳密度与土壤水分含量相关系数

Table 4　Correlation coefficients between soil carbon density (SIC and STC) and soil water content in 0－0.4 m 0.4－1.0 m, and 1.0－3.0 m, and the whole 0－3.0 m soil profile

	0～0.4 m		0.4～1.0 m		1.0～3.0 m		0.0～3.0 m	
	r	P	r	P	r	P	r	P
SIC	－0.199	0.535	0.595	0.041	－0.188	0.559	－0.149	0.643
STC	0.010	0.975	0.535	0.073	－0.294	0.354	－0.406	0.191

3　讨论与结论

大量研究表明，干旱半干旱地区土壤具有数量可观的土壤碳库容量（包括土壤有机碳和无机碳库），通过荒漠化治理、退化土地恢复和水土保持等途径，并采用适当的土地管理措施，可以实现此类地区土壤碳收支的平衡甚至产生净固存[11,31－33]。在中国干旱半干旱荒漠地区，以植被重建为主的生态恢复措施有效遏制了荒漠化，同时也极大地促进了当地生态环境的改善，尤其是土壤生境，从而为土壤碳的积累创造了良好的条件[25]。本研究表明，在流动沙丘建立人工固沙植被近 50 年后，表层（0～0.1 m）土壤有机碳和无机碳含量均明显增加，Y64 固沙区的有机碳含量为流动沙丘的 6.67 倍，无机碳含量为 1.46 倍。一般认为，固沙植被建立初期，近地面风蚀的缓解和粗糙度的增加有利于大气降尘在地表的累积，从而增加了表层土壤细颗粒的含量，也为微生物和隐花植物的拓殖创造了有利条件。同时，来自固沙植物群落的凋落物、表层土壤微生物和隐花植物的残体、分泌物共同促进了表层土壤有机碳的增加。因此，土壤有机碳的累积与其他土壤养分类似，均具有较强的表聚效应[15,17]，这一点也可以从图 1 中各固沙区 0～0.1 m 层较 0.1～0.2 m 层及其以下各层具有更高的有机碳含量的现象得以验证。研究表明，干旱半干旱地区土壤无机碳的累积速率很低，而其溶解速率更低，在土壤碳固存和降低大气 CO_2 方面意义重大[9,29]。本研究中，Y64 固沙区表层较流动沙丘高的土壤无机碳含量得益于表层土壤更易获得降水，土壤孔隙结构改善，以及累积的土壤有机碳。土壤有机碳分解可以为土壤无机碳的形成提供所需的土壤空气中的 CO_2，而在水分受限制的地区，这一过程较为缓慢。

将 0～3.0 m 剖面划分为 3 层后发现，整个剖面的累积有机碳密度显著增加，尤其是浅层（0～0.4 m），增加幅度远快于深层（1.0～3.0 m），导致出现了浅层与深层有机碳比例截然相反的变化趋势。研究认为，固沙区表层土壤和生物环境的改善导致了有效土壤资源，主要是水分的向下移动，使固沙区植物组成发生了变化，即深根系灌木逐渐退出[34]。相应地，植被根系上移并聚集于浅层，更有利于这一层次的土壤有机碳累积，而深层土壤有机碳的累积则逐渐放缓。另外，固沙植被发展过程中，草本植物种类和盖度显著增加[34]，其迅速生长和死亡也会促进浅层土壤有机碳的增加[21]。与流动沙丘相比，Y64 固沙区 0～3.0 m 剖面，以及 0～0.4 m 和 1.0～3.0 m 层土壤无机碳密度均有所增加，但增加幅度小于有机碳。土壤浅层累积的有机碳，在一定条件下会部分转化为土壤无机碳。由于固沙区与流动沙丘具有相同的成土母质，无机碳在土壤垂直方向上的分布和移动主要依赖于碳酸盐的淋溶[35－36]。本研究所处地区的年降水仅为 186.2 mm，且以小降水事件为主，入渗有限[30]，强烈限制了淋溶过程，浅层生成的土壤无机碳很难向深层土壤移动。因此，深层土壤无机碳的累积将较有机碳更为缓慢。

土壤细颗粒含量和比例（黏粒＋粉粒）被认为是影响土壤有机碳的关键土壤因子[15,37]。土壤细颗粒可以通过影响地上植被组成和生产力来调控有机碳向土壤中的输入量[38－39]，同时，土壤细颗粒对土壤中的有机碳有一定的保护作用，防止有机碳进一步的分解[40]。事实上，土壤细颗粒对有机碳的调控是通过影响土壤水分持水力、水分有效性和其他养分元素实现的。本研究表明，流动沙丘固定过程中土壤细颗粒的比例与土壤有机碳存在极显著的相关性，这一结果与其他受水分限制地区的研究一致[22,41]。土壤有机碳和氮、磷均存在一定的耦合关系，这是因为土壤碳和氮之间有较强的交互作用，土壤氮的增加会促进植物向土壤中转移更多的有机碳[42]。土壤 pH 值和电导率等与有机质的分解、土壤微生物活动、土壤营养元素释放和转化等密切相关[43－44]，进而影响土壤有机碳，本研究中冗余分析

和相关分析的结果对此有所体现。相比有机碳，土壤无机碳与以上土壤属性的关系相对较弱，只与土壤细颗粒、水分有效性以及氮和磷含量存在相关性。土壤微形态方面的研究表明，土壤无机碳的主要来源——碳酸盐主要聚集于土壤孔道和根孔等生物与水分作用活跃的部位[7]，而土壤质地和养分条件的改善往往可以促进微生物活动和根系的生长。

水是干旱半干旱荒漠地区生态系统过程的驱动力和关键限制因子[45]，大规模的植被建设无疑会引起土壤水分在空间和时间上的强烈变化。早期研究表明，在本研究区建立固沙植被 9～10 年，土壤水分迅速下降，深层土壤水分状况恶化尤为明显，进而促使了植被组成的变化[34]。这些变化包括深根系灌木的逐渐退出，草本植物的增加以及生物土壤结皮层的发育，同时，这些变化进一步影响土壤水分，使固沙植被在约 40 年后达到了一个新的平衡[46]。本研究表明，在 0～3.0 m 剖面上以及土壤深层（1.0～3.0 m），土壤水分与有机碳分别存在极显著和显著的负相关关系，而在浅层没有明确关系。一般而言，深层土壤中土壤微生物和动物活动也相对较弱，固沙植物根系残体及分泌物是有机碳的主要来源，而该层土壤水分的降低也减缓了有机碳的进一步分解。

综上所述，人工固沙植被的建立有利于土壤碳的固定，可以显著提高浅层土壤有机碳的含量和密度；土壤无机碳在整个剖面上的增加虽然缓慢，但储量远大于有机碳，在估算土壤碳时不能忽视；土壤质地和养分的改善有利于土壤碳的积累。

参考文献：

[1] Vesterdal L，Ritter E，Gundersen P. Change in soil organic carbon following afforestation of former arable land[J]. Forest Ecology and Management，2002，169(1/2)：137－143.

[2] Smith P M B，Ahammad H，Clark H，et al. Climate Change 2014：Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[M]. Cambridge，UK：Cambridge University Press.

[3] Lal R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security[J]. Science，2004，304(5677)：1623－1627.

[4] Post W M，Kwon K C. Soil carbon sequestration and land-use change：processes and potential[J]. Global Change Biology，2000，6(3)：317－327.

[5] Guo L B，Gifford R. Soil carbon stocks and land use change：a meta analysis[J]. Global Change Biology，2002，8(4)：345－360.

[6] Poeplau C，Don A，Vesterdal L，et al. Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone carbon response functions as a model approach[J]. Global Change Biology，2011，17(7)：2415－2427.

[7] 高亮，高永，王静，等. 土地覆盖类型对科尔沁沙地南缘土壤有机碳储量的影响[J]. 中国沙漠，2016，36(5)：1357－1364.

[8] 刘文亭，卫智军，吕世杰，等. 土地利用方式对草地生物量分配及碳密度的影响[J]. 中国沙漠，2016，36(3)：666－673.

[9] 潘根兴. 中国干旱性地区土壤发生性碳酸盐及其在陆地系统碳转移上的意义[J]. 南京农业大学学报，1999，22(1)：51－57.

[10] Sahrawat K. Importance of inorganic carbon in sequestering carbon in soils of the dry regions[J]. Current Science，2003，84(7)：864－865.

[11] Lal R. Carbon sequestration in dryland ecosystems[J]. Environmental Management，2004，33(4)：528－544.

[12] 潘根兴，曹建华. 土壤碳及其在地球表层系统碳循环中的意义[J]. 第四纪研究，2000，20(4)：325－334.

[13] 郑聚锋，程琨，潘根兴，等. 关于中国土壤碳库及固碳潜力研究的若干问题[J]. 科学通报，2011，56(26)：2162－2173.

[14] Mi N，Wang S，Liu J，et al. Soil inorganic carbon storage pattern in China[J]. Global Change Biology，2008，14(10)：2380－2387.

[15] Jobbágy E G，Jackson R B. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation[J]. Ecological Applications，2000，10(2)：423－436.

[16] Shi Y，Baumann F，Ma Y，et al. Organic and inorganic carbon in the topsoil of the Mongolian and Tibetan grasslands：pattern，control and implications[J]. Biogeosciences，2012，9(6)：2287－2299.

[17] 翁伯琦，郑祥洲，丁洪，等. 植被恢复对土壤碳氮循环的影响研究进展[J]. 应用生态学报，2013，24(12)：3610－3616.

[18] 杨渺，李贤伟，张健，等. 植被覆盖变化过程中土壤有机碳库动态及其影响因素研究进展[J]. 草业学报，2007，16(4)：126－138.

[19] 孙维侠，史学正，于东升. 土壤有机碳的剖面分布特征及其密度的估算方法研究——以我国东北地区为例[J]. 土壤，2003，35(3)：236－241.

[20] Harrison R B，Footen P W，Strahm B D. Deep soil horizons：contribution and importance to soil carbon pools and in assessing whole-ecosystem response to management and global change[J]. Forest Science，2011，57(1)：67－76.

[21] 苏永中，赵哈林，张铜会，等. 科尔沁沙地不同年代小叶锦鸡儿人工林植物群落特征及其土壤特性[J]. 植物生态学报，2004，28(1)：93－100.

[22] 贾晓红，李新荣，李元寿. 干旱沙区植被恢复中土壤碳氮变化规律[J]. 植物生态学报，2007，31(1)：66－74.

[23] 许信旺，潘根兴，曹志红，等. 安徽省土壤有机碳空间差异及

影响因素[J]. 地理研究，2007，26(6)：1077－1086.

[24] Li D，Shao M. Soil organic carbon and influencing factors in different landscapes in an arid region of northwestern China [J]. Catena，2014，116：95－104.

[25] 李新荣，赵洋，回嵘，等. 中国干旱区恢复生态学研究进展及趋势评述[J]. 地理科学进展，2014，33(11)：1435－1443.

[26] 李新荣. 干旱沙区土壤空间异质性变化对植被恢复的影响[J]. 中国科学(D辑)，2005，35(4)：361－370.

[27] 李从娟，雷加强，高培，等. 人工防护林作用下风沙土成土过程的研究进展[J]. 土壤学报，2012，49(6)：1227－1234.

[28] Su Y Z，Wang X F，Yang R，et al. Effects of sandy desertified land rehabilitation on soil carbon sequestration and aggregation in an arid region in China[J]. Journal of Environmental Management，2010，91(11)：2109－2116.

[29] 李新荣，张志山，谭会娟，等. 我国北方风沙危害区生态重建与恢复：腾格里沙漠土壤水分与植被承载力的探讨[J]. 中国科学：生命科学，2014，44(3)：257－266.

[30] Wang X P，Cui Y，Pan Y X，et al. Effects of rainfall characteristics on infiltration and redistribution patterns in revegetation-stabilized desert ecosystems[J]. Journal of Hydrology，2008，358(1)：134－143.

[31] Lal R. Sequestering carbon in soils of arid ecosystems[J]. Land degradation & development，2009，20(4)：441－454.

[32] Squires V，Glenn E，Ayoub A. Combating global climate change by combating land degradation[M]. Nariobi，Kenya：UNEP，1995.

[33] Geesing D，Felker P，Bingham R L. Influence of mesquite (*Prosopis glandulosa*) on soil nitrogen and carbon development：Implications for global carbon sequestration[J]. Journal of Arid Environments，2000，46(2)：157－180.

[34] Li X R，Kong D S，Tan H J，et al. Changes in soil and vegetation following stabilisation of dunes in the southeastern fringe of the Tengger Desert，China[J]. Plant and Soil，2007，300(1/2)：221－231.

[35] 杨黎芳，李贵桐，赵小蓉. 栗钙土不同土地利用方式下有机碳和无机碳剖面分布特征[J]. 生态环境，2007，16(1)：158－162.

[36] 赵洋，陈永乐，张志山，等. 腾格里沙漠东南缘固沙区深层土壤无机碳密度及其垂直分布特征[J]. 水土保持学报，2012，26(5)：206－210.

[37] Callesen I，Liski J，Raulund-Rasmussen K，et al. Soil carbon stores in Nordic well-drained forest soils—Relationships with climate and texture class[J]. Global Change Biology，2003，9(3)：358－370.

[38] Li X R，Zhang Z S，Zhang J G，et al. Association between vegetation patterns and soil properties in the southeastern Tengger Desert，China[J]. Arid Land Research and Management，2004，18(4)：369－383.

[39] Sala O，Lauenroth W，Golluscio R. Plant functional types in temperate semi-arid regions[M]//Smith T M，Shugart H H，Woodward F I. Plant Functional Types：their relevance to ecosystem properties and global change. Cambridge，UK：Cambridge University Press，1997.

[40] Groffman P M，Eagan P，Sullivan W，et al. Grass species and soil type effects on microbial biomass and activity[J]. Plant and Soil，1996，183(1)：61－67.

[41] Su Y Z，Wang J Q，Yang R，et al. Soil texture controls vegetation biomass and organic carbon storage in arid desert grassland in the middle of Hexi Corridor region in Northwest China[J]. Soil Research，2015，53(4)：366－376.

[42] Hopkins D，Sparrow A，Elberling B，et al. Carbon，nitrogen and temperature controls on microbial activity in soils from an Antarctic dry valley[J]. Soil Biology and Biochemistry，2006，38(10)：3130－3140.

[43] Rousk J，Brookes P C，Bååth E. Investigating the mechanisms for the opposing pH relationships of fungal and bacterial growth in soil[J]. Soil Biology and Biochemistry，2010，42(6)：926－934.

[44] Kemmitt S J，Wright D，Goulding K W，et al. pH regulation of carbon and nitrogen dynamics in two agricultural soils[J]. Soil Biology and Biochemistry，2006，38(5)：898－911.

[45] Noy-Meir I. Desert ecosystems：environment and producers [J]. Annual Review of Ecology and Systematics，1973：25－51.

[46] 张定海，李新荣，陈永乐. 腾格里沙漠人工植被区固沙灌木影响深层土壤水分的动态模拟研究[J]. 生态学报，2016，36(11)：3273－3279.

Distribution of Soil Carbon in Sand-binding Area and Its Relation with Soil Properties

Chen Yongle[1,2], Zhang Zhishan[1], Zhao Yang[1]

(1.*Shapotou Desert Research and Experimental Station, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000, *China*; 2.University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Soil organic carbon (SOC) and soil inorganic carbon (SIC) are both crucial components of soil carbon. In arid and semi-arid regions, there exist at least as much as or more SIC than SOC, and it has a great potential for reducing the rate of atmospheric CO_2 enrichment by increasing SOC and SIC sequestration. Studies involving soil carbon sequestration mainly focused on SOC in the first meter, or even shallower, and SIC was often neglected or underestimated. Revegetation, an effective method for controlling desertification and sequestrating carbon, has been wildly used in desert areas of China. However, knowledge about effects of revegetation on SOC and SIC distribution in both shallow and deep soils are still limited, as well as their relations with soil changes. In this study, we investigated the distribution of soil carbon from sand-binding areas established in 1964, 1981 and 1990 (Y64, Y81, and Y90), and adjacent moving sand dunes (Y0) in terms of concentration and density of both SOC and SIC along 0—3.0 m soil profile. The results showed that, in 0—0.1 m layer, SOC concentration increased from 0.29 $g\cdot kg^{-1}$ of Y0 to 1.95 $g\cdot kg^{-1}$ of Y64, and SIC concentration increased from 2.87 $g\cdot kg^{-1}$ of Y0 to 4.19 $g\cdot kg^{-1}$ of Y64. SOC concentration decreased as soil depth increased, while SIC concentration waved at a range of 2.44 $g\cdot kg^{-1}$ to 3.31 $g\cdot kg^{-1}$. The total SOC density in 0—3.0 m profile increased significantly from Y0 to Y64, and that in 0—0.4 m layer (0.18 to 0.52 $kg\cdot m^{-2}$) increased faster than 1.0—3.0 m layer (0.80 to 0.88 $kg\cdot m^{-2}$), thus the ratio of SOC density in 0—0.4 m layer (14.3% to 30.4%) significantly increased but that of 1.0—3.0 m decreased (64.8% to 51.6%). SIC density in 0—0.4 m and 1.0—3.0 m layer also increased from Y0 to Y64. According to redundancy analysis, soil fine particles (FPs), water availability (SWA), total nitrogen (TN), total phosphorus (TP), pH and electrical conductivity (EC) positively related to soil carbon density in 0—0.4 m layer, and these factors could explain 86.2% of variation in soil carbon density. The results of correlation analysis further showed that SOC density has significant positive relations with FPs, TN, TP, SWA and EC ($P<0.001$), while SIC positively related with all soil properties ($P<0.05$) except pH and EC. In addition, SOC density negatively related with soil water content in 0—3.0 m profile ($P<0.01$) and 1.0—3.0 m layer ($P<0.05$). Overall, our findings indicated that establishment of sand-binding vegetation are beneficial for accumulation of SOC and SIC in both shallow and deep soils, and changes of soil carbon closely related to soil properties.

Key words: moving sand dunes; sand-binding vegetation; soil organic carbon; soil inorganic carbon; soil properties