干旱区荒漠无机固碳能力及土壤碳同化途径

苏培玺^{1*}, 王秀君², 解婷婷¹, 王旭峰¹, 王黎明³, 周紫鹃¹, 侍瑞¹

1. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 兰州 730000;

2. 北京师范大学全球变化与地球系统科学学院, 北京 100875;

3. 清华大学地球系统科学系, 北京 100084

* 联系人, E-mail: supx@lzb.ac.cn

2017-10-16 收稿, 2017-12-05 修回, 2017-12-05 接受, 2018-01-29 网络版发表

国家重点基础研究发展计划(2013CB956604)和国家自然科学基金(91325104)资助

摘要 干旱区荒漠的非生物固碳能力一些学者至今怀疑, 关键在于地上通量观测到的CO₂吸收结果是否在土壤碳库得到体现. 本研究在我国西北干旱区, 将荒漠划分为砾质荒漠(戈壁)、沙质荒漠(沙漠)和壤质荒漠三大类, 从颗粒组成、总含盐量、有机碳和无机碳含量等方面测定分析, 研究不同类型荒漠土壤有机碳和无机碳(soil inorganic carbon, SIC)密度和储量变化, 并与高寒生态系统进行比较. 结果表明, 不同类型荒漠平均0~30 cm表土层和1 m深土壤SIC密度分别为2.8和10.1 kg C m⁻². 相比较, 壤质荒漠的SIC密度最高, 1 m深土壤达到12.1 kg C m⁻². 针对土壤对CO₂的吸收和无机固定, 提出土壤碳同化(soil carbon assimilation)概念. 荒漠生态系统固碳是植物碳同化与土壤碳同化, 即有机和无机过程的结合, 荒漠土壤无机碳密度和储量是有机碳的5倍. 土壤碳同化途径分为3个阶段: CO₂与H₂O反应阶段、CO₂或弱碳酸与土壤溶液阳离子反应阶段、生成溶解碳酸盐与沉淀碳酸盐附着于土壤颗粒和向下沉积阶段. 土壤碳同化能力随着土壤有机碳含量、含盐量、水分、粉粒和黏粒含量的增加而提高.

关键词 沙漠, 戈壁, 有机碳, 无机碳, 碳密度, 碳同化, 黑河

干旱区(干旱、半干旱和半湿润易旱地区)面积占全球陆地面积的40%以上^[1,2], 我国广义干旱区面积约占国土面积的50%. 这里降水稀少、水资源缺乏、生态环境极其脆弱, 水分有效性驱动着生物活性, 生态系统对全球变化的响应十分敏感^[3].

土壤是陆地表面碳的最大储存库, 全球土壤总碳储量约为2500 Pg C, 有机碳(soil organic carbon, SOC)在1500~2000 Pg C^[4], 无机碳(soil inorganic carbon, SIC)在700~1000 Pg C^[5], 二者在全球碳循环和气候变化减缓中起重要作用^[6]. 在陆地生态系统与大气交换的CO₂中, 土壤有机质分解释放的CO₂大约占2/3^[7], SOC的微小变化会引起大气中CO₂浓度的极大变化. 虽然干旱区土壤储存的SOC只占陆地生态

系统SOC库的15.5%, 约241 Pg C, 但由于干旱区面积广大, 干旱区土壤碳循环在全球碳循环过程中的作用不可忽视^[8]. SIC库主要分布在干旱、半干旱地区^[9], 但土壤无机碳的重要性, 尤其是对于干旱区土壤碳循环的贡献尚未得到充分的认识.

在干旱地区, SIC的累积速率高于SOC^[10]. 利用开路涡度相关通量观测系统, 在墨西哥、美国和中国的干旱荒漠区均实地观测到了很大的CO₂负通量现象^[11~13], 荒漠植物群落区吸收的碳超过100 g C m⁻² a⁻¹^[12,14]. Xie等人^[13]利用箱式法在盐生荒漠土壤上也测到了进入土壤的CO₂通量. 荒漠区稀疏的植被和低下的有机固碳能力, 单从土壤有机碳库的变化难以解释如此大的碳通量. 但是, 进入土壤的CO₂汇在何处, 受到

引用格式: 苏培玺, 王秀君, 解婷婷, 等. 干旱区荒漠无机固碳能力及土壤碳同化途径. 科学通报, 2018, 63: 755–765

Su P X, Wang X J, Xie T T, et al. Inorganic carbon sequestration capacity and soil carbon assimilation pathway of deserts in arid region (in Chinese). Chin Sci Bull, 2018, 63: 755–765, doi: 10.1360/N972017-00891

强烈质疑^[15,16].

一方面是干旱荒漠区地上观测到的CO₂负通量是否在土壤碳库得到体现,另一方面观测是否准确.开路的涡度相关系统存在表观碳吸收现象,即在非生长季开路设备测定结果显示出不合理的CO₂吸收现象^[17,18]. Amiro^[19]分析发现此现象并非由数据处理过程或硬件设备问题引起. Burba等人^[20]指出开路设备表面的自加热效应,但表观碳吸收并不能完全归因于自加热效应^[21];开路设备还受到光谱效应的影响,这可能是表观碳吸收现象的另一诱因^[22].甚至有学者怀疑,开路涡度相关系统观测到的净CO₂吸收在进行适当的修正后就消失了^[16].

Schlesinger^[16]最近报道,通过考证干旱和半干旱土壤几个非生物CO₂吸收的可能机制:空气CO₂分压差、碳酸盐溶解、过滤通过包气带的土壤水溶液检查淋溶,认为每一种机制都不足以解释涡度相关系统的观测结果,怀疑荒漠生态系统测定结果的准确性.

本研究通过对我国西北干旱区不同区域不同类型荒漠土壤颗粒组成与其他理化指标测定分析,研究不同类型荒漠的总碳含量和无机碳密度与储量,并与含盐量低下的高寒区进行对比;回答干旱区无机固碳能力,解析土壤碳同化途径,分析干旱区土壤无机固碳影响因素;为荒漠生态系统碳储存生态功能的认识,以及干旱区植被恢复和农业利用对陆地碳循环的影响提供理论支持.

1 材料与方法

(i) 研究区概况. 在我国西北干旱区河西走廊中部黑河流域山前、中游和下游荒漠区,根据荒漠景观类型,将荒漠划分为砾质荒漠(gravel desert)、沙质荒漠(sand desert)和壤质荒漠(silt desert)三大类,砾质荒漠通常叫戈壁,沙质荒漠通常叫沙漠,壤质荒漠介于戈壁和沙漠之间.戈壁包括山前戈壁、中游戈壁和下游戈壁,沙漠包括中游沙漠和下游沙漠,壤质荒漠包括山前壤质荒漠、中游壤质荒漠和下游壤质荒漠.利用GPS定位,每种荒漠类型在每个代表性区域布设面积为20 m×20 m的固定调查样地3个,在每个样地内,随机设置3个5 m×5 m的灌木调查样方,在每个灌木调查样方内随机设置3个1 m×1 m的草本调查样方.调查群落优势种、常见种以及植物总盖度等.优势种山前戈壁为珍珠(*Salsola passerina*)和红砂(*Reaumuria songarica*),总盖度为23%;中游戈壁为

小果白刺(*Nitraria sibirica*)和红砂(*R. songarica*),总盖度为28%;下游戈壁为红砂(*R. songarica*),总盖度为2%;山前壤质荒漠为合头草(*Sympegma regelii*),总盖度为58%;中游壤质荒漠为红砂(*R. songarica*),总盖度为46%;下游壤质荒漠为黑果枸杞(*Lycium ruthenicum*),总盖度为33%.沙漠为流动沙丘,包括丘间低地,总盖度<5%.

(ii) 土壤基本属性测定. 在采样地按0~20, 20~40, 40~60, 60~80和80~100 cm划分土层,分层采样.沙漠采样在植被盖度<1%的流沙区.各层采集土壤样品1 kg带回实验室,供室内测定分析颗粒组成、土壤有机碳和无机碳含量等.

容重采用环刀法,将环刀样称鲜重后装入铝盒,放入烘箱中,在105℃下烘干8 h以上至恒重,称干重,计算单位容积的烘干重量,即为容重.重复3~5次.

土壤颗粒组成按粒径大小分为石砾(>2 mm)、沙粒(0.05~2.0 mm)、粉粒(0.002~0.05 mm)和黏粒(<0.002 mm).将分析样品过2 mm筛,得出石砾含量.沙粒、粉粒和黏粒组成用吸管法测定.

全碳(C)含量分析.将过2 mm筛的样品,研磨过0.25 mm筛,用vario MACRO cube元素分析仪(Elementar, Germany)测定.样品在800~1200℃的高温下燃烧分解,同时瞬时燃烧高温可达1800℃,通过瞬时燃烧+完全燃烧方法可使样品完全分解,土壤碳酸盐都可以燃烧分解成氧化物和CO₂,与有机物燃烧释放的CO₂一起得到准确测定.碳酸钙(CaCO₃)在900℃下燃烧就可以分解成氧化钙(CaO)和CO₂,化学反应式为

有机碳含量采用重铬酸钾氧化-外加热法测定.在外加热条件下,用一定浓度的重铬酸钾-硫酸溶液氧化土壤样品有机碳,剩余的重铬酸钾量用硫酸亚铁溶液滴定,根据重铬酸钾的消耗量计算有机碳含量.全碳含量减去有机碳含量即为无机碳含量.

pH采用电位法,土:水=1:5.总含盐量采用质量法.

(iii) 土壤碳密度和储量计算与分析. 土壤有机碳和无机碳密度通常是指单位面积单位深度土体中土壤有机碳和无机碳质量,国际上通常是以1 m深度来计算,单位为kg C m⁻²;土壤碳储量是指区域范围内1 m深度的土壤碳总质量^[4].为了和高寒区30 cm厚草毡层比较,同时计算表层0~30 cm的碳密度和碳储量.

土壤有机碳密度计算公式为^[23~25]

$$D_{\text{soc}} = \sum_{i=1}^n C_i \times D_i \times T_i \times (1 - G_i) / 100, \quad (1)$$

式中, D_{soc} 为土壤有机碳密度(kg C m^{-2}), C_i 为第*i*层土壤有机碳含量(g kg^{-1}), D_i 为第*i*层土壤容重(g cm^{-3}), T_i 为第*i*层土层厚度(cm), G_i 为第*i*层土壤中直径 $>2 \text{ mm}$ 的石砾含量(g g^{-1}). n 为土层数目, i 为第*i*土层.

土壤有机碳储量计算公式为

$$R_{\text{soc}} = D_{\text{soc}} \times S, \quad (2)$$

式中, R_{soc} 为土壤有机碳储量, S 为面积.

土壤无机碳密度和储量计算公式同式(1)和(2).

对测定数据采用Excel统计分析, 各指标差异显著性利用SPSS 16.0软件, 进行单因素方差分析(One-Way ANOVA), 作图用Origin 8.6软件.

2 结果

2.1 不同类型荒漠土壤理化性质

(i) 物理性质. 从图1容重比较看出, 表层0~20 cm戈壁最大, 平均为 1.64 g cm^{-3} ; 沙漠为 1.60 g cm^{-3} ; 壤质荒漠最小, 为 1.31 g cm^{-3} . 在1 m深土层内, 沙漠基本一致, 壤质荒漠随深度增加而增加, 但差异不显著($P>0.05$).

生长季典型荒漠环境下的土壤质量含水量, 0~20, 20~40和40~100 cm土层戈壁分别为1.2%, 1.6%和3.2%, 沙漠分别为1.1%, 1.5%和2.3%, 壤质荒漠分别为2.3%, 5.0%和5.5%, 都随深度而增加; 戈壁和沙漠相近, 含水量都很低, 相比较壤质荒漠较高.

三种不同类型荒漠颗粒组成, 都是沙粒含量最

图1 不同类型荒漠土壤容重

Figure 1 Soil bulk density of different type deserts

高, 反映了荒漠的沙土总体特征(图2). 石砾含量戈壁高于沙漠和壤质荒漠, 表层0~20 cm为26%, 1 m深土层平均达28%. 沙粒沙漠含量最高, 表层0~20和1 m深土层均达到95%. 粉粒壤质荒漠含量高于戈壁和沙漠, 0~20 cm为26%, 1 m深土层平均达29%; 沙漠最少, 0~20 cm只占1%. 黏粒含量规律和粉粒一致.

戈壁直径 $>2 \text{ mm}$ 的石砾含量在25%以上, 表面硬结. 沙漠直径0.05~2.0 mm的沙粒含量在95%以上, 表面活化. 壤质荒漠直径0.002~0.05 mm的粉粒含量在25%以上. 沙粒、粉粒和黏粒含量分别表示沙土、壤土和黏土所占比例, 可以看出(图2), 沙漠沙土含量最高, 壤质荒漠壤土含量最高. 黏土含量壤质荒漠最高, 在15%以上; 沙漠最低, 在5%以下; 戈壁介于5%~15%之间.

(ii) 化学性质. 不同类型荒漠pH比较接近, 在7.5~8.0之间; 相比较戈壁和沙漠较高, 1 m深土层平均为7.8, 壤质荒漠为7.6, 不同类型荒漠均表现为表土层与下层相差不大.

不同类型荒漠土壤总含盐量比较可见(图3), 壤质荒漠最高, 戈壁次之, 沙漠最小, 表层0~20 cm分别为11.2, 8.0和1.5 g kg^{-1} . 同一类型不同区域比较, 壤质荒漠、戈壁、沙漠总含盐量都是下游最高, 但同样差异不显著. 与pH比较看出, 壤质荒漠含盐量最高, 但pH接近中性. 不同类型荒漠盐分以中性盐为主.

2.2 不同类型荒漠土壤有机碳和无机碳含量

不同类型荒漠SOC和SIC含量壤质荒漠 $>$ 戈壁 $>$ 沙漠(图4). SOC含量壤质荒漠随土壤深度增加减少

图2 不同类型荒漠土壤颗粒组成. A, 戈壁; B, 沙漠; C, 壤质荒漠

Figure 2 Soil particle composition of different type deserts. A, Gobi; B, sand desert; C, silt desert

图3 不同类型荒漠土壤总含盐量

Figure 3 Total salt content of different types of desert soils

趋势明显(图4(a)), SIC含量戈壁和壤质荒漠表现出表层0~20 cm要高于其下20~40 cm, 再往下, 随着土壤深度增加有增加的趋势(图4(b)). 1 m深土层比较, 戈壁、沙漠和壤质荒漠SOC含量平均分别为1.4, 0.5和2.9 g kg⁻¹, 不同类型荒漠差异不显著($P>0.05$), 平均为1.6 g kg⁻¹; SIC含量平均分别为8.0, 5.4和9.2 g kg⁻¹, 不同类型荒漠平均值为7.5 g kg⁻¹.

与沙漠比较, 戈壁和壤质荒漠SOC含量分别增加0.9和2.4 g kg⁻¹, SIC含量分别增加2.6和3.8 g kg⁻¹, 无机碳增量显著大于有机碳增量.

2.3 不同类型荒漠土壤有机碳和无机碳密度和碳储量

为了便于和高寒草毡层及土壤耕作层比较, 计算了0~30 cm表土层SOC和SIC密度和储量(图5), SOC密度戈壁、沙漠和壤质荒漠分别为0.5, 0.3和1.4 kg C m⁻²,

壤质荒漠最大(图5(a)). 不同类型荒漠差异不显著($P>0.05$), 平均值为0.7 kg C m⁻², 储量为7 t C hm⁻².

0~30 cm表土层SIC密度戈壁、沙漠和壤质荒漠分别为2.5, 2.8和3.0 kg C m⁻², 差异不显著(图5(b)); 不同类型荒漠平均为2.8 kg C m⁻², 储量为28 t C hm⁻².

从图6(a)看出, 不同类型荒漠1 m深土壤SOC密度, 壤质荒漠最高, 沙漠最低, 戈壁是沙漠的2倍, 壤质荒漠是沙漠的4.5倍. 不同类型荒漠差异不显著, 土壤平均SOC密度为2.0 kg C m⁻², 储量为20 t C hm⁻².

从图6(b)看出, 不同类型荒漠SIC含量差异趋势与SOC类似, 也是壤质荒漠最高, 沙漠最低, 土壤SIC密度分别为12.1和8.6 kg C m⁻²; 戈壁略高于沙漠, 为9.7 kg C m⁻². 不同类型荒漠土壤平均SIC密度为10.1 kg C m⁻², 储量为101 t C hm⁻².

3 讨论

3.1 干旱荒漠区土壤无机碳密度和储量比较

我国西北干旱区, 自然景观多为极端干旱的沙漠和戈壁, 该地区与我国东部季风区和西南青藏高原寒区形成鲜明的对比. 本研究的荒漠区SIC密度在0~30 cm表土层和1 m深土壤分别为2.8和10.1 kg C m⁻²(表1), SIC密度占总碳密度的80%以上(图5和6). 相比较, 高寒区SOC密度占总碳密度的90%以上^[26], 高寒区1 m深土壤的SIC密度相当于荒漠区0~30 cm表土层(表1), 高寒区以有机固碳占绝对优势. 干旱荒漠生态系统以无机固碳为主, 无机碳是荒漠生态系统的主要库存形式.

SOC和SIC是土壤碳固存的两种形式, SOC的矿化作用可形成SIC, SOC分解速率可用来表征土壤有

图4 不同类型荒漠土壤有机碳和无机碳含量变化

Figure 4 Changes in soil organic and inorganic carbon content of different type deserts

图5 0~30 cm表土层有机碳和无机碳密度和储量比较

Figure 5 Comparison of soil organic and inorganic carbon density and storage in 0-30 cm surface soil layer

图6 1 m深土壤有机碳和无机碳密度和储量比较

Figure 6 Comparison of soil organic and inorganic carbon density and storage in 1 m soil depth

表1 不同区域土壤有机碳和无机碳密度比较

Table 1 Comparison of soil organic and inorganic carbon density in different regions (kg C m⁻²)

地域景观	类型	0~30 cm表土层碳密度						1 m深土壤碳密度					
		总碳	SOC	比例(%)	SIC	比例(%)		总碳	SOC	比例(%)	SIC	比例(%)	
西北荒漠区	戈壁	3.0	0.5	16.7	2.5	83.3		11.3	1.6	14.2	9.7	85.8	
	沙漠	3.1	0.3	9.7	2.8	90.3		9.4	0.8	8.5	8.6	91.5	
	壤质荒漠	4.4	1.4	31.8	3.0	68.2		15.7	3.6	22.9	12.1	77.1	
	平均	3.5	0.7	19	2.8	81		12.1	2.0	15	10.1	85	
西南高寒区	沼泽	22.9	21.8	95.2	1.1	4.8		59.1	57.1	96.6	2.0	3.4	
	湿草甸	26.1	23.9	91.6	2.2	8.4		63.3	58.5	92.4	4.8	7.6	
	干草甸	14.0	12.8	91.4	1.2	8.6		25.7	24.2	94.2	1.5	5.8	
	平均	21.0	19.5	93	1.5	7		49.4	46.6	94	2.8	6	

机碳的稳定性^[27]. 干旱区由于高温和干燥等气候特点, SOC含量本来低下, 且矿化速率高^[28]. 荒漠土壤SOC密度为1.96 kg C m⁻²^[29], 本研究不同类型的荒漠土壤SOC密度平均为2.0 kg C m⁻²(表1). 有机碳密度测定结果的一致性表明无机碳测定结果具有代表性.

我国西北干旱区土壤SIC库是SOC库的2~5倍,

约占全国土壤无机碳库的60%以上^[30]. 本研究得出, 0~30 cm表土层SIC储量是SOC储量的4倍, 1 m深土壤SIC储量是SOC储量的5倍(表1), 随着SOC含量的增加倍数变小. 新疆焉耆盆地的农田SIC储量也是SOC的5倍多^[10], 干旱土地SIC密度和储量远大于SOC. 全国农田土壤的SOC密度为8 kg C m⁻²^[23], 本研究的

荒漠区SIC密度就为 10 kg C m^{-2} (表1), 可见荒漠区的无机固碳能力高于全国农田的有机固碳能力.

全球荒漠和半荒漠面积为 $4.55 \times 10^7 \text{ km}^2$, SOC密度为 $3.5 \sim 4.2 \text{ kg C m}^{-2}$, SOC储量为 $159 \sim 191 \text{ Pg C}^{[31]}$. 本研究的干旱区沙漠到壤质荒漠的SOC密度在 $0.8 \sim 3.6 \text{ kg C m}^{-2}$, 平均为 2.0 kg C m^{-2} , 据此得到全球荒漠和半荒漠的SOC储量为 91 Pg C . 干旱区沙漠到壤质荒漠的SIC密度在 $8.6 \sim 12.1 \text{ kg C m}^{-2}$, 平均为 10.1 kg C m^{-2} , 据此得到全球荒漠和半荒漠的SIC储量为 460 Pg C . 可见, 即使显著低估荒漠和半荒漠SOC储量, 也得出显著可观的SIC储量.

美国内华达的莫哈韦沙漠和我国新疆的古尔班通古特沙漠, 年降水量不足 200 mm , 属于典型的干旱荒漠区, 都观测到生态系统吸收的碳超过 $100 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1[12-14]}$, 新疆沙漠盐碱土甚至更大^[13]. Evans等人^[32]报道这种温度相关观测结果在 10 a 尺度植被和土壤碳储量上没有得到反映. 关于荒漠吸收 CO_2 的储存问题^[33], ^{13}C 示踪显示, 大气 CO_2 可以直接进入沙漠土壤, 成为土壤颗粒的一部分^[34]. 如果以莫哈韦沙漠的结果为平均值, 那么全球荒漠和半干旱土壤就能吸收 $5.2 \text{ Pg C a}^{-1[35]}$. 根据本研究前面得出的全球荒漠和半荒漠地区土壤碳储量为 551 Pg C , 其中SIC储量占83%, 按莫哈韦沙漠吸收结果得出 1 m 深土壤碳储量需要积累 106 a . 本研究的土壤表层 $0 \sim 30 \text{ cm}$ 总碳密度为 3.5 kg C m^{-2} , 1 m 深土壤为 12.1 kg C m^{-2} , 按照 $100 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 计算, $0 \sim 30 \text{ cm}$ 表土层和 1 m 深土壤碳积累分别需要 35 和 121 a . 如果低于 $100 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 则需要更长时间. 不同的估算结果说明荒漠无机碳库形成需要很长时间.

森林是陆地碳汇的主体, 地上生物量碳滞留时间全球平均为 66.7 a , 碳滞留时间是地上生物量与地上净生产力的比值, 也叫碳周转时间或碳积累时间^[36]. 此后过熟林逐渐腐烂, 生物量碳一部分返回大气, 大部分归还土壤, 以土壤有机碳的形式积累^[37]. 比较看出, 森林地上生物碳储量的积累时间要明显快于荒漠 1 m 深土壤, 荒漠土壤碳积累是很慢的. 以物质含量计算, 1 m 深荒漠土壤容重平均为 1.52 g cm^{-3} (图1), 121 a 荒漠土壤积累的总碳占土壤质量的0.8%, 其中无机碳占土壤质量的0.7%.

3.2 土壤碳同化途径与土壤无机碳形成

土壤将大气 CO_2 或土壤 CO_2 通过化学反应生成无

机碳酸盐固定的过程称为土壤碳同化(soil carbon assimilation). 区别于植物通过光合作用同化碳的有机固碳能力, 将 CO_2 通过土壤中化学反应固定成无机碳的能力称为无机固碳能力. 与植物碳同化一样, 土壤碳同化是SIC形成的重要途径, 大致分为3个阶段: CO_2 与 H_2O 反应阶段、带C阴离子与阳离子反应及 CO_2 直接与土壤溶液阳离子反应并存阶段、生成溶解碳酸盐与沉淀碳酸盐附着于土壤颗粒和向下沉积阶段(图7).

(i) CO_2 与 H_2O 反应阶段. 大气 CO_2 或土壤 CO_2 (土壤呼吸释放在土中的 CO_2 和土壤有机质矿化作用释放在土中的 CO_2), 在和降水、凝结水或者地表径流水及其转化的土壤水相遇, 反应生成碳酸, 碳酸是一种弱酸, 化学反应式为^[8]

土壤亚表层中 CO_2 分压低于大气, 土壤从大气中直接吸收 CO_2 ^[38]. $^{13}\text{CO}_2$ 吸收实验表明, 荒漠土壤能够吸收大气 CO_2 , $^{13}\text{CO}_2$ 吸收速率是 $0.28 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 其中大部分储存在土壤固相颗粒中^[34].

(ii) 带C阴离子与阳离子反应阶段. 弱碳酸很不稳定, 容易分解, 形成的 HCO_3^- 与阳离子 Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ 等发生化学反应, 生成沉淀和溶解的碳酸盐. 化学反应式为^[8]

CO_2 略溶于水, 直接与土壤溶液中的盐碱阳离子结合, 化学反应式为

荒漠土壤本身沙粒含量高(图2), 沙粒含有 SiO_2 , 以及钙、镁等氧化物, 形成的硅酸盐分解可产生 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} ^[39]. 此外, 荒漠系统外山区来水带有 Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ 等阳离子^[8], 提高了土壤阳离子含量.

(iii) 生成溶解碳酸盐与沉淀碳酸盐附着于土壤颗粒和向下沉积阶段. 溶解碳酸盐在干热条件下附着于土壤颗粒, 附着深度因土壤水溶液入渗状况而定, 最终进入地下水层^[40]. 从塔里木盆地南缘到中心地下潜水中溶解无机碳(dissolved inorganic carbon, DIC)的年龄变化就说明了这一点, 边缘绿洲地下水中DIC很年轻, 而中心沙漠区DIC年龄超过 $1 \text{ 万年}^{[40]}$. 塔里木盆地降水量极少, 多年平均不足 80 mm , 说明沙漠中DIC是从边缘绿洲经过灌溉淋洗缓慢输送而

图7 干旱区荒漠土壤碳同化途径

Figure 7 The pathway of soil carbon assimilation in the desert of arid region

来。沉淀碳酸盐沉积于深层土壤，随着淋溶作用直至地下水层^[41]。山区暴雨和人工灌溉淋洗作用可将碳酸盐带至尾间湖^[42]。

土壤是一个复杂巨系统，土壤盐分离子主要有 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 CO_3^{2-} 、 HCO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 等，许多化学反应交织在一起。在干旱区河西走廊荒漠中部黑河流域中游，0~20 cm 表土层 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量分别在20~340、110~1610、40~200、40~170 mg kg^{-1} 之间^[43]。各离子含量一般表层最高，随着土层深度的增加而逐渐减少，具有一定的表聚性，这些阳离子为碳酸盐的形成奠定了丰富的物质基础。

3.3 干旱区无机固碳能力影响因素

(i) 土壤有机碳含量越高，无机固碳能力越强。SOC影响土壤对 CO_2 的吸附^[44]。比较图4(a)、5和6及表1看出，壤质荒漠SOC含量最高，其SIC密度最高，无机固碳能力最强。

我国准噶尔盆地SOC含量为10.6 g kg^{-1} ^[45]，本研究的河西走廊中部黑河流域最高的壤质荒漠表层0~20 cm只有4.4 g kg^{-1} 。准噶尔盆地降水量160 mm^[45]，黑河山前、中游和下游降水量从120 mm到38 mm，降水驱动的荒漠植物生物量决定着SOC含量变化。

在干旱半干旱地区碱性和富含钙的地球化学环

境下，土壤有机碳的矿化速率高，生成较多的 CO_2 ，这些 CO_2 通过反应生成溶解无机碳和颗粒无机碳的积淀结晶，增加SIC总量，使无机碳得到沉积^[41,46]。

干旱区农业也叫灌溉农业，长期灌溉与施肥可造成土壤SOC含量显著增加，导致土壤SIC累积速率达101~202 g C m^{-2} a^{-1} ，超过了土壤SOC的累积速率^[39]。我国干旱半干旱区农田土壤SOC和SIC密度平均分别为8.3和15.8 kg C m^{-2} ，无机碳大约是有机碳的2倍；干旱区农田有较高的SIC密度，是因为农田土壤有机碳分解释放的 CO_2 和施肥、灌溉以及地下水额外带来了更多的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} ，为农田无机碳的形成提供了充足的碳源和钙镁源^[10]。干旱区农田土壤次生碳酸盐的累积速率远远超过有机碳累积速率，农田土壤每增加1 kg m^{-2} 的有机碳可增加1.9 kg m^{-2} 的次生碳酸盐碳^[47]，SIC和SOC显著正相关^[48]。恢复和保育荒漠植被，在水资源承载力下开垦荒漠为农田，不仅可以增加SOC密度，而且可以大幅度提高土壤碳同化能力，增加SIC密度和储量。

(ii) 土壤含盐量越高，无机固碳能力越强。比较以无机固碳为主的我国西北荒漠区和以有机固碳为主的西南高寒区，荒漠区戈壁和壤质荒漠总含盐量明显高，0~20 cm表土层分别为8.0和11.2 g kg^{-1} ，1 m深土壤平均分别为5.7和12.0 g kg^{-1} ；沙漠表土层和土壤分别为1.5和1.2 g kg^{-1} ，高寒草甸在相应土层分别为1.1和1.2 g kg^{-1} ；表现在戈壁和壤质荒漠土壤的SIC密度和储量高于沙漠(图6(b)，表1)。沙漠的含盐量虽然与高寒草甸相差不大，但SIC密度明显高。沙粒的化学成分主要是 SiO_2 ，还含有氧化钙(CaO)、氧化镁、氧化铝、氧化铁等。CaO与空气水蒸气或者土壤水的化学反应方程式为

$Ca(OH)_2$ 和 CO_2 反映生成碳酸钙($CaCO_3$)。这是沙漠土壤碳同化和无机碳形成的一个途径。 $CaCO_3$ 呈中性，对pH的影响小。我国准噶尔盆地荒漠盐碱土无机 CO_2 吸收率为62~622 g C m^{-2} a^{-1} ，随着土壤含盐量的增加而增加^[13]。

(iii) 土壤粉粒和黏粒含量越高，无机固碳能力越强。土壤颗粒组成中沙粒含量高是戈壁、沙漠和壤质荒漠的共同特征(图2)。土壤养分主要吸附在细颗粒物质上，在不同土壤组分中，黏粒中SOC含量最高，其次是粉粒，沙粒随着粒径的增大含量降到最少^[49,50]。比较看出(图2，表1)，壤质荒漠粉粒和黏粒

含量最高,其SIC密度最高。

Schlesinger^[16]最近报道中没有考虑土壤颗粒对碳酸盐的吸附作用,本研究通过对不同类型荒漠土壤颗粒组成分析和SIC密度变化分析得出,荒漠土壤中碳酸盐在干热条件下附着于土壤颗粒,在湿润条件下一部分淋溶继续往深层土壤沉积,一部分溶解(图7)。

(iv) 土壤含水量越高,无机固碳能力越强。荒漠土壤水分主要由降水转化而来,地表水、地下水和凝结水在不同区域不同时期起重要补充甚至决定作用。本研究的壤质荒漠土壤含水量最高,它的SIC密度也最高。从山前、中游到下游的不同区域壤质荒漠,随着降水量的减少和土壤含水量的降低,SIC密度也明显降低。

在毛乌素沙地观测到降水引起夜间从大气吸收大量CO₂,而白天向大气释放少量CO₂,这种土壤在8~9月吸收CO₂约为1.1 g C m⁻²^[51]。在非洲南部博茨瓦纳喀拉哈里沙漠观测到,干燥和轻微湿度的土壤都有短期的CO₂净吸收,这里早晨的凝结水起了重要作用^[52]。

降水量的增加会使碳酸钙向下淋溶,溶解于土壤溶液中的SIC被向下淋洗停留在土壤的不同层次,从图4(b)的戈壁和壤质荒漠可以看到,随着深度增加,SIC增加。

干旱区荒漠生态系统土壤碳同化与植物碳同化一起,形成了荒漠生态系统的固碳能力,无机固碳是

荒漠生态系统的主要固碳形式。在未来气候变暖条件下,干旱区降水有增加的趋势^[53],相应地土壤无机固碳能力将增加,荒漠生态系统碳汇能力将增强。干旱区灌溉农业的发展,有利于干旱区生产功能和生态功能的协同提高和发展。

4 结论

戈壁、沙漠和壤质荒漠比较,壤质荒漠的SIC密度最高,1 m深土壤达到12.1 kg C m⁻²;不同类型荒漠平均为10.1 kg C m⁻²。荒漠生态系统固碳是植物碳同化与土壤碳同化,即有机和无机过程的结合,荒漠土壤无机碳密度和储量是有机碳的5倍。土壤碳同化途径分为3个阶段:CO₂与H₂O反应阶段、CO₂或弱碳酸与土壤溶液阳离子反应阶段、生成溶解碳酸盐与沉淀碳酸盐附着于土壤颗粒和向下沉积阶段。土壤碳同化能力随着土壤有机碳含量、含盐量、水分、粉粒和黏粒含量的增加而提高。

恢复和保育荒漠植被,在水资源承载力下开垦荒漠为农田,不仅可以增加SOC密度,而且可以大幅度提高土壤碳同化能力,增加SIC密度和储量。在未来气候变暖条件下,随着干旱区降水的增加,土壤无机固碳能力将提高,荒漠生态系统碳汇能力将增强。干旱荒漠区灌溉农业的发展,有利于干旱区生产功能和生态功能的协同提高和发展。

参考文献

- Delgado-Baquerizo M, Maestre F T, Gallardo A, et al. Decoupling of soil nutrient cycles as a function of aridity in global drylands. *Nature*, 2013, 502: 672–676
- Eamus D, Zolfaghar S, Villalobos-Vega R, et al. Groundwater-dependent ecosystems: Recent insights from satellite and field-based studies. *Hydrol Earth Syst Sci*, 2015, 19: 4229–4256
- Franklin J, Serra-Diaz J M, Syphard A D, et al. Global change and terrestrial plant community dynamics. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2016, 113: 3725–3734
- Janzen H H. Carbon cycling in earth systems—A soil science perspective. *Agr Ecosyst Environ*, 2004, 104: 399–417
- Schlesinger W H. Global change ecology. *Trends Ecol Evol*, 2006, 21: 348–351
- Manning D A C. Biological enhancement of soil carbonate precipitation: Passive removal of atmospheric CO₂. *Mineral Mag*, 2008, 72: 639–649
- Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, et al. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 1982, 298: 156–159
- Lal R. Carbon sequestration in dryland ecosystems. *Environ Manage*, 2004, 33: 528–544
- Eswaran H, Reich P F, Kimble J M, et al. Global carbon stocks. In: Lal R, Kimble J M, Eswaran H, et al., eds. *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*. Boca Raton: Lewis Publishers, 1999. 15–25
- Wang X J, Wang J P, Xu M G, et al. Carbon accumulation in arid croplands of northwest China: Pedogenic carbonate exceeding organic carbon. *Sci Rep*, 2015, 5: 11439
- Hastings S J, Oechel W C, Muhlia-Melo A. Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (*Sarcocaulis*) in Baja California, Mexico. *Glob Change Biol*, 2005, 11: 927–939

- 12 Wohlfahrt G, Fenstermaker L F, Arnone J A. Large annual net ecosystem CO₂ uptake of a Mojave Desert ecosystem. *Glob Change Biol*, 2008, 14: 1475–1487
- 13 Xie J X, Li Y, Zhai C X, et al. CO₂ absorption by alkaline soils and its implication to the global carbon cycle. *Environ Geol*, 2009, 56: 953–961
- 14 Jasoni R L, Smith S D, Arnone J A. Net ecosystem CO₂ exchange in Mojave Desert shrublands during the eighth year of exposure to elevated CO₂. *Glob Change Biol*, 2005, 11: 749–756
- 15 Schlesinger W H, Belnap J, Marion G. On carbon sequestration in desert ecosystems. *Glob Change Biol*, 2009, 15: 1488–1490
- 16 Schlesinger W H. An evaluation of abiotic carbon sinks in deserts. *Glob Change Biol*, 2017, 23: 25–27
- 17 Järvi L, Mammarella I, Eugster W, et al. Comparison of net CO₂ fluxes measured with open- and closed-path infrared gas analyzers in urban complex environment. *Boreal Environ Res*, 2009, 14: 499–514
- 18 Reverter B R, Sánchez-Cañete E P, Resco V, et al. Analyzing the major drivers of NEE in a Mediterranean alpine shrubland. *Biogeosciences*, 2010, 7: 2601–2611
- 19 Amiro B. Estimating annual carbon dioxide eddy fluxes using open-path analysers for cold forest sites. *Agr Forest Meteorol*, 2010, 150: 1366–1372
- 20 Burba G G, Mcdermitt D K, Grelle A, et al. Addressing the influence of instrument surface heat exchange on the measurements of CO₂ flux from open-path gas analyzers. *Glob Change Biol*, 2008, 14: 1854–1876
- 21 Reverter B R, Carrara A, Fernández A, et al. Adjustment of annual NEE and ET for the open-path IRGA self-heating correction: Magnitude and approximation over a range of climate. *Agr Forest Meteorol*, 2011, 151: 1856–1861
- 22 Helbig M, Wischniewski K, Gosselin G H, et al. Addressing a systematic bias in carbon dioxide flux measurements with the EC150 and the IRGASON open-path gas analyzers. *Agr Forest Meteorol*, 2016, 228–229: 349–359
- 23 Wu H B, Guo Z T, Peng C H. Distribution and storage of soil organic carbon in China. *Glob Biogeochem Cycle*, 2003, 17: 1048–1058
- 24 Yang Y H, Fang J Y, Ma W H, et al. Soil carbon stock and its changes in northern China's grasslands from 1980s to 2000s. *Glob Change Biol*, 2010, 16: 3036–3047
- 25 Hoffmann U, Hoffmann T, Jurasinski G, et al. Assessing the spatial variability of soil organic carbon stocks in an alpine setting (Grindelwald, Swiss Alps). *Geoderma*, 2014, 232–234: 270–283
- 26 Su P X, Zhou Z J, Shi R, et al. Variation in basic properties and carbon sequestration capacity of an alpine sod layer along moisture and elevation gradients (in Chinese). *Acta Ecol Sin*, 2018, doi: 10.5846/stxb201611222384 [苏培玺, 周紫鹃, 侍瑞, 等. 高寒草毡层基本属性与固碳能力沿水分和海拔梯度的变化. *生态学报*, 2018, doi: 10.5846/stxb201611222384]
- 27 Smith P. Carbon sequestration in croplands: The potential in European and the global context. *Eur J Agron*, 2004, 20: 229–236
- 28 Lei W J, Gu G A. Xerosols occurrence and main diagnostic horizon of dryland soil in China. In: Gong Z T, ed. *Chinese Soil Taxonomic Classification* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1992. 73–98 [雷文进, 顾国安. 中国干旱土发生及主要诊断层划分依据. 见: 龚子同, 编. *中国土壤系统分类探讨*. 北京: 科学出版社, 1992. 73–98]
- 29 Li D F, Shao M A. Soil organic carbon and influencing factors in different landscapes in an arid region of northwestern China. *Catena*, 2014, 116: 95–104
- 30 Li Z P, Han F X, Su Y, et al. Assessment of soil organic and carbonate carbon storage in China. *Geoderma*, 2007, 138: 119–126
- 31 Lal R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 2004, 123: 1–22
- 32 Evans R D, Koyama A, Sonderegger D L, et al. Greater ecosystem carbon in the Mojave Desert after ten years of exposure to elevated CO₂. *Nat Clim Change*, 2014, 4: 394–397
- 33 Ma J, Liu R, Tang L S, et al. A downward CO₂ flux seems to have nowhere to go. *Biogeosciences*, 2014, 11: 6251–6262
- 34 Liu J, Fa K, Zhang Y, et al. Abiotic CO₂ uptake from the atmosphere by semiarid desert soil and its partitioning into soil phases. *Geophys Res Lett*, 2015, 42: 5779–5785
- 35 Stone R. Have desert researchers discovered a hidden loop in the carbon cycle? *Science*, 2008, 320: 1409–1410
- 36 Xue B L, Guo Q H, Hu T Y, et al. Global patterns of woody residence time and its influence on model simulation of aboveground biomass. *Glob Biogeochem Cycle*, 2017, 31: 821–835
- 37 Zhou G Y, Liu S G, Li Z A, et al. Old-growth forests can accumulate carbon in soils. *Science*, 2006, 314: 1417
- 38 Hamerlynck E P, Scott R L, Sánchez-Cañete E P, et al. Nocturnal soil CO₂ uptake and its relationship to subsurface soil and ecosystem carbon fluxes in a Chihuahuan Desert shrubland. *J Geophys Res-Biogeophys*, 2013, 118: 1593–1603
- 39 Wang X J, Xu M G, Wang J P, et al. Fertilization enhancing carbon sequestration as carbonate in arid cropland: Assessments of long-term experiments in northern China. *Plant Soil*, 2014, 380: 89–100
- 40 Li Y, Wang Y G, Houghton R A, et al. Hidden carbon sink beneath desert. *Geophys Res Lett*, 2015, 42: 5880–5887
- 41 Lal R. Carbon sequestration in drylands. *Ann Arid Zone*, 2000, 39: 1–10

- 42 Li Y, Wang Y G, Tang L S. The effort to re-activate the inorganic carbon in soil (in Chinese). *Acta Pedol Sin*, 2016, 53: 845–849 [李彦, 王玉刚, 唐立松. 重新被“激活”的土壤无机碳研究. *土壤学报*, 2016, 53: 845–849]
- 43 Xie T T. Studies on physiological and ecological adaptation of sweet sorghum in arid region (in Chinese). Doctor Dissertation. Beijing: Graduate School of Chinese Academy of Sciences, 2011 [解婷婷. 能源作物甜高粱在干旱区发展的生理生态适应性研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2011]
- 44 Liu Y, Dang Z Q, Tian F P, et al. Soil organic carbon and inorganic carbon accumulation along a 30-year grassland restoration chronosequence in semi-arid regions (China). *Land Degrad Dev*, 2017, 28: 189–198
- 45 Ma J, Zheng X J, Li Y. The response of CO₂ flux to rain pulsed at a saline desert. *Hydrol Process*, 2012, 26: 4029–4037
- 46 Pan G X. Pedogenic carbonates in aridic soils of China and the significance in terrestrial carbon transfer (in Chinese). *J Nanjing Agr Univ*, 1999, 22: 51–57 [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. *南京农业大学学报*, 1999, 22: 51–57]
- 47 Guo Y, Li X L, Wang X J, et al. Profile distribution of soil inorganic and organic carbon in farmland in arid and semi-arid areas of China (in Chinese). *Acta Pedol Sin*, 2016, 53: 1433–1443 [郭洋, 李香兰, 王秀君, 等. 干旱半干旱区农田土壤碳垂直剖面分布特征研究. *土壤学报*, 2016, 53: 1433–1443]
- 48 Wang J P, Wang X J, Zhang J, et al. Soil organic and inorganic carbon and stable carbon isotopes in the Yanqi Basin of northwestern China. *Eur J Soil Sci*, 2015, 66: 95–103
- 49 He N P, Wu L, Wang Y S, et al. Changes in carbon and nitrogen in soil particle-size fractions along a grassland restoration chronosequence in northern China. *Geoderma*, 2009, 150: 302–308
- 50 Haile S G, Nair V D, Nair P K R. Contribution of trees to carbon storage in soils of silvopastoral systems in Florida, USA. *Glob Change Biol*, 2010, 16: 427–438
- 51 Fa K Y, Liu J B, Zhang Y Q, et al. CO₂ absorption of sandy soil induced by rainfall pulses in a desert ecosystem. *Hydrol Process*, 2015, 29: 2043–2051
- 52 Thomas A D, Hoon S R, Dougill A J. Soil respiration at five sites along the Kalahari Transect: Effects of temperature, precipitation pulses and biological soil crust cover. *Geoderma*, 2011, 167–168: 284–294
- 53 Shi Y F. The question appraisal on climate reforming from warm-dry to the warm-wet in Northwest China (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2003. 7–60 [施雅凤. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估. 北京: 气象出版社, 2003. 7–60]

Summary for “干旱区荒漠无机固碳能力及土壤碳同化途径”

Inorganic carbon sequestration capacity and soil carbon assimilation pathway of deserts in arid region

Peixi Su^{1*}, Xiujuan Wang², Tingting Xie¹, Xufeng Wang¹, Liming Wang³, Zijuan Zhou¹ & Rui Shi¹

¹ Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

² College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;

³ Department of Earth System Science, Tsinghua University, Beijing 100084, China

* Corresponding author, E-mail: supx@lzb.ac.cn

The inorganic carbon sequestration capacity of deserts in an arid region is now still questioned for their accuracy. The key question is whether the result of CO₂ absorption from aboveground flux observation can be reflected in the soil carbon pool or not. In the arid region of northwest China, desert is divided into three types based on the landscape and vegetation characteristics, namely gravel desert (Gobi), sand desert, and silt desert. By measuring and analyzing the soil particle composition, total salt content, organic carbon and inorganic carbon content, the changes in soil organic carbon (SOC) and soil inorganic carbon (SIC) density and their storage in different type deserts were studied, and then they were compared with that in the alpine ecosystem of southwest China.

The results showed that the average SIC densities in 0–30 cm surface soil layer and 1 m soil depth in different type deserts were 2.8 and 10.1 kg C m⁻², respectively. Comparatively, the SIC density of silt desert was the highest, and the value over 12 kg C m⁻² in 1 m soil depth. In our study, the average total carbon densities in 0–30 cm desert soil layer was 3.5 kg C m⁻², and in 1 m soil depth was 12.1 kg C m⁻². According to the value of 100 g C m⁻² a⁻¹ to calculate, the carbon accumulation in 0–30 cm surface soil layer and 1 m soil depth need 35 years and 121 years, respectively. If the value is less than 100 g C m⁻² a⁻¹, a longer period is required, showed that it will take a long time for the formation of desert inorganic carbon pool. In terms of material content, the average bulk density in 1 m soil depth was 1.52 g cm⁻³, and the total carbon accumulated in desert soil accounted for 0.8% of soil mass in 121 years, of which the inorganic carbon accounted for 0.7% of soil mass. For the soil absorption and inorganic sequestration to CO₂, we proposed the concept of soil carbon assimilation. Carbon sequestration in desert ecosystems is plant carbon assimilation and soil carbon assimilation, which is a combination of organic and inorganic processes. The SIC density and storage of desert soil are five times that of SOC. The pathway of soil carbon assimilation can be divided into three stages: the reaction stage between CO₂ and H₂O, the reaction stage between CO₂ or weak carbonic acid and soil solution cation, and the stage that is the dissolved and precipitated carbonates which attached to soil particles and downward deposition. The soil carbon assimilation capacity was enhanced by increasing the soil organic carbon, salt content, water content, and soil silt and clay content.

To recovering and conservation of desert vegetation, the desert is reclaimed into farmland under the carrying capacity of water resources, the SOC density was not only increased, the soil carbon assimilation capacity, SIC density and storage are also enhanced greatly. Under conditions of future climatic warming, soil inorganic carbon sequestration capacity will be increased and carbon sequestration capacity of the desert ecosystem will be enhanced with increasing precipitation in the arid region. The development of irrigated agriculture in the arid desert region will be beneficial to a collaborative improvement in production and ecological functions in the arid region.

desert, Gobi, organic carbon, inorganic carbon, carbon density, carbon assimilation, Heihe River

doi: 10.1360/N972017-00891