

黄土高原自然植被恢复过程中土壤温度和水分的的相关性

王 俊¹, 郭金龙³, 张永旺^{1,2}, 魏瑶瑶¹, 郑 恩¹

(1.延安大学生命科学学院,陕西 延安 716000;2.陕西省红枣重点实验室(延安大学),陕西 延安 716000;

3.西北农林科技大学植物保护学院,农业部西北黄土高原作物有害生物综合治理重点实验室,陕西 杨凌 712100)

摘要: 土壤水热因子是影响作物生长发育的重要因子,尤其是在黄土高原自然植被恢复过程中。通过对黄土高原不同自然植被恢复阶段的土壤水分和温度的长期监测,研究植被恢复过程中土壤温度和水分的动态变化及其相关性。结果表明:8—10月草地群落的土壤温度显著高于其他群落,11月辽东栎林群落的土壤温度显著高于其他群落,随着植被恢复,土壤温度变化的范围和峰值均有不同程度的减小,土壤水分有所减少,但并不影响土壤水分随时间变化的总体趋势,不同植被恢复阶段土壤温度和水分呈显著负相关,植被恢复过程中土壤水分有一定的时间稳定性。研究结果可为黄土高原自然植被恢复的有效管理和可持续发展提供科学参考。

关键词: 植被恢复; 土壤温度; 土壤水分; 土壤质地; 黄土高原

中图分类号: S152

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2022)02-0130-08

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcxb.2022.02.017

The Correlation Between Soil Temperature and Water Content During the Natural Vegetation Restoration on the Loess Plateau

WANG Jun¹, GUO Jinlong³, ZHANG Yongwang^{1,2}, WEI Yaoyao¹, ZHENG En¹

(1.College of Life Sciences, Yan'an University, Yan'an, Shaanxi 716000; 2.Shaanxi Key Laboratory of Chinese

Jujube, Yan'an University, Yan'an, Shaanxi 716000; 3.Key Laboratory of Integrated Pest Management on Crop in North-western

Loess Plateau, Ministry of Agriculture, College of Plant Protection, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100)

Abstract: Soil hydrothermal factor is an important factor affecting the growth and development of crops, especially during the natural vegetation restoration on the Loess Plateau. The dynamic changes and correlations of soil temperature and water in the process of vegetation restoration were studied through long-term monitoring of soil water and temperature in different stages of natural vegetation restoration in the Loess Plateau. The results showed that soil temperature in the grassland community from August to October is significantly higher than other communities, and it is significantly higher in *Quercus liaotungensis* community in November, with the vegetation restoration, the range and the peak of soil temperature decreased with different degree, soil water content decreased but it does not affect the overall varying trend over time, soil temperature and soil water content have significantly negative correlation in the different stages of vegetation restoration, and the soil water content has a certain time stability during the restoration process. The research results provide scientific reference for the effective management and sustainable development of natural vegetation restoration on the Loess Plateau.

Keywords: vegetation restoration; soil temperature; soil moisture; soil texture; the Loess Plateau

土壤水分对于植物生长发育、社会经济和生态环境建设的可持续发展至关重要,尤其是在半干旱地区^[1],水分已成为制约该区生态环境建设以及社会经济可持续发展的重要因素之一。黄土高原是世界上典型的半干旱区之一,占我国6.54%的土地面积。上

世纪中期,追求经济增长和粮食产量几乎损毁该区所有的天然植被,由此引起严重的环境退化使当地人民的生活受到威胁^[2]。自1999年启动退耕还林(草)工程已经22年,黄土高原大部分地区的生态环境已逐步改善^[3]。但是,植被恢复在很大程度上取决于土壤

收稿日期:2021-09-15

资助项目:国家自然科学基金项目(41807520);延安大学科研项目(YDQ2018-21);博士科研启动项目(YDBK2017-25);创新能力支撑计划项目(2020KJXX-009)

第一作者:王俊(1987—),女,硕士研究生,主要从事土壤生态研究。E-mail: wangjun6082@163.com

通信作者:张永旺(1988—),男,博士,副教授,主要从事生态水文研究。E-mail: yadxzhangyw@yau.edu.cn

水分的时空分布特征^[4];另外,不合理的植被恢复条件,例如,选择不合理的恢复植被可能加剧土壤水分状况的恶化,从而对水土保持效果产生不良影响^[5]。由于不合理的恢复植被对土壤水分的过度消耗正在威胁黄土高原地区的植被恢复和重建。有研究^[6-8]表明,造林树种单一会引起人工林结构单一,降低土壤肥力和土壤含水量等,从而导致林下地表裸露,加重地表径流和水土流失^[9]。

土壤水热因素影响陆地生态系统群落生产力^[10],从而可能改变植物生长速率,进而对植被生产力和碳汇功能产生一定影响。土壤水热动态过程 and 变化机制是陆面过程的重要研究内容^[11]。除土壤水分外,土壤温度也是影响植被生长发育的关键因子,土壤温度能够影响根系细胞的代谢、土壤水分的蒸发、渗漏和土壤保水情况,对土壤持水性的影响尤为显著^[12-13]。Porporato 等^[14]研究认为,土壤水分、温度既是气候—植被—土壤属性等综合因素的影响结果,也是决定植被水分供给的关键因素,是生态水文过程研究的重要切入点;Brooks 等^[15]利用 12 种耦合模型进行模拟表明,土壤水热对大气降水存在反馈作用,是气候变化的预报指标。目前,对于黄土高原植被恢复过程中土壤水分效应的研究多见于人工植被,而对植被恢复过程中土壤温度效应的研究较少,大多

关于土壤水分和土壤温度的研究只局限于单因素方面,忽略水分和温度耦合效应共同作用的结果^[16],而土壤水热耦合效应的研究更能确切地揭示植被恢复过程中的水热动态变异机制。因此,本研究以子午岭林区植被恢复过程中不同阶段的植被群落为对象,研究其土壤水分、温度的变化及其耦合作用,为黄土高原植被恢复过程中的土壤水热效应提供理论参考。

1 研究方法

研究区为甘肃合水连家砭林场,属温带大陆性季风气候,多年平均气温 10 ℃,平均降水量为 587 mm,且降雨多集中在 7—9 月,占年降水量的 60%以上,地貌海拔为 1 211~1 453 m,区域土壤主要为原生或次生黄土^[17]。试验样地属于子午岭林区,该林区位于黄土高原中部半湿润半干旱过渡带,为典型的黄土高原丘陵沟壑区^[18]。

在林场内选取 5 个植被恢复过程的不同阶段样地,分别为草地阶段的白羊草(*Bothriochloa ischaemum*(Linn.) Keng)(G)、灌木林阶段的沙棘林(*Hippophae rhamnoides* (Linn.))(S)、乔木林早期阶段的山杨林(*Populus davidiana* Dode)(F1)、乔木林中期的山杨与辽东栎混交林(F2)和顶级阶段的辽东栎林(F3)。在 2020 年 8—11 月主要进行土壤温度、水分测定,所选取的样地群落信息见表 1。

表 1 样地群落信息

群落	恢复年限	盖度/%	高度/cm	经度	纬度	海拔/m	坡度/(°)	坡向
白羊草	20	95	77	108°31′	36°05′	1365	8	NE
沙棘林	50	80	6	108°32′	36°04′	1354	18	NE
山杨林	80	90	10	108°31′	36°02′	1450	13	NE
山辽混交林	100	85	14	108°32′	36°03′	1437	10	NE
辽东栎林	130	95	22	108°32′	36°02′	1449	18	NE

2020 年 8 月,利用土钻定期采取土样,取样土层为 0—10,10—20,20—30 cm,所取土样装至铝盒木箱和密封塑料袋中。采用烘干法测定土壤含水量和土壤容重,在 105 ℃高温条件下烘 6~8 h,达到恒重即可。此外将部分土样进行室内风干、研磨和过筛,用 Mastersize 2000 激光粒度分析仪(英国马尔文公司)测定土壤颗粒组成。用环刀法取 0—30 cm 剖面的原状土进行土壤孔隙度的测定,所取土样土壤毛管孔隙度采用离心机法测定。土壤温度水分采用土壤温湿度仪(L99—TWS—3 型土壤温湿度(水分)记录仪,路格,国产)定期测定,在 5,15,25 cm 3 个土层分别放置测量探头进行土壤温度和水分的测定,土壤温湿度仪每 1 h 自动记录温度与水分数据。

数据分析使用 Excel 2010,利用 SPSS 19.0 软件进行单因素(ANOVA)方差分析,利用 Excel 2010 软

件进行作图。

2 结果与分析

2.1 土壤特性分析

2.1.1 土壤粒径分析 从表 2 可以看出,G、S、F1、F2 和 F3 5 个群落的土壤组成中砂粒含量最高,为 51%~66%,其中 F1 较其他群落含量最高;其次为粉粒含量,为 25%~35%,0—10 cm 土层 G 群落粉粒含量最高,10—30 cm 土层 F3 群落含量显著高于其他群落;黏粒含量最低,为 9%~15%,0—20 cm 以上土层含量最高为 G 群落,20—30 cm 土层 F3 群落含量最高。随着植被恢复,在 0—10 cm 土层中的黏粒与粉粒含量显著下降,砂粒含量显著提高($P<0.05$)。

2.1.2 土壤容重分析 G、S、F1、F2 和 F3 5 种群落的 0—10,10—20,20—30 cm 土层的土壤容重差异显著(图 1)。0—10,10—20,20—30 cm 土层 G 群落的土壤

容重显著高于其他群落。0—20 cm 土层的土壤容重随着植被恢复显著下降,但从 F1~F3 阶段,土壤容重保持不变。20—30 cm 土层 G、S 和 F3 群落的土壤容重显著高于 F1 和 F2 群落,但各群落间无显著差异。

表 2 不同恢复阶段不同土层的土壤粒径

土层 深度/cm	恢复 阶段	土壤颗粒大小/%		
		黏粒	粉粒	砂粒
		(<0.002 mm)	(0.002~0.02 mm)	(0.02~2 mm)
0—10	G	12.31±0.07b	30.08±0.16c	57.61±0.23a
	S	9.92±0.10a	27.48±0.29b	62.61±0.39b
	F1	9.13±0.07a	25.11±0.19a	65.77±0.26c
	F2	9.78±0.07a	27.05±0.18ab	63.17±0.25bc
	F3	9.02±0.09a	26.38±0.23ab	64.60±0.32bc
10—20	G	14.06±0.09c	32.98±0.18c	52.96±0.28a
	S	11.19±0.03a	30.43±0.13b	58.38±0.15c
	F1	11.70±0.06a	28.66±0.18a	59.65±0.23c
	F2	12.61±0.05b	30.73±0.04b	56.66±0.08b
	F3	12.84±0.02b	33.74±0.02c	53.43±0.03a
20—30	G	13.04±0.02b	33.41±0.02c	53.56±0.03b
	S	12.05±0.02a	30.64±0.10ab	57.30±0.10d
	F1	11.92±0.03a	29.70±0.05a	58.38±0.07d
	F2	13.43±0.03b	31.32±0.05b	55.25±0.08c
	F3	13.78±0.02b	34.74±0.06c	51.48±0.05a

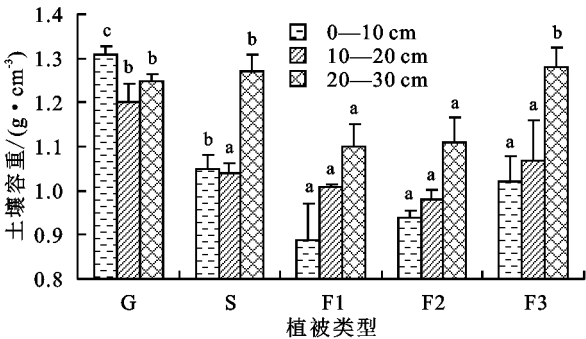
注:表中数值为平均值±标准误;同列不同字母表示同一土层不同恢复阶段差异显著($P<0.05$); $n=9$ 。

2.2 土壤孔隙度分析

从表 3 可以看出,随着植被恢复,土壤总孔隙度在 0—10、20—30 cm 土层呈显著上升趋势,而在 10—20 cm 土层处于植被恢复中间阶段的 S 群落显著高于其他群落,且其他群落间差异不显著。毛管孔隙度与总孔隙度的变异趋势一致。

表 3 不同恢复阶段不同土层土壤孔隙度

土层 深度/cm	恢复 阶段	土壤孔隙度/%			
		总孔隙度	无效孔隙度	通气孔隙度	毛管孔隙度
0—10	G	53.85±0.81b	13.24±0.19b	26.32±0.40b	14.29±0.21bc
	S	61.25±1.81c	10.68±0.40a	34.69±1.88c	15.88±0.33cd
	F1	40.80±4.36a	10.39±0.45a	19.59±2.74a	10.82±1.17a
	F2	63.99±0.91c	13.06±1.29b	34.08±0.74c	16.85±0.35d
	F3	54.01±1.03b	13.26±0.22b	26.42±0.54b	14.34±0.27b
10—20	G	53.58±0.68a	11.56±0.20c	27.84±0.30a	14.18±0.18b
	S	54.99±0.51b	9.02±0.51a	31.82±0.23c	14.15±0.23b
	F1	49.46±1.75a	10.58±0.83b	25.80±0.42ab	13.08±0.50a
	F2	49.44±0.48a	9.07±1.17a	27.49±1.00b	12.88±0.30a
	F3	49.40±2.04a	10.66±0.47b	25.67±1.02ab	13.07±0.54a
20—30	G	50.54±2.04cd	11.13±0.35bc	26.03±1.71ab	13.38±0.51cd
	S	50.13±1.55ab	10.91±0.17ab	25.94±0.97a	13.27±0.40ab
	F1	52.04±0.89bc	10.42±0.38a	27.91±0.25b	13.70±0.26bc
	F2	49.42±0.13a	9.99±1.35a	26.45±1.55ab	12.99±0.13a
	F3	55.33±2.07d	12.95±0.71d	27.69±0.81ab	14.68±0.55d



注:图中不同字母表示不同土层不同恢复阶段差异显著($P<0.05$)。

图 1 不同恢复阶段不同土层土壤容重

2.3 植被恢复过程中不同群落土壤温度变化

从图 2 可以看出,8 月 G 群落土壤温度明显高于其他植被,土壤温度峰值约为 23.3 ℃;S、F1、F2 和 F3 群落土壤温度的峰值大多集中在 21 ℃,范围为 16~21 ℃。9 月各群落的土壤温度稍微低于 8 月,G 群落土壤温度依然显著高于其他群落,约为 20 ℃,范围为 15~20 ℃。S、F1、F2 和 F3 群落的土壤温度多在 18 ℃,范围为 13~18 ℃。10 月 G 群落土壤温度依然高于其他群落,约为 14 ℃,范围为 8~14 ℃。10 月中上旬 4 种植被土壤温度变化趋势相似,10 月下旬 F3 群落土壤温度明显高于其他 3 个群落 1 ℃左右。进入少雨的 11 月份,5 个群落土壤温度变化趋于一致,土壤温度峰值为 8 ℃,范围为 2~8 ℃。5 种植被温度变化曲线基本吻合,但 F3 群落土壤温度高于其他 4 个群落。随着植被的恢复,土壤温度的变化幅度有所减小,温度的峰值和范围亦有所降低。此外,在 11 月时不同植被恢复阶段的土壤温度变化趋近一致,峰值与范围也接近,说明寒冷干燥等天气因素对不同植被恢复阶段的植被土壤温度影响大致相同。

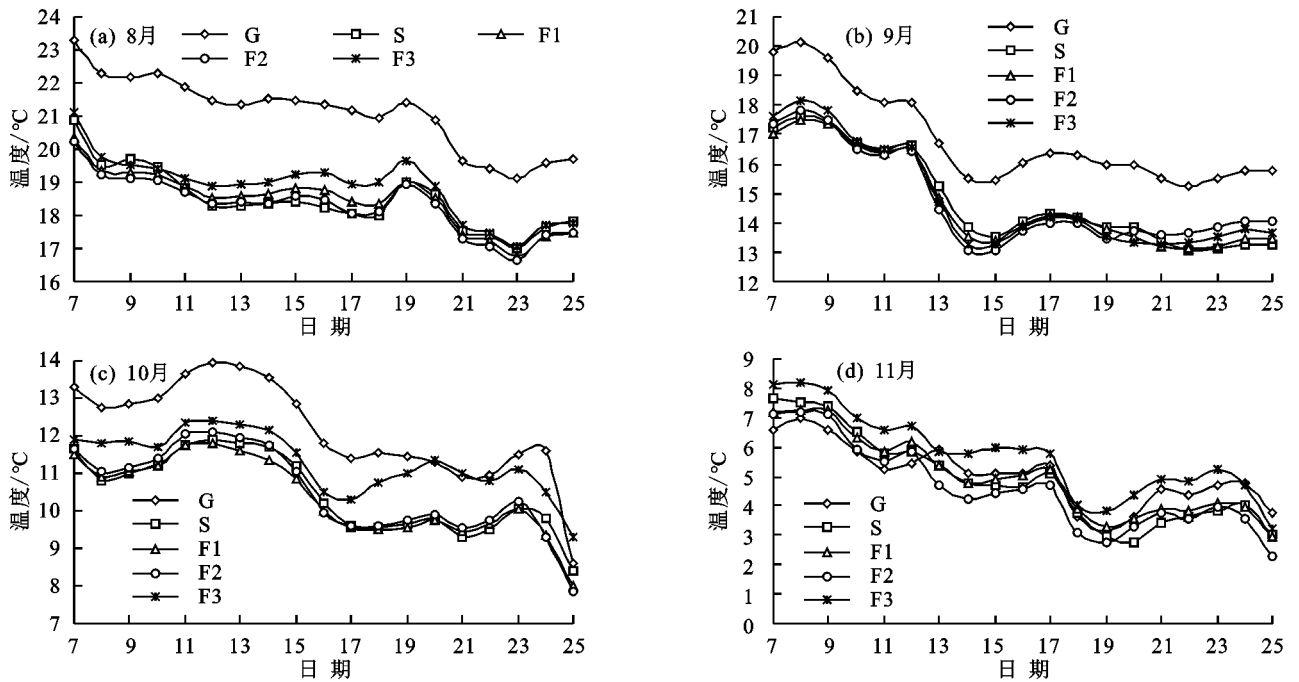


图2 不同恢复阶段不同时间土壤温度变化

2.4 植被恢复过程中不同群落土壤水分变化

从图3可以看出,8月G群落土壤水分显著高于其他群落,G群落土壤水分峰值约为33%,范围为26%~33%。8月S、F1、F2、F3群落的土壤水分峰值多集中在28%,范围为18%~29%。9月各群落的土壤水分略高于8月,G、S、F1、F2和F3群落的土壤水分变化趋势相似,峰值集中在34%。S和F3群落的范围为21%~34%,F2群落范围为23%~34%,G和F1群落范围为25%~34%。10月5个群落的土壤水分峰值相较于9月总体呈下降趋势。G、S、F1和F3群落土壤水分峰值集中在31%~32%,

F2群落峰值为30.5%,5个群落的土壤水分变化幅度总体上仍保持一致。进入少雨的11月,除G群落外,其他4个群落的土壤水分变化比较接近,峰值为27%,范围为23%~27%,当月土壤水分比较稳定。而G群落的土壤水分变化趋于平稳,峰值为30.3%,范围为29%~30.3%,并且在任何时间均显著高于其他4个群落。在多雨的8月和少雨的11月中随着植被恢复,土壤水分显著减少,而在多雨的9月和少雨的10月不同恢复阶段的植被土壤水分差异不明显,且变化趋近一致。随着植被恢复,植被的土壤水分变化范围和峰值变小。

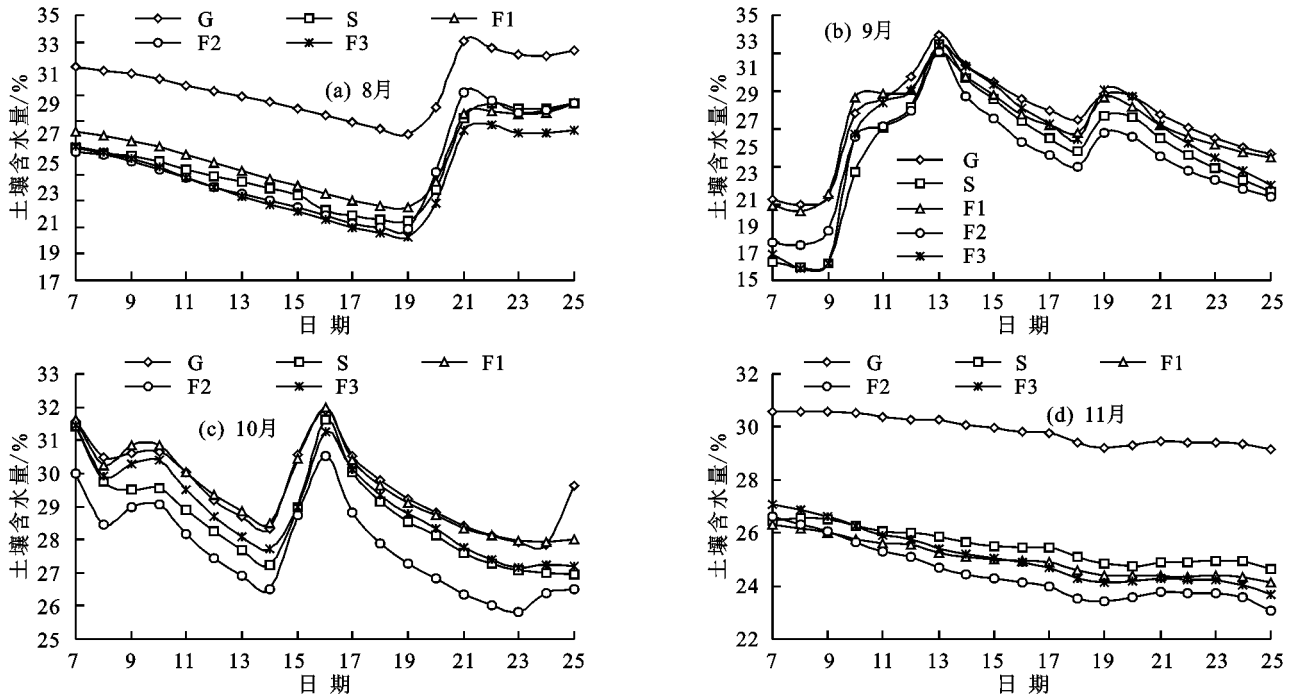


图3 不同恢复阶段土壤水分变化

2.5 植被恢复过程中不同群落土壤温度和土壤水分的相关性

植被恢复过程中不同群落的土壤温度和水分的关联性差异明显。从表 4 可以看出,8 月 G 群落 0—10 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈显著负相关($P=-0.509$),10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈显著负相关($P=-0.473$),20—30 cm 的土壤水分与土壤温度负相关性不显著($P=-0.187$),土壤水分随温度先降低后升高。9 月 0—10 cm 土层的土壤水分与土壤温度负相关极显著($P=-0.724$),该土层土壤水分随温度升高先趋于平缓后显著降低,10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度相关性不显著($P=-0.362$),该土层土壤水分随土壤温度升高变化规律不明显,20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度显著负相关($P=-0.456$),土壤水分随温度升高变化趋势与 10—20 cm 土层相似。10 月 0—10,10—20 cm 的土壤水分与土壤温度相关性不显著($P=0.401$),而 20—30 cm 的土壤水分与土壤温度呈显著正相关($P=0.491$),该土层土壤水分随土壤温度先升高后降低。11 月 0—10,10—20,20—30 cm 土层的土壤水分和温度呈极显著正相关($P=0.762$, $P=0.931$ 和 $P=0.968$),3 个土层土壤水分随温度升高逐渐增加。

表 4 植被恢复 G 阶段不同时间土壤温度与水分的相关性

观测月份	土层深度/cm	相关方程	P 值
8	0—10	$Y=-0.108x^3+7.912x^2-191.11x+1557.20$	-0.509 *
	10—20	$Y=0.183x^3-10.540x^2+198.99x-1197.60$	-0.473 *
	20—30	$Y=1.067x^3-63.594x^2+1260.90x-8283.70$	-0.187
9	0—10	$Y=-0.124x^3+6.080x^2-99.07x+566.49$	-0.724 **
	10—20	$Y=-0.130x^3+6.124x^2-94.81x+510.46$	-0.362
	20—30	$Y=0.104x^3-6.414x^2+128.27x-802.52$	-0.456 *
10	0—10	$Y=-0.1085x^3+3.675x^2-40.74x+176.23$	-0.338
	10—20	$Y=-0.415x^3+13.858x^2-151.41x+567.59$	0.401
	20—30	$Y=-0.555x^3+19.224x^2-219.33x+854.80$	0.491 *
11	0—10	$Y=-0.109x^3+0.245x^2-0.491x+34.08$	0.762 **
	10—20	$Y=-0.067x^3+1.015x^2-4.570x+33.58$	0.931 **
	20—30	$Y=-0.088x^3+1.650x^2-9.874x+45.75$	0.968 **

注: * 表示在 0.05 水平上显著相关; ** 表示在 0.01 水平上显著相关。下同。

表 5 为 S 群落 8—11 月土壤温度与水分的相关性。8 月 S 群落 0—10,10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度相关性不显著($P=-0.342$, $P=-0.369$),20—30 cm 土层的土壤温度与土壤水分呈极显著正相关($P=0.722$),土壤水分随土壤温度先降低后升高。9 月 0—10,10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度相关性不显著($P=-0.369$, $P=-0.443$),20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈极显著负相关($P=-0.585$),土壤水分随土壤温度先升高后降低。

10 月 0—10,10—20,20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度相关性均不显著($P=0.172$, $P=0.242$, $P=0.435$),3 个土层土壤水分随土壤温度变化趋势相似即先升高后降低。11 月 0—10,10—20,20—30 cm 土层的土壤水分和温度呈极显著正相关($P=0.926$, $P=0.924$, $P=0.969$),3 个土层土壤水分随温度的升高而逐渐升高。

表 5 植被恢复 S 阶段不同时间土壤温度与水分的相关性

观测月份	土层深度/cm	相关方程	P 值
8	0—10	$Y=-0.417x^3+25.784x^2-529.38x+3630.50$	-0.342
	10—20	$Y=-0.540x^3+32.433x^2-647.81x+4320.60$	-0.369
	20—30	$Y=-0.753x^3+42.273x^2-788.73x+4915.40$	0.722 *
9	0—10	$Y=-0.239x^3+9.940x^2-136.08x+640.37$	-0.369
	10—20	$Y=-0.319x^3+13.00x^2-173.36x+783.53$	-0.433
	20—30	$Y=-0.302x^3+11.858x^2-151.22x+653.32$	-0.585 **
10	0—10	$Y=-0.159x^3+4.251x^2-36.84x+130.00$	0.172
	10—20	$Y=-0.293x^3+8.327x^2-77.334x+261.52$	0.242
	20—30	$Y=-0.138x^3+3.487x^2-25.96x+78.50$	0.435
11	0—10	$Y=-0.035x^3+0.429x^2-1.147x+26.49$	0.926 **
	10—20	$Y=-0.045x^3+0.649x^2-2.554x+25.82$	0.924 **
	20—30	$Y=-0.032x^3+0.536x^2-2.524x+29.29$	0.969 **

从表 6 可以看出,F₁ 群落 8 月 0—10,10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度都呈显著负相关($P=-0.557$, $P=-0.49$),这 2 个土层土壤水分随土壤温度升高的幅度逐渐提高,20—30 cm 土层的土壤温度与土壤水分呈极显著正相关($P=0.716$),该土层土壤水分随土壤温度升高逐步增加。9 月 0—10,10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈显著负相关($P=-0.463$, $P=-0.446$),该土层的土壤水分随土壤温度升高先增加后减少,20—30 cm 的土壤水分与土壤温度呈极显著负相关($P=-0.674$),该土层土壤水分随土壤温度变化趋势与 0—20 cm 的 2 个土层相似。10 月 0—10,10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度相关性不显著($P=0.282$, $P=0.453$),20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈极显著正相关($P=0.614$),该土层土壤水分随土壤温度升高逐渐增加。11 月 0—10,10—20,20—30 cm 土层的土壤水分和温度呈极显著正相关($P=0.876$, $P=0.926$, $P=0.944$),3 个土层土壤水分随温度升高逐渐增加。

从表 7 可以看出,F₂ 群落 8 月 0—10,10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈显著负相关($P=-0.552$, $P=-0.541$),这 2 个土层的土壤水分随土壤温度升高的变化趋势相似,均为先减少后增加,20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度相关性不显著($P=-0.139$)。9 月 0—1,10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度相关性不显著($P=-0.436$, $P=$

−0.441),20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈极显著负相关($P = -0.589$),该土层土壤水分随土壤温度升高先缓慢增加后减少。10 月 0—10,10—20 cm 的土层的土壤水分与土壤温度相关性不显著($P = 0.105, P = 0.324$),20—30 cm 的土层的土壤水分与土壤温度正相关显著($P = 0.507$),该土层土壤水分随土壤温度升高先缓慢增加后减少。11 月 0—10,10—20,20—30 cm 土层的土壤水分和温度呈极显著正相关($P = 0.86, P = 0.902, P = 0.97$),3 个土层土壤水分随温度升高缓慢增加。

表 6 植被恢复 F1 阶段不同时间土壤温度与水分的相关性

观测月份	土层深度/cm	相关方程	P 值
8	0—10	$Y = 0.296x^3 - 14.879x^2 + 242.65x - 1241.50$	−0.557 *
	10—20	$Y = 0.116x^3 - 5.058x^2 + 65.883x - 201.52$	−0.490 **
	20—30	$Y = -0.780x^3 + 43.557x^2 - 808.04x + 4999.60$	0.716 **
9	0—10	$Y = -0.375x^3 + 16.240x^2 - 232.34x + 1134.50$	−0.463 *
	10—20	$Y = -0.445x^3 + 19.406x^2 - 280.17x + 1368.40$	−0.446 *
	20—30	$Y = -0.203x^3 + 8.151x^2 - 107.41x + 488.80$	−0.674 **
10	0—10	$Y = -0.128x^3 + 3.369x^2 - 28.41x + 110.40$	0.282
	10—20	$Y = -0.254x^3 + 7.373x^2 - 69.91x + 244.14$	0.453
	20—30	$Y = -0.077x^3 + 2.190x^2 - 19.92x + 81.82$	0.614 **
11	0—10	$Y = -0.049x^3 + 0.644x^2 - 2.025x + 27.53$	0.876 **
	10—20	$Y = -0.076x^3 + 1.207x^2 - 5.601x + 32.32$	0.926 **
	20—30	$Y = -0.031x^3 + 0.518x^2 - 2.609x + 26.92$	0.944 **

表 7 植被恢复 F2 阶段不同时间土壤温度与水分的相关性

观测月份	土层深度/cm	相关方程	P 值
8	0—10	$Y = -0.244x^3 - 12.414x^2 + 204.95x - 1069.00$	−0.552 *
	10—20	$Y = 0.276x^3 - 13.048x^2 + 196.74x - 898.48$	−0.541 **
	20—30	$Y = 0.041x^3 + 0.288x^2 - 50.215x + 596.15$	−0.139
9	0—10	$Y = -0.297x^3 + 13.252x^2 - 195.65x + 985.96$	−0.436
	10—20	$Y = -0.514x^3 + 23.213x^2 - 347.82x + 1758.40$	−0.441
	20—30	$Y = -0.233x^3 + 9.950x^2 - 128.78x + 597.77$	−0.589 **
10	0—10	$Y = -0.098x^3 + 2.668x^2 - 23.327x + 94.57$	0.105
	10—20	$Y = -0.206x^3 + 6.063x^2 - 58.367x + 210.92$	0.324
	20—30	$Y = -0.523x^3 + 16.147x^2 - 164.2x + 575.29$	0.507 *
11	0—10	$Y = -0.040x^3 + 0.504x^2 - 0.983x + 25.49$	0.860 **
	10—20	$Y = -0.083x^3 + 1.193x^2 - 4.724x + 28.73$	0.902 **
	20—30	$Y = -0.030x^3 + 0.482x^2 - 2.135x + 24.46$	0.970 **

从表 8 可以看出,F₃ 群落 8 月 0—10,10—20 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈极显著和显著负相关($P = -0.682, P = -0.456$),20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈极显著正相关($P = 0.681$),该土层土壤水分随土壤温度升高先趋近于稳定后增加,此外,该土层相对于其他 2 个土层其土壤温度变化较小。9 月 10—20,20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈显著负相关($P = -0.507, P = -0.528$),这 2 个土层土壤水分随土壤温度升高的变化趋势一致,均

为先减少后趋近于稳定后快速减少。10 月 0—10,10—20,20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度相关性不显著。11 月 0—10,10—20,20—30 cm 土层的土壤水分与土壤温度呈极显著正相关($P = 0.825, P = 0.858, P = 0.967$),这 3 个土层土壤水分随土壤温度升高均呈缓慢增加的变化趋势。

表 8 植被恢复 F3 阶段不同时间土壤温度与水分的相关性

观测月份	土层深度/cm	相关方程	P 值
8	0—10	$Y = 0.326x^3 - 17.857x^2 + 320.34x - 1856.50$	−0.682 **
	10—20	$Y = -0.032x^3 + 3.454x^2 - 98.169x + 861.25$	−0.456 *
	20—30	$Y = -0.923x^3 + 52.821x^2 - 997.50x + 6275.40$	0.681 **
9	0—10	$Y = -0.294x^3 + 13.083x^2 - 193.05x + 971.97$	−0.507 *
	10—20	$Y = -0.496x^3 + 22.358x^2 - 334.44x + 1691.30$	−0.528 *
	20—30	$Y = 0.100x^3 - 6.124x^2 + 115.66x - 664.44$	−0.710 **
10	0—10	$Y = 0.107x^3 - 3.464x^2 + 37.04x - 103.16$	0.066
	10—20	$Y = 0.061x^3 - 2.306x^2 + 29.082x - 90.60$	0.218
	20—30	$Y = -0.815x^3 + 27.249x^2 - 301.86x + 1135.40$	0.387
11	0—10	$Y = -0.073x^3 + 1.110x^2 - 4.276x + 26.47$	0.825 **
	10—20	$Y = -0.110x^3 + 1.965x^2 - 10.586x + 44.08$	0.858 **
	20—30	$Y = -0.035x^3 + 0.673x^2 - 3.859x + 30.33$	0.967 **

3 讨 论

土地利用变化影响土壤水分、土壤容重等物理性质,且差异显著^[19]。本研究中,草地阶段土壤颗粒组成中的砂粒含量显著低于其他恢复阶段,砂粒含量在灌木林阶段显著提高,而黏粒含量表现出相反的趋势,表明长期的自然恢复(约 50 年)能够在一定程度上改善土壤结构。从另一角度来看,由于土壤干燥化所导致的土壤物理特性的退化在短期内很难恢复^[20],土壤容重随着植被恢复逐渐降低,表明自然演替在一定程度上能够改善表层土壤的物理特性^[21];当自然恢复进行到乔木林即山杨林阶段后,土壤容重无显著性变化,表明自然恢复达到显著改善土壤特性的效果可能需要 50~80 年。

全球气候变暖是毋庸置疑的事实^[22],温度变化势必影响植物竞争力、植物根系分布深度、根系呼吸、微生物群落的组成、植物生理、植物物候、植物养分的分配等,进而影响生态系统的结构和功能^[23-25]。在土壤水分含量较高时,温度是造成土壤水分损失的主要因素,特别是土壤温度^[26]的变化,与地表植被覆盖类型、覆盖度、土壤质地、土壤热性质^[27]以及地形和植被形成的微气候^[28]有关。本研究中,8—10 月土壤温度随着自然植被恢复从撂荒草地到灌木林地再到乔木林地呈现出温度变化幅度减小的趋势,温度的峰值和范围有所减小,其原因可能是该时期正值树体旺盛生长期,随着植被恢复地上部生物量逐渐增大,枝叶更加繁茂,植物吸光效能更大,导致太阳光照射土壤

的热能变少,土壤水分含量较高且变化较大,树体的蒸腾能力逐步增强,这与胡健等^[29]的研究结果一致。但在 11 月时不同植被恢复阶段的植被土壤温度变化趋近一致,峰值和范围也十分接近,这可能与该时期的土壤含水量较低且变化较小、各群落枝叶凋落、覆盖度趋近以及树体逐渐进入休眠和土壤微生物活动减弱等因素有关。

土壤水分是控制不同时空尺度水文的重要因素。土壤水分在时间和空间尺度上因地形和植被的差异而不同^[30]。不同植被由于其根系密度和深度的差异导致其消耗土壤水分的深度和强度不同,从而形成不同植被下土壤水分的差异^[31]。本研究中,土壤含水量随着自然植被恢复从撂荒草地到灌木林地再到乔木林地呈现逐渐下降的趋势,其原因可能是由于随着植被恢复,地上部生物量逐渐增大,枝叶更加繁茂,树体的蒸腾能力逐步增强,降水截留增多,树干径流增加;另外,地下部根系逐渐增多,分布增广,对土壤水分的吸收和消耗随之增多,从而引起土壤含水量和储水量的整体下降^[32-33],这与王云强等^[34]的研究结果一致。

在诸多环境因子中,土壤水热因子是影响作物生长发育的关键因子^[35]。在非恒温条件下水分运动和热能传输是相互作用的。温度梯度影响土壤含水量和能量的分布并导致水分和水汽运动,而水分运动又通过对流作用携带热能运动,当温度梯度和含水量梯度共存情况下形成水分和热能同时发生运动^[12]。本研究中,不同植被下土壤水分与土壤温度相关性的显著程度不同,总体呈显著的线性负相关关系,这与车宗玺等^[36]和李军祥等^[37]的研究结果一致。在 8—11 月乔木林恢复阶段与其他恢复阶段相比,土壤温度与水分相关性更显著,且 0—10, 10—20, 20—30 cm 土层之间的温度和水分相关性大小接近,原因可能是随着植被恢复的进行,土壤根系加深,土壤孔隙度提高,温度与水分的传力增强。

4 结论

8—10 月 G 群落的土壤温度显著高于其他群落, S、F1 和 F2 群落的土壤温度变化趋势相似, 11 月 5 个群落的土壤温度变化趋势一致, F3 群落的土壤温度显著高于其他群落。总体来看,随着植被恢复,土壤温度变化的范围和峰值有不同程度的减小。8—11 月 G 群落的土壤水分显著高于其他群落,随着植被恢复,土壤水分有不同程度的减少,但并不影响土壤水分随时间变化的总体趋势,土壤水分有一定的时间稳定性。不同植被恢复阶段土壤温度和水分总体呈显著负相关。

参考文献:

- [1] Chen Y P, Wang K B, Lin Y S, et al. Balancing green and grain trade[J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(10): 739-741.
- [2] Feng X M, Fu B J, Piao S L, et al. Revegetation in China's Loess Plateau is approaching sustainable water resource limits [J]. *Nature Climate Change*, 2016, 6(11): 1019-1022.
- [3] Jia X X, Wang Y Q, Shao M A, et al. Estimating regional losses of soil water due to the conversion of agricultural land to forest in China's Loess Plateau[J]. *Ecohydrology*, 2017, 10(6): e1851.
- [4] Feng Q, Zhao W W, Wang J, et al. Effects of different land-use types on soil erosion under natural rainfall in the Loess Plateau, China[J]. *Pedosphere*, 2016, 26: 243-256.
- [5] Jia X X, Shao M A, Zhu Y J, et al. Soil moisture decline due to afforestation across the Loess Plateau, China[J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 546: 113-122.
- [6] 刘庆. 亚高山针叶林生态学研究[D]. 成都: 四川大学, 2002.
- [7] 林波, 刘庆, 吴彦, 等. 川西亚高山针叶林凋落物对土壤理化性质的影响[J]. *应用与环境生物学报*, 2003, 9(4): 346-351.
- [8] 庞学勇, 刘庆, 刘世全, 等. 川西亚高山云杉人工林土壤质量性状演变[J]. *生态学报*, 2004, 24(2): 261-267.
- [9] 黎燕琼, 龚固堂, 郑绍伟, 等. 低效柏木纯林不同改造措施对水土保持功能的影响[J]. *生态学报*, 2013, 33(3): 934-943.
- [10] 牛钰杰, 周建伟, 杨思维, 等. 基于地形因素的高寒草甸土壤温湿度和物种多样性与初级生产力关系研究[J]. *生态学报*, 2017, 37(24): 8314-8325.
- [11] Rashid G H, Schaeffer R. Seasonal variation in the nitrogen mineralization and mineral nitrogen accumulation in two temperate forest soils [J]. *Pedobiologia*, 1988, 31: 391-396.
- [12] 高红贝. 非恒温条件下土壤水分运动特征分析[J]. *西部大开发(土地开发工程研究)*, 2017, 2(3): 22-28.
- [13] 李东伟, 李明思, 刘东, 等. 膜下滴灌土壤湿润范围对棉花根层土壤水热环境和根系耗水的影响[J]. *应用生态学报*, 2015, 26(8): 2437-2444.
- [14] Porporato A, D'Odorico P, Laio F, et al. Ecohydrology of water-controlled ecosystems[J]. *Advances in Water Resources*, 2003, 25(8/12): 1335-1348.
- [15] Brooks J R, Meinzer F C, Coulombe R, et al. Hydraulic redistribution of soil water during summer drought in two contrasting Pacific Northwest coniferous forests [J]. *Tree Physiology*, 2002, 22(15/16): 1107-1117.
- [16] 李东伟, 李明思, 刘东, 等. 膜下滴灌土壤湿润范围对棉花根层土壤水热环境和根系耗水的影响[J]. *应用生态学报*, 2015, 26(8): 2437-2444.
- [17] 张平仓, 郑粉莉. 土壤侵蚀与生态环境演变[J]. *中国科学院*

水利部西北水土保持研究所集刊,1993,1(3):11-16.

[18] 张希彪,上官周平.黄土高原子午岭种子植物区系特征研究[J].生态学杂志,2005,24(8):872-877.

[19] Fu B J, Liu S L, Chen L D, et al. Soil quality regime in relation to land cover and slope position across a highly modified slope landscape [J]. Ecological Research,2004,19(1):111-118.

[20] Li Y Y, Shao M A. Change of soil physical properties under long-term natural vegetation restoration in the Loess Plateau of China[J].Journal of Arid Environments,2006,64(1):77-96.

[21] Wang L, Mu Y, Zhang Q F, et al. Effects of vegetation restoration on soil physical properties in the wind-water erosion region of the northern Loess Plateau of China[J].Clean-Soil, Air, Water,2012,40(1):7-15.

[22] Ma Z Y, Liu H Y, Mi Z R, et al. Climate warming reduces the temporal stability of plant community biomass production[J].Nature Communications,2017,8:e15378.

[23] Yang H J, Wu M Y, Liu W X, et al. Community structure and composition in response to climate change in a temperate steppe[J].Global Change Biology,2011,17(1):452-465.

[24] Yang Z L, Zhang Q, Su F L, et al. Daytime warming lowers community temporal stability by reducing the abundance of dominant, stable species [J]. Global Change Biology,2017,23(1):154-163.

[25] 李军祥,曾辉,朱军涛,等.藏北高原高寒草甸生态系统呼吸对增温的响应[J].生态环境学报,2016,25(10):1612-1620.

[26] Wang S, Fu B J, Gao G Y, et al. Soil moisture and evapotranspiration of different land cover types in the Loess Plateau, China[J].Hydrology and Earth System Sciences,2012,16(8):2883-2892.

[27] Saito H, Šimu'nek J. Effects of meteorological models on the solution of the surface energy balance and soil temperature variations in bare soils[J].Journal of Hydrology,2009,373(3/4):545-561.

[28] Zou C B, Barron-Gafford G A, Breshears D D. Effects of topography and woody plant canopy cover on near-ground solar radiation: Relevant energy inputs for eco-hydrology and hydropedology[J].Geophysical Research Letters,2007,34(24):229-241.

[29] 胡健,吕一河,张琨,等.祁连山排露沟流域典型植被类型的水源涵养功能差异[J].生态学报,2016,36(11):3338-3349.

[30] Baroni G, Ortuani B, Facchi A, et al. The role of vegetation and soil properties on the spatio-temporal variability of the surface soil moisture in a maize-cropped field[J].Journal of Hydrology,2013,489:148-159.

[31] 高宇,樊军,彭小平,等.水蚀风蚀交错区典型植被土壤水分消耗和补充深度对比研究[J].生态学报,2014,34(23):7038-7046.

[32] Wang Y, Shao M A, Warrington Z L. Regional spatial pattern of deep soil water content and its influencing factors[J].Hydrological Sciences Journal,2012,57(2):265-281.

[33] Wang Y Q, Shao M A, Liu Z P. Vertical distribution and influencing factors of soil water content within 21—m profile on the Chinese Loess Plateau [J]. Geoderma, 2013,193:300-310.

[34] 王云强,张兴昌,从伟,等.黄土区不同土地利用方式坡面土壤含水率的空间变异性研究[J].农业工程学报,2006,22(12):65-71.

[35] 殷文,陈桂平,柴强,等.前茬小麦秸秆处理方式对河西走廊地膜覆盖玉米农田土壤水热特性的影响[J].中国农业科学,2016,49(15):2898-2908.

[36] 车宗玺,李进军,汪有奎,等.祁连山西段草地土壤温度、水分变化特征[J].生态学报,2018,38(1):105-111.

[37] 李军祥,张扬建,朱军涛,等.藏北高山嵩草草甸群落特征及生产力对模拟增温幅度的响应[J].生态学报,2019,39(2):474-485.

(上接第 129 页)

[23] Asselman N. Fitting and interpretation of sediment rating curves[J].Journal of Hydrology,2000,234(3/4):228-248.

[24] Gao P, Li P F, Zhao B L, et al. Use of double mass curves in hydrologic benefit evaluations[J].Hydrological Processes,2017,31(16):4639-4646.

[25] 万智巍,贾玉连,洪祎君,等.基于完备集合经验模态分解的赣江径流多尺度变化特征[J].水力发电,2018,44(8):18-22.

[26] 任宗萍,谢梦瑶,马勇勇,等.乌兰木伦河 1960—2015 年水沙周期性分析[J].水土保持研究,2018,25(6):74-78.

[27] 王振平.汀江流域长汀段水沙变化特性及其影响因素定量研究[D].福建:福州大学,2017.

[28] 张光辉,梁一民.植被盖度对水土保持功效影响的研究综述[J].水土保持研究,1996,3(3):104-110.