

黄土高原植被恢复对地表的冷却作用及变化规律

王欢欢¹, 赵杰¹, 岳超^{1,2}, 于强^{1,2}

(1.西北农林科技大学资源环境学院, 陕西 杨凌 712100;

2.西北农林科技大学水土保持研究所, 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100)

摘要: 基于黄土高原的土地覆盖类型数据, 并结合 MODIS 地表温度、反照率和蒸散发数据产品以及降水数据, 分析了该区域 2002—2015 年间造林对地表温度的影响, 并进一步分析蒸散发和反射率的驱动作用。结果表明: 研究期间黄土高原造林区域地表温度的变化主要由白天地表温度变化主导而表现为降温 (-0.78 ± 1.25) $^{\circ}\text{C}$), 且主要是蒸散发增加 (0.84 ± 1.35) mm/d 所驱动。造林引起的地表温度变化与降水梯度密切相关, 在干旱区 (年均降水量 < 400 mm) 造林会引起微弱的增温 (0.03 ± 0.22) $^{\circ}\text{C}$)。此外, 该区域由造林引起的地表温度变化呈现季节性规律, 即春季及夏季的降温程度较大, 而冬季降温作用微弱。春季白天地表降温最强, 其次是夏季, 秋冬季节降温较弱; 而对于夜间温度, 冬季增温强烈, 其次为春季, 秋季及夏季。地表温度变化与地表反照率和蒸散发变化之间相关性显示, 蒸散发冷却效应抵消了反照率引起的暖化效应, 主导白天地表温度变化。而夜间暖化现象在一定程度反映白天热储量释放。黄土高原植被恢复对地表具有冷却效应, 在区域尺度上减缓了气候变暖的趋势。

关键词: 黄土高原; 造林; 地表温度; 蒸散发; 反照率

中图分类号: Q948.112

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2021)03-0214-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbxb.2021.03.030

Cooling Effect Induced by Afforestation on the Loess Plateau and Its Change Law

WANG Huanhuan¹, ZHAO Jie¹, YUE Chao^{1,2}, YU Qiang^{1,2}

(1.College of Natural Resources and Environment, Northwest A&F University,

Yangling, Shaanxi 712100; 2.State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on Loess

Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100)

Abstract: The purpose of this article was to analyze the impacts of afforestation in different regions and seasons on the Loess Plateau on the land surface temperature (LST) from 2002 to 2015 and their driving factors (Albedo and evapotranspiration) based on MODIS land cover, LST, Albedo, evapotranspiration (ET) data products and precipitation data. The results showed that during the study period, the cooling effect in the daytime dominated LST change (-0.78 ± 1.25) $^{\circ}\text{C}$) and the cooling effect was mainly driven by ET (0.84 ± 1.35) mm/d). Moreover, the land surface temperature change caused by afforestation was closely related to precipitation, and afforestation would cause a slight warming (0.03 ± 0.22) $^{\circ}\text{C}$) in semi-arid regions where the mean annual precipitation was less than 400 mm. In addition, the variations of LST presented a seasonal pattern, that was, the observed cooling effect in spring and summer was greater, while in winter, this effect was weak. The daytime cooling effect was the strongest in spring, followed by summer, winter and autumn. In terms of the nighttime LST, the warming effect in winter was the strongest, followed by spring, autumn and summer. Meanwhile, the correlation between LST variations and ET change (Albedo change) showed that the cooling effect derived by ET offset the warming effect caused by albedo and dominated the daytime LST variations. Such warming impact at night reflected that storage heat during the day was likely to be released at night. Vegetation restoration on the Loess Plateau had a cooling effect, which slowed down the trend of climate warming on a regional scale.

Keywords: Loess Plateau; afforestation; land surface temperature; evapotranspiration; albedo

收稿日期: 2020-11-10

资助项目: 国家自然科学基金项目 (41971132)

第一作者: 王欢欢 (1996—), 女, 硕士研究生, 主要从事森林动态研究。E-mail: wanghuanhuan511@gmail.com

通信作者: 于强 (1962—), 男, 博士, 研究员, 主要从事气候变化与农业生态研究。E-mail: yuq@nwsuaf.edu.cn

森林在改善生态环境和缓解气候变化方面发挥着重要的作用^[1]。森林是陆地生态系统的主要碳汇,吸收约 25% 全球人类活动释放的 CO_2 ^[2]。同时,森林通过调节陆地—大气之间的能量和水分的交换来影响气候变化。地表温度(land surface temperature, LST)对于大气下边界层的陆—气能量和物质交换具有关键作用,驱动着地表生物地球化学循环速率,因此可用于表征造林对气候的影响^[3]。造林对地表温度的影响是由辐射与非辐射效应共同决定的,二者的平衡解释了造林的降温或增温效应^[4]。森林的反照率(albedo)通常低于草地和农田,因此造林能够吸收更多的太阳辐射,可能导致地表温度升高^[5];但另一方面,相较于草地和农田,森林具有较大的叶面积指数和表面粗糙度,并且森林生理活动消耗的水分通常更高。因此,造林可促进蒸散发(evapotranspiration, ET),或通过加强对流增加能量耗散,致使地表温度降低^[6-7]。

近年来,气候模型被广泛应用于研究造林对气候影响^[8]。然而,由于模型空间分辨率较粗和不确定性较大,不能准确地再现造林的局部气候效应^[3];此外,基于通量数据以及气象站观测数据的评估也是一种被广泛采用的评估植被覆盖变化对地表温度影响的方法^[9]。但由于覆盖范围有限,难以充分说明空间尺度上造林的效应。随着卫星遥感的发展,大尺度以及定量化评估森林动态对区域气候的影响成为可能^[10-11]。

黄土高原是典型的土壤退化与水土流失区域,为应对土壤侵蚀和土地退化日益严重的挑战,中国政府于 1999 年启动退耕还林(草)的工程^[12]。至 2015 年,黄土高原造林面积已达 8 954 km^2 ^[13]。目前,关于黄土高原的研究主要集中在水土保持以及生态服务功能的研究上,对造林引起的气候效应研究较为匮乏。仅有的研究或基于站点的短期观测结果进行评估^[14],或基于趋势分析获取地表温度变化的时空格局^[15],而该区域植被恢复的气候效应未得到准确的量化。此外,造林所引起地表温度变化的生物物理过程也很复杂,并且依赖于背景气候(如降水)^[16]。考虑到对黄土高原植被恢复对地表温度影响及其影响机制尚未有清晰的认识,本研究以黄土高原为研究区域,利用 MODIS 提供的土地覆盖类型及地表温度、反照率和蒸散发数据,结合降水数据分析造林在不同降水梯度和季节对地表温度影响,并进一步分析其驱动因子(反照率、蒸散发)。本研究对于厘清黄土高原造林对气候的影响具有重要意义,可为全面评估黄土高原退耕还林的气候效应提供科学依据。

1 研究方法与数据来源

1.1 研究区概况

黄土高原位于 $33^{\circ}41'—41^{\circ}16'N, 100^{\circ}54'—114^{\circ}33'E$,属于暖温带,面积约为 $6.4 \times 10^5 \text{ km}^2$ 。地形起伏,沟壑纵横,海拔 100~3 000 m。气候类型以温带大陆性气候为主,气温年较差、日较差大,年均气温 4~14 $^{\circ}\text{C}$;年均降水量 100~800 mm,主要集中于 6—8 月^[15]。这一区域生态恢复后的植被恢复在很大程度上遵循区域内自然植被的地带性特征,植被类型由东南向西北为森林向草原转移^[17]。

1.2 数据来源

1.2.1 MODIS 遥感产品 本研究采用 4 种 MODIS 遥感产品,包括:土地覆盖数据(MCD12Q1,时间尺度为年,空间分辨率为 500 m)、地表温度产品(MOD11A2, 8 天, 1 km)、反照率产品(MCD43B3, 16 天, 500 m)、蒸散发产品(MOD16A2, 8 天, 500 m)。所有数据通过美国国家航空航天局 NASA MODIS 官方网站下载得到(<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/>)。选取数据时间跨度为 2002—2015 年。其中, MCD12Q1 的美国马里兰大学(University of Maryland, UMD)的 14 类覆盖类型分类方案作为本研究的土地覆盖类型基准。地表温度数据 MOD11A2 是 8 天 3 级地表温度产品。本研究利用其提供的白天温度与夜间温度,并求其平均得到日平均地表温度。反照率数据 MCD43B3 提供 MODIS 7 个窄波段和可见光 VIS($0.3 \sim 0.7 \mu\text{m}$)、近红外 NIR($0.7 \sim 5.0 \mu\text{m}$)和短波 SW($0.3 \sim 5.0 \mu\text{m}$)等 3 个宽波段的黑空反照率 BSA(black-sky albedo)和白空反照率 WSA(white-sky albedo)。本研究中使用白空反照率,偏差大多 $< 5\%$ ^[18]。MODIS 蒸散发数据(MOD16A2)产品中提供蒸散发(ET)层、潜热通量(LE)层、潜在蒸散发(PET)层和潜在潜热通量(PLE)层以及质量控制(QC)层。本研究使用蒸散发(ET),与涡流通量塔观测的 ET 相比,平均绝对偏差约为 0.3 mm ^[19]。对于涉及的生物物理变量(地表温度、反照率和蒸散发),逐月计算 2002—2015 年间的均值以反映月际变化特征。此外,为得到季节变化特征,本研究将 3—5, 6—8, 9—11 月以及 12 月至翌年 2 月分别定义为春季、夏季、秋季和冬季。

1.2.2 DEM 高程数据 高程数据来源于航天飞机雷达地形任务(shuttle radar topography mission, SRTM)数据。该数据空间分辨率为 30 m,通过重采样和重投影将其转化成空间分辨率为 1 km,且投影与 MODIS 数据一致的高程数据。

1.2.3 气象数据 本研究借助于 0.1° 空间分辨率和 3 h 时间分辨率的中国区域高时空分辨率地面气象

要素驱动数据集,获取研究样点 2002—2015 年年均降水量(mean annual precipitation,MAP)。

1.3 分析方法

基于土地覆盖产品的“空间代时间”方法^[20]可以用于研究造林的局部气候效应。对于土地覆盖数据MCD12Q1,将其重采样到 1 km 空间分辨率并获取 2010—2015 年稳定土地覆盖类型图,用于区分森林(包括常绿针叶林、落叶针叶林、常绿阔叶林和落叶阔叶林)与开阔地(包括农田和草地)。

假设相邻的森林和开阔地像素具有相同的背景气候,因此森林和开阔地像元之间的局部差异可以归因于土地覆盖变化^[3,16]。将 1 km×1 km 的森林像元为研究中心,定义 11 km×11 km 的搜索窗口,将森林像元与相邻的开阔地像元配对作为有效样本计算公式为:

$$\Delta LST=LST_F-LST_O \tag{1}$$

式中:LST_F为森林的地表温度(℃);LST_O是开阔地

的地表温度(℃),取 2002—2015 年地表温度年均值(月均值);ΔLST 为造林引起地表温度变化(℃)。为消除高程对地表温度的影响,去除造林与开阔地之间高程差超过 100 m 的 ΔLST。造林引起反照率变化(ΔAlbedo,%)以及蒸散发变化(ΔET, mm/d)由公式(1)中的变量 LST 分别改变为 Albedo 和 ET 计算得到。

2 结果与分析

2.1 造林对地表温度的影响

由图 1 可知,黄土高原地区造林导致日平均地表温度降低((−0.78±1.25)℃)。白天开阔地的造林具有很强的降温效果((1.21±0.86)℃),而夜间造林有较不明显的升温((0.43±0.86)℃)。造林使夜间产生与白天温度变化相反的信号,即地表升温,但是比白天降温的幅度小。因此,造林对日平均温度的影响更大程度上是通过白天温度影响的。此外,研究区造林对地表温度变化的影响在空间上差异较不明显。

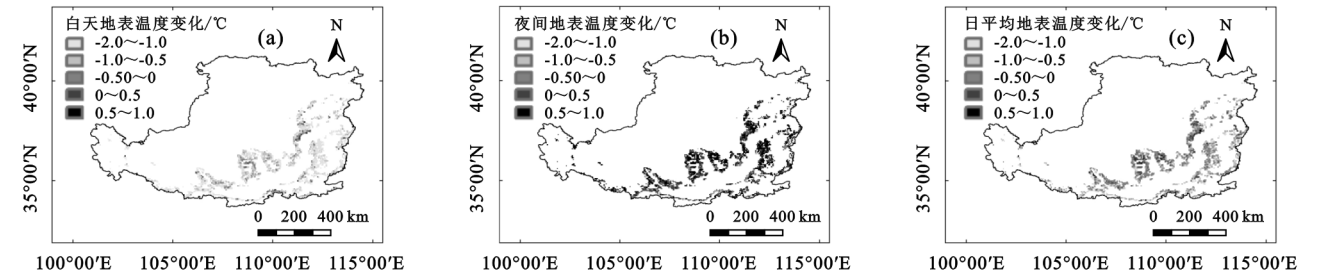
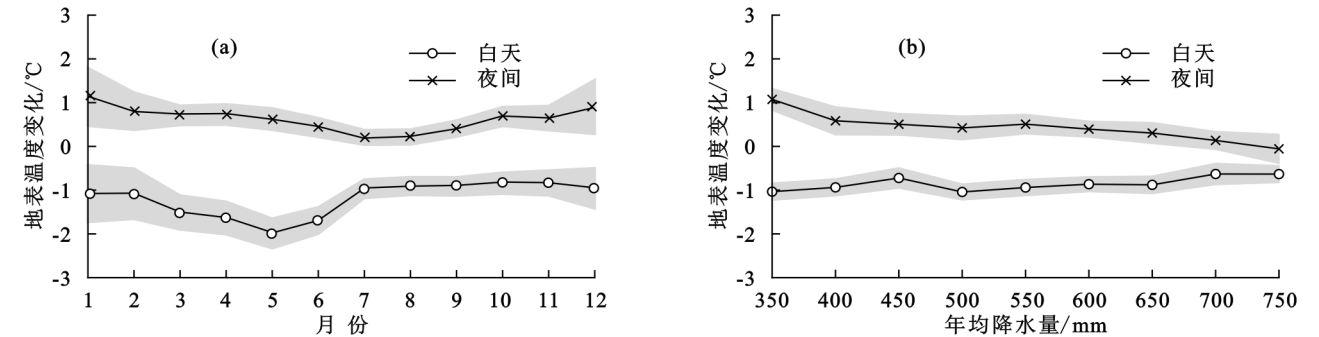


图 1 造林引起的白天地表温度变化、夜间地表温度变化和日平均地表温度变化的空间分布

由图 2 可知,黄土高原造林对地表温度的影响具有季节性规律。冬季黄土高原地区森林恢复导致白天地表温度降低((−1.04±0.56)℃),夜间地表温度升高((0.95±0.57)℃)。平均而言,冬季的降温效果较弱((−0.09±0.57)℃)。这一区域春季白天降温效果有增强的趋势,而夜间的增温效果有所减弱,整体上降温效果增强。5 月的降温效果最为强烈((−0.68±0.19)℃)。夏季,造林导致白天温度下降(1.18±0.24)℃,而夜间增温幅度较小((0.28±

0.18)℃)。对于秋季,森林覆盖增加导致夜间温度上升(0.57±0.22)℃,白天地表温度的下降幅度((−0.86±0.24)℃)较其他季节微弱。综上,夜间的暖化现象在冬季最为明显,春季及秋季次之,夏季增温较为微弱。而在白天,造林导致的春季冷却效应最强,其次为夏季,冬季和秋季。对日平均温度而言,春季和夏季的降温最强(春季为(−0.51±0.19)℃,夏季为(0.45±0.21)℃),而冬季的冷却效果不明显((−0.09±0.57)℃)。



注:图中阴影部分表示(P<0.05)。下同。
图 2 造林在不同季节和降水梯度对白天和夜间地表温度的影响

造林引起地表温度变化随降水梯度呈现一定的变化规律(图 2b)。整体上,该研究所包括的样点

年均降水量介于 350~800 mm。随着年均降水量的增加,黄土高原造林引起的白天降温效果减弱。当年

均降水量 $>750\text{ mm}$ 时,造林引起的白天地表冷却效果最弱($-0.63\pm0.19\text{ }^{\circ}\text{C}$)。随着降水梯度增加,夜间增温效果减弱。在相对湿润的区域($\text{MAP}>700\text{ mm}$),夜间增温效果不明显($0.13\pm0.20\text{ }^{\circ}\text{C}$)。尽管年均降水量介于 $350\sim400\text{ mm}$ 的半干旱区域的白天冷却程度为($-1.03\pm0.19\text{ }^{\circ}\text{C}$),但被更强烈的夜间增温($1.07\pm0.24\text{ }^{\circ}\text{C}$)所抵消而表现为增温($0.03\pm0.22\text{ }^{\circ}\text{C}$)。其他半湿润区域($400\sim800\text{ mm}$)夜间变暖效应均无法抵消白天冷却效应。

2.2 造林对反照率和蒸散发的影响

地表温度不对称昼夜变化是由能量平衡过程的不同分量引起的,反照率以及蒸散发的变化是 2 个重要生物物理因素^[11]。通常假设相邻的森林与开阔地的人射太阳辐射是相似的^[16]。因此,地表反照率决定吸收的太阳辐射量,这些能量会以潜热通量和感热通量

形式消耗^[5]。森林与周围的开阔地相比,反照率差异($-1.23\%\pm0.91\%$) <0 (图 3a),表明森林覆盖的增加降低地表的反照率,地表吸收更多太阳辐射,地表温度升高;另一方面,黄土高原造林区域整体上表现为蒸散发增加($0.11\pm0.17\text{ mm/d}$)(图 3b)。相较于草地和农田,造林促进蒸散发过程,能量耗散增加致使地表温度的降低。考虑到中国地面入射的太阳辐射为 $3\,960\sim6\,410\text{ MJ/a}$ ^[16],因此对于黄土高原造林区域,每年所吸收的额外太阳辐射为 $48\sim79\text{ MJ}$,而造林的潜热(指蒸散发)耗散每年约(100 ± 150) MJ 。因此,黄土高原造林区域吸收更多的人射辐射,但同时耗散更多的能量作为潜热,导致白天温度的降低。此外,基于黄土高原造林对反照率及蒸散发影响的空间分布(图 3)可以发现,反照率主要表现为降低,对于蒸散发变化,黄土高原西南方向增加最为明显($0.38\pm1.35\text{ mm/d}$)。

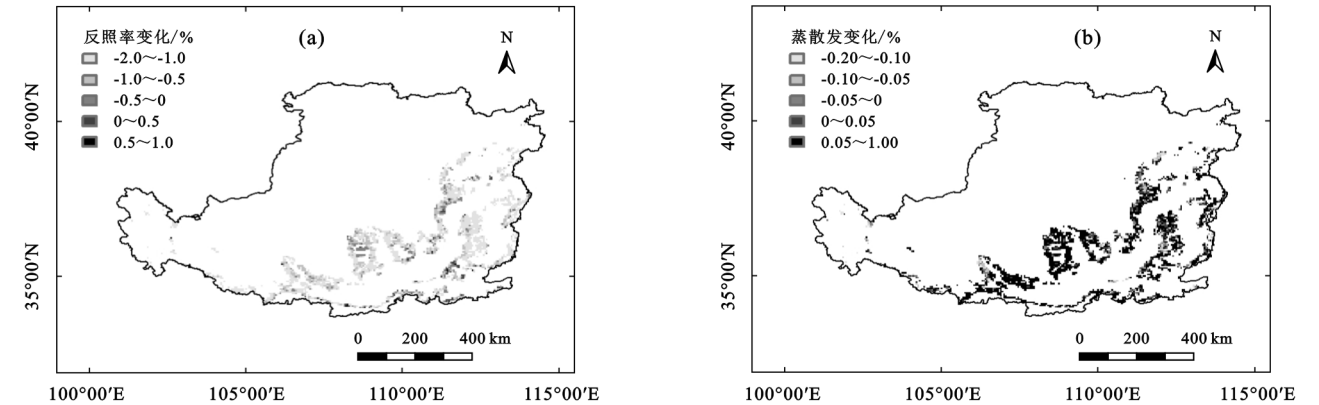


图 3 造林引起的反照率变化和蒸散发变化的空间分布

整体上,造林引起的反照率及蒸散发的变化,在全年中均表现为先上升后下降的趋势(图 4a)。冬季反照率差异最大($-2.00\%\pm1.62\%$)(图 4a),而蒸散发变化 $\Delta ET<0$,森林的蒸散发小于一般的非林地区域。而此期间,黄土高原造林区域微弱降温($-0.09\pm0.57\text{ }^{\circ}\text{C}$),可能是强烈的反照率变化引起的增温,以及微弱的蒸散发作用所驱动的。相反,该区域春季与夏季的蒸散发作用较为强烈(春季为(1.89 ± 2.08) mm/d ,夏季为(2.16 ± 6.25)

mm/d),而森林与开阔地反照率的差异较小(春季为 $-1.13\%\pm0.80\%$,夏季为 $-0.65\%\pm0.80\%$)。强烈的蒸散发降温效应抵消反照率引起的微弱的增温,使得黄土高原造林区域在这一期间表现为强烈的降温(图 2a)。对于造林引起的蒸散发变化,峰值出现在 5 月,此时的蒸散发最强($4.76\pm4.61\text{ mm/d}$),引起的降温效果也最强($-0.68\pm0.19\text{ }^{\circ}\text{C}$)。而同期反照率的变化($-0.70\%\pm0.78\%$)引起的增温效应较其他月份弱。

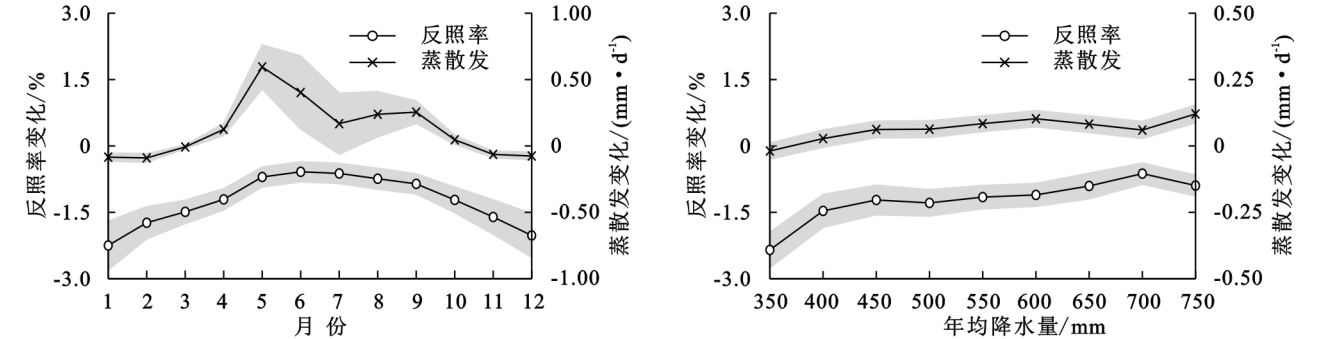


图 4 造林在不同季节和降水梯度对反照率和蒸散发的影响

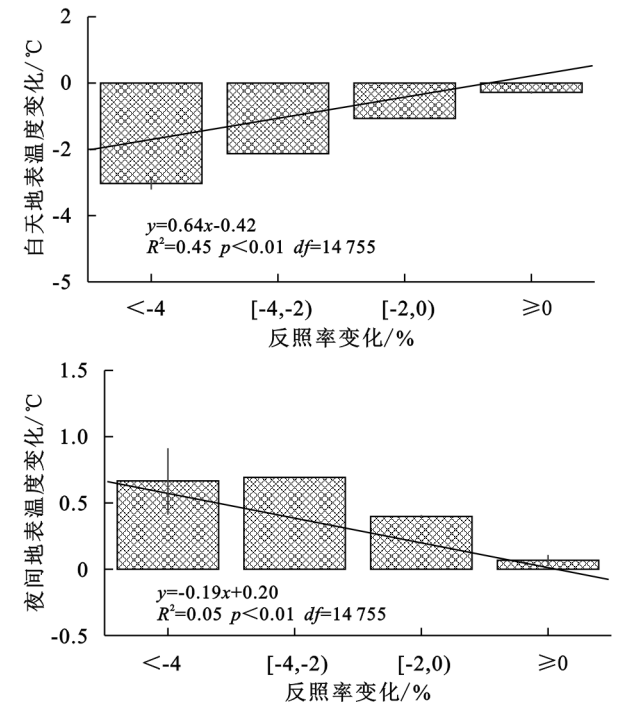
本研究探讨了不同降水梯度下造林引起的反照率变化与蒸散发变化情况(图 4b)。造林引起的

反照率降低程度随着降水量梯度的增加而减弱,在相对干旱地区造林引起的反照率变化较大。在 $700\sim$

750 mm 这一降水量区间,反照率变化最不明显($-0.63\%\pm0.33\%$)。当造林发生在降水量为 350~400 mm 的区域时,反照率降低 $2.35\%\pm0.42\%$ 。此外,本研究发现,湿润地区造林的蒸散发作用更强。当降水量 >750 mm,造林引起的蒸散发作用最强((0.12 ± 0.03) mm/d)。而在相对干旱区域(350~400 mm),与开阔地相比,森林的蒸散发几乎未增加(0 ± 0.02 mm/d)。

2.3 反照率与蒸散发对地表温度的影响

由图 5 可知,地表温度变化(Δ LST)与反照率变



化(Δ Albedo)之间呈显著的正相关关系($R^2=0.45$, $p<0.01$, $df=14\ 755$),其中,Albedo 降低 1%,白天 LST 降低 0.64 ℃。而白天 Δ LST 与 Δ ET 之间呈负相关关系($R^2=0.07$, $p<0.01$, $df=14\ 755$)。森林覆盖增加后蒸散发增加,引起较强的冷却作用。分析表明,反照率暖化效应较弱,蒸散发冷却效应控制白天地表温度的变化。此外,夜间 Δ LST 与 Δ ET 和 Δ Albedo 呈负相关关系($p<0.01$, $df=14\ 755$),表明蒸散发增加,夜间的增温有减弱的趋势。而反照率的增加,引起夜间地表温度的下降。

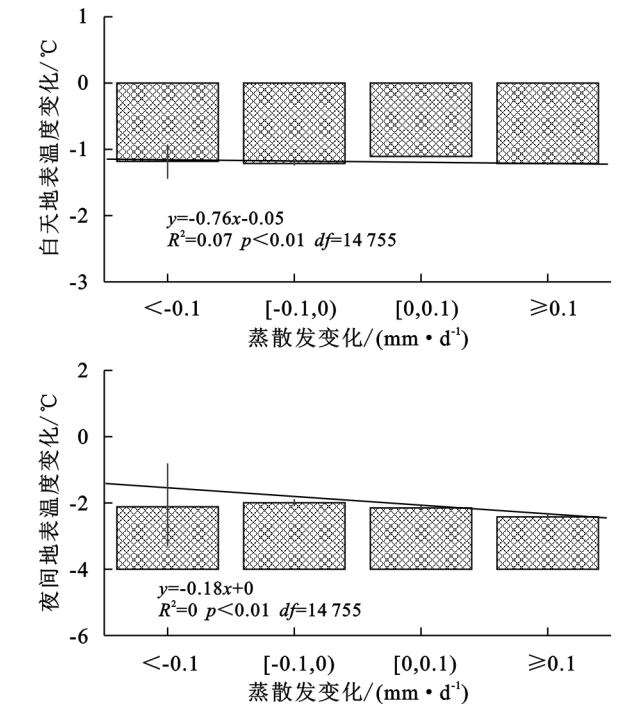


图 5 地表温度变化与反照率变化和蒸散发变化的关系

3 讨论

3.1 造林引起地表温度昼夜不对称变化的机制

黄土高原地区自退耕还林(草)工程实施以来,森林面积显著增加^[13]。在此,基于 MODIS 数据产品得到黄土高原大规模植被恢复对地表温度影响的观测证据。整体上,这一区域的造林导致地表温度降低(-0.78 ± 1.25) ℃,这与薛亚永等^[15]的研究结果一致。白天,与周围的开阔地相比,森林有很强的降温效果((-1.21 ± 0.86) ℃);夜间,造林引起不明显的升温((0.43 ± 0.86) ℃)。这与 Peng 等^[16]基于中国退耕还林区域,量化造林对昼夜温度研究结果是一致的,即白天和夜间地表温度变化是不对称的,且白天降温的量级大于夜间变暖。

反照率以及蒸散发的变化是引起地表温度不对称昼夜变化的 2 个重要驱动因素^[21]。白天地表温度变化与反照率变化之间呈显著的正相关关系。根据前人^[16]研究,森林一般具有低反照率而吸收大量的

太阳辐射,因此造林引起的反照率变化会导致升温效应。而本研究结果与此相反,表明反照率变化不是决定白天温度的变化的主要因素^[22]。白天 Δ LST 与 Δ ET 之间呈负相关关系。森林覆盖增加后,蒸散发增加引起较强的冷却作用。已有研究^[16]表明,蒸散发引起的冷却效果掩盖反照率变暖而主导白天地表温度变化。

在夜间,造林主要引起暖化现象。夜间地表温度变化与白天储存的能量和近地表的大气边界层是密切相关的,而蒸散发的冷却作用是可以忽略不计的^[23]。夜间 Δ LST 与 Δ ET 和 Δ Albedo 的负相关关系表明,对于白天森林吸收的多余太阳能,较大的 Δ ET 会导致夜间的变暖效果减弱,因此夜间变暖现象在一定程度反映白天热储量的释放^[16]。此外,森林的粗糙程度较开阔地大,森林覆盖的增加导致夜间湍流增加,从高空吸入温暖的空气使森林相对于开阔地变暖^[9]。且与开阔地相比,森林更稳定的分层减少

大气湍流,减少散热而增强夜间的暖化效果^[23]。

3.2 造林引起地表温度季节变化的机制

黄土高原造林对地表温度的影响具有季节性规律。冬季的降温效果最为微弱(-0.09 ± 0.57) °C),而这一期间,反照率差异最大($2.00\% \pm 1.62\%$),蒸散发变化 $\Delta ET < 0$ 。根据 Li 等^[10]研究,高纬度地区造林的暖化效应在冬季由于高反照率差异而增大。尽管森林的颜色较草本植物更深,但在冬天,树冠遮蔽下面的积雪,大大减少反照率^[24]。反照率引起的强烈的增温与微弱的蒸散发作用,可能是该区域冬季微弱降温的原因。

对于春季及夏季,造林引起的地表温度变化最为明显。这期间的蒸散发作用较为强烈,而森林与开阔地反照率的差异较小。苟娇娇等^[25]利用地表热量平衡分析的方法指出,植被在生长季节(4—9月)的蒸散发作用对黄土高原区域温度下降发挥着重要的作用。反照率减少导致该区域变暖,蒸腾更多的水分,从而在生长季持续降温。结合本研究,强烈的蒸散发降温效应抵消反照率引起的微弱的增温,使得黄土高原造林区域在生长季表现为强烈的降温。

3.3 造林对地表温度影响随降水梯度变化的机制

造林引起的地表温度变化与降水梯度密切相关。随着降水梯度增加,黄土高原造林引起的夜间增温效果减弱。年均降水量介于 350~400 mm 的半干旱区域,森林的蒸腾作用不足以补偿吸收的太阳辐射,较大的白天储热导致更大的夜间变暖效应。在相对湿润地区(MAP>400 mm),反照率变化较小而蒸散发强烈,夜间变暖效应无法抵消白天降温效应。这证实了湿润地区更适合造林^[9]。此外,Peng 等^[16]也指出,在相对干旱的地区造林可能导致变暖,这与该研究结果是一致的。强烈的反照率变化($-2.35\% \pm 0.42\%$)驱动较干旱区域地表温度的变化,而相对湿润区域地表温度变化由蒸散发主导,使得黄土高原造林对地表温度影响随降水梯度而变化。

以上黄土高原造林对地表温度影响的研究是基于“空间代时间”方法得到的,但是空间上地表温度的差异不能单独归因于土地覆盖的变化。因此,对于黄土高原造林对地表温度的实际影响,还有待今后工作的进一步研究。此外,不同造林类型以及林分结构(如叶面积指数)对气候的影响仍缺少清晰的认识,也需进一步研究以加深造林的气候效应的认识。

4 结论

(1)黄土高原造林区域地表温度主要为降温(-0.78 ± 1.25) °C),且更大程度上是由白天地表温度主导的。白天的

降温效应主要是蒸散发驱动((0.84 ± 1.35) mm/d)。

(2)黄土高原的造林对地表温度的影响具有季节性周期变化,春季白天地表降温最强,其次是夏季、秋季和冬季;而冬季夜间增温强烈,依次为春季、夏季及秋季。整体上,春季和夏季的降温程度最大(春季为 (-0.51 ± 0.19) °C,夏季为 (-0.45 ± 0.21) °C),冬季的降温效果最弱((-0.09 ± 0.57) °C)。

(3)造林引起的地表温度变化与降水梯度密切相关。随着降水梯度增加,夜间增温效果减弱。在半干旱区(年均降水量<400 mm),造林引起微弱的增温((0.03 ± 0.22) °C),且主要受反照率影响($-2.35\% \pm 0.42\%$)。

(4)地表温度变化与地表反照率和蒸散发量之间的相关性显示,白天反照率暖化效应较弱,而蒸散发冷却效应主导白天地表温度变化。夜间变暖现象在一定程度上反映白天热储量释放。

参考文献:

- [1] 刘魏魏,王效科,逯非,等.造林再造林、森林采伐、气候变化、CO₂浓度升高、火灾和虫害对森林固碳能力的影响[J].生态学报,2016,36(8):2113-2122.
- [2] Le Quéré C, Peters G P, Andres R J, et al. Global carbon budget 2013 [J].Earth System Science Data,2014,6(1):235-263.
- [3] Li Y, Zhao M S, Motesharrei S, et al. Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations [J].Nature Communications,2015,6(1):1-8.
- [4] Bright R M, Zhao K G, Jackson R B, et al. Quantifying surface albedo and other direct biogeophysical climate forcings of forestry activities [J].Global Change Biology,2015,21(9):3246-3266.
- [5] Schultz N M, Lawrence P J, Lee X. Global satellite data highlights the diurnal asymmetry of the surface temperature response to deforestation [J].Journal of Geophysical Research:Biogeosciences,2017,122(4):903-917.
- [6] Bright R M, Davin E, O'Halloran T, et al. Local temperature response to land cover and management change driven by non-radiative processes [J].Nature Climate Change,2017,7(4):296-302.
- [7] Burakowski E, Tawfik A, Ouimette A, et al. The role of surface roughness,albedo,and Bowen ratio on ecosystem energy balance in the Eastern United States [J].Agricultural and Forest Meteorology,2018,249:367-376.
- [8] Mahmood R, Pielke Sr R A, Hubbard K G, et al. Land cover changes and their biogeophysical effects on climate [J].International Journal of Climatology,2014,34(4):929-953.
- [9] Lee X, Goulden M L, Hollinger D Y, et al. Observed

- increase in local cooling effect of deforestation at higher latitudes [J]. *Nature*, 2011, 479(7373): 384-387.
- [10] Li Y, Zhao M S, Mildrexler D J, et al. Potential and actual impacts of deforestation and afforestation on land surface temperature [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(24): 14372-14386.
- [11] Ge J, Guo W D, Pitman A J, et al. The nonradiative effect dominates local surface temperature change caused by afforestation in China [J]. *Journal of Climate*, 2019, 32(14): 4445-4471.
- [12] Lü Y H, Zhang L W, Feng X M, et al. Recent ecological transitions in China: Greening, browning and influential factors [J]. *Scientific Reports*, 2015, 5(1): 1-8.
- [13] Wang H H, Yue C, Mao Q Q, et al. Vegetation and species impacts on soil organic carbon sequestration following ecological restoration over the Loess Plateau, China [J]. *Geoderma*, 2020, 371: e114389.
- [14] 徐丽萍, 杨改河, 姜艳, 等. 黄土高原人工植被小气候生态效应研究[J]. *水土保持学报*, 2008, 22(1): 163-167.
- [15] 薛亚永, 梁海斌, 张园, 等. 黄土高原地表温度变化的时空格局[J]. *地球与环境*, 2017, 45(5): 500-507.
- [16] Peng S S, Piao S, Zeng Z, et al. Afforestation in China cools local land surface temperature [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2014, 111(8): 2915-2919.
- [17] Fang H Y, Li Q Y, Cai Q G. A study on the vegetation recovery and crop pattern adjustment on the Loess Plateau of China [J]. *African Journal of Microbiology Research*, 2011, 5(12): 1414-1419.
- [18] Schaaf C L B, Liu J, Gao F, et al. MODIS albedo and reflectance anisotropy products from Aqua and Terra [J]. *Land Remote Sensing and Global Environmental Change: NASA's Earth Observing System and the Science of ASTER and MODIS*, 2011, 11: 549-561.
- [19] Mu Q Z, Zhao M S, Running S W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2011, 115(8): 1781-1800.
- [20] Zhao K G, Jackson R B. Biophysical forcings of land-use changes from potential forestry activities in North America [J]. *Ecological Monographs*, 2014, 84(2): 329-353.
- [21] Menon S, Akbari H, Mahanama S, et al. Radiative forcing and temperature response to changes in urban albedos and associated CO₂ offsets [J]. *Environmental Research Letters*, 2010, 5(1): e014005.
- [22] Shen W J, Li M S, Huang C Q, et al. Local land surface temperature change induced by afforestation based on satellite observations in Guangdong plantation forests in China [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2019, 276: e107641.
- [23] Zhou L M, Tian Y H, Roy S B, et al. Impacts of wind farms on land surface temperature [J]. *Nature Climate Change*, 2012, 2(7): 539-543.
- [24] Perugini L, Caporaso L, Marconi S, et al. Biophysical effects on temperature and precipitation due to land cover change [J]. *Environmental Research Letters*, 2017, 12(5): e53002.
- [25] 苟娇娇, 王飞, 金凯, 等. 黄土高原植被恢复引发区域气温下降[J]. *生态学报*, 2018, 38(11): 3970-3978.
- (上接第 213 页)
- [16] 梁咏亮. 贺兰山灰榆疏林单株生物量回归模型的研究[J]. *林业资源管理*, 2012(5): 98-104.
- [17] 仇瑶, 常顺利, 张毓涛, 等. 天山林区六种灌木生物量的建模及其器官分配的适应性[J]. *生态学报*, 2015, 35(23): 7842-7851.
- [18] 赵文瑞, 刘鑫, 张金池, 等. 南京城郊典型树种光合蒸腾、固碳释氧及降温增湿能力[J]. *林业科学*, 2016, 52(9): 31-38.
- [19] 薛雪, 李娟娟, 郑云峰, 等. 5 个常绿园林树种的夏季光合蒸腾特性[J]. *林业科学*, 2015, 51(9): 150-156.
- [20] 李梦. 木兰科几种常用绿化树种光合特性及固碳能力研究[D]. 杭州: 浙江农林大学, 2014.
- [21] 张艳丽, 费世民, 李智勇, 等. 成都市沙河主要绿化树种固碳释氧和降温增湿效益[J]. *生态学报*, 2013, 33(12): 3878-3887.
- [22] 齐威, 郭淑青, 崔现亮, 等. 青藏高原东部 4 科植物种子大小和比叶面积随海拔和生境的变异[J]. *草业学报*, 2012, 21(6): 42-50.
- [23] 胡耀升, 么旭阳, 刘艳红. 长白山森林不同演替阶段比叶面积及其影响因子[J]. *生态学报*, 2015, 35(5): 1480-1487.
- [24] 冯晶红, 刘德富, 吴耕华, 等. 三峡库区消落带适生植物固碳释氧能力研究[J]. *水生态学杂志*, 2020, 41(1): 1-8.
- [25] 刘雪莲, 何云玲, 张淑洁, 等. 昆明市常见绿化植物冬季固碳释氧能力研究[J]. *生态环境学报*, 2016, 25(8): 1327-1335.