

DOI: 10.5846/stxb201812282830

肖玉, 谢高地, 甄霖, 徐洁, 王洋洋. 三北工程黄土高原丘陵沟壑区森林降温增湿效果研究. 生态学报, 2019, 39(16): - .

Xiao Y, Xie G D, Zhen L, Xu J, Wang Y Y. The cooling and humidifying effect by the forest vegetation in the hilly and gully area of Loess Plateau of the Three North Shelter Forest System Project region. Acta Ecologica Sinica, 2019, 39(16): - .

三北工程黄土高原丘陵沟壑区森林降温增湿效果研究

肖 玉^{1,2,*}, 谢高地^{1,2}, 甄 霖^{1,2}, 徐 洁³, 王洋洋^{1,2}

1 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 北京林业大学自然保护区学院, 北京 100083

摘要: 生态系统可通过植被蒸腾与土壤蒸发作用调节区域温度与湿度。三北工程黄土高原丘陵沟壑区属于干旱和半干旱区, 森林降温增湿功能有助于改善区域生存环境。在分析研究区森林覆被变化基础上, 利用 Penman-Monteith 公式模拟了森林实际蒸散量, 研究了森林增湿与降温效果。研究结果显示: (1) 1980—2015 年研究区森林面积增加了 2.25%, 主要来自荒草地、耕地和荒漠; (2) 1980—2015 年研究区森林 6—9 月实际蒸散总量为 1.19×10^{10} — 1.40×10^{10} t/a, 平均实际蒸散量为 219—257 mm, 可使区域 6—9 月绝对湿度每日增加 0.47—0.55 g/m³, 相对湿度每日增加 2.87%—3.32%; (3) 森林通过蒸散作用吸热量为 29.15×10^{15} — 34.26×10^{15} kJ/a, 单位面积蒸散吸热量为 53.72×10^8 — 63.13×10^8 kJ hm⁻² a⁻¹, 通过蒸散吸热日降温量为 0.92—1.08 °C/d; (4) 研究区森林蒸散量在 1980—2010 年逐渐增加, 但在 2015 年明显下降, 这主要是由降水减少导致; 森林面积较大的山西和陕西森林蒸散降温增湿效果较好。通过对比相同年份不同土地覆被发现, 森林实际蒸散量仍显著高于其他土地覆被类型。因此, 未来研究区可在水资源承载力范围内适当增加森林面积, 充分发挥森林调节区域气候的作用。

关键词: 降温增湿; 气候调节; 造林; 生态建设; 蒸散作用

The cooling and humidifying effect by the forest vegetation in the hilly and gully area of Loess Plateau of the Three North Shelter Forest System Project region

XIAO Yu^{1,2,*}, XIE Gao Di^{1,2}, ZHEN Lin^{1,2}, XU Jie³, WANG Yangyang^{1,2}

1 Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3 School of Conservation, Beijing Forestry University, Beijing 100083, China

Abstract: The ecosystem can regulate regional temperature and humidity through evapotranspiration. The climate in the hilly and gully area of the Loess Plateau in the Three North Shelter Forest System Project (TNSFSP) region is arid and semi-arid, and the cooling and humidifying function of the forest ecosystem is crucial for improving the living environment in this region. Based on the analysis of forest cover changes in this area, in this study, we simulated using the Penman-Monteith formula and investigated the contribution of evapotranspiration by ecosystems to regional climate regulation. The results show that: (1) The forest area in the study region (mainly grassland, cropland, and desert) increased by 2.25% from 1980 to 2015. (2) The total amount of forest actual evapotranspiration (AET) in the study area from 1980 to 2015 was between 1.19×10^{10} t/a and 1.40×10^{10} t/a, and average AET ranged from 219 mm to 257 mm. Absolute humidity from June to September in 1980 to 2015 increased by 0.47–0.55 g/m³ per day, and the relative humidity will increase by 2.

基金项目: 国家重点研发计划课题 (2016YFC0503706, 2016YFC0503403); 中国科学院科技服务网络计划项目资助 (KFJ-STB-RKT-005); 中国科学院 A 类战略性先导科技专项资助 (XDA20020402)

收稿日期: 2018-12-28; 修订日期: 2019-06-19

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: xiaoy@igsrr.ac.cn

87%—3.32% per day. (3) Heat absorption of the forest through evapotranspiration was estimated as 29.15×10^{15} to 34.26×10^{15} kJ/a, evapotranspiration per hectare was 53.72×10^8 – 63.13×10^8 kJ hm⁻² a⁻¹), and the daily cooling rate by evapotranspiration was 0.92–1.08 °C d⁻¹. (4) The amount of forest evapotranspiration increased gradually from 1980 to 2010, but it decreased significantly in 2015, which was mainly caused by the decrease in precipitation. Spatially, forests in Shanxi and Shaanxi provinces, with a larger forest area, had better evapotranspiration and humidification effects. Comparison of the different land cover in 1980 to 2015 showed that the actual evapotranspiration of the forest was still significantly higher than other land cover types. In future, the forest area will be appropriately increased within the carrying capacity of water resources, and the role of forest will be even more crucial in regional climate regulation.

Key Words: cooling and humidifying effect; climate regulation; afforestation; ecological construction; evapotranspiration

森林气候调节功能是指森林生态系统在生长过程中,通过植被蒸腾和土壤蒸发作用吸收周围空气热量,增加空气水汽含量,从而达到降温增湿效果。Li 等^[1]利用遥感影像对比森林与临近开阔地发现,热带森林全年都具有显著的降温作用,温带森林夏季也具有一定降温作用,而冬季具有增温作用,并且发现增温或降温效应主要受蒸散作用和地表反照率两个过程驱动。Zeng 等^[2]基于耦合土地-大气全球气候模型与叶面积指数数据发现,1982 年以来全球绿色覆盖使得地表温度降低了 (0.09 ± 0.02) °C,其中蒸散作用降温效果显著。局地尺度上,Fahmy 等^[3]在埃及开罗实地测定发现,城市森林可以改善温度和相对湿度等大气微气候,从而改善行人舒适度。Lee 等^[4]通过对比北美涡度相关通量塔观测数据发现,6—9 月森林最高温度比相应地区开阔地低,但最低温比开阔地高。Zhang 等^[5]根据北美和东亚涡度相关通量塔观测结果得出类似结果,森林月平均最高温度都低于开阔地,但月平均最低温度却高于开阔地,森林植被能降低区域温差。Martini 等^[6]在巴西 Curitiba 市通过实地监测发现,城市森林中树木的数量和密度与空气温度和相对湿度密切相关。可见,从区域到局地尺度,森林能通过蒸散作用来改变区域温度与湿度条件而影响区域气候,特别是炎热夏季能缓解高温,给人类提供更为舒适的生活环境。

三北工程黄土高原丘陵沟壑区位于我国中部,是半湿润向半干旱气候过渡区域,也是暖温带阔叶林向典型草原和荒漠草原过渡区域。从 20 世纪 80 年代初以来,包括三北工程、退耕还林、天然林保护等生态工程建设使得黄土高原森林覆盖度有了较大幅度提高^[7],导致区域生态环境要素以及物质循环与能量交换过程发生变化^[8-9],进而对生态系统服务供给产生影响^[10]。李玉山^[8]认为,黄土高原植被增加使得区域内的水文小循环增强,而与区域外部之间的水文大循环减弱。苟娇娇等^[11]通过遥感与站点数据分析认为,退耕还林(草)工程实施 10 年后黄土高原植被覆盖增加,植被可增加地表蒸散发作用从而具有降温效应。

本研究在分析 20 世纪 80 年代初以来三北工程黄土高原丘陵沟壑区森林覆被变化基础上,利用 Penman-Monteith 公式,模拟计算 1980—2015 年三北工程黄土高原丘陵沟壑区森林生态系统在植被生长活跃期(6—9 月)的蒸散量及其吸热量,分析研究区森林通过蒸散过程提供区域降温增湿服务,为认识研究区森林在调节区域气候中发挥作用提供科学依据。

1 研究方法

1.1 研究区概况

三北工程黄土高原丘陵沟壑区位于我国黄土高原地区($33^{\circ}41'—41^{\circ}15' N$, $100^{\circ}50'—114^{\circ}2' E$),包括青海东部、甘肃南部、宁夏南部、陕西中部和南部、山西西部以及内蒙古南部区域(图 1)。该区面积为 30.65 万 km²,海拔高度为 310—5208 m。该区气候属于大陆性季风气候,是温带半湿润气候向半干旱气候过渡区,年降雨量为 400 mm 左右,降雨量从东南向西北逐渐减少,多年平均蒸发量 820—1650 mm,多年平均气温为 9°C。土壤类型包括褐土、黑垆土和黄绵土,土壤毛管孔隙过大,易于蒸发,保水性较差^[12]。森林类型包括落叶阔叶林、常绿针叶林、落叶针叶林、针阔混交林和灌丛,以落叶阔叶林为主。该区树种包括杨树(*Populus*

spp.)、刺槐 (*Robinia pseudoacacia* Linn.)、辽东栎 (*Quercus wutaishansea* Mary)、桦树 (*Betula* spp.)、沙棘 (*Hippophae rhamnoides* Linn.)、油松 (*Pinus tabulaeformis*)、落叶松 (*Larix principisrupprechtii*)、侧柏 (*Platycladus orientalis*) 等。该区域历史上森林分布广泛,由于人类活动导致森林植被破坏,水土流失问题严重。20 世纪 70 年代末以来,国家开展了三北防护林建设、小流域治理、七大江河水土保持重点工程、全国“八大片”治理(黄土高原有无定河、皇甫川、三川河等)、退耕还林(草)等生态工程^[13],林草植被有了较大恢复。由于研究区内有多种恢复森林植被的生态工程实施,难以在空间上进行区分。因此,本研究以三北工程黄土高原丘陵沟壑区内所有森林为研究对象,评价其蒸散过程对区域气候调节作用。

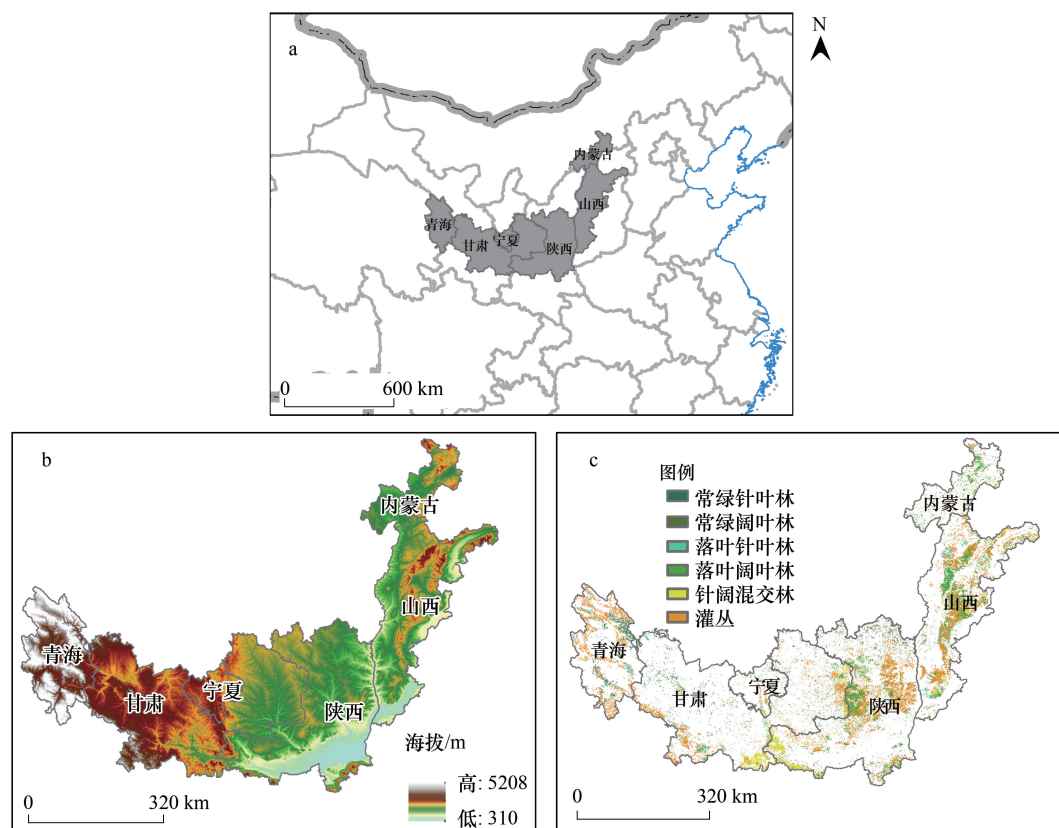


图 1 研究区地理位置(a)、高程(b)和森林植被(c)分布

Fig.1 Location(a), DEM(b) and vegetation(c) of the study area

1.2 数据来源

本研究中使用 1980、2000、2010 和 2015 年 1 km×1 km 土地覆被数据来自中国科学院遥感与数字地球研究所,数据准确率在 90%以上^[14]。1980、2000、2010 和 2015 年 6 月 1 日—9 月 30 日逐日降温、气温、日照风速等气象数据来自中国地面气候资料日值数据集(V3.0)(<http://data.cma.cn/>),包括风速、日照时数、气压、气温、水汽压、相对湿度、降水等,该气象数据经中国气象局严格质量监控,数据精度和实有率达到 99%以上。在 excel 中选取 6—9 月逐日数据利用 Penman-Monteith 公式计算均值,在 ArcGIS 软件中通过简单 Krig 插值获得植被生长季潜在蒸散、降水等气象栅格数据(1 km)。DEM 数据分辨率为 90 m,来源于美国奋进号航天飞机的雷达地形测绘 SRTM(Shuttle Radar Topography Mission, SRTM)数据,经由中国科学院资源环境科学数据中心下载。

1.3 研究方法

本研究中的降温增湿服务是指三北工程黄土高原丘陵沟壑区在植物生长旺季(6—9 月)森林通过植被蒸腾作用与土壤蒸发,增加空气湿度,同时在蒸散过程中吸收周边热量而降低区域温度,为人类社会经济活动提

供更为舒适的环境。本研究暂不考虑森林植被对地表反照率影响导致区域温度变化。本研究假设研究区是一个相对封闭的空间,其水平范围为三北工程黄土高原丘陵沟壑区或所属各省边界,垂直高度为混合层高度。在该空间范围内热量与水汽充分混合而不与外界发生交换。森林蒸散作用发生后将引起该空间范围热量和水汽含量变化,从而影响其温度与湿度。

1.3.1 增湿

森林增湿量是指森林生态系统植被与土壤蒸散带来水汽量,也就是森林蒸散量。本研究采用《生态保护红线划定技术指南》^[15]中方法计算实际蒸散量:

$$Q_w = \frac{P(1 + \omega \times ET_0/P)}{(1 + \omega \times ET_0/P + P/ET_0)} \quad (1)$$

式中, Q_w 为实际蒸散量(mm); P 为多年平均年降水量(mm); ET_0 为多年平均潜在蒸散量(mm); ω 为下垫面(土地覆被)影响系数,其取值参考《生态保护红线划定技术指南》(表1)。

表1 土地覆被影响系数 ω 参考取值

Table 1 Reference value of land cover impact coefficient ω

土地利用类型 Land cover types	耕地 Cropland	林地 Forest	灌丛 Shrub	草地 Grassland	人工用地 Artificial land	其他 Others
土地覆被影响系数 Land cover impact coefficient(ω)	0.5	1.5	1	0.5	0.1	0.1

本研究中应用了FAO-56推荐的Penman-Monteith公式^[16]计算潜在蒸发量 ET_0 :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 U_2)} \quad (2)$$

式中, R_n 参考作物表面净辐射($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); G 为土壤热通量密度($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); T 为月平均温度($^{\circ}\text{C}$); U_2 为2m处风速(m/s); e_s 饱和水汽压(kPa); e_a 实际水汽压(kPa); Δ 为饱和水汽压温度曲线的斜率($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$); γ 为干湿表常数($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$)。

净辐射 R_n :

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (3)$$

净短波辐射 R_{ns} :

$$R_{ns} = 0.77 \left(0.25 + 0.50 \frac{n}{N} \right) R_a \quad (4)$$

式中, n 为日照时数(h); N 为最大日照时数(h); R_a 为总辐射($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); N 和 R_a 与纬度和季节有关。

净长波辐射:

$$R_{nl} = 2.45 \times 10^{-9} \left(0.9 \frac{n}{N} + 0.1 \right) (0.34 - 0.14 \sqrt{e_d}) (T_{kx}^4 + T_{kn}^4) \quad (5)$$

式中, T_{kx} 、 T_{kn} 分别为最高气温、最低气温对应的绝对温度(K)。

土壤热通量 G :

$$G = 0.14 (T_{\text{monthn}} - T_{\text{monthn-1}}) \approx 0 \quad (6)$$

2 m处风速 U_2 :

$$U_2 = 4.87 \times U_z / \ln(67.8z - 5.42) \quad (7)$$

式中, U_z 为 z 高度处测得的风速。

实际水汽压 e_a :

$$e_a = 0.611 \times \exp \left(\frac{17.27T}{T + 237.3} \right) \quad (8)$$

水汽压曲线斜率 Δ :

$$\Delta = \frac{4098 e_a}{(T + 237.3)^2} \quad (9)$$

湿度计算常量 γ :

$$\gamma = 0.00163 \frac{P}{\lambda} \quad (10)$$

式中, P 为气压(kPa); λ 为汽化潜热(MJ/kg)。

$$\text{气压:} \quad P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (11)$$

式中, z 为海拔高度(m)。

汽化潜热 λ :

$$\lambda = 2.501 - (2.361 \times 10^{-3}) \times T \quad (12)$$

式中, T 为平均温度($^{\circ}\text{C}$)。

通过森林蒸散作用,增加大气水汽含量,可使区域每日绝对湿度发生变化^[17],计算公式为:

$$\Delta h = Q_{wd} \times 1000/V \quad (13)$$

$$Q_{wd} = Q_w \div 122 \quad (14)$$

$$V = A \times h \quad (15)$$

式中, Δh 为某个区域的绝对湿度日增加量($\text{g m}^{-3} \text{d}^{-1}$); Q_{wd} 为某个区域日蒸散量(kg/d); V 为某个区域全域混合层高度内空气体积(m^3); Q_w 为研究区森林年蒸散量(kg/a); A 为某个区域全域面积(m^2); h 为混合层高度(m),黄土高原混合层高度为 677m ^[18]。

同时,我们在计算绝对湿度变化基础上可以计算森林蒸散作用对区域相对湿度变化的影响,区域相对湿度变化量计算公式为:

$$\Delta e = \Delta h \times T \div 218 \quad (16)$$

式中, Δe 为某个区域内水汽压每日变化量(hPa/d); T 为生长季平均温度,绝对温度(K),见表2; Δh 为某个区域绝对湿度每日变化量($\text{g m}^{-3} \text{d}^{-1}$)。

其次,饱和水汽压(e_s)计算公式为:

$$\ln e_s = 21.382 - (5.3475 \times 10^3 \div T) \quad (17)$$

则相对湿度变化量(Δf)的计算公式为:

$$\Delta f = \Delta e \div e_s \times 100\% \quad (18)$$

表2 不同年份植被生长季(6—9月)研究区平均温度

Table 2 Average temperature in June to September of the study area

省区 Province	1980	2000	2010	2015
甘肃	17.37	18.38	18.79	18.13
内蒙古	18.11	19.80	20.56	18.88
宁夏	18.20	18.98	19.15	18.55
青海	14.47	14.73	15.73	14.60
山西	19.79	21.09	21.79	20.82
陕西	20.14	21.15	21.89	21.32
全区	18.34	19.36	20.00	19.18

数据来源:国家气象数据中心提供数据通过插值后计算平均值

1.3.2 降温

研究区森林蒸散过程将液态水转化为气态水,可通过 20°C 时水汽化热计算蒸散过程中吸收周围环境热

量及其降温量。吸热量计算公式为:

$$Q_h = \sum_i Q_{hi} \times a \quad (19)$$

$$Q_{hij} = Q_{wij} \times 2453 \quad (20)$$

式中, Q_h 为研究区森林年蒸散吸热量 (kJ/a); a 为栅格面积 (1 km^2); Q_{hi} 为第 i 个森林栅格的单位面积年蒸散吸热量 ($\text{kJ m}^{-2} \text{ a}^{-1}$); 2453 kJ/kg 为 20°C 时水汽化热。

在森林蒸散吸热量基础上, 利用空气的容积热容量计算某个区域每日降温效应^[17]:

$$\Delta T = Q_{hd} \div V \div \rho_c \quad (21)$$

$$Q_{hd} = Q_h \div 122 \quad (22)$$

式中, ΔT 为某个区域每日温度变化量 ($^\circ\text{C/d}$); Q_{hd} 为某个区域森林蒸散过程中每日损失热量 (kJ/d); V 为某个区域全域混合层高度内空气体积 (m^3); ρ_c 为空气的容积热容量, 其值为 $1.256 \text{ kJ m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ 。

3 结果与分析

3.1 研究区森林覆被变化

1980—2015 年研究区森林从 $5.32 \times 10^4 \text{ km}^2$ 增加至 $5.44 \times 10^4 \text{ km}^2$, 增加了 2.25%。从土地转移矩阵来看, 森林与其他土地覆被之间转换较为频繁; 1980—2015 年土地覆被转移过程中, 1980 年森林中 74.85% 保持不变, 另外 25.15% 的森林转变其他土地覆被类型, 其中转为为草地的最多, 占 1980 年森林面积的 17.02%, 其次为农田, 占 7.15%; 从 2015 年森林来看, 73.21% 的森林保持不变, 另有 26.79% 的森林由其他土地覆被转变而来, 其中来自草地的土地最多, 占 2015 年森林面积的 16.77%, 其次是农田, 占 9.44% (表 3)。

比较 1980 年转出的森林覆被与 2015 年转入的森林覆被可以看出, 更多的草地、农田以及荒漠转入森林, 更多的森林转出为聚落和湿地。可见, 随着社会发展, 森林不可避免地被人占用, 用于各类城镇与乡村居住、工矿企业生产以及基础设施建设, 如甘肃东部平凉市。与此同时, 随着各类生态建设工程实施^[13], 更多的荒草地、低产田或坡耕地、荒漠等转变为森林, 如陕西中部延安市 (图 2)。总体上, 研究区森林覆被面积增加, 森林覆盖度逐步提升。

表 3 1980—2015 年研究区土地覆被转移矩阵/ km^2

Table 3 Land cover transfer matrix of the study area from 1980 to 2015

土地覆被类型 Land cover types	森林 Forest	草地 Grassland	农田 Cropland	聚落 Settlement	湿地 Wetland	荒漠 Desert	合计 Sum
森林 Forest	39826	9055	3803	331	152	38	53205
草地 Grassland	9123	92328	25321	1150	480	695	129097
农田 Cropland	5135	28439	72385	4578	750	147	111434
聚落 Settlement	108	594	2313	3073	49	5	6142
湿地 Wetland	98	379	772	111	1707	23	3090
荒漠 Desert	111	683	120	21	19	2223	3177
合计 Sum	54401	131478	104714	9264	3157	3131	306145

3.2 研究区森林实际蒸散量

1980 年以来, 在植物生长季 (6—9 月) 研究区森林实际蒸散总量为 1.19×10^{10} — $1.40 \times 10^{10} \text{ t/a}$, 平均实际蒸散量为 219—257 mm (图 3)。张淑兰等^[19]利用 SWIM 模型模拟泾河流域上游森林全年实际蒸散量为 425—545 mm。Gao 等^[20]基于 Budyko 假设模拟了 1990—2014 年黄土高原全年实际蒸散量为 352—396 mm。贺康宁^[21]通过定位观测发现位于位于黄土高原丘陵沟壑区的山西方山县刺槐林 6—9 月蒸散量为 272—300 mm。由于本研究仅计算 6—9 月森林蒸散量, 本研究结果低于张淑兰等和 Gao 等计算的全年实际蒸散量, 但与贺康宁实地测定 6—9 月结果具有可比性。

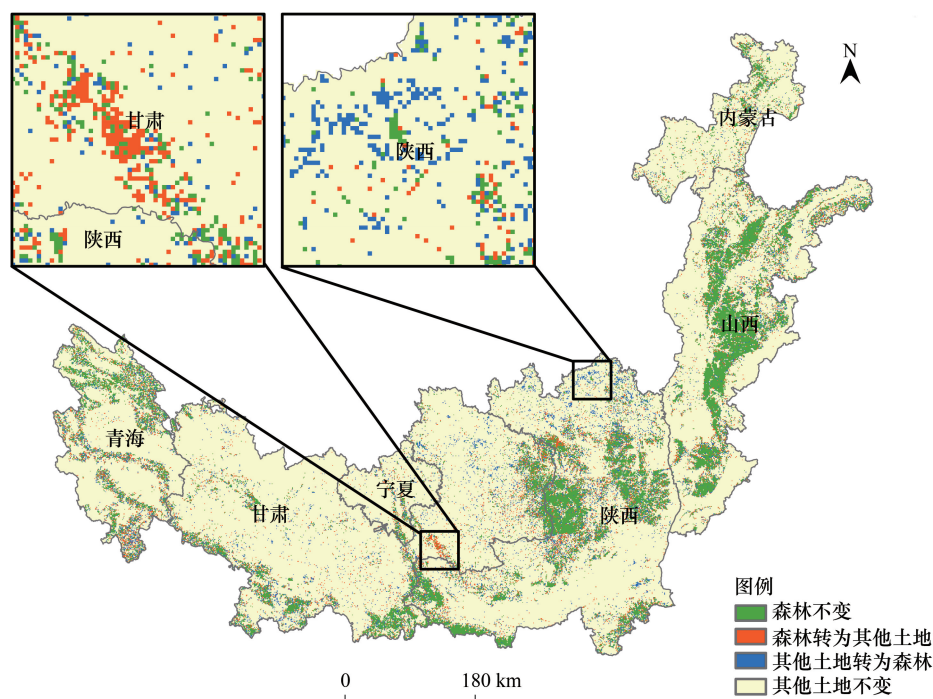


图2 1980—2015年研究区森林转变空间分布

Fig.2 Distribution of forest tranfer in the study area from 1980 to 2015

本研究结果显示 1980—2015 年森林实际蒸散总量与平均实际蒸散量均先增加,但在 2015 年明显下降(图 3)。陆地生态系统平均实际蒸散量除了受植被类型影响外,还受太阳辐射、温度、降水等因素影响,实际蒸散量与风速和降水正相关,而与日照时数和温度负相关^[22-23]。本研究中 1980—2015 年 6—9 月潜在蒸散量基本保持稳定,但是 6—9 月降雨量在 2010—2015 年出现大幅度下降,降低了 22%。因此,降雨量是导致 2015 年 6—9 月森林实际蒸散量低于其他年份的主要因素^[24]。同时,通过对比用一年份不同土地覆被实际蒸散量,我们发现森林平均实际蒸散量显著高于其他土地覆被类型(图 4)。因此,通过各类生态工程增加森林面积将有助于提升区域蒸散量。

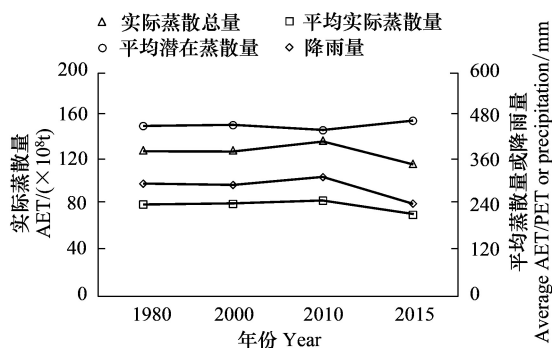


图3 1980—2015年6—9月森林蒸散与降雨

Fig.3 Forest evapotranspiration in June to September from 1980—2015

AET: Actual evapotranspiration; PET: potential evapotranspiration

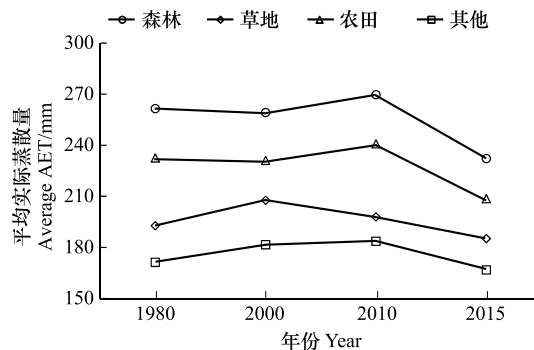


图4 1980—2015年6—9月不同土地覆被平均蒸散量

Fig.4 Average AET in in June to September of different cover types from 1980 to 2015

对不同省区而言,由于研究区森林主要分布在陕西和山西,位于这两省的森林 6—9 月实际蒸散量较高,大约占研究区的 64%左右。各省区之间 6—9 月森林平均实际蒸散量相差不大。从空间分布格局上看,位于

陕西中南部、山西南部、甘肃东部地区的森林 6—9 月平均实际蒸散量相对较高,而位于青海、山西北部 and 内蒙古地区森林相对较低。从 1980—2000 年,森林实际蒸散量相对较低的区域在减少,但 2000—2010 年增加,而 2010—2015 年大幅度减少,特别是位于陕西中部和山西南部地区森林实际蒸散量下降最明显(图 4)。

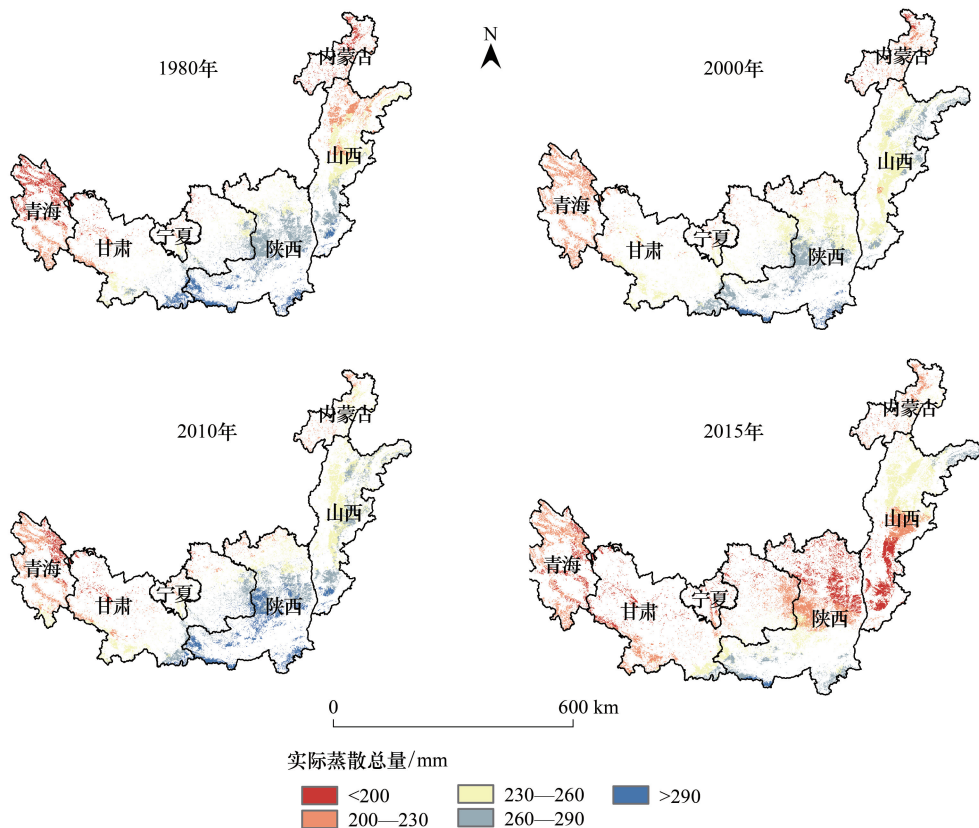


图 5 1980—2015 年研究区森林实际蒸散量空间分布

Fig.5 Distribution of forest AET in the study area from 1980 to 2015

3.3 研究区森林增湿效果

1980—2015 年研究区森林通过蒸散作用可以使区域 6—9 月绝对湿度每日增加 $0.47\text{—}0.55\text{ g/m}^3$,其中 2000 年增加最少,而 2010 年增加最多;相对湿度每日增加 $2.87\%\text{—}3.32\%$,2015 年增加最少,而 1980 年增加最多。就不同省区而言,森林面积较多的山西和陕西绝对湿度与相对湿度增加量较高,森林分布较少的宁夏相对较低。可见,森林有助于调节区域温湿度。苏泳娴等^[25]通过遥感影像模拟发现广州市城区裸地的空气湿度基本在 36% 以下,而有植被覆盖地方的空气湿度均在 45% 以上,植被覆盖地方的空气湿度比裸地可高 9% 以上,可见,植被对于增加空气湿度有着明显的作用。段文标等^[26]通过野外观测发现,小兴安岭阔叶红松混交林相对湿度显著高于空旷地。徐明洁等^[27]通过野外观测研究了千烟洲人工针叶林林内水汽压高于林外,表现出明显的增湿效应。吴菲等^[28]发现,夏季乔灌草绿地比建筑地面相对湿度高 $6.2\%\text{—}9.0\%$ 。秦仲等^[29-30]在北京奥林匹克森林公园监测发现,与开阔地相比,栎树群落可在夏季白天降低空气温度 $0.43\text{—}7.53^\circ\text{C}$,增加相对湿度 $1\%\text{—}22\%$;杨树群落可降温 $1.0\text{—}5.0^\circ\text{C}$,增加湿度 $4\%\text{—}15\%$ 。与已有研究相比,本研究结果具有可比性。可见,森林植被在植被生长旺季白天具有重要的降温作用。

3.4 研究区森林降温效果

1980—2015 年,研究区森林在植被生长季(6—9 月)通过蒸散作用吸收热量为 $29.15\times 10^{15}\text{—}34.26\times 10^{15}\text{ kJ/a}$,单位面积蒸散吸热量为 $53.72\times 10^8\text{—}63.13\times 10^8\text{ kJ hm}^{-2}\text{ a}^{-1}$,通过蒸散吸热的日降温量为 $0.92\text{—}1.08^\circ\text{C/d}$,其中蒸散吸热量、单位面积蒸散吸热量及日降温量最低的是 2015 年,最高的是 2010 年(表 5)。

表 4 研究区森林植被蒸散的增湿效果

省区 Province	绝对湿度增加量($\text{g m}^{-3} \text{d}^{-1}$) Increase of absolute humidity				相对湿度增加量($\% \text{d}^{-1}$) Increase relative humidity			
	1980	2000	2010	2015	1980	2000	2010	2015
甘肃	0.32	0.31	0.32	0.28	2.18	1.96	2.01	1.83
内蒙古	0.26	0.27	0.32	0.29	1.69	1.59	1.79	1.82
宁夏	0.2	0.21	0.22	0.18	1.31	1.28	1.33	1.11
青海	0.46	0.53	0.52	0.51	3.7	4.2	3.88	4.06
山西	0.79	0.81	0.83	0.71	4.63	4.42	4.33	3.96
陕西	0.69	0.65	0.74	0.58	3.96	3.55	3.87	3.13
全区 Total	0.52	0.52	0.55	0.47	3.32	3.13	3.21	2.87

不同省区森林 6—9 月单位面积蒸散吸热量和蒸腾吸热总量以陕西和山西相对较高,宁夏和青海较低。山西森林通过蒸散吸热降温效果最好,1980—2015 年可使 6—9 月每日降温达 1.39—1.61℃/d,陕西可降温 1.13—1.45℃/d,宁夏降温效果相对较差(表 5)。Huang 等^[31]利用遥感影像和实地调查研究了美国巴尔的摩不同街区的植被覆盖率和地表温度之间的关系,结果发现当植被覆盖率从 64.26%下降到 16.60%时地表温度从 27.34℃增加到 39.76℃,温差可以达到 12.42℃。贾宝全和仇宽彪^[32]通过遥感模拟分析了北京百万亩造林降温效果,结果显示造林地的平均降温幅度可达 1.023℃。徐明洁等^[27]通过野外观测研究了千烟洲人工针叶林对区域温湿度调节作用,发现林内气温多年平均值低于林外 0.5℃。Ahlsweide 和 Thomas^[33]通过模型模拟发现,在美国东部的南方地区利用落叶阔叶林造林可维持较高的 LAI,从而在夏季产生较高的地表温度降温量。可见,本研究结果与其他研究结果具有可比性,在植被生长季森林具有明显降温作用。

表 5 研究区不同省区森林蒸散吸热降温效果

省区 Province	森林蒸散吸热量 Evapotranspiration heat absorption / (10^{15}kJ)				森林蒸散吸热降温效果 Cooling effect of forest evapotranspiration / ($^{\circ}\text{C/d}$)			
	1980	2000	2010	2015	1980	2000	2010	2015
甘肃	6.42	6.13	6.47	5.65	0.62	0.6	0.63	0.55
内蒙古	1.07	1.11	1.31	1.21	0.51	0.53	0.62	0.57
宁夏	0.43	0.44	0.46	0.37	0.39	0.41	0.42	0.34
青海	3.18	3.67	3.61	3.52	0.89	1.03	1.01	0.99
山西	9.86	10.16	10.36	8.96	1.53	1.58	1.61	1.39
陕西	11.15	10.6	12.06	9.44	1.34	1.27	1.45	1.13
全区 Total	32.1	32.12	34.26	29.15	1.01	1.01	1.08	0.92

4 结论与讨论

森林通过植被蒸腾与土壤蒸发作用可以改善环境温度与湿度条件。三北工程黄土高原丘陵沟壑区位于干旱少雨且夏季炎热的黄土高原地区,森林降温增湿功能可调节区域气候,为当地提供更舒适生存环境。本研究在分析 1980—2015 年研究区森林覆被变化基础上,利用 Penman-Monteith 公式模拟计算了森林蒸散作用在区域气候调节中的作用。研究结果显示:(1)1980—2015 年研究区森林面积增加了 2.25%,主要来自荒草地、耕地和荒漠;(2)1980—2015 年研究区森林蒸散总量为 1.19×10^{10} — $1.40 \times 10^{10} \text{ t/a}$,单位面积蒸散量为 219—257 mm,可使区域 6—9 月绝对湿度每日增加 0.47—0.55 g/m^3 ,相对湿度每日增加 2.87%—3.32%,位于山西和陕西森林增湿效果较好;(3)森林通过蒸散作用吸热量为 29.15×10^{15} — $34.26 \times 10^{15} \text{ kJ/a}$,单位面积蒸散

吸热量为 53.72×10^8 — 63.13×10^8 $\text{kJ hm}^{-2} \text{a}^{-1}$, 通过蒸散吸热日降温量为 0.92 — 1.08 $^{\circ}\text{C/d}$, 山西和陕西森林降温效果较好; (4) 研究区森林蒸散量在 1980—2010 年逐渐增加, 但在 2015 年明显下降, 这主要是由降水减少导致。通过对比相同年份不同土地覆被发现, 森林实际蒸散量显著高于其他土地覆被类型, 未来在水资源承载能力范围内适当增加森林面积, 将有助于调节区域温度与湿度, 为人类提供更舒适的生存环境。

本研究主要关注三北工程黄土高原丘陵沟壑区森林通过蒸散作用吸收周围环境热量并增加大气水汽含量, 从而调节区域气候。实际上, 森林对区域气候的影响还受植被对地表反照率改变的影响。一般研究认为森林植被会降低地表反照率而增加对太阳辐射吸收, 从而导致区域温度升高, 特别是高纬度地区, 森林具有明显增温作用。未来, 我们将进一步探索在森林蒸散作用及其对地表反照率改变共同作用下区域气候的响应。

参考文献 (References):

- [1] Li Y, Zhao M S, Motesharrei S, Mu Q Z, Kalnay E, Li S C. Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations. *Nature Communications*, 2015, 6: 6603.
- [2] Zeng Z Z, Piao S L, Li L Z X, Zhou L M, Ciais P, Wang T, Li Y, Lian X, Wood E F, Friedlingstein P, Mao J F, Estes L D, Myneni R B, Peng S S, Shi X Y, Seneviratne S I, Wang Y P. Climate mitigation from vegetation biophysical feedbacks during the past three decades. *Nature Climate Change*, 2017, 7(6): 432-436.
- [3] Fahmy M, Sharples S, Yahya M. LAI based trees selection for mid latitude urban developments: a microclimatic study in Cairo, Egypt. *Building and Environment*, 2010, 45(2): 345-357.
- [4] Lee X, Goulden M L, Hollinger D Y, Barr A, Black T A, Bohrer G, Bracho R, Drake B, Goldstein A, Gu L H, Katul G, Kolb T, Law B E, Margolis H, Meyers T, Monson R, Munger W, Oren R, Paw U K T, Richardson A D, Schmid H P, Staebler R, Wofsy S, Zhao L. Observed increase in local cooling effect of deforestation at higher latitudes. *Nature*, 2011, 479(7373): 384-387.
- [5] Zhang M, Lee X, Yu G R, Han S J, Wang H M, Yan J H, Zhang Y P, Li Y D, Ohta T, Hirano T, Kim J, Yoshifuji N, Wang W. Response of surface air temperature to small-scale land clearing across latitudes. *Environmental Research Letters*, 2014, 9(3): 034002.
- [6] Martini A, Biondi D, Batista A C. Urban forest components influencing microclimate and cooling potential. *Revista Árvore*, 2017, 41(6): e410603.
- [7] 信忠保, 许炯心, 郑伟. 气候变化和人类活动对黄土高原植被覆盖变化的影响. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37(11): 1504-1514.
- [8] 李玉山. 黄土高原森林植被对陆地水循环影响的研究. *自然资源学报*, 2001, 16(5): 427-432.
- [9] 郭建侠, 杜继稳, 郑有飞. 陕北地区不同植被改善方案对环境影响的数值模拟. *生态学报*, 2004, 24(7): 1365-1372.
- [10] Ouyang Z Y, Zheng H, Xiao Y, Polasky S, Liu J G, Xu W H, Wang Q, Zhang L, Xiao Y, Rao E M, Jiang L, Lu F, Wang X K, Yang G B, Gong S H, Wu B F, Zeng Y, Yang W, Daily G C. Improvements in ecosystem services from investments in natural capital. *Science*, 2016, 352(6292): 1455-1459.
- [11] 苟娇娇, 王飞, 金凯, 董强. 黄土高原植被恢复引发区域气温下降. *生态学报*, 2018, 38(11): 3970-3978.
- [12] 焦俏, 王飞, 李锐, 张文帅. ERS 卫星反演数据在黄土高原近地表土壤水分中的应用研究. *土壤学报*, 2014, 51(6): 1388-1397.
- [13] 刘国彬, 上官周平, 姚文艺, 杨勤科, 赵敏娟, 党小虎, 郭明航, 王国梁, 王兵. 黄土高原生态工程的生态成效. *中国科学院院刊*, 2017, 32(1): 11-19.
- [14] Zhang Z X, Wen Q K, Liu F, Zhao X L, Liu B, Xu J Y, Yi L, Hu S G, Wang X, Zuo L J, Li N, Li M M, Shi L F, Zeng T, Ju H R. Urban expansion in China and its effect on cultivated land before and after initiating "Reform and Open Policy". *Science China Earth Sciences*, 2016, 59(10): 1930-1945.
- [15] 环境保护部办公厅, 国家发展和改革委员会办公厅. 生态保护红线划定指南. (2017-05-27). <http://mp.ofweek.com/emc/a545663828646>.
- [16] Allen R G, Pereira L S, Raes D, Smith M. Crop Evapotranspiration-Guidelines for Computing Crop Water Requirements-FAO Irrigation and drainage Paper 56. Rome, Italy: FAO, 1998.
- [17] 杨士弘. 城市绿化树木的降温增湿效应研究. *地理研究*, 1994, 13(4): 74-80.
- [18] 郭燕胜. 基于 CALPUFF 模式的关中机动车 $\text{PM}_{2.5}$ 排放对环境空气质量的影响研究[D]. 西安: 长安大学, 2015.
- [19] 张淑兰, 于澎涛, 王彦辉, 张海军, Krysanova V, Huang S C, 熊伟, 徐丽宏. 泾河上游流域实际蒸散量及其各组分的估算. *地理学报*, 2011, 66(3): 385-395.
- [20] Gao X R, Sun M, Zhao Q, Wu P T, Zhao X N, Pan W X, Wang Y B. Actual ET modelling based on the Budyko framework and the sustainability of vegetation water use in the loess plateau. *Science of the Total Environment*, 2017, 579: 1550-1559.
- [21] 贺康宁. 黄土半干旱区集水造林的水分生产潜力研究[D]. 北京: 北京林业大学, 2000.

- [22] 王鹏涛, 延军平, 蒋冲, 曹永旺. 2000—2012 年陕甘宁黄土高原区地表蒸散时空分布及影响因素. 中国沙漠, 2016, 36(2): 499-507.
- [23] Zheng H, Yu G R, Wang Q F, Zhu X J, He H L, Wang Y F, Zhang J H, Li Y N, Zhao L, Zhao F H, Shi P L, Wang H M, Yan J H, Zhang Y P. Spatial variation in annual actual evapotranspiration of terrestrial ecosystems in China: results from eddy covariance measurements. Journal of Geographical Sciences, 2016, 26(10): 1391-1411.
- [24] Bai M, Mo X G, Liu S X, Hu S. Contributions of climate change and vegetation greening to evapotranspiration trend in a typical hilly-gully basin on the Loess Plateau, China. Science of the Total Environment, 2019, 657: 325-339.
- [25] 苏泳娴, 陈修治, 黄光庆, 张虹鸥. 基于 TM 遥感影像的广州市城区公园增湿效应研究. 城市环境与城市生态, 2012, 25(4): 14-18.
- [26] 段文标, 杜珊, 陈立新, 王丽霞, 魏全帅, 赵健慧. 阔叶红松混交林林隙大小和掘根微立地对小气候的影响. 应用生态学报, 2013, 24(8): 2097-2105.
- [27] 徐明洁, 张涛, 孙怡, 李庆康, 杨风亭, 王辉民. 千烟洲人工针叶林对温湿环境的调节作用. 生态学杂志, 2018, 37(11): 3245-3254.
- [28] 吴菲, 朱春阳, 李树华. 北京市 6 种下垫面不同季节温湿度变化特征. 西北林学院学报, 2013, 28(1): 207-213.
- [29] 秦仲, 李湛东, 成仿云, 沙海峰. 夏季栎树群落冠层结构对其环境温湿度的调节作用. 应用生态学报, 2015, 26(6): 1634-1640.
- [30] Qin Z, Li Z D, Cheng F Y, Chen J F, Liang B. Influence of canopy structural characteristics on cooling and humidifying effects of *Populus tomentosa* community on calm sunny summer days. Landscape and Urban Planning, 2014, 127: 75-82.
- [31] Huang G L, Zhou W Q, Cadenasso M L. Is everyone hot in the city? Spatial pattern of land surface temperatures, land cover and neighborhood socioeconomic characteristics in Baltimore, MD. Journal of Environmental Management, 2011, 92(7): 1753-1759.
- [32] 贾宝全, 仇宽彪. 北京市平原百万亩大造林工程降温效应及其价值的遥感分析. 生态学报, 2017, 37(3): 726-735.
- [33] Ahlswede B J, Thomas R. Community earth system model simulations reveal the relative importance of afforestation and forest management to surface temperature in Eastern North America. Forests, 2017, 8(12): 499.