

# 第二松花江流域潜在蒸散发时空变化及其影响因素

陈海芳<sup>1</sup>, 杨国范<sup>1</sup>, 林茂森<sup>1</sup>, 吴家兵<sup>2,3</sup>, 袁凤辉<sup>2,3</sup>

(1.沈阳农业大学 水利学院, 沈阳 110866; 2.中国科学院 沈阳应用生态研究所, 沈阳 110016; 3.中国科学院 森林生态与管理重点实验室(沈阳应用生态研究所), 沈阳 110016)

**摘要:**潜在蒸散发( $ET_0$ )是区域水文循环和能量平衡的重要环节,也是估算实际蒸散、评价生态环境和合理规划水资源的关键因子,分析  $ET_0$  时空变化规律及主要影响因素在研究水资源对气候变化响应方面具有重要意义。以第二松花江流域内及其周边 11 个气象站点 1978—2018 年逐日实测气象资料为数据基础,采用 Penman-Monteith 法, Mann-Kendall 非参数趋势检验法、Kriging 插值法、逐步回归分析法和偏相关分析法对比分析了近 41 年该流域平原区和山区  $ET_0$  时空变化及其主要影响因素。结果表明:(1) 第二松花江流域 1978—2018 年平原区多年平均  $ET_0$  为 825.9 mm,呈微弱下降趋势,减小速率为 6.99 mm/10 a;山区多年平均  $ET_0$  为 738.8 mm,呈显著上升趋势,上升速率为 10.49 mm/10 a;夏春两季  $ET_0$  对第二松花江流域全年  $ET_0$  贡献最大;在空间尺度上,年  $ET_0$  呈由西北向东南逐渐减少的趋势。(2) 研究区近 41 a 气温(平均、最高、最低)显著上升( $p < 0.01$ ),日照时数、风速和相对湿度呈下降趋势;季尺度上,除秋季平原区相对湿度呈微弱上升趋势,其余气象因子的变化趋势与全年一致。(3) 日照时数和风速是影响平原区  $ET_0$  变化的主要因素,相对湿度显著降低是山区  $ET_0$  变化明显的主要原因;各气象因子共同作用引起  $ET_0$  的变化,且气象因子对  $ET_0$  的影响因季节和地貌类型而异。

**关键词:**第二松花江流域;潜在蒸散发;Penman-Monteith 法;时空分析

中图分类号:P426.2

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2021)05-0238-07

## Spatiotemporal Changes and Affecting Factors of Potential Evapotranspiration in the Second Songhua River Basin

CHEN Haifang<sup>1</sup>, YANG Guofan<sup>1</sup>, LIN Maosen<sup>1</sup>, WU Jiabing<sup>2,3</sup>, YUAN Fenghui<sup>2,3</sup>

(1.College of Water Conservancy, Shenyang Agricultural University, Shenyang 110866, China;

2.Institute of Applied Ecology, Chinese Academy of Sciences, Shenyang 110016, China;

3.CAS Key Laboratory of Forest Ecology and Management, Institute of Applied Ecology, Shenyang 110016, China)

**Abstract:** Potential evapotranspiration ( $ET_0$ ) is a significant part in regional hydrologic cycle and energy balance, and also a key factor in estimating actual evapotranspiration, evaluating ecological environment and rationally planning water resources. So it is of great significance to analyze spatiotemporal changes and affecting factors of  $ET_0$  in studying the response of water resources to climate change. Based on the daily measured meteorological data from 1978 to 2018 at 11 meteorological stations in and around the Second Songhua River Basin, mathematical statistics method, such as Penman-Monteith method, Mann-Kendall method, Kriging interpolation method, stepwise regression analysis method and partial correlation analysis method, were used to analyze the spatiotemporal changes and affecting factors of  $ET_0$  in the plain area and mountain area of the basin in recent 41 years. The results show that: (1) in the Second Songhua River Basin from 1978 to 2018, the  $ET_0$  in the plain area showed a slight downward trend, with a climatic tendency rate of 6.99 mm/decade and a multi-year average of 825.9 mm; the  $ET_0$  in mountainous areas increased significantly ( $p < 0.01$ ), with a climatic tendency rate of 10.49 mm/decade and a multi-year average of 738.8 mm; summer and spring  $ET_0$  contributed the most to the annual  $ET_0$  of the Second Songhua River Basin; on the spatial scale, the annual  $ET_0$  decreased gradually from northwest to

收稿日期:2020-10-18

修回日期:2020-11-01

资助项目:国家自然科学基金(41807172,31770755,31971728);国家重点研发计划“长白山区水资源”重点专项(2019YFC0409102)

第一作者:陈海芳(1994—),女,辽宁省葫芦岛市建昌县人,硕士,研究方向为生态水文。E-mail:chenhaifang\_eight@163.com

通信作者:林茂森(1987—),男,辽宁省朝阳市人,讲师,博士,研究方向为生态水文。E-mail:lmsen2007@126.com

southeast;(2) the temperatured (average, maximum, minimum) of 41 years in the study area increased significantly ( $p<0.01$ ), and sunshine duration, wind speed and relative humidity decreased; on the seasonal scale, except for the slight rising trend of relative humidity in the plain area in autumn, the change direction of other meteorological factors was consistent with that of the whole year; (3) sunshine duration and wind speed were the main factors affecting  $ET_0$  change in plain areas, while the significant decrease of relative humidity was the main reason for the obvious change of  $ET_0$  in mountainous areas; the influence of meteorological factors on  $ET_0$  changed due to seasons and geomorphologic types.

**Keywords:** the Second Songhua River Basin; potential evapotranspiration; Penman-Monteith method; spatio-temporal analysis

潜在蒸散发( $ET_0$ )是区域水文循环和能量平衡的重要环节,表征充分供水条件下的区域蒸散发能力<sup>[1]</sup>,也是制定水资源管理决策、指导合理灌溉、估算实际蒸散、评价生态环境及区域干湿状况的重要参数<sup>[2]</sup>。 $ET_0$ 的变化会对区域水分平衡和干湿状况产生重要影响,而日照时数、温度、相对湿度、风速等气象因子与 $ET_0$ 的改变有密切关系,尤其在近几十年全球气候变暖背景下, $ET_0$ 变化更加显著,并具有明显的区域特征<sup>[3-4]</sup>。此外,土地利用方式、植被、土壤水分等的改变也引起了 $ET_0$ 的显著变化。因此,准确计算区域 $ET_0$ ,明确其变化趋势及主要影响因素,不仅对理解气象因子与水循环关系具有重要作用,而且对水资源管理<sup>[5]</sup>、农业灌溉制度设计<sup>[6]</sup>、农作物产量评估<sup>[7]</sup>以及生态环境治理等<sup>[8]</sup>具有重要意义。

我国学者对 $ET_0$ 进行了大量研究,在黄淮海流域<sup>[9-11]</sup>、长江流域<sup>[12-13]</sup>、湘江流域<sup>[14]</sup>、黑河流域<sup>[15]</sup>、渭河流域<sup>[16]</sup>、西南地区<sup>[17]</sup>和青藏高原等<sup>[18-19]</sup>地已有不少研究成果。全球气候变暖背景下,温度显著升高,大气中水分减少,空气变干,陆面水体蒸发量增加,从而得出地表蒸散量增加的结论<sup>[20-21]</sup>。然而,研究表明很多地区蒸发皿蒸发量和潜在蒸发量都在下降,例如加拿大<sup>[22]</sup>、印度锡金地区<sup>[23]</sup>、美国<sup>[24]</sup>、新西兰<sup>[25]</sup>、澳大利亚<sup>[26]</sup>和中国部分地区<sup>[27]</sup>,这种预期值与观测值的相悖称为“蒸发悖论”,该现象在世界各地广泛存在,但在伊朗西部<sup>[28]</sup>、巴西东北部<sup>[29]</sup>、中国的东北北部<sup>[30]</sup>和部分南方地区<sup>[7]</sup> $ET_0$ 呈增长趋势。因此,国内外学者广泛关注全球、区域、流域等不同尺度 $ET_0$ 时空变化及影响因素的研究,并分析其对气象因子的敏感性及其贡献率,以揭示 $ET_0$ 对气候变化的响应。但 $ET_0$ 的时空分布和主要影响因素与区域气候特征密切相关,存在明显的空间差异性,迄今为止,对影响 $ET_0$ 时空变化的因素仍没有统一的说法。目前对 $ET_0$ 与气象因子敏感性分析较多,且主要为较大空间范围区域,而不同地貌类型 $ET_0$ 的对比研究较少。第二松花江流域位于中纬度典型气候敏感区,气象因

子变化显著,气候、地貌类型复杂多样,水资源时空分布不均,且有关第二松花江流域的研究重点主要在气温、降水量变化等方面,对长时间尺度 $ET_0$ 时空变化及相关气象因子的分析研究甚少。因此,为探究气候变化对流域水循环的影响,本文以第二松花江流域为研究对象,采用Penman-Monteith法、Kriging插值法、Mann-Kendall非参数趋势检验法、逐步回归分析法和偏相关分析法,计算 $ET_0$ 并分析其时空变化特征,开展气象因子变化方面的研究,确定控制不同地貌类型 $ET_0$ 变化的影响因素,以期为流域水资源合理配置和农业灌溉用水调配等提供科学依据。

## 1 资料与方法

### 1.1 研究区概况

第二松花江流域(124°36′—128°50′E,41°44′—45°24′N)位于东北地区中东部,干流总长958 km,属于温带大陆性季风气候,从东南向西北由湿润气候过渡到半湿润气候再到半干旱气候,年平均气温3~5℃,全年平均降雨量650~750 mm,6—9月降雨量占全年的72%,降雨由东南向西北逐渐减少。流域面积78 180 km<sup>2</sup>,其中540.8 km<sup>2</sup>属于辽宁省,其余都位于吉林省境内。整个流域地势东南高、西北低,可分为东南山地和西北平原两大地貌区,山区占49.3%,平原区占32.2%,其余为低山丘陵区。东南山区,植被覆盖面积大,海拔一般在700~1 000 m;西北部地势平坦,位于东北平原中部,土地肥沃,为全球三大黑土区和三大黄金玉米带之一。

### 1.2 数据来源

本文所用气象数据主要为第二松花江流域内及其周边11个气象站点1978—2018年的逐日气象观测资料,包括最高气温、最低气温、平均气温、日照时数、相对湿度和10 m风速。上述数据来源于中国气象数据网(<http://data.cma.cn/>),各气象站具体信息见表1。东南部的敦化、东岗、二道、长白4个站点位于山区(海拔 $H>500$  m),其他7个站点位于平原区<sup>[31]</sup>。

表 1 第二松花江流域不同站点基本信息

地貌分区	站点编号	站点名称	经度(E)	纬度(N)	海拔/m	年份
平原	50949	前郭	124.87°	45.08°	134.70	1978—2018
	54063	扶余	126.00°	44.97°	196.60	1978—2018
	54161	长春	125.22°	43.90°	236.80	1978—2018
	54171	永吉	126.52°	43.70°	229.50	1978—2018
	54181	蛟河	127.03°	43.70°	229.50	1978—2018
	54263	磐石	126.05°	42.97°	336.70	1978—2018
	54266	梅河口	125.63°	42.53°	339.90	1978—2018
山区	54186	敦化	128.20°	43.37°	523.70	1978—2018
	54284	东岗	127.05°	42.15°	774.20	1978—2018
	54285	二道	128.12°	42.42°	591.40	1978—2018
	54386	长白	128.18°	41.42°	1016.7	1978—2018

1.3 研究方法

1.3.1 Penman-Monteith 法 采用联合国粮农组织 (FAO) 推荐的 Penman-Monteith 公式计算逐日 ET<sub>0</sub>。此公式以能量平衡和水汽扩散理论为基础,综合考虑作物生理特征和空气动力学参数的变化,具有较强的理论基础,是目前世界上公认的精度较好、误差较小的方法<sup>[1]</sup>。计算 ET<sub>0</sub> 公式如下:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

(1)

式中: ET<sub>0</sub> 为潜在蒸散发(mm); R<sub>n</sub> 为冠层表面净辐射 [MJ/(m<sup>2</sup> · d)]; G 为土壤热通量 [MJ/(m<sup>2</sup> · d)], 在日 ET<sub>0</sub> 计算中, G 可忽略不计; T 为距地面 2 m 高处日平均温度(℃); u<sub>2</sub> 为距地面 2 m 处风速(m/s); e<sub>s</sub> 为饱和水汽压(kPa); e<sub>a</sub> 为实际水汽压(kPa); Δ 为饱和水汽压曲线斜率(kPa/℃); γ 为湿度计常数(kPa/℃)。

1.3.2 非参数趋势检验法 Mann-Kendall 非参数趋势检验法是世界气象组织(WMO)推荐的非参数检验方法, Mann-Kendall 的检验统计量 S 可定义如下:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i)$$

(2)

式中: x<sub>j</sub> 和 x<sub>i</sub> 是欲进行假设检验的随机变量; n 为数据序列长度; 当 θ 大于、等于或小于 0 时, sgn(θ) 的值分别为 +1, 0, -1。S 为正态分布, 均值为 0, 方差为 Var(S) = n(n-1)(2n-5)/18。当 n > 10 时, 标准化统计量通过下式计算:

$$Z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & S < 0 \end{cases}$$

(3)

$$\beta = \text{median}\left(\frac{x_j - x_l}{j - l}\right) \quad 1 < l < j$$

(4)

当  $-Z_{1-\alpha/2} < Z < Z_{1-\alpha/2}$ , 接受零假设 H<sub>0</sub>, α 为显著性水平, Z 的绝对值在大于等于 1.28, 1.64, 2.32 时, 分别表示通过了置信度 90%, 95%, 99% 的显著性检验。β 为衡量趋势大小的指标, 正值表示趋势上升, 负值表示趋势下降。

2 结果与分析

2.1 不同地貌类型潜在蒸散发时空变化

2.1.1 潜在蒸散发时间变化 图 1 为第二松花江流域 1978—2018 年平原区和山区 ET<sub>0</sub> 年、季节变化趋势。近 41 a 来, 流域平原区多年平均 ET<sub>0</sub> 为 825.9 mm, 在 750.1~934.8 mm 范围内, 最高值和最低值分别出现在 1982 年和 2010 年。其中, 夏季(6—8 月) ET<sub>0</sub> 最高(362.2 mm), 春季(3—5 月) 次之(273.7 mm), 秋季(9—11 月) 为 152.1 mm, 冬季(12 月至翌年 2 月) 最少(38 mm), 分别占平原区全年 ET<sub>0</sub> 的 43.9%, 33.1%, 18.4%, 4.6%; 山区多年平均 ET<sub>0</sub> 为 738.8 mm, 在 670.7~799.4 mm 之间波动, 最高值和最低值分别出现在 2015 年和 1995 年。其中, 夏季 ET<sub>0</sub> 最高(323.4 mm), 春季次之(276 mm), 秋季为 140.1 mm, 冬季最少(39.2 mm), 分别占山区全年 ET<sub>0</sub> 的 43.8%, 32%, 19%, 5.3%; 夏春两季 ET<sub>0</sub> 分别占平原区、山区全年 ET<sub>0</sub> 的 77% 和 75.8%, 对第二松花江流域全年 ET<sub>0</sub> 贡献最大。平原区年 ET<sub>0</sub> 呈微弱下降趋势, 下降速率为 6.99 mm/10 a。四季 ET<sub>0</sub> 呈下降趋势, 下降速率依次为 3.0 mm/10 a, 0.28 mm/10 a, 3.05 mm/10 a, 0.76 mm/10 a, 仅秋季达显著水平(p < 0.05)。山区年 ET<sub>0</sub> 显著上升(p < 0.01), 上升速率为 10.49 mm/10 a。春、秋季 ET<sub>0</sub> 均呈微弱上升趋势, 上升速率分别为 10.49 mm/10 a, 1.89 mm/10 a, 夏、冬季显著上升(p < 0.05), 上升速率分别为 2.53 mm/10 a, 1.09 mm/10 a。

2.1.2 潜在蒸散发空间分布 图 2 为 1978—2018 年第二松花江流域全年及四季 ET<sub>0</sub> 空间分布。流域各站点平均 ET<sub>0</sub> 在 732~921 mm, 东西差异明显, 高值区出现在西北长春站(920.7 mm) 和前郭站(887.0 mm) 一带, 低值区出现在东南二道站(732.1 mm)、磐石站(732.2 mm) 和长白站(732.2 mm) 一带, 除东岗站与其周围站点相比略高, 总体上第二松花江流域年 ET<sub>0</sub> 呈现由西北向东南逐渐减少的趋势。季尺度上, 春季 ET<sub>0</sub> 波动区间为 235~310 mm, 夏季为 320~394 mm, 春、夏季 ET<sub>0</sub> 空间变化特点与年际 ET<sub>0</sub> 基本一致, 然而春季东岗站 ET<sub>0</sub> 较小。秋季 ET<sub>0</sub> 变化范围为 139~168 mm, 高值区出现在长春站(176.4 mm) 和前郭站(161.4 mm) 一带, 低值区出现在二道站、蛟河站、磐石站和梅河口站一带, 且东岗站 ET<sub>0</sub> 略高于周围站点。冬季 ET<sub>0</sub> 在 32~47 mm, 高值区出现在长春站(47.0 mm), 低值区出现在蛟河

站(32.5 mm)和梅河口站(32.6 mm)一带,呈现西北和东南两边高,中间低的分布趋势。

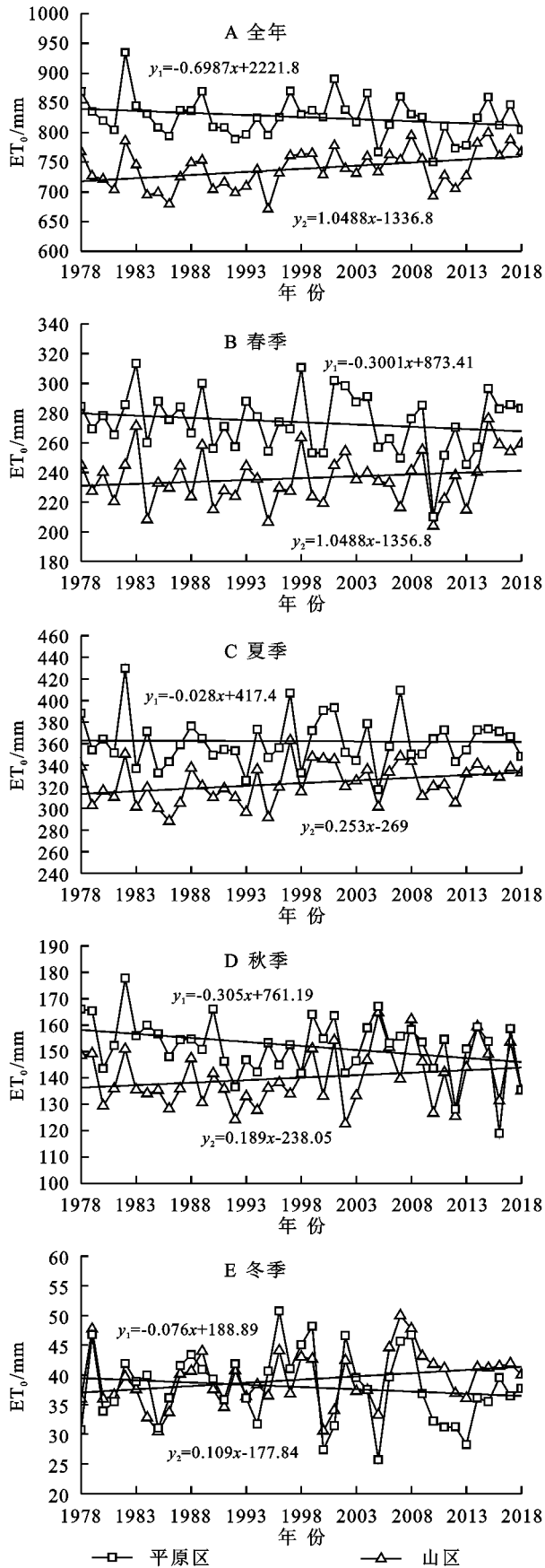


图1 1978—2018年第二松花江流域全年及四季 $ET_0$ 时间变化

## 2.2 不同地貌类型气象因子变化

近41 a来,流域平原区气温(平均、最高、最低)显著上升( $p < 0.01$ ),上升速率分别为 $0.24^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 、 $0.27^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 、 $0.27^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ ,其中春季变化最大,每10 a分别上升 $0.41^{\circ}\text{C}$ 、 $0.37^{\circ}\text{C}$ 、 $0.39^{\circ}\text{C}$ ,冬季变化最小,每10 a分别上升 $0.14^{\circ}\text{C}$ 、 $0.10^{\circ}\text{C}$ 、 $0.15^{\circ}\text{C}$ 。平原区气温(平均、最高、最低)在春季、夏季( $p < 0.01$ )、秋季( $p < 0.05$ )均显著上升,只有冬季呈微弱上升趋势。流域平原区年相对湿度呈微弱下降趋势,下降速率为 $0.25\%/10\text{ a}$ ;季尺度上,相对湿度在春、夏、冬季呈下降趋势,且夏季变化显著( $p < 0.05$ )。值得注意的是,相对湿度在秋季呈微弱上升趋势,上升速率为 $0.25\%/10\text{ a}$ 。平原区年日照时数显著下降( $p < 0.01$ ),下降速率为 $0.13\text{ h}/10\text{ a}$ ,其中,秋季下降速率最大( $0.2\text{ h}/10\text{ a}$ ,  $p < 0.01$ ),夏季最小( $0.03\text{ h}/10\text{ a}$ , 不显著),春、冬季呈显著下降趋势( $p < 0.01$ )。平原区风速在全年和四季均呈显著下降趋势( $p < 0.01$ ),每10 a分别下降 $0.26\text{ m/s}$ 、 $0.21\text{ m/s}$ 、 $0.27\text{ m/s}$ 、 $0.20\text{ m/s}$ 、 $0.29\text{ m/s}$ ,平原区风速下降速率高于山区,风速变化较大(表2)。

第二松花江流域山区气温(平均、最高、最低)显著上升( $p < 0.01$ ),上升速率分别为 $0.41^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 、 $0.38^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 、 $0.44^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ ,其中春季变化最大,每10 a分别上升 $0.47^{\circ}\text{C}$ 、 $0.43^{\circ}\text{C}$ 、 $0.54^{\circ}\text{C}$ ,冬季变化最小,每10 a分别上升 $0.27^{\circ}\text{C}$ 、 $0.20^{\circ}\text{C}$ 、 $0.31^{\circ}\text{C}$ 。山区气温(平均、最高、最低)在春季、夏季( $p < 0.01$ )、秋季( $p < 0.01$ )均显著上升;冬季最低气温显著上升( $p < 0.1$ ),平均气温、最高气温呈微弱的上升趋势。可见山区气温变化在全年和季节上都大于平原区,且变化趋势相同。山区年相对湿度显著下降( $p < 0.01$ ),下降速率为 $0.86\%/10\text{ a}$ ;季尺度上,相对湿度在春季( $p < 0.05$ )、夏季( $p < 0.01$ )、冬季( $p < 0.01$ )显著下降,在秋季呈微弱的下降趋势,且变化率最小( $0.17\%/10\text{ a}$ )。山区年日照时数显著下降( $p < 0.1$ ),秋冬季显著下降( $p < 0.1$ ),夏秋季呈微弱下降趋势,山区日照时数变化率较小。风速在全年和四季均显著下降( $p < 0.01$ ),每10 a分别下降 $0.14\text{ m/s}$ 、 $0.12\text{ m/s}$ 、 $0.16\text{ m/s}$ 、 $0.09\text{ m/s}$ 、 $0.21\text{ m/s}$ (表3)。

## 2.3 潜在蒸散发主要影响因素

研究表明, $ET_0$ 变化与气象因子直接相关,本文在年和季节尺度上,对 $ET_0$ 和气象因子进行逐步回归分析和偏相关分析,确定影响 $ET_0$ 的主要因素。逐步回归分析法可以去除一些无关紧要以及与其他自变量存在多重变化线性关系的气象因子,表中使用了相应的“—”符号来表示这些情况,定义选进模型时



的显著性水平为 0.05,从模型中剔除变量的显著性水平为 0.1。从  $ET_0$  与气象因子相关性来看, $ET_0$  增加(减小)主要是与  $ET_0$  呈正相关要素的增加(减小)和呈负相关要素的减小(增加)引起的。表 4 是第二松花江流域不同地貌类型年、季  $ET_0$  与气象因子的偏相关系数。年尺度上,平原区  $ET_0$  与最高气温、日照时数、风速显著正相关( $p<0.05$ ),与相对湿度显著负相关( $p<0.05$ ),与日照时数相关性最大,最高气温次之。日照时数显著下降对平原区  $ET_0$  变化趋势的负效应被最高气温显著上升所带来的正效应所抵消,因此平原区  $ET_0$  呈微弱下降趋势。季节尺度上,四季  $ET_0$  均与相对湿度显著负相关( $p<0.05$ ),春季平原区  $ET_0$  与风速和最高气温显著正相关( $p<0.05$ ),风

速相关性最大,且每 10 a 以 0.29 m/s 速率显著下降。因此,风速显著下降给  $ET_0$  带来的负效应克服最高气温显著上升所带来的正效应使春季  $ET_0$  呈微弱下降趋势。夏季  $ET_0$  与最高气温、日照时数、风速显著正相关( $p<0.05$ ),最高气温相关系数最大,但夏季日照时数变化小且不显著,因此夏季  $ET_0$  变化归因与春季相似。秋季  $ET_0$  与最高气温和风速显著正相关( $p<0.05$ ),且风速以每 10 a 约 0.27 m/s 速率显著下降,因此秋季  $ET_0$  显著下降。冬季  $ET_0$  与最高气温和风速显著正相关( $p<0.05$ ),最高气温和相对湿度变化较小且不显著,所以风速是影响冬季  $ET_0$  变化的主要因素,但其相关性较小,因此冬季  $ET_0$  呈微弱下降趋势。

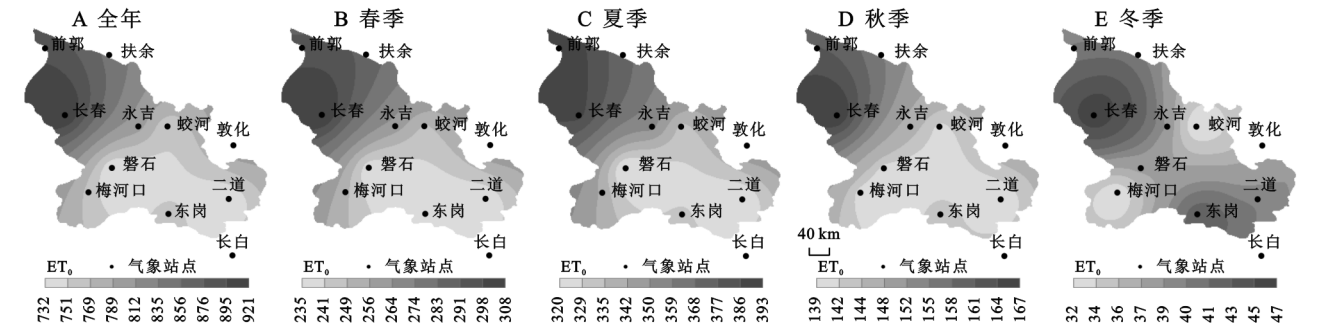


图 2 1978—2018 年第二松花江流域全年及四季  $ET_0$  空间分布

表 2 第二松花江流域平原区气象因子年、季节变化率

季节	平均气温	最高气温	最低气温	相对湿度	日照时数	风速
春季	0.41***	0.37**	0.39***	−0.16	−0.14***	−0.29***
夏季	0.28***	0.30***	0.24***	−0.73**	−0.03	−0.20***
秋季	0.27**	0.28**	0.23**	0.25	−0.20***	−0.27***
冬季	0.14	0.10	0.15	−0.40	−0.16***	−0.21***
年均	0.24***	0.27***	0.27***	−0.25	−0.13***	−0.26***

注: \*, \*\* 和 \*\*\* 分别表示通过  $\alpha=0.1$ ,  $\alpha=0.05$  和  $\alpha=0.01$  显著性检验。

表 3 第二松花江流域山区气象因子年、季节变化率

季节	平均气温	最高气温	最低气温	相对湿度	日照时数	风速
春季	0.47***	0.43**	0.54***	−0.68**	−0.07*	−0.21***
夏季	0.40***	0.42***	0.36***	−1.04***	−0.003	−0.09***
秋季	0.44***	0.37***	0.50***	−0.17	−0.07	−0.16***
冬季	0.27	0.20	0.31*	−1.18***	−0.06*	−0.12***
年均	0.41***	0.38***	0.44***	−0.86***	−0.04*	−0.14***

注: \*, \*\* 和 \*\*\* 分别表示通过  $\alpha=0.1$ ,  $\alpha=0.05$  和  $\alpha=0.01$  显著性检验。

山区年  $ET_0$  与最高气温、日照时数显著正相关( $p<0.05$ ),与相对湿度显著负相关( $p<0.05$ ),相对湿度偏相关系数最大,且以每 10 a 0.86% 的速率显著下降,所以,相对湿度的显著减小是山区  $ET_0$  显著上升的主要原因。季尺度上,山区四季  $ET_0$  均与相对湿度显著负相关( $p<0.05$ ),春季  $ET_0$  与最高气温、日照时数、风速显著正相关( $p<0.05$ ),最高气温相关性最大,相对

湿度次之,尽管风速相关性较低,但 10 a 风速自身下降速率很快(0.21 m/s,  $p<0.01$ )。因此,最高气温上升和相对湿度下降给春季  $ET_0$  变化带来的正效应被风速和日照时数显著下降带来的负效应相抵消,最终使春季  $ET_0$  呈微弱的上升趋势。夏季  $ET_0$  与最高气温、最低气温、日照时数、风速显著正相关,尽管日照时数相关性最大,但其变化速率小且不显著,所以,夏季  $ET_0$

变化归因与年尺度相似。秋季  $ET_0$  与最高气温、风速显著正相关( $p<0.05$ ),相对湿度相关性最高,但其变化小且不显著,因此秋季  $ET_0$  呈微弱的上升趋势。冬季  $ET_0$  与平均气温、最高气温、风速呈正相关,冬季气温呈微弱上升趋势,因此,冬季  $ET_0$  显著上升的

主要原因是相对湿度显著下降。  
综上所述,日照时数和风速是影响平原区  $ET_0$  变化的主要因素,相对湿度显著降低是山区  $ET_0$  变化明显的主要原因; $ET_0$  变化是各气象因子共同作用的结果,而且气象因子对  $ET_0$  的影响因季节和地貌类型而异。

表 4 第二松花流域不同地貌类型年、季  $ET_0$  和气象因子的偏相关系数

低于	$ET_0$	平均气温	最高气温	最低气温	相对湿度	日照时数	风速
平原区	春季	—	0.809**	—	−0.779**	—	0.834**
	夏季	—	0.935**	—	−0.863**	0.913**	0.898**
	秋季	—	0.694**	—	−0.739**	—	0.763**
	冬季	—	0.952**	—	−0.896**	—	0.771**
	年均	—	0.549**	—	−0.539**	0.573**	0.478**
	春季	—	0.881**	—	−0.848**	0.565**	0.641**
山区	夏季	—	0.720**	0.379*	−0.897**	0.939**	0.665**
	秋季	—	0.692**	—	−0.807**	—	0.445**
	冬季	0.271	0.393*	—	−0.914**	—	0.741**
	年均	—	0.697**	—	−0.813**	0.717**	—

注: \*, \*\* 和 \*\*\* 分别表示通过  $\alpha=0.1$ ,  $\alpha=0.05$  和  $\alpha=0.01$  显著性检验,“—”表示移除的变量。

3 讨论

1978—2018 年第二松花江流域平原区  $ET_0$  多年平均值为 825.9 mm,呈微弱的下降趋势,变化速率为 6.99 mm/10 a。刘珏等<sup>[32]</sup>研究表明,吉林省平原地区  $ET_0$  变化趋势不显著,多年平均值为 898.2 mm,与之相比,第二松花江流域平原区多年平均  $ET_0$  明显低于吉林省平原地区,这可能与估算  $ET_0$  所选站点的不同有关。研究表明,中国区域  $ET_0$  以 6.84 mm/10 a 的速率显著减小<sup>[33]</sup>,可见平原区  $ET_0$  变化速率非常接近全国平均水平。然而,邱美娟等<sup>[34]</sup>研究表明,吉林省  $ET_0$  以 9.3 mm/10 a 速率显著下降,本研究的平原区  $ET_0$  变化低于该结果,这可能是估算  $ET_0$  的研究时段和所选区域不同引起的。东南山区位于延边朝鲜族自治州,临近日本海,气候湿润,雨量充沛,根据 Budyko 假设<sup>[35]</sup>,降水和潜在蒸散发呈负相关关系,故山区  $ET_0$  相对较小,多年平均值(738.8 mm)远低于全国平均值(941.5 mm)。有研究表明<sup>[34,36-37]</sup>,吉林省中西部平原区  $ET_0$  呈减小趋势,东部山区呈增加趋势,年  $ET_0$  总体表现为西北高,东南低,呈由西北向东南逐级递减的空间分布,这与本研究结果一致。  
近 41 a,第二松花江流域气温显著上升,上升幅度较大,平原区年平均气温每 10 a 增长 0.24℃,山区气温变化大于平原区,每 10 a 增长 0.41℃,高于东北三省年平均气温增长速率 0.38℃/10 a<sup>[36]</sup>。然而平原

区  $ET_0$  呈下降趋势,存在“蒸发悖论”现象,因此气温变化可能不是影响  $ET_0$  变化的主要因子,相对湿度、日照时数、风速等因子的影响更为重要。大量研究发现<sup>[20,38-39]</sup>,造成“蒸发悖论”的主要原因有:云量和气溶胶等大气污染物增加引起的辐射量下降;空气湿度增加,水汽压差的减小;夏季季风减弱,地面风速下降,这进一步佐证了第二松花江流域  $ET_0$  变化的主要原因为日照时数、风速、相对湿度的显著下降。而平原区和山区  $ET_0$  变化趋势相反,可能是由于相对湿度在平原区和山区变化显著性不同,这符合松花江流域  $ET_0$  与相对湿度关系紧密的研究结论<sup>[3]</sup>。另外本文就气象因子对  $ET_0$  的影响进行初步探究,并未定量分析,其他气象要素以及大气污染、土地利用、人为因素等对  $ET_0$  的影响需进一步研究。

4 结论

第二松花江流域 1978—2018 年  $ET_0$  总体上呈现由西北向东南逐渐减少的空间分布特点,平原区  $ET_0$  高于山区。两个地貌类型相比:平原区  $ET_0$  呈微弱下降趋势,山区  $ET_0$  显著上升,其内在因素可能是平原区相对湿度下降不显著而山区却达到显著水平。夏春两季  $ET_0$  对全年的  $ET_0$  贡献最大,其次为秋季,冬季最小。  
流域平原区和山区气温(平均、最高、最低)均显著上升,日照时数、风速和相对湿度呈下降趋势。研

究区年和四季  $ET_0$ 。与相对湿度显著负相关,与最高气温、日照时数、风速显著正相关。日照时数和风速是影响平原区  $ET_0$  变化的主要因素,相对湿度显著降低是山区  $ET_0$  变化明显的主要原因;各气象因子共同作用引起  $ET_0$  变化,且气象因子对  $ET_0$  的影响因季节和地貌类型而异。

#### 参考文献:

- [1] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56[R]. Rome:FAO, 1998.
- [2] 孙婉馨,张黎,任小丽,等.1998—2017 年中国典型森林生态系统潜在蒸散的变化趋势及成因[J].资源科学, 2020,42(5):920-932.
- [3] 高歌,陈德亮,任国玉,等.1956—2000 年中国潜在蒸散量变化趋势[J].地理研究,2006,25(3):378-387.
- [4] 谢贤群,王菱.中国北方近 50 年潜在蒸发的变化[J].自然资源学报,2007,22(5):683-691.
- [5] 王焕,梅再美.贵州省地表蒸散发时空变化及其与气候因子的关系[J].水土保持研究,2020,27(5):221-229.
- [6] 姜宇,杜崇,孙海宁,等.气候变化条件下黑龙江省作物生长季潜在蒸散发量时空变化特征及其敏感性分析[J].水电能源科学,2018,36(5):6-9.
- [7] Gao X, Peng S, Wang W, et al. Spatial and temporal distribution characteristics of reference evapotranspiration trends in Karst area;a case study in Guizhou Province, China[J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 2016,128(5):677-688.
- [8] 曹永强,刘明阳,李元菲,等.不同潜在蒸散发估算方法在辽宁省的适用性分析[J].资源科学,2019,41(10):1780-1790.
- [9] Guan X, Zhang J, Yang Q, et al. Changing characteristics and attribution analysis of potential evapotranspiration in the Huang-Huai-Hai River Basin, China[J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 2021,133(1):97-108.
- [10] 唐晓培,宋妮,陈智芳,等.未来主要气候情景下黄淮海地区参考作物蒸散量时空分布[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2016,32(14):168-176.
- [11] 刘小莽,郑红星,刘昌明,等.海河流域潜在蒸散发的气候敏感性分析[J].资源科学,2009,31(9):1470-1476.
- [12] Xu Y, Xu Y P, Wang Y F, et al. Spatial and temporal trends of reference crop evapotranspiration and its influential variables in Yangtze River Delta, eastern China[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2016, 130(3):945-958.
- [13] Gong L B, Xu C Y, Chen D L, et al. Singh. Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment[J]. Journal of Hydrology, 2006,327(1):81-93.
- [14] Tao X E, Chen H, Xu C Y, et al. Analysis and prediction of reference evapotranspiration with climate change in Xiangjiang River Basin, China[J]. Water Science and Engineering, 2015,8(4):273-281.
- [15] Du C, Yu J, Wang P, et al. Reference evapotranspiration changes:Sensitivities to and contributions of meteorological factors in the Heihe River Basin of North-western China(1961—2014)[J]. Advances in Meteorology, 2016.
- [16] 左德鹏,徐宗学,程磊,等.渭河流域潜在蒸散量时空变化及其突变特征[J].资源科学,2011,33(5):975-982.
- [17] 郭小娇,龚晓萍,石建省,等.典型岩溶区潜在蒸散发变化及其影响因素[J].地质学报,2019,93(12):3269-3281.
- [18] 叶红,张廷斌,易桂花,等.2000—2014 年黄河源区  $ET$  时空特征及其与气候因子关系[J].地理学报,2018,73(11):2117-2134.
- [19] Zhang Y, Liu C, Tang Y, et al. Trends in pan evaporation and reference and actual evapotranspiration across the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2007,112, D12110, doi:10.1029/2006 JD008161,2007.
- [20] 丛振涛,倪广恒,杨大文,等.“蒸发悖论”在中国的规律分析[J].水科学进展,2008,19(2):147-152.
- [21] 岳元,王艳萍,王琪,等.“蒸发悖论”现象在吉林省地区的表现[J].干旱地区农业研究,2015,33(5):225-231.
- [22] Burn D H, Hesch N M. Trends in evaporation for the Canadian Prairies[J]. Journal of Hydrology, 2007,336(1):61-73.
- [23] Patle G T, Sengdo D, Tapak M. Trends in major climatic parameters and sensitivity of evapotranspiration to climatic parameters in the eastern Himalayan region of Sikkim, India[J]. Journal of Water and Climate Change, 2020,11(2):491-502.
- [24] Irmak S, Kabenge I, Skaggs K E, et al. Trend and magnitude of changes in climate variables and reference evapotranspiration over 116-yr period in the Platte River Basin, central Nebraska-USA[J]. Journal of Hydrology, 2012,420:228-244.
- [25] Roderick M L, Farquhar G D. Changes in New Zealand pan evaporation since the 1970s[J]. International Journal of Climatology, 2005,25(15):2031-2039.