

中国大陆地区基于太阳辐射经验值 计算 ET_0 的适用性研究

夏兴生^{1,3}, 朱秀芳^{2,3}, 潘耀忠^{1,3}, 张锦水^{2,3}

(1. 北京师范大学遥感科学国家重点实验室, 北京 100875;
2. 北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875;
3. 北京师范大学地理科学学部遥感科学与工程研究院, 北京 100875)

摘 要: 太阳辐射是利用 FAO 推荐的 Penman-Monteith (PM) 公式计算参考作物需水量 (ET_0) 的必要参数。为了探究 PM 公式在辐射数据缺失的条件下, 利用 FAO 推荐的公式及参数获得太阳辐射值 (R_{sc}) 替代观测值 (R_{so}) 在中国大陆地区的适用性, 本研究选用了中国大陆 112 个站点至少 15 a 的多年月平均观测数据, 通过逐点计算分析了 R_{sc} 和 R_{so} 的时空差异及二者分别输入 PM 公式获得的参考作物需水量 ET_{0c} 和 ET_{0o} 的时空差异。结果表明, R_{sc} 与 R_{so} 存在显著的时空差异性, 二者相对差值范围为 $-2.86 \sim 4.41 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 且在 4—8 月份差异较大; 大致以“胡焕庸线”为界, 线西北区域 R_{sc} 与 R_{so} 的时空差异相对较小, 且稳定, 线东南区域的时空差异较大, 且不稳定。但是, 基于二者计算的 ET_{0c} 和 ET_{0o} 时空差异却不显著, 平均只有 $0.06 \sim 0.26 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的误差; “胡焕庸线”西北地区的 ET_{0c} 和 ET_{0o} 绝对差值常年稳定在 $0.00 \sim 0.25 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, “胡焕庸线”线东南地区则随季节而变化, 夏季差异相对较大。在实际的应用中, 西北地区全年和北方地区春、秋、冬三季以及长江、珠江流域所覆盖的南方地区在 1、2、10、11、12 月使用 R_{sc} 替代 R_{so} 获得 ET_0 具有较好的适用性, 北方地区的夏季、南方地区的 3—9 月份使用 R_{sc} 计算 ET_0 则必须研究相应的方法对结果进行矫正, 否则会有误差, 且偏大。

关键词: Penman-Monteith 公式; 太阳辐射; 参考作物需水量; 差异性分析; 中国
中图分类号: S161.4 **文献标志码:** A

Applicability of the empirical value of solar radiation in estimation of ET_0 in Mainland China

XIA Xingsheng^{1,3}, ZHU Xiufang^{2,3}, PAN Yaozhong^{1,3}, ZHANG Jinshui^{2,3}

(1. State Key Laboratory of Remote Sensing Science, Jointly Sponsored by Beijing Normal University and Institute of Remote Sensing and Digital Earth of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100875, China;
2. State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;
3. Institute of Remote Sensing Science and Engineering, Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)

Abstract: Radiation parameters are essential for calculating reference crop evapotranspiration (ET_0) by using Penman-Monteith (PM) formula recommended by FAO. To explore the applicability of using the FAO recommended formula for radiation parameter (R_{sc}) instead of observations (R_{so}) in PM formula under the condition of lacking radiation parameters, this study used multi-year monthly average observation data of 112 stations, that each station has at least 15 years of data. The spatiotemporal difference between R_{sc} and R_{so} , and ET_{0c} and ET_{0o} which obtained by PM formula input of R_{sc} and R_{so} , respectively, by point-by-point was analyzed. The results showed that R_{sc} and R_{so} had significant spatial-temporal differences, and the relative difference between them ranged from -2.86 to $4.41 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, which were larger from April to August. Taking Hu Huanyong Line as

收稿日期:2019-01-16 修回日期:2019-10-08
基金项目:国家高分辨率对地观测系统(民用部分)重大专项;“十三五”国家重点研发专项(2018YFC1504603);中国人民财产保险股份有限公司灾害研究基金(2017D24-03)
作者简介:夏兴生(1989-),男,甘肃庆阳人,博士生,主要从事作物需水量遥感估算研究。E-mail: xiayuan1104@163.com
通信作者:朱秀芳(1982-),女,浙江天台人,博士,副教授,主要从事农业和灾害遥感研究。E-mail: zhuxiufang@bnu.edu.cn

the boundary, the spatial-temporal difference in the northwest region of the line was relatively small and stable, while the spatial-temporal difference in the southeast region of the line was relatively large and unstable. However, the spatial-temporal difference of the ET_{0_c} and ET_{0_o} calculated by R_{s_c} and R_{s_o} , respectively, was not significant, only $0.06\sim0.26\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$. The absolute difference value between ET_{0_c} and ET_{0_o} was stable in $0\sim0.25\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ in northwest of Hu Huanyong Line. The difference in southeast region of the line changed with the season, and the difference in summer was relatively large. In actual application, using R_{s_c} instead of R_{s_o} to obtain ET_0 had a good applicability in the northwest region within a year and also the north region in spring, autumn, winter and the Yangtze river-Pearl river basin (the southern region) in months, Jan., Feb., Oct., Nov. and Dec. If R_{s_c} was used to calculate ET_0 in summer of the north region and from March to September of the south region, corresponding methods must be studied to correct the results. Otherwise, there will be relatively large errors.

Keywords: Penman – Monteith formula; solar radiation; reference crop evapotranspiration; difference analysis; China

参考作物需水量,也称参考作物腾发量(reference crop evapotranspiration,简称 ET_0)是现代农业水文研究中的重要参数,对计算作物需水量、设计灌溉工程、实施节水农业生产具有重要的意义。1998 年联合国粮食及农业组织发布了《作物需水量计算指南》(联合国粮食及农业组织灌溉和排水第 56 号文件,简称 FAO 56)^[1],推荐 Penman-Monteith (PM) 公式为利用地面气候观测数据计算 ET_0 的标准方法。此后该方法得到了广泛应用^[2-7]。但是,基于 PM 公式计算 ET_0 需要辐射、气温、气压、空气湿度和风速等气候(气象)要素数据,在实践中小区域的短期研究能通过实验观测获得这些参数^[8-9],而大尺度、高精度要求的应用中,由于气象观测站点的建设、配置条件等问题,往往无法获得完备的观测数据。

针对上述问题,FAO 56^[1] 方案指出除温度为必需的观测要素外,其他要素可以采用其推荐的理论或经验模型计算得到。许多学者对此也表示认可并应用于实际的研究中^[10],但是,早在 20 世纪 70 年代就有学者研究指出,不同的气候要素对 ET_0 的计算有不同的影响^[11-12]。Saxton^[13] 对蒸散发估算的敏感性因子分析指出,蒸散发对净辐射的变化最为敏感,其次为水汽压。Estevez 等^[14] 在南西班牙基于气象观测数据、利用美国土木工程师学会(ASCE)简化后的标准化参考作物需水量公式 ASCE-PM 进行 ET_0 对气候变量日估计值的敏感性分析表明,温度、太阳辐射和风速数据的正误差会导致 ET_0 高估,而相对湿度的正误差会导致 ET_0 低估,且 ET_0 对相同气候变量的敏感性在不同地点之间存在显著差异。Nandagiri 和 Koveer^[15] 利用印度卡纳塔克邦潮湿热带地区一个测站的历史气候数据研究表明,不同算法得到的气候参数输入 PM 公式会得到不同的 ET_0 ,如果要用 PM 公式取得一致

的结果,特别是在水汽压和净辐射数据缺失的条件下,就必须严格遵守 FAO 56 建议的程序;之后, Koveer 等^[16] 基于印度 4 个气候站的数据采用蒙特卡罗模拟分析了气候变量对 PM 公式的敏感性,结果表明净辐射对湿润气候站的 ET_0 计算至关重要,而风速是所有站的主导输入变量。Ali 等^[17] 对孟加拉国的 PM 公式敏感分析表明,PM 公式对气候要素变化的灵敏度顺序依次为最高温度、相对湿度、日照时间、风速、最低温度。Koudahe 等^[18] 基于科特迪瓦湿润和半湿润条件下 8 个气象站点的研究表明,风速、最高温度和太阳辐射对 PM 公式的影响较大。Sharifi 和 Dinpashoh^[19] 基于 PM 公式利用伊朗 8 个气象站点的观测数据研究表明,在年内时间尺度上,其中有 6 个台站 PM 公式对平均温度最敏感。在中国大陆, Gong 等^[20] 在长江流域基于 PM 公式计算 ET_0 对关键气候因子的敏感性分析表明,相对湿度是最敏感的变量,其次是短波辐射、气温和风速; Liang 等^[21] 利用月平均和年平均数据在东北洮儿河流域分析了 ET_0 对 4 个气候变量扰动的响应研究表明,相对湿度是洮儿河流域最敏感的变量,其次是日照时数、风速和气温。由此可知,无论是干旱区域、湿润地区,还是较寒冷的地区,只有准确的气象(气候)观测数据输入 PM 公式计算的结果才能真实反映研究区的 ET_0 。在没有气象(气候)要素观测值的条件下,采用 FAO 56 建议的方案计算各要素的值输入 PM 公式获得的 ET_0 可能存在一定误差,而且相同气候变量在不同区域对 ET_0 的影响程度大小也不一样。

在中国,现有国家级气象观测站点超过 2 400 个,因各站点的建设条件和承担观测任务的侧重点差异,并不是所有站点的观测要素都能满足 PM 公式的计算要求,辐射观测数据普遍缺失。因此,在

中国大范围计算 ET_0 的应用中,需要借助 FAO 56 推荐的 Ångström-Prescott 公式及其参数计算太阳辐射 (R_s),进而得到计算 PM 公式所需的参考作物表面净辐射 (R_n) 值。那么,在中国大陆地区基于 Ångström-Prescott 公式及其参数计算的太阳辐射 (R_{s_c}) 和实际观测的太阳辐射 (R_{s_o}) 的差异有多大? 差异是否显著? 基于估算的太阳辐射计算的 ET_0 与基于实际观测的太阳辐射计算的 ET_0 的差异又有多大? 差异是否显著? 这些均是值得讨论的问题,但目前尚未见有在全国尺度的研究。为此,本研究以月为基本时间尺度,探讨了中国区域基于 FAO 56 推荐的 Ångström-Prescott 公式及其参数计算的辐射数据与多年的平均辐射观测数据的时空差异及二者分别输入 PM 公式获得的 ET_0 的时空差异,为寻得更稳定合理的标准参考作物需水量计算方案提供参考。

1 Penman-Monteith 公式

PM 公式(式 1)是 Penman 提出, Monteith 改进后的符合气候学和空气动力学机理的 ET_0 计算方法,其参数的具体计算方法如下:

$$ET_{0-PM} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{mean} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \tag{1}$$

式中, ET_{0-PM} 为 PM 方程计算的参考作物需水量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$); R_n 参考作物表面接收到的净太阳辐射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); G 为土壤热通量 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); T_{mean} 为 2 m 高处日平均气温 ($^{\circ}\text{C}$); u_2 为 2 m 高处风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); e_s 为饱和水汽压 (kPa); e_a 为实际水汽压 (kPa); $e_s - e_a$ 为饱和水汽压差 (kPa); Δ 为饱和水汽压曲线的斜率 ($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$); γ 为湿度计常数 ($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$)。

(1) 2 m 高处日平均气温 (T_{mean})

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \tag{2}$$

式中, T_{mean} 、 T_{min} 、 T_{max} 为计算时间区间的平均温度、平均最小温度、平均最大温度。

(2) 湿度计常数 (γ)

$$\gamma = \frac{C_p P}{\epsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \tag{3}$$

式中, γ 为湿度计常数 ($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$); P 为大气压 (kPa); λ 为汽化潜热,其值为 $2.45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$; C_p 为常压下的比热, $1.013 \times 10^{-3} \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$; ϵ 为水

蒸汽分子量与干燥空气分子量的比,其值为 0.662。

(3) 饱和水汽压 (e_s)

$$e^o(T) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27T}{T + 237.3} \right] \tag{4}$$

$$e_s = \frac{e^o(T_{max}) + e^o(T_{min})}{2} \tag{5}$$

式中, $e^o(T)$ 为空气温度 T 时的水汽压 (kPa); T 为大气温度 ($^{\circ}\text{C}$); e_s 为计算时段的平均饱和水汽压,这里以日为区间。

(4) 饱和水汽压曲线的倾率 (Δ)

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp \left(\frac{17.27T}{T + 237.3} \right) \right]}{(T + 237.3)^2} \tag{6}$$

式中, Δ 为气温 T 下的饱和水汽压曲线斜率 ($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$); T 为气温,在 PM 公式中,因 Δ 同时出现在分子和分母中,饱和水汽压曲线斜率用平均气温计算,即 $T = T_{mean}$ 。

(5) 地表热通量 (G)

$$G_{month,i} = 0.07(T_{month,i+1} - T_{month,i-1}) \tag{7}$$

式中, $G_{month,i}$ 为第 i 月的土壤热通量; $T_{month,i-1}$ 为 $i-1$ 月的大气平均温度 ($^{\circ}\text{C}$); $T_{month,i+1}$ 为 $i+1$ 月的大气平均温度 ($^{\circ}\text{C}$)。

(6) 参考作物表面接收到的净辐射 (R_n)

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \tag{8}$$

$$R_{ns} = (1 - a) R_s \tag{9}$$

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,k}^4 + T_{min,k}^4}{4} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left[1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right] \tag{10}$$

式中, R_{ns} 为净太阳短波辐射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); a 为发射率或冠层发射系数,以假想的草为参考作物时,取 0.23; R_{nl} 为净输出长波辐射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); σ 为 Stefan - Boltzmann 常数,取值为 $4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$; $T_{max,k}$ 为 24 h 内最高绝对温度值 ($\text{K} = \text{摄氏温度值} + 273.6$); $T_{min,k}$ 为 24 h 内最低绝对温度值 ($\text{K} = \text{摄氏温度值} + 273.6$); e_a 为实际水汽压 (kPa); R_s 为到达地表的太阳短波辐射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); R_{so} 为晴空条件下到达地表的太阳短波辐射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$),也称晴空太阳辐射; R_s/R_{so} 为相对短波辐射值,其值小于等于 1.0。

式(9)和(10)中,当不能测得 R_s 数据时,FAO 56 建议通过 Ångström - Prescott 经验公式计算而来。Ångström - Prescott 公式是 1922 由 Ångström 提出的 R_s 计算方法^[22-23],具体如下:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N}\right) R_a \tag{11}$$

$$R_{so} = (a_s + b_s) R_a \tag{12}$$

式中, R_s 为太阳短波辐射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); n 为实际日照持续时间; N 为最大可能的日照持续时间或日照时数 (h); n/N 为相对日照持续时间, 也称日照百分率或日照百分比; R_a 为天顶辐射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), 由 FAO 56 推荐的以日为时间间隔的天顶辐射计算程序计算而来。 a_s 为回归常数, 表示在阴天条件下 R_a 到达地面的比例 (即 $n = 0$); $a_s + b_s$ 为晴天条件下 R_a 到达地面的比例 (即 $n = N$), 此时太阳辐射即成为晴空太阳辐射 R_{so} ; 在没有实测太阳辐射资料可以利用且没有进行 a_s 和 b_s 参数的校正时, FAO 56 建议取 $a_s = 0.25, b_s = 0.50$ 。 本研究的 R_{s_c} 就是基于这一公式和参数计算而来。

当仅能够测得 R_s 数据, 而没有修正的 a_s, b_s 值时, FAO 56 建议由下式计算 R_{so} :

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} Z) R_a \tag{13}$$

式中, Z 为测站的海拔高度 (m)。 本研究中, 以观测的 R_s 数据计算 ET_0 时, R_{so} 就基于这一公式计算而来, 且因为 $2 \times 10^{-5} Z$ 的取值较小, 在计算中忽略了该值。

2 数据及技术路线

根据 PM 公式的输入参数, 通过对比中国气象数据网 (<http://data.cma.cn/>) 发布的一系列数据集, 选择中国地面气候资料月值数据集和中国辐射月值数据集中的平均气压、平均最低气温、日照百分率、平均最高气温、平均风速、平均水汽压、月总

太阳辐射及站点经纬度 8 个要素的 1957—2016 年所有有效观测数据。 其中, 中国辐射月值数据集包含 130 个站点, 中国地面气候资料月值数据集包含 756 个站点。

数据处理方面: 首先, 通过站点编号进行两个数据集的关联, 获得两套数据的交集站点及对应数据, 根据元数据说明剔除无效数据及对应站点, 同时将月总太阳辐射数据转化为逐月日均太阳辐射 (R_s) 值, 并将风速数据校正为 PM 公式要求的 2 m 高度标准数据; 其次, 通过 FAO 56 建议的以日为时段的天顶辐射计算程序, 求得各站点逐月的日平均天顶辐射值 (R_a), 以 R_a 和 R_s 的理论关系 ($R_a > R_s$) 为规则进行数据质量检查, 并参考 FAO 计算 ET_0 的案例, 确保每个站点至少有累积 15 a 的有效观测数据, 如此之后, 获得的中国大陆区有效数据站点共 112 个; 最后, 比较分析基于 FAO 56 推荐的 Ångström–Prescott 公式及其参数获得的辐射计算数据 (R_{s_c}) 与多年的平均辐射观测数据 (R_{s_o}) 的时空差异及二者分别输入 PM 公式获得的 ET_0 的时空差异。 具体技术流程如图 1 所示。

3 结果与分析

3.1 太阳辐射计算值和观测值的时空差异

图 2 是中国大陆地区 112 个站点的太阳辐射计算值 (R_{s_c}) 和观测值 (R_{s_o}) 的逐月变化。 从图 2 可知, R_{s_c} 和 R_{s_o} 随时间的变化无论是在数据范围上还是趋势规律上均表现一致, 且符合北半球典型季风气候条件下地面可获得的太阳辐射量值变化规律。 在具体数值上, R_{s_o} 在全国范围内的逐月变化幅度明

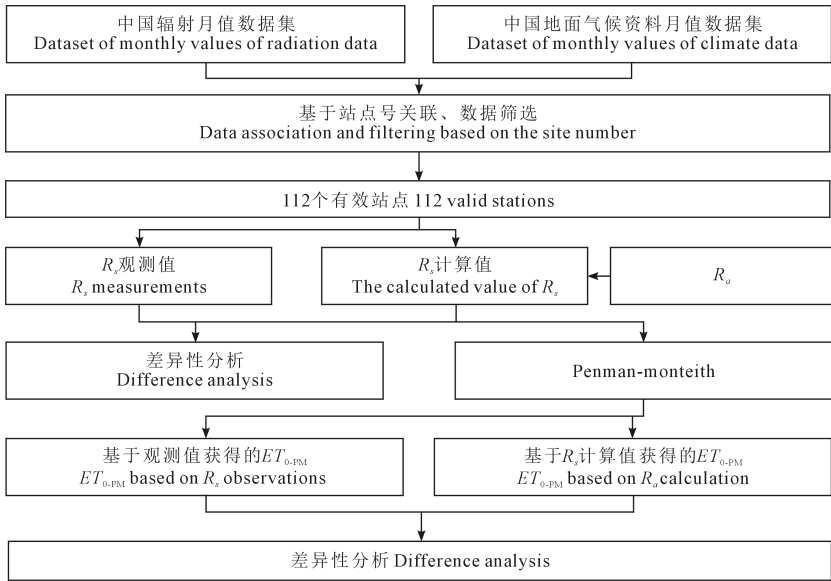


图 1 技术流程
Fig.1 Technical flowchart

显大于 $R_{s,c}$, 但二者的中位数却是 $R_{s,c}$ 整体大于 $R_{s,o}$, 且在 4—8 月份二者的差异较大, 其他月份则较小, 说明在春、夏季因为多云雨的气候条件, 大气对到达地面的太阳辐射的削弱作用较为明显, 而 $R_{s,c}$ 的计算过程可能未能体现这一点。总的来说, 在中国, 基于 FAO 56 建议的 Ångström–Prescott 公式及参数计算的 $R_{s,c}$ 偏大于实际观测值, 平均偏大 $0.68 \sim 1.43 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 直接用其替代 $R_{s,o}$ 计算参考作物需水量可能会引起误差, 且春季和夏季的误差较大。

图 3 是中国大陆区 112 个站点 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 逐月关系图。从图可知, 二者虽然存在明显的线性相关性, 但是相关性不稳定, 比如, 5、6 月份 R^2 均超过 0.9,

而 7、8、9 月 R^2 不足 0.8, 8 月份的甚至不足 0.7, 3 月份的回归系数超过 1.4, 偏差最大, 12 月份的回归系数为 1.05, 偏差最小, 进一步说明了季节的变化会引起到达地表的 R_s 变化, 而基于 FAO 56 建议的 Ångström–Prescott 公式 a_s 、 b_s 参数却是一个恒定值, 无法体现季节变化导致大气对 R_a 的削弱影响, 且在多云雨的气候区域, 日照百分率和到达地表的 R_s 可能并不存在显著的线性关系。因此, 直接使用 $R_{s,c}$ 替代 $R_{s,o}$ 计算 ET_0 也可能引起其误差在时间上的不稳定。

为了进一步说明 $R_{s,c}$ 与 $R_{s,o}$ 之间的差异性, 本研究基于统计学的方法对二者进行了独立样本 t 检验, 结果(表 1)表明, 逐月的方差方程 Levene 检验二者的显著性概率 P 值, 除了 11 月和 12 月外, 其他月份均小于 0.05, 而 t 检验的显著性概率 P 值则均小于 0.05, 说明二者之间存在显著性差异。所以, 从统计分析的角度, 二者不可相互替代使用。

图 4 是 $R_{s,c}$ 与 $R_{s,o}$ 逐月相对差值 ($RD_s = R_{s,c} - R_{s,o}$) 的时空分布。从图 4 可以看出, 青藏高原、川西高原、内蒙古高原 $R_{s,c}$ 常年小于 $R_{s,o}$, 新疆北部、甘肃中西部在冬春季节 $R_{s,c}$ 小于 $R_{s,o}$, 夏秋季节 $R_{s,c}$ 大于 $R_{s,o}$, 其他地区则 $R_{s,c}$ 常年大于 $R_{s,o}$ 。大致以“胡焕庸线”为界的西北地区站点的绝对差值相对较小,

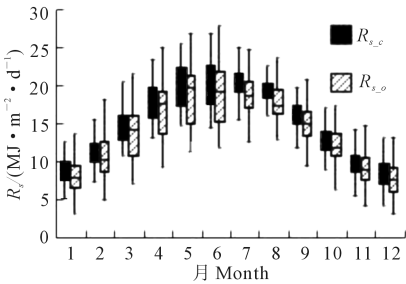


图 2 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 年内变化对比

Fig. 2. Comparison of annual changes of $R_{s,c}$ and $R_{s,o}$

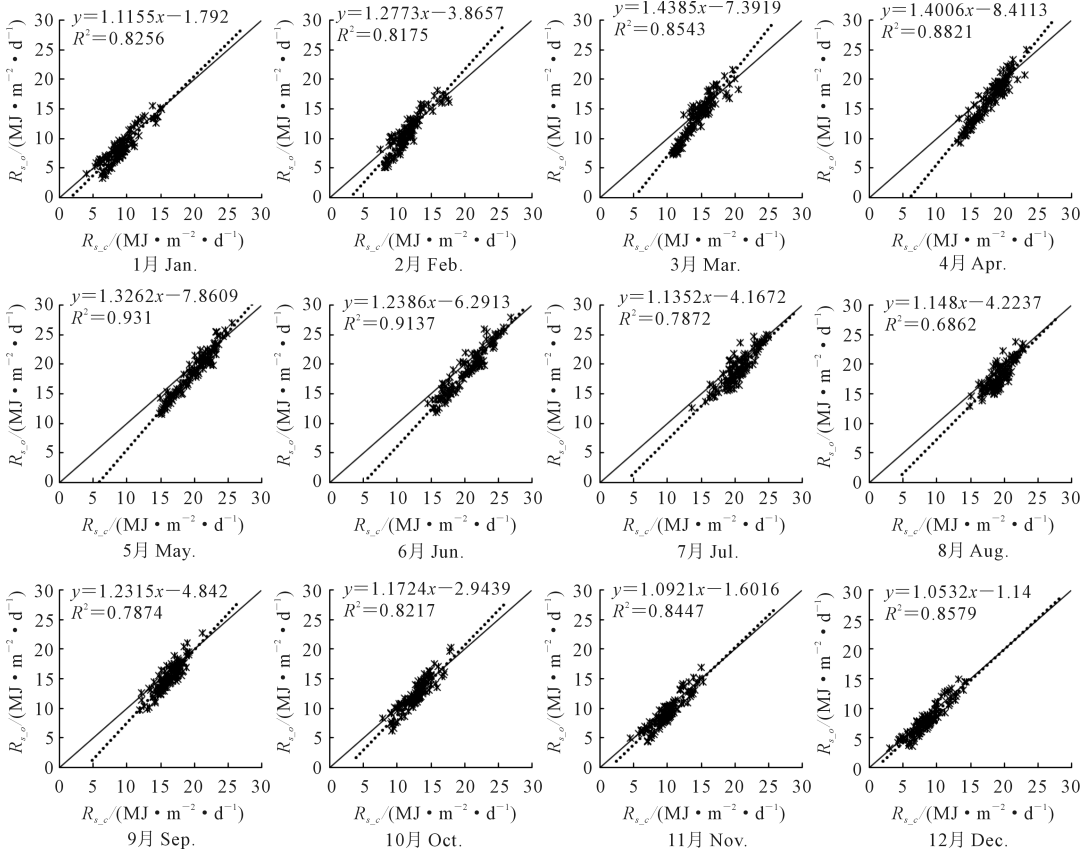


图 3 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 逐月相关关系

Fig.3 Monthly correlation between $R_{s,c}$ and $R_{s,o}$

表 1 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 逐月独立样本 t 检验结果

Table 1 The t test results of monthly independent samples of $R_{s,c}$ and $R_{s,o}$

月份 Month	方差方程的 Levene 检验 Levene test of variance equation				均值方程的 t 检验 t -test of the mean value equation				
	F	Sig. (P)	t	df	Sig. (P)	均值差值 Mean difference	标准误差值 Standard error	差分的 95% 置信区间 95% confidence interval for difference	
								下限 Lower limit	上限 Upper limit
1	4.385	0.037	2.279	213	0.024	0.73748	0.32363	0.09956	1.37539
2	11.349	0.001	2.009	200	0.046	0.69411	0.34558	0.01265	1.37556
3	23.132	0.000	2.541	189	0.012	0.97948	0.38554	0.21898	1.73999
4	18.872	0.000	3.056	194	0.003	1.21833	0.39868	0.43203	2.00464
5	12.841	0.000	2.987	203	0.003	1.33125	0.44569	0.45247	2.21003
6	9.003	0.003	3.029	209	0.003	1.43247	0.47296	0.50007	2.36486
7	8.008	0.005	4.166	210	0.000	1.39029	0.33370	0.73246	2.04812
8	16.086	0.000	5.241	202	0.000	1.36662	0.26075	0.85248	1.88076
9	7.892	0.005	3.883	202	0.000	1.09961	0.28318	0.54124	1.65789
10	5.634	0.018	2.369	209	0.019	0.71828	0.30315	0.12065	1.31591
11	2.946	0.088	2.105	216	0.036	0.68023	0.32318	0.04323	1.31722
12	1.275	0.260	2.091	218	0.038	0.68463	0.32736	0.03944	1.32982

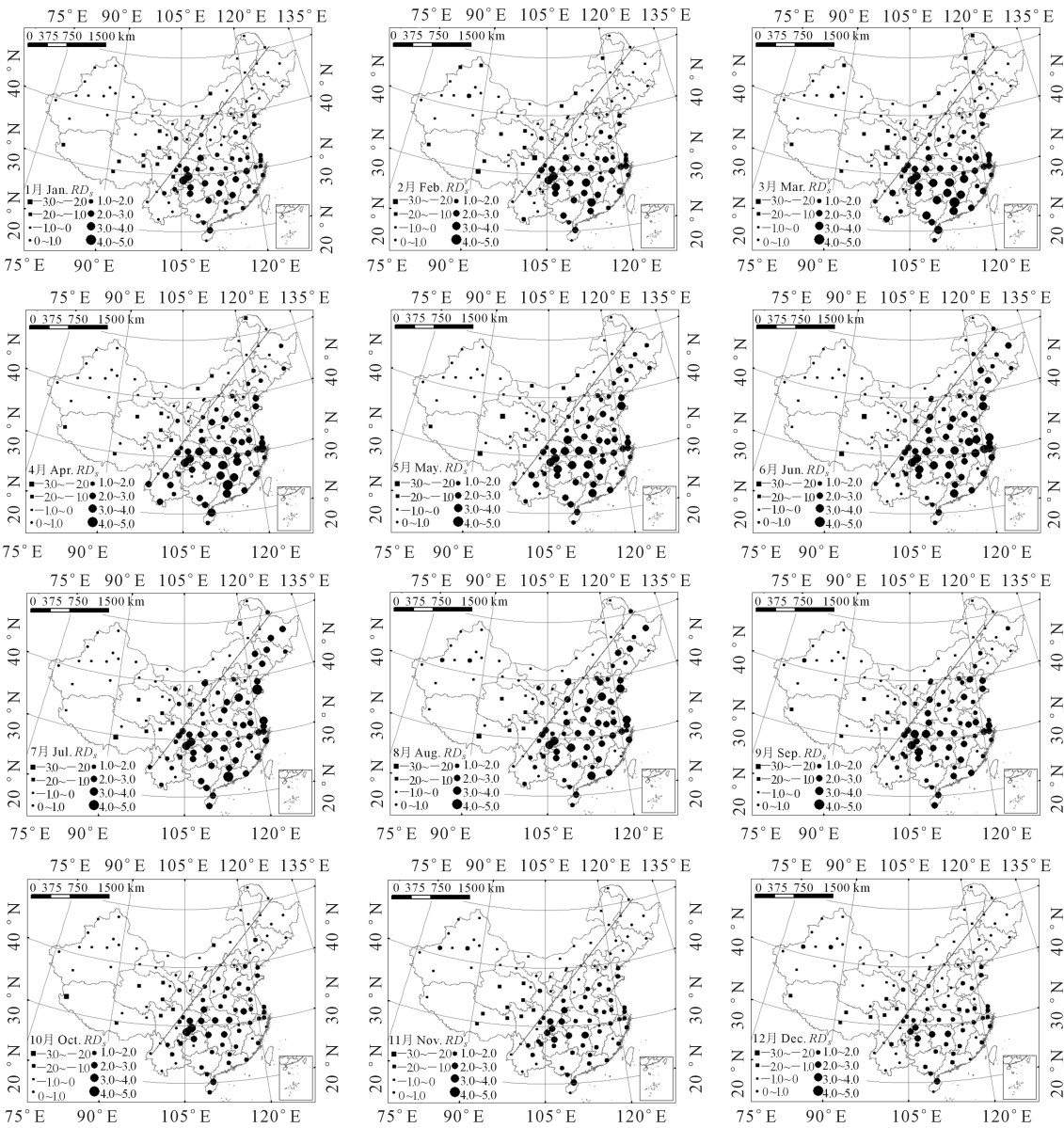


图 4 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 相对差值时空分布

Fig.4 Spatial and temporal distribution of the relative difference between $R_{s,c}$ and $R_{s,o}$

且较为稳定,而以“胡焕庸线”和秦岭—淮河一线相夹的北方地区时空波动较大,年内差值随着季节的变化由南向北表现为先增大后减小,可能是雨热同期的季风气候造成的多年月平均尺度大气层时空分布不均,导致到达地面的太阳辐射也分布不均。南方地区的年内绝对差值整体相对较大,春夏季略微大于秋冬季,与我国南方较低纬度湿润季风气候区常年多云雨的气候条件削弱到达地面的太阳辐射相符合,空间波动也比北方地区小一些。因此,基于时空尺度的 $R_{s,c}$ 与 $R_{s,o}$ 逐月相对差值也说明,二者存在显著且不稳定的差异性,即中国复杂的地理环境对到达地表太阳辐射的影响整体上并无明显的规律可循,计算的 $R_{s,c}$ 与 $R_{s,o}$ 相对差值范围为 $-2.86 \sim 4.41 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,且时空波动较大,单独使用的条件下, $R_{s,c}$ 不能直接代替 $R_{s,o}$ 。

3.2 太阳辐射计算值对 ET_0 的影响

图 5 是中国大陆地区 112 个站点分别基于 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 计算的 $ET_{0,c}$ 和 $ET_{0,o}$ 全区的逐月变化。在整体变化趋势上, $ET_{0,c}$ 和 $ET_{0,o}$ 与 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 一致,且表现更好。对应 $R_{s,c}$ 整体大于 $R_{s,o}$, $ET_{0,c}$ 也整体大于 $ET_{0,o}$,但是由中位数可看出,相比于 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 的相对差异, $ET_{0,c}$ 和 $ET_{0,o}$ 的相对差异相对更小,除夏季

外,其他月份的 $ET_{0,c}$ 和 $ET_{0,o}$ 全区均值几乎重合。在数值上, $ET_{0,c}$ 和 $ET_{0,o}$ 在全区逐月的变化幅度也比 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 的一致性更好。这说明在中国大陆地区以基于 FAO 56 建议的 Ångström–Prescott 公式及参数计算的 $R_{s,c}$ 进一步计算的 ET_0 ,其结果与以 $R_{s,o}$ 计算的 ET_0 会有误差,但整体变化较小,平均只有 $0.06 \sim 0.26 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的误差,在大范围 ET_0 的计算中,可以使用 $R_{s,c}$ 替代 $R_{s,o}$ 。

图 6 是中国大陆区 112 个站点基于 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 计算得到的 $ET_{0,c}$ 和 $ET_{0,o}$ 逐月关系图。相比 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 的相关性, $ET_{0,c}$ 和 $ET_{0,o}$ 的线性相关性更为显著且稳定, R^2 均超过 0.9,有 6 个月的 R^2 甚至超过 0.95,线性回归系数均徘徊在 1.0 左右,最大幅度不超过

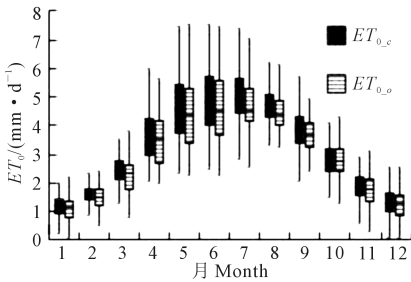


图 5 基于 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 计算的 ET_0 结果对比
Fig.5 Comparison of ET_0 values calculated based on $R_{s,c}$ and $R_{s,o}$, respectively

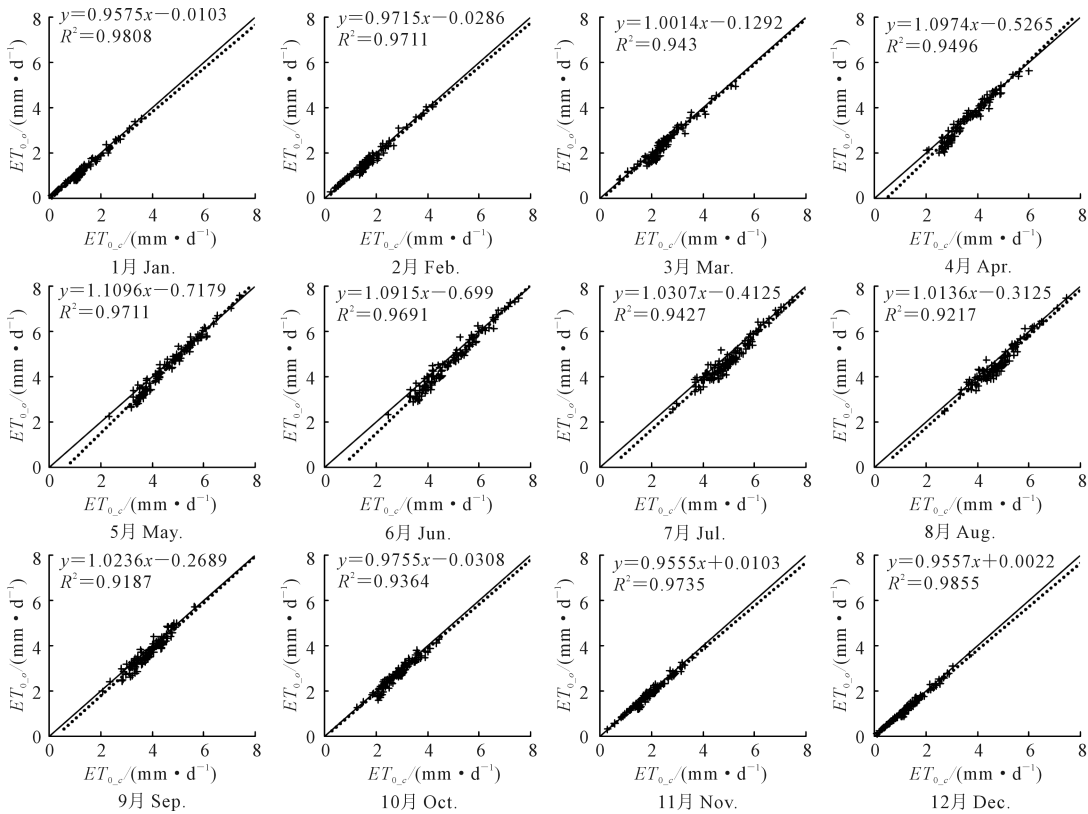


图 6 基于 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 计算的 ET_0 逐月相关关系

Fig.6 Monthly correlation of ET_0 calculated based on $R_{s,c}$ and $R_{s,o}$, respectively

0.1,与 $y=x$ 的斜线吻合度较好。基于统计学的独立样本 t 检验也表明(表 2),逐月的方差方程 Levene 检验 ET_{0_c} 和 ET_{0_o} 的显著性概率 P 值均大于 0.05,两组方差差异并不显著, t 检验除 7、8、9 的 P 值略小于 0.05 外,其他月份的 P 值均大于 0.05,说明在中国大陆地区,除 7、8、9 月份外,基于 R_{s_c} 计算的 ET_{0_c} 与基于 R_{s_o} 计算的 ET_{0_o} 差异性不大。进一步说明在较大尺度的宏观研究中,直接使用 R_{s_c} 替代 R_{s_o} 对计算 ET_0 的结果影响不大,在没有 R_s 观测值的条件下可以直接使用计算值,也验证了 FAO 56 的方案在中国大陆区的适用性。

图 7 是在其他输入参数不变的情况下,由 R_{s_c} 和 R_{s_o} 分别计算的逐月 ET_{0_c} 和 ET_{0_o} 相对差值($RD_E=ET_{0_c}-ET_{0_o}$)时空分布。对比图 7 和图 4 可知, ET_{0_c} 和 ET_{0_o} 的差值与 R_{s_c} 和 R_{s_o} 的差值空间分布基本一致,在青藏高原、川西高原、内蒙古高原 ET_{0_c} 常年小于 ET_{0_o} ;新疆北部、甘肃中西部在夏季 ET_{0_c} 大于 ET_{0_o} ,其他季节 ET_{0_c} 小于 ET_{0_o} ;其他地区 ET_{0_c} 则常年大于 ET_{0_o} 。区域差异仍然以“胡焕庸线”为界,西北地区站点的绝对差值较小,常年维持在 $0\sim 0.25\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$;北方地区依旧遵循季风气候的变化规律,绝对差值表现为先增大后减小,夏季的最大值也在 $0.5\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 以内;南方地区则随季节变化而明显变化,冬季差值较小,夏季较高,且在长江流域及珠江流域个别站点最大差值超过 $0.75\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。因此,实际的应用中在没有 R_s 观测值的条件下,西北地区使用 R_{s_c} 获得 ET_{0_c} 误差微小且具有一定的时空稳定性,可以全年使用;北方地区夏季因受季风气候的影响,误差会略微偏大,其他三季则与西北地区一样,误差微小,也可以使用 R_{s_c} 替代 R_{s_o} 获得 ET_{0_c} ;长江、珠江流域所覆盖的南方地区只有在 1、2、10、11、12 月的误差较小且稳定,可使用 R_{s_c} 获得

ET_{0_c} ,其他时段则误差较大且时空不稳定,因此,在南方地区只适合在 1、2、10、11、12 月。北方地区的夏季、南方地区的 3-9 月份使用 R_{s_c} 计算 ET_{0_c} 则必须研究相应的方法对结果进行矫正,否则会有误差,且偏大。

4 讨 论

4.1 R_{s_c} 计算方法对结果的影响

从 3.1 的对比结果分析可知,由于在全中国区域的所有月份均使用 FAO 推荐的 Ångström-Prescott 公式 a_s 、 b_s 系数固定值,而未考虑不同时空尺度下地球大气层厚度或组分变化导致的 R_d 衰减的时空变化,导致 R_{s_c} 具有明显的系统误差。在应用中,理论上也应该先校正 Ångström-Prescott 公式的参数,弱化大气组分及时空分布不均的影响,获得更符合应用区的本地化参数,再进行 R_{s_c} 的计算。在中国,袁宏伟等^[24]、曹雯等^[25]、李曼曼等^[26]、胡庆芳等^[27]、Liu 等^[28]、赵军等^[29]、Yin 等^[30]、彭世彰等^[31]、鞠晓慧等^[23]、杜尧东等^[32]、祝昌汉^[33-34]等众多科学家也已经基于不同时空尺度的研究,评价了 FAO 56^[1]推荐的 Ångström-Prescott 公式的适用性,并提出了 Ångström-Prescott 公式计算 R_{s_c} 的本地化参数,但是,这些研究大部分局限于小区域或少数站点,且时间尺度不统一,很难作为标准或规范推广应用。因此,就目前而言,在中国大范围基于 PM 公式计算 ET_0 ,以 FAO 56 建议的 Ångström-Prescott 公式及其参数获得 R_{s_c} 仍是首选。

4.2 数据处理方式对结果的影响

本研究在数据的处理方式上采用了多年平均的逐月日平均取值方法,且直接参考了 FAO 计算 ET_0 的案例,参与计算的站点数据累积均大于等于 15 a,这相当于已经获取了相对稳定气候环境条件下

表 2 基于 R_{s_c} 和 R_{s_o} 计算的两组 ET_0 独立样本 t 检验结果

Table 2 The t test results of two groups of independent ET_0 samples calculated based on R_{s_c} and R_{s_o} , respectively									
月份 Month	方差方程的 Levene 检验 Levene test of variance equation		均值方程的 t 检验 t -test of the mean value equation						
	F	Sig. (P)	t	df	Sig. (P)	均值差值 Mean difference	标准误差值 Standard error	差分的 95%置信区间 95% confidence interval for difference	
								下限 Lower limit	上限 Upper limit
1	0.029	0.864	0.697	224	0.487	0.064	0.092	-0.117	0.244
2	0.009	0.926	0.800	224	0.424	0.078	0.098	-0.114	0.270
3	0.711	0.400	1.212	224	0.227	0.127	0.105	-0.079	0.333
4	1.830	0.178	1.545	224	0.124	0.175	0.113	-0.048	0.398
5	1.798	0.181	1.525	224	0.129	0.213	0.139	-0.062	0.488
6	1.159	0.283	1.584	224	0.115	0.248	0.157	-0.061	0.557
7	0.315	0.575	1.996	224	0.047	0.257	0.129	0.003	0.511
8	0.110	0.741	2.342	224	0.020	0.249	0.106	0.039	0.458
9	0.290	0.591	2.082	224	0.038	0.179	0.086	0.010	0.349
10	0.007	0.933	1.298	224	0.196	0.101	0.078	-0.053	0.255
11	0.085	0.771	0.853	224	0.395	0.075	0.088	-0.098	0.247
12	0.113	0.737	0.649	224	0.517	0.059	0.090	-0.119	0.236

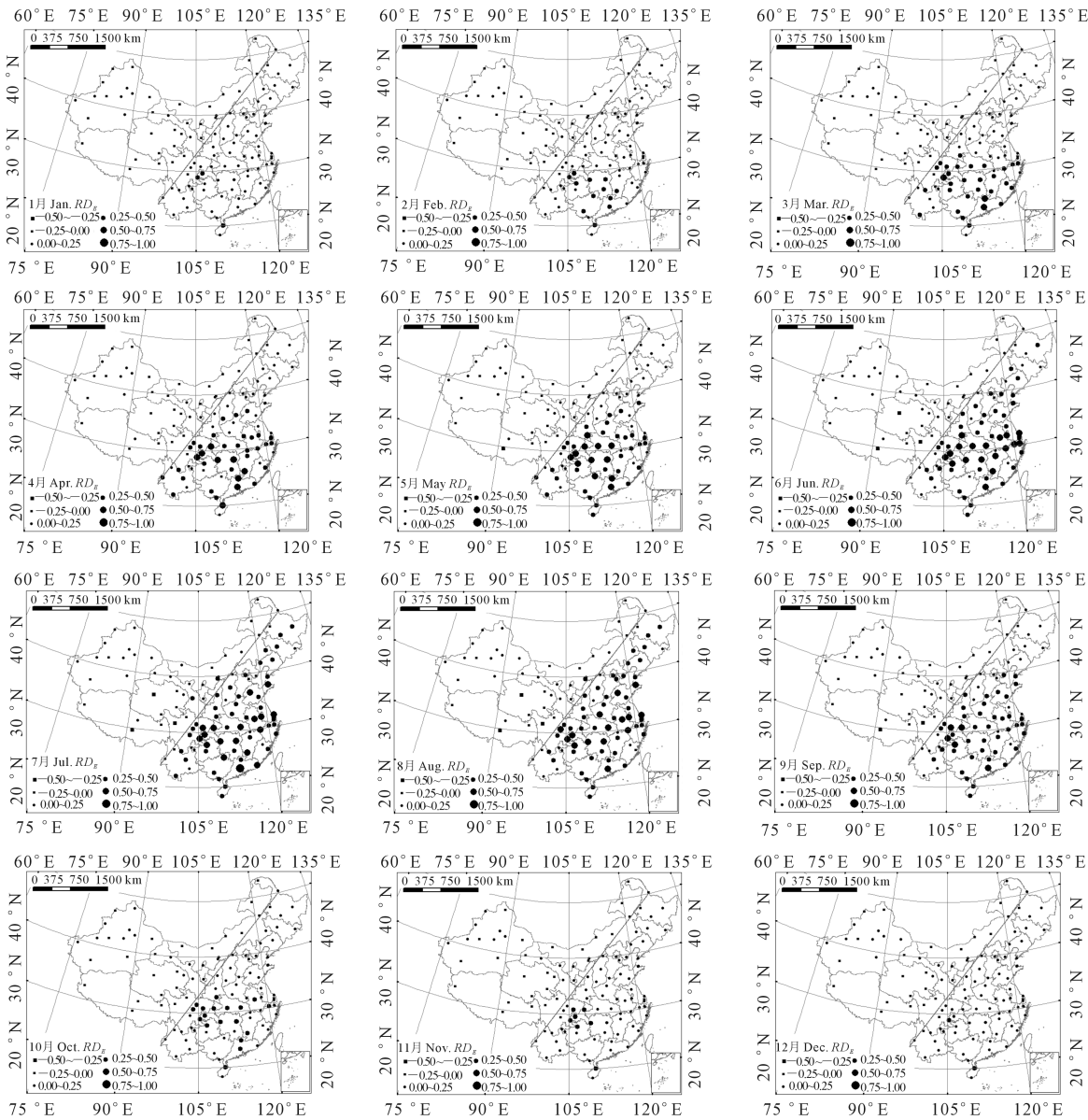


图 7 基于 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 计算 ET_0 相对差值时空分布

Fig.7 Spatial and temporal distribution of ET_0 relative difference calculated based on $R_{s,c}$ and $R_{s,o}$, respectively

的变量,弱化了短期天气(气候)变化的随机性影响。因此,从气候学的角度出发,本研究的结果具有一定的稳定性和可信度。但是,多年平均的数据处理方式也可能平衡掉了全球气候变化引起的到达地表太阳辐射的变化,年际间以及特殊的气候事件(如厄尔尼诺)的影响无法得知,有待进一步探讨。

4.3 数据质量对结果的影响

本研究参考 FAO 计算 ET_0 的案例,选择观测时间尺度累计大于等于 15 a 的站点数据取多年平均值,但是,因为站点建设时间的不一致以及迁站、设备更新、观测任务的变化,各站点获取的数据时间尺度并不一致,造成各站点间数据的质量参差不齐,可能是本研究结果误差的一个主要来源,因此,还需要统一数据的时间尺度进一步验证。

5 结 论

本文基于中国地面气候资料月值数据集和中国辐射月值数据集探讨了中国区域基于 FAO 56 推荐的 Ångström–Prescott 公式及参数计算的辐射数据与观测获得的多年平均辐射数据的时空差异,以及将两者输入 PM 公式计算得到的 ET_0 的时空差异。研究结果显示:

(1) $R_{s,c}$ 与 $R_{s,o}$ 存在显著的差异。各个月份在全国范围内 $R_{s,o}$ 的变幅均大于 $R_{s,c}$,而 $R_{s,c}$ 均值则整体大于 $R_{s,o}$,平均偏大 $0.68 \sim 1.43 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,在 4—8 月份的差值较大。空间上,北方地区的差值较小,而南方地区的差值较大。因此,在实践中单独使用 $R_{s,c}$ 直接替代 $R_{s,o}$ 可能会引起误差。

(2) 基于 $R_{s,c}$ 和 $R_{s,o}$ 分别计算的 $ET_{0,c}$ 和 $ET_{0,o}$ 相关性及时空差异性分析表明, $ET_{0,c}$ 和 $ET_{0,o}$ 具有显著而稳定的相关性, R^2 超过 0.9, 线性回归直线几乎与 $y=x$ 线重合, 平均只有 $0.06 \sim 0.26 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的偏差。在实际应用中, 西北地区全年和北方地区春、秋、冬三季以及长江、珠江流域所覆盖的南方地区在 1、2、10、11、12 月使用 $R_{s,c}$ 替代 $R_{s,o}$ 获得 ET_0 具有较好的适用性, 北方地区的夏季、南方地区的 3-9 月份使用 $R_{s,c}$ 计算 ET_0 则必须研究相应的方法对结果进行矫正, 否则会有误差, 且偏大。

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[M]. Rome: FAO, 1998.

[2] Allen R G, Pruitt W O, Wright J L, et al. A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ET_0 by the FAO 56 Penman-Monteith method[J]. Agricultural Water Management, 2006, 81(1/2):1-22.

[3] Cai J, Liu Y, Lei T, et al. Estimating reference evapotranspiration with the FAO Penman-Monteith equation using daily weather forecast messages[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2007, 145(1-2): 22-35.

[4] Wang K, Dickinson R E. A review of global terrestrial evapotranspiration: observation, modeling, climatology, and climatic variability[J]. Reviews of Geophysics, 2012, 50(2):1-54.

[5] 崔伟敏, 宋妮, 申孝军, 等. 不同气候区参考作物需水量计算方法对比研究[J]. 节水灌溉, 2018, (8): 75-80.

[6] Antonopoulos V Z, Antonopoulos A V. Daily reference evapotranspiration estimates by artificial neural networks technique and empirical equations using limited input climate variables[J]. Computers and Electronics in Agriculture, 2017, 132:86-96.

[7] Gocic M, Petkovic D, Shamshirband S, et al. Comparative analysis of reference evapotranspiration equations modelling by extreme learning machine[J]. Computers and Electronics in Agriculture, 2016, 127: 56-63.

[8] 王健, 蔡焕杰, 刘红英. 利用 Penman-Monteith 法和蒸发皿法计算农田蒸散量的研究[J]. 干旱地区农业研究, 2002, (4): 67-71.

[9] Zhou S, Hu X, Wang W E, et al. Effect of irrigation quota on estimation accuracy of evapotranspiration in growth middle stage of spring maize[J]. Journal of Drainage and Irrigation Machinery Engineering, 2018, 36(9):790-795.

[10] 张昊, 郝春雷, 董磊, 等. 燕山北部丘陵温热区 ET_0 估算方法比较及修正[J]. 节水灌溉, 2018, (8):81-84,89.

[11] Beven K. A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates [J]. Journal of Hydrology, 1979, 44(3): 169-190.

[12] Meyer S J, Hubbard K G, Wilhite D A. Estimating potential evapotranspiration: the effect of random and systematic errors[J]. Agricultural & Forest Meteorology, 1989, 46(4):285-296.

[13] Saxton K E. Sensitivity analyses of the combination evapotranspiration equation[J]. Agricultural Meteorology, 1975, 15(3):343-353.

[14] Estevez J, Gavilan P, Berengena J. Sensitivity analysis of a Penman-Monteith type equation to estimate reference evapotranspiration in southern Spain [J]. Hydrological Processes, 2009, 23(23): 3342-3353.

[15] Nandagiri L, Kovoov G M. Sensitivity of the food and agriculture organization Penman - Monteith evapotranspiration estimates to alternative procedures for estimation of parameters[J]. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 2005, 131(3):238-248.

[16] Kovoov G M, Nandagiri L. Sensitivity analysis of FAO-56 Penman-Monteith reference evapotranspiration estimates using Monte Carlo simulations[C]//Singh V P, Yadav S, Yadava R N. Hydrologic Modeling. Sinapore: Springer, 2018:73-84.

[17] Ali M H, Adham A K M, Rahman M M, et al. Sensitivity of Penman-Monteith estimates of reference evapotranspiration to errors in input climatic data[J]. Journal of Agrometeorology, 2009, 11(1):1-8.

[18] Koudahe K, Djaman K, Adewumi J K. Evaluation of the Penman-Monteith reference evapotranspiration under limited data and its sensitivity to key climatic variables under humid and semiarid conditions [J]. Modeling Earth Systems and Environment, 2018, 4(3): 1239-1257.

[19] Sharifi A, Dinpashoh Y. Sensitivity analysis of the Penman-Monteith reference crop evapotranspiration to climatic variables in Iran [J]. Water Resources Management, 2014, 28(15):5465-5476.

[20] Gong L, Xu C Y, Chen D, et al. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin[J]. Journal of Hydrology, 2006, 329(3-4):620-629.

[21] Liang L Q, Li L J, Zhang L, et al. Sensitivity of penman-monteith reference crop evapotranspiration in Tao'er River Basin of northeastern China[J]. Chinese Geographical Science, 2008, 18(4): 340-347.

[22] 翁笃鸣. 试论总辐射的气候学计算方法[J]. 气象学报, 1964, (3): 54-65.

[23] 鞠晓慧, 屠其璞, 李庆祥. 我国太阳总辐射气候学计算方法的再讨论[J]. 南京气象学院学报, 2005, 28(4): 516-521.

[24] 袁宏伟, 袁先江, 汤广民, 等. 淮北平原 Angstrom 公式参数校正及太阳总辐射时空特征分析[J]. 排灌机械工程学报, 2018, 36(5): 64-70.

[25] 曹雯, 许莹, 段春锋. 安徽省太阳总辐射参数化模型的适用性研究[J]. 中国农学通报, 2014, 30(26): 207-212.

[26] 李曼曼, 梅旭荣, 钟秀丽, 等. 云南省 Ångström - Prescott 辐射模型的参数化研究[J]. 农业工程学报, 2012, 28(6): 100-105.

[27] 胡庆芳, 杨大文, 王银堂, 等. Angstrom 公式参数对 ET_0 的影响及 FAO 建议值适用性评价[J]. 水科学进展, 2010, 21(5): 644-652.

[28] Liu X, Mei X, Li Y, et al. Variation in reference crop evapotranspiration caused by the Ångström - Prescott coefficient: locally calibrated versus the FAO recommended[J]. Agricultural Water Management, 2009, 96(7):1137-1145.

[29] 赵军, 李旺平, 李飞. 黄土高原太阳总辐射气候学计算及特征分析[J]. 干旱区研究, 2008, 25(1): 53-58.

[30] Yin Y, Wu S, Zheng D, et al. Radiation calibration of FAO56 Penman - Monteith model to estimate reference crop evapotranspiration in China[J]. agricultural water management, 2008, 95(1):77-84.

[31] 彭世彰, 徐俊增, 丁加丽, 等. a_s 和 b_s 取值对参考作物蒸发蒸腾量计算结果的影响[J]. 灌溉排水学报, 2006, 25(3): 5-8.

[32] 杜尧东, 毛慧琴, 刘爱君, 等. 广东省太阳总辐射的气候学计算及其分布特征[J]. 资源科学, 2003, 25(6): 66-70.

[33] 祝昌汉. 再论总辐射的气候学计算方法(二)[J]. 南京气象学院学报, 1982, (2):196-206.

[34] 祝昌汉. 再论总辐射的气候学计算方法(一)[J]. 大气科学学报, 1982, (1): 15-24.