北京林业大学学报
JOURNAL OF BEIJING FORESTRY UNIVERSITY

三温模型和基于阻抗蒸散发模型的整合与模拟分析

邢宇华 张大鹏 李思颖 王佩

Integration and simulation analysis of temperature gradient based 3T and resistance-based evapotranspiration model

Xing Yuhua, Zhang Dapeng, Li Siying, Wang Pei

引用本文:
邢宇华, 张大鹏, 李思颖, 王佩. 三温模型和基于阻抗蒸散发模型的整合与模拟分析[J]. 北京林业大学学报, 2024, 46(4):115–126. doi: 10.12171/j.1000–1522.20230198
Xing Yuhua, Zhang Dapeng, Li Siying, Wang Pei. Integration and simulation analysis of temperature gradient based 3T and resistance–based evapotranspiration model[J]. Journal of Beijing Forestry University, 2024, 46(4):115–126. doi: 10.12171/j.1000–1522.20230198

在线阅读 View online: https://doi.org/10.12171/j.1000–1522.20230198

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

基于Penman–Monteith模型和Shuttleworth–Wallace模型对太行山南麓人工林蒸散的模拟

Evapotranspiration simulated by Penman–Monteith and Shuttleworth–Wallace models over a mixed plantation in the southern foot of the Taihang Mountain, northern China

北京林业大学学报, 2017, 39(11): 35–44. https://doi.org/10.13332/j.1000–1522.20170060

基于个体植物生长模型的森林动态演替模拟

Forest dynamic succession simulation based on individual plant growth model

北京林业大学学报, 2017, 39(6): 96–106. https://doi.org/10.13332/j.1000–1522.20170016

毛乌素沙地油蒿灌丛Priestley–Taylor模型系数研究

Priestley–Taylor model coefficient in a typical *Artemisia ordosica* shrubland in Mu Us Sandy Land of northwestern China

北京林业大学学报, 2018, 40(12): 1–8. https://doi.org/10.13332/j.1000–1522.20180145

基于幼树模拟降雨实验的树冠动态截留模型

A dynamic crown interception model based on simulated rainfall experiments of small trees

北京林业大学学报, 2018, 40(4): 43–50. https://doi.org/10.13332/j.1000–1522.20170348

基于积温的文冠果开花物候期预测模型的构建

Establishment of the flowering phenological model of *Xanthoceras sorbifolium* based on accumulated temperature

北京林业大学学报, 2019, 41(6): 62–74. https://doi.org/10.13332/j.1000–1522.20180128

基于双路卷积神经网络的植物叶片识别模型

Plant leaf recognition model based on two–way convolutional neural network

北京林业大学学报, 2018, 40(12): 132–137. https://doi.org/10.13332/j.1000–1522.20180182

DOI:10.12171/j.1000−1522.20230198

三温模型和基于阻抗蒸散发模型的整合与模拟分析

邢宇华[1] 张大鹏[1] 李思颖[1] 王 佩[1,2]
（1. 北京师范大学地理科学学部，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）

摘要:【目的】整合消除阻抗的三温模型和基于阻抗的双源模型，开展蒸散发（ET）和蒸腾（*T*）的模拟及对比分析，实现不同模型的融合与蒸散发的动态模拟。**【方法】**本研究基于已有的双源阻抗模型框架、干土壤和干叶片能量平衡，结合数值模拟技术模拟了参考温度的季节动态，并将其与三温模型整合开展蒸腾和土壤蒸发的模拟。**【结果】**与涡动实测值相比，三温模型和双源模型对大满站日尺度 ET 模拟，R^2 分别为 0.85 和 0.72，对温带草地站小时尺度 ET 模拟，R^2 均为 0.89。在小时尺度模拟效果更好。并且，三温模型和双源模型对植被蒸腾的估算结果较为一致（R^2 分别为 0.67、0.68）。以上研究表明该研究框架对三温模型中参考温度的估算，提供了理论方法支撑，较好地量化了参考温度的时空动态。（2）模型情景试验分析表明：两个模型对 2 个站点的 ET 和 *T* 的预测结果相似，前提是冠层可利用能量（如净辐射）和地面土壤可利用能量（如净辐射和地热通量）受到能量平衡的限制。相反，由于输入驱动因子（温度和辐射）在干湿情景下的系统不匹配，三温模型对 *T* 和 ET 的模拟精度显著下降。因此，在能量平衡的框架内，干湿土地条件下输入的温度和辐射系统匹配时，三温模型的效果更好。（3）参考温度具有一定的日变化与季节变动。**【结论】**在白天，叶片和土壤参考温度普遍高于实际温度，而在夜晚低于实际温度，呈现出较大的日变幅。就日均值而言，参考温度普遍高于实际模拟温度。本研究的结果提供了一种新的温度梯度计算方法，可用来监测冠层水分胁迫及动态。

关键词：数值模拟；参考温度；三温模型；双源模型；蒸散发；植物水压力；能量平衡
中图分类号：S715.4 **文献标志码：**A **文章编号：**1000−1522(2024)04−0115−12
引文格式：邢宇华，张大鹏，李思颖，等. 三温模型和基于阻抗蒸散发模型的整合与模拟分析［J］. 北京林业大学学报，2024，46(4)：115−126. Xing Yuhua, Zhang Dapeng, Li Siying, et al. Integration and simulation analysis of temperature gradient based 3T and resistance-based evapotranspiration model［J］. Journal of Beijing Forestry University, 2024, 46(4): 115−126.

Integration and simulation analysis of temperature gradient based 3T and resistance-based evapotranspiration model

Xing Yuhua[1] Zhang Dapeng[1] Li Siying[1] Wang Pei[1,2]
(1. Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;
2. State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)

Abstract:［**Objective**］This paper integrates the three temperature model that eliminates impedance and impedance based dual source model to simulate and compare evapotranspiration (ET) and transpiration (*T*), achieving the fusion of different models and dynamic simulation of evapotranspiration.［**Method**］Based on the existing two-source impedance model framework and the energy balance of dry soil and dry leaves, combined with numerical simulation technology, this study simulated the seasonal dynamics of reference temperature, and integrated it with the three-temperature model to simulate transpiration and soil evaporation.［**Result**］(1) Compared with the eddy measured ET, the R^2 of ET estimated by the three-temperature model and the two-source model for the observations at Daman Station at the daily scale were 0.85 and 0.72, respectively, and R^2 of the simulated temperate grassland station at the hourly scale was 0.89,

收稿日期: 2023−08−11 **修回日期:** 2023−09−13
基金项目: 国家重点研发计划（2022YFF0801802），国家自然科学基金项目 (42071034)。
第一作者: 邢宇华。主要研究方向：生态水文学。Email: 202121051112@mail.bnu.edu.cn 地址：100875 北京市海淀区学院南路 12 号北京师范大学南院。
责任作者: 王佩，博士，教授。主要研究方向：生态水文学。Email: peiwang@bnu.edu.cn 地址：同上。
本刊网址: http://j.bjfu.edu.cn; http://journal.bjfu.edu.cn

and the simulation effect was better at the hourly scale. The above research showed that the research framework provided theoretical support for the estimation of reference temperature in the three-temperature model, and better quantified the spatio-temporal dynamics of reference temperature. (2) Model scenario test analysis showed that the prediction results of *T* and ET of the two models were similar, provided that canopy available energy (such as net radiation) and ground soil available energy (such as net radiation and surface heat flux) were limited within the framework of energy balance. On the contrary, due to the mismatch of the input driving factors (temperature and radiation) in the dry and wet scenarios, the simulation accuracy of *T* and ET by the "three-temperature" model decreased significantly. Therefore, in the framework of energy balance, the effect of three-temperature model was better when the input temperature and radiation system match under dry and wet land conditions. (3) The reference temperature had certain diurnal and seasonal variations. [**Conclusion**] In the daytime, the leaf or soil reference temperature is generally higher than the actual temperature, but lower than the actual temperature at night, showing a large daily variation. In terms of daily mean, the reference temperature is generally higher than the actual simulated temperature. The results of this study provide a promising new temperature gradient method and can be used to monitor canopy water stress and dynamics.

Key words: numerical simulation; reference temperature; three-temperature model; two-source model; evapotranspiration; plant water pressure; energy balance

蒸散发(evapotranspiration，ET)作为全球水热平衡中的重要组分，是土壤蒸发、植被蒸腾、冠层截留蒸发的总和[1−3]。在粮食危机与水资源日益短缺的现状下，准确描述蒸散发时空动态对于粮食安全及水资源管理具有较强的科学研究和现实意义[4]。准确估计蒸散发并将其拆分为土壤蒸发和植被蒸腾对于理解地表过程及其对气候系统的反馈至关重要[5−8]。土壤蒸发和植物蒸腾的动态对地表温度和维持生态系统的气候和土壤条件的适宜性具有重要影响[9−10]。蒸散发及其组成部分的时间变化特征和分析为理解土壤−植被−大气相互作用提供了基础。然而，由于生态水文模型结构和参数化的局限性，蒸散发模型及其分析表达仍然面临诸多挑战[11]。

蒸散发的观测方法有涡动相关法和波文比法等[12]，对于其组分植物蒸腾的观测有树干液流，土壤蒸发的观测有蒸渗仪法 [13−17]。其中涡动相关法通过测量各种属性的湍流脉动值来测量它们的通量，有利于长期开展监测[18]，但是对架设仪器的下垫面的要求较高[19]。波文比法是基于能量平衡提出的计算蒸散发的方法[20]，但是主要适用于植被种植均匀，地势比较平坦的下垫面，否则会导致很大的蒸散发误差[21]。树干液流法在测量单株植物蒸腾时可以获得较好的效果，但在尺度扩展时会导致较大的误差[18]。蒸渗仪法虽在一些实验站已得到广泛应用，但其仪器费用较高，且需要专门人员进行仪器维护，耗费人力，且仅代表测量面积的土壤和植被的蒸散发量[19]。模型方法因为能够估算不同时空尺度 ET 动态，受到研究学者们越来越多的青睐[22−23]。基于阻力的模型广泛使用 Penman-Monteith(P-M)方程来估计 ET[24]。Shuttleworth-Wallace(S-W)模型[21]是传统的双源模型，是对经典的 P-M 模型的改进，已被多个研究证实能够较好地模拟不同植被生长期的蒸散发及组分[25−30]。然而，S-W 没有精准地考虑植被和地表的辐射传输/能量平衡过程，从而导致模型的性能只能通过潜热通量来评估[31]。Wang 等[31]的双源模型分析了植被冠层和地表辐射/能量平衡以及两者之间的相互作用，结合数值模拟技术，能够输出所有能量平衡分量，因此可针对所有能量通量进行模型评价分析。基于此双源模型，Tong 等[32]计算对比了黑河流域不同生态系统的蒸散发及组分的动态。Zhang 等[33]分析了基于遥感技术的蒸散发估算模型的发展历程及应用领域，然而研究中所应用模型均需要计算复杂的阻抗(如气孔导度，空气动力学阻抗等)，对模型的应用提出了较高的要求。适当的简化在基于遥感的大尺度 ET 估算中尤为重要[34−35]。基于遥感地表温度(land surface temperature，LST)产品，构建地表温度−植被指数，开展区域旱情监测与蒸散发量估算得到了一定应用[36−37]。然而，Chen 等[34]综述指出，基于阻力和温度来估计蒸散发仍然是一个挑战。Qiu 等[38]引入无蒸发(或无蒸腾)的参考土壤(或参考叶片)，提出了参考温度的概念，创建了三温模型，该模型成功避开了难以直接测定的阻抗，并可以直接进行蒸散发及其组分的估算[39−41]。三温模型由于其较少的参数输入(辐射及温度)，在蒸散发的估算，尤其基于热红外遥感蒸散发估计时具有较强的优势[42−43]。参考温度作为三温模型的关键参数，先前研究中一

般通过人工设计的干土壤（人工烘干土壤）或干叶片（绿色纸片替代）的温度观测获取[44]。在遥感应用研究中，通过搜寻一定像元范围的最大地表温度值近似为参考温度[45]。然而，到目前为止，仍缺乏参考温度的理论估算方法，这一定程度上削弱了模型的估算精度。

数值模拟技术被广泛应用于模型求解等领域，牛顿-拉弗森（Newton-Raphson，NR）方法是一种用于求解非线性方程的数值迭代方法，它通过不断逼近函数的根来求解方程，被用来推导具有高收敛速率的数值解[46]，并已被广泛应用于能量平衡方程[47]。Wang 等[31]提出的基于辐射能量平衡的双源模型，不需要输入地表温度观测值，而是通过冠层和土壤表层的能量平衡和数值模拟技术输出冠层温度、土壤表面温度等关键变量，并在灌丛化草地、地膜覆盖农田生态系统得到应用[31,48–49]。以上基于实际土壤（参考土壤）和植被（参考植被）辐射平衡及分配过程输出的温度信息，为三温模型所需的实际温度（参考温度）提供了可能。因此，本文旨在探索一种基于能量平衡过程的参考温度的估算方法，并将其应用于三温模型，对比消除阻抗的三温模型与基于阻抗的双源模型对蒸散发量估算精度。进一步深刻理解各模型的过程与机理，加强对蒸散发及其组分动态的模拟认知。

1　研究区域与研究方法

1.1　研究区域

选择两个站点开展案例研究，分别为甘肃张掖市黑河流域大满实验观测站（38°51′N，100°22′E，海拔 1 550 m）和日本筑波大学原陆地环境研究中心试验基地（36°06′N，140°06′E，海拔 27 m）。大满实验观测站简称大满站，是在 2012 年 5 月黑河生态水文试验期间建立的，属于干旱区，温带大陆性气候，年均气温为 7.4 ℃（1961—2010 年），多年均降水量为 128.7 mm，年均相对湿度为 52%。大满站属于农田生态系统，主要种植作物为玉米（*Zea mays*）。该站代表了中纬度大陆腹地黑河流域中游张掖绿洲区的制种玉米类型。玉米通常在每年的 5 月份进行播种，并在同年 9 月份进行收割。按照玉米不同生长期的需求会进行人工灌溉，通常以大水漫灌的方式对作物进行灌溉，最大叶面积指数与最大冠层高度为 5.6 和 2.1 m。日本筑波大学原陆地环境研究中心试验基地站点由于其植被为温带草地，简称温带草地站。该站点年平均气温 14.1 ℃（1981—2005 年），年均降水量 1 159 mm，海拔 27 m。试验基地为一个直径为 160 m 的扁圆形的草坪，周围种植松树，属于湿润草地生态系统。试验基地的优势物种为芒草（*Miscanthus sinensis*）、北美黄花（*Solidago canadensis*）和白茅（*Pinellia ternata*），为了防止草地灌丛化或其他次生演替，人为在冬夏时节对草坪各进行一次修剪。地面稀疏地覆盖着往年被割掉或枯死的植物残体。土壤上层为厚度约为 2 cm 的肥沃火山灰土壤，下层为黏土层，地下水位在生长季节通常在黏土层以上存在。

1.2　数据观测与处理

大满站研究数据包括 2014—2015 年逐时自动气象站数据，涡动数据以及遥感叶面积指数（leaf area index，LAI）数据。该数据集由寒区旱区科学数据中心网站（http://westdc.westgis.ac.cn/）提供，包括太阳总辐射、长波辐射量以及不同高度的温度湿度水气压数据，和涡动观测塔的显热及潜热数据集及数据处理[50–51]。涡度相关方法量化了从植物冠层到大气的水汽通量交换过程，是通过利用垂直风的湍流函数与水汽的协方差来计算的[52]。其中，涡动相关仪由三维风速仪（CSAT3）、空气温湿度传感器、CO_2/H_2O 红外气体分析仪（Li-7500A）组成，传感器高度为 4.5 m，取样频率是 10 Hz，通过数据采集器进行数据采集，每 30 min 进行数据存储。本文采用了 Baldocchi[53]的方法计算了潜热通量和感热通量，并通过三维旋转[54]、WPL 密度波动校正[55]、频率响应校正[56]，以及剔出了由于降雨、冰雹等极端天气和系统故障而产生的异常数据[57]。

温带草地站研究数据为 2012 年 04 月 20 日—2012 年 10 月 27 日（DOY = 110—300）的小时气象及涡动数据，该数据集由日本筑波大学陆地环境研究中心试验基地获取，包含了太阳辐射、温湿度以及涡动观测数据集，该站点的涡动数据保留了原测定数据信息，具体详细可参见文献 [31]。

1.3　模型介绍

1.3.1　三温模型

三温模型中，土壤蒸发 E（kg/(m^2·s)）的计算公式[33–36]为

$$E = R_{nG} - G - (R_{nGd} - G_d)\frac{T_G - T_a}{T_{Gd} - T_a} \tag{1}$$

式中：R_{nG} 和 R_{nGd} 分别为地表和干燥地表净辐射通量（W/m^2），G 和 G_d 为土壤和干燥土壤热通量（W/m^2），T_G 和 T_{Gd} 分别为地表温度和干燥地表参考温度（℃），T_a 为气温（℃）。

植被蒸腾 T（kg/(m^2·s)）的计算公式为

$$T = R_{nv} - R_{nvd}\frac{T_L - T_a}{T_{Ld} - T_a} \tag{2}$$

式中：R_{nv} 和 R_{nvd} 为植被冠层和参考植被冠层的净辐

射通量(W/m^2)，T_L为植被冠层温度(℃)，T_{Ld}是参考冠层的温度(℃)。与以往直接测量 R_{nVd}、T_L、T_{Ld} 和 T_a 的研究不同，本研究仅直接测量 T_a，其余参数均采用数值推导方法，详见 1.3.4 节。

1.3.2 基于阻抗的双源模型

本文利用 Wang 等[31]提出的双源模型结合数值模拟技术获取实际叶片和土壤温度。其中，冠层和土壤表层能量平衡方程如下。

$$R_{nV}=(1-f_v)\left[(1-\alpha_v)\times S_d+L_d+\sigma T_G^4-2\sigma T_L^4\right]=H_v+lT \tag{3}$$

$$R_{nG}=f_v[(1-\alpha_G)\times S_d+L_d]+(1-f_v)\times \sigma T_L^4-\sigma T_G^4=G+H_G+lE \tag{4}$$

式中：H_v为来自植被冠层的感热通量(W/m^2)，H_G为来自地表的感热通量(W/m^2)，f_v为植被冠层的透光率，α_v为植被冠层的反照率，α_G为地表反照率，S_d代表太阳的短波辐射(W/m^2)，L_d为向下的长波辐射(W/m^2)，σ是斯蒂芬–玻尔兹曼常数，数值上约等于 5.67× 10^{-8} W/(m^2·K^4)。l 是水的汽化潜热系数(J/kg)。

蒸散发组分计算与地表热通量计算公式为

$$T=\rho_a[q_{sat}(T_L)-q_a]/(r_{av}+r_c) \tag{5}$$

$$E=\rho_a[q_{sat}(T_G)-q_a]/(r_{aG}+r_{ss}) \tag{6}$$

$$H_v=c_p\rho_a(T_L-T_a)/r_{av} \tag{7}$$

$$H_G=c_p\rho_a(T_G-T_a)/r_{aG} \tag{8}$$

$$G=\lambda_{ss}(T_G-T_{ss})/z_{ss} \tag{9}$$

式中：q_{sat}为对应叶片或地表温度修正下的冠层饱和比湿，r_{av}为植被冠层阻抗(s/m)，r_{aG}为地表对空气阻抗(s/m)，q_a为空气比湿。r_c为植被冠层的气孔阻抗(s/m)，r_{ss}为表层土壤阻抗系数(s/m)，λ_{ss}是土壤表层导热系数(W/(m·K))，T_G 是地表温度(℃)，T_{ss}是表层土壤在深度 z_{ss} (m)的温度(℃)。c_p 是空气比热容(J/(kg·K))，ρ_a是空气密度(kg/m³)。

不同种类阻抗的计算公式为

$$r_{av}=\ln\left(\frac{Z_m-d_0}{Z_{0mv}}\right)\ln\left(\frac{Z_h-d_0}{Z_{0hv}}\right)/k^2u \tag{10}$$

$$r_{aG}=\ln\left(\frac{Z_m}{Z_{0mG}}\right)\ln\left(\frac{Z_h}{Z_{0hG}}\right)/k^2u \tag{11}$$

$$r_{st}=\frac{r_{st_min}}{c_{sw}}+\frac{r_{st_max}-r_{st_min}}{c_{sw}}\left\{1-\tan\left(\frac{S_d}{c_{sd}}\right)\right\} \tag{12}$$

$$r_{ss}=a(\theta_s/\theta)^b+c \tag{13}$$

式中：Z_m为风速测量仪的高度(m)，d_0=0.666 Z_v，Z_v为植被高度(m)，Z_{0mv} = 0.123 Z_v，为调节植被冠层的动量变化的粗糙度长度(m)，Z_h为温湿度测量仪的高度(m)，Z_{0hv}=0.1Z_{0mv}，为控制植被冠层热量变化的粗糙度长度(m)，k 为冯卡门常数，取值 0.41，u 为风速(m/s)，为控制地表动量变化的粗糙度长度，取值 10^{-4}，Z_{0hG}=0.1Z_{0mG}，为控制地表热量变化的粗糙度长度(m)；θ为单位体积土壤含水量(m^3/m^3)，θ_s为饱和含水量(m^3/m^3)；r_{st} 是叶片气孔阻抗(s/m)，r_{st_max}与r_{st_min}分别代表土壤完全湿润时叶片气孔阻力的最大值和最小值(s/m)；$c_{sw}=\theta/\theta_{max}$，为一常数值。运用牛顿迭代法，将能量平衡方程转化为函数求解问题，估算T_L和T_G，进而计算出各通量。

1.3.3 三温模型与基于阻抗双源模型的对比与区别

三温模型与基于阻抗双源模型都可以进行蒸散发的估算，但二者在形式上存在显著差异，这些模型原理差异会一定程度上影响它们对 ET、E 和 T 估算的一致性，如表 1 所示。(1) 三温模型较双源模型需要输入参数较少(如辐射和温度)，不考虑土壤水分和植被动态。基于阻抗的双源模型需要输入气象变量(如辐射、温度和风速)、土壤(如土壤含水量)和植被属性输入(如叶面积指数、冠层高度)。(2) 三温模型基于能量平衡方法，在估算潜热通量及其组分时没有考虑阻抗。基于阻抗的双源模型考虑了冠层的阻力(如叶片气孔阻力和空气动力阻力)和土层的阻力(如空气动力阻力和表层土壤阻力)。(3)辐射温度测量值是三温模型实际地表干燥地面的关键输入变量。基于阻抗的双源模型采用 NR 迭代法分别求解冠层和地表温度的控制方程，而不需要实测温度。表 2 显示：三温模型关注潜热蒸散发，形式简单，容易大尺度应用。双源模型考虑了辐射传输过程以及输出各个能量通量在冠层和土壤表层的分配，输入输出要素均较多。

1.3.4 三温模型和双源蒸散发模型整合及模拟分析

三温模型和双源蒸散发模型主要方程、输入变量和计算过程存在很大差异，然而，从本质上讲，两者都是基于地面能量平衡原理推导出来的。参考温度作为干燥环境的理论温度，具有强烈的时空特征。以高时间分辨率获取参考温度是困难的，很大程度上限制了三温模型在 ET 计算中的准确性。本文采用 Wang 等[58]所提出的整合方案，如图 1 所示，基于能量平衡的双源阻抗模型使用数值技术来求解冠层和地表温度，这使得在各种地表条件下(如干燥和湿润地表)能够将能量平衡组分与相应的地表温度相关联。

基于干燥下垫面的假设，冠层的蒸腾耗散潜热和土壤蒸发损耗的热量均为 0，即冠层净辐射(R_{nvd})全部以显热(H_{vd})的形式损耗，土壤表层净辐射(R_{nGd})全部以显热(H_{Gd})和参考土壤热通量(G_d)的

表 1　基于阻抗双源模型与三温模型输入参数对比

Tab. 1　Comparation of input parameters between two-source model based on the impedance and three-temperature (3T) model

输入变量 Input variable	参数 Parameter		参数物理意义 Physical meaning of parameter	单位 Unit
	双源模型 Two-source model	三温模型 3T model		
气象数据 Meterological data	S_d		向下短波辐射 Downward short-waved radiation	W/m^2
	L_d		向下长波辐射 Downward long-waved radiation	W/m^2
		R_n	净辐射 Net radiation	W/m^2
	h_a		相对湿度 Relative humidity	%
	P		大气压 Air pressure	Pa
	T_a	T_a	气温 Air temperature	℃
	u		水平风速 Horizontal wind speed	m/s
植被属性 Vegetation property	Z_v		植被高度 Vegetation height	m
	LAI		叶面积指数 Leaf area index	m^2/m^2
		T_L	冠层表面温度 Canopy surface temperature	℃
		T_{vd}	参考冠层表面温度 Reference canopy surface temperature	℃
土壤属性 Soil property	θ		根系层土壤含水量 Volumetric soil water content of root layer	m^3/m^3
	T_{ss}		深度z_{ss}处土壤温度 Soil temperatureat depth z_{ss}	℃
		T_G	土壤表面温度 Soil surface temperature	℃
		T_{Gd}	参考土壤表面温度 Reference soil surface temperature	℃
		G	土壤热通量 Soil heat flux	W/m^2
常数 Constant	λ_{ss}		土壤表层导热系数 Soil surface thermal conductivity	W/(m·K)
	z_{ss}		土壤热通量探测深度 Depth of ground heat flux measurement	m
	C_{LAI}		冠层聚集度 Canopy concentration	
	θ_s		土壤饱和含水量 Soil saturated moisture content	m^3/m^3
	r_{st_min}		最小气孔阻抗 Minimum stomata resistance	s/m
	r_{st_max}		最大气孔阻抗 Maximum stomata resistance	s/m
	α_v		植被冠层反射率 Vegetation canopy reflectance	%
	α_G		地表反射率 Surface reflectance	%

形式损耗。干叶片及干土壤能量平衡如下所示。

$$R_{nvd}=(1-f_v)\left[(1-\alpha_v)\times S_d+L_d+\sigma T_{Gd}^4-2\sigma T_{Ld}^4\right]=H_{vd} \tag{14}$$

$$R_{nGd}=f_v[(1-\alpha_G)\times S_d+L_d]+(1-f_v)\times \sigma T_{Ld}^4-\sigma T_{Gd}^4=G_d+H_{Gd} \tag{15}$$

式中：H_{vd}为来自参考植被冠层的显热通量，H_{Gd}为来自参考地表的显热通量。

$$H_{vd}=c_p\rho_a(T_{Ld}-T_a)/r_{av} \tag{16}$$

$$H_{Gd}=c_p\rho_a(T_{Gd}-T_a)/r_{aG} \tag{17}$$

$$G_d=\lambda_{ss}(T_{Gd}-T_{ss})/z_{ss} \tag{18}$$

根据观测的气象、土壤、植被参数，利用牛顿迭代法，得到干燥下垫面的参考叶片和参考土壤温度。

在已知 T_G、T_a、h_a、P、S_d、L_d、u、LAI、z_v 观测值的情况下，通过 NR 法计算得到 T_{Ld} 和 T_{Gd}，以输出参考温度的时间动态。

2　结果与分析

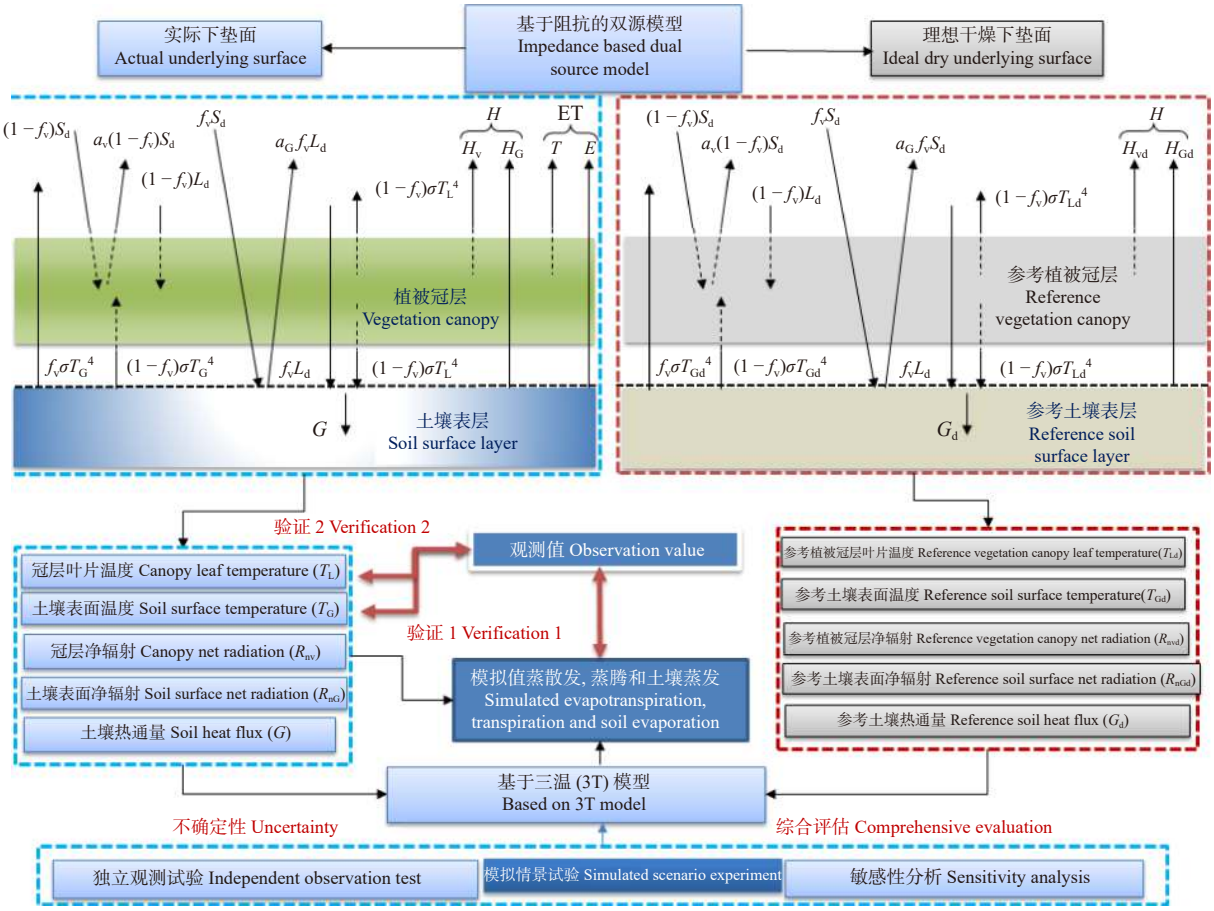
2.1　模型模拟结果验证与对比

图 2 为不同时间尺度（日平均，小时平均）的涡动观测与模型模拟蒸散发结果对比。图 2a 为大满站日平均的模拟结果。观测的 ET 日平均及季节变动为（41.97 ± 48.40）W/m^2，三温模型模拟日平均及季节变动为（71.80 ± 96.46）W/m^2，双源模型模拟日平均及季节变动（65.55 ± 71.05）W/m^2。较观测值而言，三温模型和双源模型的估算偏大。相对涡动观测值，三温模型和双源模型估算 ET 的 R^2 分别为 0.85 和 0.72（N = 730）。图 2b 为温带草地站点生长季小时尺度的模拟结果。观测的 ET 小时平均及季节变动为（93.3 ± 138.5）W/m^2，三温模型模拟日平均及季节变动为（69.3 ± 117.2）W/m^2，双源模型模拟日

表 2 基于阻抗双源模型与三温模型输出参数对比

Tab. 2 Comparison of output parameters between two-source model based on the impedance and 3T model

输出变量 Output variable	参数 Parameter		参数物理意义 Physical meaning of parameter	单位 Unit
	双源模型 Two-source model	三温模型 3T model		
植被冠层输出 Output of vegetation canopy layer	T_L		冠层表面温度 Canopy surface temperature	℃
	T	T	植物蒸腾 Plant transpiration	W/m²
土壤层输出 Output of soil layer	T_G		土壤表面温度 Soil surface temperature	℃
	E	E	土壤蒸发量 Soil transportation	W/m²
能量通量输出 Energy flux output	lET	lET	潜热通量 Latent heat flux	W/m²
	H		显热通量 Sensible heat flux	W/m²
	R_n		太阳净辐射 Net solar radiation	W/m²
	G		土壤热通量 Soil heat flux	W/m²



此图基于 Wang 等[58]修改。f_v. 植被冠层的透光率; S_d. 向下短波辐射; α_v. 植被冠层反射率; L_d. 向下长波辐射; σ. 斯蒂芬–波尔兹曼常数; T_G. 土壤表面温度; α_G. 地表反射率; T_L. 冠层表面温度; H. 显热通量; H_v. 植被冠层感热通量; H_G. 为地表显热通量; ET. 蒸散发; E. 土壤蒸发; T. 植被冠层蒸腾; T_{Ld}. 为参考冠层的温度; T_{Gd}. 参考土壤表面温度; H_{vd}. 参考植被冠层显热通量; H_{Gd}. 参考地表显热通量。The figure is modified based on Wang et al.[58] f_v, vegetation canopy light transmittance; S_d, downward short-wave radiation; α_v, vegetation canopy reflectance; L_d, downward long-waved radiation; σ, Stephen-Boltzmann constant; T_G, soil surface temperature; α_G, surface reflectance; T_L, canopy surface temperature; H, sensible heat flux; H_v, vegetation canopy of sensible heat flux; H_G, surface sensible heat flux; ET, evapotranspiration; E, the soil evaporation; T, vegetation canopy transpiration; T_{Ld}, reference canopy temperature; T_{Gd}, reference of soil surface temperature; H_{vd}, reference vegetation canopy sensible heat flux; H_{Gd}, reference surface sensible heat flux.

图 1 模型综合框架及研究思路示意图

Fig. 1 Schematic diagram of comprehensive framework and research ideas of the model

平均及季节变动(66.3 ± 113.0) W/m²。三温模型和双源模型对应于观测值的 R^2 均为 0.89(N = 4 583)。综上 2 个站点模拟结果及统计检验可知，三温模型与双源模型对 ET 的估算结果较为一致，无显著差别。

2.2 模型模拟 ET 组分结果对比分析

由于大满站 ET 组分数据获取较为困难，这里只给出了温带草地站拆分结果比较。在温带草地站生

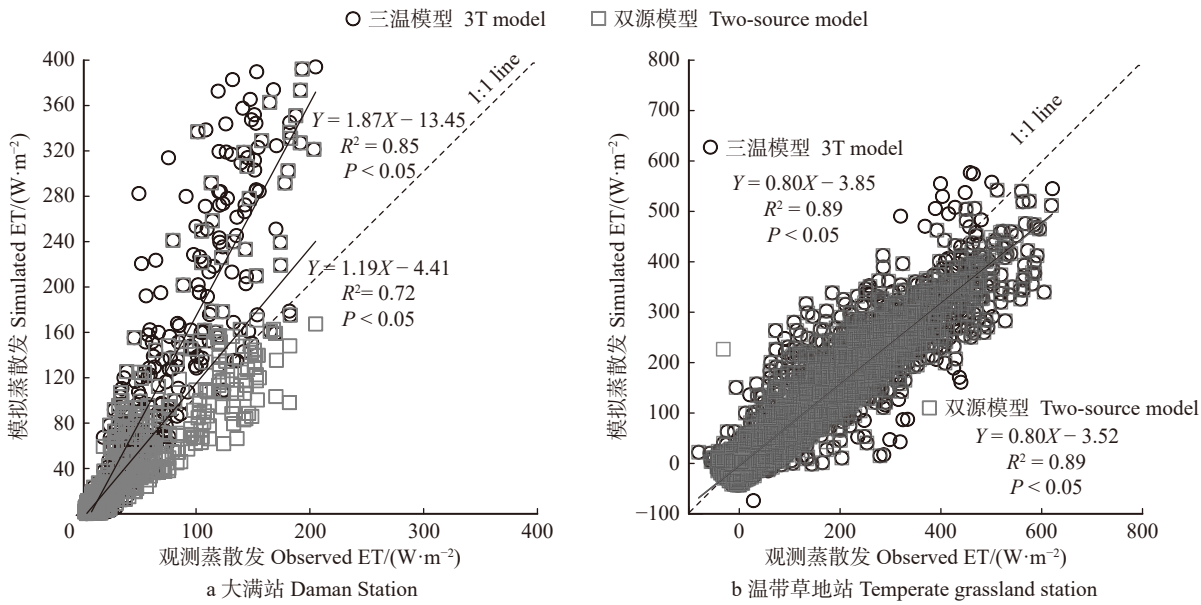


图 2　涡动观测与模型模拟输出蒸散发值对比

Fig. 2　Comparison of evapotranspiration between EC measured and predicted by models

长季，Wang 等[59]利用同位素观测和 ET 同位素拆分的方法获取了植物蒸腾的观测值。图 3 所示为三温模型与双源模型对植被蒸腾模拟结果与观测结果的对比，相对于同位素方法获取的蒸腾，三温模型和双源模型估算结果较为一致（R^2 分别为 0.67 和 0.68）。三温模型模拟时平均 ET 及季节变动为（64.53 ± 105.63）W/m^2，双源模型模拟日平均 ET 及季节变动（64.50 ± 15.73）W/m^2。从以上分析可以看出，三温模型和双源模型对植物蒸散的估算一致性较好。考虑到同位素观测方法存在一定的误差[37]，目前所模拟 ET 组分结果较为合理。

2.3　冠层、土壤参考温度与实际温度对比及分析

参考温度是三温模型核心参数之一，利用干土壤和干叶片的能量平衡，数值模拟可输出 T_{Gd} 和 T_{Ld}，同样，基于实际土壤和叶片的能量平衡可输出土壤和冠层实际温度，并可以用实际观测值来率定模型。大满观测站具有实地地表温度观测，因此在该站点加入了观测土壤温度作为验证数据。基于双源模型模拟的温带草原站植被冠层参考温度和实际模拟温度具有较为一致的年际性变化，冬春季温度较低，夏秋季温度较高，夏季两者的温差较大（图 4）。研究模拟了温带草原站土壤表层参考温度和实际模拟温度的季节动态。生长季初期，模拟的参考地表温度与模拟的实际地表温度差别较小，在 8 月份时温差达到最大，随后又逐渐变小。植被冠层温度和土壤表层温度在研究期间（DOY = 120—300）动态变化特征基本一致。大满站 2014—2015 年植被冠层实际模拟温度和参考温度动态变化基本一致（图 5），土壤表层参考温度和实际模拟温度数据较为吻合

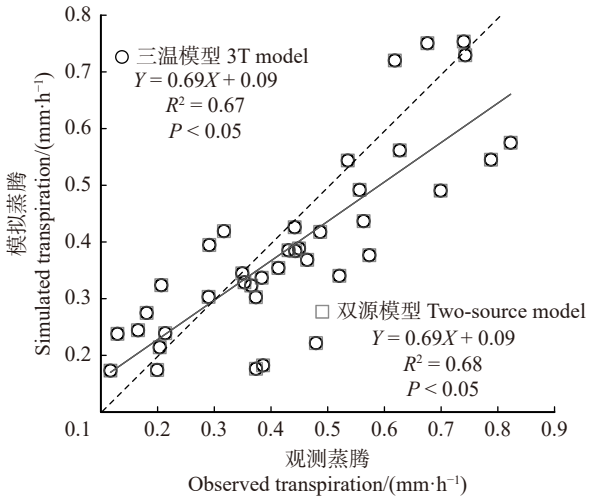


图 3　三温模型与双源模型模拟植被蒸腾结果对比

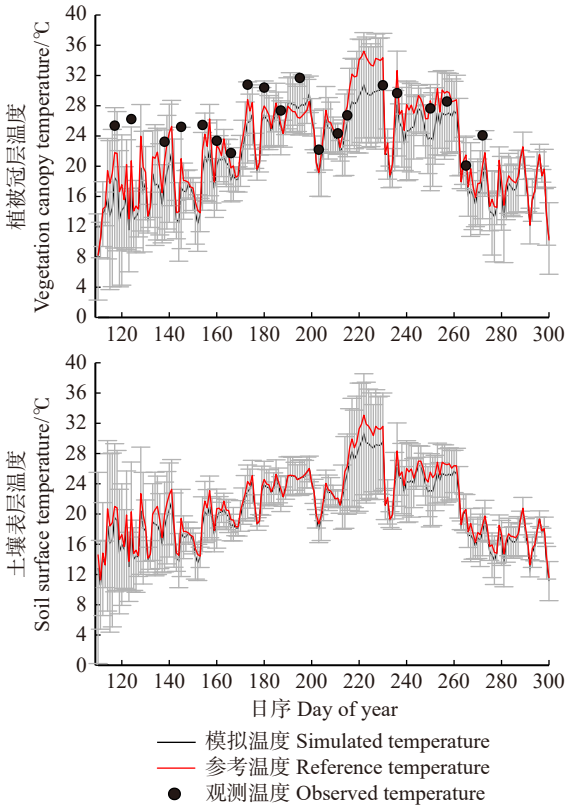
Fig. 3　Comparison of plant transpiration predicted by 3T model and two-source model

（R^2 = 0.95），只在冬季的 12 月及 1 月份的数据有一定程度的低估，可能与双源模型没有考虑冬季降雪等复杂下垫面过程有关。土壤表层温度的年际性变化中，冬春季温度较低，夏秋季温度较高。图 6 是大满站和温带草地站土壤和植被参考温度与实际温度梯度差（$T_{Gd} - T_G$）的时间动态变化序列。（$T_{Gd} - T_G$）在夏秋季节大于春冬季节，具有显著的季节差异。表 3 统计特征显示，T_{Ld} 和 T_{Gd} 的日和小时均值均高于 T_L 和 T_G，并具有较大的年际和季节变动。

3　讨　　论

3.1　蒸散发模型对比与整合

基于阻抗的双源模型与三温模型均基于地表能量平衡原理推导而出，但二者在计算过程及原理方



灰色为标准差。The gray line represents standard deviation.

图 4 温带草原站植被冠层温度和土壤表层温度

Fig. 4 Vegetation canopy and soil surface temperature of temperate grassland station

面具有较大的差异。从表 1 中的输入参数可以看出，双源模型综合考虑了辐射传输过程所涉及到的植被、土壤、大气等诸多变量，以及诸多的阻抗信息，过程较为复杂。三温模型较为简单，参数较少，以辐射和温度为主，不需要阻抗信息的计算，在现实中便于测量与获得，成为三温模型的独到之处。冠层和土壤表面参考温度作为干燥环境理论温度，其长时间连续动态变化的实测数据获取并不容易，这在很大程度上限制了三温模型在高时间分辨率计算中的应用。作为模型的核心温度变量，参考温度时空动态的精确获取非常关键。双源模型在干燥陆地表面情境下（E 和 T 为 0，且土壤含水量为 0），综合考虑了干燥冠层和干燥地表能量平衡，以及二者的相互作用，同时输出 T_{Ld} 和 T_{Gd}，为陆地表层参考温度的时空动态整合框架获取提供了一种可行的解决方法。整合框架需要重建能量通量、水通量以及温度在不同陆地表面条件（干旱和湿润）下的动态变化。

本研究将水通量和地表温度的动态变化与不同陆地表面情景相联系。通过三温模型和基于阻抗的双源模型对蒸散发进行的模拟与实测或公认的标准方法进行对比时表现出较好的性能。本研究的结果验证了所提出的方案在干旱和湿润条件下估计水通量和相关温度的有效性和能力。虽然之前的相关模型（如 TSEB 模型、S-W 模型、P-M 模型）在模拟/分配水通量方面表现出了类似的性能，但本方法具有以下优势。首先，本模型充分考虑了辐射传输过程和冠层与地表之间的能量平衡，并使用 NR 方法来解决能量平衡函数。可以稳定快速地估计出地表

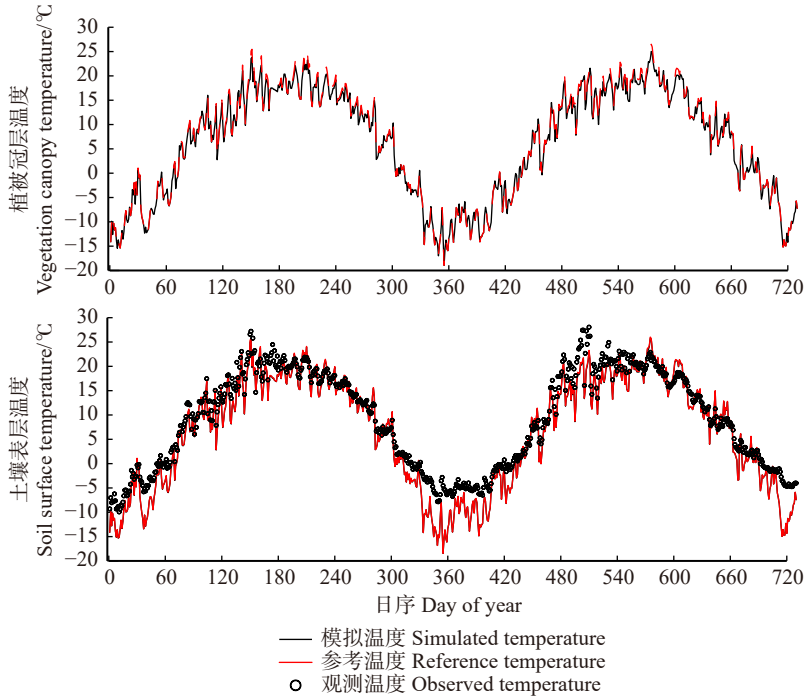
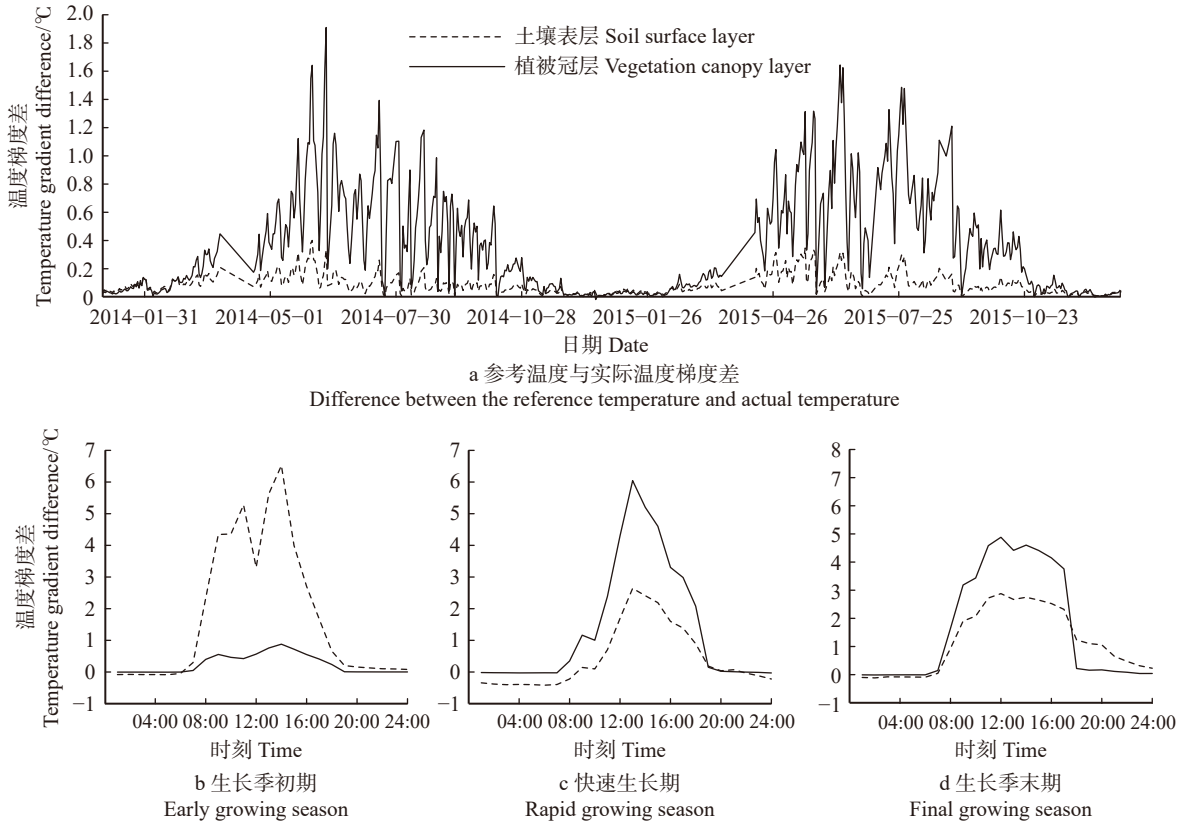


图 5 大满站 2014—2015 年逐日植被冠层温度和土壤表层温度

Fig. 5 Daily vegetation canopy temperature and soil surface temperature in Daman Station from 2014 to 2015



a 为大满站数据，b ~ d 为温带草地站数据。Data in fig.a are from Daman Station, and the data in fig. b−d are from temperate grassland station.

图 6　土壤和植被参考温度与土壤和植被实际温度梯度差时间序列

Fig. 6　Time series of difference in soil or vegetation layer between reference temperature and actual temperature

表 3　不同站点温度指标统计

Tab. 3　Statistics of temperature indicators at different sites　　℃

站点 Station	气温 Temperature (T_a)	叶片温度 Leaf temperature (T_L)	叶片参考温度 Leaf reference temperature (T_{Ld})	地表温度 Land surface temperature (T_G)	地表参考温度 Land surface reference temperature (T_{Gd})
温带草地站[1] Temperate grassland station	21.44 ± 5.89	21.05 ± 10.29	22.75 ± 9.20	20.54 ± 6.11	21.40 ± 7.23
大满农田站[2] Daman Station	6.46 ± 11.23	6.22 ± 11.08	6.58 ± 11.38	6.59 ± 11.31	6.67 ± 11.35

注：[1] DOY = 110—300（2012年04月20日—2012年10月27日），小时平均及季节动态统计，N = 4 583；[2] 2014—2015年，日平均及年际动态统计，N = 730。Notes: [1]DOY = 110−300 (2012−04−20－2012−10−27)), hourly mean and seasonal dynamic statistics, N = 4 583; [2] 2014−2015, the average daily and annual dynamic statistics, N = 730.

温度和冠层温度，无需测量辐射温度[58]。这为估计和分配能量平衡的所有分量并将相关的地表温度囊括起来提供了严格的理论框架，可适用于各种空间和时间尺度。其次，所提出的框架允许考虑和参数化影响蒸散发的各种表面条件（如水分可利用性），使得在各种情景（如干旱和湿润）下更容易预测蒸散发和相关地表温度。在干燥陆地表面条件下，基于阻力的模型全面考虑了干燥冠层和干燥地表之间的能量平衡以及两者之间的相互作用。通过这种方式，基于阻抗的模型可以同时输出 T_{Ld} 和 T_{Gd}。因此，所提出的框架可以实现陆地表面参考温度的动态估计。并且目前的基于能量平衡的数值算法提供了一种将植物水分胁迫与蒸腾速率（例如，无水分胁迫时的实际蒸腾速率与潜在蒸腾速率之比）和相关的冠层温度梯度联系起来的方法。

3.2　蒸散发模拟误差来源分析

从模拟的结果可知，基于双源模型输出的地表温度信息，二者模拟蒸散发总量，以及植被蒸腾和土壤蒸发有着非常好的一致性；对比实测数据，二者对蒸散发的高估或低估现象也较为一致。然而我们发现估算土壤蒸发时，对 G 的选取会影响模型对土壤蒸发估算的一致性。选取观测 G 和干燥土壤情境下输出的 G_d，而不是模型模拟的 G 和 G_d，会降低对 ET 总量的估算效果（与观测对比），以及两个模型对土壤蒸发估算的一致性。原因在于参考温度的日、季节和年际变动与 G 是基于土壤表层能量平衡率定

的结果，较 G 而言，其与能量平衡各分量（如 R_{nG}、H_G、lET）的一致性更好。因此强调了三温模型对“同源”参考温度、地表温度、土壤热通量和辐射数据会有更好的估算效果。同时，由于三温模型输入参数较少，模型模拟结果对于输入的参数敏感性较强，当某一参数偏差较大时，模型整体的模拟效果会受到较大的影响[8]。双源模型的误差可能来自于模型输入的各个变量及参数，可能的误差来源在先前的文献已详述[31]，从表 4 中可以看出，双源模型对各通量的模拟具有一定的误差，因此在参考温度的估算中难免存在一定的误差，该误差可能会导致三温模型对蒸散发的估算精度有所降低。尽管如此，该研究提供了一种估算参考温度的思路与方法，有望开展长时间尺度参考温度的估算，为利用三温模型开展高时空分辨率蒸散发及组分遥感估算提供理论支撑。

表 4 双源模型模拟通量与观测通量的比较

Tab. 4 Comparison of observed flux and simulated flux by two-source model

站点 Station	能量通量 Energy flux	线性拟合方程 Linear fitting equation	R^2
大满站 Daman Station	R_n	$y = 1.1x - 20.1$	0.90
	lET	$y = 1.2x - 4.4$	0.72
	H	$y = 0.72x - 129.1$	0.35
	G	$y = 0.33x - 2.1$	0.71
温带草地站 Temperate grassland station	R_n	$y = 0.99x - 30.8$	0.98
	lET	$y = 0.8x - 3.8$	0.89
	H	$y = 0.93x - 25.0$	0.57
	G	$y = 2.1x + 13.9$	0.64

3.3 参考温度的数值模拟及其变化规律

本文基于干冠层及干土壤的能量平衡，结合数值计算模拟出了参考温度的时间动态变化，并分割出土壤冠层参考温度（T_{Gd}）和叶片参考温度（T_{Ld}），为参考温度的获取提供了一种新的思路与方法。参考温度前提是假设陆地干燥，在现实中难以获取验证的数据。因此，虽然没有实际观测的参考温度作为校验，但观测的实际温度可用来校验模型对温度估算的可信度。模型可以根据不同站点、不同时间尺度，获取参考温度的季节动态。对比图 4、5 可知，植被冠层与土壤表层的参考温度普遍高于模拟温度，并呈现出日变化与季节变化。图 6 为冠层温度梯度差（$T_{Ld} - T_L$）和土壤温度梯度差（$T_{Gd} - T_G$）的动态变化。冠层温度梯度差较土壤温度梯度差而言更加显著（图 6a）。在白天参考温度普遍高于实际温度，而在夜晚略低于实际温度，总体呈现出较大的日变化，在温带草地站，植被生长初期土壤温度梯度差最大，叶片温度梯度差在植被快速生长期较大（图 6b）。以上表明，基于干燥地表情景假设及数值模拟参考温度的方法具有较强的物理机制，其估算出的参考温度具有较高的合理性。参考温度作为极端干燥陆地地表的一种功能属性，可以被估算并在控制试验中得以验证，以上对三温模型中参考温度的假设及其实现提供了理论支撑。

4 结 论

（1）参考温度作为三温模型的核心温度参数，其估算和模拟具有较高的理论意义。对于农田生态系统与草地生态系统，模拟的实际温度和参考温度均能够较为合理地描述冠层表面温度和土壤表面温度的日变化及年际变化，说明基于干燥陆地情景假设及干叶片和干土壤能量平衡，利用数值模拟技术估算的参考温度具有一定的合理性，能够做到参考温度的长时间动态模拟。

（2）三温模型和双源模型二者对小时和日尺度蒸散发均具有较好的模拟效果（R^2 大于 0.72）。相对涡动观测值，三温模型对 ET 的估算结果略优于双源模型。三温模型和双源模型在植物蒸腾的模拟上具有高度的一致性（R^2 分别为 0.67 和 0.68）。两种模型具有各自的鲁棒性，对模型的选择可依据具体的研究目的及数据可获取性而定。

（3）参考温度作为干燥陆地表层的物理参数，也具有一定的日变化与季节变动。在白天参考温度普遍高于实际温度，而在夜晚略低于实际温度，总体呈现出较大的日变化。冠层温度梯度差较土壤温度梯度差而言更加显著，在植被生长初期土壤温度梯度差最大，而冠层温度梯度差在植被快速生长期达到最大。

参 考 文 献

[1] 程国栋, 赵文智. 绿水及其研究进展 [J]. 地球科学进展, 2006, 21(3): 221−227.
Cheng G D, Zhao W Z. Green water and its research progress[J]. Advance in Earth Science, 2006, 21(3): 221−227.

[2] 李小雁. 流域绿水研究的关键科学问题 [J]. 地球科学进展, 2008, 23(7): 707−712.
Li X Y. Key scientific issues in the study of green water in watershed[J]. Advance in Earth Sciences, 2008, 23(7): 707−712.

[3] 刘昌明, 李云成. “绿水”与节水: 中国水资源内涵问题讨论 [J]. 科学对社会的影响, 2006(1): 16−20.
Liu C M, Li Y C. “Green water” and water saving: discussion on the connotation of water resources in China[J]. The Impact of Science on Society, 2006(1): 16−20.

[4] Kustas W P, Norman J M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces[J]. Hydrological Sciences Journal, 1996, 41(4): 495−516.

[5] Jasechko S, Sharp Z D, Gibson J J, et al. Terrestrial water fluxes

dominated by transpiration[J]. Nature, 2013, 496: 347−350.

[6] Good S P, Noone D, Bowen G. Hydrologic connectivity constrains partitioning of global terrestrial water fluxes[J]. Science, 2015, 349: 175−177.

[7] Lian X, Piao S L, Huntingford C. Partitioning global land evapotranspiration using CMIP5 models constrained by observations[J]. Nature Climate Change, 2018, 8: 640−646.

[8] Wei Z, Yoshimura K, Wang L, et al. Revisiting the contribution of transpiration to global terrestrial evapotranspiration[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44: 2792−2801.

[9] Anderegg W R L, Trugman A T, Bowling D R, et al. Plant functional traits and climate influence drought intensification and land–atmosphere feedbacks[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2019, 116(28): 14071−14076.

[10] Piao S L, Wang X, Park T, et al. Characteristics, drivers and feedbacks of global greening[J]. Nature Reviews Earth & Environment, 2020, 1: 14−27.

[11] Fatichi S, Pappas C, Ivanov V Y. Modeling plant-water interactions: an ecohydrological overview from the cell to the global scale[J]. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 2016, 3(3): 327−368.

[12] 武夏宁, 胡铁松, 王修贵, 等. 区域蒸散发估算测定方法综述 [J]. 农业工程学报, 2006, 22(10): 257−262.
Wu X N, Hu T S, Wang X G, et al. Review of regional evapotranspiration estimation methods[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2006, 22(10): 257−262.

[13] Bouman B A M, Van K H, Van L H H. The ‘School of de Wit’ crop growth simulation models: a pedigree and historical overview[J]. Agricultural Systems, 1996, 52(2−3): 171−198.

[14] 郭晓寅, 程国栋. 遥感技术应用于地表面蒸散发的研究进展 [J]. 地球科学进展, 2004, 2(1): 107−114.
Guo X Y, Cheng G D. Research progress of remote sensing technology applied to surface evapotranspiration[J]. Advance in Earth Science, 2004, 2(1): 107−114.

[15] Nemani R R, Running S W. Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and Thermal-IR AVHRR data[J]. Journal of Applied Meteorology, 1989, 28: 276−284.

[16] Kustas W P, Daughtry C S T, Van O P J. Analytical treatment of the relationships between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices[J]. Remote Sensing of Environment, 1993, 46(3): 319−330.

[17] Yang Y, Chen R S. Measurement and estimation of grassland evapotranspiration in a mountainous region at the upper reach of Heihe River basin[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2013, 24(4): 1055−1062.

[18] Allen R G, Pereira L S, Howell T A, et al. Evapotranspiration information reporting (Ⅰ): factors governing measurement accuracy[J]. Agricultural Water Management, 2011, 98(6): 899−920.

[19] 宋璐璐, 尹云鹤, 吴绍洪. 蒸散发测定方法研究进展 [J]. 地理科学进展, 2012, 31(9): 1186−1195.
Song L L, Yin Y H, Wu S H. Research progress of Evapotranspiration measurement methods[J]. Progress in Geography, 2012, 31(9): 1186−1195.

[20] Bowen I S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface[J]. Physical Review, 1926, 27(6): 779−787.

[21] 刘红娟. 双源蒸散发模型的改进及优化 [D]. 兰州: 兰州大学, 2022.
Liu H J. Improvement and optimization of dual-source evapotranspiration model [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2022.

[22] Anderson M C, Norman J M, Mecikalski J R, et al. A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing (Ⅰ): model formulation[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2007, 112(D10): 1−17.

[23] Eichelmann E, Mantoani M C, Chamberlain S D, et al. A novel approach to partitioning evapotranspiration into evaporation and transpiration in flooded ecosystems[J]. Global Change Biology, 2022, 28(3): 990−1007.

[24] Penman H C. Natural evapotranspiration from open water, bare soil and grass[J]. Proceedings of the Royal Society of London, 1948, 193: 120−145.

[25] Shuttleworth W J, Wallace J S. Evaporation from sparse crops: an energy combination theory[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1985, 111(469): 839−855.

[26] Kustas W P, Schmugge T J, Hipps L E. On using mixed-layer transport parameterizations with radiometric surface temperature for computing regional scale sensible flux[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1996, 80(3): 205−221.

[27] Li F, Kustas W P, Prueger J H. Utility of remote sensing-based two-source energy balance model under low and high-vegetation cover conditions[J]. Journal of Hydrometeorology, 2005, 6(6): 878−891.

[28] Chen Y H, Li X B. Estimation of daily evapotranspiration using a two-layer remote sensing model[J]. International Journal of Remote Sensing, 2005, 26(8): 1755−1762.

[29] Hu Z, Yu G. Partitioning of evapotranspiration and its control in four grassland ecosystem: application of a two-source model[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2009, 149(9): 1410−1420.

[30] 莫兴国, 林忠辉, 刘苏峡. 基于 Penman-Monteith 公式的双源模型的改进 [J]. 水利学报, 2000, 5(2): 6−11.
Mo X G, Lin Z H, Liu S X. Improvement of two-source model based on Penman-Monteith formula[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2000, 5(2): 6−11.

[31] Wang P, Yamanaka T. Application of a two-source model for partitioning evapotranspiration and assessing its controls in temperature grassland in central Japan[J]. Ecohydrology, 2014, 7: 345−353.

[32] Tong Y Q, Wang P, Li X Y, et al. Seasonality of the transpiration fraction and its controls across typical ecosystems within the Heihe River Basin[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019, 124(3): 1277−1291.

[33] Zhang K, Kimball J S, Running S W. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation[J]. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 2016, 3(6): 834−853.

[34] Chen J M, Liu J. Evolution of evapotranspiration models using thermal and shortwave remote sensing data[J/OL]. Remote Sensing of Environment, 2020, 237: 111594[2020−01−13]. https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0034425719306145.

[35] Norman J M, Kustas W P, Humes K S. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1995, 77(3−4): 263−293.

[36] Vinukollu R K, Wood E F, Ferguson C R. Global estimates of evapotranspiration for climate studies using multisensor remote sensing data[J]. Remote Sensing of Environment, 2011, 115(3): 801−823.

[37] 车生, 董晴晴. 基于水文模型的蒸散发数据同化研究进展 [J]. 地理学报, 2015, 70(5): 809−818.
Che S, Dong Q Q. Advances in evapotranspiration data assimilation based on hydrological models[J]. Acta Geographica Sinica, 2015, 70(5): 809−818.

[38] Qiu G Y, Yano T, Momii K. An improved methodology to measure evaporation from bare soil based on comparison of surface temperature with a dry soil surface[J]. Journal of Hydrology, 1998, 210(1−4): 93−105.

[39] Qiu G Y, Wang S A, Wu X. Three temperature (3T) model: a method to estimate evapotranspiration and evaluate environmental quality[J]. Journal of Plant Ecology, 2006, 30(2): 231−238.

[40] 邱国玉, 吴晓, 王帅, 等. 三温模型——基于表面温度测算蒸散和评价环境质量的方法Ⅳ. 植被蒸腾扩散系数 [J]. 植物生态学报, 2006, 30(5): 852−860.
Qiu G Y, Wu X, Wang S, et al. Three-temperature model: a method for measuring evapotranspiration and evaluating environmental quality based on surface temperature (Ⅳ): transpiration diffusion coefficient of vegetation[J]. Chinese Journal of Plant Ecology, 2006, 30(5): 852−860.

[41] Qiu G Y, Wang S, Wu X. Three Temperature (3T) Model: a method to estimate evapotranspiration and evaluate environmental quality[J]. Chinese Journal of Plant Ecology, 2006, 30(2): 231.

[42] Qiu G Y, Shi P J, Wang L M. Theoretical analysis of a soil evaporation transfer coefficient[J]. Remote Sensing of Environment, 2006, 101(3): 390−398.

[43] 熊育久, 邱国玉, 陈晓, 等. 三温模型与 MODIS 影像反演蒸散发 [J]. 遥感学报, 2012, 16(5): 969−985.
Xiong Y J, Qiu G Y, Chen X, et al. Evapotranspiration inversion by three-temperature model and MODIS image[J]. Journal of Remote Sensing, 2012, 16(5): 969−985.

[44] Feng Y, Qiu G Y, Zhang Q. Determination of canopy-shadow-affected area in sparse steppes and its effects on evaporation and evapotranspiration[J]. Ecohydrology, 2014, 7(6): 1589−1603.

[45] Xiong Y J, Zhao W L, Wang P, et al. Simple and applicable method for estimating evapotranspiration and its components in arid regions[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019, 124(17-18): 9963−9982.

[46] Paniconi C, Putti M. A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems[J]. Water Resources Research, 1994, 30(12): 3357−3374.

[47] Yamanaka T, Takeda A, Sugita F. A modified surface-resistance approach for representing bare-soil evaporation: wind tunnel experiments under various atmospheric conditions[J]. Water Resources Research, 1997, 33(9): 2117−2128.

[48] Wang P, Li X Y, Wang L X, et al. Divergent evapotranspiration partition dynamics between shrubs and grasses in a shrub-encroached steppe ecosystem[J]. New Phytologist, 2018, 219(4): 1325−1337.

[49] Wang P, Deng Y J, Li X Y, et al. Dynamical effects of plastic mulch on evapotranspiration partitioning in a mulched agriculture ecosystem: measurement with numerical modeling[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2019, 268: 98−108.

[50] Liu S M, Li X, Xu Z W, et al. The Heihe Integrated Observatory Network: a basin-scale land surface processes observatory in China[J]. Vadose Zone Journal, 2018, 17(1): 1−21.

[51] Liu S M, Xu Z W, Wang W Z, et al. A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2011, 15(4): 1291−1306.

[52] Bambach N, Kustas W, Alfieri J, et al. Evapotranspiration uncertainty at micrometeorological scales: the impact of the eddy covariance energy imbalance and correction method[J]. Irrigation Science, 2022, 40(4−5): 445−461.

[53] Baldocchi D D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future[J]. Global Change Biology, 2003, 9(4): 479−492.

[54] Aubinet M, Grelle A, Ibrom A U, et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology[J]. Advances in Ecological Research, 2000, 30: 114−175.

[55] Webb E K, Pearman G I, Leuning R G. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water-vapor transfer[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1980, 106(447): 100.

[56] Xu Z W, Liu S M, Li X, et al. Intercomparison of surface energy flux measurement systems used during the HiWATER-MUSOEXE[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013, 13: 140−13, 157.

[57] Wei G X, Zhou L L, Liu H J, et al. Improving evapotranspiration model performance by treating energy imbalance and interaction[J]. Water Resources Research, 2020, 56(9): 107956.

[58] Wang P, Zhang D P, Xing Y H, et al. Integrating temperature gradient-based 3T and resistance-based models for simulating evapotranspiration and its components[J/OL]. Journal of Hydrology, 2023, 620: 129459[2023−07−01]. https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169423004018.

[59] Wang P, Yamanaka T, Li X Y, et al. Partitioning evapotranspiration in a temperate grassland ecosystem: Numerical modeling with isotopic tracers[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2015, 208: 16−31.

（责任编辑 孟 瑶
责任编委 孟 平）