肖宇, 马柱国, 李明星. 2017. 陆面模式中土壤湿度影响蒸散参数化方案的评估 [J]. 大气科学, 41 (1): 132-146. Xiao Yu, Ma Zhuguo, Li Mingxing. 2017. Evaluation of the parameterizations of soil moisture influence on evapotranspiration in land surface models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (1): 132-146, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.15290.

陆面模式中土壤湿度影响蒸散参数化方案的评估

肖宇^{1,2} 马柱国^{1,2} 李明星¹

1 中国科学院东亚区域气候一环境重点实验室,中国科学院大气物理研究所,北京 100029 2 中国科学院大学,北京 100049

摘 要 本文将四个常见陆面模式 CLM3.5 (Community Land Model Version 3.5)、Noah_LSM (The Noah Land Surface Model)、VIC (Variable Infiltration Capacity) 以及 SSiB (The Simplified Simple Biosphere Model)中土壤湿度 影响蒸散的参数化方案进行简化,并利用实验观测资料对不同参数化方案进行评估,探究不同陆面模式对土壤湿度 度与蒸散关系的模拟差异,从而为提高模式的模拟能力提供依据。结果表明,(1) CLM 与 SSiB 中计算土壤湿度 影响裸土蒸发的参数化方案较 Noah_LSM 和 VIC 更接近真实的物理过程,同时 CLM 与 SSiB 模式中土壤湿度对 蒸发的影响程度较 Noah_LSM 和 VIC 大;而对于下垫面有植被条件下的蒸散而言,CLM 中包含了植被光合作 用、呼吸作用等生物物理学过程,与实际情况更为接近,并且 CLM 与 SSiB 中土壤湿度对植被蒸散的影响程度大 于 VIC, Noah_LSM 最低;(2) 根据干旱区、半半旱区、半湿润区以及湿润区各站点的分析可知,CLM、SSiB 与 Noah_LSM 中土壤湿度影响蒸散的参数化方案的拟合效果较 VIC 好,同时在部分站点 CLM 与 SSiB 的参数化方案 稍优于 Noah_LSM。区域之间比较说明,四个模式对干旱半干旱区的模拟效果明显较半湿润区和湿润区好。

关键词 土壤湿度 蒸散 陆面模式 拟合 参数化方案 文章编号 1006-9895(2017)01-0132-15 中图分类号

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.15290

中图分类号 P467

文献标识码 A

Evaluation of the Parameterization of Soil Moisture Influence on Evapotranspiration in Land Surface Models

XIAO Yu^{1, 2}, MA Zhuguo¹, and LI Mingxing¹

1 Key Laboratory of Regional Climate–Environment Research for Temperate East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract In this paper, the parameterization schemes of soil moisture influence on evapotranspiration in four widely used land surface models, i.e. CLM3.5 (Community Land Model Version 3.5), Noah_LSM (The Noah Land Surface Model), VIC (Variable Infiltration Capacity) and SSiB (The Simplified Simple Biosphere Model), are simplified. Experimental observation data are used to evaluate the performance of these parameterization schemes and assess the simulation ability of the models on the relationship between soil moisture and evapotranspiration for the purpose to

收稿日期 2015-10-20; 网络预出版日期 2016-06-22

作者简介 肖宇, 女, 1992年出生, 硕士研究生, 研究方向: 全球及区域气候变化。E-mail: xiaoyu@tea.ac.cn

通讯作者 马柱国, E-mail: mazg@tea.ac.cn

资助项目 国家重大科学研究计划 "973" 项目 2012CB956201, 国家科技支撑计划 2013BAC10B02, 国家自然科学基金 41275085、41530532, 江苏 省气候变化协同创新中心

Funded by Major State Basic Research Development Program of China (973 Program) (Grant 2012CB956201), National Sci-Tech Support Plan (Grant 2013BAC10B02), National Science Foundation of China (NSFC) (Grant 41275085, 41530532), the Jiangsu Collaborative Innovation Center for Climate Change

provide theoretical bases for improving the simulation ability of models. Results indicate that the parameterization schemes of soil moisture influence on bare soil evaporation in CLM and SSiB are more consistent with the real physical processes than those in Noah_LSM and VIC, and the impacts of soil moisture on bare soil evaporation in CLM and SSiB are greater than those in Noah_LSM and VIC. For vegetation evapotranspiration, the parameterization scheme of soil moisture on evapotranspiration in CLM is more realistic than those in the other three models, and the impacts of soil moisture on vegetation evapotranspiration in CLM and SSiB are greater than that in VIC and the impacts of soil moisture on vegetation evapotranspiration, semi-arid region, semi-humid region and humid region are analyzed respectively. Results show that the parameterization schemes of soil moisture influence on evapotranspiration in CLM, SSiB and Noah_LSM are better than that that in VIC, and the parameterization schemes in CLM and SSiB are better than that in Noah_LSM are better than that that in VIC, and the parameterization schemes in CLM and SSiB are better than that in Noah_LSM at several stations. In addition, the parameterization schemes in all the four models perform better in arid and semi-arid regions than in semi-humid and humid regions.

Keywords Soil moisture, Evapotranspiration, Land Surface Model, Fitting, Parameterizations

1 引言

土壤湿度是指储存在非饱和土壤中的水分含 量,它在陆地能量循环和水循环中扮演着重要的角 色 (Durre et al., 2000; Oki and Kanae, 2006; Alfieri et al., 2008; Trenberth et al., 2009)。土壤湿度对气候的 影响表现在它能改变地表的反照率、土壤的热容 量、地表的蒸发和植被的生长状况,以上影响的结 果最终导致地表能量、水分的再分配,从而对气候 产生影响(马柱国等, 1999)。土壤湿度在气候变 化中的作用主要通过如下三个耦合过程进行:(1) 土壤湿度---蒸散耦合。在干旱气候状况(土壤含水 量小于永久萎蔫点的土壤含水量)下,蒸散对土壤 湿度的变化非常灵敏,但是由于该条件下土壤水分 含量有限,因此蒸散很弱;在湿润气候状况(土壤 含水量大于田间持水量)下,蒸散主要受辐射等其 他限制条件的影响;只有在过渡气候状况(土壤含 水量介于永久萎蔫点的土壤含水量和田间持水量 之间)下,蒸散对土壤湿度的响应最为明显且为线 性关系(Koster et al., 2004; Seneviratne et al., 2006)。 该结论在文中也得到了验证。(2)土壤湿度—气温 耦合。土壤湿度的减小会引起蒸散的减小,从而导 致气温上升,同时气温的升高会引起蒸散的加强, 进一步减小土壤湿度,这就形成了一个正反馈过程

(Koster et al., 2004)。(3) 土壤湿度一降水耦合。 土壤湿度的增加会引起蒸散的增加,从而使空气中 含水量增加,可能会导致降水增加,而降水的增加 又会进一步引起土壤湿度的增加,从而也形成一个 正反馈过程,目前在蒸散增加引起降雨增加这一环 节上存在很大的不确定性,也是当前研究的重点和 热点(Douville, 2002; Koster et al., 2004)。土壤湿度 对植被变化也起着重要的作用,张强等(2005)研 究表明我国西北地区植被对土壤湿度的敏感性最强,其次是华北地区,敏感性最弱的是东北地区。

关于土壤湿度和蒸散的关系,已有很多学者做 了相关的研究。如 Xu and Singh(2005)通过对水 分平衡组成成分的分析发现,虽然实际蒸散受很多 水文气象因子的影响,但在较暖干的月份土壤湿度 仍然是主导因素。Lawrence and Slingo(2005)研 究发现土壤湿度与蒸发的关系在干旱半干旱区域 最强,这是因为在干旱半干旱区域蒸发基本是受湿 度限制,而在蒸发主要受能量限制的区域,例如热 带雨林和高纬度地区,土壤湿度与蒸发关系则较 弱。Betts et al. (1996) 也发现,草地土壤湿度对植 被阻抗和蒸腾影响很大,而对于北方云杉林,仅在 降雨后土壤湿度才对植被蒸腾有较大作用。根据地 表水分平衡公式,土壤湿度和蒸散间有着密切关 系,在小于四个月的时间尺度下,仅在表层 0.5 cm 的土壤中土壤湿度和蒸散发表现出显著的相关性, 同时,蒸散通过改变土壤中的水分加强了土壤湿度 的记忆性(Wu and Dickinson, 2004)。此外, 土壤 湿度和蒸散发的关系也会响应其他因素的变化,如 生态系统能够通过改变植物生物量和胁迫阈值使 蒸散与土壤湿度的关系能够应对北美季风降水的 年际变化(Vivoni et al., 2008)。

对于简单的陆气耦合模型,模式中土壤湿度与 蒸散的关系主要分为两类:通过土壤含水量计算蒸 散和通过土壤水势计算蒸散(Mahfouf et al., 1996)。 考虑土壤湿度对蒸散作用模型的发展可分为三个 阶段:第一代模型,又称桶模型(Bucket model) (Manabe, 1969),在模型中将实际蒸散定义为潜在 蒸散与限制因子的乘积,该限制因子是与土壤湿度 呈简单线性相关的一个函数,桶模型是第一个反映 土壤湿度对蒸散影响的模型(Seneviratne et al., 2010),然而其中没有包含植物对蒸散的约束以及 作物冠层拦截等的作用,因此会高估蒸散值(Sellers et al., 1997)。第二代模型,又叫生物物理陆气相互 作用模型 (Sellers et al., 1997),模式中加入了植被 对蒸散的影响,并用气孔阻抗和冠层阻抗来表示, 它们均是与土壤湿度有关的一个函数,同时模式中 将蒸散分为冠层蒸散、裸土蒸发以及植被蒸散: Sellers et al. (1997) 指出它和桶模型的不同在于, 后者土壤湿度限制体现在潜在蒸散中, 而前者这种 限制体现在气孔阻抗和冠层阻抗中。最后是生物生 理陆气相互作用模型(Sellers et al., 1997),模型在 第二代模型的基础上加入了植物的光合作用,包括 二氧化碳同化、营养吸收、酶动力学、电子转移和 叶绿体的光截获等过程(Seneviratne et al., 2010), 同时,模式中包含了土壤湿度对植物光合作用和呼 吸作用的影响,因此能够反映不同二氧化碳浓度条 件下土壤湿度和蒸散之间的关系 (Jones and Cox, 2005)。戴永久和曾庆存(1996)提出,目前所说 的陆面过程模式基本上只是针对其物理过程部分, 实际上,物理、化学和生物过程三部分是相互关联 的,今后仍需对其中的细致部分做深入的研究。总 的来说,不同模式对土壤湿度和蒸散之间关系的表 述不尽相同,但主要都是通过土壤湿度与根区的体 积含水量以及土壤水势的关系,从而将土壤湿度与 蒸散联系起来的(Mahfouf et al., 1996)。

虽然陆面模式的复杂程度在不断增加,但一些 简单的关系和参数仍然具有很大的不确定性,例如 土壤持水力,它是影响土壤湿度与气候关系的重要 因子之一(Seneviratne et al., 2010)。Lin et al. (2010) 表示输入误差和参数的不确定性是影响水文模型 不确定性的两个主要因素。现有水文和气候模式以 及陆面过程模式对于地处青藏高原这样独特环境下 的黄河源区陆面与水文过程和气候变化的模拟还存 在着较大的误差(文军等, 2011),同时, 目前干旱 半干旱区气候变化研究缺乏对全球不同区域干旱半 干旱区气候变化时空关联的系统性研究,且野外观 测试验持续时间较短,这在很大程度上限制了陆面 过程模式的发展(黄建平等, 2013)。不同的模型会 结合各自土地利用类型的物理特征遵循不同的假 设,这导致不同模式的模拟结果差异很大,因此模 型模拟的好坏仍然需要更为充足的验证(Pitman et al., 2009), 陈海山和孙照渤(2002)也同样指出, 尽管各种复杂的陆面模式相继发展,在一定程度上 改善了气候模式对陆面过程的模拟能力,但在陆面 模式的研究中仍存在大量有待深入研究的问题。

土壤湿度是影响蒸散的重要因子之一(Fisher et al., 2008), 而二者间的关系受气候条件、土壤性 质、植被状况等因子的影响(Husain et al., 2014), 模式在土壤湿度影响蒸散的参数化公式中引用过 多的经验型公式(Chen and Dudhia, 2001),并无实 际物理意义,同时陆面模式中计算蒸散的参数化方 案相对复杂(孙菽芬, 2002),而土壤湿度则是作 为其中一个影响因子出现在方程式中, 过多的物理 方案和参数使得在提取土壤湿度对蒸散的影响时 误差不断累积,从而加大了土壤湿度影响蒸散的参 数化方案的误差,导致二者的关系与实际情况有较 大的偏差。提高陆面模型模拟能力的关键并不是优 化参数,而是提高陆面模型对于基本过程的代表 性。因此,本文利用实际观测资料,对四个常见陆 面模式 (CLM3.5 (Community Land Model Version 3.5), Noah LSM (The Noah Land Surface Model), VIC (Variable Infiltration Capacity) 以及 SSiB (The Simplified Simple Biosphere Model)) 中土壤湿度影 响蒸散的参数化方案进行提取和简化,对比不同模 式参数化方案的异同,并且以陆面模式的基本过程 为出发点,利用实验观测资料对土壤湿度影响蒸散 的参数化方案进行评估,探究模式对土壤湿度与蒸 散关系的模拟情况,从而为提高模式对二者关系的 模拟能力提供理论依据。

2 资料与方法

2.1 资料

(1)美国通量观测网资料(http://ameriflux. ornl.gov [2016-01-06])。美国通量观测网是为了评估 陆地生态系统对环境的响应而建立的,包括了气候、 土地利用以及极端气候事件(例如:干旱、风暴或者 火灾的变化),美国通量观测数据帮助科学家考察生 态系统过程和气候响应之间的联系。需要注意的是, 不同站点的观测是独立进行的,并没有按照世界气象 组织的标准进行测量,因此不同站点土壤湿度的测量 深度有所不同,且深层缺测较多,因此本文均统一 采用表层土壤湿度进行分析;同时不同下垫面冠层 高度的不同也会导致蒸散的测量高度不同。数据的 时间分辨率为 30 min,各站点在文中的简称、全称、 时间段以及下垫面植被类型如表 1 所示。

(2) 中国科学院干旱半干旱区协同观测研究网

表 1 美国通量观测网各站点在文中的简称、全称、观测数据开始与结束时间以及各站点下垫面主要植被类型 Table 1 The abbreviations, full names, starting and ending time of observation data, and primary vegetation types on the underlying surface of each station of the American Flux Net

站点简称	站点全称	开始时间	结束时间	下垫面
US-AR1	ARM USDA UNL OSU Woodward Switchgrass 1	2009-04-28	2012-12-30	草地
US-AR2	ARM USDA UNL OSU Woodward Switchgrass 2	2009-04-28	2013-08-02	草地
US-Aud	Audubon Research Ranch	2002-06-07	2011-09-26	草地
US-Bkg	Brookings	2004-04-19	2010-03-03	草地
US-Blk	Black Hills	2003-12-31	2008-12-28	常绿针叶林
US-Cop	Corral Pocket	2001-01-01	2007-12-31	草地
US-Ctn	Cottonwood	2006-11-14	2009-11-24	草地
US-Dk2	Duke Forest Hardwoods	2001-01-01	2008-12-31	混交林
US-FR2	Freeman Ranch Mesquite Juniper	2005-01-01	2008-12-29	多树草原
US-Fuf	Flagstaff Unmanaged Forest	2005-09-06	2010-12-31	常绿针叶林
US-Fwf	Flagstaff Wildfire	2005-06-15	2010-12-31	草地
US-IB1	Fermi Agricultural	2005-03-28	2011-12-31	农田
US-KS2	Kennedy Space Center Scrub Oak	1999-06-29	2006-12-31	郁闭灌木
US-PFa	Park Falls	1995-01-01	2013-12-31	混交林
US-SRM	Santa Rita Mesquite Savanna	2004-01-01	2013-12-31	多树草原
US-Ton	Tonzi Ranch	2001-01-01	2013-12-31	多树草原
US-WBW	Walker Branch	1994-12-31	2007-06-06	落叶阔叶林
US-Wrc	Wind River Field Station	1998-01-01	2013-12-31	常绿针叶林

络资料。该套资料的观测站点均分布在我国干旱半 干旱区及其边缘,时间长度为 2008、2009 年 6~9 月(其中通榆站观测资料的时间段为 2003 年 1 月 至 2008 年 12 月),时间分辨率为 30 min,表 2 描 述了各站点下垫面的植被类型和周围环境。由于各 站点在部分深度无观测资料,因此与美国通量网观 测资料类似地选取表层(2 cm)土壤湿度进行分析, 潜热通量的测量方法为涡度相关法,并且经过了密 度脉动(WPL)订正。

表 2 中国科学院干旱半干旱区协同观测研究网络资料中 各个观测站点下垫面情况

Table 2The underlying surface conditions of each stationin arid and semi-arid areas of China

站点	植被类型	周围环境
阿柔	亚高山草甸草原	山地、河谷
大野口	常绿针叶林	山地、山坡
定西	农作物(小麦)	山地、流域
东苏	荒漠草原	荒漠
锦州	农作物(玉米)	平原、农作物、城镇
临泽	农作物(玉米)	荒漠、绿洲
密云	落叶阔叶林	山地、城镇
玛曲	草地	山地、平原
通榆	农作物(向日葵)、退化草甸	平原、农作物、城镇
兴隆山	农作物(亚麻)	山地、绿洲、荒地
盈科	农作物(玉米)	荒漠、绿洲、城镇
榆中	草原	山地、荒地、农作物
奈曼	荒漠草原	荒漠、绿洲、农作物

2.2 干旱、半干旱、半湿润与湿润区的划分方法

本文采用全球降水气候中心(简称 GPCC)全 球降水资料,空间分辨率为 0.5°×0.5°,起止时间 为 1901 年 1 月至 2013 年 12 月。本文取 1981~2010 年的年平均降水量作为划分依据,将年降水量在 200 mm 以下划为干旱区,200~500 mm 为半干旱 区,500~800 mm 为半湿润区,800 mm 以上为湿 润区,如图 1 所示,其中实心黑点代表上述两套资 料中的所有站点。各站点具体分区情况如表 3 所示。

表 3 各站点气候状况分区情况

Table 3 The climate	ate conditions	of al	ll stations
---------------------	----------------	-------	-------------

气候状况	中国站点	美国站点
干旱区	东苏、临泽	US-Cop
半干旱区	通榆、奈曼、大野口、阿柔、	US-Aud, US-Blk, US-Ctn,
	榆中、兴隆山、定西、盈科	US-Fuf, US-Fwf, US-SRM
半湿润区	玛曲、密云、锦州	US-AR1, US-AR2, US-Bkg,
		US-Ton,
湿润区	无	US-DK2, US-FR2, US-IB1,
		US-KS2, US-PFa, US-WBW,
		US-Wrc

2.3 资料处理方法

(1)数据筛选方法。由于陆面过程分析对观测 资料的要求较高,因此为了提高数据质量,在计算 日平均土壤湿度与蒸散时,若有一个以上的数据缺 测,则将该日的数据设为缺测,若处理后某站点总 样本数不足一百个,则去除该站点;同时将计算后 的日平均数据去除异常值,用此方法对观测资料进行严格的数据筛选。

(2)数据质量控制方法。前文介绍的包括阿柔 在内的13个站点潜热通量的观测数据均经过了密度 脉动(WPL)订正,水汽通量的WPL订正公式是在 实际计算得到的水汽通量上加入水汽通量修正:

$$F_{v} = \overline{\omega' \rho_{v}'} + \overline{\rho_{v} \cdot \omega} = (1 + \mu \sigma) (\overline{\omega' \rho_{v}'} + \overline{\rho_{v}} \frac{\overline{\omega' T'}}{\overline{T}}), \quad (1)$$

其中, ρ_v 为水汽密度,T为空气温度, μ 为空气的 摩尔质量与水汽的摩尔质量之比,即 $m_a/m_v = 1.6$, $\sigma = \rho_v/\rho_a$,该方法也可用于大气痕量 气体(如 CO₂)的修正。用此方法可对观测的潜热 通量值进行严格的质量控制,而美国通量观测网的资 料由于来源不一,并没有按照世界气象组织的标准进 行测量,因此仅对这些站点进行严格的数据筛选,并 未进行质量控制。

3 常见陆面模式中土壤湿度影响蒸 散的参数化方案

在常见的陆面模式中,蒸散与最大蒸散之间存 在一个系数 β, 而 β 与土壤湿度等因子有关,因此 可以通过土壤湿度与β的关系来研究土壤湿度对蒸 散的影响。本文主要介绍四个常见的陆面模式 CLM、Noah_LSM、VIC 以及 SSiB 中计算裸土蒸发 与下垫面有植被条件下的蒸散(文中称植被蒸散) 的参数化方案,以及提取简化后的土壤湿度影响蒸 散的参数化方案。

3.1 CLM3.5 (Community Land Model Version 3.5) 模型

CLM 模型最初是由一个生物物理学模型和一 个包含碳循环、植被动力学和径流的模型(NCAR LSM)合并而成的。同时模型中全球冠层蒸发与土 壤蒸发显著高于蒸腾,由于光合作用是通过气孔阻 抗与蒸腾相联系的,因此对光合作用的低估是产生 上述差异的一个很重要的原因。CLM 模型将实际蒸 散分为了无植被的情况与有植被的情况。在裸土的 情况下,蒸发的计算如下:

$$E_{\rm g} = -\frac{\rho_{\rm atm}(q_{\rm atm} - q_{\rm g})}{r_{\rm aw}}, \qquad (2)$$

其中 ρ_{atm} 为空气密度, q_{atm} 为大气比湿, q_{g} 为地表 比湿, r_{aw} 为空气动力学阻抗。 q_{g} 的计算如下:

$$q_{g} = \alpha q_{sat}^{T_{g}}$$
, (3)
其中 $q_{sat}^{T_{g}}$ 为地表温度为 T_{g} 时的饱和比湿, α 为一个

权重系数, 它可以根据如下方程式计算:

$$\alpha = \alpha_{\text{soi},1} \left(1 - f_{\text{sno}} \right) + \alpha_{\text{sno}} f_{\text{sno}} , \qquad (4)$$

其中, f_{sno} 为被雪覆盖的面积, $\alpha_{soi,l}$ 是关于土壤基 质势等的一个函数:

$$\alpha_{\text{soi},1} = \exp\left(\frac{\Psi_1 g}{1 \times 10^3 R_{\text{wv}} T_{\text{g}}}\right), \quad (5)$$

其中, 𝒫₁为土壤基质势, g为重力加速度, R_{wv}为 水汽的气体常数, T_g为地表气温, 土壤基质势与土 壤饱和基质势的关系如下:

$$\Psi_{1} = \Psi_{\text{sat.}1} s_{1}^{-B_{1}} \ge -1 \times 10^{8}, \qquad (6)$$

其中, $\Psi_{sat,1}$ 即为土壤饱和基质势, B_1 为 Clapp and Hornberger 常数, s_1 为地表湿润度, 且与土壤湿度 有关:

$$s_{1} = \frac{1}{\Delta z_{1} \theta_{\text{sat,l}}} \left[\frac{w_{\text{liq,l}}}{\rho_{\text{liq}}} + \frac{w_{\text{ice,l}}}{\rho_{\text{ice}}} \right], \tag{7}$$

其中, Δz_1 为表层土壤的厚度, $\theta_{sat,1}$ 为饱和含水量, ρ_{liq} 和 ρ_{lice} 分别是水和冰的密度, $w_{liq,1}$ 与 $w_{ice,1}$ 为表层 土壤中液态水与冰的含量。

根据如上的计算公式我们可以看出,土壤湿度 (即 $w_{iq,1}$)通过影响地表湿润度(即 s_1),影响到土 壤基质势(即 Ψ_1),进而影响权重系数(即 α),从 而影响地表比湿(即 q_g),最后影响蒸发。我们可 以根据如上的影响链,提取出土壤湿度与蒸发之间 的关系。由于当土壤基质势为饱和基质势时,蒸发 达到最大,即:

$$E_{\max} = -\frac{q_{atm} - \exp\left(\frac{\Psi_{sat,q} g \cdot q_{sat}^{T_g}}{10^3 R_{wv} T_g}\right)}{r_{aw}},$$
(8)

因此β可以根据下式计算:

$$\beta = \frac{E}{E_{\text{max}}} = \frac{q_{\text{atm}} - \exp\left(\frac{\Psi_1 g}{10^3 R_{\text{wv}} T_g} \cdot q_{\text{sat}}^{T_g}\right)}{q_{\text{atm}} - \exp\left(\frac{\Psi_{\text{sat},q} g}{10^3 R_{\text{wv}} T_g} \cdot q_{\text{sat}}^{T_g}\right)}, \quad (9)$$

简化式 (9),并将与土壤湿度无关的其他气象因子 用字母 a, b 代替,可得

$$\beta = \frac{a - \left(bw_{\text{liq}}\right)^{-B_1}}{a - 1}, \qquad (10)$$

其中

$$a = \frac{10^3 R_{wv} T_g \left(\frac{q_{atm}}{q_{sat}^{T_g}} - 1\right)}{\psi_{sat,1} \cdot g},$$
(11)

$$b = \frac{1}{\Delta z_1 \theta_{\text{sat},1} \rho_{\text{liq}}},$$
 (12)

由于 *a、b* 和-*B*₁>0,因此根据上式可以清楚 地看出 β 与土壤湿度(即*w*_{liq})的正相关关系。同 时,根据关系式(10)、(11)和(12)可以知道, 在 CLM 模式中,限制因子β不仅与土壤湿度有关, 也与地表气温、大气比湿、大气饱和比湿、土壤饱 和基质势、表层土壤厚度以及饱和含水量有关。此 外,仅土壤湿度对蒸发的影响是呈幂函数变化,其 他要素均是线性影响,因此土壤湿度对蒸发的影响 程度较其他因子大。

对于有植被的情况,CLM 将总蒸散分为植被蒸腾 E_v 与地表蒸发 E_g ,即:

$$E = -\frac{\rho_{\rm atm}(q_{\rm atm} - q_{\rm s})}{r_{\rm aw}},$$
 (13)

$$E_{\rm v} = -\frac{\rho_{\rm atm}(q_{\rm s} - q_{\rm sat}^{T_{\rm v}})}{r_{\rm total}},$$
 (14)

$$E_{\rm g} = -\frac{\rho_{\rm atm}(q_{\rm s} - q_{\rm g})}{r_{\rm av}},\tag{15}$$

其中,冠层比湿q。可由下式计算得到

$$q_{\rm s} = \frac{C_{\rm a}^{\rm w} q_{\rm atm} + C_{\rm g}^{\rm w} q_{\rm g} + C_{\rm vv}^{\rm w} q_{\rm sat}^{\rm w}}{C_{\rm a}^{\rm w} + C_{\rm v}^{\rm w} + C_{\rm g}^{\rm w}}, \qquad (16)$$

其中, *C*^w_a、*C*^w_v、*C*^w_g分别表示水汽从冠层空气到大 气、从叶面到冠层空气以及从地表到冠层空气的导 度。土壤湿度通过影响地表比湿(即*q*_g)进而影响 到蒸散,当土壤基质势达到饱和时蒸散达到最大, 因此与裸土蒸发相似,可简化得到如下关系式:

$$\beta = \frac{a - (bw_{\text{liq}})^{-B_{\text{l}}}}{a - 1},$$
(17)

其中

$$a = \frac{10^{3} R_{wv} T_{g}}{\Psi_{sat,1} g} \left(\frac{(C_{v}^{w} + C_{g}^{w}) q_{atm} - C_{v}^{w} q_{sat}^{T_{v}}}{C_{g}^{w} q_{sat}^{T_{g}}} - 1 \right), \quad (18)$$
$$b = \frac{1}{\Delta z_{1} \theta_{sat,1} \rho_{hq}}, \quad (19)$$

根据以上公式可以知道,CLM 中计算裸土蒸发 与计算下垫面有植被条件下的蒸散(后文中均称植 被蒸散)的参数化方案简化后基本一致,只是参数 *a* 所代表的具体意义有所不同。影响植被蒸散的因 子除土壤湿度和影响裸土蒸发的因子(即地表气 温、大气比湿、大气饱和比湿、土壤饱和基质势、 表层土壤厚度以及饱和含水量)外,还有水汽从冠 层空气到大气、从叶面到冠层空气以及从地表到冠 层空气的导度,以及冠层的饱和比湿。与裸土蒸发 类似,土壤湿度是以幂函数的形式影响蒸散,因此 它对蒸散的影响更为明显。

3.2 Noah_LSM(The Noah Land Surface Model) 模型

Noah_LSM 是集气候研究和预测为一体的模型,该模型于 1990 年建立,1993 年以后在全球能量和水循环试验(GEWEX)、大陆尺度国际项目(GCIP)和新闻出版总署(GAPP)的支持下得到了快速发展,随后国家海洋和大气治理署与多位首席研究员、国家环境预测中心(NCEP)的环境模型中心、美国国家气象局水文办公室以及信息服务中心研究应用研究室合作,以改进模式使其适用于NCEP动态气候和环境预测模型。Noah_LSM 模型将实际蒸散分为直接蒸发、冠层截留水分的蒸发以及植被蒸散,其中直接蒸发与植被蒸散与土壤湿度有密切联系,而冠层截留水分的蒸发与土壤湿度没有直接关系,此处不予以讨论。

直接蒸发由下式计算得到(Chen and Dudhia, 2001)

$$E_{\rm dir} = (1 - \sigma_{\rm f})\beta E_{\rm p}, \qquad (20)$$

其中

$$\beta = \frac{\theta_{\rm l} - \theta_{\rm w}}{\theta_{\rm ref} - \theta_{\rm w}}, \qquad (21)$$

其中, θ_{I} 为实际土壤湿度, θ_{w} 为永久萎蔫点的土壤 湿度, θ_{ref} 为田间持水量。这就是第一代陆气模型 计算蒸散的方法,可以清楚地看出土壤湿度与 β 之 间的正相关关系。

Noah_LSM 模型中植被蒸散计算如下:

$$E_{t} = \sigma_{f} E_{p} B_{c} \left[1 - \left(\frac{W_{c}}{S}\right)^{n} \right], \qquad (22)$$

其中, $\sigma_{\rm f}$ 为绿色植被的覆盖面积,W为冠层截留的水量,S为最大冠层容量, $B_{\rm c}$ 是关于冠层阻抗的函数:

$$B_{\rm c} = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_{\rm r}}}{1 + R_{\rm c}C_{\rm h} + \frac{\Delta}{r}},$$
 (23)

其中, Δ 为饱和比湿曲线斜率, C_h 为地表热量和湿度的交换系数, R_r 为关于地表气温的函数, R_c 为冠层阻抗, 它由下式得到:

$$R_{\rm c} = \frac{R_{\rm cmin}}{{\rm LAI}F_1F_2F_3F_4},$$
 (24)

*R*_{emin} 为最小冠层阻抗, *F*₁,*F*₂,*F*₃,*F*₄ 分别表示温度、 水汽压逆差、光合有效辐射和土壤湿度对冠层阻抗 的影响系数。其中*F*₄ 的计算公式为

$$F_4 = \sum_{i=1}^{3} \frac{\left(\theta_i - \theta_w\right) d_{zi}}{\left(\theta_{ref} - \theta_w\right) \left(d_{z1} + d_{z2}\right)}.$$
 (25)

根据上面的计算公式可以看出,土壤湿度通过 影响土壤系数(即*F*₄)来影响冠层阻抗,从而影响 蒸散。当*F*₄=1时土壤湿度不再限制蒸散时,蒸散 值达到最大,此时我们可以提取出蒸散与土壤湿度 的关系式,而将其他与土壤湿度无关的气象变量用 *a*表示,则有

$$\beta = \frac{F_4(a+1)}{F_4a+1},$$
 (26)

其中

$$a = \frac{\frac{\Delta}{R_{\rm r}C_{\rm n}} \left(LAIF_1F_2F_3 \right)}{R_{\rm cmin}} \,. \tag{27}$$

根据公式(21)、(26)与(27)可以看出,在 Noah_LSM 计算蒸散的参数化方案中,裸土蒸发仅 与土壤湿度有关,植被蒸散除与土壤湿度有关外, 还与温度、水汽压逆差、光合有效辐射、叶面积指 数、最小冠层阻抗以及地表气温有关。同时土壤湿 度对植被蒸散的影响方式与其他因子一样,因此土 壤湿度对植被蒸散的影响强弱与温度、水汽压逆差 和光合有效辐射相差不大。

3.3 VIC (Variable Infiltration Capacity) 模型

VIC 是一个大尺度、半分布式、基于格点的水 文模型,最初是应用于美国国家地球物理流体动力 学实验室(GFDL)和 MPI(Max Planck Institute) 的一个简单土壤模型,1994年为了包含不同土壤层 次以及植被和网格单元蒸发的空间变化,随后产生 了两层及三层 VIC 模型,如今 VIC 模型可以根据 需求选取土壤层次。该模型将实际蒸散分成了冠层 截留水分的蒸发、植被蒸散与裸土蒸发。这里的 冠层截留水分蒸发与土壤湿度没有关系,因此不予 考虑。

VIC 中裸土蒸发的计算如下:

$$E_{1} = E_{p} \left(\int_{0}^{A_{s}} dA + \int_{A_{s}}^{1} \frac{i_{0}}{i_{m} \left(1 - \left(1 - A\right)^{\frac{1}{b_{l}}}\right)} dA \right), \quad (28)$$

其中, i 为渗透能力, 即单位面积 dA 内土壤所能够

储存的最大水分, *A* 为渗透能力小于 *i* 的面积, *A*s 为饱和裸土所占部分。根据式(28)可知,随着土 壤湿度的增加(*A*不断减小),蒸发不断增加,并且 VIC 中影响裸土蒸发的因子为渗透能力。

VIC 植被蒸散由下式计算得到:

$$E_{\rm t} = \left(1 - \left(\frac{W_i}{W_{\rm im}}\right)^{2/3}\right) E_{\rm p} \frac{r_{\rm w}}{r_{\rm w} + r_0 + r_{\rm c}}, \qquad (29)$$

其中, *W*_i为冠层截留量, *W*_{im}为最大冠层截留量, *r*_w为水分和热量从蒸发表面进入冠层上方空气的 阻抗, *r*₀表示不同植被覆盖类型的阻抗, *r*_c表示冠 层阻抗, 计算公式为

$$r_{\rm c} = \frac{r_{\rm 0c} g_{\rm T} g_{\rm vpd} g_{\rm PAR} g_{\rm sm}}{LAI}, \qquad (30)$$

其中, r_{0c}为最小冠层阻抗, g_T,g_{vpd},g_{PAR},g_{sm}分别 表示温度、水汽压逆差、光合有效辐射和土壤湿度 对冠层阻抗的影响, g_{sm}与土壤湿度的关系如下:

$$\frac{1}{g_{\rm sm}} = \begin{cases} 0 & \theta \leq \theta wp \\ \frac{\theta - \theta wp}{\theta^* - \theta wp} & \theta wp < \theta \leq \theta^*, \ (31) \\ 1 & \theta < \theta \leq \theta s \end{cases}$$

因此我们可以提取出土壤湿度与蒸散的关系 式如下:

$$\beta = \frac{a + g_{\rm sm}}{a + 1},\tag{32}$$

其中

$$a = \frac{\text{LAI}(r_{w} + r_{0})}{r_{0c}g_{T}g_{vpd}g_{PAR}}.$$
 (33)

根据公式(32)和(33)可以看出,植被蒸散 不仅受土壤湿度的影响,也受到温度、水汽压逆 差、光合有效辐射、叶面积指数、植被阻抗和冠层 阻抗的影响。同时,土壤湿度对β的影响处于分子 部分,而其他因子如温度、水汽压逆差、光合有效 辐射、叶面积指数、植被阻抗和冠层阻抗在分子分 母部分均有,因此单从方程的角度来看,土壤湿度 对β的影响程度高于其他因子。

3.4 SSiB (The Simplified Simple Biosphere Model)模型

SSiB 模型是参与国际陆面参数化方案比较计 划(PILPS)的模型之一,它的发展最初是基于亚 马逊热带雨林的观测资料。SSiB 模型将实际蒸散分 为冠层蒸腾 λE_c 和地表蒸发 λE_{gs} ,分别表示为(Sun and Xue, 2001)

$$\lambda E_{\rm c} = \left({\rm e}^* \left(T_{\rm c} \right) - {\rm e}_{\rm a} \right) \frac{\rho c_{\rm p}}{r} \left[\frac{W_{\rm c}}{r_{\rm b}} + \frac{1 - W_{\rm c}}{r_{\rm c} + r_{\rm c}} \right], \quad (34)$$

$$\lambda E_{\rm gs} = \left(f_{\rm h} e^* \left(T_{\rm gs} \right) - e_{\rm a} \right) \frac{\rho c_{\rm p}}{r} \frac{1}{r_{\rm surf} + r_{\rm d}} , \qquad (35)$$

其中, $e^*(T_c) n e^*(T_{gs}) 分别表示温度为 T_c n T_{gs} 时$ $的饱和比湿, <math>e_a$ 为冠层比湿, $\rho n c_p 分别表示空气$ $密度和定压比热, r 为干湿表常数, f_h 表示空气在土$ $壤表层的相对湿度, r_b、 r_c 与 r_d 为阻抗系数, W_c 为$ $冠层湿润系数, r_surf 与土壤湿度有关, 可通过下式$ 计算:

$$r_{\rm surf} = a_{\rm s} (1 - w_1^{b_{\rm s}}) \,.$$
 (36)

上述方程中 $a_s = b_s$ 为常数, w_1 代表土壤湿度,因此土壤湿度可以通过影响 r_{surf} 进而影响地表蒸发,最后影响总蒸散。根据之前的假定, β 为实际蒸散与最大蒸散的比值,即:

$$\beta = \frac{a - w_1^{b_s}}{a - w_{\max}^{b_s}},$$
 (37)

其中

$$a = 1 + \frac{r_{\rm s}}{a_{\rm s}} + \frac{(f_{\rm h} e^*(T_{\rm gs}) - e_{\rm a})\frac{\rho c_{\rm p}}{r}}{\lambda E_{\rm c} a_{\rm s}},$$
 (38)

由此可以看出, SSiB 中影响蒸散的因子除土壤湿度 外,还有地表相对湿度和比湿、空气比湿、地表饱 和比湿、空气动力学阻抗。同时与 CLM 类似,土 壤湿度对 β 的影响是呈幂函数的形式,因此土壤湿 度对植被蒸散的影响程度较其他因子大。

土壤湿度对蒸散的作用非常大,特别是在干旱 半干旱区,蒸散主要是受土壤湿度的影响,而在常 用的陆面模式中,对于土壤湿度与蒸散关系的模拟 存在很大的不确定性,这会影响模式对蒸散的模拟 效果。下文基于上文所述的简化后的蒸散与土壤湿 度的基本关系式,利用实验观测资料,重新厘定关 系式中的参数,对模式中土壤湿度影响蒸散的参数 化方案进行评估,以探究模式对二者关系的模拟情 况,为提高模式对蒸散的模拟能力提供理论依据。

4 陆面模式中土壤湿度影响蒸散参数化方案的比较

4.1 参数厘定方法的建立

上文已推导出土壤湿度与限制因子 β 的关系 式,β 为实际蒸散与最大蒸散的比值,由于最大蒸 散与土壤湿度无关,因此可以根据土壤湿度与β的 关系式得到土壤湿度与实际蒸散的关系式。参数厘 定是指在方程式确定的情况下,寻找出参数*a、b、 c*的值,使得该函数与观测资料形成最优拟合,即 拟合后的蒸散值与实际观测蒸散值之间的相关系 数最高。由于深层土壤湿度缺测较多,因此选择 2 cm 土壤湿度进行分析。根据前文推导及简化后的 四个陆面模式中土壤湿度影响植被蒸散的参数化 方案[即公式(17)、(26)、(32)以及(37)],可 总结成下面三个公式,公式中自变量*x*表示土壤湿 度,因变量*y*表示蒸散,参数*a、b、c*则表示其他 与土壤湿度无关的影响因子。

通过 Noah_LSM 中计算植被蒸散的参数化方 案简化而来的公式:

$$y = \frac{x(a+1)+b}{ax+c}$$
, (39)

通过CLM与SSiB中计算植被蒸散的参数化方案简 化而来的公式:

$$y = a + bx^c, \qquad (40)$$

通过 VIC 中计算植被蒸散的参数化方案简化而来的公式:

$$y = xa + b \tag{41}$$

为了方便表述,根据公式的自身特点,下文称 用公式(39)进行的拟合为分数拟合,用公式(40) 进行的拟合为指数拟合,用公式(41)进行的拟合 为线性拟合。

4.2 干旱区结果分析

位于干旱区的站点为中国的东苏站点和美国 的 US-Cop 站点,图 2 为这两个站点日平均蒸散随 土壤湿度变化的散点分布图及相关拟合曲线,蓝 线、红线和绿线分别为进行分数拟合、指数拟合和 线性拟合后的曲线。由图 2 可知,在土壤极端干旱 (如土壤相对湿度小于 6%)时,土壤湿度对蒸散 的影响并不大,这是因为此时土壤湿度小于永久萎 蔫点的土壤湿度,土壤水分有限,因此蒸散很弱; 随着土壤湿度的增加,蒸散值不断增加,同时蒸散 的增长率也不断增加,这是由于在土壤较为干旱的 情况下,蒸散受土壤湿度的变化非常敏感,因此能 够剧烈地响应土壤湿度的变化。

表4则为实际观测蒸散值和达到最优拟合时的 蒸散值之间的相关系数,以及二者的均方根误差。 根据图2和表4可以看出,在东苏站点三种方式的 拟合效果相差不大,分数拟合的相关系数(0.768) 稍高于指数拟合和线性拟合,同时分数拟合的均方



图 1 1981~2010 年全球平均降水量分布(单位: mm)以及文中所有观测站点(实心黑点)的地理位置分布情况

Fig. 1 Distribution of global average precipitation during 1981-2010. The black dots show the locations of all gauge stations used in this paper



图 2 干旱区(a)东苏站点与(b)US-Cop站点日平均蒸散量(单位: mm d⁻¹)随土壤湿度变化的散点图(实心黑点),以及分别进行分数拟合(蓝线)、指数拟合(红线)和线性拟合(绿线)后的拟合曲线

Fig. 2 Scatterplots of daily mean evapotranspiration (units: mm d^{-1}) versus soil moisture (solid black spots)at (a) Dongsu station and (b) US-Cop station in arid region, and the best fitting curves generated by fraction fitting (blue line), exponent fitting (red line), and linear fitting (green line)

根误差(0.452 mm d⁻¹) 略小于指数拟合和线性拟 合。对于美国站点 US-Cop 来说,分数拟合和指数 拟合的相关系数分别为 0.475 和 0.47,均较线性拟 合的相关系数大,同时分数拟合和指数拟合的均方 根误差为 0.283 mm d⁻¹,小于线性拟合的均方根误 差。对比两个站点可以发现,US-Cop 站点三种拟 合的相关系数都较东苏站点低,但均方根误差较东 苏小,这说明三种拟合方式对东苏站点蒸散的变化 趋势的模拟效果更好,但 US-Cop 站点拟合后的蒸 散值与实际观测蒸散的偏差较东苏小。

总的来说,在干旱区,分数拟合的效果略优于 指数拟合,二者均比线性拟合的效果好,因此 Noah_LSM、CLM 以及 SSiB 模式中土壤湿度影响 蒸散发的参数化方案与实际情况更为吻合,较 VIC 模型好。 表 **4** 干旱区各站点实际观测的蒸散值和达到最优拟合时 的蒸散值之间的相关系数(r)和均方根误差(RMSE),相 关系数均通过 99%的显著性检验

Table 4 Correlation coefficients (r) and root mean square errors (RMSE) between observed evapotranspiration and optimal fittings of evapotranspiration in arid region. All correlation coefficients are significant at the 99% confidence level

	r			$RMSE/mm d^{-1}$		
站点	分数拟合	指数拟合	线性拟合	分数拟合	指数拟合	线性拟合
东苏	0.768	0.764	0.762	0.452	0.455	0.456
US-Cop	0.475	0.470	0.408	0.283	0.283	0.293
平均	0.622	0.617	0.585	0.368	0.369	0.375

4.3 半干旱区结果分析

根据表 3 可以知道,处于半干旱区的站点包括 中国的通榆(分为通榆草地和通榆农田)、定西和 榆中,以及美国的 US-Aud、US-Ctn、US-Fwf 和 US-SRM。图 3 为半干旱区各站点蒸散随土壤湿度 变化的散点图及相关拟合曲线。由图 3 可知,与干 旱区类似,随着土壤湿度的增加,蒸散量不断增加, 即二者均处于过渡型气候状况,然而由于半干旱区 站点土壤湿度较干旱区大,随着土壤湿度的增加, 蒸散的增长率却呈现不断减小的趋势,可以预见随 着土壤湿度的进一步增大,蒸散最终会维持不变, 即为湿润型气候状况,在该条件下,蒸散则不再受 土壤湿度的影响,而是受辐射等其他气候条件的影 响。该特点在通榆草地站点尤为明显。

表 5 为各站点达到最优拟合时的蒸散值和观测的蒸散值之间的相关系数和均方根误差。由表 5 可知,在美国的各个站点中,分数、指数和线性拟合在 US-SRM 站点的拟合效果最好,相关系数分别达到了 0.878、0.887 和 0.876,同时均方根误差也最小,低至 0.37 mm d⁻¹,这是由于就气候平均态来看,US-SRM 处于干旱区和半干旱区的交界处,土壤较为干旱,因此土壤湿度与蒸散的正相关更为明显,三种拟合的效果也更好。另外,由于美国通量观测网各站点的样本数较中国观测站点多,因此三种拟合方式的拟合效果较好,均方根误差也较小。

表 5 半干旱区各站点实际观测的蒸散值和达到最优拟合时的蒸散值之间的相关系数(r)和均方根误差(RMSE),相关系数均通过 99%的显著性检验

Table 5 Correlation coefficients (r) and root mean square errors (RMSE) between observed evapotranspiration and optimal fittings of evapotranspiration in semi-arid region. All correlation coefficients are significant at the 99% confidence level

	r			RMSE/mm d ⁻¹		
站点	分数拟合	指数拟合	线性拟合	分数拟合	指数拟合	线性拟合
US-Aud	0.647	0.639	0.579	0.676	0.682	0.722
US-Blk	0.749	0.721	0.687	0.758	0.793	0.831
US-Ctn	0.817	0.816	0.807	0.638	0.641	0.653
US-Fuf	0.761	0.759	0.750	0.572	0.574	0.583
US-Fwf	0.606	0.605	0.604	0.641	0.641	0.642
US-SRM	0.878	0.877	0.876	0.373	0.374	0.376
通草	0.508	0.466	0.385	0.947	0.987	1.014
通农	0.560	0.560	0.559	0.866	0.866	0.866
定西	0.763	0.756	0.740	0.728	0.752	0.758
榆中	0.674	0.665	0.652	0.711	0.719	0.731
平均	0.696	0.686	0.664	0.691	0.703	0.718

对所有站点而言,分数拟合的相关系数均稍大 于指数拟合,线性拟合的相关系数最小,同时分数 拟合的均方根误差稍小于指数拟合,线性拟合的均 方根误差最大。在 US-Fwf、US-Ctn、US-Fuf、 US-SRM 和通榆农田站点,三种拟合的效果相差不 大。

141

总的来说,对于半干旱区,分数拟合与指数拟 合的效果相当,仅在部分地区分数拟合优于指数拟 合,线性拟合的效果相比之下较差。因此与干旱区 类似,Noah_LSM、CLM 与 SSiB 中土壤湿度影响 蒸散的参数化方案较 VIC 好,同时在部分站点 Noah_LSM 的参数化方案优于 CLM 和 SSiB。

4.4 半湿润区结果分析

处于半湿润区的站点为 US-AR1、US-AR2、 US-Bkg、US-Ton 以及中国的密云,图 4 为各站点 日平均蒸散量随土壤湿度变化的散点分布图及相 关拟合曲线。与半干旱区类似,随着土壤湿度的增 加,蒸散的变化逐渐趋于平缓,当土壤湿度进一步 增加时(如 US-Bkg 所示),土壤湿度对蒸散的影响 逐渐变小,散点分布趋于离散,此时蒸散受辐射等 其他气候因素的影响更大。

表 6 为各站点最优拟合时的蒸散值与观测值之间的相关系数和均方根误差,根据表 6 可以看出, 三种拟合在 US-Ton 站点的拟合效果最好,相关系 数最高为 0.775,均方根误差低至 0.425 mm d⁻¹。在 US-Bkg 和密云站点,由于土壤非常湿润,蒸散值 的分布较为分散,因此拟合效果较差。总的来讲, Noah_LSM、CLM 和 SSiB 三个模式中土壤湿度影 响蒸散的参数化方案稍优于 VIC 模式。

表 6 半湿润区各站点实际观测的蒸散值和达到最优拟合时的蒸散值之间的相关系数 (r) 和均方根误差 (RMSE), 相关系数均通过 99%的显著性检验

Table 6 Correlation coefficients (r) and root mean square errors (RMSE) between observed evapotranspiration and optimal fittings of evapotranspiration in semi-humid region. All correlation coefficients are significant at the 99% confidence level

	r			$RMSE/mm d^{-1}$		
站点	分数拟合	指数拟合	线性拟合	分数拟合	指数拟合	线性拟合
US-AR1	0.553	0.553	0.553	1.268	1.268	1.268
US-AR2	0.613	0.613	0.609	0.807	0.807	0.810
US-Bkg	0.374	0.337	0.330	1.209	1.228	1.231
US-Ton	0.775	0.770	0.759	0.425	0.429	0.437
密云	0.437	0.432	0.429	0.974	0.987	0.979
平均	0.550	0.541	0.536	0.937	0.944	0.945

对比半干旱区,分数拟合、指数拟合和线性拟



图 3 半干旱区各站点(a) US-Aud、(b) US-Blk、(c) US-Ctn、(d) US-Fuf、(e) US-Fwf、(f) US-SRM、(g) 通榆草地、(h) 通榆农田、(i) 定 西、(j) 榆中日平均蒸散量(单位: mm d⁻¹) 随土壤湿度变化的散点图(实心黑点),以及分别进行分数拟合(蓝线)、指数拟合(红线)和线性拟 合(绿线)后的拟合曲线

Fig. 3 Scatterplots of daily mean evapotranspiration (units: mm d^{-1}) versus soil moisture (solid black spots) at stations (a) US-Aud, (b) US-Blk, (c) US-Ctn, (d) US-Fuf, (e) US-Fwf, (f) US-SRM, (g) Tongyu Grassland, (h) Tongyu cropland, (i) Dingxi, (j) Yuzhong in semi-arid region, and the best fitting curves derived by fraction fitting (blue line), exponent fitting (red line), and linear fitting (green line)



图 4 半湿润区各站点(a) US-AR1、(b) US-AR2、(c) US-Bkg、(d) US-Ton、(e) 密云日平均蒸散量(单位: mm d⁻¹) 随土壤湿度变化的分布图 (实心黑点),以及分别进行分数拟合(蓝线)、指数拟合(红线)和线性拟合(绿线)后的拟合曲线

Fig. 4 Scatterplots of daily mean evapotranspiration (units: mm d⁻¹) versus soil moisture (solid black spots)at stations (a) US-AR1, (b) US-AR2, (c) US-Bkg, (d) US-Ton, (e) Miyun in semi-humid region, and the best fitting curves produced by fraction fitting (blue line), exponent fitting (red line), and linear fitting (green line)

合在半湿润区的平均相关系数分别 0.550、0.541 和 0.536,均较半干旱区(分别为 0.696、0.686 和 0.664) 小,同时各站点平均均方根误差分别为 0.937 mm d⁻¹、0.944 mm d⁻¹和 0.945 mm d⁻¹,均较半干 旱区大,因此三种拟合在半湿润区各站点的拟合效 果较半干旱区差。

4.5 湿润区结果分析

与上文类似,图5表示处于湿润区的各站点(即 US-DK2、US-FR2、US-IB1、US-KS2、US-PF、 US-WBW、US-Wrc)中蒸散随土壤湿度变化的散 点图及相关拟合曲线,表7为各站点蒸散的观测值 与最优拟合值之间的相关系数,以及二者之间的均 方根误差。根据图5和表7可以看出,当土壤较为 湿润时,蒸散与土壤湿度之间不再存在明显的正相 关关系,因此蒸散值的分布较为分散。由于该条件 下土壤湿度对蒸散的影响很小,因此三种拟合在各 站点的拟合效果明显较干旱区、半干旱区和半湿润 差,其中 US-IB1 站点相关系数最低,分别为 0.136、 0.114 和 0.112, US-FR2 最高,但也仅为 0.429、0.401 和 0.296。因此在湿润区,各模式蒸散的参数化方



图 5 湿润区各站点 (a) US-DK2、(b) US-FR2、(c) US-IB1、(d) US-KS2、(e) US-Pfa、(f) US-WBW、(g) US-Wrc 日平均蒸散量(单位: mm d⁻¹) 随土壤湿度变化的散点图(实心黑点),以及分别进行分数拟合(蓝线)、指数拟合(红线)和线性拟合(绿线)后的拟合曲线 Fig. 5 Scatterplots of daily mean evapotranspiration (units: mm d⁻¹) versus soil moisture (solid black spots) at stations (a) US-DK2, (b) US-FR2, (c) US-IB1, (d) US-KS2, (e) US-Pfa, (f) US-WBW, (g) US-Wrc in humid region, and the best fitting curves generated by fraction fitting (blue line), exponent fitting (red line), and linear fitting (green line)

案与实际情况偏差较大。

5 总结与讨论

本 文 对 四 个 常 用 陆 面 模 式 (即: CLM、 Noah_LSM、VIC 以及 SSiB)中土壤湿度影响蒸散 的参数化方案进行了系统的对比分析,并利用实际 观测资料对不同模式的参数化方案进行了评估,得 到如下几点结论: (1)对比四个模式中土壤湿度影响裸土蒸发的 参数化方案可知,在 CLM 与 SSiB 模式中引入了较 多影响裸土蒸发的气象因子,而 Noah_LSM 和 VIC 中仅包含土壤湿度对其的影响,因此 CLM 与 SSiB 中计算土壤湿度影响裸土蒸发的参数化方案比 Noah_LSM 和 VIC 更接近真实的物理过程。同时, 在 CLM 与 SSiB 中,土壤湿度是以幂函数的形式影 响裸土蒸发,而在 Noah_LSM 和 VIC 中土壤湿度 表 7 湿润区各站点实际观测的蒸散值和达到最优拟合时的蒸散值之间的相关系数(r)和均方根误差(RMSE),除 US-DK2站点外,相关系数均通过99%的显著性检验

Table 7 Correlation coefficients (r) and root mean square errors (RMSE) between observed evapotranspiration and optimal fittings of evapotranspiration in humid region. All correlation coefficients are significant at the 99% confidence level except that in US-DK2

	r			RMSE/mm d ⁻¹		
站点	分数拟合	指数拟合	线性拟合	分数拟合	指数拟合	线性拟合
US-Dk2	0.023	0.053	0.040	1.223	1.001	0.970
US-FR2	0.429	0.401	0.296	0.960	1.017	1.015
US-IB1	0.136	0.114	0.112	1.276	1.286	1.280
US-KS2	0.183	0.120	0.079	0.908	1.017	0.917
US-Pfa	0.327	0.331	0.323	0.971	0.969	0.972
US-WBW	0.194	0.223	0.187	1.047	1.040	1.048
US-Wrc	0.354	-0.362	0.376	0.578	0.665	0.572
平均	0.235	0.126	0.202	0.995	0.999	0.968

和裸土蒸发为线性关系。

(2) 对于四个模式中土壤湿度影响植被蒸散的 参数化方案而言,CLM 中包含了植物的光合作用和 呼吸作用等生物物理学过程,因此较其他三个模式 更接近真实的物理过程。与计算裸土蒸发的参数化 方案类似,CLM 与 SSiB 中土壤湿度是以幂函数的 形式影响蒸散,VIC 中土壤湿度对植被蒸散的影响 为线性,而 Noah_LSM 中土壤湿度是以分数的形式 影响植被蒸散。

(3)利用干旱区、半干旱区、半湿润区和湿润 区的站点观测数据对简化后的土壤湿度影响植被 蒸散的参数化方案进行评估,结果表明:CLM、SSiB 与 Noah_LSM 中土壤湿度影响植被蒸散的参数化 方案的拟合效果较 VIC 好,同时在部分站点 CLM 与 SSiB 的参数化方案稍优于 Noah_LSM。就不同 区域来看,四个模式在干旱半干旱区的拟合效果较 湿润区和半湿润区好,其中半干旱区的拟合效果最 好,三种拟合的平均相关系数分别为 0.696、0.686 和 0.664,模式对干旱区的拟合效果次之,在湿润 区的拟合效果最差,平均相关系数仅为 0.235、0.126 和 0.202。

提高对蒸散的模拟能力是陆面模式发展所面临 的一个艰巨而重要的任务,而土壤湿度在众多影响 蒸散的因子中占有举足轻重的作用,本文仅对不同 陆面模式中土壤湿度影响蒸散的参数化方案进行 了初步的评估,对比不同模式在对蒸散模拟上的异 同,为陆面模式中蒸散与土壤湿度关系的参数化方 案的发展提供了依据,但优化计算蒸散的参数化方 案和发展完善的土壤湿度影响蒸散发的参数化方 案仍是陆面过程模式研究的重要问题。

参考文献(References)

- Alfieri L, Claps P, D'Odorico P, et al. 2008. An analysis of the soil moisture feedback on convective and stratiform precipitation [J]. J. Hydrometeor., 9 (2): 280–291, doi:10.1175/2007JHM863.1.
- Betts A K, Ball J H, Beljaars A C M, et al. 1996. The land surface–atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives [J]. J. Geophys. Res., 101 (D3): 7209–7225, doi:10.1029/95JD02135.
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. Mon. Wea. Rev, 129 (4): 569–585, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2.
- 陈海山,孙照渤. 2002. 陆气相互作用及陆面模式的研究进展 [J]. 南京
 气象学院学报, 25 (2): 277–288. Chen Haishan, Sun Zhaobo. 2002.
 Review of land–atmosphere interaction and land surface model studies [J].
 J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese), 25(2): 277–288, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2002.02.021.
- 戴永久, 曾庆存. 1996. 陆面过程研究 [J]. 水科学进展, 7 (S): 40-53. Dai Yongjiu, Zeng Qingcun. 1996. Study on land surface process [J]. Adv. Water Sci. (in Chinese), 7 (S): 40-53.
- Douville H. 2002. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: Interannual variability [J]. J. Climate, 15 (7): 701–720, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0701:IOSMOT>2.0.CO;2.
- Durre I, Wallace J M, Lettenmaier D P. 2000. Dependence of extreme daily maximum temperatures on antecedent soil moisture in the contiguous United States during summer [J]. J. Climate, 13 (14): 2641–2651, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2641:DOEDMT>2.0.CO;2.
- Fisher R A, Williams M, Ruivo M D L, et al. 2008. Evaluating climatic and soil water controls on evapotranspiration at two Amazonian rainforest sites [J]. Agric. Forest Meteor., 148 (6–7): 850–861, doi:10.1016/j. agrformet.2007.12.001.
- 黄建平,季明霞,刘玉芝,等. 2013. 干早半干旱区气候变化研究综述 [J]. 气候变化研究进展,9 (1): 9–14. Huang Jianping, Ji Mingxia, Liu Yuzhi, et al. 2013. An overview of arid and semi-arid climate change [J]. Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis (in Chinese), 9 (1): 9–14, doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2013.01.002.
- Husain S Z, Béelair S, Leroyer S. 2014. Influence of soil moisture on urban microclimate and surface-layer meteorology in Oklahoma City [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 53 (1): 83–98, doi:10.1175/JAMC-D-13-0156.1.
- Jones C D, Cox P M. 2005. On the significance of atmospheric CO₂ growth rate anomalies in 2002–2003 [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (14): L14816, doi:10.1029/2005GL023027.
- Koster R D, Dirmeyer P A, Guo Z C, et al. 2004. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation [J]. Science, 305 (5687): 1138–1140, doi:10.1126/science.1100217.

Lawrence D M, Slingo J M. 2005. Weak land-atmosphere coupling strength

in HadAM3—The role of soil moisture variability [J]. J. Hydrometeor., 6 (5): 670–680, doi:10.1175/JHM445.1.

- Lin K R, Zhang Q, Chen X H. 2010. An evaluation of impacts of DEM resolution and parameter correlation on TOPMODEL modeling uncertainty [J]. J. Hydrol., 394 (3–4): 370–383, doi:10.1016/j.jhydrol. 2010.09.012.
- 马柱国, 魏和林, 符淙斌. 1999. 土壤湿度与气候变化关系的研究进展 与展望 [J]. 地球科学进展, 14 (3): 299–304. Ma Zhuguo, Wei Helin, Fu Congbin. 1999. Progress in the research on the relationship between soil moisture and climate change [J]. Adv. Earth Sci. (in Chinese), 14 (3): 299–304, doi:10.3321/j.issn:1001-8166.1999.03.014.
- Mahfouf J F, Ciret C, Ducharne A, et al. 1996. Analysis of transpiration results from the RICE and PILPS workshop [J]. Global Planet. Change, 13 (1–4): 73–88, doi:10.1016/0921-8181(95)00039-9.
- Manabe S. 1969. Climate and the ocean circulation. 1: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface [J]. Mon. Wea. Rev., 97 (11): 739–774, doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3. CO;2.
- Oki T, Kanae S. 2006. Global hydrological cycles and world water resources [J]. Science, 313 (5790): 1068–1072, doi:10.1126/science.1128845.
- Pitman A J, de Noblet-Ducoudré N, Cruz F T, et al. 2009. Uncertainties in climate responses to past land cover change: First results from the LUCID intercomparison study [J]. Geophys. Res. Lett., 36 (14): L14816, doi:10.1029/2009GL039076.
- Sellers P J, Dickinson R E, Randall D A, et al. 1997. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere [J]. Science, 275 (5299): 502–509, doi:10.1126/science.275. 5299.502.
- Seneviratne S I, Koster R D, Guo Z C, et al. 2006. Soil moisture memory in AGCM simulations: Analysis of global land–atmosphere coupling experiment (GLACE) data [J]. J. Hydrometeor., 7 (5): 1090–1112, doi:10.1175/JHM533.1.
- Seneviratne S I, Corti T, Davin E L, et al. 2010. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review [J].

Earth-Sci. Rev., 99 (3-4): 125-161, doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.004.

- 孙菽芬. 2002. 陆面过程研究的进展 [J]. 新疆气象, 25 (6): 1–6. Sun Shufen. 2002. Advance in land surface process study [J]. Bimon. Xinjiang Meteor. (in Chinese), 25 (6): 1–6, doi:10.3969/j.issn.1002-0799.2002. 06.001.
- Sun S F, Xue Y K. 2001. Implementing a new snow scheme in simplified simple biosphere model [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (3): 335–354, doi:10. 1007/BF02919314.
- Trenberth K E, Fasullo J T, Kiehl J. 2009. Earth's global energy budget [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 90 (3): 311–323, doi:10.1175/ 2008BAMS2634.1.
- Vivoni E R, Moreno H A, Mascaro G, et al. 2008. Observed relation between evapotranspiration and soil moisture in the North American monsoon region [J]. Geophys. Res. Lett., 35 (22): L22403, doi:10.1029/ 2008GL036001.
- 文军, 蓝永超, 苏中波, 等. 2011. 黄河源区陆面过程观测和模拟研究进展 [J]. 地球科学进展, 26 (6): 575–585. Wen Jun, Lan Yongchao, Su Zhongbo, et al. 2011. Advances in observation and modeling of land surface processes over the source region of the Yellow River [J]. Adv. Earth Sci. (in Chinese), 26 (6): 575–585, doi:10.11867/j.issn. 1001-8166.2011.06.0575.
- Wu W R, Dickinson R E. 2004. Time scales of layered soil moisture memory in the context of land–atmosphere interaction [J]. J. Climate, 17 (14): 2752–2764, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2752:TSOLSM> 2.0. CO;2.
- Xu C Y, Singh V P. 2005. Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions [J]. J. Hydrol., 308 (1–4): 105–121, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.10.024.
- 张强,肖风劲,牛海山,等. 2005. 我国北方植被指数对土壤湿度的敏感 性分析 [J]. 生态学杂志,24 (7): 715–718. Zhang Qiang, Xiao Fengjin, Niu Haishan, et al. 2005. Analysis of vegetation index sensitivity to soil moisture in northern China [J]. Chinese J. Ecol. (in Chinese), 24 (7): 715–718.