

SiB2 和 SiB3 对高寒草甸和茶树地表 能量通量模拟的比较^{* 1}

张庚军^{1,2} 卢立新³ 蒋玲梅⁴ 蒋磊^{1,2} Ian Baker⁵
ZHANG Gengjun^{1,2} LU Lixin³ JIANG Lingmei⁴ JIANG Lei^{1,2} IAN Baker⁵

1. 中国科学院遥感与数字地球研究所遥感科学国家重点实验室,北京 100101
2. 中国科学院大学,北京 100049
3. 美国科罗拉多州立大学大气联合研究所,CO 80523
4. 北京师范大学/中科院遥感应用研究所遥感科学国家重点实验室,北京师范大学地理学与遥感科学学院,北京 100875
5. 美国科罗拉多州立大学大气科学系,CO 80523

1. *State Key Laboratory of Remote Sensing Science, Institute of Remote Sensing and Digital Earth Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China*

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

3. *Cooperative Institute for Research in the Atmosphere, Colorado State University, CO 80523, USA*

4. *State Key Laboratory of Remote Sensing Science, Jointly Sponsored by Beijing Normal University and the Institute of Remote Sensing Applications of Chinese Academy of Sciences, School of Geography, Beijing Normal University, Beijing 100875, China*

5. *Department of Atmosphere Science, Colorado State University, CO 80523, USA*

2012-12-11 收稿,2013-04-11 改回.

张庚军, 卢立新, 蒋玲梅, 蒋磊, Ian Baker. 2013. SiB2 和 SiB3 对高寒草甸和茶树地表能量通量模拟的比较. 气象学报, 71(4): 692-708

Zhang Gengjun, Lu Lixin, Jiang Lingmei, Jiang Lei, Ian Baker. 2013. Study of the surface energy flux at the three different sites over China based on SiB2 and SiB3. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(4): 692-708

Abstract Surface fluxes simulated by both the Simple Biosphere Model (SiB) Version 2 and 3, respectively are compared to the eddy covariance observations at the sites of Naqu and Anduo in the Tibet Plateau and of Suzhou in the Yangtze Delta region, for analyzing the reasons of differences between SiB2/SiB3 and observations, and thus realizing the above areas surface energy budget characteristics. The results show that both SiB2 and SiB3 simulated surface energy fluxes were in very good agreements as compared to field observations. Simulation of the sensible heat fluxes at Naqu and Anduo sites using SiB3 is closer to the observations than that using SiB2, but in Suzhou sites, closer using SiB2 than that using SiB3. Simulations of the diurnal variation of the latent heat fluxes using SiB3, are more consistent with the observations, comparing with SiB2. The correlation coefficients between SiB3 simulated and observed values are above 0.8 except Suzhou site. SiB2 and SiB3 simulations of the ground heat flux were compared with the observed with the correlation above 0.8. Both SiB2 and SiB3 simulated the net radiation flux reasonably, where the correlations between simulated and observed values are generally about 1.0. Compared to SiB2, a soil representation based on the Common Land Model and the prognostic calculation of temperature, moisture and trace gases in the canopy air space have been added in SiB3, which resulted in that SiB3 simulates the latent heat flux and ground heat flux better, but not obvious in simulating the sensible heat flux and net radiation flux over the complex underlying surface.

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2010CB428502)和国家自然科学基金项目(40930530,41075112)。
作者简介:张庚军,主要从事陆面过程研究。E-mail: zhanggengjun3@gmail.com
通信作者:卢立新,主要从事区域尺度天气与气候模型研究。E-mail: lixin@atmos.colostate.edu

Key words SiB2, SiB3, Energy fluxes, Diurnal variation

摘要 运用简单生物圈模式第 2 版(SiB2)和第 3 版(SiB3),分别模拟青藏高原两个观测站(那曲、安多)和长江三角洲苏州东山观测站的近地面能量收支,并与相应观测数据进行比较研究,分析 SiB2、SiB3 模拟结果和观测资料产生差异的原因,以此来认识上述地区地表能量收支特点。结果表明, SiB2 和 SiB3 模拟的近地面能量通量与观测数据有较好的一致性。对感热通量,那曲和安多站 SiB3 比 SiB2 模拟的结果更接近观测资料,但苏州站 SiB2 模拟的结果与观测资料更吻合;对潜热通量, SiB3 比 SiB2 模拟的日变化与观测资料更一致, SiB3 的模拟结果与观测资料(除苏州站外)相关系数都在 0.8 以上;对地表土壤热通量, SiB2 和 SiB3 模拟结果与观测数据相关系数都在 0.8 以上;对净辐射通量, SiB2 和 SiB3 模拟结果与观测资料相关系数接近 1.0。与 SiB2 相比, SiB3 引用通用陆面模式的土壤描述并增加对冠层空间层温度、湿度和痕量气体的预报,使其能够改善潜热通量和土壤热通量的模拟,但对复杂下垫面的感热和净辐射通量模拟能力提高不明显。

关键词 SiB2, SiB3, 能量通量, 日变化

中图法分类号 P404

1 引言

陆面过程主要通过表面大气与大气边界层的能量、动量和二氧化碳交换影响天气和气候(Chen, et al, 2003; Gao, et al, 2004),其作为气候系统的一个重要分量,已成为气候研究的热点问题。而地表的能量分配又是陆面过程的基本过程之一(Yang, et al, 2004),对观测试验资料的诊断分析或者通过陆面过程模式进行数值模拟,是研究近地面能量通量的主要方法。陆面模式不但能为大气环流模式(GCM)和中尺度大气模式提供表面边界(Randall, et al, 1996; Denning, et al, 2003),而且能够单独对陆地-大气-土壤的水、能量及其物质交换过程进行模拟。经过 20 多年的努力,目前世界上发展的陆面过程模式种类繁多,在陆面过程及物理过程的参数化发展方面,中国科学家做出了卓越的贡献(Ji, et al, 1989; Dai, et al, 1997; 2003)。

简单生物圈模式(SiB)是由 Sellers 等(1986)提出,它与生物圈-大气圈传输方案(BATS)(Dickinson, et al, 1985)一起奠定了陆面过程模式的基础。Sellers 等(1996a, 1996b)在 SiB 的框架基础上发展了 SiB2,并耦合进全球气候模式。SiB2 模式综合运用动量、能量和质量守恒,能够模拟出土壤、大气和生物圈诸多参数以及陆面和大气的作用(高志球等, 2002)。Baker 等(2003)在 SiB2 的基础上引进了基于 Bonan(1996)提出的 6 层土壤温度模式和改进的地表能量收支过程,发展成 SiB2.5 模式。Baker 等(2008, 2010)又在 SiB2 和 SiB2.5 的基础上发展出 SiB3,主要改进包括:(1)用通用陆面模式(CLM)(Dai, et al, 2003)的 10 层土壤结构替换

了 SiB2 中的 3 层土壤区结构(表面、根部和深层无根区),并且,使植被根部贯穿整个 10 层土壤层;(2)增加了 1 层可以预报温度、湿度和微量气体的冠层空间(Baker, et al, 2003; Vidale, et al, 2005);(3)能够进行 C3(碳三植物)和 C4(碳四植物)植被的混合模拟,并且,每个月 C3 和 C4 植被的比例在模式里可以改变(Colello, et al, 1998; Hanan, et al, 2005);(4)引入了 CLM 模式的 5 层积雪模式,雪的层数取决于雪的总质量和累积量;(5)将 SiB2 中的 9 种植被类型增加到 13 种,土壤类型也由 SiB2 中的 7 种增加到 12 种,植被和土壤物理参数也重新做了调整(Baker, et al, 2003)。

陆面模式的发展离不开模式的检验,对此中外学者做了大量模式验证和发展工作,以期更好地模拟陆面过程。已有学者运用 SiB2 模式进行过不同下垫面的能量收支研究,并用站点观测进行验证(Colello, et al, 1998; Gao, et al, 2004; 薛彦广等, 2010; Yan, et al, 2010);也有学者运用 SiB3 模式对区域碳通量和不同下垫面的能量通量和地表温度进行了研究(Baker, et al, 2008, 2010; Williams, et al, 2008; Schuh, et al, 2010; 蒋玲梅等, 2011)。同时,不少学者运用通用陆面模式模拟不同下垫面的土壤温度、湿度和能量通量,并与观测进行了比较(黄伟等, 2004; 刘少峰等, 2005; 陈海山等, 2010; 熊明明等, 2011)。张晶等(1997)利用 LPM-ZD 陆面模式较合理地模拟出中国东部陆面过程特征分布; Yang 等(2001)运用 IAP94 对淮河流域不同下垫面不同季节的能量通量和冠层温度进行模拟验证; Whitfield 等(2006)比较研究了 LSPM 和 CLM 模式对佛罗里达草原湿地的模拟; Bonan 等(2006)运

用带动态植被的 CLM3.0 模式对全球植被覆盖和净初级生产力进行模拟。

青藏高原对亚洲季风的形成与演变具有重要作用,然而人们对青藏高原地-气相互作用过程了解还相对匮乏,严重影响了天气气候研究及中国东部灾害性天气气候的预报(马耀明等,2006)。长三角地区是中国东部三大城市群之一,城市密集,城市化率高,研究该地区地表的能量通量,有助于理解城市群对区域气候的影响。因此,文中选取具有区域代表性的青藏高原那曲与安多站和长三角地区的苏州东山站进行研究,这3个站点下垫面情况存在差异,植被类型、植被覆盖和地形等都不尽相同,使得近地层与大气边界层的热量、动量及湍流特征引起的水汽输送不同(刘树华等,2005)。本研究正是基于青藏高原和长三角地区地-气相互作用的重要性,首先对上述地区3个观测站的地表能量通量观测资料的闭合度进行分析,然后分析了 SiB2 和 SiB3 模拟结果与观测的地表能量通量三者之间的异同、产生差异的原因以及 SiB2 和 SiB3 在地表能量平衡研究中的优点和局限性,同时讨论青藏高原北部和长三角苏州地区季风前后地表能量的收支特点,不仅为模式性能的改进提供参考,也为进一步研究青藏高原和长三角地区地-气相互作用提供参考和依据。

2 数据与方法

2.1 站点观测

所用数据来自1998年“全球能量水循环之亚洲季风青藏高原试验”GAME/Tibet (GEWEX Asian Monsoon Experiment in the Tibetan Plateau)加强观测期间建立的两个站(那曲、安多)和国家重点基础研究发展计划(973)子课题“城市化对我国东部地表物理特性和陆面过程的影响”于2011年建立的苏州东山站观测资料。观测站点的基本信息如表1所示,下垫面情况为:(1)那曲观测站下垫面地势开阔平坦,地表主要为砂粘土壤,其上不均匀生长着高度为4—5 cm的草甸,植被覆盖率较高(约为40%)。

那曲地处青藏高原中部,属于高原亚寒带半干旱气候,整个那曲地区植被高度一般小于5 cm(高志球等,2002);(2)安多观测站位于青藏高原中部,四周开阔,地表植被稀疏,覆盖着高度约5 cm的高原草甸(左洪超等,2004),土壤层含沙量较高,植被覆盖率较低(约为10%);(3)苏州东山站建在太湖附近,下垫面比较复杂,主要有种植的茶树,还有玉米和其他农作物。那曲和安多站基本代表了青藏高原北部的特征,苏州东山站则主要代表中国东部长三角地区城市郊区边界层特征。

2.2 观测资料处理方法

湍流数据的处理采用站点仪器观测到的风、温、湿的各种脉动量,运用涡度相关法计算。其中,涡度相关法计算湍流通量公式(Kaimal, et al, 1994)为

$$H = \bar{\rho} c_p \overline{w'T'} \quad (1)$$

$$LE = \bar{L}\rho \overline{w'q'} \quad (2)$$

式中, H 表示感热通量, LE 表示潜热通量, $\bar{\rho}$ 表示空气密度, c_p 表示空气定压比热容, w' 、 T' 、 q' 分别表示垂直风速、空气温度、比湿的脉动量,“—”表示在一定时间间隔内求平均。

地表土壤热通量的计算通常基于热扩散方程通过积分观测得到的温、湿度资料来计算。除那曲观测站有直接地表土壤热通量数据,安多和苏州站都需要根据温、湿度资料校正获得,本文采用Yang等(2008)提出的一种改进方式进行计算

$$G(z) = G(z_{ref}) + \int_{z_{ref}}^z \frac{\partial[\rho_s c_s T(z)]}{\partial t} dz \quad (3)$$

式中, $G(z)$ 表示土壤深度为 z 处的土壤热通量, $G(z_{ref})$ 表示在任一参考位置 z_{ref} 处的热通量, ρ_s 是土壤密度, c_s 表示土壤热容, $T(z)$ 表示土壤深度 z 处的温度, t 代表时间。

土壤热容量的计算可用下式(Sellers, et al, 1996a; Yang, et al, 2008)

$$\rho_s c_s = \rho_d c_d + \rho_w c_w \theta \quad (4)$$

$$\rho_d c_d \approx (1 - \theta_s) \times 2.1 \times 10^6 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K}) \quad (5)$$

$$\rho_w c_w \approx 4.2 \times 10^6 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K}) \quad (6)$$

表1 观测站点基本信息

Table 1 Information for the observation sites

站点名称	资料时段	站址	海拔高度(m)	植被类型
那曲站	1998年7月15日—9月14日	(31°22'10"N, 91°53'58"E)	4580	高原草甸
安多站	1998年7月1日—9月11日	(32°14'28"N, 91°37'30"E)	4700	高原草甸
东山站	2011年5月16日—7月5日	(31°04'N, 120°26'E)	4	茶树、玉米等

式中, θ 是土壤水分含量, θ_s 是土壤空隙率, ρ_d 是干土壤密度, c_d 表示干土壤热容, ρ_w 液态水的密度, c_w 表示液态水的热容。

给定温度廓线 $T(z_i)$, 则式(3)的离散形式如下

$$G = G(z_{ref}) + \frac{1}{\Delta t} \sum_{z_{ref}}^z [\rho_s c_s(z_i, t + \Delta t) \cdot T(z_i, t + \Delta t) - \rho_s c_s(z_i, t)] \Delta z \quad (7)$$

式中, 参考位置的热通量 $G(z_{ref})$ 可由热流板测量得到, 土壤水分含量和土壤孔隙率可由观测获得。根据 Yang 等(2008)提出的土壤层间网格不等间距插值方法, 可以将有限的温度观测资料插值得到合理的温度廓线。

净辐射 R_n 需要根据下式进行计算

$$R_n = R_{ds} + R_{dl} - R_{os} - R_{ol} \quad (8)$$

其中, R_{ds} 和 R_{dl} 分别表示地表接收到的太阳短波辐射和大气长波辐射, R_{os} 和 R_{ol} 分别表示地表反射的太阳短波辐射和发射的长波辐射。

地表温度 (T_{sfc}) 通过观测的向上长波和向下长波辐射进行计算 (Yang, et al, 2008)

$$T_{sfc} = [(R_{ol} - (1 - \epsilon_g)R_{dl}) / (\epsilon_g \sigma)]^{1/4} \quad (9)$$

式中, 地表发射率 $\epsilon_g = 0.97$, 由观测站点给定; 斯蒂芬-波尔兹曼常数 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$ 。

2.3 地表能量平衡闭合分析

地表能量平衡公式可表示为

$$H + LE = R_n - G - Q - S \quad (10)$$

式中, H 为感热通量, LE 为潜热通量, R_n 为净辐射通量, G 为土壤热通量, S 为冠层热储量, Q 为附加能量源汇的总和, 因 Q 项值很小常被忽略 (李正泉等, 2004)。已有研究表明, 冠层高度超过 8 m 时, 冠层热储量对能量平衡闭合度影响很大 (McCaughy, 1985; Moore, 1986), 本文研究的 3 个站点冠层高度均远小于 8 m, 所以冠层热储量 S 的影响也可忽略。

Wilson 等(2002)对国际通量网 (FLUXNET) 的 22 个观测站进行能量平衡闭合研究时发现, 各通量站普遍存在能量不平衡现象; 李正泉等(2004)研究发现中国通量观测网也存在能量平衡不能闭合的现象。同时, 不少学者研究发现青藏高原地表能量通量观测有较大的不平衡 (Gao, et al, 2000, 2003; Kim, et al, 2000; Tanaka, et al, 2001)。但陆面模式中地表能量通量基本上是平衡的, 因此, 有必要对观测的地表能量通量的不平衡程度进行分析, 才能对比较结果有确切的估计。图 1 分别比较了那曲、安多和东山站感热与潜热通量之和 ($H + LE$) 与地表可用能量 ($R_n - G$), 利用最小二乘法拟合的线性回归系数表示的地表能量闭合度依次为 0.664、0.548、0.839, $H + LE$ 与 $R_n - G$ 的决定系数依次为 0.883、0.804、0.781。由此发现, 短草类型下垫面

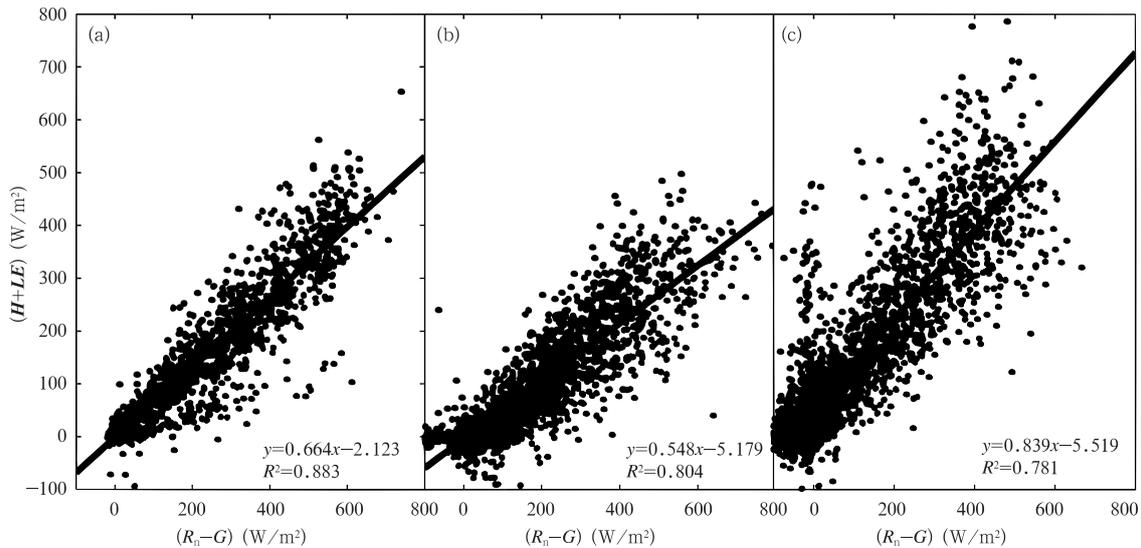


图 1 观测的感热与潜热之和 ($H + LE$) 与地表可用能量 ($R_n - G$) 的散点分布
(a. 那曲站, b. 安多站, c. 东山站)

Fig. 1 Plots for the measured ($H + LE$) vs. the surface available energy ($R_n - G$) for the Naqu (a), Anduo (b) and Suzhou Dongshan (c)

闭合度较低,较高植被类型下垫面闭合度相对较高。

针对近地层观测的能量不闭合问题,一部分研究者认为地表热通量的观测或计算存在不确定性(Gao, et al, 2005, 2007; Yang, et al, 2008);另外一些学者研究发现,近地层能量不闭合部分可能仍然存在于大气中,只是由于湍流的观测和计算方法不完善而未观测到(Thomas, et al, 2005; Foken, et al, 2006)。王介明等(2009)指出,净辐射的观测精度是各能量收支分量中最可信的,因此,对模式模拟净辐射通量的检验结果具有较高可信度。

正是因为观测中存在的不确定性,导致模式模拟的精度产生偏差,这种差异的存在对于模式中参数化方案的准确性存在一定影响。由于模式是基于能量平衡机理建立的,对于观测的地表能量不闭合现象,只有通过调整观测的地表能量数据或者接受模式模拟中存在的不确定性,才能使观测的能量守恒偏差与模式中可接受的不确定性处于同一量级(Twine, et al, 2000)。

2.4 研究方法

在对模拟结果分析时,采用如下方法:

(1) 模拟整体效果:将模拟结果与站点观测数据进行对比,做出散点图。

(2) 模拟结果统计分析:计算决定系数(r^2)、偏差(B)、标准差(E_{SE})和归一化标准差(E_{NSE})

$$B = \sum_{i=1}^n \frac{M_i - O_i}{n} \quad (11)$$

$$E_{SE} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(M_i - O_i)^2}{n-2}} \quad (12)$$

$$E_{NSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i)^2}} \quad (13)$$

(3) 通量的日变化:将 SiB2 和 SiB3 模拟结果按月进行合成,得到模式模拟结果的日变化,并与实验数据相比较,以分析通量在各个时段的模拟情况。

3 试验设计

3.1 参数设置

那曲、安多和苏州东山站的主要参数设置见表 2,那曲站参数来自 Gao 等(2004),安多站参数来自薛彦广等(2010),其他参数使用默认值(Sellers, et al, 1996b; Baker, et al, 2003)进行设置。另外,模式还需要植被随时间动态变化的参数,如冠层粗糙长度、叶面积指数、植被覆盖度、绿色冠层比、冠层零平面位移等,这些动态变化的参数是将归一化植被指数(NDVI,本文使用的 NDVI 值均为半个月复合一次)输入 SiB 模式计算得到(Sellers, et al, 1996b),其中,那曲和安多站的归一化植被指数时间序列数据来自 GIMMS 遥感产品,空间分辨率为 $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$,苏州东山站归一化植被指数来自 MODIS 遥感产品,空间分辨率为 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$,具体数据见表 3。

3.2 气象强迫数据

由于各个站点观测的气象要素不尽相同,在选取模式输入气象要素时应尽量保持一致,以加强不同站点模拟结果的可比性。那曲和苏州站输入 SiB2 和 SiB3 模式的气象强迫数据有 7 个:风速、气温、气压、水汽压、向下太阳短波辐射、向下大气长波辐射、降水,数据步长为 30 min,资料选取时间内,气象强迫资料的基本信息见表 4。值得注意的是,苏州东山站 4—5 月的总降水量仅为 18.8 mm。安多站由于没有水汽压的观测资料,这里选取观测的比湿数据作为模式输入,其他气象要素与那曲和苏

表 2 SiB2 和 SiB3 参数信息

Table 2 Parameters information for SiB2 and SiB3

参数名	那曲站	安多站	东山站
SiB2 土壤类型	沙壤土	粘壤土→砂质粘壤土	粘壤土→砂质粘壤土
SiB3 土壤类型	沙壤土	砂质粘壤土	粉砂粘壤土
地表植被类型	农业/C3 草地	农业/C3 草地	灌木
冠层粗糙长度(m)	0.001	0.001	模式计算*
冠层顶高度(m)	0.05	0.05	1
冠层底高度(m)	0.005	0.005	0.5
半阻碍温度参数(K)	288	288	328
土壤和植被层阻抗系数(s/m)	80	80	模式计算*
总体边界层阻抗系数(s/m)	42	42	模式计算*

* 表示通过模式计算得到,其值是变化的。

表 3 归一化植被指数数据

年日序	那曲站	安多站	苏州东电站
90—105	-	-	0.342
105—120	-	-	0.372
120—135	-	-	0.508
135—151	-	-	0.522
151—166	-	-	0.257
166—181	0.293	0.228	0.386
181—196	0.349	0.257	0.302
196—212	0.396	0.332	0.531
212—227	0.524	0.401	-
227—243	0.545	0.452	-
243—258	0.530	0.525	-
258—273	0.401	0.365	-

表 4 气象强迫资料信息

站点名称	气温平均 (K)	风速平均 (m/s)	气压平均 (hPa)	向下短波平均 /最大辐射(W/m ²)	向下长波平均 /最大辐射(W/m ²)	降水总量 (mm)
那曲站	282.21	2.71	580	233.10/1192.13	324.21/388.20	257.12
安多站	280.53	3.98	578	241.27/1221.61	295.87/354.22	293.03
苏州东电站	295.50	3.03	1004	176.11/983.01	381.42/481.17	193.83

州站一致,基本信息见表 4,其中,那曲和苏州东电站的平均水汽压分别为 8.3 和 18.01 hPa,安多站的平均比湿为 0.00785 kg/kg。

3.3 模式运行初始条件设置

那曲、安多和苏州东电站的主要初始参数设置如表 5 所示,还有土壤各层温度和湿度,需要根据观测数据进行初始化,然后做起转使模式达到平衡状态(Baker, et al, 2010)。

表 5 SiB2 和 SiB3 初始值信息

Table 5 The initial conditions used in SiB2 and SiB3

初始化参数	那曲站 初始值	安多站 初始值	苏州东电站 初始值
冠层温度(K)	282	282	293
地表温度(K)	282	282	293
冠层体腔温度(K)	282	282	293
观测高度温度(K)	282	282	293
SiB3 水汽压混合比(kg/kg)	0.014	0.012	0.015
SiB3 冠层体腔 CO ₂ 偏压(Pa)	36.7	37.2	35.8

4 结果与分析

4.1 那曲站结果分析

由图 2 可以看出, SiB2 和 SiB3 模拟的感热通量比观测数据偏大,而 SiB2 偏大更明显; SiB2 模拟潜热通量偏小,而 SiB3 模拟结果偏大;从图 2c—d、g—h 可以看出, SiB3 模拟的地表土壤热通量和净辐射通量结果与观测数据更一致,整体上两个模式都

高估地表土壤热通量而低估净辐射通量。表 6 为两个模式模拟值与观测资料比较的统计结果。SiB3 模拟的 4 个物理量的标准误差和归一化标准差全部不大于 SiB2 模式;而对于决定系数,除了地表土壤热通量,两个模式模拟结果接近,其他 3 个物理量, SiB3 与观测数据的相关都高于 SiB2。

从图 3 分析和比较中可以看出, SiB2 和 SiB3 对感热通量、潜热通量、净辐射通量 3 个物理量的日变化模拟和观测值基本一致,尤其对净辐射通量的模拟结果与观测资料吻合程度高。SiB2 和 SiB3 高估晚上感热和潜热通量,而低估白天的感热和潜热通量。经计算,7 月 SiB2 和 SiB3 模拟感热通量平均峰值分别低估 6.83 和 17.8 W/m²,潜热通量平均峰值分别低估 57.0 和 47.3 W/m²;8 月感热通量平均峰值分别低估 3.66 和 11.8 W/m²。7 月 SiB2 和 SiB3 模拟地表土壤热通量平均峰值分别高估 137 和 37.0 W/m²,而 8 月分别高估 121 和 40.4 W/m²,可见 SiB2 对土壤热通量的模拟效果较差,这可能是因为 SiB3 模式用通用陆面模式(Dai, et al, 2003)的 10 层土壤结构替换了 SiB2 的 3 层土壤区结构,改善了对土壤各层温度的模拟,进而提高了土壤热通量的模拟。那曲站 7、8 月潜热通量峰值大于感热通量,能量主要以潜热形式被消耗,这是因为资料时间范围内,那曲站正好处在季风到来之后。

图 4 为两个模式模拟的地表温度(表层土壤温

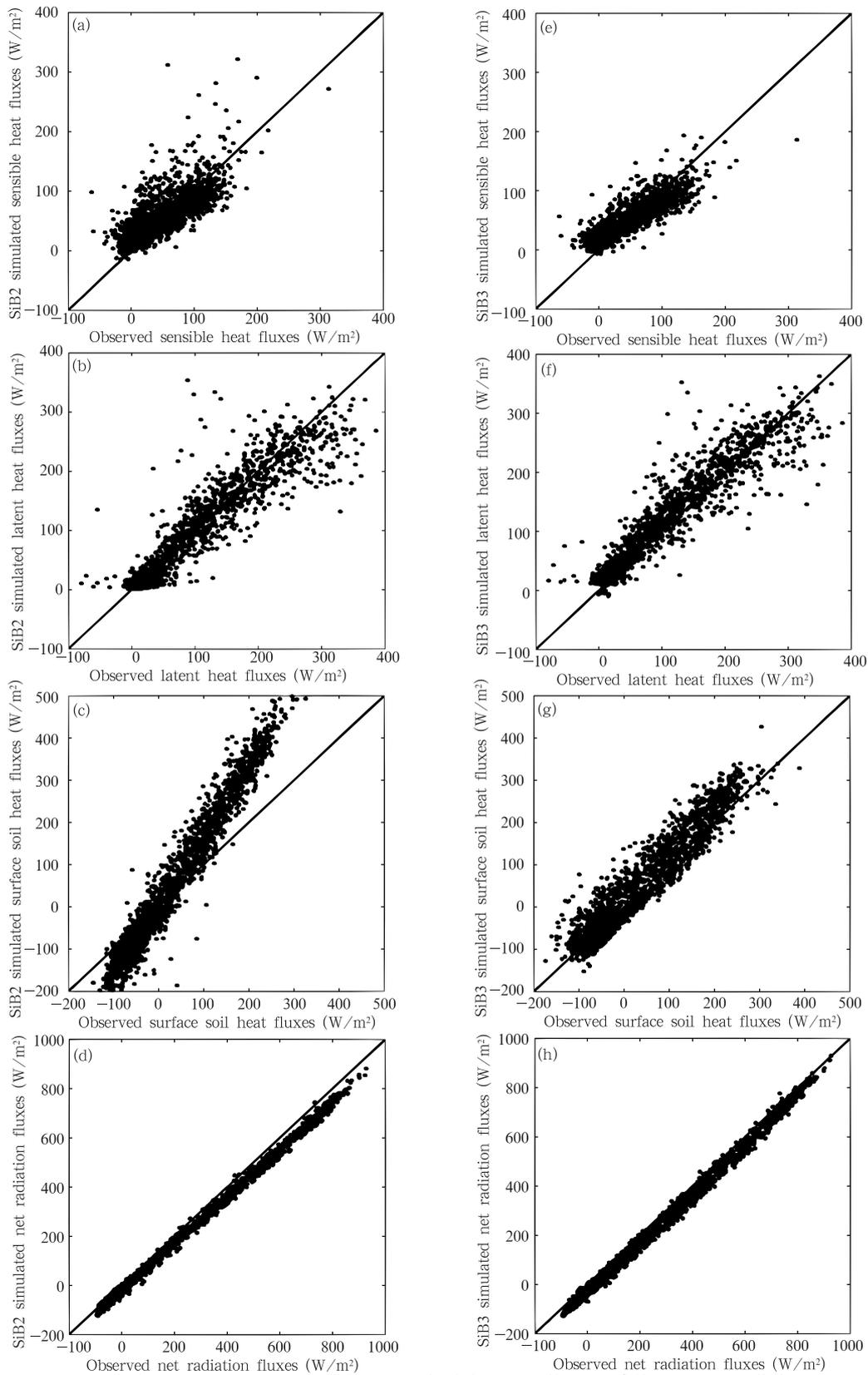


图2 那曲站 SiB2 (a-d) 和 SiB3 模拟 (e-h) 与站点观测比较 (a,e) 感热通量, (b,f) 潜热通量, (c,g) 地表土壤热通量, (d,h) 净辐射通量

Fig. 2 Comparisons of the simulated surface fluxes with observations at Naqu site. (a, e) sensible heat fluxes, (b, f) latent heat fluxes, (c, g) surface soil heat fluxes, and (d, h) net radiation fluxes; (a-d) SiB2 and (e-h) SiB3

表 6 那曲站 SiB2 和 SiB3 模拟与观测能量通量的决定系数(r^2)、偏差(B)、标准差(E_{SE})和归一化标准差(E_{NSE})的统计分析

Table 6 The coefficients of detemination, bias (B), standard error estimate (E_{SE}), and normalized standard error estimate (E_{NSE}) for the land surface energy simulated using SiB2 and SiB3 against direct measurements at the Naqu site

	SiB2				SiB3			
	r^2	$B(W/m^2)$	$E_{SE}(W/m^2)$	E_{NSE}	r^2	$B(W/m^2)$	$E_{SE}(W/m^2)$	E_{NSE}
感热通量	0.67	11.72	27.20	0.53	0.83	5.68	19.59	0.38
潜热通量	0.87	-3.78	33.20	0.26	0.89	10.43	31.91	0.25
地表土壤热通量	0.95	9.78	71.15	0.73	0.91	4.13	35.36	0.36
净辐射通量	1.00	-23.18	11.43	0.04	1.00	-28.07	11.22	0.04

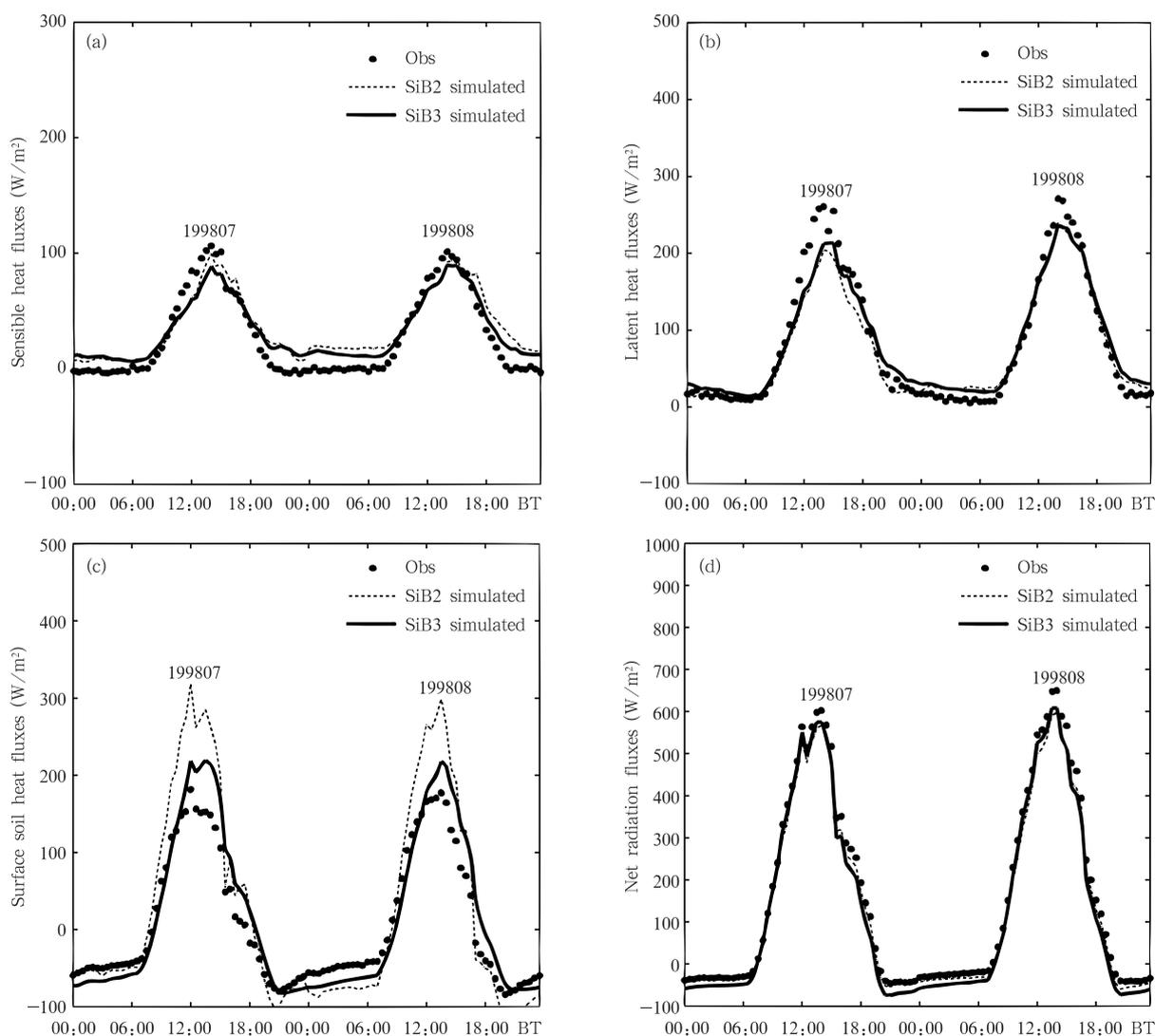


图 3 那曲站观测值及 SiB2 和 SiB3 模拟的按月复合的日变化对比

(a)感热通量、(b)潜热通量、(c)地表土壤热通量、(d)净辐射通量，
圆圈表示观测值、虚线表示 SiB2 模拟值、实线表示 SiB3 模拟值

Fig. 3 Comparisons of the diurnal composites of observations with SiB2/SiB3 at Naqu site

(a) sensible heat fluxes, (b) latent heat fluxes, (c) surface soil heat fluxes, and (d) net radiation fluxes, circles are for the observed data, dashed line is for the SiB2 simulations, and solid line is for the SiB3 simulations

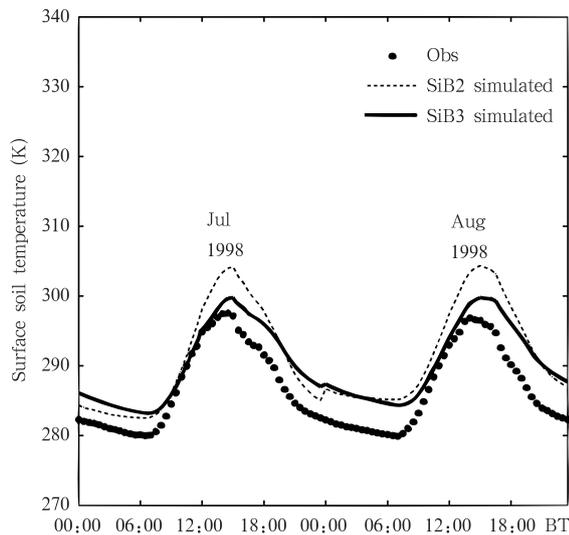


图4 那曲站观测值与SiB2和SiB3模拟的地表温度按月复合的日变化对比

Fig. 4 Comparisons of the diurnal composites of the observed surface soil temperature with the SiB2 and SiB3 simulations at Naqu site

度)与观测资料的比较,分析发现, SiB2 模拟结果高于 SiB3, 主要原因可能是由于 SiB2 土壤结构为 3 层, 计算地表温度变化率时与表层土壤温度和深层土壤温度的差值有关, 而 SiB3 由于改进为 10 层土壤结构, 在计算地表温度变化率时将深层土壤温度替换成了第 2 层土壤温度, 更有利于计算地表温度的变化率。但与观测资料对比, 两个模式模拟的地表温度系统偏高, 原因可能是: (1) SiB2 和 SiB3 模式对叶角分布因子实行参数化后有一定偏差, 导致冠层向下的热辐射被高估, 使得地表净发射热辐射偏低, 进而影响地表温度; (2) 两个模式采用的大叶模型没有区分阴叶和阳叶, 使冠层温度偏高, 随着太阳短波辐射的减弱或者消失, 冠层对地面的保温作用偏高, 使得地表损失的热能偏低, 从而使地表温度偏高; (3) 通过观测的向上和向下长波辐射资料计算得到的地表温度存在一定误差。

分析发现, SiB2 和 SiB3 对晚上感热通量高估的重要原因在于该时段模拟的地表温度偏高(图 4); 此外, 植被叶子的反射率、透射率和土壤的反射率参数化出现偏差同样会导致感热通量偏高。两个模式对晚上潜热通量的模拟相对比较准确, 而对下午的潜热通量低估, 这可能是由于大叶模型没有区分阳叶和阴叶使得冠层温度偏高, 超过本文设置的

半阻碍温度参数值, 使得光合速率受到抑制而偏低, 引起冠层阻抗偏大, 进而促使冠层潜热偏低, 导致整个潜热也偏低。

SiB2 和 SiB3 模拟地表土壤热通量差异最明显, 这主要是由于土壤结构的改变使得计算土壤热通量的方式发生了变化。土壤结构不同对计算土壤各层水分含量有较大影响, 致使与土壤水含量有关的土壤热容量计算有较大差异。此外, SiB3 土壤分类比 SiB2 更为详细, 使土壤中沙土和粘土含量更加合理, 能够提高计算土壤热导的精度。SiB3 的辐射传输子模块依然采用 SiB2 使用的二流近似, 因此, 使用 SiB2 和 SiB3 计算净辐射通量差别较小。另外, 那曲站观测的地表能量闭合度为 0.664, 也是模拟地表能量通量结果与观测资料产生差异的重要原因。

4.2 安多站结果分析

从图 5 可见, SiB2 和 SiB3 对感热和潜热通量的模拟整体偏大, 而 SiB2 偏大更严重。两个模式模拟的地表土壤热通量与通过 Yang 等(2008)提出的根据土壤温度和湿度校正后的观测地表土壤热通量相关性较强, 但整体偏大。SiB2 模拟的净辐射通量整体偏大, 而 SiB3 偏小。如表 7 所示, SiB3 模拟的感热和潜热通量统计结果优于 SiB2, 且地表土壤热通量的标准误差和归一化标准差也都小于 SiB2, 但 SiB2 模拟的地表土壤热通量与观测数据有更好的线性关系; 而对净辐射通量的模拟则是 SiB2 与观测资料更接近。

由图 6 可知, 7 月 10 时以前 SiB2 和 SiB3 高估感热通量, 之后直到 16 时都低估, 平均峰值分别低估 13.5 和 33.7 W/m^2 ; 而 8 月平均峰值分别高估 6.30 W/m^2 和低估 1.77 W/m^2 。SiB2 和 SiB3 对潜热通量的模拟, 7 月平均峰值分别高估 82.1 和 52.1 W/m^2 , 而 8 月则分别高估 89.4 和 34.4 W/m^2 。对地表土壤热通量的模拟, SiB2 和 SiB3 在 7 月峰值分别高估 65.4 和 36.1 W/m^2 ; 8 月峰值分别高估达到 85.0 和 26.2 W/m^2 。SiB2 和 SiB3 均低估晚上净辐射通量, 而对白天净辐射通量峰值捕获能力较强。安多站 7、8 月的感热通量和潜热通量峰值都较小, 从模拟和观测都能发现, 7 月的感热通量大于 8 月, 而 7 月的潜热通量小于 8 月。7 月中旬季风到来(薛彦广等, 2010), 感热通量和潜热通量相互影响。

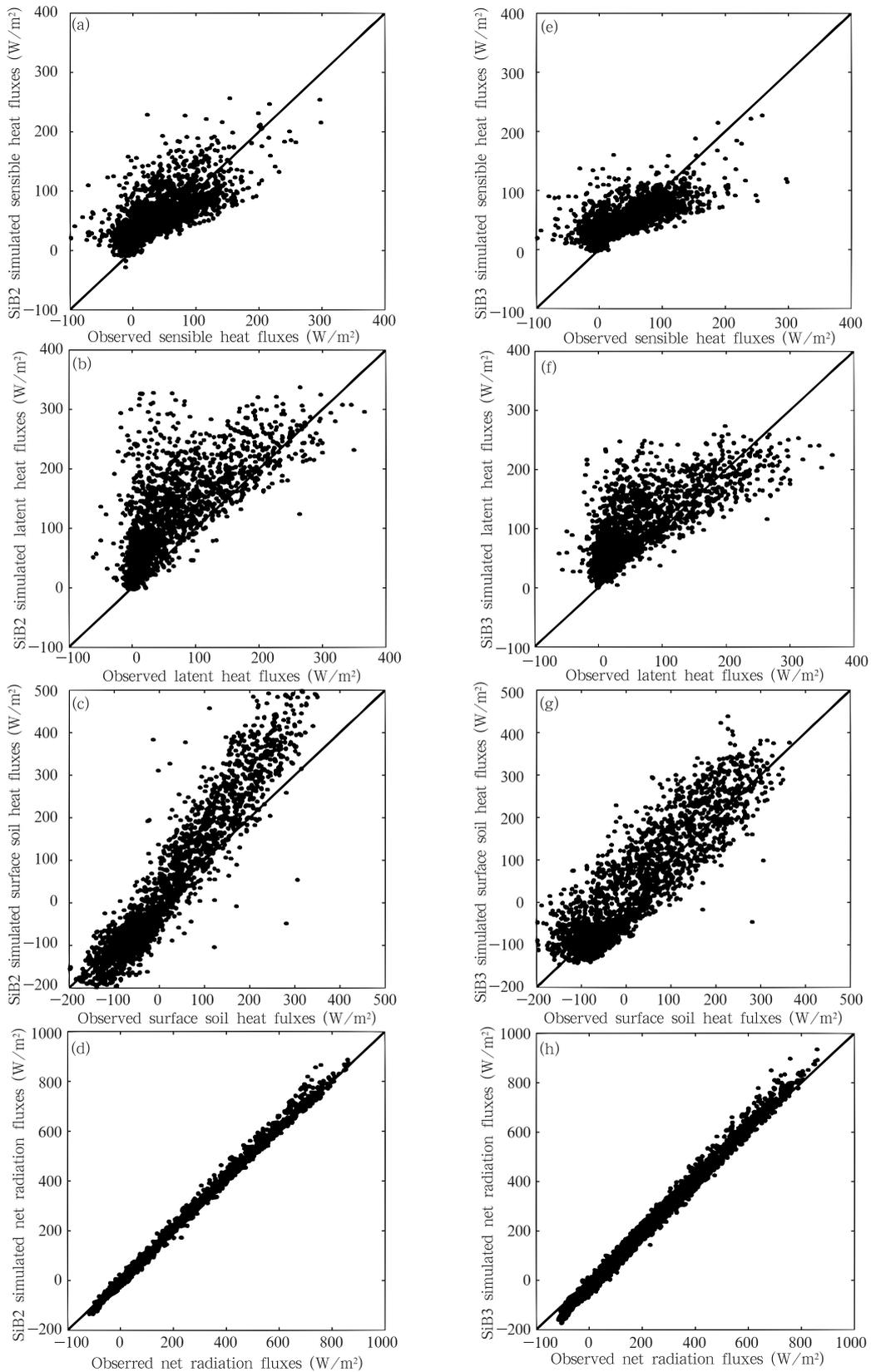


图 5 安多站 SiB2(a—d) 和 SiB3 模拟(e—h)与站点观测比较:(a, e)感热通量;(b, f)潜热通量;(c, g)地表土壤热通量;(d, h)净辐射通量

Fig. 5 Comparisons of the simulated surface fluxes with observations at Anduo site. (a, e) sensible heat fluxes, (b, f) latent heat fluxes, (c, g) surface soil heat fluxes, and (d, h) net radiation fluxes; (a—d) SiB2 and (e—h) SiB3

表7 安多站 SiB2 和 SiB3 模拟与观测能量通量的决定系数(r^2)、偏差(B)、标准差(E_{SE})和归一化标准差(E_{NSE})的统计分析Table 7 The correlation coefficients, bias, standard error estimate(E_{SE}), and normalized standard error estimate (E_{NSE}) of land surface energy fluxes simulated using SiB2 and SiB3 against direct measurements at the Anduo site

	SiB2				SiB3			
	r^2	$B(W/m^2)$	$E_{SE}(W/m^2)$	E_{NSE}	r^2	$B(W/m^2)$	$E_{SE}(W/m^2)$	E_{NSE}
感热通量	0.59	17.54	34.80	0.72	0.59	12.55	32.90	0.68
潜热通量	0.63	42.56	63.76	0.86	0.65	31.79	49.67	0.67
地表土壤热通量	0.90	10.00	68.63	0.61	0.79	7.84	59.59	0.53
净辐射通量	1.00	0.61	16.52	0.06	0.99	-15.10	32.43	0.12

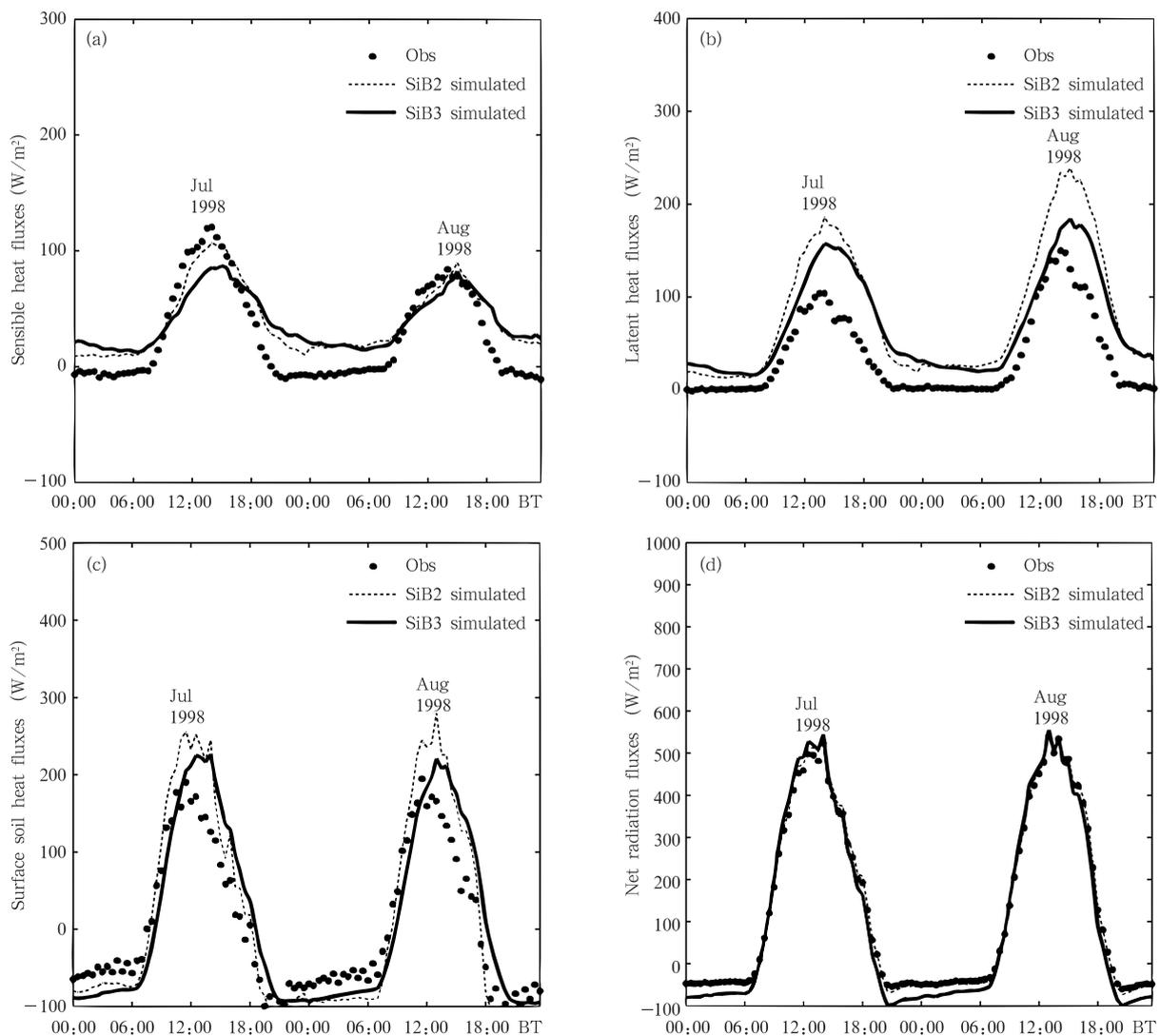


图6 安多站观测值与 SiB2 和 SiB3 模拟的

(a)感热通量、(b)潜热通量、(c)地表土壤热通量、(d)净辐射通量按月复合的日变化对比

Fig. 6 Comparisons of the diurnal composites of observations with SiB2/SiB3 at Anduo site

(a) sensible heat fluxes, (b) latent heat fluxes, (c) surface soil heat fluxes, and (d) net radiation fluxes

SiB2 和 SiB3 模拟安多站的感热通量,夜间偏大,部分原因在于模拟的夜间地表温度偏高。上午随着气温上升, SiB3 模拟的潜热通量与观测资料基本一致,但随着下午气温下降,模拟的潜热通量比观测偏大。Yang 等(2004)研究指出,青藏高原水分和能量循环试验中降雨季节测得的潜热通量比真实值偏小,这是模拟的潜热通量偏大的原因之一。

SiB3 模拟的地表土壤热通量结果与观测资料更接近,主要由于 SiB2 的 3 层土壤结构,对土壤剖面的描述不够细致,使得模拟深层土壤区的温度和湿度存在困难;而 SiB3 改进为 10 层土壤结构,每层的深度按指数方式确定,土壤深度达到 3.5 m, 根的分布贯穿整个 10 层土壤,能够比较精确地描述土壤的温度剖面,这可能是 SiB3 模拟土壤热通量优于 SiB2 的重要原因。但是由于土壤结构的复杂性,随着深度增加,土壤各层沙土和粘土含量变化较大,这些都为 SiB3 精确模拟土壤各层温度和湿度带来困难。

由于 SiB2 和 SiB3 模拟地表温度和冠层温度的不同,使得两个模式模拟的地表和冠层热辐射损失都不相同,从而导致两个模式模拟净辐射通量的差异。同时,安多站观测的地表能量闭合度较低(0.548),这也是模拟结果与观测资料存在偏差的重要原因。

4.3 苏州东山站结果分析

从图 7 和表 8 的分析和比较中可以得出, SiB2 模拟的感热通量整体偏大,而 SiB3 模拟的感热通量则偏小。 SiB2 和 SiB3 对潜热通量的准确模拟出现困难,两个模式对潜热通量的模拟整体都偏小,而 SiB2 模拟结果则严重偏小。地表土壤热通量的模拟, SiB2 与 SiB3 模拟值和观测值的统计误差较大。对净辐射通量的模拟 SiB2 和 SiB3 都整体偏大。

如图 8 所示, SiB2 模拟 5 月感热通量平均峰值高估 13.2 W/m², 6 月平均峰值高估 43.4 W/m²; 而 SiB3 对 5 月的感热通量平均峰值低估 81.2 W/m², 6 月平均峰值低估 3.43 W/m²。潜热通量的模拟, 5 月 SiB3 对平均峰值高估 2.58 W/m², 而 SiB2 模拟结果严重偏小。苏州东山站, 5 月主要近地面能量支出为感热通量, 而 6 月为潜热通量。6 月季风暴发, 降水引起土壤湿度增大, 促使近地面能量收支重新调

整。季风暴发前后感热和潜热通量的变化明显, SiB2 和 SiB3 都能较好模拟出季风暴发前后感热通量的剧烈变化, 但对潜热通量变化的模拟存在困难。 SiB2 和 SiB3 模拟的地表土壤热通量晚上严重低估, 白天严重高估。 SiB2 对净辐射通量的模拟, 5 月平均峰值偏高 3.96 W/m², 6 月偏低 3.31 W/m², 而 SiB3 平均峰值偏差较大, 5 和 6 月分别高估 60.5 和 21.2 W/m²。

对苏州东山站感热通量模拟, SiB2 比 SiB3 模拟的感热通量整体偏大, 这与两个模式模拟地表温度(表层土壤温度)的差异有关(图 9)。模式对潜热通量的模拟存在困难, 特别是 SiB2 模拟的 5 月潜热通量, 不能够正确反映潜热通量的日变化, 可能是由于模拟时段苏州东山站的土壤干燥, SiB2 模式的根区深度为 2—30 cm, 不能较好地反映深层土壤水的蒸腾作用。 SiB3 在潜热模拟方面虽然也有困难, 但是根分布的改进(贯穿 10 层土壤)和土壤深度的增加(达到 3.5 m), 有利于模拟植被对深层土壤水分的吸收。模拟研究发现, 由于苏州站植被类型繁多, 选择一种典型植被代表整个站点也会对潜热通量模拟产生影响, 特别是茶树类型和一般农作物类型的参数化差异明显, 可考虑次网格的影响, 使用不同的植被类型分别进行模拟, 结果按面积权重进行复合。

两个模式模拟的地表土壤热通量与观测资料有较大偏差, 一方面是由模式模拟的地表温度和地表土壤水含量的误差引起; 另一方面, 该站点的土壤温、湿度资料较少, 地表土壤热通量的校正存在困难。东山站模拟的地表温度与观测资料相比, 也存在系统偏差, 特别是晚上太阳短波辐射为 0 时, 这同样可能是由于白天计算冠层辐射传输时导致冠层温度被高估, 到了晚上土壤表层向外发射热辐射使地表温度降低时, 植被冠层底部向地表发射的热辐射偏高, 阻碍地表温度进一步降低。

5 结论与讨论

利用 SiB2 和 SiB3 模式对青藏高原的两个观测站(那曲、安多)和长三角地区苏州东山站地表的能量收支进行模拟, 并结合观测数据进行地表能量通量的分析, 这对加深青藏高原和长三角地区地表能量通量特点的认识, 理解该地区地-气的相互作用

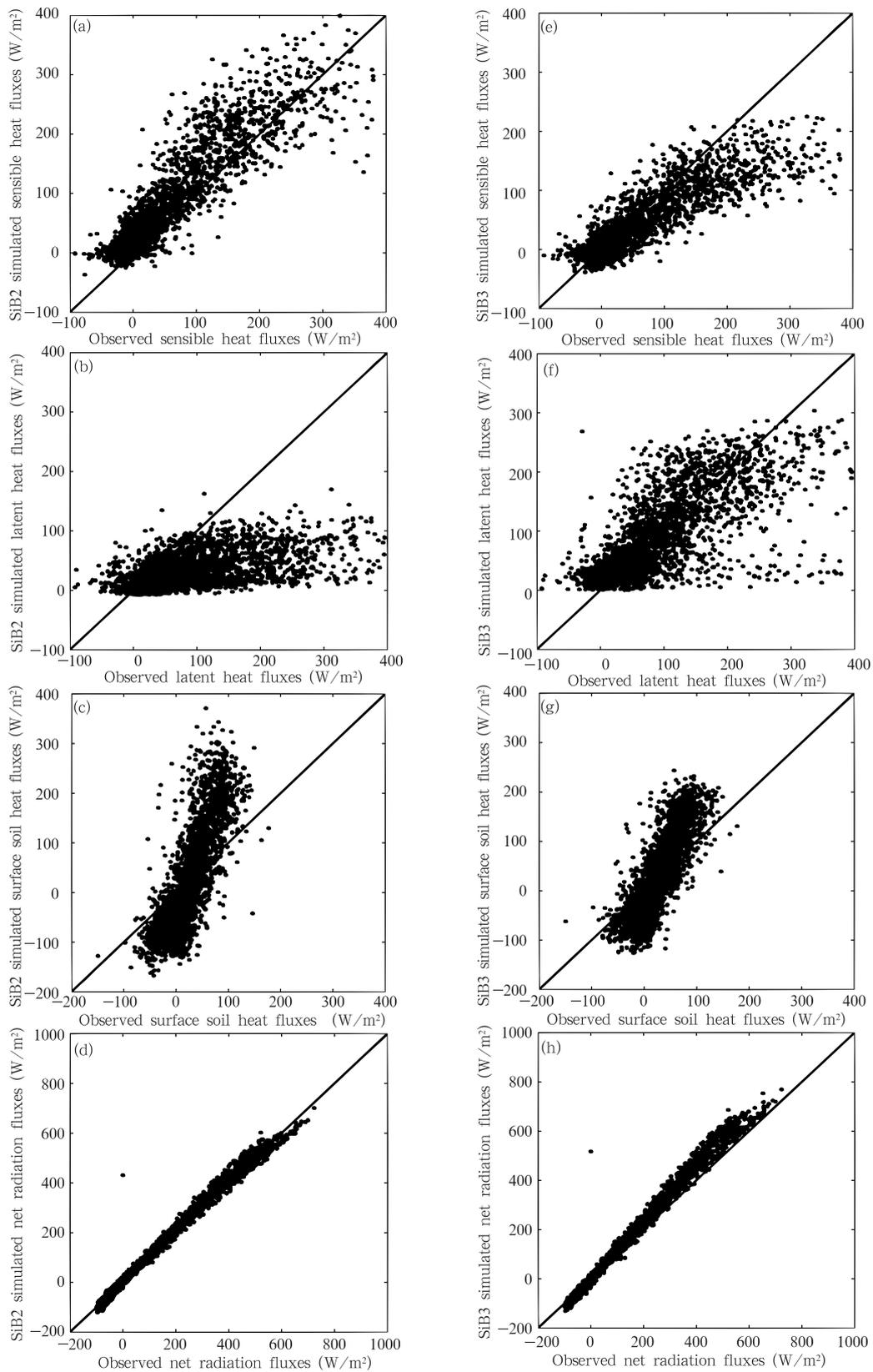


图7 苏州东山站 SiB2(a—d)和 SiB3 模拟(e—h)与站点观测比较(a,e)感热通量;(b,f)潜热通量;(c,g)地表土壤热通量;(d,h)净辐射通量

Fig. 7 Comparisons of the simulated surface fluxes with observations for at Suzhou site (a, e) sensible heat fluxes, (b, f) latent heat fluxes, (c, g) surface soil heat fluxes, and (d, h) net radiation fluxes; (a—d) SiB2 and (e—h) SiB3

表 8 苏州东山站 SiB2 和 SiB3 模拟与观测能量通量的决定系数(r^2)、偏差(B)、标准差(E_{SE})和归一化标准差(E_{NSE})的统计分析

Table 8 The correlation coefficients, bias, standard error estimate (E_{SE}), and normalized standard error estimate (E_{NSE}) of land surface energy simulated using SiB2 and SiB3 against direct measurements at the Suzhou site

	SiB2				SiB3			
	r^2	$B(\text{W}/\text{m}^2)$	$E_{SE}(\text{W}/\text{m}^2)$	E_{NSE}	r^2	$B(\text{W}/\text{m}^2)$	$E_{SE}(\text{W}/\text{m}^2)$	E_{NSE}
感热通量	0.82	19.54	40.22	0.47	0.78	-11.04	42.54	0.50
潜热通量	0.36	-49.35	90.62	0.77	0.54	-4.46	61.14	0.52
地表土壤热通量	0.64	-13.38	70.94	1.82	0.68	-16.12	52.19	1.34
净辐射通量	0.99	5.76	17.20	0.09	0.99	10.52	36.19	0.19

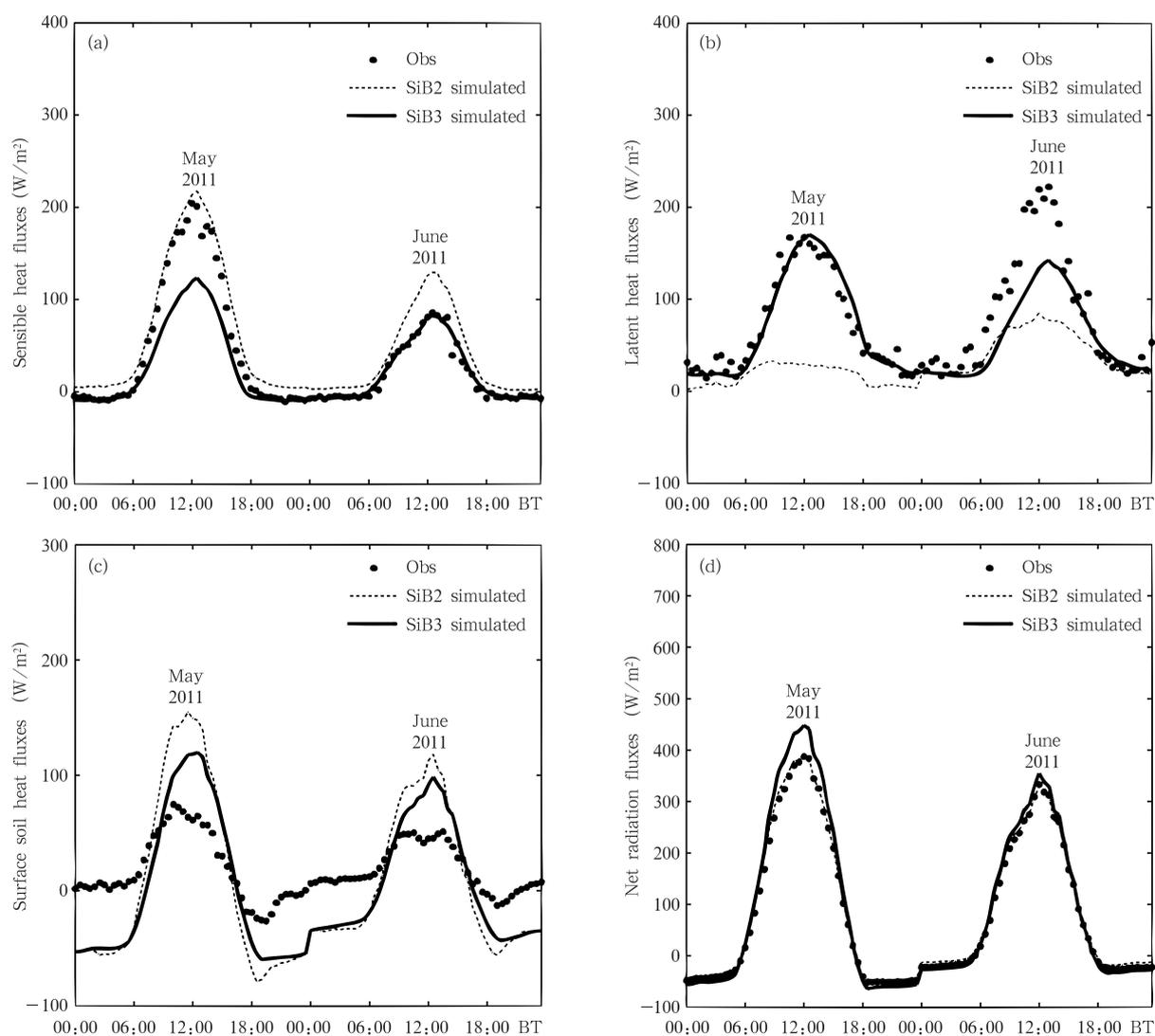


图 8 苏州东山站观测值与 SiB2 和 SiB3 模拟的(a)感热通量、(b)潜热通量、(c)地表土壤热通量、(d)净辐射通量按月复合的日变化对比

Fig. 8 Comparisons of the diurnal composites of observations with SiB2/SiB3 at Suzhou (a) sensible heat fluxes, (b) latent heat fluxes, (c) surface soil heat fluxes, and (d) net radiation fluxes

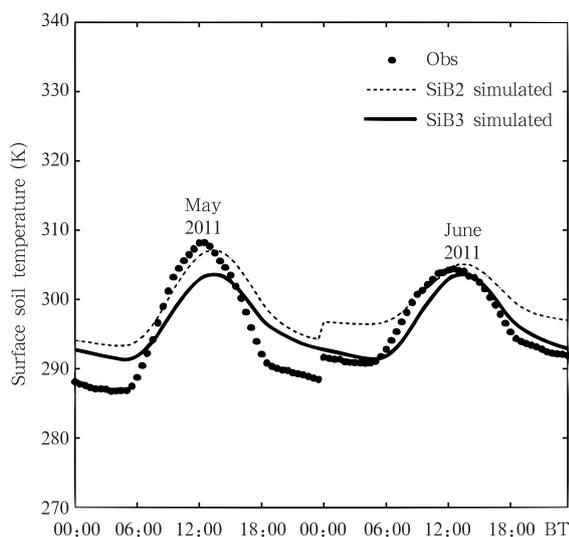


图9 苏州东电站观测值与 SiB2 和 SiB3 模拟的地表温度按月复合的日变化对比

Fig. 9 Comparisons of the diurnal composites of the observed surface soil temperature and simulated ones using SiB2/SiB3 at Suzhou site

用提供有益的帮助。结果表明:(1)SiB2 和 SiB3 模拟的近地层能量通量与观察资料有较好的一致性,对青藏高原的近地面能量通量模拟整体优于苏州东电站, SiB3 模拟的结果整体上优于 SiB2, 这说明 SiB3 模式的改进对于近地面能量通量的模拟是有益的,适用于在中国区域的地表能量通量研究;(2)那曲站的植被覆盖率相对较高(40%左右),土壤表层与大气的能量交换处于次要地位,由于 SiB 模式是基于稠密的植被下垫面设计,因而在那曲站的地表能量通量模拟较好,而安多站植被稀疏(覆盖率为 10%),土壤表层与大气之间的能量交换处于较重要地位,导致在覆盖率低的安多站模拟能力减弱;(3)那曲和安多站的植被类型虽然同为高原草甸,但模式在这两个站点的性能差异较大,这说明模式在针对某一植被类型下垫面进行参数化时需要参考多个站点的观测数据,以减少陆面模式耦合进区域气候模式或者全球气候模式进行大范围模拟时的误差;(4)SiB3 采用更加精细的 10 层土壤分层描述替换了 SiB2 模式的 3 层土壤结构,并将计算土壤各层温度的方式由 SiB2 的“强迫恢复”改为“求解热扩散方程”,这有益于潜热通量和土壤热通量的模拟。SiB2 和 SiB3 都未考虑土壤中水蒸汽运动对水分循环的贡献,在湿润土壤中以液态水运动为主,而干燥

土壤中水蒸汽的运行也较为重要,因而对土壤湿度较小的苏州东电站模拟能力不如土壤湿度较大的青藏高原站;(5)青藏高原安多站和苏州东电站,季风使感热通量减小,潜热通量增大;(6)SiB3 引进的冠层空间层能够对一些冠层空间物理量进行预报,使其更加符合真实的陆面过程,但是对复杂下垫面地表的能量通量模拟效果提高不显著。

苏州东电站的模拟结果整体不如青藏高原两个观测站,可能有如下原因:(1)土壤湿度大小对 SiB 模拟地表能量通量有较大影响;(2)青藏高原植被类型单一,而苏州站植被种类多,次网格对地表能量通量的影响较大,而目前的 SiB 模式忽略了次网格的影响,从而造成模拟偏差,加强对次网格影响的考虑将是对 SiB 模式有益的改进;(3)苏州东电站位于城市郊区,又邻近太湖,受到城市和湖泊的综合影响,湍流比较复杂。

本研究由于缺少观测站点土壤沙土和壤土的比例,土壤质地是按照模式原始类型进行的,土壤质地能够对水热通量产生较大影响,这给模拟带来一定偏差。另外,土壤中沙土和粘土的含量随着土壤深度的变化较大,特别是青藏高原地区。Yang 等(2004)利用一个单源陆面过程模式进行了土壤异质性对地表过程影响的研究,结果表明土壤的垂直异质性对土壤的湿度以及地表的能量分配有着重要影响。为了进一步提高陆面过程的模拟精度,有必要对土壤垂直异质性参数化进行研究。同时,利用卫星遥感获得的高精度地表观测数据(如 MODIS 数据),制作一套符合中国不同区域下垫面的模式参数集将有利于提高模式的模拟精度。

青藏高原那曲和安多站观测的地表能量存在较严重的不闭合现象,通过与 SiB2 和 SiB3 模拟的地表能量通量进行比较,这种不同模式模拟的结果分析对于改善观测资料中地表能量不闭合现象具有一定的参考价值。

致谢:感谢高志球研究员提供苏州东电站观测数据以及为本文修改提出的宝贵意见;感谢 GAME/Tibet 期间中日科学家采集那曲、安多观测站微气象数据过程中付出的艰苦努力;感谢阳坤研究员共享计算土壤热通量的代码;感谢窦有俊博士对本文的帮助。

参考文献

陈海山,熊明明,沙文钰. 2010. CLM3.0 对中国区域陆面过程的模

- 拟实验及评估 I:土壤温度. 气象科学, 30(5):621-630
- 高志球, 卞林根, 程彦杰等. 2002. 利用生物圈模型(SiB2)模拟青藏高原那曲草原近地面层能量收支. 应用气象学报, 13(2):129-141
- 黄伟, 郭振海, 宇如聪. 2004. CLM 在淮河流域数值模拟试验. 气象学报, 62(6):764-775
- 蒋玲梅, 卢立新, 邢伟坡等. 2011. SiB3 对不同下垫面的模拟试验与验证. 气象科学, 31(4):493-505
- 刘少峰, 林朝晖. 2005. 通用陆面模式 CLM 在东亚不同典型下垫面的验证试验. 气候与环境研究, 10(3): 684-698
- 刘树华, 邓毅, 胡非等. 2005. 森林下垫面陆面物理过程及局地气候效应的数值模拟实验. 气象学报, 63(1):1-12
- 李正泉, 于贵瑞, 温学发等. 2004. 中国通量观测网(ChinaFLUX)能量平衡闭合状况的评价. 中国科学(D辑), 34(增刊 II): 46-56
- 马耀明, 姚檀栋, 王介民. 2006. 青藏高原能量和水循环试验研究——GAME/Tibet 与 CAMP/Tibet 研究进展. 高原气象, 25(2):344-351
- 王介明, 王维真, 刘绍民等. 2009. 近地层能量平衡闭合问题:综述及个例分析. 地球科学进展, 24(7): 705-713
- 薛彦广, 高志球, 沙文钰. 2010. 利用简单生物圈模式 SiB2 模拟青藏高原地表能量收支. 大气科学, 34(1):131-142
- 熊明明, 陈海山, 俞森. 2011. CLM3.0 对中国区域陆面过程的模拟试验及评估 II: 土壤湿度. 气象科学, 31(1):1-10
- 张晶, 丁一汇. 1997. 陆面过程模式 LPM-ZD 及其对我国中东部地区陆面特征的模拟. 应用气象学报, 8:58-68
- 左洪超, 胡隐樵, 吕世华等. 2004. 青藏高原安多地区干、湿季的转换及其边界层特征. 自然科学进展, 14(5):535-540
- Bonan G B. 1996. The NCAR land surface model(LSM version1.0) coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note, NT-429 + STR
- Bonan G B, Levis S. 2006. Evaluating Aspects of the Community Land and Atmosphere Models(CLM3 and CAM3) using a Dynamic Global Vegetation Model. J Climate, 19:2290-2301
- Baker I T, Denning A S, Hanan N, et al. 2003. Simulated and observed fluxes of sensible and latent heat and CO₂ at the WLEF-TV tower using SiB2.5. Global Change Biology, 9: 1262-1277
- Baker I T, Prihodko L, Denning A S, et al. 2008. Seasonal drought stress in the Amazon: Reconciling models and observations. J Geophys Res, 113: G00B01
- Baker I T, Denning A S, Stöckli R. 2010. North American gross primary productivity: Regional characterization and interannual variability. Tellus, 62B:533-549
- Chen B, Chao W C, Liu X. 2003. Enhanced climatic warming in the Tibetan Plateau due to doubling CO₂: A model study. Climate Dyn, 20(4):401-413
- Colello G D, Grivet C, Sellers P J, et al. 1998. Modeling of energy, water, and CO₂ flux in a temperate grassland ecosystem with SiB2: May - October 1987. Amer Meteor Soc, 55:1141-1169
- Dai Y J, Zeng Q C. 1997. A land surface model (IAP94) for climate studies. Part I: Formation and validation in off-line experiments. Adv Atmos Sci, 14 (4):433-460
- Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. 2003. The Common Land Model. Amer Meteor Soc, 84(8):1013-1023
- Denning A, Nicholls M, Prihodko L, et al. 2003. Simulated variations in atmospheric CO₂ over a Wisconsin forest using a coupled ecosystem-atmosphere model. Global Chang Biology, 9 (9): 1241-1250
- Dickinson R E, Honderson S A, Kennedy P J. 1985. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Techn Note, 275 + STR
- Foken T, Wimmer F, Mauder M, et al. 2006. Some aspects of the energy balance closure problem. Atmos Chem Phys, 6(12): 4395-4402
- Gao Z, Wang J M, Ma Y M, et al. 2000. Calculation of near-surface layer turbulent transport and analysis of surface thermal equilibrium features in Nagqu of Tibet. Phys Chem Earth, Part B: Hydrology Oceans Atmos, 25(2):135-139
- Gao Z, Bian L, Wang J X, et al. 2003. Discussion on calculation methods of sensible heat flux during GAME/Tibet in 1998. Adv Atmos Sci, 20(3): 357-368
- Gao Z, Chae N, Kim J, et al. 2004. Modeling of surface energy partitioning, surface temperature, and soil wetness in the Tibetan prairie using the Simple Biosphere Model 2 (SiB2). J Geophys Res, 109(D6), doi: 10.1029/2003JD004089
- Gao Z. 2005. Determination of soil heat flux in a Tibetan short-grass prairie. Bound Layer Meteor, 114(1):165-178
- Gao Z, Chen G, Hu Y. 2007. Impact of soil vertical water movement on the energy balance of different land surfaces. International J Biometeor, 51(6):565-573
- Hanan N P, Berry J A, Verma S B, et al. 2005. Testing a model of CO₂, water and energy exchange in Great Plains tall grass prairie and wheat ecosystems. Agri Forest Meteor, 131(3-4): 162-179
- Ji J J, Hu Y. 1989. A simple land surface process model for use in climate study. Acta Meteor Sinica, 3(3): 344-353
- Kaimal J C, Finnigan J J. 1994. Atmospheric Boundary Layer and Flows. New York: Oxford University Press, 304pp
- Kim J, Choi T, Lee H, et al. 2000. Energy partitioning and its imbalance over a prairie site in central Tibetan plateau during GAPE-IOP. 1998. Eos Supplement Transactions Amer Geophys Union, 81(22): 5
- McCaughey J H. 1985. Energy balance storage terms in a mature mixed forest at Petawawa, Ontario: A case study. Bound Layer Meteor, 31:89-101
- Moore C J. 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. Bound Layer Meteor, 37(1):17-35
- Randall D A, Dazlich D A, Zhang C, et al. 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for GCMs. Part III: The Greening of the Colorado State University General Circulation Model. J Climate, 9: 738-763
- Schuh A E, Denning A S, Corbin K D, et al. 2010. A regional high-

- resolution carbon flux inversion of North America for 2004. *Biogeo Sci*, 7(5):1625-1644
- Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. 1986. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation models. *J Atmos Sci*, 43(6):505-531
- Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. 1996a. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J Climate*, 9(4):676-705
- Sellers P J, Los S O, Tucker C J, et al. 1996b. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *J Climate*, 9(4):706-737
- Tanaka K, Ishikawa H, Hayashi T, et al. 2001. Surface energy budget at Amdo on the Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 data. *J Meteor Soc Japan*, 79(1B):505-517
- Twine T, Kustas W, Norman J, et al. 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agri Forest Meteorol*, 103(3): 279-300
- Thomas C, Foken T. 2005. Detection of long-term coherent exchange over spruce forest using wavelet analysis. *Theoretical Appl Climatology*, 80(2-4):91-104
- Vidale P L, Stöckli R. 2005. Prognostic canopy air space solutions for land surface exchanges. *Theoretical Appl Climatology*, 80: 245-257
- Williams C A, Hanan N P, Baker I T, et al. 2008. Interannual variability of photosynthesis across Africa and its attribution. *J Geophys Res*, 113: G04015
- Whitfield B, Jacobs J M, Judge J. 2006. Intercomparison study of the Land Surface Process Model and Common Land Model for a prairie wetland in Florida. *J Hydrometeorol*, 7:1247-1258
- Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agri Forest Meteorol*, 113:223-243
- Yang Kun, Koike Toshio, Hirohiko ISHIKAWA, et al. 2004. Analysis of the surface energy budget at a site of GAME/Tibet using a single-source model. *J Meteor Soc Japan*, 82(1): 131-153
- Yan X, Li H, Liu F, et al. 2010. Modeling of surface flux in Tongyu using the Simple Biosphere Model 2 (SiB2). *J Forestry Res*, 21(2): 183-188
- Yang X, Lin Z, Dai Y, et al. 2001. Validation of IAP94 land surface model over the Huaihe River basin with HUBEX field experiment data. *Adv Atmos Sci*, 18(1): 139-154
- Yang K, Wang J. 2008. A temperature prediction-correction method for estimating surface soil heat flux from soil temperature and moisture data. *Sci China Series D: Earth Sciences*, 51(5):721-729