

郭东林, 杨梅学. SHAW 模式对青藏高原中部季节冻土区土壤温、湿度的模拟[J]. 高原气象, 2010, 29(6): 1369-1377

SHAW 模式对青藏高原中部季节冻土区 土壤温、湿度的模拟

郭东林¹⁻², 杨梅学^{1*}

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;
2. 中国科学院 大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029)

摘 要: 利用水热耦合模式(Simultaneous Heat and Water, SHAW)及“全球协调加强观测计划之亚澳季风青藏高原试验(CAMP/Tibet)”中那曲地区 BJ 站 2002 年 8 月 1 日—2003 年 8 月 31 日的观测资料, 对青藏高原中部季节冻土区的土壤温湿特征进行了单点模拟研究。SHAW 模式能较好地模拟 BJ 站不同深度土壤温度, 模拟值与观测值的相关系数在 0.97 以上, 平均偏差在 1℃ 以内。随着土壤深度增加, 土壤温度的模拟效果变好, 100 cm 以下土壤温度的观测值和模拟值基本吻合。由于净辐射和土壤热通量在冬、春季的模拟值较观测值略偏大, 使得模拟的土壤温度在冬、春季也略微偏大。就模拟结果而言, 60 cm 以上土壤温度对降雪是比较敏感的。模拟的土壤湿度基本上能够再现土壤未冻水含量随时间的实际变化趋势, 除 4 cm 土壤层外, 其他层的模拟值与观测值差异较大。由于影响土壤湿度的因素较多及其本身具有较复杂的相态变化, 陆面模式中对其进行合理的参数化仍是难点之一。

关键词: 青藏高原; SHAW 模式; BJ 站; 土壤温湿特征

文章编号: 1000-0534(2010)06-1369-09 **中图分类号:** P437 **文献标识码:** A

1 引言

土壤是陆面过程的重要分量, 土壤温度和湿度是陆面过程中的重要参量, 它们一方面通过改变地表向大气输送的感热、潜热和长波辐射通量而影响气候变化; 另一方面也通过土壤本身的热力性质和水文过程, 使地表的各参数发生变化, 进而影响气候变化^[1]。土壤湿度具有较高的记忆性, 其季节性异常对大气的季节变化有重要作用^[2-4]。Yang et al.^[5]研究表明, 在青藏高原(下称高原)唐古拉山以北和以南, 分别有 73% 和 58% 的降水来自地表蒸发, 而蒸发的大小又和土壤湿度密切相关, 不难得出, 土壤湿度通过直接影响蒸发而间接影响了降水。Walker et al.^[6]和 Koster et al.^[7]通过数值模拟研究也指出, 干土壤可使未来气温升高、降水减少, 湿土壤可使气温降低, 降水持续, 并且, 在中纬度大陆夏季, 土壤湿度对降水的影响超过了海洋。然而, 由于观测资料的缺乏限制了对土壤湿度

特征及其对降水影响的研究, 因此许多学者经常采用数值模拟的研究方法^[9-10]。

高原以其高大地形的动力作用, 加上地面强大热源的热力影响, 使它在全球气候系统尤其在亚洲季风的形成、爆发、持续时间及强度等方面扮演着重要角色^[10-14]。高原上广泛分布着多年冻土和季节性冻土, 其中多年冻土面积约 $150 \times 10^4 \text{ km}^2$ ^[15]。土壤的季节冻结和消融过程是高原地表最显著的物理特征之一。土壤冻结过程因有利于土壤水分的维持而在高原干湿季节转换中具有重要的作用^[16]。土壤的季节冻融作用因能使高原地表对大气的热力作用(感热、潜热输送)随季节发生变化而与高原上空及东亚大气环流、中国夏季降水之间有较好的相关性^[17-18]。然而, 土壤冻融过程的快慢与土壤温度的时空分布状况和土壤含水量的多少密切相关^[19]。因此, 就高原而言, 观测和模拟研究土壤温湿的时空变化特征就显得尤为重要。

由于高原上自然环境恶劣, 地面观测站稀少,

收稿日期: 2009-09-09; 改回日期: 2010-07-06

基金项目: 中国科学院“百人计划”项目(290827B11); 国家自然科学基金项目(41075007); 国家自然科学基金重大国际(地区)合作研究项目(40810059006)共同资助

作者简介: 郭东林(1983—), 男, 甘肃会宁人, 博士生, 主要从事寒区气候变化研究。E-mail: guodl@mail.iap.ac.cn

* 通信作者: 杨梅学。E-mail: mxyang@lzb.ac.cn

加之土壤温湿度本身具有很大的时间和空间变率,造成长时间序列以及深层土壤的观测资料十分缺乏。另外,现有的陆面过程模式对冻土水热性质以及冻融过程的描述仍然不够详细,表现为冬季的模拟效果较差^[20-21]。随着第一、第二次青藏高原大气科学实验(QXPMEX, 1979年5~8月; TIPEX, 1998年5~8月)和随后的中日合作项目“全球能量水分循环亚洲季风之青藏高原试验研究(GAME-Tibet, 1996—2000年)”以及“全球协调加强观测计划之亚澳季风青藏高原试验(CAMP-Tibet, 2001—2005年)”的开展,建立了多个自动气象站和塔站,获得了较长序列和较高分辨率的观测资料。基于这些观测资料,开展了一些有关土壤冻融参数化方案的改进工作^[22-27],与此同时,许多学者也相继进行了有关高原土壤温湿特征的模拟研究^[18, 22, 28-34]。

下节将介绍的 SHAW 模式的冻土参数化方案使用土壤基质势定义土壤冻结后的液态水含量,即液态水含量是土壤基质势的函数,能预测土壤的冻结和融化过程。该模式最初开发的目的是用于模拟土壤冻融状况,其对土壤冻融、蒸发和蒸腾、辐射能量平衡、能量通量和表面温度等均有较好的模拟能力^[35-38]。SHAW 模式在国内也有较好的应用,包括对黑河流域土壤-植被-大气系统能量-水分平衡的模拟^[39],对冠层中气象要素廓线的模拟^[40],黄土高原农田土壤水分动态模拟^[41],冻融土壤水热盐运移规律模拟^[42],黄土高原砂壤土冻融过程的模拟^[43]等。然而,有关 SHAW 模式在高原上的应用还不多见。考虑到高原土壤频繁季节冻融的地表特征与 SHAW 模式对土壤水热运移耦合解决的优越性,将其应用于高原陆面过程的模拟研究是很有必要的。

本文利用 SHAW 模式及 CAMP/Tibet 试验中那曲地区 BJ 站 2002 年 8 月 1 日—2003 年 8 月 31 日的观测资料,对高原中部季节冻土区的土壤温湿特征进行了单点模拟研究,并通过统计分析模拟要素的模拟值与观测值差异,验证了 SHAW 模式对高原土壤温湿特征的模拟能力。

2 SHAW 水热耦合模式介绍

SHAW 模式的物理系统由从植物冠层—雪盖—凋落物—土壤表面延伸到土壤中某一具体深度的一维垂直剖面构成。该模式具有对热、水、溶质通量同步计算和对土壤冻融过程详细描述的特点。模

式的核心理论是地表面上的能量平衡,计算方程如下:

$$R_n + H + L_v E + G = 0, \quad (1)$$

式中, R_n 为净辐射($W \cdot m^{-2}$), H 为感热通量($W \cdot m^{-2}$), $L_v E$ 为潜热通量($W \cdot m^{-2}$), G 为土壤热通量($W \cdot m^{-2}$), L_v 为蒸发潜热($J \cdot kg^{-1}$), E 为土壤表面和植被冠层的总蒸散发量($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)。其中,净辐射由太阳辐射和长波辐射在植被冠层、残留层和土壤表面各个层之间的传输量来确定。感热和潜热通量由边界面和大气之间的气温和水汽含量梯度计算,土壤热通量由方程(1)计算。系统上边界面的降水量减去由方程(1)计算的蒸发量所得的净水量作为系统的水通量输入。

SHAW 模式采用上边界的大气变量(包括气温、风速、湿度、太阳辐射和降水)和下边界的土壤参量来定义系统中的水热通量。整个土壤-植被-大气系统被分层,每层由一个独立的节点表示。每个时步均计算各节点间的能量、湿度和溶质通量。模式中不但考虑了液态水和固态水,还考虑了气态水的传输对水热平衡的影响,冻融时产生的潜热也被考虑。模式中将土壤体积含水量表示为基质势的函数,并结合热通量方程迭代计算系统中各层次节点的温度、水含量、冰含量和基质势,同时调整了水冻结温度,能更准确地预测土壤的冻结和融化过程。

3 资料选取和试验设计

本文选取 CAMP/Tibet 试验中那曲地区 BJ 站作为模拟试验点。BJ 站($31.37^\circ N$, $91.90^\circ E$, 海拔高度 4509 m)位于高原中部的那曲草原,属于高原亚寒带半湿润气候。该观测站下垫面地势开阔平坦,地表主要为砂土,稀疏分布着细砾石,不均匀地生长着高度为 4~5 cm 的高寒草甸^[44]。

CAMP/Tibet-AMS 观测的气象要素有:风速(1.0, 5 和 10 m)、风向(10 m)、气温(8.2 m 和 1 m)、相对湿度(8.2 m 和 1.0 m)、气压、降水量、短波辐射(向上和向下)、长波辐射(向上和向下)、地表辐射温度、土壤温度(0, 4, 10, 20 和 40 cm)、土壤湿度(4 cm 和 20 cm)、土壤热通量(10 cm 和 20 cm)、雪深、太阳直接辐射和散射辐射。

CAMP/Tibet-SMTMS 观测系统的有:土壤温度(4, 20, 40, 60, 80, 100, 130, 160, 200 和 250 cm)和土壤湿度(4, 20, 60, 100, 160 和 210

cm)。

3.1 参数设置

SHAW 模式要求输入积雪、土壤温度及土壤总含水量的初始值;逐日或逐时的气象要素,模拟地点的一般信息;描述植被覆盖、积雪、残积层及土壤参数等。模式对参数设置的要求比较灵活,植物冠层、雪被层、植物残留层、土壤层的有、无层数及每层的厚度都可以按照实际实验区特点人工设置。模式提供了两种可供选择的确定下边界水热条件的方法,一种是模式估算,另一种是通过用户输入。模式中的水力特性参数可以通过土壤参数自动计算,也可以直接输入。

本次模拟试验中,由于起始时间是8月1日,所以无积雪,观测的土壤液态水含量即总含水量。BJ站处于平坦的草原,植被较短且稀疏,所以坡度为零,没有考虑植物残留层。植被覆盖度取0.45^[29],地表粗糙度取0.00466 m^[44],植被高度约0.05 m,根深为0.3 m^[29],植被叶特征范围为0.01 m^[45]。植被叶面积指数从1 km分辨率MODIS卫星每月的合成产品中提取(数据来自ftp://primavera.bu.edu/pub/datasets)。部分参数取模式提供的典型值或者建议值。土壤被分为12层,分别为0, 4, 10, 20, 40, 60, 80, 100, 130, 160, 200和250 cm。每层的土壤粒度及比份参数为实际测样值(取自文献[34])。土壤温度直接用实测资料,其中0 cm和10 cm的土壤温度用AWS自动站观测值,其他层用SMTMS观测值。4, 20, 60, 100和160 cm的土壤湿度直接用SMTMS观测值,其他层通过线性插值获得。

3.2 强迫资料

SHAW 模式提供了可选择两种时间步长的强迫条件,分别是日或者小时。本试验选择了小时步长,其要求的强迫变量有:气温(°C)、风速(mph)、相对湿度(%）、降雨(雪)(inches)或雪的密度($g \cdot cm^{-3}$)和水平面观测的太阳总辐射($W \cdot m^{-2}$)。其中,气温、风速、相对湿度和太阳总辐射直接用CAMP/Tibet-AMS的实测资料。雪密度设为零后,模式可以根据空气温度自动计算。高原上冬季降水量的观测一直是个难点^[34]。试验期间用AMS观测到的冬季降水量异常偏大。由于那曲气象站(31.29°N, 92.04°E, 海拔高度4508 m)距离BJ站很近,对2002年8月1日~10月31日的BJ站AWS观测降水量和那曲气象站观测降水量做了相关分析,发现相关系数为0.80($\alpha=0.01, n=92$)

(图1),表明BJ站AWS观测的降水量和那曲气象站观测的降水量差别较小。同时,分析那曲气象站2002年11月1日—2003年2月28日(共120天)的降水量资料表明,有降水的日数为10天,而降水量>1 mm的日数仅为3天,可知BJ站冬季的降水是微弱的,大多数的日降水量为0 mm。因此,我们用那曲气象站2002年11月1日—2003年2月

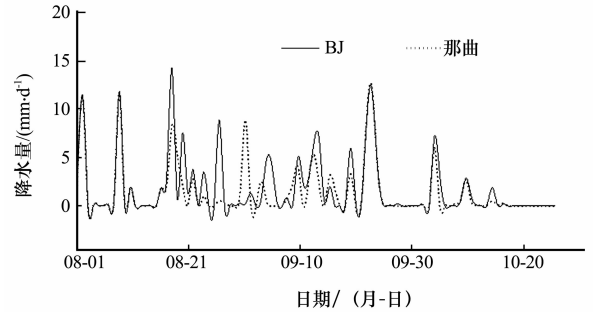


图1 2002年8~10月BJ站AWS观测降水量和那曲气象站观测降水量的对比

Fig. 1 Comparison of precipitation between AWS at BJ site and Naqu meteorological station in August~October 2002

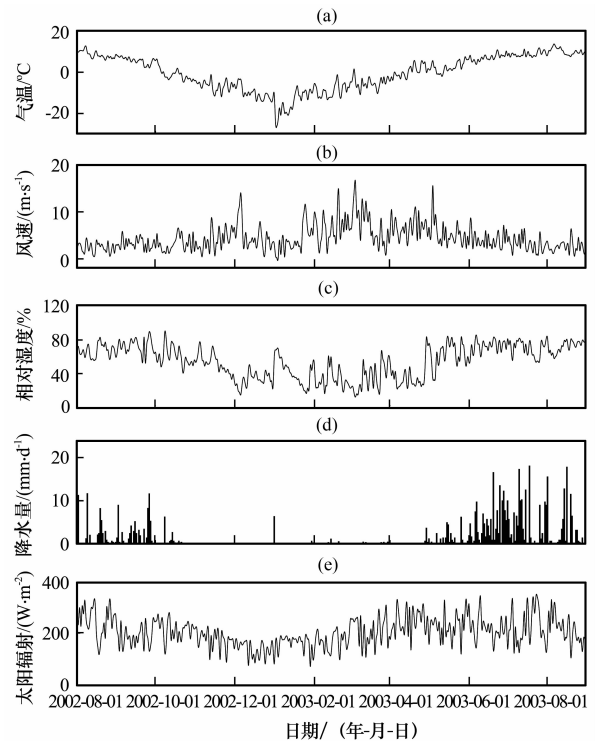


图2 输入模式的强迫变量

(a) 气温, (b) 风速, (c) 相对湿度, (d) 降水量, (e) 向下太阳辐射

Fig. 2 Input forcing data of the model. (a) air temperature, (b) wind speed, (c) relative humidity, (d) precipitation, (e) downward solar radiation

28日的降水量资料替换了BJ站对应日的降水量资料作为模式的降水输入,虽然存在偏差,但可以认为对降水量资料做替换是可行的。图2a~e为强迫变量的日平均值(降水量为日降水总量)。

4 结果分析

4.1 土壤温度

模式对土壤温度计算的准确性关系到陆面与大气之间能量和物质交换模拟的准确性^[46]。模式土壤热传输的合理描述是准确模拟地表能量平衡的必要条件^[47]。图3给出了BJ站观测和模拟的日平均土壤温度。由图可以看出,不同深度的土壤温度都具有较明显的季节变化,夏、秋季较高,冬、春季较低。与下层土壤相比,60 cm以上土壤温度随时间具有较明显的波动,这一方面与土壤湿度变化有关,因为土壤湿度状况能够影响土壤温度变化的幅度和趋势,土壤湿度大,则土壤温度的变化幅度小;反之亦然^[48]。另一方面也与土壤热通量随时间的波动有关(图4)。

土壤温度模拟值的变化趋势、峰值与实际基

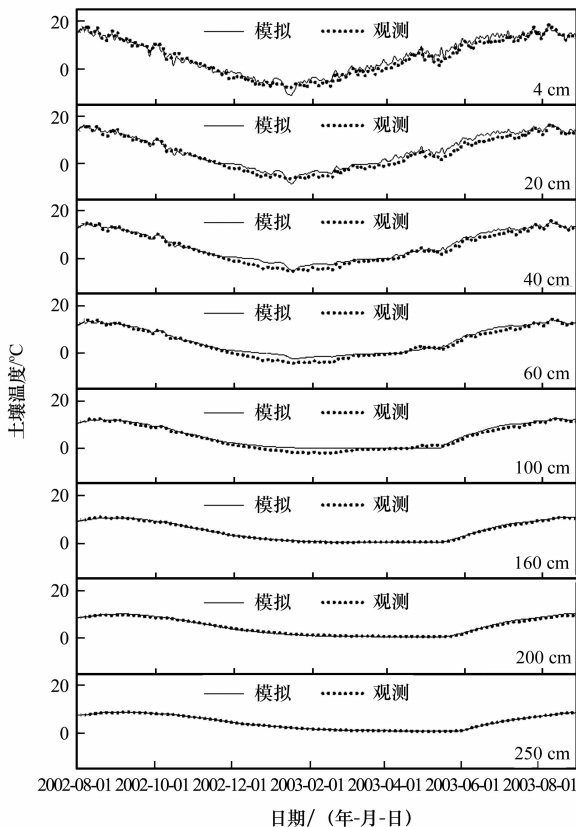


图3 BJ站观测和模拟的各层日平均土壤温度
Fig. 3 The observed and simulated daily mean soil temperatures at different layers at BJ site

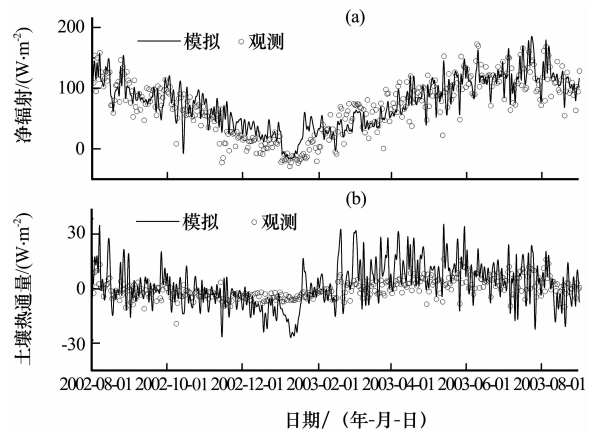


图4 BJ站观测和模拟的日平均净辐射(a)和土壤热通量(b)
Fig. 4 The observed and simulated daily mean net radiation(a) and soil heat flux(b) at BJ site

本一致,模拟值较好地体现了土壤温度的季节变化,相关系数在0.97以上($\alpha=0.01, n=396$),偏差在 1.06°C 以内,并随深度增加而减小(表1)。100 cm及以下土壤温度比100 cm以上土壤温度模拟的好,100 cm以下土壤层温度的观测值和模拟值基本吻合,表明模式对深层土壤温度的模拟能力更好。100 cm以上土壤温度的模拟值与观测值的差异主要在冬、春季,表现为模拟值较观测值偏大。从公式(1)中寻找原因,模式将土壤热通量作为地表向下的能量输入,而土壤热通量又由公式(1)计算得到,所以土壤温度的模拟偏大主要由土壤热通量模拟偏大引起,而土壤热通量模拟偏大可能由地表净辐射模拟偏大或者模拟的感热和潜热通量之和偏小引起。从图4中可看出,模拟的净辐射和土壤热通量在冬、春季较观测值都略偏大,这表明100 cm以上土壤温度模拟值在冬、春季略偏大主要由土壤热通量模拟偏大引起,而土壤热通量的模拟偏大又主要由净辐射模拟偏大引起。

模拟的4, 20和40 cm土壤温度在1月1日附近都有较明显的下降,这与1月1日的一次较大降

表1 BJ站模拟和观测的土壤温度比较
Table 1 Comparison of the simulated and observed soil temperatures at BJ site

	土壤深度/cm							
	4	20	40	60	100	160	200	250
相关系数	0.97	0.98	0.99	0.99	0.99	1.0	1.0	1.0
偏差/ $^{\circ}\text{C}$	0.76	1.06	0.87	0.81	0.67	0.09	0.08	0.0
标准差/ $^{\circ}\text{C}$	1.92	1.67	1.32	1.25	0.98	0.29	0.42	0.07
相对标准差	0.21	0.20	0.17	0.17	0.15	0.05	0.07	0.01

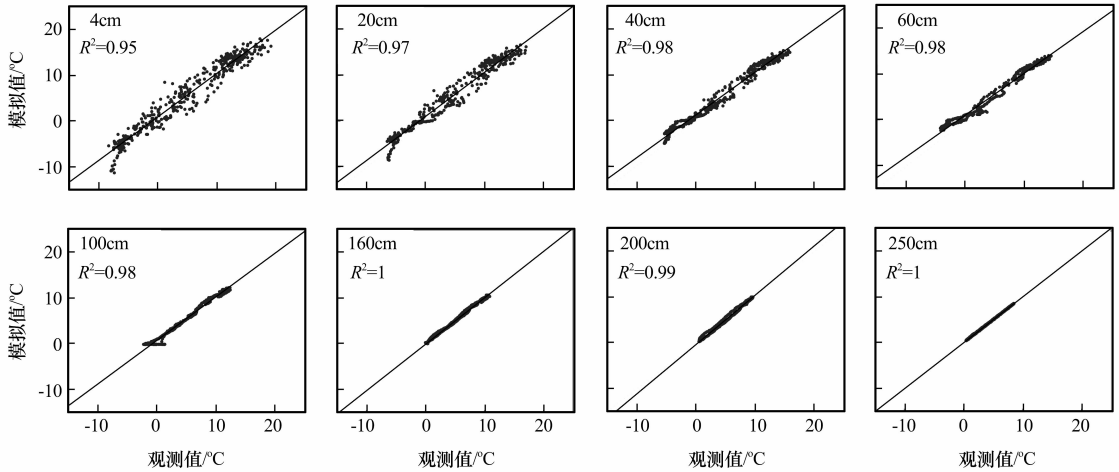


图 5 BJ 站日平均土壤温度的模拟值与观测值对比

虚线: $x=y$, 实线: 拟合线

Fig. 5 Comparison of the simulated and observed daily mean soil temperature at BJ site.

Dashed line represents $x=y$, solid line represents fitting line

雪有关(见图 2d), 雪面的反射率较强, 导致地表净辐射降低, 进一步导致土壤热通量减小(图 4), 之后土壤温度也减小。但是模拟的 60 cm 及以下的土壤温度在 1 月 1 日并没有明显的下降, 就模拟结果而言, 60 cm 以上的土壤温度对降雪是比较敏感的。但是相比之下, 观测的 4, 20 和 40 cm 土壤温度在 1 月 1 日虽有下降, 但没有模拟的明显, 表明 60 cm 以上土壤温度对降雪确实是敏感的, 但模式高估了这种敏感性。

图 5 给出了 BJ 站日平均土壤温度模拟与观测值的散点图。由图可以看出, 不同深度土壤温度的线性拟合都较好, R^2 值较高。随着深度的增加, 土壤温度值分布由比较松散转向集中, 也表明深层土壤温度模拟效果更好。除了 160, 200 和 250 cm 土壤温度拟合线和等值线几乎重合外, 其他深度的拟合线基本位于等值线上侧, 说明模拟值偏大。随着土壤深度的增加, 土壤温度的变化幅度也明显变窄了, 表明浅层土壤温度受地气之间能量—水分交换影响的程度比深层土壤大。

图 6 给出了 BJ 站观测和模拟的土壤温度随深度变化的时间剖面。由图可以看出, 0~160 cm 土壤温度在全年的分布范围主要在一 8~16°C 之间, 而在冬、春季的分布范围主要在一 8~4°C 之间。等温线都稍有倾斜, 表明土壤温度变化随深度具有时间滞后性。模拟的 0~160 cm 土壤温度剖面和观测的比较相似。若假定土壤温度 0°C 处为土壤冻结深度, 那么观测的冻结深度约为 150 cm, 而模拟的约

为 100 cm, 这与冬季土壤温度模拟偏高有关。图 7 给出了 BJ 站模拟的日平均土壤冻结和消融深度随时间的变化过程。由图可以看出, 土壤冻结从 2002 年 10 月 10 日开始, 11 月 14 日加剧, 2003 年 5 月 12 日结束。表层土壤在 2002 年 11 月 8 日消融, 2003 年 3 月 22 日加剧, 5 月 12 日结束。除了 2003 年 1 月 18 日和 19 日, 即使在土壤出现冻结深度最大期, 4 cm 以上土壤仍处于消融状态。这可能与表层土壤发生频繁的昼夜冻融循环有关, 在冬半年, 除了 1 月份外, 浅层土壤发生频繁的昼夜冻融循环(大约为 6 个月), 白天消融, 晚上冻结^[49-50]。

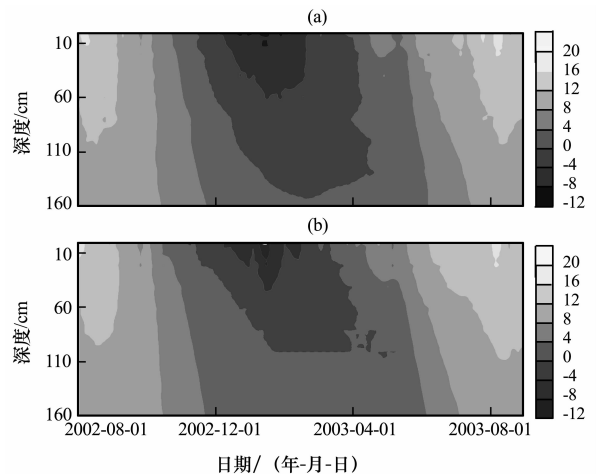


图 6 BJ 站土壤温度随深度变化的时间剖面(单位: °C)

(a) 观测值, (b) 模拟值

Fig. 6 Time cross-section of soil temperature with depth change at BJ site. Unit: °C.

(a) the observed, (b) the simulated

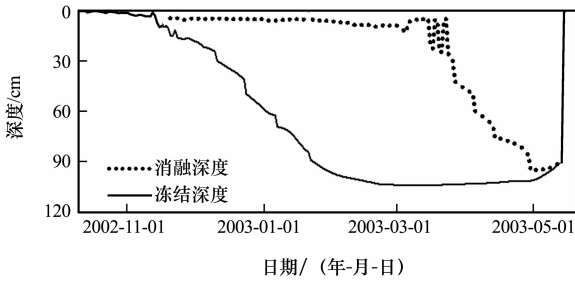


图7 BJ站模拟的日平均土壤冻融深度变化

Fig. 7 Simulated daily mean soil frozen depth change at BJ site

4.2 土壤湿度

土壤湿度作为陆面过程的重要参量,不仅影响地表的蒸发量、感热和潜热通量,而且对土壤温度也有较大影响。因此,土壤湿度模拟的好坏是十分关键的。本文中的土壤湿度指土壤未冻水含量。图8给出了BJ站观测和模拟的日平均土壤湿度。由图可以看出,4 cm土壤湿度在夏、秋季波动较大;相反,冬季的土壤湿度变化比较平缓,对比图2d可以看出,夏、秋季的每次波动和降水有较好的对应关系,表明4 cm土壤湿度对降水是比较敏感的。相比之下,20 cm和40 cm土壤湿度对降水的敏感性依次降低。4 cm土壤湿度从11月开始减小,表明土壤开始冻结,直到次年4月土壤湿度迅速增加,即土壤开始融化。由于水分冻结释放的部分热量抑制了冻结期土壤温度的降低,固态水消融吸收热量又部分抑制了消融期土壤温度的升高,使得土壤的冻结过程和融化过程历时较长。同时随着深度的增加,土壤冻结开始日与消融开始日表现出较明

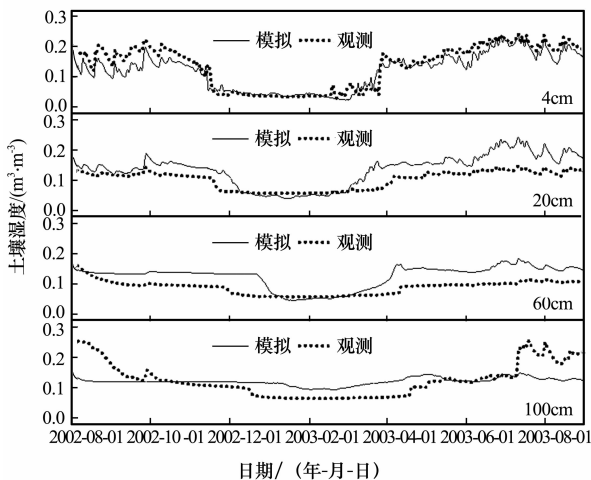


图8 BJ站观测和模拟的日平均土壤湿度

Fig. 8 The observed and simulated daily mean soil moisture at BJ site

显的时间滞后(图8),这可能与太阳辐射能量从地表逐渐向地下传输的过程有关。

从图8中也可看出,4 cm的模拟效果较好,相关系数为0.95($\alpha=0.01, n=396$)(下同),偏差为 $-0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (表2)。模拟值和观测值的差异主要表现在夏、秋季模拟值低于观测值,究其原因,模式中用了MODIS 1 km每月合成的植被指数,其空间分辨率不够,获得的夏、秋季植被指数偏大,较多的植被阻止了降水的下渗,所以模拟的土壤湿度偏低。较高的温度能使冻结开始日推迟、冻结期延长,消融开始日提前、消融期缩短,这也是造成20, 60和100 cm土壤湿度模拟值与观测值在土壤冻结和消融期差别较大的主要原因(见图8)。由图8还可看到,土壤完全冻结期的模拟值和观测值吻合的较好,在土壤完全冻结期,土壤内部水热过程相对简单,模拟效果好,这也从侧面说明了详细描述并准确模拟水热过程复杂的土壤冻结和消融过程是陆面过程模式的难点问题之一。

表2 BJ站模拟和观测的土壤湿度偏差比较

Table 2 Comparison of the simulated and observed soil moisture at BJ site

	深度/cm			
	4	20	60	100
相关系数	0.95	0.90	0.76	0.59
偏差/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	-0.02	0.03	0.04	0.0
标准差/ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	0.03	0.04	0.04	0.05
相对标准差	0.19	0.41	0.48	0.37

模拟的20, 60和100 cm土壤湿度的季节变化趋势和观测的比较一致,但偏差较大。相关系数分别为0.90, 0.76和0.59,偏差分别为0.03, 0.04和 $0 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。与4 cm的偏低相比,模拟的20 cm和60 cm土壤湿度在夏、秋季却偏高了,而100 cm土壤湿度在夏、秋季仍然偏低。从不同深度土壤类型中寻找原因,发现20 cm和60 cm的土壤为砂质壤土,100 cm的土壤为砂土,和砂土相比,砂质壤土的持水能力更强。模式可能对砂质壤土的持水能力模拟偏高,导致夏、秋季较多的降水被砂质壤土吸收了,使得土壤湿度较高,而下层的砂土吸收了较少的降水,因此模拟的土壤湿度偏低^[34]。

图9给出了BJ站模拟的土壤湿度和含冰量与观测的土壤湿度随深度变化的时间剖面。从图9a可以看出,4~160 cm土壤湿度在全年的分布范围主要在 $0.02 \sim 0.14 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 之间,而夏、秋季的

分布范围主要在 $0.1 \sim 0.14 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 之间。就全年来看, $10 \sim 100 \text{ cm}$ 的土壤湿度较小, 夏、秋季 $100 \sim 160 \text{ cm}$ 的土壤湿度较大。模拟的 $0 \sim 160 \text{ cm}$ 土壤湿度剖面与观测略相似。除了 $0 \sim 10 \text{ cm}$ 土壤在夏、秋季模拟偏小外, 其他的均偏高。

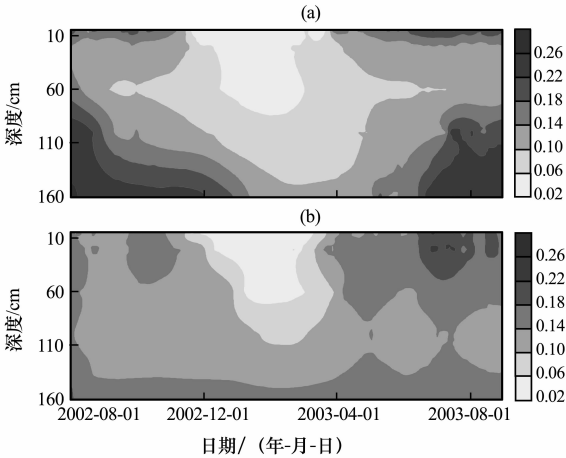


图9 BJ站土壤湿度随深度变化的时间剖面(单位: $\text{V} \cdot \text{V}^{-1}$)

(a) 观测值, (b) 模拟值

Fig. 9 Time cross-section of soil moisture with depth change at BJ site. Unit: $\text{V} \cdot \text{V}^{-1}$.

(a) the observed, (b) the simulated

5 结论与讨论

利用 SHAW 模式及 CAMP/Tibet 中那曲地区 BJ 站 2002 年 8 月 1 日—2003 年 8 月 31 日的观测资料, 对高原中部季节冻土区的土壤温湿特征进行了模拟与分析, 得到以下结论:

(1) 对 8 层不同深度土壤温度的模拟值和观测值做了对比统计, 相关系数都在 0.97 以上, 偏差在 1.06°C 以内。随着深度增加, 土壤温度的模拟效果变好, 100 cm 及以下土壤温度比 100 cm 以上土壤温度模拟的好, $160, 200$ 和 250 cm 土壤温度的模拟和观测曲线几乎重合。夏、秋季的模拟效果较冬、春季好, 冬、春季的模拟值较观测值略微偏大, 这主要由地表土壤热通量模拟略偏大引起。 60 cm 以上土壤温度对降雪具有较好的敏感性, 但模式高估了这种敏感性。从模拟的土壤冻融深度随时间变化的过程可看出, 除了 1 月 18 日和 19 日, 即使在土壤出现冻结深度最大期, 4 cm 以上土壤仍处于消融状态, 这与表层土壤发生频繁的昼夜冻融循环过程有关。

(2) 模拟的土壤湿度基本上能够再现土壤水分随时间的实际变化趋势, 但模拟值与观测值的差

异较大。 4 cm 土壤湿度模拟的最好, 相关系数为 0.95, 偏差为 $-0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。 4 cm 和 20 cm 土壤湿度在完全冻结期的模拟值和观测值吻合较好。由于土壤冻结和消融期的土壤温度模拟偏高, 导致土壤湿度在冻结期开始减小的日期推迟, 而在土壤消融期开始增大的日期提前。 30 cm 和 60 cm 土壤湿度在夏、秋季的模拟偏高可能与模式对砂质壤土的持水能力模拟偏高有关。

(3) 冬季土壤温湿特征的模拟对降水是非常敏感的。因为积雪观测会影响模式对地表辐射和热量输送的模拟, 进而对土壤温、湿度的模拟产生影响。本次模拟也表明 60 cm 以上土壤温度对 1 月 1 日的一次较大降雪是十分敏感的。但是, 本文中采用那曲气象站冬季部分降水资料代替 BJ 站, 虽然二者一致性较好(见图 2), 但仍存在偏差, 这难免会对冬季土壤温湿特征的模拟产生一定的误差, 所以准确的降水资料对高原土壤温、湿度的模拟是十分关键的。

本文中土壤湿度的模拟值与观测值偏差较大。一方面, 由于影响土壤湿度的因素较多, 包括降水量、地表植被、土壤质地、土壤温度等, 而且水分本身具有复杂的相态变化, 陆面过程模式中要对其进行详细的描述和准确的预测仍是一个难点; 另一方面, 高原具有特殊的地理特征, 包括高原上一般有尺度的降雪和长时间的积雪; 高原表层土壤在冬半年发生着频繁的昼夜冻融循环; 高原土壤中砾石含量较大, 而土壤成分分析中并不考虑砾石等。因此, 高原特殊的地理特征要求陆面过程模式进行更准确的预测之前, 需要进一步做相应的改进。

参考文献

- [1] 马柱国, 魏和林, 符宗斌. 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, 1999, 14(3): 300-305.
- [2] Vinnikov K Y, A Robock, N A Speranskaya, et al. Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture [J]. J Geophys Res, 1996, 101(D3): 7163-7174.
- [3] Namias J. Persistence of mid-tropospheric circulations between adjacent months and seasons[C]. Rossby Memorial Volume, Rockefeller Institute Press and Oxford University Press, 1958: 240-248.
- [4] Namias J. Surface-atmosphere interactions as fundamental causes of droughts and other climatic fluctuations[C]. Arid Zone Research, Vol 20. Changes of Climate Proc of Rome Symp, UNESCO. 75700 Paris, France, 1963: 345-359.
- [5] Yang Meixue, Yao Tandong, Gou Xiaohua, et al. Water recycling between the land surface and atmosphere on the North-

- ern Tibetan Plateau—A case study at flat observation sites[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2007, 39(4): 1—5.
- [6] Walker J, P R Rowntree. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1977(103): 29—46.
- [7] Koster R D, M J Suarez, M Heiser. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual time scales[J]. J Hydrometeorology, 2000, 1: 26—46.
- [8] Shukla J, Y Mintz. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate[J]. Science, 1982, 215: 1498—1501.
- [9] Dirmeyer P A. Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation[J]. J Climate, 2000, 13(16): 2900—2922.
- [10] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [11] 卢咸池, 罗勇. 青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的数值模拟[J]. 应用气象学报, 1994, 5(4): 385—393.
- [12] 吴池胜, 王安宁. 青藏高原隆起对亚洲夏季风形成作用的数值模拟[J]. 高原气象, 1995, 14(4): 425—433.
- [13] 陈丽娟, 吕世华. 青藏高原春季积雪异常对亚洲季风降水影响的数值试验[J]. 高原气象, 1996, 15(1): 122—121.
- [14] 王同美, 吴国雄, 万日金. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风环流的影响[J]. 高原气象, 2008, 27(1): 1—9.
- [15] 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 44—299.
- [16] Yang Meixue, Yao Tandong, Gou Xiaohua. The soil moisture distribution, thawing-freezing processes and their effects on the seasonal transition on the Qinghai-Xizang(Tibetan) plateau [J]. J Asian Earth Sci, 2003, 21: 457—465.
- [17] 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究[J]. 地球物理学报, 2003, 46(3): 309—316.
- [18] 张宇, 宋敏红, 吕世华, 等. 冻土过程参数化方案与中尺度大气模式的耦合[J]. 冰川冻土, 2003, 25(5): 541—546.
- [19] 杨梅学, 姚檀栋, 勾晓华. 青藏公路沿线土壤的冻融过程及水分分布特征[J]. 自然科学进展, 2000, 10(5): 443—450.
- [20] 孙菽芬, 金继明. 陆面过程模式研究中的几个问题[J]. 应用气象学报, 1997: 51—57.
- [21] 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 陆面模式中土壤冻融过程参数化研究进展[J]. 地球科学进展, 2002, 17(1): 45—51.
- [22] Zhang Yu, Lü Shihua. Development and validation of a simple frozen soil parameterization scheme used for climate model[J]. Adv Atmos Sci, 2002, 19(3): 513—527.
- [23] Luo L F, A Robock, K Y Vinnikov, et al. Effects of rozen soil on soil temperature, spring infiltration and runoff: Results from the PILPS 2(d) experiment at Valdai, Russia[J]. J Hydrometeorology, 2003, 4(2): 334—351.
- [24] Bowling L C, D P Lettenmaier, B Nijssen, et al. Simulation of high latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS Phase 2(e) 1: Experiment description and summary intercomparisons[J]. Global Planet Change, 2003, 38: 1—30.
- [25] 李国平, 张泽铭, 刘晓冉. 青藏高原西部土壤热量的传输及其参数化方案[J]. 高原气象, 2008, 27(4): 719—726.
- [26] 李倩, 孙菽芬. 冻土模式的改进和发展[J]. 地球科学进展, 2006, 21(12): 1339—1349.
- [27] 李倩, 孙菽芬. 通用的土壤水热传输耦合模型的发展和改进研究[J]. 中国科学, 2007, 37(11): 1522—1535.
- [28] 张艳武, 吕世华, 李栋梁, 等. 初冬青藏高原冻土过程的数值模拟[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 471—477.
- [29] Gao Zhiqiu, N Chae, J Kim, et al. Modeling of surface energy partitioning, surface temperature and soil wetness in the Tibetan prairie using the simple biosphere model 2(SiB2)[J]. J Geophys Res, 2004, 102: D06102. doi: 10. 1029/2003JD004089.
- [30] 张世强, 丁永建, 卢健, 等. 青藏高原土壤水热过程模拟研究(I): 土壤湿度[J]. 冰川冻土, 2004, 26(4): 385—388.
- [31] 张世强, 丁永建, 卢健, 等. 青藏高原土壤水热过程模拟研究(II): 土壤温度[J]. 冰川冻土, 2005, 27(1): 95—99.
- [32] 王澄海. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析[J]. 冰川冻土, 2007, 29(1): 73—81.
- [33] 王澄海, 师锐, 左洪超. 青藏高原西部冻融期陆面过程的模拟分析[J]. 高原气象, 2008, 27(2): 240—248.
- [34] 罗斯琼, 吕世华, 张宇, 等. CoLM模式对青藏高原中部BJ站陆面过程的数值模拟[J]. 高原气象, 2008, 27(2): 259—271.
- [35] Flerchinger C L, C L Hanson. Modeling soil freezing and thawing on a rangeland watershed [J]. Transactions of the ASAE, 1989b, 32(5): 1551—1554.
- [36] Flerchinger G N, C L Hanson, J R Wight. Modeling evapotranspiration and surface energy budgets across a watershed [J]. Water Resources Res, 1996b, 32(8): 2539—2548.
- [37] Flerchinger G N, M S Seyfried. Modeling Soil Freezing and Thawing, and Frozen Soil Runoff with the SHAW Model[C]. International Symposium on Physics, Chemistry, and Ecology of Seasonally Frozen Soils, 1997, Fairbanks, Alaska.
- [38] 郭东林, 杨梅学, 李敏, 等. 青藏高原中部季节冻土区地表能量通量的模拟分析[J]. 高原气象, 2009, 28(5): 978—987.
- [39] Kang Ersi, Cheng Guodong, Song Kechao, et al. Simulation of energy and water balance in soil-vegetation-atmosphere transfer system in the mountain area of heihe river basin at hexi corridor of northwest China[J]. Science in China(D), 2005, 48(4): 538—548.
- [40] 肖薇, 郑有飞, 于强. 基于 SHAW 模型对农田小气候要素的模拟[J]. 生态学报, 2005, 25(7): 1626—1634.
- [41] 成向荣. 基于 SHAW 模型的黄土高原半干旱区农田土壤水分动态模拟[J]. 农业工程学报, 2007, 23(11): 1—7.
- [42] 李瑞平. 冻融土壤水热盐运移规律及其 SHAW 模型模拟研究[D]. 内蒙古农业大学博士论文, 2007.
- [43] 罗斯琼, 张宇, 吕世华. 黄土高原土壤冻融过程的观测和模拟[J]. 冰川冻土, 2008, 30(2): 234—243.
- [44] Ma Yaoming, O Tsukamoto, Wang Jiemin, et al. Analysis of aerodynamic and thermodynamic parameters on the grassy marshland surface of Tibetan Plateau[J]. Progress in Nature

Science, 2002, 12 (1): 36–40.

- [45] Sellers P.J, S O Los, C J Tucker, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data[J]. J Climate, 1996, 9: 706–737.
- [46] 周锁铨, 张翠, 王小宁, 等. 多层土壤温度模拟及其检验[J]. 南京气象学院学报, 2004, 27(2): 200–209.
- [47] 陈海山, 孙照渤. 青藏高原单点地气交换过程的模拟试验[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 9–15.
- [48] 杨梅学, 姚檀栋, 王绍令, 等. 藏北高原土壤的温湿特征[J]. 地理研究, 1999b, 18(3): 313–317.
- [49] Yang Meixue, Yao Tandong, Gou Xiaohua, et al. Diurnal freeze/thaw cycles of the ground surface on the Tibetan Plateau[J]. Chinese Sci Bull, 2007b, 52(1): 136–139.
- [50] Guo Donglin, Yang Meixue, Wang huijun. Sensible and latent heat flux response to diurnal variation in soil surface temperature and moisture under different freeze/thaw soil conditions in the seasonal frozen soil region of the central Tibetan Plateau [J]. Environ Earth Sci, 2011, inpress, DOI: 10. 1007/s12665-010-0672–6.

Simulation of Soil Temperature and Moisture in Seasonally Frozen Ground of Central Tibetan Plateau by SHAW Model

GUO Dong-lin¹⁻², YANG Mei-xue¹

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

2. Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: Using the Simultaneous Heat and Water (SHAW) model and the observed data at BJ site from CEOP Asia-Australia Monsoon Project on the Tibetan Plateau (CAMP, 2001–2005) during 1 August 2002–31 August 2003, the soil temperature and moisture characteristics in seasonal frozen soil region of central Tibetan Plateau have been predicted. The simulated lower-layer soil temperature is superior to the upper-layer soil temperature. The simulated soil temperature at 250 cm is quite close to the observed value. The simulated soil temperature is larger than the observed result during winter and spring due to large simulated net radiation and soil heat flux. The simulated soil moisture embody basically temporal change trend of soil liquid water content, but the deviation between the simulated and observed is large. It is difficult for land surface model to simulate reasonably soil moisture due to complexity of water phase transition and multi-control of soil moisture.

Key words: Tibetan Plateau; SHAW model; Soil temperature and moisture