

# 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\*

高志球 卞林根 程彦杰 张雅斌 王金星

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

## 提 要

模式所需要的参数被合理地设置之后,根据 GAME/Tibet( GE WEX 亚洲季风试验/ 青藏高原试验) 那曲近地层观测站的资料,将大气强迫变量代入 SiB2( Simple Biosphere model version 2),文章模拟了该观测站地表能量收支。结果表明: SiB2 能够较好地模拟青藏高原的能量收支情况,净辐射、潜热通量和土壤热通量的模拟值和观测值吻合,它们的相对误差分别为 8% (低估)、6% (低估)和 3% (低估)。同时, SiB2 高估感热通量达 40%。文章还给出了能量各分量的详细比较分析。

关键词: 青藏高原 近地层观测 SiB2 能量收支

## 引 言

众所周知,海洋和陆地是大气变化的两个重要外部强迫源。亚洲季风是由亚洲大陆和周边海域的热力、动力差异引起的。因此,为了更好地研究季风和 ENSO 现象,深入研究亚洲大陆尤其是青藏高原的能量、动量、水汽、二氧化碳和气溶胶的传输过程已经成为目前气候研究的重点之一<sup>[1-2]</sup>。过去的几十年,随着青藏高原在单点和多点陆面过程研究的不断深入,许多学者已取得了重要的研究成果。但是,他们引用了传统公式:

$$H = C_p \rho C_h V (t_s - t_a)$$

$$LE = \rho C_q V [q_s(t_s) - q_a]$$

来计算感热和潜热,  $C_p$  为空气定压比热,  $\rho$  为空气密度,  $t_s$  和  $t_a$  分别为地表温度和某一高度上的气温,  $q_s(t_s)$  和  $q_a$  分别为地表饱和比湿(地表温度为  $t_s$ , 当然地表不总是处于饱和状态)和该高度处的空气比湿,  $V = \sqrt{u^2 + v^2}$  则为对应高度处水平风速的绝对值,  $C_h$  和  $C_q$  分别为湍流热量和水汽的交换系数。由于缺乏足够的测量数据,同时,关于大气和植被、植被和陆面、大气和土壤表层之间的能量、物质交换过程的物理细节缺乏更深入的认识,难以取得一致的  $C_h$  和  $C_q$ 。这使得在关于青藏高原对亚洲季风和 ENSO 热力作用的认识上长期存在激烈争论<sup>[3]</sup>。因而,有必要进一步应用模式来研究青藏高原的陆面过程。

\* 本文由国家自然科学基金委员会预研究项目、国家教育部留学回国人员科研启动基金和中国气象科学研究院博士后启动基金联合资助。

2000-03-03 收到, 2000-08-02 收到修改稿。

Sellers 等的 SiB2<sup>[4]</sup>以他们的 SiB 为基础,应用能量、动量和质量守恒定律,能够方便有效地模拟出土壤、大气和生物圈诸多参数以及陆面(植被和裸地)和大气之间的相互作用<sup>[5]</sup>。该模式已被嵌入其它区域和全球模式中<sup>[5]</sup>。在亚马逊河流域成功地模拟了陆面过程,如感热、潜热通量,地表温度,空气动力学阻抗,净同化率,植被腔体传导率等等。

为了估计亚洲季风期间青藏高原那曲短草草原表面的能量收支,我们首先深入研究了 SiB2 所需要的全部参数,进而利用 1998 年 7 月 15~21 日期间的观测资料,将 SiB2 所需的 6 个大气强迫值(向下短波辐射、向下长波辐射、水汽压、气温、风速和降水)代入模式,在此基础上,模拟了净辐射、感热、潜热、地表热通量、地表有效辐射温度、土壤湿度等。

## 1 测量

Kim 等对 1998 年 GAME/Tibet (GEWEX 亚洲季风试验/高原试验)那曲近地层观测试验进行了详细的描述<sup>[6]</sup>,观测仪器的可靠性和方法在最近 15 年的试验中已得到了证实,因而观测结果是可信的。该观测站位于那曲草原,其地理位置为  $31^{\circ}22'.16'N, 91^{\circ}54'.17'E$ ,那曲地处青藏高原中部,属于高原亚寒带半湿润气候,整个那曲地区植物高度一般小于 5 cm。该观测站海拔高度为 4496 m,下垫面地势开阔平坦,地表主要为沙粘土壤,稀疏分布着细石块且不均匀地生长着高度为 4~5 cm 的草甸。测站具有良好的区域代表性。观测站东 2 km 处是连绵的山峰,其平均海拔高度约为 4650 m,几乎没有植被覆盖;南 3 km 处是青藏公路,西南方向约 6~7 km 处是常年被积雪覆盖的群山;西面则无大的起伏,一望无际。包括三维超声风速仪在内的气象设备由韩国延世大学提供,可以同时测量近地层大气 4 个高度(3.5 m、2.2 m、1.3 m、0.7 m)的风速、风向,两层(3.5 m、1.3 m)温度、湿度和水汽压;地面以下两个深度(0.015 m、0.04 m)上土壤温度和深度为 5 cm 的土壤热通量,近地层大气向上、向下的短波和长波辐射以及三维湍流风速资料。超声采样频率为 20 Hz。

净辐射的 4 个分量,即:向上、下短波辐射、向上、下长波辐射,都是独立测量得到的,一个 CSAT3 超声风速表结合五线热电偶和一个 Krypton 湿度表被安装在塔的 2.85 m 高处,用涡旋相关法测量感热通量和潜热通量,公式如下:

$$\text{感热通量: } H = \rho C_{pd} (\overline{w'T'} + 0.84 T \overline{w'q'}) \quad (1)$$

$$\text{潜热通量: } \lambda E = L\rho \overline{w'q'} \quad (2)$$

我们用两个独立的土壤湿度表测量了地表到 0.1 m 深度的土壤水分;测量了土壤 5 cm 深处的热通量,地面的土壤热通量计算是通过结合有限元方法和“强迫-恢复”方法来实现在,公式如下:

$$\text{有限元形式: } G_0 = G_1 + C_s \Delta z' \partial T_s / \partial t \quad (3)$$

$$\text{强迫-恢复模式: } G_0 = C_s \Delta z' \partial T_s / \partial t + \left[ 2\pi \frac{C_s \Delta z'}{\tau} \right] (T_0 - T_M) \quad (4)$$

发现两种方法计算结果一致。公式(3)和(4)中各符号的物理意义可见 Garratt<sup>[7]</sup>和 Stull<sup>[8]</sup>的文章。

## 2 SiB2 模式和数据

### 2.1 SiB2 的简介

Sellers 和他的合作者们用十多年时间设计了 SiB2,综合应用了地球生物圈的植被物理学、物候学和辐射传输的最新研究成果<sup>[4~5]</sup>。

用二流近似辐射传输模式<sup>[9]</sup>,计算了向上和向下的漫射辐射通量,处理了通过最底层大气向下辐射通量的 5 个分量:可见光波段和近红外波段的直射和漫射辐射及热红外辐射。植被冠层、地表的反照率和净吸收辐射被参数化为太阳高度角和冠层与地表雪覆盖量的函数。

SiB2 中的净辐射通量由吸收的辐射减去发射的热辐射得到<sup>[5]</sup>,SiB2 把地球上的植被划分为 9 种类型,并分别对其进行了详细述描,已广泛使用在 GCM 研究中<sup>[10]</sup>。SiB2 的基本方法是用类似电学上的欧姆定律来表示大气和地表之间的热量传输,它分别给出了植被冠层之间、冠层和地面之间空气感热、潜热通量的控制方程。

$$F_{xi} = \frac{\Delta X_i}{\sum r_i} \quad (5)$$

$\Delta X_i$  的值为温度或水汽压,分别对应于感热通量和潜热通量,它们同时取决于植被冠层之间、冠层和地面之间的总阻抗  $\sum r_i$ ,如公式(5)所示。SiB2 中计算感热通量的公式为:

$$H = H_c + H_g \quad (6)$$

其中  $H_g$  指裸土地面的感热通量,  $H_g = \frac{(T_g - T_a) \rho C_p}{r_d}$ ;  $H_c$  是冠层部分的感热通量,

$H_c = \frac{(T_c - T_a) \rho C_p}{r_b}$ ,因为观测站没有雪覆盖,所以潜热通量  $\lambda E$  在 SiB2 中可以表示为:

$$\lambda E = \lambda E_c + \lambda E_g = \lambda E_{ct} + \lambda E_{gs} \quad (7)$$

其中  $\lambda E_{gs}$  是裸土地表的潜热通量,  $\lambda E_{gs} = \frac{(h_{soil} e^* (T_g) - e_a) \rho C_p / \gamma}{r_{soil} + r_d}$ ,且  $\lambda E_{ct}$  是冠层的潜

热通量,  $\lambda E_{ct} = \frac{(e^* (T_c) - e_a) \rho C_p / \gamma}{r_c + 2 r_b}$ , SiB2 中的净辐射计算公式表示为:

$$R_n = R_{nc} + R_{ngs} \quad (8)$$

其中  $R_{ngs}$  是裸土地表的净辐射,  $R_{ngs} = \langle F_{gs} \rangle - \alpha_s T_{gs}^4 + \alpha_s T_c^4 V_c \delta_t$ ,而  $R_{nc}$  是植被冠层的净辐射,  $R_{nc} = \langle F_c \rangle - 2 \alpha_s T_c^4 V_c \delta_t + \alpha_s T_{gs}^4 \delta_t$ 。在 SiB2 中,用控制方程(9~11)分别计算植被、裸土地表和深土的温度 ( $T_c, T_g, T_d$ ),

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_{nc} - H_c - \lambda E_c \quad (9)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_{ngs} - H_g - \lambda E_g - \frac{2 \pi C_d}{T_d} (T_g - T_d) \quad (10)$$

$$C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{1}{2(365 \pi)^{1/2}} (R_{ngs} - H_g - \lambda E_g) \quad (11)$$

在上述公式基础上,植被热(存储)通量  $C_c \frac{\partial T_c}{\partial t}$  和裸土的热存储  $C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} + \frac{2\pi C_d}{T_d} (T_g - T_d)$  就可以计算出来, Sellers 等<sup>[4~5]</sup>和 Randall 等<sup>[10]</sup>详细描述了公式(9~11)中所有符号的物理意义。

由公式(9~11)可知,在 SiB2 中是用“强迫-恢复”方法计算地表、深土温度以及植被冠层的温度,用冠层水储存计算降水截留。渗下的水储存到 3 层土壤中,由上而下每层的厚度分别称为表面层、根区和补充层,对应的厚度分别为 0.02、0.13 和 0.85 m。水的传输在 3 层之间被描述为扩散过程,植物的根穿透上两层,水能够在补充层中发生重力排泄。

SiB2 用陆面-大气动力的相互作用,将一层植被模型与植被微气象学、土壤消融过程、生长和生物量的新陈代谢联系在一起。

## 2.2 参数设置

SiB2 中的大多数参数体现了植被的基本物理和生物特征,如辐射传输模式中,叶子的反射率和传输率,土壤子模式中的水文参数等等。亚洲季风期间青藏高原那曲观测站的参数由实测和经验估计得到。考虑到实际测量的该区域土壤状况,我们认为它属于类型 6<sup>[5]</sup>,沙土占 50%,卵石占 10%,根占 40%,土壤结构定为类型 2<sup>[5]</sup>。一些近地层参数由测量得到,因三维超声风速表(CSAT3)装在高度为 2.85 m 处,所以参考面也定在这一高度上。

不随时间变化的植被参数包括:(i) 植被形态参数,包括植物高度、冠层覆盖比、叶面角分布函数、根深度等等。本文所取的这些参数值都来自实际测量,植被顶部和底部的高度分别为 0.04 m 和 0.01 m。冠层覆盖比(V)和叶面指数(LT)在表层的能量和动量收支中也有重要的作用。植被覆盖比和叶面指数由相关的测量得到,球形分布叶面角因子为 0,动量传输参数  $G_1$  和  $G_4$  分别设置为 1.449 和 11.785<sup>[5]</sup>。由于观测场地平坦,平均地形坡设为 0.04。(ii) 光特征参数是指叶子的传输率和反射率以及土壤的反射率。考虑到与波段和植物生命相关的 4 种情况:活着的植物在可见光波段,活着的植物在近红外波段,枯死的植物在可见光波段,枯死的植物在近红外波段,它们对应的叶层反射率和传输率分别设为 0.105、0.58、0.36、0.58、0.07、0.25、0.22 和 0.38,土壤的可见和近红外反射率分别设为 0.11 和 0.225。所有的物理性质由参考文献[5]的表 5 中 6 种类型得到。植物冠层项的最大核酮糖酶催化能力<sup>[5]</sup>为  $0.00003 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ,光合作用内部量子效应参数为  $0.05 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ,配对指数和叶子蒸腾分别为 0.08、0.95、0.025,根据植物腔体传导模型,植物类型  $C_4$  的腔体倾斜因子和最小腔体传导率分别设为 4.0 和  $0.4 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ,温度阻碍因子  $S_1$ 、 $S_3$ 、 $S_5$  分别表示光合作用中高温剪切因子、低温剪切因子和呼吸中高温剪切因子,其值分别设为 0.3、0.2 和  $1.3 \text{ K}^{-1}$ 。半阻碍温度参数  $S_2$ 、 $S_4$ 、 $S_6$  也分别表示光合作用中高温剪切因子、低温剪切因子和呼吸中高温剪切因子,它们的值分别设为 313、288、328 K,半阻碍水势参数为 -200 m。

随时间变化的参数通常由卫星资料得到<sup>[5]</sup>,我们由相应的测量计算并得到它们的估计值,由绿色冠层从入射光中吸收的辐射比大约为 0.95,植被冠部的总叶面指数为 0.4,植被绿色部分(N)参数设为全绿色值(1.0)。 $Z_0$  为空气动力糙粗度,取为  $0.013 \text{ m}^{[11]}$ 。考虑到植被冠层高度,植物的零平面位移(D)设为 0.03 m。

总体边界层阻抗系数  $C_1$ , 土壤与植物层之间的阻抗系数  $C_2$  的取值范围分别在 1~16 和 10~1000 之间。在计算感热和潜热通量时, 尤其是前者,  $C_2$  的大小很重要。 $C_1$  和  $C_2$  的取值, 对于大麦分别为 9.3、278.0, 小麦分别为 7.05、232.5, 玉米分别为 15.1、131.0, 云杉分别为 1.6、2450.0<sup>[5]</sup>。地表辐射温度的模拟表明,  $C_1$ 、 $C_2$  分别为 4.0 和 70.0。敏感性数值试验表明净辐射、感热通量、潜热通量和土壤热通量对  $C_1$ 、 $C_2$  不敏感, 但是感热对  $C_1$  和  $C_2$  的敏感程度比潜热大,  $C_2$  比  $C_1$  重要, 为了单独研究  $C_2$  对感热的作用, 在改变  $C_2$  时, 其它量保持恒定。

这个时期, 我们认为土壤组织结构为沙粘土。从参考文献[5]的表4中查到土壤水势、饱和水传导率、土壤湿度指数和土壤空隙度, 分别为  $-0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 、 $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、4.9 和 0.44。

总之, 我们结合卫星(NOAA-14)的资料和地面实测资料反演了地面的反射率, 利用实地的测量数据和美国全球植被覆盖数据, 确定了 SiB2 需要的所有参数。

### 2.3 初始化

SiB2 需要一些正确的初始值。它们是植被温度(280.0 K), 地表温度(282.0 K), 深土温度(283.0 K), CAS(冠层空气)温度(282.0 K), 参照高度(2.85 m)上气温(282.0 K) (测量得到), 土壤表面层湿度(0.3), 根域湿度(0.4), 交换域湿度(0.4), 以上括号内值为同期内的观测值。

### 2.4 强迫变量

SiB2 需要 6 个强迫变量: 向下短波辐射、向下长波辐射、水汽压、空气温度、测量高度上的水平风速和降水量。图1给出了 7 月 15~21 日的强迫变量值, 向下短波辐射和向下长波辐射是重要的输入量。这一时期白天平均向下短波辐射为  $324.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 夜间为

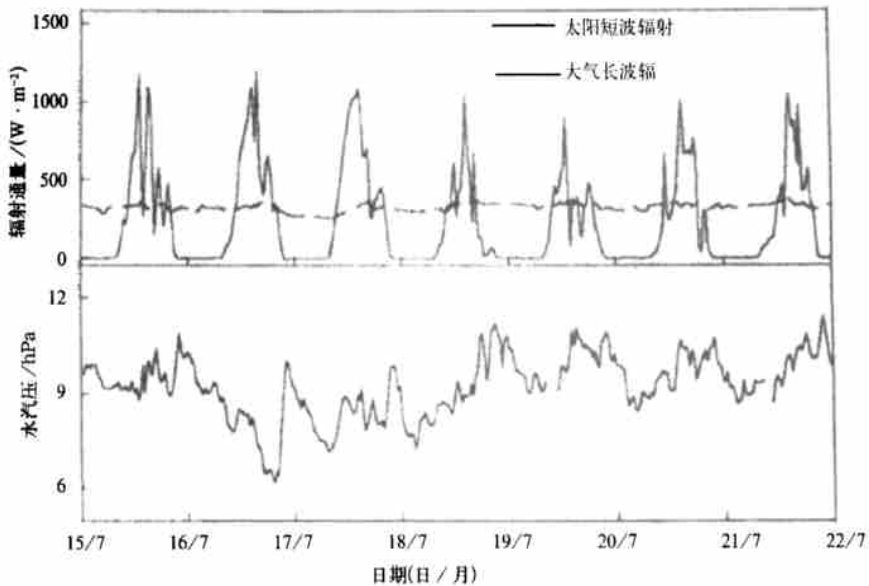
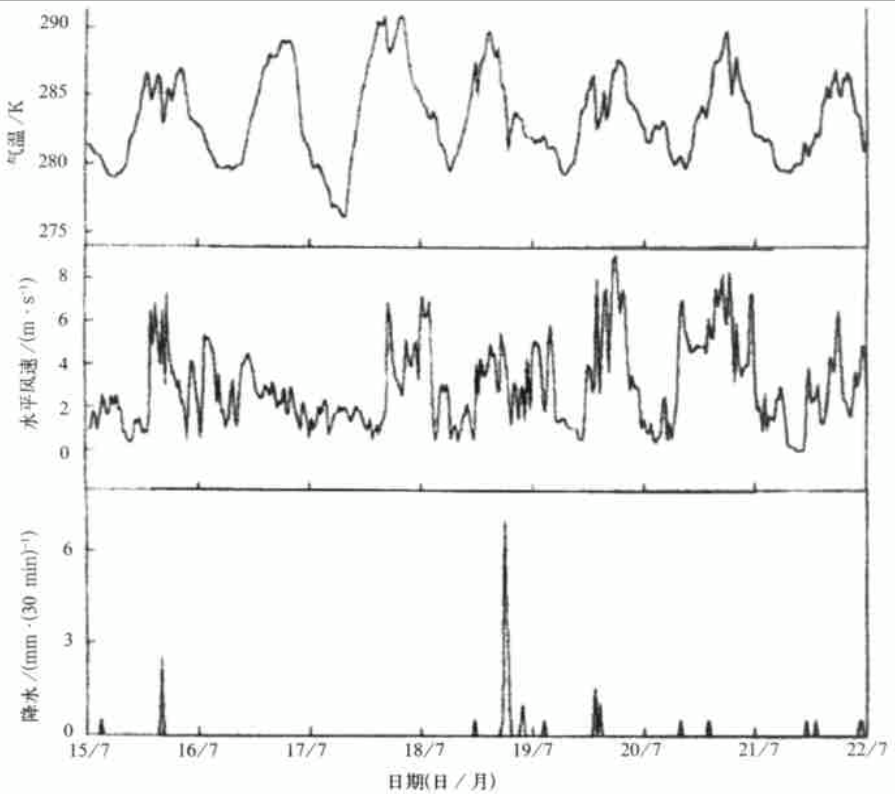


图1 SiB2 中的大气强迫变量时间变化曲线(向下短波辐射(实线,  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ), 地表向下长波辐射(虚线,  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ), 水汽压(hPa), 气温(K)及观测高度的水平风速( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )绝对值; 30 min 时间步长内的降水量(mm))



续图 1

-  $38 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 最大峰值为  $1160 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ; 向下长波辐射几乎为一常数, 平均为  $328 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 这一时期的平均水汽压为  $9.2 \text{ hPa}$ , 并随天气发生变化; 平均空气温度为  $283.0 \text{ K}$ , 也有较大的变化幅度。阴雨天气、晴好天气, 整个时段的平均水平风速值分别为  $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $3.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $2.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 在这 7 天, 降水亦很重要, 以上强迫值由测量得到, 如图 1 所示。

### 3 模拟及结果

我们选定 7 月 15 ~ 21 日一周时间为模拟周期, 其中 16 和 17 日是晴好天气, 18 和 19 日是阴雨天气。将以上所述的所有参数、初始条件和强迫变量确定好之后, 我们用 SiB2 模拟了能量各分量, 并且分析了能量收支, 包括净辐射、感热通量、潜热通量、土壤热通量, 这些值也从观测资料中计算得到。同时模拟了地表温度、土壤湿度以及植被阻抗。

#### 3.1 净辐射

模拟的净辐射有两个分量: 植被冠层净辐射和地表净辐射, 它们在白天都有相同相位的明显变化, 图 3a 给出了 1998 年 7 月 15 ~ 21 日那曲观测站植被冠层的净辐射通量和裸土地表的净辐射模拟结果。这一时期冠层平均净辐射在白天(夜间)为  $132.8 (-7.5) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 白天(夜间)平均地表净辐射值为  $158.8 (-23.0) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。平均模拟的白天(夜

间)净辐射值为  $291.6(-29.0) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 测量值为  $324.8(-37.0) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。由于夜间净辐射的主要部分为地表向上长波辐射,而在夜间地表比植被冠层释放更多的热量,图 2a 表明,夜间地表净辐射是净辐射分量中的重要部分是合理的。两个晴好的白天,净辐射的两个峰值都出现在下午 2:30(北京时间,下同),白天(从 8:00 ~ 20:00<sup>[8]</sup>)平均模拟峰值为

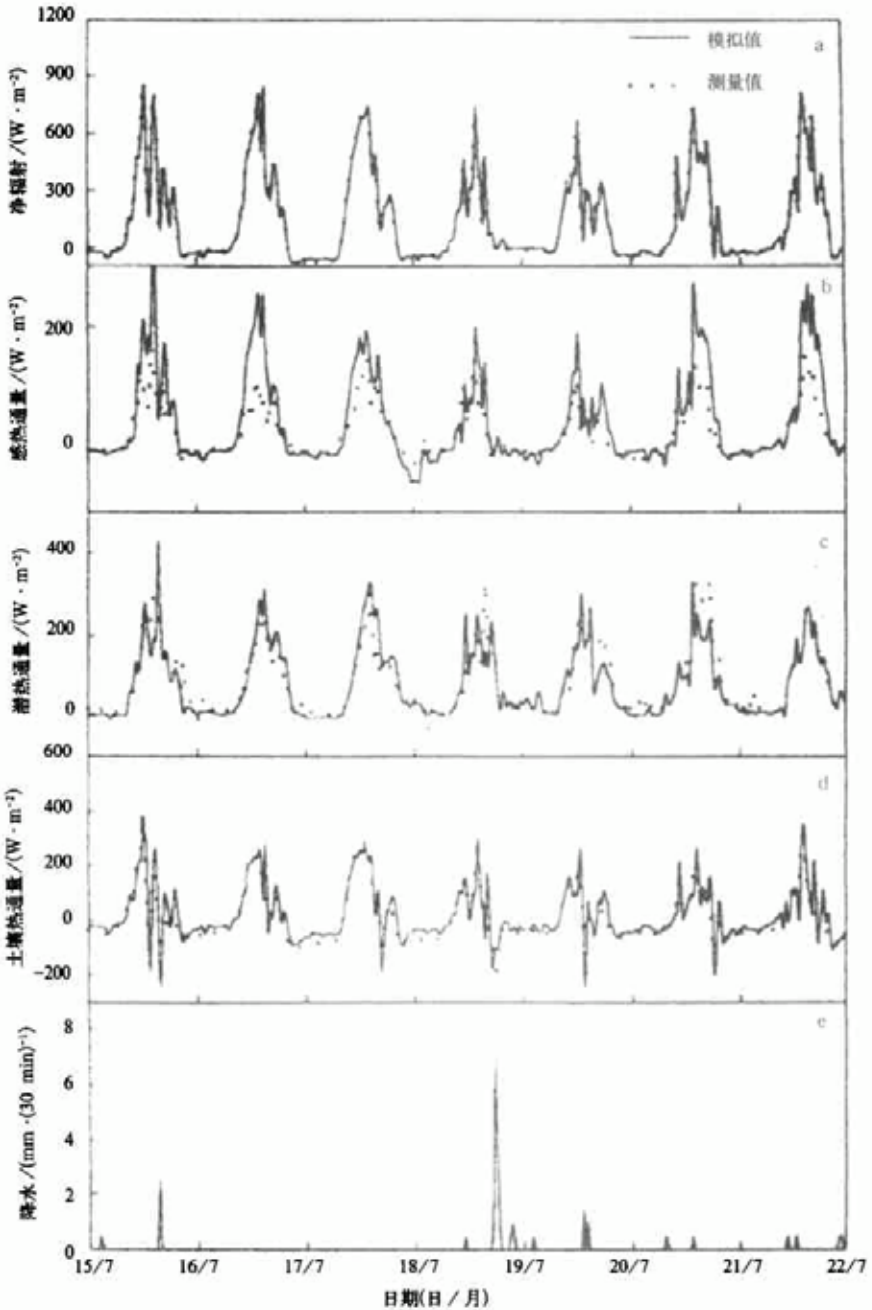


图 2 1998 年 7 月 15 ~ 21 日青藏高原那曲草原净辐射(a) 感热通量(b) 潜热通量(c)、土壤热通量(d) 及实测 30 min 时间步长内的降水量(e) 模拟(实线)和测量(点线)结果

$777.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 测量值为  $798.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。SiB2 相对观测值低估了  $21.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 占测量值的  $2.7\%$ , 这个值在仪器误差范围之内, 两个晴天的夜间(从 0:00 到 8:00, 从 20:00 到 24:00)净辐射的重要部分为地面上的长波辐射, 平均模拟净辐射为  $-43 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 测量值为  $-54 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 负号表示从地面向上, 二者绝对值差为  $11 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。对 7 天而言, 净辐射的平均绝对误差(测量值减去模拟值)为  $9.07 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

### 3.2 感热通量

图 2b 给出了模拟和计算的 1998 年 7 月 15 ~ 21 日那曲观测站的感热通量, 几乎所有模拟和测量的最大峰值都出现在下午 2:30, 7 月 16、17 日两个晴天的平均最大模拟峰值为  $170.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 观测峰值为  $132.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 模拟值大于观测值, 其差额占观测值的  $28.7\%$ 。在这两天的夜间, 平均模拟感热通量为  $-8.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 测量值为  $-3.28 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 负号表示低层温度低于参考高度的温度, 绝对值差为  $12.72 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。在 7 月 17、18、19 日 3 天, 两条曲线的形状和相位都非常一致, 几乎重合。SiB2 高估 7 天中白天的感热通量而低估了夜间。图 2c 中, 因为 7 月 16、17 日两个晴天模拟和测量的潜热通量较好的吻合, 所以我们认为主要冠层边界层的阻抗系数  $C_1$  和地面到植被冠层腔体之间的空气动力学阻抗系数  $C_2$  设置基本是正确的, 但图 2b 表明 SiB2 高估了白天的感热通量。模拟感热通量有 2 个分量: 植被感热通量和裸土地表感热通量见图 3b。他们白天有明显相同的相位变化, 在这 7 天中, 白天(夜间)平均植被冠层的感热通量为  $37.0 (-16.6) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 而白天(夜间)的平均裸土地表通量为  $40.3(8.5) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。白天(夜间)平均模拟感热通量值为  $77.4(-8.2) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 测量的值为  $56.6(-3.1) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 见图 2b。图 3b 中, 夜间植被冠层感热通量为负而地表感热通量为正值, 说明夜间植被冠层温度比空气温度低, 地面温度比空气温度高, 同时, 我们从图 3b 中发现在总感热通量中, 冠层感热通量比裸土地表感热通量更重要。对 7 天而言, 感热通量的平均绝对误差(测量值减去模拟值)为  $-9.15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

### 3.3 潜热通量

同样地, 图 2c 给出了 1998 年 7 月 15 ~ 21 日那曲观测站模拟和计算的潜热通量, 两条曲线的形状和相位都很一致, 二者峰值都在下午 2:30, 16、17 日两个晴天的平均模拟峰值为  $307 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 观测峰值为  $301.08 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。模拟值大于实测量值, 差值为  $6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 占测量值的  $2\%$ 。两个晴天的晚间, 平均模拟潜热通量为  $-4.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 测量值为  $-7.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 负值说明下层湿度小于参照高度上的湿度, 绝对差值为  $3.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。7 月 15、16、17 和 21 日模拟和测量的潜热吻合较好, 7 月 19 和 20 日, 白天模拟的值比测量的值大。在整个 7 天内, SiB2 低估了夜间的潜热通量, 尽管测量值不是十分可信。观测的潜热分布(图 2c)体现了 7 月 18 日降水对潜热的影响, 但是模拟效果却没有体现该次降水对潜热的影响, 而 7 月 19 日降水对潜热的影响已经在模拟和测量的潜热分布中都得到体现。我们尚不明其原因。

模拟潜热通量有 2 个分量: 植被冠层潜热通量和裸土地表潜热通量(见图 3c)。二者在白天都有明显同相位的变化, 白天(夜间)平均的冠层潜热通量为  $95.3(9.9) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 平均裸土地表潜热通量为  $45.6(5.8) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 平均模拟潜热通量为  $140.8(15.7) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 而观测值为  $145.1(20.1) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。由图 3c 可以看到, 白天和夜间植被冠层潜热通量比裸土地表潜热



通量更为重要,虽然观测点植被冠层低矮稀疏,但白天冠层潜热通量接近土壤潜热通量的 2 倍。对 7 天而言,潜热通量的平均绝对误差(测量值减去模拟值)为  $4.73 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

### 3.4 土壤热通量

地表及浅层土壤热通量由许多因素决定,包括太阳辐射、土壤物理性质、土壤水含量和植被覆盖率等。图 2d 给出了 1998 年青藏高原模拟和测量的土壤热通量,两条曲线的

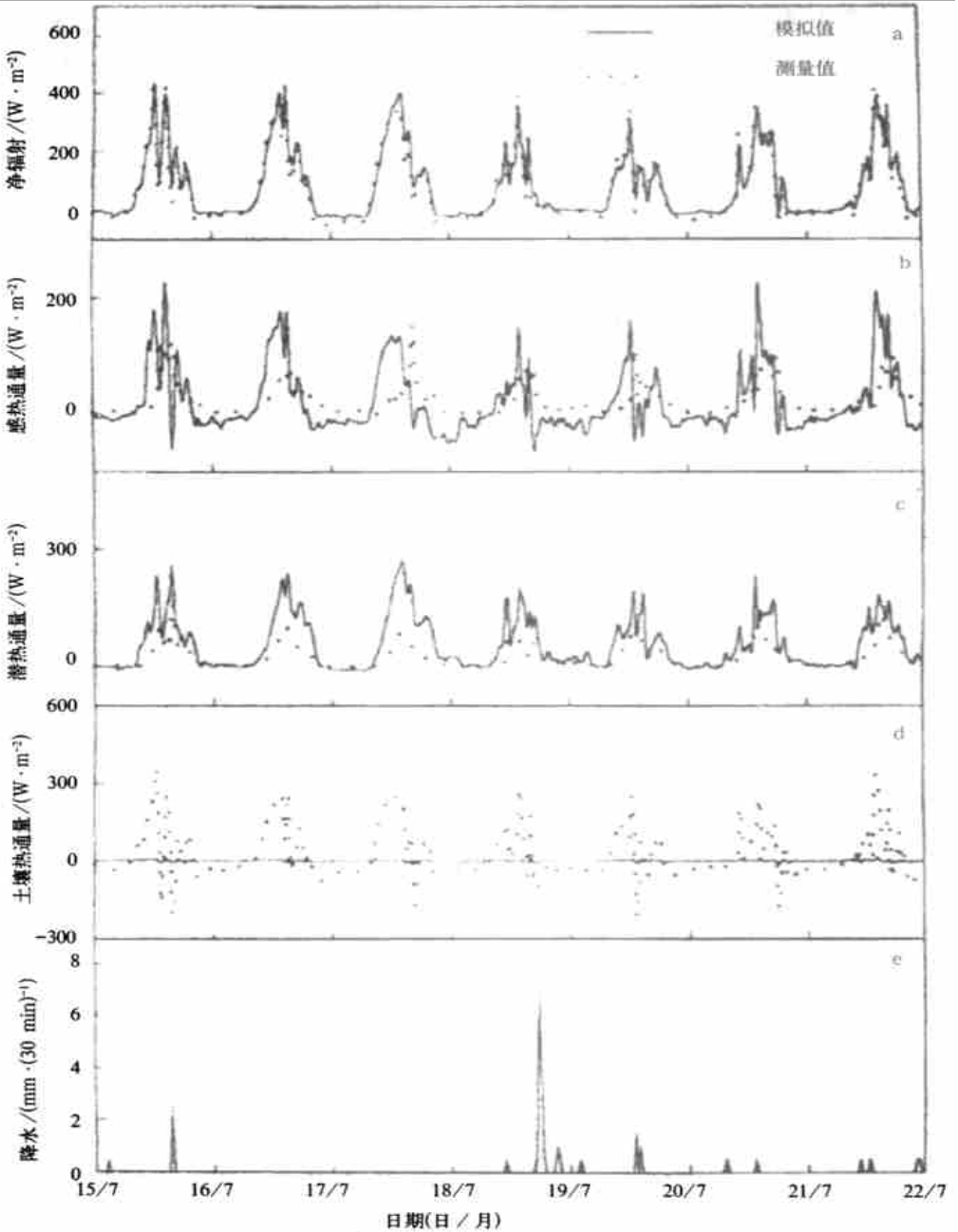


图 3 模拟的 1998 年 7 月 15 ~ 21 日那曲观测站植被冠层(实线)和裸土地表(虚线)部分的净辐射(a)、感热通量(b)、潜热(c)、土壤热通量(d)和实测 30 min 时间步长内的降水量(e)结果

形状和相位十分相近,16、17日两个晴天的峰值都出现在下午2:30,平均模拟峰值为 $246 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,测量峰值为 $257 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,差值为 $11 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,占观测值的4.3%。两个晴好夜间(从21:00到07:00),平均模拟的土壤热通量为 $-66.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,测量值为 $-75.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,负号表示热流量是从土壤深层到地表,绝对差值为 $8.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,占观测值的10.9%。

模拟土壤热通量有两个分量:裸土热储存和植被冠层的热储存(见图3d)。白天两者有同相位的显著变化,白天(夜间)这一时期的平均植被冠层潜热通量为 $0.5 (-0.8) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,平均裸土潜热通量为 $72.8 (-37.5) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。图2d中,这7天白天(夜间)平均模拟的土壤热通量为 $73.36 (-38.2) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,测量值为 $61.2 (-53.6) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。统计表明,白天平均土壤热储存通量占土壤热通量的99%以上。最大(最小)土壤热通量为 $353 (-220) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最大(最小)土壤热储存通量为 $349 (-212) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最大(最小)冠层热储存通量为 $11 (-9) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。比较土壤热通量的两个部分表明,裸土热储存通量占土壤热通量的99%以上,说明裸土在土壤热传输过程中有极其重要的作用。对7天而言,土壤热通量的平均绝对误差(测量值减去模拟值)为 $-13.28 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

### 3.5 能量收支

能量收支描述为:

$$R_n = H + LE + G \quad (12)$$

$R_n$ 为净辐射, $H$ 为感热通量, $LE$ 为潜热通量, $G$ 为土壤热通量,观测资料很难使方程(12)闭合。图4给出1998年7月中7天所观测的地表能量收支, $H$ 和 $LE$ 分别由涡旋相关法得到, $G$ 是地表处的土壤热(存储)通量,净辐射中潜热通量、感热通量、土壤热通量和余差 $R_n - (H + LE + G)$ 的比例见图4。图5给出了同期的地表能量收支的模拟结果。

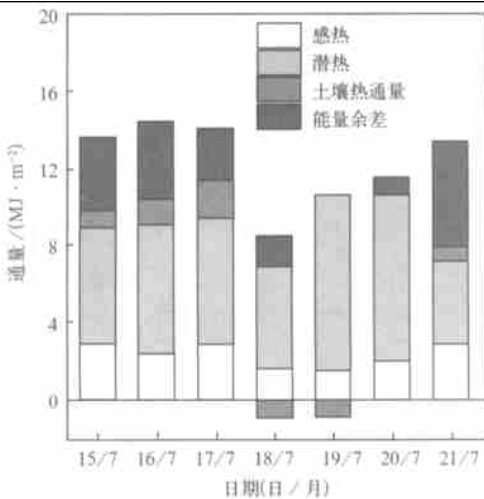


图4 测量的1998年7月15~21日地表能量收支和余差  $R_n - (H + LE + G)$

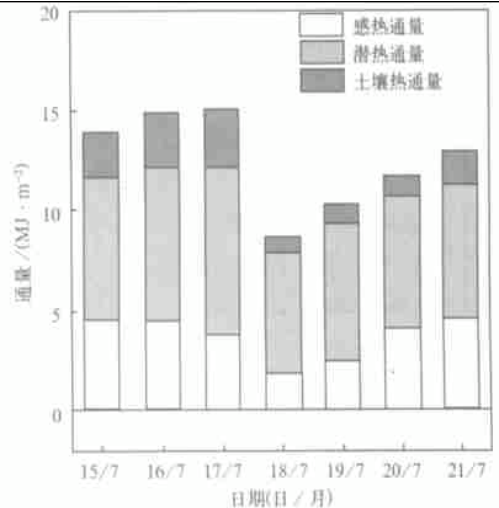


图5 1998年7月15~21日地表能量收支模拟结果

总之,在上述参数被合理确定之后,将这7天由测量得到的大气强迫变量代入 SiB2

后,该模式能较好地模拟出该测站的能量收支。

我们进一步模拟了1998年7月2日~9月13日的能量收支,7、8和9月中选定的3个7天时段平均能量收支,如图6所示。由图6可以看出:3个7天时段的日平均最大测量净辐射值出现在8月;9月净辐射观测和模拟值误差较大,但模拟结果中,7月份净辐射最大,9月份最小,该月模拟值误差达41%。

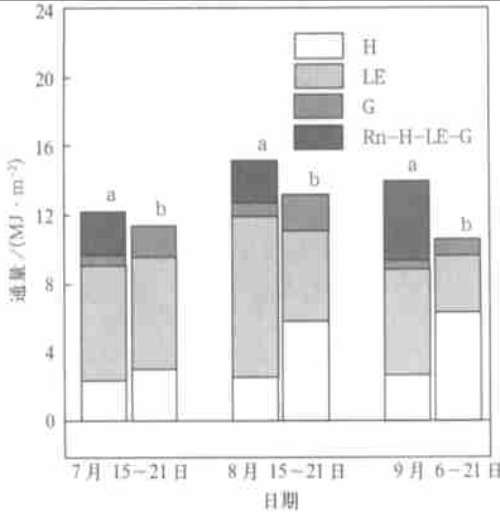


图6 1998年7、8、9月3个7天周期的地表能量收支测量(a)和模拟(b)结果

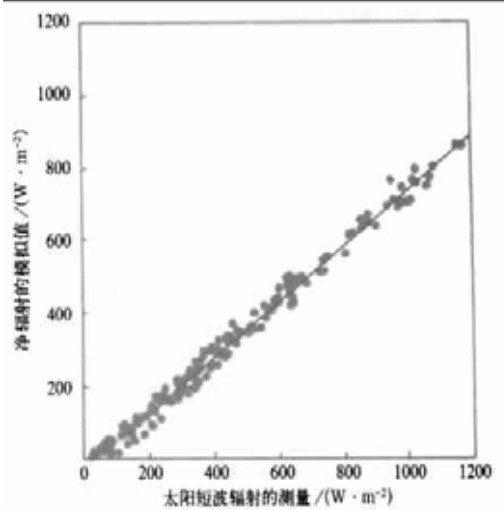


图7 模拟的净辐射与测量得到向下短波辐射值间的拟合关系

## 4 讨论与结论

### 4.1 讨论

(1) 图7给出了净辐射模拟值( $R_{n, Model}$ )和同期向下短波辐射测量值( $R_{s,wd}$ )的点聚图:其线性方程为  $R_{n, Modeled} = 0.71 R_{s,wd} - 31.0$ ,其相关系数为0.99,表明可用该公式(无需模式)估算该地区净辐射,模拟净辐射结果和这一时期测量净辐射结果的关系为  $R_{n, Modeled} = 0.92 R_{n, Measured}$ ,图略,它表明SiB2低估了8%的净辐射。从图2a可以看出模式结果和测量值之间的误差在白天小于夜间,夜间净辐射的主要部分是地表向上长波辐射,这一误差在图5中也可看到,低估净辐射的原因可能来自SiB2处理通过最底层大气向下净辐射通量的5个主要部分时,未充分考虑在青藏高原这种特殊的环境(大气质量轻、大气透明度高)中,地形高度对辐射传输的影响。辐射方程中一些常数取决于大气中水汽和温度的分布,不同季节测量值不相同<sup>[12]</sup>。事实上,由于青藏高原的海拔高,我们能够测量到非常大的辐射值,有时总辐射超过太阳常数( $1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ )。

(2) 测量的鲍恩比是0.35,而模拟值为0.46。

(3) 图4、5分别给出了1998年7月15~21日能量收支的定量分析。平均测量净辐射为每天  $12.20 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,模拟值为  $11.36 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,绝对误差为  $0.84 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ;平均测量潜热通量为每天  $6.78 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,模拟值为  $6.61 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ,绝对误差为  $0.17 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ;平均

测量感热通量为每天  $2.31 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 模拟值为  $3.01 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 绝对误差为  $0.70 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ; 土壤热通量为每天  $1.80 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 模拟值为  $1.75 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 绝对误差为  $0.05 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ , 观测的余差  $R_n - (H + LE + G)$  为  $2.63 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。造成误差的内在原因有两个方面: 一是  $1 \text{ km}$  半径内平流和周围 ( $1 \text{ km}$  半径) 山脉及山谷引起的局地环流作用可能引起  $10\%$  的误差, 二是仪器的精度允许  $10\%$  的误差。

#### 4.2 结论

本文模拟的净辐射、潜热通量、土壤热通量和测量值吻合较好。他们的相对误差分别为  $8\%$  (低估),  $6\%$  (低估) 和  $3\%$  (低估)。SiB2 对感热高估达  $40\%$ 。综上所述得出如下结论:

(1) 在所有参数正确设置的情况下, SiB2 能够很好地模拟出青藏高原那曲草原的净辐射、潜热通量和土壤热通量, 而对感热的模拟效果不好。

(2) 在模拟能量分量及其相关物理量的过程中, 植被冠层的空气阻抗系数  $C_2$  和土壤性质的确定至关重要。研究表明, 为了现实地估计能量收支, 对陆面参数进行深入研究是必要的。

致谢: 与本文有关的研究工作得到周秀骥院士的指导, 特此致谢!

#### 参考文献

- 1 Krishna murti T N, Ramanathan Y. Sensitivity of the monsoon onset to different heating. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **39**: 1090 ~ 1306.
- 2 Murakami T, Chen L X, Xie A. Relationship among seasonal cycles, low frequency oscillations and transient disturbances as revealed from OLR data. *Mon. Wea. Rev.*, 1986, **114**: 1456 ~ 1465.
- 3 Chen L X, Reiter E, Feng Z Q. The atmospheric heat sources over the Tibetan plateau: May - August 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **113**: 1771 ~ 1790.
- 4 Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *Journal of Climate*, 1996a, **9**: 676 ~ 705.
- 5 Sellers P J, Los S O, Tucker C J, 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. *Journal of Climate*, 1996b, **9**: 706 ~ 737.
- 6 Kim J, Choi T, Lee H, et al. Energy partitioning and its imbalance over a prairie site in central Tibetan plateau during GAME - IOP 1998. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 2001, (accepted).
- 7 Garratt J R. Extreme maximum land surface temperatures. *Journal of Applied Meteorology*, 1992, **31**: 1097.
- 8 Stull R B. Introduction to Boundary Layer Meteorology. London: Kluwer Academic Publishers, 1988. 287.
- 9 Dickinson R E. Land surface processes and climate - surface albedos and energy balance. *Advances in Geophysics*, 1983, **48**.
- 10 Randall D A, Dazlich D A, Zhang C. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part III: The greening of the Colorado State University general circulation model. *Journal of Climate*, 1996, **9**: 738 ~ 763.
- 11 Gao Z, Wang J, Ma Y, et al. Study of roughness lengths and drag coefficients over Nansha Sea Region, Gobi, Desert, Oasis and Tibetan Plateau. *Phys. Chem. Earth (B)*, 2000, **25** (2): 141 ~ 145.
- 12 Monteith J L. Principles of Environmental Physics. New York: American Elsevier Publishing Company, Inc, 1973. 39 ~ 52.

## MODELING OF ENERGY BUDGET USING SIMPLE BIOSPHERE MODEL VERSION 2 (SiB2) OVER TIBETAN NAQU PRAIRIE

Gao Zhiqiu   Bian Lingen   Cheng Yanjie   Zhang Yabin   Wang Jinxing  
(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

### Abstract

SiB2 (Simple Biosphere model version 2) is adopted to simulate surface energy budget in offline mode with certain atmospheric forcing values measured in the near surface observations taken over in the Tibetan short grass prairie as a part of the GAME/ Tibet (GEWEX Asian Monsoon Experiment/ Tibet) experiment. On the condition that all parameters are reasonably fixed, the simulated net radiation, latent heat flux and soil heat flux are shown to be basically in agreement with observations with their relative errors being 8% (underestimated), 6% (underestimated), and 3% (underestimated), respectively; in meantime, SiB2 overestimates sensible heat flux by 40%. The detail analysis about energy components is conducted.

**Key words:** Measurement   SiB2   Simulation   Energy budget