

藏北高原陆面过程的模拟试验*

张宇 吕世华

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

P4 A

摘要 利用 NCAR 陆面过程模式 (Land Surface Model) 和 1998 年“青藏高原能量与水分观测实验”加强观测期 (GAME/Tibet IOP) 的观测资料对青藏高原地区陆面过程进行了模拟研究。结果表明, 在观测资料的强迫下模式能够较好地模拟出地表特征量的变化趋势, 深层的土壤温度的模拟对初始场在 0℃ 左右的变化敏感。模拟的感热通量、潜热通量以及地表反射的太阳辐射较观测值偏大。在高原地区地表类型分布状况的真实描述及植被、土壤参数的选取可能是提高该地区效果的首要问题; 草地下垫面的陆面特征有待进一步研究; 对土壤水热运动的真实描述, 及冻土过程的加入对大气环流模式 (GCM) 跨季节的数值模拟会有所改进。

关键词: 陆面过程模式; 青藏高原; 数值模拟

1 引言

陆地表面作为大气的下边界, 与大气之间进行着动量、热量及水分等物质的交换, 而陆地状况的分布及变化直接影响着人类的生存环境。作为气候系统的一个重要分量, 陆面过程的研究已成为气候研究中的热点问题。

随着人们对地表的热力过程、水文过程、生物过程和土壤中的热传导和水热输送等过程的深入了解, 产生了一些新的陆面过程模式^[1], 这些陆面过程参数化方案的提出大大地改善了气候模式的数值模拟效果^[2]。但对 GCM 模拟效果较差的山地地区^[2] (青藏高原、洛基山脉、安第斯山脉), 由于资料的限制, 并未进行检验。

青藏高原 (下称高原) 是全球气候变化的敏感区, 高原上的能量和水分循环对亚洲季风的形成与演化具有十分重要的作用, 而亚洲季风又是全球气候系统中能量和水分循环的主要组成部分^[3]。孙菽芬等^[4]提出了对稀疏植被上陆气交换过程研究的意义和难度。目前, 人们对青藏高原的地气相互作用过程知之甚少, 可能导致现有的 GCM 对高原及其周边地区的模拟性能较差。加深对青藏高原陆面过程的了解, 可能是改善 GCM 对亚洲季风以至全球天气和气候预报效果的关键。

本工作将利用 1998 年“青藏高原能量与水分观测实验”——GAME (GEWEX Asia Monsoon Experiment) / Tibet IOP 观测资料对陆面过程模式 (Land Surface Model, LSM) 在藏北高原地区的模拟进行分析。

2000-07-20 收到, 2001-07-16 收到三改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 和中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程项目 CACX210036 共同资助

2 资料处理

本文所使用的资料为 1998 年 GAME/Tibet 加强观测期中资料连续性较好的一段^[5]，从 6 月 16 日到 9 月 16 日，也就是 1998 年高原的整个季风期，观测地点是位于藏北高原上的安多（32°14'30"N，91°37'30"E），海拔 4 700 m，属高原亚热带季风半湿润气候，念青唐古拉山和唐古拉山分别横亘在南北两侧，气候高寒，基本上为纯牧区，以高山草甸为主。该地区冻土深度可达 3 m 以上，有永冻层或岛状永冻层存在^[6]。安多站为行星边界层（PBL）观测站，安放有一个 14 m 高的观测塔，分别在 2 m、6 m、14 m 三个高度上进行观测。辐射观测装置分别对上、下两个方向的长波、短波分量进行测量，各量均为每 10 min 记录一次。

湍流数据的处理主要采用涡旋相关法，得到的通量数据不能满足地表能量平衡，这可能是通过水平热平流散失掉的缘故，同进也不排除仪器测量和计算误差的影响^[7]。估计感热和潜热通量的误差大约偏低 10%~20%，其原因正在进一步的研究。

LSM 模式所需要输入的大气边界条件包括：（1）地表面气压；（2）底层大气气压、风速、比湿；（3）底层大气高度；（4）大尺度降水和对流性降水；（5）五个人射辐射分量：入射长波辐射、直射可见光辐射、漫射可见光辐射、直射近红外辐射、漫射近红外辐射。

其他大气边界条件使用观测塔 2 m 高度处的观测值，将模式所需要的大气底层高度取为 2 m。

3 高原地区单点“独立”模拟试验

3.1 陆面过程模式简介及实验设计

本工作所用的模式为 Gordon Bonan 在 1995 年发展的单点陆面过程模式^[1]。图 1 为 NCAR CCM 3（Community Climate Model 3）在高原地区的地表类型分布，安多

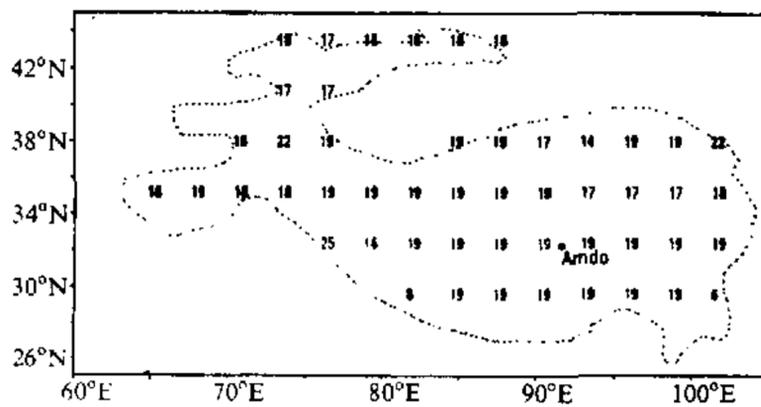


图 1 CCM 3 在青藏高原地区的地表类型分布

6: 常绿针叶林和落叶针叶林, 8: 温带常绿针叶林和落叶针叶林, 14: 落叶林带冻原, 17: 寒区草原, 18: 暖区草原, 19: 冻原, 22: 半沙漠地区, 25: 暖带农耕地

站所在位置的 地表类型为苔原，但安多地区为牧区，以高山草甸为主，数值实验结果说明，下垫面类型选为寒区草原（17）比选作苔原（19）更接近观测值，所以模式下垫面状况取为 17 的格点参数。表 1 为下垫面状况参数。模拟从 6 月 16 日的 08 时 BST（00 时 UTC）开始积分，积分初始场这样确定：地面温度及土壤第 1 层（5 cm）到第 5 层（230 cm）的温度和湿度取为观测值，由于深层土壤温度梯度小，第 6 层（470 cm）

温度取低于第 5 层 1℃, 湿度与第 5 层一致。植被温度取为气温, 植被的叶面持水量取为 0。积分的时间步长为 5 min, 每小时更新一次大气强迫资料。

3.2 模拟结果分析

(1) 首先, 分析模式输出的日平均结果。图 2 的观测资料指出, 1998 年安多地区夏季的最高温度出现在 6 月, 进入 7 月后, 随着季风降水的增多, 太阳辐射减弱, 温度降低, 其中 7 月上旬的日平均温度降到了低于 5℃, 由于大气温度降低, 大气长波辐射减弱。7 月中旬后, 温度逐渐回升, 日平均气温维持在 8~9℃, 8 月中下旬又出现了一次降水的高峰期, 9 月上旬的温度骤降, 在 9 月中旬季风期结束。

从图 2b 可看出模式对 2 m 处地面空气温度的模拟与实际观测的 1.55 m 处的空气温

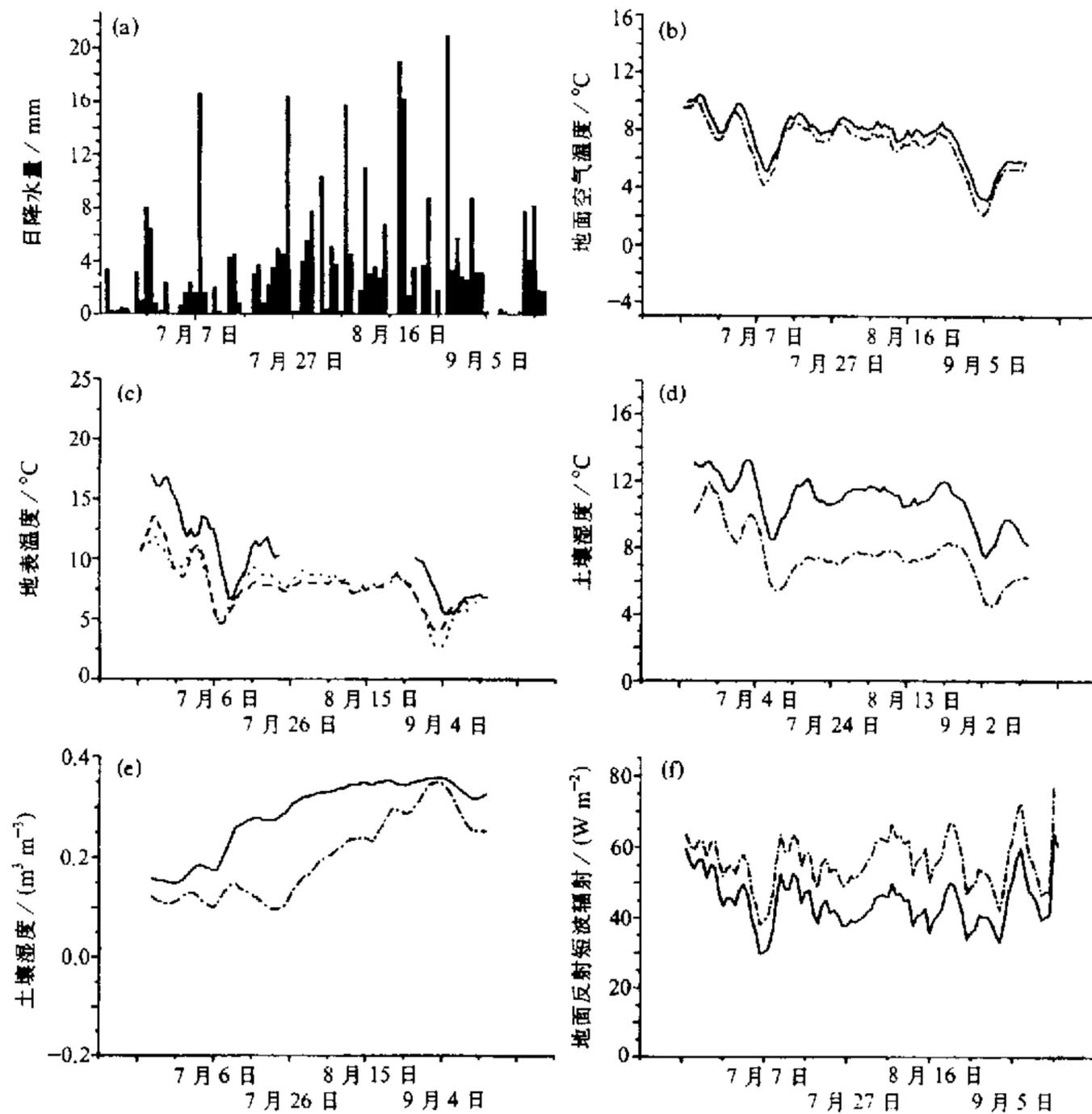


图 2 安多站 6 月 16 日~9 月 16 日的模拟结果 (实线为观测值, 点线为模拟值)

(a) 观测的逐日降水量; (b) 观测与模拟的地面空气温度; (c) 地表温度 (虚线为地面温度, 点线为植被温度); (d) 浅层(5~20 cm)土壤温度; (e) 浅层土壤湿度; (f) 地面反射短波辐射

表 1 数值实验的一些基本参数

| | |
|------|------------------------|
| 测站位置 | 32°14'30"N, 91°37'30"E |
| 地表类型 | 寒区草原 (cool grassland) |
| 植被类型 | 寒区 C3 草原 (60%) |
| | 暖区 C4 草原 (20%) |
| | 裸土 (20%) |
| 土壤类型 | 砂土 (72%) |
| | 粉砂 (20%) |
| | 粘土 (08%) |

注: 每种地表类型由3种植被组成, 土壤类型由砂土、粉砂和粘土的百分比含量确定, 括号内为各类型植被或土壤的组成百分比含量。

度比较接近, 较好地反映了气温的变化趋势。模拟的地表温度和植被温度比观测到的地表温度略有偏低 (图 2c)。图 2d、e 分别为地表浅层 (5 cm、20 cm) 的平均温度和湿度的模拟与观测值的比较, 可以看出, 模拟的土壤温度比实际温度低, 特别是在 7、8 月份, 温度偏低 4~5 °C。观测的土壤湿度在 7 月中旬迅速增大至 0.3 左右, 而模拟的湿度变化较缓慢, 直到 9 月上旬才达到最大值。图 2f 为地面反射太阳辐射, 在 8 月下旬的差值较大。

LSM 中的有植被地表的反照率依赖于叶面和土壤的散射系数, 叶面积指数 (I_{LA}), 叶面角的分布函数等物理参数, 土壤反照率依赖于土壤颜色等级和第一层土壤的体积含水量。所以, 模式对土壤湿度的模拟状况会直接影响到对地表热通量的计算, 进而影响到能量在大气边界层中的分布, 同时对高山草甸植被状况在模式中的参数选取也是有待进一步研究的问题。

图 3 为实测的与模拟的土壤温度的时间-深度剖面图。从实测资料看出, 在 100 cm 以下的深度, 地温呈持续升高趋势, 并且随着深度的增加, 升温趋势增大, 并且从 7 月中旬到 9 月初这段时间, 虽然大气温度比前期 (6 月中下旬) 低, 进入土壤的热通量减

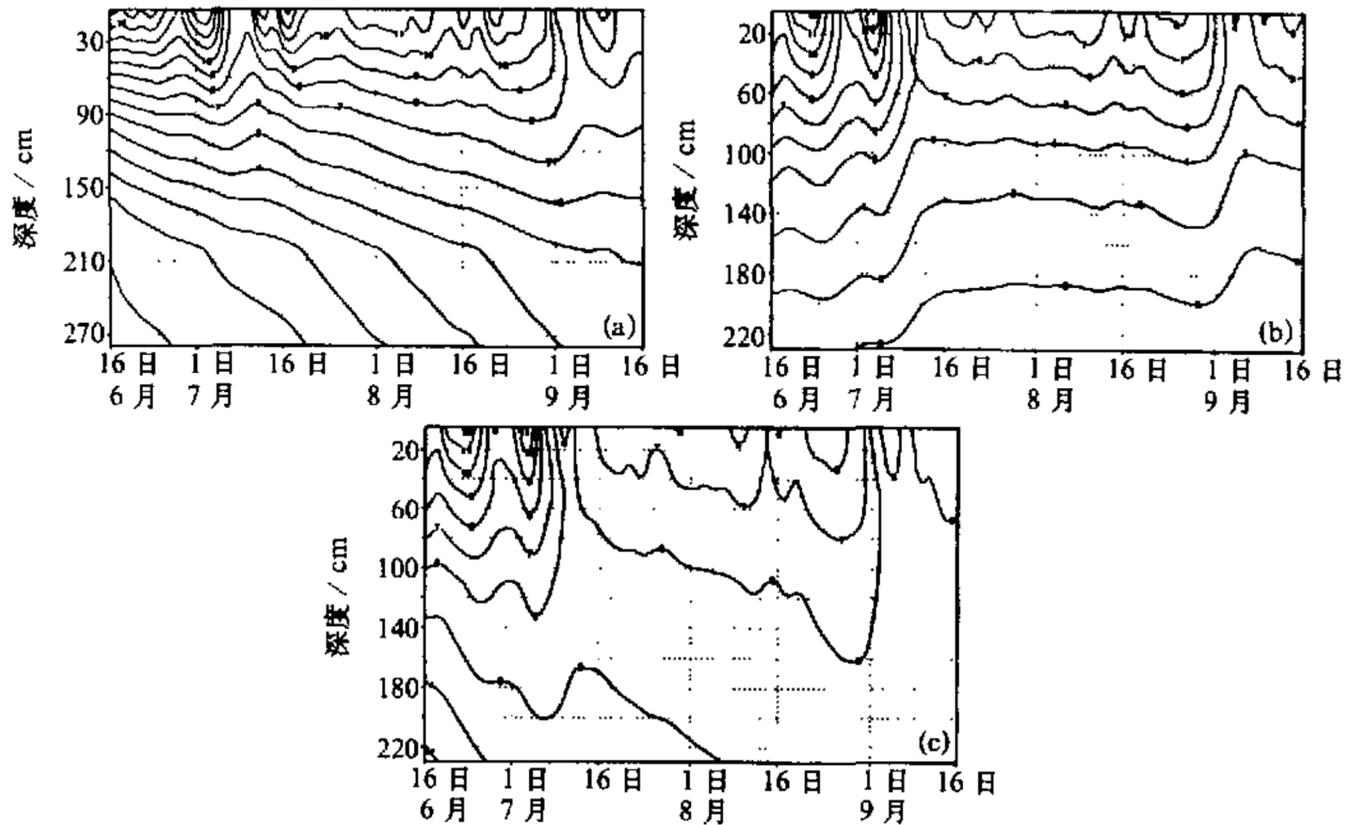


图 3 观测与模拟的土壤温度时间-深度剖面图

(a) 观测的土壤温度; (b) LSM 模拟的土壤温度 (第 6 层温度的初始值为 272.5 K);

(c) LSM 模拟的土壤温度 (第 6 层温度的初始值为 273.5 K)

少, 但增温趋势却比前期大, 可见是由于土壤湿度的增加导致土壤的热属性发生了变化。模拟的结果却未能表现出这些特征: ①整个剖面内的模拟温度比实测温度偏低 2~3 °C, 可能的原因是地表能量平衡方程中, 蒸发带走了过多的能量, 而进入土壤的热通量偏小; ②深层 (100~300 cm) 的土壤温度也敏感地随着大气温度改变, 通过敏感性实验分析, 造成这种结果的原因是, 由于第 6 层的土壤温度初值取为 272.5 K, 小于 -0.5 °C, 模式中将该层的土壤水分全部作为冰处理, 而冰的热容量小, 导热率大, 造成了深层土壤热量的大量丧失。如果将第 6 层土壤的初值取稍高于 0 °C, 在整个模拟时段的地温值与控制实验的模拟值相差很大, 并且较好地模拟出了在夏季深层土壤的增温趋势 (图 3c)。

(2) 为考察模式在季风期对高原地区日变化特点的模拟能力, 并进一步分析上述结果, 我们对模式每小时输出的结果与观测值进行比较分析。将模式积分的前 10 天作为适应期, 分析模拟的第 11~30 天 (6 月 27 日~7 月 16 日) 各时段平均值 (图 4), 发现模式对地表面温度及土壤温度趋势模拟较好, 但“峰值”的模拟比观测值要偏小, 也因此使模拟的地面射出长波辐射低于观测值 (图 4c)。将模拟的热通量与实测值相比较 (图 4d、e), 模拟值在白天高于观测值, 而夜间的感热通量观测值基本为 0, 而模拟值则为小于 0。地表能量平衡方程 $R = H + \lambda E + G$, 其中 R 为净辐射, H 、 λE 分别为感热和潜热通量, G 为进入土壤的热通量, 由于 H 、 λE 的模拟值过大, 造成模拟的土壤热通量偏小, 这可能是造成模拟地温偏低的主要原因。

(3) 为考虑对大气环流模式 (GCM) 的改进, 上述模拟的植被参数选用的是 CCM3 草原植被的参数, 土壤类型选用安多站所在格点的土壤参数。本实验选择模式参数与实况相差较大的植被高度及位移高度对模式进行敏感性研究。CCM3 中草原植被的叶冠高度为 0.5 m, 位移高度为 0.34 m, 这两个参数对模式利用 Monin-Obukhov 相似理论计算地表热通量及地表温度都是很重要的, 在本实验中选取叶冠高度为 0.2 m, 位移高度为 0.15 m, 模拟时段与 (2) 中相同。结果表明, 模式对这两个参数表现得非常敏感, 模拟的植被温度的峰值, 较修改前提高了近 20 °C, 模拟的射出长波辐射提高了约 130 W m^{-2} , 感热通量减少了约 80 W m^{-2} , 潜热通量减少了 60 W m^{-2} 。可见, 由于地面温度的升高, 地面射出长波辐射增加, 净辐射减少, 从而感热和潜热通量的模拟值都有所减少, 与观测值更为接近。同时也说明 Monin-Obukhov 相似理论对地表面参数的选取非常敏感, 我们所进行的陆气相互作用的观测实验中对植被参数的观测是很必要的。

4 结论与讨论

本文利用 Gordon Bonan 发展的陆面过程模式和 1998 年 GAME/Tibet 加强观测期的资料讨论了当前陆面过程模式对季风期青藏高原地区的模拟效果, 得到以下几点结论:

(1) 在观测资料的强迫下, 陆面过程模式能够较好地模拟出陆面特征的变化趋势, 但对日变化的强度模拟得不够。在其他陆面过程模式的模拟中也出现过这种问题^[8]。

(2) 由图 1 可以看出, LSM 中青藏高原地区的地表类型与实况存在较大差异, 在

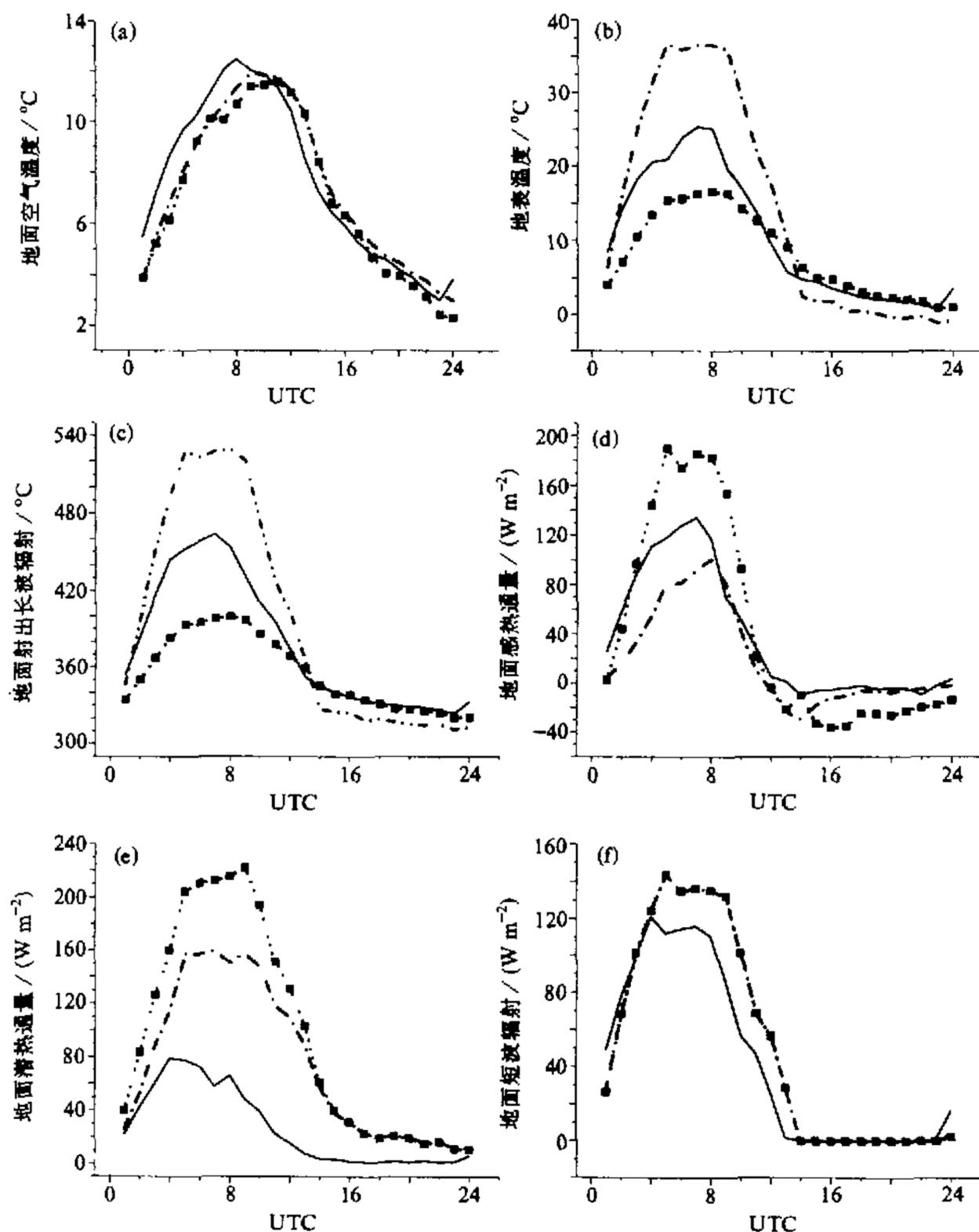


图4 安多站6月26日-7月16日各时次(世界时)平均值
 实线为观测值, 点线为CCM参数的模拟值; 虚线为修改参数后的模拟值
 (a) 地面空气温度; (b) 地表温度; (c) 地面射出长波辐射; (d) 地面感热通量;
 (e) 地面潜热通量; (f) 地面反射太阳辐射

西藏大部分取为苔原, 显然与实际不符。

(3) 模拟的地面反照率与实际值存在一定的偏差, 使地面反射的太阳辐射过多, 而吸收的短波辐射减少, 造成进入土壤的热通量偏低, 模拟的土壤温度略低于观测温度。另外, 模拟的地表蒸发率偏高, 使地面大量的水分回到大气中, 这样在气候模式里会形成与后期降水的正反馈关系, 可能是CCM中模拟降水偏多的主要原因。另外, 净辐射

在感热、潜热及地热流之间分配的模拟与实测相差较大, 通过敏感性实验, 发现模式对地表参数非常敏感, 所以, 建立青藏高原地表植被参数的数据集应成为提高该地区模拟效果的当务之急。

(4) 模式对深层土壤温度的初始值在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右的选取敏感, 所以, 对存在永冻层的高原地区, 引入冻土模式是必要的。

致谢: 感谢王介民研究员、胡泽勇副研究员、沈永平副研究员为本工作提供了大气及水文观测资料, 感谢两位审稿专家为本文提供了宝贵意见, 也感谢 1998 年 GAME/Tibet 全体观测人员做出的艰苦工作。

参 考 文 献

- 1 Bonan, G. B., A Land Surface Model (LSM Version 1.0) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies. Technical Description and User's Guide, NCAR Tech Note NCAR/TN417+STR, 1996.
- 2 Bonan, G. B., The land surface climatology of the NCAR land surface model coupled to the NCAR community climate model, *J. Climate*, 1998, **11**(6), 1307~1326.
- 3 王介民, 陆面过程实验和地气相互作用研究—从 HEIFE 到 IMGRASS 和 GAME-Tibet/TIPEX, *高原气象*, 1999, **18**(3), 280~294.
- 4 孙菽芬, 金继明, 陆面过程模式研究中的几个问题, *应用气象学报*, 1997, **8** (增刊), 50~57.
- 5 Ishikawa, H, et al., Summary of planetary boundary layer observation in GAME-Tibet, Proceedings of the 1st International Workshop on GAME-Tibet, 1999, 69~72.
- 6 中国科学院青藏高原综合科学考察队, 西藏气候, 北京: 科学出版社, 1984, 165~166.
- 7 马耀明等, 藏北高原草甸下垫面近地层能量输送及微气象特征, *大气科学*, 2000, **24**(5), 715~722.
- 8 张晶, 丁一汇, 一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究, *气象学报*, 1998, **56**(1), 1~19.

An Experiment on the Northern Qinghai-Xizang Plateau Land Surface Model

Zhang Yu and Lu Shihua

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute,
Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract Simulation effect at the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau of current land surface model was investigated using NCAR Land Surface Model and 1998 GAME/Tibet IOP data. The model can present surface thermal condition tendency reasonably under observation data forcing; simulated deeper soil temperature is very sensitive to the initial value of about $0\text{ }^{\circ}\text{C}$; sensible heat and latent heat are overestimated compared with observations; the peak value of upward solar radiation is also higher than the observations. It can be concluded that the surface type of the Qinghai-Xizang Plateau needs more precisely descriptions. We need a further study of property of grass type land; the realistic description of soil heat flux and water movement and coupled with frozen soil parameterization maybe improve the climate model seasonal simulations.

Key words: land surface model; Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau; numerical simulation