

土壤热异常对地表能量平衡影响初探^{*}

郭维栋

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029; 南京大学大气科学系, 南京, 210093)

孙菽芬

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

摘 要

将来自土壤深部的热通量引入 off-line 的陆面过程模式(NCAR—LSM), 通过长达 2 a 的数值试验对比分析了它对各层次土壤温度和地表能量平衡的影响。

在土壤底部引入 5 W/m^2 的热通量使底层土壤显著升温, 但升温随着接近表层而迅速衰减。积分 3 个月后, 由地下进入地表的热流量增幅可达 1 W/m^2 以上, 并持续增大到 5 W/m^2 , 地表最大升温约 0.5 K, 同时地表感热、蒸发潜热及长波辐射通量均有 1 W/m^2 左右的正异常; 若将土壤热传导系数放大一个量级以加速热量交换, 则地表升温提高到 1 K 以上, 长波辐射增加 3 W/m^2 以上, 超过了气溶胶全球平均的辐射效应。结果表明: 一定量值的土壤热异常对地表能量平衡和短期气候变化($10^{-1} \sim 10^1 \text{ a}$) 有着不可忽略的影响。同时, 深入的资料分析、完善的陆面过程模式以及它与大气模式的耦合试验也是亟待进行的相关工作。

关键词: 土壤热异常, 陆面过程模式, 土壤温度, 地表能量平衡。

1 引 言

短期气候变化和预测问题是当前国际气象界的热点和难点之一。同时, 巨大的经济和社会效益又使它成为一个不得不重视和解决的迫切问题。中国为此先后设立了“九·五”重中之重科技项目“短期气候预测业务系统”和国家基础研究重点项目“灾害性气候天气系统及其预测机理研究”。多年的理论研究和业务实践表明, 在短期气候物理因素研究和预测工作中存在的主要问题^{**} 一是有些因素还尚未被充分认识, 尤其在月—年际时间尺度的预报中更为薄弱; 二是已认识到的因素研究还欠深入, 在因子的显著性、稳定性方面有待进一步研究深化; 第三, 目前中国用于短期气候预测, 尤其是汛期旱涝预测的下垫面热力因素和大气环流等因素很多, 包括海温、地温、雪盖、季风、副热带高压、阻塞高压、QBO、

太阳活动和天文因素、前期环流异常特征等。但对各因子的性能、使用条件和因子间的相互联系等, 研究得很少。

土壤热异常与短期气候变化(尤其是降水变化)的关系是汤懋苍等开展的一项富有特色的研究。经过 20 余年的探索, 在预测实践中取得了较好的效果, 已成为每年业务预测的主要方法之一。理论上, 提出了“地热涡”的概念模型^[1,2], 认为地温异常是地球内部热活动过程在地表的反映, 从而将地热活动、土壤温度变化、下垫面热异常、短期气候变化联系起来。

尽管有了多年的预测实践, 揭示了大量的统计事实并由此概括出了相应的概念模型, 但对于土壤温度(或地热)异常影响降水的物理机制却始终缺乏客观定量的研究。这不仅限制了该方法的进一步发展, 也造成对一些预测失误难以进行准确的总结。

* 初稿时间: 2001 年 6 月 26 日; 修改稿时间: 2002 年 1 月 29 日。

资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目(G1999043400, G1998040904—part 1), 国家自然科学基金(40075019, 49835010, 40233034) 和中国科学院王宽诚博士后奖励工作基金。

** 赵振国. 我国汛期旱涝预测进展. 气候预测评论, 1998, 91~98

随着近年来陆面过程研究的不断深入, 一系列陆面过程模式的发展和改进为这一问题的研究提供了契机^[3-7]。利用数值模式研究土壤热异常对相关气象要素的影响并进而探讨其短期气候效应是客观、定量地考查地-气耦合的物理机制及检验以往统计结果的有力手段, 也构成了本文的研究基础。

2 模式介绍及试验方案

2.1 模式框架与性能简介

所用模式为 Gordon Bonan 发展的单点陆面过程模式(LSM)^[8,9]。该模式详细考虑了发生在土壤

和地表的生态系统动力过程、生物物理过程、水文过程、生物化学过程(详见图 1)。模式中土壤分为 6 层, 各层的厚度分别为 0.1, 0.2, 0.4, 0.8, 1.6, 3.2 m。每一层的土壤热力学和水文参数定义在层次的中点(图 2)。

基于研究目的, 主要介绍模式对潜热通量、感热通量、土壤温度、地表温度等过程的描写。其它部分, 如生态系统的结构和呼吸作用、地表反照率、辐射通量、动量交换、植被、湖体温度、陆表 CO₂ 通量等均从略。

2.1.1 感热、潜热通量

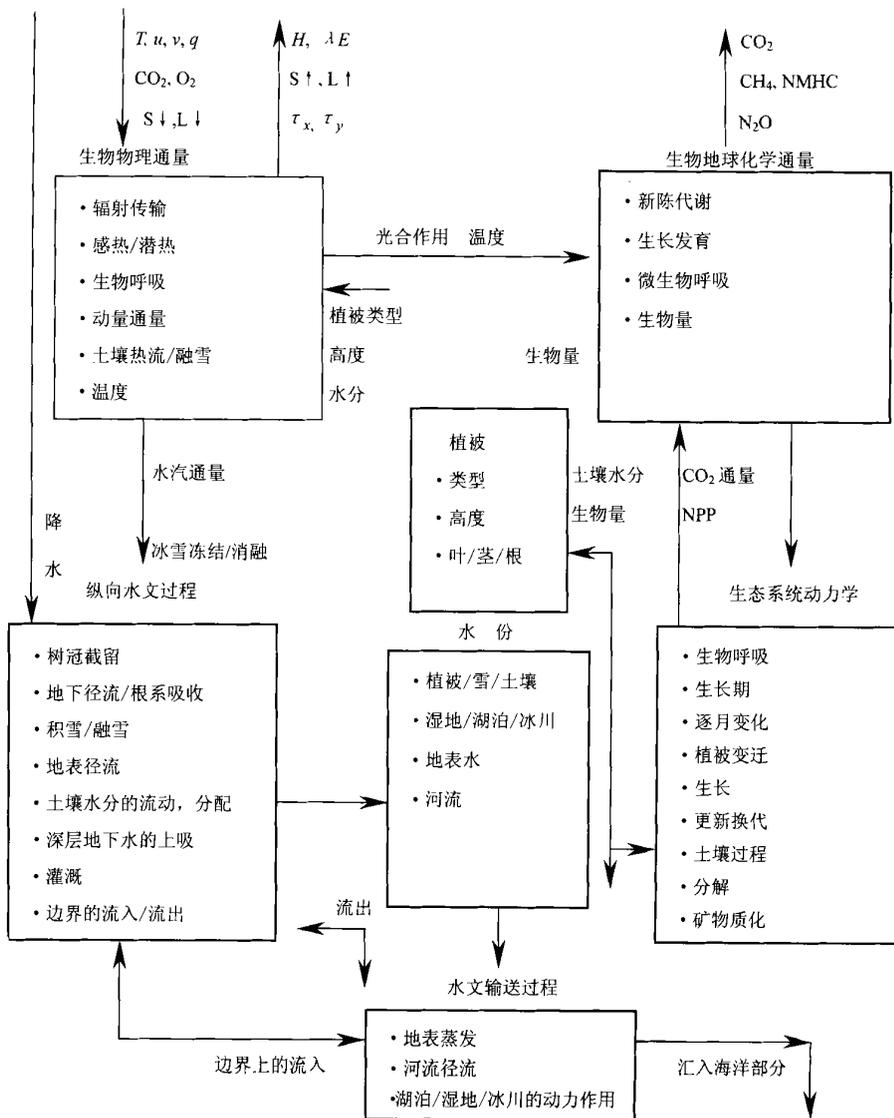


图 1 模式描述的生物物理、生物化学、水文及生态过程及其相互作用以及与大气环境的耦合示意^[9]

$\Delta z_1 = 0.10 \text{ m}$	$\dots T_1 k_1 c_1 \dots \theta_1 k_1 \Psi_1 \dots$	$\dots z_1 = 0.05 \text{ m}$
$\Delta z_2 = 0.20 \text{ m}$	$\dots T_2 k_2 c_2 \dots \theta_2 k_2 \Psi_2 \dots$	$\dots z_2 = 0.20 \text{ m}$
$\Delta z_3 = 0.40 \text{ m}$	$\dots T_3 k_3 c_3 \dots \theta_3 k_3 \Psi_3 \dots$	$\dots z_3 = 0.50 \text{ m}$
$\Delta z_4 = 0.80 \text{ m}$	$\dots T_4 k_4 c_4 \dots \theta_4 k_4 \Psi_4 \dots$	$\dots z_4 = 1.10 \text{ m}$
$\Delta z_5 = 1.60 \text{ m}$	$\dots T_5 k_5 c_5 \dots \theta_5 k_5 \Psi_5 \dots$	$\dots z_5 = 2.30 \text{ m}$
$\Delta z_6 = 3.20 \text{ m}$	$\dots T_6 k_6 c_6 \dots \theta_6 k_6 \Psi_6 \dots$	$\dots z_6 = 4.70 \text{ m}$

图2 土壤结构的分层示意^[9]

地表与参考大气高度(取为 50 m)间的感热通量 H 和潜热通量 E (W/m^2) 可以表为如下的阻尼形式(其中下标 s 表示地表处的变量,下标 atm 表示参考高度处的变量,其余符号含义请参见文献[9]):

$$H = -\rho_{\text{atm}} c_p \frac{(\theta_{\text{atm}} - \theta_s)}{\gamma_{ah}} \quad (1)$$

$$E = -\rho_{\text{atm}} L_v \frac{(q_{\text{atm}} - q_s)}{\gamma_{av}} \quad (2)$$

这些通量由应用于表层(常通量层)的莫宁-奥布霍夫相似性理论导出。

2.1.2 地表温度(T_g)

可以由地表能量平衡方程反演地表通量和 T_g (符号含义请参见文献[10]):

$$-S_g + L(T_g) + H(T_g) + \mathcal{N}E(T_g) + G(T_g) + M = 0 \quad (3)$$

2.1.3 土壤温度

采用土壤热传导方程来描述土壤的温度变化,在深度 Z 处的土壤热流为:

$$F_z = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4)$$

一维能量守恒要求:

$$\rho_c \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial F_z}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (5)$$

其中, ρ_c 为单位体积的土壤热容量 ($\text{J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$), T 为土壤温度, k 为热传导系数 ($\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$)。

给定进入土壤的地表热流 G 做为上边界条件(地表热考虑了融雪热 M),下边界认为土壤柱底层

无热流出入,则可以数值求解 6 层土壤的温度。

LSM 与 NCAR CCM 的耦合积分结果表明^[10]: LSM 可以较大地改进地表气温的模拟;由于引入合理的水文过程,使地表感热/潜热通量的分布和变化更趋合理;它还可以较逼真地再现陆气之间的 CO_2 交换。另外,LSM 模式中土壤的分层和水热过程均考虑得比较细致,更适合本文的研究。

2.2 试验方案

试验分控制试验和敏感性试验两部分进行。敏感性试验的关键是怎样合理地表述土壤的热异常。必须指出,由于模式中土壤的热变化是由热传导方程来描写的,并在上下边界处由热通量条件约束(见 2.1 节),所以土壤的热异常应以热通量的形式从土壤的底边界引入才能保证模式解的协调性^[11]。而以前的工作中将土壤热异常以土壤温度距平的形式给出^[12],并发现其影响甚微,现在看来确有欠妥之处。另外,为保证试验结果的可信度,还必须先定出土壤热通量异常合理的变动范围,这在以前鲜有涉及,值得认真讨论。

2.2.1 关于土壤底层热异常的幅度

目前所测得的大地热流其实只是岩石圈的传导热流(测量土壤垂直方向的温度梯度再乘以其导热率),并不能代表实际的情况。由于用传导热流代替了总热流,而它的平均值只有 $50 \text{ W}/\text{m}^2$,因此在短期气候变化的时间尺度上往往将地球固体圈的热力作用忽略不计,在陆面过程模式中将下边界(土壤底部)取为零通量边界条件,即无热量的流入/流出。

事实上, 土壤中还广泛存在地下热流体(CO_2 、水汽等)沿土壤裂隙上涌而产生的对流传热过程。其中仅地-气排放就有火山活动、地震、断裂活动及地热带活动和岩浆侵入作用等多种形式^[13]。这是最直接、最有效的传热方式, 而且不需要很大的土壤温度梯度。在地球内部, 只要迁移速度达每年百分之几厘米, 物质迁移所传的热就和热传导的量级相当^[14]。根据估算, 在藏东南“热点”区中心的地下热流强度可达 25 W/m^2 , 其中主要是对流热的贡献^[15]。Etioppe 等^[16]总结了多位学者在不同地区所做的 CO_2 释放量的调查, 最大值(加利福尼亚)可达 $216,000 \times 10^3 \text{ kg}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ^[17]。观测中还发现地下 CO_2 释放有脉冲性, 在中强地震前数月或当月可高出几倍到十几倍。仅以河北怀来后郝窑断层气 CO_2 测定为例: 自 1991 年 6 月观测以来, 其邻区的数次

中强地震(如 1991 年苏尼特左旗 5.8 级、1992 年阿巴戈旗 5.6 级、1993 年山西浑源 4.5 级、1996 年包头 6.4 级、1998 年张北-尚义 6.2 级等)前均发现明显的 CO_2 排放突增, 持续时间达几十天至数月, 图 3 给出了 1991 年的情形^[18]。值得注意的是, 推算发现这些异常气体排放量均可达到 Etioppe 等调查得到的 CO_2 最大排放量的量级($10^8 \text{ kg}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$)。为准确估算其相应的热通量, 必须明确这些物质的来源。中国西南部大量 CO_2 释放点(四川黄龙、康定, 云南中甸、腾冲)的地球化学同位素分析表明: 平均而言, 幔源 CO_2 占释放总量的 50% 是可信的^[19, 20]。借鉴此结果, 如果地下气体的源区在岩石圈与软流圈的边界区(ALB), 按常规取此处的温度为 $800 \text{ }^\circ\text{C}$, 则可推算上述地气最大通量相应的热量通量约为 5.5 W/m^2 。

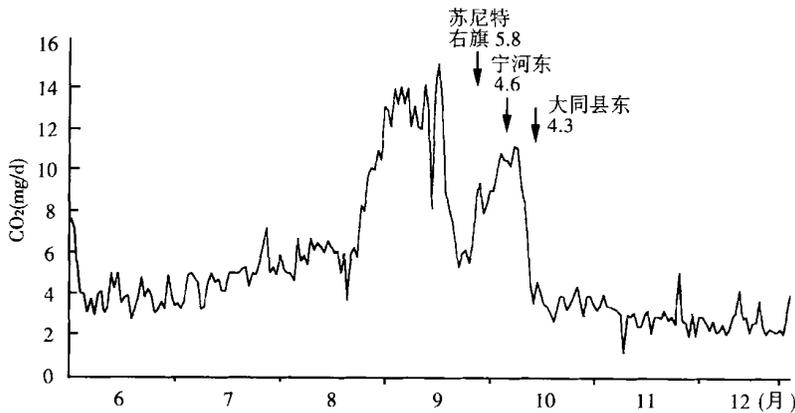


图 3 1991 年河北怀来后郝窑断层气 CO_2 排放量变化

2.2.2 试验步骤

Off-line 的 LSM 是一维模式, 表 1 列出了试验点的地表数据。积分时间从 2000 年 1 月 1 日至 2001 年 12 月 31 日共计 2 a。积分步长为 20 min, 辐射过程每小时计算一次。在文献[11]中, 作者用 GAME (GEWEX Asia Monsoon Experiment) /Tibet 期间大气边界层加密观测资料驱动陆面过程模式, 大气强迫间隔为 1 h, 共积分了 93 d。为更好地消除

模式初始协调阶段的影响, 这里将模式积分时段延长至 2 a。由于缺乏长时段的加密实测资料, 只能用气候态的近地层大气强迫(表 2)驱动陆面模式。考虑到研究的重点是土壤热异常的影响, 这种做法仍不失为一种可行的方案。

模式初值设定如下: 地表(包括裸土和植被)和第 1 层土壤均取为 283 K, 从第 2 层土壤向下每层递减 2 K, 第 5, 6 两层均取为 275 K。植被温度取为

表 1 试验地点的相关地表数据

纬度 ($^\circ\text{N}$)	经度 ($^\circ\text{E}$)	地表 类型	土壤 颜色	砂含量 (%)	腐殖土 (%)	粘土 (%)	湖泊 面积比	湿地 面积比
26.5	115.3	喜暖落叶阔叶林	4	34	16	50	0	0

(注: 土壤颜色从 0~9 逐渐加深)

表 2 作用于 LSM 的大气强迫(LSM 模式提供)

变量	Z_{atm}	T	U	V	Q	P_{atm}	$CO_2\%$	$O_2\%$
值	50	290	1	1	0.01	105	355×10^{-6}	0.209
单位	m	K	m/s	m/s	kg/kg	Pa	Mol/mol	mol/mol

续表 2)

P_{srf}	Q_{prec}	Q_{prel}	$S_{atm}^{\downarrow vis,u}$	$S_{atm}^{\downarrow nir,u}$	$S_{atm}^{\downarrow vis}$	$S_{atm}^{\downarrow nir}$	L_{atm}^{\downarrow}
10^5	2./86400	2./86400	150	150	150	150	300
Pa	mm $H_2O s^{-1}$	mm $H_2O s^{-1}$	W/m^2	W/m^2	W/m^2	W/m^2	W/m^2

(注: 变量依次为参考大气高度、此高度处的温度、风速、比湿、气压、 CO_2 百分比、 O_2 百分比、地表气压、对流降水率、大尺度降水率、入射直接辐射(< 0.7 及 $\geq 0.7 \mu m$)、入射散射辐射(< 0.7 及 $\geq 0.7 \mu m$)、入射长波辐射)

气温, 植被的叶面持水量取为 0。土壤湿度统一取为 0.20。从本文关心的问题出发, 选择输出如下变量: 地表长波辐射通量、地表感热通量、地表潜热通量(它包括地表蒸发、植被蒸腾和植被呼吸 3 部分)、地表热流通量、地表温度及 1~6 层土壤温度。这些变量每 10 d 输出一次。

敏感性试验分为两组, 首先将 $5 W/m^2$ 的地下热流通量(相当于现有观测中地-气最大通量的相应热通量)引入土壤底边界; 第二组试验在此基础上将土壤的热传导系数放大一个量级以加速土壤中的热交换过程。

3 结果分析

控制试验的结果表明(限于篇幅, 图略): LSM

模式能很好地模拟出植被冠层蒸发和蒸散这两部分潜热通量随植物生长所呈现的明显的季节变化特征。地表长波辐射通量、地表蒸发潜热和感热通量主要由地表温度或地气温差决定, 而气温在本试验中取为常值, 故三者均表现出和地表温度一致的变化特征。地表温度在初始阶段由于地表净辐射为正, 迅速升温, 至第 150 天左右已持续升至约 292 K, 比模式初值增加了 10 K。此后地表较高的射出长波辐射以及感热和潜热通量抵消了地表净短波辐射收入, 地表能量收支达到平衡, 地表开始降温并稳定在 290 K 左右。

图 4 给出了控制试验(记为 CTL)、敏感性试验 I(记为 S_1) 各层土壤温度的演变(图 4a, b)及二者的差值(图 4c), 图中不同符号代表着各个层次的土壤

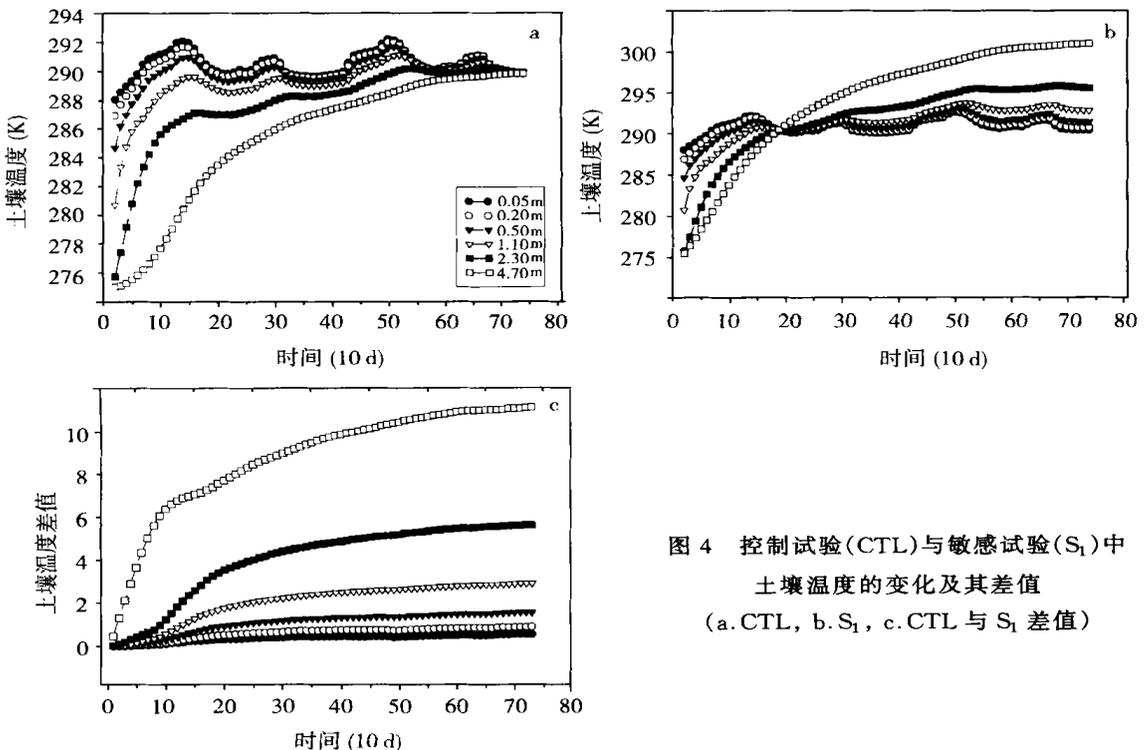


图 4 控制试验(CTL)与敏感试验(S_1)中土壤温度的变化及其差值
(a. CTL, b. S_1 , c. CTL 与 S_1 差值)

温度。图 4a 表明在控制试验中由于只考虑了地表进入土壤的热流量, 各层土壤温度呈现向地表温度适应的特征。随着层次加深, 地表波动下传趋势逐渐滞后并滤去了高频部分, 这与观测分析一致。与此形成强烈反差的是: S_1 试验中, 底层土壤热流的强迫使得最深层土壤强烈升温, 约 5 个月后跃居各层温度之首。由于模式只考虑了土壤的分子热传导过程, 底层的热量很难向上传递, 致使浅层土壤仍然更多地表现为受到地表温度变化的影响。结果除第 5、6 层土壤升温明显(底层累计升温 11 K)外, 浅部的 4 层土壤在 5 个月后基本维持在与 CTL 一致的

水平(约 290 K), 图 4c 很清楚地说明了这一结果。

即便如此, 深部土壤的热异常仍然对地表温度产生了一定的影响, 如图 5 所示。鉴于积分的前 100 d 是各变量调整适应的阶段(图 4), 这里只给出了第 100 天以后的情形。图 5b 上, 积分 3 个月后, 底层土壤热异常已使地表增温 0.1 K 以上。待底部热流的升温效应与射出长波辐射的降温效应在地表达达到平衡时, 地表已累积增温近 0.5 K。相应地, 射出长波辐射及感热和潜热通量略有增加, 如图 6 所示。3 者的平均增量都在 1 W/m^2 左右, 其气候意义将在下面讨论。

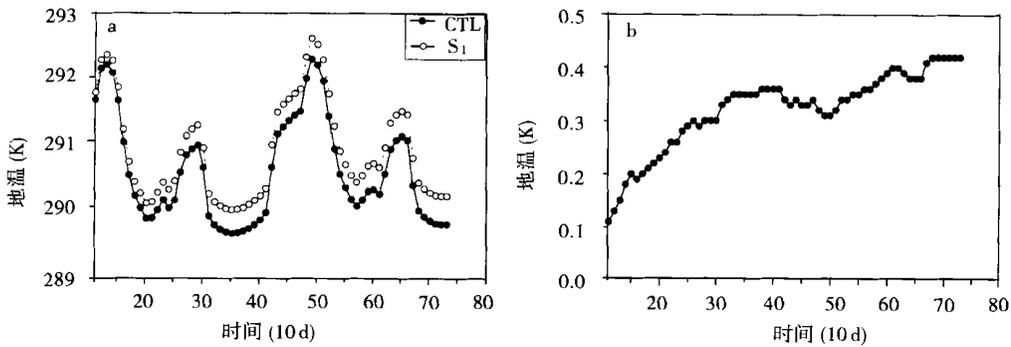


图 5 CTL 与 S_1 试验中地表温度的变化及其差值
(a. CTL 与 S_1 试验, b. CTL 与 S_1 试验中地温差值)

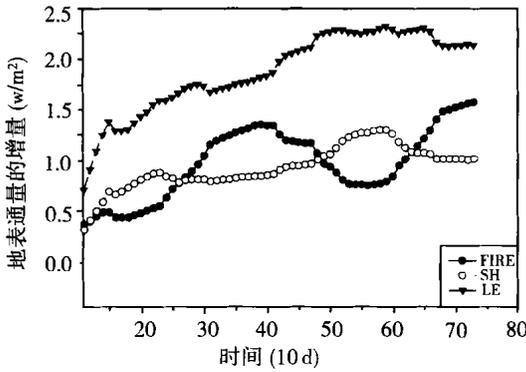


图 6 地表射出长波辐射(FIRE)、感热(SH)、潜热通量(LE)的增加(S_1 与 CTL 的差值)

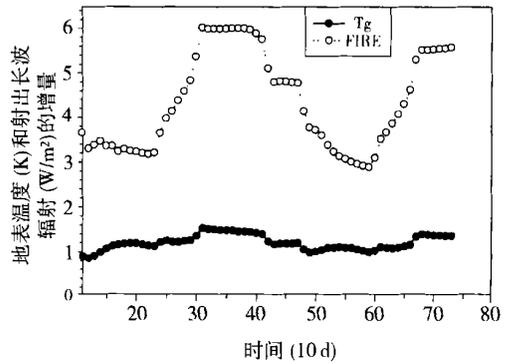


图 7 地表温度(T_g)和射出长波辐射通量(FIRE)增量(S_2 - CTL)

值得注意的是: 在敏感性试验 II(记为 S_2)中, 将土壤热传导系数放大一个量级以加速土壤中的热量传递过程, 发现地表通量有明显的增加。这和地

表温度的显著增加是一致的。限于篇幅, 仅给出长波辐射通量和地表温度的变化(图 7)。相比于试验 S_1, S_2 中地表升温约 1.2 K, 长波辐射增加 3 W/m^2

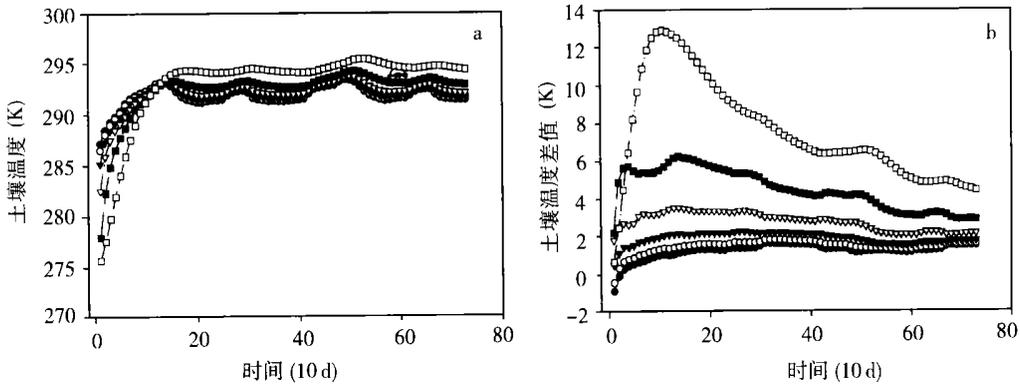


图8 S_2 试验中各层土壤温度的变化(a) 及其与 CTL 试验中各层土壤湿度差值(b)
(各层次的符号同图 4a)

以上,是前者的3倍。究其原因,还是深部土壤热异常能够更有效地传递到地表所致。图8b上底层土壤增温在第110天达到其峰值(12.86 K),此后由于热量的快速上传,它反而开始下降,同时上层土壤的升温幅度明显加大,这是两组敏感性试验之间最显著的区别。约6个月后,第1~5层土壤温度均稳定在292 K左右振荡,比试验 S_1 中提高了约2 K,这种变化自然使得地表出现显著增温。

4 结论和讨论

土壤底部引入 5 W/m^2 的热通量使得底层土壤显著升温,虽然这种趋势在接近表层时迅速衰减,但地表升温仍可达 0.5 K ,同时地表感热、蒸发潜热及长波辐射通量均有 1 W/m^2 左右的正异常;将土壤热传导系数放大一个量级以加速热量传递,则地表升温幅度可维持在 1 K 以上,地表通量亦有显著增加,其中射出长波辐射净增 3 W/m^2 以上。考虑到硫酸盐气溶胶的全球直接和间接辐射效应总计才 2 W/m^2 左右,温室气体倍增的辐射效应也不过约 3 W/m^2 ^[21~25],因此土壤热异常对于地表能量平衡和短期气候变化的影响应受到足够的重视。

由于是地-气相互作用领域一个新的方向,本文难免有不完善之处,此处还想对两个至关重要的环

节讨论如下:

(1) 底层土壤热流量的强度。由于观测资料稀少,2.2节虽然对此进行了尽可能详细的讨论,并推算出目前 CO_2 排放观测的最大值相应的热量通量为 5 W/m^2 ,但深入的资料分析对于弄清地下热流体的来源、量级、相应的热量释放以及不同区域的特征仍然十分必要;

(2) 土壤热传导系数放大一个量级是否合理?现有陆面过程模式都仅用热传导方程描述土壤温度变化,这相当于地表以下坚如磐石,严密无缝,显然与实况不符。将土壤热传导系数放大以加速热量交换可以视为对流传热机制的一种替代,一个可以借鉴的事实是土壤中水分冻结后热传导系数可以增大4倍(从 $0.58 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ 变为 $2.24 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$),可见土壤因其组分和孔隙度的不同其热传导系数可以有剧烈的变化。作为一种初步的近似,我们的做法是可以接受的。

土壤热异常与地表能量平衡及短期气候变化研究无论对深化气候变化理论还是对丰富预测手段、提高预测水平都有积极的意义。进一步的研究除资料分析外还包括如何在陆面过程模式中表述不同形式的土壤热异常以及陆面模式与大气模式的耦合以得到更直观的地气相互作用的物理图像。

参考文献

- 1 Tang M C, Gao X Q. Some statistical characteristics of geothermal vortex in China during 1980—1993(I). Science in China (Ser. D), 1997, 40(6): 561~568
- 2 Tang M C, Gao X Q. Some statistical characteristics of geothermal vortex in China during 1980—1993(II). Science in China (Ser. D), 1997, 40(6): 569~576
- 3 Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J, et al. Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate

- models. NCAR Tech. Note NCAR TN275+ STR, 1986. 69pp
- 4 Sellers P J, Mintz Y, et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 505~ 531
 - 5 Xue Y, Sellers P J, et al. A simplified biosphere model for climate studies. *J Climate*, 1991, 4: 343~ 364
 - 6 Ji J J, Hu Y. A simple land surface process model for use in climate study. *Acta Meteor Sinica*, 1989, 3: 344~ 353
 - 7 张晶, 丁一汇. 一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究, 第一部分: 陆面过程模式及其“独立(off-line)”模拟试验和模拟性能分析. *气象学报*, 1998, 56(1): 1~ 19
 - 8 Bonan G B. Land-atmosphere interactions for climate system models: coupling biophysical, biogeochemical, and ecosystem dynamical processes. *Remote Sens Environ*, 1995c, 51: 57~ 73
 - 9 Bonan G B. A land surface model(LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide. NCAR Technical Note NCAR/TN- 417+ STR. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1996
 - 10 Bonan G B. The NCAR Land Surface Model(LSM version 1.0) coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note NCAR/TN- 429+ STR. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. 1996
 - 11 Guo W D, Sun S F, Qian Y F. Case analyses and numerical simulation of soil thermal impacts on land surface energy budget based on an off-line land surface model. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 500~ 512
 - 12 郭维栋. 地温场影响降水场的统计分析和数值模拟. [学位论文]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2000
 - 13 Gerlach T M. Etna's greenhouse pump. *Nature*, 1991, 315, 352~ 353
 - 14 Clark S P. *Geophysical Monograph*. AGU, 1969, 13, 622~ 626
 - 15 汤懋苍, 钟大赉等. 雅鲁藏布江“大峡谷”是地球热点的证据. *中国科学(D)*, 1998, 28(5): 463~ 468
 - 16 Etiope, G, Klusman R W. Does geogas emission in non-volcanic areas contribute to carbon cycle and global climate change? Proceedings of the 25th I.S. Q. E. Course: Observational Database and Mechanisms of climate, Erice- Sicily, Italy, 21~ 27 Nov. 1998
 - 17 Rahn T A, Fessenden J E, Wahlen M. Flux chamber measurements of anomalous CO₂ emission from the flanks of Mammoth Mountain, California. *Geophys Res Lett*, 1996, 23(14): 1861~ 1864
 - 18 林元武等. 断层气 CO₂ 快速测定法在地震预报中的应用. *地震*, 1998, 18(4): 351~ 354
 - 19 上官志冠等. 腾冲热海地区现代幔源岩浆气体释放特征. *中国科学(D)*, 2000, 30(4): 407~ 414
 - 20 袁道先. “岩溶作用与碳循环”研究进展. *地球科学进展*. 1999, 14(5): 425~ 432
 - 21 Charlson R J, Langer J, Rodhe H, et al. Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, 1991, 43A: 152~ 163
 - 22 Charlson R J, et al. Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 1992, 255: 423~ 430
 - 23 Chuang C C, et al. An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulfate. *J Geophys Res*, 1997, 102: 3761~ 3778
 - 24 Kiehl J T, Brieglab B P. The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science*, 1993, 260: 311~ 314
 - 25 Haywood J M, et al. Transient response of a coupled model to estimated change in greenhouse gas and sulfate concentrations. *Geophys Res Lett*, 1997, 24: 1335~ 1338

PRELIMINARY STUDY ON THE EFFECTS OF SOIL THERMAL ANOMALY ON LAND SURFACE ENERGY BUDGET

Guo Weidong

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Sun Shufen

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract

Effects of geothermal flux on soil temperature and land surface energy budget are discussed by introducing a soil heat flux into an off-line land surface model (NCAR-LSM) and integrating for 2 years.

Remarkable increase in soil temperature at deepest level is detected given a geothermal flux of 5 W/m^2 . Additional heat flux from soil into land surface exceeds 1 W/m^2 after integrated for 3 months. The flux keeps increasing until reaches 5 W/m^2 . A maximum anomaly of 0.5 K is found in ground temperature. Correspondingly, there are positive anomalies of around 1 W/m^2 in surface sensible, latent and outgoing long-wave radiation fluxes. Increase in ground temperature can be even greater than 1 K given an enlarged soil thermal conductivity by one order of magnitude to accelerate the heat transfer process through soil layers. In this case, surface long-wave radiation flux is then enhanced notably by 3 W/m^2 , which is larger than the global radiative effects of sulfate aerosol. The results imply that soil thermal anomaly on a certain scale should not be ignored to land surface energy balance and short-term climate change. Meanwhile, some related studies, such as data analyses, improvement of land surface model and land-atmosphere coupled model are also in great need for better understanding this issue.

Key words: Soil thermal anomaly, Land surface model, Soil temperature, Land surface energy balance.