

干旱地区陆面过程耦合模式及应用*

李家春,姚德良,沈卫明,谢正桐

中国科学院力学研究所,北京 100080

摘要: 本文主要论述干旱地区陆面过程在改善人类生存环境与研究区域经济中的重要地位与研究现状,强调了采用耦合模式的必要性,详细描述了该模式的特点,并将它应用于我国西北腾格里沙漠南缘植物固沙区的水热循环研究,揭示干旱区陆面过程的主要特征,并同现场测试进行了比较.

关键词: 干旱地区; 荒漠化; 陆面过程; 通量参数化; 耦合模式

分类号: X21 **文献标识码:** A

引言

人们知道,陆地大气相互作用对于全球与区域环境有重要影响(Wood 1991, 叶笃正, 1994). 为了使大气环流模式(GCM)能真实反映地球物理与生物化学过程,我们必须研究典型的下垫面上的陆地大气相互作用,以便正确确定陆气界面的通量与参数化方案. 如果以湿润指数(降水与可能蒸发之比)小于0.5为标准,世界范围内广义的干旱地区(即包括极端干旱,干旱,半干旱地区在内)总面积为 $4.8 \times 10^7 \text{ km}^2$,约占陆地总面积的三分之一. 主要分布在北非,中亚,澳大利亚和北美中西部,其中沙漠面积约为 $6 \times 10^6 \text{ km}^2$ (吴正 1987). 所以,干旱地区是仅次于海洋的一类重要的下垫面,而且,在这类地区,反照率大(35%),波文比高,蒸发量小,层结明显,无疑会对大气环流有不可忽视的影响.

近二三十年以来,由于风蚀,水蚀,尤其是滥垦,滥伐,滥牧等过度的人类活动的影响,导致大批土地退化或荒漠化(Desertification). 据统计,世界荒漠化的土地总面积为36亿公顷,有6.5亿人口的生活受其影响. 如不加控制,并以目前的每年 $6 \times 10^6 \text{ ha}$ 的速度扩展,到本世纪末,人类将丧失三分之一的耕地. 所以,人们已注意到荒漠化问题的严重性,并列入世界环发大会的议程. 1994年,签定了防治荒漠化的国际公约. 防治土地荒漠化要同干旱地区生态系统的管理相结合,防治的重点是干湿交界的生态脆弱地区(朱震达 1994). 比如,新疆属于干旱地区,在那里有丰富的矿藏和石油资源,日光充足,水资源相对不足,如何合理利用它成为一个问题. 过度开发会导致绿洲退化,是人们担心的事情(吴申燕 1992);又如:宁夏中卫地区于五十年代建设了三北防护林,防止腾格里沙漠南移,保护包兰铁路免受沙漠的威胁. 四十年后

* 收稿日期: 1997-04-14; 修订日期: 1998-08-28

基金来源: 本项研究得到国家自然科学基金委、中国科学院社会发展与协调局、沙坡头开放站和中科院力学所非线性连续介质力学开放实验室资助(19832060)

作者简介: 李家春,(1940~),男,研究员,博士生导师

的今天,由于地表形成不易透水的生物结皮层,成年的油蒿,柠条,沙拐枣等耐旱植物需水量增加,人们面临着如何维护三北防护林正常生长的问题。所以,干旱地区水热循环的研究对防治荒漠化和区域经济发展有重要意义。

七十年代以来,对陆气相互作用和陆面过程参数化的研究取得了许多进展,由采用规定的地表势温到利用守恒原理的 BUCKET 模型。八十年代以来,着重研究植被的生物物理与植物生理过程(如叶片,气孔,根系)对于水热循环的影响,提出了土壤—植被—大气连续体 (SPAC) 内的各种模式。其中,最有代表性的便是 BATS (Dickinson 1986) 和 SIB (Seller 1986), 并获得了更符合实际的模拟结果。另一方面,由于陆地大气的作用是相互的,双向的,大气湍流无疑对界面上的动量,质量,能量交换起决定性的作用。所以,又应用了湍流模式研究的新成果,发展大气陆地相互作用的耦合模式 (Naot 1989)。一般说来,在 GCM 一个网格内的陆面也是极度不均匀的,因此,非均匀下垫面上陆面过程参数化已成为当前改进 GCM 的关键问题,除了理论研究外(包括: Hunt 线性理论,内边界层,统计动力学方法,三维模式等),还结合国际大型科学合作项目如:法国西部 HAPEX-MOBILHY 和美国 Kansas 州的 FIFE 野外观察,进行了大量测试工作 (Wood 1991)。在我国气象学家叶笃正教授和日本气象学家山元龙三郎的倡议下开展的“中日合作黑河地区地气相互作用野外实验研究”(HEIFE),其目的也是为了分析干旱地区陆面过程,确定 GCM 中中纬度地带能量水分收支的参数化方案。同时也探讨了该地区作物需水量和节水技术,发展当地的农牧业 (胡隐樵等 1994)。

本文主要利用裸土与下层大气相互作用模式,预测干旱地区的水热交换状况,考虑了有稀疏耐旱植被复盖的情况,并应用于三北防护林维护的工作。该模式计及了大气湍流的作用与耦合效应,同 1993 年我们在中国科学院沙坡头开放站的现场观测进行了比较。本文第一节给出数学模型,第二节描述野外观测,最后一节是计算结果与讨论。

1 陆面过程的耦合模式

在本文中,我们将陆面过程的耦合模式 (ten Berge 1990),适当考虑固沙植物区的特点,应用于三北防护林区的水分能量循环研究。对比于以往的强迫恢复法 (Li 1995),它的优点是:大气边界层中的温,湿,风场是模式计算的结果,而不是作为外界强迫因素的实测数据;土壤中的温,湿结果是沿深度变化的廓线,而不是沿深度分层的平均值;最重要的是通过边界条件考虑了大气与土壤,植被层的耦合与相互影响,客观地反映了实际的情况。现在我们分别讨论大气边界层,土壤层中的基本方程及其耦合过程:

1.1 大气边界层中的湍流运动

大气边界层中,由于 Re 数较大,一般说来都是湍流流动,所以,所有物理量:水平速度分量 u, v , 压力 p , 势温 T , 湿度 q 都可以分解成平均量(用字母上边的“—”表示)与脉动量(用上标“ $'$ ”表示)之和。由于平均过程出现了雷诺应力与其它相关量,还需要用湍流模式封闭。本文采用了 k 模式,所以要引入湍流动能 $e = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$ 的方程。在边界层中,沿垂直方向压力不变,其水平梯度又可以用地转风 u_g, v_g 来表达,在一维均匀下垫面上的湍流大气边界层方程组可化为:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f(\bar{x}v - n\bar{v}g) - \frac{\partial}{\partial z} \left[-\bar{x} \right], \quad (1.1a)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -f(\bar{u} - u_g) - \frac{\partial}{\partial z} \left[-\bar{y} \right], \quad r \quad e \quad e \quad (1.1b)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} &= - \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{H}{C_p} \right], & \text{研究 (1.1c)} \\ \text{物} \quad \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} &= - \frac{\partial}{\partial z} \left[E \right], & \text{植被 理与d)} \\ \frac{\partial e}{\partial t} &= -x \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{y \partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{T} \frac{H}{C_p} + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial e}{\partial z} - \frac{(Ce)^{3/2}}{l_M}, & (1.1e) \end{aligned}$$

其中, $f = 2 \sin \phi$ 为柯氏参数, $g = 7.27 \times 10^{-5} / \text{s}$, ϕ 为当地纬度, 方程(1.1a) ~ (1.1d) 右边为动量, 能量, 质量源汇项, x, y, H, E 分别为雷诺应力, 感热, 潜热. 为简单起见, 它们可用梯度公式表示, 即

$$-x = \overline{uw} = -K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad (1.2a)$$

$$-y = \overline{vw} = -K_M \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}, \quad (1.2b)$$

$$\frac{H}{C_p} = \overline{Tw} = -K_H \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}, \quad (1.2c)$$

$$\frac{E}{q} = \overline{qw} = -K_V \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}, \quad (1.2d)$$

上式中的总体输运系数 $K_{M, H, V}$ 可用湍流动能 e 来表示, 即

$$K_{M, H, V} = l_{M, H, V} (Ce)^{1/2}, \quad (1.3a)$$

而

$$l_{M, H, V}^{-1} = \frac{M_{H, V}(\cdot)}{kz} + \frac{f}{u_g}, \quad (1.3b)$$

式中, $M = 4 \times 10^{-4}$, $c = 0.2$ 为经验常数, $k = 0.41$ 为卡门常数, (\cdot) 为大气稳定度函数

$$M = \begin{cases} (1 - 16 \cdot)^{-1/4} & (\text{不稳定}) \\ 1 & (\text{中性}) \\ (1 + 4.7 \cdot) & (\text{稳定}) \end{cases},$$

(1.4b)

其中, $\cdot = \frac{z}{L}$, L 为 Monin-Obukhov 长度

$$L = \frac{T(\cdot)^{3/2}}{kg(H/C_p)}, \quad (1.5)$$

它代表因剪切与热力产生湍流的相对重要性. 当 L 为 0 时为中性边界层, $L < 0$ 为不稳定情况, $L > 0$ 为稳定情况, 因为这时由于高温空气在上可以抑止对流, 上述物理意义可从湍流动能方程(1.1e) 看出, 该方程右边第一, 二项和第三项分别表示剪切与热力产生的湍能项, 而右边第四、五项分别为动能辐散与耗散项.

上述方程组的上边界条件为

$$x = y = 0, \quad (1.6a)$$

$$H = 0, \quad \partial \quad (1.6b)$$

$$E = 0, \quad (1.6c)$$

$$\frac{\partial e}{\partial z} = 0, \quad (1.6d)$$

下边界条件将在 1.3 节耦合过程中讨论。

1.2 土壤中的水热运输

土壤中的能量输运可以用一维热传导方程来支配：

$$\frac{\partial(CT)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (1.7)$$

这里， C 为土壤的热容量，它依赖于组成土壤的各种成分，所以

$$C = f_q c_q + f_c c_c + f_o c_o + c_w + f_a c_a, \quad (1.8)$$

其中， c_i, f_i 代表相应成分之热容量与体积分数， w 为湿度，下标 q, c, o, w, a 分别代表石英、粘土、有机质、水分、空气。为土壤的传热率，它可以按下述方法计算

$$e \text{ 切与 } = \begin{cases} \frac{k_{qw}f_q q + k_{cw}f_c c + k_{ow}f_o o + k_{ww} w + k_{aw}f_a a}{k_{qw}f_q q + k_{cw}f_c c + k_{ow}f_o o + k_{ww} w + k_{aw}f_a a} & (> 0.05) \\ 1. \frac{k_{qa}f_q q + k_{ca}f_c c + k_{oa}f_o o + k_{wa} w + k_{aa}f_a a}{k_{qa}f_q q + k_{ca}f_c c + k_{oa}f_o o + k_{wa} w + k_{aa}f_a a} & (< 0.02) \end{cases} K$$

其中, R_n 是净辐射, H, LE 分别是感热和潜热通量, G 是土壤热流量, 均以 W/m^2 为单位, 并规定指向地表内为正. 该方程表明地表不存贮热量.

应该指出, 地表通量与表面条件和性质是互相依赖的, 如净辐射同土壤温度与湿度有关, 感热潜热通量依赖于土壤温度, 湿度, 大气温度, 湿度与交换系数 (或阻抗). 这些系数又同风速, 粗糙度, 稳定度有关.

对于净辐射

$$R_n = (1 - a) R_{glob} + R_{le} + (1 - \epsilon) R_{ld}, \quad (1.16)$$

其中, R_{glob} 为总辐射, R_{le} 为地面长波辐射, R_{ld} 为天空长波辐射, a 为反照率, ϵ 为地表发射率.

尽管反照率 a 依赖于太阳高度角与云的覆盖度, 我们主要考虑地表性质的影响. 譬如石英砂存在可增加反照率. 土壤湿度也对反照率的影响, 湿土反照率往往只有干土的一半, 一般说来, 可用如下插值公式

$$a(\theta) = a_{wet} + \frac{\theta - \theta_{crit}}{\theta_{crit}} (a_{dry} - a_{wet}), \quad (1.17)$$

其中, θ 为土壤湿度, 长波辐射项可写为:

$$R_{ld} = \epsilon_{sky} T_a^4, \quad (1.18)$$

该项可达 $200 \sim 500 W/m^2$, 占有一定比例, 其中 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$ 为 Stefan-Boltzmann 常数, T_a 为 Stevenson 屏幕高度 1.5m 处的空气温度, ϵ_{sky} 为表观天空发射率. 晴空无云时,

$$\epsilon_{sky} = a + b\sqrt{e}, \quad (1.19a)$$

e 为屏幕高度处蒸汽压 (百帕), a, b 为常数, 有云的情况

$$\epsilon_{sky}(n) = \epsilon_{sky}(0) (1 + nc^2), \quad (1.19b)$$

n 是一常数, 高卷云为 0.04, 低云为 0.2, c 为云量.

土壤长波辐射

$$R_{le} = \epsilon_s T_s^4, \quad (1.20a)$$

T_s 是土壤表面温度

$$\epsilon_s = \epsilon_{dry} + \frac{\theta - \theta_s}{\theta_s} (\epsilon_{wet} - \epsilon_{dry}), \quad (1.20b)$$

介于 0.9 到 1.0 之间, 所以, 影响不大, 但对红外探测土壤温度时很重要.

除此之外, 还要求界面上边界层空气速度为零, 温度相等, 使大气边界层与土壤植被层相耦合.

2 现场观测

沙坡头站位于北纬 $37^{\circ}27'$, 东经 $104^{\circ}57'$, 海拔高度 1250m, 属于我国西北内陆半荒漠地区. 在那里自然地理环境的特征是: 大陆性气候强, 气候干燥, 多风. 该地区最高气温 $38.1^{\circ}C$, 最低气温为 $-25.1^{\circ}C$, 冬夏昼夜温差大, 平均气温为 $9.6^{\circ}C$, 沙面最高温度可达 $74^{\circ}C$, 无霜期约 150~180 天. 年平均降水量为 177.3mm, 最大降水为 304.2mm, 最小降水为 88.3mm. 一年内的雨量分布也很不均匀, 主要集中在 7~9 月. 无地表径流发生. 空气平均相对湿度为 40%, 最低可到 10%, 春季尤为干燥. 该地区的平均风速为 $2.8m/s$, 最大风速为 $19m/s$, 大于 $5m/s$ 的起沙风速每年有两天左右, 所以风沙流的危害极为严重. 土壤成分以细沙为主, 持水能力差, 有机质少, 地下水位低, 不利于植物生长. 除表面有 6~8cm 的干沙层外, 中间的湿沙层含水量仅

有 2~3%。格状沙丘多呈裸露状态,耐旱植物主要有沙米,籽蒿,花棒,复盖度仅 1~2%。

中国科学院沙坡头沙漠站自五十年代起,采用机械与生物方法固沙:前者用干草、树枝等材料设置各种形式的沙障,后者用草方格技术种植固沙植物,经过试验证明,花棒,柠条,油蒿是适宜的固沙植物。固沙以后,由于植物冠层的作用,消耗了动量,降低了风速,使气流中的细微颗粒沉积下来,从而减轻了风沙流的活动。加上植物本身每年凋落的大量枯枝落叶等,在微生物的作用下,在地表形成了 2cm 左右的生物结皮层,十分有利于浅根植物的发育生长,增强了抗风蚀的能力。由于在包兰铁路甘塘—中卫段两侧成功地营造了 16km 人工防护林带,植被复盖度为 13%~30%。三十多年来,对于固定流沙,保障铁路安全畅通发挥了重要作用。随着固沙植物的生长,需水量增加。另一方面,生物结皮层的形成,阻滞了水的渗透,增加了水的无效蒸发,减小了渗透深度,沙层水分状况的恶化使深根植物退化,浅根半灌木与草本植物蔓延,加速了人工植被生态系统向不利的方向演替的过程(陈荷生 1990)。

我们在 1993 年 9 月间,对中国科学院沙坡头沙漠站植物固沙区进行了二十天的考察和观测,为验证各种模式提供科学依据。野外观测场地选在柠条人工植被区的微气象观测站附近,那里的植被高 1m,复盖度为 30%。测量了温湿风等数据:采用通风阿斯曼干湿表测温湿度,苏制小型风杯风速表测风,测试高度为 1m,2m,4m,8m,16m。除了常规的气象观测外,还增加了一些特定的项目。其中,采用澳大利亚产 CN-1 型净辐射表测量净辐射,测量高度为 1.5m。用澳大利亚的 CN-3 型热通量板测量传入地表的热量,埋深 1cm。有三台大型精密称重式土壤蒸散渗漏仪(L YSIMETER)测定蒸散量,包括油蒿,柠条,裸土三种类型,微机自动记录。土壤重量含水量用烘干法测定,用土钻取样,还测量土壤温度,测深分别为 5cm,10cm,20cm,40cm,60cm,80cm,100cm,125cm,150cm,175cm,200cm 等十一个深度。我们将以此来同数值模拟进行比较,检验耦合模式的可靠性。

3 结果与讨论

除了现场观测外,我们应用上述陆面过程耦合模式进行了数值模拟,包括了大气边界层湍

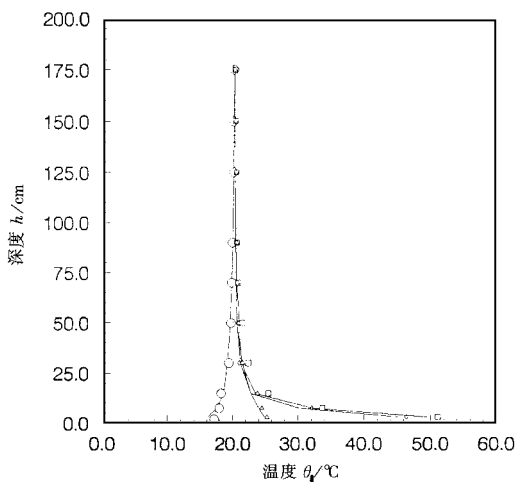


图 1(a) 8:00,20:00,12:00,16:00 时
土壤温度廓线(自左至右)

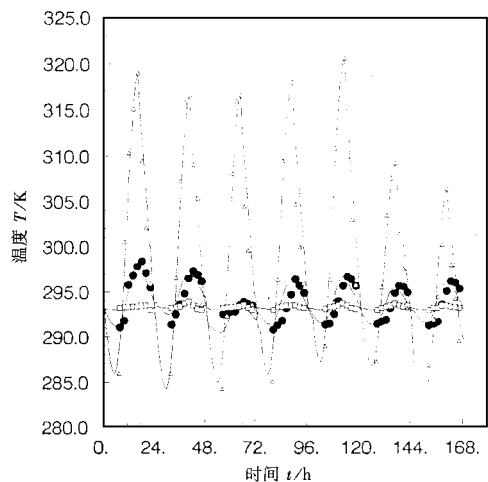


图 1(b) 深 0cm,10cm,100cm 处的
温度变化(自上至下)

流运动和土壤中的水热循环。我们首先,输入气象数据与有关参数,如:辐射,雨量,云量;柯氏参数,粗糙度,地转风,土壤成分,热容量,导热系数,形状因子,导水率,反照率,发射率,天空参数,云量参数等等。有的参数可以用公式或列表插值方法获得。将高至 32 米的大气分为 6 层,深至 2 米的土壤分为 11 层,空间离散化后对时间进行积分。并将结果列于图 1~图 6 中。

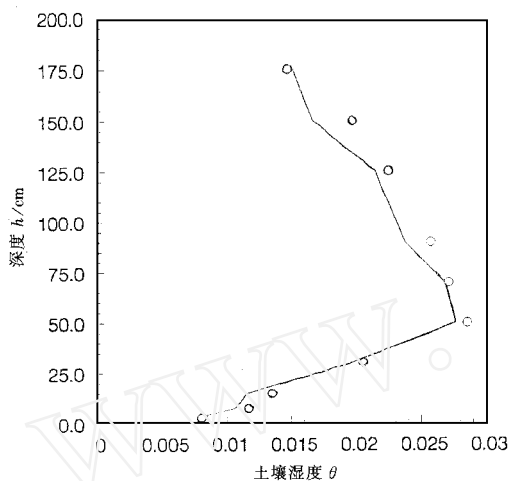


图 2(a) 土壤湿度廓线

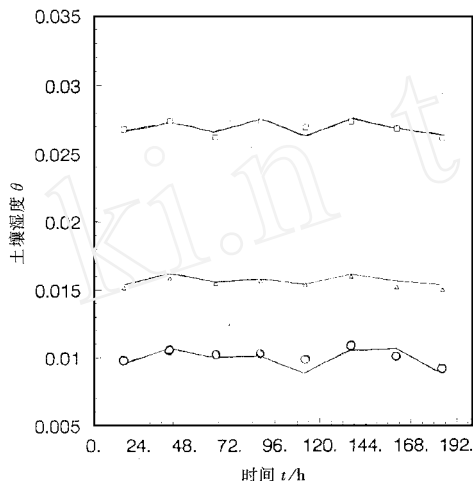


图 2(b) 深 50,100,150cm 处湿度变化(自上至下)

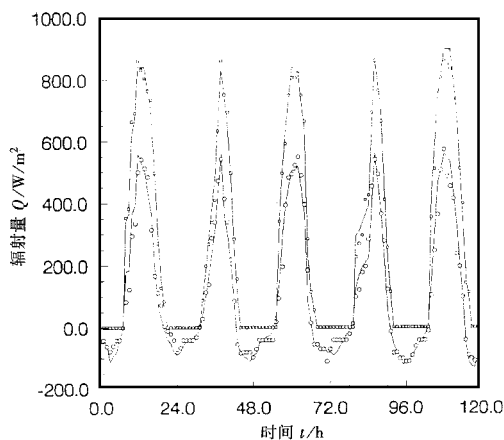


图 3 总辐射,净辐射随时间的变化

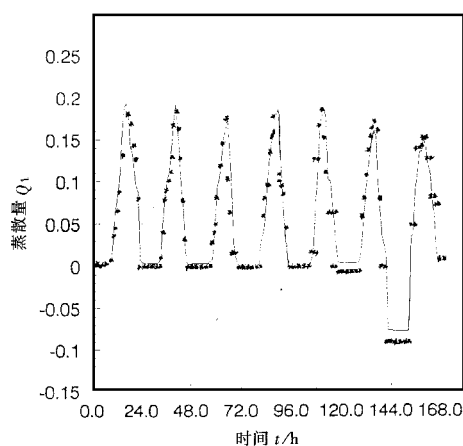


图 4(a) 蒸发随时间的变化
(—:模拟数据,*:测量数据)

图 1(a) 中是不同时刻的土壤温度廓线,从左到右,依次为 8,20,12,16 时的情况。由此可见,在干旱地区,土壤表层温度变化剧烈,可高达 30 度以上,早上 8 时温度最低,下午 4 时温度最高。随着深度增加,变化变缓,到 1.75 米年变化层深处,温度几乎不变。图 1(b) 是在给定深度上土壤温度随时间的演化,它同用强迫恢复法的结果一致。

图 2(a) 是土壤湿度廓线,由于在一天中的变化微小,所以只用一条曲线来表示。我们可以看到,在深 50cm 左右,土壤湿度有一个极大值,约 2~3%。这是因为干旱地区雨量极少,水分不能渗入土壤的深处;另一方面,土壤表层蒸发剧烈,也不可能保存水分,那里土壤湿度小到

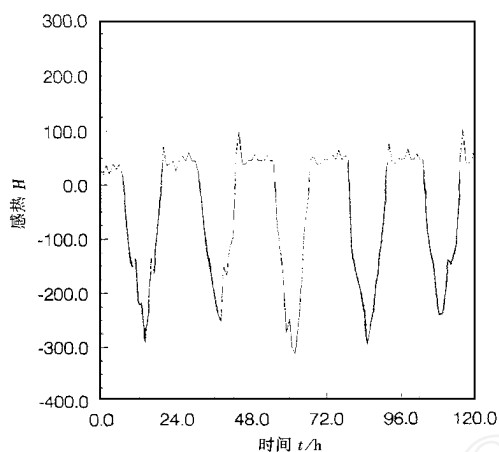


图 4(b) 感热随时间的变化

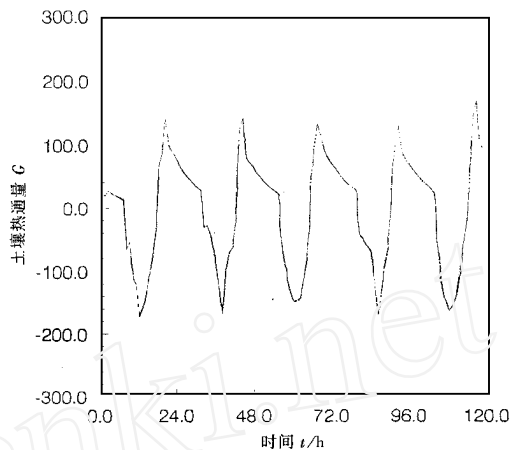


图 4(c) 土壤热通量随时间的变化

不足 1%, 这是同观测完全一致的。图 2(b) 是在给定深度上土壤湿度的时间演化, 随着深度增加, 土壤湿度变化逐渐减慢, 这也同用强迫恢复法的结果一致。

图 3 是总辐射和净辐射的时间变化曲线。在该地区秋季日照虽仍较强, 日总辐射量可达 $2 \times 10^7 \text{J/m}^2$, 但由于干旱地区地表反照率大, 长波辐射强, 所以净辐射要比湿润地区要小, 仅为 $8 \times 10^6 \text{J/m}^2$ 左右。图 4(a) ~ (c) 分别是蒸发, 感热通量, 土壤热通量等能量平衡的收支项。净辐射能量分配于上述各部分的比例为: 小于 10%, 70%, 20%, 因此, 图 5 中波文比 B 可以高达 8 以上。

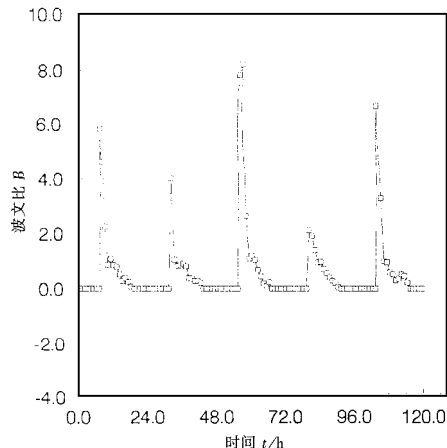


图 5 波文比随时间的变化

图 6(a) 是湍流动能源汇项的廓线。从图中

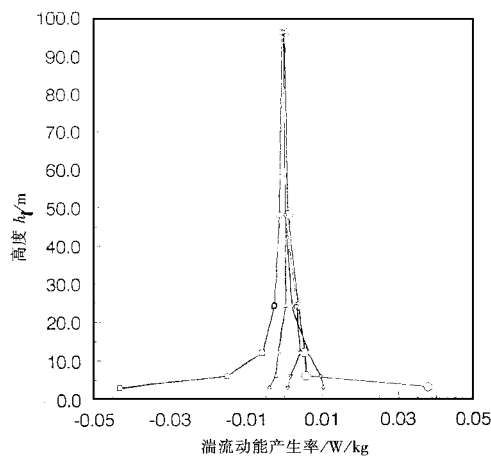


图 6(a) 正午时湍流动能产生率

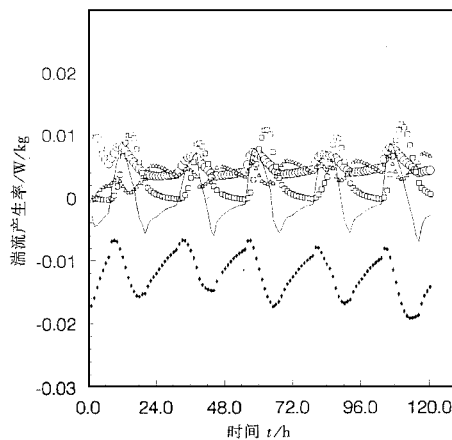


图 6(b) 在 2m 处湍流产生率随时间的变化

可以看出,在地表附近,源汇项都比较强,特别是剪切湍流生成项(圆点)与湍流耗散项(方块)。由于地表的存,这一点从物理上不难理解。图中倒三角为浮力项,菱形为辐散项,正三角为总的湍能产生率。图6(b)是湍流动能(实线)以及剪切(圆),浮力(方块)辐散(三角)与耗散项(菱形)随时间的演化。一般说来,白天,尤其是下午对流增强,使湍流有所发展,夜间稳定边界层使湍流有所抑制。

综上所述,陆面过程数值模拟的结果表明:干旱地区的陆面过程的主要特征是:日照强,但反射率高,净辐射较小,蒸发量微小,感热较强,地表温度变化剧烈,大气稳定度对边界层湍流运动与土壤水热循环有较大影响,与湿润地区有较大差异,并与现场观测和黑河实验的研究结果相一致(胡隐樵 1994)。由此可见,上述的陆面过程耦合模式可以模拟发生在大气近地层和土壤上层的输运过程,可以用于研究局地生态环境变化和大气环流模式参数化的研究。

参 考 文 献

- [1] 陈荷生. 干旱区造林与水分平衡的关系[A]. 国家“七·五”重点科技攻关项目研究报告(75-08-01-06)(R), 1990
- [2] 胡隐樵等. 黑河实验的一些研究结果[J]. 高原气象, 1994, **13**(3): 225 ~ 236
- [3] 吴申燕. 塔里木盆地水热状况研究[M]. 北京: 海洋出版社, 1992, 1 ~ 9
- [4] 吴正. 风沙地貌学[M]. 北京: 科学出版社, 1987, 1 ~ 17
- [5] 叶笃正. 全球变化的科学问题[J]. 大气科学, 1994, **18**(4): 498 ~ 512
- [6] 朱震达. 土地荒漠化问题研究现状与展望[J]. 地理研究, 1994, **13**(1): 104 ~ 113
- [7] Dickinson R W et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for NCAR Community Model [A]. NCAR, Boulder Co., TN-275 + STR(R), 1986
- [8] Li J C et al. Studies on terrestrial interface processes in arid areas [A]. Technical Report, IMCAS STR-95008(R), 1995
- [9] Mahrer Y, Pielke R A. Numerical simulation of the air flow over Barbados [J]. Mon Wea Rev, 1976, **104**: 1392 ~ 1402
- [10] Naot Q, Mahrer Y. Modelling microclimate environments: a verification study [J]. Boundary Layer Meteorology, 1989, **46**: 333 ~ 354
- [11] Sellar P J, Mintz Y. A simple biosphere (SiB) for use within general circulation models [J]. J Atmos Sci., 1986, **43**: 505 ~ 531
- [12] Ten Berge H F M. Heat and Water Transfer in Bare Topsoil and the Lower Atmosphere [M]. Pudoc, Netherland, 1990
- [13] Wood E F. Land Surface-Atmosphere Interactions for Climate Modeling [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1991, 85 ~ 126, 155 ~ 178

A Coupling Model for Terrestrial Processes in Arid Areas and Its Application

Li Jiachun, Yao Deliang, Sheng Weiming, Xie Zhengtong
Institute of Mechanics, CAS, Beijing 100080, P R China

Abstract: In this paper, the importance of investigation on terrestrial processes in arid areas for mankind's living environment protection and local economics development as well as its present state of the art are elucidated. A coupling model, which evaluates heat, mass, momentum and radiative fluxes in the SPAC system, is developed for simulating microclimate over plant and bare soil. Especially, It is focussed on the details of turbulence transfer. For illustration, numerical simulation of the water-heat exchange processes at Shapotou Observatory, CAS, Ninxia Province are conducted, and the computational results show that the laws of land-surface processes are rather typical in the arid areas.

Key words: coupling model; land-atmosphere interaction; turbulent model