

红壤地区近地层大气与上层土壤的相互作用 动力学模型研究

姚德良¹, 冯金朝², 谢正桐¹, 王明珠³, 何圆球³

(1. 中国科学院力学研究所, 北京 100080; 2. 中央民族大学生物
与化学系, 北京 100081; 3. 中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008)

摘要: 本文主要论述了陆气相互作用研究在人类生存环境与发展区域经济中的重要意义与研究现状。在原有的研究基础上, 针对人口密度大的低丘红壤区, 植被破坏, 水土流失加剧, 季节性干旱日趋严重等状况, 而提出了红壤地区陆气耦合动力学模式。详细描述了陆气耦合动力学模式的特点, 该模式研究了大气湍流的作用与耦合效应, 并将它应用于我国江西鹰潭红壤生态系统的水热输运研究, 揭示红壤地区水热交换规律, 同时, 介绍了当地的气候概况和野外观察情况。最后, 利用本模式对江西鹰潭中国科学院红壤生态试验站地区陆气水热交换过程进行了数值模拟, 模拟结果与测量值吻合较好。可为研究局地生态环境和发展农业生产提供科学依据。

关键词: 红壤地区; 陆气相互作用; 动力学模式; 数值模拟

中图分类号: S151.9 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-8036(2002)01-0013-08

1 引 言

近地层是人类活动的主要场所, 是边界层的最低层、直接与地表接触、受地面强烈影响的一层大气。其厚度约比整个行星边界层厚度小一个量级, 其高度约为边界层高度的 1/10。近地层和上面的 Ekman 层都以大气湍流运动为特征, 但它们的动力学性质并不相同。在 Ekman 层, 湍流粘性力和柯氏力及气压梯度力同样重要, 风向随高度的切变不能忽略, 气象要素随高度的变化比较平缓。而在近地层, 大气受地球表面动力和热力的影响, 气象要素随高度激烈变化, 运动尺度小, 柯氏力可略去不计。由于近地层很薄, 可以近似地认为该层中动量、热量和水汽的垂直湍流输送通量几乎是不随高度变化, 而且这些通量的输送直接受下垫面土壤和植被的影响, 因而研究下垫面的水热运动是研究近地层气象的基础。近地层虽然只是整个边界层空间很小的一部分, 但地球对大气的相互影响是通过近地层进行的。

近二、三十年来, 由于人类活动的干扰, 人类生存和活动的空间正面临着全球变暖、臭氧层破坏、森林锐减、土地荒漠化和淡水资源短缺等一系列重大的全球性环境问题。在我国主要表现在温室气体排放量正在逐年急剧增加、湖泊面积缩小、冰川萎缩、草原退化(占我国总面积的 30%)、森林过伐(覆盖率由 12.7% 下降到 8.9%)。尤其在人口密度大的低丘红壤区, 森林破坏, 水土流失加剧, 季节性干旱也日趋严重, 使整个红壤生态系统退化并陷入恶性循环。因此,

收稿日期: 2001-03-15

基金项目: 国家自然科学基金(40071007)、中国科学院红壤生态站资助。

作者简介: 姚德良(1943 -)男(汉族), 浙江慈溪人, 研究员, 主要从事环境流体力学研究。

着眼于我国的生存环境,认识我国在全球变化中的地位和作用,对我国的经济建设有着重大的意义. 为了对全球变化的主导因素气候变化提高预测水平,我们需要对近地层大气与上层土壤的水热交换过程进行深入研究.

对于陆气相互作用的研究,七十年代来发展较快,由采用规定的地表势温到利用守恒原理的桶式模型. 八十年代以来,着重研究植被的生物物理与植物生理过程(如叶面蒸腾、根系吸水)对水热交换的影响,提出了土壤—植被—大气连续系统(SPAC)内的各种模式. 其中,最有代表性的便是 1986 年 Dickinson 等人^[1]提出的生物圈与大气层传输系统模式(BATS)和 Seller 等人^[2]提出的简单的生物圈模式(SiB),并得到了更符合实际的模拟结果. 同时,1989 年 Naot 等人^[3]应用了湍流模式研究的新成果,发展陆气相互作用的耦合模式. 1990 年 Ten Berge 等人^[4]应用湍流理论建立了裸土与下层大气的水热交换的土壤大气耦合模拟方法模型(SALSA). 近年来对于陆气交换过程的研究愈来愈受到国际学术界的重视,发达国家投入大量经费进行大规模合作研究. 如国际地圈生物圈计划(IGBP),陆气相互作用是重点研究内容之一.

本文在以前研究工作^[5]的基础上,针对人口密度大的低丘红壤区,植被破坏,水土流失加剧,季节性干旱日趋严重,使整个红壤生态系统退化并陷入恶性循环的现状,而提出了红壤地区陆气耦合动力学模式. 该模式研究大气湍流的作用与耦合效应,揭示红壤地区水热交换规律,介绍了当地的气候概况^[6]和野外观测情况. 最后,利用本模式,对江西鹰潭中国科学院红壤生态试验站地区陆气水热交换过程进行了数值模拟,模拟结果与测量值吻合较好.

2 耦合模型

本文中我们采用数值模拟方法,利用陆气耦合动力学模式研究红壤生态系统的水热输运过程,通过边界条件考虑了大气与土壤、植被的耦合与相互作用.

2.1 近地层大气湍流运动

大气边界层中,由于 Re 数较大,一般说来都是湍流流动. 因此,所有变量:水平速度分量 u, v , 压力 p , 势温 T , 湿度 q 都可分解成平均量与脉动量之和. 由于平均过程出现了雷诺应力与其他相关量,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 $e^2 = \frac{1}{2}(u^2 + v^2 + w^2)$. 在边界层中,沿垂直方向压力不变,水平梯度可用地转风 u_g, v_g 表达,在一维均匀下垫面上的湍流大气边界层方程组为:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f(\bar{v} - v_g) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{-u'v'} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -f(\bar{u} - u_g) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{-v'u'} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\overline{H'}}{C_p} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\overline{E'}}{l_M} \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \overline{-u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{-v'u'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{T} \frac{\overline{H'}}{C_p} + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial e}{\partial z} - \frac{(Ce)^{3/2}}{l_M} \quad (5)$$

其中方程(1), (2)为两个垂直正交方向的风速方程,方程(3)为大气势温方程,方程(4)为大气

比湿方程,方程(5)为大气湍流动力学能量方程, $f = 2 \sin \phi$ 为柯氏参数, $\omega = 7.27 \times 10^{-5}$ /秒, ϕ 为当地纬度, $\overline{u'w}$, $\overline{v'w}$, H , E 分别为雷诺应力,感热,潜热,可用梯度公式表示:

$$\overline{u'w} = -K_M \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \quad (6)$$

$$\overline{v'w} = -K_M \frac{\partial \overline{v}}{\partial z} \quad (7)$$

$$\frac{H}{C_p} = -K_H \frac{\partial \overline{T}}{\partial z} \quad (8)$$

$$\frac{E}{q} = -K_V \frac{\partial \overline{q}}{\partial z} \quad (9)$$

其中 K_M, K_H, K_V 是大气传输系统,可用湍流动能 e 来表示:

$$K_{M,H,V} = L_{M,H,V} (Ce)^{1/2} \quad (10)$$

$L_{M,H,V}$ 是大气稳定度参数 ζ 的函数,表达式为

$$L_{M,H,V}^{-1} = \frac{M_{M,H,V}(\zeta)}{kz} + \frac{f}{u_g} \quad (11)$$

的表达式为:

$$\begin{cases} M = H = V = (1 - 16\zeta)^{-1/2} & \text{非稳定} \\ M = H = V = 1 & \text{中性} \\ M = H = V = 1 + 5\zeta & \text{稳定} \end{cases} \quad (12)$$

其中 $\zeta = \frac{z-D}{L}$, L 为 Monin-Obukhov 常数, $\omega = 4 \times 10^{-4}$, $C = 0.2$ 为经验常数, $k = 0.41$ 为卡门常数. 方程(1) - (4)右边为动量,能量,质量源汇项,方程(5)右边第一项,第二项和第三项分别表示剪切与热力产生的湍能项,而右边第四项和第五项分别为动能辐射与耗散项.

上述方程组的上边界条件如下:

$$\overline{u'} = \overline{v'} = 0 \quad (13)$$

$$H = 0 \quad (14)$$

$$E = 0 \quad (15)$$

$$\frac{\partial e}{\partial z} = 0 \quad (16)$$

2.2 下垫面土壤中的水热运移

由热传导方程可得土壤的温度方程:

$$\frac{\partial (CT)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (17)$$

式中: C 为土壤热容量,依赖于组成土壤的各种成分,采用文献[7]中 de Vries 模型,计算公式为

$$C = f_q C_q + f_c C_c + f_0 C_0 + C_w + f_a C_a \quad (18)$$

其中 (f_q, C_q) 、 (f_c, C_c) 、 (f_0, C_0) 、 (C_w) 、 (f_a, C_a) 分别为石英、粘土、有机质、水以及空气的体积百分数和热容量.

为土壤的热导率,采用文献[7~8]中 de Vries 模型,计算公式为:

$$\left\{ \begin{aligned} &= \frac{k_{qv}f_{q-a} + k_{cv}f_{c-c} + k_{av}f_{0-0} + k_{vw}f_{-w} + k_{aw}f_{a-a}}{k_{qv}f_q + k_{cv}f_c + k_{av}f_0 + k_{vw}f_w + k_{aw}f_a} > 0.05 \\ &= 1.25 \frac{k_{qv}f_{q-a} + k_{cv}f_{c-c} + k_{av}f_{0-0} + k_{vw}f_{-w} + k_{aw}f_{a-a}}{k_{qv}f_q + k_{cv}f_c + k_{av}f_0 + k_{va}f_w + k_{aw}f_a} < 0.02 \end{aligned} \right. \quad (19)$$

式中, > 0.05 时,水作为连续相, k_{qv} 、 k_{cv} 、 k_{av} 、 k_{vw} 代表石英、粘土、有机质、空气相对于水的热传导率比例因子,同理,当 < 0.02 时,空气作为连续相, k_{qa} 、 k_{ca} 、 k_{oa} 、 k_{wa} 代表石英、粘土、有机质、水相对于空气的热传导率比例因子,特别 $k_{vw} = k_{aa} = 1$ 。

下面确定介质 y 中成分 x 沿 i 方向的热传导率比例因子

$$k_{xyi} = 1 / (1 + (x/y - 1) g_{xi}) \quad (20)$$

这里 g_{xi} 为颗粒的形状决定的形状因子,对于颗粒随机分布方向:

$$k_{xy} = \frac{1}{3} (k_{xy1} + k_{xy2} + k_{xy3}) \quad (21)$$

对球形粒子可为:

$$k_{xy} = \frac{2}{3} \left[1 + (x/y - 1) g_{xi} \right] + \frac{1}{3} \left[1 + (x/y - 1) (1 - 2g_{xi}) \right] \quad (22)$$

由质量守恒定律可以得到土壤水分运动方程:

$$\rho_1 \frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta, T) \frac{\partial p(\theta, T)}{\partial z} \right] - \rho_1 g \frac{\partial}{\partial z} K(\theta, T) - S(z, t) \quad (23)$$

其中, ρ_1 是水的密度, θ 为土壤湿度, K 为导水率, g 为重力加速度, K 为导水率, p 为基质势,采用文献[9]van Genuchten 提出的函数,可由下式表示:

$$p = - \frac{1}{\alpha} \left[\theta^{-1/m} - 1 \right]^{1/n} \quad (24)$$

式中 $\theta = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$, θ_r , θ_s 分别为土壤中残余含水量和饱和含水量, $m = 1 - 1/n$, α , n 为经验常数, K 不仅可用测量值,也可用经验函数来计算,如采用文献[10]Mualem 提出的模型来计算,导水率的公式为:

$$K = K_s^{1/2} [1 - (1 - \theta^{-1/m})^m]^2 \quad (25)$$

其中 K_s 为饱和导水率,当 $\theta < \theta_r$ 时, $K = 0$ 。由于 θ_s 依赖于温度,所以,水分运动方程同热传导方程相耦合。

$S(z, t)$ 为根系吸水函数,本文取为:

$$S(z, t) = \frac{E_c(t) L(z) f(\theta)}{L_r \int_0^j L(z) f(\theta) dz} \quad (26)$$

$$f(\theta) = \begin{cases} 0 & 0 \leq \theta < \theta_w \\ \frac{(\theta - \theta_w)}{j(\theta_j - \theta_w)} & \theta_w \leq \theta < \theta_j \\ 1 & \theta_j \leq \theta \end{cases} \quad (27)$$

式中 $E_c(t)$ 为植物通过叶面的蒸腾量, $L(z)$ 为根系分布函数, $f(\theta)$ 是与土壤对根系吸水阻力有关的函数, θ_w 和 θ_j 分别表示凋萎含水量和田间持水量,本文中凋萎含水量 $\theta_w = 0.183$,田间持水量 $\theta_j = 0.284$, L_r 为根系达到的最大深度。

在土壤深处(2m)的下边界条件为:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} = 0 \quad (28)$$

2.3 能量平衡方程与耦合

适合土壤和大气子系统热量交换过程的主要方程是能量平衡方程:

$$R_n + H + LE + G = 0 \quad (29)$$

其中, R_n 为净辐射, H 和 LE 分别为感热和潜热通量, G 是土壤热通量, 它们的单位都是 W/m^2 .

净辐射可由下面公式计算:

$$R_n = (1 - \alpha) R_{glob} + R_{le} + (1 - \epsilon) R_{ld} \quad (30)$$

其中: R_{glob} 为总辐射, R_{le} 为土壤长波辐射, R_{ld} 为天空长波辐射, α 为反照率, ϵ 为地表发射率.

总辐射由下面公式计算:

$$R_{glob} = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} \int_{\lambda=0}^{2\pi} \sin \theta \cos \theta R(\theta, \phi, \lambda) d\theta d\phi d\lambda \quad (31)$$

上式中 ϕ 为方位角, θ 为高度角, λ 是步长, R 是谱辐射. 土壤长波辐射计算公式为:

$$R_{le} = \epsilon T_s^4 \quad (32)$$

T_s 为地表温度, 同时天空长波辐射可由下式表示:

$$R_{ld} = \epsilon_{sky} T_a^4 \quad (33)$$

这里 σ 为 Stefan-Boltzmann 常数, T 是空气温度, ϵ_{sky} 为天空发射率.

另外, 要求土壤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.

3 野外观测

红壤生态站位于江西省鹰潭市刘家站, 约北纬 28°15', 东经 116°55', 为我国中亚热带红壤分布区. 年平均温度 17.6℃, 绝对最高气温 40.5℃, 绝对最低气温 -11.9℃, $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温 5527.6℃, 无霜期 262.1 天, 年日照时数 1852.4 小时, 日照时数百分率 42%, 太阳辐射量 108.5 kcal/cm², 年降水量 1794.7mm, 年蒸发量 1318mm, 但水热不完全同季, 降水多集中于 3-6 月, 夏秋之间旱情突出, 地貌为波状起伏的丘岗, 海拔 35-56m, 相对高度 5-10m, 在岗顶和坡腰主要分布马尾松—有刺灌丛和半干性禾本科草类, 覆盖率 45%, 地层主要是白垩纪红砂层上覆盖第四纪红色粘土, 坡度 4°-8°, 地势开阔连片, 属农、林、牧均宜的多宜性土壤. 红土层厚数十厘米至数米不等, 自西向东、自高到低呈增厚趋势, 侵蚀严重之处红砂岩网纹裸露, 有“红色沙漠”之称.

为了检验模型和应用模型, 1996 年 10 月对中国科学院红壤生态试验站地区的水热状况进行了近十天的现场测试和数值模拟. 野外观测的地址选在有稀疏野草生长的微气象观测站一带, 用中子水分仪测量了土壤水分含量, 观测深度分别为 10、20、30、……170、180cm, 还测量了不同深度的土壤温度, 每隔二小时测一次, 以及每天的最高和最低的地表温度. 利用土壤蒸散渗漏测定仪 (*Lysimeter*) 测量了蒸散量, 同时测量了空气温度、湿度和风速, 以及每天的最高和最低的空气温度. 其他还观测了总辐射和净辐射值等数据.

4 模拟结果讨论

我们利用本模拟对中科院江西鹰潭红壤生态站地区的陆气水热交换过程进行了数值模

拟。模拟时间自 1996 年 10 月 11 日至 10 月 17 日共 7 天,将高至 32 米的大气分为 6 层,深至 2 米的土壤分为 10 层,图 1 至图 6 给出了数值模拟结果和实测值的比较,从图中看出模拟结果与实测值吻合较好,图中曲线代表模拟结果,代表实测值。

图 1 给出了土壤表面温度模拟结果与实测值的比较,土壤表面温度具有日周期性变化,主要是由于到达地表的太阳辐射和地面有效辐射的日变化引起的,白天土壤表面增热最强烈,夜晚土壤表面冷却最激烈,所以土壤表面日变化振幅最大,在日变化中有一个最大值(在 15 时左右)和一个最小值(在日出以前),从图 1 中可以看出模拟结果符合实际情况。

图 2 给出了 20 厘米深处土壤温度的模拟结果与实测值的比较,这里的温度日变化周期比土壤表面要小,一般在地下 100 厘米处日变化振幅开始消失,土壤温度在一个月內维持恒定,而随季节变化。由于 20 厘米处离地表较近,因此每天的温度变化也较明显。

图 3 给出了土壤表层(0—10 厘米)平均含水量的模拟结果与实测值的比较,从图中可以看出白天地表层含水量的日变化是明显的,这一层的含水量与浅层植物根系的吸水率成正比,同时与降水和蒸散有密切关系。

图 4 给出了土壤含水量剖面图,由于在一天中的变化微小,所以只用一条曲线来表示,从图中可以看到土壤含水量随深度而增加,由于深层植物根系稀少,同时还不断得到地下水的补充,而浅层植物根系较密,蒸散量较大,所以形成土壤含水量随深度而增加,符合实际情况。

图 5 给出了净辐射的模拟结果与实测值的比较,从图中看出模拟值与测量值较接近。净辐射的大小及变化特征是由短波辐射差额和长波辐射差额两部分决定的。白天短波辐射差额起决定作用,净辐射的变化规律与总辐射类似,只是总辐射比净辐射量大。夜间长波辐射差额起决定作用,净辐射的变化规律与有效辐射相类似。

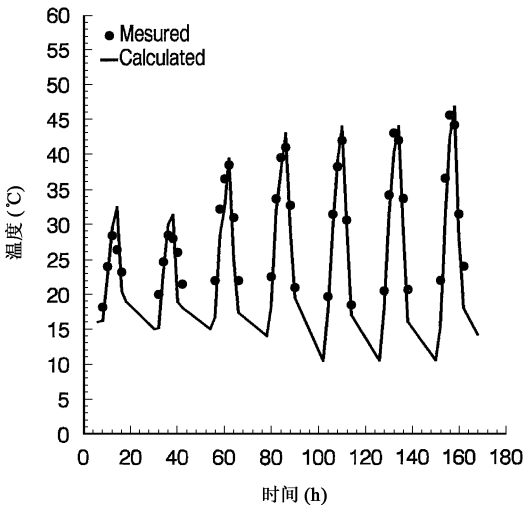


图 1 地表温度随时间的变化

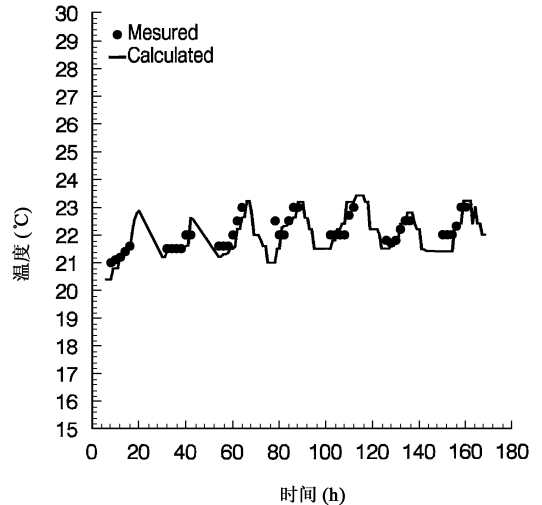


图 2 20cm 深土壤温度随时间的变化

图 6 给出了大气温度的模拟结果与实测值的比较,从图中看出模拟值与测量值吻合较好。大气温度与土壤表面温度相似,具有日周期性变化,图中模拟结果符合实际情况。

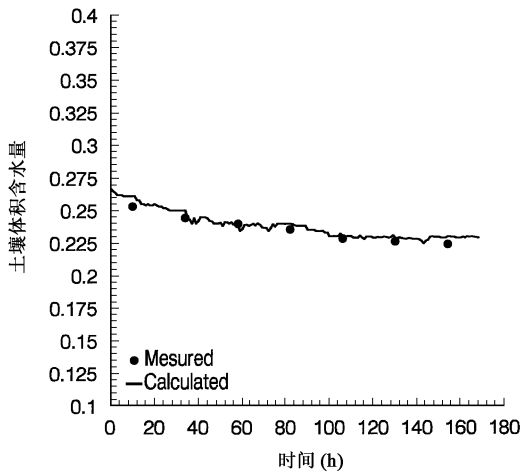


图 3 地表层土壤温度随时间的变化

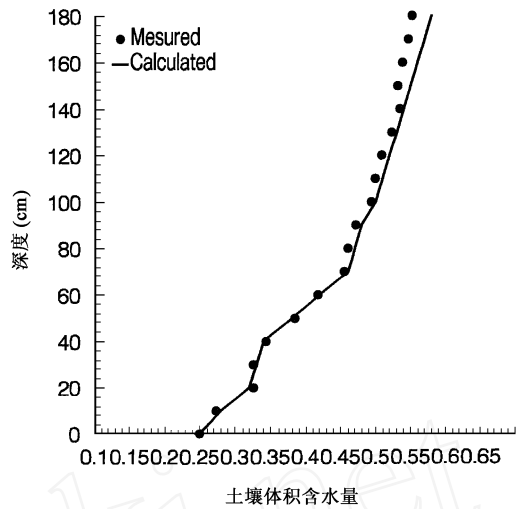


图 4 土壤温度廓线

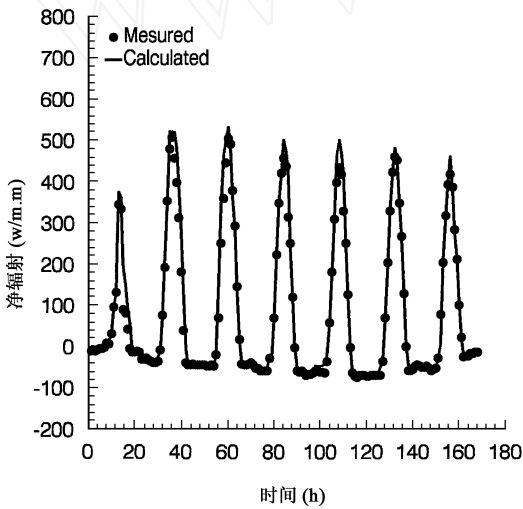


图 5 净辐射随时间的变化

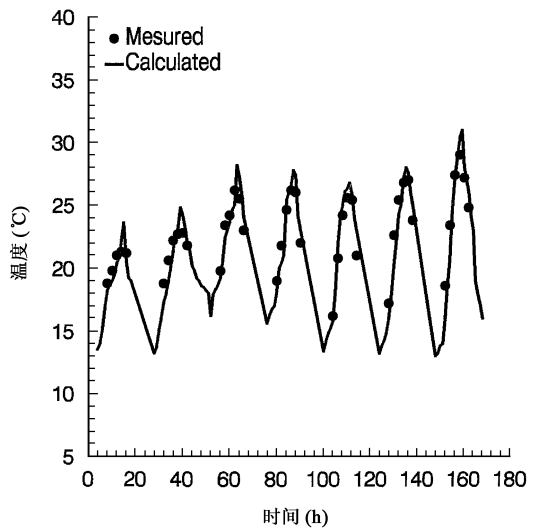


图 6 气温随时间的变化

5 结 论

总的说来,该地区气候温暖,水热丰沛,植被组成丰富,生物生长速度快、生物产量潜力高和良好的投资效益。但是,受降水、气温以及植物生长的年规律性变化影响,红壤地区水热条件有明显的阶段性,同时,土壤水分的入渗性和供水性都较差,所以,红壤经常易遭受干旱的威胁。特别在 6 至 8 月的高温少雨期间,土壤含水量减少,作物出现旱象。此外,由于长期利用不当,红壤资源的潜力未能充分发挥。尤其是人口密度大的低丘红壤区,林被破坏,经营单一,水

土流失加剧,肥力锐减,季节性干旱也日趋严重,使整个红壤生态系统退化并陷入恶性循环。因此,通过对红壤地区陆气水热交换研究,对预测局地小气候和生态环境变化,以及促进区域经济发展都有重要意义。

1. 本文发展了多层陆气相互作用动力学模式,该模式研究了大气湍流的作用与耦合效应,并将其应用于我国江西鹰潭红壤生态系统的水热输运研究,揭示红壤地区水热交换规律。

2. 我们认为所建立的陆气耦合动力学模型,可以模拟红壤地区近地层大气与上层土壤的土壤水热输运过程,我们所给出数值模拟结果精度高,并且和实测值吻合较好,可为研究局地生态环境和发展农业生产提供科学依据。

3. 为了使模式更有实用性,所以应对模式作进一步改进,把叶面蒸发等最新理论应用到模式中去,使模拟结果更符合实际情况。也可采用二维模式研究非均匀下垫面陆气相互作用。

参考文献:

- [1] DICKIMSON R W, et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for NCAR Community Model [M]. NCAR, Boulder Co., TN - 275 + STR, 1986.
- [2] SELLER P J, et al. A Simple Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Models[J]. *Atmos. Sci.* 1986,43:505 - 531.
- [3] NAOTO, et al. Modelling microclimate environments: a verification study[J]. *Boundary Layer Meteorology.* 1989,46:333 - 354.
- [4] TEN BERGE H F M. Heat and Water Transfer in Bare Topsoil and the Lower Atmosphere[A]. *Pudoc Wageningen* [C]. Netherlands, 1990.
- [5] 李家春,姚德良,沈卫明. 干旱地区陆面过程耦合模式及其应用,陆面过程的模式与观测研究[M]. 北京:科学出版社,1996. 77 - 87.
- [6] 王明珠. 红壤生态站土壤生态环境质量评价[A]. 红壤生态系统研究,第一集[C]. 北京:科学出版社, 1992. 102 - 107.
- [7] VIRES D A DE. Thermal properties of soils[A]. W R VAN WIJ K. *Physics of plant environment*[C]. North Holland Publishers, Amsterdam. 1963.
- [8] VIRES D A DE. Heat transfer in soils[A]. N H AFGAN, D A DE VRIES. *Heat and Mass Transfer in the Biosphere*[C]. Scripta Books. 1975.
- [9] GENUCHTEN M T H VAN. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. *Soil Science Society of American Journal.* 1980,44:892 - 898.
- [10] MUALEM Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. *Water Resources Research.* 1976,12:513 - 522.

A Model for Processes of Lower Atmosphere-Topsoil Interaction in Red Soil Areas

YAO De-Liang¹, FENG Jir-chao², XIE Zheng-tong¹, WANG Ming-zhu³, HE Yuan-qiu³

(1. Institute of Mechanic, CAS, Beijing 100080, China;

2. Department of Biology and Chemistry, Central University of Nationalities, Beijing 100081, China;

3. Institute of Soil Science, CAS, Nanjing 210008, China.)

(下转第 38 页)

参考文献:

- [1] GRAHAM R L , LAWLER E L , LENSTRA J K L , RINNOOY KAN A H G. Optimization and approximation in deterministic sequencing and scheduling: a survey[J]. **Ann. Discrete Math**, 1979 ,(5) 287 - 326.
- [2] GAREY M , JOHNSON D S , SETHI R. The complexity of flow-shop and job-shop scheduling[J]. **Math. Oper. Res.** ,1976 ,1:117 - 129.
- [3] JOHNSON S M. Optimal two-and three-stage production schedules with setup times included[J]. **Naval Res. Logistics Quarterly** , 1953 ,1:61 - 68.
- [4] LAWLER E , LENSTRA J K , RINNOOY KAN A H G , SHAOYS D. Sequencing and Scheduling: algorithms and Complexity[A]. GRAVES S C , RINNOOY KAN A H G , ZIPKIN P H. **Logistic of Production and Inventory** [C]. Northffoland , Amsterdam , 1993.
- [5] POTTS C N. Analysis of heuristic for two-machine flow-shop sequencing subject release dates[J]. **Math. Oper. Res.** , 1985B ,10:576 - 584.

The Worst-case Performance and A Simple Heuristic Arithmetic for Flow-shop Problem with Release Times

SHI Ling

(HuBei Institute for Nationalities , Enshi 445000 , China)

Abstract : We consider the m -machine flow-shop problem with release times and we prove the worst-case performance is $\frac{m+1}{2}$. For $m=2$, the worst-case performance is proved to be $\frac{3}{2}$.

Keywords : flow-shop problem ; heuristic arithmetic ; the worst-case performance ; release times

(上接第 20 页)

Abstract : In the present paper , we have elucidated the importance of investigation on land surface-atmosphere interactions for mankind 's living environment protection and local economics development. Based on the previous model , a land atmosphere coupling model is proposed according to the meteorological condition of red soil areas. Numerical simulation for the water and heat processes of soil-plant-atmosphere in red soil areas of China has been carried out. The climate conditions and field observation are described in detail. The numerical results are in good agreement with the measured data.

Keywords : red soil areas ; a land-atmosphere coupling model ; water and heat transfer ; numerical simulation