

河流对雾形成和发展过程的影响

李小庆* 王鹏飞 李子华

提 要

为了研究水面对雾的形成和发展过程的影响, 建立了一个二维数值模式。详细考虑了下垫面与大气之间的热量和水汽交换过程以及湍流扩散过程。利用这个模式计算, 得出了一些有意义的结果。

采用数值方法研究雾的形成和发展过程, 前人已经做过许多工作, 例如, Fish 和 Caplar (1965), Zdunkowski 和 Nielson (1969, 1972) 以及英国的 Brown 和 Roach (1976, 1980)^[1, 2]。他们的模式基本上都是一维的, 尚未见到河流对雾的形成和发展过程的影响的有关研究。

本文建立一个二维数值模式, 采用湍流能量平衡方程描述湍流扩散过程, 较为细致地考虑了水汽和雾滴对长波辐射过程的影响, 还考虑了近地面气层与地面之间的热量交换和水汽交换过程以及土壤热传导过程, 以研究水面对雾的影响。

一、模式的描述

1. 控制方程

对 Navie-Stokes 方程采用 Bousinesque 假定可得到如下方程

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{gT'}{T_0} \delta_{3i} + \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} - 2\Omega \epsilon_{ijk} \cdot \eta_j \cdot u_k \quad (1)$$

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + u_j \frac{\partial T'}{\partial x_j} = k_T \frac{\partial^2 T'}{\partial x_j \partial x_j} - \frac{1}{C_p \rho_0} \cdot \frac{\partial F_N}{\partial x_i} \cdot \delta_{3i} + \frac{L_v}{C_p \rho_0} \cdot c \quad (2)$$

(1) 式右边最后一项为科里奥利加速度, 它是叉积 $2\Omega(\vec{\eta} \wedge \vec{u})$, 其中 $\vec{\eta}$ 是平行于地球自转轴的单位矢量, Ω 是地球旋转角速度。 $T' = T - T_0$ 是实际气温 T 与参考气温 T_0 之

差。 T_0 满足 $\frac{\partial T_0}{\partial x_3} = -r_d$ (r_d 是干绝热温度递减率)。 F_N 是垂直方向的长波辐射通量。一般情况下, 垂直方向上的通量梯度比其它方向的要大得多, 所以方程中只考虑了垂直通量梯度。 ν 是运动学粘性系数, c 是水汽凝结率, 其他符号的意义如常。

假定空气一旦达到饱和就认为雾已形成, 并认为空气中超过饱和比湿的那部分水分就是液态水, 则凝结率就可以用下式表示

$$c = -\frac{dq_{vs}}{dt} H(q - q_{vs}) \quad (2)'$$

q_{vs} 是饱和比湿, q 是单位质量空气中的总含水量 (包括水汽和液态水)。函数

$$H(x) = \begin{cases} 1 & x \geq 0 \\ 0 & x < 0 \end{cases}, \text{ 在近地气层中气压变化不大, } q_{vs} \text{ 仅仅是温度的函数。将 } (2)' \text{ 式}$$

代入 (2) 式得到

$$\frac{dT'}{dt} = \left[k_T \cdot \frac{\partial^2 T'}{\partial x_j \partial x_j} - \frac{1}{C_p \rho_0} \cdot \frac{\partial F_N}{\partial x_3} \right] \cdot \tilde{R} \quad (2)''$$

$$\text{其中 } \tilde{R} = \left[1 + \frac{dq_{vs}}{dT'} \cdot H(q - q_{vs}) \cdot \frac{L_v}{C_p \rho_0} \right]^{-1}$$

引入总含水量方程, 并作雷诺假定。采用湍流能量平衡方程描述湍流扩散过程。对得到的方程作进一步的处理: 1) 略去湍流通量的水平变化, 因为实际大气中的湍流通量的水平变化比垂直变化小得多; 2) 略去分子运动对通量的贡献; 3) 假定河流流动方向上的物理量无变化; 4) 雾一般形成在相当稳定的气层中, 垂直运动为稳定的层结所抑制, 动量、水分和热量的垂直输送主要依赖于湍流扩散, 垂直运动的输送作用可以忽略;

5) 采用 K 理论近似, $\rho \overline{\sigma' w'} = -\rho_0 k \frac{\partial \overline{\sigma}}{\partial z}$, 其中, k 是湍流扩散系数, σ 是任一物理量;

6) 假定水平气压梯度在整层大气边界层中变化不大, 引入地转风 $\vec{G} = \{u_g, v_g\}$

$$= \left\{ -\frac{1}{f \rho_0} \frac{\partial P}{\partial y}, \frac{1}{f \rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \right\} \text{ 描述水平气压梯度。}$$

最后, 得到模式的控制方程组

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} = f(v_g - \overline{v}) + \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(k \cdot \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \right) \quad (3a)$$

$$\frac{\partial \overline{v}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{v}}{\partial x} = f(\overline{u} - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(k \cdot \frac{\partial \overline{v}}{\partial z} \right) \quad (3b)$$

$$\frac{\partial \overline{T}'}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{T}'}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(k \cdot \frac{\partial \overline{T}'}{\partial z} \right) - \frac{\tilde{R}}{C_p \rho_0} \frac{\partial F_N}{\partial z} \quad (3c)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) + \frac{\partial H_G}{\partial z} \quad (3d)$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial b}{\partial x} = k(S^2 - \alpha_1 \frac{g}{T_0} \frac{\partial \bar{T}'}{\partial g}) + \alpha_2 \frac{\partial}{\partial z} \left(k \cdot \frac{\partial b}{\partial z} \right) - \alpha_3 \frac{b^{3/2}}{l} \quad (3e)$$

其中, X 轴垂直于河流, H_G 是雾滴在重力作用下作垂直运动形成的液水通量。根据 Brown 和 Roach (1976) 对实际观测资料的拟合结果: $H_G = \bar{V}_w \cdot w$; 其中, w 是液态水含量, $\bar{V}_w = 6.25w$ (w 单位是 g/kg , $\bar{V}_w$ 的单位是 cm/s), (3e) 式是湍流能量平衡方程, b 是湍流脉动能量, 它与 k 的关系为 $k = \alpha_4 l \sqrt{b}$, $S^2 = \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2$, l 是混合长, α_1 、 α_2 、 α_3 和 α_4 皆为常数, 具体取值见文献 [3]。

2. 长波辐射降温过程

在雾的形成和发展过程中, 长波辐射起着非常重要的作用。直接求解辐射传输方程要耗费大量的机时, 因此必须进行一定的简化。一般情况下长波辐射加热率可以表示为

$$-\frac{1}{C_p \rho_0} \frac{\partial F_N}{\partial z} = -\frac{d}{dz} \left\{ B_s \cdot D(m_1, m_2) - B_H D(m_1^* - m_1(z), m_2^* - m_2(z)) \right. \\ \left. + \int_0^H B(z') \cdot \frac{\partial^2 D^2(|m_1(z) - m_1(z')|, |m_2(z) - m_2(z')|)}{\partial z \partial z'} dz' \right\} \quad (4)$$

式中的 B_H 是模式域顶部以上空气向下辐射的长波辐射通量, B_s 是地面向上发射的长波辐射通量, $B(z')$ 是 z' 高度上气体的长波辐射放射函数, $D(m_1, m_2)$ 是长波辐射传输函数。Feignl'son (1973) [4] 指出: 云的长波辐射传输函数可近似地表示为

$$D(m_1(z), m_2(z)) = [P_1(m_1(z)) + P_2(m_2(z))] \cdot \exp\{-\tilde{\xi} \tilde{\eta} \cdot m_2(z)\}$$

其中, $P_{k'}(m_{k'}(z)) = \sum_{i=1}^3 c_{k'}^{(i)} \cdot e^{-d_{k'}^{(i)} m_{k'}(z)}$ ($k' = 1, 2$), $m_1(z) = \int_0^z q_v \rho_0 dz$,

$m_2(z) = \int_0^z w \rho_0 dz$; q_v 是水汽比湿; w 是单位质量空气中的液水含量; ρ_0 是空气密度。

$m_1^* = m_1(H)$, $m_2^* = m_2(H)$, H 是模式域的顶部的高度。其它的符号都表示常数, 它们的取值见参考文献 [4]。

3 边界条件

陆面边界条件取为

$$\bar{u}|_{z=0} = 0, \quad \bar{v}|_{z=0} = 0, \quad b|_{z=0} = 0$$

$$\bar{T}'|_{z=0} = 0, \quad \bar{q}|_{z=0} = \begin{cases} q_0 & \text{饱和前} \\ q_{vs} & \text{饱和后} \end{cases}$$

由上式中最后一式看出:模式计算过程中假定地面上的水汽比湿在刚开始计算时取为常数,一旦地面上的空气由于冷却达到饱和后就一直维持饱和。取土壤表面温度为下边界温度。土壤温度可以通过隐式格式求解土壤热传导方程得到。土壤热传导方程为

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = k_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}$$

k_s 是土壤导温系数, T_s 是土壤的温度。求解时上边界条件取为

$$F_{NS} + F_H + F_L + F_S = 0$$

这里, F_{NS} 是地面吸收的净辐射通量; F_H 是空气的感热通量; F_L 是空气的潜热通量; F_S 是土壤表面传导热通量。 F_{NS} 决定于地表面的性质、入射到地面的短波辐射通量 F_{SUN} 和向下的长波辐射通量 $F_{N\downarrow}$

$$F_{NS} = a \cdot F_{SUN} + \tilde{S} (F_{N\downarrow} - \sigma T_s^4 |_{z=0})$$

其中, a 是地面短波辐射吸收率, $\tilde{S}$ 是地面的灰体系数, σ 是斯忒藩-波尔兹曼常数。 $F_{N\downarrow}$ 可通过对整层气层积分得到

$$F_{N\downarrow} = B_H D(m_1^*, m_2^*) - \int_0^H B(z') \frac{dD(m_1(z'), m_2(z'))}{dz'} dz'$$

水面边界条件取为

$$\begin{aligned} \overline{u}|_{z=0} &= |\vec{U}_w| \cos \alpha_w, \quad \overline{v}|_{z=0} = v_w, \quad T|_{z=0} = T_w, \quad \overline{q}|_{z=0} = q_{vs}(T_w), \\ b|_{z=0} &= 0 \end{aligned}$$

这里, $\vec{U}_w$ 是风造成的水面被驱流速, α_w 是 X 轴与 $\vec{U}_w$ 的夹角, v_w 是水的流速, 由于 $|\vec{U}_w| \ll v_w$ 故在 y 方向忽略了水面的被驱流速, T_w 是水面的温度, $q_{vs}(T_w)$ 是饱和比湿。

根据 Wu(1975) 的观测结果, 水表面的被驱流速 $\vec{U}_w$ 与摩擦速度 U^* 的大小成正比, 即 $|\vec{U}_w| = \alpha' U^*$, 方向与水面上方的风向一致。据观测资料, α' 值一般为 0.55 左右, U^* 的求取采用总体参数化方法^[5]。

在计算过程中 T_w 取为常值。1985 年 4 月我们在长江江心的八卦洲对雾作了一些实际观测, 发现夜间 20 时到第二天 05 时水温的变化幅度只有 1°C 左右, 远小于陆面温度的变化幅度。

在模式域的上边界, 假定运动满足地转平衡, 湍流在行星边界层的上方基本消失, 这时上边界条件化为

$$\overline{u}|_{z=H} = u_g, \quad \overline{v}|_{z=H} = v_g, \quad \overline{T}'|_{z=H} = T_H', \quad \overline{q}|_{z=H} = q_H, \quad b|_{z=H} = 0$$

其中, T_H' 和 q_H 取成不随时间变化的常数。

在模式域的侧边界上, 与通常的处理方法一样, 认为要素值在水平方向没有变化, 即

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} = \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} = \frac{\partial \bar{T}'}{\partial x} = \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} = 0$$

4. 差分格式与差分方程

由于隐式交替方向法(又称为ADI方法)^[6]具有较好的稳定性, 故用其求方程的差分解。对平流扩散方程

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + A \frac{\partial \xi}{\partial x} + B \frac{\partial \xi}{\partial \eta} = \alpha_1' \frac{\partial^2 \xi}{\partial \eta^2} + E$$

每推进 Δt , 可分成如下两步来完成:

$$\begin{aligned} \frac{\xi^{n+\frac{1}{2}} - \xi^n}{\Delta t/2} + A \frac{\delta \xi^{n+\frac{1}{2}}}{\delta x} &= \alpha_1' \frac{\delta^2 \xi^n}{\delta \eta^2} + E - B \frac{\delta \xi^n}{\delta \eta} \\ \frac{\xi^{n+1} - \xi^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta t/2} + B \frac{\delta \xi^{n+1}}{\delta \eta} &= \alpha_1' \frac{\delta^2 \xi^{n+\frac{1}{2}}}{\delta \eta^2} + E - A \frac{\delta \xi^{n+\frac{1}{2}}}{\delta x} \end{aligned}$$

这里, $\partial \xi / \partial x$ 和 $\partial^2 \xi / \partial \eta^2$ 分别表示在 i 点的 $\delta \xi / \delta x$ 和 $\delta^2 \xi / \delta \eta^2$ 的中心差分。

ADI方法的形式误差是 $O(\Delta x^2, \Delta y^2, \Delta t^2)$, Douglas(1955, 1957)对矩形和非矩形区域, 形式上证明了此方法具有二阶精度, 还证明了它的相容性和收敛性。

为了有效地描述垂直方向上物理量的变化, 本文采用对数-线性变换

$$\eta = \tilde{A} \left[\ln \left(\frac{z+z_0}{z_0} \right) + \frac{z}{\lambda} \right] / K_0$$

式中 $\tilde{A}$ 为一任意常数, Z_0 为粗糙度长, $\lambda = 27 \times 10^{-5} V_g / f$, K_0 是卡曼常数, f 是柯氏参数, V_g 是地转风的大小。

在 x 轴方向上, 网格均分为三部分, 包括两个陆面部分和其间的水面部分。

二、计算及分析

1. 初始场的选取

首先, 我们将雾形成前 850 hPa 和地面的温、湿、风观测值内插到各个网格点上, 这种内插对 η 是线性的。开始计算时, 不加入辐射冷却的作用, 待模式增长至基本定常以后, 再将所得到的场作为初始场加入辐射冷却过程进行模拟。

2. 模拟结果及分析

图 1 给出了一个计算个例的要素随高度变化曲线的演变情况。由图可以看到如下几个特征: (1) 逆温层顶和比湿极大值区随时间不断向上抬升; (2) 紧贴着逆温层顶的下

部, 出现了一个辐射降温的次极大值区; (3) 对应于次极大值区, 空气的比湿出现了一个极大值区; (4) 在这个极大值区的下部出现了一个辐射降温的极小值区, 它对应着一个相对湿度的极大值区, 这层空气首先达到饱和(下面将详细讨论)。

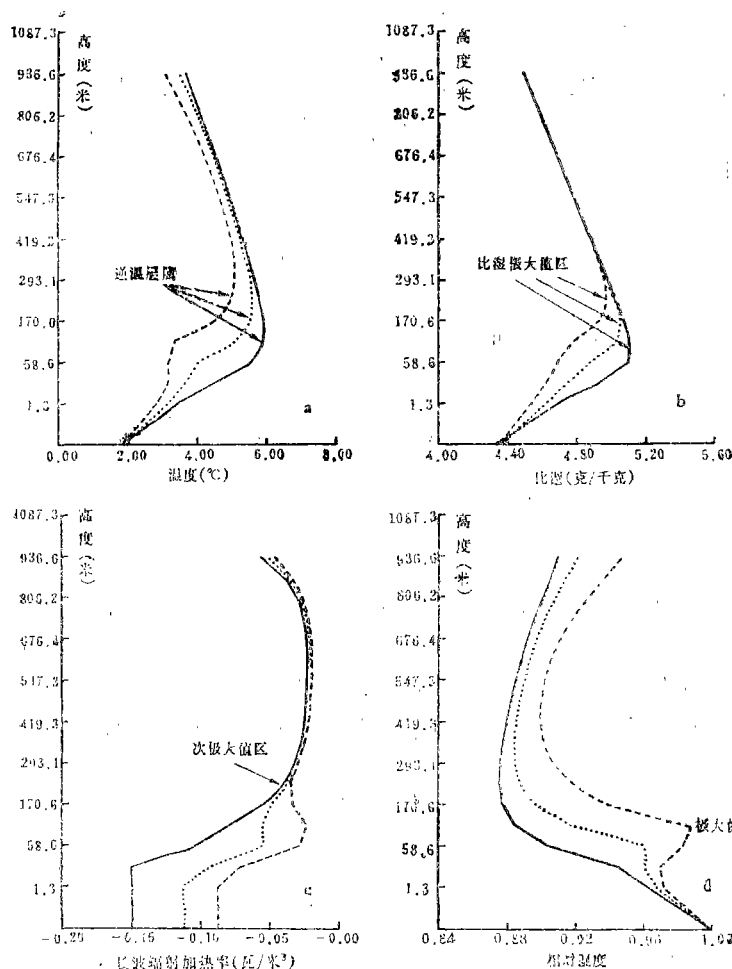


图1 雾形成前水面上风方陆面上空要素廓线随时间的变化

图中三条线的时间(模式增长时间)分别为: ——1小时40分,

----- 3小时11分, 6小时40分

雾形成前液态水对长波辐射传输没有影响, 所以在只考虑水汽影响的情况下, (4)式中的辐射传输函数可取为

$$D(z, z') = D(|m_1(z) - m_1(z')|) = \exp\{-\tilde{K}m_1(z, z')\}$$

这里 $m_1(z, z') = \left| \int_z^{z'} q_v \cdot \rho_0 dz \right|$, 代入(4)式得

$$R(z) = \tilde{K}q_v(z) \cdot [(B_s - B(0)) \cdot D(z, 0) + (B_H - B(H)) \cdot D(H, z)]$$

$$- \int_0^z D(z, z') \cdot \frac{\partial B}{\partial z'}(z') \cdot dz' + \int_z^H D(z, z') \frac{\partial B(z')}{\partial z'} \cdot dz'$$

上式表明: 辐射加热率 $R(z)$ 不但决定于上、下边界的净辐射通量, 还决定于边界层内气层的相互作用。由上式右侧第4项可以看出: z 高度以上空气的温度如高于 z 高度的气温, 则 $\frac{\partial B(z')}{\partial z'} > 0$, 其作用是使辐射加热率增加; 反之则减小。类似地由第3项可以看出, 如果高度 z 以下的空气温度高于 z 高度的气温, 则 $R(z)$ 增加; 反之 $R(z)$ 减小。另外, 这种影响还决定于这两个相互作用气层间的透射率, 相距越远透射率越小, 其相互作用就越小。从式中还可以看出: 空气比湿对 $R(z)$ 的大小也有影响, 比湿越大则增温和降温的绝对值就越大。

对照图1(a)、(b)、(c)可以看出, 辐射降温的次极大值区几乎与逆温层顶和比湿极大值区重合。通过上述讨论可知, 由于逆温层顶部的温度高于上下层空气的温度, 并且在这个位置上还有很大的空气比湿, 导致了辐射降温次极大值区的形成。在这个次极大值区的作用下, 逆温层顶的温度很快降低, 导致逆温层顶不断抬升。在先前的逆温层顶形成一个低温区。它的抬升总是落后于逆温层顶的抬升, 并且绝对湿度的减小慢于温度的减小, 使得在这一区域出现相对湿度急剧增加的现象。由于新的逆温层顶的温度比它高, 故而在这一气层中的长波辐射加热率出现极大值。

通过以上分析可知, 辐射雾可以通过这样一个机制形成: 刚入夜时, 长波辐射降温使地面温度迅速下降, 地面附近的动力性湍流将热量和水汽不断向地面输送, 导致逆温层顶和比湿极大值区的形成, 进而促使长波辐射降温次极大值区的形成。由图1(d)看出, 在次极大值区的作用下, 这一层空气的相对湿度增加得比周围空气更快, 因此, 在长波辐射的不断作用下雾首先在这一气层中形成。

图2为雾形成以后的长波辐射加热率和液水含量垂直廓线的演变情况。由图可以看

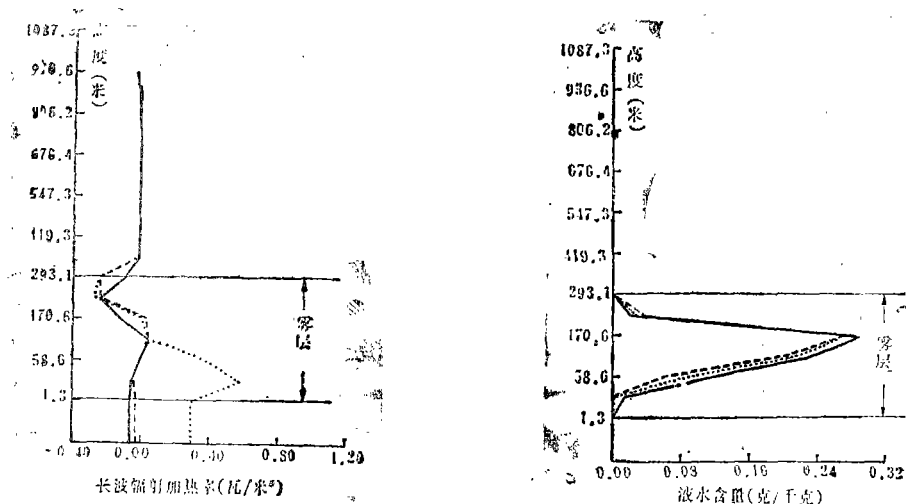


图2 雾形成1小时37分后的要素场结构 ——上风方陆地上空的要素廓线
水面上方要素廓线 ————下风方陆地上空的要素廓线

到雾顶存在一个非常强的辐射降温区, 它使雾顶的空气不断达到饱和, 引起雾层不断向上延伸。另外, 顶部凝结出的液态水通过重力沉降和湍流扩散向下输送, 引起雾层不断向下延展。

计算表明: 河流对辐射雾的形成实际上没有促进作用, 相反, 在一定程度上还起着阻碍辐射雾形成的作用。图3给出了这个个例的相对湿度沿水平方向的变化和辐射加热率随高度的变化。由图可知水面对其上方的空气起着辐射加热作用。当空气平流到水面

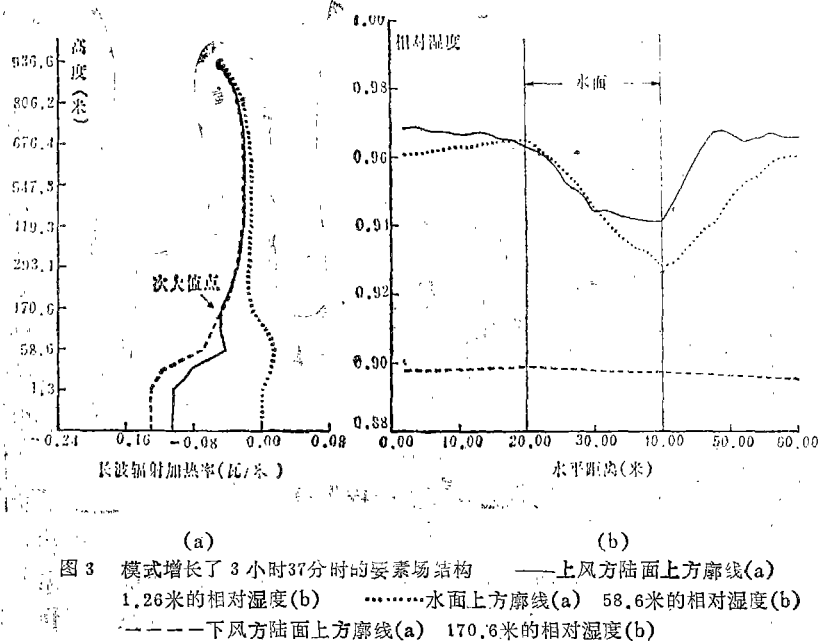


图3 模式增长了3小时37分时的要素场结构
 ——上风方陆面上方廓线(a)
 1.26米的相对湿度(b)水面上方廓线(a) 58.6米的相对湿度(b)
 -----下风方陆面上方廓线(a) 170.6米的相对湿度(b)

上时, 由于受到辐射加热和湍流热通量的共同作用, 温度不断上升。虽然水面对其上方的空气具有湍流扩散增湿作用, 但辐射加热和湍流增湿的共同作用大于增湿作用, 空气的相对湿度反而降低, 不利于辐射雾的形成。南京气象学院1980级气候专业学生杨昊的毕业论文中曾比较了长江江面上的雾日数与附近台站上的雾日数, 也发现江面上的雾日数比台站的要少。

在前面的分析中, 初始江面的温度与地面温度是取为相等的。在另一个计算个例中, 我们将陆面的初始温度取得比水面低 $5^{\circ}C$ 。结果表明: 贴近地表面气层中, 气流刚进入水陆交界面时相对湿度出现跃增, 然后逐渐下降。因为, 随着模式的增长地面不断冷却使地面附近的空气接近饱和。当这层空气平流到水面上时, 与温度较高接近于饱和的空气相遇混合使得相对湿度急剧增加。这种机制有可能导致混合雾的形成, 但只有在陆面与水面温度相差较大时才是可能的。

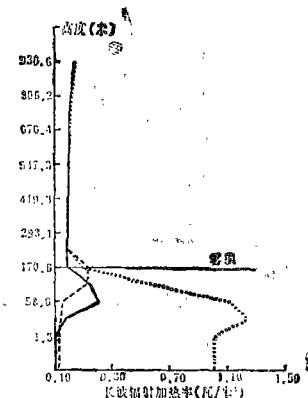


图4 云层移过来10分钟后, 长波辐射加热率随高度的变化
 ——上风方陆面上方廓线
水面上方廓线
 - - - 下风方陆面上方廓线

Brown等人(1976, 1980)^[1, 2]以及Mason(1982)曾指出：云层消雾主要是由于增加了入射到地面的长波辐射通量，地面温度回升，使得雾层从下部开始消散。而计算结果表明：云层对雾的消散作用主要是通过长波辐射对雾顶部进行加热(见图4)来实现的。由于蒸发作用，雾首先从顶部开始消散。这样，向下输送的雾水大为减少，在重力沉降和湍流扩散的作用下，贴近地面的雾也开始消散。

三、总 结

根据二维数值模式计算表明：(1)辐射雾首先在逆温层顶的下部形成。在长波辐射降温的作用下，雾顶不断向上发展。另一方面，重力沉降及湍流扩散的作用使得雾同时不断向下发展。(2)当江面与陆面温差较小时，江面对雾的形成没有促进作用。相反，水面的加热作用使得贴近水面气层中雾的形成受到抑制。当江面与陆面温差较大时，水陆交界处有可能形成混合雾。(3)在云层长波辐射加热作用下，雾的中心位置几乎不变。雾首先从雾顶和雾的下部开始消散。

在我们的模式中没有考虑地形、江陆风和详细微物理过程的影响，有待今后进一步探讨。

参 考 文 献

- [1] Brown, R. et al., The physics of radiation fog —— A numerical study, Quart. J. R. Met. Soc., Vol. 102 (1976), 335—356.
- [2] Brown, R. et al., A numerical study of radiation fog with explicit formulation of the microphysics, Quart. J. R. Met., Vol. 106 (1980), 781—802.
- [3] Longhette, A. et al., Atmospheric boundary layer physics, 1—69, Pressed by Elsevier, 1980.
- [4] Feignl'son, E. M., Radiant heat transfer in a cloudy atmosphere, 1—253, Pressed by Ketter press building, 1973.
- [5] Liu, W. T. et al., Bulk parameterization of air—sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface, J. Atmos. Sci., Vol. 36 (1976), 1722—1735.
- [6] 罗奇, P. J. 著, 钟锡昌等译, 计算流体力学, 1—256, 科学出版社, 1982.

EFFECTS OF RIVERS ON FOG FORMATION AND DEVELOPMENT

Li Xiaoqing Wang Pengfei Li Zihua

ABSTRACT

A 2-dimensional numerical model is established for the study of the effects of water surface on fog formation and development. In the model, heat-vapor exchange between the underlying surface and the atmosphere and turbulent diffusion have been considered in detail. Some useful results are obtained by using the model.