

# 辐射雾生消的数值研究(I)

## ——数值模式\*

尹 球\*\* 许绍祖

(南京大学大气科学系, 210008)

### 提 要

本文建立了一个描述辐射雾生消过程的数值模式, 预报量包括风速、温度、比湿、雾含水量及雾滴浓度等。

采用了新的雾微物理过程参数化方法及湍流交换系数公式, 构造了考虑水汽、水滴对红外辐射吸收和发射及水滴对短红外辐射散射的辐射参数化计算方案。

对具有代表性的实际雾过程模拟, 结果表明, 模式可行。

关键词: 辐射雾, 数值模式, 雾的微物理过程。

## 1 引 言

雾的存在影响大气能见度, 较好地预报出雾的生消时间有助于保障海陆空交通运输的安全。

雾的生消问题是一个特殊的大气边界层问题。水份凝结、蒸发对大气能量的直接、间接效应使得边界层状况与通常会有很大的不同, 因此有必要对这种大气边界层过程作专门研究。

我们将研究辐射雾的生消, 这种雾是由于大气夜间的辐射冷却而形成。

首先作辐射雾形成过程数值模拟的是 Fisher 等<sup>[1]</sup>, 他们没有考虑辐射直接影响, 湍流交换系数也只是简单地作为高度函数而与气象场无关, 因此所得结果并不真实。Zdunkowski<sup>[2,3]</sup>对辐射冷却过程及湍流交换系数随稳定度的变化作了较为合理的处理, 在 Brown<sup>[4]</sup>的研究中发现被前人忽略的重力沉降对雾含水量具有重要性, 但未计入风场的作用, 这在以后的模式中得到了改进。

关于雾消散过程的研究, Brown<sup>[4]</sup>有所尝试, 但并不成功。该模式简单地将云层覆盖等价成 250 m 高度处向下长波辐射增加  $65 \text{ W/m}^2$ , 他们用层云资料推算雾层对太阳辐射的反射率。Forkel 等<sup>[5]</sup>采用一维土壤过程模式与一维大气边界层模式相耦合, 并考虑了水滴、气溶胶粒子的多次散射, 给出了各种假设条件下的雾生消时间, 但与实测资料的对比仅限于形成过程。Ohta<sup>[6]</sup>提出了一个一维雾模式, 对二个有雾日子进行了模拟, 就固定高度处的温度、比湿, 将模拟结果与实测值作了比较, 而未给出含水量、雾生消时间等的比

\* 1990 年 12 月 19 日收到原稿, 1991 年 10 月 20 日收到修改稿。

\*\* 现在工作单位: 中国科学院上海技术物理研究所。

较情况。

国内雾数值研究开展较迟,周斌斌<sup>[7]</sup>考虑了风温廓线随时间的变化,湍流交换系数则由风温廓线计算,分析了辐射雾的形成过程。钱敏伟等<sup>[8]</sup>模拟了长江峡谷地区辐射雾的形成。

总的来说,以前雾过程数值模拟工作主要集中于雾的形成过程,且模式均未考虑雾滴浓度的变化。

本文试图对辐射过程、雾微物理过程及大气湍流交换过程等作适当的参数化处理,建立一个一维辐射雾生消数值模式,并将它用于实际雾生消过程的模拟。

## 2 基本方程与边界条件

### 2.1 基本方程

以风速、温度、比湿、雾含水量及雾滴浓度作为预报量。考虑风速变化对于合理计算湍流输送是必要的。引入雾滴浓度则是基于以下考虑:1. 事实上,雾消散过程中雾滴浓度会逐步减小;2. 能见度非但与含水量有关,也与雾滴浓度有关;3. 同含水量一样,雾滴浓度会影响雾层对太阳辐射的反射与吸收。

在水平均匀、静力平衡、不可压缩及空气密度取常数等假定下,预报方程组可写成:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (k_u + \nu) \frac{\partial u}{\partial z} \right\} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (k_v + \nu) \frac{\partial v}{\partial z} \right\} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho_a c_{pa}} \frac{\partial F_N}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (k_\theta + \eta_r) \frac{\partial T}{\partial z} + k_\theta \gamma_a \right\} - \frac{L_v}{\rho_a c_{pa}} C \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{C}{\rho_a} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (k_q + D_v) \frac{\partial q}{\partial z} \right\} \quad (4)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} - C + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_w \frac{\partial W}{\partial z} \right\} \quad (5)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{\partial G_N}{\partial z} - C_N - C_0 + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_N \frac{\partial N}{\partial z} \right\} \quad (6)$$

其中各符号的含义如下: $u, v$  水平风速,  $T$  温度,  $q$  比湿,  $W$  含水量,  $N$  雾滴浓度,  $t$  时间,  $z$  高度,  $u_g, v_g$  地转风速,  $F_N$  净向下辐射通量,  $C$  雾含水量蒸发速率,  $C_N$  雾滴浓度蒸发速率,  $G$  雾水质量沉降通量,  $G_N$  雾滴个数沉降通量,  $C_0$  雾滴浓度碰并减少率,  $k_u, k_v, k_\theta, k_q, k_w$  及  $k_N$  分别为各预报量相应的湍流交换系数,  $f$  科氏参数,  $\rho_a$  干空气密度,  $c_{pa}$  干空气定压比热,  $L_v$  水的凝结潜热,  $\gamma_a$  干绝热递减率,  $\nu$  动力粘滞系数,  $\eta_r$  热传导系数,  $D_v$  水汽分子扩散系数。

### 2.2 边界条件

#### 2.2.1 下边界

在  $z = z_0$  (粗糙度) 处,  $u, v = 0; W, N = 0$ 。

地面温度  $T_g$  由下式预报 (Zhang<sup>[9]</sup>),

$$C_g \frac{dT_g}{dt} = F_N + \rho_d c_{pd} \left\{ (k_\theta + \eta_T) \frac{\partial T}{\partial z} + k_\theta \gamma_d \right\} + \rho_d L_v (k_g + D_v) \frac{\partial q}{\partial z} + k_m C_g (T_m - T_g) \quad (7)$$

式中  $C_g$  为单位面积土壤热容量;  $k_m = 1.18 \omega$ ,  $\omega$  为地转角速度;  $T_m$  是土壤常温层温度。

$z = z_0$  处湿度, 开始时取  $\partial q / \partial z = 0$ , 待算得的  $q \geq q_g$  (饱和比湿) 后, 令  $q = q_g$ , 认为液态水不在土壤中渗透而积留于地表, 当液态水蒸发完后再度置  $\partial q / \partial z = 0$ 。

### 2.2.2 边界层顶处

$$(u, v) = (u_g, v_g); \quad \partial T / \partial t = (\partial F_N / \partial z) / (\rho_d c_{pd}); \quad q = \text{常值}; \quad W, N = 0.$$

## 3 湍流交换系数的计算

各种观测和数值研究都表明湍流对雾过程有重要影响。但对其作用, 各人的结论却大相径庭, Brown<sup>[4]</sup>、Forkel<sup>[5]</sup> 等将他们模拟结果的不佳归于所择湍流交换系数公式不当。我们试验发现: 若要将雾生和雾消这二者都模拟出来, 可采用以下湍流交换系数计算方案:

设  $k_u = k_v = k_m$ ,  $k_\theta = k_q = k_w = k_N = k_h$ , 可以证明, 对于非中性近地层有:

$$k_m = \frac{l_0^2}{\phi_m^2} \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right| \quad (8)$$

$$k_h = \frac{\phi_m}{\phi_h} k_m \quad (8')$$

其中  $l_0 = \kappa z$  为中性近地层混合长,  $\kappa$  为 Karman 常数,  $\phi_m, \phi_h$  为层结函数,  $v = (u, v)$ 。

据 Bussinger-Dyer 经验公式:

$$\phi_m = (1 - 16 \xi)^{-1/4}, \quad \phi_h = \phi_m^2 \quad \text{当 } \xi < 0 \quad (9)$$

$$\phi_m = 1 + 5 \xi, \quad \phi_h = \phi_m \quad \text{当 } \xi > 0 \quad (10)$$

$\xi$  是稳定度参数, 可以证明它与通量 Richardson 数存在如下关系:

$$\xi = \frac{\phi_m^2}{\phi_h} R_i, \quad R_i = \frac{g}{T} \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_d \right) / \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right|^2 \quad (11)$$

因此,

$$\phi_m = (1 - 16 R_i)^{-1/4}, \quad \phi_h = \phi_m^2 \quad \text{当 } R_i < 0 \quad (12)$$

$$\phi_m = (1 - 5 R_i)^{-1}, \quad \phi_h = \phi_m \quad \text{当 } R_i > 0 \quad (13)$$

将式(8)、(8')、(12)及(13)推广至整个边界层, 只是中性近地层混合长要换成中性全边界层混合长。这样, 对于非中性全边界层

$$k_m = l_0^2 |\partial v / \partial z| (1 - 16 R_i)^{1/2} \quad \text{当 } R_i < 0 \quad (14)$$

$$k_h = (1 - 16 R_i)^{1/4} k_m$$

$$k_m = l_0^2 |\partial v / \partial z| (1 - 5 R_i)^2 \quad \text{当 } R_i > 0 \quad (15)$$

$$k_h = k_m$$

全边界层混合长取 Blackadar<sup>[10]</sup> 的结果

$$l_0 = \kappa z / (1 + \kappa z / \lambda) \quad (16)$$

其中, 边界层顶混合长  $\lambda = 27 \times 10^{-5} \sqrt{u_g^2 + v_g^2} / f$ 。

式(15)意味着当  $R_i \geq 0.2$  时  $k_h = k_m = 0$ , 这就是通常所说的湍流消失临界  $R_i$  数。

#### 4 辐射过程参数化

我们考虑水汽、水滴对红外辐射的吸收及水滴对短红外辐射的散射, 设雾滴谱呈 Khrigian-Mazin 二参数型,  $n(r) = ar^2e^{-br}$ , 参数  $a, b > 0$ 。

##### 4.1 长波辐射

将长波段分成 12 段  $\{\Delta\nu_j, j=1, 2, \dots, 12\}$ 。向上、向下的长波辐射通量  $F_L^-, F_L^+$  可写成:

$$F_L^-(z) = \sum_{j=1}^{12} \left\{ BD(j, T_g) \tau_j^F(z) + \int_0^z BD(j, T') d\tau_j^F(z-z') \right\} \quad (17)$$

$$F_L^+(z) = \sum_{j=1}^{12} \left\{ F_j^+(z_T) \tau_j^F(z_T-z) + \int_z^{z_T} BD(j, T') d\tau_j^F(z'-z) \right\} \quad (18)$$

其中,  $BD(j, T)$  是温度为  $T$  的黑体在第  $j$  个波段内的辐射总通量;  $\tau_j^F(z_2-z_1)$  是  $z_1$  到  $z_2$  高度的第  $j$  个波段的平均通量透过率,  $T_g$  为地面温度;  $z_T$  为模式顶高度。

##### 4.1.1 波段黑体辐射总通量的求取

求波段平均黑体辐射通量最简单的办法是取波段区间中点处的黑体辐射。本文改用中点及二端点处黑体辐射通量的三点平均, 并回归成温度的二次曲线。乘上波段宽度, 便得

$$BD(j, T) = a_j + b_j(T-T_0) + c_j(T-T_0)^2 \quad j=1, 2, \dots, 12 \quad (19)$$

回归复相关系数均大于 0.998。

##### 4.1.2 波段平均透过率的求取

波段平均透过率近似视为波段平均水汽透过率与波段平均水滴透过率之积。

##### 4.1.2.1 水汽吸收

水汽对长波辐射的重要吸收带包括转动带、连续带及  $6.3 \mu\text{m}$  带。

转动带及  $6.3 \mu\text{m}$  带水汽吸收用吸收系数概率分布法(Chou<sup>[11]</sup>)处理, 我们将原本  $40 \text{ cm}^{-1}$  间隔的划分法简化成将整个光谱分为 8 段, 求出每段中标准温度  $T_r$ 、压力  $P_r$  下的吸收系数概率分布, 并由此进一步制作各段  $\tau_j^F(z_2-z_1)$  随订正水汽光学厚度  $u^*(z_2-z_1)$  变化的数表,  $u^*(z_2-z_1) = \int_{z_1}^{z_2} f(P, T; P_r, T_r) \rho_a q dz$ , 函数  $f$  的形式及  $P_r, T_r$  的取值见 Chou<sup>[11]</sup>。模式运行时, 由  $u^*(z_2-z_1)$  值查表内插求  $\tau_j^F(z_2-z_1)$ 。

连续带细分为 3 段, 用 Roberts<sup>[12]</sup> 连续带透过率公式计算, 无水汽吸收的  $580-800 \text{ cm}^{-1}$  作为 1 段, 加起来总共 12 段。

##### 4.1.2.2 水滴吸收

由于不计散射, 故水滴体积消光系数

$$\beta_v = \int_0^\infty \pi r^2 Q_{abs} n(r) dr \quad (20)$$

其中,  $Q_{abs}$  为吸收减弱因子,  $\nu$  为波数, Pinick<sup>[13]</sup> 近似取  $r < r_m(\nu)$  时  $Q_{abs} = C(\nu)r$ ;  $r > r_m(\nu)$  时  $Q_{abs} = 1$ 。为积分的方便, 我们取

$$Q_{abs}(\nu, r) \approx 1 - e^{-c(\nu)r} \quad (21)$$

可以证明:  $C(\nu) = 48 \pi n_r n_i \nu / \{(n_r^2 - n_i^2 + 2)^2 + (2 n_r n_i)^2\}$ ,  $n_r, n_i$  分别是水滴复折射指数的实部与虚部。(21)式代入(20)便得

$$\beta_\nu = 24 \pi a \{b^{-5} - (b + C(\nu))^{-5}\} \quad (22)$$

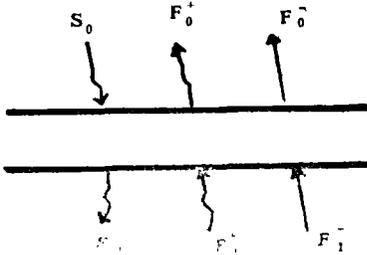


图 1 与一气层有关的短波辐射成份

#### 4.2 短波辐射

对短红外辐射,除水汽、水滴吸收外,水滴散射也必需考虑。我们将一定高度上的短红外辐射分为三部分:太阳直接辐射  $S$ 、向下漫射辐射  $F^+$  及向上漫射辐射  $F^-$ 。于是对如图 1 所示气层可定义 7 种反射率和透过率:直接辐射的直接透过率  $T_s^{01}$ 、漫透过率  $T^{01}$ 、漫反射率  $R^{01}$ ;向下漫射的反射率  $r^{01}$  和透过率  $t^{01}$ ;向上漫射的反射率  $r^{10}$  和透过率  $t^{10}$ 。从而辐射通量与反射率、透过率的关系为:

$$S_1 = T_s^{01} S_0 \quad (23)$$

$$\begin{bmatrix} F_0^- \\ F_1^+ \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r^{01} \\ t^{01} \end{bmatrix} F_0^+ + \begin{bmatrix} t^{10} \\ r^{10} \end{bmatrix} F_1^- + \begin{bmatrix} R^{01} \\ T^{01} \end{bmatrix} S_0 \quad (24)$$

实际大气可视为一个个均匀层的叠加,其下方为对短红外辐射具有反射能力的地面。

若 0—1 为具有光学厚度  $D$  的均匀气层,则

$$T_s^{01} = e^{-D/\mu_0} \quad (25)$$

而利用修正二流近似可证明

$$r^{01} = r^{10} = (e^{-AD} - e^{AD}) / (\eta e^{-AD} - \xi e^{AD}) \quad (26)$$

$$t^{01} = t^{10} = (\eta - \xi) / (\eta e^{-AD} - \xi e^{AD}) \quad (27)$$

$$R^{01} = B - (\beta r^{01} + B T_s^{01} t^{01}) \quad (28)$$

$$T^{01} = \beta T_s^{01} - (\beta t^{01} + B T_s^{01} r^{01}) \quad (29)$$

其中,  $A, \beta, \xi, \eta, B$  为由太阳天顶距  $\mu_0$ 、不对称因子  $g$  及单次散射反照率  $\omega_0$  决定的参数。

相邻二气层 0—1、1—2 合成气层 0—2 的反射率、透过率由它们各自的反射率、透过率决定。有关公式可通过对 0—1 层、1—2 层及整个 0—2 层分别使用式(23)、(24)得到,同时可以证明:

$$(1 - r^{10} r^{12}) \begin{bmatrix} F_1^+ \\ F_1^- \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T^{01} + r^{10} R^{12} T_s^{01} \\ r^{12} T^{01} + R^{12} T_s^{01} \end{bmatrix} S_0 + \begin{bmatrix} t^{01} \\ r^{12} t^{01} \end{bmatrix} F_0^+ + \begin{bmatrix} r^{10} t^{21} \\ t^{21} \end{bmatrix} F_2^- \quad (30)$$

至于地面,可类比为具有一定反射率而透过率为零之气层,其反射率值与下垫面特性及太阳天顶角有关。

下面我们具体讨论一下计算反射率、透过率时所应确定的参数。

太阳天顶距按通常方法计算,地表反照率事先设定,不对称因子取为常数。

对短红外辐射可用大滴近似,总减弱因子  $Q_{ext}^{drop} \approx 2$ ,从而可以证明水滴光学厚度

$$D_{drop}(z_2 - z_1) = 48 \pi \int_{z_1}^{z_2} \frac{a}{b^5} dz \quad (31)$$

据 Van de Hulst<sup>[14]</sup>, 如定义  $\alpha' = 4\pi n_r \nu r$ , 则当  $\alpha'$  很小时,  $\omega_0(r) = [2 - (4/3 \alpha' - \alpha'^2)]/2$ ;  $\alpha' \rightarrow \infty$  时,  $\omega_0(r) = 1/2$ , 我们试图以  $\omega_0(r) = c'[1 + a'e^{-b'/\alpha'}]$  统一上述结果。通过与上二式的比较, 确定取  $a' = 1, b' = 4/3, c' = 1/2$ , 于是

$$\omega_0(r) = [1 + e^{-h r}] / 2 \quad (32)$$

$h = 16\pi n_r \nu / 3$  与波数  $\nu$  有关, 因此, 考虑到雾滴谱分布并利用大滴近似可证

$$\omega_0(r) = \{1 + [b/(b+h)]^5\} \quad (33)$$

类似于长波, 将短红外区分成 7 个水汽吸收段 ( $j = 1, 2, \dots, 7$ ), 求出各段中标准水汽吸收系数  $k_v(P_\tau, T_\tau)$ , 取值  $k_m (m = 0-11)$  的概率,  $k_m$  对应的水汽光学厚度为

$$D_{gas}(z_2 - z_1, m) = k_m u^*(z_2 - z_1) \quad (34)$$

从而, 总光学厚度为

$$D(z_2 - z_1, m) = D_{drop}(z_2 - z_1) + D_{gas}(z_2 - z_1, m) \quad (35)$$

若是考虑第  $j$  个短红外波段, 且  $z_1 - z_2$  为均匀层, 则总单次散射反照率

$$\omega_0^*(z_2 - z_1, m, j) = \omega_0(z_2 - z_1, j) * D_{drop}(z_2 - z_1) / D(z_2 - z_1, m) \quad (36)$$

对一定的短红外波段, 算出各模式层在  $k_m$  取不同值时的反射率与透过率, 以  $k_v(P_\tau, T_\tau)$  取这些值的概率为权求和即得该层次对这一短红外波段的反射率与透过率。

## 5 相变、重力沉降及碰并过程的作用<sup>1)</sup>

相变对含水量影响用修正的 McDonald 调节法处理; 凝结使雾滴浓度达到一特定值, 而雾滴蒸发量  $\tilde{C}_N$  由雾水蒸发量  $\tilde{C}$  推求

$$\tilde{C}_N = N \{1 - e^{-R_c} [1 + R_c + R_c^2/2]\} \quad (37)$$

其中, 无量纲量  $R_c$

$$R_c = \sqrt{\frac{40}{3} \cdot \frac{\tilde{C}}{W}} \quad (38)$$

水滴重力沉降和碰并过程对含水量及雾滴浓度作用 ( $G, G_N, C_0$ ) 的计算公式如下:

$$G = 2.262 k_s (\pi \rho_1)^{-2/3} W^{5/3} N^{-2/3} \quad (39)$$

$$G_N = 0.646 k_s (\pi \rho_1)^{-2/3} W^{2/3} N^{1/3} \quad (40)$$

$$C_0 = \{4.304 k_s (\pi \rho_1)^{-4/3} W^{4/3} N^{2/3} + 2.8 |\partial v / \partial Z| (\pi \rho_1)^{-1} W N\} \cdot E \quad (41)$$

其中,  $k_s$  为 Stokes 数,  $E$  为平均碰并系数。

## 6 数值方法

基于稳定性、分辨率及机时的考虑, 空间格点为随高度逐步扩张型网格, 时间格点为套网格, 辐射量每 5 min 计算一次, 其它量每 20 s 计算一次。

基本方程(1)–(6)可统一写成  $\frac{\partial y}{\partial t} = A + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ B \frac{\partial y}{\partial z} \right\}$  形式。A 项由已知值计算, 其中的梯度项用中心差。其它项则按守恒型隐式差分格式离散化, 从而构成三对角方程组, 可用追赶法求解。

<sup>1)</sup> 详见尹球、许绍祖, 雾微物理过程的参数化(未发表)。

## 7 模式的运行

Roach<sup>[15]</sup>于1971年12月7日在英国Cardington观测了一个辐射雾过程。Brown等<sup>[4]</sup>曾将该观测数据输入他们的模式运行。我们用上面所建模式对该雾过程作了模拟,积分从天空转晴(3:30)开始,250 m以下温度、湿度条件参照Brown<sup>[4]</sup>,250 m以上则由适当插值得到,边界层初始风场取为与所给温度场相适应的准平衡风场,一些参数取值如下:地转风速 $u_g=3$  m/s, $v_g=0$ ,土壤常温层温度 $T_m=3^\circ\text{C}$ ,地面粗糙度 $z_0=0.01$  m,单位面积土壤热容量 $C_g=2\times 10^4$  J/m<sup>2</sup>K,地表对向下短红外辐射的反射率=0.1,水滴碰并系数=1,特征雾滴数=200×10<sup>8</sup>/m<sup>3</sup>。

模拟得到的含水量时空变化如图2所示,其中也画出了实测雾厚的变化情况。

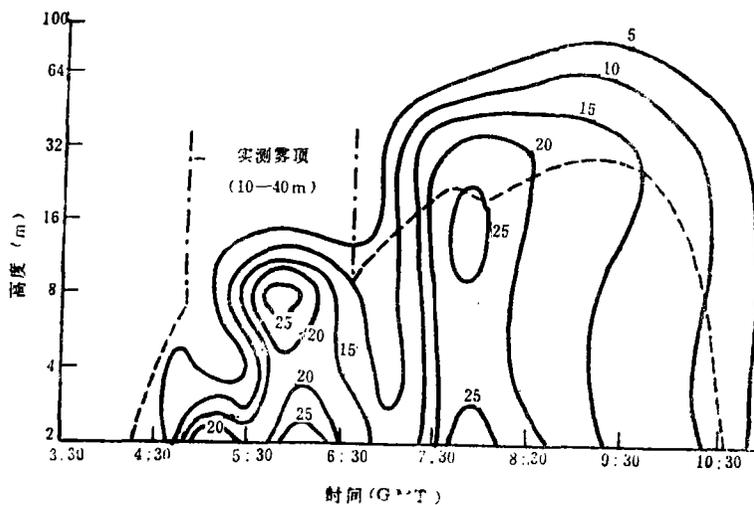


图2 含水量( $10^{-5}$  kg/m<sup>3</sup>)时空变化及实测雾顶(虚线)随时间的变化

近4:30时模拟雾首先在4 m格点出现,随即地面雾层形成。实测结果是4:00—4:30首先出现地面轻雾层。Brown<sup>[4]</sup>通过选择湍流交换系数廓线使模拟于4:45起雾。Fleagle<sup>[16]</sup>、Funk<sup>[17]</sup>的观测及Ohta<sup>[8]</sup>、周斌斌<sup>[7]</sup>的数值模拟也都发现起雾高度不在地面。

7:00前雾基本在16 m以下,7:00—7:30雾迅速发展至64 m,实测结论是,4:30—6:45雾一直较薄,雾顶多变,在10—40 m之间,而在6:30—7:30出现一雾顶迅速向上发展过程。Zdunkowski<sup>[2,3]</sup>数值模拟也发现雾发展过程中存在爆发性阶段。另外,赵德山等<sup>[18]</sup>观测发现辐射逆温的发展也有爆发性加厚现象。

7:55日出,此时32 m以下各高度含水量已处于减小状态,而64 m格点上雾继续发展至9:00时含水量才达极大,实测雾顶在这段时间内也继续有所升高。

9:30以前雾顶下降不大,之后雾顶下降、雾层变淡,含水量分布渐趋均匀,至约11:00时雾基本消散。实测雾顶9:30起明显下降,雾层上下一起变淡,至10:30雾消,比模拟结果早约半小时。

模拟最大含水量为0.3 g/kg,这是个合理数值。Roach<sup>[15]</sup>在地面测得含水量为0.22

g/kg。Brown<sup>[4]</sup>在其模式中假定  $G = aW^2$ ，通过调节参数  $a$  来获得合适的最大含水量值，考察图 2 可以发现，9:30 之前(即雾进入全面衰退以前)最大含水量位置随雾的向上发展而抬升。

模拟得到的雾滴浓度特征如下：处于形成、发展的雾区，浓度较大，相对变化较小。而处于衰退的雾区，浓度时空变化较大，由图 3 可见，发展成熟的雾，浓度随高度递增。

由图 4 可见本文得到的夜间 16 m 以下温度廓线较 Brown<sup>[4]</sup> 模拟结果更符合实测廓线。

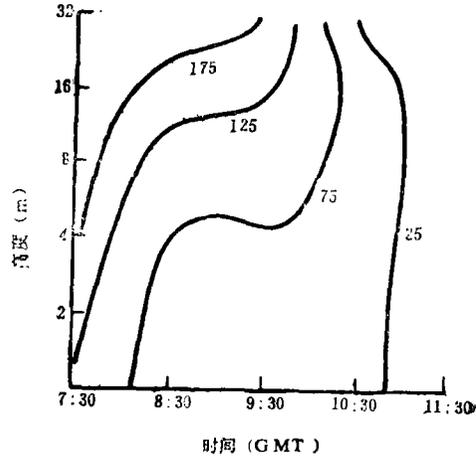


图 3 7:30 后雾滴浓度( $10^6/m^3$ )的时空变化

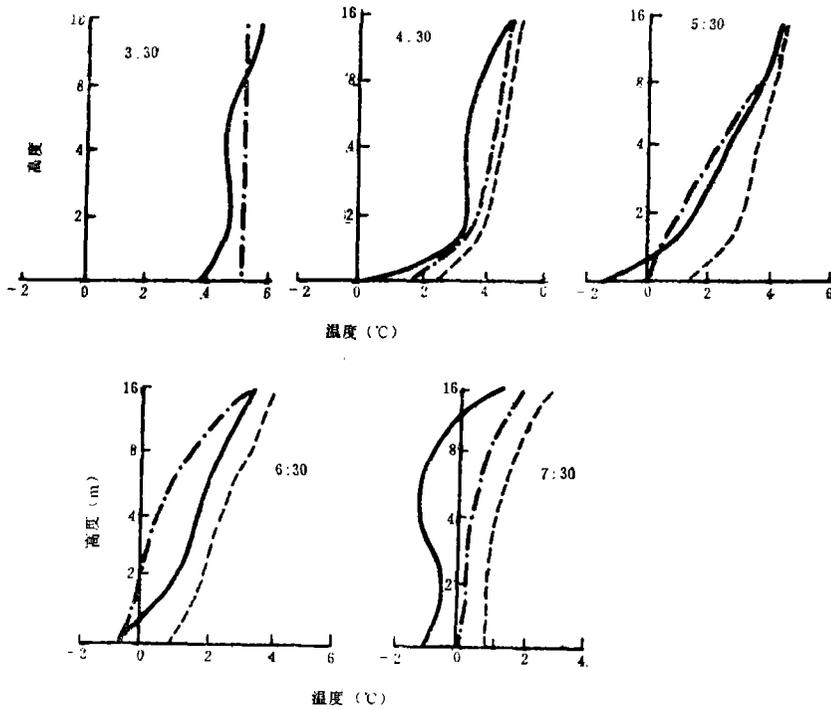


图 4 夜间 16 m 以下温度廓线对比(——观测结果, ---Brown<sup>[4]</sup>, -·-·-本文)

从总雾水量和总雾滴数的时间变化曲线(图略)看，雾的变化过程可分为 4 个阶段：1) 起雾期(4:30—6:45)，雾发展较平缓；2) 迅速发展期(6:45—7:30)，雾呈爆发性增长，总雾水量、总雾滴数的增长速度分别为起雾期的 7.6 倍和 17.2 倍；3) 成熟期(7:30—9:30)，下部雾变淡而上部雾继续向上发展；4) 消雾期(9:30—11:00)，雾顶以较快速度下降，雾层变淡，总雾水量、总雾滴数的衰退速度分别是成熟期的 3.9 倍及 3.4 倍。

总之，模拟结果基本上反应了实测雾生消全过程。差别在于模拟雾比实测雾来得厚，

这可能与模式运行所择初边值条件(例如地转风速)有关, Brown<sup>[4]</sup>模拟得到的日出前雾厚比我们的模拟结果要薄, 但他们得出日出后雾底将逐步抬升, 雾层不断变厚, 不见消散。

## 8 总 结

以上我们建立了一个用于研究辐射雾生消全过程的数值模式并将它应用于实际雾过程的模拟。

运行结果表明模式可行。模拟出的起雾消雾时间、雾顶变化过程、温度廓线及最大含水量值等与实测基本一致。起雾高度、雾发展过程中含水量极值位置的抬升、发展成成熟雾中雾滴浓度的高度分布以及雾的消散方式等也与他人观测和模拟结论相符。

根据对雾变化过程总体上的分析, 将辐射雾生消全过程划分成 4 个阶段: 起雾期、迅速发展期、成熟期及消雾期。

## 参考文献

- [1] Fisher E L, et al. An experiment in numerical prediction of fog and stratus. *J Atmos Sci*, 1963, 20: 425—437.
- [2] Zdunkowski W, et al. A preliminary prediction analysis of radiation fog. *Pure Appl Geophys*, 1969, 75: 278—299.
- [3] Zdunkowski W, et al. A radiative convective model for the prediction of radiation fog. *Bound-Layer Meteor*, 1972, 3: 152—177.
- [4] Brown R, Roach W T. The physics of radiation fog: II—a numerical study. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1976, 102: 333—354.
- [5] Forkel R, et al. A one-dimensional numerical study to simulate the influence of soil moisture, pollution and vertical exchange on the evolution of radiation fog. *Beitr Phys Atmos*, 1984, 57: 72—91.
- [6] Ohta S, Taraka M. A numerical study of the formation and the dissipation of radiation fogs. *J Meteor Japan*, 1986, 64: 65—67.
- [7] 周斌斌. 辐射雾的数值模拟. *气象学报*, 1987, 45 (1): 21—29.
- [8] 钱敏伟等. 长江上空辐射雾的数值研究. *大气科学*, 1990, 14 (4): 483—489.
- [9] Zhang D. A high resolution model of the planetary boundary layer——sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J Atmos Sci*, 1982, 21: 1594—1609.
- [10] Blackadar A K. The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J Geophys Res* 1962, 67: 3095—3102.
- [11] Chou M D, et al. Computation of the infrared cooling rates in water vapor bands. *J Atmos Sci*, 1980, 37: 855—867.
- [12] Roberts E. Infrared continued absorption by atmospheric water vapor in the 8-12  $\mu\text{m}$  window. *Appl Opt*, 1976, 15: 2085—2090.
- [13] Pinick R G, et al. Verification of a linear relation between IR extinction, absorption and liquid water contents of fogs. *J Atmos Sci*, 1979, 36: 1577—1586.
- [14] Van de Hulst H C. *Light scattering by small particles*. Wiley, New York, N. Y., 1957, 470.
- [15] Roach W T, et al. The physics of radiation fog, I—a field study. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1976, 102: 313—333.
- [16] Fleagle R G, et al. A theory of fog formation. *J Marine Res*, 1953, 12: 43—50.
- [17] Funk J P. Radiative flux divergence in radiation fog. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1962, 88: 233—249.
- [18] 赵德山等. 典型辐射逆温生消过程的爆发性特征. *大气科学*, 1981, 5(4): 407—415.

# A NUMERICAL STUDY ON THE FORMATION AND DISSIPATION OF RADIATION FOG(I) —The Numerical Model of Radiation Fog

Yin Qiu\* Xu Shaozu

*(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, 210008)*

## Abstract

In this paper, a numerical model is established to study the life cycle of radiation fog.

The variables predicted in the model are the wind velocity, the temperature, the specific humidity, the liquid water content and the concentration of fog droplets.

New sets of parameterization formulae are adopted for the microphysical processes of fog and the turbulent exchange coefficients. The absorption and the emission of infrared radiation by water vapor and water droplets are considered, also the scattering of near infrared radiation by fog drops.

The fog model is used to simulate a representative instance of observed fog process. the results show that the model is practicable.

**Key words:** Radiation fog, Numerical model, Microphysical processes of fog.

---

\* Present affiliation: Shanghai Institute of Technical Physics, Academia Sinica.