

辐射雾的数值模拟*

周斌斌

(上海城市建设学院环境工程系)

提 要

本文通过数值模拟的方法,研究了辐射雾的形成和发展过程。模式较详细地考虑了湍流交换、长波辐射传输、重力沉降等过程。计算结果表明,辐射雾形成后会改变环境风、温场,反之,风、温场的改变又影响了辐射雾的发展。计算结果还表明,辐射雾最初是在离地面一定的高度上形成的,文中作了详细解释;辐射雾的发展是在湍流场和辐射场的相互作用下引起的。湍流作用是决定辐射雾形成、发展的重要因子,它一方面阻碍了辐射雾的形成,另一方面,它又能促进已形成的雾的发展。本文还研究了辐射雾形成前后的风、温变化以及长波辐射通量的变化。研究了含水量交换系数对模式的影响,结果表明,含水量交换系数的取值与动量交换系数是否相等,对模拟结果没有明显的影响。

一、引 言

辐射雾是陆地上最常见的雾,它严重地降低了地面能见度,对交通运输特别是航空有很大的危害性。

在国外,辐射雾的研究工作开展得较早。60年代以前,主要是进行一些理论研究和野外观测,对它的形成和发展机制并没有一致的看法。一些学者认为,影响雾形成和发展的主要原因是地面强烈的长波辐射冷却^[1-3]。另一些学者认为,湍流交换起着重要的作用^[4-6]。事实上,这两种作用都是重要的。但这两种作用是非常复杂的,复杂之处在于它们之间有着复杂的相互作用。Korb等提出的爆发性增长机制就是这种作用的结果^[7]。一般认为,晴空、小风、高湿、强烈的地面辐射冷却是辐射雾形成的必要条件。然而,据Taylor的观测,即使满足这些条件的夜晚,只有一半左右形成辐射雾^[4]。这说明,这些条件不是充分的。况且,静风、地面辐射等诸因素是如何相互作用,如何影响辐射雾形成和发展的,其物理机制很不清楚。由于这些作用的复杂性,它给辐射雾的研究带来了一定的困难。60年代开始,辐射雾的数值模拟方法发展起来了,如Fisher^[8]的模式。此模式考虑了湍流作用和平流作用,但不考虑辐射作用,而且湍流考虑得很粗糙。在Zdunkowski等^[9]的模式中,同时考虑了湍流和辐射作用,但湍流交换系数作为与时间无关的参数。在后来的模式^[10]中,他们作了改进,将湍流交换系数用风、温的预报方程求出,但模式中并没有重力沉降作用。Roach和Brown^[11,12]对辐射雾作了全面研究。但在研究湍流作用时,是在固定的风速下进行的。在Bokov^[13]等建立的模式中,考虑了简单的微物理过程,但所用的初始条件是假想的。

本文较详细地研究了湍流交换作用和长波辐射作用。交换系数由模式的风、温方程

* 本文于1986年4月2日收到,1986年7月22日收到修改稿。

来预报。初始条件由北京地区 1981 年两次实例资料。此外,还考虑了露水沉降和重力沉降作用。将模拟值与实测结果分析比较,给出辐射雾形成和发展的更清楚的物理图象。

二、基本方程

在不考虑平流和详细微物理过程的条件下,辐射雾的基本方程是:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - f(u_g - u) + \frac{\partial}{\partial z} K_m \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F_N}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} K_s \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{L}{C_p} C_e(z, t) \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_q \frac{\partial q}{\partial z} - C_e(z, t) \quad (4)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_w \frac{\partial w}{\partial z} + C_e(z, t) + \frac{\partial G}{\partial z} \quad (5)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial \xi^2} \quad (6)$$

而 $\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma$, $\gamma = \begin{cases} \gamma_d = 0.01^\circ\text{C}/\text{m} & \text{未饱和} \\ \gamma_m = 0.006^\circ\text{C}/\text{m} & \text{饱和} \end{cases}$

其中, u, v, u_g, v_g 分别是 x, y 方向的风速和地转风分量; f 是柯氏参量; θ, q, w 分别是位温、比湿和含水量; T_s, T 分别是土壤和大气温度; L, C_p 分别是水汽凝结潜热和空气比热; K_s 是土壤热传导系数; G, F_N 分别是雾滴的重力沉降通量和长波净辐射通量; ρ 为空气密度; C_e 为凝结率; K_m, K_s, K_q, K_w 分别是空气动量、热量、比湿和含水量的湍流交换系数; γ_d, γ_m 分别是干、湿温度直减率; z 是地面以上高度; ξ 是地面以下深度; t 是时间。 K_s 取粘土数据: $K_s = 5.2 \times 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。

地面能量平衡方程:

$$\left(K_s \rho_s C_s \frac{\partial \theta}{\partial z} - K_s \rho_s C_s \frac{\partial T_s}{\partial \xi} - F_N + L K_q \frac{\partial q}{\partial z} \right) \Big|_{z=\xi=0} = 0 \quad (7)$$

ρ_s, C_s 分别是土壤密度和比热。取粘土数据: $K_s \rho_s C_s = 0.72 \text{J} \cdot \text{m}^{-1} \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$ 。

边界条件: 在 $z = \xi = 0$ 时, $(u, v) = 0, T = T_s, w = 0$;

在模式顶, $(u, v) = (u_g, v_g), T = \text{常数}, w = 0, q = \text{常数}, F \downarrow = \text{常数}$, $F \downarrow$ 是模式顶高度处向下的辐射通量。

在 $\xi = -1 \text{m}$, $T_s = \text{常数}$ 。

模式中的 K_m 用 Estoque^[14] 的公式:

$$K_m = \begin{cases} l^2 \frac{\partial V}{\partial z} (1 - \alpha_c s) + K_0 & (s < 0) \\ l^2 \frac{\partial V}{\partial z} (1 + \alpha_c s)^{-1} + K_0 & (s > 0) \end{cases}$$

S 是稳定度参数, $S = \frac{(g l)^{1/2} \partial \theta}{\theta \partial z} / \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right|$, 其中 g 是重力加速度, α_c 为常数, $\frac{\partial V}{\partial z} =$

$\sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}$, l 为混合长, 可表示为 $l = \frac{0.4(z+z_0)}{1 + \frac{0.4(z+z_0)}{\lambda}}$, K_0 是分子扩散系数。

设 $K_s = \alpha K_m$, α 为常数, 与 S 有关, 而 $K_g = K_m$ 。

考虑到水滴交换系数与动量交换系数有差别^[15,16], 这里设 $K_w = K_m$ 和 $K_w = 0.6 K_m$, 分别进行计算, 看看这种差别对计算结果有多大的影响。

雾滴谱 $n(r)$ 对长波辐射和重力沉降有直接影响, 本文没有考虑微物理过程, 但北京地区的观测表明^[17], 辐射雾滴谱大多为 Γ 分布, 且总浓度 N 只随时间稍有减少。因此设

$$n(r) = \frac{N}{2} r_c^{-3} r^2 \exp\left(-\frac{r}{r_c}\right) \quad (8)$$

N 取为常数, r_c 是峰值半径。按含水量定义可得,

$$r_c = \left(\frac{\rho w}{80 \pi \rho_e N}\right)^{\frac{1}{3}}$$

ρ_e 为水密度。只要求出 w, r_c 或 $n(r)$ 就可以唯一确定了。

含水量只是凝结出的总液态水的一小部分, 大部分都通过重力沉降被地面吸收, 因此不能忽略重力沉降作用。可以认为, 雾滴以 Stokes 末速沉降, 即 $V_t = -Cr^2$, 则雾滴平均沉降速率是

$$\bar{v} = \frac{\int_0^{\infty} V_t \cdot \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_e n(r) dr}{\int_0^{\infty} \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_e n(r) dr} = -\frac{7!}{5!} Cr_c^2$$

$$\text{则重力沉降通量 } G = \bar{v} w = -C \frac{7!}{5!} \left(\frac{\rho}{80 \pi \rho_e N}\right)^{\frac{2}{3}} w^{\frac{5}{3}} \quad (9)$$

其中 C 是常数, 因此 G 也可由 w 唯一确定。

露水沉降对辐射雾也有很大影响。它一方面减少了贴地层中的水汽, 另一方面影响了地面能量平衡。因为空气中的水汽是以湍流扩散的形式向冷却的地面输送形成露水的, 因此露水沉降通量可表示为

$$E = K_q \left. \frac{\partial q}{\partial z} \right|_{z=\xi=0} \quad (10)$$

本文的凝结订正采用文献[18]的方法, 订正后的温度和比湿分别为

$$T = T' - A(q_s(T'), q', T') \quad (11)$$

$$q = q' + \frac{C_p}{L} A(q_s(T'), q', T')$$

其中带“'”的量是订正前的量, 不带“'”的量是订正后的量。而订正函数 A 可表示为

$$A = \frac{q_s(T') - q'}{\frac{l q_s(T')}{R_w T'^2} + \frac{C_p}{L}}$$

长波辐射的计算采用 Roach^[19]的方案。此方案的特点是垂直距离分辨较高。方案

考虑水汽、CO₂ 以及雾滴的吸收。方案将整个长波分为 5 个波段, 在各波段中分别计算各物质的透过率, 然后相乘可得各波段内的总透过率 T_{ri} 。这样, 各高度各波段内, 向上、向下以及净长波辐射通量为:

$$F_{i\uparrow}(z) = B_i(z) - \int_0^z T_{ri}(z, z') \frac{dB_i}{dz'} dz' \quad (12)$$

$$F_{i\downarrow}(z) = \{F_{i\downarrow}(z_{\text{顶}}) - B_i(z_{\text{顶}})\} T_{ri}(z, z_{\text{顶}}) + B_i(z) + \int_z^{z_{\text{顶}}} T_{ri}(z, z') \frac{dB_i}{dz'} dz' \quad (13)$$

$$F_{Ni}(z) = F_{i\uparrow}(z) - F_{i\downarrow}(z) \quad (14)$$

$i = 1, 2, 3, 4, 5$ 为波段数。

辐射冷却率为

$$-\frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F_N}{\partial z} = -\frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial}{\partial z} \left[\sum_{i=1}^5 F_{Ni} \right] \quad (15)$$

其中 $F_{i\downarrow}(z_{\text{顶}})$ 是通过模式上边界向下的长波辐射通量。 $B_i(z)$ 是 z 高度上的第 i 波段内的 planck 通量函数。

三、计算方案

除了土壤热传导方程, 模式的各方程都是非线性的扩散方程。利用全隐式差分对模式计算表明, 结果是稳定的。对形如 $\frac{\partial F}{\partial t} = X(F) + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial F}{\partial z}$, X 是任意物理量 F 的某函数, K 与 F 也有关, 考虑到非均匀的垂直网格, 隐式差分可写为:

$$\frac{F_j^{n+1} - F_j^n}{\Delta t} = X(F_j^n) + \frac{2}{(z_{j+1} - z_{j-1})} \left\{ K_{j+\frac{1}{2}}^n \frac{(F_{j+1}^{n+1} - F_j^{n+1})}{(z_{j+1} - z_j)} - K_{j-\frac{1}{2}}^n \frac{(F_j^{n+1} - F_{j-1}^{n+1})}{(z_j - z_{j-1})} \right\}$$

其中 n 是时间序号, j 是空间序号。上式经整理后可写为:

$$c_{j-1}^n F_{j-1}^{n+1} + a_{j-1}^n F_j^{n+1} + b_{j-1}^n F_{j+1}^{n+1} = F_j^n + X(F_j^n) \quad (16)$$

其中

$$a_{j-1}^n = 1 + \frac{2 \Delta t}{(z_{j+1} - z_{j-1})} \left[\frac{K_{j+\frac{1}{2}}^n}{z_{j+1} - z_j} + \frac{K_{j-\frac{1}{2}}^n}{z_j - z_{j-1}} \right]$$

$$b_{j-1}^n = -\frac{2 \Delta t}{(z_{j+1} - z_{j-1})} \left[\frac{K_{j+\frac{1}{2}}^n}{z_{j+1} - z_j} \right]$$

$$c_{j-1}^n = -\frac{2 \Delta t}{(z_{j+1} - z_{j-1})} \left[\frac{K_{j-\frac{1}{2}}^n}{z_j - z_{j-1}} \right]$$

将(16)式展开可知, 它是三对角线性方程组, 可用追赶法求解。式中 F 可以是任何物理量, 如风速、温度、比湿、含水量等。但在求解温度时, 应将(3)式、(6)以及(7)式联立, 用半显式格式先求出土壤温度, 然后代入(3)式, 化为(16)式的形式求解。

模式的垂直距离网格取 0, 0.1, 0.3, 0.8, 1.5, 9, 15, 32, 47, 65, 80, 103, 140, 180, 240, 280, 350, 450, 600, 800, 1000 m 共 21 层, 土壤内 0—1 m 取等距 50 层。为使模式稳定又省时, 时间步长也取得不同, 初始小, 以后逐步增大。

本文计算了三个实例, 8 月 7—8 日和 9 月 23—24 日有雾, 9 月 20 日没有雾。

四、计算结果与讨论

用 8 月 7 日 18 点资料代入模式计算, 到 8 日凌晨 4 时 50 分, 开始有雾生成, 半小时后发展到 220 m。用 9 月 23 日 18 点资料代入模式计算, 到第二天凌晨 4 时 40 分, 开始有雾生成。到 06 点发展到 140 m, 比 8 月 7 日的慢。用 9 月 20 日 18 点资料计算, 没有雾生成。这些都与实际情况相符, 但模拟雾的发生时间比实际雾要晚一到两个小时。以下就 9 月 23 日的计算结果讨论辐射雾形成和发展的物理过程和机制。

1. 雾形成前后的风、温、扩散等变化特征

从图 1、图 2 中可以看到, 温度的模拟廓线与实测值比较接近, 而风廓线的模拟值与实测值相差较大, 表现在实测风的摆动幅度较大。原因是模式上边界风速是固定的值, 而实际风在此高度变化很大。其次, 在夜间, 大气中存在一种动量和热量输送的间歇性爆发过程^[20]。而此作用在模式中没有反应。尽管如此, 在低层 15 m 以下, 模拟风和实测风都不超过 1 m/s。这对辐射雾的生成是非常有利的。此外, 雾形成后, 模拟风和实测风都

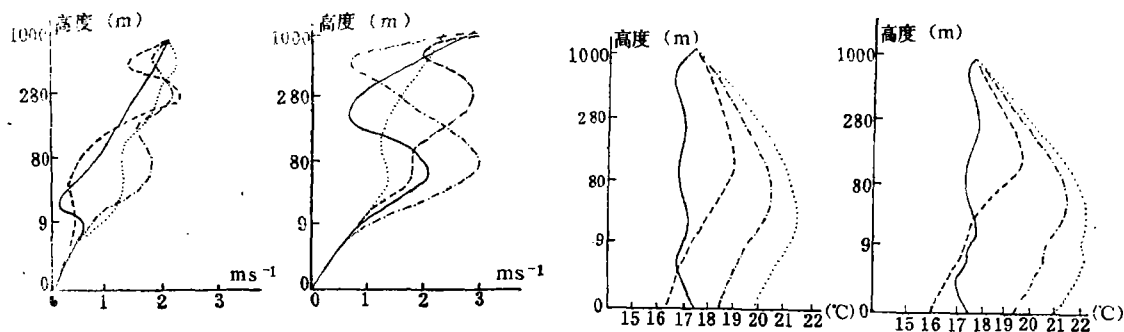


图 1 a 风速模拟廓线

图 1 b 风速实测廓线

图 2 a 温度模拟廓线

图 2 b 温度实测廓线

(点线: 19 点, 点划线: 23 点, 虚线: 5 点, 实线: 6 点)

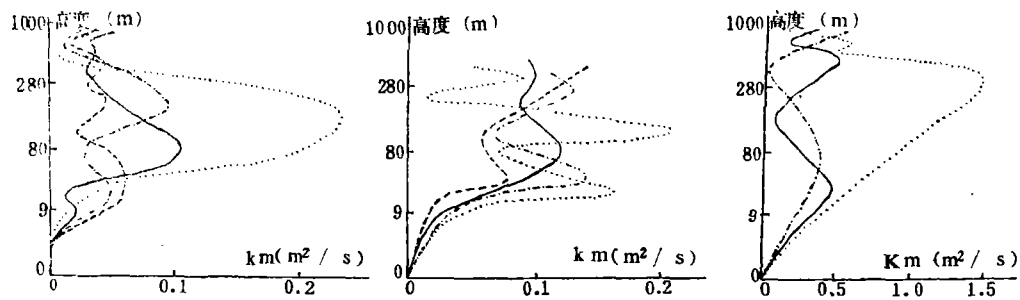


图 3 a 模拟 K_m 廓线

图 3 b 实测的 K_m 廓线

3 c 9 月 20 日模拟 K_m 廓线

(图例同图 1)

有所增大,这是雾形成后,雾内稳定度减小,湍流交换增大,上层动量向下扩散增加的结果。

图3是湍流交换系数廓线。可见,模拟的 K_m 与按实测计算值变化的趋势是一致的。其次,有雾夜晚的 K_m 比无雾夜晚的 K_m 一般小一个量级以上。而在有雾的夜晚,雾形成前, K_m 随时间减小,雾形成后,随时间逐渐增大。特别是在雾顶下方,在雾的后期出现了 K_m 的极大值。这种现象在文献[12]讨论湍流作用的模式中是不可能反映的。

2. 辐射雾的发展过程及其特征(9月23日模拟结果)

计算表明,从凌晨4时42分开始,辐射雾在9米处首先形成。然后向上、向下发展,5点左右雾接地。在最初30分钟内,雾向上发展较慢,厚度约为30米。以后,雾发展较快,50分钟内,发展到140米左右。最大含水量达0.4 g/kg,位于雾的中下部。见图4b。在雾的发展过程中,雾顶下方的稳定度降低,同时辐射冷却率达到最大,为 $-3^{\circ}\text{C}/\text{h}$ 。交换

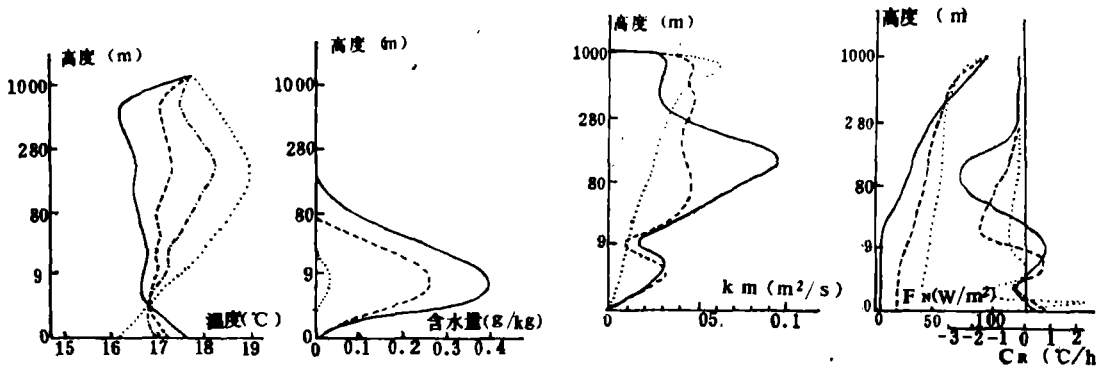


图4a 雾形成后的温度廓线

图4b 含水量变化

图4c 雾形成后交换系数 K_m 的变化

图4d 雾形成后长波净辐射通量(F_n)和辐射冷却率CR的变化

(点线, 4点42; 点划线, 5点30; 虚线, 5点45; 实线, 6点)

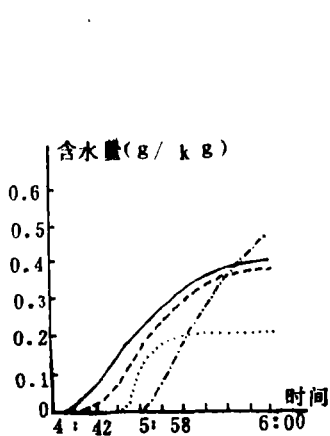


图5 贴地面层含水量变化 (点线: 0.3m处, 虚线: 1.5m处, 实线: 9m处, 点划线: 32m处)

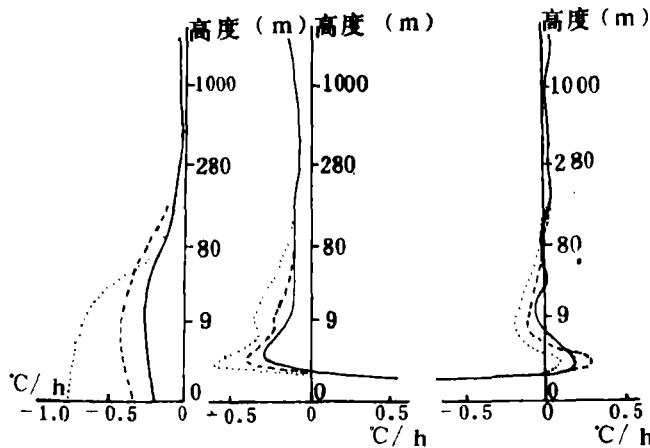


图6 总冷却率(左)辐射变温率(中)湍流变温率(右)随高度变化 (点线: 19点, 虚线: 23点, 实线: 4点)

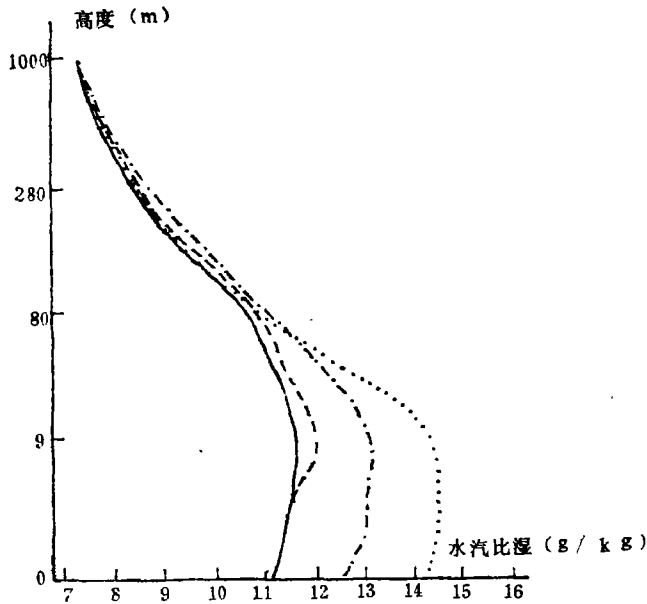
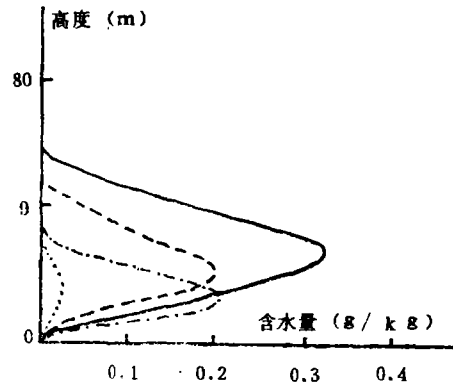


图 7 水汽混合比廓线(图例同图 1)

图 8 无湍流作用时含水量的变化
(点线: 19点, 点划线: 20点, 虚线: 21点, 实线: 22点)

系数也逐渐增加,到 06 点,增加到雾形成时的 3—4 倍,见图 4 c,d。其次,由于雾对地面长波辐射的阻挡,到了 06 点,净辐射通量下降到原来的 1/10 左右。见图 4 d。结果出现了地面超绝热,见图 4 a。从图 4 a 可以看到,雾形成后,原来的逆温层被破坏,取而代之的是雾下方的不稳定层结。一般讲,雾顶以上是稳定层结,雾顶以下是不稳定层结。图 4 a 描绘了不稳定层随雾顶一步步向上发展的过程。

从计算中还发现,地面附近总是处于蒸发状态,这是由于长波辐射受雾阻挡地面升温造成的。此外,地面附近的含水量变化缓慢,见图 5。这是雾滴的扩散、沉降和蒸发达到准动态平衡的结果。

从 8 月 7 日的计算结果来看(图略),其发展比 9 月 23 日的快,但含水量却很大,这是由于 8 月 7 日的温度较高,绝对湿度较大的结果。

3. 辐射雾的形成、发展机制

(1) 雾形成高度:两次计算均表明,雾首先是在地面以上某个高度上形成的(约 9 米)。由于没有实测含水量资料,所以不能肯定这两次雾都不是首先在地面形成的。但这种现象是存在的。如 Fleagle 曾观测到,雾首先在 1—10 米之间生成^[2]。他的解释是,在冷却地面上存在一很薄的辐射加热层的缘故。但他没有考虑湍流冷却的作用。据我们的计算,考虑了辐射和湍流冷却两种作用后的总冷却率为图 6 所示。可见,两种冷却(加热)作用在贴地面层几乎是反相位的。从总冷却率廓线来看,冷却极大值不总是地面,而是逐渐脱离地面,位于离地面一定的高度上。无雾的 9 月 20 日却没有这种现象(图略)。这可能是稳定夜晚特有的一种现象。其次,由于露水沉降,比湿廓线极大值也不在地面,而在离地面一定的高度上,见图 7。这两种效果综合作用才是雾首先在离地面一定高度上形成

的原因。可见,微弱湍流能在地面附近形成有利于雾生成的温度、湿度的垂直分布。

(2) 雾的发展:雾的发展是由两种过程造成的。其一是由于雾顶附近冷却率较大,那里的相对湿度达到饱和而发生凝结。其二是雾的扩散。虽然一部分雾滴被蒸发掉了,但蒸发使那里的湿度增加,温度降低,有利于另一部分雾滴的生存。在雾的初期,扩散系数较小,雾的发展主要由凝结引起,但由于雾顶上方较干燥,所以凝结量较小,雾发展也很缓慢。当雾发展到一定阶段,雾顶下方降温率增大,稳定度减小,导致湍流交换增强。这样将雾顶凝结的水滴扩散到更高的高度,这些水滴又使这高度的冷却率和湍流交换增大,如此循环,造成了雾的迅速发展。这是雾与环境相互作用的结果,即雾的发展改变了环境温度场、辐射场,环境场的改变又促进了雾的发展。

雾向下发展是由雾滴的重力沉降和扩散引起的。

(3) 湍流作用:将交换系数取为零,即完全不考虑湍流作用,结果表明(图8),辐射雾发生得早,但发展缓慢。可见,没有湍流作用,只有凝结作用时,雾的发展是很慢的。正如在雾的初期,湍流作用很弱,雾的发展就很缓慢。可见,湍流延迟了雾的生成,但可促进雾的发展。

(4) 含水量交换系数的取值问题:雾滴的扩散系数与动量扩散系数是不同的,但比较 $K_w = 0.6K_m$ 和 $K_w = K_m$ 的两个计算结果,发现二者并没有什么区别。原因可能是当 K_w 取得较小的时候,雾滴向上、向下的扩散受到限制,这时含水量应有所增加,但这时重力沉降也增加了,结果,雾滴扩散的减少为重力沉降的增加所补偿。在雾顶,向上扩散减少后,雾顶含水量增加,辐射冷却率也增加,这样凝结也增加,结果凝结的增加补偿了扩散的减少。另一原因是, K_m 本身很小,再乘上一个系数后并不起什么作用。

4. 结论

(1) 模式在一定程度上反映了辐射雾的特点。

(2) 湍流是决定雾能否生成和发展的主要因子之一。它延迟了雾的形成,但可促进生成后的雾的发展。

(3) 辐射雾与环境是相互作用的,雾生成后改变了环境场结构,而环境场结构的改变促成了雾的迅速发展。

(4) 辐射雾形成前,地面附近存在冷却率和比湿极大值脱离地面的现象,它是有时雾不首先在地面形成的原因。

(5) 辐射雾形成后,雾内长波净辐射通量锐减,地面升温,原来的逆温被破坏并形成超绝热层;雾顶是冷却率的极大区;雾顶上方是逆温区,下方是温度递减区;雾内交换系数增大,其极大值随雾顶抬升而抬升;雾底始终是蒸发区,含水量变化缓慢,处于扩散、沉降和蒸发的准动态平衡;温度越高,含水量越大。

(6) 可以不考虑 K_w 与 K_m 之间的差别。

参 考 文 献

- [1] Emmon, G., et al., Note on the physics of fog formation, *J. Met.* 4, 206-209, 1947.
- [2] Fleagle, R. G., A theory of fog formation, *J. Marine Research*, 12, 43-50, 1953.
- [3] Funk, J. P., Radiative flux divergence in radiation fog, *Quart. J. R. Met. Soc.* 88, 375-378, 1962.

- [4] Taylor, G. I., The formation of fog and mist, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, XLIII, 2416—268, 1917.
- [5] Rodhe, B., The effect of turbulence on fog formation, *Tellus*, 14, 49—86, 1962.
- [6] Justo, J., et al., Radiation fog formation and dissipation, A case study, *J. Rech. Atmos.*, 14, 391—397, 1980.
- [7] Korb, G., et al., Distribution of radiation energy in ground fog, *Tellus*, 20, 298—320, 1970.
- [8] Fisher, E. L., et al., An experiment in numerical prediction of fog and stratus, *J. Atmos. Sci.*, 20, 5, 425—437, 1963.
- [9] Zdunkowski, W. G., et al., A preliminary prediction analysis of radiation fog, *Pure and Appl. Geophys.*, 75, 278—297, 1969.
- [10] Zdunkowski, W. G., et al., A radiation-conductive model for the prediction of radiation fog, *Boundary Lay. Met.*, 3, 155—177, 1972.
- [11] Roach, W. T., et al., The physics of radiation fog, I—a field study, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 102, 313—348, 1976.
- [12] Roach, W. T., et al., The physics of radiation fog, II—a numerical study, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 102, 335—354, 1976.
- [13] Bokov, M. V., et al., Numerical model of radiation fog and stratus formation taking into account interactions among dynamical radiative and microphysics progress, conference on cloud physics, 300—302, 041/MA, 19—2, 1982.
- [14] Estoque, M. A., Flow over a localized heat source, *Mon. Weather. Rev.*, 97, 850—859, 1969.
- [15] Csandy, G. T., Turbulent diffusion of heavy particulates in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 20, 3, 201—208, 1963.
- [16] Yudine, M. I., Physical consideration on heavy particle diffusion, *Adv. Geophys.*, 6, 185—191, 1959.
- [17] 王庚晨, 雾微物理结构的观测分析, *气象学报*, 39, 4, 452—462, 1981.
- [18] McDonald, J. E., The saturation adjustment in numerical modeling of fog, *J. Atmos. Sci.*, 20, 5, 476—478, 1963.
- [19] Roach, W. T., et al., A high resolution infrared radiative transfer scheme to study the interaction of radiation with cloud, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 105, 603—614, 1979.
- [20] 赵德山等, 典型辐射逆温生消过程中的爆发性特征, *大气科学*, 5, 4, 407—415, 1981.

THE NUMERICAL MODELING OF RADIATION FOG

Zhou Binbin

(Shanghai College of Municipal and Architectural Engineering)

Abstract

The formation and development of radiation fog through the one-dimensional numerical model are studied. The results are as follows: (1) Fog can change the ambient field, vice versa, the ambient field may influence the fog. (2) The model fog forms initially at the level apart from the surface. The explanation is given in the paper. (3) The turbulence delays the fog formation but promotes the fog developing. (4) Whether the liquid water content exchange coefficient equals to momentum exchange coefficient or not, has no influence on the numerical results. In addition, wind, temperature, exchange coefficient, net radiative flux, etc. before and after the formation of radiation fog have been studied.