

海雾的数值模拟试验

周树华, 王孝卿, 刘桂才, 董晨娥, 邱 刚

(山东潍坊市气象局, 261011)

摘 要:采用二维数值模式,对海雾进行了数值模拟,通过不同海洋气象条件下进行的数值试验,初步揭示了海雾的生成与时空变化规律,并对其生成机制进行了初步探讨。

关键词:海雾;数值试验;生成机制

中图分类号:P426 **文献标识码:**A **文章编号:**1003-0239(2009)02-0078-06

1 引言

海雾是海洋上贴近海面气层中的一种水汽凝结现象,由于雾对能见度影响很大,故海雾对军事活动、交通运输等影响较大,是海洋上的一种极其严重的灾害性天气,故海雾的研究历来受到人们的重视。

追溯海雾的研究历史可以看到,从20世纪20年代^[1]开始一直到40年代主要进行一些观测与统计工作^[2],20世纪60年代随着Estoque^[3]边界层模式的建立,海雾的数值模式发展起来,特别是70~80年代美国进行的COMMON计划^[1],大大促进了人们对海雾的认识。

我国从20世纪40年代起开始对海雾进行研究,60、70年代发展较快,但主要限于观测研究^[2]。目前,对海雾的研究逐渐深入到数值理论方面,本文设计了一个二维数值模式,初步讨论了在不同海洋气象条件下海雾生成的可能机制。

2 方法介绍

2.1 基本方程组

设定 x 轴指向与地转风的指向相同,除气压外假定 y 方向上没有物理量的变化。这样 x - z 二维时变方程可写成如下形式:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = f v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

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

收稿日期: 2008-04-27

项目资助: 山东省气象局“渤海湾南部灾害性天气预报预警及防御对策研究”

作者简介: 周树华(1969-)男,工程师,主要从事短期天气预报。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = -\frac{\theta}{T} \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} (k_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z}) + \frac{\theta L}{T c_p} c \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (k_q \frac{\partial q}{\partial z}) - c \quad (4)$$

$$\frac{\partial l}{\partial t} + u \frac{\partial l}{\partial x} + w \frac{\partial l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (k_l \frac{\partial l}{\partial z}) + \frac{\partial G}{\partial z} + c \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (7)$$

$$p = \rho R T_v \quad (8)$$

$$T_v = (1 + 0.608q)T \quad (9)$$

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (10)$$

其中 u 、 v 、 w 分别为 x 、 y 、 z 方向上的风速分量, θ 、 q 、 l 分别为位温、比湿和液态水含量, T 、 T_v 、 p 、 ρ 分别为温度、虚温、气压与空气密度, f 是科氏参量, F_n 、 G 分别为长波净辐射通量和重力沉降通量, c 为凝结速率, L 、 c_p 、 R 分别为水汽凝结潜热、空气定压比热和干空气气体常数, g 是重力加速度, k_m 、 k_θ 、 k_q 、 k_l 分别是空气动量、热量、比湿和液态水的湍流交换系数。

设空气未饱和, 则方程(3)、(4)变为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = -\frac{\theta}{T} \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} (k_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z}) \quad (11)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (k_q \frac{\partial q}{\partial z}) \quad (12)$$

其中参数 k_m 、 k_θ 的计算选取 O'Brien^[4] 参数化公式:

$$k_g = \begin{cases} \frac{k_0 u_* z}{\phi \frac{z}{l}} & z_0 \leq z \leq h.. \\ k_H + \left(\frac{H-z}{H-h} \right)^2 \left\{ k_h - k_H + (z-h) \left[\left(\frac{\partial k}{\partial z} \right) k + 2 \frac{k_h - k_H}{H-h} \right] \right\} & h \leq z \leq H \\ k_H & z > H \end{cases} \quad (13)$$

式中 k 表示 k_m 或 k_θ 是Karman常数, 取为0.35; u_* 是摩擦速度; l 是莫宁-奥布霍夫长度; z_0 是粗糙度参数; H 是边界层高度; h 是近地层高度。在此取:

$$H=0.23u_* / f; \quad h=0.04H; \quad z_0=0.032u_*^2/g。$$

$\phi \frac{z}{l}$ 代表 $\phi_m \frac{z}{l}$ 或 $\phi_\theta \frac{z}{l}$; k_H 取为0.001, f 为科氏参量。此外, 规定 $k_q=k_l=k_\theta$ 。

进一步可求得:

$$\frac{\partial \ln Q}{\partial t} = -u \frac{\partial \ln \bar{Q}}{\partial x} - w \frac{\partial \ln \bar{Q}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \ln \bar{Q}}{\partial z} \right) - \frac{L}{R_v T} \left(\frac{\partial \ln T}{\partial z} \right) \quad (14)$$

这就是相对湿度时变方程, 其中:

$$\bar{Q} = Q \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\epsilon_2 - 1} \quad \epsilon_2 = \frac{LR}{c_p R_v T}$$

其中 p_0 为地面气压, p 为气压, k 为Karman常数, 取为0.35, R_v 为水汽比气体常数, Q 为 u 、 v 、 θ 、 q 、 l 等。

方程右边第1、2项为平流项, 若 $u \frac{\partial \ln \bar{Q}}{\partial z} + w \frac{\partial \ln \bar{Q}}{\partial z} > 0$ 则平流为正, 第3项为湍流项, 若 $k \frac{\partial \ln \bar{Q}}{\partial z} > 0$, 则湍流为正, 第四项为辐射项, 若 $\frac{L}{R_v T} \left(\frac{\partial \ln T}{\partial z} \right) < 0$ 则辐射为正, 这样就可以比较它在海雾生成中的作用大小, 从而有利于探讨海雾生成机制。

2.2 网格设置、边界条件及初始条件

水平方向取50个格点, 间隔4km, 坐标原点位于36°N、123°E; 垂直方向取上疏下密的不等距网格, 格点高度为0, 0.1, 0.3, 0.6, 1.1, 2.0, 3.5, 6.0, 10.0, 17.0, 28.0, 48.0, 79.0, 120.0, 175.0, 250.0, 350.0, 500.0, 700.0, 1000.0, 1400.0m共16层。

边界条件分别为下边界: $u=0$, $v=0$, $w=0$, $q=q(T_s)$, $l=0$, $T_s=T_s(t)$, T_s 表示海温。

上边界:

$$u=u_g, \quad v=v_g, \quad w=0, \quad q=0, \quad l=0, \quad \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_n}{\partial z}$$

初始条件: $u_g=3\text{m/s}$, $v_g=0\text{m/s}$

$$T_s = \begin{cases} 18 - 0.04i, & i \leq 25 \\ T_s(25) + 0.04i, & i > 25 \end{cases} \quad T_l = \begin{cases} 19 - 0.01i, & i \leq 25 \\ T_l(25) = 0.01i, & i > 25 \end{cases} \quad v = \begin{cases} 0.65 * 10^{-2}, & j \leq 16 \\ -0.32 * 10^{-2}, & 16 < j \leq 17 \\ -0.65 * 10^{-2}, & j > 17 \end{cases}$$

$$RH = (1 - 0.001i) RH_{(j)}^* \quad RH_{(j)}^* = \begin{cases} 95\%, & j \leq 12 \\ 50\%, & j > 12 \end{cases} \quad p_g = 1010\text{hPa} \quad l=0$$

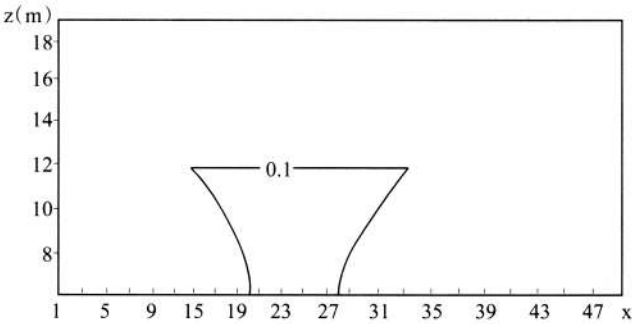
其中, T_l 、 v 、 RH 、 P_g 分别表示第一层气温、气温垂直递减率、相对湿度和地面气压, i 、 j 表示水平和垂直格点坐标, 积分步长 $\Delta t=60\text{s}$,

由以上条件利用式(14)建立模式, 对下表所示的气象条件差异研究平流、湍流和辐射在海雾生成过程中的作用。

实验序号	实验条件差异	实验目的
1	无(与初始条件一致)	基础实验
2	$u_g=9m/s$	研究地转风的影响
3	$T_s=\begin{cases} 18-0.04i, & i\leq 25 \\ T_s(25)+0.04i, & i>25 \end{cases}$	研究海温梯度的影响
4	$RH_{(j)}^*=\begin{cases} 98\%, & 1\leq j\leq 12 \\ 50\%, & j>12 \end{cases}$	对湿度垂直分布影响

3 海雾的时空变化特征

将上述条件代入模式中运行,由实验1,在海洋中部(冷水区)接近海面处首先有雾生成。随着时间推移,雾向上下游发展,范围逐渐扩大,液态水含量也逐渐增多,如图1、2所示,分别为积分8h、15h的雾液态含水量分布等值线。



(图中横轴x下方数字表示x方向格点序号,间隔4km,纵轴z方向数字表示格点高度,下同)

图1 积分8h的雾含水量(单位:g/m³)分布等值线

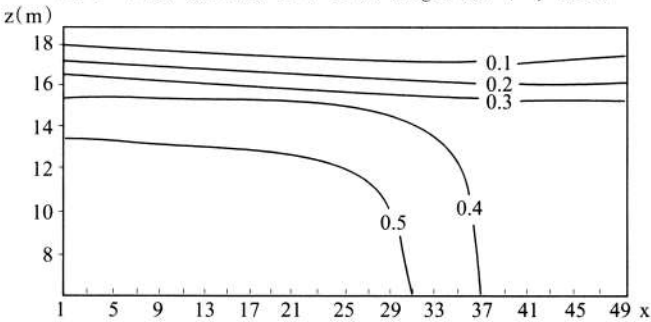


图2 积分15h的雾含水量(单位:g/m³)分布等值线

由实验2(图略),地转风速增大至9m/s,则雾生成时为6h左右,较基础实验有推迟,而且雾首先在高空生成,随着积分时间的延长雾将慢慢向下发展。
由实验3可知,当海温梯度增大时,成雾时间将有所提前。
由实验4可知,雾首先生成于相对湿度大的高度。

4 平流、湍流、辐射效应(影响效果)分析

前面我们引入了相对湿度时变方程(式 14)，对平流、湍流、辐射效应进行了定性分析。下面我们在前述数值模式的基础上，对其进行定量的数值研究。

图 3 为实验 1 中 3 种效应及总效应的时变图，由图可见，3 种效应的变化均为随时间逐渐减小，其中以辐射效应的影响最大，这表明相对湿度增加的速度随时间减小。

图 4 为实验 1 中海区的左($i=1$)、中($i=25$)、右($i=50$)部代表点 3 种效应的总效应分布图，表明冷区的效应最显著，因此当相对湿度分布比较均匀时，雾往往在冷区先生成；

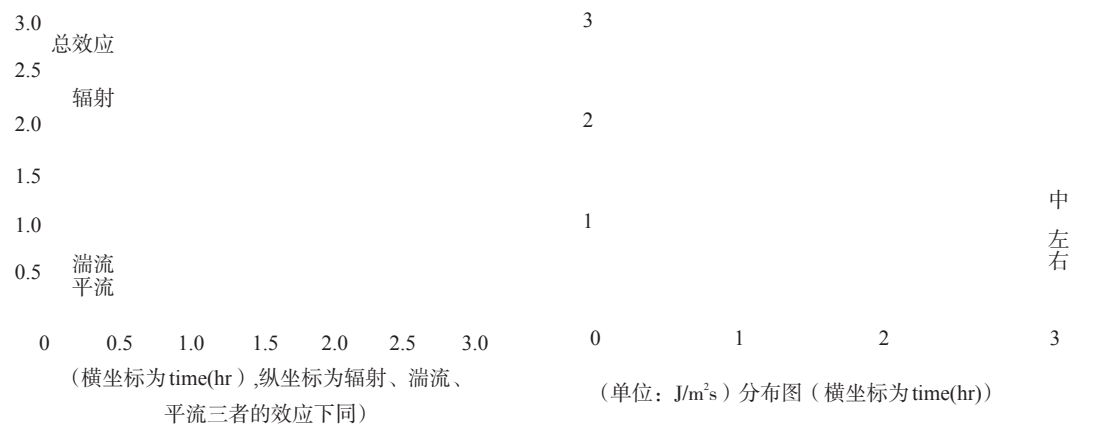


图 3 实验 1 中积分 4h 的 3 种效应及总效应
(单位: J/m^2s) 的时变图

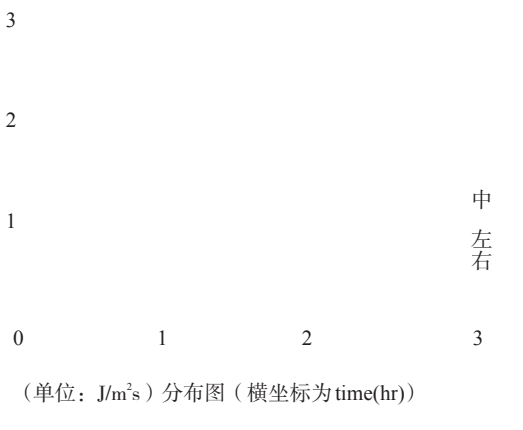


图 4 实验 1 中海区的左、中、右部代表点
3 种效应的总效应

图 5a、b 为实验 1、2 中海区中部代表点($i=25$)上总效应的垂直分布廓线，由图可见地转风速大时总效应在靠近海面的高度上出现最大值。

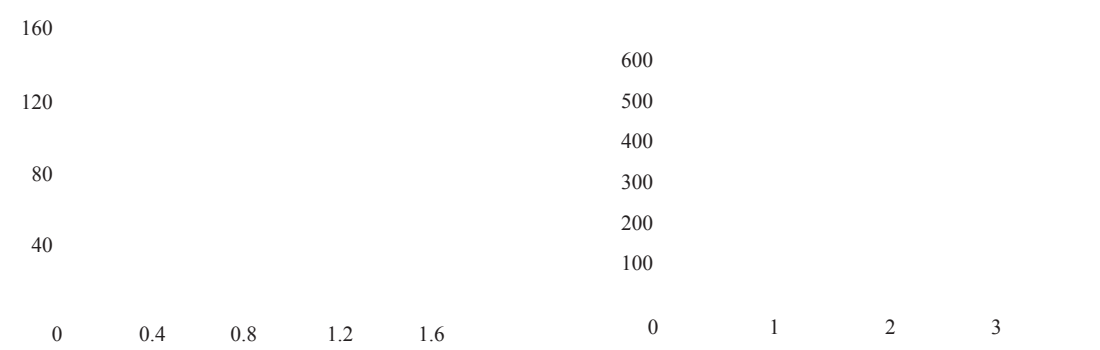


图 5a 实验 1 中海区的中部代表点($i=25$)上
总效应(单位: J/m^2s)分布图(横坐标为 time(hr), 纵坐
标为高度, 单位 m)

图 5b 实验 2 中海区的中部代表点($i=25$)
上总效应(单位: J/m^2s)分布图(横坐标为 time,
纵坐标为高度, 单位 m)

5 小结

通过以上实验,利用赋予模式不同的海洋气象条件得出不同结果,对结果进行比较、分析、鉴别,得出了海雾的生成和发展的特征及决定因子,海雾往往首先在冷水区生成,随地转风速的增大,其初生高度从海面升至高空,随时间推移,向上下游均有发展,当海温梯度大时雾生时间将提前,而当地转风速增大时,雾生成时间将推迟。

综上所述:

(1) 海雾的生成与发展与海温、相对湿度、地转风等海洋气象因子密切相关。

(2) 在海洋气象因子中,空气相对湿度的增大将有利于海雾的生成,地转风速大将不利于海雾的生成,但海雾一旦生成,往往始于高空,海温梯度主要影响海雾的生成时间。

(3) 在海雾生成过程中,平流、湍流、辐射效应起了决定作用,3种效应均是随时间减小,从水平方向看,冷区的效应显著,从垂直方向看,当地转风速小时,近海面附近的效应显著,地转风速大时,远离海面处的效应显著。3种效应中,辐射的作用更主要。

参考文献:

- [1] Dale F.leipper. Fog on the U.S west Coast .Bulletin of the American Meterorological Society.Vol, No.2, 1994, 75, 229-240.
- [2] 王彬华. 海雾[M]. 海洋出版社,1983, 1-5.
- [3] Estoque M.A. A Numerical Modle of the Atmosphere Boundarylayer. J.Geoes phys R, 1963, 68, 1103-1113.
- [4] James J. O'Brien. A Note on the vertical structure of the Eddy Exchange coefficient in the planetary layer. J Atmos Sci, 1970, 27:1213-1215 .