

东亚地区黄沙长距离输送模式设计*

黄美元 王自发

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 在比较国内外相关起沙机制模型的基础上, 结合中国北方大量气象台站的有关起沙过程的观测资料, 提出了一个适合我国北方的用于黄沙输送模拟与预报的新的起沙机制模型。采用此起沙模型, 通过对黄沙输送过程中的干沉降过程、降水清除过程的参数化处理, 建立了适合东亚地区的分谱的黄沙输送模式。模式考虑了黄沙的分谱机理及可能的微物理过程。通过与实测资料的对比, 表明模式可以较好地模拟黄沙的输送过程。

关键词 黄沙 分谱 输送 模拟 起沙机制

1 引言

由于黄沙粒子在地球-大气系统中的气候及化学作用^[1], 有关它的实验和模式研究已引起国内外科学家的兴趣。有关撒哈拉地区沙尘的输送, 西欧和北美的科学家已作了大量的研究, 虽然起源于中国沙漠和黄土高原的黄沙的向太平洋输送的通量远大于撒哈拉向大西洋输送的沙尘量^[2,3], 但相关的研究还很不充分。这主要是由于有关沙尘的很多不确定性引起的。如在什么样的天气条件下沙尘可以抬升至中对流层并且输送较远的距离? 沙尘卷起量和地面风场、气象场有何关系? 黄沙的时空分布如何? 垂直可达多高? 水平可传多远? 一次黄沙输送过程可以向源区以外陆地和海洋输送量为多少? 其对生态系统有何影响? 长距离输送过程中粒子大小和成分改变否? 其变化机理如何? 由于相关的观测很少, 模式研究就对于深入了解这些问题提供了一个主要的工具。

对于东亚地区黄沙输送的研究已有一些有意义的工作。徐国昌等^[4]对甘肃 1977 年 4 月 22 日的特大沙尘暴进行了诊断分析, 对沙尘暴发生时的天气要素场演变特征及其成因作了分析。Uematsu^[5]统计了亚洲地区历史上发生过的沙尘暴情况。张德二^[6]对我国历史时期以来降水进行天气气候分析。Maruyama^[7]应用 GMS 卫星资料对 1982~1988 年间的黄沙天气现象进行了浓度分布的反演。邱金桓等^[8]利用激光雷达对沙尘暴期间的气溶胶的消光系数进行了测量。对气溶胶的粒子谱的光学特性^[9]、水平、垂直分布及化学成分^[10]的测量也很多, 如周明煜等^[10]、世野泰弘等^[11]、Okada^[12,13]。北太平洋地区(日本和韩国)的观测表明了黄沙期间硫酸根和硝酸根显著增加^[14], 并且通过飞机取样, 黄沙即使在相对湿度小于 40% 的情况下也有一部分粒子表面是湿的, 并且表面包含一层饱和硫酸根和硝酸根的可溶性溶液。关于东亚黄沙的输送模拟研究已有一些。Zhang^[15]对黄沙输送过程中表面氯化物的非均相化学过程进行了数值模拟。利用轨迹模

1998-02-10 收到, 1998-03-09 收到修改稿

* 本文为大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室开放课题, 得到中国科学院“九五”重大项目 KZ951-A1-A03-03-03 及大气边界层物理和大气化学国家重点实验室“百人计划”资助

式对黄沙输送进行研究的有 Sheng^[16]和 Kitamarthi^[17]。谭季青¹⁾通过在区域模式中耦合气溶胶粒子平衡方程建立了沙尘暴的预报系统,其考虑了起沙、干沉降过程,并未考虑降水清除作用。

总之,对于东亚地区的黄沙的输送物理及化学过程的研究还处于起步阶段,存在的科学问题还很多,对影响黄沙输送的许多物理过程如起沙机制、分谱机制、沉降机制等还很不清楚。有关东亚黄沙输送模式的几个模式的起沙机制模型均直接引用撒哈拉地区的模型,并且源地仅局限于几个沙漠地区,没有考虑沙尘途中沙尘的添加。虽然有些模式对沙尘粒子进行了分谱,但并未考虑谱型的变化,尤其是微物理过程的影响。

本文提出了一个适合东亚地区的新的起沙机制模型,发展了一个黄沙输送模式,可用之研究黄沙的起沙、输送、沉降过程及粒子谱的时空变化规律。下面介绍分谱黄沙输送模式的设计及数值试验。

2 黄沙输送方程及求解

影响黄沙浓度时空分布的因子主要有起沙源强、平流输送、湍流扩散、化学变化、干沉降和降水清除。假设黄沙浓度符合连续方程,则有

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial uC}{\partial x} + \frac{\partial vC}{\partial y} + \frac{\partial wC}{\partial z} = \nabla \cdot K \nabla C + P + L, \quad (1)$$

其中 C 为黄沙质量浓度, u 、 v 、 w 为风速, K 为湍流扩散系数, P 为产生项, L 为汇项。

采用地形坐标下球坐标系,黄沙输送方程写为

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(\Delta H C_i) + \frac{\partial}{R \cos \theta \partial \varphi}(u \Delta H C_i) + \frac{\partial}{R \cos \theta \partial \theta}(v \cos \theta \Delta H C_i) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(W C_i) \\ &= \frac{K_\varphi \partial}{R^2 \cos^2 \theta \partial \varphi}(\Delta H \frac{\partial C_i}{\partial \varphi}) + \frac{K_\theta \partial}{R^2 \cos \theta \partial \theta}(\Delta H \cos \theta \frac{\partial C_i}{\partial \theta}) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(k_\sigma \frac{\partial C_i}{\partial \sigma}) \\ &+ S \Delta H - D \Delta H - T_w \Delta H + T_M \Delta H + T_A \Delta H, \end{aligned} \quad (2)$$

$C_i (i=1,9)$ 为不同粒子谱浓度, S 为起沙源项, D 为干沉降项及下降末速度项, T_w 为降水清除, T_M 为微物理项, T_A 为非均相化学项, σ 为地形坐标,

$$\sigma(\theta, \varphi) = \frac{z - h(\theta, \varphi)}{H(\theta, \varphi) - h(\theta, \varphi)} = \frac{z - h}{\Delta H}, \quad (3)$$

其中 $H(\theta, \varphi)$ 为对流层高度, $h(\theta, \varphi)$ 为地形高度。在地形坐标下,上下边界条件比较好处理,同时地形坐标下低层水平面是一个地形面,对于讨论污染物的分布是非常方便的。由空气质量守恒方程可得出等效垂直运动速度 W :

$$W = \omega - \frac{u}{R \cos \theta} \left(\frac{\partial h}{\partial \varphi} + \sigma \frac{\partial \Delta H}{\partial \varphi} \right) - \frac{v}{R} \left(\frac{\partial h}{\partial \theta} + \sigma \frac{\partial \Delta H}{\partial \theta} \right). \quad (4)$$

侧边界为单向面,允许物质流出但不许流入。上边界为封闭面,下边界为吸收边界。下边界(地面)主要的物理过程起沙源强和干沉降,其边界条件写为

1) 谭季青, 1995, 东亚沙尘暴数值预报系统研究, 北京大学博士后出站报告

$$-\bar{n} \cdot K \nabla C_i = V_d C + S,$$

其中 V_d 为干沉降系数 (包括下降末速度), S 为起沙源强。

模拟区域包括 71 个经度 (75~146°E)、44 个纬度 (16~60°N), 网格距为 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直分为 8 层。方程采用差分方法利用时步分离技术求解, 格点分布及差分格式类似于硫化物输送模式^[18]。

3 新的起沙机制模型设计

沙尘从源地起沙是在一定的条件下发生的。起沙临界风速的确定是模拟起沙过程的难点。Helgren^[19]用 1974 年 1 月至 8 月撒哈拉地区 8 个站共发生的 41 次扬沙事件得出临界风速在 5 至 12.5 m/s 之间, 平均值为 8.2 m/s, 并且临界风速与下垫面土壤类型及测站的地理位置有关。但 Westphal^[20]根据该地区同样 8 个站 1979 年 8 月 23 日至 9 月 23 日的资料发现 12 个扬沙事件中近地面风速总平均为 4.6 m/s。Kalma 等^[21]对澳大利亚风沙的研究表明 10 m 高临界风速为 6.5 m/s。村山^[22]分析了 1988 年和 1989 年两次黄土带、沙漠边缘、沙漠的黄土起沙的临界风速与水平能见度的关系, 其得出黄土高原的起沙风速在 10~12 m/s。胡孟春等^[23]风洞实验研究表明, 流沙和戈壁的扬尘具有不同的启动风速并给出了甘肃河西走廊地区不同类型地表物质 (戈壁和沙漠) 的扬尘速率、起沙速率。由于戈壁表层有 5~15 cm 厚石层覆盖, 起沙风速较之流沙大。在酒泉所采集的洪积戈壁试样起沙风速为 10 m/s, 而在敦煌东 40 km 处采集的冲洪积戈壁试样起沙风速为 7 m/s, 而流沙试样 6 m/s 即可起沙。关于起沙量的计算, Bagnold 研究^[24]表明输沙量 q 与摩擦速度的三次方 (u_*^3) 成正比, Gillette 研究^[25]存在以下关系:

$$q \propto u_*^2 (u_* - U_{*th}),$$

其中 u_{*th} 为临界摩擦速度。Shinn 等^[26]1978 年对沙漠、耕地的垂直通量进行了测量, 存在以下关系:

$$F = -F_0 \left(\frac{u_*}{u_0} \right)^{\gamma+1},$$

其中 u_0 为基准速度 (1 m/s), γ 在 2~7 之间, F_0 为 $u_* = u_0$ 时的起沙量。

数值模拟沙尘的输送过程, 起沙过程是关键。Westphal^[27]起沙机制模型采用临界摩擦速度 (45 cm/s) 作为是否起沙和计算起沙量的因子, 沙通量 $F_s = 10^{-14} u_*^4$ 。运用于撒哈拉地区, 并且被国内的一些学者引用用于东亚地区的起沙, 如刘毅^[28]、谭季青等。谭季青起沙机制模型, 采用临界摩擦速度作为是否起沙和计算起沙量的因子。模型如下: 计算东亚八大起沙源地的摩擦速度 u_* 。大于临界摩擦速度且为上升运动, 则认为是起沙源区。起沙源地通量 $F_s = 2.3 \times 10^{-13} u_*^4 / \Delta z$, 按 $N(r) = r^{(1-3b)/b} \exp(-r/ab)$ 确定源地不同粒径粒子分布。Zhang Yang^[29]起沙机制模型运用于研究东亚地区黄沙的输送问题。起沙可能源区为黄土高原 (34~41°N, 102~114°E) 和戈壁沙漠 (40~45°N, 95~110°E), 这种起沙机制考虑了两种源, 连续源和不连续源。对于连续源, 起沙量 $E = 1.4 \times 10^{-15} C \cdot A \cdot \Delta T [u_*^4 (1 - u_{*c}/u_*)]$, 其中 u_* 、 u_{*c} 为摩擦速度和临界摩

擦速度, u_* 对于戈壁取值为 30 cm/s , 黄土高原取值为 55 cm/s 。并且假设 70% 由风场的起沙量又沉降落到地面。不连续源主要考虑如森林大火的作用, 作为点源加入。Nickovic^[30] 起沙机制模型起沙量的计算采用浓度而不是通量。起沙源区为沙漠和半沙漠地区。该机制描述了沙尘粒子进入大气经历两个过程:

(1) 当源区模式最低层风超过临界风速, 则沙尘粒子可以“移沙”, “移沙”是指一定数目的沙尘粒子易于移动。假定一个最大沙尘浓度 $C_{\max}$ 为空气中可接收地面沙尘的最大量, 考虑了地面湿度的状况的 $C'_{\max}$ 为

$$C'_{\max} = \begin{cases} (1 - w/w_t)C_{\max}, & w < w_t \\ 0, & w \geq w_t \end{cases}$$

其中 w 为地面湿度, w_t 为饱和地面湿度, $C_{\max} = 3.2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, $w_t = 2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。引进 C_0 为地面有效起沙浓度, 采用摩擦速度计算:

$$C_0 = \begin{cases} 0, & u_* < u_t \\ C'_{\max} |u_* / u_c|^n, & u_t < u_* < u_c \\ C'_{\max}, & u_* > u_c \end{cases}$$

其中 u_t 为起沙摩擦速度, 取值为 0.5 m/s , $u_c = 1.2 \text{ m/s}$, $n = 3$ 。

(2) 地面只有“移沙”粒子可以由于湍流等垂直混合到模式最低层, 相应通量 F_s 为

$$F_s = K_s \frac{C_{1m} - C_0}{\Delta z},$$

K_s 为湍流交换系数。

Ina Tegen^[31] 起沙机制模型运用于研究气候平均状况全球沙尘的源、输送及光学厚度。把沙尘分为 4 类: 粘土 ($r < 1$)、细粉沙 ($1 < r < 10$)、粗粉沙 ($10 < r < 25$) 和细沙 ($r > 25$), 沙尘源区及源强由地面风速、土壤的水含量和土壤植被确定。假设沙漠、草原和裸露地为可能的起沙源区。起沙量 q_a 的计算采用 $q_a = C(u - u_{tr})u^2$ 计算, 其中 u 和 u_{tr} 分别为地面风速和临界风速, 临界风速取为 6.5 m/s , C 对于不同类的沙尘取为常数。

在综合分析东亚地区起沙的下垫面条件、天气条件和气候背景的基础上, 利用中国 400 个气象台站有关沙尘的观测资料, 并参考以上的起沙机制模型, 设计出一个东亚地区的起沙机制新模型, 该模型首先判断是否起沙, 如果起沙再计算起沙量。

可能起沙源区的设定。根据 1980~1989 年气象站观测资料, 在春季我国北方大部分地区均有可能起沙, 而不仅仅局限与黄土高原和沙漠地区。因而模型设定的起沙源区包括我国境内的八大沙漠 (沙区)、黄土高原、北方的草原、耕地、及一些落叶林区, 不同的下垫面采用不同的权重 (表 1), 并且随纬度和季节变化。同时给出了不同地区不同下垫面的粒子谱分布特征, 并作为起沙后分谱的影响因子。是否起沙的判断选择了

表 1 模型采用不同下垫面沙尘含量的权重因子 (C_1)

下垫面类型	水面	常绿阔叶林	针叶和落叶阔叶林	高纬落叶林	草地	戈壁
权重因子	0	0	35	50	180	240
下垫面类型	冰面	落叶阔叶林	针叶林	沼泽	耕地	沙漠
权重因子	0	40	30	0	200	1600

注: 对于黄土高原作了特殊考虑, 权重因子取为 1200

以下判据:

(1) 天气系统判据。主要判断锋面气旋天气系统, 如果起沙源区处于这种天气系统控制, 则起沙的可能性增大。模式中采用一些指标 (如 12 小时变温及上升运动) 来判断是否锋面。

(2) 风场判据。达到起沙风速是起沙的基本条件。采用临界摩擦速度和临界风速相结合的判据。仅当超过临界摩擦速度或临界风速时才可起沙。不同地区不同下垫面不同粒径采用不同的临界摩擦速度。

(3) 下垫面的湿度状况判据。采用模式最低层的相对湿度作为判据, 一般来说, 相对湿度小于 40% 才能起沙, 但这个临界相对湿度因地区而异。

以上判据指标的设定方法主要依据各台站实际观测是否有沙尘与模型根据相应指标判断是否有沙尘的对比得到, 所取的指标使得漏报与虚报的次数达到最小。对于临界摩擦速度取值范围在 0.4~0.8 m/s 之间, 随地点、季节、下垫面而变化, 如塔克拉玛干沙漠 4 月份有些地点天天起沙, 所要求的起沙条件也很低, 则其临界摩擦速度取小一些。临界相对湿度一般取 40%, 对于东部地区取值大一些。12 小时变温为升温且不超过 6°C, 则无起沙。另外对于某些物理量远远超过指标, 但有一些物理量低于指标者, 也可能产生起沙, 定义了这种情况下三大指标的权重, 如果有一项特别显著, 则也可以起沙。

模式起沙量采用沙尘排放源强的概念进行计算,

$$\frac{\Delta H_{i,j}(C_{i,j,l}^{t+1} - C_{i,j,l}^t)}{\tau} = \frac{Q_{i,j,l}}{\Delta \sigma_{i,j}}, \quad (5)$$

其中 $C_{i,j,l}^t$ 为 t 时刻 (i,j) 格点上第 l 档黄沙粒子浓度, ΔH 、 $\Delta \sigma$ 见 (3) 式, 为考虑下垫面的影响, 起沙源强 $Q_{i,j,l}$ 根据摩擦速度和相对湿度按下式计算

$$Q_{i,j,l} = C_1 C_2 u_{*,i,j,l}^2 (1 - u_{*,0i,j,l} / u_{*,i,j,l}) W_{i,j,l} R_{i,j,l}, \quad (6)$$

式中 $Q_{i,j,l}$ 的单位为 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 其中 C_1 为与下垫面权重, 与植被类型有关 (见表 2), C_2 为一个常数由实验得到, 取为 2.9×10^{-11} , $u_{*,i,j,l}$ 是瞬时摩擦速度, $u_{*,0i,j,l}$ 为临界摩擦速度, 随不同区域和下垫面不同。 $R_{i,j,l}$ 为不同粒径粒子在起沙量中所占的比例, 与下垫面的粒径分布有关, 根据相关的观测资料得到。 $W_{i,j,l}$ 为考虑下垫面湿度状况因子, 按下式计算:

$$W_{i,j,l} = \begin{cases} (1 - H_r / H_{r0}), & H_r < H_{r0} \\ 0, & H_r \geq H_{r0} \end{cases} \quad (7)$$

式中 H_r 、 H_{r0} 分别为模式最低层的相对湿度和临界相对湿度, H_{r0} 随地区和下垫面而变化, 一般地, 取为 40%。摩擦速度采用下式计算:

$$u^* = \frac{V_s \kappa}{\left[\ln \frac{z_s}{z_0} - \varphi \left(\frac{z_s}{L} \right) \right]}, \quad (8)$$

其中 V_s 是模式最低层的中点风速, κ 为卡曼常数, z_0 是地面粗糙度, L 为 Monin-Obukhov 长度, φ_m 为动量稳定度参数。

根据 1986~1988 年全国 465 个台站的观测资料, 采用模拟是否起沙与观测是否起

表 2 模型采用不同因子计算的起沙情况 (1988 年 4 月)

	观测	模型模拟	A	B	C	D
正确	起沙	起沙	676	557	554	458
漏报	起沙	无起沙	106	225	228	324
虚报	无起沙	起沙	2169	1144	1336	664
正确	无起沙	无起沙	6619	7644	7452	8124
漏报+虚报			2275	1369	1564	988

其中 A、B、C、D 按下表定义, Y 为采用, N 为不采用

条件	大于临界摩擦速度	大于临界相对湿度	天气系统判据
A	Y	N	N
B	Y	Y	N
C	Y	N	Y
D	Y	Y	Y

沙相比较, 采用虚报和漏报达到最小为标准, 总结了各个起沙区、下垫面的一套模式所需的参数。为体现所建起沙模型几个因子的作用, 分别采用不同的因子。表 3 给出 1988 年 4 月的情况, 结果表明模型采用三个因子要好于单个因子。仅采用大于临界摩擦速度条件虽然漏报台站数最少, 但是虚报的次数特别多。采用了三个因子的模型漏报加虚报的次数最少为 988, 而只采用大于临界摩擦速度的为 2275 次。因此仅采用单个因子如大于临界摩擦速度, 其结果是不好的。

4 黄沙沉降及分谱机理

4.1 干沉降及湿清除的参数化

干沉降和降水清除过程是黄沙物质循环中重要一环。它直接影响黄沙粒子的空间分布和长距离输送。由于目前对黄沙粒子的干湿清除过程的了解还不多, 模式中仅能对其进行相应的参数化处理。

影响黄沙干沉降的因子主要有重力作用和湍流作用。湍流作用采用计算一般气溶胶的考虑地表状况及天气稳定度的干沉降速度的阻力模型, 重力作用则主要考虑下降末速度。

对于模式最底层, 黄沙粒子的干沉降速度可表示为

$$V_d = \frac{1}{R_a + R_b + R_a R_b V_g} + V_g, \quad (9)$$

其中 V_g 为下降末速度, 表 3 给出了模式各档中值粒子的下降末速度; R_a 和 R_b 为阻力项,

$$R_a = \frac{\ln(Z_r / Z_0) - \Psi_c}{ku^*},$$

$$\Psi_c = \begin{cases} -6.35Z/L & (Z/L > 0), \\ Z \ln[1 + 0.74\Phi_c^{-1}]^2 & (Z/L < 0), \end{cases}$$

$$R_b = \frac{\ln(Z_0 / Z_c)}{ku^*}.$$

在模式其他层, $V_d = V_g$.

Pruppacher 和 Klett^[32]认为云中和云下的上限清除系数独立于粒子和雨滴大小, 清除系数 $\Lambda = 1.5 ER^{0.79}$, 其中 E 为搜集效率 ($E=0.83$), R 为降水率 (单位为 mm/h)。对强降水, 上式会过高估计 Λ , 他们使用 $\Lambda_f = 10.8R^{0.16} / H$, H 为云厚或模式的层厚。

把降水分为对流性降水和非对流性降水, 清除系数为

$$\Lambda = (1 - a_p)\Lambda(R_n) + a_p\Lambda(R_n + R_c / a_p), \quad (10)$$

式中 a_p 为降水中对流性降水的比例, R_n 和 R_c 为非对流性和对流性降水率。

4.2 分谱特征及微物理过程处理

黄沙分谱特征主要从几个方面体现, 一是起沙时的分谱, 根据各地的地面粒径分布的差别, 考虑起沙过程中随风场、地貌、植被变化而扬起不同的粒径的沙尘粒子; 二是不同粒径沙尘的下降末速度的差别对粒子进行筛选, 离源区越远, 粒径会越小, 高空的粒径小于低层; 三是微物理过程的影响, 干燥天气条件下对于粒径大于 $5 \mu\text{m}$ 的粒子, 碰撞结合的几率很小, 但是由于东亚黄沙的输送往往是大尺度气旋系统, 从卫星云图上看经常伴有云的出现, 因而黄沙与云的碰并等微物理过程也有一定的作用; 四是降水的清除作用。

微物理过程的作用在干燥条件下可能不大, 由于风沙输送路径上并不全为干燥, 甚至会有降水性天气过程。历史上的“黄雨”、“黄雪”说明了这一点。输送模式中建立了在合适条件下自动启动的考虑随机碰并、重力碰并、蒸发、凝结及与降水粒子清除的微物理过程模型。

参照 Toon 等的研究^[33], 黄沙输送模式按如下方法把黄沙粒子分为 9 档。

$$v_1 = \frac{4}{3}\pi r_1^3, \quad v_i = (V_r)^{i-1} v_1, \quad r_i = (V_r)^{i-1/3} r_1, \quad (11)$$

$$r_{up} = [(2V_r) / (1 + V_r)]^{1/3} r_i, \quad (12)$$

其中 V_r 为常数, 取为 7, 把黄沙粒子粒径从 $r_1 = 0.5 \mu\text{m}$ 到 $r_9 = 90 \mu\text{m}$ (表 3), r_i 和 v_i 分别为第 i 档的中值半径和体积, r_{up} 为档顶粒子半径。档的体积宽度和半径宽度分别为

$$dv_i = [(V_r - 1) / (V_r + 1)] 2v_i, \quad (13)$$

$$dr_i = [2 / (V_r + 1)]^{1/3} (V_r^{1/3} - 1) r_i. \quad (14)$$

为了较好地考虑与黄沙有关的微物理过程, 将每一档的气溶胶分为三种类型: 一是可以碰并增长但不可由水汽凝结增长, 如黄沙粒子、海盐、不挥发的碳化合物; 二是凝结增长的气溶胶, 如水滴、硫酸盐气溶胶, 它们可以外来注入或均相化学过程形成; 三是两者的混合体, 其可以凝结增长, 也可以通过碰并、与气体的非均相化学作用、非均相核化增长。这三类粒子的初始比例按如下方法得到: 第一类气溶胶由模式如起沙过程产生, 第二类气溶胶为输送模式的计算值, 第三类气溶胶的初始量为零, 然后通过微物理过程和非均相化学过程形成不同的比例。

表 3 黄沙输送模式中的粒子谱分档及下降末速度 V_g m/s

档	1	2	3	4	5	6	7	8	9
半径/ μm	0.5	0.96	1.83	3.5	6.7	12.8	24.5	46.7	90.0
V_g	1.09 $\times 10^{-5}$	4.01 $\times 10^{-5}$	1.46 $\times 10^{-4}$	5.34 $\times 10^{-4}$	1.96 $\times 10^{-3}$	7.15 $\times 10^{-3}$	2.61 $\times 10^{-2}$	9.57 $\times 10^{-2}$	0.35
观测	<0.65	0.65~1.1	1.1~2.1	2.1~3.3	3.3~4.7	4.7~7.0	7.0~11.0	>11.0	
源	<2		2~5		5~10		10~50		>50

5 输入资料及气象场的处理

模式考虑了地面的植被特征,把地面植被分为 15 类^[34],作为模式的输入场加入,并考虑了植被尤其是北方草原的季节变化。地形资料采用中国科学院大气物理研究所资料中心的地形网格资料。关于沙漠及黄土高原特征如沙漠及黄土的分布范围^[35]、地面粒子谱分布特征的资料也形成网格化资料作为模式的输入场。

由于临界起沙风速(文中采用摩擦速度)随下垫面、地区、天气条件等的变化而变化,因而根据中国诸多台站多年的统计初步总结了一些典型地区的临界起沙摩擦速度,并作为模式的输入资料。

气象场采用欧洲中心 ECMWF 实测资料分析场,对不同年份有两种资料,一种是时间间隔 6 小时,网格 $1^\circ \times 1^\circ$;另一种是时间间隔 12 小时,网格 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。对后一种资料需要作特殊处理。降水采用台站的观测资料内插得到。

6 模拟试验

用于作数值试验的黄沙输送过程发生于 1988 年 4 月 9~23 日,由于两次欧洲大槽相继东移,引导西伯利亚冷空气爆发入侵我国北方,受冷空气不断影响,上旬末至下旬初,西北东部、华北和东北西部出现了 3 次大范围的大风。沙尘、扬沙和浮尘天气,风力一般 5~8 级,局地达 12 级,大风挟带着大范围的黄沙南下,使黄淮、江淮等地出现了浮尘,浮尘最南端曾扩展到广西桂林,浮尘扩散范围之广、持续时间之长、黄沙弥散天气之多均为近年少见。

从 4 月 9 日至 23 日,黄沙主要经历了以下输送过程,第一次从 9 日开始到 15 日黄沙消失在东南沿海,黄沙主要由西北向东南输送,从新疆塔克拉玛干,经青海、陕西、黄土高原到中国东部地区,东端到达日本,南端到达华南,几乎席卷了整个东亚;第二次从 14 日开始,22 日消失,从 14 日至 17 日基本为由北向南输送,直插华中,18~19 日黄沙在黄土高原剧烈发展,改由从西向东输送,向南扩展。

下面对模拟的黄沙浓度与台站观测进行逐日对比分析。图 1 为模式计算的黄沙浓度与观测的结果。图中的方块由浅到深分别为浮尘、扬沙和沙尘天气。4 月 10 日在新疆塔克拉玛干沙漠、青海、甘肃、陕西等地出现沙尘与扬沙、浮尘天气,东部也有零星的测站观测到黄沙。模式计算的黄沙高值区也有两块,西部的塔克拉玛干地区和东部的甘

肃、陕西、山西、内蒙古等地, 中心最大值超过 $1500 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 。11 日黄沙向东、向南输送, 东端到达渤海、山东半岛, 南端到达武汉地区, 东部各台站观测到的黄沙现象与计算值符合得很好。新疆地区的黄沙现象没有计算出。11 日的浓度值比 10 日普遍降低。

12 日模拟的黄沙浓度值进一步降低, 并向东、向北、向南输送, 东北到达乌兰浩特地区, 东端到达朝鲜半岛, 南端到达华东、华南。观测到的黄沙现象包括了东部的大部分地区, 与模拟的结果类似。13 日模拟的黄沙进一步向东输送, 南端到达台湾, 东部到达东海、日本海、西日本, 浓度高值区位于江淮、黄海、朝鲜半岛和日本

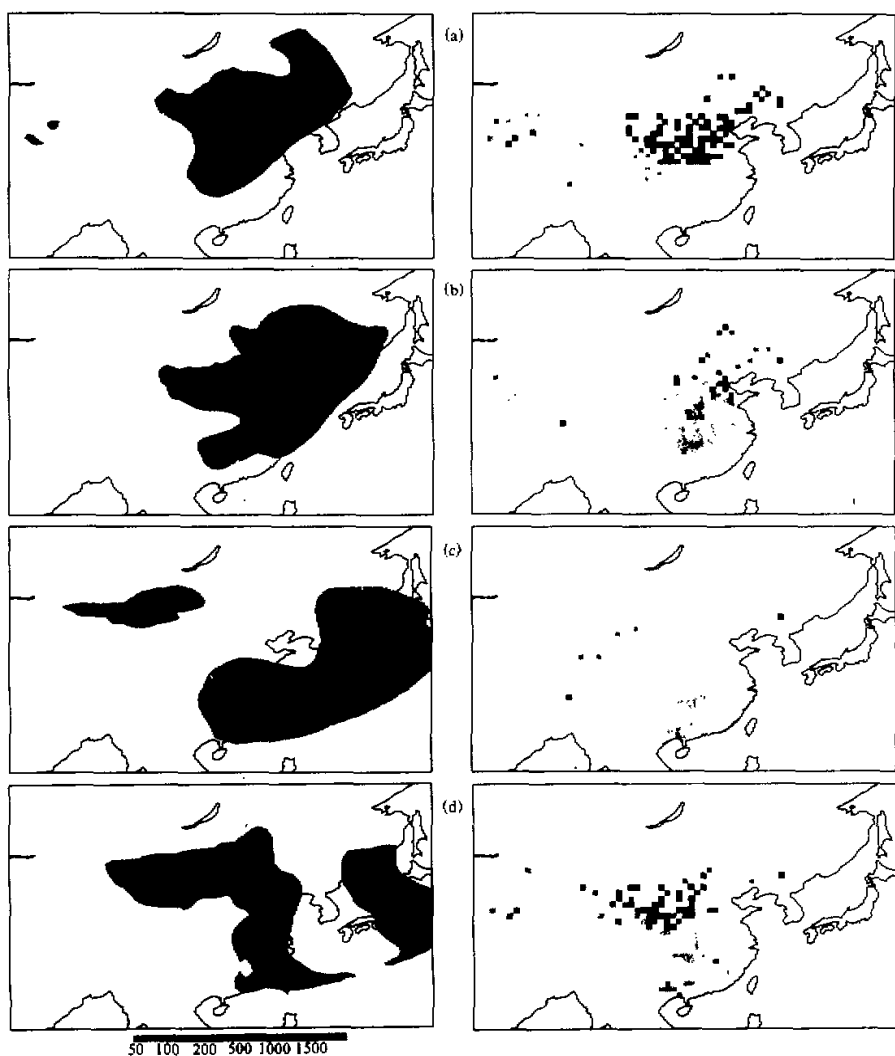


图1 4月11~22日模式模拟的地面黄沙浓度分布(左侧)与气象台站的观测(右侧)对比
(a) 11日, (b) 12日, (c) 14日, (d) 16日; 图中的方块由浅到深分别为浮尘、扬沙和尘暴天气

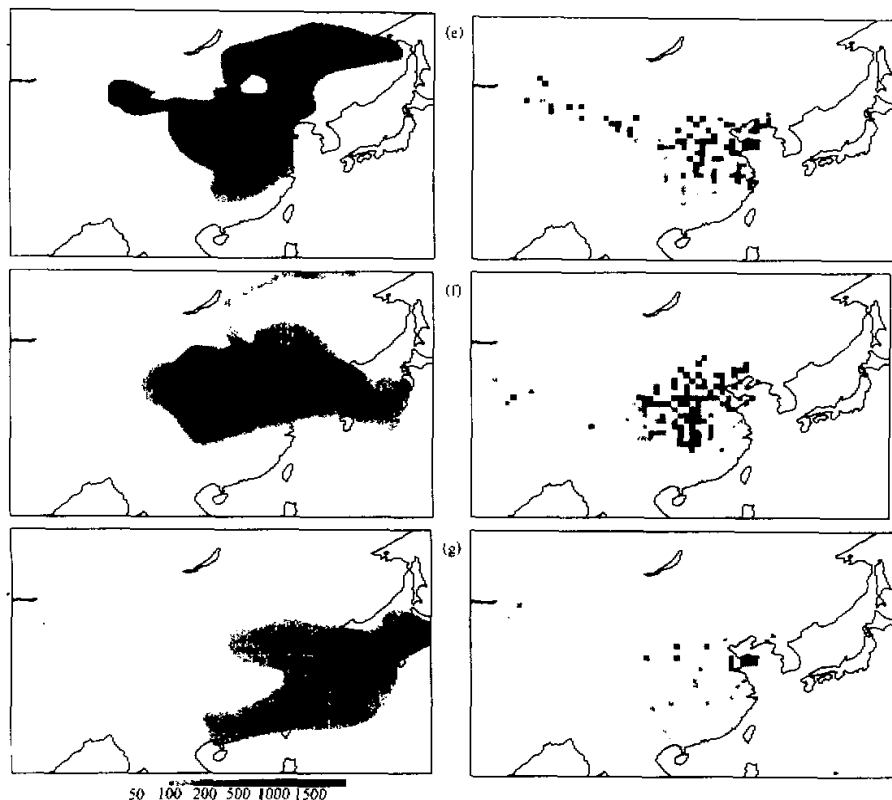


图 1 (续) 4 月 11~22 日模式模拟的地面黄沙浓度分布 (左侧) 与气象站台的观测 (右侧) 对比
(e) 18 日, (f) 20 日, (g) 22 日; 图中的方块由浅到深分别为浮尘、扬沙和尘暴天气

海。观测的浮尘到达主要集中在江南大部分地区, 华北地区的天空已无黄沙, 与计算情形相符, 日本西部地区的一些台站在 13 日到 14 日出现黄沙。

14 日模拟的黄沙浓度值高值区有两个, 西部为新出现的起沙区, 在 40~48°N, 东经 85~100°E 之间, 东部的黄沙浓度值进一步降低, 分布在华东、东海、日本海和整个日本。观测的黄沙区也有两个, 西部比模拟的略偏南, 东南的观测结果与模拟的基本一致。15 日模拟的黄沙分为三块, 西部的一块进一步发展, 向东南略有扩展, 东部分裂为南北两块, 南边停留在华东和华南, 北部的分布于日本海和日本中部, 这与日本的一些台站的观测一致。我国气象台站的观测也存在两块, 西北部的新起沙区, 南部的浮尘区。观测的比计算的稍偏西。

16 日南部的黄沙区消失, 西北部的黄沙区开始发展, 一些地区浓度值超过 1 500 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, 黄沙浓度高值分布呈 V 型, 南端到达武汉, 东端到达京津唐, 观测的黄沙区集中在山西以西地区, 浮尘向南延伸到了湖南、广东, 分布形势基本一致。17 日黄沙进一步南移, 高值中心到了北纬 35°N 附近, 南端延伸到了湖南, 东端到达华东和山东

半岛, 东部测站观测的黄沙分布与模拟的形状完全一致, 西部的观测到的黄沙现象比模拟的偏西。模拟的黄沙向北输送比较远, 到达西伯利亚地区, 由于没有相应的观测资料, 无法进行验证。

18 日计算的黄沙从西北到东南存在一条黄沙的输送通道, 浓度最大值存在于北纬 35°N , 东经 $100^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 附近, 部分地区超过 $1500\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$, 东部沙尘区到达朝鲜半岛、黄海地区, 南部抵达江西、浙江。气象台站观测的黄沙现象也从西北到东南有一条狭长的分布区, 在华北、华东、辽东半岛为黄沙分布区。19 日在新疆塔克拉玛干沙漠模拟出黄沙, 与观测相符。在黄土高原黄沙激烈发展, 大于 $1500\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$ 的区域范围很大, 在相应的区域大量台站观测到的尘暴天气, 向东输送到山东半岛、朝鲜半岛和日本西部, 与观测的区域基本相符, 观测的浮尘区略偏南。

20 日计算的黄沙浓度普遍降低, 浓度分布在中国东部地区, 大于 $500\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$ 的高值中心位于渤海周围, 黄沙东端经朝鲜半岛横穿日本中部, 南端抵达长江中下游的湖北、湖南、江西。观测到黄沙的台站也主要分布在辽宁、京津唐、华北、华东和华中地区, 两者的分布形势很相似。21 日黄沙进一步东移, 浓度值降低, 大于 $200\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$ 的高值中心分布在从江苏、黄海、朝鲜半岛到日本海的广大区域。西南端抵达广西。观测的情形大体类似。22 日计算的黄沙浓度进一步降低, 黄沙已逐步东移出海, 观测与模拟的形势基本相同。

模式计算的北京和合肥的黄沙粒子浓度见图 2, 图中 S 为台站观测到有黄沙的情

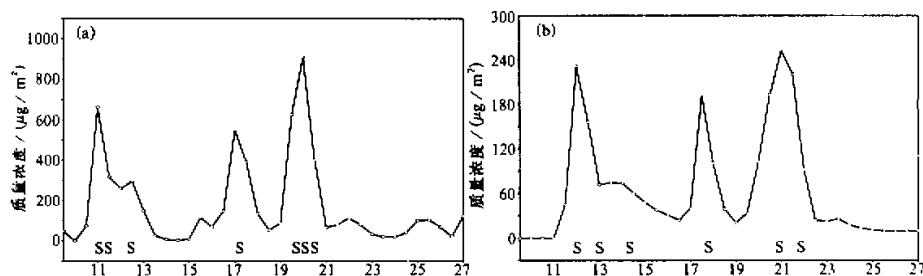


图 2 模式计算的北京和合肥的黄沙粒子质量浓度 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

图中 S 为气象站观测到黄沙的报告

况。模拟结果表明北京 10~27 日经历了三次黄沙输送过程, 并且与观测到黄沙天气现象的时间均符合得很好。成山头、郑州、杭州等地模拟出的黄沙高浓度的时间与观测均符合。

1988 年 4 月在日本一些台站进行了黄沙浓度的观测。图 3 为鹿儿岛的计算值, 图中 S 为观测到黄沙的时间, 与计算的出现浓度高值的时间一致, 鹿儿岛

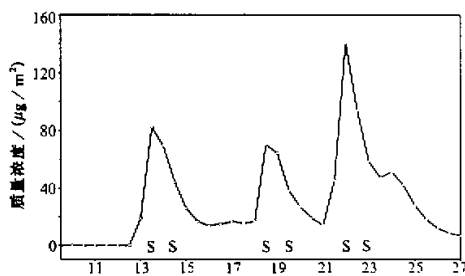


图 3 模式计算的鹿儿岛的黄沙粒子质量浓度 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

图中 S 为气象站观测到黄沙的报告

观测的气溶胶质量浓度高值出现在 14 日 2:00~12:00, 平均值为 $174 \mu\text{g}/\text{m}^3$, 计算值为 $90 \mu\text{g}/\text{m}^3$; 18~21 日观测值平均为 $194 \mu\text{g}/\text{m}^3$, 计算值最大为 $75 \mu\text{g}/\text{m}^3$; 22~23 日观测值为 $102 \mu\text{g}/\text{m}^3$, 计算值为 $140 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 。千叶 14 日观测值为 $76 \mu\text{g}/\text{m}^3$, 计算值为 $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 。长崎观测的气溶胶浓度高值出现在 14 日 2:00~10:00, 浓度平均值为 $128 \mu\text{g}/\text{m}^3$, 计算值在 14 日浓度最大达 $116 \mu\text{g}/\text{m}^3$, 出现的时间近似。模拟的效果很好。

总之, 模式模拟的黄沙的水平分布及其随时间的移动与观测的结果基本一致, 反映了黄沙输送模式具有较好的模拟能力。

7 小结

建立了适合东亚地区的分谱的黄沙输送模式, 较好地考虑了影响黄沙输送的诸多过程, 结合中国北方大量气象站的有关起沙过程的观测资料, 初步建立了一个适合我国北方的用于黄沙输送模拟与预报的起沙机制模型。与实测的对比表明模式可以较好地再现黄沙的输送过程。今后需在大量的试验观测及分析历史资料的基础上深入了解起沙的机理, 得出在不同的天气条件下起沙的判据和参数, 完善起沙机制模型及黄沙输送模式, 用之深入研究黄沙的输送规律及其对气候和生态环境的影响。

参 考 文 献

- 1 Preining, O., 1991, Aerosol and climate, an overview, *Atmos. Environ.*, **25A**(11), 2443~2454.
- 2 Uematsu, M., R. A. Duce, J. M. Prospero, L. Chen, J. T. Merrill and McDonald R. L., 1983, Transport of mineral aerosol from Asia over the North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **88**(C9), 5343~5352.
- 3 Kotamarthi, V. R. and G. R. Carmichael, 1993, A modeling study of the long range transport of Kosa using particle trajectory methods, *Tellus*, **45B**, 426~441.
- 4 徐国昌等, 1979, 甘肃省“4.22”特大沙尘暴分析, *气象学报*, **37**(4), 26~35.
- 5 Uematsu, M., Merrill, J. T. et al., 1983, Transport of mineral aerosol from Asia over the North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5343~5352.
- 6 张德二, 1984, 我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析, *中国科学 (B辑)*, No.2, 278~288.
- 7 Murayama, N., 1988, Dust cloud “Kosa” from the east Asian dust storms in 1982~1988 as observed by the GMS satellite, *Met. Sat. Center Tech Note*, **17**, 1~8.
- 8 邱金桓等, 1984, 激光探测沙尘过程中的气溶胶消光系数分布, *大气科学*, **8**, 205~210.
- 9 中岛映至, 1987, 黄砂性光学エケロゾルの特性, *天气*, **34**, 185~188.
- 10 周明煜等, 1981, 北京地区一次沙尘暴过程的气溶胶特征, *环境科学学报*, **1**, 207~218.
- 11 世野泰弘等, 1989, レーザレーゲによる黄砂粒子鉛直分布の観測, 昭和63年度环境厅委托业务结果报告书“黄砂エアロゾルに关系調査研究”, 大气污染研究协会, 117~130.
- 12 Okada, K., Kobayashi, A., Iwasaka, Y. et al., 1987, Features of individual Asian dust-storm particles collected at Nagoya, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 515~521.
- 13 Okada, K., Naruse, H., Tanaka, T. et al., 1990, X-ray spectrometry of individual Asian dust-storm particles over the Japanese islands and the North Pacific Ocean, *Atmos. Environ.*, **24A**, 1369~1378.
- 14 Winchester, J. W. and M. X. Wang, 1989, Acid-base balance in aerosol components of the Asia-Pacific region, *Tellus*, **41B**, 323~337.
- 15 Zhang, Yang, Y. Sunwoo, V. Kotamarthi and G. R. Carmichael, 1993, Photochemical oxidant processes in the presence of dust, An evaluation of the impact of dust on particulate nitrate and ozone formation, *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 813~824.
- 16 Sheng, P. X. and Y. Qin, 1994, Trajectory analysis for the dust storms over China, *Proceeding of 4th Interna-*

- tional conference on Atmospheric Sciences and Applications to Air Quality, Seoul, Korea, 200~204.
- 17 Kitamarthi, V. R. and G. R. Carmichael, 1993, A modeling study of the long range transport of Kosa using Particle Trajectory methods, *Tellus*, **45B**, 426~441.
 - 18 王自发、黄美元等, 1997, 关于我国和东亚酸性物质的输送研究. I. 三维欧拉污染物输送实用模式, *大气科学*, **21**(3), 366~378.
 - 19 Helgren, D. M. and J. M. Prosper, 1987, Wind velocities associated with dust deflation events in the western Sahara, *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 1147~1151.
 - 20 Westphal, D., O. B. Toon and T. N. Carlsof, 1988, A case study of mobilization and transport of Sahara dust, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2145~2175.
 - 21 Kalma, J. D., J. G. Speight and R. J. Wasson, 1988, Potential wind erosion in Australia, A continetal perspective, *J. Atmos. Sci.*, **8**, 411~428.
 - 22 名古屋大学水圈科学研究所编, 1991, 大气水圈の科学, 黄沙, 30~50, 古今书院.
 - 23 胡孟春、屈建军, 1997, 甘肃河西走廊地区扬尘量的初步估算, *中国沙尘暴研究*, 北京: 气象出版社, 118~120.
 - 24 Bagnold, R. A., 1941, *The Physical of Blown Sand and Desert Dunes*, Methuen, London, 269.
 - 25 Gillette, D. A., 1974, On the production of soil wind erosion aerosols having the potential for long range transport, *J. Rech. Atmos.*, **8**, 735~744.
 - 26 Shinn, J. H., Kennedy, N. C., Koval, J. S., Clegg, B. R. and Porch, W. M., 1978, Observations of dust flux in the surface boundary layer for steady and nonsteady cases, *Atmosphere-Surface Exchange of Pasticulate and Gaseous Pollutants*, U.S. DOE, 625~637.
 - 27 Westphal, D. L., O. B. Toon and T. N. Carlson, 1988, A case study of mobilization and transport of Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2165~2175.
 - 28 刘毅、周明煜, 1997, 一次沙尘天气及沙尘输送过程的数值模拟, *南京气象学院学报*, **20**(4), 511~517.
 - 29 Zhang, Y., 1994, The Chemical Role of Mineral Aresols in the Troposphere in East Asia, Doctoral Dissertation of the University of Iowa.
 - 30 Nickovic, S. and S. Dobricic, 1996, A model for long-range transport of desert dust, *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2537~2544.
 - 31 Ina Tegen and Inez Fung, 1996, Modeling of mineral dust in the atmosphere, source, transport, and optical thickness, *J. Geophy. Res.*, **101**(C1), 54~60.
 - 32 Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 1978, *Microphysics of Clouds and Precipitation*, Reidel, 714~724.
 - 33 Toon, O. B., Turco, R. P., Westphal, D., Malone, R. and M. S. Liu, 1988, A multidimensional model for aerosols, description of computational analogs, *J. Atmos. Sci.*, **45**(15), 2123~2143.
 - 34 DeFries, R. S. and J. R. G. Townshend, 1994, NDVI-derived land cover classification at global scales, *International Journal of Remote Sensing*, **15**, 3567~3586.
 - 35 刘东生, 1986, 黄土与环境, 北京: 科学出版社, 20~50.

A Model for Long-range Transport of Yellow-sand in East Asia

Huang Meiyuan and Wang Zifa

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract A new mobilization model, which is suitable to apply for modeling and forecast of yellow-sand transport for North China, is developed with analysis of observed mobilization data of meteorological stations in North China. Based on the model, a long-range transport model for yellow-sand is developed and applied to East Asia. It considers the parameterization of dry and wet deposition, the spectrum of yellow-sand and the micro-physical process in detail. Comparison with observation data proves that the model has good ability to reappear the process of the transport of yellow-sand.

Key words yellow-sand spectrum transport modeling mobilization