

一次引发华北和北京沙尘(暴)天气 起沙机制的数值模拟研究*

赵琳娜 孙建华 赵思雄 P44 A

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 在对气象背景场进行诊断分析的基础上, 集中对一次沙尘(暴)天气的起沙机制进行了数值模拟。具体做法是先将澳大利亚新南威尔士大学(UNSW)邵亚平博士发展的具有清晰物理概念的起沙数值模式(非参数化方案), 与PSU/NCAR的中尺度气象预报模式MM5进行耦合, 使用该模式系统, 根据陆面状况和大气条件, 定量模拟出沙尘(暴)起沙的过程。对2000年4月6~7日发生在华北和北京的一次沙尘暴过程的数值试验结果表明, 该模式对沙尘天气的起沙过程有较好的模拟能力。

关键词: 沙尘暴; 起沙机制; 数值模拟

1 引言

沙尘暴主要发生在降水量少、植被稀疏、大风天气较多的干旱、荒漠化区域及其邻近地区。在世界四大沙尘暴多发地区(中亚、北美、中非和澳大利亚)中, 我国北方属中亚沙尘暴多发地区之一。20世纪90年代以来, 我国北方地区风沙天气活动频繁。2000年从春到夏初, 华北大部、西北东部以及新疆和青海部分地区沙尘暴和扬沙天气日数多于90年代的均值, 该年北方地区先后发生了9次较强沙尘暴^[1]。

在一定的气候背景(干旱)和天气形势(气旋、冷锋等)下, 大风经过植被稀少、土壤疏松的下垫面时, 大气边界层的湍流运动将地面富有营养的细小尘粒和有机物带到空中并传输到下游很远的地方。沙尘暴的风蚀危害严重, 每次沙尘暴天气形成和所经的地区都会不同程度的受到风蚀侵害, 轻者刮去农田表层沃土, 重者可使农作物根系外露或连苗刮走。我国北方许多地区都受中度和强度风蚀的影响。如: 内蒙古后山地区农田风蚀量达 $1\sim 3\text{ mm a}^{-1}$ ^[2]。风蚀使土地荒漠化加快, 造成严重的经济损失。因此, 研究沙尘暴的空间分布和时间演变已成为非常迫切的任务。

沙尘(暴)天气的发生主要取决于两个方面的因素: 一是地表丰富的松散干燥的沙尘, 二是足够强劲持久的风力。前者多与地表特征和前期降水等条件有关, 而后者取决于冷空气的活动, 常常涉及锋生或气旋发生发展的过程。对于2000年4月5~7日的沙尘(暴)天气过程, 我们已经进行了系统的研究, 包括4月6日沙尘(暴)期间一次

2002-07-18收到, 2002-07-31收到修改稿

* “西北地区土壤水分、风蚀和沙尘暴监测预测研究”项目和国家自然科学基金项目49875011共同资助

快速发展的蒙古气旋的诊断研究,以及引发沙尘(暴)的中尺度环境场(强风场)的数值模拟试验等(研究结果将另文发表)。从而,对2000年4月5~7日的沙尘(暴)发生的环境条件有了较深入的认识。但是仅有环境条件的了解是不够的,更重要的问题是要弄清沙尘(暴)的起沙机制。例如,在什么地方起沙?何时起沙?起沙量有多少?当然,要回答这些问题是很困难的。

在沙尘(暴)数值模拟中,关键问题是对起沙源的模拟,而沙尘源区的范围、地表特征、起动的粒子通量以及粒子的尺度分布等都涉及到非常复杂的过程。国内对沙尘传输的模拟已有不少工作^[3~7],而对沙尘源的模拟尚不多见。在沙源的处理上,一般也多采用参数化的方法,因而难于满足实际应用的需要。为了更真实地反映起沙过程的特点,本文采用非参数化的方案来模拟起沙过程。模拟使用了由澳大利亚新南威尔士大学邵亚平博士发展的起沙模式,这个模式在对澳大利亚沙尘(暴)的模拟和预测中,获得了很好的结果^[8]。当然,要用于东亚地区,尤其是中国,还要进行一些试验。因为亚澳两地在土壤性质,如土壤的粒径分布、质地等方面可能存在某些差异。

鉴于上述,为了比较合理、定量地进行起沙源的数值模拟,本文将从以下几个方面进行工作:1)运行并调试中尺度数值模式,以提供起沙模式和陆面过程模式需要的大气变量的空间和时间分布值,尤其是摩擦速度等;2)采用合理的陆面过程方案,为起沙模式提供土壤水分等重要信息;3)起沙数值模式的耦合,将一个既考虑起沙机制中宏观物理的过程,又顾及其微物理机制(如:粒子的分布、运动方式等)的起沙模型,而不是经验的起沙模型,与中尺度气象模式耦合;4)收集高分辨率的遥感和地理信息资料,高分辨率的陆面资料无论对陆面过程还是对起沙源的数值模拟都是至关重要的,这是因为地表性质对风蚀过程有决定性的作用,包括临界摩擦速度和土壤向空中释放土壤颗粒的能力。

在上述各方面工作的基础上,对2000年4月6~7日个例的起沙过程进行了模拟,并用一些实际的资料对模拟结果进行了验证。本文第2节主要介绍中尺度天气模式(包括陆面模式)、起沙模式的特点和耦合过程;第3节给出用包括起沙模式在内的模式系统对2000年4月6~7日沙尘天气的模拟试验结果;第4节作简要的讨论和小结。

2 模式的建立及说明

土壤风蚀常常在干燥的气候背景下出现,与强烈天气系统(冷锋、飑线和气旋等)相联系,并且受一系列复杂物理过程相互作用的影响。这些影响因子大致包括:大气条件(环流、降水和湍流)、土壤特征(土壤的质地、紧密度和水分)、陆面特性(粗糙度、植被分布及其他因子)以及土地利用方式等。因此,预报风蚀事件不仅要正确预报大气状况,而且要正确模拟和描述地面条件,如土壤状态、地表植被覆盖以及土壤水分等影响因子。

一个完整的风蚀模式至少应包括4个部分:天气模式、陆面模式、起沙模式以及GIS(Geographic Information System)数据集。本文建立的风蚀模式系统(图1)包括:起沙过程模拟所需的GIS数据;起沙模式前处理(根据MM5模式的前处理TERRAIN输出的模拟区域和格点,将GIS数据插值到中尺度模式的格点上);有限区

域中尺度模式 MM5V3 (包含有陆面过程): 起沙模式^[9]与中尺度模式的边界层过程和 OSU/Eta 的陆面过程耦合, 在运行中需要由边界层模式提供摩擦速度, 由陆面模式提供表层土壤湿度作为起沙模式的输入, 起沙模式可输出水平沙通量和垂直沙通量等。以下分别作些介绍。

2.1 中尺度气象模式 (MM5V3)

对于沙尘暴的模拟, 中尺度气象背景场的描写是非常重要的。模拟系统采用由美国 PSU/NCAR 发展的有限区域中尺度预报系统 MM5V3。MM5 已被广泛用于各种研究, 它较成功地模拟了北太平洋和北大西洋上的爆发气旋, 高原涡旋、西南涡及其引发的暴雨、强风暴和中尺度对流辐合体系^[10~14]。该模式的主要特点为: 1) 非静力平衡的动力框架; 2)

具有云物理和行星边界层等多种物理过程; 3) 具有多重嵌套能力; 4) 有四维资料同化的能力。

MM5 采用 OSU/Eta 陆面过程模式, 可预报 10、30、60、100 cm 等 4 层上的土壤温度和湿度, 以及植被冠层水分和雪水当量, 另外还有地下和地表径流的累计值。该模式在处理土壤水分蒸发、蒸腾损失总量时使用了植被和土壤类型数据, 同时也考虑了土壤的传导率和重力作用对水分通量的影响。在 MM5V3 中该陆面过程与 MRF 行星边界层过程耦合。地表交换系数、辐射强迫和降水率为陆面模式的输入值, 其输出值为边界层方案所需要的地面通量。对于 MM5V3 模式的具体情况, 此处不多叙述。但应该指出的是, 作者已采用 MM5V3 对本例中蒙古气旋的发生发展及其产生的大风速区进行了成功的模拟。模拟结果显示, 气旋快速发生发展, 从无到有, 及其移动与中心强度的演变都与实况比较接近。

2.2 起沙机制及模式

风蚀过程是涉及到多学科复杂的物理过程, 包括大气科学、流体力学、水文学和生态学等, 并与湍流及土壤物理特性等有关。所谓风蚀是众多侵蚀类型中的一种, 其概念为: 气流(风力)作用下土壤圈或岩石圈被损害和破坏。风蚀过程是风力作用引起地表物质脱离地表, 被搬运和再堆积的过程。风蚀过程还涉及到粒子夹带、输送和沉降过程, 这些过程与粒子的各种物理特性有关。作为研究的第一步, 本文只涉及起沙机制, 对输送和沉降过程将在另文中讨论。

为了获得更好的模拟结果, 本文并未采用对沙尘源、汇项进行参数化的办法, 而是引入起沙模式进行起沙计算。当然, 限于篇幅不可能对起沙模式详细叙述, 其简要情况

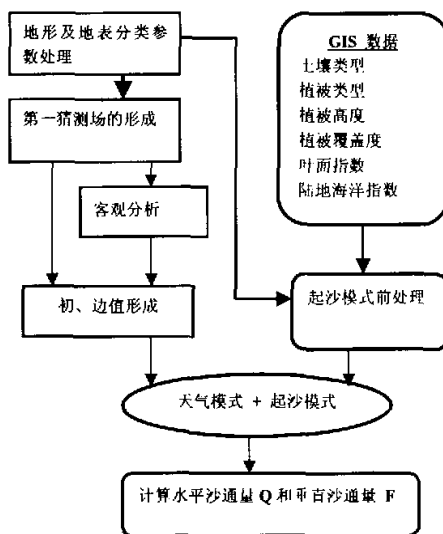


图 1 沙尘暴起沙模式与中尺度模式 MM5 耦合流程图

见图 2。本文主要讨论土壤粒子的抬升力、临界摩擦速度及垂直尘通量的计算等。

2.2.1 土壤粒子的抬升力 f_a 的影响

为了更好地理解起沙机制, 首先应弄清土壤粒子的受力情况。一般来说, 粒子受到的力可归结为两种类型, 一种是把粒子抬离地表的力 f_a (空气升力和拖曳力), 它们与近地层的风切变有关, 因此 f_a 是摩擦速度 u_* 的函数; 另一种是阻碍粒子运动的力, 重力 f_g 和粒子间的力 f_i (范德瓦尔斯力、静电力、毛细管力等)。风蚀的发生就是这两种类型的力对土壤粒子作用的结果, 起沙与否和这 3 种力的相对大小紧密相关。其判断条件为

$$\begin{aligned} f_a > (f_g + f_i) \text{ 时,} & \quad \text{粒子脱离地面, 即起沙;} \\ f_a < (f_g + f_i) \text{ 时,} & \quad \text{粒子无法脱离地面, 即不起沙。} \end{aligned}$$

依粒子的粒径不同, 这些力的相对重要性不同。根据邵亚平^[15]的研究, 对于粒径较大沙粒启动起决定作用的是重力和空气升力的平衡; 对较小粒子的启动来说, 重力的作用变得不重要而粒子间的力起决定作用。若 d 为粒径, 重力与 d^3 成正比, 空气升力与 d^2 成正比, 粒子间的力总的来说与 d 成正比。

风洞实验和野外观测表明^[16,17], 风作用下的土壤颗粒依粒径不同其运动方式有悬浮 ($d < 70 \mu\text{m}$)、跃移 ($70 < d < 1000 \mu\text{m}$) 和蠕移 ($d > 1000 \mu\text{m}$) 3 种。在风沙运动的 3 种基本形式中, 拜格诺的风洞实验发现^[18], 蠕移的沙量通常约占总沙量的 1/4; 吴正和凌裕泉^[19]的野外观测表明, 跃移的沙量通常约占总沙量的 3/4; 呈悬浮搬运的沙量不到 5%。在风蚀中, 土壤颗粒运动以跃移运动为最重要。

因此, 起沙主要是由粒子在气流中的两种运动形式跃移和悬浮造成, 粒子处于何种运动状态主要与粒子的大小和气流的状态有关。对于沙粒大小的粒子在气流中的运动方式为沿气流方向跳跃, 而尘粒大小的粒子则在气流中漂浮。

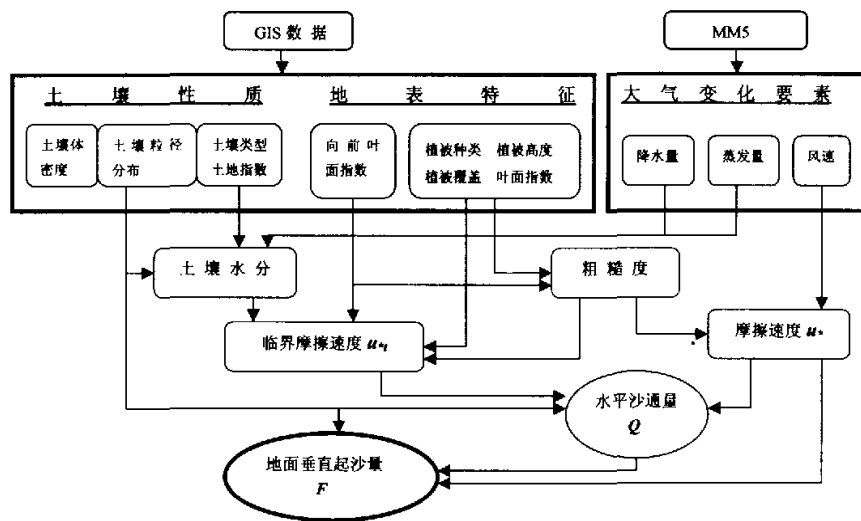


图 2 起沙模式输入输出结构图

2.2.2 临界摩擦速度 u_{*c} 的作用

前面提到粒子受到两种类型力的作用,前者是使粒子脱离地表,后者是阻碍粒子从土壤表面释放。这两种类型力的相对大小决定了粒子是否脱离地面释放到空中。这种力的关系可以由摩擦速度和临界摩擦速度之间的关系来确定。

摩擦速度 u_* 是与大气环流条件和近地面层空气运动性质有关的量,表示近地面层雷诺应力大小(见图2)。由于沙粒只在一定的风力条件下才能开始运动,当风力逐渐增大到某一临界值以后,地表沙粒开始脱离静止状态而进入运动状态,这个使沙粒开始运动的临界风速称为临界摩擦速度 u_{*c} (见图2)。临界摩擦速度是一个表示土壤表面基本性质的物理量,它能表征土壤表面抵抗风蚀的能力。临界摩擦速度与土壤粒子的粒径、地表性质和土壤含水率等多种因素有关。拜格诺^[18]根据流体在起动条件下,作用在粒子上的拖曳力和重力的平衡,导出了理论上临界摩擦速度的表达式,得到临界摩擦速度与沙粒粒径的平方根成正比,其他学者的研究亦有类似的结论。不过这种平方根关系只在某一个粒径范围内成立,实验研究表明粒径在 $75 \sim 100 \mu\text{m}$ 之间 u_{*c} 的值最小,说明该粒径范围的粒子容易启动。当粒径小于 $75 \mu\text{m}$, 临界摩擦速度会随着粒径的减小而迅速增大,主要是由于颗粒之间微弱化学键的内聚力的增加,地表粗糙度较小等原因造成的。植被、地表性质和土壤含水率对临界风速的影响表现为粗糙地表的摩擦阻力大,起沙时要求增大临界风速;土壤湿度增大将增加它的粘滞性,加强土壤粒子的团聚作用,因而要求的临界摩擦速度也较大。

u_* 是否能达到 u_{*c} 的数值,即是否能出现起沙,由一系列复杂的环境因素所决定。一般情况下,至少取决于5个方面的因素:1)气象条件:风速、降水和气温;2)土壤类型(不随时间迅速变化):影响地表土壤水文和植被生长的土壤质地;3)土壤状态(随时间迅速变化):土壤水分、紧密度和聚集度;4)地面微观条件:粗糙度、植被覆盖等;5)地面宏观条件:地貌、防风林等。

2.2.3 垂直尘通量 F 的计算

前面提到起沙主要是由粒子的跃移和悬浮运动造成。当跃移的粒子在风的作用下在土壤表面跳跃时,粒子从空气里吸收了动量并在垂直方向产生一个动量输送。当跃移粒子冲击地面时,使更多的粒子飞溅到空气中。相比之下,较小的尘粒,一旦悬浮起来,便可以悬浮在空中一段时间,且由于湍流作用可扩散到边界层以外,长距离地传输到下游较远的地方。

上述过程涉及到3种起沙方式,因而有不同的起沙率。即:

(1) F_a : 由于空气的动力作用粒子直接脱离地面而悬浮在空中产生的起沙率。理论上,沙尘粒子可以被空气动力直接抬离地面,对于较小粒子重力和空气动力的重要性相对减小,而粒子间作用力变得相对重要,沙尘粒子不易被风吹离地面,因此直接由空气动力造成的起沙率一般很小^[9,20]。

(2) F_b : 由于粒子的跃移碰撞产生的起沙率。当跃移粒子(沙粒或尘聚合体)撞击地面时,该撞击引起的局地冲力足以使地面土壤粒子克服粒子间的束缚,被跃移粒子冲击起沙。风洞实验表明^[17],这种机制引起的起沙率大大超过由空气直接夹带产生的起沙率。

(3) F_c : 粒子的破裂和聚集体破碎产生的起沙率。在自然条件下,沙土中尘粒是

以附着在沙粒表面或是以较高粘性聚集体的方式存在。弱风蚀时,包裹着尘土的沙粒和尘土聚集体的行为方式类似单个沙粒,细小的尘粒不会释放出来;然而强风蚀发生时沙粒表面的尘土和尘土聚集体就会破碎,释放出尘粒。 F_c 就是表示由粒子的破裂和聚集体的破碎产生的起沙率。

3种起沙机制的总起沙率为 $F = F_a + F_b + F_c$ 。由于3种形式的起沙机制不同,因而,在起沙模式中对它们分别进行处理(不再详述)。得出垂直尘通量 F ,就大致可知该次沙尘(暴)天气的起沙源地、强度、时间等,从而为沙尘(暴)天气的预测提供有用的信息。

2.2.4 起沙模式及其结构

本文采用邵亚平等^[17]提出的起沙方案。该起沙方案的特点及主要物理参数见图2。用起沙模式计算顺流跃移沙通量 Q ($\text{mg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)和 N 个粒径分类范围的垂直尘通量 F_i ($\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)。考虑地面非风蚀因素影响, Q 将乘以两个因子:植被覆盖影响后的可风蚀总面积 E_s 和地面粗糙度(如砂砾、卵石和岩石等)影响后裸露地表的可风蚀总面积 E_l 。模式格点上的 E_s 和 E_l 可以由GIS数据计算得到。起沙方案已经过野外观测、风洞实验和数值预报试验的验证^[15]。

运行起沙模式需先从GIS数据库中得到土壤和植被参数,然后从气象模式中得到土壤水分和摩擦速度驱动起沙模式。起沙模式计算后,主要输出的物理量为临界摩擦速度 u_{*c} (m s^{-1}),水平沙通量 Q 及垂直尘通量 F 。临界摩擦速度是表征沙尘粒子开始脱离静止状态而进入运动状态所需的最小风速, F 即地面瞬时起沙量。各物理量具体表达式如下:

临界摩擦速度为

$$u_{*c} = RHM u_{*c0} = RHM \sqrt{a_1 \left(\sigma_p g d + \frac{a_2}{\rho d} \right)},$$

式中, u_{*c0} 是单一粒子经过裸露、干燥和松散的土壤表面时的临界摩擦速度。其中, d 为粒径, g 为重力加速度, ρ 是空气密度, σ_p 是粒子与空气的密度比。系数 $a_1 = 0.0123$ 和 $a_2 = 3 \times 10^{-4} \text{ kg s}^{-2}$ 分别由风洞实验数据拟合上式得到。 R 、 H 和 M 分别代表地表粗糙度、土壤水分和土壤紧密度对 $u_{*c0}(d)$ 的影响。在自然土壤状态下, u_{*c} 不仅与粒径有关,而且还与其他因子有关,如地面粗糙(如岩石、卵石等)影响因子(R)、土壤水分(H)等都会扩大土壤抗风蚀的能力。 R 的作用有两方面:一方面覆盖地表减小了土壤直接暴露在风力作用的面积,另一方面削弱了作用在地表可蚀性表面的风力。 H 对风蚀也有影响,若土壤水分大则会增加粒子间的内力。

某一粒径颗粒水平沙通量的计算公式为

$$Q_i(d) = \begin{cases} (c\rho u_{*c}^3 / g) [1 - u_{*c}(d)/u_{*c}] [1 + (u_{*c}(d)/u_{*c})]^2, & \text{当 } u_{*c} \geq u_{*c} \\ 0, & \text{当 } u_{*c} < u_{*c} \end{cases}$$

其中, $c = 2.6$,为经验常数。

假设每个粒径范围的粒子对沙通量的贡献是与其粒径分布成正比的,那么整个粒径范围内的水平沙通量就是每个粒径的水平沙通量 Q_i 乘以各粒子粒径分布的积分:

$$Q = \int Q_i(d)p(d)dd,$$

$p(d)$ 是粒径 d 的粒子其粒径分布。对于特别大和特别小的粒子, $Q_i(d)$ 为 0, 因为其临界摩擦速度较大。进一步考虑地表的非风蚀性因子后的水平沙通量为 $Q_m = Q \times E_v \times E_s$ 。

对于某个粒径的粒子, 其垂直沙通量为

$$F_i(d) = \frac{C_s g f \rho_b}{2p} \left(0.24 + C_{\mu} u_* \sqrt{\frac{\rho_p}{p}} \right) Q_m,$$

其中, f 是下沉尘粒所占比例, ρ_b 是土壤体密度, ρ_p 是土壤密度, u_* 是摩擦速度, p 是粒子与土壤表面相互作用时粒子受到的土壤表面弹力, C_s 和 C_{μ} 是量级为 1 的系数。对非可蚀性因子的考虑与 Q 的类似。而其他可蚀性因子, 如跃移粒子对非可蚀性因子的作用没有考虑。对一定的摩擦速度 u_* , 土壤表面上总的垂直尘通量为上式在整个粒径范围的积分。

气象观测中将沙尘天气分为浮尘、扬沙和(强)沙尘暴, 若按尘土的颗粒大小分类, 实际上都是“尘”。据观测, 大气中主要的尘, 其粒径在 $1 \sim 10 \mu\text{m}$ ^[21~24]。大气中沙的粒径下限一般定义为 $20 \mu\text{m}$ ^[25,26], 而粒径为 $60 \mu\text{m}$ 的沙粒在严重的土壤风蚀时才可能出现^[9]。所以, 在起沙模式中, 粒径分为 6 组: $d \leq 2 \mu\text{m}$ (黏土), $2 < d \leq 11 \mu\text{m}$ (细粉土), $11 < d \leq 22 \mu\text{m}$ (中粉土), $22 < d \leq 52 \mu\text{m}$ (大粉土), $52 < d \leq 90 \mu\text{m}$ (细沙), $90 < d \leq 125 \mu\text{m}$ (中沙)。采取这种分组是因为考虑到大气中观测到的尘粒子粒径分布的实用性。

在本文采用的起沙模式中需要的陆面参数为: 土壤类型、土地利用指数、植被类型、植被高度、叶面指数和植被覆盖率。其中土壤类型和植被类型数据国外部分是取自美国地质勘察(USGS)资料, 而国内部分取自中国 1:400 万中国土壤图数据资料。其他植被资料是由遥感数据转化而来。所有数据的分辨率均为 $3' \times 3'$ 。限于篇幅, 这里只给出起沙模式中用到的土壤和植被类型(见表 1 和表 2), 图 3(见第 292 页彩图)为模式中所使用的植被类型。

前处理过程主要是将 GIS 提供的陆面参数插值到中尺度气象模式水平格点上。把 GIS 数据转化为起沙模式需要的地表参数变量。处理时要尽可能地减小陆面参数的信息损失, 从而对模式次网格点中, 两个重要的变量摩擦速度 u_* 和临界摩擦速度 u_{*c} 的计算结果影响最小。

3 4 月 6 日沙尘天气起沙机制的数值模拟

在模式耦合成功之后, 采用该模式系统对 2000 年 4 月 6 日发生在华北并对北京造成严重影响的一次沙尘(暴)天气的起沙过程进行了模拟试验。由于已对这次过程的气旋快速发展过程进行了诊断和模拟, 本研究主要集中讨论起沙机制。该系统中尺度气象模式采用双重嵌套, 粗网格格距为 45 km, 细网格为 15 km, 模式的中心点为 (40°N , 115°E), 模式区域范围为 ($25 \sim 60^\circ\text{N}$, $80 \sim 140^\circ\text{E}$)。气象模式的背景场采用 $1^\circ \times 1^\circ$

表 1 起沙模式中的土壤类型

编码	土类	编码	土类	编码	土类
01	南方水稻土	21	褐土	41	碱土
02	鲜血水稻土	22	灰褐土	42	磷质石灰土
03	北方水稻土	23	暗棕壤	43	石灰(岩)土
04	黄刚土	24	漂灰土	44	紫色土
05	黄壤土	25	灰色森林土(灰黑土)	45	龟裂土
06	黄炉土	26	黑土	46	风沙土
07	娄土	27	白浆土	47	山地草甸土
08	黑炉土	28	黑钙土	48	山地灌丛草原土
09	绵土	29	栗钙土	49	黑毡土(亚高山草甸土)
10	熟黑土	30	棕钙土	50	巴嘎土(亚高山草原土)
11	潮土	31	灰钙土	51	草毡土(高山草甸土)
12	灌淤土	32	灰漠土	52	莎嘎土(高山草原土)
13	绿洲土	33	灰棕漠土	53	高山漠土
14	砖红壤	34	棕漠土	54	寒漠土
15	赤红壤	35	暗色草甸土	71	冰川和雪被
16	红壤	36	灰色草甸土	72	盐壳
17	燥红土	37	沼泽土	90	湖泊
18	黄壤	38	滨海盐土		
19	黄棕壤	39	盐土		
20	棕壤	40	内陆盐土		

表 2 起沙模式中的植被类型

编码	植被类型	编码	植被类型	编码	植被类型
11	不常绿寒带落叶林	17	常绿阔叶(密集)林地、常绿灌丛	23	高/中/低草地, 10~40%林木覆盖
12	早生型森林和林地	18	常绿针叶/小叶(密集)灌木	24	高/中/低草地, <10%林木覆盖
13	常绿阔叶硬叶林地	19	旱地落叶(密集)灌木	25	高/中/低草地, 灌木覆盖
14	常绿针叶林地	20	寒带落叶亚高山带/近极地带灌木(丛)	30	沙漠
15	热/亚热带旱地落叶林地	21	旱生性灌木(丛)	40	湖泊
16	寒带落叶林地	22	北极高山苔原苔生植物、沼泽地植物		

NCEP 格点资料, 模拟时间为 2000 年 4 月 6 日 00 时~4 月 7 日 00 时(为方便叙述, 时间均采用世界时), 边界层方案采用 MRF 方案, 模式每隔 1 h 输出一次结果。

图 4 给出的是模式模拟的 2000 年 4 月 6 日 03 时~7 日 00 时每隔 3h 垂直沙通量的空间分布。垂直尘通量是表示由地面垂直向上的瞬时起沙量。限于缺乏垂直沙通量的观测资料, 本文采用地面天气现象(图 5)与起沙量相比较。由于受气旋底部西北大风的影响, 6 日 03 时起沙最强的区域为两个: 一个最大起沙中心位于北京西部与河北省交界处; 另一个在浑善达克沙地附近。中心值分别达到 $0.27\text{ mg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ 和 $0.24\text{ mg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ 。与同时刻地面气象观测的天气报告对比, 上述地区出现沙尘暴和扬沙天气, 说明起沙范围吻合得较好。到 6 日 06 时, 起沙范围和起沙强度都达到最大, 上述

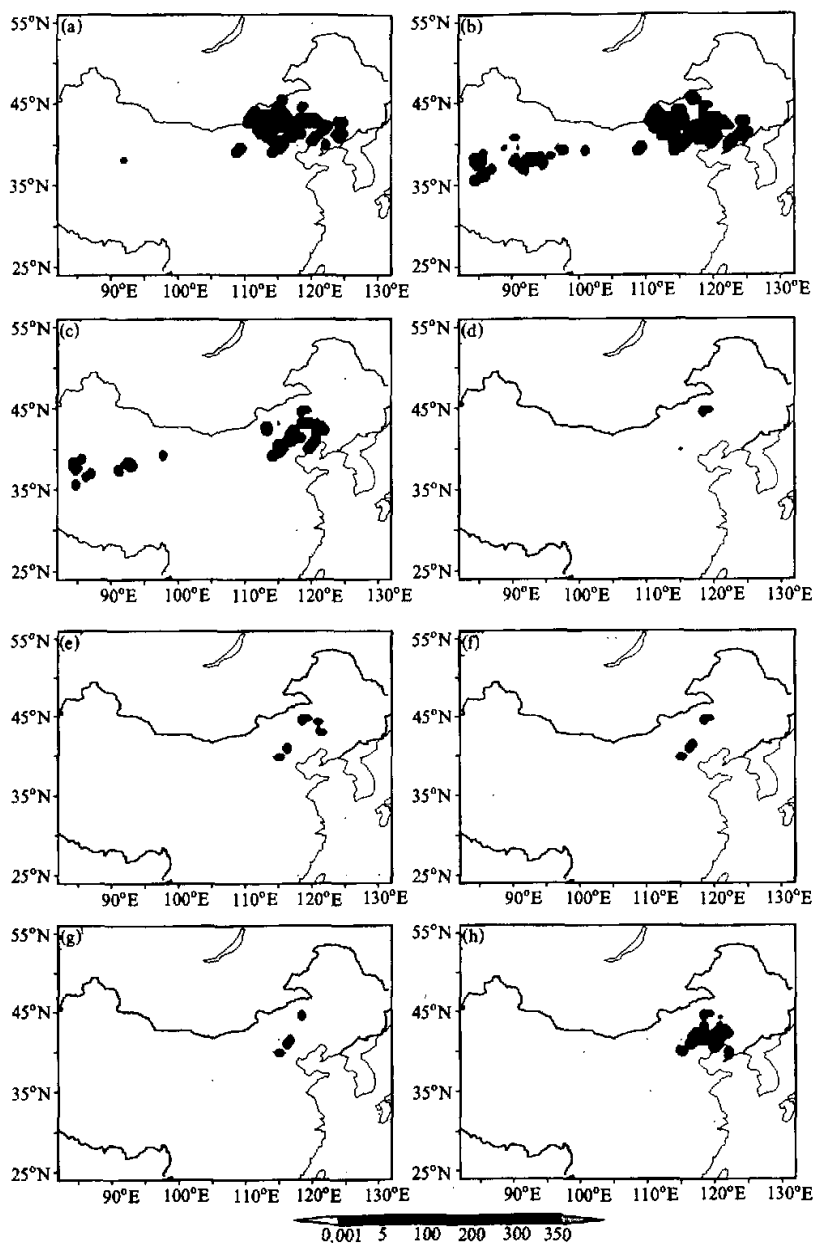


图4 2000年4月6日03时~7日00时(UTC)地面瞬时起尘量(单位: $10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)

(a) 6日03时; (b) 6日06时; (c) 6日09时; (d) 6日12时;

(e) 6日15时; (f) 6日18时; (g) 6日21时; (h) 7日00时

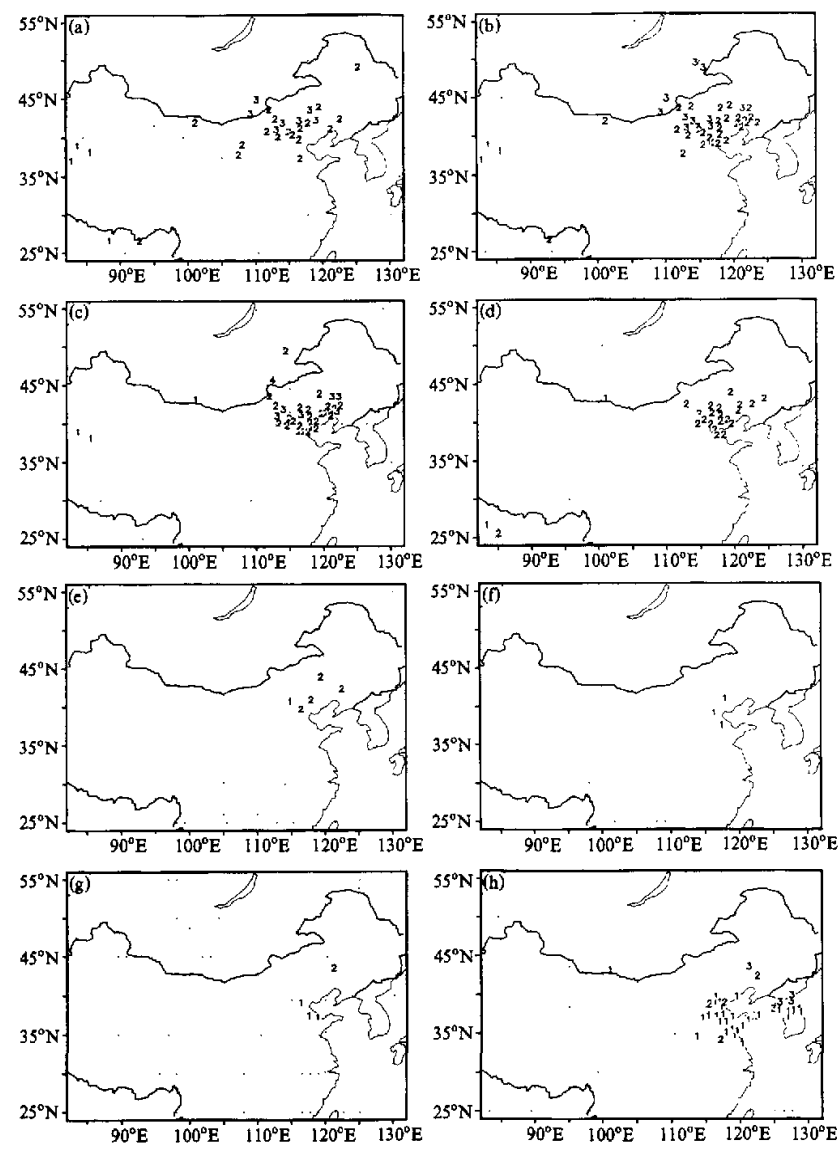


图5 2000年4月6日03时~7日00时(UTC)每隔3小时沙尘天气现象
数字含义: 1: 浮尘 2: 扬沙 3: 沙尘暴 4: 强沙尘暴
(a) 6日03时; (b) 6日06时; (c) 6日09时; (d) 6日12时;
(e) 6日15时; (f) 6日18时; (g) 6日21时; (h) 7日00时

第一个最大起沙中心增强为 $3.5 \times 10^{-1} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。另外, 模拟结果显示青海西部和新疆南部也有起沙。可以注意到, 6日06时的地面观测, 华北地区和北京确有沙尘暴、

扬沙、浮尘等天气现象影响,且范围较 03 时进一步扩大,新疆南部有浮尘天气出现。图 5 中还可以看到,6 日 09 时以后沙源强度和范围开始减弱,而到 7 日 00 时又有一次新的沙尘天气开始发生。总之,从 6 日 03 时~7 日 00 时,模拟得到的起沙强度与地面观测的沙尘天气报告强度变化趋势是相符合的,模拟的起沙范围与观测的也比较吻合。而且,二者均能看出 6 日 03 时开始,第一次沙尘(暴)天气发生和减弱的过程,以及此后在 7 日 00 时沙尘(暴)天气再次发生的现象。

图 6 是 6 日 00 时~7 日 00

时每个粒径组在(113~117°E, 39~43°N)范围内平均起沙量的演变。在前述 6 个粒径组中,各粒径总起沙量在 6 日 05 时达到最强,为 $37 \times 10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。起沙量中主要贡献为中粉土,6 日 05 时达到 $20 \times 10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$;其次为细粉土,6 日 05 时最强达到 $16.5 \times 10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$;而黏土的起沙量较小,6 日 5 时为 $0.7 \times 10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。粒径大于 $22 \mu\text{m}$ 的尘土颗粒则没有贡献。粒径较大的粒子不易起沙是容易理解的,但较小粒子为什么也不易

起沙?前面分析可知,这是因为较小粒子的起动风速较大,这在一定程度上可解释说明较小粒子比某些较大粒子起沙难的原因。风洞实验的结果与这一看法一致^[16]。

我们还可以从单站各粒径的起沙量得到这次起沙过程更多的细节。模拟的丰宁附近(41.2°N, 116.6°E)各粒径组的起沙率(图略),黏土的起沙量最小,只达到 $7.1 \times 10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$,而中粉土和细粉土的起沙量最大却分别达到 $185 \times 10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 和 $175 \times 10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。其演变的趋势与图 6 的结果相似,最强的起沙也出现在 06 时前后。

单站各要素的演变,可以帮助解释这次起沙的原因。图 7 是位于尘源附近丰宁(41.2°N, 116.6°E)站各要素演变的模拟结果。在地面温度较高(图 7e),风速较大(图 7f),土壤湿度较小(图 7b),地面摩擦速度(图 7c)大于临界摩擦速度(图 7d)时容易起沙(图 7a)。模拟时段内,6 日 06 时之前起沙率逐渐增强,在这个过程中,土壤湿度逐渐减小,摩擦速度和地面风速逐渐增强。尤其是地面风速从 9 m s^{-1} 增加到 15 m s^{-1} ,6 时起沙率达最大为 $368 \times 10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$,相应的摩擦速度为 1.68 m s^{-1} ,超出了此时的临界摩擦速度 1.43 m s^{-1} 。实际地面气象观测 03、06 和 09 时(UTC)的天气现象分别为扬沙、沙尘暴和沙尘暴,证明模拟结果的时间演变和强度变化与地面观测吻合较好。

卫星云图可以用于监测,跟踪沙尘暴的发生及其移动。图 8 是 2000 年 4 月 6 日 08

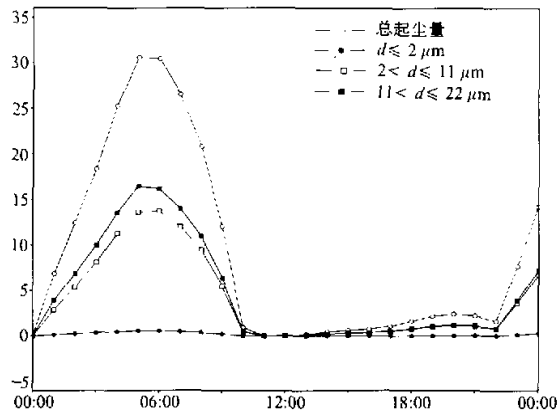


图 6 2000 年 4 月 6 日 00 时~7 日 00 时(UTC)每个粒径组在(113~117°E, 39~43°N)范围内平均起沙量随时间演变(单位: $10^{-3} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)

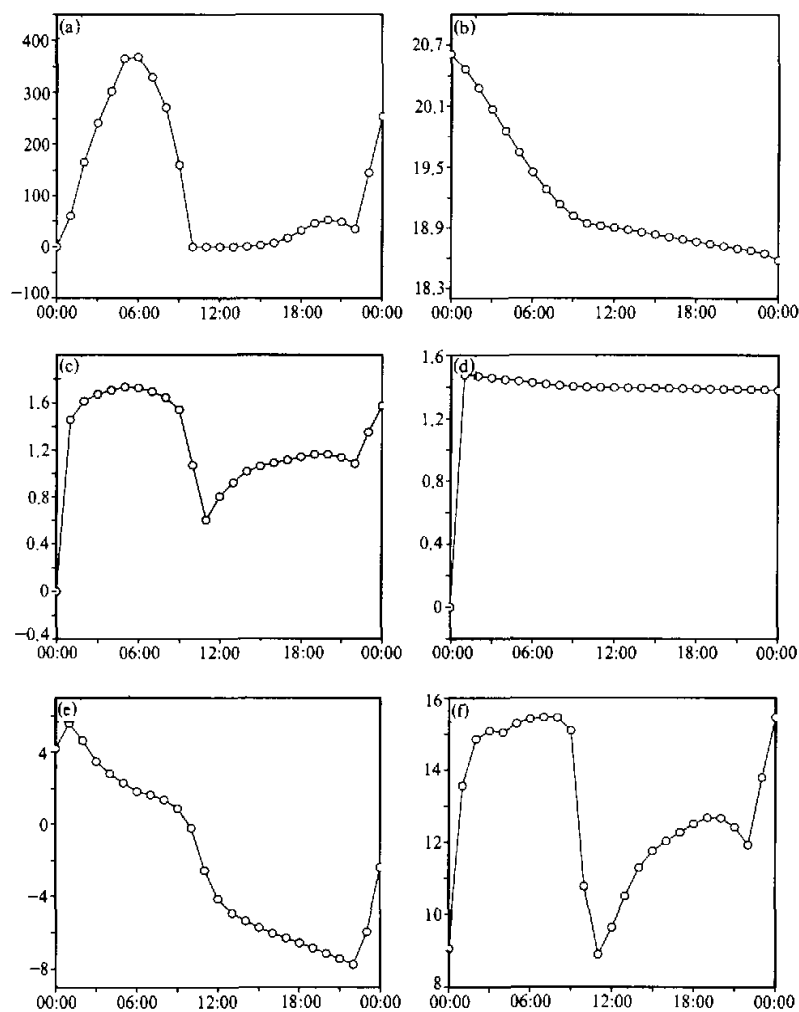


图7 模拟2000年4月6日00时~7日00时(UTC)丰宁附近(41.2°N, 116.6°E)各要素演变

(a) 起尘量 ($10^{-4} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$); (b) 土壤湿度 (%); (c) 摩擦速度 (m s^{-1});

(d) 临界摩擦速度 (m s^{-1}); (e) 地面温度 ($^{\circ}\text{C}$); (f) 地面风速 (m s^{-1})

03时出现扬沙, 06和09时分别出现沙尘暴

时(UTC)华北的起沙量, 图中模拟的是瞬时起沙率。可以看出此时较大的起沙源区(从东北向西南)为: 第一个是以内蒙古林西为中心; 第二个以河北丰宁为中心; 第三个位于河北西部与山西交界处; 另外, 浑善达克沙地西部及其毗邻地区也是一个起沙源, 强度较小; 起尘强度以河北丰宁附近的区域最大。内蒙古林西、河北北部、西部壤质和沙质土壤比例较高, 该区域处于我国草原地带, 土地利用以牧草地和旱作耕地为

主^[27]。北方春季地表裸露, 大片耕地翻耕, 土壤疏松, 加之地面气温较高、风速较大(图略), 成为尘源。图 9(见第 292 页彩图)是 NOAA-14 卫星云图, 图中黄色区域是同时刻由卫星云图通过光谱分析法判识得到的沙尘云。从图上沙尘云的纹路不但可见沙尘云从中蒙边界随气旋后部的西北气流向东南输送的情况, 而且可以看到河北丰宁附近沙尘云的强度最大(最亮)。需要指出的是, 由卫星云图判识的沙尘云范围和强度不仅是地面起沙, 而且也是该区域整层

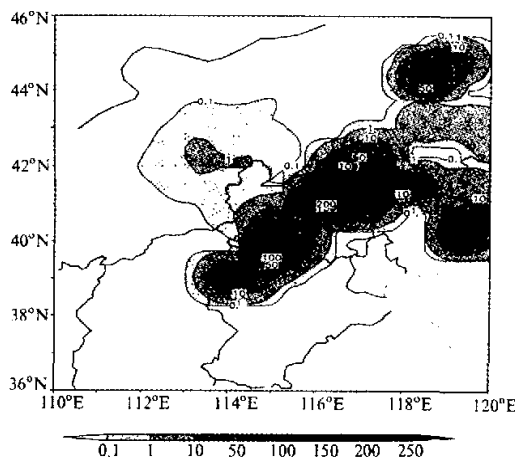


图 8 2000 年 4 月 6 日 08 时 (UTC) 起尘量
(单位: $10^{-1} \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)

大气内沙尘输送和沉降的总效果, 它与地面瞬时起尘率还是有区别的, 所以图 8 中的起沙区域和图 9 所示沙尘云范围不可能重合。即使这样, 对比图 8 和图 9, 仍可清晰地看到模拟的起沙源位于卫星云图显示的沙尘云及其上风方向, 说明模拟的起沙范围及强度是合理、可信的。

4 结论及讨论

本文利用了高精度的 GIS 资料提供的陆面信息, 将具有清晰物理概念的起沙模式与高分辨率的中尺度气象模式及陆面过程模式耦合, 以此为工具对沙尘暴数值预报中的关键问题——起沙源和起沙率进行数值模拟研究。本文在成功完成上述模式的耦合后, 对 2000 年 4 月 6 日华北和北京地区的沙尘(暴)天气过程起沙率的空间分布和时间演变进行模拟。这次沙尘天气模拟的起沙源为浑善达克沙地及其毗邻地区, 科尔沁沙地和河北的北部、西部。另外, 将模拟的结果与卫星监测结果和地面气象观测做了对比, 表明模拟结果合理、可信, 模拟是比较成功的。该模拟系统不但对起沙源和起沙量有一定的模拟能力, 而且还可以计算出起沙率, 为进一步模拟沙尘在大气中的输送和沉降打下了较好的基础。

总体来说, 这次个例 24h 起沙量和起沙范围的模拟比较合理, 表明非参数化的起沙模式不但物理图象清楚而且效果也较好。但是, 本项工作仅仅是沙尘暴研究的一个开头, 大量工作还应进一步进行:

(1) 就气象背景场而言, 引发强风的天气系统是多种多样的, 有冷锋过境、锋生过程, 快速气旋的发生发展及东北低压的影响等等。本文主要讨论了 2000 年 4 月 6 日蒙古气旋快速发展过程中的起沙状况, 其他天气过程的情况还需深入地研究。

(2) 澳大利亚新南威尔士大学 (UNSW) 邵亚平博士发展的起沙模式, 已成功地

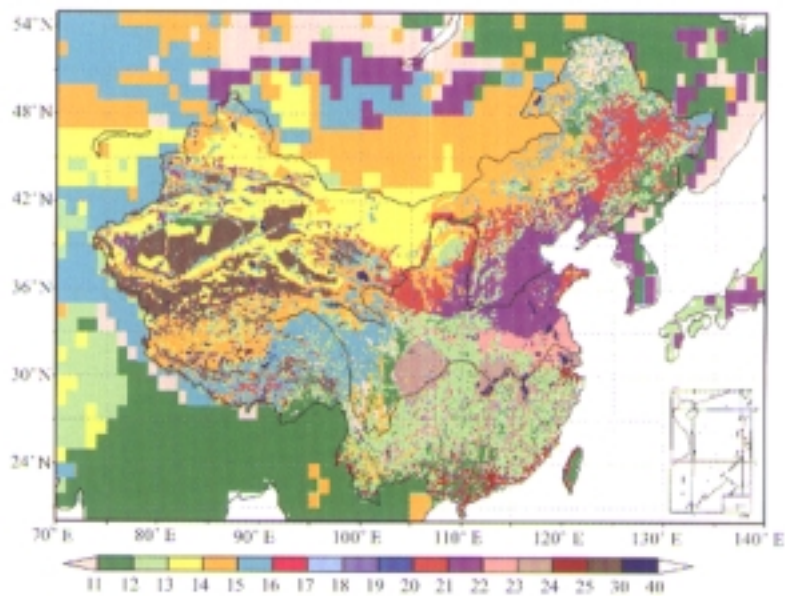


图3 起沙模式中用的植被类型(分类详见表2)

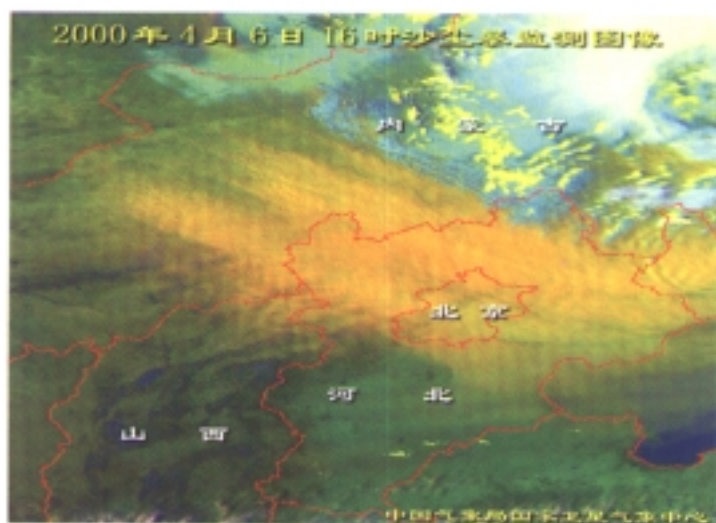


图9 2000年4月6日08时(UTC) NOAA-14卫星云图

模拟了澳大利亚的沙尘(暴)天气过程,证明模式有较强的模拟能力。但是,在将该模式应用于中国沙尘暴的模拟过程中,所用的不同类型土壤的粒径分布资料比较缺乏。而该资料对起沙模式模拟起尘率是非常重要的。如获得详细的全国范围内不同土壤类型的粒径分布资料,对模拟起沙率的准确性将大有益处。

(3) 为获得更好的模拟结果,收集和应用更多的遥感和地理信息系统资料,尤其是我国及周边国家和地区的资料是至关重要的。这些资料对于模拟的进一步改进也是非常有用的。

致 谢 曾庆存院士对本项研究给予热情指导和大力支持。澳大利亚新南威尔士大学(UNSW)邵亚平博士提供了起沙模式,并对研究工作提出了许多宝贵的意见和建议。国家卫星气象中心提供了卫星资料,中国科学院地理科学与资源研究所提供了 GIS 资料,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 周自江,近45年中国扬尘和沙尘暴天气,第四纪研究, 2001, 21(1), 9~17.
- 2 董治宝,陈广庭,内蒙古后山地区土壤风蚀问题初论,土壤侵蚀与水土保持学报, 1997, 3(2), 84~90.
- 3 刘毅,张华,周明煜,一次沙尘暴天气及沙尘输送过程的数值模拟,南京气象学院学报, 1997, 20(4), 511~517.
- 4 刘春涛,程麟生,黑风暴沙尘形成与输送参数化及中尺度数值试验,气象学报, 1997, 55(6), 726~738.
- 5 刘毅,任丽新,周乐义等,一次黄沙输送过程的数值模拟研究,大气科学, 1998, 22(6), 905~912.
- 6 黄美元,王自发,东亚地区黄沙长距离输送模式的设计,大气科学, 1998, 22(4), 625~637.
- 7 Li Xingsheng, Zhou Jianqiang, Li Zhe et al., A Numerical Simulation of "5.5" Super-Duststorm in Northern China, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1998, 15(1), 63~73.
- 8 Lu, H., and Y. P. Shao, Toward quantitative prediction of dust storms: an integrated wind erosion modeling system and its applications, *Environmental Modelling & Software*, 2001, 16, 233~249.
- 9 Shao, Y. P., Raupach, M. R., Leys, J. F., A model for predicting Aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil. Res.*, 1996, 34, 309~342.
- 10 Anthes, R. A., Y. H. Kuo, S. G. Benjamin and Y. F. Li, The evolution of the mesoscale environment of severe local storms: Preliminary modeling results, *Mon. Wea. Rev.*, 1982, 110(9), 1187~1213.
- 11 Zhang, D-L and J. M. Fritsch, Numerical simulation of meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood, Part I: Model description and verification, *J. Atmos. Sci.*, 1986, 43(18), 1913~1943.
- 12 孙建华,赵思雄,一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究,大气科学, 2000, 24(3), 381~392.
- 13 程麟生,冯伯虎,“987”突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟,大气科学, 2001, 25(4), 465~478.
- 14 孙建华,陈红,赵思雄等,华北和北京的酷暑天气 II. 模拟试验和机理分析,气候与环境研究, 1999, 4(4), 334~345.
- 15 Shao, Y. P., *Physics and Modelling of Wind Erosion*, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2000, 139~142.
- 16 吴正,风沙地貌学,北京:科学出版社, 1987, 35~54.
- 17 Shao, Y. P. and M. R. Raupach, Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, *J. Geophys. Res.*, 1993, 98(D7), 12719~12726.
- 18 拜格诺,风沙和荒漠沙丘物理学(钱宁等译),北京:科学出版社, 1959, 28~85.
- 19 吴正,凌裕泉,风沙运动的若干规律及防治风沙危害问题的初步研究,治沙研究, 1965, 第7号, 7~14.
- 20 Loosmore, G. A. and J. R. Hunt, Below-threshold, nonabraded dust resuspension, *J. Geophys. Res.*, 2000, 105(D20), 20663~20671.
- 21 Joussaume, S., Three-dimensional simulation of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 1990, 95, 1909~1941.
- 22 Westphal, D. L., O. B. Toon and T. N. Carson, A case study of mobilisation and transport of Saharan dust, *J.*

- Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 2145~2175.
- 23 庄国顺, 郭敬华, 袁惠等, 2000年我国沙尘暴的组成、来源、粒径分布及其对全球环境的影响, 科学通报, 2001, **46** (3), 191~197.
- 24 张仁健, 王明星, 潘一芬等, 2000年春季北京特大沙尘暴物理化学特性的分析, 气候与环境研究, 2000, **5** (3), 259~266.
- 25 Gillette, D. A., Fine particulate emission due to wind erosion, *Trans. of the ASAE*, 1977, **20**(5), 890~897.
- 26 Gillette, D. A. and T. R. Walker, Characteristics of airborne particles produced by wind erosion on study soil, high plains of West Texas, *Soil Sci.*, 1977, **123**, 97~110.
- 27 叶笃正, 丑纪范, 刘纪远等, 关于我国华北沙尘大气的成因与治理对策, 地理学报, 2000, **55** (5), 513~521.

Numerical Simulation of Dust Emission in North China

Zhao Linna, Sun Jianhua and Zhao Sixiong

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Dust storm is a complicated process influenced by weather patterns, soil conditions, and vegetation cover. The coupling of dust emission model and the fifth Generation PSU/NCAR's mesoscale model (MM5) has been completed. Base on diagnosis study of the environmental fields of weather system, the mentioned-above system is applied to simulate the dust storms in North China during the period of 5~7 April, 2000, using meteorological data with Geographic Information System database. The predicted area of dust storms is in good agreement with those of meteorological observation and satellite images. The results show the coupled system is capable for simulating and predicting of spatial and temporal variations of dust emissions in North China.

Key words: dust storm; mechanism for dust emission; numerical simulation