

# 沙尘气溶胶加热对深积云对流系统的影响

景治坤, 黄建平, 刘玉芝, 谢永坤

兰州大学 半干旱气候变化教育部重点实验室, 西部生态安全省部共建协同创新中心, 兰州 730000

**摘要:** 基于动力模型, 分析在水汽充足的深对流天气系统中沙尘气溶胶的加热作用及其对周围大气稳定性、积云对流及降水的影响。结果表明, 沙尘气溶胶可在 550 hPa 对流层中层被输送至水汽充足的深积云对流系统中, 其加热效应使大气温度升高, 增强对流扰动的进一步发展, 使得大气稳定性减弱, 促进积云对流发展及其潜热释放; 积云对流引起的对流加热与涡度混合, 进一步增强垂直运动和积云对流发展; 这种正反馈效应使整个深积云对流系统变得更加不稳定。正反馈强度随着扰动水平尺度的减小而增强, 涡度混合引起的强垂直运动可将积云中的沙尘由低层向高层输送。当沙尘同时存在于 550 和 950 hPa 两个高度时, 上、下两层的加热作用可共同加速深积云对流系统的不稳定化过程, 其中上层沙尘的作用更显著。

**关键词:** 沙尘气溶胶; 深积云对流; 加热作用; 不稳定增长率; 正反馈

**中图分类号:** P40      **文献标识码:** A      **文章编号:** 0455-2059(2024)03-0296-08

**DOI:** 10.13885/j.issn.0455-2059.2024.03.002

## Impact of dust aerosol heating on deep convective cloud system

JING Zhi-kun, HUANG Jian-ping, LIU Yu-zhi, XIE Yong-kun

Collaborative Innovation Center for Western Ecological Safety, Key Laboratory of Semi-arid Climate Changes with the Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

**Abstract:** Based on a dynamic model, we analyzed the impact of dust aerosol heating on the stability in the surrounding atmosphere, cumulus convection and precipitation in deep convective weather systems with sufficient water vapor. The results show that when dust aerosols are transported to deep convective systems with sufficient water vapor at a height of 550 hPa, dust heating effect will warm the atmosphere, enhance disturbance development, reduce atmospheric stability, and promote cumulus convection development and its latent heat release. Cumulus convection will cause convective heating and vorticity mixing, which will lead to strong vertical motion and further strengthen cumulus convection. This positive feedback process makes the entire deep convective weather system more unstable. The strength of positive feedback will increase as the disturbance horizontal scale decreases. The strong vertical motion caused by vorticity mixing can transport dust in cumulus clouds from low to high levels. When dust exists at both 550 and 950 hPa heights at the same time, the heating effects of high and low layers will jointly accelerate the instability process of deep convective weather systems, among which the role of high-level dust is more significant.

**Key words:** dust aerosol; deep cumulus convection; heating effect; unstable growth rate; positive feedback

收稿日期: 2023-06-04    修回日期: 2023-09-06

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41991231; 91937302)

作者简介: 黄建平(1962-), 男, 青海西宁人, 中国科学院院士, 教授, 博士, e-mail: hjp@lzu.edu.cn, 研究方向为沙尘气溶胶对干旱气候变化的影响, 半干旱气候变化, 通信联系人。

沙尘气溶胶作为大气中最为丰富的气溶胶类型之一<sup>[1]</sup>,广泛存在于沙漠、戈壁、荒漠化严重的干旱半干旱地区及其周边地区<sup>[2]</sup>。沙尘气溶胶通过直接效应、半直接效应和间接效应等对地球气候产生重要影响<sup>[3-4]</sup>。沙尘气溶胶的气候效应是气候科学中的研究热点之一<sup>[5]</sup>。沙尘气溶胶的吸收性可以直接影响地球-大气系统的辐射平衡<sup>[6-7]</sup>和热平衡<sup>[8]</sup>,也可以被风场输送数千千米,参与区域和全球的环境和气候系统的调节<sup>[9]</sup>,其存在可以改变云和降水<sup>[10-11]</sup>形成的过程,对水循环的分配<sup>[3, 12]</sup>产生复杂的影响,且能影响天气系统的演变<sup>[13]</sup>。

沙尘气溶胶的加热作用是影响云和降水过程的重要途径<sup>[14]</sup>之一。沙尘气溶胶对太阳辐射和地球辐射的吸收和散射作用能够改变大气中的能量分布,使沙尘层及周围的大气加热率显著增加<sup>[15]</sup>,其加热率与沙尘自身光学特性、浓度、粒径等有关<sup>[16-18]</sup>。这种加热效应可以影响对流层水汽和动量的垂直输送,大气对流受到加热,会导致对流云的加强发展<sup>[19]</sup>。沙尘气溶胶对对流和降水的影响存在不确定性,气溶胶的增加在气溶胶光学厚度(AOD)<0.5时明显增加了降水频率,但AOD>0.5时在某些地区抑制了降水频率<sup>[20]</sup>;JIANG等<sup>[21]</sup>研究发现,吸收光的气溶胶(如烟雾、沙尘和污染沙尘)对云层高度和云分数产生影响,污染沙尘倾向于促进对流的发展,但是沙尘气溶胶的具体影响可能因地区而异;CAI等<sup>[22]</sup>研究表明,气溶胶垂直分布会对云-辐射-气溶胶相互作用和降水产生显著影响。

深积云对流天气系统是由强烈上升运动和下沉运动组成的复杂结构,是一种重要的大气过程,可以促进降水过程<sup>[23]</sup>并对全球水循环<sup>[24-25]</sup>和能量平衡<sup>[26]</sup>产生影响。深积云对流系统的演变和其降水过程的形成与沙尘气溶胶有着密切的联系<sup>[21]</sup>,在不同高度上可以与沙尘层发生相互作用。沙尘气溶胶可以通过改变云滴的数目和大小影响云的性质和演变,从而改变降水的形成和分布<sup>[10]</sup>。沙尘气溶胶可以促进冰晶形成<sup>[27]</sup>和加热大气<sup>[28]</sup>,一定的沙尘气溶胶的加热作用可以增强对流天气系统的垂直运动和上升气流<sup>[29]</sup>,对深积云对流天气系统的发展和演变产生影响,进而促进降水的形成<sup>[21, 30]</sup>。沙尘气溶胶的化学成分<sup>[31]</sup>、垂直分布<sup>[12]</sup>等其他因素也对对流云和降水有着一定的影响。

目前对于沙尘气溶胶加热作用与深积云对流天气系统之间如何相互影响、反馈、调节仍然缺

乏深入和全面的认识。本研究通过建立动力模型,探讨沙尘气溶胶加热对深积云对流天气系统的动力学影响,以及沙尘气溶胶加热对深积云对流天气系统的反馈机制。

## 1 动力模型简介

### 1.1 动力模型的构建

本研究重点关注天气尺度运动动力学,采用积云参数化方案描述积云群的整体作用,避免对积云单体非静力和非地转效应的考虑。采用 $p$ 坐标系构建动力模型,大气水平运动方程:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} = - \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} \right)_p + fv + F(x), \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} = - \left( \frac{\partial \phi}{\partial y} \right)_p - fu + F(y), \quad (2)$$

其中,  $u$ 、 $v$  和  $w$  分别是  $x$ 、 $y$  和  $p$  方向的速度分量;  $\phi$  是位势;  $f$  是科氏参数;  $t$  是时间;  $F(x)$  和  $F(y)$  分别表示  $x$  和  $y$  方向的积云摩擦力<sup>[32]</sup>:

$$F(x) = - \frac{\partial}{\partial p} [M_h(u - u_c)], \quad (3)$$

$$F(y) = - \frac{\partial}{\partial p} [M_h(v - v_c)], \quad (4)$$

其中,  $u_c$  和  $v_c$  是积云中空气的水平速度;  $M_h$  为某一高度层的积云垂直质量通量。在对流比较深的系统中,如果云的垂直速度足够大,拖曳力将没有足够的时间改变水平速度,  $u_c$  和  $v_c$  将近乎守恒。在此模型中,可认为  $u_c$  和  $v_c$  近似等于云底高度上天气尺度系统的水平风速, 涡度运算后可得:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + (f + \zeta) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \\ \beta v + \frac{\partial}{\partial p} [M_h(\zeta - \zeta_c)] - \left[ \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \right)_p \frac{\partial u}{\partial p} - \left( \frac{\partial \omega}{\partial x} \right)_p \frac{\partial v}{\partial p} \right] = 0, \end{aligned} \quad (5)$$

其中,  $\omega \frac{\partial \zeta}{\partial y}$ 、 $\left[ \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \right)_p \frac{\partial u}{\partial p} - \left( \frac{\partial \omega}{\partial x} \right)_p \frac{\partial v}{\partial p} \right]$  两项很小可以省略,又因  $f > \zeta$ , 所以可以简化为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + f \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \beta v + \\ \frac{\partial}{\partial p} [M_h(\zeta - \zeta_c)] = 0, \end{aligned} \quad (6)$$

其中,  $\zeta$  是相对涡度 ( $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ), 进一步简化方程,采用极对称坐标,不计  $\beta$  项,假设科里奥利力为常数,略去平流项,可得:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + fD + \frac{d}{dp} [M_h(\zeta - \zeta_c)] = 0, \quad (7)$$

$$D + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \quad (8)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p}, \quad (9)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{ps}{R} \omega = Q, \quad (10)$$

其中,  $D(D=\frac{\partial v}{\partial y})$  是水平散度;  $R$  是理想气体常数;

$s = -\frac{R}{p} (\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{C_p p})$ , 是大气的静力稳定度参数;  $Q$

是单位质量大气的凝结加热率<sup>[33]</sup>:

$$Q = -\eta(p) \int_{p_i}^{p_s} \omega \frac{dq}{dp} dp \approx -\eta(p) \varpi \int_{p_i}^{p_s} \frac{dq}{dp} dp \approx -\eta(p) \varpi q_s, \quad (11)$$

其中,  $q$  表示比湿;  $q_s$  是云底比湿;  $\eta(p)$  是加热的垂直分布函数;  $p_s$  和  $p_i$  分别为云底和云顶气压;  $\omega$  和  $\varpi$  表示云内空气某一层高度的垂直速度和平均垂直速度。取局地地转近似后,  $\zeta = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi$ , 将(9)式代入(10)式可得:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial p \partial t} + \frac{s}{f} \nabla^2 \omega = -\frac{R}{fp} \nabla^2 Q, \quad (12)$$

其中,  $f$  是地转参数。将(11)式代入(12)式可得:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial p \partial t} + \frac{s}{f} \nabla^2 \omega = \frac{R \eta(p) q_s}{fp} \nabla^2 \varpi, \quad (13)$$

令  $(\zeta, \omega) = (\zeta_{(p)}, \omega_{(p)}) e^{i(l_y - \sigma t)}$ ,  $L = 1/l$ , 为扰动水平尺度;  $\sigma$  为系统不稳定增长率。由(7)和(13)式可得:

$$\sigma \zeta - f \frac{d\omega}{dp} + \frac{d}{dp} [M_h(\zeta - \zeta_c)] = 0, \quad (14)$$

$$\sigma \frac{d\zeta}{dp} - \frac{s}{f} l^2 \omega = -\frac{R \eta q_s}{fp} l^2 \varpi. \quad (15)$$

## 1.2 沙尘加热项的描述

如图1所示, 选取垂直方向建立一个两层的动力模型, 模型顶部的压强  $p_0=150$  hPa, 垂直速度  $\omega_0=0$ , 积云垂直通量  $M_0=0$ , 模式底部  $p_4=950$  hPa,  $\Delta_p=400$  hPa, 经过两层模式分析可得扰动发展的不稳定增长率

$$\sigma = \frac{M_2 \Delta s_2 (-1 + H_2 + H_4)}{\frac{2f^2}{l^2} + \Delta^2 s_2 (1 - H_2)}, \quad (16)$$

$$H_2 = \frac{R(\eta_2 + Q_{2dust})q_s}{2p_2 s_2}, \quad (17)$$

$$H_4 = \frac{R\eta_4 q_s}{2p_4 s_2}, \quad (18)$$

其中,  $\sigma$  反映积云对流天气系统向不稳定状态发展的快慢程度;  $M_2$  为积云垂直质量通量;  $H_2$  和  $H_4$  分别表征在第2层(550 hPa)和第4层(950 hPa)上的加热效应;  $Q_{2dust}$  为 550 hPa 层沙尘加热率;  $\eta_2$  和  $\eta_4$  是对流层中层 550 hPa 和对流层低层 950 hPa 高度上的积云对流凝结加热率, 在动力模式第2层( $p_2=550$  hPa, 对流层中层)的积云加热中引入该层沙尘气溶胶的加热作用。

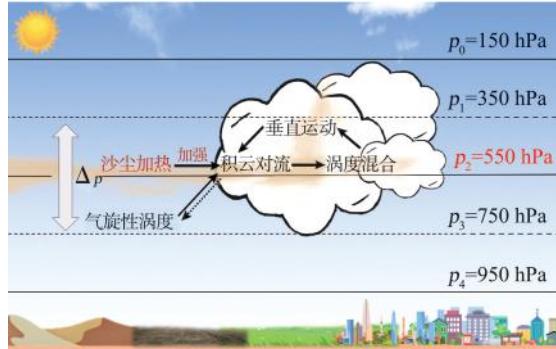


图1 动力模型中的两层模式示意图

Fig.1 Schematic diagram of two-layer mode analysis in the dynamical model

可以在给定一组气象参数的情况下, 讨论沙尘加热、积云对流加热、 $L$ 、积云涡度混合之间相互作用以及对深积云对流天气系统的影响。若在讨论中没有特殊说明, 假定动力模型中, 深对流积云天气系统处于 30°N 的位置, 对应的  $f=7.292 \times 10^{-5}$  rad/s; 由于本研究区域是陆地上的降水系统, 积云垂直质量不宜过大, 所以  $M_2=4$  hPa/h。静力稳定度参数随高度增加, 在大气底部  $s=10^{-2}$  m<sup>2</sup>/(s·hPa<sup>2</sup>)。本研究重点关注动力模型的第2层高度(550 hPa), 取第2层的静力稳定度  $s_2=2.0 \times 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/(s<sup>2</sup>·hPa<sup>2</sup>), 主要讨论沙尘气溶胶的加热作用对深积云对流天气系统的影响以及沙尘气溶胶加热作用对深对流积云系统的反馈机制,  $L<10$  km 的情况下没有太大的实际意义, 所以对于较小的水平尺度扰动不再讨论。

## 2 结果与分析

### 2.1 对流层中层沙尘加热和积云对流加热对深积云系统的影响

由图2可见, 积云加热较弱时( $\eta_2=3.4$  K/d), 当  $Q_{2dust}$  从 0 增加到 1.0 K/d 时,  $\sigma$  逐渐增大, 其对应的倍增时间逐渐减小。550 hPa 单层沙尘加热率的增加有利于  $\sigma$  的上升和倍增效应的加强。单层沙尘加热率较低时, 在较弱的积云加热系统中难以显

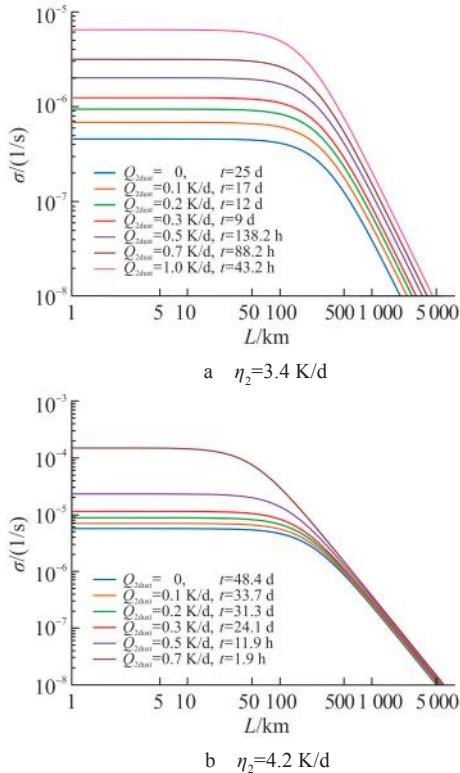


图2 550 hPa  $Q_{\text{dust}}$  变化对扰动发展的 $\sigma$ 及对应倍增时间的影响

Fig. 2 The influence of  $Q_{\text{dust}}$  of 550 hPa single layer sand on  $\sigma$  and corresponding doubling time of disturbance development

著地改变天气系统的不稳定性, 表明整个天气系统相对较为稳定。

当积云对流加热率较强时( $\eta_2=4.2 \text{ K/d}$ ), 不及台风形成时的强烈对流活动, 需要相当强的对流和相当深的积云活动才能实现。当  $Q_{\text{dust}}=0$  时,  $\sigma$  对应的倍增时间表明系统向不稳定发展的速度较慢, 不利于降水等天气过程的形成; 当  $Q_{\text{dust}}=0.1 \text{ K/d}$  时,  $\sigma$  增加, 对应的倍增时间相比没有沙尘加热缩短了 15 h, 表明  $Q_{\text{dust}}$  增加促进了天气系统向不稳定方向发展; 在强积云对流加热率下, 当  $Q_{\text{dust}}$  继续

增长为 0.2、0.3、0.5、0.7 K/d 时,  $\sigma$  逐渐增加。在积云对流强的局部区域内, 沙尘加热率稍增加, 会导致  $\sigma$  以及对应的倍增时间发生显著变化, 加速积云对流天气系统向不稳定转变。当 550 hPa 的沙尘气溶胶加热作用于系统时, 沙尘会加热周围的大气, 强化积云对流, 释放更多的潜热, 两个天气系统的  $\sigma$  都会随着沙尘加热率的增加而增加, 加快天气系统的发展速度, 促进地面气旋的发展和降水过程的发生。但是强积云对流加热天气系统的初始  $\sigma$  更高, 更容易向不稳定发展。在积云对流加热强的区域内, 即使是少量的沙尘加热也能对深积云对流系统的演化产生重要的影响。

## 2.2 对流层中层沙尘加热对深积云系统的影响

由图3可见, 在  $Q_{\text{dust}}$  和系统  $L$  的变化范围内,  $\sigma$  呈现明显的正负变化。当  $Q_{\text{dust}}$  较小、 $L$  较大时,  $\sigma$  为正值, 表明扰动具有不稳定性, 此时  $\sigma$  较小, 系统不稳定发展十分缓慢, 不易发展形成降水。随着  $Q_{\text{dust}}$  增加和  $L$  的减小,  $\sigma$  增加, 对应的倍增时间变得更短, 系统变得不稳定的发展速度加快, 积云对流天气系统更容易发展成降水系统。在不同的  $L$  下, 随着  $Q_{\text{dust}}$  的继续增加,  $\sigma$  逐渐增大到最大值后又迅速下降变为负值, 表明扰动失去不稳定性, 此时沙尘加热抑制了天气系统向不稳定发展, 无法进一步发展成降水系统。要使扰动有正增长率, 需要满足一定的加热条件, 与(16)式所计算得到的判别条件  $H_2 < 1$  且  $H_2 + H_4 > 1$  相一致。积云加热较强时,  $L$  和 550 hPa  $Q_{\text{dust}}$  对  $\sigma$  有显著影响, 适当的扰动水平尺度与适合的沙尘加热条件可以增加  $\sigma$ , 控制扰动的不稳定性, 影响降水过程的发生和发展。

相同的强积云对流加热( $\eta_2=4.2 \text{ K/d}$ ), 当  $L$  由 100 km 增大到 200 km 时,  $\sigma$  突变增长所需的  $Q_{\text{dust}}$  由 0.9 K/d 增大到 1.35 K/d 左右, 说明在其他参数

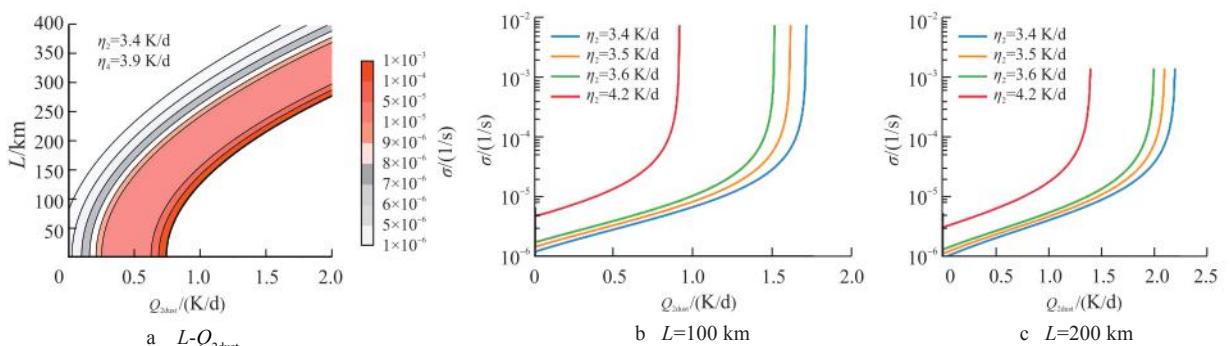


图3 积云对流加热、 $L$  和  $Q_{\text{dust}}$  变化对  $\sigma$  的影响

Fig. 3 Impact of cumulus convection heating,  $L$ , and  $Q_{\text{dust}}$  variations on  $\sigma$

相同时,  $L$ 越大, 系统越难向不稳定状态发展, 此时需要更强的沙尘加热激发系统的不稳定性。在相同的扰动水平尺度条件下(例如  $L=100 \text{ km}$ ), 当积云  $\eta_2$  由  $3.4 \text{ K/d}$  增大到  $4.2 \text{ K/d}$  时, 使系统发生不稳定增长所需的  $Q_{2\text{dust}}$  由  $1.7 \text{ K/d}$  逐渐减小到  $0.9 \text{ K/d}$ 。说明在其他参数相同时, 积云对流加热率越大, 系统初始状态越容易达到不稳定状态, 此时只需要较弱的沙尘加热触发系统的不稳定性。沙尘加热和积云对流加热都对积云对流天气系统的不稳定性有正反馈作用, 两者的影响是相互作用的, 考虑对积云对流天气系统的影响时不能单独考虑其中一个因素。

### 2.3 沙尘加热和积云涡度混合作对深积云系统的影响

由图 4 可见, 在其他参数相同时, 初始系统的涡度混合作用( $M$ )增加, 对应的  $\sigma$  也会增长。当积云对流加热增强, 同时沙尘加热还没有在两个天气系统中起作用时, 积云对流加热较弱的天气系统需要更强的涡度混合作用, 才可以使两个系统的初始增长率和倍增时间一致。当沙尘加热还没有作用于系统( $Q_{2\text{dust}}=0$ ),  $M=3 \text{ hPa/h}$  时,  $\sigma$  对应的倍增时间超过一个月。如果要使系统初始具有一定

的不稳定性, 让积云对流天气系统的初始倍增时间小于  $3 \text{ d}$ , 此时的弱积云对流加热天气系统需要  $M>2.8 \text{ hPa/h}$ , 同时需要提供至少  $Q_{2\text{dust}}=1.0 \text{ K/d}$  的沙尘加热。在强对流加热天气系统中, 即使在沙尘加热还没有作用于系统时,  $M$  只需要大于  $3 \text{ hPa/h}$ , 就可以达到与此前弱积云加热天气系统相同的  $\sigma$ 。

当  $L$  由  $100 \text{ km}$  增加为  $200 \text{ km}$  时, 沙尘加热还没有在两个天气系统中起作用, 扰动水平尺度更大的系统需要更强的涡度混合作用, 才可以使两个系统的初始增长率和倍增时间一致。沙尘加热率对于系统发展有重要影响。当初始系统具有一定的涡度混合作用时, 沙尘加热可以进一步提高  $\sigma$ , 并缩短倍增时间。可见, 在相同的  $M$  条件下, 有沙尘加热时  $\sigma$  明显高于无沙尘加热时, 说明沙尘加热可以促进系统发展, 并且其效果与  $M$  的大小有关。沙尘加热率和积云涡度混合作用都可以显著提高  $\sigma$ , 并缩短系统的倍增时间, 是加速积云对流天气系统发展的两个重要因素。

在沙尘加热率较低时( $Q_{2\text{dust}}<0.9 \text{ K/d}$ ), 积云对流天气系统的  $\sigma$  随着  $M$  和沙尘加热率的增加而增加。在沙尘加热率较高时( $Q_{2\text{dust}}>0.9 \text{ K/d}$ ),  $\sigma$  变为负值, 抑制天气系统向不稳定发展。当系统  $M<1$

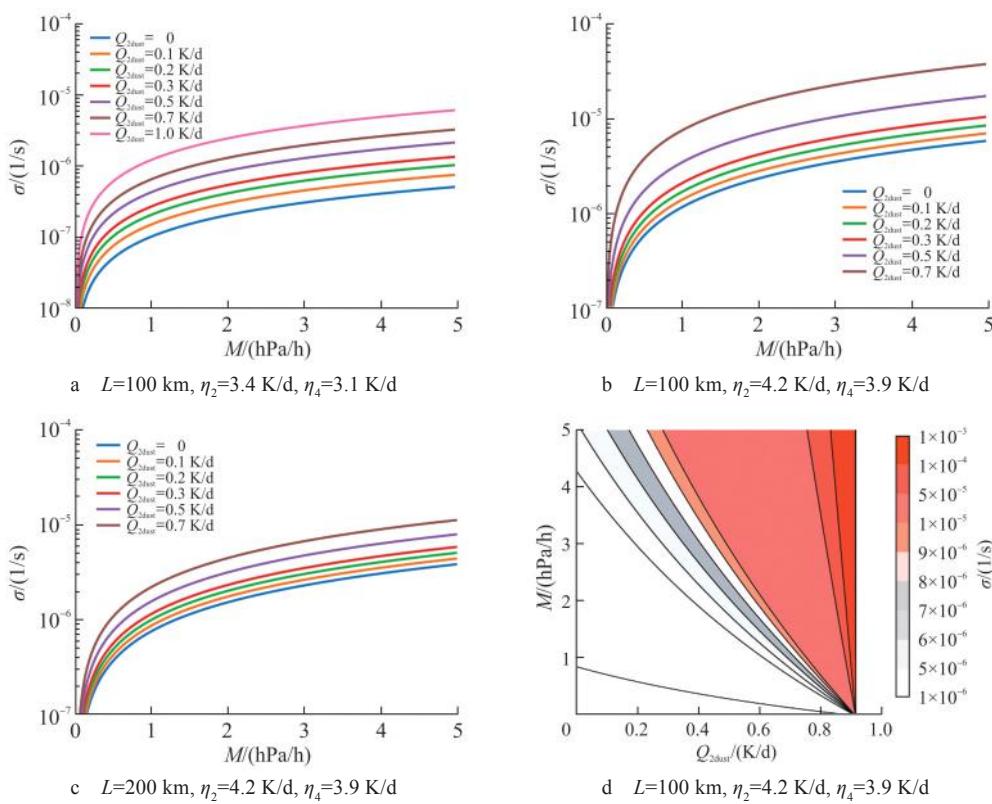


图 4 涡度混合作用  $M$ 、积云对流加热、 $L$  和  $Q_{2\text{dust}}$  变化对  $\sigma$  的影响  
Fig. 4 Impact of  $M$ , cumulus convection heating,  $L$ , and  $Q_{2\text{dust}}$  variations on  $\sigma$

hPa/h时, 沙尘加热对积云对流系统的 $\sigma$ 影响很小, 为了沙尘加热更好地加速系统不稳定发展, 需要一个足够强的 $M$ .

#### 2.4 两层沙尘层对深积云对流系统的影响

在一些深积云对流天气系统中, 如果积云低层存在沙尘气溶胶, 其可能会随着积云发展中湍度混合作用导致的强垂直运动向高层传输, 从而在高低层形成沙尘气溶胶分布. 当沙尘气溶胶同时存在于高低层时, 它们可能会对深积云系统的动力结构、发展过程和降水过程产生复杂的影响. 为了简化问题, 根据(17)式, 在550 hPa高度上引入 $Q_{2dust}$ , 在950 hPa对流层低层引入另一个沙尘加热率( $Q_{4dust}$ ):

$$H'_4 = \frac{R(\eta_2 + Q_{4dust})q_s}{2p_2s_2}. \quad (19)$$

由图5可见, 在相同的扰动水平尺度下, 高低层沙尘加热都能够增大系统的 $\sigma$ , 但是高层沙尘加热的效果更明显.  $L=100$  km时, 要使扰动 $\sigma$ 达到 $9 \times 10^{-6}$ , 完全依靠低层沙尘需要提供2.4 K/d才能达到, 高层沙尘只需要提供0.35 K/d便可达到. 在相同的 $\sigma$ 下,  $L$ 越小, 所需的高低层沙尘加热率就越小. 对比 $L=100$  km和 $L=200$  km, 为了使两个天气系统达到相同的 $\sigma$ , 例如 $1 \times 10^{-5}$ ,  $L=100$  km

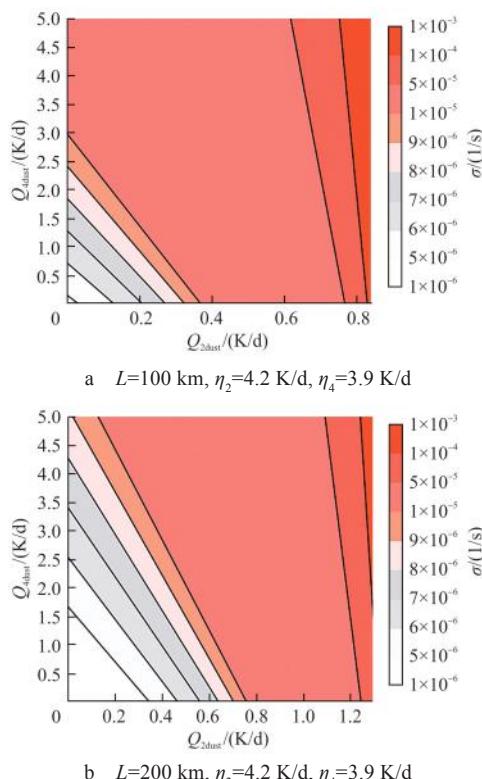


图5  $Q_{4dust}$  和  $Q_{2dust}$  变化对  $\sigma$  的影响  
Fig. 5 Impact of changes in  $Q_{4dust}$  and  $Q_{2dust}$  on  $\sigma$

只需要高低层沙尘提供较小的加热率即可. 高低层沙尘共同加热能够促进深积云系统的不稳定发展, 其中高层沙尘加热对系统的动力学影响更显著.

### 3 讨论

由于 Wegener-Bergeron-Findeisen 效应, 当大气中高层作为冰核的沙尘气溶胶增多, 冰面的饱和水汽压低于水面饱和水汽压, 水汽会优先和冰晶结合, 冰晶增长会消耗水汽<sup>[34]</sup>. 云中水汽供应充足时, 此效应会使冰晶优先长大到降水粒子尺度, 从云团中降落, 使降水提前发生<sup>[35]</sup>. ROSENFELD 等<sup>[36]</sup>总结得出, 在对流系统发展的中后期, 有更多的云滴被抬升至冻结层以上, 冻结之后, 会释放更多的潜热加强对流云的垂直速度, 促进对流发展, 这时气溶胶促进对流起主导作用, 可能造成更强的降水.

沙尘也可以作为有效的冰核, 通过改变水凝物相态、潜热释放等过程影响深积云对流天气系统中的冰云, 可能会增强深对流降云中的水蒸气供应, 将冰粒提升到更高的高度<sup>[37]</sup>. 随着沙尘气溶胶光学深度的增加, 大雨的频率增加, 小雨的频率降低, 沙尘气溶胶主要通过增强深对流增强降水<sup>[38]</sup>. YUAN 等<sup>[12]</sup>发现沙尘的注入可能会作为有效的冰核, 将过冷水云转移至冰云, 从而增加云冰水路径和云光学厚度, 减小云中的冰粒子半径, 这种相变过程释放的潜热增强深对流, 通过从周边辐合更多水汽引发印度北部的一次强降水.

本模型假设在水汽充足区域存在一个初始气旋性涡度场, 引发了积云对流活动. 积云对流不仅释放潜热, 还引起湍度混合和垂直运动. 当沙尘进入该区域时, 其加热效应进一步强化了积云对流和潜热释放, 使得原有湍度场更加复杂和不稳定. 这些因素相互作用形成一个正反馈系统, 加速了天气系统的不稳定发展, 促进了降水过程. 沙尘气溶胶在某些情况下可以显著地影响大气结构和能量平衡, 与积云对流系统形成正反馈系统. 这种循环可能是导致某些地区出现极端降水事件的一个重要因素.

### 4 结论

沙尘加热的增加会增强系统的 $\sigma$ , 缩短其倍增时间, 但这种影响与系统的初始条件有关. 在弱积云对流加热的系统中, 弱的沙尘加热难以显著改

变天气系统的不稳定性。在积云对流加热较强的局部区域内,由于初始 $\sigma$ 已经很高,沙尘加热稍有增加,就会导致扰动 $\sigma$ 以及对应的倍增时间急剧变化,更加有利于天气系统向不稳定发展。

无论 $L$ 如何, $Q_{\text{dust}}$ 的增加都会提高系统的 $\sigma$ 。但当沙尘加热率超过某一临界值时,系统的 $\sigma$ 会突然变为负值。 $L$ 越大时,需要更大的沙尘加热来激发其不稳定发展。合适的 $L$ 和沙尘加热可以协同作用,使得系统的不稳定速度加快,促进降水过程。通过讨论积云引起的湍度混合作用对系统 $\sigma$ 的影响,发现初始湍度混合作用越强,系统 $\sigma$ 越高。

对于相同的扰动增长率, $L=100$  km的天气系统只需要较小的高低层沙尘加热率, $L=200$  km的天气系统需要更强的高低层沙尘加热才能达到与 $L=100$  km系统相同的扰动增长率;在相同的 $L$ 下,高低两层的加热会共同加速深积云对流系统的不稳定发展过程,其中高层沙尘的加热作用更加显著。

## 参考文献

- [1] BI J R, LI Z P, ZUO D P, et al. Dust aerosol vertical profiles in the hinterland of Taklimakan Desert during summer 2019[J]. *Frontiers in Environmental Science*, 2022, 10: 851915.
- [2] ZHAO S Y, ZHANG H, FENG S, et al. Simulating direct effects of dust aerosol on arid and semi-arid regions using an aerosol-climate coupled system[J]. *International Journal of Climatology*, 2015, 35: 1858-1866.
- [3] HUANG J P, WANG T H, WANG W C, et al. Climate effects of dust aerosols over East Asian arid and semiarid regions[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, 119(19): 11398-11416.
- [4] MIDDLETON N, KANG U. Sand and dust storms: impact mitigation[J]. *Sustainability*, 2017, 9(6): 1053.
- [5] KOK J F, STORELVMO T, KARYDIS V A, et al. Mineral dust aerosol impacts on global climate and climate change[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2023, 4(2): 71-86.
- [6] WANG T H, HAN Y, HUANG J P, et al. Climatology of dust-forced radiative heating over the Tibetan Plateau and its surroundings[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125(17): e2020JD032942.
- [7] EVANS S, DAWSON E, GINOUX P. Linear relation between shifting ITCZ and dust hemispheric asymmetry[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47: e2020GL090499.
- [8] LIU J, DING J L, REXIDING M, et al. Characteristics of dust aerosols and identification of dust sources in Xinjiang, China[J]. *Atmospheric Environment*, 2021, 262: 118802.
- [9] CHIN M, DIEHL T, GINOUX P, et al. Intercontinental transport of pollution and dust aerosols: implications for regional air quality[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2007, 7(21): 5501-5517.
- [10] KELLY J T, CHUANG C C, WEXLER A S. Influence of dust composition on cloud droplet formation[J]. *Atmospheric Environment*, 2007, 41(14): 2904-2916.
- [11] CREAMEAN J M, SUSKI K J, ROSENFELD D, et al. Dust and biological aerosols from the Sahara and Asia influence precipitation in the Western US[J]. *Science*, 2013, 330(6127): 1572-1578.
- [12] YUAN T G, HUANG J P, CAO J H, et al. Indian dust-rain storm: possible influences of dust ice nuclei on deep convective clouds[J]. *Science of the Total Environment*, 2021, 779: 146439.
- [13] SHAO T B, LIU Y Z, TAN Z Y, et al. Characteristics and a mechanism of dust weather in Northern China[J]. *Climate Dynamics*, 2022, 61: 1591-1606.
- [14] WEI J F, LU B Y, SONG Y Y, et al. Impact of aerosol radiative effect on the diurnal cycle of summer precipitation over North China: distinct results from simulations with parameterized versus explicit convection[J]. *Geophysical Research Letters*, 2022, 49(9): e2022GL098795.
- [15] HUANG J P, FU Q, SU J, et al. Taklimakan dust aerosol radiative heating derived from CALIPSO observations using the Fu-Liou radiation model with CERES constraints[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2009, 9: 4011-4021.
- [16] BELLOUIN N, QUAAS J, GRYSPERDT E, et al. Bounding global aerosol radiative forcing of climate change[J]. *Reviews of Geophysics*, 2020, 58: e2019RG000660.
- [17] MAHOWALD N, ALBANI S, KOK J, et al. The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the earth system[J]. *Aeolian Research*, 2014, 15: 53-71.
- [18] FRANCIS D, NELLI N, FONSECA R, et al. The dust load and radiative impact associated with the June 2020 historical Saharan dust storm[J]. *Atmospheric Environment*, 2022, 268: 118808.
- [19] ZHANG Y D, YU F Q, LUO G, et al. Impacts of long-range-transported mineral dust on summertime convective cloud and precipitation: a case study over the Taiwan region[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2021, 21(23): 17433-17451.
- [20] SUN N, FU Y F, ZHONG L, et al. Aerosol effects on the

- vertical structure of precipitation in East China[J]. *Npj Climate and Atmospheric Science*, 2022, 5(1): 1-9.
- [21] JIANG J H, SU H, HUANG L, et al. Contrasting effects on deep convective clouds by different types of aerosols [J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 3874.
- [22] CAI Z X, LI Z Q, LI P R, et al. Vertical distributions of aerosol and cloud microphysical properties and the aerosol impact on a continental cumulus cloud based on aircraft measurements from the Loess Plateau of China[J]. *Frontiers in Environmental Science*, 2022, 9: 80861.
- [23] ROSENFIELD D, WOODLEY W L. Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to  $-37.5^{\circ}\text{C}$ [J]. *Nature*, 2000, 405(6785): 440-442.
- [24] CHU W C, LIN Y L. Description and evaluation of a new deep convective cloud model considering in-cloud inhomogeneity[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2023, 15(2): e2022MS003119.
- [25] TAKAHASHI H, LUO Z J, STEPHENS G, et al. Revisiting the land-ocean contrasts in deep convective cloud intensity using global satellite observations[J]. *Geophysical Research Letters*, 2023, 50(5): e2022GL102089.
- [26] FAN J W, LEUNG L, ROSENFIELD D, et al. Microphysical effects determine macrophysical response for aerosol impact on deep convective clouds[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2013, 110: 4581-4590.
- [27] CHEN Q, YIN Y, JIANG H, et al. The roles of mineral dust as cloud condensation nuclei and ice nuclei during the evolution of a Hail Storm[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2019, 124(24):14262-14284.
- [28] HAWKER R E, MILTENBERGER A K, WILKINSON J M, et al. The temperature dependence of ice-nucleating particle concentrations affects the radiative properties of tropical convective cloud systems[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2021, 21(7): 5439-5461.
- [29] LI J, CARLSON B E, YUNG Y L, et al. Scattering and absorbing aerosols in the climate system[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2022, 3(6): 363-379.
- [30] CHEN Q, FAN J W, YIN Y, et al. Aerosol impacts on Mesoscale convective systems forming under different vertical wind shear conditions[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125(3): e2018JD030027.
- [31] LIU H, GUO J P, KOREN I, et al. Non-monotonic aerosol effect on precipitation in convective clouds over tropical oceans[J]. *Scientific Reports*, 2019, 9(1): 7809.
- [32] SCHNEIDER E K, LINDZEN R S. A discussion of the parameterization of momentum exchange by cumulus convection[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1976, 81(18): 3158-3160.
- [33] CHARNEY J G, ELIASSEN A. On the growth of the Hurricane depression[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1964, 21(1): 68-75.
- [34] van der HAGE J C H. A parameterization of the WegenerBergeron-Findeisen effect[J]. *Atmospheric Research*, 1995, 39(1): 201-214.
- [35] PINSKY M, KHAIN A, ROSENFIELD D, et al. Comparison of collision velocity differences of drops and graupel particles in a very turbulent cloud[J]. *Atmospheric Research*, 1998, 49: 99-113.
- [36] ROSENFIELD D, LOHMAN U, RAGE G B, et al. Flood or drought: how do aerosols affect precipitation?[J]. *Science*, 2008, 321(5894): 1309-1313.
- [37] MIN Q L, LI R, LIN B, et al. Impacts of mineral dust on ice clouds in tropical deep convection systems[J]. *Atmospheric Research*, 2014, 143: 64-72.
- [38] HAN X L, ZHAO B, LIN Y, et al. Type-dependent impact of aerosols on precipitation associated with deep convective cloud over East Asia[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2022, 127(2): e2021JD036127.

(责任编辑:蔡红霞)