

强沙尘暴微气象特征和局地触发机制^{*}

胡隐樵

光田宁

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

(日本京都大学防灾研究所)

摘 要 强沙尘暴是干旱地区一种破坏性极大的灾害性天气现象。本文分析了1993年5月5日强沙尘暴的微气象特征和各辐射分量特征。并结合这次强沙尘暴大、中尺度过程特征,分析了强沙尘暴和干飚线的形成和发展机制,干飚线发展具有一种沙尘造成的辐射冷却正反馈机制和局地不稳定大气的触发机制。进而根据这些事实建立一个干飚线发展的物理模型。

关键词 强沙尘暴 黑风暴 飚线 辐射

1 问题的提出

特强沙尘暴又称黑风暴,其特征是瞬时风速大于 25 m/s ,而能见度小于 50 m ^[1]。黑风暴来临时,往往来势凶猛,狂风席卷大量沙尘,天空一片黑暗犹如黑夜。黑风暴都伴随着云滴和大量沙尘混合构成的对流单体,其前沿是阵风锋面,形成一堵沙墙。我们称黑风暴前沿的沙墙为沙暴锋面^[2]。这类黑风暴不仅发生在我国西北,美国西部和非洲的沙漠地区也常发生的哈布沙尘暴就是一种带有沙暴锋面的强沙尘暴现象^[3,4]。沙暴锋面的空间结构同雷暴对流单体阵风锋面是类似的,而雷暴阵风锋面的空间结构和生命史在文献[5]中作了详尽研究。所不同的是雷暴阵风锋面都伴随强的降水过程,但沙暴锋面地表却常常没有降水。沙暴锋面没有地面降水的原因,可能是由于沙漠地区大气特别干燥,积云降水可能未至地面就已蒸发殆尽^[6]。

黑风暴发生的物理机制相当复杂,但必须具备下面3个必要条件,即沙源、强风和不稳定大气,而且三者必须密切配合,缺一不可。丰富的沙源是沙尘暴的物质基础,它是一个地理条件,长时间的干旱缺雨的天气将加强这一条件;强风是不可缺少的动力,它是个大、中尺度天气条件;不稳定大气有利于强对流的发生和发展,从而加强对流性天气过程,它是小尺度的局地条件。

国内外对黑风暴已有不少研究,但都偏重于地理环境和大尺度天气形势的分析^[1,2,6,7]。由于资料的限制,国内外对黑风暴形成的小尺度局地因子分析很少。作者^[2]曾从宏观尺度分析了1993年5月5日黑风暴发生的机理,指出它是由于强冷锋前发展起一种干飚线(下面还将对此深入分析)过境所致。干飚线的阵风锋面由于含沙量大,形成沙墙一般的沙暴锋面。正如上述,黑风暴形成的物理机制相当复杂,它是由于大气的天气形势(例如冷锋面或高空低压槽过境)、中尺度的干飚线与局地热力不稳定条件

1995-12-08收到,1996-07-16收到修改稿

^{*} 本文得到国家自然科学基金项目49475245的资助

相互作用的结果。事实上在我国西北干旱区丰富沙源的地理环境是一个永久性存在条件,干旱气候的波动仅对其有所调节;强风的天气形势每年春天几乎都有几次,但象黑风暴这类强沙尘暴的发生频率却是有限的几年出现一次。可见,局地大气不稳定性对黑风暴的触发作用是不容忽视的。目前预报强风在技术上已经相当成熟,准确率也较高。但预报黑风暴的发生却相当困难。至今在局地不稳定大气条件对黑风暴的触发机制方面,无论是理论研究还是实际资料的分析都很贫乏。它可能是不能准确预报黑风暴发生的重要原因之一。

黑河实验(HEIFE)之后,中国科学院兰州高原大气物理研究所同日本京都大学防灾研究所建立了“干旱环境监测站”。该监测站在临泽(平川)和民勤沙漠中各建立了一个子站。本文试图利用该监测站所捕获的1993年5月5日黑风暴微气象观测资料,配合收集到的永昌和民勤地面观测资料以及文献[2,6]对1993年5月5日黑风暴大、中尺度天气形势的分析,进而分析黑风暴发展中微气象特征以及不稳定大气对黑风暴的局地触发作用。

2 1993年5月5日黑风暴的发展过程概述

文献[2]和[6]的作者及其合作者利用日本GMS-4气象卫星资料、民勤探空资料以及黑风暴图像照片,对1993年5月5日黑风暴系统分析了其天气形势和发展过程。进而分析了黑风暴的结构,并从大、中尺度的天气条件分析了黑风暴的形成机理。为了下面分析的方便和文章的完整性,仍将其主要结果简述如下。

2.1 1993年5月5日黑风暴发展过程

1993年5月5日北京时02时一次强冷锋移至蒙古西部和新疆北部。随着锋面移动,新疆北部和巴丹吉林沙漠北部先后出现大风和沙尘暴。约15时40分在山丹与金昌之间爆发黑风暴(见文献[2]图1)。下面资料分析涉及的临泽县平川站是沙尘暴区;永昌和民勤是黑风暴区,它们的瞬时风速都达到或超过 25 m/s ,能见度低于 50 m 。

2.2 黑风暴的景观

黑风暴的景观照片显示,无论是发生在非洲的黑风暴(哈布沙尘暴)或这次1993年5月5日黑风暴都有一堵沙墙一般的沙暴锋面。其特征同飑线中对流单体前发展的阵风锋面相似。由于阵风锋面前的强风速和上升气流卷起干燥多沙地面的大量尘沙,致使这类阵风锋面除了包含大量雷暴云的云滴外还有大量的尘沙所构成,所以称之为沙暴锋面。

2.3 天气背景分析

从卫星云图分析表明,1993年5月5日黑风暴是由于强冷锋面过境时,在锋面前部发展起飑线结构的对流单体。同时下午在飑线移动的前方和河套以西地表存在由于太阳加热造成的 40°C 以上的地表高温区。当飑线移至地表高温区时,由于局地大气处于绝热不稳定得以发展并进而爆发黑风暴。

2.4 关于“干飑线”的研究

1993年5月5日黑风暴虽有一系列飑线基本特征(下面分析也可以看出),但未见强烈雷暴降水过程。而且民勤探空资料分析表明,早晨08时相当位温虽是不稳定的,

但相当位温曲线同饱和相当位温曲线相距较远。表明黑风暴发生区大气较干燥。所以我们称上述鲍线为“干鲍线”。沙尘锋面正是这种干鲍线的阵风锋面。为了方便起见我们将一般意义的鲍线称为“湿鲍线”。

下面从地面观测资料和微气象资料进一步分析干鲍线的结构和特征,干鲍线在局地近地面大气的绝热不稳定条件下又如何发展从而触发黑风暴。

3 资料分析结果

3.1 资料状况和计算方案

永昌和民勤的资料是地面观测资料,从常规气象自记仪读取气压、气压三小时跃变、风速和气温等气象要素随时间的变化。平川站的微气象资料是微机处理得到的 30 min 平均值,而自动气象站的资料是微机处理得到的 10 min 平均值。利用微气象梯度资料和空气动力学法计算了感热通量,以便分析局地对流状况。感热通量计算公式如下:

$$H = -\rho u_* \theta_* \quad (1)$$

$$\Phi_m = \frac{kZ}{u_*} \frac{\partial U}{\partial Z}, \quad \Phi_h = \frac{kZ}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2)$$

$$\Phi_m^2 = \Phi_h = (1 - 16\zeta)^{-1/2}, \quad \zeta \leq 0 \quad (3)$$

$$\Phi_m = \Phi_h = 1 + 5\zeta, \quad \zeta > 0 \quad (4)$$

上面的符号都是通用的, H 是感热通量; Φ_m 、 Φ_h 是 Monin-Obukhov 函数; u_* 和 θ_* 分别为摩擦速度和特征位温; U 和 θ 是平均风速和位温; k 是卡曼常数,取值 0.4; ζ 是 Monin-Obukhov 稳定度参数。

3.2 沙尘暴过境时气压、风速和气温的变化

正如 Wakimoto^[5]所指出的,湿鲍线雷暴阵风锋面过境的基本特征是:(i) 气压突然上升;(ii) 风速猛增和风向发生突变;(iii) 气温突然下降;(iv) 雷暴降水过程。因此分析地面气象记录的变化对于判断黑风暴的天气过程特征是有价值的。

图 1a、c、d 分别为平川、永昌和民勤的气压 P (hPa)、风速 U (m/s) 和气温 ($^{\circ}\text{C}$) 1993 年 5 月 5 日的日变化图。图 1b 给出了沙尘日 (5 日) 及其前一天 (4 日) 前 3 小时的气压跃变值,以便将沙尘暴气压跃变同平时的变化比较。该图有如下特征:图 1a 表明随着沙尘暴通过平川、永昌和民勤,其气压依次都突然跃升。图 1b 表明,沙尘暴过境时 3 小时气压跃升值可达 8 hPa。该图 4 日是正常的气压日变化,下午由于日增温而气压下降,5 日却出现跃升。图 1c 表明沙尘暴过境时风速也猛增。但图 1d 表明这时的气温却突然下降。这一系列特征都具备鲍线的雷暴阵风锋面过境的特点,但未记录到降水过程(个别地方,例如武威降了泥水混合的雨)。

图 2 是民勤自动气象站记录的黑风暴过境时的风速 U (图 2a)、气温 T (图 2b)、相对湿度% (图 2c) 和混合比 g/kg (图 2d)。它们是 10 min 平均值,可以看出一些变化细节。该图表明,黑风暴过境时风速和气温除了有图 1 表现的风速猛增和气温猛降的特征外,还表明:(i) 风速有 15~30 min 周期的脉动,它可能反映了黑风暴的对流

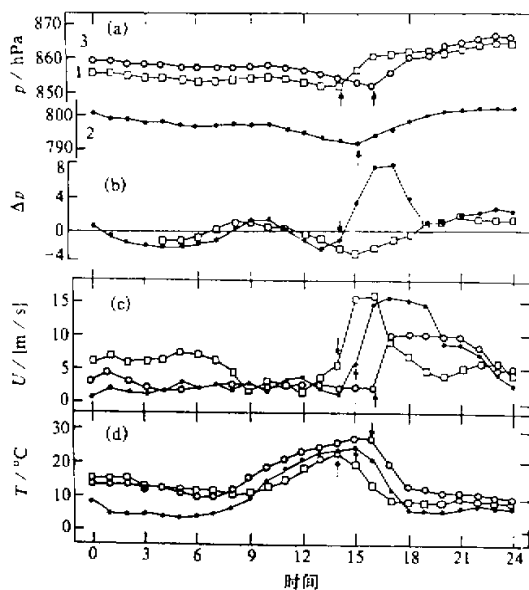


图1 沙尘暴过境时气压 P (图1a)、风速 U (图1c)、气温 T (图1d) 和3h变压 ΔP (图1b) 的日变化
横坐标是北京时(下同)。(a)、(c)、(d)中(—□—)代表平川、(—●—)永昌和(—○—)民勤；但(b)中(—●—)代表5月5日、(—□—)代表5月4日

象站记录的10 min 平均的平川站(a)沙尘暴区和民勤(b)黑风暴区的短波入射辐射(ISW)、长波入射辐射(ILW)、长波地表辐射(OLW)和净辐射(NET)。该图显示了沙尘暴和黑风暴过境时辐射变化的明显差别。

从图3中看出：(i)无论是沙尘暴或黑风暴过境，其短波辐射、地表长波辐射和净辐射都迅速下降。短波辐射下降是由于沙尘对太阳辐射的阻挡作用；地表长波辐射下降是由于地表降温所致；净辐射下降反映了地表收入的辐射能减小。仔细分析还发现，短波入射辐射下降起始时间先于沙尘暴发生时间。这一现象可能反映高空的沙尘先于沙尘暴到达本站^[6]。(ii)沙尘暴或黑风暴过境时入射长波辐射却随着短波入射辐射

泡的结构；(ii)黑风暴前的相对湿度和混合比都很低，但黑风暴过境时相对湿度和混合比突然上升。黑风暴前相对湿度只有10%，而混合比仅2.5 g/kg。但黑风暴过后相对湿度上升为40%和混合比达4 g/kg。根据这一现象推测黑风暴的降水在非常干燥的大气中被迅速蒸发，尚未达到地面就蒸发殆尽，而水滴蒸发的水汽增加了大气的湿度。

根据以上分析，沙尘暴过境地面气象要素变化具备一般飑线(湿飑线)的一系列特征，因此我们曾称无雷暴降水过程的飑线为“干飑线”。干飑线地面无降水的原因可能是由于当地大气极干燥，降水在空中蒸发殆尽所致。

3.3 沙尘暴过境时的辐射变化

图3a、b分别给出自动气

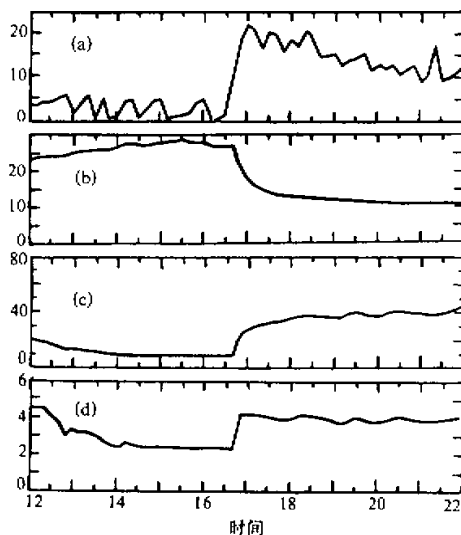


图2 民勤黑风暴过境时自动气象站记录的10 min 平均风速(a)、气温(b)、相对湿度(c)和混合比(d)的变化

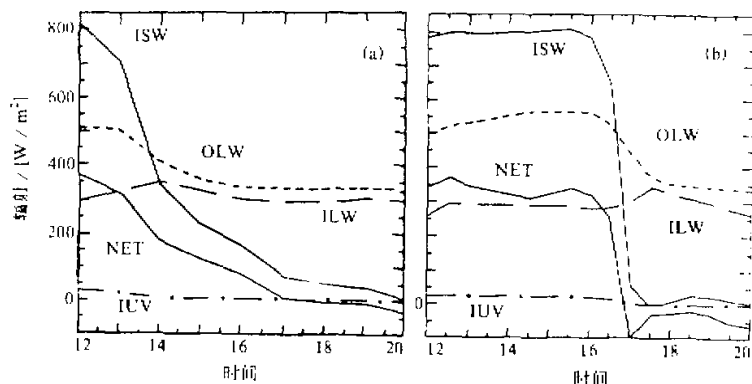


图3 平川沙尘暴过境时(a)和民勤黑风暴过境时(b)辐射变化。
包括短波入射辐射 ISW、长波入射 ILW、地表辐射(OLW)和净辐射(NET)

的下降而上升。这可能是由于沙尘暴中大量沙尘吸收太阳辐射被加温, 沙尘的长波辐射加强了天空长波辐射。Carlson^[8]分析过这种沙尘暴对大气的辐射加热作用。这种尘埃加热效应可能是黑风暴进一步发展的一个抑制因子。(iii) 黑风暴过境时其入射短波辐射、净辐射和地表向上长波辐射的下降比沙尘暴过境时相应辐射分量下降迅猛。民勤短波辐射从 16:30 开始计算至 17:30 已降为零, 净辐射 17:00 已降为负值, 最低达 -100 W/m^2 。但平川相关量下降缓慢, 短波辐射在日落到来才降至零, 净辐射未降至负值。说明黑风暴中的含尘沙量远大于一般沙尘暴, 造成了零能见度。净辐射降为负值还说明黑风暴所造成的地表向上长波辐射的减小比天空向下长波辐射增加的效应更大。从图 3b 还看到, 短波入射迅猛降到零时, 天空向下长波辐射也上升到极大值, 说明这时尘沙含量达最大。与此同时, 随着向下长波辐射的上升, 净辐射从 17:00 极小的 -100 W/m^2 也上升到接近于零值。以上辐射变化的细节反映了黑风暴过境时尘沙对辐射过程的作用。

3.4 沙尘暴过程的大气稳定度

为了深入分析沙尘暴过程大气稳定度状况, 图 4 比较了 5 月 5 日发生沙尘暴这一天同前一天(5 月 4 日)平川微气象记录的 2 m 与 4 m 间气温梯度以及感热通量的日变化。感热通量由公式(1)~(4)计算得到。5 月 4 日天晴无云, 5 月 5 日直至沙尘暴过境前也是天晴无云。5 月 5 日黑风暴区的民勤站传感器被大风损坏, 未能得到黑风暴区的微气象记录。所以只能分析沙尘暴区的平川记录。

该图表明: (i) 5 月 5 日平川沙尘暴过境前气温负梯度值特别大, 10:00 时开始 5 月 5 日气温梯度就高于 5 月 4 日, 最大时达 $-20^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 。平日(5 月 4 日)下午其梯度值只有 $-5^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 左右。(ii) 该日沙尘暴过境前的感热通量也明显高于 5 月 4 日。地表感热通量主要用于加热大气边界层。正如第二节所指出, 5 月 5 日平川处于地表 40°C 的高温区, 造成了大气的超绝热不稳定层结, 地表通过强的感热加热大气边界层。(iii) 由于地表特别干燥, 几乎没有蒸发, 使潜热通量几乎等于零(省略)。

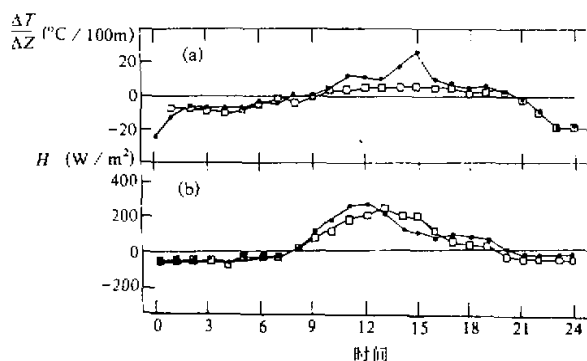


图4 5月5日(沙尘暴)同5月4日(平日)平川站近地面层气温梯度
 $-(\Delta T)/(\Delta Z)$ ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) 同感热通量的日变化, (—·—) 5日, (—□—) 4日

HEIFE 实验研究结果早已说明这一点^[9]。

4 沙尘降温的正反馈效应和局地不稳定的触发机制

为什么在干旱区会发展起强对流和强风的“干飚线”?这是一个值得深入研究的问题。“干飚线”同“湿飚线”有许多类似的特征,但它们形成的机制有什么共同点和区别也是一个值得研究的问题。为此将干飚线同湿飚线的特征和发生、发展条件作一个对比。

无疑湿飚线或干飚线都是一种强对流性天气过程。从1993年5月5日黑风暴可以看出,干飚线同湿飚线有许多类似的特征。两类飚线锋面过境时:(i)本站气压跃升($\Delta P > 0$);风速猛增($\Delta U > 0$)而气温猛降($\Delta T < 0$)。这反映了锋面后部的气压和风速比锋面前高,以及锋面后部气温比锋面前低。(ii)黑风暴过境时入射短波辐射 ISW 骤降至零或接近于零;入射长波辐射 ILW 上升和地表向上长波辐射下降。这些结果说明由于沙尘对阳光的阻挡造成锋面后部的 ISW 远低于锋面前部;由于沙尘的长波辐射使锋面后 ILW 高于锋面前部,以及由于沙尘对阳光阻挡造成地表降温从而使锋面后地表向上长波辐射低于锋面前部。推测湿飚线过境时辐射也有以上特点(未见观测记录),但不会象黑风暴那样变化猛烈。

但是干飚线同湿飚线的一些特征,特别是发生和发展过程有许多差异。它们是:
 (i) 湿飚线一般都伴随着强的雷暴降水过程,说明它是一种强的湿对流天气。但干飚线却无强雷暴降水,干对流起重要作用。(ii) 湿飚线一般都是在相当潮湿的地表条件下发展起来的,地表有充分的蒸发供给大气的水汽 E 。但干飚线是在干燥地表发展起来的,地表非常干燥,几乎没有蒸发供给大气的水汽。(iii) 湿飚线发展的地区,大气处于湿绝热不稳定(相当位温同饱和相当位温曲线非常接近)。由于对流发展,水汽不断凝结释放潜热,又进一步供给对流发展的动力,而且地表还能不断供给潜热。正如上节指出的,干飚线发展地区,大气处于干的超绝热不稳定状态,大量的感热加热大气边界层发展干对流,地表没有潜热供给大气。

如图 5 所示, 干飚线或黑风暴发展过程中存在两个重要的物理过程: (i) 沙尘造成的辐射冷却正反馈特征。首先由于大尺度天气过程(冷锋或低压槽等)的强风, 扬起沙尘; 大量沙尘阻挡阳光使 ISW 下降, 造成地表温度的降低并进而降低气温; 锋面后气温的下降使气压上升, 加大与锋前高温条件下低压区的气压差; 气压差的加大将增强风速; 强风速又进一步扬起更多的沙尘。以上过程形成一个正反馈环路。当然, 当地表沙源中断, 这一正反馈过程也被中断。同时上述黑风暴内部沙尘的加热效应将提升锋后大气温度, 所以是这一正反馈中的一个抑制因素。(ii) 另一方面干飚线锋面移至干燥而高温的地表时, 局地不稳定大气对黑风暴爆发可能起了局地触发作用。如图所示, 干燥地表高温造成了局地超绝热不稳定 ($-\Delta T/\Delta Z$ 大), 进而造成强的感热通量; 强的感热不断加热大气边界层发展对流运动; 强对流的发展, 一方面由于质量连续性方程的要求将加大水平风速, 从而加强强风的扬沙过程; 另一方面强对流速度也加强空中沙尘的上扬过程。这两个过程可能对黑风暴的爆发起一种触发作用。

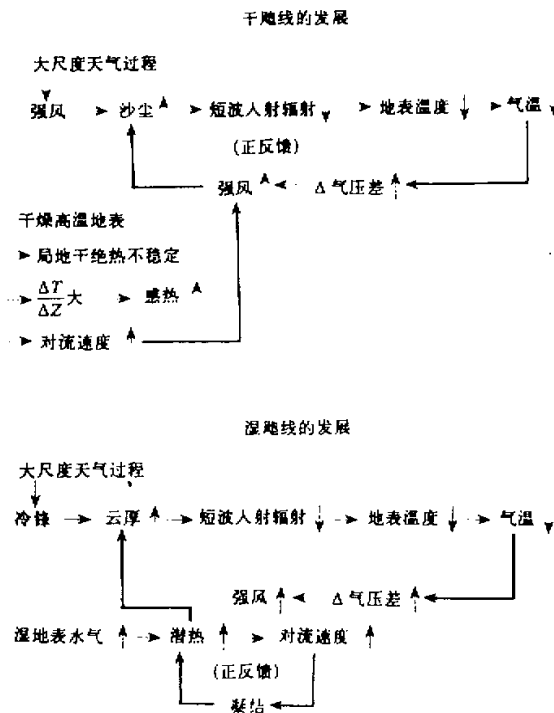


图 5 湿飚线和干飚线的不同发展机制和物理模型

对比一下湿飚线的发展。由于冷锋一类大尺度天气过程形成对流云, 厚的雷暴云也阻挡 ISW; ISW 的下降也造成地表温度和气温下降; 并进而增强飚线锋面前后的气压差 ΔP 和风速差。但这一过程并未形成闭合的正反馈环路。另一方面, 湿的地表有大量蒸发水汽供给大气; 水汽在对流云中的抬升凝结并释放凝结潜热; 云中潜热的释放成为

对流云进一步发展的动力,进一步发展对流 W ;只要有足够水汽供给(湿对流不稳定提供了这一条件),对流发展又进一步加强凝结。所以这是一种对流云内部的正反馈过程。它是不同于干飚线发展中辐射冷却正反馈过程的。

以上分析表明,干飚线和湿飚线发展的物理机制有两点重要的差别:(i)干飚线发展过程中沙尘本身造成的辐射冷却正反馈过程起了重要作用,这一反馈不是在对流云内部,而是在沙尘锋面前部和后部。(ii)干飚线对流发展的动力主要是局地大气干绝热不稳定条件下感热的供给。它主要加热低层的大气边界层发展对流。但湿飚线发展的动力是凝结潜热释放,而且潜热释放和对流发展的正反馈是在对流云内部。这一差别告诉人们在分析和预报干飚线或黑风暴时必须不同于湿飚线。例如:(i)除了对大尺度天气过程的分析以外,预报湿飚线必须强调湿对流不稳定度(相当位温及饱和相当位温曲线)的分析。但对于干飚线或黑风暴更应注重大气干绝热不稳定度(位温曲线)的分析。(ii)对于湿飚线分析应注意当地地表湿度状况和大气水汽的供给能力。但对于干飚线发生必须特别关注当地地表干燥状况和沙尘的供给能力。

为了进一步说明干飚线和黑风暴的发生和发展机制,再给出一些历史个例是有益的。表1是1952年以来甘肃省发生的黑风暴。从该表看出,1952年以来甘肃省发生了6次黑风暴,能见度都为零或接近于零。而且都是在春季下午强的大尺度天气系统过境时出现。这些历史事实不是时间上的巧合,而是有其必然的原因。我国西北春季正好具备黑风暴发生的必要条件:(i)春季冷空气活动仍然相当强,容易出现强风;(ii)经过冬天和春天的旱季,我国西北地表非常干燥,准备了充分的地表沙源;(iii)但春季太阳辐射已开始增加,西北干燥而裸露的地表经常在下午出现高温状况,从而造成局地不稳定大气。以上三个条件正是形成黑风暴的必要条件,但不一定是充分的。只有以上3个条件很好配合才能触发黑风暴。这些历史事实也进一步佐证了上述理论分析。

表1 甘肃省发生的黑风暴历史记录

时间	风向	最大风速/(m/s)	最小能见度/m	影响区域
1952年4月4日	W	>25	0	张掖、武威
1971年4月4~5日	W	34	0	酒泉、张掖
1977年4月22日	W	33	<5	酒泉、张掖
1983年5月18日	W	31	0	河西走廊
1986年5月19日	E	35	0	酒泉
1993年5月5日	W	34	0	金昌、武威

5 结束语

我们利用1993年5月5日黑风暴的局地气象要素记录,特别是较难得到的有关风、温、湿梯度微气象和各种辐射分量变化特征,分析了黑风暴发生和发展机理。进而建立了干飚线和黑风暴形成的一个物理模型。这些结果对于干飚线和黑风暴数值模式的正确建立和预报研究有重要的参考价值。虽然这一物理模式的建立是对一个1993年5月5日黑风暴的解剖得到的。但1993年5月5日黑风暴同甘肃省发生的其他5次黑风

暴相比仍有其相当的代表性。当然, 对干飑线和黑风暴的研究仍很不成熟, 更多的解剖有代表性的黑风暴个例, 特别是中尺度天气过程的观测对于深入研究黑风暴发生、发展规律和形成机理仍然是很必要的。

参 考 文 献

- 1 徐国昌、陈敏连、吴国雄, 1979, 甘肃省“4·22”特大沙尘暴分析, *气象学报*, **37**, 26~35
- 2 胡隐樵、光田宁, 1996, 强沙尘暴发展和飑线-黑风暴形成的一种机理分析, *高原气象*, **15**, 178~185
- 3 Lawson, T. J. 1971. Haboob structure at Khartoum, *Weather*, **26**, 105~112.
- 4 Ohno, H. 1994. Dust fronts in Niger, *Tenki*, **41**.
- 5 Wakimoto, R. M. 1982. The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with doppler radar and rain sonde data, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1060~1082.
- 6 Mitsuta Y., T. Hayashi, T. Takemi, Y. Q. Hu, J. M. Wang, M. L. Chen, 1995, Two severe local storms as observed in the arid area of northwest China, *J. Meteor. Soc. of Japan*, **273**, 1269~1284.
- 7 Brazel, Q. J., Nicking, W. C., 1986. The relationship weather types to dust storm generation in Arizona, *J. Climatology*, **26**, 255~275.
- 8 Carlson, T. N., Benjamin, S. G., 1980. Radiative heating for saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 193~213
- 9 Hu Yinqiao, Yang Xuanli, Zhang Qiang and Zuo Hongchao, 1992, The characters of energy budget on the Gobi and desert surface in Hexi region, *Acta Meteor. Sin.*, **6**, 82~91.

Micrometeorological Characteristics and Local Triggering Mechanism of Strong Dust Storm

Hu Yinqiao

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Y. Mitsuta

(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, Kyoto 611, Japan)

Abstract The strong dust storm is a disaster weather with serious destruction in arid areas. The characteristics of micrometeorology and radiation of the strong dust storm on May 5 in 1993 are analyzed. The growth mechanism of strong dust storm and dry squall line is also studied from characteristics of micrometeorology, radiation and macro- and meso-scale weather processes. There are a positive feedback mechanism of dust radiation heating and a mechanism triggered by local atmosphere instability in the growth process of the dry squall line. A physical model of the dry squall line growth is developed based on the above facts.

Key words strong dust storm black storm squall line radiation