

地形对夏季冰雹事件时空分布的影响研究

孙继松^{1,2} 石增云¹ 王 玲¹

1 北京市气象台, 北京 100089

2 北京城市气象研究所, 北京 100089

摘 要 从北京地区冰雹事件的时空分布特征出发, 结合典型的天气个例, 研究了地形热力和动力作用与强对流生成环境、降雹落区、移动方向和演变特征之间的关系。结果表明: 北京地区降雹事件主要集中在北部山区, 降雹时间一般出现在午后, 可能与山区与平原地区之间, 白天形成强烈的热力差异造成的不稳定以及由此产生的局地流场强迫有密切关系: 1) 在一定条件下 (例如“焚风效应”等), 午后山区的实际气温有可能接近甚至明显高于平原地区, 为强对流天气系统在山区发展提供了更有利的热力不稳定条件; 2) 午后由山区指向平原的扰动温度梯度是造成低空垂直切变的强迫源。扰动温度梯度越大, 低空垂直切变越强——即动力不稳定越强, 因此, 对流最旺盛 (形成降雹) 的地点往往出现在扰动温度梯度最大而不是地面气温最高的地方; 3) 地形热力环流和动力强迫构成的上升运动有利于强对流系统的启动。

关键词 冰雹 地形作用 低空垂直切变 上升运动

文章编号 1006-9585 (2006) 01-0076-09 **中图分类号** P426 **文献标识码** A

A Study on Topography Impacting on Distribution of Hail Events

SUN Ji-Song^{1,2}, SHI Zeng-Yun¹, and WANG Ling¹

1 *Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089*

2 *Beijing Urban Meteorological Institution, Beijing 100089*

Abstract The important role of the topographical thermodynamic and dynamic in advantageous synoptic environment causing severe convective events, hail distribution, storm moving and evolution has been studied in this paper by investigating the distribution feature of the hail events during 1980~2000 summers and typical weather case in Beijing. The results show that the hail events often appear in north mountain area in Beijing and come to be in afternoon, and the distribution feature is related to thermodynamic and dynamic instability forced by strong thermal difference between mountain and plain during the sunny summer days: 1) in some advantageous synoptic situation such as föhn effect, the air temperature in north mountain is near to even much higher than in south plain, and the stronger thermodynamic instability which leads to severe storm is easy to appear in mountain area, 2) the disturbance temperature gradient pointing to plain in some afternoon is a forcing term of local vertical wind shear. Greater the gradient is, stronger the dynamic instability develops. This is why the severe storms with hail events often happen in the place of the strongest temperature gradient instead of the highest temperature, and 3) the trigger action can be developed by ascending motion connected with the topographical thermal circle and forced lifting.

Key words hail, topographical action, vertical shear in lower level, ascending motion

收稿日期 2004-07-21 收到, 2005-06-20 收到修定稿

资助项目 北京市科技计划项目“奥运会气象保障科学技术试验与研究”和科技部项目“奥运气象保障技术研究”(2002BA904B05)

作者简介 孙继松, 1965 年出生, 硕士, 正研高工, 主要从事中短期天气预报及相关研究。E-mail: sunjs_0314@sina.com

1 引言

冰雹事件严重威胁着人们的生活、生产活动。为了尽可能地减少冰雹事件造成的损失, 40 多年来, 我国开展了冰雹形成机理、预报技术、防雷技术等若干研究, 并取得了一些成果^[1]。北京地区是一个夏季强风暴天气的多发区, 我国的气象工作者对发生在这一区域的强对流天气现象进行过大量的研究: 孙淑清等^[2]研究了北京地区中 β 尺度干线形成的环境条件及其对局地强对流暴雨的影响; 王笑芳^[3]等在分析了北京地区冰雹落区与中尺度天气系统、散度场、涡度场、地面总能量及相对湿度分布的关系之后, 提出了冰雹落区预报的概念模型, 为北京地区强对流天气临近预报提供了有应用价值的思路; 孙明生等^[4]对比研究了北京地区出现与不出现强天气时的环流系统特征、结构和物理量分布后, 提出了北京地区强风暴预报的概念模型。但是, 对气象工作者来说冰雹预报仍然是一个巨大挑战。由于降雹事件大多与“中 β ”、“中 γ ”以及“小 α ”尺度深对流系统相联系, 目前的人工气象观测网只能捕捉到极少数降雹事件。为此, 有些国家或地区建立了强天气发现报告机制, 例如 NWS (美国国家天气局) 从 1980 年开始执行警报验证计划 (WVP), 形成了比较完整的冰雹事件时空序列资料。最近的一些观测研究表明, 尽管降雹事件是强对流降水的一种表现形式, 但是冰雹事件与强对流降水的空间和时间分布具有明显的区别。例如: 大多数美国大雹事件发生在高原地区, 呈经向型分布, 西侧以落基山为边缘, 东侧近似于以 95°W 经线为边界^[5]。Polston^[6]的分析表明, 降雹时间一般发生在 0000 UTC 前后 1~2 h 内, 有些降雹事件发生在午夜。冰雹事件的发生不仅与天气尺度系统的空间配置有关, 例如, 大雹事件常常发生在地面暖锋北侧 (即冷的一侧)、低空急流前部与高空急流垂直投影相交的区域; 而且与局地中尺度系统有关, 中尺度干线和中气旋被认为有利于雹胚的形成和雹块的增长。针对美国大雹事件的时空分布特征有各种解释: Mitchell 等^[7]认为, 降雹事件的这种时空分布可能是由于低空急流造成, 因为低空急流的气候特征与降雹时间周期上具有

显著的统计相关性。一般认为, 对流能否发展为强对流或冰雹云, 主要是大气是否有足够的对流有效位能 (CAPE), 以及触发这种能量释放的强迫机制。问题是, 低层气块是否参与了对流? 如果是, 该气块首先需要从其他途径获得能量来克服对流抑制能 (CIN) 才能抬升到自由对流高度的位置; 而且低层气块上升到自由对流高度时的上升速度与对流所能达到的高度直接相关^[8]。杨洋等^[9]的观测研究已经注意到中 β 尺度地形与冰雹落区的关系。另一方面, 地形边界层结构的数值试验表明^[10], 当层结不稳定时, 在地形抬升、水平温度梯度和背风坡的共同作用下, 地形边界很容易形成局地环流。我们也注意到^[11,12], 在有利的天气环流背景下, 地形的热力、动力作用有可能形成局地中尺度切变 (气旋)、夜间边界层急流等。这些研究结果表明, 地形边界层的动力、热力作用不仅对对流的发展、降水落区具有非常重要的影响, 而且有可能对冰雹落区分布造成直接影响。美国大雹事件的空间分布特征也表明, 落基山脉的地形作用在冰雹形成过程中是不能被忽视的。本文将从北京地区降雹事件的时空分布特征出发, 结合典型的冰雹个例研究来说明地形在冰雹形成过程中的作用。

2 资料

北京地区从 1980 年以来, 形成了一套比较完整的天气灾害报告制度, 相对于美国高原地区 (落基山脉西侧) 来说, 由于北京地区人口稠密, 基层行政管理区域更小, 关于降雹事件被漏报的几率要小得多。我们将 1980~2000 年 5~9 月所有的降雹事件按照行政区划 (区、县) 进行空间处理, 例如, 某一区 (县) 的任何一个乡镇出现一次降雹事件, 或者同一区 (县) 多个乡镇在同一天报告有降雹事件发生, 那么, 该区 (县) 被视为有一次降雹事件。依次类推, 有些降雹事件有可能同时影响到多个区 (县), 所有被影响到的每个区 (县) 都被视为发生过一次降雹事件。因此, 文中的冰雹“次数”并不是天气学意义上的一次天气过程。

冰雹事件降水量资料为 1980~2000 年 5~9 月所有降雹日对应的全市 23 个观测站 24 h (08~

08 时, 北京时, 下同) 降水量。

么会出现这种差异呢?

3 北京地区冰雹事件的时空分布特征

从北京地区 1980~2000 年夏半年 (5~9 月) 冰雹事件的空间分布 (图 1) 可以看到, 北京城区到北部山区之间形成了很强的水平梯度。降雹事件大多是沿燕山南坡分布的, 延庆、怀柔和密云等北部山区是一个东西向带状分布的高发区, 而 40°N 附近则是一个带状分布低发区, 北部降雹次数是城区及其南部平原地区的 5~9 倍, 其中延庆地区的降雹事件高达 188 件。从发生的时间分布来看 (图 2), 绝大多数降雹事件发生在晴空的午后, 这显然与白天受热导致不稳定发展到最强时产生的强对流天气有关。

然而冰雹事件对应的降水空间距平分布 (图 3) 表明, 对流降水最大中心与冰雹事件频数分布并不一致, 降雹事件频数中心在西北山区 (延庆), 而最大对流降水中心在东北部山区与平原分界线上: 其中, 降雹次数最多的延庆地区对流降水只相当于城区和南部平原的平均数, 为明显的负距平; 最大对流降水中心出现在怀柔南部 (城关), 比全市平均降水量偏多 500 mm 以上。为什

4 地形热力、动力作用与降雹分布

冰雹是伴随强对流发展而产生的, 对流不稳定能量 (CAPE) 的大小、气块克服对流抑制能 (CIN) 所需要的能量以及上升气流的强弱是能否形成冰雹的主要环境条件。

不可否认, 强对流的发生往往是与有利的天气系统配置密切相关的, 例如, 对流层中下层冷暖平流形成的温度梯度、锋面强迫等等。但是, 冰雹落区的地域分布特征显然是无法仅仅用天气系统配置所能解释的。我们的研究已经表明^[12], 在有地形的边界层内, 由于受热不均匀性, 北部山区和南部平原地区之间午后容易形成较强的水平温度梯度。低空温度梯度的存在, 不仅造成边界层热力不稳定水平分布上的差异, 而且必然造成局地低空流场发生改变, 出现风场垂直切变分布的不同, 从而形成动力不稳定分布上的差异。另一方面, 局地水平流场的改变有利于形成中尺度切变或气旋, 为局地对流的加强提供动力源。本节, 我们将结合典型天气个例, 分析地形热力、动力作用对冰雹和对流降水分布特征的影响。

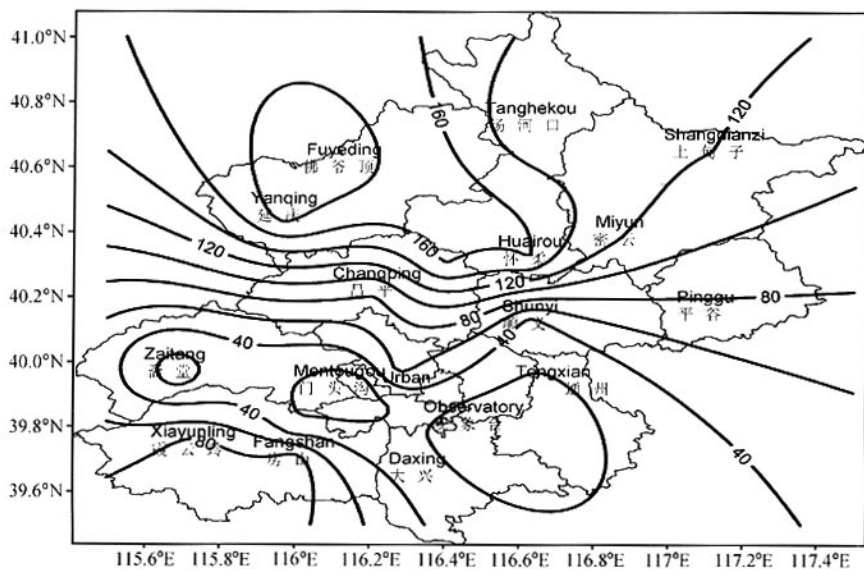


图 1 1980~2000 年 5~9 月北京地区冰雹次数分布

Fig. 1 The spatial horizontal distribution of total hail cases in Beijing area between May and September during 1980~2000

4.1 地形热力作用与对流强弱关系

假设有如图 4 的层结曲线分布 (S), H 是山坡上某一地点对应的 P 坐标高度。其中, 地面比湿值 (A 点) 对应的等饱和比湿线与层结曲线的交点称之为对流凝结高度 (C); 地面气温 (A_1 点) 沿干绝热线上升与地面比湿值 (A 点) 对应的等饱和比湿线的交点为抬升凝结高度 (L); 从抬升凝结高度沿湿绝热线上升与状态曲线 (S) 的交点为自由对流高度 (F)。在局地对流环境没有形成以前, 假定两个水平距离相距较近、海拔高

度不同的测站之间的地面比湿处于同一条等饱和比湿线上——即它们的对流凝结高度 (C 点) 相同。从对流凝结高度沿干绝热线下降到地面对应的温度为“对流温度”, 对于海拔高度为 H 的测站, “对流温度”对应于 A_3 , 低海拔高度的测站对应于 A_2 。当白天气温达到对流温度时, 近地面空气将沿干绝热线上升至对流凝结高度, 然后沿湿绝热线继续上升, 形成对流。从图 4 上可以看到, 位于高海拔测站要求的“对流温度”更低, 这可能是山区比平原地区更容易在晴空的午后形成对流的重要原因之一。

在一定的环流背景下, 山坡上午后的气温有可能高于平原地区, 使得山坡上地面气温比“对流温度”更高。也就是说, 在相同的 CAPE 环境下, 山坡上的气块更容易自由地参与对流活动, 使对流发展剧烈, 形成冰雹。当对流云随着环境流场向平原地区移动时, 由于平原地区的地面气温有可能低于“对流温度”而出现对流活动减弱、对流高度降低, 使降雹过程转变为降雨过程。我们以 2002 年 8 月 22 日对流天气过程为例来说明冰雹落区与主要降雨落区差异形成的热力原因。从当日 08 时 $T-\ln p$ 图 (图 5) 可以得到平原地区 (1 000 hPa) 的对流温度 (A_2) 为 35 °C 左右, 而高度为 400 m 左右的对流温度为 32 °C 左

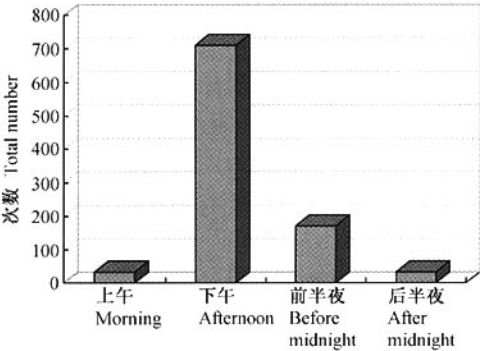


图 2 1980~2000 年 5~9 月北京地区降雹时间分布
Fig. 2 The time distribution of total hail cases in Beijing area between May and September during 1980~2000

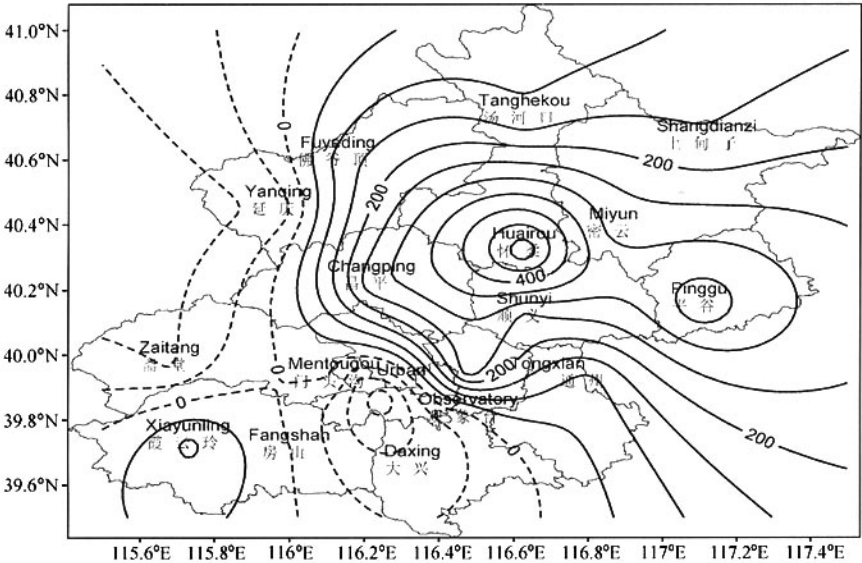


图 3 1980~2000 年北京地区冰雹日总降水距平分布 (单位: mm)
Fig. 3 The distribution of total precipitation (units: mm) with hail events in Beijing area between May and September during 1980~2000

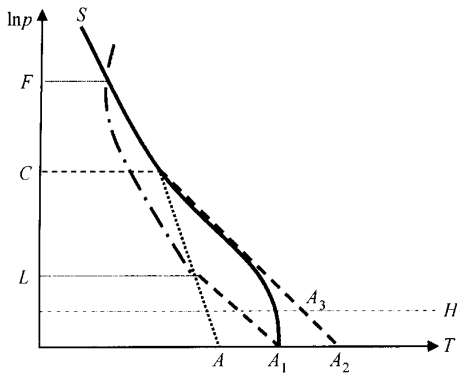


图 4 T - $\ln p$ 示意图。其中： L 为抬升凝结高度， C 为对流凝结高度， F 为自由对流高度

Fig. 4 A concision of T - $\ln p$. L : Left condensation level, C : Convective Condensation Level; F : Level of Free Convection

右。但是在“焚风效应”作用下，北京北部山区午后气温明显高于平原地区（图 6），西北部（延庆—门头沟山区）14 时气温超过 34°C ，其中斋堂气象站气温高达 35.9°C ，而山区南侧平原地区的气温只有 $30\sim 31^{\circ}\text{C}$ 。16~17 时，两个强烈发展的对流云团先后在温度梯度最大的地方生成，并很快出现降雹。从雷达强度回波演变图上（图略）可以明显看到，对流云团在高空环境气流的作用下，开始向东南方向（图 6 中箭头方向）——即偏冷一侧移动，由于平原地区气温明显低于对流温度，对流强度有所减弱，降雹过程停止，在山区与平原地区分界线上出现了一条平行于温度锋区的主要降雨带。

4.2 地形热力强迫与低空垂直切变的形成

人们早就注意到风的垂直切变特征对雷暴有着重要影响，Weisman 等^[13]的统计结果表明，低空风（0~3 km）随高度顺时针旋转是风暴发展的一个关键因子，即大多数风暴发生在 0~3 km 高度内，相对风速大于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，风随高度顺时针旋转角度大于 90° 的环境中。北京地区 2002 年 8 月 22 日 20 时的探空资料证实了 Weisman 等的观点，即强烈发展的风暴（冰雹事件）确实发生在明显的低空风切变环境中，此时 925 hPa 以下出现了 $4\sim 7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏南风（08 时盛行北风），700~1 000 hPa 的相对风速超过 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，风向随高度顺时针旋转角度超过 120° 。问题是，这种低空风切变的形成是否与地形的热力作用有关？

为什么冰雹事件只发生在狭小的特定区域范围？

取 x 坐标沿对流层中层环境风场方向，略去科里奥利力影响的 Boussinesq 近似扰动方程为

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\partial \pi}{\partial x} + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2},$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = k \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2},$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = \lambda \theta,$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

式中 λ 、 π 、 k 都是常用参量，这里不再赘述。

在对流环境形成之前，风速的局地变化不明显，即 $\partial u / \partial x$ 很小，可以得到 $w=0$ 。于是上述方程组可以简化为

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial \pi}{\partial x} + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} = k \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = \lambda \theta. \quad (3)$$

对 (3) 和 (1) 式，可以消去含有“ π ”参量的项，并略去 $\partial^3 / \partial z^3$ 项的影响，可以得到

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \cong -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x}. \quad (4)$$

这表明，局地扰动温度梯度的存在是风场垂直切变加强或减弱的主要强迫源。在如图 6 分布的气温背景下（ x 轴方向与图中箭头方向一致）， $\partial \theta / \partial x < 0$ ，由 (4) 式可知，低空切变在午后将明显加强（即 $\partial (\partial u / \partial z) / \partial t > 0$ ）。这种风场垂直切变加强的方式显然与夜间边界层低空急流的形成完全不同，它表现局地风场（北风气流）随高度增加，即山体高度以上的北风气流加速，而近地面层北风减弱、消失甚至形成穿过扰动温度梯度的偏南气流，在地面以上出现随高度顺时针旋转的垂直切变（如图 5）。温度梯度越大的地方，强迫产生的低空切变越强。因此，地形热力强迫产生的动力不稳定分布是不均匀的，这可能是与冰雹事件相联系的强烈对流发生在地面温度梯度最大而不是气温最高的地方的根本原因。2002 年 8 月 22 日午后的冰雹落区证实了这一点。

4.3 地形在对流系统触发过程中的作用

上面的分析已经表明，北京地区冰雹事件的时空分布与地形热力作用形成的热力不稳定和动

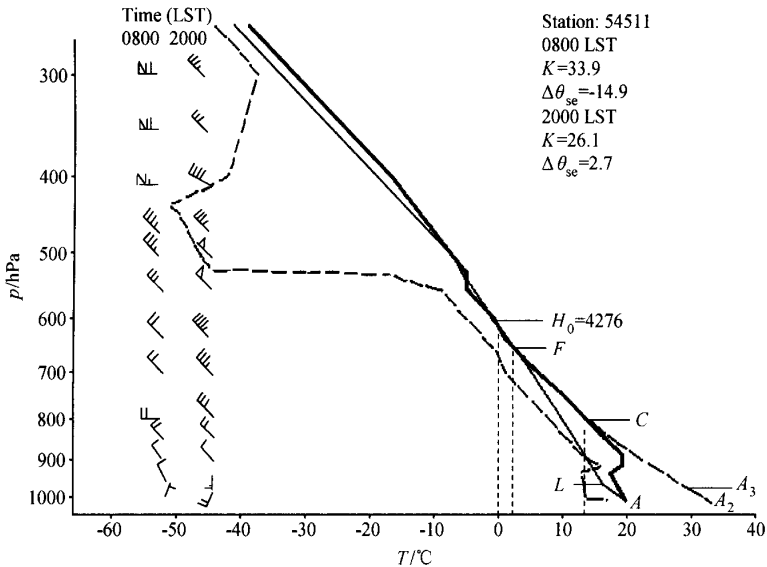


图 5 北京 (54511) 2002 年 8 月 22 日 08 时 T-lnp 图及 20 时单站风、稳定指数。L: 抬升凝结高度, C: 对流凝结高度, F: 自由对流高度, H_0 : 零度层高度 (单位: gpm), $\Delta\theta_{se}=\theta_{se(500)}-\theta_{se(850)}$, $K=T_{850}+T_{d\ 850}-(T-T_d)_{700}-T_{500}$
Fig. 5 The T-lnp, stability indexes at 0800 LST 22 August 2002 and wind, stability indexes at 2000 LST in Beijing (54511). L: left condensation level, C: convective condensation level; F: level of free convection, H_0 : height of 0 °C level (unit: gpm), $\Delta\theta_{se}=\theta_{se(500)}-\theta_{se(850)}$, $K=T_{850}+T_{d\ 850}-(T-T_d)_{700}-T_{500}$

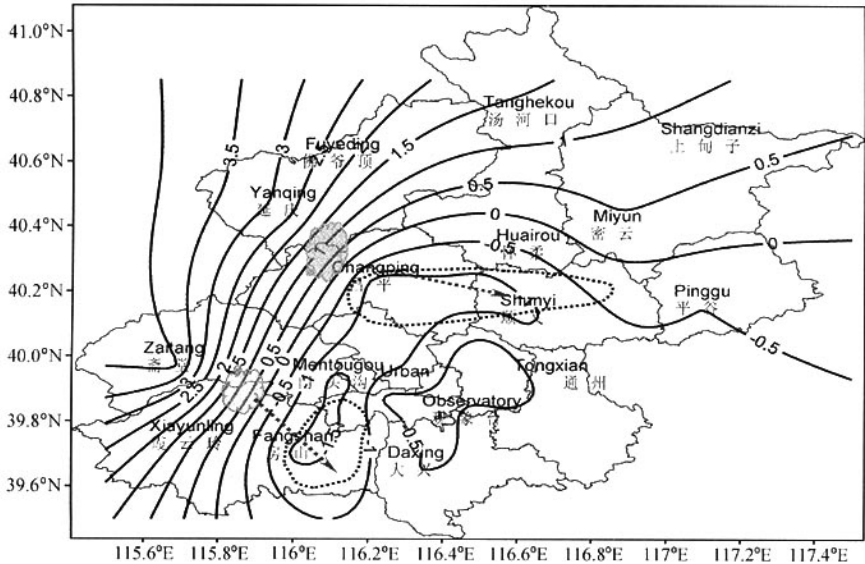


图 6 2002 年 8 月 22 日 14 时北京地区地面气温距平分布 (间隔: 0.5 °C) 与 14~20 时对流降水落区 (斜线阴影区 ≥ 5 mm) 和降雹区 (阴影区)
Fig. 6 The distribution (interval: 0.5 °C) of surface temperature difference at 1400 LST 22 August 2002 and convective rainfall area (in-
clined shadow means the rainfall is over 5 mm), hail area (shadow)

力不稳定有关。但是, 不稳定能量只是对流发展的“潜能”, 只有在某种强迫作用下造成不稳定能量释放才能最终形成对流。这种触发机制既可能是大尺度系统, 例如锋面、高空槽或切变等, 也可能是中尺度系统。在这里我们只讨论与地形环流有关的问题。

在如图 6 分布的气温背景下, 垂直切变加强的结果表现为, 在近地面层暖中心南侧偏南气流加强, 这支浅薄的偏南气流随高度增加而迅速减弱, 即在燕山南侧产生吹向山坡的气流, 形成一个穿过温度锋区、在暖区一侧(山区)上升, 冷区一侧(平原地区南部)下沉的直接次级垂直环流。20 时风场随高度变化特征(图 5)已经证明了该环流的存在: 在近地面层的偏南气流表现为, 冷区(平原一侧)的空气流向暖区(山区), 而在山体高度之上, 空气的流向正好相反。

更重要的是, 当这支低空南风气流吹向北侧山坡时, 迎风坡将强迫抬升产生上升运动。在午后, 如图 5 分布的垂直风场(20 时)在 500 hPa 以下可以近似认为满足线性分布, 即任意高度 z 点的南北风分量为

$$u = u_0 \left(1 - \frac{z}{z_0}\right), \quad (5)$$

式中, u_0 为近地面层最大南风 ($u_0 < 0$), z_0 为 $u = 0$ 的高度。

由连续方程求得南风层顶(南北风分界高度)的垂直速度为

$$w_{z_0} = \int_0^{z_0} \left[\frac{u_0}{z_0} \frac{\partial z}{\partial x} - \left(1 - \frac{z}{z_0}\right) \frac{\partial u_0}{\partial x} \right] dz, \quad (6)$$

式中, x 轴的方向为对流层中层风场方向。

由地面垂直速度为零可知: $\frac{\partial u_0}{\partial x} = 0$, 即

$$w_{z_0} = \int_0^{z_0} \frac{u_0}{z_0} \frac{\partial z}{\partial x} dz. \quad (7)$$

由于水平坐标 x 与地面风 (u_0) 和地形坡度 ($\partial z / \partial x$) 方向相反, 即 $u_0 < 0$, $\partial z / \partial x < 0$, 因此, 迎风坡上任意位置的垂直运动为上升运动, 其垂直速度取决于山体坡度和近地面层南风的大小。对于坡度相同的山体来说, 上升运动中心位于近地面层南风最大处。由(4)式可知, 午后地面最大南风出现的时间应该落后于扰动温度梯度, 出现的地点位于温度梯度最大处。

2002 年 8 月 22 日午后的降雹时间和地点证实了这一推论(如图 7): 15~16 时, 延庆、斋堂气温达到日最高值(分别为 35.5 °C 和 37 °C), 此时与平原地区(位于山区与平原分界线上的昌平、门头沟气象站气温与平原地区接近, 图中用门头沟代表平原地区气温)形成的气温梯度最强。16~17 时, 先后有两个独立的对流云团在延庆—昌平之间和斋堂—门头沟之间生成(如图 6), 即最强对流云团位于山区与平原的过渡带中并很快出现降雹。随着对流云的强烈发展, 伴随降雹过程的下沉气流蒸发冷却, 吸收潜热使环境温度降低, 到达地面后造成近地面层气温迅速下降。观测结果证实了孙凌峰等^[14]的数值模拟结果, 对流活动

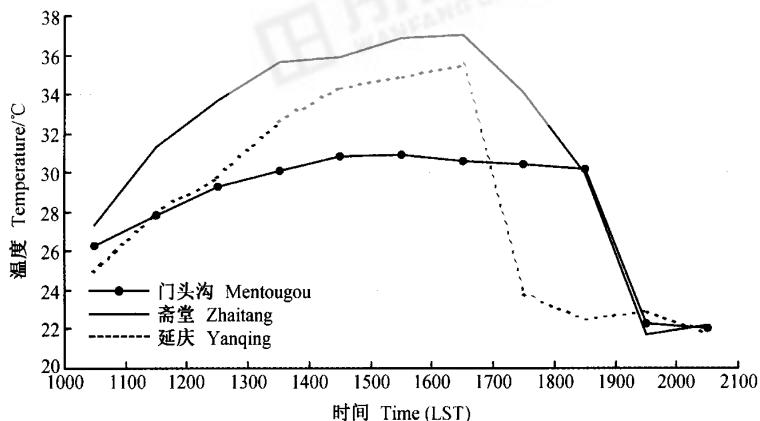


图 7 2002 年 8 月 22 日 10:00~20:00 时山区与平原气温逐时变化

Fig. 7 The compare of hourly surface temperature evolution between mountain and plain in Beijing area from 1000 to 2000 LST 22 August 2002

越强,下沉气流造成的地面降温幅度越大,延庆气象站 16~17 时地面降温幅度达到了 11.7℃。降雹区气温的迅速下降使原有的扰动温度梯度迅速消失甚至反向,对流环境条件的改变可能是对流云随环境风场向下游方向移动过程中迅速减弱,使降雹演变为降雨过程的另一个重要原因。

5 结语

本文从北京地区冰雹事件的时空分布特征出发,结合典型的天气个例,研究了地形热力和动力作用与强对流生成环境、降雹落区、移动方向和演变特征之间的关系。基本结论如下:

(1) 北京地区降雹事件主要集中在北部山区,降雹时间一般出现在午后,可能与山区和平原地区之间,白天形成强烈的热力差异造成不稳定以及由此产生的局地流场强迫有关。

(2) 在同样的大气状态环境条件下,海拔高度相对较高的山区启动对流所要求的“对流温度”比平原地区低。但是在一定条件下(例如“焚风效应”等),午后山区的实际气温有可能接近甚至明显高于平原地区,为强对流天气系统在山区发展提供了更有利的热力不稳定条件。

(3) 午后由山区指向平原的扰动温度梯度是造成低空垂直切变的强迫源。扰动温度梯度越大,低空垂直切变越强——即动力不稳定越强。这是对流最旺盛(形成降雹)的地点为什么出现在扰动温度梯度最大而不是地面气温最高的地方的重要原因。

(4) 地形热力环流和动力强迫构成的上升运动有利于强对流的启动。午后地形的作用不仅有利于低空垂直切变加强,造成了近地面层暖中心南侧偏南气流的出现,形成一个穿过温度锋区、在暖区一侧(山区)上升,冷区一侧(平原地区南部)下沉的直接次级环流。同时,扰动温度梯度越大,吹向山坡的低空气流越强,由地形动力强迫产生的上升运动也就越大,在坡度相同的迎风坡,上升运动中心位于近地面层南风最大处。

本文的研究结果表明,在同样的大尺度环境条件下,局地中尺度环境条件的差异对于我们判断强对流发生区间、降水性质(降雹还是降雨)至关重要,而地形和水陆分布状况等都有可能造

成中尺度环境条件的差异。

参考文献

- [1] 黄美元,徐英华,周玲. 中国人工防雹四十年. 气候与环境研究, 2000, **5** (3): 318~328
Huang Meiyuan, Xu Yinghua, Zhou Lin. 40 year's hail suppression in China. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2000, **5** (3): 318~328
- [2] 孙淑清,孟婵. 中- β 尺度干线的形成与局地强对流暴雨. 气象学报, 1992, **50** (2): 181~189
Sun Shuqing, Meng Chan. The formation of a meso- β dry line and local convective rainstorm. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1992, **50** (2): 181~189
- [3] 王笑芳,丁一汇. 北京地区对流天气短时预报方法研究. 大气科学, 1994, **18** (2): 173~183
Wang Xiaofang, Ding Yihui. Study on method of short-range forecast of severe convective weather in Beijing area. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1994, **18** (2): 173~183
- [4] 孙明生,汪细明,罗阳,等. 北京地区强对流天气展望预报方法研究. 应用气象学报, 1996, **7** (3): 336~343
Sun Mingsheng, Wang Ximing, Luo Yang, et al. A prospect forecasting method study of severe convective weather in Beijing area. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 1996, **7** (3): 336~343
- [5] Jezewski R H, Tucker D F. Large hail distribution on high plains. Preprints, 16th Conf. on WAF, 1988, 329~331
- [6] Polston K L. Synoptic patterns and environmental conditions associated with very large hail events. Preprints, 18th Conf. on Severe Local Storms. 1996, 349~356
- [7] Mitchell M J, Arritt R, Labas K. A climatology of the warm season Great plains low-level jet using wing profiler observations. *Wea. Forecasting*, 1995, **10**, 576~591
- [8] 孙继松,赵秀英,李晓艳,等. 与CAPE计算有关的问题. 见:吴宝俊,郭虎主编,国外强对流天气的应用研究. 北京:气象出版社, 2001, 89~95
Sun Jisong, Zhao Xiuying, Li Xiaoyan, et al. Some issues on computation of CAPE. In: *Application researches of severe convective weather oversea* (in Chinese). Wu Baojun, Guo Hu, Eds. Beijing: China Meteorological Press, 2001, 89~95
- [9] 杨洋,刘益兰. 中 β 尺度地形与贵州冰雹和暴雨的关系. 高原气象, 1997, **16** (2): 179~203
Yang Yang, Liu Yilan. The relationship between Meso- β scale topography with hail and heavy rain Guizhou province. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1997, **16** (2): 179~203
- [10] 余兴,王晓玲,戴进,等. 复杂地形边界层结构的数值模

- 拟. 高原气象, 1997, **16** (4): 389~401
- Yu Xing, Wang Xiaoling, Dai Jin, et al. Numerical simulation of boundary layer structure within complex topography. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1997, **16** (4): 389~401
- [11] 孙继松. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响. 高原气象, 2005, **24** (1): 62~69
- Sun Jisong. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2005, **24** (1): 62~69
- [12] 孙继松. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理. 大气科学, 2005, **29** (3): 336~346
- Sun Jisong. The basic characteristics of the summer boundary jets in Beijing area and their mechanism. *Chinese Journal of atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (3): 336~346.
- [13] Weisman M L, Klemp J B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.* 1982, **110**: 504~520
- [14] 孙凌峰, 郭学良, 孙立潭, 等. 武汉“6·22”空难下击暴流的三维数值模拟研究. 大气科学, 2003, **27** (6): 1077~1092
- Sun Lingfeng, Guo Xueliang, Sun Litan, et al. A numerical study of the airport disaster-producing microburst on 22 June 2000 in Wuhan. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (6): 1077~1092