

用不稳定能量理论分析和预报 夏季强风暴的一种方法

雷雨顺 吴宝俊 吴正华

(中央气象局天气气候研究所)

提 要

不稳定能量的释放能够造成强烈的对流活动,产生风、雨、雷电等天气。根据这种观点,使用总比能温度和饱和总温度等物理量,给出几种不稳定能量的简单公式。应用这些公式分析比能廓线、等压面能量形势图和区域地面图等,可以找出夏季风暴发生前期的一些重要条件,便于在预报业务中作为常规天气图的辅助手段使用。

一、引 言

雷暴、雹暴和雨暴等强风暴常造成严重灾害。目前虽然还缺乏风暴的准确预报方法和完善的分析理论,但已经积累了较丰富的分析、预报经验,提出了一些局地强风暴起源理论^[1-4]。

按照不稳定性理论,当大气中积累一定的热力、动力不稳定能量时,在某种小扰动的触发下,不稳定能量爆发式释放,转化为空气运动的能量,形成中小尺度涡旋,引起风、雨、雷电等天气。因而风暴的短期预报可以从寻找风暴发生的前期不稳定条件和促使不稳定能量释放的启动系统入手。对此,除了进行理论研究以外,还应从天气分析、预报的实践中去认识。这就是本文的出发点。

在天气学上应用不稳定能量理论,需要物理意义明确,简便、通用的物理量。比较现有的一些物理量,参考有关的研究结果^[9-14],我们认为把“单位质量空气的总能量”(“总比能”)做为基本物理量是很方便的。定义“总(比能)温度” T_t :

$$T_t = \frac{E_t}{C_p} = T + \frac{g}{C_p} z + \frac{L}{C_p} q + \frac{1}{2C_p} V^2 \quad (1)$$

E_t 为总比能,是显热能 $C_p T$ 、位能 gz 、潜热能 Lq 和动能 $\frac{1}{2} V^2$ 的线性和。其中, C_p 为定压比热, g 为重力加速度, L 为凝结潜热, q 为比湿, V 为风速。

又定义干空气总温度 T_D :

$$T_D = T + \frac{g}{C_p} z + \frac{1}{2C_p} V^2 \quad (2)$$

显然,

$$T_i - T_D = \frac{L}{C_p} q \quad (3)$$

表示与空气潜热能相当的温度。

以后要经常用到饱和总温度 T_s , 即

$$T_s = T + \frac{g}{C_p} z + \frac{L}{C_p} q_s + \frac{1}{2C_p} V^2 \quad (4)$$

其中 q_s 为饱和比湿, 显然

$$T'_i = T_s - T_i = \frac{L}{C_p} (q_s - q) = \frac{0.622L}{C_p P} (E - e) = \frac{0.622LE}{C_p P} (1 - r) \quad (5)$$

其中 e 和 E 分别为实际水汽压和同温度下的饱和水汽压, r 为相对湿度。(5)式说明 T'_i 是等压面饱和能差。

由动力气象学基本方程组可以得到总比能方程:

$$C_p \frac{dT_s}{dt} = \alpha \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{dQ}{dt} + D \quad (6)$$

其中 dQ/dt 为非绝热加热率, α 为比容, D 为摩擦项。由此可见, 在绝热、无粘和定常条件下, 湿空气总温度是守恒的, 即

$$\frac{dT_s}{dt} = 0 \quad (7)$$

对于空气

$$\frac{dT_D}{dt} = 0 \quad (8)$$

同样条件下, 饱和湿空气的饱和总温度也是守恒的, 即

$$\frac{dT_s}{dt} = 0 \quad (9)$$

以下几节, 是用这些基本公式给出几种大气不稳定能量的概念、公式和分析工具, 并在我们三年多工作^{[1], [2]}基础上选例说明这种方法在日常天气分析和预报中的用处。

二、铅直不稳定能量分析

1. 铅直稳定度判据 在经典大气热力学中, 已有表征局地大气铅直稳定度的各种判据^[15-16]。仿此, 并根据(1)—(9)式, 不难得出如表1所给的几种判据。按照表1所给的定义, 判据为负时, 表示不稳定。表1中的 P 为气压, 潜在稳定度中 P' 取在对流层低层且 $P' > P$, $\Delta P = P - P'$ 。考虑到潜在稳定度是由气块理论得到的, 而对流稳定度是整层空气抬升得到的, 两者各有其独立性, 故从实用出发, 表1中将其相加称做“位势稳定度”。表中还给了几个常用指标, 其中 σ_{GLO} 是对流层中下部对流稳定度, σ_r 是对流层的对流稳定度。

1) 中央气象局气象科学研究所, 能量天气学研究, 1975, 油印本。

2) 中央气象局气象科学研究所, 能量天气学研究(二), 1977, 油印本。

表 1 大气铅直稳定度的几种判据

名 称	稳定度判据	预报指标举例	式号
干静力稳定度	$\sigma_D = -\delta T_D / \delta P$	$T_{D500}^D = T_{D500} - T_{D450} \leq 18^\circ\text{C}$ 可能有强对流天气	(10)
潜在稳定度	$\sigma_L = [T_s(P) - T_s(P)] / \Delta P$	$T_{1500}^L = T_{1500} - T_{1350} \leq 0^\circ\text{C}$ 多强对流天气	(11)
条件稳定度	$\sigma_t = -\delta T_t / \delta P$		(12)
对流稳定度	$\sigma_C = -\delta T_c / \delta P$	$T_{1500}^C = T_{1500} - T_{1350} \leq -2^\circ\text{C}$ 多强对流天气	(13)
位势稳定度	$\sigma_P = \sigma_L + \sigma_P$	$\sigma_{tr} = T_{1500}^L + T_{1500}^C \leq 19^\circ\text{C}$ 多对流天气(概括率 90%) $\sigma_{tr} = T_{1500}^L + T_{1500}^C > 19^\circ\text{C}$ 多稳定天气(80% 无降水) $\sigma_{CLO} = T_{1500}^L + T_{1500}^C \leq 0$ 多强对流天气	(14)

2. 比能铅直廓线 根据每次探空资料, 绘制 T_D 、 T_t 、 T_s 铅直分布廓线, 如图 1 各例, 可以迅速、综观地掌握局地大气层结的稳定度[根据(10)~(14)式]、饱和度[由(5)式]、和潮湿度[由(3)式]。

对流云主要是本地附近的低层高能空气迅猛上升造成的。按照气块法理论, 并根据

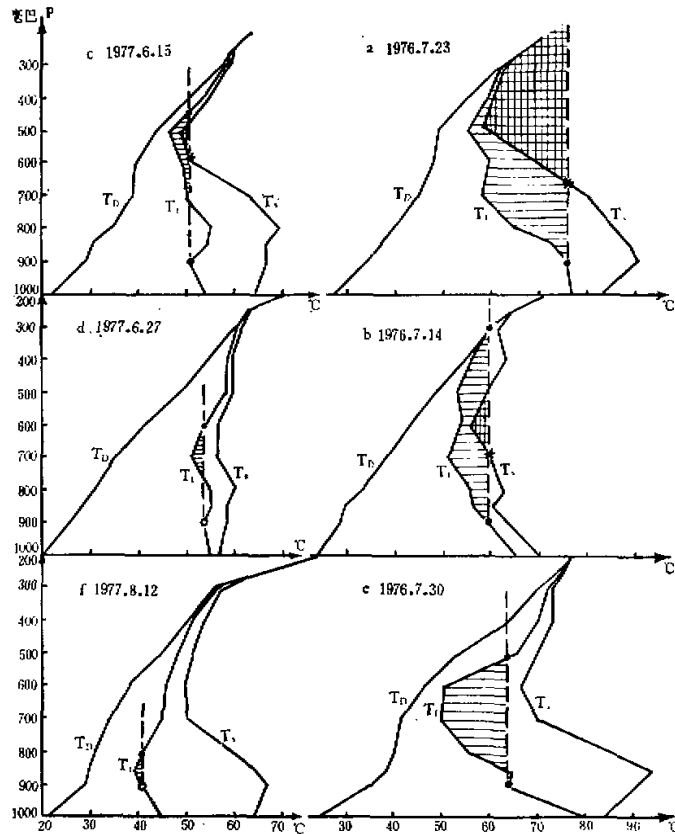


图 1 北京 08 时(北京时,下同)总温度 T , 饱和总温度 T_s , 以及干空气总温度 T_D 的廓线。

T_r 的准守恒性质 [(7) 式], 令气块由行星边界层顶附近(根据预报经验, 北京取在 900 毫巴, 如图中 $\circ$ 点)上升, 则气块的过程曲线是由 T_{r900} 决定的铅直线(图 1 中虚线), 过程曲线和 T_r 廓线的最高交点($\bullet$ 点)称为上升气块的能量平衡高度 P_e 。对北京夏季多年 07 时资料统计发现, $P_e \leq 490$ 毫巴时本地区(北京所属各区、县)24—36 小时内有雷暴的概率约为 87%, 准确率接近 80%。 P_e 越高, 对流强度越大。 $P_e \leq 300$ 毫巴时, 易出现强雷暴、龙卷和局地暴雨。

过程曲线和 T_r 廓线的首次交点(图 1 中 $\ast$ 点), 是该上升气块的自由对流高度。自由对流高度以上出现正超能, 即 $[T_{r900} - T_r(P)] > 0$, 表示此气块比饱和环境还暖, 可以继续上升。也就是说, 大气是潜在不稳定的。正超能区面积(图上竖细线区)的大小, 表示了潜在不稳定能量的多少。过程曲线和 T_r 廓线包围的正面积(图上横细线区)的大小, 可看做对流不稳定能量大小的度量。二者之和, 可看做“位势不稳定能量”的度量。

3. 局地大气能量廓线类型 按照比能廓线的特征, 可将其分成若干类, 各对本地区未来 12—36 小时内的天气性质和强度有一定予兆意义。

(1) 强对流型 其能量平衡高度很高 ($P_e \leq 300$ 毫巴), 整层空气比较潮湿 (T_d 和 T_r 廓线间隔大), 饱和能差小 (T_r 和 T_r 廓线接近), 对流不稳定能量极大。如图 1a 例, 当日中午就在北京地区东北部发生了罕见的局地特大暴雨, 在西部还出现了冰雹。

(2) 中对流型 400 毫巴 $> P_e > 300$ 毫巴, 潮湿程度较大, 饱和能差小, 有较大的对流不稳定能量。如图 1b 例, 北京地区当日也出现了以中一大雨为主的雷雨天气。

(3) 弱对流型 490 毫巴 $\geq P_e \geq 400$ 毫巴, 只有很小的对流不稳定能量, 空气比较干燥, 饱和能差较大。图 1c 例中, 还由于低层稳定层(见 T_r 廓线)深厚, 到次日 05 时以后才出现一场小一中雷阵雨。

(4) 中性层结型 在相当深厚的层次内能量分布均匀, T_r 或 T_r 铅直变化小, 饱和能差也小。这种情况往往表示空气绝热上升运动剧烈, 对流天气正在发生。在一定意义上,

可以根据 T_r 和 T_r 的中性特征判断存在上升运动的层次和强度。如图 1d 例, 观测时本站正下雨, 以后 6 小时雨量达 36 毫米。

(5) 假对流型 近地面能量高, 对流层下部位势不稳定度很大, 易误认为是利于对流天气发展的。但由于对流层上部位势稳定度大, 且 $P_e \geq 490$ 毫巴, 又不存在潜在不稳定能量, 饱和能差很大, 实际上是抑制对流发展的稳定型结构, 故称为“假对流型”。如图 1e 例, $P_e = 510$ 毫巴, 无超能区, 850 毫巴 T_r 达 30°C 之多, 故当日虽很闷热却并无雷雨。

此型低层多为辐合区, 高温、高湿、

高能; 中层则为高压脊或小高压控制, 空气下沉, 十分干热, 故 T_r 很小而 T_r 很大。付高控

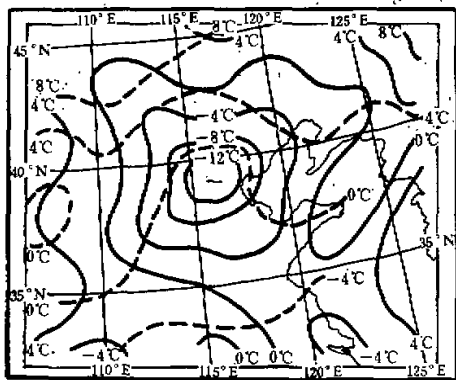


图 2 北京地区 8 月大范围重霾日 σ_{CLO} 平均值(实线)和历年平均 σ_{CLO} (虚线)分布图。

制区的能量层结多是假对流型。

(6) 对流稳定型 除了行星边界层外, T_i 随高度增加, 空气很干燥。极地干冷空气初来时, 本地属此种类型, 饱和能差较大。然后, 由于低层空气逐渐变性, 出现中性或位势不稳定层结。此型短期内无对流天气, 如图 1f 例, 24 小时内为晴好天气。

4. 稳定度判据的水平分布 表 1 中所列各稳定度指标, 在天气图上分布也很有规律, 与对流天气发生的区域存在一定的关系。如图 2 是 1963—1974 年 8 月北京 23 次重雹灾日当日 08 时 σ_{CL0} 的平均图, 表现出华北地区是一个明显的短波尺度对流不稳定区, 不稳定中心位于北京, 达 -15°C 。而 8 月多年平均情况下(图中虚线), 对流不稳定中心远在长江以南, 北京对流不稳定度很弱。

三、水平不稳定能量分析——能量锋

1. 能量锋的不稳定性质 在等压面图上分析等 T_i 线(等能线), 经常出现等 T_i 线密集地带, 这就是能量锋。它是性质不同的两种气团相对运动时, 在交界面上形成的, 是大气不稳定能量的集中表现。

把(1)式在等能线梯度方向(n)取偏导数, 得

$$\frac{\partial T_i}{\partial n} = \frac{\partial T}{\partial n} + \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{g}{C_p} z \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{L}{C_p} q \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{2C_p} V^2 \right) \quad (15)$$

上式中, 由热成风关系, 知 $\partial T / \partial n$ 表示了风在铅直方向的切变($\partial V / \partial z$), 是大气斜压不稳定性的度量, 相当于高空锋区。在理论上, $\partial T / \partial n$ 大于某临界值 $(\partial T / \partial n)_c$ 时, 会发生斜压扰动; $\frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{2C_p} V^2 \right)$ 表示风速沿 n 方向的切变, 和惯性不稳定有关; $\frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{L}{C_p} q \right)$ 和水汽的铅直变化关系密切, 可以看做位势不稳定的度量; 又由地转风关系, $\frac{\partial}{\partial n} (gz) \sim fV$, 表示了风速大小(f 为科氏参数)。

根据实际资料计算和比较(15)式中各项大小, 发现夏季能量锋主要是位势不稳定和斜压不稳定的表征, 是湿斜压大气中有效位能集中的地区。在对流层低层, 潜热能的贡献尤为突出, 能量锋即是干线或露点锋。

2. 天气尺度能量锋和强风暴 多次个例分析发现, 强风暴常在南北两个天气尺度能量锋之间的变性气团中发生, 并常在南支锋区附近出现较大降水。例如图 3a 表明, 1974 年 6 月 17 日 700 毫巴 T_i 形势图上, 在 39°N 和 29°N 附近各有一天气尺度能量锋, 分别与 700 毫巴两条槽线及 300 毫巴两支急流对应。北支(极)锋区以北是低能干冷空气, 南支(付热带)锋区以南是高能温暖空气。两者之间, 变性的干冷、干暖和温暖空气交错, 当日下午在鲁、豫、苏、皖等省发生了强飚线天气。

这次强烈天气可以用对流不稳定能量理论给以最简单的说明。由对流层对流稳定度指标 σ_r (定义见表 1) 的分布形势(见图 3b) 可以看出, 北支锋以北大气极为稳定, 南支锋附近也有一条稳定带, 都不利对流发展。两支锋之间, 则有一个中心在河南省的强不稳定区, 为下游发生强风暴提供了充足的不稳定能量, 一旦启动系统移来, 就发生强风暴。最

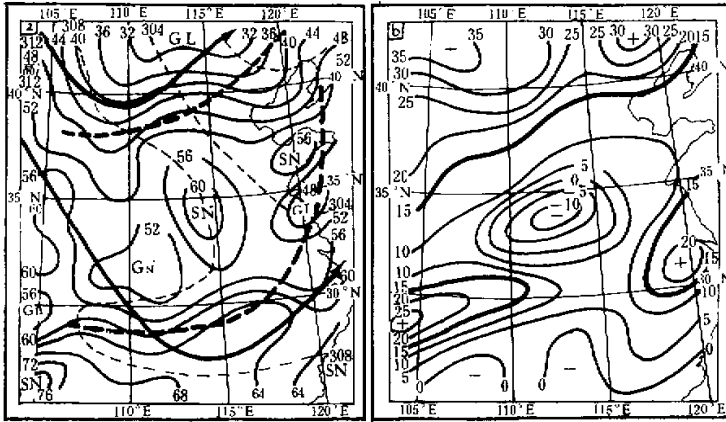


图3 1974年6月17日08时, a 总温度形势和气压形势图, b 对流层总稳定度 σ_t 分布图。

[粗虚线: 700mb 低压槽线(粗实线箭头: 300mb 急流, 细实线: 分别为等压线和等 σ_t 线, 细虚线: 700mb 等高线, SN 表示暖湿, GN 表示干暖, GL 表示干冷]

强烈的天气又常发生在南支能量锋北侧靠近干冷舌的地区。因为这里等能面往往很陡, 一受干冷空气冲击, 低层温暖空气便沿等能面急陡爬升, 产生强烈上升运动。

3. 能量锋上的短波 实际分析表明, 对流层低层的能量锋是弯曲的, 波长很短, 一般约为 700 公里, 波动的振幅可与其波长相当。在低层等压面图上, 这种能量短波系统常呈

锢囚高能舌形式。形状如 Ω 形, 类似等压面天气图上的阻塞高压形势。中间是向北伸展的湿暖空气高能舌, 两侧为干冷空气控制的低能舌。有时锢囚高能舌左侧为冷性能量锋(相当于冷锋), 右前侧为暖性能量锋(相当于暖锋)。高能轴线常与低层偏南急流平行, 一般呈西南—东北走向, 有时也呈西—东走向。

这种考虑了潜热能项的湿斜压不稳定扰动系统, 与强风暴和大范围暴雨的发生机制的关系十分密切。如 1969 年 8 月 28 日 08 时, 在我国东部地区 700 毫巴图上(图 4), 等高线稀疏, 无明显短波系统, 但等 T_e 值线却呈现三个注目的闭合高能区, 分别在延安、贵阳和衡县附近。每个高能区各对应一个中层位势不稳定区(图略)。这三个短波系统是在付热带锋区和极锋区之间(图略)。次日正是在各高能区与其前方低能舌之间的短

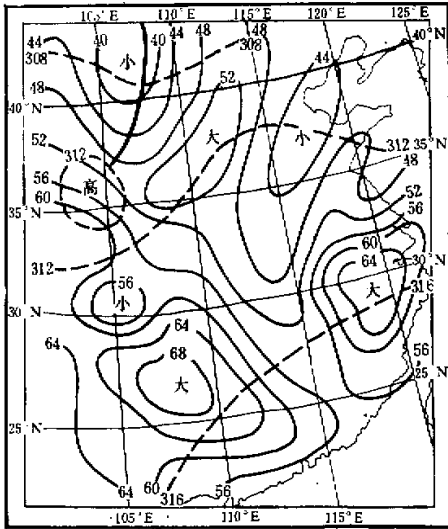


图4 1969年8月28日08时700mb等压面总温度和气压形势图(细实线为等压线, 虚线为等高线, 粗实线为气压槽线)。

波锋区附近,发生了强烈天气:京、津和冀北一带冷锋前暖区的冰雹、暴雨;长江下游气旋波产生的大风、大雨及四川盆地西南部的局地大雨。

4. 中尺度能量锋 分析测站稍密(站距约 30—50 公里)的京、津、冀地区夏季每日地面能量场发现,常存在一些温差较小而露点差较大的中尺度能量锋,其尺度约 100—200 公里。如图 5 中,北京的密云水库地区存在一条总温度梯度达 $21^{\circ}\text{C}/45$ 公里的中尺度能量锋,它位于冷锋前暖区内。与能量锋配合,存在一条东西走向的中尺度辐合线。在锋区南侧,24 小时内总温度增加达 15°C ,而北侧总温度下降 10°C ,造成局地大气层结很不稳定(见图 1a),以后六小时内发生了强暴雨。

在一、二百公里内,高空气象要素变化一般不大,但低层由于行星边界层复杂的热力、动力作用,气象要素水平变化很大。因此,按照经验把 $T_{500}^{\text{露}} = T_{500} - T_{500}^{\text{露}} \leq -2^{\circ}\text{C}$ (见图 5 中虚线)的区域可视做存在潜在不稳定能量的区域。此区域内高能轴线下风方的能量锋区上,当有低层辐合线出现时,常会发生局地风暴。

四、不稳定能量的演变

从能量学观点看,强风暴的孕育一发生一发展一消亡过程,就是不稳定能量的制造—贮聚—突然释放的过程。因此,分析强风暴时,须对其不稳定能量演变过程进行仔细分析。

1. 不稳定能量的局地变化 不稳定能量的局地变化是由平流、非绝热以及能量频散效应等因子造成的,其物理过程尚待深入研究。由于 T_s 是温、压、湿、风的线性函数,我们可以很容易考虑其局地变化中各种因子的贡献。例如,1976 年 6 月 29 日下午北京地区发生强雹暴(伴有暴雨)的前 48 小时内,有一个不稳定能量急剧贮聚阶段。分析对流稳定度指标 σ_{CLO} 的局地变化,略去位能项和动能项的变化,即有:

$$\frac{\partial \sigma_{\text{CLO}}}{\partial t} = 2 \frac{\partial T_s}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{L}{C_p} (q_{s5} + q_s) \right] - \frac{\partial T_s}{\partial t} - \frac{\partial T_0}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{L}{C_p} (q_s + q_0) \right] \quad (17)$$

其中脚标 5、8、0 分别表示 500 毫巴、850 毫巴和地面。得到 (17) 式右边各项的 24 小时变量如表 2。

表 2 σ_{CLO} 中各项的 24 小时变量表

项 目	$2 \frac{\partial T_s}{\partial t}$	$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{L}{C_p} (q_{s5} + q_s) \right]$	$-\frac{\partial T_s}{\partial t}$	$-\frac{\partial T_0}{\partial t}$	$-\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{L}{C_p} (q_s + q_0) \right]$	$\frac{\partial \sigma_{\text{CLO}}}{\partial t}$
1976 年 6 月 28 日 08 时到 29 日 08 时变量	-4	2	1	0	-33	-34

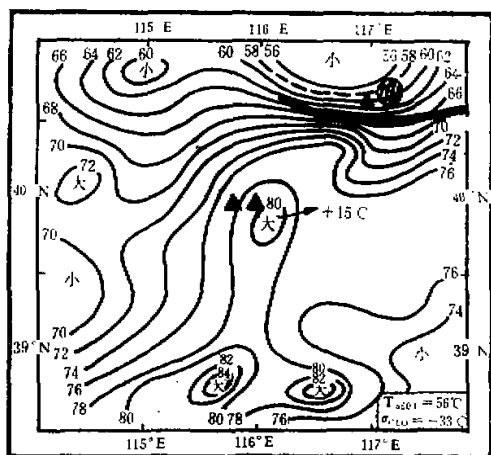


图 5 1976 年 7 月 23 日 08 时北京区域地面 T_s 形势图(图中阴影区为特大暴雨,黑三角为降雹区,粗实线为中尺度辐合线,细实线为等 T_s 值线,单位 $^{\circ}\text{C}$)

若以 σ_{cLo} 表示不稳定能量大小, 则这次过程不稳定能量急增的原因主要是由于低层明显增湿, 其次是有冷空气侵入。低层潜热能的急增, 既增大了不稳定能量, 也为强烈降水提供了原料。

2. 地面变能场分析 强风暴之前, 近地面层局地增湿升温现象显著, 这是人们预测强风暴的一条最基本经验。实践表明, 分析低层(尤其是测站稠密、测次频繁的地面)变能场, 是考察不稳定能量变化的简易有力工具。地面变能场上出现 $\Delta_{24}T_i$ (T_i 的 24 小时变化) 高达 8—10℃ 以上的成片区域时, 几乎总预兆未来 24—28 小时在增能区附近会有大暴雨。例如, 1977 年 8 月 1 日 14 时, 华北平原到辽西一带出现增能 8—18℃ 的大片区域(图 6a), 且正好位于两支能量锋之间。北支锋后是 $\Delta_{24}T_i < -10℃$ 的干冷空气, 南支锋和上次雨下的干冷空气在黄河以南残留 ($\Delta_{24}T_i \sim -4 \sim -8℃$) 有关。在增能区的上游, 即从黄土高原到华北有大片强对流不稳定区(图略), $\sigma_{cLo} \leq -15℃$ 。其西北和东南侧都是对流稳定区。当日 20 时, 在 500 毫巴短波槽的配合下, 对流不稳定最大的陕甘宁边界发生了一个气旋波。2 日 08 时, 当这个气旋波靠近 1 日 14 时的华北低层增能区时, 京、津、冀北各站 $\Delta_{24}T_i$ 普遍高达 10—16℃, 以后 24 小时内普降大暴雨。有意思的是, 大范围的大雨区和 1 日 14 时地面 $T_i < 20℃$ 的区域相当一致(图 6b)。

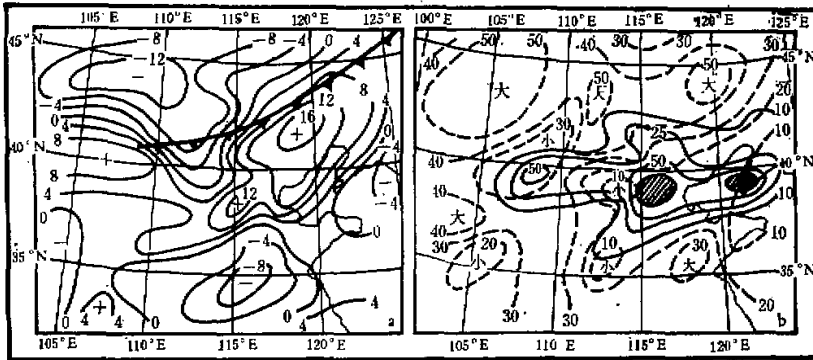


图 6 a 1977 年 8 月 1 日 14 时地面 $\Delta_{24}T_i$ 图(单位: $℃$) b 1977 年 8 月 1 日 14 时 ($T_i - T_i$) (虚线)及气旋波过程(36 小时)降水量(实线)。图中虚线数字单位 $℃$, 实线单位毫米, 斜线区为雨量大于 100 毫米区。

这次个例说明, 未来的大雨区是在低层增能大, 能量高, 饱和能差较小而且对流层下部对流不稳定能量甚大的区域, 即局地增能效应明显的区域。

3. 上、下游作用 本地附近积累的不稳定能量何时以何种形式释放, 取决于所谓启动系统。预报员通常总是注意上游有无合适的动力低值系统移过本地来预报降水。可是, 相当一部分低值系统过境时并无风暴天气, 其原因之一是局地增能效应不明显; 之二是这个上游系统不具有不稳定特征。

分析许多次强风暴发现, 其发生前 24—36 小时, 上游一、二千公里远处就出现一个中层不稳定 ($T_{500} - T_{700} \leq -2℃$) 的区域, 并随着槽线移向风暴区。有时, 高空槽并不明显, 甚至 500 毫巴为西北气流型, 只要有上述中层不稳定区存在, 就可看做启动系统。当

这种中层位势不稳定小槽东移,和本地低层对流不稳定区域或低层能量锋区结合时,便可能发生风暴。

对一个地区来讲,强烈天气的出现还和本地下游某种系统的阻挡作用密切相关。如在前述的锢囚高能舌情况下,下游低能舌有时起着冷空气垫的作用;有时也可能是付高下沉气流起着阻挡作用。对此,尚待进一步研究。

4. 先兆过程 所谓先兆过程,指风暴之前 24—48 小时出现的一次较弱对流天气。从图 3 和图 6 已看到,强风暴发生在两个天气尺度锋区之间的变性气团内,而南支锋区过境时,本地发生的对流天气过程就是先兆过程。普查 1956—1973 年我国东部 91 次大范围雹暴,发现降雹区在降雹前 24—48 小时出现小—中雨或阴天者占 91%。又计算了 31 次大范围雹暴前一日 08 时中层位势稳定度,发现降雹区紧西侧都有一个 $T_{250} - T_{700} \leq 0^\circ\text{C}$ 的区域。

先兆过程所产生的降水增加土壤湿度,日射使其水分蒸发,造成低层大气增湿,加强了大气对流不稳定度。此外,前一高空槽与后面高空槽之间,在对流层中下层存在有弱暖脊,它起着抑制其下方的对流不稳定能量零星释放的“暖盖”作用^[17],为不稳定能量大量积累,并爆发式释放准备了条件。

五、结 论

1. 在天气学研究中应用不稳定理论并不新颖,但不论从方法论上,或在探索风暴起源方面,仍值得理论联系实际,去做大量工作。

2. 总温度和饱和总温度线性地综合考虑了温、压、湿、风诸要素,是分析大气不稳定能量的一个简捷有力的物理量。使用它们,可以给出动力气象上熟知的各种稳定度的简单公式,用以分析比能廓线图,等压面、地面(尤其是小区域地面)的能量、变能、 T 等形势图,以便揭示强风暴发生前期的特征,制作强风暴的有无和落区预报方案。几年实践表明,这个方法制作简单,费时不多,可做为常规天气分析和预报工具的补充,供业务工作中使用。

3. 真实的大气过程受多种尺度系统、多种能源和多种因子影响。本文只着重阐述了应用不稳定能量应注意的一些因子和方法,制订具体预报方案时还要因时、因地、因问题而制宜,有机地综合考虑各个方面。本文所给的方法,分析夏季初生风暴比较有效,但对锋后降水尚待研究。

参 考 资 料

- [1] 谢义炳等,气象学报, 27 (1956) 1—24.
- [2] S. Petterssen, Weather Analysis and Forecasting Vol. I (有中译本) and Vol. II, McGraw-Hill, 1956.
- [3] 顾震潮,陈雄山,许有丰,气象学报, 29 (1958), 44—56.
- [4] 陶诗言,张锡福,王作述等,中国夏季副热带天气系统若干问题的研究,科学出版社,1963.
- [5] F. H. Ludlam, Severe Local Storms—a review. Meteorol. Monographs 5, No. 27, 1—30, 1963.
- [6] 叶笃正,李麦村,大气运动中的适应问题,科学出版社,1965.

- [7] E. Palmen and C. W. Newton. *Atmospheric Circulation Systems*, Academic Press, 1969.
- [8] J. H. Holton, *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, 1972.
- [9] H. Riehl et al., *Geophysica*, 1958, 503—535.
- [10] Е. П. Борисенков. Вопросы Энергетики атмосферных процессов, *Гидромет. Изд.*, 1960, 1—167.
- [11] J. S. A. Green et al., *Q. J. R. Met. Soc.*, 92 (1966), 210—219.
- [12] G. L. Darkow, *J. Appl. Met.*, 7 (1968), 199—205.
- [13] C. W. Kreitzberg et al., *J. Appl. Met.*, 9 (1970), 417—432.
- [14] M. K. Miles, *Met. Magazine*, 97 (1968), 381—383.
- [15] J. V. Iribarne and W. I. Godson, *Atmospheric Thermodynamics*, D. Reidel Publishing Company, 1973.
- [16] 北京大学地球物理系气象教研室, 天气分析和预报, 科学出版社, 1976.
- [17] T. N. Carlson et al., *Tellus*, 20 (1968), 203—226.