

条件分析及其物理解释

沈树勤 李会英

(江苏省气象台, 南京 210008)

提 要

通过对江苏省冰雹强对流天气温、湿条件及其稳定度参数统计分析表明, 这些参数值域在一个较大的区间变动, 并初步分析各参数值域过大的原因, 同时提出应用稳定度及缩小参数值域的见解。

关键词: 冰雹 稳定度参数 值域变化

引 言

目前不少台站, 利用探空温湿资料, 计算出常见的稳定度参数, 在冰雹等强对流天气预报中取得了一定的效果^[1-4], 但也暴露出一些弱点, 如有不少条件的值域在一个很大区间变动, 难于提取预报信息。本文对此作了初步分析, 并对这些条件值域变动原因进行初步探讨。

我们选用1965—1990年4—6月份83个冰雹个例, 利用南京、射阳、徐州3个探空站资料, 选取3个水汽参数和4个稳定度参数进行分析。

1 水汽条件

我们选择850、700、500hPa规定层次的温度露点差, 用这3个湿度参数来描述降雹前的水汽条件。经统计我省出现83个冰雹过程, 湿度条件的值域为 $3 \leq T - T_d \leq 23(^{\circ}\text{C})$, 显然它们值域变动是很大的。若以3个层次分别统计, 则: $3 \leq (T - T_d)_{850} \leq 19(^{\circ}\text{C})$, $5 \leq (T - T_d)_{700} \leq 23(^{\circ}\text{C})$, $4 \leq (T - T_d)_{500} \leq 20(^{\circ}\text{C})$, 其值域仍较大, 效果不好。若以分站及分月统计也收效甚微。

经普查本省降雹的天气形势主要可分为华北冷涡、沿海低槽、冷锋低槽、切变^[1]4种类型, 现分别统计各类型、不同层次 $T - T_d$

的取值范围(表1)。

表1 各类天气型 $T - T_d$ 取值范围/ $^{\circ}\text{C}$

系统名称	$(T - T_d)_{850}$	$(T - T_d)_{700}$	$(T - T_d)_{500}$
暖性切变	3—10	5—13	17—21
沿海低槽	3—11	5—14	13—23
冷锋低槽	4—9	6—11	8—18
华北冷涡	4—19	5—21	4—23

从表1可看出, 除华北冷涡外, 其他3个类型规定层次中 $T - T_d$ 取值范围明显缩小, 同时也可以反映下层较湿、上层较干的特征, 且符合成雹对水汽要求不象暴雨要求那样高^[1], 低层增湿尤为重要。

图1给出16次大于3站切变类降雹的露点温度平均图, 由图可见, 850hPa上平均露点的湿舌从切变线南侧向北伸, 湿舌在江淮之间的偏北侧表现出很大的梯度, 露点场的这种分布又往往与低空西南急流相配合, 较大的湿度平流为这种分布的维持和增湿提供了有利条件。

造成华北冷涡类型 $T - T_d$ 值域过大的原因是与华北冷涡南伸低槽位置有关, 若本省处于槽前, 低层增湿明显, 即 $T - T_d$ 值域较小。在槽后, 则高低空湿度相应较小, 500hPa上 $T - T_d$ 就更大, 势必造成 $T - T_d$ 值域变动就很大。若对南伸槽分别在槽前和槽后统计效果将明显些。

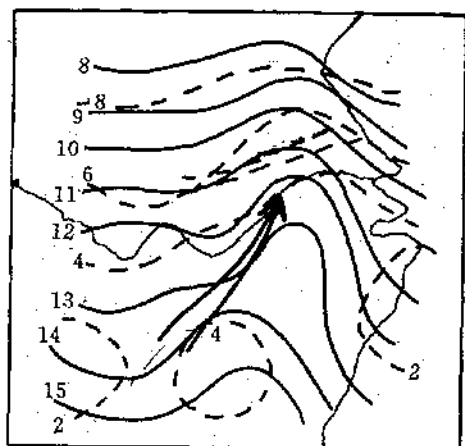


图1 切变类冰雹平均 T_d 及其标准差图

实线为平均 T_d 线,虚线为 T_d 的标准差线,箭头为低空急流,双虚线为切变线

2 稳定度参数分析

描述降雹不稳定参数较多,这里用日常业务中最常见、最为简便的4种参数,即

$$\Delta T = T_{850} - T_{500} \quad (1)$$

$$I = \theta_{se_{850}} - \theta_{se_{500}} \quad (2)$$

$$K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T - Td)_{700} \quad (3)$$

$$S_i = (T' - T')_{500} \quad (4)$$

式中均为常规符号。

83次冰雹过程中4个稳定度参数见表2。

表2 稳定度参数取值范围/ $^{\circ}\text{C}$

稳定度参数	ΔT	I	K	S_i
徐州	21-34	-7-16	19-41	-3.1-8.0
射阳	20-35	-21-15	7-39	-2.0-7.0
南京	18-33	-27-21	11-40	-2.8-9.0
平均值	24.5	5.7	26.8	1.9
3站取值范围	18-35	-27-21	11-40	-3.1-9.0

由上表可看出各参数范围在一个很大区间变动,即使分月统计亦无改善。若按型统计,其值域缩小。表3给出射阳站各类形势稳定度的统计结果,表明暖性切变、低槽冷锋形势下, K 指数、沙氏指数 S_i 和 I 参数对成雹贡献要大,而在沿海低槽、华北低涡类形势下, ΔT 指数作用较为明显。即使如此,它们值域范围仍然较大,因此应用某一个参数来

区分有雹与无雹是很困难的。从表3中我们还看到,某些参数所达到的数值是不利于降雹的,连形成对流也很困难。然而,在实际中,不但降雹且造成很大灾害,本文将对这些参数值域变动原因进行初步探讨。

表3 射阳稳定度参数取值范围/ $^{\circ}\text{C}$

系统名称	ΔT	I	K	S_i
暖性切变	22-30	-2-12	27-39	-2.0-3.0
沿海低槽	26-34	-13-10	20-33	-1.5-6.0
冷锋低槽	21-33	-11-12	22-35	-1.8-4.5
华北低涡	25-35	-21-15	7-39	-2.0-7.0

3 值域变动原因的初步分析

3.1 从描述稳定度参数公式来看,它们多半是反映高低层温湿特征,但又不能反映出温湿中每个条件的作用大小和各因子的极端状况,而是从某一个侧面来说明问题,这是它的“先天不足”。表4列出3次降雹过程的各稳定度参数,3次降雹过程均在午后,4个稳定度参数用08时射阳探空资料计算。从表中看出1969年5月9日过程中各稳定度参数条件较好,都超过均值,达到或接近极值,大气处于不稳定状态。在具备动力抬升条件下,产生较强的冰雹。而1965年5月16日和1974年5月23日这两次过程, K 、 I 值在平均值以下,达到或接近极小值(S_i 在平均值之上)。分析其原因主要是由于湿度因子所致,但 ΔT 很大,接近最大值,温度层结很不稳定,显然这种温度层结对产生强烈不稳定天气是有利的,而在其他3个稳定度参数中,恰恰把这个条件掩盖了。例如: $K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T - Td)_{700}$ 中,等式右端第一项反映中低层大气温度层结状况,第二、第三项反映湿度层结状况,在上述两个个例中 Td_{850} 较小而 $(T - Td)_{700}$ 较大,因而 K 值较小(同样 I 、 S_i 也有类似情况),这样就把上下层温差接近极大值这个条件掩盖了,反映不出温度层结状况对强对流天气的贡献。因此所计算出的稳定度参数值偏离均值很大,是引起值域过大的原因之一。

表4 3次降雹过程的稳定度参数/°C

过程时间	ΔT	K	S_i	I
1969.5.9	27	33	-1.9	15
1965.5.16	31	7	3.8	0
1974.5.23	31	13	3.7	-2

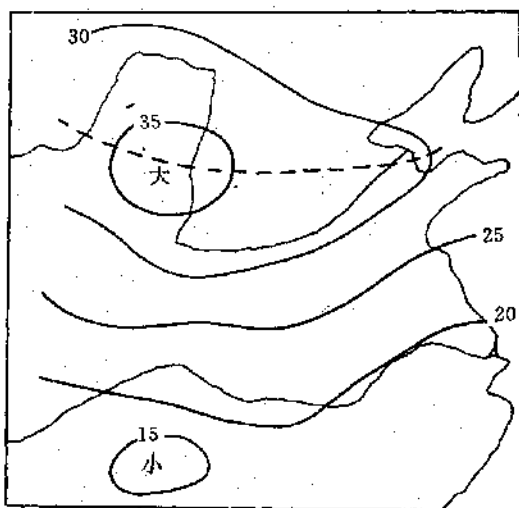
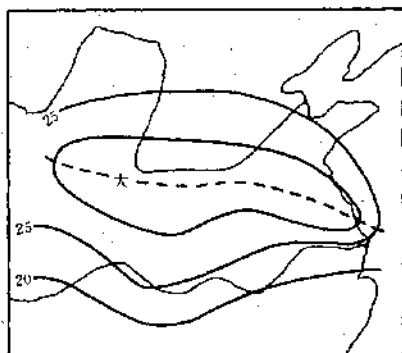
3.2 天气实践表明:从无雹天气到降雹天气有一个不稳定能量积累过程,反映在稳定度参数上同样有一个由稳定变为大气不稳定的演变过程,这主要反映在这些稳定度局地变化上。不少研究^[4-6]指出:温湿平流涵差是维持和加剧大气不稳定(或稳定)的重要条件,同样也是稳定度参数局地变化的重要条件。现分别讨论:

3.2.1 从对流发生条件看 ΔT 值越大越有利于强对流天气产生。统计表明:在如下情况 ΔT 值增大:

①当850hPa上空华东有一暖脊,在500hPa上空,从北方南下的冷空气叠加于华东暖脊之上, ΔT 将增大;②当850hPa上空华东温度少变,而在500hPa上空冷空气加强,降温明显,则 ΔT 将增大;③当850hPa为冷空气控制并将变性减弱,温度回升,而500hPa虽为冷空气控制,其北方又有新的冷空气补充加入,强度加强,再度出现明显降温,致使 ΔT 增大;④当850hPa为暖脊控制,并在江苏西部或西南部有暖中心或暖脊并入,增温明显,而在500hPa上空也为暖气团控制,但逐渐变性,出现降温,则 ΔT 将增大。这种情况在暖切变类冰雹形势下出现较多^[6],而①—③种情况在低槽冷锋、沿海低槽和华北冷涡类形势下出现为多^[5,1]。

由此可见,由式(1)计算某一点的 ΔT 值来揭示大气层结稳定与否显然不够,这里还要着重指出它的时空变化(图2、3)。图2表明:降雹前一天 $\Delta T \geq 30^\circ\text{C}$ 的大值区的轴向呈东西向,位于 35°N 附近,最大中心值在延安一带达 35°C ,而我省上空 ΔT 值在 $18-25^\circ\text{C}$ 之间。降雹当日 ΔT 值发生变化, ΔT 值大值区的轴线虽仍为准东西向,但其最大轴线向南移动,压在我省上空,最大中心数值在徐州、

射阳附近,其值均为 31°C ,表明,苏北地区大气层结处于不稳定状态(图3)。

图2 1976年5月2日20时 ΔT 值分布/°C图3 1976年5月3日08时 ΔT 值分布/°C

造成 ΔT 变化是与上下层涵差平流有关,1976年5月3日08时,徐州、射阳附近格点温度平流计算得出:850hPa上空为暖平流,其数值为 $0.85 \times 10^{-4}^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$,而在500hPa上空为冷平流,其值为 $-2.9 \times 10^{-4}^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这种温度平流的分布显然与 ΔT 值增大有关,致使大气层结变得越来越不稳定,从而出现强对流天气。

3.2.2 位势不稳定参数 I ,它比气块法有了改进,可较好地反映大气温湿特征。显然,当 $I > 0$,则表示位势不稳定,但表2、表3统计表

明:在 $I < 0$ 时仍可出现冰雹等强对流天气,如1979年5月16日下午苏北东部出现灾情十分严重的冰雹天气,当日08时 I 值为 -9°C ,位势稳定。若计算 $\Delta I_{24} = I_{10} - I_{t-1}$ 情况就不一样了,图4所计算 ΔI_{24} 结果表明, ΔI_{24} 的负值区(稳定状态)在呼和浩特、太原、平凉、磴口范围内,而正值区(不稳定)处于江苏、安徽等省内。我省西北部出现 ΔI_{24} 的锋区(即2个纬度 ΔI_{24} 差值达 19°C),冰雹出现在锋区东南部的位势不稳定区中(锋区的作用,作者曾在文献[7]中探讨),同时指出 ΔI_{24} 增大变为不稳定同样与上下层结温湿平流有关。这次降雹过程,850hPa 暖湿平流很不明显,而500hPa 干冷平流相当强, I 将由位势稳定趋于位势不稳定,以致出现较大的 $\partial I / \partial t$ 的正值区。

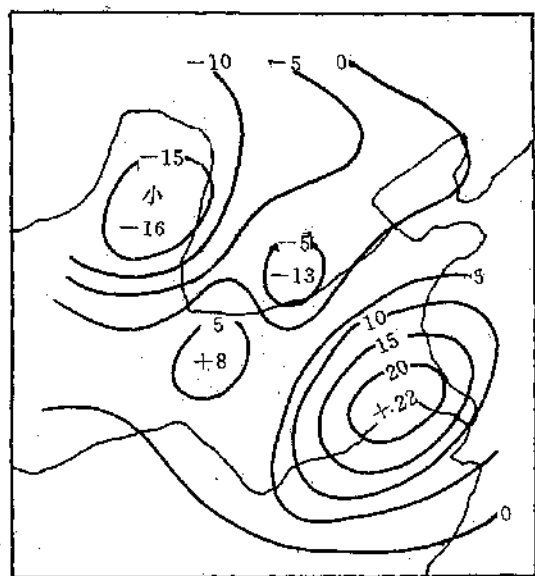


图4 1979年5月16日08时 ΔI_{24} 分布/ $^{\circ}\text{C}$

类似 K 指数的局地变化也与温湿平流有直接关系。

3.2.3 沙氏指数 S_i 两边对时间求偏导,可看出 S_i 的局地变化有如下情况:

①当 $\partial T / \partial t = \partial T' / \partial t$, 即 T 与 T' 的局地变化相同, S_i 不变;②当 $\partial T / \partial t < \partial T' / \partial t$ < 0 , 由于低层温湿变化引起 $\partial T / \partial t < 0$ 导

致潜在不稳定减小,则原来潜在稳定气层变得更稳定,原来不稳定的也将变得稳定;③当 $\partial T / \partial t < \partial T' / \partial t > 0$, 由于低层温湿变化,引起了 $\partial T' / \partial t > 0$, 从而使潜在不稳定度增大,则原来潜在稳定将变得不稳定,原来潜在不稳定将变得更加不稳定;④当 $\partial T / \partial t > \partial T' / \partial t > 0$, 由于500hPa 变暖所引起500hPa 温度局地变化比低层增温增湿引起 T' 的局地变化大,使潜在不稳定度减小;⑤当 $0 > \partial T / \partial t > \partial T' / \partial t$, 即 T, T' 都在变小,但500hPa 温度比低层温度变化大,使潜在不稳定度增大。

由此可见,引起潜在不稳定度增大的过程,主要是由于低层增温、增湿所致。当中高层从西北流入干冷空气与低层从南方来的暖湿空气相叠加时,潜在不稳定度将增大。因此,仅以 S_i 某一时刻单点的值,还不足以说明未来成雹所需的潜在不稳定条件,也是 S_i 取值范围变大的原因之一,还应着重分析判断 S_i 的局地变化。

3.3 我省降雹各类形势对稳定度参数要求不同,不加区别统计各稳定度参数,其取值范围势必大,这是影响稳定度参数值域变大的原因之一。

4 应用稳定度参数的初步认识

显而易见,在利用稳定度参数时,若其值域太大,在冰雹强对流预报中势必空报较多;值域过分缩小,又可出现漏报。在概括全部冰雹个例(或绝大多数)的情况下,缩小值域才有意义。本文就应用稳定度参数和缩小值域提出如下几点看法:

4.1 由于不同天气形势下降雹,对各稳定度参数要求不同,应该区别对待进行统计分析,达到缩小参数值域的目的。表1统计结果表明:在暖性切变、沿海低槽、冷锋低槽形势下:其中 $3 \leq (T - T_d)_{850} \leq 11$ 850hPa $T - T_d$ 的值域就比700、500hPa $T - T_d$ 值域小,比不分层次、不分型统计得出的值域 $3 \leq (T - T_d)_{850} \leq 23$ 明显缩小。反映出低层增湿对成

雹的重要性。表3也看到,在上述3型中, ΔT 、 I 、 K 等参数值域也缩小了。尤其是 K 、 S_i 参数在暖切变形势下其值域分别为: $27 \leq K \leq 39^\circ\text{C}$, $-2 \leq S_i \leq 3.0$; ΔT 参数在沿海低槽、华北低涡分别为 $26 \leq \Delta T \leq 34$ 和 $25 \leq \Delta T \leq 35$,这些参数值域对照表2相应的值域都明显缩小。不难看出:在形势分类的基础上,还要区别对待,如在参数大值域中挑选出有预报信息的较小值域的参数因子。

4.2 不同因子组合,也可以缩小参数值域,在沿海低槽、华北冷涡、低槽冷锋的冰雹形势下, ΔT 、 K 、 I 稳定度参数进行组合,其值域为: $25 \leq \Delta T \leq 33$ 或 $23 \leq K \leq 32$ 或 $-1.6 \leq I \leq 5^\circ\text{C}$ 。这样既概括此类型冰雹个例,又比单个参数的值域缩小。上述曾指出在华北冷涡类型中 $T - T_d$ 的值域太大,几乎不能应用,但是用 ΔT 和 $(T - T_d)_{850}$ 组合分别统计华北冷涡南伸低槽的槽前和槽后情况就不一样了。在槽前其值域为: $21 \leq \Delta T \leq 27$, $2 \leq (T - T_d)_{850} \leq 7$,在槽后值域为: $28 \leq \Delta T \leq 35$, $8 \leq (T - T_d)_{850} \leq 21$ 。显然,槽前低层湿度很大,层结稳定度相应要小,槽后则相反。值域明显缩小,也与天气实况相吻合。

4.3 缩小稳定度参数值域,提高冰雹等强对流天气的预报方法很多,还可以设计新的稳定度参数,但这些参数并没有考虑非定常情

况,它们的局地变化与许多因子有关^[8,9],因此,要注意它们未来的变化。我省冰雹70%以上发生在午后,早晨高空常有下沉气流,用08时探空资料计算出稳定度参数还不能完全预示出现冰雹时的变化情况。用上游的物理量平流加上日变化(有条件的用数值产品)来做数小时的订正,可能要合适些。本文所应用稳定度参数本身就隐含其局限性,应针对不同情况,扬长避短加以应用。

参考文献

- 1 江苏省气象局预报课题组,江苏省重要天气分析和预报,北京:气象出版社,1988.8.
- 2 沈树勤,张可友,利用合成方法对江苏雹暴各演变阶段的物理量特征的初步探讨,南京气象学院学报,1989.9.
- 3 雷雨顺等,用不稳定能量理论分析和预报强风暴的一种方法,大气科学,1978.2.
- 4 雷雨顺,吴宝骏,吴正华,冰雹概论,北京:科学出版社,1978.
- 5 沈树勤,沿海槽后西北气流冰雹发生条件的对比分析,气象科学,1985.1.
- 6 沈树勤等,江苏省暖切变冰雹的初步研究,长江三角洲灾害性天气研究论文集,北京:气象出版社,1992.8.
- 7 沈树勤,地面中尺度能量锋对强对流天气作用的数值模拟研究,气象科学,1990.4.
- 8 N. H. 特维尔斯戈伊,气象学教学(第一册)(中译本),高等教育出版社,1959.3.
- 9 沈树勤,下垫面热力非均匀性及其对冰雹等强对流天气影响的初步研究,气象,1991,17(8).

An Analysis of Severe Convective Weather Conditions and Its Physical Explanation

Shen Shuqin Li Huiying

(Jiangsu Province Meteorological Observatory, Nanjing 210008)

Abstract

Statistical analysis of the conditions of severe convective weather events, suggests that variable domains of its physical parametres, such as temperature, humidity and stability, are large. And its explanation is given.

Key Words: hail stability variable domains