

尹红萍,曹晓岗. 盛夏上海地区副热带高压型强对流特点分析[J]. 气象, 2010, 36(8): 19-25.

盛夏上海地区副热带高压型强对流特点分析^{*1}

尹红萍 曹晓岗

上海中心气象台, 上海 200030

提 要: 发生在副热带高压控制下的强对流容易出现错报。对上海地区 2001—2005 年 7—9 月份 19 个副热带高压型强对流个例进行分析, 并和副热带高压控制时上海地区未发生强对流的个例进行对比。结果表明: 副热带高压型强对流较易在副热带高压的北侧发生, 强对流发生开始时间主要在中午到傍晚; 副热带高压型强对流的发生除需要有较好的层结不稳定条件外, 对抬升条件也有较高要求, 如边界层整层在上海附近存在中尺度辐合线。

关键词: 副热带高压, 强对流, 稳定度, 辐合线

Summary on Subtropical High Severe Convection During Midsummer in Shanghai Area

YIN Hongping CAO Xiaogang

Shanghai Meteorological Center, Shanghai 200030

Abstract: In general, the subtropical high severe convection can be easily misforecasted. For this reason, the 19 samples of subtropical high severe convection from 1 July to 30 September during 2001—2005 in Shanghai area were analyzed and compared to the samples without severe convection when Shanghai area was dominated by subtropical high aloft. The results have shown that subtropical high severe convection occurred more frequently in the north part of subtropical high and time period mainly from noon to evening. Subtropical high severe convection happened in the condition of strong instability and strong lifting such as boundary-layer mesoscale convergence line nearby Shanghai.

Key words: subtropical high, severe convection, stability index, convergence line

引 言

强对流天气是我国春夏季节主要的气象灾害之一, 具有发生突然、天气激烈、致灾严重的特点, 同时由于强对流天气水平尺度小、生命史短、生消变化快、移动路径复杂, 其可预报时效短, 预报难度大, 近年来对强对流的研究得到加强, 并取得了很多成果。但是, 在实际预报中, 发生在副热带高压控制下的强对流容易出现漏报和空报, 而关于副热带高压控制下的强对流的研究却很少。

一般当 500 hPa 为副高控制时, 通常冷空气影响位置偏北, 并且副高脊线附近存在下沉运动, 即使有对流天气产生, 对流也不会强, 不易产生强对流天气。观测事实表明, 副高控制地区, 虽然大部分为少云、晴热天气, 但强对流天气也时有发生。黄土松等^[1]最早指出副高的结构相当复杂, 并非纯粹的動力性质的系统, 热力因子对其维持及变化起着甚为重要的作用。近年来, 吴国雄、刘屹岷、何金海等^[2-4]通过对副高的系统性研究发现, 副高的垂直结构非常复杂, 在高压中心或高压脊区, 无论是大尺度特征还是天气尺度特征, 并非完全的下沉气流, 可有上升

* 上海世博会精细化气象服务系统建设项目: “长三角地区短时临近预报一体化业务平台”资助

2009 年 3 月 10 日收稿; 2010 年 1 月 27 日收修定稿

第一作者: 尹红萍, 主要从事强对流天气的短时临近预报研究. Email: yhp@123@yahoo.com

运动出现。本文试图通过对发生在上海地区的副高控制下的强对流进行分析,以期找到该型强对流的时空分布特点及天气形势特征,为预测副高控制下发生的强对流天气提供一些参考。

1 资料的来源

1.1 定义

在实际工作中,预报员经常以 500 hPa 上 588 dagpm 的位置和范围来表示副高的位置和强弱变化。为保证样本选取的客观性,定义 500 hPa 上 588 dagpm 的范围即为副高的控制区域;同时,为保证强对流发生时,上海地区 500 hPa 上为副高控制,因此,把上海地区副热带高压型强对流(以下简称副高型强对流)定义为:上海地区发生强对流时,相邻两个高空观测时次(08 时和 20 时或 20 时和 08 时),500 hPa 宝山的位势高度均大于或等于 588 dagpm。

1.2 资料来源

首先,根据强对流天气的有关定义,将强对流天气分为 4 类:(1)短时强降水(雨量 $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 或雨量 $\geq 50 \text{ mm}/6 \text{ h}$);(2)雷雨大风(风速 $\geq 17.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$);(3)冰雹;(4)龙卷风^[5]。接着查阅了 2001 年到 2005 年 7—9 月份上海各区(县)站地面观测月报表,以及预报评分记录和灾情资料,从中选出所有强对流天气事件,并反查天气图和云图,对强对流天气个例进行复查,得到强对流个例 80 个。然后查阅了 2001 年到 2005 年 7—9 月份的 500 hPa 天气图,找出相邻两个高空观测时次内 500 hPa 宝山的位势高度均大于或等于 588 dagpm 的样本共 307 个,把这些样本和强对流个例进行对照,得到副高型强对流样本 19 个(见表 1)。

表 1 2001—2005 年上海地区副高型强对流月频数

Table 1 The number of subtropical high severe convection between 2001—2005

	2001	2002	2003	2004	2005	合计
7 月	0	0	2	1	1	4
8 月	3	0	6	1	0	10
9 月	0	0	4	0	1	5
小计	3	0	12	2	2	19

文中对副高型强对流的实况天气图和 T213 模式资料进行了分析,计算分析了部分物理量。

2 副高型强对流的特点分析

2.1 副高型强对流天气类型特点

强对流天气的出现类型与大气环流背景和发生地的地理环境有关^[6]。图 1 是副高型强对流的 19 个样本中不同强对流天气类型发生次数。图 1 表明,在副高控制下,每种类型的强对流天气都有可能发生,其中强降水在每个样本中都有出现,这可能和上海所处的地理环境有关。上海四周有大面积的水域(北面长江,东面东海,南面杭州湾,西面淀山湖),夏季副高控制时,气温高,水面水汽蒸发明显,所以近地层的水汽含量通常较丰富,当发生强对流的另外两个条件(不稳定层结和抬升条件)满足时,易发生强降水。

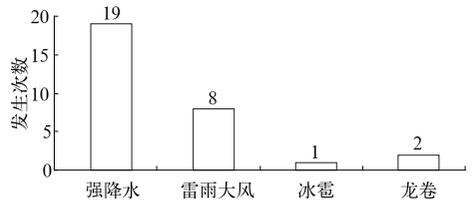


图 1 2001—2005 年副高型强对流

不同强对流天气发生次数

Fig.1 The number of different types of subtropical high severe convection between 2001—2005

2.2 副高型强对流时间分布特点

图 2 所示是副高型强对流发生开始时间的分布情况。副高型强对流发生开始时间的最高峰是在中午 12—13 时,中午到傍晚(10—20 时)开始发生的强对流一共有 17 次,占所选样本的 89.5%,夜间和上午发生的强对流各一次,约各占 5.3%。这和白天的日射增温有关。陆地表面受日射加热,常常在近地层形成绝对不稳定层结,使对流容易发展。同时,由于上海地区沿江、沿海、沿湖,水陆差异明显,地表受热不均,造成局地温差,常常形成小型垂直环流。白天水面日射增温慢,陆地日射增温快,水陆温差使得陆地空气上升,这种上升运动也可以起到触发机制或增强触发机制的作用。分析 2001—2005 年 7—9 月份非副高型强对流的 61 个样本,发现发生在中午到傍晚的强对流有 46 次,占 75.4%。这表明副高型强对流的产生对白天的日射增温依赖程度更高。

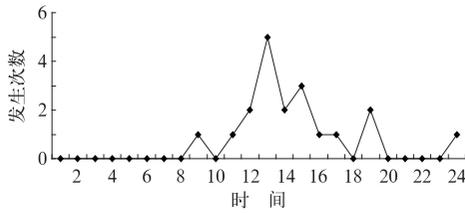


图 2 副高型强对流发生开始时间分布
Fig. 2 The beginning time distribution of subtropical high severe convection

脊轴附近为下沉运动^[7],因此副高南侧对大气抬升的抑制作用比北侧强,不易发生强对流。

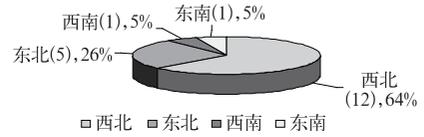


图 3 副高型强对流发生时上海在副高中相对位置分布
Fig. 3 The relative position distribution of Shanghai in subtropical high when the severe convections happened

2.3 副高型强对流空间分布特点

如果以副高中心为原点,以副高的东西向和南北向的脊线为轴,把副高分为西北、东北、西南和东南四个象限,可以得到强对流发生时上海在副高中的相对位置分布(图 3),副高西北侧(本地 500 hPa 风向为南风到西南风到西风)发生的强对流的频次最高,为 64%,其次为副高东北侧 26%(本地 500 hPa 风向为西风到西北到北风),发生在副高北侧的强对流占了近 90%。这和一般情况下副高内部垂直速度的分布一致。一般情况下,对流层中上层,高压脊轴南侧存在着广大的下沉运动,北侧及脊轴附近近有上升运动,再北侧又有下沉运动;在对流层下层

3 副高型强对流稳定度指标特征

稳定度指标目前仍然是对强对流天气进行预报的有效手段^[7],所以文中对一些常用的稳定度指标进行了计算。由于稳定度指标是一个动态变化的过程,为了可以看到一些大气层结的演变趋势,对上海地区发生强对流时,相邻两个高空观测时次(08 时和 20 时或 20 时和 08 时)的探测资料都进行了计算。文中讨论的稳定度指标包括:SI 指数、K 指数、A 指数、对流有效位能 CAPE(见表 2)。

表 2 副高型强对流稳定度参数

Table 2 Stability parameters of subtropical high severe convection

样本序号	SI ₁ /°C	SI ₂ /°C	K ₁ /°C	K ₂ /°C	A ₁ /°C	A ₂ /°C	CAPE ₁ /J · kg ⁻¹	CAPE _r /J · kg ⁻¹	CAPE ₂ /J · kg ⁻¹
1	-0.9	-1.9	38	41	14	19	1328	2333	2128
2	-0.5	0.8	38	36	17	16	1586	1586	0
3	0.8	-0.2	36	37	16	18	0	/	0
4	-1.9	-2.3	31	33	3	7	1485	4400	458
5	-4.6	-4.7	36	38	7	9	4087	5833	2554
6	3.1	-2.3	27	35	-32	3	2578	3402	3345
7	1.8	-2.5	33	41	10	12	11	442	953
8	0	-1.8	35	40	6	14	1564	2512	2623
9	-0.3	-2.8	39	42	-2	21	2207	2637	1652
10	-3.3	-0.1	42	41	17	15	1111	2815	398
11	-0.1	-1.0	34	32	7	6	2268	3500	246
12	5.7	-0.5	-2	26	-28	5	122	2396	1787
13	-3.1	-0.1	41	35	21	12	2767	/	351
14	-1.2	1.9	39	33	14	7	1489	2095	1934
15	1.1	-0.6	37	39	14	18	917	1015	1117
16	-3.8	-1.5	39	39	-6	-6	2684	3671	1030
17	2.3	0.2	32	31	-19	-17	381	4036	705
18	-4.7	2.6	42	33	19	12	644	5711	986
19	2.9	-1.1	25	37	-7	11	162	2147	472

下标 1:强对流发生前时次的资料,下标 2:强对流发生后时次的资料,r 下标考虑日变化后的修正值

SI 指数的计算^[8]:小块空气由 850 hPa 开始,干绝热上升到抬升凝结高度,然后再按湿绝热递减率上升到 500 hPa,在 500 hPa 上的大气实际温度与该上升气块到达 500 hPa 时的温度的差值即为 SI。

K 指数表达式为^[9]:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700} \quad (1)$$

A 指数表达式为:

$$A = T_{850} - T_{500} + [(T - T_d)_{850} +$$

$$(T - T_a)_{500}] \quad (2)$$

CAPE(气块的重力与浮力不相等且浮力大于重力时,一部分位能可以释放,由于这部分能量对大气对流有着积极的作用,并可转化成大气动能,故称其为对流有效位能)其表达式为^[10]:

$$CAPE = g \int_{z_f}^{z_e} \frac{1}{T_{ve}} (T_{va} - T_{ve}) dz \quad (3)$$

式中 T_v 表示虚温,下标 a 为地面上升量,下标 e 为环境相关量。 z_f 为自由对流高度, z_e 为平衡高度。在平衡高度处,环境对气块的浮力加速度为 0,在此高度之上,对流将因为环境的负浮力作用而受到削弱。CAPE 为在自由对流高度之上,气块从正浮力做功而获得的能量。对于实际大气,气块与环境的温度差和虚温差非常接近,为方便起见,忽略虚温的影响,CAPE 即为通常计算的对应于埃玛图上正面积所对应的能量。实际计算时,把式(3)转化到气压坐标系并按气压等间隔离散,变为:

$$CAPE = -R \sum_{i=1}^N (T_{ai} - T_{ei}) \ln(p_{i+1}/p_i) \quad (4)$$

其中,求和上下限分别为自由对流高度与平衡高度。

这些稳定度指标从不同方面反映了低空到中空温湿情况和大气层结稳定情况。SI 指数越小,大气越不稳定;K 指数和 A 指数越大,大气越不稳定;CAPE 越大越有利于对流的发生。

分析表 2 中的稳定度参数可以发现,副高型强对流的发生对 CAPE 值要求较高。强对流发生前一时次 $CAPE \geq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的有 12 个,如果考虑到能量平流的作用,强对流发生前后任一时次(08 时或 20 时) $CAPE \geq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的有 14 次,占强对流样本数的 73.6%。除去夜间发生的一次强对流(样本 3)外,其余各样本都有一时次的 CAPE 值在 $400 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上。另外,计算中午到傍晚发生的强对流样本考虑日变化后的 CAPE 修正值。用 11 时、14 时、17 时三个时次中温度最高时次的温度和露点作为起始气块的温度和露点,高空湿温廓线仍采用 08 时的探空。修正后的 CAPE 值和 08 时相比,有明显的升高,17 个样本中有 16 个样本的 CAPE_r 大于 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。表明日射增温对不稳定能

量的增加有明显贡献。副高型强对流样本中,相邻两个高空观测时次有一时次的 K 指数 $\geq 37 \text{ }^\circ\text{C}$ 的有 14 个(73.6%),相邻两个高空观测时次 K 指数都 $\leq 30 \text{ }^\circ\text{C}$ 只有 1 个。根据多年统计,一般 K 指数 $\geq 34 \text{ }^\circ\text{C}$,上海就有可能发生强对流,日常预报制作中运行的上海地区强对流短时预报工作流程中^[11],就是以有无 K 指数 $\geq 34 \text{ }^\circ\text{C}$ 的平流作为有无高能平流的判据之一。副高型强对流 K 指数值要求比它高 $3 \text{ }^\circ\text{C}$ 。发生强对流时,相邻两个高空观测时次有一时次的 SI 指数 $\leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的有 18 个,两个时次 SI 指数均 $> 0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的只有一个。同时满足 K 指数 $\geq 37 \text{ }^\circ\text{C}$ 和 SI 指数 $\leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的有 14 个(73.6%),如果再限定 A 指数 $\geq 10 \text{ }^\circ\text{C}$,则有 12 个(63.2%)。而在副高控制下的 288 个非强对流样本中,相邻两个高空观测时次有一时次的 K 指数 $\geq 37 \text{ }^\circ\text{C}$ 的有 48 个,其中同时满足相邻两个高空观测时次有一时次的 SI 指数 $\leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$ 的有 45 个,占非强对流样本的 15.6%。表明副高型强对流一般要求有较强的低空到中空的不稳定,稳定度参数对副高型强对流有一定的指示意义。

4 副高型强对流发生的形势场特征

大气层结的不稳定只是产生强对流的条件之一,那么,在稳定度条件相似的情况下,有利于副高型强对流发生的形势场有哪些特点呢?以下以 2003 年 7 月 25 日和 26 日 500 hPa 同为副高控制、稳定度相似的两日(但一天出现强对流,一天没有强对流)为例,进行了对比分析。

2003 年 7 月 25 日,上海地区出现了强对流天气(周浦强降水 2 小时雨量 56.8 mm,上粮七库雷雨大风 $20.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,康桥冰雹),强对流 12:42 开始影响上海。2003 年 7 月 26 日,无强对流发生。两天的稳定度参数如表 3 所示,两天都具有较强的大气不稳定层结。7 月 25 日 05 时和 11 时对外发布的预报,都只报了局部雷阵雨天气,26 日的 05 时和 11 时预报了局部雷阵雨和 7~9 级的雷雨大风。两天的强对流预报出现了一漏一空。

表 3 2003 年 7 月 25 日和 26 日 08 时、20 时稳定度参数(CAPE_r 为考虑日变化后的修正值)

Table 3 Stability parameters at 08 and 20 BT during 25-26 July 2003 (CAPE_r is the modified value after considering daily variations)

日期	SI ₀₈ /°C	SI ₂₀ /°C	K ₀₈ /°C	K ₂₀ /°C	A ₀₈ /°C	A ₂₀ /°C	CAPE ₀₈ /J · kg ⁻¹	CAPE _r /J · kg ⁻¹	CAPE ₂₀ /J · kg ⁻¹
0725	-4.6	-4.7	36	38	7	9	4087	5833	2554
0726	-3.5	-3.4	41	38	16	14	1634	2000	1812

根据天气形势图上分析,7月25日和7月26日,上海500 hPa和700 hPa均为副高控制,处于副高的东北侧,但是,7月25日08时850 hPa、925 hPa,上海附近都存在一条中尺度辐合线,7月26日08时850 hPa辐合线已减弱南压,925 hPa辐合线东移到了海上。图4给出了这两天08时500 hPa和850 hPa形势图。另外,上海周围水域宽广,地面

在大尺度弱风场条件下,海陆风效应明显。7月25日08时上海的东部地区有一条西北风和西南风的切变线,11时地面切变增强,在崇明岛和上海中北部地区各有一条辐合线(见图5)。7月25日,边界层整层都出现了中尺度辐合线。而7月26日只有地面上在上海北部有一条辐合线。

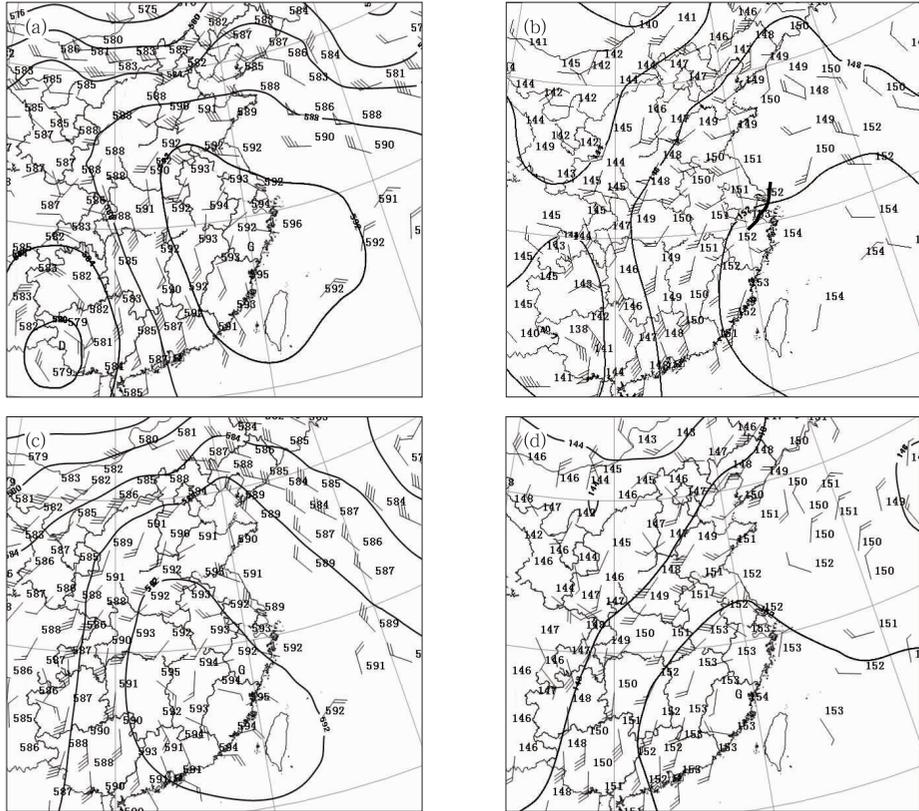


图 4 2003年7月25日、26日08时形势图

(a)25日500 hPa, (b)25日850 hPa, (c)26日500 hPa, (d)26日850 hPa

Fig. 4 Weather situations at 08 BT on 25 (a,b) and 26 (c,d) July 2003

(a) 500 hPa, (b) 850 hPa, (c) 500 hPa, and (d) 850 hPa

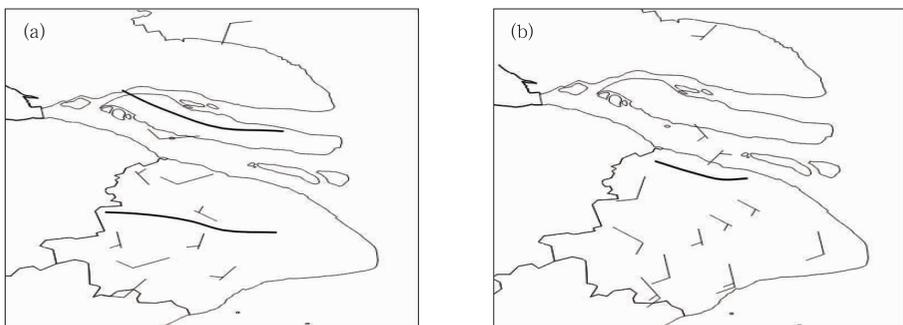


图 5 2003年7月25日11时(a)和26日14时(b)地面风场

Fig. 5 Surface wind fields at 11 BT, 25 (a) and 14 BT, 26 (b) July 2003

为了进一步分析这两天的中尺度系统,采用 Barnes 带通滤波方法^[12],对 T213 的风场客观分析场进行滤波,得到了 200 hPa、850 hPa 和 925 hPa 的中尺度流场。25 日 20 时 200 hPa 上海为弱的辐散场,850 hPa 长江口区有一个中尺度强辐合中心,对应这个辐合中心,925 hPa 为一个中尺度辐合线(见图 6)。从云图上对流云团的生命史来看(图略),对流云 11 时在南通生成后,向东南偏东方向移动,并不断发展加强,影响上海的北部和东部地区。16 时对流云团移到长江口区附近,之后长江口区不断有新云团生成,云团移向转为偏南。因此该中尺度强辐合中心是在对上海造成影响后东移到长江口区并在那儿停滞的。低层强辐合、高层辐散的高低空配置,非常有利于强对流的产生。26 日高低空的配置与 25 日有明显不同。26 日 20 时 200 hPa 上海为弱的辐合区,850 hPa 和 925 hPa 上海也处于辐合区内,但 850 hPa 的强辐合中心在浙江北部沿海地区,925 hPa 的强辐合中心在江浙交界附近。高低

层均为弱辐合,辐合抬升弱,26 日上海只是局部地区下了雷阵雨,并没有强对流产生。

刘屹岷等分析了 7 月份沿 500 hPa 西太平洋副高脊线的垂直速度的垂直分布情况,指出在西太平洋和中国沿海地区,800 hPa 以上是弱的辐合及上升运动,但在近地层及 400 hPa 以上为弱的辐散和下沉运动。这种低空流场配置有利于局地湿度减少,是西太平洋副高控制区通常为晴天的原因^[3]。因此 500 hPa 为副高控制时,强对流的产生一般需要有更强的抬升触发机制,一部分用于克服副高控制下的下沉抑制作用,并有多余的一部分抬升用于触发强对流的产生。通过对 19 个副高型强对流样本的形势场分析发现,在上海附近,边界层(地面到 850 hPa)整层存在中尺度辐合线的有 15 个样本,占 78.9%。由于上海所处的特定的水陆交界地形,当低空存在辐合条件时,在太阳辐射作用下,午后到傍晚陆地的热力抬升加强了低空辐合抬升,是上海副高控制下产生强对流的重要原因之一。

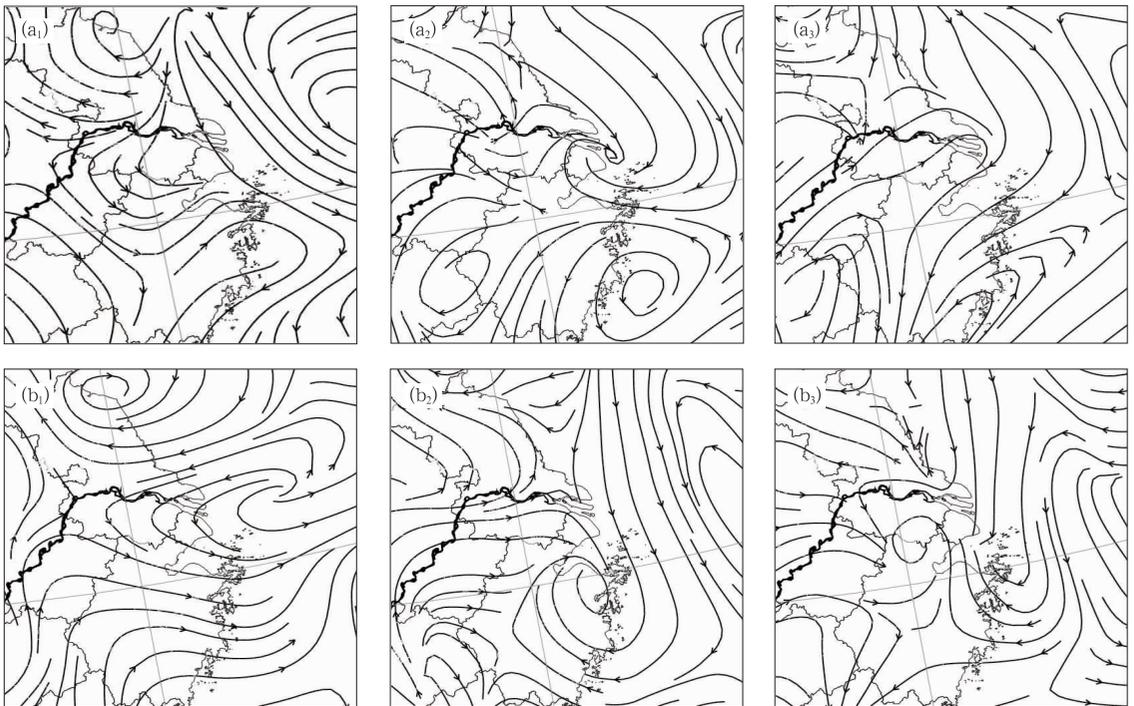


图 6 2003 年 7 月 25 日、26 日 20 时 200 hPa(左)、850 hPa(中)、925 hPa(右)中尺度流场
(a) 7 月 25 日 20 时, (b) 7 月 26 日 20 时

Fig. 6 Mesoscale flow fields of 200 hPa (left), 850 hPa (middle) and 925 hPa (right) at
(a) 20 BT, 25 July and (b) 20 BT, 26 July 2003

5 小 结

500 hPa 为副高控制时所形成的特有的大尺度

环流背景,对强对流的产生有抑制作用,但处于沿海的上海有时也会发生强对流天气。由于副高内部垂直速度的分布特点,副高型强对流较易发生在副高的北侧,特别是副高的西北侧,发生时间主要在中午

到傍晚,需要有较强的中低空不稳定层结和较强的抬升触发机制。因此,盛夏上海地区副高型强对流的预报着眼点主要有以下几点:

(1) 上海在副高中的相对位置。如果上海位于副高南侧,则发生强对流的概率较小。

(2) 本站的层结条件。一般情况下 $CAPE \geq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, $SI \leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$, K 指数 $\geq 37 \text{ }^\circ\text{C}$, $A \geq 10 \text{ }^\circ\text{C}$ 有利于副高型强对流的产生。

(3) 关注上海周边地区的稳定度情况,结合高空观测资料,判断本站是否有高能平流,对本站的层结有一个动态的了解。另外,为了判断日变化所带来的不稳定能量的变化,在上午预报午后的强对流时,可以先预测当天的最高温度和相应的露点温度,计算考虑日变化后的 $CAPE$ 修正值。即使 08 时的 $CAPE$ 值不大,但修正值有明显增大且超过 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,仍需考虑强对流的可能。

(4) 边界层内的中尺度辐合线。地面到 850 hPa 整层在上海附近存在中尺度辐合线是上海副高型强对流产生的重要原因之一,如果对流层高层同时存在辐散区,将更有利于强对流的发生。

参考文献

[1] 黄土松,余志豪.副热带高压结构及其同大气环流有关若干问

题的研究[J].气象学报,1962,31(4):339-359.

- [2] 吴国雄,丑纪范,刘屹岷,等.副热带高压研究进展及展望[J].大气科学,2003,27(4):503-517.
- [3] 刘屹岷,吴国雄.副热带高压研究回顾及对几个基本问题的再认识[J].气象学报,2000,58(4):500-511.
- [4] 何金海,周兵,温敏,等.关于西太平洋高压的垂直环流结构和年际变动特征及其机制研究[J].暴雨·灾害,2004,4(1):24-35.
- [5] 上海市气象局业务科科技处.气象服务手册[R].2005:16-18.
- [6] 丁青兰,王令,陈明轩,等.北京地区暖季对流天气的气候特征[J].气象,2007,33(10):37-44.
- [7] 李勇,孔期.2006年5-9月雷暴天气及各种物理量指数的统计分析[J].气象,2009,35(2):64-70.
- [8] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法[M].北京:气象出版社,2007:478,442.
- [9] 周后福,邱明燕,张爱民,等.基于稳定度和能量指标作强对流天气的短时预报指标分析[J].高原气象,2006,25(4):716-722.
- [10] 刘玉玲.对流参数在强对流天气潜势预测中的作用[J].气象科技,2003,31(3):147-151.
- [11] 姚祖庆,黄炎.上海地区强对流短时预报工作流程及其应用[J].气象,2000,26(9):15-18+23.
- [12] 国家气象中心.国家卫星气象中心.'98中国大洪水与天气预报[M].北京:气象出版社,1999,218-222.