

1958年8月4—12日西太平洋副热带高压 减退过程的研究*

袁恩国 譚同量 李云林**

(湖北省气象科学研究所)

提 要

本文对1958年8月4—12日中国大陆上西太平洋副热带高压减退过程作了分析。结果指出：它的减退是从200—400毫巴层次中开始，然后向上向下传递，最大变化发生在200毫巴层上，500毫巴以下高度场的变化是很小的，这是由于对流层顶附近的动力因子所决定的。文中还指出，大型环流发展所引起的经圈环流和东风急流显著的变动，是造成高压减退很主要的因素。本文还进一步分析了东风急流减退的物理机制和高压本身结构的演变特点，以及这种变化对高压减退所起的作用。

一、引 言

夏季副热带高压的活动对我国天气的影响，是我国天气工作者很关心的问题。它的西进并稳定，将会带来我国广大地区持续的晴热干旱天气；它的减退，常常造成天气的显著转折。因此，对副热带高压活动的研究具有很大的意义。过去的研究大多是从总结天气形势出发，得出一些有用的预报规则。其中主要是把西风带系统和热带系统同副热带高压联系起来^[1]，此外，也有从分析副热带高压的结构入手的^[2]，但对副热带高压活动的机制分析讨论得很少。我们认为对机制问题的研究，更有助于从本质上认识副热带高压（以下简称“副高”）演变的物理过程，并由此可得出一些预报副高的着眼点。

本文想通过对一次低纬度典型的经向流型^[3]期间，副高减退过程的个例分析，了解东风带和西风带如何影响它的崩溃，它的本身结构演变对减退过程又起了什么样的作用，并进而提出了预报的着眼点。

二、天气过程

1958年8月4日，日本、朝鲜上空出现副高中心，此后这个高压中心逐渐向西移进我国大陆，然后南移并且强度显著减弱。到10—12日高压中心自上层到下层先后消失，最后在长江以南形成东西向的高压脊。这时西风槽的活动对长江中下游的影响显著地加大。在上述这段时期内，这个副高单体的活动，基本上可以分为两个时期：（1）4—8日是高压单体缓慢西移、强度少变时期；（2）9—12日是高压单体南移并崩溃时期。现将其一般天气过程叙述如下：

* 本文1962年11月2日收到，1964年1月收到修改稿。

** 王景亮、姜兆凤、寿致和等四位同志参加了本文部分工作。

8 月 4 日 200 毫巴和 500 毫巴上(图 1a—1b), 日本东侧的西风槽开始向南加深, 同时副高单体也开始向西移动。 西风带系统在苏联贝加尔湖西侧有一个长波槽, 贝加尔湖东侧有一个长波脊。 这两个长波系统都表现得非常深厚, 从 850—100 毫巴都很明显。 河套

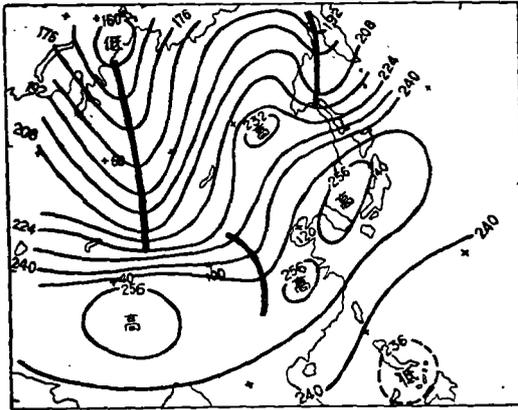


图 1a 1958 年 8 月 4 日 00z 200 毫巴等压面图

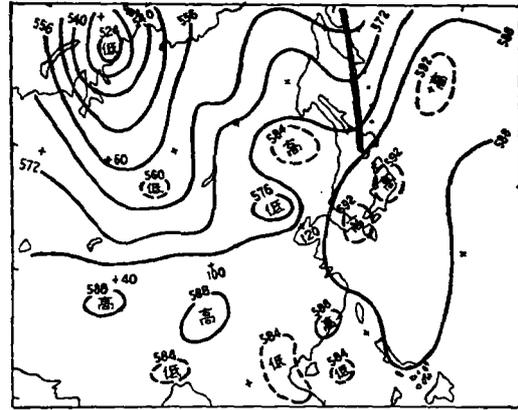


图 1b 1958 年 8 月 4 日 00z 500 毫巴等压面图

地区有一个低槽, 它在强大的长波脊后部, 向东北方向移动, 并迅速减弱消失。 在我国 30°N 以南地区处于副高南缘的东风控制下。 在菲律宾地区, 400 毫巴以上有一冷性低压, 500 毫巴以下则为冷性高压脊区。 我国西藏高原上, 则存在一个强大的暖高压。

8 月 6 日起, 副高单体逐渐向西移。 在 8 月 8 日副高单体中心在 200 毫巴上已移至淮河流域, 在 400 毫巴以下高压中心则位于黄海(图略)。 在副高西移的过程中, 在日本东部有一个高空槽强烈地加深。 在这个期间, 低纬度地区的系统无大变化。

9 日, 高压单体的中心强度开始减弱(图 2a—2b)。 日本东侧到我国台湾之间的洋面上, 几乎都在西风低槽的控制下, 槽内有独立的冷性低压生成, 西风带中的长波槽移过苏联贝加尔湖后便开始加深, 而其东部的长波脊在东移时开始减弱。

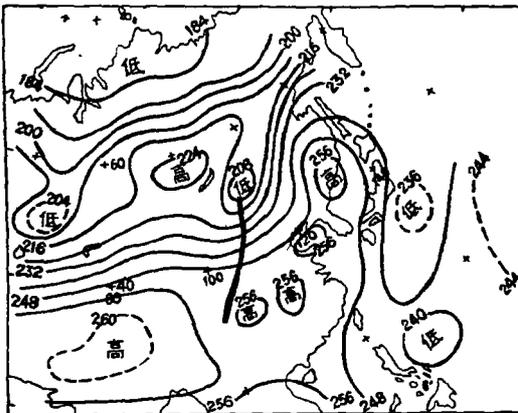


图 2a 1958 年 8 月 9 日 00z 200 毫巴等压面图

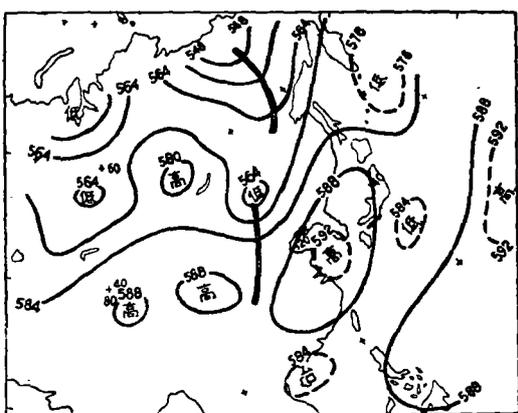


图 2b 1958 年 8 月 9 日 00z 500 毫巴等压面图

10 日(图 3a—3b), 原来西移的副高单体在 200 和 300 毫巴面上均已解体消失, 并和

我国西藏高原的暖高压结合成一高压脊停留在长江以南地区。400 毫巴以下各层的高压单体继续减弱南移,但闭合中心仍旧维持。日本以东的低槽显著东移并减弱,仅在日本南部

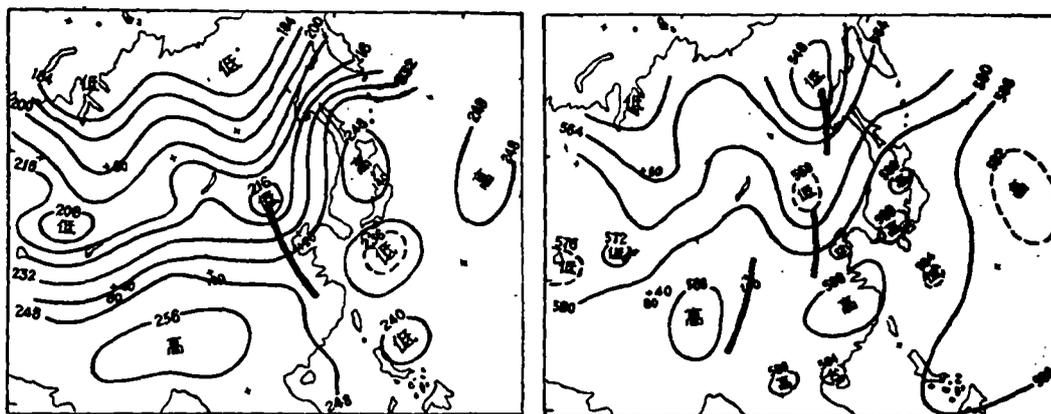


图 3a 1958 年 8 月 10 日 00z 200 毫巴等压面图

图 3b 1958 年 8 月 10 日 00z 500 毫巴等压面图

部的洋面上留有一冷性低压区。移过贝加尔湖的长波槽继续东移发展,过去是长波脊的位置现已完全为长波槽所代替了。

12 日(图略),副高单体在各层上都已完全崩溃,只在长江以南存在一个高压脊。

三、结构演变分析

1. 副高的温压场变化

在高压单体四周范围内,我们作了若干台站从 850—100 毫巴的 24 小时变高、变温时间曲线图。现用南京各标准层上 8 月 5—12 日的变高和变温曲线(图 4)作为例子,来说明高压的温度、高度变化特征。从图 4 上看出:

1. 8—9 日间,200—400 毫巴的等压面高度开始稳定下降。但在 100 毫巴和 400 毫巴以下,却在 9—10 日间才开始下降。因而可以认为:这个副高的减弱是先从 200—400 毫巴上开始的,然后向上向下传递。但有人曾经分析过副高东退减弱是从低层开始的例子。除了这两种减退方式外是否还有其它方式,需要进一步分析研究。

2. 高度的下降在 500 毫巴以上才有明显的反映,尤以 100—200 毫巴变化最大,500 毫巴以下各层高度的变化很微弱。

3. 7—8 日间 200—400 毫巴层中开始有负变温出现,有趣的是这一降温现象出现后 24 小时,高度场才开始下降。从这一现象可以认为,高压的减弱首先反映在温度场上,然后在高度场上也跟着表现出来。

4. 当负变高急剧发展时,200—400 毫巴层中的负变温却维持着原来的强度,因而可以想象这时必定有动力因子在对负变高的发展起着作用。这一点将在后面加以讨论。

5. 8—11 日 100 毫巴(平流层底部)始终是在增温,四天内共增温 12°C,而在相同时间内 200 毫巴及其以下的整个对流层,却在连续地降温。这种对流层顶附近温度变化的

不連續現象,后面将进一步研究.

2. 副高单体的相对涡度場变化

为了了解副高单体中涡度場在減退时期前后的变化,我們制作了通过 500 毫巴高压中心东西向长軸的垂直剖面图. 由于高压中心和长軸位置每天都有变动,因此剖面的地理位置也随時間而变化,但是对高压中心和长軸来說是固定的.

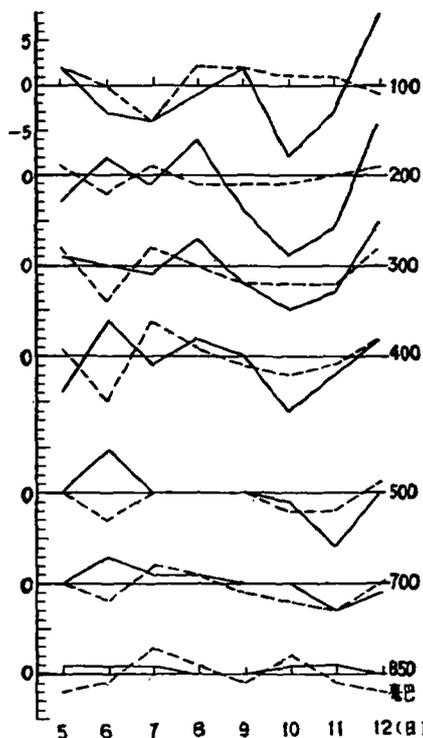


图 4 1958 年 8 月 5—12 日南京 24 小时
变温
变高
時間曲綫图
(——为 24 小时变温綫,单位为 $^{\circ}\text{C}$; - - - 为
24 小时变高綫,单位为位势什米)

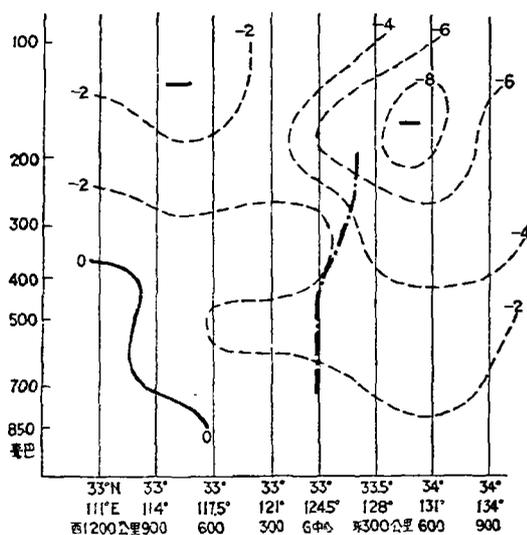


图 5 1958 年 8 月 6 日 00z 沿 500 毫巴高
压东西向长軸涡度垂直剖面图
(实綫为正涡度等值綫,虚綫为負涡度等值
綫,每隔 $2 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 一条;粗点划綫为高
压中心垂直軸)

涡度的計算方法是采用实测风分量法. 計算公式为: $\mathbf{K} \cdot \nabla \wedge \mathbf{v}_h = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, 其中 x, y 是沿緯綫和子午綫的距离, 网格間距取 2 个經距和緯距; u, v 分别代表 x, y 向的风分量.

8 月 6, 8—10 日的涡度分布, 见图 5—8. 从这几幅图, 发现如下几点事实:

1. 高压单体东西两侧各 900 公里內, 上下各层都和負涡度区相結合, 最大負涡度中心位于高压中心东侧的对流层上半部, 这时高压单体表现稳定.

2. 最大負涡度中心移至 500 毫巴高压中心以西强度减弱时, 在 500 毫巴高压中心上空 100 和 200 毫巴处有正涡度出现, 随后此正涡度往下轉移, 这时高压中心开始解体消失.

为了进一步了解高压单体内涡度变化在各层上的情况，我们分析了 500 毫巴高压长轴上离高压中心东西两侧各 300 公里处的各层涡度时间变化曲线图(图略)。结果指出：

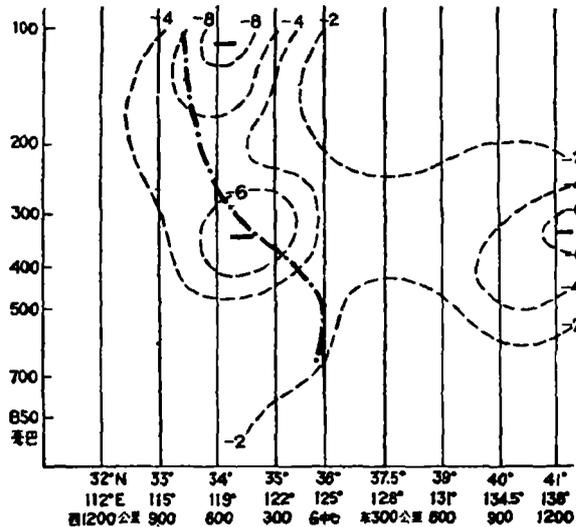


图 6 1958 年 8 月 8 日 00z 沿 500 毫巴高压东西向长轴涡度垂直剖面图(说明同图 5)

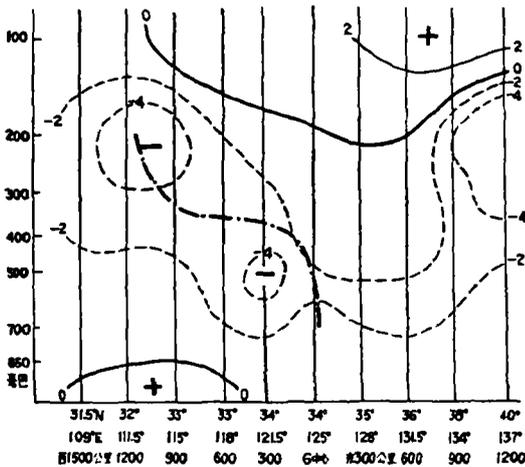


图 7 1958 年 8 月 9 日 00z 沿 500 毫巴高压东西向长轴涡度垂直剖面图(说明同图 5)

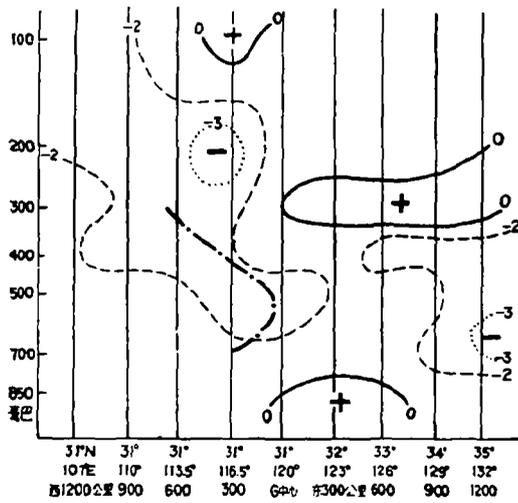


图 8 1958 年 8 月 10 日 00z 沿 500 毫巴高压东西向长轴涡度垂直剖面图(说明同图 5)

负涡度的减弱首先发生在 200 毫巴上,然后向上、下转移。涡度变化最大处也位于 200 毫巴上。

3. 副高单体的垂直速度场*

垂直速度计算公式采用

* 对垂直速度的计算,我们着重在符号的准确性,并加以讨论。

$$W = - \frac{\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T}{\Gamma - \gamma}$$

式中符号和一般所用的相同, $\frac{\partial T}{\partial t}$ 用 24 小时间隔的向前差分代替, $\mathbf{v} \cdot \nabla T$ 的计算所用的网格距离取 5 个经纬距。剖面的选取同上节。

从 6 日的剖面图(图 9)可见, 在高压中心东西两侧的 300—900 公里间的下方为小片上升气流外, 其它地区都是下沉气流占优势。7—8 日, 高压中心东侧(在 200—400 毫巴)和中心附近(在 200—850 毫巴)先后开始出现上升气流。

10 日(图 10)情况又有急剧改变, 高压中心附近(指长江北岸)的上升气流向东西两侧扩展, 而原来的下沉气流却大为削弱, 至此高压区几乎全在上升气流控制下。值得注意的是, 高压中心地区由下沉气流转为上升气流后, 接着发生高压崩溃解体现象, 这和黄土松等^[2]的结论——高压中心区或高压脊区均存在上升气流是一致的。但我们认为这种结构可能是副热带高压减退前夕所特有的, 至于这类高压在它稳定或加强期间是否具有这种结构特征, 那是需要进一步研究的。

4. 东风急流和西风急流的演变

通过对 8 月 6—12 日沿 113°E 东西向实测风的垂直剖面分析, 发现在 8 日以前等风速线的分布都是非常相似的。8 日(图 11), 在 45°—50°N 间存在着一支西风急流, 而在 28°N 附近有一支东风急流, 由于缺乏 100 毫巴以上高空风资料, 故对这支东风急流的高度就难以精确确定。这张剖面图也代表了 8 日以前的情况。

但到 9 日(图 12), 情况就发生了很大的变化: 西风急流突然由 48°N 南移到 40°N, 而东风急流(100 毫巴附近)也同样地从 28°N 南移到 22°N, 并显著减弱。

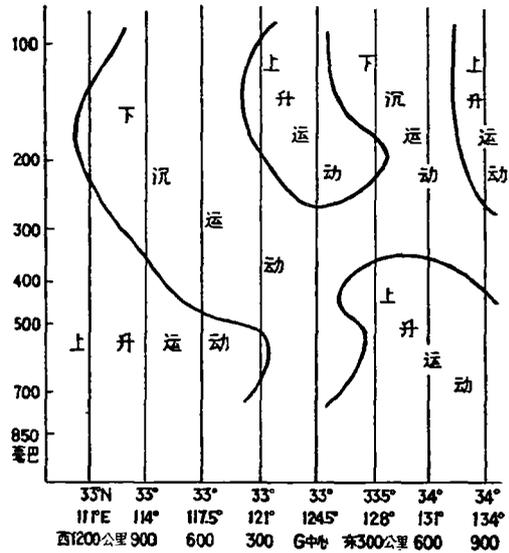


图 9 1958 年 8 月 6 日 00z 沿 500 毫巴高压东西向长轴垂直速度剖面图

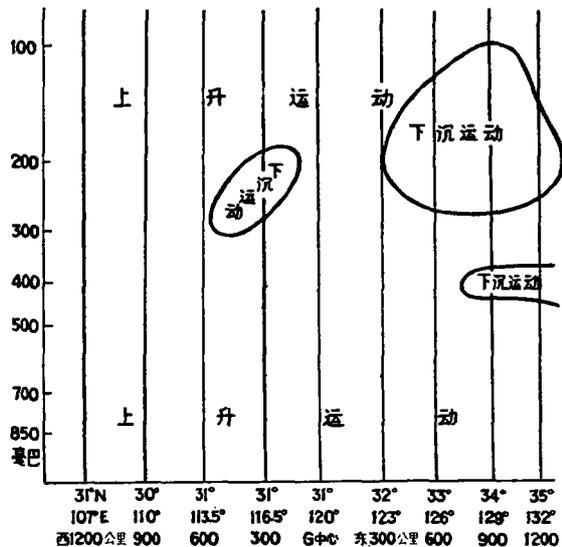


图 10 1958 年 8 月 10 日 00z 沿 500 毫巴高压东西向长轴垂直速度剖面图

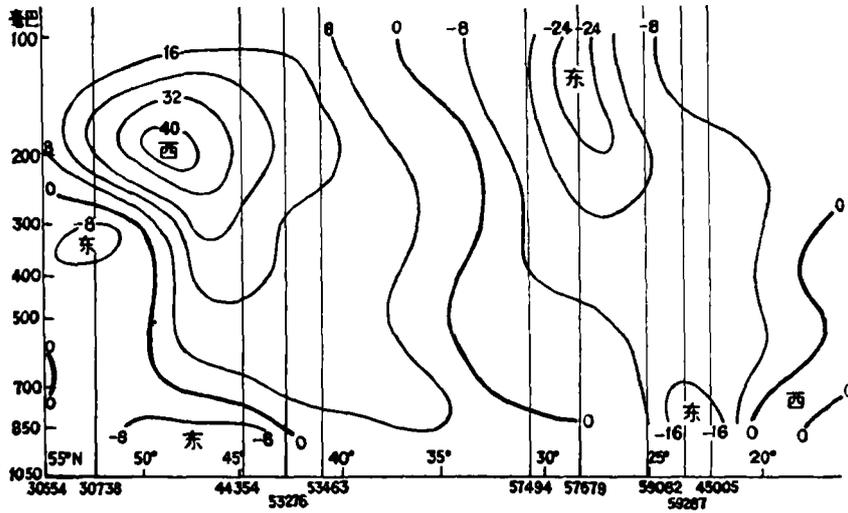


图 11 1958 年 8 月 8 日 00z 沿 113°E 东西向实测风剖面图
(单位为米/秒)

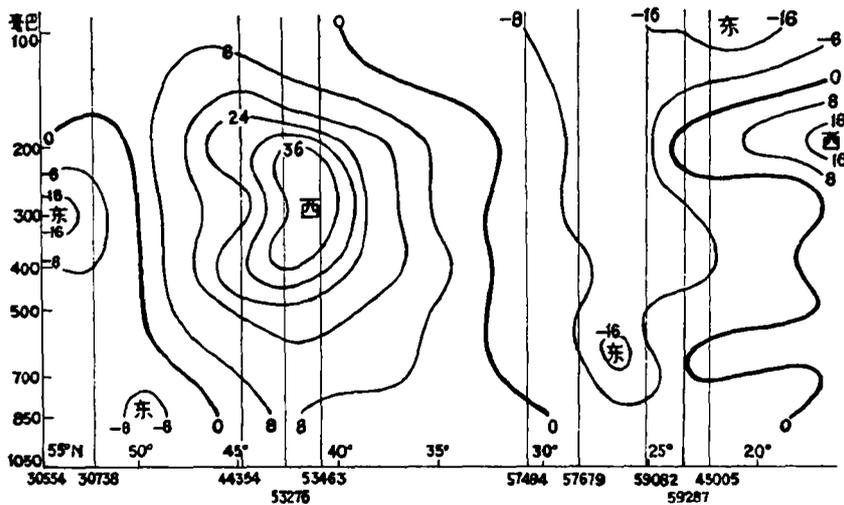


图 12 1958 年 8 月 9 日 00z 沿 113°E 东西向实测风剖面图
(单位为米/秒)

10 日和 11 日以后的情况是：西风急流仍继续南移到 37°N，东风急流的位置经过 8—9 日的突变后，在新的位置上开始稳定下来，但强度继续减弱。

东风急流地区的涡度场结构也有明显的改变¹⁾。9 日前，我国华南地区上空 100—300 毫巴都是正涡度，300 毫巴以下却是负涡度。但 9 日以后，情况就急剧改变了，100—300 毫巴明显地转为负涡度，以后该地区上下各高度上几乎都为负涡度。可见在 9—10 日间，东风急流附近的涡度场性质有显著转变，这种转变与东风急流位置明显的南移是一致的。

1) 我们制作了 8 月 5—12 日沿苏联阿揭—日本鸟岛—19°N, 135°E—我国湖南郴县等站 200 毫巴涡度时间剖面图(图略)。从图上清楚地看到这种转变。

5. 經圈环流的演变

我們制作了8月6—11日沿 115°E (接近高压单体中心)的垂直剖面,以了解副高减退时期經圈环流的演变。在7日(图13a)和7日以前, 45°N 附近有一个反环流, 25°N 附近有一明显的正环流, 35°N 低层有一很弱的正环流,这些主要正反环流分别位于高压垂直軸南北两侧,因而下沉气流和高压垂直軸相結合。

但从8日起(图13b),情况就有了很大的变化,反环流突然南移到 35°N 附近(比7日約南移了10个緯度),而原来在 25°N 处的正环流移至 20°N 附近,并显著減弱, 50°N 附近新发展出一个正环流。由于反环流的迅速南移,使得該反环流和高压垂直軸結合起来。

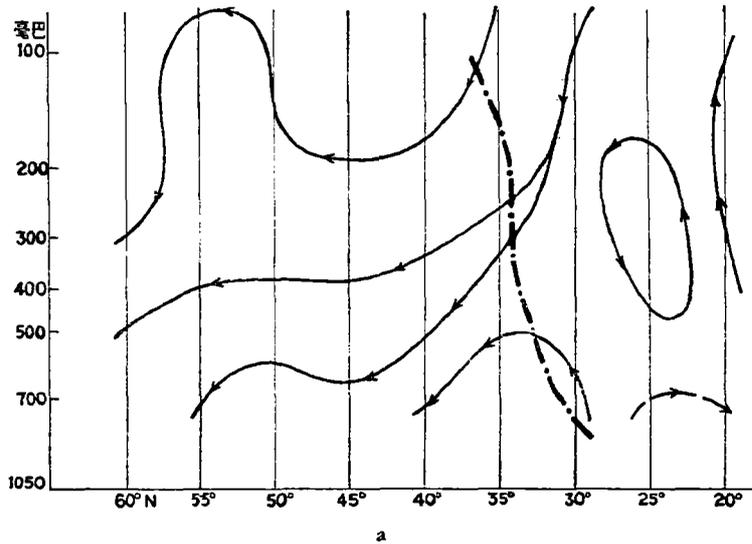


图13a 1958年8月7日00z沿 115°E 經圈环流剖面图
(---为高压脊軸綫)

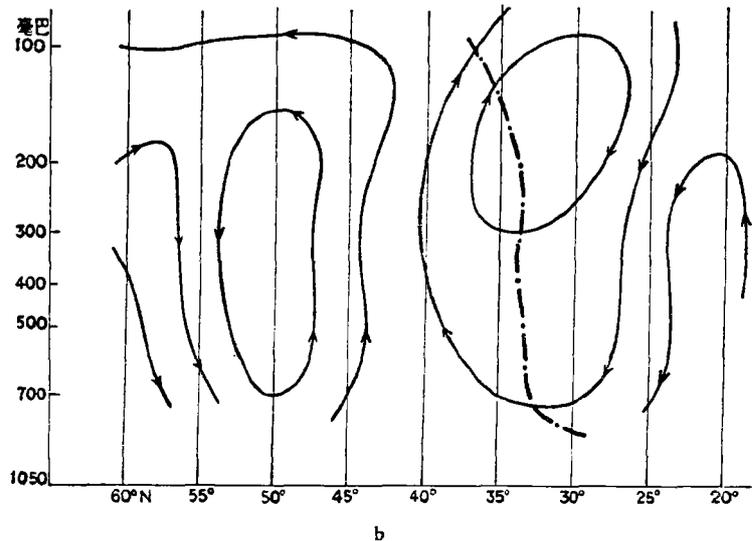


图13b 1958年8月8日00z沿 115°E 經圈环流剖面图

9日(图略),低纬度正环流已消失,其它两个环流圈则继续南移,这时反环流已移过高压垂直轴,因而上升气流区就和该轴相结合。

10日起,这些环流圈的急剧变化就停止了,在9日的位置上稳定下来。当7—8日经圈环流突然南移后,接着(自9日起)副高单体就逐渐崩溃,我们认为这是一个值得注意的重要现象。反环流和副高中心区相结合的现象^[2],仅仅是反环流由高压垂直轴的北侧移到南侧过程中的一种过渡现象。我们认为这些现象对副高的减退是有一定的指示意义的。

四、副高减退的机制分析

以上两节,我们仅仅是从一般的天气过程和副高单体三维结构的演变以及与高压减退有关的系统进行了分析。通过这些分析把副高减退时期的一些主要现象揭露出来,而从这些现象中可以提出许多有意义的问题。例如:为什么副高减退现象首先在对流层上半部发生,而且变化最大的地方也就在这些层次上;副高单体结构的变化是和什么因子有关;西风急流的突然南退和东风急流骤减和南移,是什么原因;西风带系统的活动和东风带的变化,它们对副高的减退起了怎么样的作用。作为对这些问题探讨的尝试,我们作了如下的初步分析。

1. 日本东部低槽的强烈发展和东风急流急剧变化的关系

日本东部低槽的强烈发展是在4日(图1)开始的。从各层等压面上24小时变温分析和温度平流分析(图略),发现在槽后有一股冷空气,在200—400毫巴间沿着140°E南下到日本鸟岛后,再沿着副高南缘的偏东气流折向西而注入东风急流中,在100毫巴上(平流层底部)则伴有明显的暖空气一同进入我国华南上空¹⁾。在8日,当冷空气进入东南沿海空空的东风气流中,9日以后那里原来一直稳定的正涡度开始明显减弱,并转变为负涡度。比较图11、12可知:东风急流的骤然减弱,与日本东侧大槽槽后冷空气注入东风急流后所引起的变化有密切关系。那么,这又是什么原因呢?从这股冷空气所携带的涡度性质来看(图略),在它移到日本南部的洋面时带有明显的正涡度,但这些正涡度属性没有象冷空气属性那样沿着东风一直注入到东风急流中去,而是停滞在洋面上(反映在等压面上为稳定冷性低压)。这种现象表明,在我国台湾以东的洋面上(东风急流地带中)似乎有一种“过滤装置”在起作用。这种“装置”,它对冷属性是开放的,而对正涡度却是关闭的。这又是什么样的“装置”呢?经过分析指出:在我国台湾以东地区200—400毫巴间存在着一个稳定的辐散区。现在,我们用我国台湾桃园和日本冲绳两站各层的散度时间剖面图(图14a—14b)来说明这个问题。从图中可见:在8—11日期间,代表这个地区的两个测站上空在200—400毫巴间稳定地维持着辐散,因此这个稳定辐散区起到了涡汇的作用,它使得上游来的正涡度受到减弱,并且制造负涡度。由于它的下游处于东风急流的南侧,因而使得该地区上的正涡度开始减弱,负涡度也就增大。东风急流南侧地区,涡度场性质作这样的改变,必定要有东风急流位置变动来和新的涡度场相适应。这种变动只能使急流轴向南作位移,与此同时,该地区的风场也就会有较大的改变。

1) 我们曾作了8月5—12日沿苏联阿穆尔—日本鸟岛—19°N, 135°E—我国湖南郴县站的200毫巴温度平流时间剖面图(图略)。从图上,可以清楚地看到这种现象。

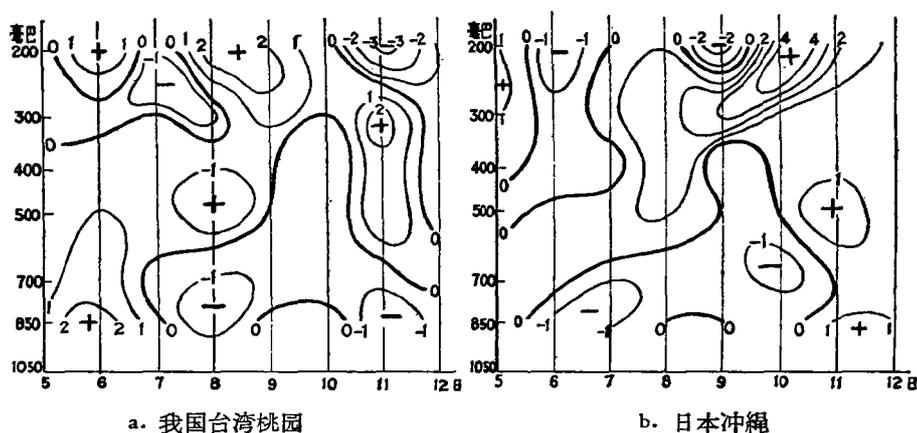


图 14 1958 年 8 月 5—12 日 00z 我国台湾桃园和日本冲绳散度时间剖面图
(单位为 10^{-5} 秒 $^{-1}$)

在一般情况下,散度场是不很稳定的,而现在辐散之所以这样稳定,一定会有某种机构来维持它。现在就来探讨一下这个问题。

$$\text{因为 } \operatorname{div} \mathbf{v} = -\frac{\partial w}{\partial z}, \text{ 而 } w = -\frac{\partial T / \partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla T}{\Gamma - \gamma},$$

$$\text{所以 } \operatorname{div} \mathbf{v} = \frac{(\Gamma - \gamma) \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (\mathbf{v} \cdot \nabla T) \right] + \frac{\partial \gamma}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T \right)}{(\Gamma - \gamma)^2}.$$

从上式可见: $\operatorname{div} \mathbf{v}$ 和温度局地变化随高度的改变以及温度平流随高度的改变等因子有关。利用该式来对辐散稳定存在地区进行估计,结果指出:该地区 $\frac{\partial \gamma}{\partial z}$ 项很小,所以它对 $\operatorname{div} \mathbf{v}$ 的贡献可予忽略,分子前二项,尤以 $\frac{\partial}{\partial z} (\mathbf{v} \cdot \nabla T)$ 占主要。在辐散稳定层 200—400 毫巴间,计算得到 $\frac{\partial}{\partial z} (\mathbf{v} \cdot \nabla T) > 0$, 即在这些层次中,冷平流随高度增强,而这股冷平流就是从日本东侧强烈发展的低槽后部带来的。由于这个低槽的强大和稳定,所以在这层中,温度平流在垂直方向上的分布特点,能较长久的保持,从而使该地区 200—400 毫巴层中维持着稳定的辐散。由此可以认为:辐散区稳定的机构是由所在地区温压场结构的上下分布的特定型式所决定的,而这种特定型式是靠日本东侧低槽的强大和稳定来维持。还要指出,在日本低槽发展前后,菲律宾东部洋面上始终稳定地停留一个高空冷性低压。没有迹象表明,此低压的冷空气有向东风急流输入现象。另外,在日本低槽猛烈发展到 25°N 时,该低压仍维持原状,没有同日本低槽合并,因此难以看出它们之间究竟有什么联系。通过以上的分析,给我们提供了关于西风带系统影响东风带的一个例子。陶诗言^[3] 和 Gressman^[4] 等也曾经提出过这样类似的观点。

关于日本东侧低槽是怎样发展起来的,我们可从大型环流的转变上找到线索。根据 7 月 30 日到 8 月 5 日, $75^{\circ}-180^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\text{N}-70^{\circ}\text{N}$ 范围内的 300 毫巴高度纬向廓线(图略)中发现,该槽的发展征兆可追溯到 8 月 2 日,在 90°E 处西风带环流开始发生一次显著调整。这说明了日本东侧低槽的发展不是局部现象,而是同大型环流的调整密切相关的。

以上把日本低槽强烈向南发展同东风急流骤减和南退联系起来。而东风急流的稳定性是和副高的稳定密切相連的,因此,东风急流的稳定性一經遭到破坏后,副高的稳定性随之开始破坏并向南減退。

2. 經圈环流的变化对副高減退的影响

上面曾經指出: 115°E 子午面上的經圈环流在 7—8 日发生了显著的改变,副高北部的反环流突然南移,而南部的正环流也南移并显著減弱。由于副高东西长軸是处于这两个环流圈中間的下沉气流地区,因而随着这两个环流圈的南移,副高的长軸也将向南轉移,并再度同反环流南部的下沉气流区相結合。环流圈的变化在 9 日以后开始稳定下来,10 日以后,副高长軸也相应从 30°N 以北移到 30°N 以南的下沉气流区。

至于 9 日以后东移到东亚沿海(125°E)发展的长波槽,其后部冷空气的南下和正涡度向南輸送对副高的減退作用,是值得研究的。在夏季日常天气预报中有这样的經驗:西风大槽在貝加尔湖东侧的发展,其冷空气将南侵而促使副高減退。为了檢驗这个經驗在这个个例中是否正确,我們制作了沿海岸大槽发展时期沿 110°E 的温度平流和涡度平流的垂直剖面图(图略)。发现在 8 月 10 日 300 毫巴以下才开始有冷空气南侵到 35°N 附近地区。正涡度向南輸送到 35°N 。但从 9 日起副高已經开始显著減退。因此,这次副高減退并非是受到該槽后部冷空气和正涡度的入侵而激发造成的。正因为如此,所以我們认为这个西风槽带来的冷空气和正涡度并不是副高減退的主导因子,但并不否認这个西风槽发展对副高減退的作用。因为这时强烈发展的西风槽可以通过其它的方式(例如,通过經圈环流的变动)来影响副高的演变。

3. 副高单体中冷暖平流的活动对高压本身結構演变的影响

在高压減退前夕,高压中心附近的对流层上半部和平流层底部有显著的冷暖空气活动的迹象。例如在 7 日(图略),在高压中心东侧 600—900 公里处,300 毫巴附近有明显的冷空气活动,而就在它上方 100 毫巴附近,出現很强的暖平流。这种温度平流上下分布的显著差异,使該地区 100—200 毫巴层附近产生強大的水平辐合,并使得原来停留在該地区的最大負涡度中心迅速減弱,并向西移过高压中心。8 日(图略),这种温度平流上下配置形式仍然保持,并向高压中心方向移动,因此使得高压中心上空的水平辐合发展起来。从 7 日起,由于在高压中心东侧上空 300 毫巴以上有这种动力因子的发展,使得該地区高压中心西移的速度远远超过 400 毫巴以下的移速,因而出現高压中心垂直軸显著的西傾。由于冷空气侵入高压中心上空,以及对流层上部动力因子的发展,就使高压单体的結構首先在 300 毫巴以上开始发生剧烈的变化,从而促使高压单体的衰退。这就不难理解高压的減退为什么首先在对流层上半部发生,而且最大变化又正好在这些层次上。

五、主要結論

根据以上的分析和討論,可以得出下列几点結論:

- (1) 副高单体減退,最先反映在对流层上半部,那里也是变化最大的层次。

(2) 东风急流的驟減和南移, 是和副高減退相联系的。东风急流的这种剧变是由上游(我国台湾以东的洋面)的稳定輻散机构所决定, 而这种机构是靠日本东部低槽的强大和稳定所带来的特殊温压場结构来維持。至于日本东部低槽的发展, 可以从西风带大型环流的显著調整中找到綫索。

(3) 西风带大型环流进行再一次显著調整后, 出現了經圈环流的显著南移。由于副高是和反环流南部的下沉气流区相結合, 故当反环流南移后, 副高也就接着南移, 并再度与反环流南部的下沉气流区相結合。

(4) 在高压单体中, 对流层上部冷暖平流逐漸自东向西活动, 这是促使高压結構发生急剧改变的一个很重要的因素。

(5) 在本个例中, 副高北部西风带低槽的強烈向南发展所带来的冷空气, 并非是副高減退的主导因子。由此可以认为, 把冷空气作为西风带低槽直接影响副高的唯一紐带, 这是不十分妥当的, 很可能还有其它的方式。比如, 它可以通过經圈环流的变动来影响副高。

本文只通过一个例子的分析, 其結論的代表性, 必須有其它例子来进一步驗証, 故本文的結論只是初步的。

参 考 文 献

- [1] 潘菊芳, 气象学报, **25** (1954), 101—122.
- [2] 黄土松、余志豪等, 气象学报, **31** (1962), 339—359.
- [3] 陶詩言、徐淑英、郭其蘊, 气象学报, **32** (1962), 91—102.
- [4] Gressman, G. P., Relation between high—and Low—Latitude circulation, *Misc. Rept.*, No. 24, Part II (1948), Univ of Chicago.

A STUDY ON THE PROCESSES OF THE WEST PACIFIC SUBTROPICAL HIGH DURING AUG. 4—12, 1958

YUAN EN-KUO, TAN TUNG-LIANG, LEE YÜ-LING

(Institute of Meteorology of Province Hubei)

ABSTRACT

The processes of the retreat of the West Pacific subtropical high from the mainland of China during Aug. 4—12, 1958 have been analysed. It is shown that the retreat first occurs in the layer of 200—400 mb and then propogates upwards and downwards, whereas, maximum changes occur at the 200 mb level. However, the contour fields below 500 mb suffer small change. This situation is related to the dynamical factors near the tropopause. It is also pointed out that the retreat of the subtropical high may be largely caused by the marked changes of the meridional circulation and the easterly jet-stream which are produced by the development of the large circulation pattern. Further analysis is made on the physical mechanism of the retreat of the easterly jet-stream, the characteristic of the evolution in the structure of the high and the effect of the evolution on the retreat of the high.