

“81.7”四川暴雨期西南涡生成和发展的涡源诊断

程麟生 郭英华
(兰州大学) (NCAR*)

提 要

分析表明, 1981年7月11—15日发生在四川的特大暴雨与在该区持续强烈发展的中尺度涡旋(西南涡)直接相关^[1]。

涡度分析指出, 该西南涡初生于700hpa青藏高原的东南角, 高低空气旋性涡度中心在四川盆地附近上空的迭加和耦合是西南涡在成熟阶段强烈发展的一种主要物理机制。

总涡源的诊断表明, 该涡源的供给和发展及其垂直结构是与西南涡的结构及其演变相一致的。事实证明, 该西南涡的生成和发展是直接受控于该总涡源的。

总涡源的区分结果指出, 平均涡源和地形强迫对西南涡的初生和维持是很重要的; 相互作用涡源对西南涡的持续发展起着决定作用; 而纯扰动涡源在西南涡强烈发展的后期有其重要贡献。

一、引 言

1981年7月11至15日的四川特大暴雨在长江上游地区造成了严重的洪水灾害和人民生命财产的损失^[1,2]。因此, 成都中心台对该暴雨过程进行了最初的成因分析^[2], 而进一步的中尺度分析是由Kuo、Cheng和Anthes^[3]完成的, 分析指出, 该暴雨过程与一个在四川盆地上空持续强烈发展的中尺度涡旋(西南涡)密切相关, 与此同时, Cheng和Kuo^[4]还对该西南涡的持续发展进行了能源机制的诊断。

对该暴雨过程的数值模拟最初是由Anthes和Haagenson^[5]、Hovermale^[6]以及Zhou和Hu^[7]完成的。其后, Chen和Dell'Osso^[7]以及Kuo和Cheng^[8,9]对该例进行了进一步的数值预报和模拟。尽管如此, 仍有以下一些问题需要我们回答: 为什么该过程的西南涡能造成这样大的暴雨? 为什么该西南涡能持续而准稳定地发展? 该低涡发生和发展的涡源机制是什么? 这些正是本文要进行诊断分析的。

在对该西南涡的生成和发展进行涡度分析及涡源诊断之前, 说明计算资料的获得和处理是必要的。文中所用10层等压面(1000到100hpa)格点(46×61)资料以类同文献

1986年10月4日收到, 1987年3月1日收到再改稿

* National Center for Atmospheric Research, U. S. A.

[3, 4]的分析处理方法得到,中心位在 30°N 和 100°E 交点的水平计算域共有正方形网格点 46×61 个,其格距为 80 公里。计算暴雨期所用平均资料是由该过程 8 个时次(7 月 10 日 12GMT 到 14 日 00GMT)的格点资料作时间平均而得。为了节省篇幅,在全计算域内特别选取了一个能足以描述该西南涡生成和发展过程的内域,该内域即以后诸图的图幅。

二、西南涡生成和发展的涡度分析

对西南涡来说,用涡度诊断其生成、发展和垂直结构是适当的。

在全域计算涡度 ζ 的定义式如下:

$$\zeta = m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{v}{m} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u}{m} \right) \right] \quad (2.1)$$

其中, m 是地图因子,而 ζ 值是按跳点格式计算的。

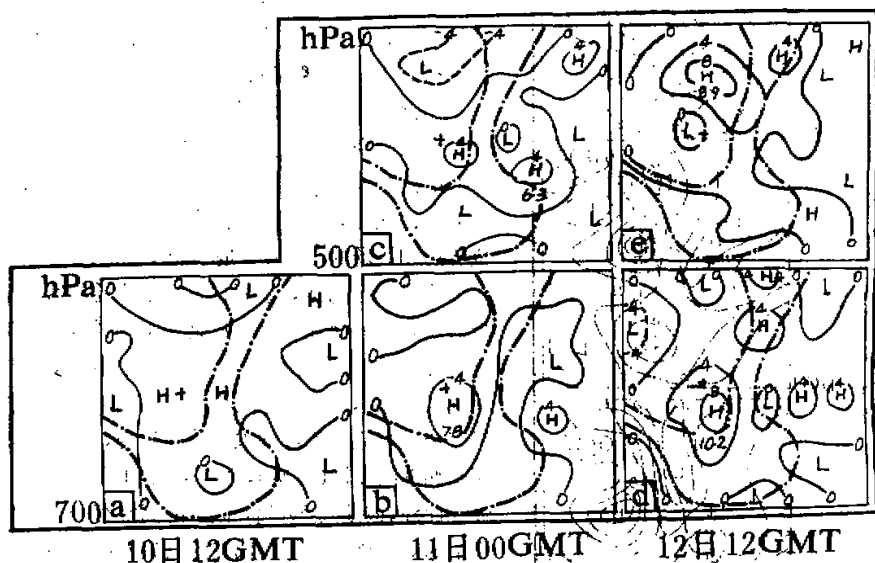


图1 西南涡生成和初始发展期的中、低空涡度场

实(虚)线是正(负)涡度($\times 10^{-5}$ 秒 $^{-1}$)等值线, H(L) 是正(负)涡度中心, 点划线为地形等高(1500 和 3000 米)线, 标号“+”是 $(100^{\circ}\text{E}, 30^{\circ}\text{N})$ 交点。

由图 1 可见, 在 7 月 10 日 12GMT 的 700hpa 内域还无法分析出明显的闭合正涡度中心(图 1a), 但 12 小时后, 在 700hpa 内域青藏高原东南角及四川盆地南部, 开始各有一个强度分别为 7.8×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 及 4.1×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 的闭合正涡度中心出现(图 1b)。对位于 700hpa 内域的这两个正涡度中心到底哪一个生成西南涡的中心呢? 连续追踪分析表明, 强度为 7.8×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 的中心在 36 小时后已发展为 10.2×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 的强涡度中心(图

1d), 该涡度中心在位势场的分析中^[3]已表现为一个很强的西南涡, 但却很难从该场断定该涡生成于何时何地。此外, 值得注意的是, 在该区 500hPa 正涡度带中有一个 8.9×10^{-5} 秒⁻¹ 的涡度中心(图 1e) 正和 700hPa 的强涡度中心趋于迭加中。

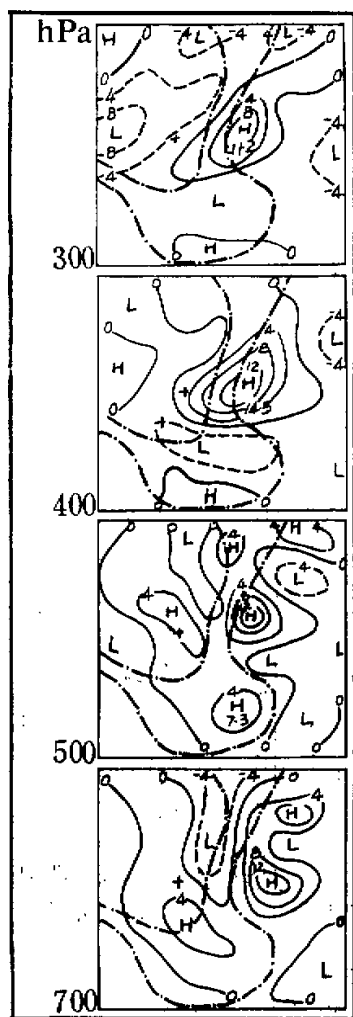


图2 西南涡持续发展期涡度场
垂直结构示例(13日12GMT)
说明同图1

中、低空的位置在一定程度上反映了青藏高原特殊地形对西南季风气流的强迫作用^[4]。

综上所述, 该西南涡初生于 700hPa 青藏高原东南角, 高、低空正涡度中心在四川盆地附近上空的迭加和耦合是该涡持续强烈发展的机制。

在进一步对该期间高空涡度场的结构和演变进行分析时, 发现了一种特别有趣的现象, 即当该西南涡开始在低空 700hPa 高原东南角生成时(图 1b), 在 500hPa 以上的高空已出现一个伴有正涡度中心的涡度带, 它位于该低涡邻近的上空(图略), 随后, 该高空正涡度带中的强涡度中心在发展过程中与低空发展着的西南涡涡度中心自 12 日 12GMT, 于高原东侧及盆地上空发生了一种高、低空涡度中心迭加和耦合的现象, 这种迭加和耦合过程持续至 13 日 00GMT 致使在盆地附近上空 250hPa 以下出现了一个准稳定的气旋性涡度柱, 其典型垂直结构如图 2 所示。这种结构一直维持到 14 日 00GMT。

由此可见, 初生于低层大气中的西南涡在十分有利的高空环流背景下, 它可因高、低空正涡度中心的迭加和耦合而自地面一直向上旋转发展至 250hPa。然而, 西南涡的这种涡度演变和结构在位势场和风场的分析中^[3]是不能发现的。

值得指出的是, 暴雨过程三维流场的客观分析表明, 西南涡在初生时只是西南季风气流受阻于青藏高原东南角山地而产生的一个中尺度气旋性扰动, 之后, 随着东移北槽后偏北气流和西南季风气流在高原东侧坡地被迫持续辐合, 从而使其西南涡继续发展(图略), 这与文献[10]的讨论一致。此外, 该期间 500hPa 以上的高空有一个近乎稳定的短波槽, 并与其低空的气旋性涡度中心相迭加, 这种迭加是高、低空正涡度中心产生耦合的一个重要原因。

时间平均涡度分析指出, 该涡度中心位在四川盆地上空, 且一直伸展到 250hPa, 在 300hPa 以下的中心强度约为 5.0×10^{-5} 秒⁻¹。该涡度中心在

三、西南涡生成和发展的大气总涡源诊断

如定义局地涡度的产生或变率为大气总涡源, 则用涡度方程来诊断西南涡的生成和发展是适当的. 涡度方程在 P 坐标中可写为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -m \left(u \frac{\partial \zeta_a}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta_a}{\partial y} \right) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \zeta_a D - m \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \quad (3.1)$$

其中

$$\left. \begin{aligned} \zeta &= m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{v}{m} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u}{m} \right) \right] && \text{相对涡度} \\ \zeta_a &= \zeta + f && \text{绝对涡度} \\ D &= m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) \right] && \text{散度} \\ \omega &= \frac{dp}{dt} && \text{垂直 } P\text{-速度} \end{aligned} \right\} \quad (3.2)$$

令

$$\left. \begin{aligned} -m \left(u \frac{\partial \zeta_a}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta_a}{\partial y} \right) &= A_h & -\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} &= A_v \\ -m \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) &= A_t & -\zeta_a D &= A_d \end{aligned} \right\} \quad (3.3)$$

$$A_h + A_v + A_d + A_t = A_s$$

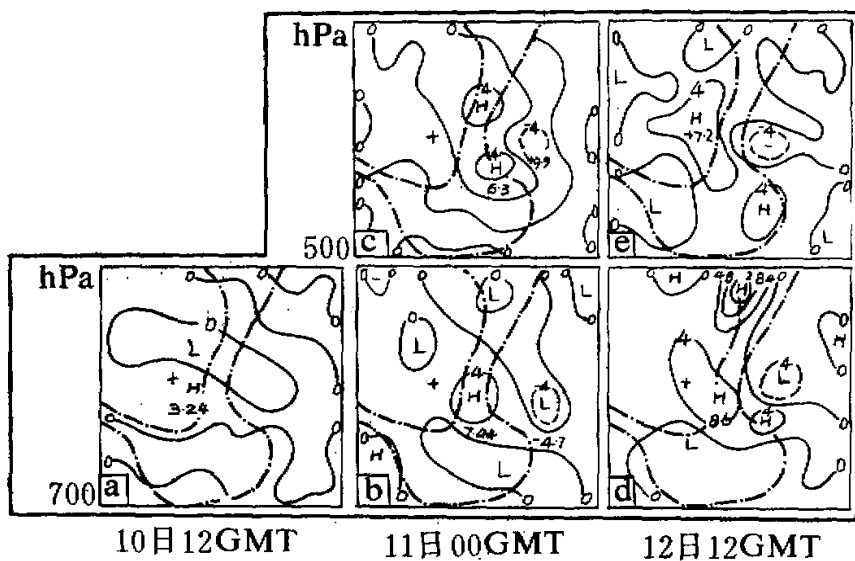


图3 西南涡生成和初始发展期的中、低空总涡源结构

实(虚)线是正(负)总涡源(单位: 10^{-3}秒^{-2})等值线, H(L) 是正(负)总涡源中心, 点划线同图1说明.

其中, A_h ——水平绝对涡度平流项, A_v ——垂直涡度平流项, A_d ——散度项, A_t ——扭转项, A_s ——大气总涡源。

于是, 涡度方程 (3.1) 可重新写作

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = A_h + A_v + A_d + A_t = A_s \quad (3.4)$$

方程 (3.4) 表明, 局地大气涡度的产生或变率决定于四个强迫因子, 亦即, 局地大气总涡源受控于四个强迫因子贡献的总和。这里未包括摩擦因子, 这是因为在我们的控制数值模拟试验中^[9]发现, 不同的摩擦作用对该暴雨过程中西南涡的形成和发展并不重要。这与 Newton^[11]在科罗拉多气旋形成过程中的分析讨论不相一致, 不过, 后者仍有待通过数值模拟进一步证实。

图 3 表明, 在低层大气中, 一个总涡源的闭合中心是在 11 日 00GMT 生成于 700hpa 高原东南角的四川盆地西侧(图 3b), 这与相应的强闭合正涡度中心的出现一致(图 1b)。对 500hpa 有类似对应结果(图 3c, 1c)。其后, 总涡源在不断发展和加强; 从 12 日 12GMT 开始, 大气总涡源在整层大气中出现了高、低空的迭加和耦合(图略), 图 4 是这种垂直结构的一个典型示例。这种结构一直维持到 14 日 00GMT。

图 4 和图 2 的比较表明, 大气总涡源的垂直结构与西南涡持续发展期的涡度结构是一致的。这意味着, 西南涡的生成和发展是受控于大气总涡源的。

四、大气平均涡源和扰动涡源对西南涡演变的贡献

为了区分大气总涡源的平均和扰动部份对西南涡生成和演变的影响, 我们可把大气运动分解为平均时间尺度约五天的天气尺度运动及扰动运

动, 或者说, 时间平均物理量可表示运动的定常部分, 而扰动物理量主要表示运动的瞬变部分。这样, 可把描述大气运动场的诸量分别表示如下:

$$\left. \begin{aligned} u &= \bar{u}(x, y, p) + u'(x, y, p, t) \\ v &= \bar{v}(x, y, p) + v'(x, y, p, t) \\ \omega &= \bar{\omega}(x, y, p) + \omega'(x, y, p, t) \end{aligned} \right\} \quad (4.1)$$

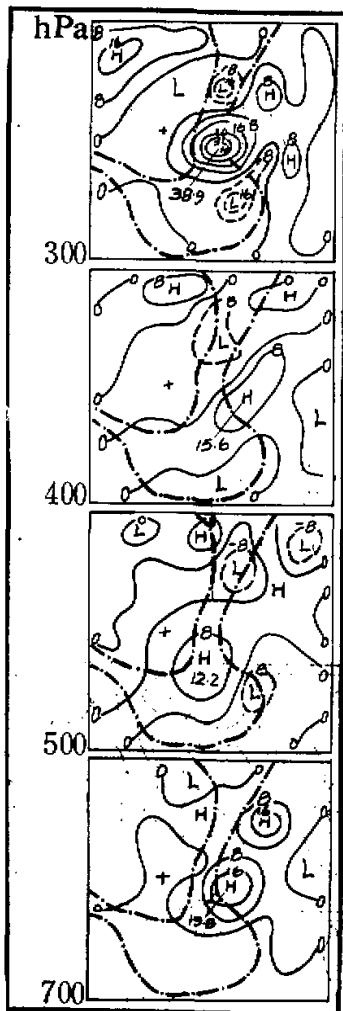


图 4 西南涡持续发展期总涡源垂直结构示例(13 日 12GMT)
说明同图 3。

将(4.1)式分别代入(3.2)式中的 ζ , ζ_a 和 D ,可得如下结果:

$$\begin{aligned}\zeta &= m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\bar{v}}{m} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\bar{u}}{m} \right) \right] + m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{v'}{m} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u'}{m} \right) \right] \\ &= \bar{\zeta}(x, y, p) + \zeta'(x, y, p, t)\end{aligned}\quad (4.2)$$

$$\zeta_a = \zeta + f = \bar{\zeta} + f + \zeta' = \bar{\zeta}_a(x, y, p) + \zeta'(x, y, p, t) \quad (4.3)$$

$$\begin{aligned}D &= m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\bar{u}}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\bar{v}}{m} \right) \right] + m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u'}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v'}{m} \right) \right] \\ &= \bar{D}(x, y, p) + D'(x, y, p, t)\end{aligned}\quad (4.4)$$

再把(4.1)至(4.4)式代入涡度方程(3.1),则得:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \frac{\partial \zeta'}{\partial t} &= (\bar{A}_h + \bar{A}_v + \bar{A}_d + \bar{A}_t) + (A'_h + A'_v + A'_d + A'_t) \\ &\quad + (\tilde{A}_h + \tilde{A}_v + \tilde{A}_d + \tilde{A}_t)\end{aligned}\quad (4.5)$$

其中

$$\left. \begin{aligned}\bar{A}_h + \bar{A}_v + \bar{A}_d + \bar{A}_t &= \bar{A}_s \\ A'_h + A'_v + A'_d + A'_t &= A'_s \\ \tilde{A}_h + \tilde{A}_v + \tilde{A}_d + \tilde{A}_t &= \tilde{A}_s\end{aligned} \right\} \quad (4.6)$$

在(4.6)式中, $\bar{A}_s$ 和 A'_s 诸强迫项类同 A_s 诸强迫项;而 $\tilde{A}_s$ 诸强迫项表示式如下:

$$\left. \begin{aligned}\tilde{A}_h &= -m \left(\bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x} + u' \frac{\partial \bar{\zeta}_a}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \zeta'}{\partial y} + v' \frac{\partial \bar{\zeta}_a}{\partial y} \right) \\ \tilde{A}_v &= - \left(\bar{\omega} \frac{\partial \zeta'}{\partial p} + \omega' \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial p} \right) \\ \tilde{A}_d &= -(\bar{\zeta}_a D' + \zeta' \bar{D}) \\ \tilde{A}_t &= -m \left[\left(\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial x} \frac{\partial v'}{\partial p} + \frac{\partial \omega'}{\partial x} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right) - \left(\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial y} \frac{\partial u'}{\partial p} + \frac{\partial \omega'}{\partial y} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right) \right]\end{aligned} \right\} \quad (4.7)$$

(4.6)式中的 $\bar{A}_s$ 、 A'_s 和 $\tilde{A}_s$ 分别是时间平均涡源、纯扰动涡源和时间平均气流与扰动气流之间的相互作用涡源。

将(4.6)代入(4.5)式,并注意到 $\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} = 0$,则有

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = \bar{A}_s + A'_s + \tilde{A}_s \quad (4.8)$$

或

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = \frac{\partial \bar{\zeta}_a}{\partial t} = A_s = \bar{A}_s + A'_s + \tilde{A}_s \quad (4.9)$$

由于 A_s 已求得,故在计算出 $\bar{A}_s$ (用10日12GMT至14日00GMT的8时次时间平均资料求得)和 $\tilde{A}_s$ 后,纯扰动涡源 A'_s 可由(4.9)式的涡源平衡式而求得,即

$$A'_s = A_s - (\bar{A}_s + \tilde{A}_s) \quad (4.10)$$

由(4.8)和(4.9)式可见,与大气总涡源 $\left(\frac{\partial \bar{\zeta}_a}{\partial t} = A_s \right)$ 相当的大气扰动涡源可以区分

为三部分: 其一为时间平均气流的平均涡源; 其二为纯扰动气流的扰动涡源; 第三是时间平均气流与扰动气流之间的相互作用涡源。以下分别讨论其对西南涡生成和发展的相对重要性。

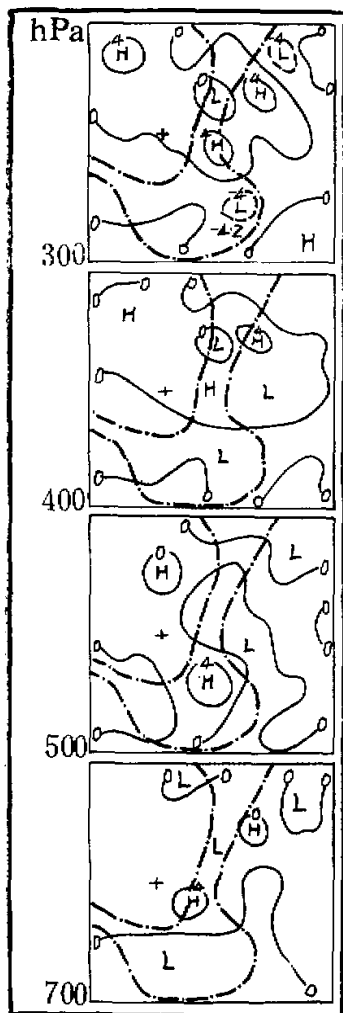


图 5 时间平均涡源的垂直结构
说明同图 3

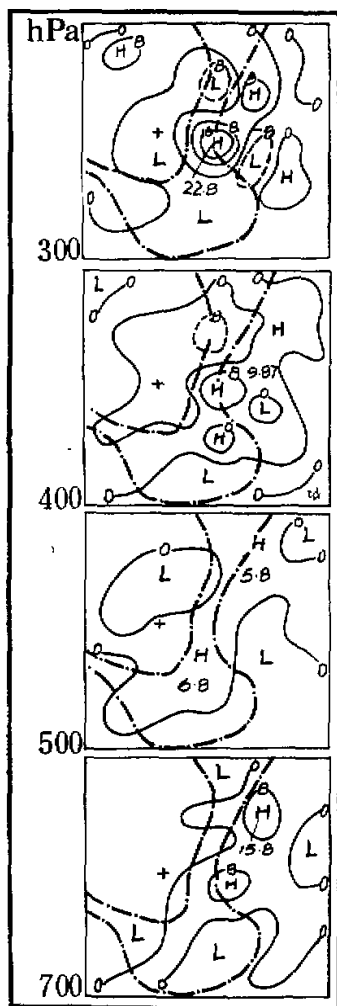


图 6 西南涡持续发展期相互作用涡源的
垂直结构示例 (13 日 12GMT)
说明同图 3

图 5 表明, 在中、低空平均涡源中心基本位在高原东南角, 而在高空主要位在盆地西侧坡地上空这与平均涡度的垂直结构一致。对贡献于该涡源诸强迫因子的比较分析表明, 散度项最重要, 水平涡度平流项次之, 而扭转项在高空与散度项近乎同样重要, 这可能

与暴雨期持续的对流运动及潜热释放所导致的垂直速度之水平梯度加大^[1]和水平风速的垂直切变相应加强^[4]有关。

比较图 5 和图 1、图 2 可见,该平均涡源对西南涡的生成及初始发展是重要的。

对相互作用涡源分析表明,该涡源对西南涡的生成并不重要,但对该涡的持续发展及加强却非常重要。图 6 是这一重要性的例证,该涡源在西南涡持续发展期(13 日 00GMT—14 日 00GMT)一直维持这种垂直结构。这表明,生成和发展起来的扰动,一旦与有利的大尺度气流相互作用而产生非线性相互作用涡源时,则该涡源能够对扰动的进一步发展和加强起决定作用。

纯扰动涡源分析指出,在低空,纯扰动涡源对西南涡的初生有着值得注意的贡献。在低涡初始发展时,该涡源的贡献很小。但当西南涡强烈发展时,该涡源则显得与相互作用涡源近乎同样重要(图略)——特别在 400hpa 以上的高空。这表明,当扰动气流发展到非常强时,则纯扰动气流产生的纯扰动涡源就会对扰动气流本身产生非常重要的反馈作用。

五、结 语

综上诊断分析和讨论,可得如下结论:

分析指出^[3],1981 年 7 月 11—15 日发生于四川的特大暴雨与在盆地附近上空持续强烈发展的西南涡密切相关。

涡度分析表明,涡度能较位势高度更好的判定西南涡的生成和发展,而该西南涡是初生于 700hpa 青藏高原的东南角;高、低空气旋性涡度中心在四川盆地附近上空的迭加和耦合是该西南涡在成熟阶段强烈发展的主要物理机制。

总涡源的诊断表明,大气总涡源的生成、发展和垂直结构与西南涡的演变和结构相一致。计算和分析证明,该西南涡的生成、发展及垂直结构是直接受控于该总涡源的。

大气总涡源的区分结果指出,平均涡源和地形强迫对西南涡的生成和维持是重要的;相互作用涡源对西南涡的持续发展起着决定作用;而纯扰动涡源对于西南涡的初生是重要的。特别在该涡强烈发展的后期有着与相互作用涡源近乎同样的重要作用。对贡献于平均总涡源诸强迫因子的比较表明,散度项最重要,水平涡度平流项次之,而扭转项在高空的贡献是重要的。

致谢:本文承蒙 Dr. Richard, A. Anthes 的热忱帮助和支持以及 Dr. R. Rotunno 提出宝贵意见,谨致以深切的感谢。

参 考 文 献

- [1] Zhou, X.-P., and X.-F. Hu, 1984, A brief analysis and numerical simulation of the Sichuan extraordinarily heavy rainfall event. *Proceedings, First Sino-American Workshop on Mountain Meteorology*. The Chinese Academy of Sciences and the National Academy of Sciences of U. S., 18—23 May 1982, Beijing, China. p. 555—564.
- [2] 成都中心气象台, 1982, 1981 年 7 月四川特大暴雨的研究, 1981 年 7 月四川盆地暴雨研究文集, 四川省气象局印刷, p. 12—37.
- [3] Kuo, Y.-H., L. Cheng and R. A. Anthes, 1986, Mesoscale analyses of the Sichuan flood catastrophe, 11—15

- July 1981. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 114, p. 1984—2003.
- [4] Cheng, L., and Y.-H. Kuo, 1985, On the perturbation energy sources for mesoscale disturbance within a moist baroclinic environment. *Second Conference on Mesoscale Processes, Amer. Meteor. Soc.*, 5.2.7, (Abs.) p. 35.
- [5] Anthes, R. A. and P. L. Haagenson, 1984, A comparative numerical simulation of the Sichuan flooding catastrophs (11—15 July, 1981). *Proceeding, First Sino-American Workshop on Mountain Meteorology*. The Chinese Academy of Sciences and the National Academy of Science of U. S., 18—23 May 1982, Beijing, China, American Meteorological Society, Boston, Mass., p. 519—524.
- [6] Hovermale, J. B., 1984, Numerical experiments with the Sichuan flooding catastrophe (11—15 July, 1981). *Proceedings, First Sino-American Workshop on Mountain Meteorology*. The Chinese Academy of Sciences and the National Academy of Sciences of U. S., 18—23 May 1982, American Meteorological Society, Boston, Mass., Beijing, China, p. 243—264.
- [7] Chen, S.-J., and L. Doll'Osso, 1984, Numerical prediction of the heavy rainfall vortex over Eastern Asia monsoon region. *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 62, p. 730—747.
- [8] Kuo, Y.-H., and L. Cheng, 1985, The effects of the Tibetan plateau on the evolution and development of a mesoscale vortex over Southwestern China. *Res. Repts. MRS/AAP, NCAR*.
- [9] Kuo, Y.-H., and L. Cheng, 1986, Numerical simulation of the Sichuan flood catastrophe: 11—15 July 1981. *Res. Repts. MRS/AAP, NCAR*.
- [10] 叶笃正、高由禧等, 1979, 青藏高原气象学, 科学出版社, p. 120—121.
- [11] Newton, C. W., 1956, Mechanisms of circulation change during a lee cyclogenesis. *J. Meteor.* Vol. 13, p. 528—539.

新书讯

《动力气象学》即将出版

由叶笃正、李崇银、王必魁合著的《动力气象学》一书 1988 年即将由科学出版社出版。此书是作者通过科学研究和在中国科学技术大学多年教学实践写成的, 不仅系统论述了动力气象学的基本内容, 而且包括 80 年代国内外动力气象学研究的新进展。

全书共计 18 章, 第 1—10 章是动力气象学的基础内容, 第 11—18 章分别为: 大气中的波动, 长波和超长波动力学, 不稳定性理论, 大型环流演变的物理机制——适应过程, 热带大气动力学, 平流层大气动力学, 大气环流, 大气环流的理论模拟。

本书既适于作高等院校大气科学系或气象系动力气象学的教材, 也可供研究生、教师、气象科研和业务工作者教学或工作的参考。

(柯 林)

研 究 生