

青藏高原暴雨切变线特征个例分析*

薛 智

(拉萨气象台)

提 要

本文用 1978 年 6 月 23 日 08 时的资料分析了青藏高原暴雨切变线的三维结构。揭示了对流层中层偏南急流及其与暴雨的密切关系。

一、雨情及环流背景

1978 年 6 月 22—23 日在雅鲁藏布江中下游地区发生了一次暴雨过程。降水量分布(见图 1)表明,在雅鲁藏布江下游的河谷地区暴雨范围大、强度强(扎木的日降水量为 51 毫米,48 小时降水量为 91 毫米),而在雅鲁藏布江中游的河谷地区暴雨范围小、强度弱。

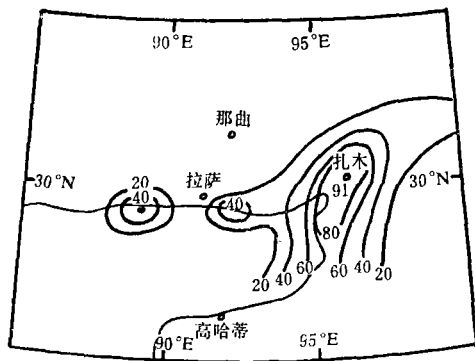


图 1 1978 年 6 月 22—23 日降水量分布图
(单位:毫米)

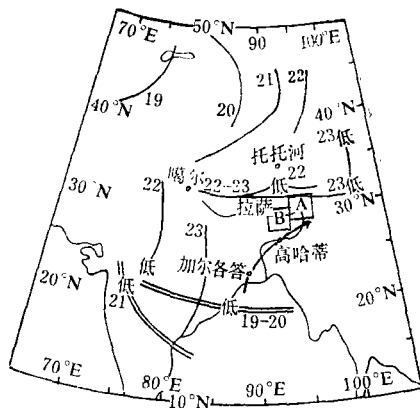


图 2 500 毫巴副热带西风槽与印度的 I.T.C.Z. 综合动态图
(单实线为槽线,双实线为 I. T. C. Z., 带箭头的单实线为 400 毫巴偏南急流, A、B 区为计算的水汽收支区)

这次暴雨过程的 500 毫巴形势图(略)基本上与青藏地区标准的雨型^[1]相一致。副热带西风槽的南段沿 31°N 横贯高原。其中 89°E—97°E 一段为暴雨切变线,暴雨就发生在其南侧附近。89°E 以西一段为普通切变线。印度沿 83°E 为一槽线。

关于切变线形成,以前较多地注意它与西风槽的联系(槽尾切变)^[1-2],而对它与印度热带系统的关系注意的不够。为此制作了 19 日—23 日 500 毫巴副热带西风槽与印度的 I. T. C. Z. 综合动态图(图 2)。位于巴尔喀什湖的副热带西风槽在东移的过程中于高原上加深,与此同时,印度低压中心由孟加拉湾向西西北方向移动, I. T. C. Z. 也

* 本文于 1979 年 4 月 28 日收到, 1979 年 10 月 20 日收到修改稿。

由准东西向转为西北—东南向。卫星云图上表现为 I. T. G. Z. 云系不断北上，印度北部的晴空区逐渐变窄。当副热带西风槽在高原上形成切变线、印度低压中心移至 80°E 以西、I. T. G. Z. 断裂转为南北向的槽线时，印度热带云团与高原切变线云系相互连接了起来(图 3)，发生明显的不同纬度的相互作用。此时暴雨切变线形成。显然，暴雨切变线的形成不仅与西风槽有关，而且与印度的 I. T. G. Z. 有密切联系。

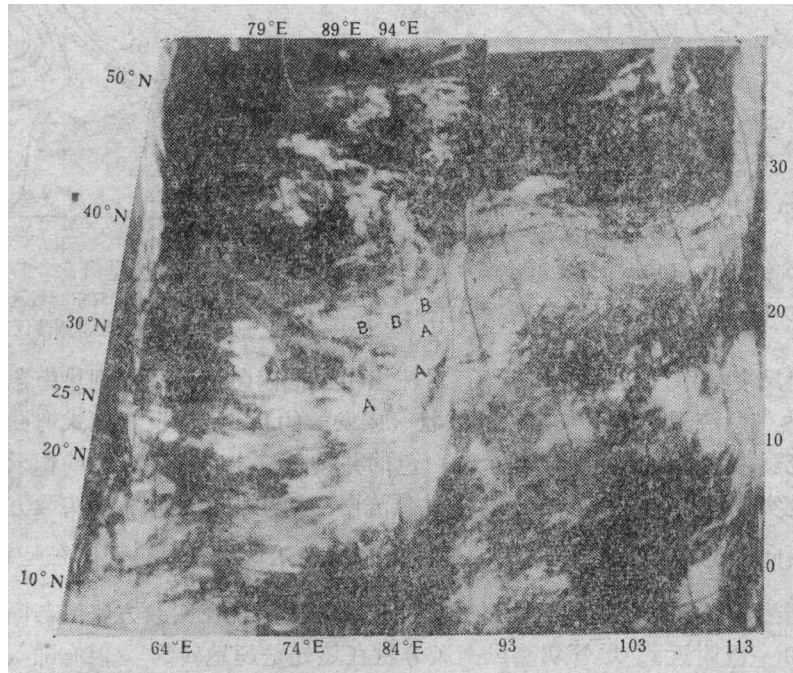


图 3 1978 年 6 月 23 日 09 时 16 分、11 时 08 分 NOAA-4 红外云图
(B 为切变线南侧的对流云团；A 为印度上空的 I. T. G. Z. 积云团，A 的右侧狭长晴空区与对流层中层偏南急流的右侧相对应)

二、对流层中层偏南急流是影响青藏高原暴雨的重要天气系统

在分析印度上空的 I. T. G. Z. 云团北上高原暴雨切变线形成时，发现在 400 毫巴形势图上，位于暴雨切变线南侧的加尔各答、高哈蒂有一支偏南急流。这就是对流层中层偏南急流。它是使印度上空的 I. T. G. Z. 云团北上高原产生暴雨的重要天气系统。

1. 对流层中层偏南急流的特征

从 400 毫巴实测风图(略)、400 毫巴实测风经向分量图(图 4)和通过急流中心的实测风经向分量经向剖面图(图 5)可看出对流层中层偏南急流的几个特征：它位于切变线南侧；最大南风分量在高哈蒂上空的 400 毫巴处，值为 23 米/秒(实测风值为 44 米/秒)；在 400 毫巴高度附近有强的南风分量的垂直切变，在暴雨区上空南风分量小、垂直切变弱；急流轴左侧的西南风风速有强的水平气旋性切变。在卫星云图上表现为几个浓白色积云团按急流走向排列成行，并在高原东南部与高原切变线云系相连接。其右侧为少云晴空区(图 3)。急流轴应分析在晴空区左侧与积云团交界处。这一个个的云团对应着一

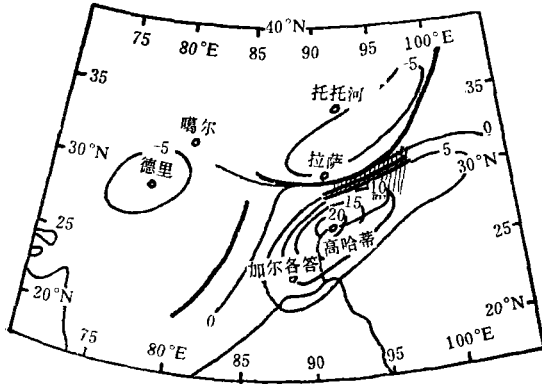


图 4 400 毫巴实测风经向分量及暴雨落区图 (细实线为等风速线, 南风为正北风为负, 单位: 米/秒; 单粗实线 400 毫巴槽线、切变线; 双粗实线为 500 毫巴与 400 毫巴 $\nabla \cdot (\frac{1}{g} \vec{v})$ 之和轴线; 条影区为暴雨落区)

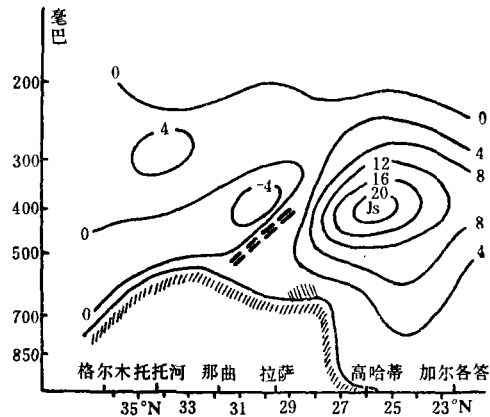


图 5 实测风经向分量沿 92° E 经向剖面图 (细实线同图 4 说明, 双粗断线为暴雨切变线, 条影区为暴雨落区)

个个的中间尺度或中尺度系统。显然, 对流层中层偏南急流云系与副热带急流云系是不同的。副热带急流云系常以灰白色的波状 (或发散的)、且呈反气旋式弯曲的卷云来判断, 而对流层中层急流云系是以几个浓白色的并按急流走向排列成行的积云团来鉴别。

图 6 是实测风经向分量沿 26° N (经过急流中心) 的纬向剖面图。实线方块区表示该区气温自西向东是降低的 ($\frac{\partial T}{\partial x} < 0$), 断线方块区表示该区气温自西向东是升高的 ($\frac{\partial T}{\partial x} > 0$)。根据热成风原理, 地转风南风分量的最大值应出现在实线方块区与断线方块区的交界处 (400 毫巴附近)。尽管实测风南风分量在该处是超地转的, 但它随气压降低而增大、并在 400 毫巴处出现极大值 (南风急流) 的现象用热成风原理可得到一定的解释。

2. 对流层中层偏南急流的垂直环流

依据散度公式和对 p 积分连续方程, 用实测风计算出来的各规定层的散度和 ω (图略) 表明: 在急流高度附近及其以上, 急流轴左侧为辐合上升运动区, 急流轴右侧为辐散下沉运动区; 在 500 毫巴以下, 均为上升运动区, 但散度分布不同, 500 毫巴至 850 毫巴层内为弱辐散区, 850 毫巴到近地面层为辐合区。即在高原南侧的对流层中层急流高度附近及其以上是一个反环流, 在反环流以下是一支上升气流 (图 7)。这样的垂直环流与松本、二宫的低空急流垂直环流模式不同^[3]。为了更清楚地表示对流层中层偏南急流的垂直环流, 制作了通过急流中心穿过暴

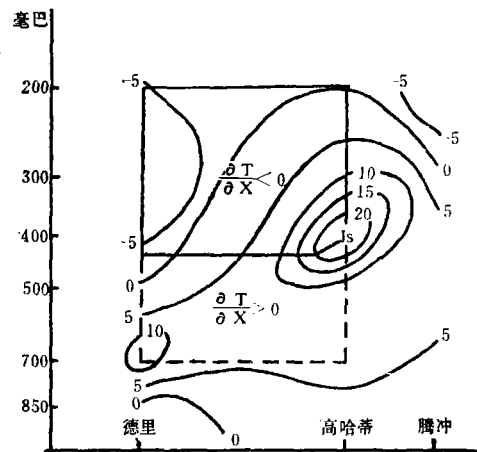


图 6 实测风经向分量沿 26° N 的纬向剖面图 (细实线同图 4 说明, 实线方块区为 $\frac{\partial T}{\partial x} < 0$ 区, 断线方块区为 $\frac{\partial T}{\partial x} > 0$ 区)

雨区 B 的散度(图 8), ω, θ_{se} (图 9) 经向剖面图。两张图配合起来就可以分析出如图 7 所示的垂直环流。急流轴右侧, 对流层中、高层的下沉气流抑制了其下方的对流, 卫星云图上表现为少云晴空区。急流轴左侧, 强深的上升运动和位势不稳定的层结(见下节), 使得该区有对流发展, 卫星云图上表现为对流层中层急流云系。图 8 还表明, 强的辐合中心出现在急流核高度以北暴雨区的上空, 强的辐散中心出现在急流核高度以南附近。急流轴左侧暴雨区的无辐散层高度在 300 毫巴附近, 急流轴右侧的无辐散层高度约为 800 毫巴。

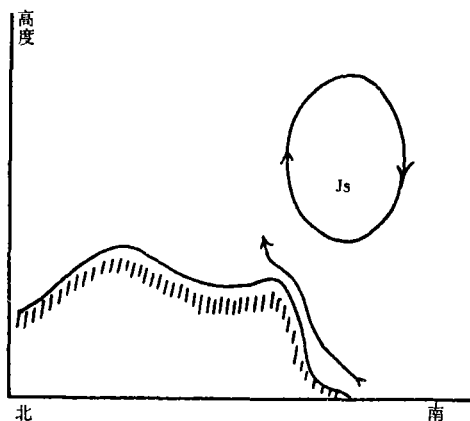


图 7 对流层中层偏南急流的垂直环流示意图

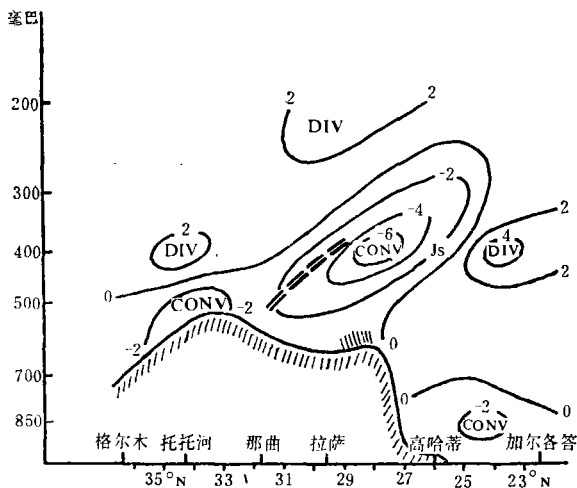


图 8 散度($\times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$)沿 92°E 的经向剖面图
(细实线为等散度线(辐散为正, 辐合为负), 双粗断线、条影区同图 5 说明)

3. 对流层中层偏南急流与暴雨

从图 4 还可以看出, 暴雨落在 400 毫巴切变线与急流轴核的左前方之间。这类似于平原地区的低空急流与暴雨落区的关系。首先, 急流轴核的左前方是最大辐合区, 有利于水汽通量的辐合。计算出的 400 毫巴与 500 毫巴的水汽通量散度之和表明, 最大水汽通量辐合轴线与急流轴平行, 且位于暴雨区上空, 最大水汽通量辐合中心位于急流轴核的左前方(水汽收支见第四节)。其次, 急流轴左侧附近有位势不稳定的层结, 有风速的垂直切变, 对产生中尺度系统有利。第三, 急流轴左侧的上升运动对中尺度系统有启动作用。总之, 对流层中层偏南急流的动力辐合作用使潮湿不稳定的空气向高原上空聚集, 对中尺度系统的产生和发展创造了有利的条件。它是联系印度的热带云团与高原切变线云系的纽带, 是影响青藏高原暴雨的重要天气系统。

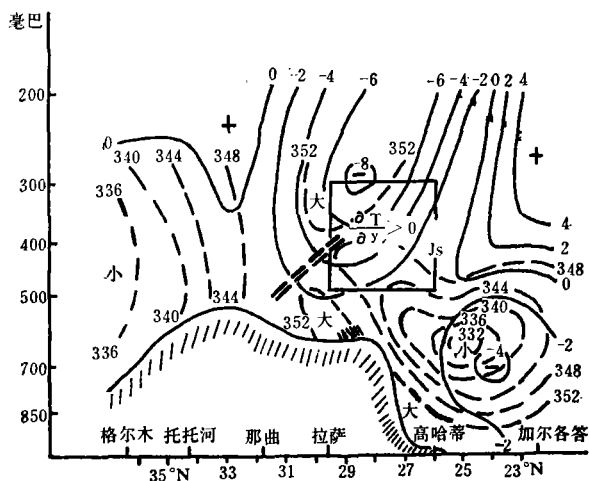


图 9 $\omega (\times 10^{-3} \text{mb/sec})$ 、 $\theta_{se} (^{\circ}\text{K})$ 沿 92°E 的经向剖面图

(细实线为等 ω 线 (上升运动为负, 下沉运动为正), 细断线为等 θ_{se} 线, 方块区为 $\frac{\partial T}{\partial y} > 0$ 区, 双粗断线、条影区同图 5 说明)

三、暴雨切变线的三维结构

对流层中层偏南急流的动力作用, 必然要影响暴雨切变线的流场、温湿场的结构。从图 9 和图 3 可分析出暴雨切变线的几个特点。

1. 切变线的厚度在 400 毫巴以下, 而且是向南倾斜的。
2. 深厚的上升运动区位于切变线的两侧, 但最大上升运动轴线位于切变线南侧附近, 其中心位于暴雨区上空的 300 毫巴处, 值为 -8×10^{-3} 毫巴/秒。
3. 暴雨切变线南侧的 θ_{se} 高值区有自高原南侧的对流层低层向高原上的对流层中层上突的现象, 同时在切变线南侧的高原地区的对流层中层气温是向北增温 ($\frac{\partial T}{\partial y} > 0$)

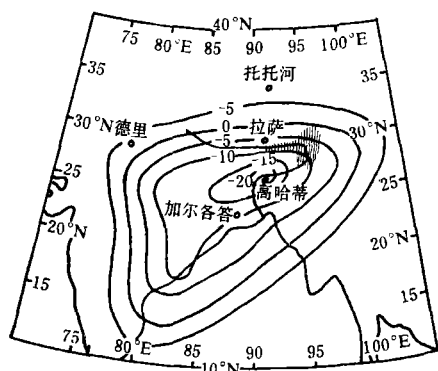


图 10 位势不稳定与暴雨落区图 (印度及高原东侧 ($\theta_{700}^{\circ} - \theta_{850}^{\circ}$) $^{\circ}\text{K}$, 高原地区 ($\theta_{500}^{\circ} - \theta_{地西}^{\circ}$) $^{\circ}\text{K}$, 条影区为暴雨落区)

的, 是个暖区。

4. 暴雨切变线两侧附近都有位势不稳定的层结, 但在切变线南侧的不稳定层顶变化很大。距高原南侧较远的地区, 它在 500 毫巴附近, 接近高原时, 它逐渐降低到 700 毫巴附近, 切变线附近它又上升到 400 毫巴附近。根据 3、4 两个特征, 在高原上采用高原南侧对流层低层的位势不稳定与高原上对流层中层的位势不稳定共同绘制等值线的方法, 分析其与暴雨落区的关系, 效果较好。图 10 表明, 最大位势不稳定区位于暴雨落区的上风方向。

5. 暴雨切变线云系与普通切变线云系是 不

同的。普通切变线云系“和印度热带云团有一些联系，但两者之间有广阔的晴空-少云区，云体的大小、亮度也是根本不同的”^[1](参见图 3 中 89°E 以西一段)而暴雨切变线云系表现为普通切变线云系与对流层中层偏南急流云系在暴雨区上空的相连接(参见图 3 中 89°E 以东一段)。

为讨论暴雨切变线附近空间流场的情况，制作了穿过暴雨区 A、B 垂直于切变线的经向二维流场结构图。图 11 是穿过 B 区沿 92°E 的经圈环流图。由于切变线基本稳定，所以它也是相对二维流场结构图。

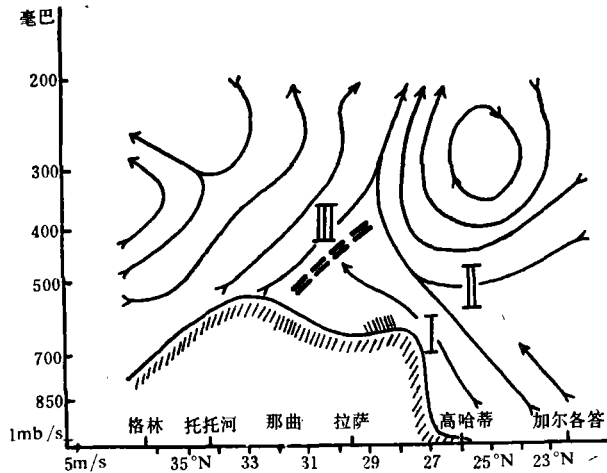


图 11 92°E 的经圈环流图

(I、II、III 为三支相对气流带，双粗断线、条影区的说明同图 5)

(图中“格林”应为“格尔木”)

显然，暴雨切变线的经圈环流与高原季风经圈环流^[4]有所区别。在季风经圈环流中，增加了一个次级反环流。这个次级反环流位于高原南侧附近的对流层中、高层。这是对流层中层偏南急流的动力作用造成的。

有了这样的流场结构，再配合如图 9 所示的温湿场特征，就可分析出暴雨切变线有三支不同属性的相对气流带。首先，在切变线南侧有两支偏南气流带。一支是来自高原南侧的对流层低层、向北(向高原)上升到切变线南侧附近的偏南气流带(图 11 中的 I)。它与图 9 中 θ_{se} 高值区上突相对应。这支潮湿气流沿南北向的河谷向北爬升，把充沛的水汽输送到高原上(水汽通道)。在气流带 I 之上的次级反环流是另一支偏南气流带(图 11 中的 II)。它与图 9 中的 700—500 毫巴层内 θ_{se} 低值区相对应。气流带 I 与 II 在高原南部边缘地区的 500 毫巴高度上汇合成深厚的上升运动。它们在对流层中、低层之间所形成的湿度平流差异对于切变线以南地区位势不稳定能量的积蓄起了重要的作用。其次，在切变线北侧有一支变性的、作上升运动的偏北气流带(图 11 中的 III)。它与图 9 中切变线北侧附近的 θ_{se} 低值区相对应。尽管在切变线北侧附近从地面到高层有着深厚的上升运动，但由于该地区位势稳定度处于中性或稳定状态，所以暴雨不会发生在切变线北侧。偏北气流带是形成切变线的一方，它对暴雨的贡献是提供了风向的辐合。同时由于切变线南倾，它叠置于气流带 I 之上，造成位势不稳定的层结。

图 11 中 33°N 以北的对流层高层也有一个反环流。这是高空锋区的反环流，不作讨论了。

这样的流场结构和温湿场特征，就使得在暴雨切变线以南、对流层中层偏南急流轴以北的地区，有充沛的水汽供应，有充足的不稳定能量来源，有大尺度的上升运动，有产生中尺度天气系统的背景，为暴雨的发生创造了有利的条件。

四、暴雨切变线南侧附近的水汽收支

为了分析暴雨区的水汽来源，考查对流层中层偏南急流对水汽输送的作用，对图 2 所示区域的水汽收支进行了计算。网格距为 150 公里， A 、 B 区都为正方形，边长为 300 公里，面积各为九万平方公里。由于高原上 300 毫巴以上水汽很少和下垫面的地势变化很大，所以只计算了 500、400 毫巴的水汽收支。图 12 是区域 A 、 B 的水汽收支示意图。它表明，穿过东边界流出的水汽通量要比穿过西边界流入的水汽通量要多，即在 A 、 B

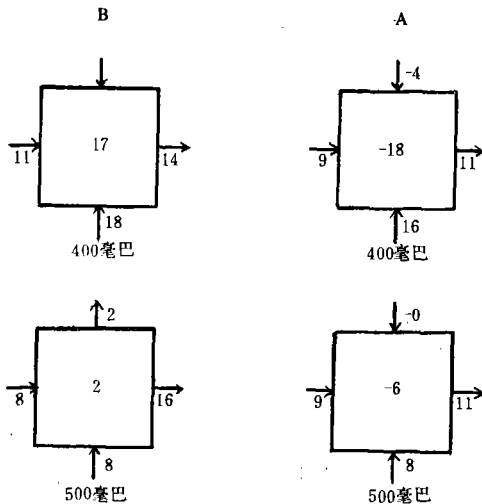


图 12 A 、 B 区水汽收支示意图
(每个方块的每边以顺时针方向分别表示北、东、南、西边界，带箭头的数值表示穿过这些边界的水汽通量值($\times 10^7$ 克/秒·毫巴)，方块中的数值表示区内水汽收入(负值)或支出(正值))

区的东西方向有水汽通量辐散；同时穿过北边界流出的水汽通量是很小的，甚至穿过北边界有流入暴雨区的水汽通量，而穿过南边界全都是流入的水汽通量，即在 A 、 B 区的南北方向有强的水汽通量辐合；穿过南边界的水汽通量的流入量，不仅补偿了纬向的水汽通量的辐散，而且使 A 、 B 区内有水汽通量的辐合；比较 400、500 毫巴的水汽收支值就可以看出，水汽输送的大部份是在 400 毫巴完成的，特别是穿过 A 、 B 区南边界流入的水汽通量的最大值是在 400 毫巴。

这些事实都显示了对流层中层偏南急流对水汽输送的重要作用。同时也说明了印度地区的潮湿空气是高原暴雨区的水汽源地。水汽是通过气流带 I 的爬升和对流层中层偏南急流的平流输送两种方式聚集到高原暴雨区上空的。

本文经陶诗言先生和丁一汇、朱福康同志审阅指教，在修改的过程中与我台马天龙同志进行多次有益的讨论，谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 西藏高原天气学讲义(试用本)，西藏自治区气象局编。
- [2] 夏半年青藏高原 500 毫巴切变线低涡的初步研究，1977—1978，青藏高原拉萨会战组。
- [3] Akiyama, T., *Paper. Mem. T. Geophys.*, 24, 379—388, 1973.
- [4] 陈秋士、缪绵海、李维亮，*气象学报*，34, 51—61, 1964.

**A CASE STUDY OF A SHEAR LINE
PRODUCING HEAVY RAINFALL ON QINGHAI-
XIZANG PLATEAU**

Xue Zhi

(Lhasa Meteorological Observatory)

Abstract

In this paper, the three dimensional structure of a shear line producing heavy rainfall on Qinghai-Xizang plateau is analysed. This analysis disclosed the existence of a southerly jet in middle troposphere and it had a close relationship to the heavy rainfall.