

春季高原东侧水平稳定层分析*

朱光宇 吴宝俊 胡圣昌

(江西省气象台)

(国家气象局气象科学研究院)

提 要

本文利用稠密的探空资料,分析了春季高原东侧的水平稳定层,确定了该稳定层的范围和强度,指出了其温度、湿度和流场特征,并初步探讨了其维持机制。

关键词: 水平稳定层; 准静止锋; 差动平流; 春季低温阴雨。

一、前 言

在讨论华南准静止锋^[1]和南方春季低温阴雨^[2]的有关文献中,虽然都涉及到青藏高原东侧的水平稳定层,但尚缺乏对其深入的研究。为了进一步认识该稳定层的结构和维持的物理机制,本文利用高原东侧的稠密探空站资料,借助客观分析方法对其进行了较详细的个例诊断分析。

本文所指的稳定层,系指温度直减率 $\Gamma = -\partial T / \partial Z \leq 0$ 的层次,即包括一般所说的等温层与逆温层。

二、资料来源及处理方法

1. 选例简介

本文选以进行诊断分析的个例是1987年3月21日08时—23日20时(北京时,下同)的一次冷空气南下和南岭准静止锋维持过程。该静止锋的北段,即29—38°N范围内,坡度很小,温度直减率 $\Gamma \leq 0$,被选为本文分析的水平稳定层(图1)。

1989年8月3日收到,1990年5月26日收到再改稿。

* 国家气象局高原基金与“长江中下游连阴雨,连晴天气研究”课题共同资助。

2. 资料来源

用于本文进行诊断分析的资料, 选自青藏高原东侧各探空站的高空记录月报表(含特性层)中的压、温、湿和高空风记录。

3. 资料处理方法

网格设计: 水平方向采用 Lambert 平面直角投影坐标系, 格距为 150 km, 范围为 $100^{\circ}\text{E} - 125^{\circ}\text{E}$ 、 $20^{\circ}\text{N} - 45^{\circ}\text{N}$, 共 21×19 个网格点; 铅直方向格距为 50 hPa, 从 1000 — 50 hPa 共 20 层。

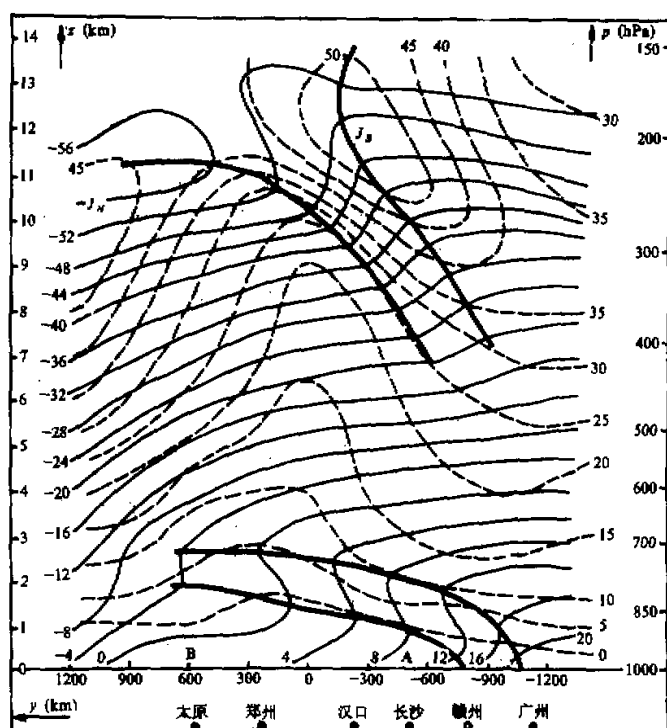


图1 1987年3月21日08时—23日20时沿 110°E 的6个时次平均剖面图
细实线为等温线; 虚线为西风风速等值线; 粗实线为锋区和稳定层边界。

客观分析: 首先将原始观测资料用有限元方法内插到网格点上, 得到预备场, 然后再采用 Cressman 的逐步订正法^[1]进行扫描订正, 得到网格点资料。为了保证三维流场 u 、 v 、 ω 具有动力学上的一致性, 我们用订正后的散度得出 ω 场, 并调整 u 、 v 风场。

三、水平稳定层的范围和强度

1. 水平范围和强度

我们计算了 1987 年 3 月 21 日 08 时—23 日 20 时 6 个时次稳定层(以下行文简便, 将水平稳定层简称为稳定层)顶、底的温差 ΔT ($^{\circ}\text{C}$), 并绘制了它的平均水平分布图(图略)。显然, 可用 ΔT 零值线确定稳定层的水平范围, 用其数值的大小来度量稳定层的强度。

分析该平均水平分布图可知: 稳定层的南北和东西方向的距离均在 1500—1800km 左右; 稳定层范围内 ΔT 值平均在 1.5—2.0 $^{\circ}\text{C}$ 左右, 比热带地区信风逆温的强度^[4]要弱得多; 地面锋线北侧 500km 与 900km 左右地区有尺度较小的 ΔT 强中心; 稳定层的西南侧, 即青藏高原的东南侧 ΔT 达最大, 稳定层最强。

2. 铅直伸展高度与厚度

图 2 是稳定层顶、底界面的气压分布图, 从中可以看到: 稳定层顶、底界面高度均由东南向西北逐渐增加, 但坡度逐渐平缓; 稳定层顶的平均高度, 南部约 1.5—2.0km, 北部约 2.2—2.8km; 稳定层底的平均高度, 南部约 0.8—1.0km, 北部约 1.4—1.8km; 该水平稳定层的厚度, 平均约为 0.8km 左右。

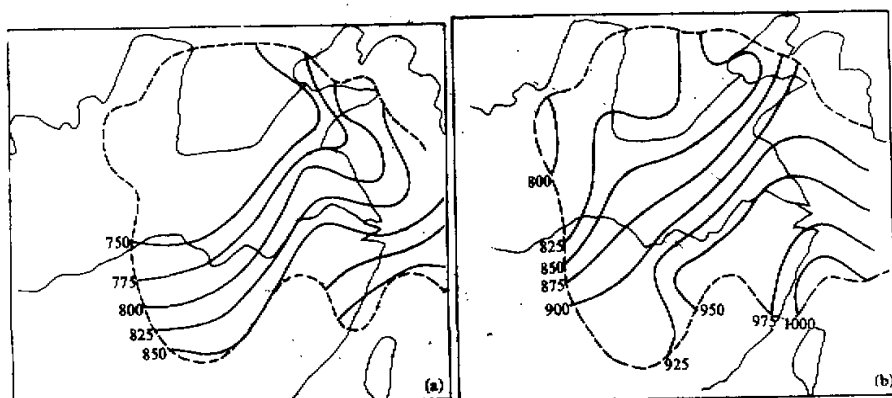


图 2 1987 年 3 月 21 日 08 时—23 日 20 时稳定层顶
(a)、底 (b) 界面的平均气压分布图

四、水平稳定层的温、湿特征

1. 稳定层内的湿度分布

为了考察稳定层内的湿度分布特征, 我们制作了沿 110°E 的比湿 q 和相对湿度 f

的剖面图(图3)。由图3可见: 比湿 q 在稳定层中随高度增高而增加, 呈逆湿分布, 在稳定层顶部达最大; 稳定层上界的相对湿度均在60%以上。以上两点说明, 春季高原东侧的水平稳定层, 和因下沉作用而形成的湿度随高度迅速减小的热带信风逆温层的湿度特征很不相同。

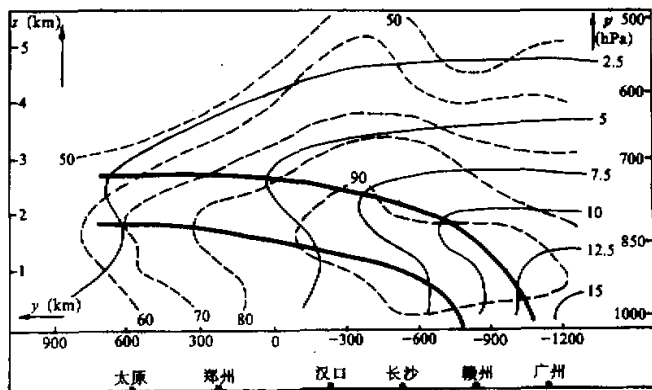


图3 1987年3月21日08时—23日20时沿110°E的比湿(细实线, 单位: g/kg)和相对湿度(虚线, 单位: $\%$)剖面图

2. 稳定层内的温度分布

如图1所示, 稳定层内除具有逆温的特点外, 还具有较强的水平温度梯度, 其值约为 $1.8^\circ\text{C}/100\text{km}$, 而稳定层上、下部的水平温度梯度约在 $0.5—1.0^\circ\text{C}/100\text{km}$ 之间, 比稳定层中的小得多。这就是说, 该稳定层具有锋区温度特征, 是华南准静止锋的北段——坡度很小的一段。

五、稳定层的流场特征

为了反映水平稳定层所在地区的 u 、 v 特征, 我们取图1中A、B之间各网格点上 u 、 v 的平均值并作成廓线(图略)。从该廓线图可以归纳出以下几点: 稳定层上部 $u>0$ 、 $v>0$ 为西南风, 而下部 $u<0$ 、 $v<0$ 为东北风, 稳定层本身则是东北风至西南风的过渡带; 稳定层上方的对流层中部(约800—400hPa)是一个西风风速较小、垂直西风切变 $\partial u/\partial z$ 很小的弱斜压区。

此外, 由图1还可以看出, 在对流层高层有两支急流, 南支急流位于 30°N 附近, 中心风速为 $58.4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 与这支急流相伴随有一高空锋区自对流层向下、向南伸展到400hPa左右; 北支急流位于 40°N 附近, 中心风速为 $50\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

图4给出1987年3月21日08时—23日20时沿110°E的平均垂直速度剖面。若以图中的 c 点为中心将水平稳定层分为南、北两段, 则由图4可见, 稳定层所在区域上空维持一个南段上升、北段下沉的正环流圈; 南段上升气流贯穿整个对流层, 在

500hPa 附近达到最强, 北段的下沉气流比较弱, 500hPa 以上数值很小.

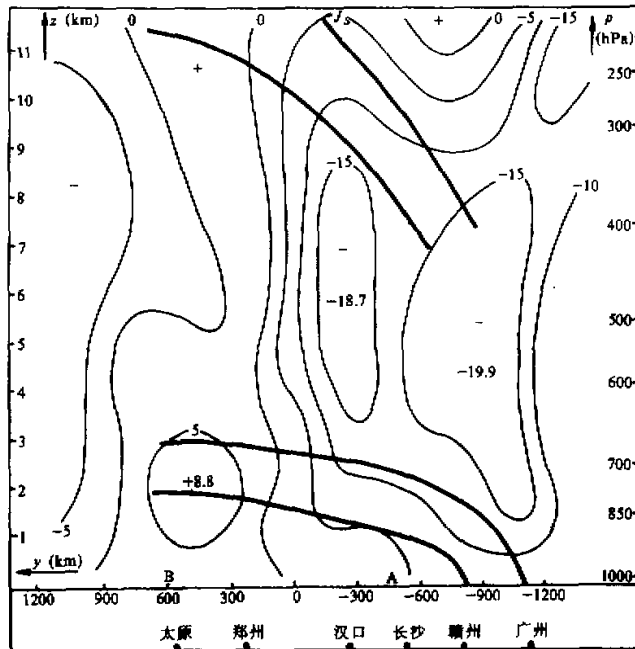


图4 1987年3月21日08时—23日20时沿110°E的平均 ω 剖面图

单位: $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, J_s 表示南支高空急流位置.

六、稳定层维持机制的分析

为了便于在气压坐标系中计算, 下面将用干静力稳定度 $\sigma = -\partial\bar{\theta} / \partial p$ 来讨论稳定层维持的机制.

1. 诊断方程

在气压坐标系中, 热力学第一定律^[4]为

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = & -\nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}} \bar{\theta}) - \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega} \bar{\theta} - \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}' \theta' \\ & - \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega}' \theta' + \frac{1}{c_p} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \sum_i \bar{H}_i, \end{aligned} \quad (1)$$

式中符号均为气象常用, 经变换后得

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = \underbrace{-\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\theta}}_{\text{局地变率}} - \underbrace{\bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}}_{\text{平流项}} + \underbrace{\frac{1}{c_p} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \sum_i \bar{H}_i}_{\text{铅直输送项}} - \underbrace{\nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}' \theta' - \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega}' \theta'}_{\text{加热项}}, \quad (1')$$

局地
变率

平流项

铅直
输送项

加热项

次网格尺度项

对(1')式求偏微商,整理后得

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma}{\partial t} = & \underbrace{\frac{\partial}{\partial p}}_L (\underbrace{\bar{v}}_A \cdot \underbrace{\nabla \theta}_B) - \underbrace{\bar{\omega}}_B \underbrace{\frac{\partial \sigma}{\partial p}}_C - \underbrace{\sigma \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p}}_C \\ & - \underbrace{\frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{1}{c_p} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/p} \sum H_i \right]}_D - \underbrace{\frac{\partial}{\partial p} [\nabla \cdot \bar{v}' \theta' - \bar{\omega}' \theta']}_E, \quad (2) \end{aligned}$$

式中, L 项表示 σ 的局地变率; A 项表示热力差动平流对 σ 变率的影响, 当位温平流的代数值随高度增加(减小)时, 有利于 σ 的局地增大(减小); B 项表示 σ 的铅直输送对其变率的影响, 当 σ 铅直分布不均匀时, 通过上升或下沉运动的铅直输送, 改变 σ ; C 项表示辐散辐合对 σ 局地变率的影响, 当 $\sigma > 0$ 时, 气层水平辐合(辐散)导致 σ 减小(增大); D 项表示非绝热加热(大尺度凝结, 积云对流, 感热输送, 长波与短波辐射等)对 σ 局地变率的影响, 它们铅直分布的差异可导致 σ 发生变化; E 项表示次网格尺度过程对 σ 局地变率的影响。

2. 计算过程

计算过程中有以下几点需要说明: (1) L、A、B、C 项直接采用大尺度网格点资料计算; (2) D 项中只计算了大尺度凝结加热 H_i 对 σ 局地变率的影响, H_i 采用文献[5]中的计算方案, 即取 $H_i = -L\omega \partial q_s / \partial p$, 其中 ω 用实际计算值代入; (3) 次网格尺度项 E 是通过网格尺度量及加热项的计算结果倒算得到的, 即 $E = L - (A + B + C + D)$ 。

3. 计算结果

(2)式中各项, 在稳定层内和其上部的中层弱斜压区的计算结果, 分别由图 5a 和 b 给出。从中可以看出:

稳定层内: 热力差动平流项 A 和大尺度凝结加热项 D 都是使 σ 增大的因子, 其数值分别为 1.8×10^{-7} 和 $1.0 \times 10^{-7} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 而其余各项均对 σ 起减弱作用, 其中辐散项和铅直输送项的值分别是 -1.6×10^{-7} 和 $-0.8 \times 10^{-7} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, σ 的局地变率项 L 值很小, A、B、C、D 四项基本平衡。

稳定层上方的中层弱斜压区: 有利于 σ 增加的因子为铅直输送项和次网格尺度项, 其值分别为 0.9×10^{-7} 和 $2.2 \times 10^{-7} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 而热力差动平流项、辐散项和大尺度凝结加热项的值分别为 -0.9×10^{-7} 、 -1.8×10^{-7} 和 $-0.4 \times 10^{-7} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 均使 σ 减弱。

以上结果表明, 稳定层内上暖下冷的热力差动平流是形成和维持稳定层的主要因子, 它使稳定层中的 σ 增大, 使中层弱斜压区的 σ 减小。这一点从沿 110°E 的温度平流剖面(图 6)中也可以看出。例如, 稳定层上部为暖平流区, 下部为冷平流区, 其结果将使稳

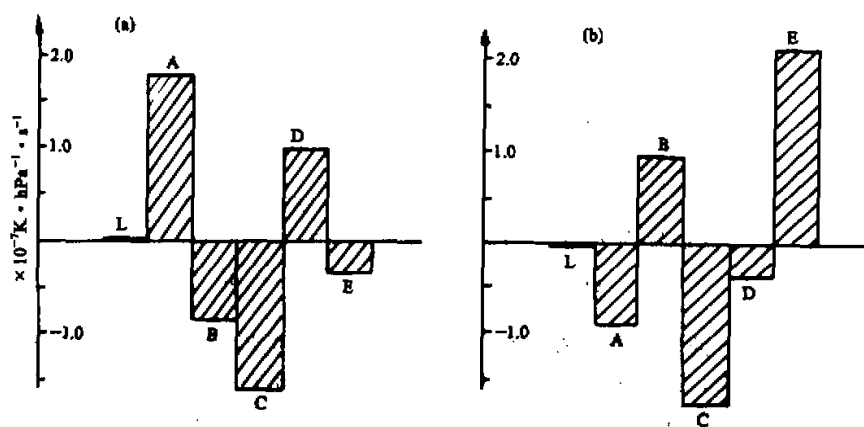


图5 1987年3月21日08时—23日20时 σ 诊断方程中各项的时空平均值

图1中A、B间各网格点上，a：稳定层内；b：稳定层上部的中层弱斜压区。

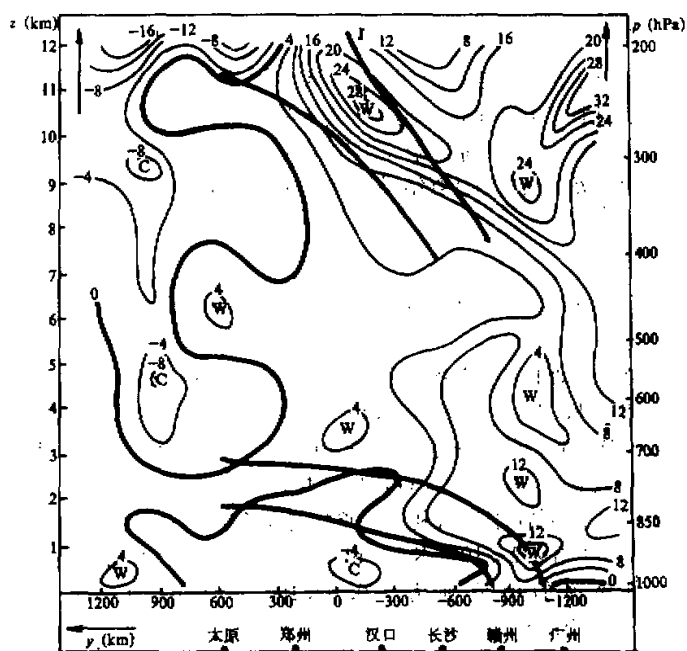


图6 1987年3月21日08时—23日20时沿110°E的平均温度平流剖面图

(单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

定层中 σ 加大; 而从稳定层顶到对流层中层暖平流随高度减小, 其作用是使这里的 σ 减小。

上述计算结果还表明, 辐散项对稳定层及其上部气层的 σ 都起减小作用, 因此可以认为高原东侧的水平稳定层不具有下沉逆温特征。

七、小 结

通过上面的分析可以知道, 春季高原东侧水平稳定层的南北、东西方向的尺度均在 1500—1800km 左右, 具有逆温, 逆湿的特点。

诊断分析表明, 热力差动平流, 即稳定层底部由偏北风形成的冷干平流, 其顶部由偏南风形成的暖湿平流, 对于春季高原东侧水平稳定层的维持起着重要作用。

本文结论系根据一次实例计算所得, 其可靠性尚待更多实例验证。

参 考 文 献

- [1] 夏平, 1959, 十年来我国的锋面研究, 气象学报, 30, 218—222.
- [2] 许梓秀等, 1965, 春季华南在冷空气垫上空南支西风槽中低压槽东移时的天气过程分析, 气象学报, 35, 117—125.
- [3] Cressman G. P., 1959, An operational objective analysis system, Mon. Wea. Rev., 87, 367—374.
- [4] Krishnamurti T. N., 1987, 热带气象学(中译本), 气象出版社.
- [5] 丁一汇, 1989, 天气动力学中的诊断分析方法, 科学出版社.

Analyses of Horizontal Stable-Layer Over the East-Side of the Qinghai-Xizang Plateau in Spring

Zhu Guangyu

Wu Baojun Hu Shengchang

(Meteorological Observatory of
Jiangxi province)

(Academy of Meteorological Science,
State Meteorological Administration)

Abstract

In this paper, the horizontal stable-layer, which occurred over the eastside of the Qinghai-Xizang Plateau in spring, is analysed with the dense radiosonde data. Its coverage and intensity are determined and the features of temperature, humidity and flow field are analysed. The mechanics are studied.

Key words: Horizontal stable-layer; Quasistationary front; Differential advection; Continuous microthermal, overcast and rainy weather during spring.