

论青藏高原中部的非绝热局地锋生*

尹道声

(青海省气象局)

提 要

本文通过实例分析表明, 在 34°N 附近由高原大地形引起的非绝热局地锋生, 是一种基本的高原天气过程。进而指出, 引用大尺度加热场的概念, 可对一系列高原天气气候学现象作出适当的解释。例如高原上的锋系(特别是暖锋)、高原气旋(低涡)的发生发展、长江黄河的发源以及柴达木盆地的干旱等。文中指出, 高原天气学中应当重视非绝热过程, 地面分析也是一个亟待改进的问题。

1970 年 10 月 6 日夜间, 青藏高原中部下了一场大雪(图 1—4)。除了雪量较大以外, 与高原上一般的降水过程相似, 例如:

1. 雪区位于江河源头、高原主体(海拔 ≥ 4000 米)的北缘, 和柴达木盆地之间的地形落差达 1000—1500 米;

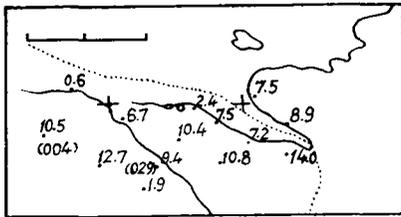


图 1 1970 年 10 月 6—8 日过程总降雪量(毫米)
() 为站号

(图中左上方比例尺, 从左至右应标为 0, 200, 400 公里)

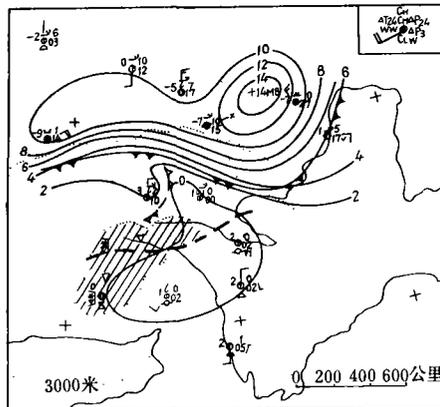


图 2 1970 年 10 月 6 日 20 时地面图
(实线为 ΔP_{24} , 注意雪区在冷锋以南)

2. 降水出现在冷锋之前, 与冷锋无关;

3. 雪区又是熟知的高原切变线活动地区, 即 $33-35^{\circ}\text{N}$ 。这次降雪时也有切变线配合, 地面 24 小时变压(ΔP_{24})为负。

如所周知, 切变线和低涡是两个主要的高原降水系统。这个例子给我们提供了一个机会来分析它们的性质和成因。

* 本文于 1978 年 7 月 15 日收到。

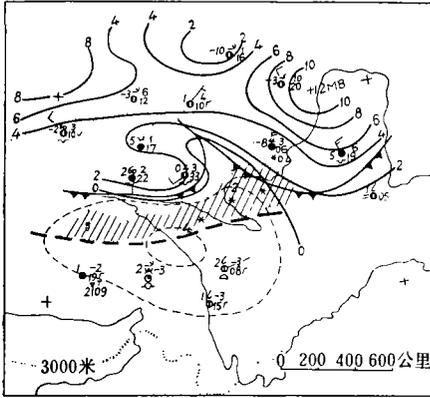


图 3 1970 年 10 月 7 日 08 时地面图
(虚线是 $-\Delta P_{24}$)

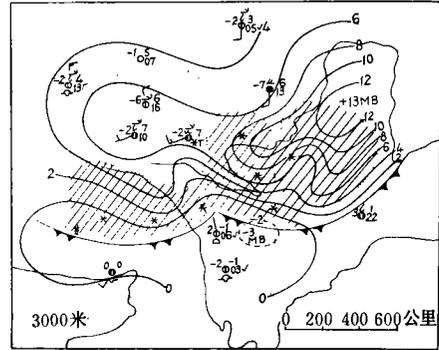


图 4 1970 年 10 月 7 日 20 时地面图

所用的图表主要有：(1) 600 毫巴和地面 ΔP_{24} 图；(2) 从老东庙 (52267) 到玉树 (56029) 的剖面图；(3) 323°K 等熵面图及其他辅助工具。

应该指出，现在迫切需要改进高原地面分析。建国 30 年来，我们似乎对于高原系统仍然若明若暗就说明：变量 (ΔP_{24} , ΔT_{24}) 分析远远不够。本文试用 600 毫巴为高原地面图，分析等高线、等温线，果然定出了气旋和锋面。

一、局地锋生是某些高原切变线产生的原因，这些切变线就是高原暖锋或准静止锋

多年来对高原加热场的研究已经不少，本文以引用^[1,2]的几个结论和事实作为讨论的出发点。

1. 直接计算短波吸收、长波放射、地气感热交换、大气内部湍流交换以及降水潜热五项的总加热率 Q (度/日) 和根据热力学第一定律

$$Q = \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi} + \omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{c_p p} \right) \quad (1)$$

倒算的结果(利用天气图资料)基本相符；

2. 对 1971 年 8 月 15—23 日青藏高压活动过程逐日计算的加热场型式与图 5 相似：一个加热中心在江河之间，最大变温梯度在 $33-35^\circ\text{N}$ ，偏在海拔 4000 米等高线南侧；

3. 近地面处以感热加热为主，同时可把垂直速度和水平速度近似地看成零。根据 (1) 式，地面局地变温主要直接由热源决定。

其实，根据高原温度场的特点，对水平速度的限制还可放宽，以下将要说明。

在实际工作中，分析 ΔT_{12} 并不困难。计算发现，大雪前高原以晴为主时，变温分布都与图 5 相似(图 6 及表 1)。因此，在 600 毫巴等压面上锋生 F 可以写成：

$$F = \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_{600} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{600} \leq 0 \quad \begin{matrix} \text{锋生} \\ \text{锋消} \end{matrix} \quad (2)$$

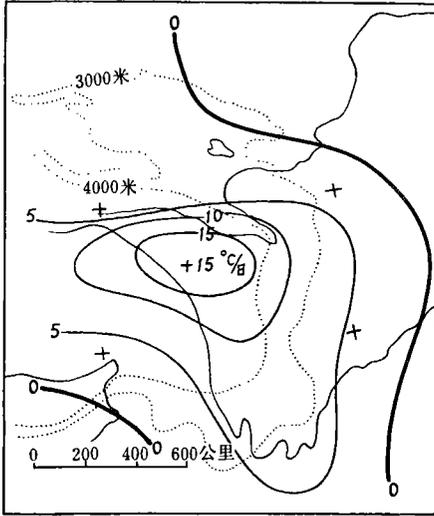


图 5 1971 年 8 月 23 日 550 毫巴直接计算的加热率(°C/日)

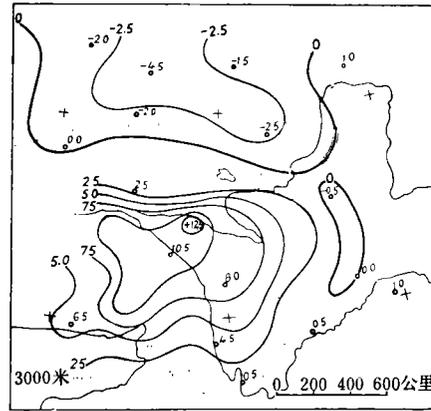


图 6 1970 年 10 月 5—6 日 600 毫巴平均 $\Delta T_{12}(T_{20}-T_{08}^{\circ}\text{C}/12\text{小时})$
“() ”是海拔 4.0 仟米左右的地面站记录。

表 1 34°N 南北 600 毫巴温度(T)和总温度(T_t)的梯度和局地锋生(F_T, F_{T_t})

阶 段	过程前每天局地锋生 (F<0)			降雪过程中锋面昼夜维持 (F=0)					过程前每天局地锋生 (F<0)			降雪时	锋面移出
	(1974.10.) 21	22	23	24	25	26	27	28	(1970.10.) 4	5	6		
$(\frac{\partial T}{\partial y})_{20}, (\frac{\partial T_t}{\partial y})_{20}$ °C/300 公里	-6.0	-7.5	-9.5	-4.5	-8.0	-5.0	-7.0	-10.0	0.0	-2.0 (-11.3)	-7.5 (-15.4)	-4.5	0.0
$(\frac{\partial T}{\partial y})_{08}, (\frac{\partial T_t}{\partial y})_{08}$ °C/300 公里	-1.0	0.0	-5.5	-5.0	-8.0	-6.0	-2.5	-10.0	5.5	3.5 (-4.9)	2.5 (-7.5)	-7.0	0.5
F _T , F _{T_t} °C/300 公里 12 小时	-5.0	-7.5	-4.0	0.5	0.0	0.5	-5.0	0.0	-5.5	-5.5 (-6.4)	-10.0 (-7.9)	2.5	-0.5

在图 6 上, 围绕高原主体变温线最密集的地区就是非绝热局地锋生带。局地锋生的强度为 -5~-10°C/300 公里·12 小时。1956 年 3 月 16—17 日 850 毫巴太原、长沙之间一次强烈的绝热锋生为: $F_{ad} = -\frac{\partial V_n}{\partial n} \frac{\partial T}{\partial n} = -6.5^{\circ}\text{C}/300\text{公里}\cdot 12\text{小时}$ ^[3]。可见, 高原加热场是和—个强大的锋生变形场相当的。

在运动学锋生的场合, 新生锋面在三度空间中, 依靠有利的流场维持。非绝热局地锋生有时也使流场发生调整, 但锋面和加热场的关系更为密切。每个新生锋面都面临三种前途:

1. 加热场消失或者出现反加热场时, 则会迅速锋消。这相当于最常见的日间锋生、夜间锋消的情况;

2. 热源改变, 加热效应继续存在, 新生锋面在原地维持或摆动, 成为高原中部的准静止锋。这种情况发生在高原上水汽充沛, 新生锋面立即引起降水的时候。一旦有较

大降水发生，热源由地面转到中空，锋面也从近地面气层向上发展。1974年10月24—26日，高原中部连续三天降雪期间， $\partial T/\partial y$ 都达到锋区强度，同时， $F=0$ (表1)说明潜热不可忽视；

3. 新生锋面及时和一个外来的高层锋区对接，在高原上形成一条真正的对流层锋系随冷槽移动，本例就属于这种情况。

图7—9是图2—4各相应时刻的剖面分析。

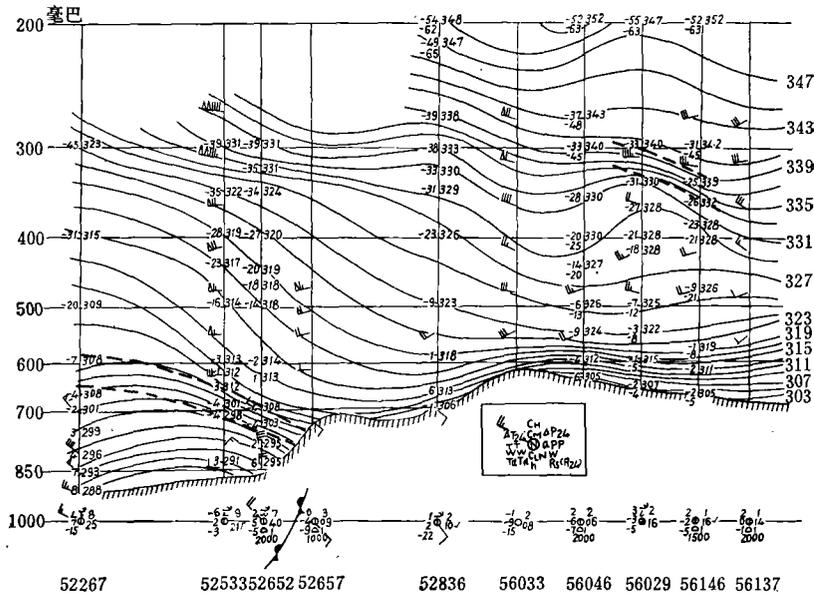
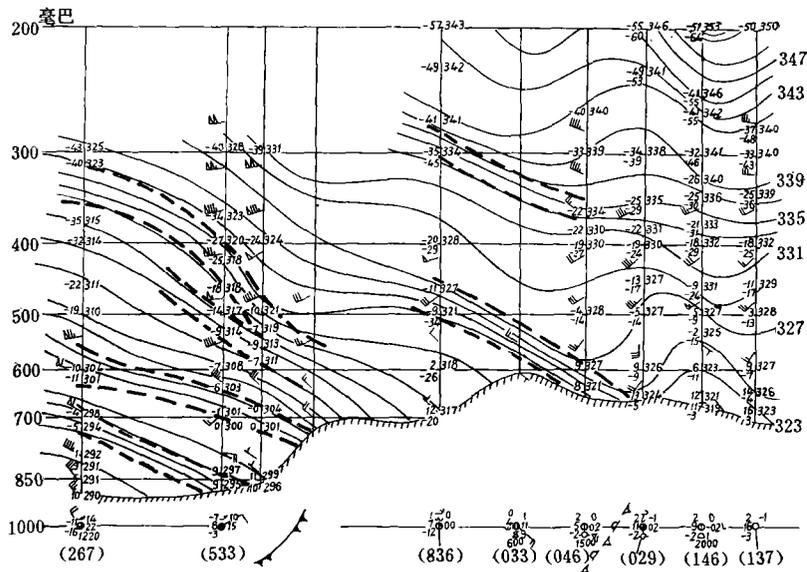


图 7



(站所在的区属与图7对应)

图 8

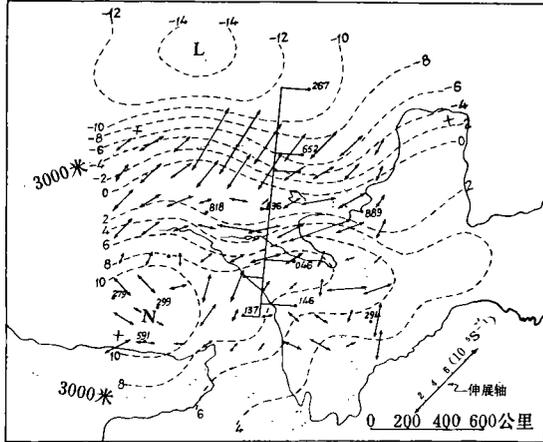


图 10 1970 年 10 月 6 日 20 时 600 毫巴等温线与 5 千米变形配置关系 (直线为剖面图取向)

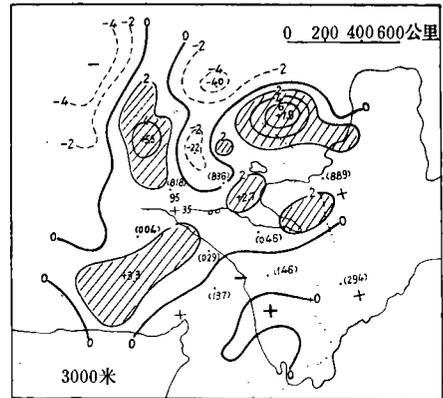


图 11 1970 年 10 月 6 日 $\Delta\zeta_{12}$ (单位 $10^{-5} \text{ 秒}^{-1} \cdot 12 \text{ 小时}^{-1}$)

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} = A_Q - \frac{g}{f} \nabla^2 A_T - \frac{R}{f} \nabla^2 \left[\log \left(\frac{p_0}{p} \right) (\omega(\Gamma_a - \Gamma) + \bar{Q}) \right] \quad (3)$$

上式的意义是，地面(~600 毫巴)相对涡度的局地变化，由无辐散层上的涡度平流、地面到无辐散层之间的厚度平流以及该气层之间的稳定度项和加热项共同决定。根据 (1) 式，在 600 毫巴上 $\frac{\partial T}{\partial t} = Q$ ，现在略加说明：按图 5，600—500 毫巴气层加热率的量级约为 2×10^{-4} 度/秒，和 $\frac{\partial T}{\partial t}$ 的量级相同(图 6)；如所周知，由于纬度和海拔的原因，高原锋区一般都比较弱，若按表 1 的数值， (∇T) 锋的量级为 3×10^{-5} 度/米，而 $\vec{V} \sim 10^1$ 米/秒。由此可见，只有在锋区附近而且力管明显时， $\vec{V} \cdot \nabla T$ 才有考虑的必要。至于 $\omega(\Gamma_a - \Gamma) = 0$ 更是显而易见，勿须赘述。 \bar{Q} 是地面到无辐散层(400 毫巴^[6])之间的平均加热项。据文献[7]研究有“即使在冬季，白天高原对大气的加热作用也是非常显著”的论述和表 3，

表 3 拉萨历年 1 月、7 月 ΔH_{12} (位势米)、 ΔT_{12} ($^{\circ}\text{C}$)^[7](20 时—08 时)

ΔH_{12} ΔT_{12}	气层 月份	地面 650	600	500	400	300 毫巴
		ΔH_{12}	1 月	-38	-19	4
	7 月	-40	-22	3	19	28
ΔT_{12}	1 月	11.5	6.2	3.1	1.9	-0.7
	7 月	8.9	6.3	3.4	1.4	1.2

可以认为晴天时 $\bar{Q} = Q$ 。因此，只要(3)式中的加热项大于其余三项之和，就应有 $\Delta\zeta_{12} \propto \Delta T_{12}$ 。这肯定是高原上常见的现象，因为它和预报员的经验十分相符。经验指出，高原低涡在其初生时为热低压，生成区和移动路径如图 12 所示(甘肃省气象局总结，转引

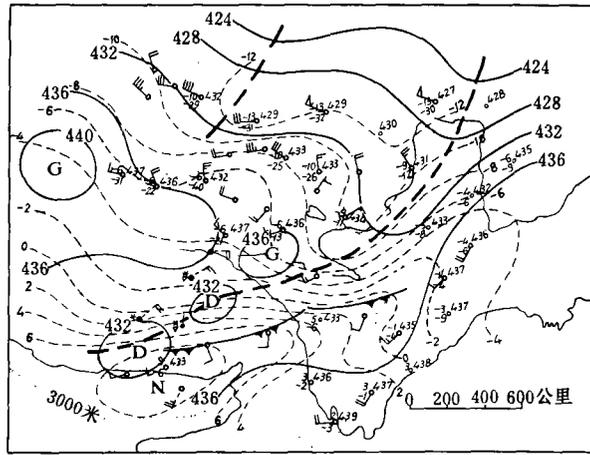


图 15 1970 年 10 月 7 日 20 时 600 毫巴图

北槽配合的冷空气不仅当时尚未到达南部高原，12 小时以后地面冷锋也才刚过都兰(52836)；高原上的降雪完全是由当地生成的气旋和暖锋引起的，所以降雪时气压继续下降。 ΔP_{24} 可以提供区分两套系统的线索：与大槽配合的地面冷锋在变压零线附近，高原暖锋则落在负变压区的长轴上(图 2)。

用图 16 算得锋面气旋区里的上升运动为 $\omega_{550} = 4$ 厘米/秒 $\approx -2.7 \times 10^{-3}$ 毫巴/秒。

因此， $\bar{D}_{600} = \frac{\omega_{550}}{100 \text{ 毫巴}} = -2.7 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ ，这和从 600 毫巴风场直接计算的结果相符(图 17)。由于上升运动，到 7 日 08 时锋区湿层显著增厚。最明显的是都兰，该站 500 毫巴以上整层气柱突然接近饱和(图 9 右端)。所观测到的中、低云系很难说是地面冷

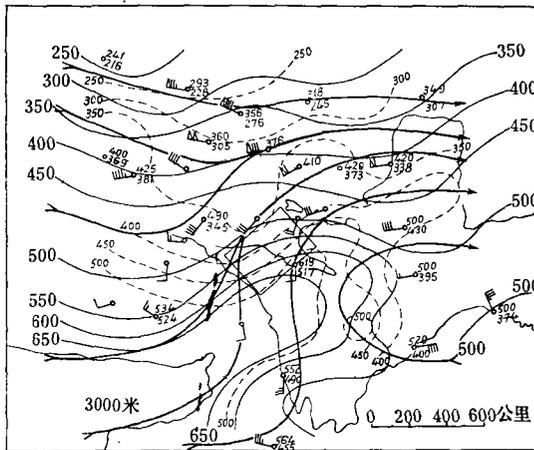


图 16 1970 年 10 月 6 日 20 时 $\theta = 323^\circ\text{K}$ 等熵面图
矩形边界是上升运动计算区，矢线为流线，实线为等压线，断线为饱和气压线(单位：毫巴)

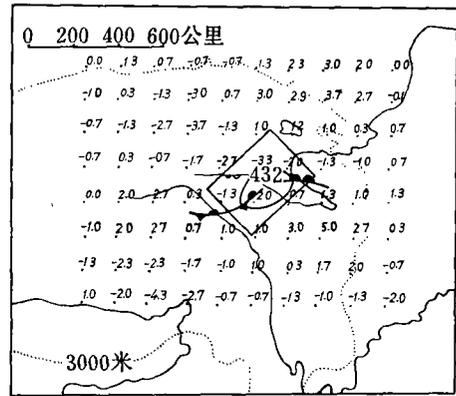


图 17 与图 16 同时刻的 600 毫巴辐散(单位： 10^{-5} 秒^{-1})和锋面气旋位置

锋过境的结果，而应该认为这些云底很高的稳定性云层，乃是暖湿气流在另一个高层锋区上爬升造成的。

三、高原加热场对环流系统和地方气候的影响

1. 近年来, 卫星观测揭示了许多新的事实。例如人们发现, 边界层里的不均匀加热是许多中尺度天气过程的触发机制。这就启示我们: 加热场和天气系统之间有尺度关系。不能设想, 上述加热现象会使大尺度系统在短时间内发生显著改变。但是青藏高原具有天气尺度, 每天以很高的效率——很大的日较差——直接向对流层中部加热, 实际上是把 0.5 天的时间尺度作了放大。这种加热场, 应能触发高原低涡、暖锋等中间尺度系统。此外, 尽管大地形限制了长波槽脊在这一地带的发展, 但当春秋季节或反常年份, 常有小槽到此突然加深东移, 甚至引起寒潮, 这种现象值得注意。其实, 季节反常就意味着高原上有异乎寻常的加热场存在, 可能蕴藏了触发大型过程的机制。

2. 长江、黄河的发源和柴达木的干旱。一个显著的地理事实是, 我国最大的两条河流长江、黄河几乎是在同一纬度—— 34°N 发源, 又大致平行东流数百公里, 这或许并非偶然。在河源地区, 水唯一来自大气。山区地形提供的上升运动固可促使水汽相变, 但就拦截西南气流里的水汽而言, 山系愈偏南, 岂非愈有利? 何以江河并不分别发源于其他山系, 而偏偏集中到 34°N 附近? 看来是可以作这样一种解释: 当水汽条件大体相同时(其实还有南北向的水汽梯度), 江河源地上空必有某种稳定而强烈的上升运动存在。这种上升运动只能靠准静止的锋面和气旋活动提供, 因而类似梅雨现象。但梅雨准静止锋毕竟还只是天气系统相峙的结果, 高原中部的局地锋生则是一种地理现象, 其持久性无可怀疑。因此, 34°N 附近的山区当有最充沛的降雪以供江河同时发源。另一方面, 由于准静止锋的有效拦截, 大量水汽被迫凝结降落在 35°N 以南, 柴达木盆地便成为整个青藏高原上包括阿里地区在内的最干旱的地方。江河源地以北仅 200 公里之内就出现了沙漠, 年雨量远小于 50 毫米。

致谢: 本文是青海省气象台和青海省玉树、黄南、果洛三个藏族自治州气象台共同从事的大雪研究工作之一。周炜同志参加了图表分析工作。写作时, 作者曾和谢义炳教授、陈受钧同志讨论多次, 得益不少, 谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 兰州高原大气所, 加热场的计算方法及一次青藏高压过程中加热场的作用(1976年3月)。
- [2] 兰州高原大气所, 100毫巴青藏高压流型转换的个例分析(1976年3月)。
- [3] 南京气象学院, 天气分析和预报(第二册), 1974年。
- [4] 北京大学地球物理系编, 天气分析和预报, 科学出版社, 1958年。
- [5] 佩特森, 天气分析和预报, 科学出版社, 1958年。
- [6] 兰州高原大气所, 高原天气学讲义(初稿), 1976年。
- [7] 西藏自治区气象局编, 西藏高原天气学讲义(1974年12月)。

ON THE LOCAL DIABATIC FRONTOGENESIS IN THE CENTRAL PART OF QINGZANG GAOYUAN

Yi Dao-sheng

(*Qinghai Meteorological Service*)

Abstract

In this paper some examples are given to show the fact that the large scale topography of the plateau exerts a basic influence on the local diabatic frontogenesis near 34° N. Adopting the concept of the large-scale heating field, one can find out suitable expression for a number of weather and climatic phenomena over the plateau, such as the frontal systems (especially, the warm fronts), the plateau cyclones (vortices), the origins of Chang Jiang and Huang He and the formation of Qaidam Pendi Desert. It is shown in this paper, that the diabatic process must be taken into account in the study of plateau meteorology and the surface analysis needs also to be improved urgently.