

《青藏高原气象会议论文集》编辑小组编辑

青藏高原气象会议论文集

一九七七——一九七八年

科学出版社

青藏高原气象会议论文集

(1977—1978 年)

《青藏高原气象会议论文集》编辑小组 编辑

科学出版社

1981

内 容 简 介

本文集系 1977—1978 年青藏高原气象科研会议论文集。内容包括:有高原地形影响的数值分析研究,地形对涡旋发生发展的作用。平流层环流演变特征及其对东亚大气环流的影响,100 毫巴南亚高压活动规律的探讨。青藏高原辐射情况的考察和分析,高原热状况对夏季旱涝天气的关系及在长期预报上的应用。高原邻近地区两次特殊的暴雨天气过程研究,共 20 篇论文。其特点是突出了高原在大气中的作用,对高原上及其邻近地区的环流与天气过程,提出了一些新的见解。本文集可供气象业务人员、科研单位、高等院校气象和水文专业师生阅读。

青藏高原气象会议论文集

(1977—1978 年)

《青藏高原气象会议论文集》编辑小组 编辑

责任编辑 杨玉梅

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1981 年 10 月第 一 版 开本: 787×1092 1/16

1981 年 10 月第一次印刷 印张: 14 插页: 1

印数: 0001—1,300 字数: 320,000

统一书号: 13031·1686

本社书号: 2309·13—15

定价: 2.90 元

前 言

青藏高原气象科研协作组于1978年9月在贵州省贵阳市召开了科研经验交流会议,收到各个协作单位参加交流的论文60余篇。各个单位在1977—1978年期间,围绕青藏高原大地形对大气环流、天气系统活动,以及天气发生发展等方面的动力、热力影响,进行了大量的分析研究工作。内容比较丰富,对高原作用又取得一些新的认识。

1. 青藏高原气象科研协作小组重点就500毫巴低值系统(以低涡、切变线为主)在高原地区的生成发展问题,有组织地深入实地进行调查研究。通过气候学、动力天气学方法进行客观统计与诊断分析,初步对低涡、切变线的发生原因、发展条件、空间结构、水汽来源等问题,取得较为全面的认识,并对涡源问题提出了新的见解。这一部份材料,已另有专著发表,本文集内未加选载。

2. 动力气象学的研究上,进一步突出了高原的作用。结合高原大地形对东亚大气环流的影响,进行了数值模拟和模型模拟,取得一些同实际发展相近似的结果:在短期预报中,考虑了高原地形动力作用以后,模式的预报能力已有明显改进;模型模拟试验结果表明,地形对高原周围的流场,对高原及其邻近地区某些天气系统的活动及生消有密切联系。这样,对高原的作用有了进一步了解。本文集选载了一些成果,可供高原邻近地区开展数值预报工作的参考。

3. 就中、高纬度的长波调整过程和平流层环流演变探讨了高原及其邻近地区大气环流季节变化特征,100毫巴南亚高压(也称青藏高压)的活动原因及规律。为研究东亚大气环流演变上提出一些新的着眼点。文集中介绍了有关论述。

4. 青藏高原上地广人稀、测站不多,由于资料短缺,给气象研究带来不少困难。两年来,对高原热力状况进行了实地考察和对比分析,得到可贵的第一手资料。不少单位根据高原热状况,分析它们对我国长江流域夏季旱涝的关系,为旱涝天气的长期预报提供了具有实用价值的依据。

出版本文集,是为了交流经验,进一步推动高原气象科研工作。由于时间紧迫、编者水平有限,错误在所难免。请原文作者和广大读者提出指正意见。

《青藏高原气象会议论文集》编辑小组

1979年

目 录

数 值 分 析

青藏高原对夏季东亚大气环流动力效应的数值试验·····	
·····王谦谦、瞿 章、颜 宏、钱永甫 (1)	
青藏高原对冬季东亚大气环流动力效应的数值试验·····	
·····瞿 章、王谦谦、钱永甫、颜 宏 (18)	
青藏高原在低纬度温度场形成及在大气环流中的重要性·····	
李国庆、宋正山 (33)	
东亚和太平洋地区上空平均垂直环流(春季和秋季)·····	
杨广基、王兴东 (40)	
山脉形状对涡旋发生发展的作用·····	
廖洞贤、李曾中、宋青丽 (52)	
青藏高原地区不同尺度地形对东亚大气环流动力效应的数值试验·····	
·····王安宇、王谦谦、瞿 章、钱永甫、颜 宏 (61)	
夏季高原上某些热力、动力参数的估算·····	
汤懋苍 (79)	

环 流 分 析

平流圈环流冬夏转变期的某些特征及其对我国南方初夏雨季的预报意义·····	
·····黄士松、汤明敏 (87)	
平流层环流演变同 100 毫巴青藏高原高压活动的研究·····	
张鸿材 (108)	
南亚高压的准三年振荡·····	
陈咸吉、朱福康、陆龙骅、赵 卫 (122)	
青藏高原及其邻近地区大气环流的季节变化与甘肃夏旱的研究·····	
孙国武 (129)	
贵阳高空东风急速下传与贵州 7 月干旱·····	
矫春甫 (137)	
冬季北半球 100 毫巴环流特征与长江流域伏旱的关系·····	
贺玢贤、李桂琴 (142)	

气候及长期预报

青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析·····	
陈烈庭、阎志新 (151)	
青藏高原上空平均温度分布与长江中下游初夏旱涝的关系·····	
陈其恭、颜景容 (162)	
青藏高原的热状况与长江流域旱涝关系的分析·····	
黄忠恕 (170)	
唐古拉山地区辐射状况和冷热源的探讨·····	
代加洗、李鹏杰、苏宏德 (176)	
青藏高原辐射平衡各分量的计算及其时空变化特征·····	
·····寇有观、曾群柱、谢维荣、萧 铎 (194)	

高原邻近地区暴雨天气分析

1977 年 7 月延河流域大暴雨的次天气尺度系统分析·····	
陕西省气象台 (201)	
春季南疆西部暴雨分析·····	
新疆喀什地区气象局气象台 (209)	

青藏高原对夏季东亚大气环流动力效应的数值试验*

王谦谦 瞿章 颜宏 钱永甫

(中国科学院兰州高原大气物理研究所)

一、引言

大地形是控制大气环流的一种重要的物理因子,不少工作都证明,将大地形的动力和热力作用加入后,气候平均情况比无地形时更接近于实际^[1]。因此要真正作好我国数值天气预报,尤其是对于大地形附近的局地天气系统的模拟和预报,就更有必要考虑地形的作用。

早在本世纪50年代,我国气象工作者巢纪平^[2]、顾震潮^[3]和叶笃正^[4]等曾讨论过地形影响问题。但是在过去的工作中,或者是对大地形的描写过于理想化,或者是由于涉及到真实大地形附近物理量计算的困难,对大地形附近的天气系统的理论研究仍嫌不够。因此,大地形的动力效应(如绕流、爬坡作用等)仍是值得进一步研究的问题。

本文利用 $P-\sigma$ 坐标原始方程二层模式^[5],以一个理想的夏季纬向平均气流作为初始场,着重研究了青藏高原大地形的动力作用。我们一共设计三种不同方案的数值试验,分别研究了气流沿地形爬坡和绕流的作用。由于计算条件的限制(我们使用的是内存较小及速度较慢的108机),在高原的动力数值试验中主要是对有限区域(计算范围为 $40^\circ-150^\circ\text{E}$, $10^\circ-65^\circ\text{N}$)和五天以内的试验结果进行了分析比较。为了验证边界的影响,我们也用相应的球圈范围($10^\circ-65^\circ\text{N}$)做了一次试验,从试验结果的分析比较看来,起码在四天以内有限区域的边界影响是可以忽略的。在试验过程中发现^[6]风场平滑处理得不太好,因此作了修改。总的来说本文所介绍的结果和所得的结论也还是初步的。

二、理想初始场的设计

为了认识高原大地形对大尺度大气运动的动力效应,我们参照1月份和6月份的气候平均资料分别设计了能代表冬夏两季基本特征的纬向流场,本文先介绍夏季理想流场的设计。

设300毫巴的风场为一纬向均匀而有经向切变的基本气流,其纬向分量 u_3 满足以下公式

$$\begin{cases} u_3 = u_0 + S_u(\varphi - \varphi_0) & \varphi \leq 45^\circ\text{N} \\ u_3 = u_0 + S_u \times \frac{\varphi_0}{2} - S_u \times 0.6 \left(\varphi - \frac{3}{2} \varphi_0 \right) & \varphi > 45^\circ\text{N} \end{cases} \quad (2.1)$$

式中 φ_0 取为 30°N , φ 为纬度(都用弧度表示), S_u 为纬向风分量的经向切变, u_0 取为15米/秒, S_u 取为5米/秒/ 10° 纬距。300毫巴急流风速值为22米/秒,急流轴位于

* 参加本工作的还有贺慧霞、章俊根、顾宏道、王红等同志,秦新同志绘图。

45° N。

设 300 毫巴的温度场为一纬向均匀、经向梯度不均匀的基本场, T_3 满足以下公式

$$\begin{cases} T_3 = T_0 - S_T(\varphi - \varphi_0) + 273.0 & \varphi \leq 45^\circ \text{N} \\ T_3 = T_0 - S_T \times 15^\circ - S_T \times 0.01 \times (\varphi - 45^\circ) + 273.0 & \varphi > 45^\circ \text{N} \end{cases} \quad (2.2)$$

式中 φ_0 和 φ 的意义同 (2.1), S_T 为温度的经向梯度值, 在试验中取 $T_0 = -30^\circ \text{C}$, S_T 取为 $4^\circ \text{C}/15^\circ$ 纬距。

设温度垂直递减率 γ 为 $0.06^\circ \text{C}/10$ 米。

利用静力平衡关系和地转关系求出其余的初值

$$\begin{cases} Z_3 = 9.479 \times \{u_0 \cos \varphi + S_u [(\varphi - \varphi_0) \cos \varphi - \sin \varphi]\} + 966.0 \\ \quad - (u_0 \times 0.866 - 0.5 \times S_u) \times 9.479 & \varphi \leq 45^\circ \text{N} \\ Z_3 = 9.479 \times \{(u_0 + S_u \times 0.2618) \cos \varphi - S_u \times 1.6 \times [(\varphi - 0.7854) \cos \varphi \\ \quad - \sin \varphi]\} + 966.0 - (u_0 \times 0.866 - 0.5 \times S_u) \times 9.479 \\ \quad - S_u \times 13.4066 & \varphi > 45^\circ \text{N} \end{cases} \quad (2.3)$$

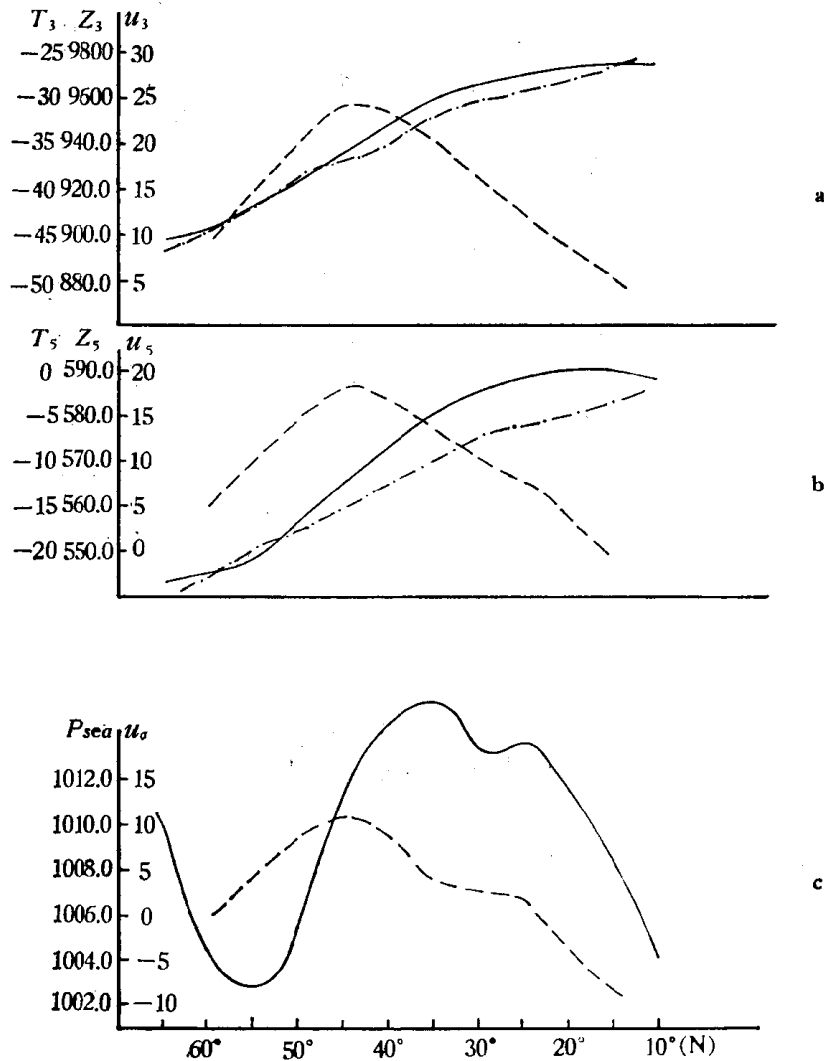


图 1. 夏季理想初始场 (a 300 毫巴, b 500 毫巴, c P_{sea} , $u_6 = \frac{1}{2}$)

图中实线为高度或气压廓线(位势什米或毫巴), 虚线为风速(米/秒),
点划线为温度($^\circ \text{C}$)。

$$Z_5 = Z_3 + \frac{T_3}{\gamma} \left[1 - \left(\frac{p_5}{p_3} \right)^\kappa \right] \quad (2.4)$$

$$T_5 = T_3 \times \left(\frac{p_5}{p_3} \right)^\kappa \quad (2.5)$$

$$p_{sea} = 500 \times \left(1 + \frac{\gamma Z_5}{T_5} \right)^{1/\kappa} \quad (2.6)$$

$$p_i^* = p_i - 500 = 500 \times \{ [1 + \gamma(Z_5 - Z_5)/T_5]^{1/\kappa} - 1 \} \quad (2.7)$$

$$T_7 = T_5(1 + 0.001 p_i^*)^\kappa \quad (2.8)$$

$$u_3 = \frac{g}{f} \frac{\gamma}{\gamma_y} \left\{ \left(Z_5 + \frac{T_5}{\gamma} \right) - \frac{T_5}{0.8\gamma(1+\kappa)} (1 - 0.2^{\kappa+1}) \right\} \quad (2.9)$$

$$u_7 = \frac{g}{f} \frac{\gamma}{\gamma_y} \left\{ \left(Z_5 + \frac{T_5}{\gamma} \right) - \frac{T_5}{0.002 p_{i0}^*(1+\kappa)} [(1 + 0.002 p_{i0}^*)^{\kappa+1} - 1] \right\} \quad (2.10)$$

式中 p_{sea} 为海平面气压, $\kappa = \frac{R}{g} \gamma$, p_i^* 为场面气压与 500 毫巴之差, p_{i0}^* 为计算点上的 p_i^* , 作为参数引入, 不参加微分运算。 T_7 和 u_7 是地面到 500 毫巴平均层上的温度和风场。此外, 与给定的 u_3 不同, (2.9) 式中的 u_3 是 100 毫巴—500 毫巴间的平均风场。我们计算 u_3 和 u_7 以及气压梯度力的方法详见文献[6]。

图 1 是根据公式 (2.2) — (2.6) 计算得到的夏季理想初始场, 图中 a 为 300 毫巴等压面高度、温度及风速的经向分布、b 为 500 毫巴等压面高度、温度及风速的经向分布, c 为海平面气压场的经向分布, 它们都是参照 6 月份实测的气候平均值而设计的。

三、动力数值试验方案的设计

从天气分析的事实知道, 风速不同的气流经过不同陡度及不同形状的山脉时, 它们所受到的影响是不一样的, 气流在平缓的地形下可以爬越山脊, 在较陡的地形下又爬又绕, 在高而很陡的地形下, 则以绕流为主, 在同样陡度的地形下, 较强气流可以爬越山脊, 而较弱的气流就爬不过去了。

为了进一步从物理机制上剖析大地形对纬向气流过山的作用, 我们设计了三种不同的方案。即 (1) 自然爬绕方案; (2) 绕流 (即去爬存绕) 方案; (3) 爬坡 (即去绕存爬) 方案。下面分别给出各种方案特点。

1. 自然爬绕方案

所用地形资料见图 2, 地形最高值为 4700 米。我们模式中采用的下边界条件为 $w_s = \mathbf{V}_s \cdot \nabla Z_s$, 式中 $\mathbf{V}_s$ 为地面水平风矢量, ∇Z_s 为地形梯度, 这一边界条件的物理意义是表示风速不能穿过地形面 (或地面) 而只能紧贴着地面运动, 也就是一般所谓的刚体下边界条件 (见示意图 3a), 在我们的 p - σ 混合坐标系中, 也即 $\dot{\sigma}_s = 0$ 。

自然爬绕方案在时间积分过程中, 不管地形梯度有多大, 都由这一下边界条件本身决定风场的爬坡和绕流分量, 不进行人为的调整。如果模式的性能较好 (即如果用模式设计的方案所计算的 $\mathbf{V}_s$ 较为准确的话), 那末从理论上来说不必再进行人为的绕流调整, 模式本身就能把高而陡的地形附近气流以绕流为主的事实反映出来。我们把夏季纬向气流

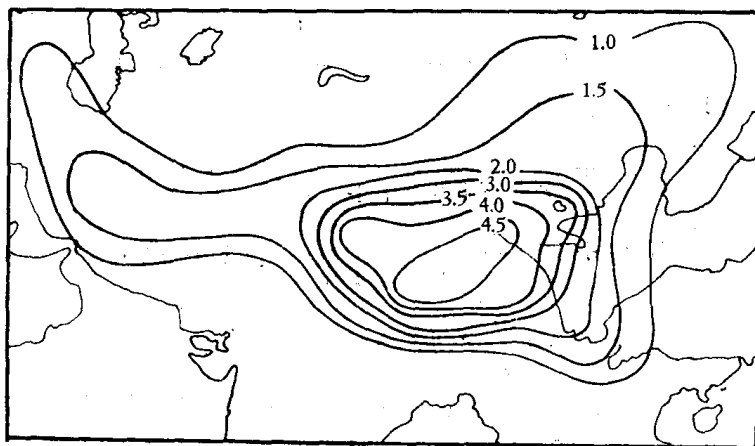


图 2 地形高度 (Z_s) 图(单位: 千米)

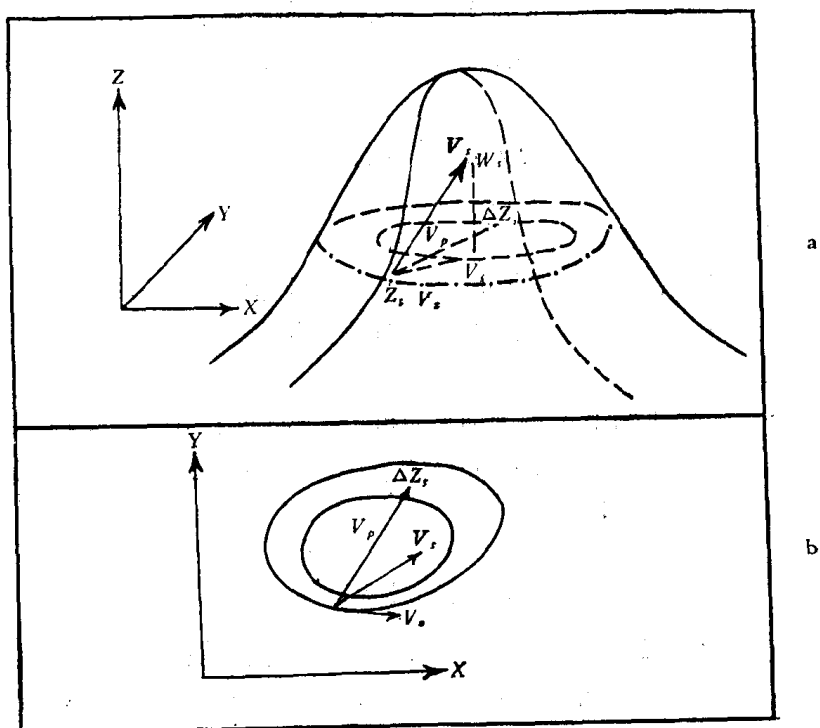


图 3 a. $W_s = V_s \cdot \nabla Z_s$ 示意图 b. 水平风矢的爬绕分量示意图

过山的这种方案定为 No. 1。

为了减少由于风场计算上带来的误差,我们设计了一种绕流调整方案^[5],该方案是人为地规定在地形梯度大于某一数值(在本试验中取 $|\nabla Z_s| \geq 0.2 \times 10^{-2}$, 见图 2 b)后,必须使水平风矢与地形梯度垂直,也就是绕着地形流动,要注意的是这一方案为全风速调整,绕流调整的时间可以不同,我们在时间积分过程中分别每隔 6 小时、3 小时、1 小时及 15 分钟每步进行一次调整,分别编号为 No. 1 a, No. 1 b, No. 1 c, No. 1 d。这组试验与 No. 1 的差别仅在于 No. 1 是自然地进行绕或爬,不作人为的调整。与 No. 1 相比,其试验结果无较大的本质性的差别,因此,其讨论从略。

2. 绕流方案

为了把绕流分量和爬坡分量在大尺度运动中所起的不同作用区分开来,我们设计了一种方案,把爬坡分量去掉只保留绕流分量。根据这一考虑,参照图 3 b,水平风的绕流分量应满足如下两个方程

$$\mathbf{V}_r \cdot \nabla Z_s = 0 \quad (3.1)$$

$$\mathbf{V}_r \times \nabla Z_s = \mathbf{V}_s \times \nabla Z_s \quad (3.2)$$

式中 $\mathbf{V}_s$ 为地面风矢, $\mathbf{V}_r$ 为地面风矢 $\mathbf{V}_s$ 的绕流分量。

联立求解可得

$$u_r = \left[u_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial y} \right)^2 - v_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla Z_s|^2 \quad (3.3)$$

$$v_r = \left[v_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial x} \right)^2 - u_s \frac{\partial z_s}{\partial y} \frac{\partial z_s}{\partial x} \right] / |\nabla Z_s|^2 \quad (3.4)$$

由于 u_r 和 v_r 不是预报量,可据 $\mathbf{V}_s$ 和 $\mathbf{V}_r$ 的关系,求出 $\mathbf{V}_r$ 的相应公式。在试验中是对地形梯度 $|\nabla Z_s| \geq 0.2 \times 10^{-2}$ 的格点,在每一时间步长都人为地去掉爬坡分量,只保留绕流分量。我们把它编号为 No. 2,应当注意它与 No. 1 d 不同的地方是:No. 1 d 是把全风速 $\mathbf{V}_s$ 全部人为地扭到绕流方向,而 No. 2 只是保留 $\mathbf{V}_s$ 中的绕流分量。只有当爬坡分量很小时,两者的结果是接近的。

3. 爬坡方案

这种方案是把气流过山时的绕流分量人为地去掉而保留其爬坡分量。根据这一考虑,参照图 3 b,很容易看出爬坡分量应满足以下两方程

$$\mathbf{V}_p \times \nabla Z_s = 0 \quad (3.5)$$

$$\mathbf{V}_p \cdot \nabla Z_s = \mathbf{V}_s \cdot \nabla Z_s \quad (3.6)$$

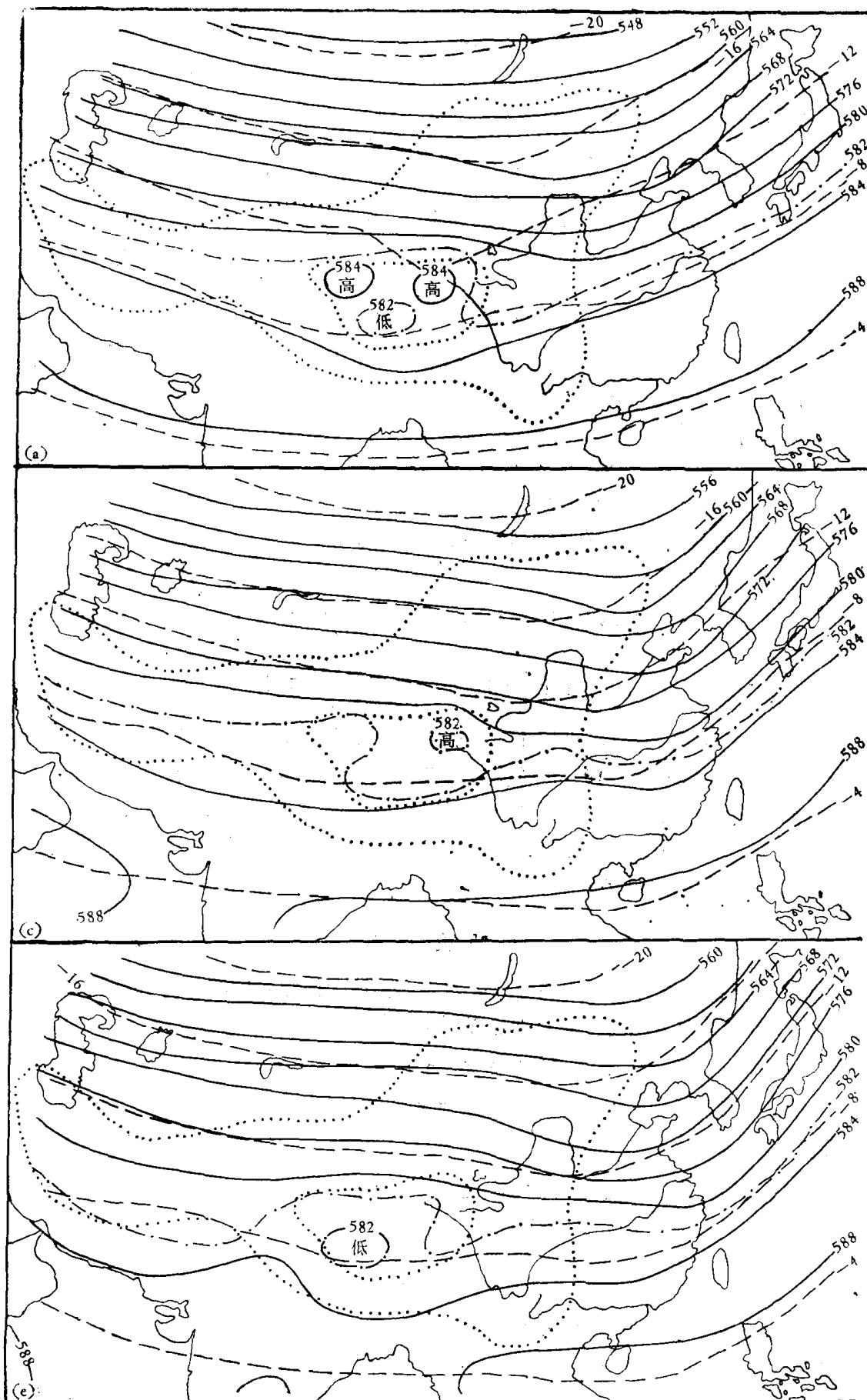
联合求解可得

$$u_p = \left[u_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial x} \right)^2 + v_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla Z_s|^2 \quad (3.7)$$

$$v_p = \left[v_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial y} \right)^2 + u_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla Z_s|^2 \quad (3.8)$$

式中 v_p 为地面水平风矢 $\mathbf{V}_s$ 的爬坡分量。

在试验中与 No. 2 一样,仅对 $|\nabla Z_s| \geq 0.2 \times 10^{-2}$ 的格点进行去绕存爬处理,显然如



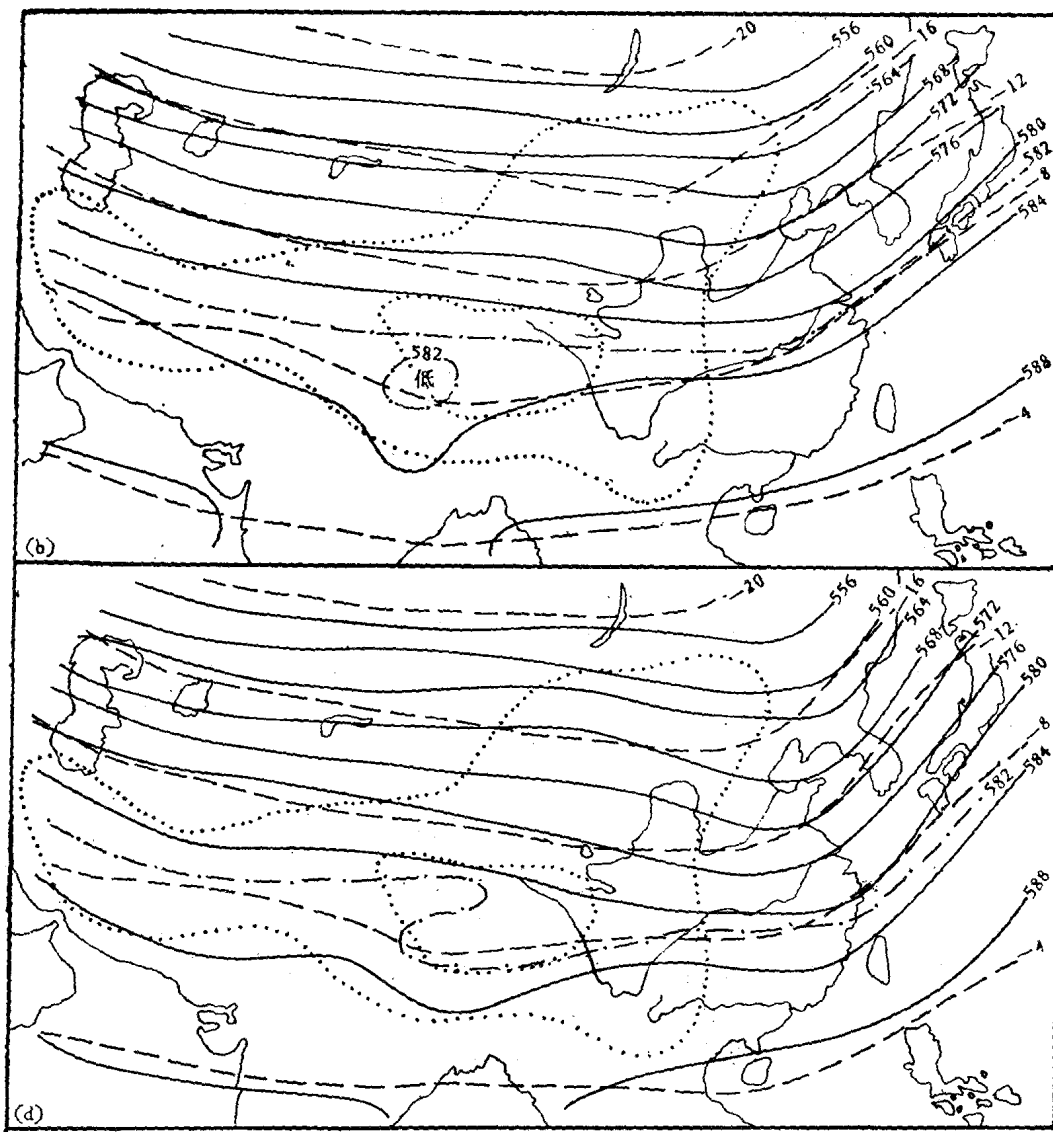


图4 夏季 No. 1 500 毫巴模拟结果

(a) 24 小时 (b) 48 小时 (c) 72 小时 (d) 96 小时 (e) 120 小时

果模式能自然地反映在大地形陡坡附近的绕流特征, 经过这样处理后, 风速将大为减小, 会出现动能显著下降的现象。这一方案编号为 No. 3。

四、动力数值试验结果的讨论

我们分别进行了 No. 1—No. 3 三类(共七种)大地形动力效应的模拟试验。现将主要结果简述如下。

1. 温压场的模拟结果

图 4 a—e 给出了试验 No. 1 所得的 500 毫巴温压场 1—5 天的模拟结果。分析这组

图不难发现,由于青藏高原的动力影响,原来的纬向平直流场出现了明显的长波槽脊。为了更清楚地反映上下层之间、高低纬之间的差别,给出分别表示 No. 1 300 毫巴和 500 毫巴 40°N 和 30°N 纬度带各经度的等压面高度随时间演变(图略),我们把这些变化分为以下几个方面进行讨论。

(1) 中高纬环流形势的特征。分析图 4 和上述剖面图可以看出, 35°N 以北的中高纬度带从 12 小时开始出现了两槽一脊的稳定形势,高原大地形的下游出现了一明显的东亚大槽 ($120^{\circ}-130^{\circ}\text{E}$),并随着时间不断加深,到模拟的第四天左右可以比初始场加深 10—11 个位势什米。而其上游出现了浅脊、弱槽,在 $70^{\circ}-85^{\circ}\text{E}$ 有一宽广的浅脊,而在 $50^{\circ}-55^{\circ}\text{E}$ 附近有一弱槽,它们在模拟的五天中最强也不过与初始场相差 1—2 个位势什米。这种两槽一脊型与夏季的平均环流形势是类似的。300 毫巴的槽脊比之相对应的 500 毫巴槽脊略为深强一些。在中高纬出现的波动,波长约为 65—70 个经度,即 5500—6000 公里,这一数值比理论罗斯贝波的定常波长要短,这可以说明地形的存在会导致东半球波长较西半球短的特征。因此,青藏高原的动力作用对夏季中高纬平均长波槽脊的形成是有重要作用的,高层的形势受动力影响比之下层还要强一些。

(2) 中低纬环流形势的特征。高原对 35°N 以南地区的动力影响较之 40°N 以北远为复杂,因为青藏高原和伊朗高原主体部分正好位于 $20^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ 这一纬度带内,尤其在 $60^{\circ}-100^{\circ}\text{E}$ 的高原主体范围内,气压形势场出现了许多短波槽脊,这些短波槽脊在高低层上表现是不一样的,500 毫巴在定日与拉萨之间从模拟的第一天开始就有一槽出现,该槽在模拟的五天中始终存在,而在高原的北侧 35°N 始终有一高压带维持。定日槽在 300 毫巴上反映不出来了。由此可见,由高原动力作用所引起的短波槽或涡在低空形势场上有明显的表现,相反高空却能反映大地形所激发的长波槽脊。

(3) 高原对副热带高压断裂的影响。从图 1 可见,所设计的 500 毫巴初始高度场在 $25^{\circ}-15^{\circ}\text{N}$ 之间有一纬向均匀的副热带高压带,模拟的第一天 20°N 以南的高压带还连成一片,从第二天起,于 $70^{\circ}-90^{\circ}\text{E}$ 地区副热带高压开始出现断裂,以后这种形势一直维持,这种断裂虽然是十分微弱的,但也说明高原的动力作用对副热带高压在该地区的断裂是有一定的贡献的。

(4) 从温度场的分布看,东亚 ($120^{\circ}-130^{\circ}\text{E}$) 槽是一明显的斜压槽。从 500 毫巴图

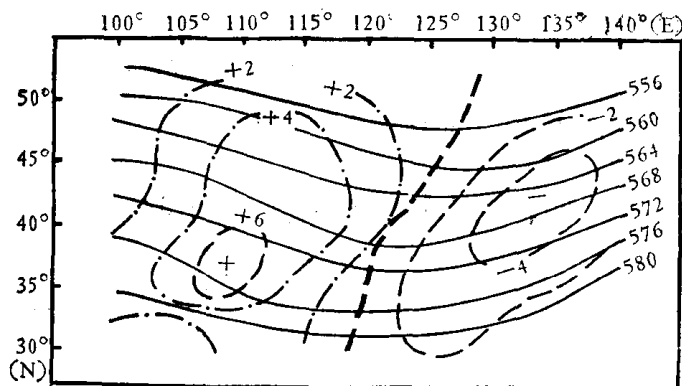


图 5 500 毫巴 No. 1 72 小时垂直运动 (w) 和位势高度图
图中实线为等高线,虚线为上升运动,点划线为下沉运动

(见图 4a—c) 可见, 温度波落后于气压波, 槽线的走向基本上是南北向的。在 30°N 以北略呈东北—西南向, 有利于角动量的向北输送。在垂直方向上槽线略向西倾, 斜压槽的向南发展也是明显的, 模拟的第五天槽底已达 25°E 。图 5 表示 72 小时槽的水平结构。由图可见, 垂直运动的分布与槽配合得甚好, 槽前为上升运动, 槽后为下沉运动。垂直运动的负中心强度随时间而增大, 这些都说明了模拟出来的背风槽具有典型斜压槽的结构。

图 6 a 和 6 b 分别是 No. 2 和 No. 3 的 500 毫巴温压场第三天的模拟结果。把它们和 No. 1 同一天的结果(图 4) 相比较可以发现以下情况。

(1) 东亚槽北段(40°N 以北) 的强度在 No. 2 和 No. 3 中相差无几, 40°N 以南绕流方案(No. 2) 的槽较爬坡方案(No. 3) 的槽要深, 由此可见东亚槽的南段主要是气流沿高原绕流的结果。

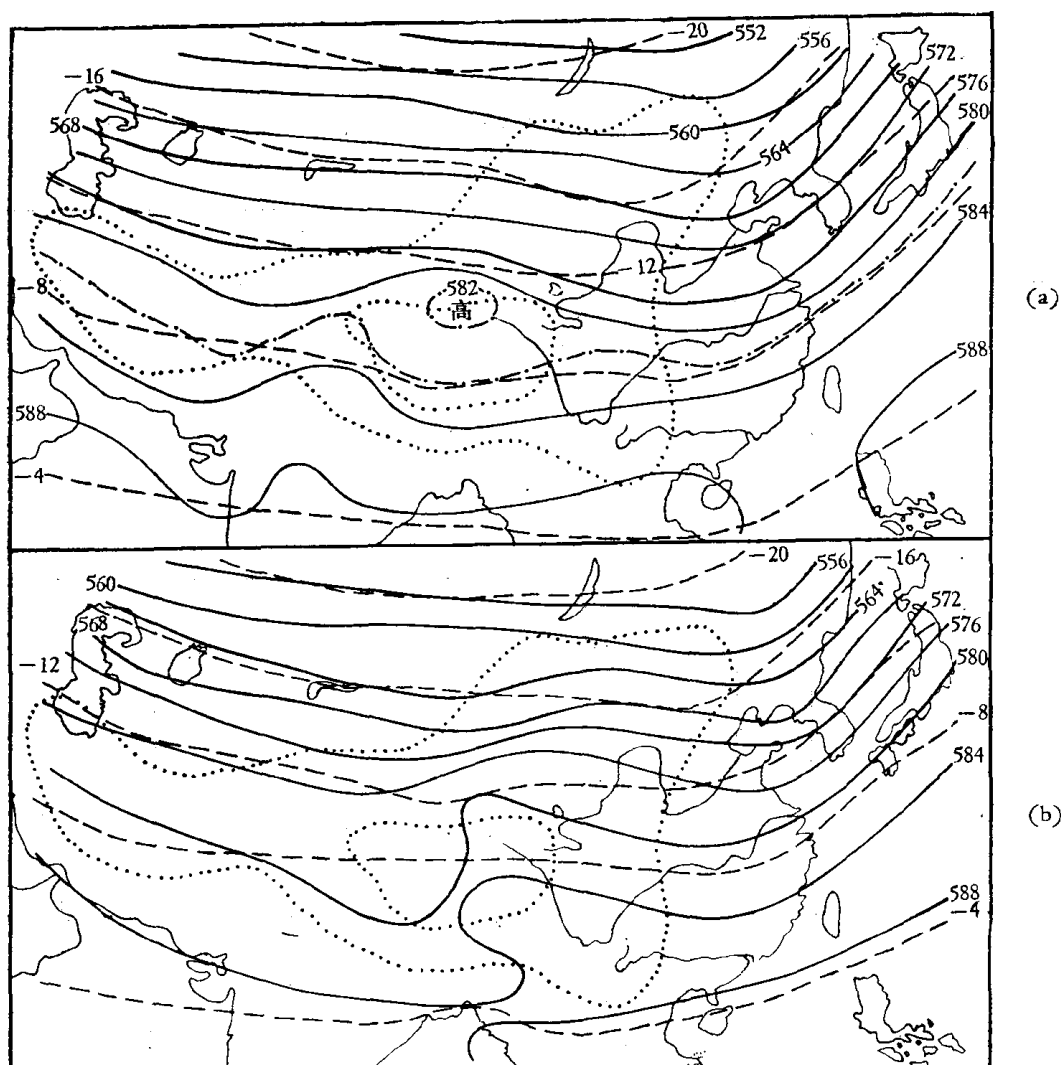


图 6 No. 2 500 毫巴温压场第72小时的模拟结果(a) 和 No. 3 500 毫巴温压场第 72 小时的模拟结果(b)

(2) 对于高原上的天气系统, 绕流方案和 No. 1 方案相似, 说明 No. 1 方案是以绕流为主的, 且高原上的天气系统在 No. 2 和 No. 3 中是反向的, 爬坡方案中在拉萨和成都之间有明显的脊, 噶尔到定日之间有明显的槽。绕流方案中系统的配置是相反的。

因此噶尔脊主要是绕流作用引起的,定日-拉萨槽也是与大地形绕流作用有关。绕流方案中高原的北坡 35°N 处有一弱高压带,而爬坡方案中这一高压就没有模拟出来。这说明 35°N 的弱高压带主要是气流沿高原绕流作用引起的。

(3) 高原南部副热带高压的断裂看来主要是爬坡作用引起的,但单纯的爬坡作用使副热带高压的断裂带太宽。而单纯的绕流使副热带高压不易断裂。所以 No. 1 中副热带高压在高原地区的断裂看来是两者共同作用的结果,不过绕流的作用要小一些。

为了确定绕流和爬坡作用对气压场贡献的相对大小,我们求出了 $20^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$ 范围内 No. 2 和 No. 3 分别相对于 No. 1 的500毫巴高度差,结果见表 1 a, b, 从表中可以看到,表 1 a 的偏差较之表 1 b 要小得多,这一结果再一次说明了夏季绕流作用是主要的,从表 1 b 还可以看到 95°E 以东的偏差为正,这种分布说明爬坡作用会在背风坡引起脊生成,从图 6 b 可以看出: 这一短波脊还是一暖性的,这与正压大气中气流的爬坡作用在背风坡生成槽是有显著不同的。

表 1 $20^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$ 和 $60^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$ 范围内不同试验方案 500 毫巴第三天高度偏差表(单位什米)

a No. 2 减 No. 1 的高度偏差													
N \ E	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°	95°	100°	105°	110°	115°	120°
50°	0	-1	0	0	0	0	0	-1	0	0	0	0	0
45°	0	-1	0	-1	0	-2	0	-3	0	-2	0	-1	0
40°	0	-1	-1	-1	1	0	2	-2	1	-2	0	0	1
35°	0	-1	-2	-2	0	-2	1	-2	-2	-2	0	-1	0
25°	0	-1	0	1	0	0	-1	-1	-1	-2	-1	-2	0
20°	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	-1	0

b No. 3 减 No. 1 的高度偏差													
N \ E	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°	95°	100°	105°	110°	115°	120°
50°	0	-1	0	1	0	0	0	-1	1	-1	1	2	1
45°	0	-2	-1	-2	-2	-4	-5	-3	0	0	1	1	1
40°	0	-1	0	-1	0	-1	4	3	4	3	3	3	2
35°	-1	-3	-2	-4	-4	-5	-3	-3	2	1	3	3	2
30°	-1	-1	-2	-3	-3	-3	2	2	2	0	0	1	1
25°	-2	-3	-2	-4	-5	-3	-4	-3	-3	-2	-1	-1	0
20°	-1	-1	0	0	-1	-1	0	0	0	0	0	0	0

2. 低空流场的模拟结果

由于高原对纬向气流的分支和阻挡作用主要反映在低层,因此把 500 毫巴至地面这一层的平均流场进行分析是很有意义的,它可以更真实和清楚地描写高原上空较低层次上的天气系统,图 7 a—c 表示 No. 1 的 1—5 天内下层平均风场的模拟结果。

(1) 由于高原的阻挡作用造成了低空气流的分支,气流大致在高原以西 50°E 附近开始分支,绕过高原后在 110°E 附近汇合。北支气流略呈反气旋性弯曲,比较平直,南支气流呈气旋性弯曲,而且小波动较多。

(2) 高原的动力作用可以产生切变线和南支槽。由图 7 a 可见,模拟后的第 24 小时,

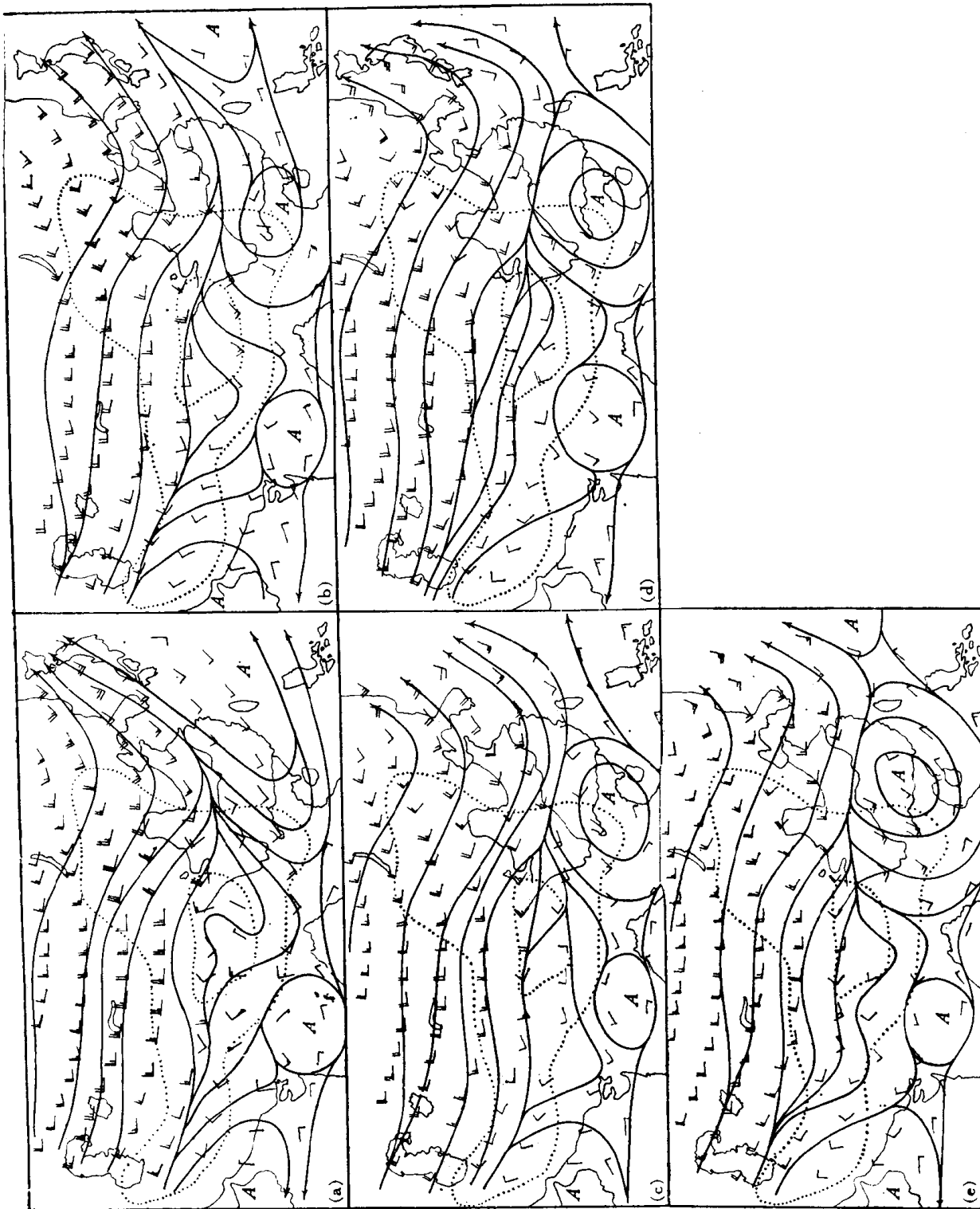


图7 $\sigma = 1/2$ 层上的流场模拟结果
(a) 24小时 (b) 48小时 (c) 72小时 (d) 96小时 (e) 120小时

在高原的东侧形成一明显的切变线,原在 25°N 及其以北盛行的西风气流,在 95°E 以东转变为盛行西南风,这支西南气流在五天的积分时间里一直维持并略有加强(它与太平洋副热带高压西侧的西南气流是分开的两支),这支西南气流与 35°N 以北的西北气流之间形成了一条辐合线,这条辐合线的位置约在 $31^{\circ}-32^{\circ}\text{N}$, 最远可东伸到 110°E 附近。这与初夏在长江流域一带有一辐合线而造成梅雨天气的气候背景也是相符合的。高原地区这条切变线的西端有一小槽,这一小槽的位置在积分的五天中略向东移动。这说明高原的动力作用在产生切变线和南支槽中也有显著的作用。

(3) 高原的动力作用可使得副热带在模拟的第二天就断裂成四个反气旋单体,而以高原背风坡南宁、昆明一带的反气旋为最强盛。这一形势在后几天不再发生明显的变化。

图 8 a—b 是 No. 2 和 No. 3 的第三天的 $\sigma = 1/2$ 层上的流场。将它们和 No. 1 相应的流场(图 7 c)比较后,不难发现, No. 2 和 No. 1 比较相似, No. 2 中高原对气流的绕流分支现象比 No. 1 更清楚,而且副热带也是分成四个反气旋单体,只是南宁反气旋较弱。No. 3 和 No. 1 有较大的不同,例如 40°N 以北的两槽一脊型已很不明显, 40°N 以南在

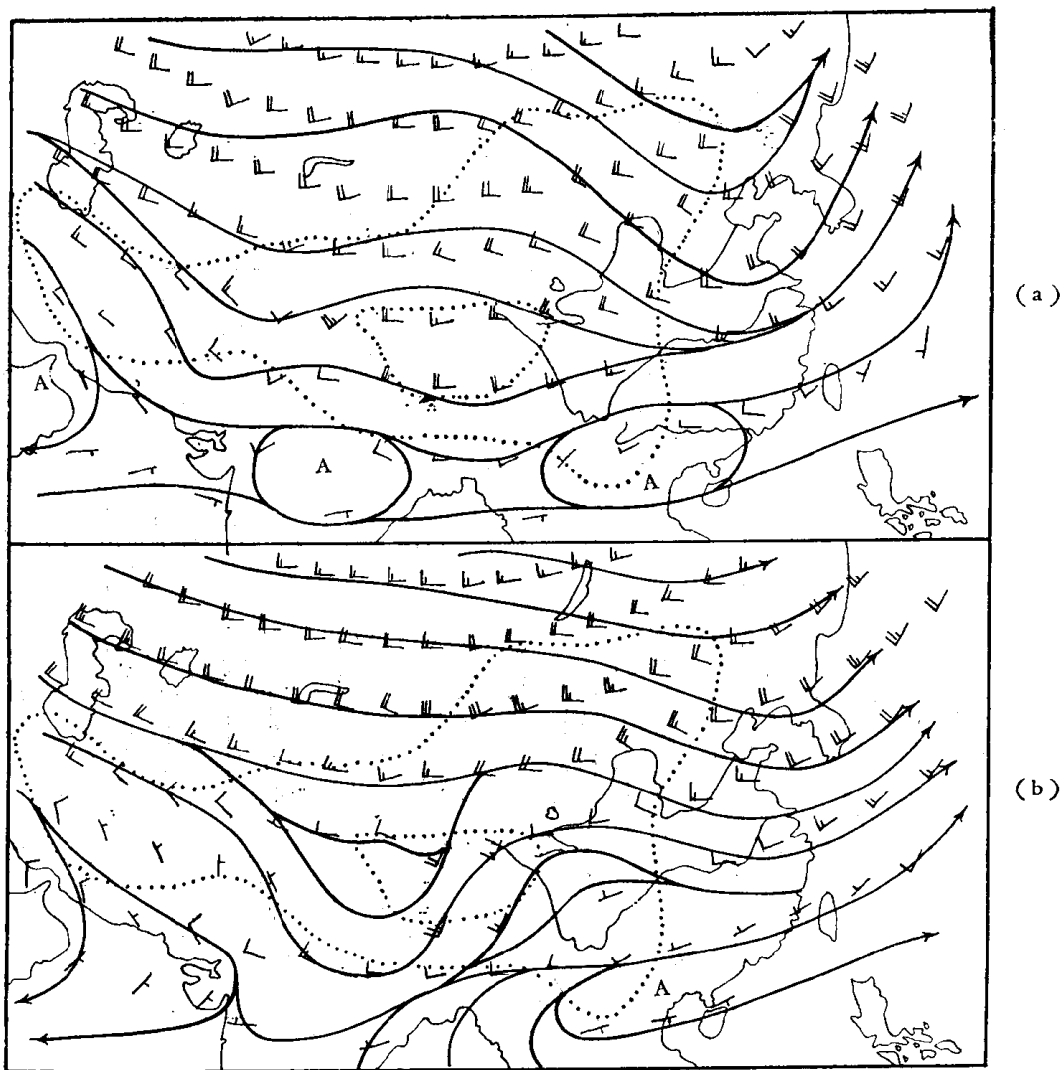


图 8 $\sigma = 1/2$ 风场模拟结果
(a) No. 2 72 小时 (b) No. 3 72 小时