

0299775  
中国科学院大气物理研究所建所六十周年纪念

(1928-1988)

# 大气科学

(特刊)

SCIENTIA ATMOSPHERICA SINICA

(Special Issue)

中国科学院大气物理研究所 编辑

科学出版社 出版

中国科学院大气物理研究所建所六十周年纪念

(1928—1988)

# 大 气 科 学

SCIENTIA ATMOSPHERICA SINICA

特 刊

Special Issue



中国科学院大气物理研究所 主办

科 学 出 版 社 出 版

1 9 8 8

## 内 容 简 介

本文集是大气物理研究所建所六十周年纪念专刊，选载的30篇文章均为处于大气科学前沿领域的最新成果。内容涉及大气和大洋环流与地球流体动力学、气候学和气候预测、数值天气预报和数值模拟、中小尺度动力学和灾害性天气临近预报、云与降水物理学和人工影响天气、大气边界层物理和大气环境科学、中层大气物理学、大气辐射和大气遥感探测以及大气化学等方面。

本书可供大气科学科研人员、气象台站预报人员以及大专院校有关专业的师生、研究生参考。

中国科学院大气物理研究所建所六十周年纪念  
(1928—1988)

## 大 气 科 学 (特 刊)

中国科学院大气物理研究所 主办

科 学 出 版 社 出版

北京朝阳门内大街137号

宁波市鄞县文教印刷一厂 印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

\*

1988年11月第 一 版 开本:787×1092 1/16  
1988年11月第一次印刷 印张:22 1/4 插页:2  
印数:0001—1,500 字数:514,000

ISBN 7-03-001017-5/P·185

定 价 : 17.90 元

# 前 言

为庆祝中国科学院大气物理研究所建所六十周年，特出版本文集。

中国科学院大气物理研究所的前身是原中央研究院气象研究所，创办于1928年2月。解放后，和其他研究单位合并组成中国科学院地球物理研究所，成为其中的气象研究室。1966年4月成立独立的研究所始用今名。六十年来，从奠定我国近代气象研究事业开始，研究领域不断深化和扩大，而今，无论在大气环流、天气学和气候学、大气和海洋动力学、数值预报，或是在大气物理、大气遥感与探测、大气边界层物理和大气环境与污染以及大气化学等方面均作出了许多优秀研究成果。本文集选登了30篇文章，主要反映近年来大气物理研究所在上述诸领域中新的研究成果，也有一些对某一领域研究成果的综合评述，藉以使读者对我所近年来的研究领域和水平有所了解。

在筹集本文集时，编辑部邀请了曾在大气物理研究所工作过的、现活跃在我国大气科学各部门、各领域的优秀学者为本刊撰写文章，谨藉此机会向他们在百忙中响应撰稿表示衷心感谢。

我们衷心希望本文集的出版，能为增进国内外大气科学工作者的相互了解及加强国际学术交流和合作作出微薄的贡献。

中国科学院大气物理研究所 《大气科学》编辑部  
《大气科学集刊》

1988年6月

# 大 气 科 学

## 特 刊

### 目 录

前言	( I )	
夏季青藏高原上空热力结构、对流活动和与之相关的大尺度环流现象	叶笃正 ( 1 )	
论梅雨的年际变异	陶诗言、朱文妹、赵 卫 ( 13 )	
季风和大气环流季节突变的数值模拟	曾庆存、梁信忠、张明华 ( 22 )	
关于东亚大气环流一些特征的动力学过程	朱抱真 ( 43 )	
一个东亚季风区的暴雨数值预报模式	周晓平、赵思雄、张可苏、刘苏红、张宝严 ( 60 )	
长期数值预报和大尺度海-气相互作用	巢纪平、王立治、王晓晔、季振纲、张人禾、蔡 怡 ( 79 )	
不同波数域中干、湿空气的E-P剖面 and 余差环流	吴国雄、陈 彪、吴正贤 ( 94 )	
夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其	物理机制	黄荣辉、李维京 ( 107 )
大地形和定常热源对大气环流指数循环过程的影响	许有丰 ( 117 )	
El Nino事件发生的一个重要原因——东亚寒潮的频繁活动	李崇银、陈于湘、袁重光 ( 125 )	
我国夏季的气候异常与埃尔尼诺/南方涛动现象的关系	符淙斌、滕星林 ( 133 )	
热带印度洋-太平洋海温纬向异常及其对亚洲夏季风的影响	陈烈庭 ( 142 )	
大洋环流数值模式的计算设计	张学洪、曾庆存 ( 149 )	
发展方程差分格式的构造与近岸海流数值模拟	曾庆存、季仲贞、李荣凤 ( 166 )	
三层准地转斜压模式中的准常定波与平流层极涡形成、维持和演变的	机制	郭卫东、纪立人 ( 176 )
梅雨锋上扰动发生发展的能量分析	赵思雄 ( 191 )	
梅雨锋对流活动的一种可能触发机制——关于非均匀层结、复杂环境风	场下对称不稳定的研究	刘 建、张可苏 ( 202 )
大气边界层物理研究的新进展	洪钟祥、张锡福、雷孝恩、周乐义 ( 217 )	
重庆地区大气气溶胶的物理化学特性及其对酸雨形成的作用		

.....	任丽新、王明星、邬虹、骆启仁、陈思龙、张冬保	( 236 )
云下雨水酸化过程数值模拟及重庆酸雨形成机理的探讨.....	刘帅仁、黄美元	( 245 )
空间激光雷达遥感大气气溶胶分布的反演算法初步研究.....	邱金桓、吕达仁	( 258 )
我国大气臭氧层地面遥感研究的进展及其在近代大气遥感上的意义.....		
.....	魏鼎文	( 271 )
云中冰相粒子差分反射率比值 $Z_{DR}$ 的特征研究.....	刘锦丽	( 277 )
用球面大气辐射传输模式研究平流层气溶胶长期变化——物理过程分析.....		
和初步结果.....	吴北婴、吕达仁	( 286 )
自然大冰雹的特征和人造冰雹研究.....	王昂生	( 301 )
喇曼散射法测量大气中水汽含量的潜力分析.....	王庚辰	( 310 )
晴空大气中的参数化辐射传输模式.....	赵高祥、汪宏七	( 318 )
西太平洋热带海域雨水化学组成.....	沈志来、黄美元、吴玉霞	( 328 )
机场跑道视程和斜视视程以及云高的激光综合探测.....		
.....	邱金桓、黄其荣、郑斯平、赵红接、伍少明	( 333 )
高空科学气球技术.....	荆其一	( 341 )

# SCIENTIA ATMOSPHERICA SINICA

## Special Issue

### CONTENTS

Preface .....	( I )
The thermal structure and the convective activity over Qinghai-Tibetan Plateau in summer and their interactions with large-scale circulation..... <i>Ye Duzheng</i>	( 1 )
Interannual variability of Meiyu rainfalls..... ..... <i>Tao Shiyan, Zhu Wenmei, Zhao Wei</i>	( 13 )
Numerical simulation of monsoon and the abrupt changes in the atmospheric circulation... <i>Zeng Qingcun, Liang Xinzhong, Zhang Minhua</i>	( 22 )
Some dynamical processes of the general circulation over East Asia..... <i>Zhu Baozhen</i>	( 43 )
A heavy rainfall numerical prediction model for the East Asian monsoon area..... <i>Zhou Xiaopiong, Zhao Sixiong, Zhang Kesu et al.</i>	( 60 )
Long-range numerical forecasting and large scale air-sea interaction..... <i>Chao Jiping, Wang Lizhi, Wang Xiaoxi et al.</i>	( 79 )
Moist and dry Eliassen-Palm cross-sections in different wave-number bands and residual circulation..... ..... <i>Wu Guoxiong, Chen Biao, Wu Zhengxian</i>	( 94 )
Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia and its physical mechanism..... <i>Huang Ronghui, Li Weijing</i>	( 107 )
An experiment on the effects of topography and stationary heat source for the process of index cycle in general circulation..... ..... <i>Xu Youfeng</i>	( 117 )
An important causative factor of El Nino event-frequent activities of the stronger cold waves in East Asia..... ..... <i>Li Chongyin, Chen Yuxiang, Yuan Chongquang</i>	( 125 )
Climate anomalies in China associated with El Nino/Southern Oscillation..... <i>Fu Congbin, Teng Xinglin</i>	( 133 )
Zonal anomaly of sea surface temperature in the tropical Indo-Pacific Ocean and its effect on summer Asia monsoon..... ..... <i>Chen Lieting</i>	( 142 )
A computational design of numerical world general circulation model..... <i>Zhang Xuehong, Zeng Qingcun</i>	( 149 )
The construction of difference schemes of evolution equations and	

the numerical simulation of offshore currents.....	
.....	<i>Zeng Qingcun, Ji Zhongzhen, Li Rongfeng</i> ( 166 )
Stationary waves in a three-layer quasi-geostrophic model and mechanism for the formation, maintenance and evolution of polar vortices in the stratosphere.....	<i>Kuo Weidong, Ji Liren</i> ( 176 )
Energetics of cyclogenesis on Meiyu(Baiu) front.....	<i>Zhao Sixiong</i> ( 191 )
A possible triggering mechanism for heavy rainfall on Meiyu front .....	<i>Liu Jian, Zhang Kesu</i> ( 202 )
The advances for research on atmospheric boundary layer physics.....	<i>Hong Zhongxiang, Zhang Xifu, Lei Xiaoen et al.</i> ( 217 )
The physical and chemical characteristics of the atmospheric aerosol in Chongqing area and their effect on the formation of acid rain.....	<i>Ren Lixin, Wang Mingxing, Wu Hong et al.</i> ( 236 )
A numerical simulation of the acidification process of rain water below the cloud and the mechanism of acid rain formation in Chongqing area .....	<i>Liu Shuairan, Huang Meiyuan</i> ( 245 )
A study of inversion algorithm for determining atmospheric aerosol profile from simulated space-borne Lidar signals.....	<i>Qiu Jinhuan, Lu Daren</i> ( 258 )
The progress of the ground remote sensing research for the atmospheric Ozone in China and its significance on the general atmospheric remote sensing .....	<i>Wei Dingwen</i> ( 271 )
Differential reflectivity characteristics in ice-phase precipitation.....	<i>Liu Jinli</i> ( 277 )
A study of the long-term variation of stratospheric aerosols by a spherically-layered atmospheric radiation transfer model.....	<i>Wu Beiyong, Lu Daren</i> ( 286 )
Characteristics of large natural hailstones and the studies of artificial hailstones.....	<i>Wang Angsheng</i> ( 301 )
Potentialities of Raman scattering method for detection of water vapour concentration in the atmosphere.....	<i>Wang Gengchen</i> ( 310 )
Parameterization model of radiation transfer in clear atmospheres .....	<i>Zhao Gaoxiang, Wang Hongqi</i> ( 318 )
Chemical composition of rainwater in the Tropical West Pacific area .....	<i>Shen Zhilai, Huang Meiyuan, Wu Yuxia</i> ( 328 )
Simultaneous measurements of RVR and SVR and cloud height by Lidar.....	<i>Qiu Jinhuan, Huang Qirong, Zheng Siping et al.</i> ( 333 )
Technology of balloon for upper air sciences.....	<i>Jing Qiyi</i> ( 431 )



# 夏季青藏高原上空热力结构、对流活动和与之相关的大尺度环流现象

叶 笃 正

(中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

本文回顾了关于夏季青藏高原热力特征及其对大气运动影响的研究,介绍了近期的研究成果。指出作为夏季大气运动的一个热源,高原上空大气的热力结构极不稳定,对流发展很旺盛,因而表层感热和潜热能有效地被输向高层。潜热加热不仅在高原东部是重要的,在高原西部也是重要的。这种强烈的对流活动有效地维持着低层大气运动的强烈辐合和高层的强烈辐散。分析还表明,高原加热对维持亚洲和太平洋地区大型的垂直环流有十分重要的意义,对北非和中东的沙漠形成和中国西北的干旱也有重要的影响。

青藏高原占据我国陆地面积的四分之一,相当一部分高达对流层的一半。它冬季位于西风急流的纬带上,夏季处在东西风带的交界处,对大气运动产生重要影响。从40年代末起,人们对如此庞大的地形在大气运动中的作用开始了系统的研究,取得了许多重要成果。尤其是关于冬半年高原的动力和热力作用的研究,更日趋成熟。人们发现,冬季大气准定常波的激发、东亚大槽的维持以及平流层阿留申高压的形成等等,均与高原的存在有关。我国的气象工作者在青藏高原天气动力分析上进行了许多先行性研究,杨鑑初等所著《西藏高原气象学》即为对50年代该项工作的总结。此后,国内外对青藏高原的气象现象和动力作用进行更多的分析。我国在70年代还组织了多次跨单位、多省区的协作研究。结果表明,青藏高原不仅具有独特的环流和天气气候特征,而且不同季节在全球大气环流中起着十分不同的作用。叶笃正和高由禧等所著的《青藏高原气象学》是对60年代和70年代研究工作的系统总结。

1979年,世界气象组织(WMO)组织了第一次全球大气研究计划试验(FGGE),取得了许多多时次的和非常规的气象观测资料,包括浮标、船泊、航测、卫星和遥感等资料。我国在同年夏季也增加了高原测站,进行青藏高原气象科学试验(TIMEX),获得了有关高原降水、云天及辐射等许多第一手资料。国内外同行们利用先进的计算技术,对上述观测资料进行了大量分析,取得许多新的成果,大大地深化了对夏季高原气象的认识。本文在回顾历史成就的同时,主要将概述近期有关研究的新成果。在第一至第三部分分别对高原上的热源、对流层的热力结构和对流活动进行综述之后,第四部分讨论高原及其周围地区的平均垂直环流,第五部分通过涡度的收支计算,分析高原上小尺度对流活动在维持大尺度环流中的作用,最后,在第六部分对结果进行综合讨论。

## 一、青藏高原上的热源

1950年以前,青藏高原基本上是个气象空白点。50年代气象观测网开始大规模在高原上建立,由此高原气象成了我国气象科研中心课题之一。在此之前,气象工作者一般都集中于研究高原或其它大地形对气流阻挡而产生的动力作用。50年代中期,作者等<sup>[1]</sup>与Floh<sup>[2]</sup>发现在夏季青藏高原上空为一个热源,随之我国气象工作者认识到这个热源对环流的重要作用而比较深入地加以研究(顾震潮、叶笃正<sup>[3]</sup>;叶笃正、张捷迁<sup>[4]</sup>;叶笃正、李吉顺、高登义<sup>[5]</sup>;叶笃正、杨广基<sup>[6]</sup>;叶笃正<sup>[7]</sup>)。西方气象学家如Floh; Reiter等<sup>[8]</sup>也都研究了这个问题。随后,不仅青藏高原的热力作用成了研究对象,其它大地形(北美洲落基山等)的热力作用也成了研究对象(Reiter、汤懋苍<sup>[9]</sup>)。

虽然如此,但只在近年来高原上观测资料比较丰富之后,青藏高原夏季热源的定量研究才成为可能。左大康<sup>[10]</sup>利用气候资料估计了拉萨的春、夏、秋、冬四季的有效辐射(地面长波辐射与大气长波逆辐射之差),陈隆勋等<sup>[11]</sup>利用拉萨探空资料估算了高原上的热源强度。1979年作者<sup>[12]</sup>利用高原各测站的气候资料,把高原分为东西两部分,分别估算了这两部分的四季热源强度。1979年5—9月,我国进行了大规模的青藏高原气象观测实验研究,其中一项大型观测就是高原不同下垫面上的辐射和热量平衡观测,由此推算出这段时期内高原上的热源分布。随后,1982年8月到1983年7月,兰州高原大气物理所又在四个有代表性的测站(改则、那曲、拉萨和甘孜)进行了全年的热源、热汇观测,至此人们有了青藏高原冷热源的观测资料。Nitta<sup>[13]</sup>, 罗会邦与Yanai<sup>[14]</sup>和杨伟愚等<sup>1)</sup>还利用1979年夏季高原探空资料,用例算的方法计算了高原热源的垂直分布。杨伟愚等更进一步讨论了1979年7月热源垂直分布的日变化,过去一般都认为西部高原的热源主要来自地面感热的向上输送,潜热很小。杨伟愚等则指出,1979年7月在高原西部的积雨云活动也不少。看来在西部,潜热对热源也有一定的贡献,至少在1979年夏季是如此。

## 二、高原夏季对流层的热力结构

青藏高原以其独特的海拔高度和它上空清洁的空气,接受了比较强烈的太阳辐射,对对流云的活动对短波太阳辐射的散射,更增加了这一作用,在夏季的雨后尤其如此。其年总辐射达每平方厘米1004kJ,比同纬度北非沙漠的837kJ大许多,比过去认为最大的开罗的辐射量921kJ还要大。1979年夏季各个辐射观测站都曾多次观测到比太阳常数大不少的太阳辐射量,在拉萨曾测得最大的一次为 $9.21\text{kJ}/(\text{cm}^2\cdot\text{min})$ ;超过太阳常数的次数有15次之多。强烈的太阳辐射造成了夏季高原近地面大气中巨大的垂直温度递减率。拉萨10年七月的日平均(地方时06和18时的平均)470hPa以下的垂直递减率已为超湿绝热,接近干绝热(叶笃正、李吉顺、高登义)<sup>[5]</sup>。白天,尤其在午后,近地面1—2km高度内温度垂直递减率时常是超绝热的,并可持续达6小时之久。在1979年高原气象科

1) 杨伟愚、吴国雄、叶笃正、尚未发表。

学实验期间，曾观测到超干绝热梯度层的厚度达2.3km，最强的温度递减率曾达到-13.9℃/km，其厚度达1.5km。

如此强大的递减率必然伴随着强对流活动，可造成高原上空深厚的混合层。罗会邦和Yanai<sup>[14]</sup>曾研究了1979年雨季前和雨季中高原大气的热力结构，图1给出1979年雨季前10天平均（实线）和雨季中10天平均（虚线）拉萨上空位温( $\theta$ )和相当位温( $\theta_e$ )的垂直分布曲线。

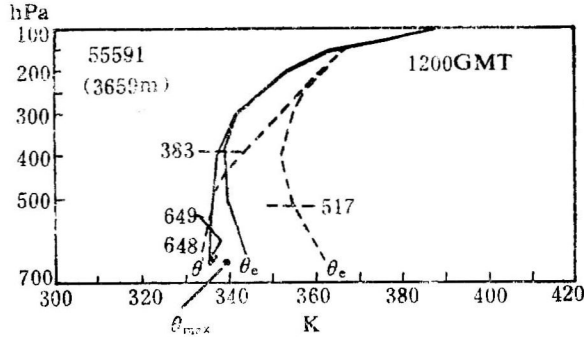


图1 1979年雨季前10天平均(实线)和雨季中10天平均(虚线)拉萨上空位温( $\theta$ )和相当位温( $\theta_e$ )的垂直分布曲线

所标数字为相应期间平均地面气压和12Z地面空气的抬升凝结高度，黑圆点标出观测到的最高地面位温( $\theta_{max}$ )。摘自文献[14]图19

图中还给出了地面平均气压和1200世界时(GMT)地面空气上升的凝结高度。可以看出，雨季来临之前，拉萨上空有一高达400hPa的混合层，其位温为336K。在此期间日最高地面位温出现于地方时15时，此时的地面位温高出同时期1200GMT地面位温2.1K，所以午后地面空气可以上升到远超过400hPa之上，而将地面感热输送到深厚的对流层大气之中。

雨季时，情况有所改变。比较图1中两组 $\theta$ 和 $\theta_e$ （雨季前和雨季中）曲线，可以看出和雨季来临前比较，在雨季中，对于对流来说，高原大气更稳定一些，而对湿对流则更不稳定。干稳定层结的增大来自地面气温少量降低和高空温度的显著增加（由降雨凝结潜热释放引起）。雨季期间，由于深厚的不稳定层，又由于比较低的凝结高度（517hPa），地面上升的空气可以在凝结之后到达200hPa，于是凝结潜热可以被带到对流层上部，使那里的空气增温（叶笃正、李吉顺、高登义<sup>[5]</sup>，罗会邦、Yanai<sup>[14]</sup>）。

宋正山、朱抱真和孙国武<sup>[15]</sup>也研究了高原西部上空的热力层结。图2是1979年7月2—11日期间地方时18点(a)和06点(b)的相当位温( $\theta_e$ )垂直分布（高原西部一个区域平均）。他们把2—11日分为三段，第一时段（2—4日）研究区域为冷槽控制，第二时段（5—7日）为高压控制，第三时段（8—11日）高压变性。比较三个时段清晨和下午相当位温 $\theta_e$ 的分布可以看出以

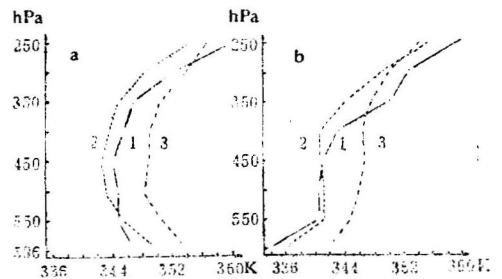


图2 1979年7月狮泉河、仲巴、改则三站平均相当位温的垂直分布

曲线1, 2, 3分别代表三个不同天气时段的状况，即7月2—4：日冷槽期；5—7日：高压期；8—10日：高压变性期。(a)12GMT；(b)00GMT。引自宋正山等(1984)。

下事实：第一，三个时段内温度虽有变化，但温度层结变化不大，都有一深厚的混合层，这说明气压系统没有能改变高原上空的热力结构。第二，夜间高原上空的降温主要限于低层，550hPa以上深厚的混合层日夜变化不大。但由于低层大气夜间的明显变冷，对整个对流层来说，夜间比白天趋于更稳定。杨伟恩等(1987)也得到了类似的结果。

### 三、高原夏季的对流活动

高原上空大气的不稳定层结结构自然会引起强烈的对流活动，人们早已注意到并讨论了这个问题(如Floh<sup>[16]</sup>；叶笃正，李吉顺、高登义<sup>[5]</sup>；袁福茂等<sup>[17]</sup>)，钱正安等<sup>[18]</sup>则以1979年高原气象科学实验资料为基础，对此又作了比较详细的讨论，下面我们归纳钱正安等工作的主要结果。

图3是根据泰勒斯N卫星资料作出的1979年雨季前(a)和雨季中(b)下午13—17时对流云频率的分布图。从中可以看出高原上空夏季对流系统的强烈活动。即使在雨季前(图3a)高原绝大部分的下午对流云频率皆在70%以上，最大对流活动区发生在高原的东南部、喜马拉雅山脉西部和昆仑山脉。最小对流活动区发生在申扎地区和柴达木盆地。到了雨季(图3b)，对流活动更加强烈，高原的绝大部分对流云频率在90%以上，最小区域也有70%。这里必须指出高原的对流活动中积雨云(Cb)占主要地位，袁福茂<sup>[17]</sup>曾根据3年资料统计高原各测站各月出现的积雨云(Cb)日数。在7月，格尔木(32°30'N, 80°05'E)出现(Cb)的日数最少，但也有16天(3年7月份的平均)，其余各站的积雨云日数皆在24天以上。这个数字配合图3可以说明高原夏季对流活动的强烈，可以称得上是全球对流活动最强烈的地区之一。实际上，高原的对流活动不仅在夏季强烈，在冬季也是可观的(袁福茂<sup>[17]</sup>)。

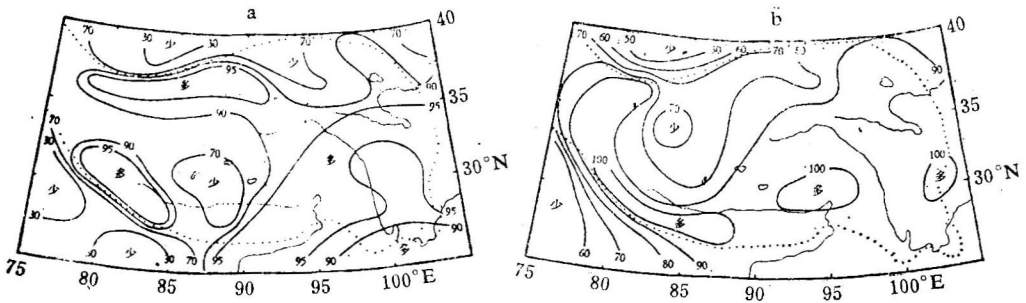


图3 1979年雨季前(a)和雨季中(b)下午13—17时平均的积云频率分布图

引自钱正安等(1984)

图3一个值得注意的现象是，高原西部的对流活动并不比东部少很多。杨伟恩等对此做了更多的论证。朱福康等曾把1979年高原观测记录结合FGGE资料整理出一套迄今最完整的高原资料，它尤其使高原西部资料得到很大改进。杨伟恩等利用这套资料和卫星云图分析了高原上空的垂直运动分布(图4)和对流云分布(图略)。从图4可以看到高原东部和西部各有一个最大垂直运动中心，这里也正是对流云地区。中国科学院大气物理研究所模拟组<sup>[19]</sup>用1975年8月的资料统计了青藏高原的无云次数百分率分布，主要特点是高原内部及偏南沿喜马拉雅山一线为低值区(即多云区)，西部中心约在31°N, 79°E附

近，也明显地与东部中心隔开。如认为多云区大致与盛行上升运动区配合，该图也说明高原西部上升区的存在，它是与东部上升区相分离的。

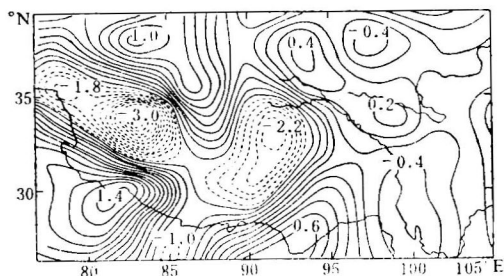


图4 1979年7月18时垂直平均“垂直速度” $\omega$ 的分布  
(单位: $10^{-3}$ hPa/s)

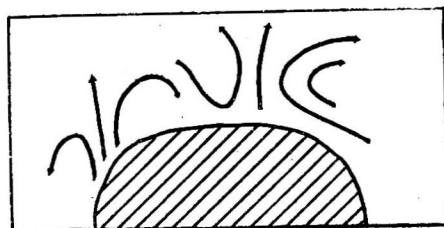


图5 转盘试验中,在一个通过加热的“高原”  
纬向垂直剖面上观测到的垂直环流示意图

为了进一步证实西部对流活动中心的存在，仔细考察了1977年7月青藏高原狮泉河(代表西部);改则、仲巴(代表中部)及双湖、那曲、拉萨(代表东部)各站的 $\theta$ 、 $\theta_e$ 的垂直分布曲线(图略)。发现:各站的分布型式相类似,日变化显著。西部及中部各站白天500hPa以下呈中性层结( $\theta$ ),400hPa以下是近中性或条件不稳定大气( $\theta_e$ )。东部站低层大气温度层结较中部稳定,但条件不稳定层深厚(如拉萨),300—400hPa条件稳定性也弱于中、西部,这说明西部也有对流活动,不过东部对流活动更为旺盛<sup>1)</sup>。

以上事实说明过去认为西部热源在夏季以地面感热输送为主、潜热很小(Flohn<sup>[16]</sup>;叶笃正<sup>[12]</sup>)的结论应予以一定的修改,看来在西部潜热也有一定的贡献。过去的结论是从高原雨量分布得出,而由于高原西部测站非常稀少,可能观测不到较大的雨量。

大气物理研究所模拟试验组(1977)<sup>[21]</sup>曾用转盘模拟青藏高原加热而产生的对流活动,也得到了两个对流活动中心(见图5),和上面的观测结果一致。他们还用Chandrasekhar<sup>[20]</sup>的线性理论估算了对流活动区的尺度,结果表明理论与实践基本是一致的。

模拟实验<sup>[21]</sup>还显示出一个有意义的现象,就是地面加热先使地面低层大气出现不稳定层结,产生低层对流,将热量输送到中层大气,中层大气增温一方面降低了低层大气的的不稳定度,压抑了低层大气的对流活动;而同时中层大气的增温加大了中层大气的的不稳定度,使中高层产生对流,把热量带到高层,于是中高层的层结趋于稳定,压抑中高层对流。然后,地面加热又重新产生上、下交替的对流活动。

图6是高原12个站7月份积云(Cu)和积雨云(Cb)日变化图。这12个站比较均匀地分布于高原。由图可以看出,在高原东部,全日Cb占绝大多数,日变化也小。往西,日变化

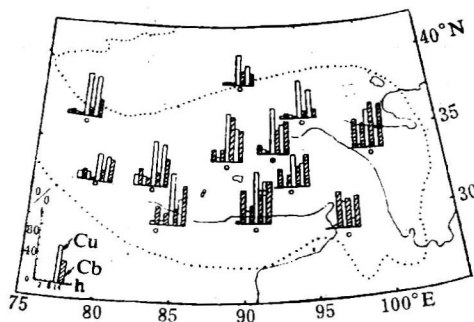


图6 1979年7月份高原上12个测站积云和积雨云日变化分布

1)本小节的资料和分析为宋正山同志提供。

比较明显,同时Cb的比重也下降。对流活动的日变化不仅表现在出现的频率上,还表现在对流高度上,图7是钱正安等<sup>[18]</sup>给出的1979年5—8月那曲对流回波高度的日变化。图中曲线1为对流回波最大高度日变化,曲线2为雨季(6月15日—8月31日)回波平均高度日变化,曲线3为雨季前期(5月21日—6月18日)回波平均高度日变化。三条曲线皆表现出明显的日变化,回波高度在清晨最低。比较曲线2和3,可以看出回波高度由雨季前期到雨季有明显的抬高,下午尤其如此。在雨季前的下午,平均回波高度为6公里(相对于地面,下同);到了雨季,这个时间的平均高度为8公里。而在早晨从雨季前到雨季,平均回波高度的升高不太明显。这说明从雨季前到雨季,回波高度日变化显著加大。杨伟愚等也细致地分析了高原对流活动的日变化,同时发现了清晨的对流活动是比较浅薄的,深厚对流则出现在下午,日变化异常显著。杨伟愚等还指出,在夜间高原的对流也是比较旺盛的,尤其是夜间云顶辐射降温,造成云上的不稳定层结,使Cb云得以发展,产生夜雨。



图7 1979年5—8月那曲站平均对流回波高度的日变化

曲线1: 最大回波高度; 曲线2: 雨季期间(6月19日至8月31日); 曲线3: 雨季前(5月21日至6月18日)。引自钱正安等(1984)

#### 四、夏季高原及其四周地区平均垂直环流

高原夏季小尺度对流活动盛行,每个对流单体的中心为上升气流,四周下沉,这些大量的小尺度对流单体聚合而成高原东西两个主要的大对流集聚地,也就是图4中两个最大垂直上升地区。由这个图可以看出,从若干对流单体看,它们四周的下沉气流补偿了它们的上升气流,但从高原整体看,有一个平均的上升气流。图8a(叶笃正、杨广基<sup>[6]</sup>)是7月沿 $90^{\circ}\text{E}$ 平均经圈环流。可以看出,高原的上升气流从对流层上部向南流,越过赤道在南半球下沉,这是大家熟知的季风Hadley环流。实际上这个环流的范围不局限于高原的经度,西迄 $55^{\circ}\text{E}$ ,东到 $140^{\circ}\text{E}$ 都是它的范围。有趣的是,在这个巨大的经圈环流中,在高原的南北两侧还有两个较小的闭合经圈,南侧环流的下沉支紧靠高原南缘,北面环流的下沉支则在高原北侧。

图8b是平均7月沿 $35^{\circ}\text{N}$ 纬向环流剖面(叶、杨)<sup>[6]</sup>。它表示出一支上升气流在高原上空随西风气流吹向东去,远在东太平洋 $160^{\circ}\text{W}$ 以东下沉形成一个巨大的东西向环流圈。图8c为平均7月沿 $20^{\circ}\text{—}30^{\circ}\text{N}$ 带的东西垂直环流,在图的两端显示出在 $40^{\circ}\text{E}$ 左右约700hPa以下为西风(即西南季风),吹向高原并上升,在高原上转为东风,到 $60^{\circ}\text{E}$ 以西的伊朗高压下沉。图8d为通过 $(5^{\circ}\text{N}, 60^{\circ}\text{E})$ 和 $(45^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{E})$ 两点的西南—东北向垂直面上的平均7月环流。该图明确地显示出西南季风吹向高原,爬升到600—500hPa,转为东北风,在阿拉伯下沉,成为一闭合环流。

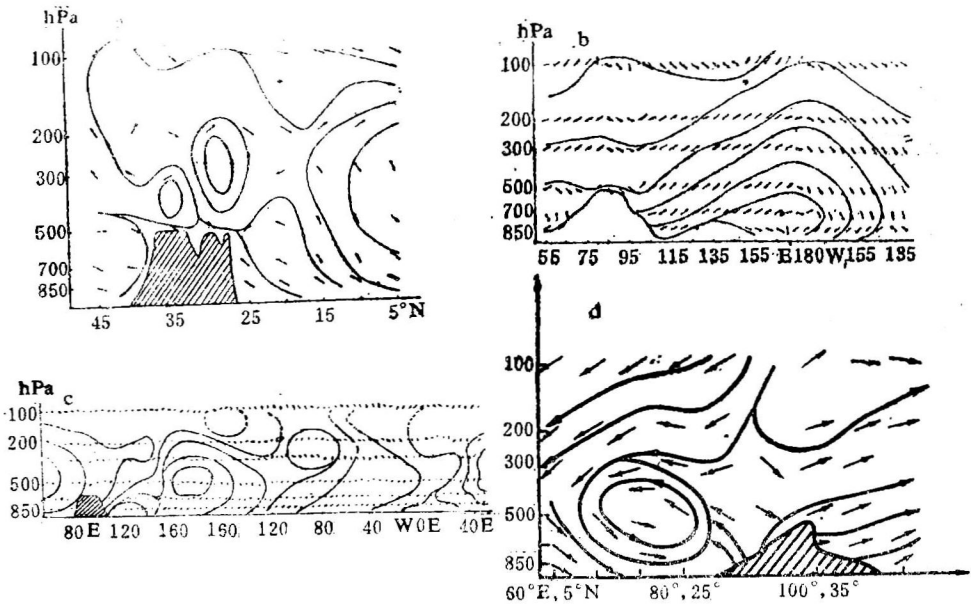


图8 7月份通过青藏高原的垂直剖面上的环流分布

(a)沿90°E的垂直环流；(b)沿35°N的垂直环流；(c)沿20°—30°N的垂直环流；(d)通过(5°N,60°E)和(45°N,110°E)两点的西南-东北剖面的垂直环流

以上是根据10年7月份平均风场计算出来的，所以是实际情况。这个实际情况的大尺度特征是：夏季高原上空平均为一比较强的(月平均可以达cm/s量级)上升气流，到了对流层上部向四周散开，在北部随西风流向东太平洋下沉，在南部随东风带流向阿拉伯海、伊朗以至更西的地区下沉。与此同时，在高原南部上空东风气流中有一比较强大的平均北风分量，把从高原上升的空气带到南半球。高原上升气流不能流向北方，而且紧靠高原北侧下沉，对这一带的干旱气候的形成很有影响。

贺海晏等<sup>[22]</sup>曾用1979年纪录做了类似于上述的研究，他们用辐散风与垂直运动组合，了解高原附近质量环流的状况，图9a是他们的1979年4月16日到7月4日80天平均的沿32.5°N垂直质量环流图，它可代表初夏季节变化前后的基本特征。可以看到，高原是强大的上升区，从高原上空向西辐散并在60°E附近下沉，然后辐合流向高原，构成垂直质量环流圈。高原东部状况稍有不同，上升的空气在中高层向东和向上辐散，但中下层在高原东侧有下沉并向高原辐合，可称之为高原季风。沿92.5°E的南北垂直剖面上(图9b)，南支的上升很明显，在高层向低纬度辐散，显然它将在南半球下沉。从高原上升的空气在上空向北辐散流开，并在高原北侧下沉。高原南部向高原辐合的气流很明显，但未见到像图8a中高原南侧的下沉支，没有形成小的闭合垂直质量环流。这是否因为剖面位置偏高原东部的缘故？

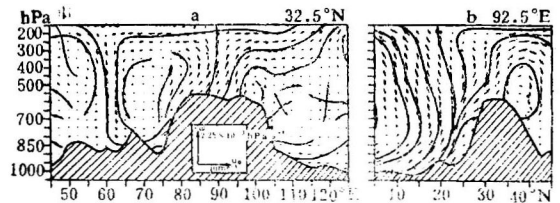


图9 1979年夏季80天平均的垂直剖面环流  
水平风采用辐散风分量。(a)沿32.5°N( $u_D, -\omega$ )；  
(b)沿92.5°E( $v_D, -\omega$ )。引自贺海晏等(1987)图17。

贺海晏等在同一篇文献中还讨论高原及其附近垂直环流的日变化。图10a,b分别为沿 $32.5^{\circ}\text{N}$ (东西)和沿 $92.5^{\circ}\text{E}$ (南北)的垂直环流日变化(地方时约为18时减去06时),期间与图9同。可以看出,日变化非常明显。高原四周有明显的闭合日变化环流。有意思的是高原南侧也出现图8a的闭合圈,由此更可看到高原上的热源对垂直环流的巨大作用。

为了进一步探寻青藏高原对这些垂直环流的作用,我们引用刘雅章<sup>[30]</sup>的一个研究结果。他利用GFDL数值模式,计算了有地形和无地形的200hPa上速度位势( $\chi$ )的分布。图11为有地形和无地形两种情况 $\chi$ 之差 $\Delta\chi$ 的分布。在高原上空为一个 $\Delta\chi$ 极大值区,表示高原的存在大大加强了它上空的上升气流,使之在对流层上部向四周流散,更有意思的是在东太平洋为 $\Delta\chi$ 的极小区。高原上的 $\Delta\chi$ 极大和东太平洋的 $\Delta\chi$ 极小表明,图8的巨大垂直环流和地形热源作用关系极大。

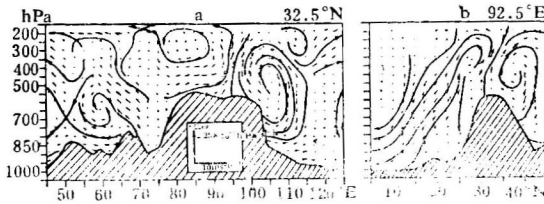


图10 1979年夏季80天平均的垂直剖面环流日变化

水平风采用辐散风分量。(a)沿 $32.5^{\circ}\text{N}$ ( $\Delta u_D, -\Delta\omega$ ); (b)沿 $92.5^{\circ}\text{E}$ ( $\Delta v_D, -\Delta\omega$ )。 $\Delta$ 为12GMT的值减去06GMT的值。引自贺海晏等(1987)图18



图11 由GFDL模式模拟得到的夏季200hPa速度位势差 $\Delta\chi$ 的分布

等值线间隔为 $10^6\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。 $\Delta\chi$ 为有地形模式的 $\chi$ 场减去无地形模式的 $\chi$ 场之差

## 五、小尺度对流活动对大尺度环流的维持作用

前面我们讨论了高原上强烈的小尺度对流活动。我们还知道在夏季高原上空的大型环流有这样几个主要特征:和四周相比,高原上是个高湿区,直到300—200hPa,夏季的比湿( $q$ )分布在高原上有一个最大的闭合中心(叶笃正、李吉顺、高登义<sup>[5]</sup>;杨伟愚等)。在对流层上部高原是个高温和高压区——虽然高温和高压中心并不在高原上。高原的近地面层是个比较稳定的低压环流区。本节要讨论的是小尺度对流活动和这些大尺度环流之间的关系。叶笃正、李吉顺和高登义<sup>[5]</sup>曾于1974年讨论过这个问题,指出对流活动带到对流层上部的水汽以及水汽凝结潜热足以分别维持那里的高温和高湿。他们还从Krishnamurti(1972)给出的200hPa流线中心和等速度位势线中心相合于高原上空的特点出发,研究了这个地区的涡度平衡,得出对流活动是维持这个地区涡度平衡(近地面层辐合产生气旋涡度,对流层上部辐散产生反气旋涡度)的主要成员,得到了与Holton与Colton<sup>[23]</sup>相同的结论。然而Murakami(1987)的最近研究指出,夏季200hPa等 $\phi$ (流函数)和等 $\chi$ (速度位势)分布图在高原上空并不基本重合,而有很大的交角,同时Sardeshmukh和Held<sup>[24]</sup>及Sardeshmukh和Hoskins<sup>[25]</sup>的研究都认为在低纬度对流层上



部涡度平衡主要来源于非线性平流和辐散作用两项的相消。

鉴于以上不同的结果，杨伟愚、吴国雄和叶笃正(1987)最近又利用1979年FGGE和青藏高原气象观测实验研究的资料研究了高原上空对流活动对大尺度环流的维持作用。由于对对流活动对高温和高湿的维持作用争论不大，这里不多讨论，仅讨论高原对流活动在涡度平衡中的作用。我们把涡度方程写成

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{\eta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial p} + \bar{\eta} \bar{D} + \left( \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial x} \cdot \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} - \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial y} \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right) + TT + R = 0$$

这里

$$TT = \overline{\mathbf{V}' \cdot \nabla \eta'} + \overline{\omega' \frac{\partial \eta'}{\partial p}} + \left( \overline{\frac{\partial \omega'}{\partial x} \frac{\partial v'}{\partial p} - \frac{\partial \omega'}{\partial y} \frac{\partial u'}{\partial p}} \right)$$

带“—”量为月平均值，带“'”量为时间平均的偏差，所以  $TT$  为各瞬变项的总和， $R$  为使方程达到平衡所需的残余项。因为计算是在网格上进行的，所以  $R$  是由次网格尺度对流活动所决定，所用的网格尺度为(1.875经度×1.875纬度)。对以90°E为界的東西两部高原分别进行计算，然后对高原整体进行平均。另外还对高原范围定义了两个标准，一个是以4500m等高线为范围，另一个是以2750m等高线为范围。青藏高原气象观测试验是从1979年5月开始的，我们的计算也是从该年5月开始，进行到八月，分月取平均。为了研究日变化，还对清晨06时和下午18时(地方时)分别进行计算。图12示出由4500m高度范围计算得的部分结果。涡度方程中有三个主要项，散度项( $\bar{\eta} \bar{D}$ )、平流项( $\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{\eta}$ )和残余项( $R$ )。其它各项均小，可略而不计。

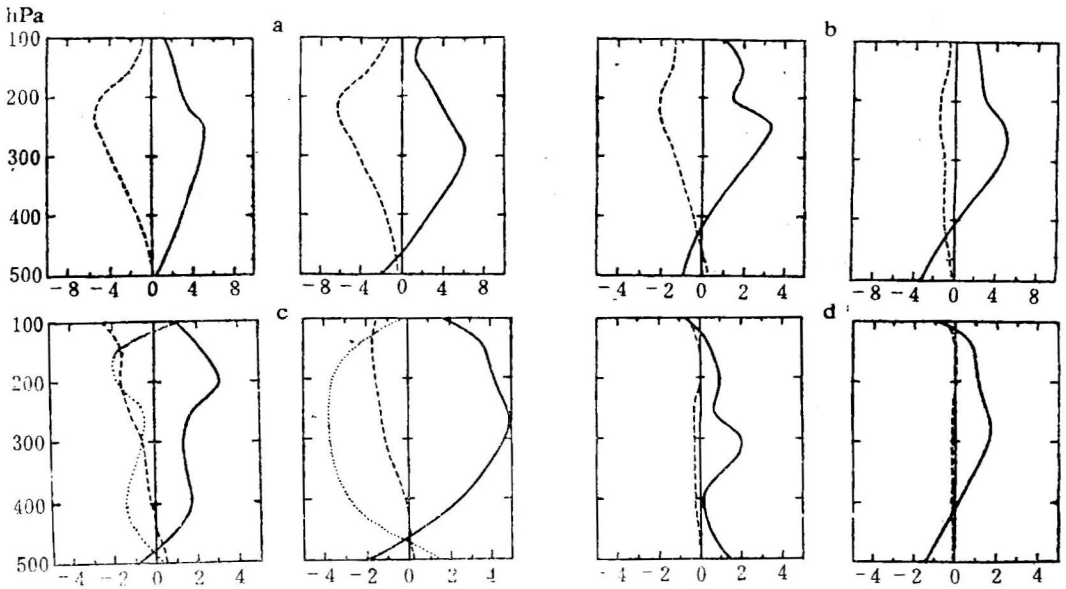


图12 1979年5—8月青藏高原4500m以上区域的平均涡度收支中散度项(实线)、平流项(虚线)和次网格尺度项(点线)的垂直分布  
单位： $\times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 。左：地方时06时，右：地方时18时。(a)5月；(b)6月；(c)7月；(d)8月

5月份，东西环流仍保持冬季特征，不论是2750m范围还是4500m范围，高原上主要是非线性平流与散度项相平衡，对流活动不重要。6月份，东亚环流出现向夏季型的突变，尽管06时的涡度平衡仍保持5月的特征，但18时的对流活动已明显增强，平流项已