

青藏高原气象论文集

(1975—1976)

青藏高原气象科研协作领导小组

青藏高原气象论文集

(1975—1976)

青藏高原气象科研协作领导小组

1975—1976
青藏高原气象论文集
(内部出版)

青藏高原气象科研协作领导小组出版
海南新华印刷厂印刷

1977.12. 于海口

出 版 说 明

根据 1976 年青藏高原气象科研协作领导小组西宁会议的决议，本次会议材料责承中国科学院兰州高原大气物理研究所具体负责编印。1977 年 4 月，由高由禧、赵恕、曹恩爵、孙国武、罗四维、刘富民、朱福康、周明煜、陈乾、李贤方等同志组成编审小组进行审编。其编审原则是：

一、本文集以提供天气、气候事实与交流预报经验为主，兼顾理论水平。凡能收到的材料尽量刊登（包括已发表的），作为资料保存，以利查阅。

二、本文集收编了 1975 年“青藏高原科研协作经验交流会”会议交流的材料共六十四篇，由于篇幅限制，其中八篇只刊登了摘要，有的作了适当的压缩和修改。

由于出版在即，时间紧迫，未能与作者一一交换意见，加之编审人员水平有限，工作中可能存在不少缺点，请作者和读者提出宝贵意见，以便在今后工作中改进。

中国科学院兰州高原大气物理研究所

一九七七年四月于兰州

内 容 简 介

本文集分环流与气候、高值系统、低值系统及分析与预报等四个部份。

第一部份，环流气候与长期预报有十九篇，其中讨论环流与气候的十五篇，讨论长期预报的四篇，重点介绍了高原及其邻近地区的流场特点、温度分布及降水分布的特点，讨论了高原与海陆分布对我国气候的影响，以及高原的冷热源问题，提出了一些新的现象和事实，有些看法并在模拟实验中得到证明。此外，对于西藏、贵州、云南、托托河等地区有关降水、大风、暴雨及雨季等气候特征和长期预报也进行了讨论。

第二部份，高值系统共十四篇，其中有七篇对100毫巴青藏高原的东西振荡，采用天气动力学、卫星云图、数值分析和模拟实验等不同方法，通过两个例子进行了分析研究，提出了热力学（自身振荡）和动力学（强迫振荡）两种不同的观点。还有七篇讨论了500毫巴西太平洋副高与100毫巴青藏高原的关系，以及副高与中高纬度系统的关系等。

第三部份，低值系统共有十篇，其中有七篇讨论了高原上面及其东侧低涡的结构、形成发展的机制、水汽来源及其预报方面的问题。另有三篇讨论了低槽过高原及其预报问题，和横断山脉对低槽的影响。

第四部份，天气分析和预报共有二十一篇，有十六篇文章比较全面地讨论了高原地区灾害性天气的分析和预报问题，如雪灾、暴雨、大风、雨淞及低雾等，只有四篇属于分析方法，有一篇属于数值预报试验。

本文集可供从事天气预报工作的同志和气象科研人员参考。

目 录

环 流 气 候 与 长 期 预 报

✓青藏高原及其附近地区的流场特征·····	1 — 10
青藏高原地区地面温度场特征及其形成研究·····	11 — 21
高原地区降水量分布图的特征·····	22 — 33
海陆分布和青藏高原对我国气候的影响·····	34 — 46
• 青藏高原的辐射平衡、热量平衡及冷热源问题的研究·····	47 — 52
青藏高原上空夏季温度场及大型对流系统的模拟实验·····	53 — 64
夏季青藏高原流场三维结构的模拟实验·····	65 — 73
热带东风急流与我国东部地区降水异常的初步分析·····	74 — 81
波状基本气流上扰动波的不稳定问题·····	82 — 92
近五百年来西藏高原气候变迁·····	93 — 97
关于云南雨季开始和终止期标准的探讨·····	98 — 100
云南高原季风环流与雨季的气候分析和区划·····	101 — 106
高原热力作用和地形影响下的我地大风和降水的特点·····	107 — 108
昆仑山口辐射状况考察报告·····	109 — 119
昆仑山口地区热状况考察报告·····	120 — 128
西藏地区“六转风”群众经验的初步总结及其在长期天气预报中的应用·····	129 — 136
贵州省暴雨过程及其长期预报·····	137 — 143
昆明五月降水量的一个预报试验·····	144 — 145
“正交分解——逐级回归”预报法及其在西藏高原长期天气预报中的应用(摘要)·····	146 — 147

高 值 系 统

南亚高压东西振荡过程初步探讨·····	148 — 157
100毫巴青藏高原东西振荡过程的研究·····	158 — 165
对盛夏100毫巴大陆高压活动的分析·····	166 — 171
100毫巴青藏高原流型转换的个例分析·····	172 — 188
夏季100毫巴青藏高原的卫星云图特征·····	189 — 198
加热场的计算方法及一次青藏高原过程中加热场的作用·····	199 — 212
青藏高原移动的模拟试验及其在夏季形势预报中的应用·····	213 — 221
副热带高压系统的变动与流场、温度场、加热场特征及其预报·····	222 — 228
• 中纬度扰动对低纬度副热带高压流场影响的数值试验·····	229 — 236
• 夏季海洋上副热带高压的成长维持与青藏高原的联系——一个定性讨论·····	237 — 241

中纬度扰动对低纬度流场影响的分析讨论·····	242—246
盛夏亚洲和西太平洋副热带地区高压活动规律的若干研究·····	247—253
盛夏高原西路低槽与副热带高压·····	254—261
盛夏亚洲上空副热带高压活动的波谱分析(摘要)·····	262—262

低 值 系 统

盛夏青藏高原低值系统的初步研究·····	263—282
五至六月西南低涡的发展及其与四川暴雨的关系·····	283—290
西南低涡的初步研究·····	291—298
西南低涡结构的个例分析·····	299—306
盛夏西南低涡对百色地区的影响·····	307—316
盛夏西北区东部暴雨盛期的水汽输送及水份平衡问题个例分析·····	317—329
盛夏高原低涡发生发展的预报判据(摘要)·····	330—331
高原出槽的预报问题·····	332—339
横断山脉对南支槽的影响(摘要)·····	340—342
从谐波分析看两个长波槽过高原的变化(摘要)·····	343—343

天 气 分 析 和 预 报

南疆西部一次暴雪天气过程的环流特征·····	344—348
南疆西部的一场大雪·····	349—353
西藏高原两次大风过程分析·····	354—356
玉树自治州雪灾的研究·····	357—370
阿里地区夏季降水天气系统的初步分析·····	371—377
青海高原盛夏大——暴雨的初步分析预报·····	378—388
成县盛夏短期降水预报·····	389—396
贵州雨淞天气的初步分析·····	397—407
共和春季下传大风预报·····	408—413
一次准噶尔盆地冬季低云雾的个例分析·····	414—420
西太平洋高压型的中期预报·····	421—425
垂直气流的等熵分析与云和降水的预报·····	426—434
青藏高原东侧准静止锋(北段)的分析·····	435—439
应用“气象要素势”分析高原地面天气的探讨·····	440—447
用大尺度天气参数推断小地形影响下的天气分布·····	448—456
我站开展预报改革的部份情况和对青藏高压研究的一些肤浅想法(摘要)·····	457—457
几种客观分析方法的对比(摘要)·····	458—458
波谱计算(摘要)·····	459—459
青藏高原对东亚大型天气过程动力影响的初步研究·····	460—467
雨季中、大雨天气预报·····	468—470
日喀则机场夏季(6—9月)低云预报·····	471—474

青藏高原及其附近地区的流场特征

高原气候图集会战组*

关于青藏高原及其附近地区流场的结构以及高原对大气环流的影响等问题,过去已有了不少研究。但是由于采用的资料都比较短,而且年代不一,因而某些事实至今尚未统一。我们这次会战所用的资料比过去类似的工作都要长,范围也较广泛,这为我们对青藏高原及其附近地区的流场结构以及高原大地形对大气环流的影响等问题进行比较仔细的分析提供了条件。本文着重指出高原及其邻近地区高空流场结构及其季节变化的一些事实。

一、资料及分析方法

我们这一套“青藏高原及其邻近地区的高空流线图集”包括各高度月平均流线图(即月平均合成风流线图)和各高度月盛行风流线图两大部分。各自所选的层次分别为:

月平均流线图:1.5千米,3千米,4千米,5千米,7千米,9千米,10千米,12千米,16千米,20千米,24千米(海拔),计十一层。

月平均盛行风流线图:地面,2千米,4千米,5千米,6千米,9千米,12千米,16千米(海拔)计八层。

国内的盛行风资料取自中央气象局整编出版的“1960—1969中国高空气候资料(各高度风)”;国外苏蒙地区取自中央气象局整编出版的“苏蒙地区部分高空站气象资料(第一册)”,其记录年代为1963—1967年。

盛行风的规定:把风向分为十八个方位,取其中风向频率最大者为盛行风。如果某一月中某高度上相邻几个方位的风向频率相同,取中间那一个方位的风作为该月该高度上的盛行风。

国内的合成风资料是由中央气象局资料室根据整编的“1960—1969中国高空气候资料(各高度风)”计算的。计算公式为:

月平均合成风风速

$$|\bar{V}_{月}| = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^{18} n\bar{u} \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^{18} n\bar{v} \right)^2}$$

*本文是青藏高原气候图集会战会议流场分布图的工作总结。参加这一工作的有沈志宝、李道远、罗万能、蒋振强、季元中、张绍棣、卢清裕、郑声德、刘学能、袁福茂、梁旭等同志。本文由沈志宝、蒋振强二同志执笔。

平均合成风的风向

$$\bar{\theta} = \text{Arctg} \frac{\sum_{i=1}^{18} n u}{\sum_{i=1}^{18} n v}$$

$\bar{u}$ 、 $\bar{v}$ 为各方位风的西、南风分量， n 为各方位风出现频率(%)。

国外部分的资料，南亚和东南亚地区取自文献〔1〕，苏蒙地区取自文献〔2〕。前者为1962—1963年以前的五至八年间的资料，后者为1950—1959年的十年平均值。

各类流线图都是根据风向直接绘制的。分析时参考了各相应等压面上的月平均气压形势场。

二、高空平均流场的结构

我们这一套高空平均流线图所反映的高原及其邻近地区的平均环流特征，与近年来已经揭示的这一地区的平均气压场特征是大致吻合的〔3〕。从平均流线上还揭示出一些在平均气压场上比较模糊的和分析不出来的系统，而这些系统大都具有明显的气候意义。

受高原地形的动力和热力影响，在海拔4千米以下的低层流场比较复杂，出现许多闭合的环流系统。5千米以上各层的流场则比较简单。与平均气压场的年变化相同，平均流场在冬、夏也呈基本相反的结构，3千米以下的流场在春、秋两季也显示出其季节特征。

(一) 冬季

图1、2、3分别为1月1.5千米、3千米和5千米高度的平均流线图。3千米以下西风带被青藏高原分成南、北二支气流，这已是众所周知的事实。但是，无论是在北支气流里还是在南支气流里，情况都同样复杂。

1. 在高原北侧，1.5千米高度平均流线上有两个反气旋性环流系统，其中之一在南疆盆地，另一个在天山以北，中心大约在阿尔泰山以东，这就是通常所称的冬季地面蒙古冷高压在高

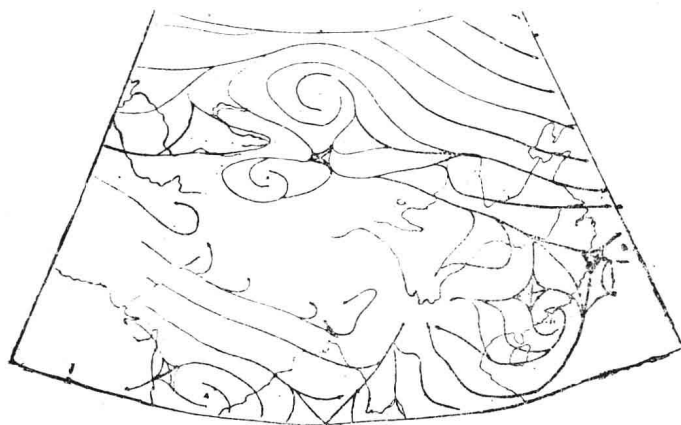


图1 合成风1500米1月

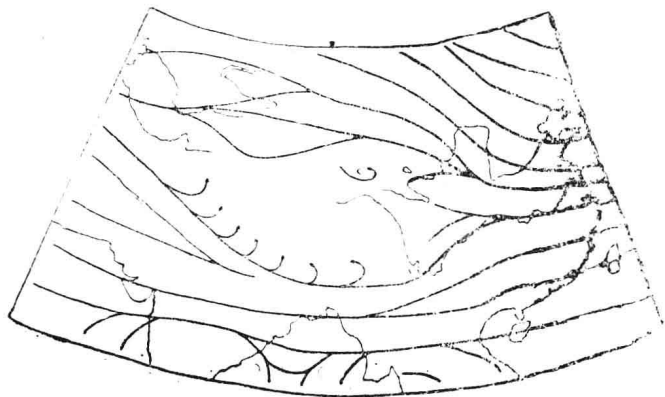


图2 3000米1月

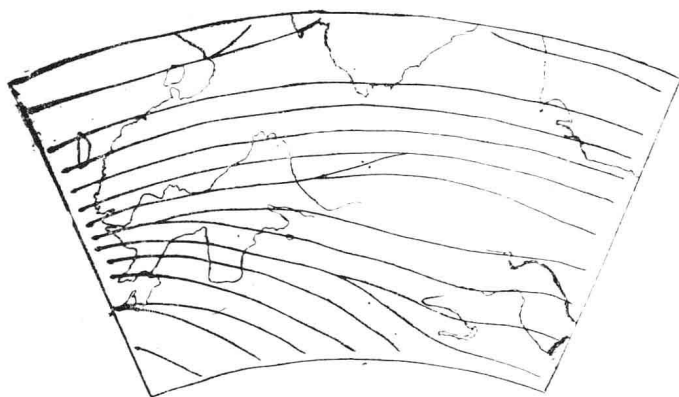


图3 5000米1月

蒙古高压的存在与否提出过怀疑,认为冬季东亚地面冷高压中心不在蒙古而应在青藏高原上或在高原东侧,地面蒙古冷高压是由于把场面气压订正到海平面时订正误差太大而引起的不正确的结论^{[3]、[4]}。为了确证这个高压的存在,我们比较了一些过去类似的工作,其中的一些与我们分析的结果是相似的,在中、蒙、苏交界处有一个反气旋性环流系统^[5]。叶笃正等利用1954—1956年的两个冬季(12月和1月)的测风记录所作的平均流线图^[6],在这个高压所在的位置上分析出一个明显的辐散区。通过比较发现,虽然他们所用资料的年代和长度与我们相差很大,但在这一地区里各站的风向是一致的。在他们的图上,蒙古冷高压表现为一明显的辐散区,如果采用同样的分析方法是完全可以得到相同的流场结构。由图1可见,在高原的东侧1.5千米高度上也确有一反气旋性环流,我们认为,与蒙古冷高压相比,它不是冬季东亚地面主要的冷高压,这个高压环流的结构和形成原因将在下面加以描述。

由于蒙古西部高空风记录稀少,目前要确切地肯定蒙古冷高压中心的位置还有困难。从一月平均流线图可见,这个高压位于高空脊前的西北气流之下,其厚度在海拔2千米以上,但达不到3千米高度。蒙古冷高压从十月份开始出现到四月份消失,其位置无变化,其强度在一、二月份最为强大。高压的后部(西部)从北疆到巴湖一带环流虽然比较完整,但风速较小,高压前部的西北气流较强,这些都是与经验相符的。高压南部的偏北气流在南疆盆地的东南缘被分成东、西二支气流,这可能与青藏高原大地形的阻挡作用有关。往西的一支加强了南疆盆地的反气旋性环流,往东的一支则沿着高原北缘东进加强了河西走廊上空的西北气流。

2. 在高原南侧,3千米以下并不是一支简单的西风气流。沿喜马拉雅山脉的南缘有一条狭窄的低压带,此低压带以北的偏东气流即为冬季青藏高原冷高压在流场上的反映。从这一点上讲,低压带在很大程度上是高原近地面层冷高压的诱发系统,因而是热力性质的。关于此低压带的垂直结构,文献^[8]已有较详细的说明。

3. 高原东侧,3千米以下气流的绕流现象是明显的。前面提到的1.5千米高度上高原东侧的反气旋性环流,即是高原北侧的西北气流在高原东北侧反气旋性旋转之后形成的。绕流冷空气在高原东侧堆积形成冷高压,从流线上可见,这部分冷空气源于蒙古冷高压。因

空流场上的反映。

南疆盆地的反气旋性环流系统在一月份范围最大,在冬季的其它各月,仅仅在盆地的东半部形成一个“半边高压”环流(也可能在盆地的北半部为一闭合环流)。这个反气旋环流系统很浅薄,强度也很弱,以致在平均气压场上毫无反映。

从图1可见,冬季地面蒙古冷高压*在1.5千米高度上仍是一个相当强大的系统。过去曾经对

*中心只根据山沟中一个月的记录确定的,其位置在阿尔泰山西南侧并不在蒙古——编者。

此, 我们认为: 冬季东亚地面的主要冷高压是蒙古冷高压而不在高原东侧。高原东侧的绕流冷高压是青藏高原大地形动力影响的产物, 其强度和厚度应与地面蒙古冷高压的活动有极大的关系, 在高原东侧为绕流冷高压控制的地区, 盛行弱的偏东风, 而且愈接近高原偏东风的风速愈小, 过去常称之为“死水区”。

在高原东侧, 1.5千米高度上从郑州—威宁一线有一条辐合线, 这条辐合线是绕流冷高压与南海高压之间的辐合线, 通常称为“昆明准静止锋”。到了3千米高度上, 高原东侧的绕流冷高压已经消失, 代之以一致的西南气流。昆明准静止锋也已不复存在, 而在 30° — 31° N附近宜昌以西有一条辐合线存在, 其西段正处在地面松潘低压的上空。此辐合线的高度为东低西高, 到5千米高度上, 辐合线的东段已经不复存在, 但在地面松潘低压的上空仍有较明显的气流辐合。由此可见, 松潘低压是一个比较深厚的系统。如果用昆明准静止锋来表示高原东侧1.5千米上绕流冷空气堆的南界, 那么由1.5千米和3千米高度上辐合线位置的南北差异可以推测: 绕流冷高压是一浅薄的冷空气堆, 其厚度南低北高。在此冷空气堆之上, 暖湿的西南气流约以不到千分之三的坡度上滑, 其结果是在冷空气堆所控制的区域——四川盆地、黔北、湘西等地区形成冬季阴湿多云雨的气候特征。

4. 青藏高原大地形对西风气流的动力作用在4千米以上主要表现为气流的爬坡, 分支和绕流作用是次要的。由图3可见, 高原北侧的新疆浅脊在天山山脉的西部, 脊线位置约在 80° E附近。此高压脊的后部塔什干、阿拉木图等地5千米高度上都是西南气流, 气流方向与高原地形是平行的。因此可以认为, 新疆高压脊与高原大地形的动力分支作用有关, 而且此脊一直到9千米高度上还可见。但是就总体上来看, 4千米以上高原大地形的分支绕流作用大大减弱, 除新疆浅脊附近外, 高原及四周都为比较平直的风气流, 甚至在高原南侧的印缅低槽在流场上也不明显, 当然还是有反应的。为了更清楚地说明4千米以上分支绕流作用的明显减弱, 我们比较了高原东侧大约沿 105° E的南北向剖面上, 各测站自1.5千米至12千米

表 1 1月沿 105° E各主要测站12Km以下各层的月平均风向

站名 高度(公里)	兰 州	汉 中	重 庆	贵 阳	百 色
12.0	253°	268°	256°	255°	257°
10.0	273°	269°	260°	259°	260°
9.0	286°	272°	264°	259°	263°
8.0	284°	273°	267°	260°	262°
7.0	281°	277°	268°	263°	264°
5.0	288°	285°	271°	264°	263°
4.0	287°	294°	264°	263°	267°
3.0	286°	296°	234°	248°	265°
1.5		50°	136°	113°	191°

高度各层次上风向的变化。从表 1 可见，在 3 千米以下高原东侧的汉中和重庆之间有较强的辐合，此辐合带即高原南、北两支气流在高原东侧辐合的结果，值得注意的是南支气流在 4 千米以上的变化，重庆和贵阳两个站的风向在 3 千米与 4 千米之间有较大的变化，其中重庆站风向变化为 30° 。4 千米以上，风向随高度的变化很小。但直到 19 千米还存在南北气流的辐合，这可能是对低空气流绕流作用的反应。

图 4 是一月份沿 90°E 平均纬向风速剖面图。由图可见，副热带急流中心并不在高原的南侧，而是位于高原南部（大约 29°N ）上空 14 千米—15 千米的地方，急流中心的强度接近 60 米/秒。在沿 120°E 的平均纬向风速剖面图（图略）上，副热带急流中心的位置与 90°E 一样也在 29°N 附近，但急流中心的强度要强得多（超过 70 米/秒）。这表明冬季付热带急流的位置和强度是由大气环流本身决定的，高原的影响（动力的和热力的）也许是极其微小的。但在对流层中下层青藏高原对大气环流的影响却是十分显著的。大约在 7—8 千米以下，最大西风便不再在藏南地区上空而在高原的南侧（ 28°N 以南）了；在高原的北侧，5 千米以下也出现了一个次大的西风带，高原上的西风风速相对两侧要小得多。这说明高原大地形对中低层气流的影响是明显的。

冬季经常出现在中、高纬度地区（ $40^\circ\text{--}60^\circ\text{N}$ ）的温带西风急流在图 4 中找不到，这可能与温带急流位置的极不稳定有关。

（二）夏季

图 5、6、7、8 分别为七月 1.5 千米、3 千米、5 千米和 16 千米高度的平均流场图。从这些图上可以看到：

1. 夏季高原热低压是一浅薄系统，其环流并不完整，但气流的辐合却是明显的，在高原的中部形成一条东西向的辐合线（图 7），此辐合线在 5 千米高度上位于 34°N 附近。在高原热低压的南、北两侧都有高压带存在，南边的高压位于印度平原北部，我们将在下一节中对其进行分析，高原北边的高压带其轴线是随高度向高原内部倾斜的，在

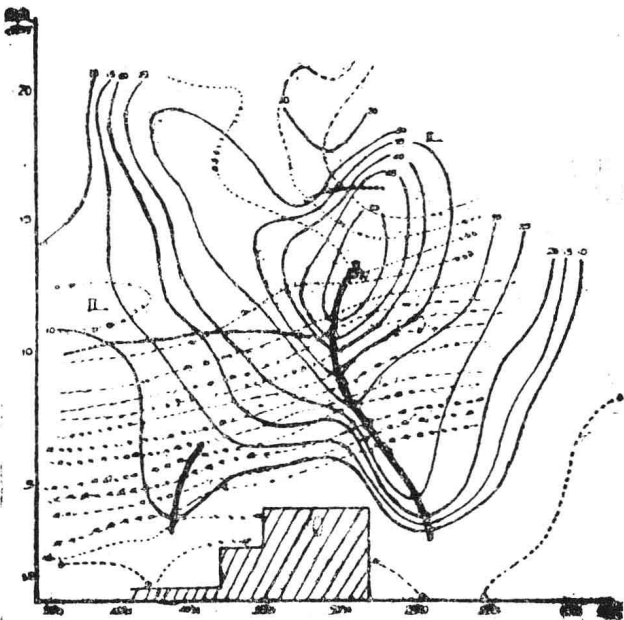


图 4 1 月沿 90°E 平均纬向风速剖面图
—— 等 u 线 (m/s)
--- 等 T 线 ($^\circ\text{C}$ 隔 5°C)
粗虚线 对流层顶
粗实线 最大西风轴线



图 5 1500 米 7 月

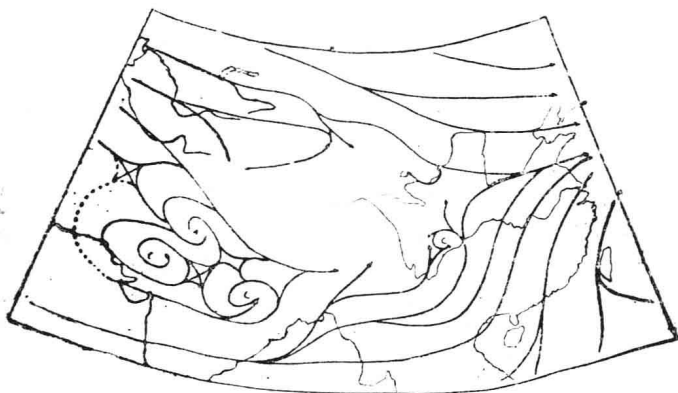


图6 3000米7月

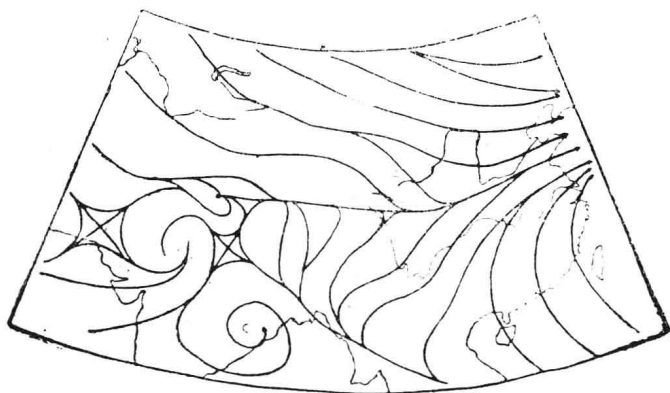


图7 5000米7月

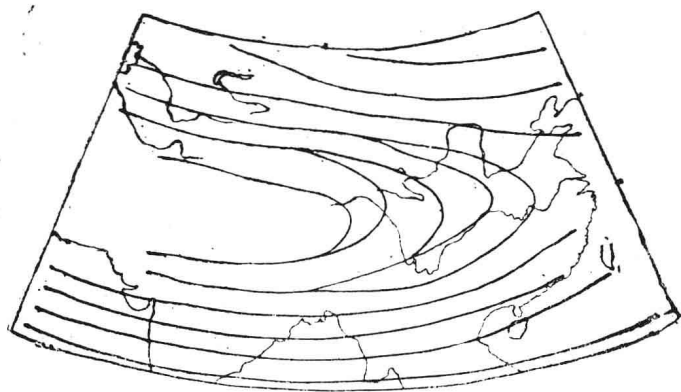


图8 16000米7月

的热低压。在3千米高度上印度季风低压槽的走向已近于东西向，在低压槽内有两个低压中心，分别位于印度大陆的东海岸附近。到了5千米高度上，印度季风低压槽轴的位置已南移到 20°N 附近。

上节中提到的在高原热低压南边的高压带，位于印度季风低压槽的北边，在高原热低压与印度季风低压槽之间，此高压带仅出现在3千米高度上并有比较完整的反气旋性环流（图

3千米以下分成两个中心，即兰州高压和新疆高压，它们都没有完整的高压环流。新疆高压轴线的南倾比较明显，1.5千米上高压中心约在天山山区，3千米高度上反气旋中心位置在南疆盆地的东部。

在南疆盆地的南缘，3千米以下和田附近有一弱的辐合线，此辐合线除隆冬季节（1—2月）外，在其它各月都可见。由于南疆盆地水分条件极差，因此该辐合线附近并无明显的降水出现。天气实践发现，在有利的天气形势下，在此辐合线附近常常出现浮尘和能见度变坏等天气现象。

2. 在高原南侧印度北部平原上，夏季5千米以下流场的垂直结构比较复杂。印度季风低压槽无疑是对流层中低层的一个重要的环流系统，其垂直厚度可达5千米，其轴线是随高度向南倾斜的。根据以往的研究可知，在地面上印度季风低压槽轴的走向是与喜马拉雅山脉平行的，在 80°E 季风槽轴的位置在 26°N 附近。在1.5千米高度上，季风低压槽轴的走向尚未变化，但位置却稍有南移，约在 25°N 附近。沿着季风低压槽轴在印度平原的东北部有一完整的气旋性环流，而在印度的西北部也有一个明显的气旋性环流系统，后者即印度西北部

6), 在1.5千米和5千米高度流线上均无反映。从七月平均气压场图上看, 这个高压带似乎是付热带高压的一部分〔3〕, 但从平均流线图来分析这个高压带的垂直结构和季节变化, 很难看到此二者之间有共同之处。文献〔7〕曾指出, 付热带高压脊在对流层中低层是不连续的, 在850mb以上至500mb之间, 青藏高原及其邻近地区仍为热低压所在地区。此现象在我们绘制的平均流线上也十分清楚, 上面所指的这个高压带正好位于付热带高压带断裂区, 它与付热带高压脊毫无联系。从其垂直结构来看, 它仅仅出现在3千米高度上, 是一个水平尺度不大但具有较完整的反气旋性环流的狭长高压带。高压带的轴线显然是受高原地形影响而平行于喜马拉雅山脉(也与印度季风低压槽轴的走向相同)。到了5千米高度上, 此高压带并没有增强并向东、西方向扩展而与付热带高压带打通, 相反已经消失。因此很难说明在3千米高度附近出现的这个垂直厚度极其薄的高压带是付热带高压带的一部分。其次, 付热带高压脊线的位置有明显的月际变化。从平均流线上可见, 3千米高度上西太平洋高压脊线的位置五月在 15°N , 七月在 24°N , 八月位置最北在 27°N , 九月伸到我国大陆的华南上空。然而, 印度季风低压槽北边的这个高压带却是与印度季风低压槽同时生消的, 我们只能看到它有明显的强度变化, 七月最显著, 十月已消失, 但看不到其脊线位置的月际变化。目前, 虽然还没有足够多的资料来仔细分析这个高压带的结构及成因, 但可以初步认为, 这个高压带并非付热带高压的一部分, 它的形成同高原热低压与印度季风低压槽有关, 是这两个系统共同作用之下诱导出来的小高压带。此高压带南侧的偏东气流亦即印度季风低压槽北侧的偏东风, 而在其北侧的偏西气流亦即高原热低压南侧的偏西风。就此点而论, 此高压带的形成是与高原夏季的加热作用有关的。既然这个高压带的存在与高原热低压和印度季风低压槽息息相关, 是否可以称它为“季风高压带”。

3. 夏季高原东侧的辐合线是在对流层中下层的一个比较深厚的系统, 其位置在七、八月份达最北, 在5千米以下约在 35°N , 5千米以上稍向南倾。从平均流线图上看, 此辐合线的季节位移与强度变化与西太平洋高压的位置关系密切。西太平洋高压位置偏东, 高原东侧我国大陆上西南气流强, 辐合线就明显(如七、八月)。当西太平洋高压西伸, 高压中心位于大陆上空, 辐合线就不显著(如九月)。但高原上面的辐合线直到十月才不明显。

在四川盆地, 3千米以下为低压环流。

4. 7千米以下付热带高压在青藏高原以及亚非大陆上是断开的, 西太平洋高压中心在海上。在7千米高度上, 七月份西太平洋高压脊西伸到四川盆地的东部, 高原南部也为反气旋性环流控制, 但无环流中心, 这个反气旋性环流似乎是伊朗高压的一部分(高原西侧无记录)。大约从9千米高度开始, 青藏高压才成为夏季强大的活动中心, 高压脊线是向北倾斜的, 在9千米高度上脊线恰好与喜马拉雅山脉的脊线一致。到16千米高度上位于 31°N 附近。

七月, 付热带急流位于高原北侧, 急流中心的高度比冬季要低, 在12千米高度上(图略)。高原南侧高空东风带代替了西风, 东西风的分界线正位于高原上空。

三、春、秋季

关于春、秋两个季节的环流特征, 过去很少专门的研究, 我们在分析了各月各层次平均流场的特征及其演变后发现, 对流层低层(3千米以下)流场在春、秋两季也有其季节特征, 从1.5千米高度上还可以找到反映季节特征的环流系统。这个特征环流系统, 是位于秦岭

以北，中心在晋、豫、陕交界处的冷高压环流。

冬季，在秦岭和淮河以北，自地面至高空都为一致的西北气流。在四月份，1.5千米的流场发生显著的变化，秦岭以北出现一个完整的高压环流，其中心约在晋、豫、陕交界处（见图9）。与此同时，地面蒙古冷高压已减弱，1.5千米高度上已无反气旋性环流存在，而3千米以上仍为西北气流。由于付热带高压带轴呈东北—西南向，我国大陆上西南气流增强，长江以南全为西南气流控制。秦岭以北的这个高压环流一直维持到五月。

秋季（九至十月），这个高压环流再次出现（见图10），它的建立过程比较清楚，八月在河套地区的小高压可能是属于另一种性质的（图略）。在这个高压的影响下，我国大陆上（青藏高原以东）全为东北气流控制。此时，3千米以上付热带高压中心在湖南南部（图略），上述秋季环流特征，与高由禧^[8]指出的东亚秋高气爽的形成原因是一致的，最标准的秋高气爽地区在付热带高压中心区的下面。这时我国大陆上近地面层全为东北气流控制，但秋高气爽区却仅仅出现在长江以南两湖盆地附近。看来，高空的付热带高压中心所在是秋高的关键。低空的东北气流只是气爽的因子。

图11是沿90°E12千米高度上纬向风速的时间剖面图。由图11可见，付热带急流的强度在12—2月最强，三月开始急流强度明显减弱，但三、四月急流中心的位置仍稳定少动，5月已显



图9 1500米4月



图10 1500米9月

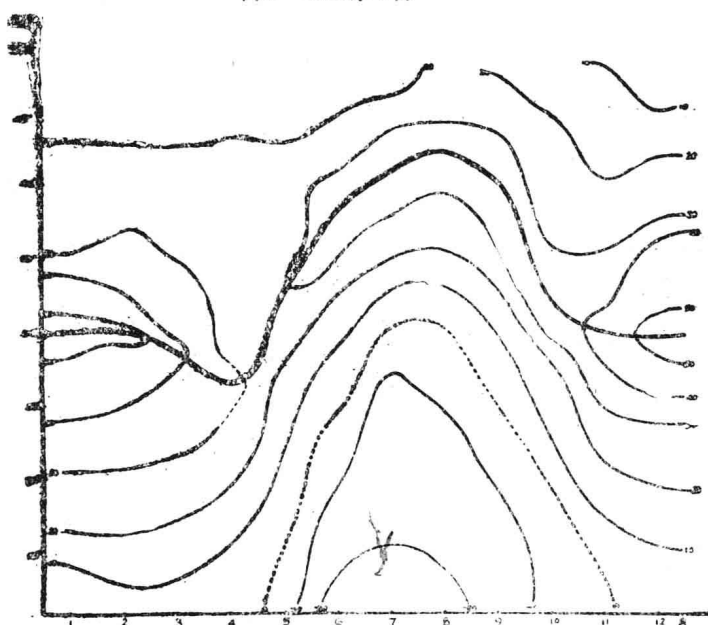


图11 沿90°E12km高度纬向风速时间剖面图，粗黑线为最大西风轴线

著北移,六月急流中心已移至高原北侧,风速比四、五月也有加强,但与冬季比则又弱得多,到八月其位置达最北。九月急流又开始南移,十一月回到冬季平均位置上。最大西风轴在五月和十月正位于高原中部(32°N附近),但在高原中部上空停留的时间是短暂的,相应地其强度也最弱,最大西风轴上的风速低于对急流所规定的最低值(<30米/秒)。上述特点表明,在四、五月以及十月,付热带急流是可以自由通过高原上空的。比较了沿120°E12千米高度上纬向风速时间剖面图(图略)发现,当急流位于32°N附近时,急流强度在高原东部比在高原上空强,而当急流位于35°N以北时,急流强度在高原北侧要比我国东部强。有人^[7]认为这是由于高原加热作用的结果。

四、两 点 看 法

1. 季节划分

由上面所揭露的一些事实可见,不同的季节均可在不同的高度上找到反映该季节特点的环流系统和环流特征,它们的变化和生消指示着季节的转换,我国气象工作者以此来划分自然天气季节。但是,过去的工作较多地注重于高空环流,由此划分的季节是过于简单了。例如,叶笃正等^[9]根据高空大气环流的性质及其变化的剧变程度,将一年分成冬季与夏季两个基本的自然天气季节。这是因为忽视了对流层低层环流系统的相对独立性及其在气候形成中的重要性。事实上,高由禧^[8]曾经指出了在东亚季节转换时高低空环流系统变化的不一致性。近年来的研究已经初步肯定,这种不一致性是下垫面对大气热力作用的结果,在东亚地区地形特别复杂,因而使这种不一致性格外显著,本文揭露的一些基本事实确证了这一点。表2列出了各高度上主要的环流系统及其出现的时间,表中的“关东高压”即在1.5千米高度上位于秦岭以北晋、豫、陕三省交界处的高压。由表2可见,对流层低层(1.5千米高度)的环流系统的季节变化受着高空环流季变的制约,因而它们之间具有一致性。但是,对流层环流系统的变化要比高层细致得多。因此我们认为,根据高、低空环流系统的变化以及它们之间的不一致性,有可能使自然天气季节的划分更加合理。表2作了这样的初步尝试,将一年粗略地划分为春、夏、秋、冬四个自然天气季节。

表2 各主要环流系统出现的时间 ※

特征环流系统及其所在高度	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
副热带急流中心位于高原南部上空(12千米高度)	※※	※※	※※	※※						※	※※	※※
副热带急流中心位于高原北侧上空(12千米)	※※	※※	※※	※※						※	※※	※※
青藏高压						※※	※※	※※	※※			
高原辐合线(5千米高度)						※※	※※	※※	※※			
印度季风低压(3千米高度)						※※	※※	※※	※※			
蒙古冷高压(1.5千米以下)	※※	※※	※※							※※	※※	※※
关东高压(1.5千米高度)				※※	※※				※※	※※		
自然天气季节划分	冬		季		春		季		夏		季	
	秋		季		冬		季					

2. 高原季风

由于高原热力作用的季节变化引起的高原四周的风的季节变化,我们称之为高原季风。风的季节变化在高原北侧表现为冬季的偏西风转为夏季的偏东风,在高原南侧表现为冬季的偏东风转为夏季的偏西风,在高原东侧表现为冬季的偏西风到夏季转为偏东风。高原西侧因记录稀少风的季节变化还不清楚。

高原夏季风是从高原四周随地形坡度向高原内部扩展的。在地形坡度较陡的南、北坡,季风区较窄,而在地形坡度较小的东侧,季风区的宽度要大些。但不管在高原的那一个侧面,高原季风区都在高原主体部分(平均海拔高度在4千米以上)以外,季风层的顶部不超过高原平均海拔高度。

在高原南侧,3千米高度上的印度北部季风高压带将高原夏季风与海陆季风分隔开。在高原北侧,高原夏季风的强度不仅与高原热低压的强度有关,它的强度和范围还与高原北侧的高压带有关。高原热低压是高原夏季加热作用形成的系统,高原北侧的高压带是夏季高原热低压上升运动的补偿下沉区。因此,高原夏季风的强度和范围从根本上来说是由高原加热作用的强度决定的。不仅如此,高原夏季风的持续时间也同样取决于高原加热作用的强弱,由此引起的夏季降水量和秋雨降水量的变化在文献^[9]中有较详细的讨论。

参 考 文 献

- (1) Jame Sc. Sadler, Barry E. Harris: The mean Tropospheric Circulation and Cloudiness over Southeast Asia and Neighboring Areas, 1970, 8.
- (2) Freien Universität Berlin: METEOROLOGISCHE ABHANDLUNGEN Band100/Heft1, 1969.
- (3) 兰州大学气象专业、兰州高原大气所: 青藏高原地区的平均温压场特征, 1974年昆明高原气象会议文集。
- (4) 罗四维: 青藏高原及其附近平均流场的结构, 1964年兰州天动会议文集。
- (5) 中央气象局气象科学研究所: 中国气流图集, 1960年11月出版。
- (6) 叶笃正、朱抱真、罗四维: 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡, 气象学报, 28卷, 2期, 1955年。
- (7) 兰州大学气象专业、兰州高原大气所: 青藏高原对春夏副热带环流的影响, 1974年昆明高原气象会议文集。
- (8) 高由禧: 东亚的秋高气爽, 气象学报, 29卷, 1958年。
- (9) 兰州高原大气所: 高原地区降水量分布图的特征, 1976年, 见本文集。
- (10) 郑成钧: 副热带急流在西藏高原上的结构和季节性活动, 气象学报, 33卷, 4期, 1963年。