

夏半年青藏高原 对我国天气的影响

《夏半年青藏高原对我国天气的影响》编辑组

科学出版社

夏半年青藏高原对我国 天气的影响

《夏半年青藏高原对我国天气的影响》编辑组

科学出版社

1987

内 容 简 介

本文集是我国气象工作者多年来进行青藏高原气象的分析研究和预报经验方面的总结，着重介绍青藏高原及其邻近地区重要天气过程（干旱、雨季、暴雨等）的预报思路和方法。

本文集共31篇论文，其主要内容有：青藏高原气象科学研究成果在天气预报工作中的应用；青藏高原及其邻近地区的热源、环流和天气及其相互关系；南亚高压对我国天气的影响；青藏高原低值系统的发生、发展及其预报；青藏高原及其邻近地区的天气和气候特征等等。

本文集可供气象台站的预报人员、气象院校师生和气象科研人员参考。

夏半年青藏高原对我国天气的影响

《夏半年青藏高原对我国天气的影响》编辑组

责任编辑 许贻刚

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

北京市怀柔县黄坎印刷厂印刷

*

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

1987年10月第一版 开本：787×1092 1/16

1987年10月第一次印刷 印张：14 1/2

印数：0001—850 字数：335,000

统一书号：13031·3675

本社书号：5143·13—15

定价：3.45元

编者的话

经过近三年的努力，本文集终于和读者见面了。我们愿借此机会向在青藏高原上工作的气象台站的同志们致以崇高的敬意。他们为青藏高原气象事业的发展作出了宝贵的贡献。本文集反映了他们工作成果的一部分。

早在1982年7月召开的青藏高原气象科学实验学术讨论会上，国家气象局几位领导同志反复强调要尽快把青藏高原气象科研成果用于日常气象业务工作上，以便更好地为开发和建设高原服务。我们编辑本文集的目的，正是为了促进青藏高原气象科研成果在天气预报业务工作中的应用。

在编辑过程中，得到程纯枢先生的热情指导和吕君宁、陆龙骅以及《气象》编辑部陆同文、汪文修、胡圣昌、彭治班等同志的具体帮助，在此表示感谢。

编辑组成员有：孙国武、刘富明、彭永清、张家宝。

由于我们水平有限，文中不妥之处，敬希读者提出宝贵意见。

編輯組

序

青藏高原耸立于亚洲大陆南部的大气对流层中，它高大而复杂的地形所引起的热岛效应和动力作用，对亚洲，对北半球，甚至对南半球的大气环流演变都有极其重要的影响。我国大范围 and 长时期的干旱、洪涝以及小范围和短时期的暴雨、冰雹都与青藏高原的热力和动力作用有关。

为了提高我国灾害性天气预报准确率，七十年代初期，原中央气象局组织了青藏高原气象科研协作。七十年代后期和八十年代初期，高原气象研究工作进入了一个新阶段。1979年5—8月，在原中央气象局和中国科学院的领导下，我国进行了青藏高原气象科学实验，围绕青藏高原对我国天气、气候的影响和预报方法这个总课题，进行了广泛的研究。主要内容有：高原地区的地面辐射平衡和热量平衡，高原对大气的加热作用；高原对行星尺度环流季节变化的作用；高原上天气系统的发生发展；高原对大气环流影响的数值模拟等方面。有些研究成果——《青藏高原气象科学实验文集》¹⁾已经出版。

本文集汇集了我国广大气象工作者长期以来密切联系本地区的天气预报，进行青藏高原气象的分析研究和预报经验的总结以及研究成果。内容包括有关重要天气过程（干旱、雨季、暴雨等）的预报思路和方法，以及有关的环流背景。同时也注意选用一些关于高原大气边界层内天气系统，高原上的局地天气、气候特征等方面的内容。其中有不少详细的，以改进天气预报为着眼点的内容，也可能为今后高原气象的理论研究、数值模拟提供线索和依据。

在我国已有不少气象台站把高原气象研究成果应用到实际工作中去，预报成绩良好的1983年夏季长江流域的防汛预报服务和1984年初夏黄河上游的水库预报服务就是最好的例证。

“振兴经济，实现四化，是全党和全国人民一切工作的中心。科学技术工作必须紧紧地围绕这个中心，服务于这个中心”。²⁾我希望，本文集的出版，有助于推动青藏高原气象科研成果在业务工作中的应用；有利于科学研究水平的提高，更好地为社会主义建设服务。

程純枢

1) 《文集》共有三辑，由科学出版社出版。

2) 《中共中央关于科学技术体制改革的决定》，1985年3月13日。

目 录

青藏高原气象科学研究成果在天气预报工作中的应用.....	孙国武 (1)
初夏北半球大气超长波与长波的演变及青藏高原对它们的影响.....章基嘉、彭永清、王鼎良 (12)
青藏高原地面热源强度及其与大气环流和天气的关系.....	陆龙骅 (20)
青藏高原热状况及其环流特征与降水.....	孙国武、薛纪善 (29)
1983年青藏高原热状况及其环流和我国的天气气候特征.....	郑世京、黄福均 (36)
表征青藏高原地面冷热状况的一种方法.....	徐国昌、朱炳瑗、王先芬 (41)
我国南方季风雨时期的环流结构.....	尹树新、谭信珍、梁汉明、陶崇宣 (50)
初夏我国东部降水与东亚夏季季风系统的变化.....	郭其蕴 (58)
105°E南半球越赤道气流与长江中下游入梅的若干事实.....	朱福康、权振奇 (67)
东半球热带东风急流的季节变化及其与季风爆发的关系.....楼光平、赵卫、朱文妹、董敏 (73)
1981年盛夏南疆异常多雨的环流特征.....	隋雨新 (80)
夏季季风活动的各个时期青藏高原环流特征及降水分布.....	黄福均 (87)
南亚高压的建立及其与大气环流演变和我国雨带的关系.....	孙国武、宋正山 (93)
南亚高压脊线的南北位移与梅雨.....	张敬业 (101)
初夏我国东部大雨带的分布及其与南亚高压的关系.....	朱福康、张清芬 (106)
100hPa 南亚高压东西振荡过程及其预报.....	刘富明、魏淑华 (111)
江淮梅雨前期100hPa的波谱特征.....	王鼎良 (118)
触发四川盆地暴雨的高原涡的形成和东移.....	刘富明、杜文杰 (123)
青藏高原对高原低涡和边界层内纬向涡旋形成的作用.....	彭永清、孙国武 (135)
青藏高原低涡对江淮流域强降水的影响.....	芮良生、刘富明、滕家谟 (142)
青藏高原低槽.....	李国文、李源全 (151)
青藏高原低槽与黄河上游的降水过程.....	孙国武、郭江勇 (156)
塔克拉玛干沙漠边缘的特大暴雨.....	张家宝、邓子凤 (166)
青藏高原东北侧暴雨期间的四股气流.....	马鹤年 (175)
夏季南疆降水的环流形势及其预报.....	孟齐辉 (180)
高原东部低涡的辐散流场对四川暴雨的作用.....	滕家谟、芮良生、刘富明 (185)
青藏的云状.....	钱鼎元 (194)
青藏高原东部玉树地区的雪灾.....	吴永森、徐知非、尹道声、周玮 (199)
西藏高原风压的讨论.....	马添龙 (208)
拉萨的雨季及雨季前的环流特征.....	屠荣秀 (214)
四川盆地的秋雨.....	魏淑华 (219)

青藏高原气象科学研究成果在 天气预报工作中的应用

孙国武

位于我国西南部的青藏高原,约占我国陆地面积的四分之一,平均海拔在4km以上,素有世界屋脊之称。青藏高原天气变化的特点及其对大气环流的影响,一直是中外气象科学工作者十分关注的科学问题之一。

七十年代以来,尤其是近十年来,高原气象研究工作进入了一个新的阶段,取得了较大的进展¹⁾。我国气象工作者利用青藏高原气象科学实验期间获取的宝贵资料和其它资料,围绕本地区天气预报中的实际问题,进行高原气象的分析研究和预报经验总结。下面概括地介绍他们的部分研究成果。

一、青藏高原低涡

进入夏季后,副热带西风急流北撤到高原北侧,这时在500hPa等压面上高原北面是移动性的西北槽、脊;南面是准定常的印度-孟加拉湾季风低压;西、东两边是伊朗副热带高压和西太平洋副热带高压。高原地区正处于鞍形均压场中,这就是高原生涡的环流背景。

关于高原低涡的生成,有两种主要观点:一种认为低涡生成以热力作用为主,另一种则认为以动力作用为主。前者主要强调高原地区的感热、层结不稳定和水汽条件,导致不均匀加热,涡动动能增加;后者则强调高原的侧向摩擦效应,西风气流的分支绕流,因为柴达木小高压和那曲附近的低涡是在同一经线上成对出现的。

高原低涡的变性、发展、东移,是一个与暴雨预报有密切关系的问题。遗憾的是,迄今为止,对低涡的静态(发生)研究得比较多,而对低涡的动态(发展东移)研究得比较少。

1. 低涡的时空分布

(1) 表1给出了1969—1976年5—9月低涡出现的频数。

与1979年5—8月高原初生涡过程的统计(表2)比较,相同点是7、8月暖涡最多;不同点是1979年低涡过程比多年平均偏多,而且主要发生在高原雨季(6—8月)期间。

(2) 据1969—1976年5—9月的资料统计,低涡的高频带横贯整个高原,位于32°—33°N附近。高频中心(即涡源区)有5个,即羌塘低涡、那曲涡、柴达木涡、松潘涡、西南涡。1979年的资料也证实了羌塘涡源的存在。

(3) 据1963—1965年和1972—1980年6—8月资料统计,柴达木低涡能移出高原并移

1) 陶诗言,青藏高原气象科学实验技术总结。

表 1

平均 频数	月份	5	6	7	8	9	合计
类别							
暖 涡		18.8	16.2	23.0	18.0	5.8	81.8
斜压涡		11.9	9.7	5.2	5.2	4.5	36.4

表 2

次数	月份	5	6	7	8	合计
类别						
暖 涡		3	8	10	9	30
斜压涡		4	5	7	5	21
合 计		7	13	17	14	51

至105°E以东的有27个，占总数的42%（见表3）。

表 3

次数	月份	6	7	8	合计
类别					
东 移		12	10	5	27
不东移		14	14	10	38
合 计		26	24	15	65

表 4

次数	月份	7	8	合计
类别				
移 出		53	24	77
原地填塞		32	29	61
合 计		85	53	138

27个东移低涡中,有26个造成陕西降水,其中有14个造成陕西大雨、暴雨天气。

(4) 据1965—1980年7—8月资料统计,西南涡有77个移出,占总数的56%(见表4)。其中移出后发展的有26个,减弱的有51个。

2. 低涡的发生发展条件

个例分析发现,低涡的发生发展要求一定的环境条件,大致可归纳为以下六个方面:

- (1) 近地层环境场的正涡度值大;
- (2) 近地层气流正压不稳定;
- (3) 高空风速的垂直切变小;
- (4) 地气温差增大;
- (5) 近地层层结不稳定;
- (6) 300—400hPa等压面的相对湿度大。

夏季以上诸因子都能满足的地区,也大致是低涡产生频数最高的地区。

3. 低涡的结构

低涡是对流层中、低层的系统,它的水平尺度约500—1000km,垂直厚度一般不超过400hPa等压面,300hPa等压面已转为高压控制。

低涡是暖湿系统。暖性涡整层都是暖中心,暖中心偏于低涡中心的西南方;斜压涡低层是冷中心,但中、上层仍是暖中心。水汽主要集中在500hPa等压面以下。

低涡是不对称系统。400hPa等压面以下是气旋性涡度;以上是反气旋性涡度。500hPa正涡度中心与低涡中心吻合。除涡度外,其它物理量不对称,500hPa辐合最强,中心在涡的东南方,200hPa辐散最强;上升速度中心和水汽输送总通量辐合中心以及最大降水区均在低涡的东南方。

4. 低涡与高原四周环流系统的联系

(1) 低涡与西风槽。一般暖涡离西风槽较远(大于5个纬距),斜压涡离西风槽较近(小于5个纬距)。深槽前的暖涡离槽远,浅槽前的暖涡离槽近。

(2) 低涡与副热带高压。盛夏西太平洋副热带高压西伸脊点偏东(110°E及其以东),有利于低涡生成。伊朗高压东伸脊点偏西(70°E及其以西),有利于低涡生成。总之,高原东西两侧高压远离高原有利于低涡生成,否则不利于低涡生成。

(3) 低涡与高原南侧低值系统。南支槽、印度低压、孟加拉湾风暴等系统,本身在高原是很少的,它们对低涡的主要贡献是提供暖湿的西南气流。

5. 低涡的预报

从大形势看,低涡的形成可分为两大类型,或称为两类形成模式。作低涡预报时,要根据不同的类型,选用不同的预报条件。

I型模式。高原地区为北脊南槽型。脊前的低槽已移过高原(100°E以东),但其南段常在高原上演变成切变线,在此切变线西端生成低涡,但不移出高原,常造成高原中部、南部较大的降水。

初夏符合I型模式,并同时满足下列条件者,则未来24小时内高原上将有利低涡生成。

- (1) 拉萨、隆子、帕里为西南风,风速 $2-12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

(2) 高原北侧西风侧向切变(老东庙、野马街、酒泉站最大西风和五道梁、托托河、玉树、黄河沿、吉迈站最大东风)的风速差 $\frac{\partial u}{\partial y} \leq 0$, 即为反气旋性切变。

(3) 500hPa等压面上, 格尔木减酒泉温度差 $7^{\circ}\text{C} \geq \Delta T \geq 0^{\circ}\text{C}$, 拉萨 $T_d \geq -12^{\circ}\text{C}$ 。盛夏凡同时满足下列条件者, 则未来24小时高原上将会有低涡生成。

(1) 拉萨、隆子、帕里为西南风, 风速 $1-12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 或为东南风, 风速 $4-8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

(2) $35^{\circ}-50^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$ 区域内500hPa等压面最低高度在545—569位势什米之间。

(3) 酒泉、野马街、老东庙为西北风, 风速 $8-27\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

II型模式。高原地区为西槽东脊型。西风槽移到高原西端时, 常在槽前生成暖涡, 然后东移演变成斜压涡, 造成高原东部及其以东地区暴雨天气。

符合II型模式, 并同时满足下列条件时, 则未来24小时高原上将会有低涡生成。

(1) 拉萨500hPa水汽通量 ≥ 0 , 表示南方有水汽输入高原。

(2) 500hPa格尔木减喀什温度差 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 。表示高原西北侧有锋区存在。

(3) 那曲 $\theta_{s,500} + \theta_{s,400} + \theta_{s,300} \geq 1035\text{K}$, 表示高原中部为高能区。

(4) 那曲站气压距平 $< 2\text{hPa}$, 表示暖平流减压。

除上述两种类型外, 还可以从以下几方面判断低涡的生成、发展和移动:

(1) 暖涡向24小时前高原地区500hPa等压面上出现的 $+\Delta T_{24}$ 中心区移动。

(2) 500hPa低涡东移与700hPa西南涡合并, 高低层正涡度叠加, 是西南涡移动发展的一种重要方式。

(3) 暖涡东移变性, 要密切注意低涡西北部偏北风的加大。

(4) 副热带西风急流云系插入低涡时, 能引起低涡加速东移和消失。

(5) 在低涡中心附近, 当低层正涡度值大于高层负涡度值, 或无辐散层以上的辐散量大于低层辐合量时, 低涡将迅速发展。

(6) 高原西部低涡基本上在地面净辐射高值区内形成(不一定在最大值附近); 或者双湖 ($33^{\circ}14'\text{N}$, $88^{\circ}49'\text{E}$, 海拔4920.5m) 地区地面加热强度 $> 1.29\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

总之, 以上的介绍说明高原低涡是高原大地形热力、动力作用下的产物, 它与高原四周及其上层的环流系统又有紧密的联系。因此, 对它的生成、变性、发展、东移及其所引起的降水天气的预报, 必须从天气学、动力学等方面进行综合分析。上述预报判据主要用于短期天气预报中。

二、青藏高原高压

盛夏, 青藏高原上空的气压系统, 从平均情况来看, 对流层上部(100hPa等压面为代表)是行星尺度的高压, 对流层下部(500hPa等压面为代表)是天气尺度的低涡、切变线等。即所谓“上高下低”结构。这种结构与副热带其它地区的高压结构是截然不同的。但是在少数情况下, 高原上空从500到100hPa等压面都是高压, 即所谓“上高下高”结构。这种结构与副热带其它地区的高压结构颇为相似。

“上高下高”结构的“下高”, 即500hPa等压面上形成并维持的高压, 称为青

高压。青藏高压的形成和维持，将先后引起青藏高原盛夏的寒潮天气过程、高原季风中断、高原东部的强降水天气过程以及我国西北区大部地区乃至长江以北广大地区的干旱少雨天气过程（如1972年8月上旬）。

1982—1984年，高原上空出现这种气压系统的典型时段为：1982年7月27日—8月11日、1983年7月30日—8月8日、1984年8月3日—13日。可见这种形势均出现在盛夏副热带急流位置最偏北的时期。

关于青藏高压的形成和维持，多数人认为是由于长波调整。新疆在长波脊的控制下，伊朗高压东移（或脊东伸）进入高原，由动力性高压变成热力性高压。这时高原的加热作用处于相对较弱、影响较小的阶段。但也有人认为，这种高压有日变化，20时强于08时，说明高原加热作用使对流层中、上层等压面抬高，有利于它的维持。

1. 青藏高压的分布与结构

青藏高压5、6月出现的频数小，且位置偏北，大多出现在高原北侧 40°N 附近。7、8月出现频数明显增大，且位置偏南，大多数出现在羌塘地区。

青藏高压是一个暖性较深厚的系统。500hPa以上的对流层各层等压面上，都有高压单体对应，并伴有暖中心。其散度和垂直速度的分布是：“近地层气流辐合，500—200hPa气流辐散。400hPa等压面以下气流上升，400hPa等压面以上气流下沉。”

2. 青藏高压的维持

青藏高压大多是伊朗高压脊东伸进入高原，在高原地区发展形成的。它的维持体现出高原是外来天气系统的改造场所。它具有明显的日变化，一般维持两天以内，个别情况下能维持10—15天。它的维持既与高原地区物理量的变化有关，又与大尺度环流的演变有联系。

(1) 高原大气边界层顶（距地面1km）的垂直速度由负转正；高原大气边界层内的总能量、总能量通量散度、总能量垂直通量、空气质量垂直输送量减弱，有利于青藏高压的建立和维持。

(2) 乌拉尔山附近出现稳定的低压（或槽）；位于北疆的锋区在 45°N 以北；低槽移经新疆，并在 100° — 105°E 附近加深；新疆在长波脊控制下，是青藏高压形成和维持的有利环流背景。

(3) 环流倾向度大，500—100hPa欧亚范围从高纬到中低纬的长波槽、脊位相一致，系统稳定，有利于青藏高压的维持。

(4) 100hPa极涡偏向北美，极地出现闭合高压环流，有利于高原上空维持高压。

(5) 印度雨季中断时，高原上没有青藏高压活动。

三、南亚高压

南亚高压是夏季南亚上空对流层上部的一个强大而稳定的系统。尽管人们对它季节变化和东西振荡的机理尚不十分了解，但在分析研究它的环流、结构、动态、演变、强弱等方面，做了大量的工作，提出了不少有意义的论点。特别是由于它的超前性、稳定

性和整体性,使得可以将南亚高压的某些活动规律,作为天气预报工作中的参考依据。

1. 南亚高压的季节性变化

春夏期间,随着季节推移,南亚高压西伸北上,并不断增强,中心位置4月在菲律宾以东的洋面上空(10°N , 140°E 附近),中心强度约1660位势什米;5月移到中南半岛北部上空(21°N , 101°E 附近),中心强度约1664位势什米;6月移到高原上空(29°N 86°E 附近),中心强度约1676位势什米;7月移到伊朗高原上空(32°N , 60°E 附近),中心强度约1684位势什米;8月在高原西端上空(31°N , 71°E 附近),中心强度约1680位势什米;9月与6月相近,强度稍弱。

初夏南亚高压在高原上空建立(指第一次移到高原上空,下同)的日期,据1965—1979年统计,平均为6月7日,最早5月25日,最迟6月23日,两者相差约一个月。南亚高压在高原上空建立有三条路径:第一条,从中南半岛向西北移到高原上空;第二条,从印度、巴基斯坦向北移到高原上空;第三条,从伊朗高原向东移到高原上空。若高原西部狮泉河站地面净辐射量 $>3.23\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,并继续增大,同时300hPa等压面候际变温 $\geq 6^{\circ}\text{C}$,则未来1—2候内南亚高压将移上高原。

冬季(11—2月)高原多雪年(以积雪日数表示),5,6月100hPa东西风带偏南,南亚高压强度偏弱,高压中心移上高原的时间偏迟;少雪年相反。

春夏之交,东亚地区平流层内东风加强向下扩展到对流层顶部,是南亚高压加强和北移的征兆之一。而且300hPa正变高区加强并南扩与南亚高压季节性北跳有一定联系。

1月北半球极涡强度小于1500位势什米,中心位于 90°E 以东, 70°N 以北时,南亚高压6月北移早,7,8月强度高。

2. 南亚高压的东西振荡

南亚高压环流型可分为两种主要类型:西部型和东部型。

西部型环流特点:(1)西风槽线在 90° — 130°E 之间;(2)主要高压中心在 100°E 以西;(3) 90° — 130°E 脊线呈西北-东南走向。

东部型环流特点:(1)西风槽线在 70° — 90°E 之间;(2)主要高压中心在 100°E 以东;(3) 90° — 120°E 脊线呈东北-西南走向。

南亚高压东西振荡与北半球极涡的“偏心作用”有一定的关系。当中、高纬度大西洋-美洲地区100hPa等压面高度下降(或抬高),太平洋及东亚地区100hPa等压面高度抬高(或下降),东亚高空锋区北抬(或南压)时,南亚高压同时东伸(或西退)。

西风槽的路径和冷空气爆发的位置对南亚高压东西振荡关系较大,引导冷空气在 70°E 以西爆发的槽,一般不能使南亚高压大幅度东移(东移的经度 $<10^{\circ}$),而引导冷空气在高原爆发的槽,可以使南亚高压从西部型转为东部型。当高原上空长波槽消失时,南亚高压从东部型转为西部型。

热带系统的调整与南亚高压东西振荡有关。当赤道缓冲带北上与西太平洋副热带高压合并然后南撤的过程,恰好也是南亚高压从东部型转西部型的过程。南亚高压中心常常从东、西风带风速加大的地区移向西风带风速减弱的地区。高原西部上空400hPa等压面以上出现下沉气流时,南亚高压往往由西部型转东部型。

3. 南亚高压的结构与特性

(1) 南亚高压中心移出高原上空转为东部型时, 具有一般副热带高压结构。100 hPa以下各层等压面上都是高压(或脊), 高压中心附近是下沉气流。

(2) 南亚高压中心位于高原上空(西部型)时, 有两种结构: (i) 100—300(或400) hPa各层等压面是高压(或脊), 400(或500)—600hPa等压面是低压。低层辐合上升, 高层辐散上升。对流层中、上层的季风环流圈加强。这种结构一般出现在西部型初期和盛期。(ii) 100—500hPa各层等压面上是高压(或脊), 600hPa等压面上大多数情况下是低压, 但有时是高压脊。低层辐合上升, 高层辐合下沉。季风环流圈在25°N以南并减弱。这种结构出现在南亚高压西部型后期, 预示流型将要调整。

(3) 南亚高压的持续性, 有两种情况: (i) 100hPa高压面积逐月正、负距平, 基本上是一段时期为正距平, 紧接其后的一段时期为负距平, 持续期约1—2年。(ii) 夏季不同月份100hPa高度相关场的分布表明, 当前期南亚地区100hPa高度偏高时, 则后期南亚高压较强。

(4) 南亚高压的周期性, 如表5所示。

表 5

周 期	要 素
3 年	南亚高压面积的逐月负距平; 南亚高压90°, 100°, 110°, 120°E的平均脊线位置
41天	拉萨、成都、汉口、杭州4站夏半年100hPa等压面高度
13~15天	拉萨、成都、汉口、杭州4站夏半年100hPa等压面高度; 南亚高压东西振荡
7~8天	1979年南亚高压东西振荡; 1979年夏季高原上空各层等压面高度和温度

(5) 南亚高压的整体性。计算30°N, 90°E的100hPa等压面高度与北半球100hPa等压面各网格点高度的相关图(图略), 发现夏季在亚、欧、非大陆上有大片的正相关区。这表明南亚高压与东半球对流层上层的高压是一个整体, 它们是同时加强, 同时减弱的。

4. 南亚高压与天气系统

夏季南亚高压与500hPa西太平洋副热带高压有相向和相背而行的两种趋势, 但相向而行比相背而行明显得多。相向而行是指东部型建立过程中, 西太平洋副热带高压也有一次西伸北上。据统计, 1961—1973年6—9月, 东部型过程28次, 除2次外, 其余过程

表征500hPa西太平洋副热带高压的588线均西伸北跳，大部分过程的588线西伸到110°E以西；在115°E处的西太平洋副热带高压脊线跳到25°N以北。反之，相背而行是指西部型建立过程中，长江中下游的500hPa等压面上多为低槽区或低压，西太平洋副热带高压脊线常在25°N以南。

南亚高压与台风路径的关系。据统计，1961—1979年深入我国内陆的台风和登陆转向的台风过程。东部型时，能阻止台风转向，并使登陆北上的台风深入内陆，消失在南亚高压南侧。西部型时，我国东部大陆上空没有高压单体，影响我国的台风往往会北上转向。据统计，1965—1979年影响广东的台风与南亚高压上高原的路径有联系。当南亚高压从高原东侧移上高原时，影响广东台风开始早（6月下旬以前），结束迟（10月下旬以后）；反之，南亚高压从高原西侧移上高原时，影响广东台风开始迟（7月下旬以后），结束早（10月中旬以前）。

南亚高压在高原上空建立偏早年（5月下旬），6，7月500hPa西太平洋副热带高压偏南、偏东，亚洲大陆东岸低槽偏强、偏南。反之，偏迟年（6月中、下旬），6，7月西太平洋副热带高压偏北、偏西，亚洲大陆东岸低槽偏弱、偏北。

南亚高压与500hPa低涡生成。据统计，1969—1976年5—9月，高原低涡绝大多数生成和出现在南亚高压的东北、东南及西北象限的上升辐散气流区，在西南象限的下沉辐合气流区中很少出现。

盛夏高原低涡活跃期，南亚高压为西部型，南亚高压在80°E处的脊线位于32°—34°N；低涡间歇期，南亚高压为东部型，南亚高压在80°E处的脊线偏南或偏北。

5. 南亚高压与我国夏季天气

(1) 南亚高压与我国旱涝。

盛夏7,8月，南亚高压在110°E和120°E处的脊线位置偏北(>32°N)的年份，长江流域大范围严重干旱或长江下游干旱；反之，脊线偏南(<32°N)的年份，长江流域多雨偏涝。南亚高压中心位于100°E以西，同时脊线呈西北-东南走向，长江中下游、黔、桂一带和华北多雨或涝，华西少雨或旱；若高压中心位于100°E以东，同时脊线呈东北-西南走向，华西多雨或涝，长江中下游则少雨或旱。

南亚高压南侧东风季节性北移早，则副热带高压季节性北移也早，流型容易持续稳定，是四川发生严重伏旱的征兆。

贵州省夏季各月的雨量距平与南亚高压在110°E附近脊线的平均纬度位置有关。当脊线比多年准平均位置偏北时，该月贵州雨量是负距平；反之，脊线偏南时，该月贵州雨量是正距平。

6,7月100hPa高度场与拉萨、成都、汉口、上海4站7,8月降水。在中低纬度地区，有大片显著性相关区出现，说明南亚高压状况与该4站降水有关。如7月南亚高压较弱，位置偏西时，8月上海、汉口降水偏多，成都降水偏少。

(2) 南亚高压与大雨、暴雨过程。

据资料统计，宁夏1961—1975年共出现10次大雨、暴雨，其中9次过程出现的当天及前一天，南亚高压中心不在高原上空，属明显的东部型。

南亚高压东部型或带状型时，甘肃的大雨、暴雨有70%发生在南亚高压的西北象

限，若高压中心在 105°E 以西， 35°N 以南，则雨区很快南移或减弱消失。

南疆地区较大的降水过程，与 70°E 附近副热带长波槽的建立及南亚高压东移有关。

“东高西低”的环流形势，是西北地区预报员预报大雨、暴雨过程时十分重视的背景条件，而 100hPa “东高西低”形势的出现比 500hPa 超前。据1979年资料统计，南亚高压候平均中心5月第3候北跳到中南半岛北部期间，华南地区出现暴雨过程；6月第4候北跳到高原期间，长江中下游出现暴雨过程；7月第6候北跳到华北期间，东北南部、华北、西北东部出现大雨、暴雨过程。

(3) 南亚高压与我国的雨季和雨带。

南亚高压在高原上空建立偏早年，6月下旬至7月上旬我国东部雨带偏南，高原雨带出现早（7月中旬以前）；反之，南亚高压建立偏迟年，6月下旬至7月上旬我国东部雨带偏北，高原雨带出现迟（7月下旬以后）。

长江中、下游地区入梅前， 120°E 处的南亚高压脊线位于 25°N 以南；梅雨期脊线位于 $25^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$ 之间；当脊线北移过 30°N 时，梅雨结束。梅雨期间南亚高压为西部型（中心主要在高原上空）；出梅时伴随着一次南亚高压由西部型转东部型的过程。长江中、下游梅雨明显时，南亚高压南部的东风急流中心位于 15°N 附近，强度达 $30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；梅雨不明显时，东风急流位置偏北（ 20°N 附近），强度偏弱（ $26\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）。因此，位于东风急流北缘的南宁站 18000m 处高空风由盛行西风转稳定东风后一个月左右，长江中、下游进入梅雨期。

南亚高压与青藏高原邻近地区雨季的关系是：（i）南亚高压在 80°E 的脊线位于 30°N 以北，拉萨雨季开始；脊线南撤到 30°N 以南，拉萨雨季结束。（ii）银川 100hPa 高空风速从6月下旬开始小于 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，并且一直维持到9月上旬，这一时期恰与宁夏雨季一致。（iii）南亚高压主要中心进到 25°N 以北后，青海省雨季开始；南退到 25°N 以南时，该省雨季结束。其高压中心在 30°N 及以北的时段是青海雨季盛期。

总之，从以上的介绍可以看出，南亚高压是某些重要天气过程发生的环流背景，并非造成某一次天气过程的影响系统。因此，南亚高压在日常预报工作中的应用，一般常用于中期和长期天气预报方面。

四、初夏东亚大气环流的变化

初夏，全球大气环流发生比较明显的变化。在北半球，东亚是大气环流季节变化最显著的地区；行星锋带北移，东亚特别是高原地区副热带西风急流北跳，南亚上空西风急流消失，东风急流建立；中、高纬度地区长波槽、脊调整，由3—4波变为4—5波，东亚沿海大槽移到大陆上；南亚高压首次移上高原，成为北半球对流层上部最强大的系统；对流层低层西南季风爆发，我国华南地区夏季季风盛行，极锋从华南北跳到长江流域，长江中下游梅雨开始等等。

1. 季节变化的顺序

现以1979年为例来说明季节变化的顺序。

5月初，南支西风急流北撤上高原。5月第2候，索马里附近出现明显的越赤道气流。

第3候, 30hPa环流开始由冬季型向夏季型转换。东风急流在南亚初步建立。南亚高压移上中脊并十分稳定。第4候, $3^{\circ}-5^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}-130^{\circ}\text{E}$ 范围内100hPa纬向风强度急减。第6候, 我国上空的急流往北移。主要对流活跃区出现在赤道北面。

6月第1候, 30hPa环流完成由冬到夏的转变(极地反气旋建立)。50hPa环流开始向夏季型过渡。第2候, $30^{\circ}-50^{\circ}\text{S}$, $20^{\circ}-130^{\circ}\text{E}$ 范围内100hPa纬向风强度突增。狮泉河站地面净辐射值急增, 出现峰值。在 $30^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}-150^{\circ}\text{E}$ 区域内, 流场的第二特征向量(季风分量场)的时间系数急增。第3候, 12日印度南部季风爆发。12日索马里急流建立, 15日风速加大并稳定下来。13日南半球沿 60°E 和 140°E 发生较强的冷空气活动, 阿拉伯海上气旋形成, 从莫桑比克到赤道的脊建立。第4候, 17日南压高压初上高原, 拉萨雨季开始。19日西南季风推进到孟买, 上海入梅。

从5月初南支西风急流北撤过程中移上高原到6月第4候东亚夏季环流形势建立和长江中下游入梅, 历时约50天。变化的过程可以认为是南、北半球大气环流季节振荡的产物和具体的表现形式。5月份是季节变化酝酿期, 从6月第2候到第4候是东亚大气环流季节变化期。

2. 与季节转换有关的预报线索

(1) 长江中下游梅雨。105°E附近越赤道气流稳定建立后3—5天内, 长江中下游入梅; 夏季季风流管的上升支与长江中下游梅雨区对应。

(2) 西藏沿雅鲁藏布江地区的雨季。伊朗和西太平洋副热带高压北跳, $20^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$ 的500hPa等压面出现北高南低; 孟加拉湾低压发展; 新疆出现高压脊, $30^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ 的500hPa等压面出现北高南低。以上条件后的8—10天, 沿江地区雨季开始。500hPa印度半岛高压出现次数多(少), 消失时间迟(早), 则拉萨雨季开始迟(早)。

(3) 甘肃夏季降水。1—4月逐候印度半岛高压出现次数多(大于11次), 则甘肃夏季降水偏多; 反之, 降水偏少。

(4) 华南降水。高原中部(班戈湖、那曲、索县、丁青、申札、嘉黎、托托河)11—3月积雪日数距平百分率与华南(百色、桂林、韶关、赣州、南宁)5—6月降水距平百分率相关密切, 5, 6月的相关系数分别为0.69, 0.76, 超过0.001的信度。

(5) 贵州7月降水。贵阳高空东风急速下传日期在6月15日后, 贵州7月降水正常偏多; 东风急速下传日期在6月15日前, 则贵州7月降水显著偏少, 干旱严重。

总之, 初夏大气环流季节转换, 有明显的年际变化, 而且是全球性的。但在夏季环流型建立之前, 大致有两个月的酝酿期和转换期。我们可以分析酝酿期和转换期大气环流各主要成员的变化特征, 应用到雨带、雨季的中、长期天气预报工作中。

参 考 文 献

- [1] 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学, 科学出版社, 1979。
- [2] 朱福康等, 南亚高压, 科学出版社, 1980。
- [3] 青藏高原气象科学研究拉萨会战组, 夏半年青藏高原500毫巴低涡切变线的研究, 科学出版社, 1981。
- [4] 青藏高原气象会议论文集编辑小组, 青藏高原气象会议论文集(1977—1978), 科学出版社, 1981。

- [5] 青藏高原气象科学实验文集（一），科学出版社，1984。
- [6] 青藏高原气象科学实验文集（二），科学出版社，1984。
- [7] 青藏高原气象科学实验文集（三），科学出版社，1987。