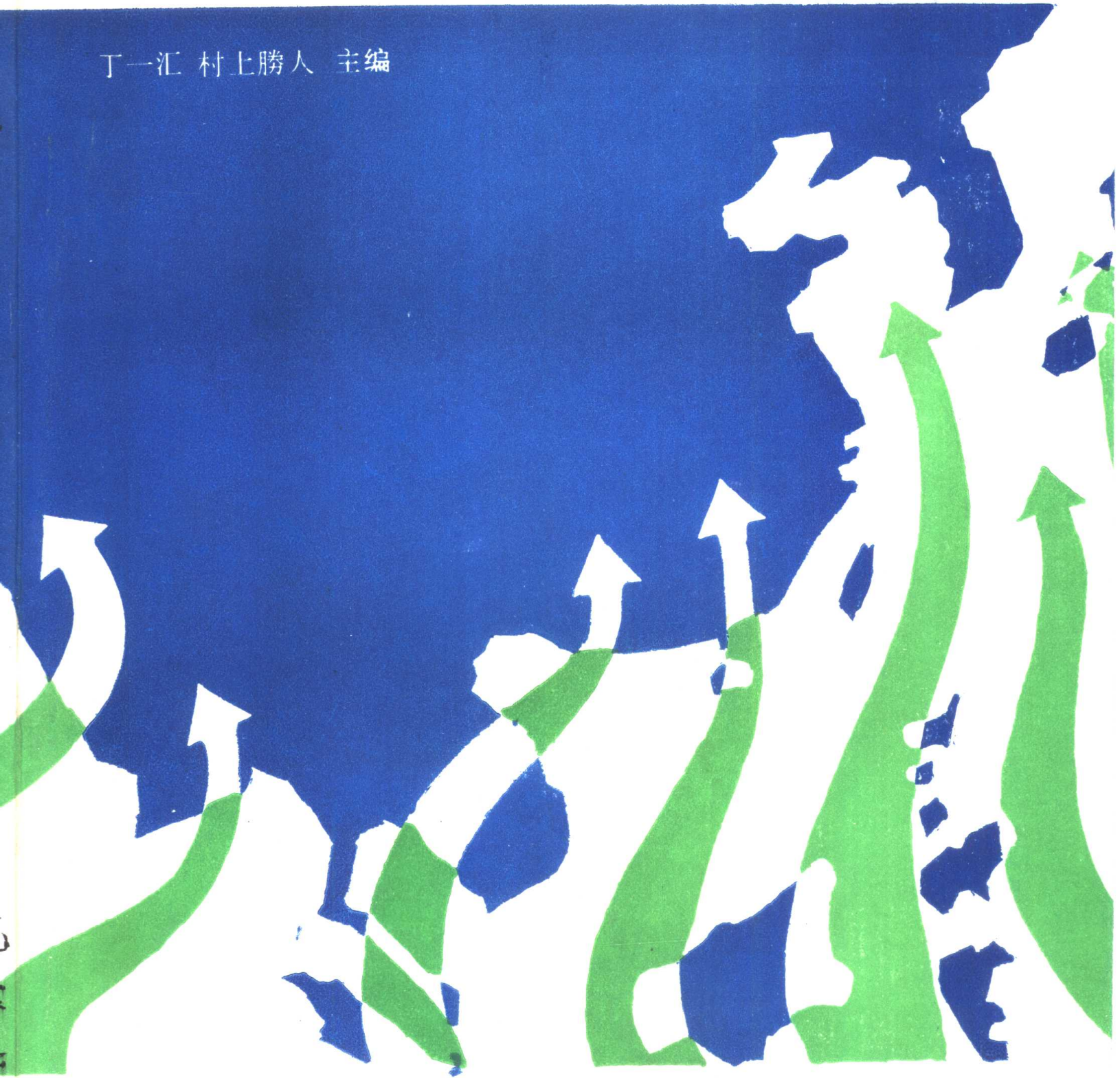


亚洲季风

丁一汇 村上勝人 主编



气象出版社

亚 洲 季 风

丁一汇 村上勝人 主编

气象出版社

(京)新登字046号

内 容 简 介

1992年以来, 中国和日本正式进行有关亚洲季风机制合作研究, 合作的第一项工作是由双方科学家总结有关亚洲季风机制的研究成果。在此计划下, 约请了我国7位学者和日本11位学者写了19篇论文, 总结了国际上, 特别是中国和日本, 有关亚洲季风的研究成果。这些成果涉及亚洲季风的大尺度环流背景, 大气热源以及对天气和气候的影响, 对流活动, 低频振荡以及季风预报, 此外还对亚洲季风的形成和变化机制的数值试验作了总结。这些论文是本书的内容。本书的英文本已在国外出版, 这是中文译本。

本书可供气象台站预报人员、气象院校师生和气象研究工作者参考。

亚 洲 季 风

丁一汇 村上勝人 主编

责任编辑: 陈云峰 终审: 周诗健

封面设计: 严瑜仲 责任技编: 岳景增 责任校对: 吕 影

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京市燕华印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经销

开本: 787×1092 1/16 印张: 17 字数: 421千字

1994年10月第一版 1994年10月第一次印刷

印数: 1—600 定价: 14.70元

ISBN 7-5029-1709-8/P·0684

前 言

中国和日本是同受亚洲季风影响的国家。每年夏季发生的旱涝以及冬季发生的冷害和雪暴均受夏季风和冬季风的极大影响。

由于以上原因,我国很早就注意对季风进行研究。特别是70年代以来,先后受中国气象局和国家自然科学基金会的资助,组织了全国季风研究协作组进行有计划的研究。此外,自1982年起又和美国在中美大气科学合作协定下进行合作研究。我国在东亚季风形成、东亚季风环流系统、东亚大气热源及对天气气候影响、低频和年际振荡等方面取得了很多成果。也是由于同一原因,日本对亚洲季风也作了大量研究,在亚洲季风形成、季风中对流活动和日本梅雨关系,大气热源和季风关系等方面取得很多成果。由于深感亚洲季风的重大影响,日本还制定了10年计划(1989—1998)有系统的对亚洲季风进行研究,定名为“日本亚洲季风试验”(JEXAM)。这项计划除了动员日本科学家外,还与一些有关季风国家订立合作研究协定,进行共同研究。

中国位于影响日本的季风的上游,对日本是一个关键地区。在JEXAM下,自1991年起两国有关单位,即中国国家科学技术委员会和中国气象局,日本科技厅和气象厅就开始进行合作研究的谈判,并于1993年签订了中日亚洲季风机制研究合作协议,开始执行合作计划。在谈判过程中,双方首先达成总结有关亚洲季风研究成果的协议。为此,邀请了7位中国季风学者和11位日本季风学者写成了19篇论文,内容包括亚洲季风的各个方面,特别是中国和日本的研究成果,如亚洲季风形成和大尺度环流背景,中长期季风异常和预报,大气热源及对亚洲的天气和气候影响,低频和年际振荡以及季风中对流系统的结构等等。本书即是由这些论文组成。本书的英文版已于1992年在日本出版。本书就是它的中文版。

我们相信,本书中文版的出版将向中国读者展示中日两国有关亚洲季风研究的新成果并将推进我国有关季风的研究和认识,以促进我国的季风预报业务。

在本书的组稿,翻译和出版中,陈隆勋教授作出了很大贡献,此外,国家科学技术委员会提供了出版费用特此表示感谢。

丁一汇
1993年6月

目 录

前言

亚洲季风的维持机制	陈隆勋 丁一汇 (1)
东亚季风结构及其环流系统	陈隆勋 (16)
季风的季节变化	冯志强 (30)
低频振荡研究之回顾	何金海 (40)
东亚季风的年际变化	董敏 陈隆勋 (52)
季风与中国旱涝	郭其蕴 (65)
中国的夏季风降雨及其区域特征	丁一汇 (76)
夏季风期间降水系统的中尺度特征	丁一汇 (84)
东亚冬季风研究	朱乾根 (93)
季风区的水汽收支	丁一汇 (105)
应用月水分平衡模式计算30年 (1936—1965) 江河流域降雨总量表征的亚洲季风对 日本区域性影响	植原茂次 (114)
热带对流和东亚气候	新田勃 (143)
在全球气候系统中ENSO时间尺度的东亚季风的作用	安成哲三 (153)
区域下垫面热量收支观测——观测计划、主要结果及分析方法评述	荻野谷德成 (169)
日本西南部云团中对流云的结构	木神原均 (185)
气象研究所 (MRI) 用大气环流模式对亚洲夏季风的研究	鬼头昭雄 (199)
亚洲夏季风季节内变化的数值研究	露木义 (219)
地球辐射收支与亚洲季风关系的研究	杉正人 (231)
季节内振荡与东亚、东南亚和西太平洋地区夏季风的暴发和撤退日	田中实 (238)
东亚梅雨锋大尺度特征的季节变化	加户内藏进 (251)

亚洲季风的维持机制

陈隆勋 丁一汇

(中国气象科学研究院)

众所周知,季风是在大陆-海洋热力不均匀加热下形成和维持的。作为不均匀加热的表现,即大气的热源分布,国内外已作了不少的研究。在这方面,D.R.Johnson,M.Yanai和T.K.Schaack(1987)^[1]已总结了国际上对1979年夏季风期间大气热源分布的计算结果,而陶诗言和陈隆勋(1987)^[2]初步总结了我国有关大气热源分布的计算结果。本节的目的是首先总结中国气象学家有关亚洲地区大气热源分布的计算结果,在此基础上探讨热源分布对夏季风维持的作用。

一、夏季大气热源分布

大气热源的计算方法大致可分为两类。第一类是所谓“正算法”,即由计算大气辐射、大气凝结加热、地气感热交换入手,把这些量的总和当作大气整个气柱的热源。由于很难计算大气辐射及凝结加热的垂直分布,所以“正算法”一般只用于计算整层大气加热。由于大气辐射的计算十分复杂,云对辐射计算影响很大而且不易计算正确,陈隆勋和李维亮(1982)^[3]陈隆勋和李维亮(1983)^[4]提出一个利用大气顶和地面辐射平衡值的差值来代表大气辐射加热的计算方法,前者可利用气象卫星观测值,后者可利用经验公式以地面常规气象观测资料来计算得到。以下,我们称此法为“正算法B”,以区别于用辐射传输方程得到的计算结果(我们称之为“正算法A”)。第二类计算方法为“倒算法”,即计算热力学方程左端的温度局地变化、平流及垂直输送等项,其总和即大气热源,国际上习惯用 Q_1 表示。在计算中,即可在等压面上进行也可在等熵面上进行。由于有局地变化,在计算月平均分布时会出现湍流项,而此项难于计算,李维亮和陈隆勋(1983)^[5]发展了利用 ω 方程,解 Q_1 的泊松方程以求得 Q_1 。为区别起见,在以下讨论中,我们称直接利用热力学方程解 Q_1 计算的为“倒算法A”,而用 ω 方程来计算的为“倒算法B”。倒算法的优点是可以容易地计算出大气热源垂直分布,其缺点是由于风的资料有观测误差,常使计算结果不太可信。其次,由于地形造成的垂直速度在等压面上计算不易准确,常造成倒算法A的失败,但等熵面计算的倒算法A以及利用 σ 座标的倒算法B充分克服了以上缺点。

以下来讨论中国气象学家有关夏季大气热源分布的计算结果。早在1957年,叶笃正、罗四维和朱抱真(1957)^[6]用正算法A计算了夏季对流层下半部青藏高原及其附近地区的大气热源分布,首次指出夏季青藏高原是一个热源所在地。同年,朱抱真(1957)^[7]用倒算法A(热力学方程中温度和风均用等压面高度来代表,即用了准地转近似)计算了冬夏北半球大气热源分布,也指出夏季青藏高原是大气热源所在。利用1957—1961年高空和地面的气候资料,陈隆勋、龚知本和陈嘉滨(1965)^[8]计算了中国地区冬夏大气热源分布(正算法A),首次把计算扩展到整层大气。结果表明,7月份青藏高原大气为热源所控制,但其强度平均约 $1^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 左右,高原西侧最小为 $0.4^{\circ}\text{C}/\text{d}$,而最大加热在高原东南的云南省上空,最大达 2.8°C

/d。该文还首次指出最大加热不在高原主体，而在其东南边缘，这个最大加热区在以后的工作中证实是孟加拉湾热源的北缘（陈隆勋和李维亮1981）^[5]。

1979年，叶笃正和高由禧（1980）^[9]重新用正算法A估算了夏季青藏高原大气热源强度，其强度远大于以前的结果，平均值约为 $1.64^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。利用1961—1974年气候资料 and 正算法A，陈隆勋和李维亮（1982）^[3]计算了亚洲地区7月大气热源分布，其结果如图1.1。结果表明，亚洲地区主要大气热源中心有两个，一个是位于孟加拉湾到缅甸北部及印度阿萨姆邦地区，中心强度达 $8^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。青藏高原东南的热源实际是该热源中心的北侧边缘部分，应属于该热源系统。另一个强热源中心位于南海东部，扩展到西太平洋，南海东部中心强度达 $6^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ，而西太平洋中心达 $4^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。在中国大陆长江—淮河之间另有一个热源中心区，但中心强度只达 $1^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。我们看到，青藏高原地区并无热源中心，平均变温率 $\leq 1^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ，这和陈隆勋等（1965）^[8]的结果一致。利用正算法B，陈隆勋和李维亮（1983）^[4]计算了1—12月气候状态月平均的大气加热分布（图1.2），其结果表明，自3月份起，亚洲大陆上 22.5°N — 37.5°N 间已变为热源，4月份热源中心已出现于高原以东和以南的印度东北地区，中心强度已达 $1^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ，5月份中心位于缅甸西北，中心强度已达 $2^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ，4、5月间高原热源平均小于 $0.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。因而，在自春到夏季节变化期间首先出现强热源的地区应在高原以南，而不在高原上空。即使是高原西部感热交换造成的热源，其强度仍小于高原以南的热源。利用倒算法B，陈隆勋和李维亮（1983）^[4]也得到夏季大气热源中心主要位于孟加拉湾北部，中心强度达 $3^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。在以上工作稍后，姚芸昌，王安宇、王谦谦和罗四维等（1984）^[10]利用1961—1970年气象资料 and 正算法A作了与文献[3]、[4]中同样的计算，7月份结果见图1.3。结果表明7月孟加拉湾热源中心强度为 $2000\text{ cal}(\text{d}\cdot\text{cm}^2)$ ，而高原最大热源只有 $120\text{ cal}(\text{d}\cdot\text{cm}^2)$ 。5—8月间，高原中西部平均加热率分别为 0.71 、 0.64 、 0.98 和 $0.95^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ，而高原东部分别为 0.46 、 0.79 、 0.87 和 $0.85^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。以上结果完全证实了陈隆勋和李维亮（1981）^[5]的结果。近年来，罗会邦（1990）^[12]利用欧洲中期天气预报中心（ECMWF）1980—1983年4—10月份逐日12GMT七层 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 格点资料，以倒算法A计算了 65° — 125°E ， 0° — 40°N 范围内逐日大气热源 Q_1 和水汽汇 Q_2 ，其4—10月月平均结果见图1.4。由图可见，4月份我国江南、横断山脉—缅甸西北

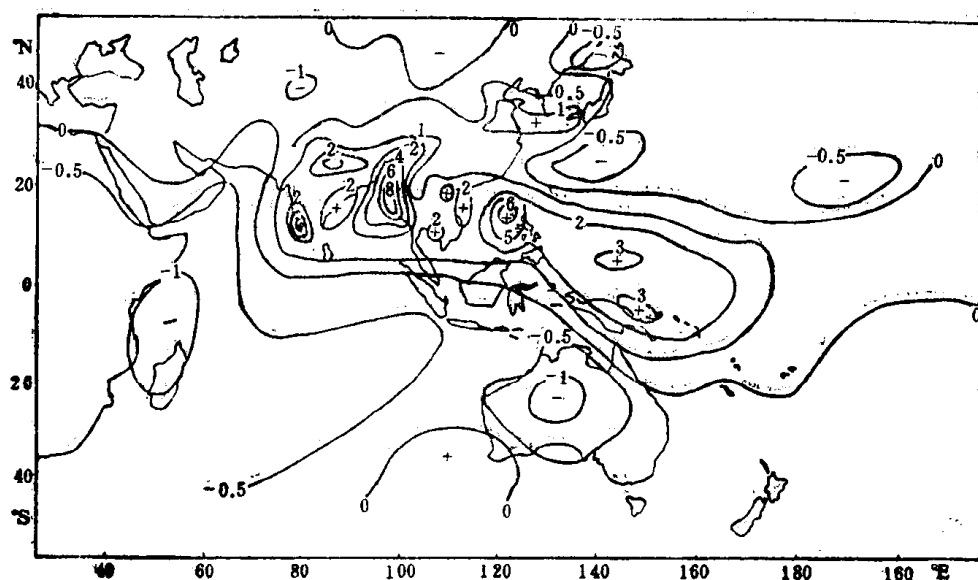
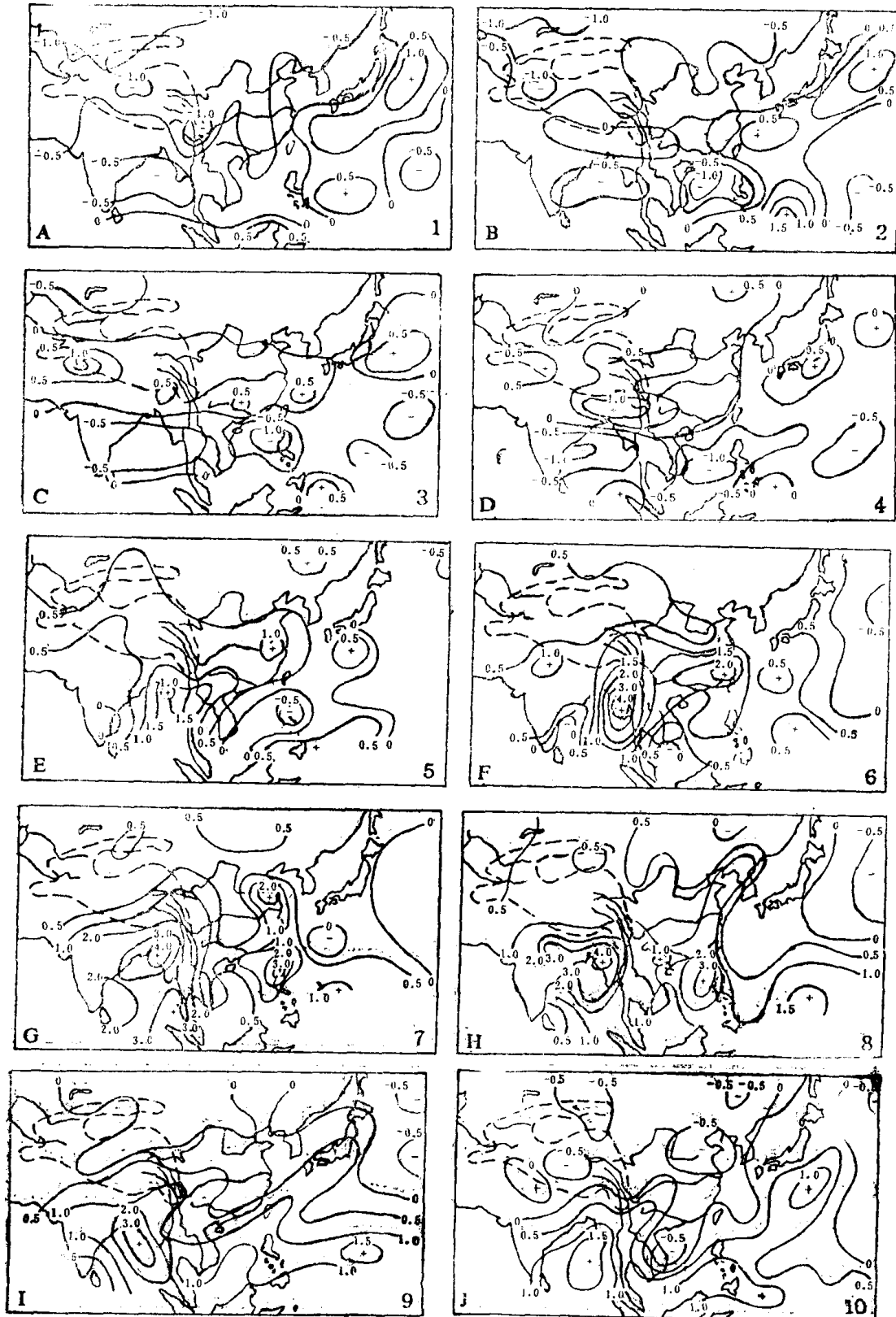


图1.1 7月平均大气热源分布图（单位： $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ）

部、昆仑山等都是主要热源区，最大位于我国横断山脉，中心超过 $250\text{W}/\text{m}^2$ 。5月份，缅甸热源明显加强，数值大于 $250\text{W}/\text{m}^2$ 。6月份，上述热源中心大于 $300\text{W}/\text{m}^2$ ，南海亦出现大于 $100\text{W}/\text{m}^2$ 的热源区。与图1.2相比，图1.4的缅甸中心比图1.2略偏北。7月和8月是大陆热源最强月份，从印度恒河到缅甸，以至我国华南是一条强热源带。9月份，热源中心开始减弱。以上结果与文献[4]结果基本一致，但有一些差别。



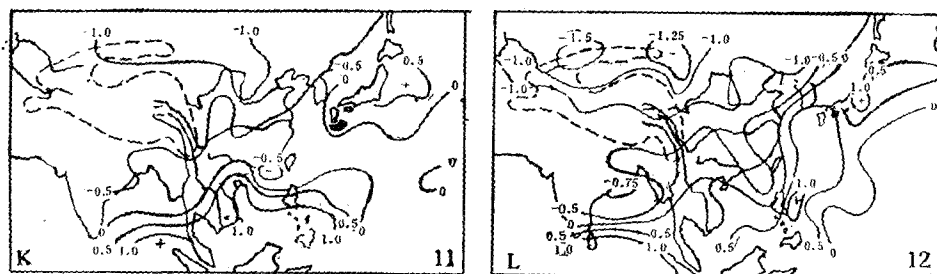


图1.2a-1 各月大气热源分布图 (单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$)

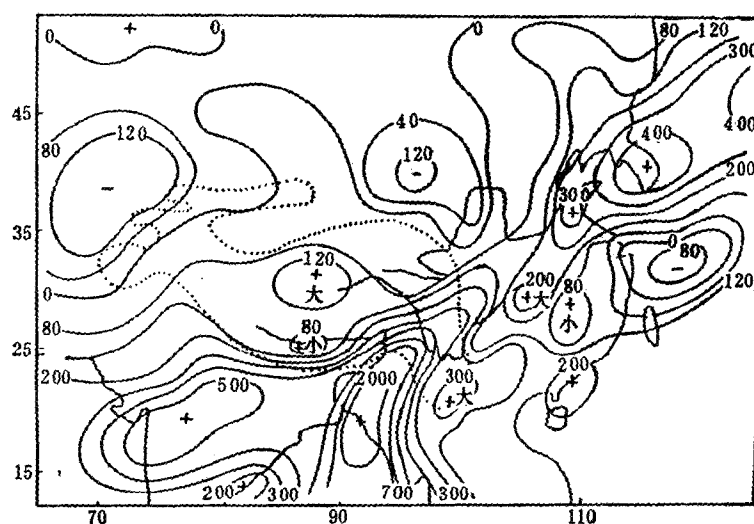


图1.3 多年平均7月总加热分布图 (单位 $\text{cal}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^2$)

通过以上计算, 对于气候平均的大气热源分布, 各个计算趋于一致的结果是: (1) 亚洲大气主要热源中心位于孟加拉湾到印度阿萨姆邦及缅甸西北地区。中心强度在 $4-6^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 以上。此外, 在南海-西太平洋还存在另一热源带和热源中心。(2) 夏季大陆还存在另一条与梅雨锋相对应的大气热源带。各个计算不完全一致的结果主要是对夏季青藏高原热源强度的估计, 虽然一致结果为青藏高原夏季是大气热源所在, 但强度估计十分不一致。从叶笃正和高由禧 (1979) ^[9]的 $1.6^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 到陈隆勋等 (1982) ^[3]的6—8月为 0.9 、 1.0 和 $1.0^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 以至姚芸昌等 (1984) ^[11]6—8月间均 $<1^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。即使这些数值估计不一, 但高原热源强度只相当孟加拉湾热源强度的 $0.2-0.5$ 倍是一致的。因而, 我们不能过高估计夏季青藏高原的热力作用, 应该说对夏季风形成起主要作用的应该是季风区的孟加拉湾和南海-西太平洋热源。

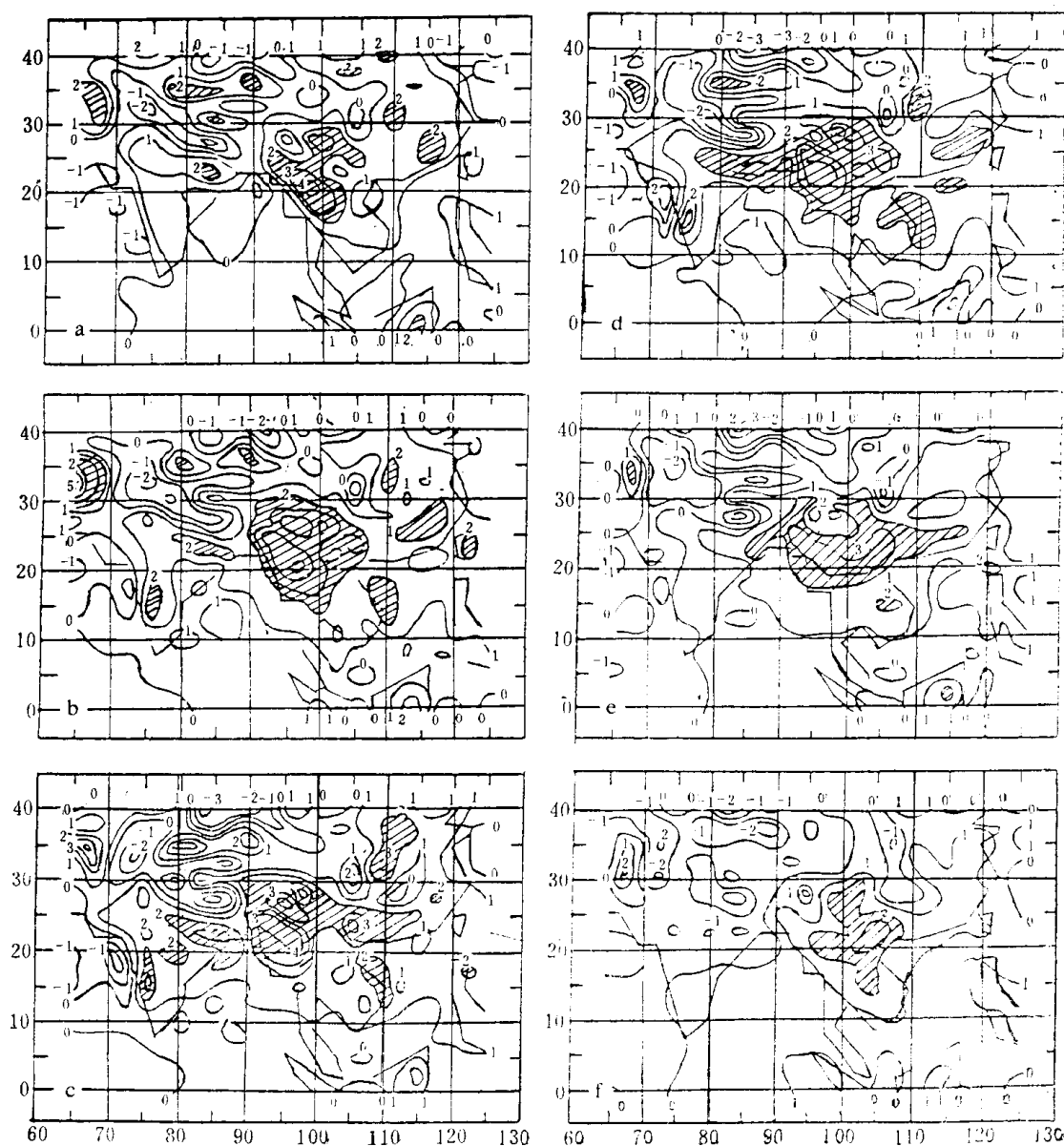


图1.4a—f 1980—1983年平均4—10月平均大气热源分布

二、1979年大气热源分布

在1979年夏季MONEX期间, 5—8月间中国进行了青藏高原气象科学考察试验, 由于资料条件较好, 国际间进行了许多计算。其中, Johnson和Yanai的计算已总结在文献[1]中。Johnson的计算表明1979年热源中心在地面到800hPa层在孟加拉湾北端, 800—600hPa在孟加拉国和印度阿萨姆邦上空, 600—400hPa的中心位置与800—600hPa一致, 但400—200hPa中心闭合圈扩展到30°N。总的说来, 7月大气热源中心在孟加拉国和印度阿萨姆邦上空。此外, Johnson的结果还表明南海-西太平洋有一个强热源带, 但数值比孟加拉中心小。罗会邦 Yanai (1984) ^[12]对1979年5月26日到7月4日的热源分布作了计算, 主要热源中心约于25°N, 85°E, 即位于青藏高原以南的印度地区, 但比Johnson的中心偏西。陈隆勋, E. R. Reiter和冯志强 (1985) ^[11]以及冯志强, E. R. Reiter和陈隆勋 (1985) ^[13]利用1979年中国进行的青藏高原气

象科考 (QXPME X-1979) 增加的资料用正算法A计算了该年6—8月青藏高原地区大气热源 Q_1 和水汽汇 Q_2 的分布,见图1.5a—c和图1.6a—c。从图1.5可见,该年6月,东部热源已远大于西部,7月份仍为东部最强,但最强热源在高原以东的平原地区,而在雅鲁藏布江流域有一个次强热源带,8月最强热源位于高原西南和东南部。在6—8月中的7月热源最强。从整个高原平均来说,6—8月热源强度分别为66, 76和64 W/m^2 ,与叶笃正等(1979)多年平均的估计109, 101和94 W/m^2 显然小得多。对 Q_2 (图1.6a—c),6月高原中西部(92°E以西) $Q_2 < 0$,7月高原中西部除了雅鲁藏布汇流域外亦为负值,8月95°E以西为负值。这表明,该年高原西部降水不足以补偿蒸发,应属干旱地区。从实测的降水分布看,该年夏季高原西部降

AWS

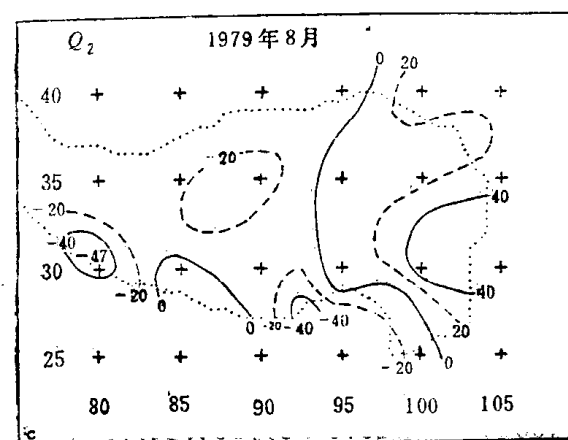
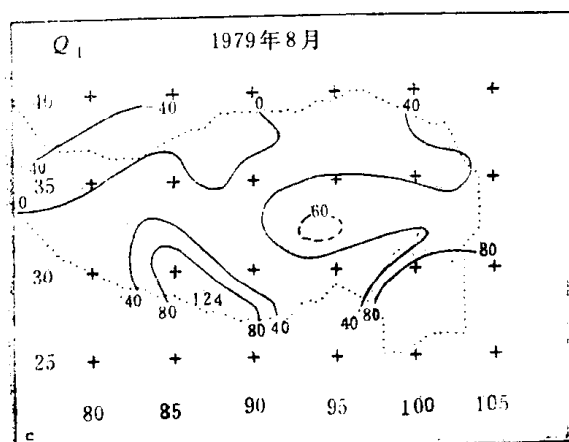
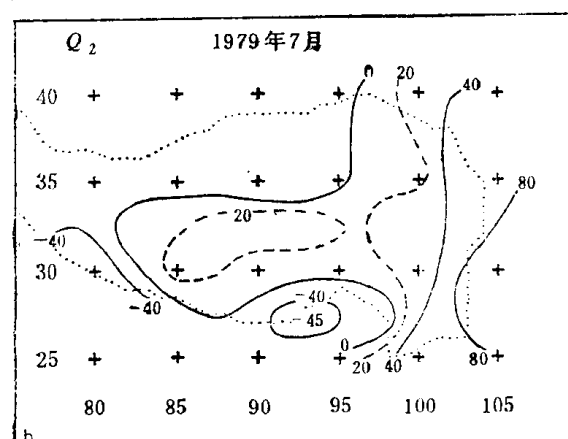
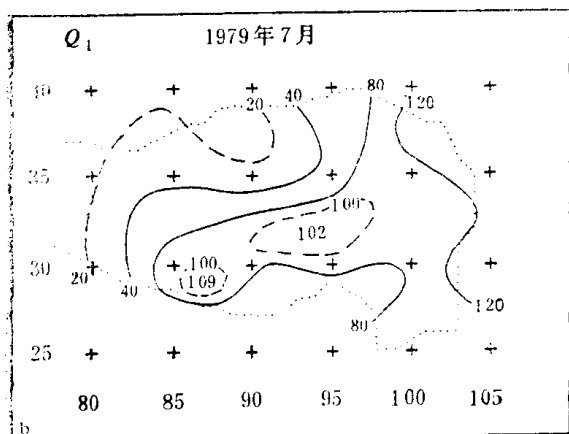
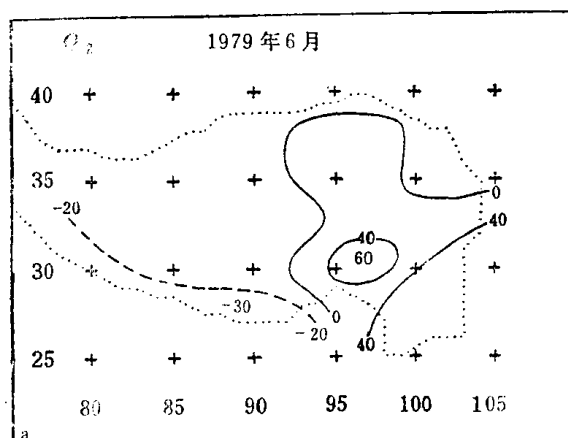
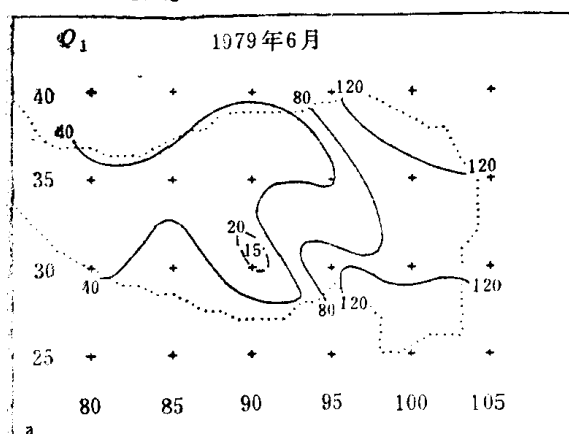


图1.5a—c 1979年6—8月月平均 Q_1 分布

图1.6a—c 1979年6—8月月平均 Q_2 分布

水量不多,是干旱区。与罗会邦和Yanai等[12]的计算相比,他们5月26日—7月4日的40天东部加热为 $113\text{W}/\text{m}^2$,西部加热为 $101\text{W}/\text{m}^2$,高原以南加热为 $250\text{W}/\text{m}^2$,高原相当于 $\frac{6}{10}$,而其以南区约为 $\frac{1}{4}$ 。总的来说,高原加热远小于高原以南的加热。

青藏高原上空大气热源的计算对于决定青藏高原大气的热力作用到底有多大是个重要的依据。但是许多学者的计算结果却各不相同。对于同一份1979年资料,由于算法不同,得到十分不同的结果。对于正算法,李维亮(1987)^[14]计算的整个1979年夏季整个青藏高原加热率为 $0.18^\circ\text{C}/\text{天}$,远比陈隆勋等(1986)^[11]小。对于倒算法,相伟愚和叶笃正(1988)^[15]加入1979年高原试验4个高空站的资料后,计算的7月份高原大气热源十分强,整个高原7月份大气加热率为 $168\text{W}/\text{m}^2$ (相当于 $3.55^\circ\text{C}/\text{d}$),西部中心达到 $700\text{W}/\text{m}^2$ (相当于 $14.6^\circ\text{C}/\text{天}$)东部中心达 $400\text{W}/\text{m}^2$ (相当于 $8.6^\circ\text{C}/\text{天}$)。相反,Yanai,等(1992)^[16]利用和相伟愚等^[15]完全相同的资料,也用同一的倒算法得到极为不同的结果。Yanai等^[16]结果表明,1979年7月青藏高原东部平均加热为 $94\text{W}/\text{m}^2$,西部为 $65\text{W}/\text{m}^2$,整个青藏高原为 $77\text{W}/\text{m}^2$ 。这个计算值和相、叶的结果^[15]差别甚大,大了一倍以上。相反,Yanai等的结果^[16]却和陈隆勋等^[13]得到的结果(即 $76\text{W}/\text{m}^2$,东部和西部分别为 $87\text{W}/\text{m}^2$ 和 $60\text{W}/\text{m}^2$)十分一致。青藏高原大气热源强度的计算结果会有如此大的差异,主要原因在于计算方法。相和叶^[15]以及Yanai等^[16]用完全相同的资料,计算结果差别这么大,可能原因是计算方法不同。两项工作均用倒算法,但资料的客观分析及计算方法中某些处理不同,就造成结果的巨大差异。由于结果如此不同,对评价青藏高原夏季的热力作用就造成极大困难。因而,只能说,目前还不能断定青藏高原热力作用是大还是小。只有统一计算方法并对同一资料进行计算后,高原大气热源强度及分布才能得到统一认识。

三、青藏高原对其上部及其周围地区环流特征的热力作用

青藏高原作为大气的热源或热汇具有明显的季节性变化,从而对其上空及其周围地区的流型和环流特征产生显著的热力影响。从天气图上可以看到,冬季600hPa上空存在一个闭合高压系统,与西伯利亚冷高压基本分离开来。夏季,高原上空低层有一个闭合的热低压,独立于600hPa平均图上的印度上空的热低压和季风槽。低压区存在的某些准恒定中尺度特征,对对流性降雨系统的发展产生影响。上述低层位势高度分布的季节性变化(主要是夏季的低压状况和冬季的高压状况)能够引发高原附近的季风环流,这种季风环流被认为是一种自身维持的环流系统。高原上空的季风层(冬夏季风向转变大于 120°)的高度达4公里以上。这个活跃的季风气流层能够从高原地区向下游一直延伸到中国中部。

因此,高原上空的季风系统也对亚洲地区冬、夏季风产生重要影响。在冬季(夏季)平均天气图上两个独立的冷高压(热低压)偶尔也能合并到一起,从而触发高原上空的东北(西南)季风。在这种情况下,可以看到,冬天有冷空气爆发,夏天高原上空有大量的水汽输送,而且冬季(夏季)高原上空存在一个低压(高压)带环绕在地面冷高压(热低压)的周围。

夏季,青藏高原上空的低层和中层共有四种天气系统,即低层涡旋、风切变线、瞬变反气旋和冷空气爆发。高原西部500hPa上空的涡旋是一种次天气尺度的致雨系统。这些涡旋一

般沿风切变线向东传播,大多数将在高原东部耗散掉,而有一部份移出高原。在对1975—1982年5月至8月高原上空涡旋的发生和东移的频数做了统计分析以后^[17](1988),他们发现在青藏高原气象科学实验(QXPME X)期间存在54个涡旋,其中只有七个移出了高原(五个在东经102°—110°间消失,两个在东经110°以东消失掉)。

夏季高原上空主要的高空大气系统是青藏高压,它是巨大的南亚高压的一部份。青藏高压具有热力性质,在100hPa具有最大的强度、水平范围和稳定性,并对北半球的环流状况有很大作用。一般来说,当200或100hPa处的青藏高压迭加在低层和中间(500hPa)高压上时,高原处于旱季或旱期,反之,当高层青藏高压位于一个低层低压上时,高原将处于雨季或湿期。在北半球夏季,青藏高压是一个主要的大气活动中心,而且它的形成和维持在很大程度上与高原及其附近地区上空的热源有关。

青藏高压表现出一定的准周期振荡,比如准两周振荡。但关于这种振荡的机制尚不清楚。它也许反映了青藏高压热力作用的变化,尤其是潜热和感热分布的变化。而且,高压的纬向振荡被认为是与中高纬地区长波形势的调整过程有关,尤其与西风槽和青藏高压的相互作用有关。另外,最近一些研究表明^[18],青藏高压的季节性进退表现出一种相当复杂的行为。从气候平均和个例分析的研究^[19]中可以看到。当青藏高压北进时,另有一个高压中心从阿拉伯半岛移到伊朗—阿富汗地区和西藏西部。这个高压中心具有比东边的那个有更大的强度和更北的位置。这个结论一方面表明青藏高压应该被看作是对流层上层反气旋环流的一个环流单体,并由于高原的作用在局地被加强了;但另一方面,我们也不能过分强调青藏高原在青藏高压形成过程中的热力作用。目前尚不清楚伊朗高原西部高压中心的形成机制。

青藏高原及其周围地区上空的经向环流与高原及亚洲大陆上空的热源和热汇的分布有极其密切的关系。沿东经90°的平均经向环流剖面图表明了这种关系^[9]。冬季哈得来环流单体十分活跃,向北一直延伸至大约北纬30°,这说明青藏高原上空的大气在冬季表现为一种冷源。这一热汇逐渐扩展到对流层中层,加强了哈得来环流。夏季青藏高原上空的垂直环流与冬季有明显的不同。总之,存在一个巨大的季风经向环流单体,包括其北部的一直延伸到北纬40°至50°的上升气流和南半球的下沉气流。另外,在高原的北坡和南坡各有一个较小的经向环流圈。北坡的环流圈向上延伸至300hPa,而南坡环流圈则达200hPa。应当指出的是,这两个经向环流圈只出现在高原地区上空,从而表明它们是高原热力作用的结果。高原上空的这种环流也能够用数值模式模拟出来。

最大的感热通量出现在春季至夏季的季节转换期(四月至六月)。受热源的影响,高原上空的大气迅速被加热以至于高原两侧的温度梯度和最终的高原周围的气流形势也发生改变。7月和8月最热的地区是东经50°至110°之间,包括青藏高原和伊朗高原。在从春季到夏季的转换期期间,这里比同一纬度的其他地区增温更早。3月份高原上空大气厚度的增加十分明显,并将其最大值保持到5月和6月,从而被看作是风场相应变化的原因。

早在1949年Yin就曾指出^[20],在季节转换期高原南侧高层西风带的变化是剧烈的。这种变化发生在6月初,与西南印度季风的爆发时间一致。叶笃正等(1959)^[21]发现在整个北半球可以观测到高层西风急流的突然减弱和北退,这种现象在青藏高原上空恰好是最明显的,原因是由于那里的高原地形所致。叶笃正等还指出这种变化是由一系列天气事件组成,包括1)副热带西风急流从高原南部到北部的突然北跳,2)对流层高层反气旋(青藏高压)向青藏高原的同步移动和高原南侧高层东风急流的形成,3)西南印度季风的爆发并伴随着沿印

度半岛西海岸的季风降雨，4) 极地锋从中国南部向长江流域的北移，并在那里和日本产生梅雨。

平均来讲，高原南部的副热带西风急流在6月的第三个五天时期内显著地减弱，不久又消失掉（向北回退）。同时，稳定的高层东风出现在加尔各答上空(22.5°N , 87°E)。这个过程与高原上空加热的季节变化相一致，并导致温度场和高度场的季节性演变。正如前面所提到的，5月既是感热加热最大的月份，也是高原上空气温度出现最大增幅的月份。在这种强烈的加热影响下，高原上的大气温度急剧上升，导致正常的经向温度梯度的减弱（甚至反向），并引起高层风场减弱。

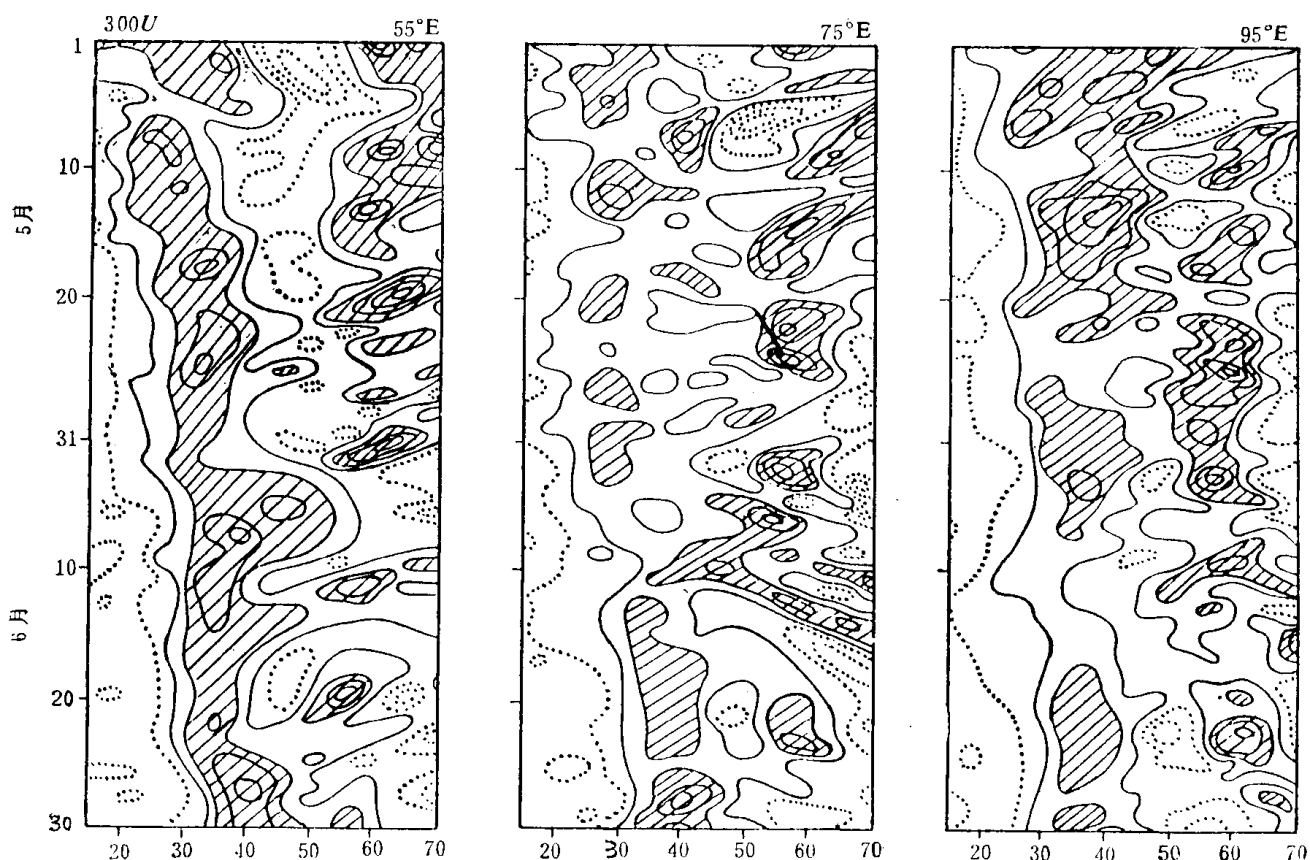


图1.7 300hPa纬向风 u 的时间-纬度剖面图,在分别以 55°E (左图)、 75°E (中图) 和 93°E (右图) 为中心向东西方向各延伸 10° 的地区上做平均,时间为1979年初夏(5月1日至6月30日),等值线间隔为10米/秒,斜线区表示东风大于10米/秒区(取自 Murakami和 Ding, 1982) ^[18]

一个关于1979年夏季季风的个例分析^[18]表明,与青藏高原同一纬度上的广大欧洲地区均出现了西风急流的这种季节性北跳(图1.7)。例如,沿东经 75° 300hPa纬向风 u 分量的中心(远大于20米/秒)从5月份的 30°N 明显北移到6月中旬以后的北纬 35° 至 40° 。6月下旬距青藏高原上游很远的地方(55°E)也出现了一个相似的北移。Yin指出,印度季风的爆发几乎与副热带急流的这种突然北跳同时发生。为了研究高原及其周围地区上空的加热对建立冬季和夏季平均环流的作用,钱永甫等(1988)^[22]用一个五层 p - σ 坐标模式做了一系列的数值模拟试验。他们发现夏季加热场对对流层上层的水平气流形势的作用似乎比对流层中低层

更显著。如果在夏季忽略加热作用，对流层上层的巨大反气旋就不能模拟出来。这可以从如下事实看出，即潜热和感热的垂直输送可以达到很高的大气层。但冬天的情况正好相反，对流层上层的加热作用（热汇）并不比对流层中低层显著，也就是说，高原上空的热汇导致了东亚海岸上空大槽的加深和高原上空地形脊的减弱。

青藏高原的热力状况不仅引起高原及其周围地区环流系统的变化，而且也导致了行星尺度环流异常。黄荣辉^[23]模拟了青藏高原异常热源对北半球大气环流的影响，并发现当热源加强时，青藏高压和中国北部槽均将加强，从而阿拉斯加上空槽加深，最终北美上空的高压脊线也将加强。根据观测事实做出的遥相关研究进一步证实了这些发展关系（图1.8）。这种遥相关可以在低频波域对青藏高原形成的热力强迫产生动力响应。最近，孙国武和陈保德（1988）^[24]指出，30—40天的低频振荡可能起源于青藏高原。

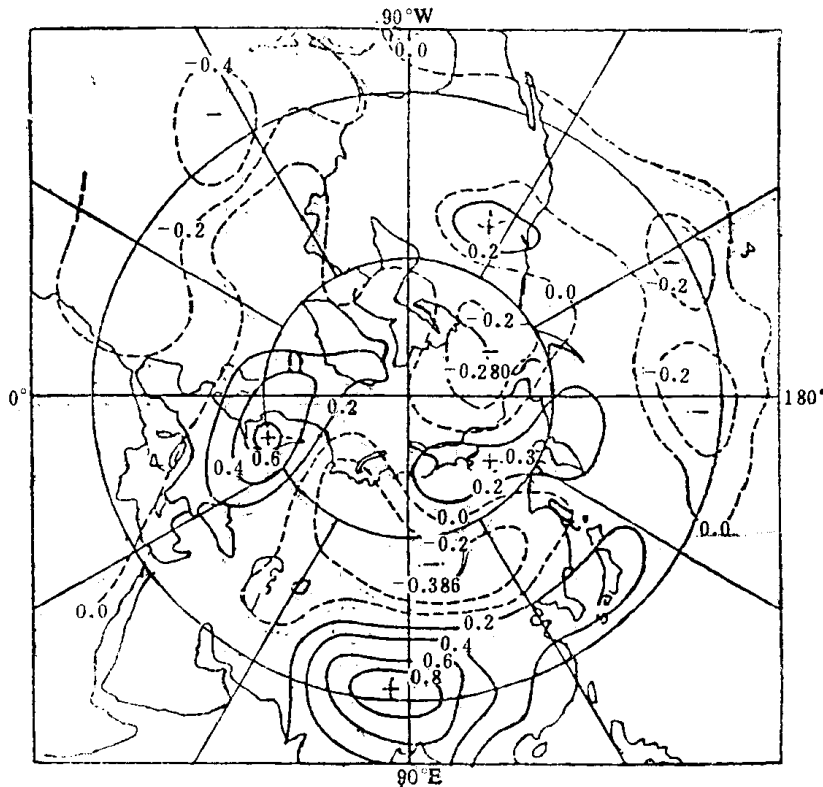


图1.8 北半球夏季500hPa扰动高度场的相关型式。参考点为90°E, 30°N.

（引自黄荣辉，1985）^[23]

四、青藏高原对高原及其周围地区大气环流的动力作用

青藏高原的纬向宽度约为3000km，大约占整个纬圈长度的十分之一，其平均海拔高度约为4公里，接近对流层的三分之一到二分之一。我们很自然地认为如此庞大的地形障碍物将会对西风带产生显著的动力影响。

青藏高原的大尺度动力作用是另一个重要问题，它与高原的地形影响关系密切。这种动力作用包括：（1）机械屏障作用；（2）摩擦的不均匀分布，这个问题十分复杂，这里不宜多谈。

机械作用是指屏障能够强迫空气在青藏高原上空流动或环绕高原流动，空气如何流动不

仅取决于大尺度地形的形状,而且取决于气流的速度和方向。因此,尽管山脉的范围是固定不变的,但山脉对气流的动力作用却有差别。

许多人研究了动力作用。Charney 和 Eliassen (1949) [25] 最早估计了大尺度地形导致的沿北纬 45° 西风带的扰动。其他一些研究者通过理论分析和数值模式等方法也考察了不同地形条件和季节的动力影响。在数值试验的基础上,人们发现夏季青藏高原纯动力作用主要表现为分支气流,使之环绕高原流动。许多环流特征均与这种作用有关。例如,高原上空两侧两槽一脊的存在就是如此。越经高原上空的气流并不重要,其主要作用是使副热带高压断裂,尤其在冬季。动力强迫也能影响不同纬向基本气流中扰动的水平和垂直结构。在斜压大气中,由青藏高原激发的基本西风气流中的扰动具有西倾结构,与成熟发展的垂直环流有关。中纬度的波长比相应的准静止自由波的波长大约长70到90个经度。扰动能量主要向下游传播。由于扰动振幅向东迅速衰减,它们的影响也就主要局限于东经 140° 以西。

最后,青藏高原在冬季和夏季的动力作用可归纳为以下几点:

1. 高原地形的动力作用在冬季和夏季是不同的。夏季,动力作用对维持高原北部高压带起了重要作用。高原上空的低压带似乎与热力作用有关。冬季却是高压脊线和拉萨上空的热力脊线与动力作用有关,动力作用在冬季相对更为重要,而在夏季则是热力作用相对重要一些。

2. 在纯动力作用与环流状况之间存在某种相关作用。

3. 夏季,大部份基本气流环绕高原流动,而冬季气流越过高原和环绕高原的气流都很显著。如果基本气流较弱,那么越过高原的气流是占主导地位,反之,若基本气流较强,则环绕高原的气流占主要地位。

4. 高原的动力作用对对流层中低层有显著影响。

五、青藏高原对东亚上空的冬、夏季风的影响

正如第四节指出的那样,青藏高原在夏天接收了大量的太阳辐射,从而使高原及其周围地区的大气加热产生显著差异。对流层中层的这种差异比海陆差异更大。因此仅用经典的哈得来环流理论来解释亚洲季风的形成远远不够。

为了阐明季风的形成与发展,有必要考虑高原的热力作用。然而,由于从埃及经印度北部至中国南部沿北纬 25° 至 30° 纬度带500hPa存在一个东西向的高温带,青藏高原对夏季季风环流的作用并非显而易见。这个事实说明青藏高原并不以其热力作用去直接影响欧亚大陆上空的这个高温带。不过,这些高山地区无疑会有益于局地环流的加强。贺海晏等(1987) [26] 分析了1979年夏季200hPa、500hPa和850hPa各层上的80天平均气流。他们的结果表明在850hPa层西南风遍布从阿拉伯海至孟加拉湾和中印半岛、南中国海的整个地区。在青藏高原,尤其是高原的东南边界和北坡,存在气旋性入流。这就是所谓的“高原季风”,它在高原东部上空700hPa层也有一个中心。在高原东侧,西北风与西南风的汇合区是其850hPa层的主要特征。

在500hPa层,除了沙特阿拉伯和西太平洋上空的副热带脊线所影响的地区外,西风处处盛行。高原上空的风速格外小。西风急流在东经 75° 至 110° 之间分为两支。

200hPa高空一个引人注目的特征是存在着一个中心位于缅甸和泰国交界上空的南亚高压。

考察在夏季季风爆发期间不同大气层上的风的变化问题是有趣的。东南亚在4月和5月有大量降雨，比如印度阿萨姆邦降雨约为200—500mm。高海拔地表直接加热与南边潜热释放的合成作用导致了对流层上层增温变暖。根据热成风平衡，这种增温变暖将引起高层西风减弱，也就是引起冬季和春季环绕在青藏高原南界的气流减弱。此西风急流直到6月初才最终消失并被东风急流所取代。一般来说，这种高层东风急流的建立几乎与印度中部的季风降水同时发生。Yin (1949) [20]指出这些突然变化的原因在于青藏高原的热力作用。但是其他的研究者们发现，不仅在青藏高原周围，而且在中东以及一些远离高原的地区上空均有西风急流北退的现象。因此，叶笃正等 (1959) [21]认为这些变化也与极赤温差有关。

Murakami 和丁一汇 (1982) [18]研究了1979年季风爆发前后300hPa平均温度场 (DT) 的差异。十分明显的是，横经欧亚大陆在大约北纬30°至40°地区存在明显的自西向东的正值温度DT，并在日本附近和中东到西藏西部地区有两个不同的中心 (图1.9)。因此季风爆发前后的温度变化显示出一种大尺度现象。最大的增温出现在高原西部上空，那里西风急流北跳十分明显。相反，在大气增温远早于印度中部上空季风爆发时间的高原东部，大气增温小，并与西风急流的北跳无多大关系。因此，欧亚大陆上空的热力作用的重要性整体来讲是显著的，而青藏高原西部对季风爆发期间产生局部增温是有作用的。

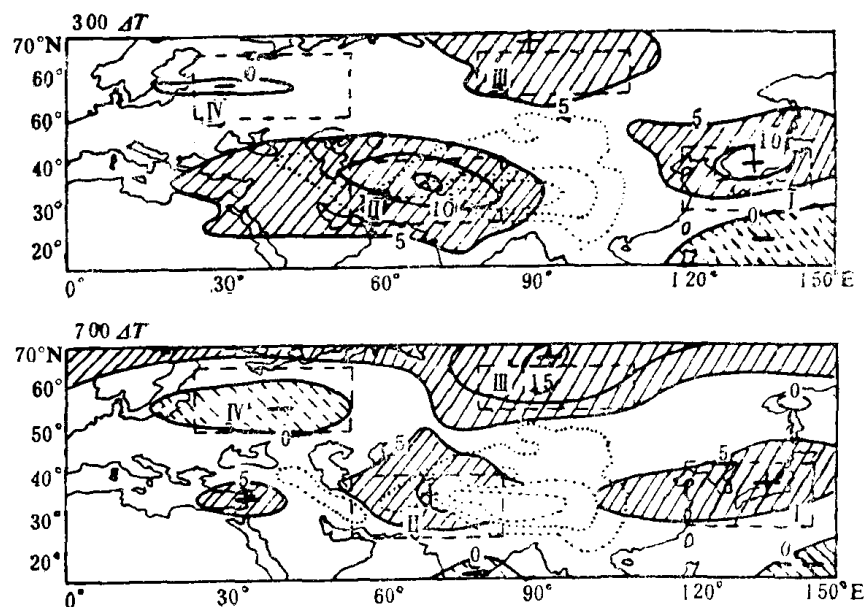


图1.9 1979年夏季季风爆发前 (5月15—30日)，后 (6月20—30日) 300hPa层平均温差。图中数值是纬度和经度的函数，等值线间隔为5°C，地形等值线 (间隔为1.5km) 用点线表示。ΔT 大于5°C的地区以斜线表示，ΔT 小于5°C的地区以点斜线表示 (取自Murakami和Ding, 1982) [18]

从以上的讨论可以看出，我们的观测水平不足以描述青藏高原的确切的作用。为了克服这一困难，应该大大增加观测资料分析。另一方面，也可以用其它方法诸如数值模拟试验和转盘试验来研究。

Murakami等 (1970) [27] 用一个八层二维模式来研究喜马拉雅山对季风环流的纬向风 (低层西风和高层东风急流) 的作用。如果去掉山脉，低层西风的最大值小于 5ms^{-1} ，高层东