

國外氣象參考資料

(第二輯)

科学技术文献出版社重庆分社

一九七七年十二月

一九七八年七月十一日

内 容 简 介

本辑包括四部分译文：第一部分是季风方面的，共五篇，着重论述青藏高原的影响；第二部分是关于天气预报方面的，计六篇；第三部分系人工影响天气方面的，有四篇；第四部分是文摘，计三十八条。可供气象科学工作者参考，

国外气象参考资料(第二辑)

中国科学技术情报研究所重庆分所	编辑
科学技术文献出版社重庆分社	出版
重庆市市中区胜利路91号	
四川省新华书店重庆发行所	发行
重庆新华印刷厂	印刷

开本：787×1092毫米1/16 印张：8.5 字数27万
1977年12月第一版 1977年12月第一次印刷
印数：2300

统一书号：13176·19

定价：0.90元

56
20

目 录

山脉在南亚季风环流中的作用.....(1)

地形对大尺度大气运动的影响(数值试验).....(22)

西南亚夏季的大气过程.....(34)

季风低压之研究,第一部分:天气结构.....(38)

对流层中层季风气旋的发生.....(47)

数值天气预报的最新进展.....(54)

月预报研究.....(67)

从西藏高压和太平洋高压的动向看西日本的干旱及其解除.....(84)

500毫巴距平在长期预报中的应用.....(88)

准两年振动及其与对流层环流型的关系.....(94)

和低空急流有联系的中尺度回波群的带状结构.....(100)

四聚乙醛接触核化机制的实验研究.....(109)

关于防雷试验效果检验中的测量问题.....(113)

一种新型飞机用有机冰核发生器及其在夏季积云中的试验.....(117)

印度的暖云随机催化试验.....(123)

评《山脉在南亚季风环流中的作用》.....(125)

文 摘

山脉在南亚季风环流中的作用

提要 本文对一个描述日射和海面温度的季节变化的十一层大气环流数值模式按大致三个模式年时间进行了积分。该模式为全球尺度，并引进了一个平滑过的山脉地形。为了研究山脉在南亚季风环流中所起的作用，按3月25日至7月这段时间作了第二次数值积分试验，这次试验除考虑了山脉作用外，和消除了所有的山脉作用的第一次试验完全相同。

有山脉模式的分析表明，和南亚季风有关的大尺度环流是模拟得很好的，但是季风的开始时间比正常大约晚了10—15天，西太平洋上空的大气似乎在动力学上也太活跃，且北半球的大气到达了孟加拉湾，印度北部却相对不活跃。

有山脉的模拟同无山脉的模拟结果作了对比，表明，当远离无山脉模拟的东面和北面形成大陆低压时，山脉有助于南亚低压系统的维持。在有山脉模式中，西藏高原上空对流层中、上层内维持相当高的温度，上升运动和潜热占优势；而在无山脉模式中，下沉运动和地面感热占优势。在有山脉的模拟中，西藏上空的高温在南伸到南亚平原的山脉上空产生一个低压带，位置比无山脉模拟较南的这个低压带，产生一个比较强的南北气压梯度，使地面的偏南润湿气流向北穿过亚洲。当丰沛的降水只北伸到印度南部时，无山脉模式继续维持季风中断的很多特征。显然，山脉的影响有助于使季风气候北伸到亚洲大陆。

南亚季风的演变也受山脉作用的影响。副热带急流在有山脉模式中，在开始时间附近，从西藏南侧（即 25°N ）北跳到夏季沿 45°N 的平均位置；在无山脉模式中，在大约两个月的时间内逐渐北移，最后到达有山脉模式以南大约 10° 的夏季位置。在有山脉模式中，开始时间内，近地面的偏南润湿气流突然从赤道北伸到中心位于 30°N 的南亚低压带。在无山脉模式中，偏南润湿气流从赤道地区北伸，但不会北伸到印度中部和北部那样远。这些差别是西藏高原的机械作用和热力作用造成的。

一、前言

在经典著作中，同南亚夏季季风有关连的大尺度流型，被描绘成基本上是由于太阳辐射的年变程和大陆、海水有效热容量不同的相互作用形成的。1686年，哈利把亚洲季风环流描绘成一种类似于由于海陆差异而造成的大海风，定性地说明了大尺度季风环流的下述特征：南半球近地面穿过赤道并像西南气流那样接近大陆热低压的东南信风，在相对热的大陆上空把感热和释放的潜热向上输送到对流层上层的垂直运动，对流层上层把空气向后输送到南半球的季节性东北急流。但近年来的观测研究使我们认识到哈利的描述远不完全（Walker, 1972）。

最难以估计的因素之一，是山脉在大尺度南亚季风中所起的作用。弗洛恩（1950, 1953, 1960）首先提出了一个假说，认为西藏高原的作用犹如夏季的一个高大的感热源，它在对流层上层产生一个暖中心的

反气旋。这个假说被看成是南亚上空建立季风环流的主要机制。锐耳（1959）认为，与其说是感热倒不如说是潜热，可能是维持南亚季风的主要机制。其后，弗洛恩（1968）又根据中华人民共和国的资料，提出了观测研究结果，认为西藏高原感热的作用，在西部干燥地区是重要的；在季风开始以前和开始以后，西藏东南角地形释放的潜热的作用，对喜马拉雅山脉上空热高压的发展和维持特别有帮助。弗洛恩把西藏高原描绘成“在其东南角具有大烟囱的一部热引擎”。

兰加拉詹和其他人对弗洛恩的看法表示怀疑。兰加拉詹认为，夏季，西藏海拔高的地方覆盖着积雪，高原不大可能是对流层中层感热的候补者。他对南亚的月平均500毫巴温度场作了分析〔以后发现这个分析可能有系统误差（Flohn, 1968）〕，认为山脉不是直接造成南亚对流层中层高温的原因。为了解释南亚的季风环流，兰加拉詹重新突出了类似于哈利（1686）的经典理论。

除了西藏高原的热力作用如何影响南亚季风的发

展和维持这个问题有争论外,关于山脉对副热带急流(一般正好出现在季风开始以前)的突然移动的影响,似乎也有不同的意见。殷茂屯(1949)(音译)认为,当西藏上空对流层上层的副热带急流北移时,季风开始,气流停止流向西藏高原以南,并沿山脉北缘迅速北跳。这种迅速的重新排列,至少部分原因是西藏高原的机械作用。叶笃正等人(1957, 1959)分析了实测纬向风的五天平均剖面图,发现,在远离亚洲很多经度的高空环流中,还可以找到类似的跳跃现象。叶笃正等人认为,当北半球从冬季到夏季太阳高度增大时,从极地到赤道的温差减小,直到大气层出现某种不稳定时,才达到一个阈值。高空环流的这种急剧变化和山脉的作用没有直接的关系。

辨认山脉在季风环流中的作用,一个有效方法,是用大气层的数学模式进行数值模拟试验。明茨和荒川(Mintz, 1965)、真锅和特普斯特勒(1974)的数值研究表明,山脉在亚洲上空冬季环流型中起着重要的作用。对于夏季的情况,村上等人(1970)用印度季风沿 80°E 的8层二维半球模式作过有山脉和无山脉7月份环流型的对比研究。只有当模式引进山脉的作用时,他们才能得出符合实况的纬向风模拟结果。但由于山脉作用的计算相当困难,他们没有详细讨论有山脉的试验结果。华盛顿和达古帕蒂(1975)用全球大气模式模拟出了季风环流的某些特征,但他们的模式正好在中印度洋的赤道以北产生了一条最大降水带。直到现在,他们还没有打算在这个试验中识别山脉的作用。

上述讨论表明,我们还不能精确知道山脉怎样影响夏季季风环流。本文试图用地球物理流体动力学实验室提出的全球大气环流模式来回答这个问题。该模式的特征,已有不少人广泛地用资料证明过。他们证实,该模式模拟南亚季风的若干重要特征,如北印度洋洋面洋流的季节转换和东风急流都是成功的。我们决定用消去了所有山脉的大气环流模式作另一种数值试验。把没有山脉的试验结果(以后叫做NM模式)同包含有山脉的原有试验结果(以后叫做M模式)进行比较,就有可能比较清楚地地区别出山脉在南亚夏季季风中的作用。

二、模式简述

M模式和真锅等人(1974)设计的全球模式是相同的,具有全球范围,日射和海面温度有季节性变化(不是日变化)。在霍洛韦和真锅(1971)的文章中,对M模式的主要部分作过综合性的描述。因此,本文

对该模式仅作简单介绍,读者如要知道细节,请参阅上述文章。

M模式引进了 σ 坐标系的初始方程(Phillips, 1957)。在 σ 坐标系中,地面是一个座标面,因此,没有引进与无中心水平差分化的关系的问题,也很容易引进山脉的作用。在垂直方向,选取十一个间隔为奇数的有限差分面,故模式能模拟行星边界层到大约31公里的平流层的大气结构。在水平方向,对栗原和霍洛韦(1967)的全球网格系统作了修正,使水平分辨率大致为270公里,并尽可能均匀(参阅真锅等人的图2.2, 1974)。

为了模拟有山脉的大气环流,从斯克里普斯海洋研究所获得了地面高度资料(Smith等, 1966)。地面高度场用霍洛韦和真锅(1971)描述的方法作过平滑,故陆地高度的变化尺度不小于水平网格尺度。用平滑过的地形显然对降水和地面流型有重要的影响,因为系统地降低和加宽了高而窄的山脉。以后的章节将要讨论这个问题。图2.1表示南亚季风区平滑过的

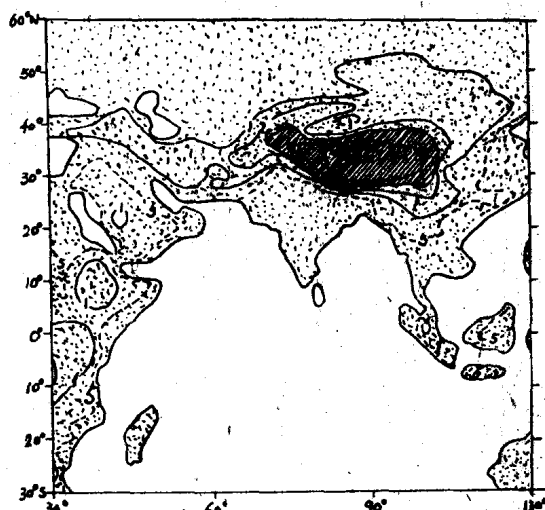


图2.1 有山脉大气环流模式的南亚季风区平滑过的地面高度(公里)的水平分布

地面高度场。平滑过的地形的全球分布情况,读者可参阅真锅和霍洛韦(1975)的文章。

M模式的数值时间积分延长到3.5模式年。对于开始的1.5模式年,该模式是在经过修正的、水平分辨率约为540公里的栗原-霍洛韦网格上进行时间积分。最后2模式年,是在高分辨率(270公里)的网格上进行时间积分。所有模式年都成功地模拟出了季风环流,但本文只介绍最后一个模拟年的资料。

本文第一部分将详细描述M模式模拟南亚季风的的结果;第二部分把M模式同NM模式的结果加以比较,

研究山脉对南亚季风的影响。NM模式用的是同一种计算机程序。从对应于最后模式年的3月25日的M模式的计算机数据纸带取初始条件。消去了所有的陆地高度。为了减小因陆地高度的巨大变化而造成的地面气压调整的数值，地面气压一开始到处都选取988毫巴，而不用M模式的地面气压。NM模式是从3月25日到7月31日作时间积分。

三、有山脉模拟出来的季风

1. 海平面气压

图3.1表示M模式模拟出来的7月份时间平均海平面气压分布型式（海平面气压的计算方法可在霍洛韦和真锅（1971）的文章中找到）。7月，在东半球大部分地区，当季风环流发展得很好时，海平面气压场具有如下的特点：中心位于30°S附近的副热带高压，朝中心位于30°N附近的南亚低压带有一个向下倾斜的气压梯度。从图3.1看出，在6—8月，大尺度气压型类似于实测分布（Newell等，1972）。计算出来的南亚低压带，从阿拉伯越过亚洲伸展到西太平洋。伸展到西太平洋的这个低压带，大致符合实际情况，它是

由沿西太平洋沿岸移动的大量热带气旋形成的。萨德勒认为（私人通信），热带气旋盛行时，7月份在西太平洋上空短期内观测到类似的气压分布不是罕见的。但是，这种低压特征不是经常以实测的月平均气压分布形式表现出来。

由模式模拟出来的南亚低压，其最低气压的中心位于西藏高原的最高点附近。它太深厚了，且位置太偏东。在山脉毗邻地区，这种矛盾的某些方面可以用西藏的地面气压外推至海平面时外推得太大来解释。

更详细地观察模拟的气压分布，可以发现另一个低压中心，一般称为季风槽，位于印度西北部（用1002毫巴虚等值线表示），但其深度大约只有5毫巴。

2. 地面气流

图3.2是M模式计算出来的7月时间平均地面流场同其实测结果（Mintz和Dean，1952）的对比情况。和南亚季风有关的地面流场，是一个伸展到东半球大部分地区上空的大尺度环流，具有从南半球（30°S）副热带高压发射出来发散成东南气流的特征，当它穿过赤道时，变成西南气流，并大约在20°—30°N汇集到南亚低压带附近。当这个北移的大范围

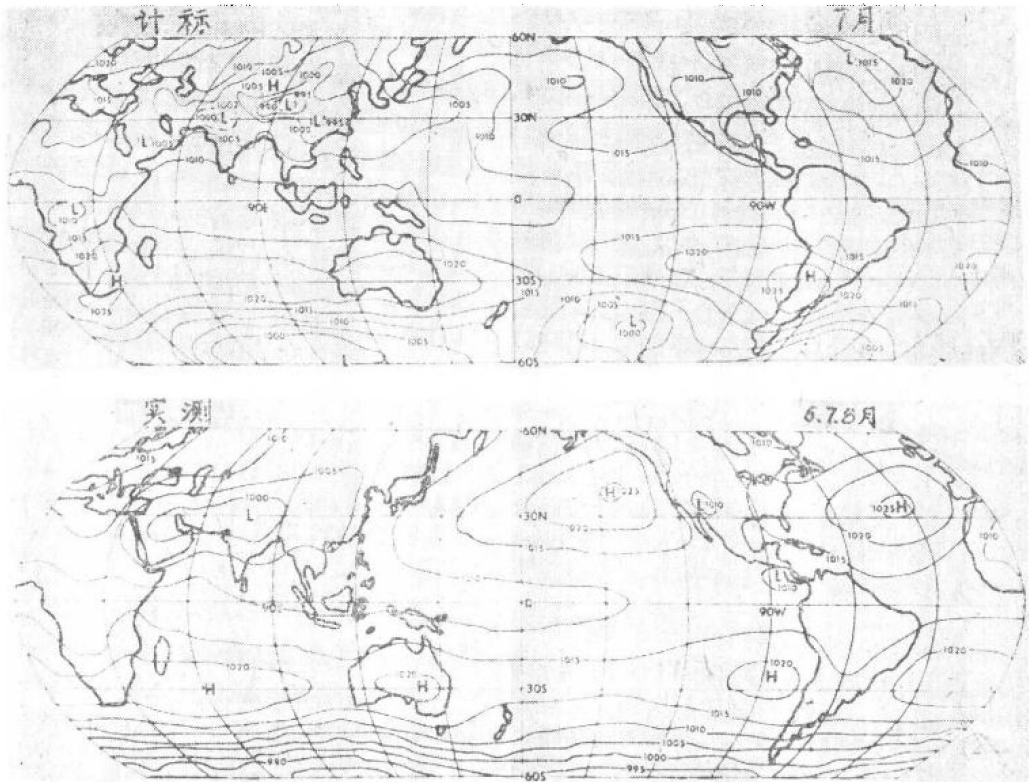


图3.1 平均海平面气压的水平分布(毫巴)。上：M模式计算出来的7月份平均；下：实测的6—8月平均(Newell等,1972)

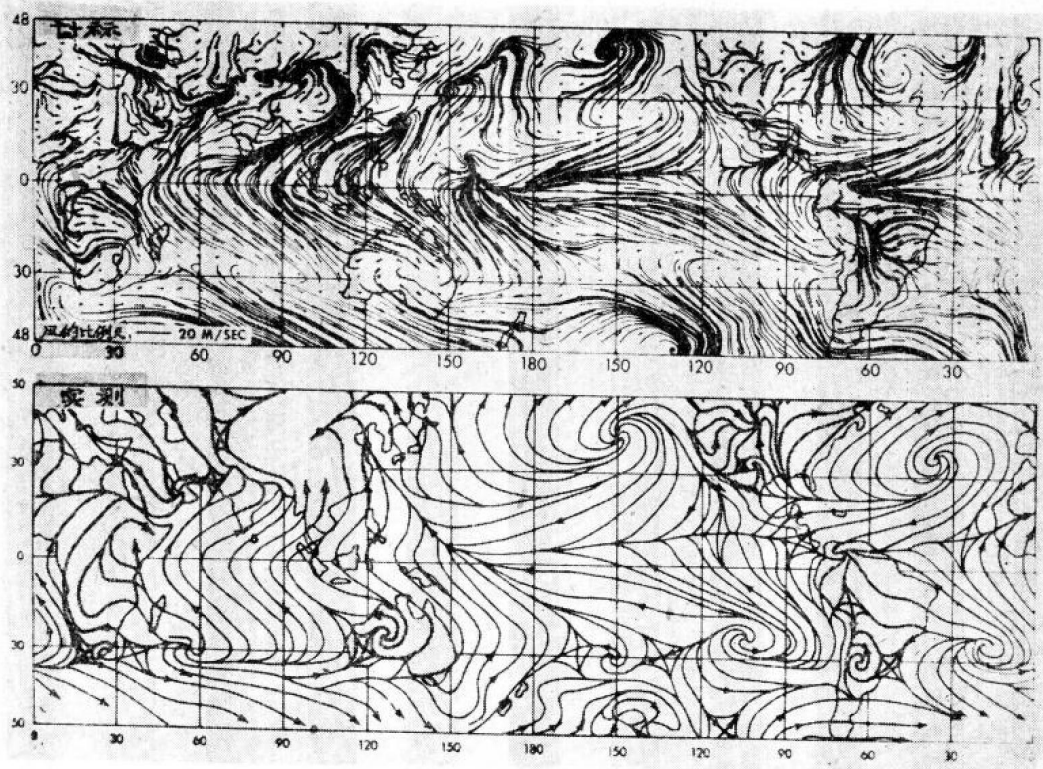


图3.2 上: M模式7月份近地面的平均矢量和流线 ($\sigma = P/P_* = 0.99$, $P =$ 气压, $P_* =$ 地面气压); 下: 实测的7月份地面平均流线(Mintz和Dean, 1952)

空气带穿过赤道到达印度次大陆时, 洋面有大量的水汽和潜热供给它。因此, 7月份, 和南亚季风有关的地面大尺度环流, 把大量的水汽从南半球输送到了北半球。这个气流在北半球到达阿拉伯海时, 遭遇到干燥的阿拉伯西北气流。在印度和南亚上空, 这股空气是从东面流到喜马拉雅山附近, 最后在华东上空北移, 并向西进入中亚。

在大尺度环流中有较小尺度的特征, 这也是南亚季风的重要特点。例如, 沿远离非洲东岸的埃塞俄比亚高原, M模式模拟出了一股汇集的偏南强气流, 一般叫索马里急流。在西太平洋上空, 有一条大致平行于亚洲东部海岸的辐合线, 它反映了大量热带气旋的路径。M模式还模拟出了季风槽里的辐合, 但这个辐合不如一般实测到的那样强, 通常在槽北发现的东风带也很弱。

3. 降水

图3.3表示M模式计算出来的7月份平均降水型同莫勒(1951)实测的6—8月平均降水型的对比情况。在南亚季风区附近, 降水分布的很多特征都反映了地面流场的特征。例如, 在从印度西南部赤道向东北方

向伸向缅甸的西南气流内, 嵌入了一个汇合区, 它是最大降水区。印度东南方、印度西北方较小一部分和北阿拉伯海, 都可以找到最大降水区。持续阿拉伯干燥西北气流的地方则是最小降水区。沿西太平洋热带气旋经过的地方, 也是最大降水区。

M模式算出来的降水分布, 最明显的矛盾, 是没有与印度西南部狭窄山脉(西高止山)有关的降水, 在恒河流域的印度东北部也没有大雨。正如早先指出的, 本文采用的山脉地面高度, 是按空间经过平滑的, 因而就降低和加宽了高而窄的西高止山(图2.1)。这也许就说明了沿印度西岸为什么没有因地形而引起的降水。

但是, 缅甸的山脉可能有一种比较微妙的影响, 由于M模式的地形是经过平滑的, 故没有精确地模拟出来。在印度东北部, 模拟降水量偏小, 沿西藏南部的东风气流也微弱。如弗洛思(1968)和巴纳基(1929, 1930)所描述的那样, 这可能至少是由于缅甸山脉没有多大阻挡作用而造成的。弗洛思曾收集到如下的证据: 当地面西南气流朝北和东到达缅甸山脉时, 缅甸和喜马拉雅山脉的综合作用迫使它进入反时针曲率。由于M模式中描绘的缅甸山脉, 高度不高, 可能消去

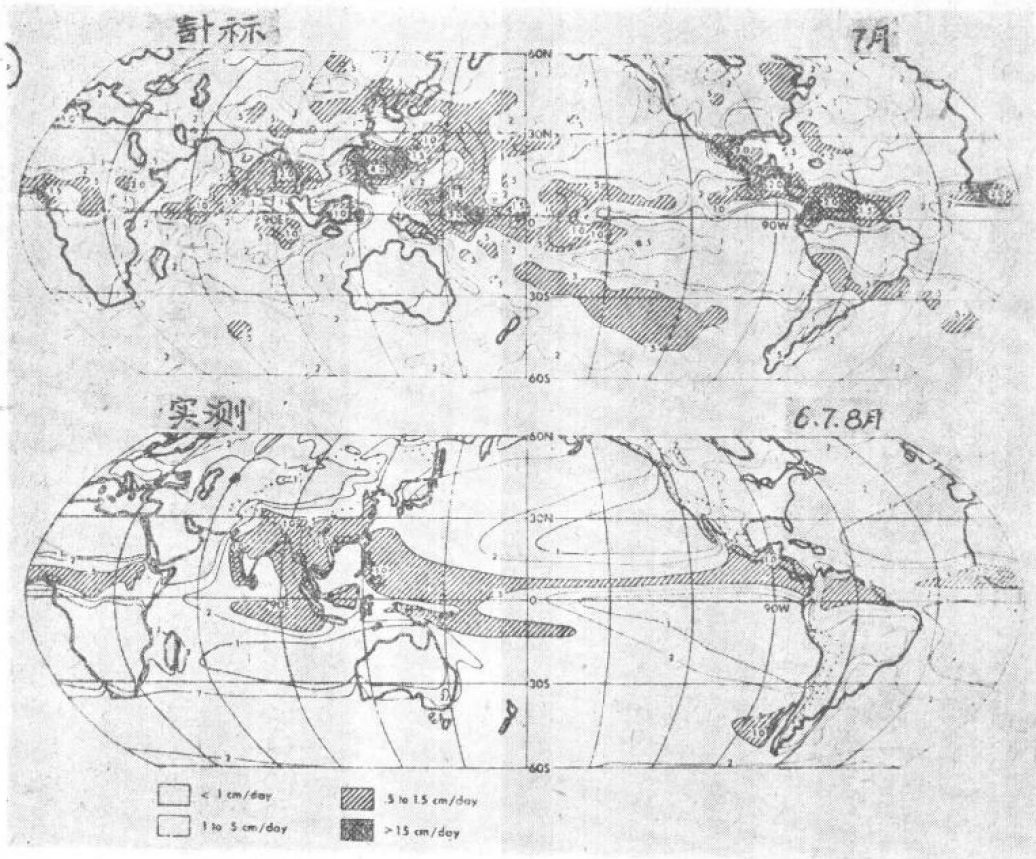


图3.3 时间平均降水率(厘米/日)的水平分布。上: M模式计算出来的7月份平均情况; 下: 6—8月实测的平均情况(Möller, 1951)

了一部分阻挡作用, 故水汽和潜能被输送越过这个山脉, 而不是向西转向恒河流域上空。为了弄清楚这个问题, 正在设计额外的数值模拟试验。

印度东北部和缅甸北部观测到的基本降水因素, 是孟加拉湾北部上空形成的季风低压和低压扰动 (Ananthakrishnan和Bhatia, 1958)。在典型情况下, 这些降水因素向西北方向缓慢移动到印度北部上空, 沿途释放大量的降水。M模式形成了这样的扰动, 但是向东北方向移动到缅甸山脉上空。这些扰动的这种不典型的特征, 可能与M模式没有精确模拟出控制这些扰动的气流的分布有关。如图4.3所表明的, 模式在 20°N 把东风急流的垂直范围估计得过小, 把西风带下层的厚度估计得过大。要证实这个推测, 需要作进一步的研究。

4. 对流层上层的气流

观测和M模式的模拟均表明, 哈得莱环流的高空分支和南亚季风有关(参看图3.4)。在M模式中, 伸展到东半球大部分地区上空的强东风急流, 控制着热

带对流层上层的环流。东风急流只是在季风季节才占优势, 这是由于北半球向南半球输送了大量的质量和东风动量(参阅真锅等人1974年的文章)。

对流层上层M模式模拟的另一个显著特点, 是大尺度的反气旋环流, 其位置在 $20^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$, 大致在暖中心的南亚低压带上空(对比图3.1)。这个大尺度反气旋环流是向西南方向经过东风急流流进南半球的空气的源区。在M模式中, 190毫巴反气旋环流的中心和东风急流的位置都大约偏南 5° 。

西太平洋上空, 在M模式维持大量热带气旋的地方, 维持着一个范围较小、不太符合实况的反气旋环流。该环流改变了和东风急流有联系的环流。

5. 季风的开始

季风的开始时间和采用季风的定义有关。根据《气象学名词汇编》, 季风这个词是从阿拉伯字“mausim”引伸出来的, “mausim”一词的意思是季节风。若把这个定义用于南亚季风, 则当对流层下层的风在北印度洋上空从北风和东北风变为南风 and 西风气流

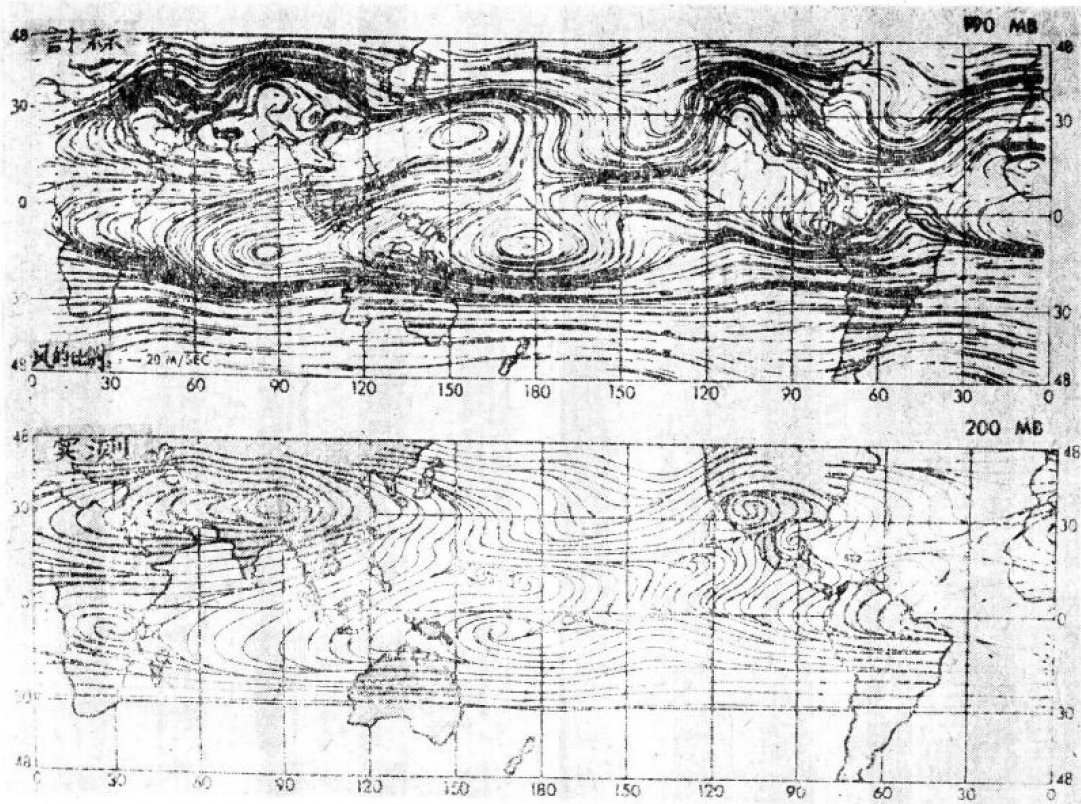


图3.4 上：M模式190毫巴的流线和7月份平均矢量；下：200毫巴实测流线(Sadler, 1972)

时，就算季风开始。但在印度，只对雨期才用季风一词，所以季风开始是大雨移到印度半岛的时间。很多人都曾指出过，盛行风的季节变化未必对应于雨季的开始。在印度，地面风的变化多半发生在丰沛降水开始以前两个月；而在西藏东南部，雨季常常在地面风变化前便开始了。西南气流的开始和雨期的开始，常常都是突然发生。

图3.5是根据M模式的模拟结果表示孟加拉湾附近风从北变为南的开始时间，即 $80^{\circ}-95^{\circ}\text{E}$ 平均的5天平均经向风的纬度-时间剖面图。由图可见，从5月26—30日， $5^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$ 、 $80^{\circ}-95^{\circ}\text{E}$ 的地面气流大部分是向北，到5月31日—6月4日同一地区地面气流大部分向南，其间风的变化都是突然开始的。图3.6表示同这事件相对应的降水分布和5天平均地面流型的时间顺序。可见，在北印度洋，5月21—25日和5月26—30日五天时间M模式的地面流型，和西南气流开始前两个月持续的实测地面流型非常相似(可以和Ramage等人1972年的文章作比较)。5月21—25日和5月26—30日的流型，在阿拉伯海和孟加拉湾上空，具有从一对反气旋单体向赤道呈发散气流的特征，在南印度洋则具有向赤道呈东南气流的特征，这

是由于沿正好在赤道南侧的热带辐合区有质量辐合造成的。如图3.5所看到的，西南气流的开始时间是在5月31日—6月4日。奥吉尔(1967)指出，印度东北部和孟加拉湾上空形成的热带低压，在阿拉伯海和印度西岸地面出现西南气流以前几天，常常在缅甸和孟加拉

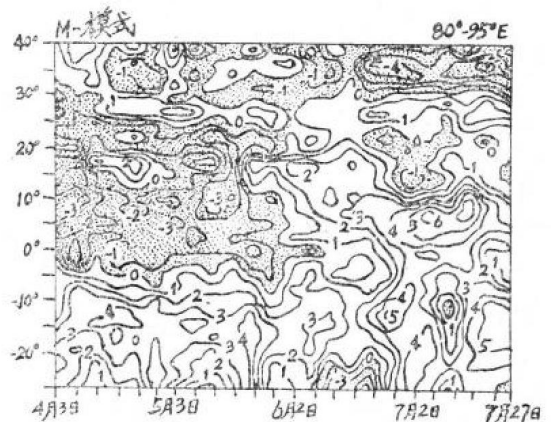


图3.5 M模式近地面($\sigma = P/P_* = 0.99$)纬向平均($80^{\circ}-95^{\circ}\text{E}$)经向风(米/秒)的纬度-时间剖面图

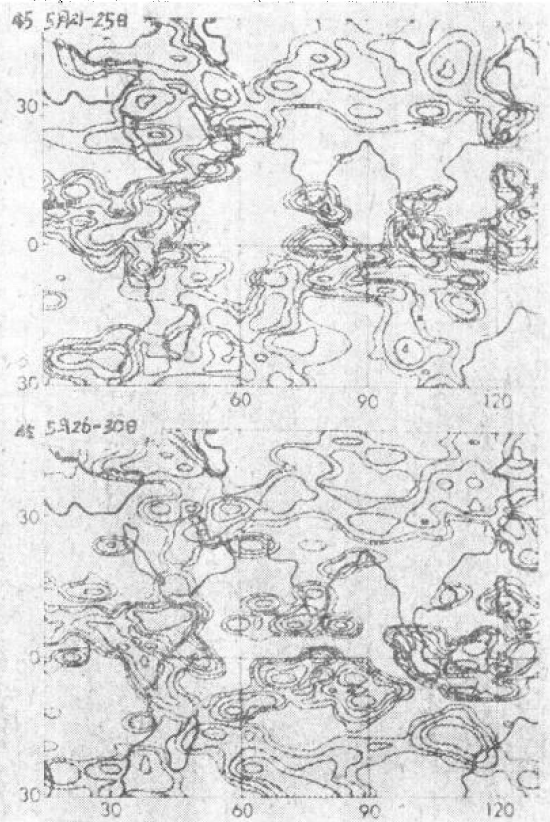
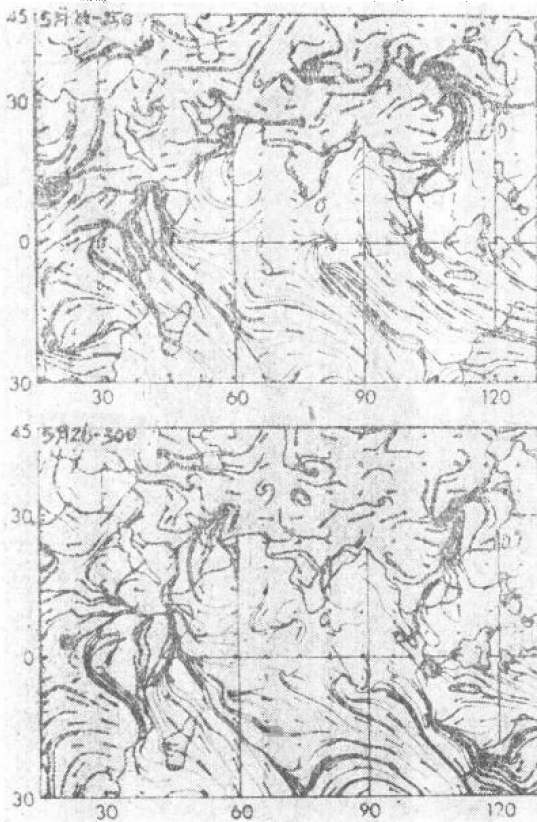
湾上空引进西南气流。在M模式的模拟结果中出现了类似的情况。当印度东北部上空的弱低压增强时，孟加拉湾5月31日—6月4日的地面平均气流中便突然出现西南气流(图3.6)。印度东北部上空的弱低压持续到6月15—19日，而孟加拉湾上空的西南气流范围变得更大，并沿印度西岸的岸边发展出西北风。也是在6月15—19日，当印度西北部的热低压变得比较肯定时，索马里急流沿非洲东岸也变得肯定了。6月25—29日，由于西藏上空温度继续上升，正如早先在孟加拉湾变得肯定那样，阿拉伯海上空的西南气流也变得肯定了。

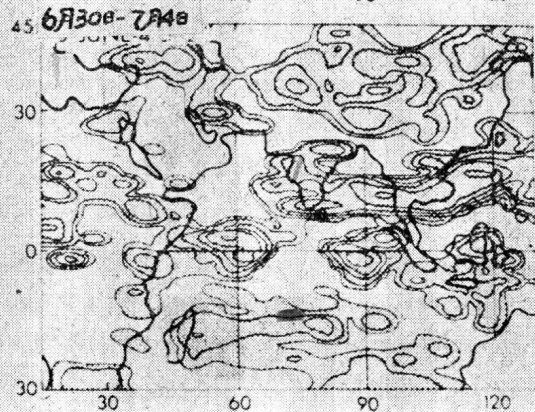
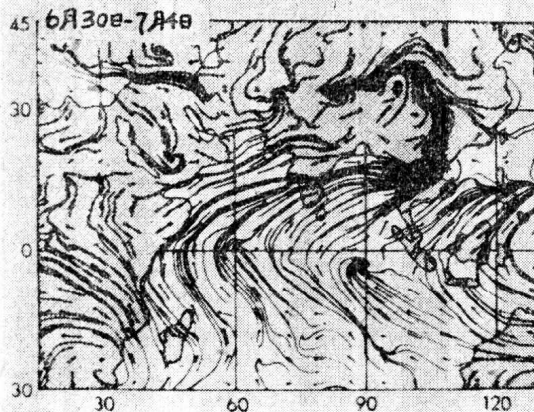
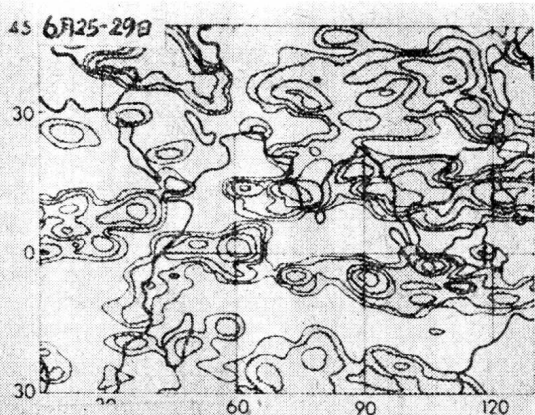
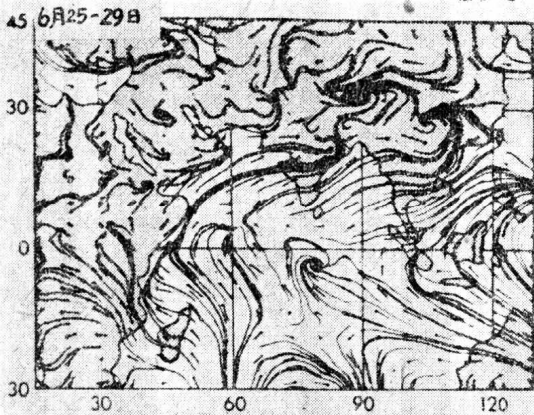
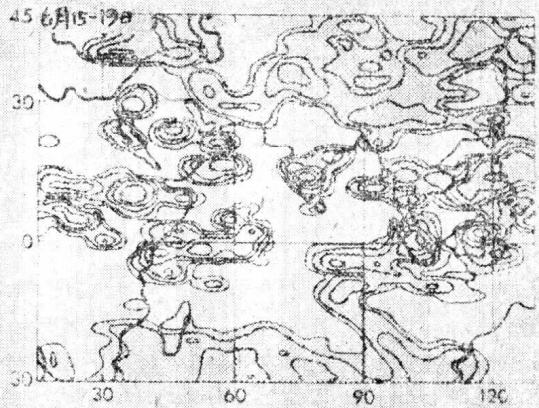
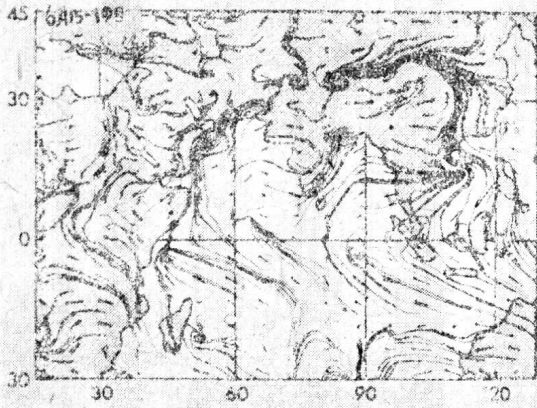
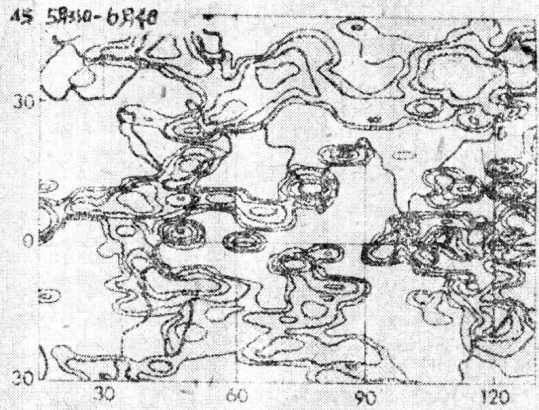
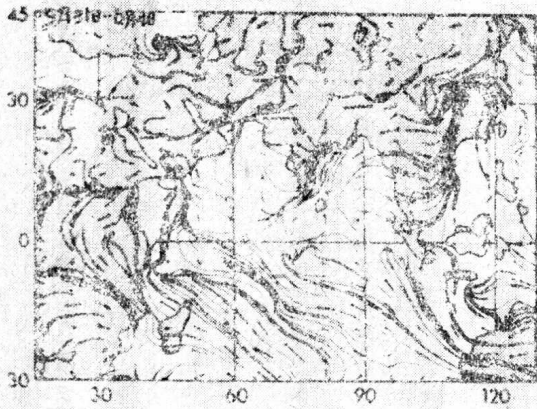
特别值得注意的是，到6月25—29日，沿赤道继续是辐合，从30°S附近的副热带高压带放射出来的东南气流，被局限在南半球(除越过赤道的和索马里急流有联系的强气流以外)。从6月30日—7月4日开始，沿赤道的辐合崩溃，汇集在南亚的地面气流，大部分都和发源于南半球副热带的流线有关。这种大尺度的越过赤道的流型，继续存在到7月份大部分时间，它提供了一个可以把额外的水汽输送到北半球的平均环流。

M模式模拟的季风环流，其开始时间大概比奥吉尔(1967)观测的平均到达日期晚11—15天。奥吉尔把

季风开始时间定义为10000呎的赤道切变线出现断裂或取向改变，并允许赤道西风带伸展到15°N以北的时候。他根据这个标准确定了自1936年至1964年的季风开始日期，发现最早的开始日期是5月1日，最晚是6月3日，平均为5月20日。对于M模式，根据地面气流(不是在10000呎)作了类似的分析，由图3.5和3.6看出，赤道地面西南气流，5月31日—6月4日在孟加拉湾首先伸展到15°N以北。在M模式试验的上述年份中，季风环流的开始日期要早一些。还不清楚季风环流的开始时间的年际变化，是由于模式的瞬变特征(这种瞬变特征是由于初始条件的热力不平衡造成的)造成的呢，还是由于模式本身的自然变率造成的。要回答这个问题，需要对模式的非常长的时间积分进行分析。

地面季风环流突然开始，常常和急流突然北移有关系。在西藏高原附近地区，山脉的存在对比它自己高得多的高度的流型有重要的影响。殷(1949)认为，季风爆发是在副热带急流从沿着西藏高原南缘的一条路径突然北移到沿北缘的一条路径时开始的。图3.7是M模式模拟的190毫巴纬向风分量的时间剖面图。大致在5月20—25日，副热带急流(在25°N附近)迅速减弱，而在40°—45°N附近出现一股增强的纬向气





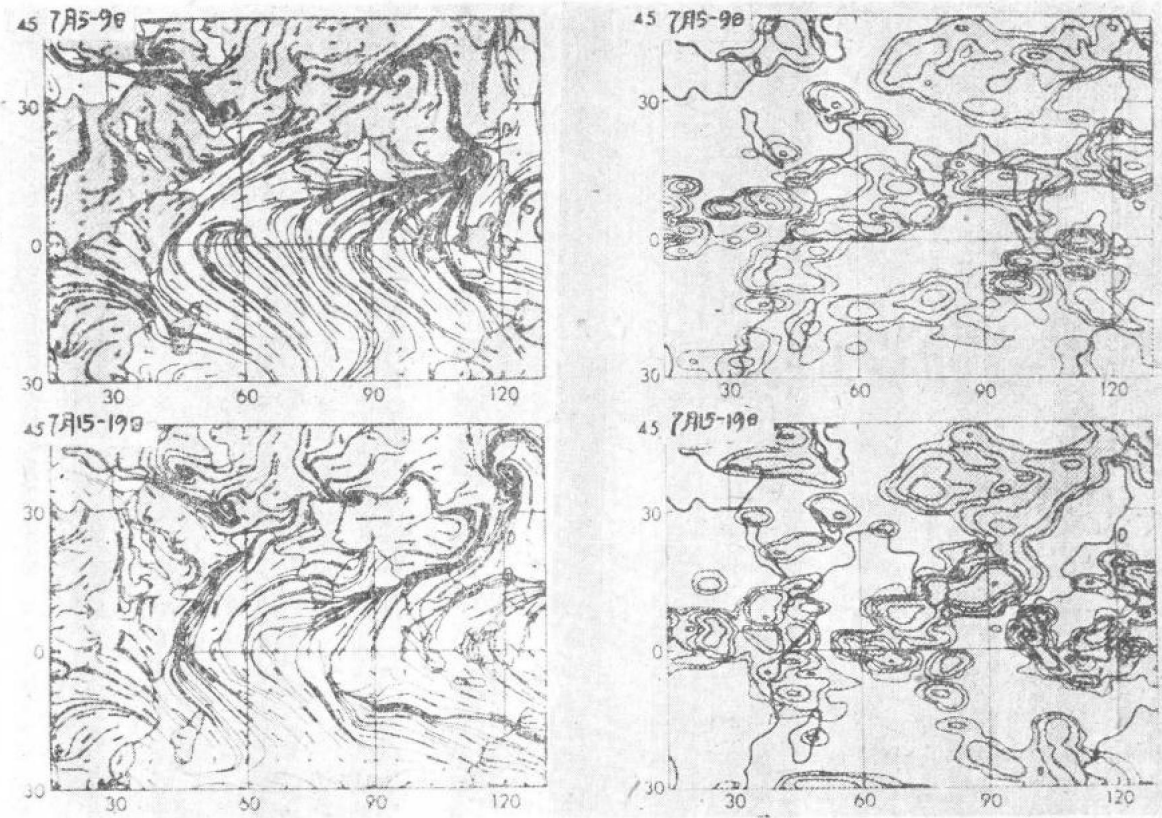


图3.6 M模式近地面($\sigma = P/P_* = 0.99$)的五天平均矢量和流线(左)及对应的五天平均降水率(厘米/日)(右)。等降水率线的数值为0.1, 0.2, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0厘米/日。长度为13个经度的风矢量, 代表的风速级为20米/秒

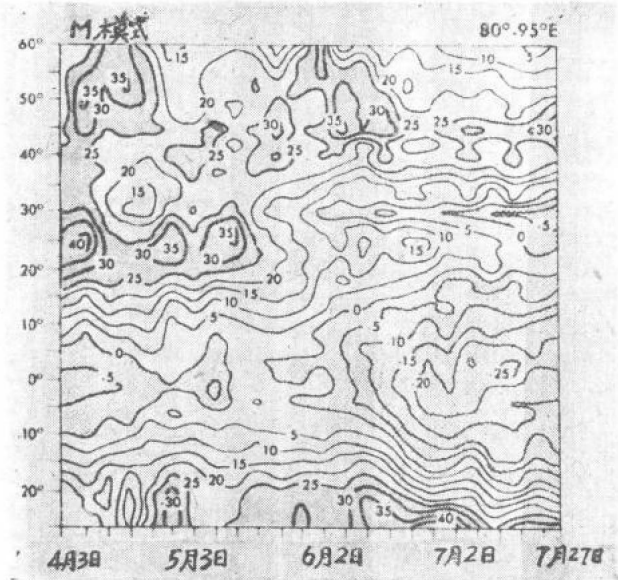


图3.7 M模式190毫巴高度纬向平均(80—95°E)五天平均纬向风(米/秒)的纬度-时间剖面

流。这是M模式的模拟中急流突然移到西藏高原北缘的证据。这个事件发生以后不久, 在印度东部和孟加拉湾突然开始了偏南气流。正如股指出的, 这两个事件可能有密切的关系, 也表明西藏高原对于出现季风突然开始这种现象可能是有帮助的。第五节介绍的无山脉试验结果, 会进一步说明这个问题。

经常采用印度全国出现最大降水以前的7月中, 即开始出现西南气流以后的4—6个星期这个时间。和奥吉尔把季风的开始定义为对应于风向变化的时间不同, 阿南撒克里希南和拉贾戈帕拉查利(1964)用降水观测资料来定义季风的开始。图3.8表示阿南撒克里希南和拉贾戈帕拉查利用50年降水资料计算出来的孟加拉湾和印度开始季风降水的正常日期。这张图表明, 季风降水一般是从印度东南部向印度西北部推进的, 因为季风降水在印度东南部开始于五月底, 逐渐向西北方向移动, 直到7月中印度西北部才开始有季风降水。

在M模式的模拟中,季风开始时,降水型有相似 的移动(图3.6)。平均在5月21—25日和5月26—30 日,印度南部和东北部(这是3月—5月盛行季风前 降水的地区)出现季风前降水。从5月31日—6月4日 西南气流开始吹到孟加拉湾上空时,沿印度南岸和东 岸有降水。6月15—19日和6月25—29日(在阿南撒 克里希南和拉贾戈帕拉查利的正常出现日期以后约 10—15天),降水型向北和向西扩展。

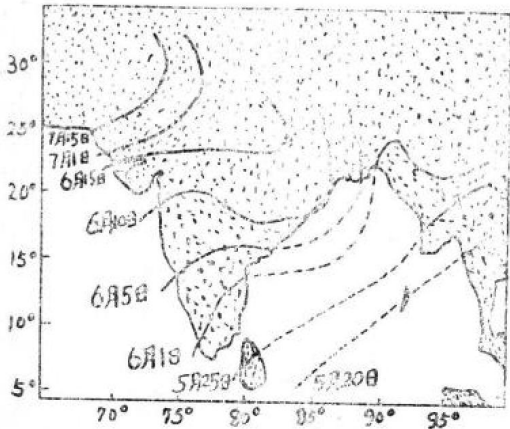


图3.8 季风降水的实测正常开始日期(引自 Ananthkrishnan和Rajagopalac-hari, 1964)

四、山脉对季风的 影响的表现

1. 南亚低压

图4.1表示7月山脉对南亚上空大尺度季风环流 的影响,是M模式和NM模式的1000毫巴7月时间平 均位势高度图。在NM模式中,大陆低压位于50°N、 125°E附近,在M模式试验的低压带的东北方较远的 地方,后者的中心在30°N附近,最低气压位于喜马拉雅 山的最高点附近*。这表明山脉对大尺度的南亚季 风环流有重要的影响,在该环流中,山脉提供了机械 的和(或)热力的作用,使其在山脉中间维持一个低压 带,这个低压带比NM模式中发展出的低压系统要靠 近赤道得多,NM模式中的低压系统只有海陆差异的 作用。结果,在NM模式的北半球副热带,近地面的 地转气流是西北向的,即是气流表现为在地面穿过亚 洲的从海洋到陆地的这样一种环流。位置在NM模式 东北方的亚洲大陆低压,另一个作用是减小了自南至 北的气压梯度(30°S—30°N),尤其是在季风环流的

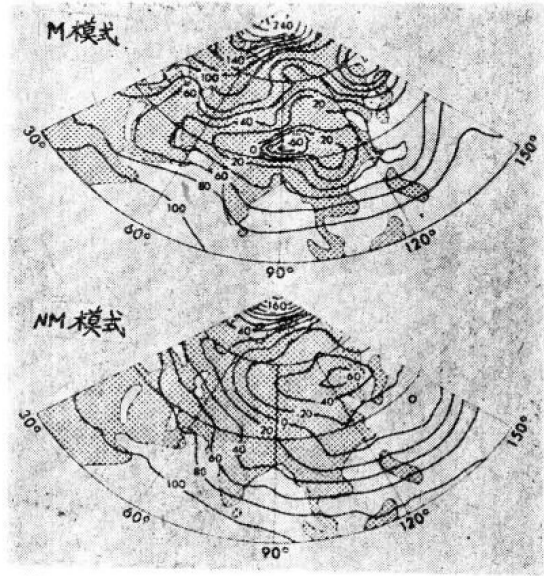


图4.1 1000毫巴7月平均位势高度(米)的 水平分布。上: M模式;下: NM模式

西部起着这种作用。

2. 对流层上层的气流

对流层上层, M模式的几乎全部主要环流特征 (图3.4)都是NM模式的环流特征(图4.2)。对于东半 球的环流(它是季风环流的主要部分),山脉的主要作 用,是使南亚高压中心从NM模式喜马拉雅山以南的 纬度移到(30°N, 90°E)附近,非常对应于M模式西藏 的最高山峰(比较图3.4)。对流层上层反气旋几乎 直接位于M模式最高山脉和地面南亚低压上空,但在 NM模式中,对流层上层反气旋位于西藏以南,地面 低压远离西藏东北部。这个结果大概证实了这样一个 事实:山脉在南亚季风环流中起着重要的作用,说明 要完整地描述季风环流,只讨论巨大的亚洲地块及其 南面海洋区域的热力性质的差异是不够的。

3. 纬向风

对应于西藏最高山脉地区的80°—95°E的南北向 剖面图,清楚地描绘了山脉对南亚季风区纬向平均大 气状态的影响。图4.3表示7月份南亚季风区M模式和 NM模式的平均纬向风。和NM模式的结果比较看出, 在M模式中,西风和东风急流都比较弱,中心都大约

*此低压可能主要是由于在山脉中向下外推到 1000毫巴太大造成的,但图4.7表明喜马拉雅山上空有 一个低压区。

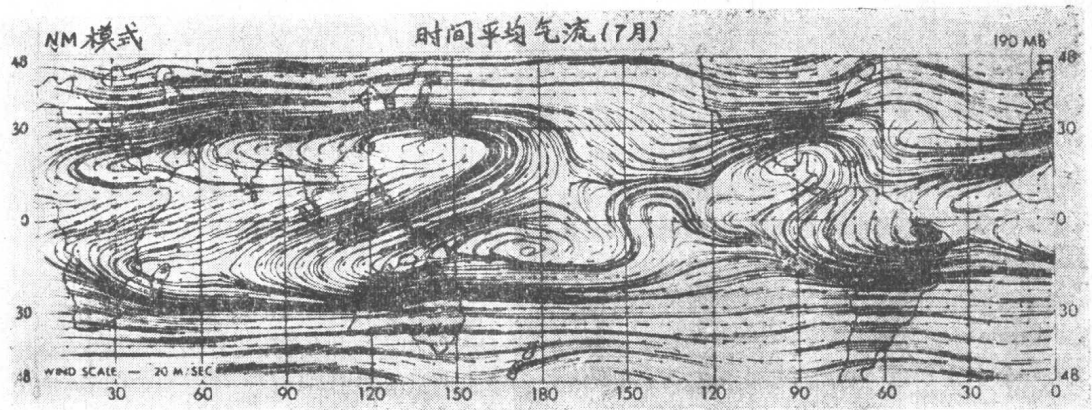


图4.2 NM模式190毫巴7月份平均矢量和流线

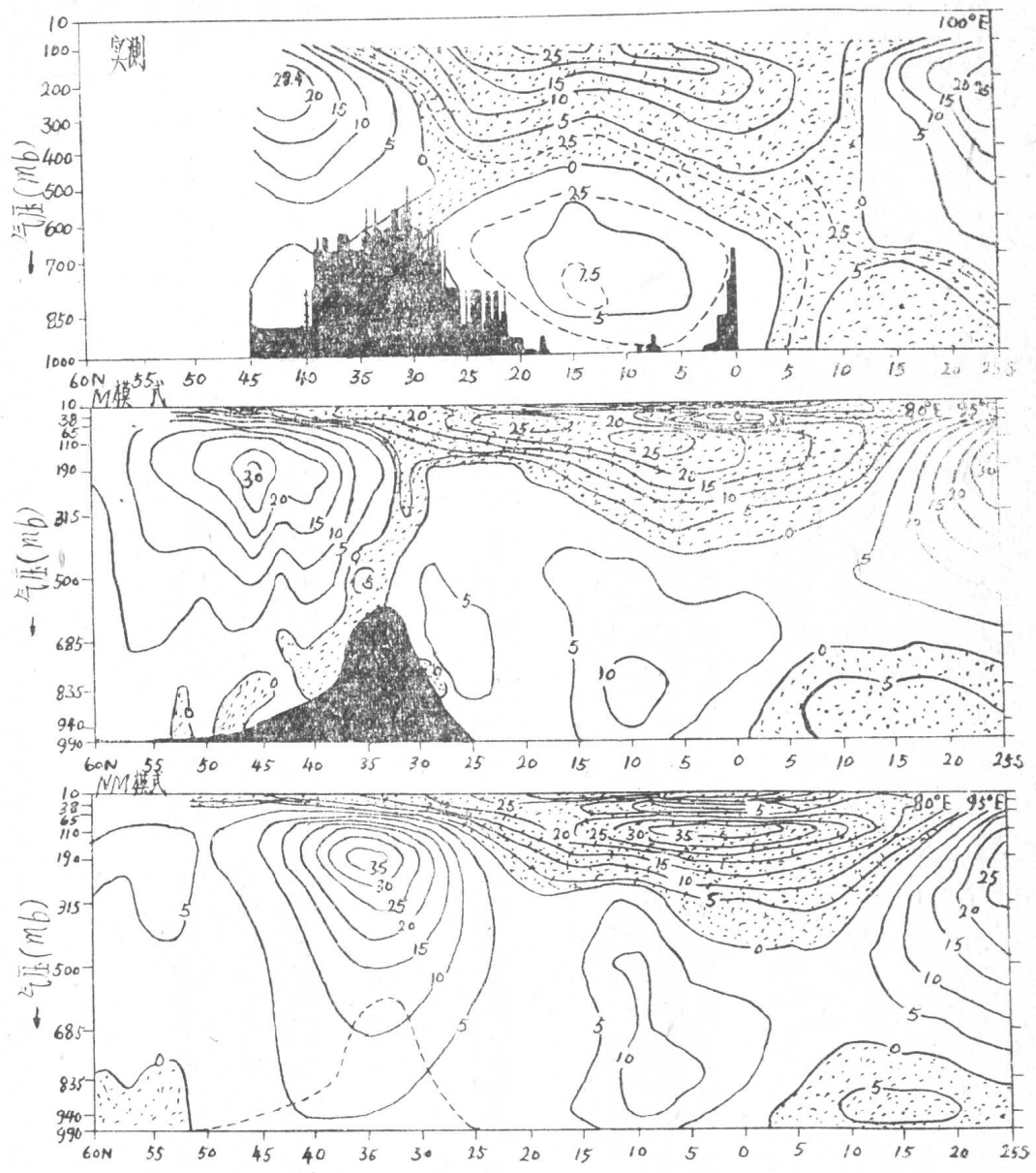


图4.3 上: 沿 100°E 7月份平均纬向风(米/秒)的实测纬度-气压分布 [引自拉梅奇 (1971)]; 中: M模式计算出来的7月份纬向平均(80°E — 95°E)纬向风(米/秒)的纬度-气压分布; 下: 同中图, NM模式的情况

向北移动了10°。直接在M模式的山脉上空,一个从地面伸展到强东风气流占优势的平流层的弱东风气流舌,代替了NM模式的西风急流。从山脉向南到赤道,在M模式的对流层中,除了靠近西藏南侧有一小块东风气流外,都盛行西风气流。从15°N向南(这些地方有几条山脉),对流层下层的纬向风廓线,两个模式相似。M模式的纬向风廓线和沿100°E实测的纬向风廓线(Ramage, 1971)完全一致,但最值得注意的情况是,M模式对流层上层的东风气流在20°N没有向下伸展到对流层中层,南半球的东风气流也没有从平流层所有地方都向下伸展到地面。

4. 温度

图4.4表示M模式和NM模式500毫巴7月份时间平均的温度分布。在M模式中,500毫巴最高温度在西藏高原上空(完全没有经过平滑处理的山脉高度达到500毫巴),第二最高在15°N的孟加拉湾及其以东。

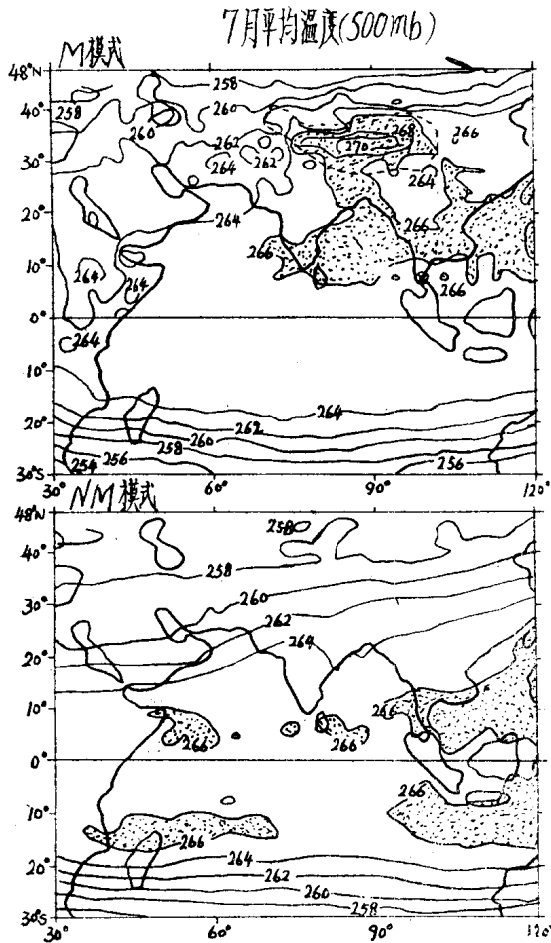


图4.4 M模式(上)和NM模式(下)500毫巴7月份平均温度(°K)的水平分布

M模式中500毫巴最高温度的位置与弗洛恩(1968)的实测结果完全一致。在NM模式中,西藏上空的温度比M模式大约低10—12°C,最高温度位于沿5°—10°N从非洲东侧向东伸展到西太平洋的一条线上。显然M模式的山脉上空维持一个对流层中层热源,它对位于西藏山脉上空的暖中心低压区(图4.1)的形成有影响。

关于山脉上空高温的维持,经常引用两个基本作用:一个是夏季由山脉附近地面吸收的太阳能的累积而产生的空气的感热,另一个是湿空气沿山坡受地形抬升而释放出来的潜能。图4.5表示M模式和NM模式地面感热通量和垂直积累的潜热7月份平均水平分布。显然,这两个数值模拟结果中,热量场最重要的区别在于,M模式中西藏上空潜热倾向于最重要,而山脉被消去时,西藏上空感热倾向于占优势。在两个模式中,对流层中层最高温度区和潜热最大释放区对应得甚为紧密,而且在西藏山脉上空,引进山脉作用时,地面感热的作用实际上重要性不大了。这就倾向于支持兰加拉詹关于感热在季风环流中的作用的若干怀疑(参见前言)。在两个模式中,干燥地区上空最大感热率大致相等,但在NM模式中,最大感热率的区域复盖的面积相当大,大致相当于M模式中大尺度南亚低压带的位置。即使借助于这点帮助,NM模式也没有形成南亚低压带。因此,必须认为,M模式中暖中心南亚低压的维持取决于山脉作用产生的潜热。

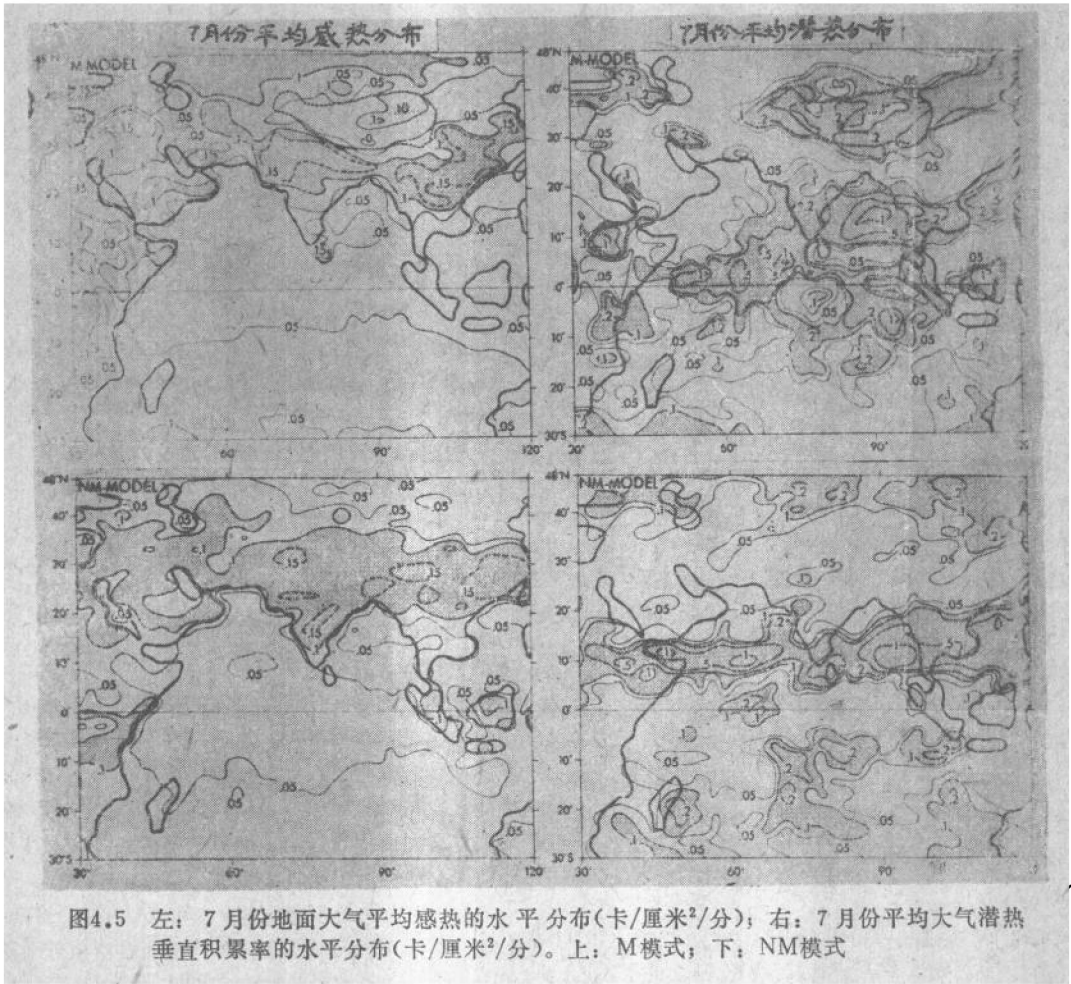
图4.6表示M模式和NM模式500毫巴垂直速度的水平场。对于NM模式,该场很简单,类似于与环绕热带辐合区的简单哈得莱环流圈相对应的垂直速度场;有一狭窄的强上升运动带,中心在10°N附近,大致呈东西排列,在其南面和北面,都是宽阔的下沉运动带。在M模式的500毫巴,垂直速度型比较复杂,对应于最大潜热区是上升运动区。

从弄清楚500毫巴山脉的热力作用的意义上说,最重要的下沉运动区是M模式中西藏高原四周的下沉运动。为了解释西藏以南(此地潜热最小)对流层中层的温度之所以较高,下沉空气沿围绕山脉的一条带进行绝热增温可能是一个重要机制。在印度北部上空,这条狭窄的下沉运动带对应于季风槽区。

为了表示出西藏高原横跨的经度带的热力过程的作用,在图4.7表示出温度偏差的对比廓线。温度偏差 $T'(\theta, P_n)$ 定义为:

$$T'(\theta, P_n) = T(\theta, \lambda, P_n) - A(P_n)$$

$$A(P_n) = \frac{1}{2} \left[\frac{\theta}{T_M(\theta, \lambda, P_n)} \lambda + \frac{\theta}{T_{NM}(\theta, \lambda, P_n)} \lambda \right]$$



式中， λ ——经度， θ ——纬度， $()_{\lambda}$ —— 80° — 95° E 的平均， $()_{\theta}$ —— 25° S— 60° N 的平均， T_M ——M模式的温度， T_{NM} ——NM模式的温度， P_n ——归一化的气压*，由下式求得：

$$P_n = P \times (P_{1000}/P_{GSL})$$

式中， P_{1000} ——1000毫巴气压， P_{GSL} ——全球平均海平面气压。图4.7表明，包含有山脉作用时，西藏上空对流层中层维持着高温，但忽略掉山脉作用时，近地面维持着较高的温度。

主要由于7月份M模式青藏高原地区上空的潜热的作用要比NM模式大得多，西藏上空的暖层在M模式中才伸展到了较高的高度。图4.7还表示出了合成位势偏差廓线，合成位势偏差的计算方法与温度偏差的计算方法相同。由于7月份西藏上空的高温层比较厚，故M模式的 山脉上空产生了一个低压层，并南伸到孟

加拉湾和平原上空。NM模式中没有发现这个特征。因此，自 30° S至西藏山脉，M模式中大尺度地面气压梯度比较强，从而产生一个正的反馈机制：西藏上空的高温由于获得自南向北的气压梯度而使该地区产生低压，并主要是由于释放出比较多的潜热和温度较高，而在山脉附近产生比较大的辐合。

位势偏差廓线还显示出西藏高原上空的潜热对对流层上层环流的影响。由于M模式中高温伸入西藏上空的 对流层上层，暖中心的南亚低压随着高度增加而逐渐插入一个暖中心高压，这是由图4.7 青藏高原上空对流层上层的位势偏差为正揭示出来的。对于NM

*当M模式大气的总质量取得和NM模式大气相同时，由于地形影响，前者的全球平均海平面气压(1013毫巴)大于后者(988毫巴)。为了减小由这种差异产生的偏差，用归一化气压作为图4.7描绘偏差场的垂直坐标。

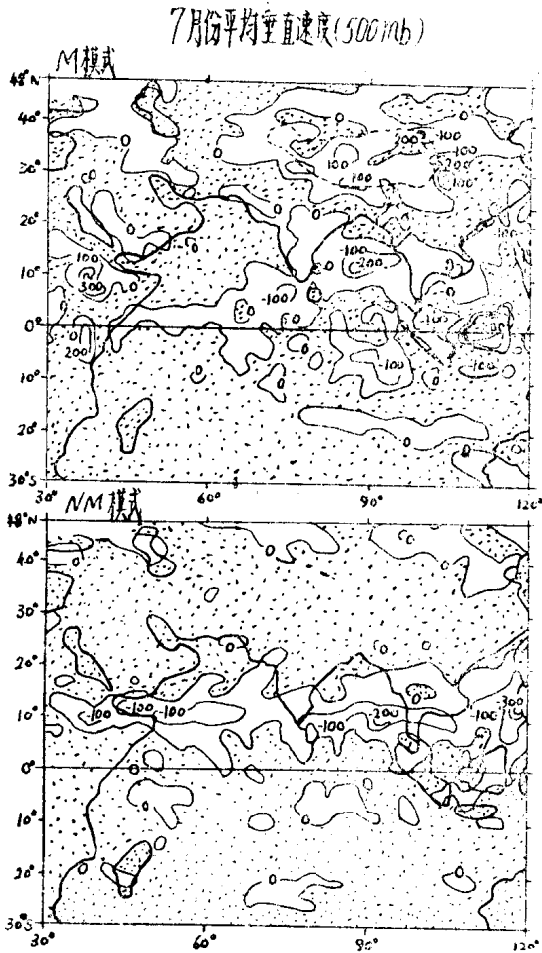


图4.6 M模式(上)和NM模式(下) 500毫巴7月份平均垂直速度(毫巴/天)的水平分布

模式, 西藏上空的温度要相对冷一些, 对流层上层的暖中心高压和正的位势偏差向赤道方向移向温度较高的地方。这些情况表明, 山脉的作用系以西藏高原地区在对流层所有高度作为一个活动中心的方式, 改变了和南亚季风有关的大尺度气压分布。

5. 经向环流

图4.7表示M模式和NM模式按对应于最高山脉的经向剖面作平均的7月份平均相对湿度和经向环流廓线。两个模式的经向环流剖面最相似的特征是, 围绕位于M模式的15°N和NM模式的12°N的热带辐合区, 有两个哈得莱环流圈。在NM模式中, 南亚从山脉地区(有山脉的地区, 如果山脉的作用被包含在NM模式中的话)向南到热带辐合区的大部分地区上空, 经向环流受北半球哈得莱环流的下沉分支所控制, 北半球的哈得莱环流, 绝热增温有利于干燥大气(平均相对湿度

小于50%)的维持。7月份, 在M模式中, 在NM模式有下沉运动的地区, 山脉的作用是使其中部开始有上升运动。因此, 在M模式中非常相似的干燥下沉运动区, 不仅在水平方向被西藏上空和沿15°N的热带辐合区的两个潮湿上升运动柱限制在一个狭窄的纬度带内, 而且在垂直方向, 当20°—25°N附近的干燥下沉运动向下只伸展到835毫巴时, 由于季风槽附近的上升运动和弱偏南气流取代了NM模式的干燥下沉偏北气流, 也受到限制。M模式地面潮湿的偏南气流, 在向北超出热带辐合区向山脉移动时, 阿拉伯海上空也是相当强的。该剖面选取的经度对应于印度东部和孟加拉湾。

通过相对湿度廓线和经向环流的这些差异, 进一步了解到山脉对南亚季风的热力结构有影响。当NM模式北半球哈得莱环流旺盛时, 南亚对流层所有高度均受干燥下沉运动控制, 温度随高度降低的速率很大, 达到干绝热递减率。在NM模式的地面, 偏南气流从南半球的副热带北伸到热带辐合区。在M模式中, 这个把水汽输送到季风区的特征, 甚至北伸得更远, 到达西藏山脉地区。因此, 引进山脉的影响时, 南亚上空的大气是非常的湿润, 上升运动、潜热和湿绝热递减率都较占优势。因此, 引进了山脉的影响, 南亚上空的温度在对流层中层比较高, 在对流层下层比较低。反之, 略掉山脉的影响, 南亚上空的温度在对流层中层较低, 而在对流层下层较高。

根据三年气象卫星资料(Miller, 1971, 第66页)实测的7月份相对云量表明, 7月份西藏高原被云层覆盖, 沿山脉南坡维持一条大云量带。这两次数值试验的结果表明, 略掉山脉的影响时, 由于一厚层下沉运动取代了M模式中西藏山脉上空由云层产生的上升运动, 故这些特征都和地形的作用有关。7月份平均云量场还表明, 有一条狭窄的强度不太大的云量带沿季风槽平行于西藏高原南侧。在90°E、27°N附近, 云强度最小, 云的强度向赤道增大, 12°—18°N达到最大。瞬时卫星云图, 如拉梅奇(1971, 第196页)所展示的, 经常表明这条相对无云带是星罗棋布的积云塔, 即使在季风非常活跃期间, 它有时也不太宽。在M模式中, 实测的最小云强度窄带的位置, 大致对应于山脉以南窄条下沉运动的位置; 而在两次数值模拟中, 最大云强度的位置(90°E, 12°—18°N)都对应于热带辐合区的位置(12°—15°N)。

6. 地面气流和降水型

正如早先所讨论过的, 7月份山脉对南亚季风环流最重要的影响之一, 是它们有助于在对流层维持一个