

索马里低空气流的数值模拟

钱永甫* 王谦谦**

(中国科学院兰州高原大气物理研究所)

董一平 巩远发

(成都气象学院)

提 要

本文用 $P-\sigma$ 混合坐标系五层初始方程模式,模拟了索马里过赤道低空气流的发展过程并对其形成机制进行了讨论。指出,索马里低空气流的发展可分为二个基本阶段:第一个阶段为低空气流在贴近地面的层次上发展,略高的层次上有序的气流尚未形成;第二个阶段为低空气流在近地层继续加强,同时较高层次上也出现了有序的气流。结构分析表明,索马里低空气流一般在 700hPa 以下,在索马里海岸附近有一个热力性垂直环流,索马里低空气流穿过其中。有关形成机制的模拟实验表明,在边界层中,气流的发展主要决定于非绝热加热的海陆不均匀分布,与地形高低的关系较小。但地形高低对气流的强度、垂直伸展高度和风速轴线随高度的倾斜有影响。在不考虑非绝热加热作用而只考虑地形的模拟实验中,索马里低空气流不能完整地模拟出来。

一、引 言

众所周知,季风环流是大气环流的一个重要组成部分,而索马里低空急流又是夏季风系统的重要成员。索马里急流穿过赤道,将南半球的空气输向非洲大陆,并经东非输向阿拉伯海和印度地区,影响着东亚盛行的西南季风系统,从而对印度以至中国的天气、气候造成影响。人们发现它和印度西海岸南部降雨有密切的联系^[1,2],并且是造成东非索马里沿岸的洋流及冷水上翻的主要原因。这支向北流动的低空急流,其宽度不到赤道纬圈的2%,但几乎有50%的越赤道输送量是由它来完成的^[3]。

正因为索马里低空急流在气象学上如此重要,近年来,随着观测资料的增加,不少学者对它的气候特征和形成机制进行了一系列研究。Anderson 将索马里急流看作印度洋西部东非沿岸的侧边界气流,利用有源的浅水波方程模式对此进行了数值模拟^[4]。他将南半球的高压带取作辐散源,将北半球的夏季风槽取作辐合汇。他指出,东非地形、粘性项以及非线性项对于索马里急流的形成和强度都有作用。几乎在同时, Krishnamurti 等人也

1984年8月2日收到,1985年6月3日收到再改稿。

* 现在工作单位:南京大学大气科学系

** 南京地理研究所

用浅水波方程模式和二维边界层模式^[5,6]对索马里急流的形成及其结构进行了数值模拟,指出了 β 效应、东非地形和 75°E 附近大尺度季风系统强迫作用的重要性。以后 Bannon 利用对厚度平均的方程组模式讨论了索马里急流的动力学问题^[7,8],他指出索马里急流外侧受惯性作用控制,而内侧,即急流轴附近主要受地面摩擦的影响。所有这些研究无疑对探讨索马里急流的动力学问题有重要贡献。近年来,我国气象界对索马里急流的研究也开始重视,除了观测研究之外,杨大升等还用简化模式进行了理论研究^[9,10]。但是,浅水波方程模式或固定源作用下的边界层模式不可能十分完善地解决急流的动力学问题。为了较好地研究这个问题,应尽可能利用三维多层模式,并在模式中尽可能包含各种物理因子。Washington 等曾用 GCM 模拟出了索马里低空急流^[11]。但是没有讨论发展过程及形成机制中各物理因子的相对重要性。

因此,我们在本文中利用郭晓岚和钱永甫发展的 $P-\sigma$ 混合坐标系五层模式^[12,13,14],对索马里低空气流进行了数值模拟,着重分析了它的发展过程和形成机制中各物理因子的相对重要性。本文是数值模拟结果的简要介绍,由于篇幅所限,图例也只列入最重要的。对于模拟细节有兴趣的读者,可参阅文献[15]和[16]。

二、索马里低空急流的发展过程

为了模拟发展过程,我们用纬向平均气流作为初始场,所用资料与文献[13]同。初始时刻度为世界时 12 时,共积分 5 天,每 12 小时输出一模拟结果,积分区间为 $0^{\circ}\text{--}180^{\circ}\text{E}$, $25^{\circ}\text{S--}55^{\circ}\text{N}$ 。但在本文中,我们着重分析急流所在区的结果。

1. 水平流场的发展过程

从水平流场结构的发展来看,可分为二个阶段。第一个阶段在第三个模式日之前,此阶段中急流只在紧靠地面的 P_5^* 层(即第五模式层,下同)中发展。第二个阶段开始于第三个模式日,此时,急流由低层在不同区域内相继发展到 P_4^* 层(即第四模式层,相当于 800hPa 高度,下同)。

在第一阶段发展过程中,处于 5°N 以南初始时刻的低层东风首先变为东南风,这显然是由于东非附近的地形作用所引起。在南半球东南风最大风速轴线位于 10°S ,且呈纬向分布。在东非沿岸约 40°E 处还形成了一个等风速线凹槽。在西非南部生成一个气旋中心并不断同东北方向移动,在其移动路径上逐渐形成一条辐合线,后来这条辐合线与阿拉伯半岛至印度的辐合线连在一起。随着非洲大陆上这个辐合中心的移动,非洲大陆及其东海岸的南风分量也随之增加,使 40°E 处原来的等风速线凹槽变成了凸脊。在印度和青藏高原地区,由于日变化较大,白天产生西南气流,夜晚为东北气流。但是,夜间的东北气流是逐渐削弱的,以后转变为偏北气流,使索马里急流能够进入喜马拉雅山以南印度北部地区。

在 P_5^* 层上,风向的变化虽有与 P_4^* 层相同的趋势,但是,南北向的急流轴线一直没有形成,在赤道以北的很大区域内,风速也较小。

图 1a, b 是积分 60 小时后 P_5^* 和 P_4^* 层上的水平流场,其中箭头表示风向,虚线为

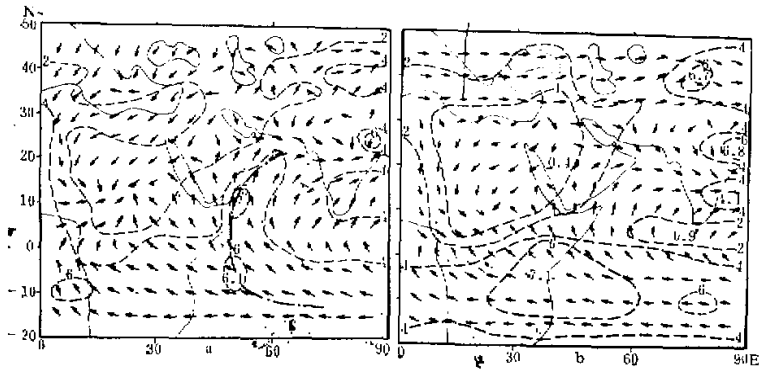


图1 积分60小时的 P^* 层 (a) 和 P^* 层 (b) 水平流场

箭头表示风向,虚线为等风速线,点断线为风速极大轴线

等风速线,粗点断线为风速极大值轴线。上述第一发展阶段中的特点,可以在图上看得很清楚。

下面我们来讨论急流发展的第二阶段。这一阶段发生在第三模式日之后,是急流开始在 P^* 层上出现并发展到成熟的阶段。

在第三模式日, P^* 层上气流的强度已有明显加强,主要表现在索马里北部和马达加斯加岛北端的急流中心强度明显加强,并且急流轴从 10°S 沿着东非海岸北上,与印度的急流连在一起。还可以看到一个事实,即地中海东侧有一个较大的强西北风中心稳定下来,而在实际夏季风发展过程中,也是如此^[17]。此时, P^* 层上印度上空的西南风已经形成,风速轴从阿拉伯海北部进入印度内陆,而在东非和阿拉伯海上还没有急流形成。在阿拉伯海和印度南部虽已都变成西南气流,但风速值仍很小,一般不足2米/秒。赤道以南及其附近还和图1b中的一样,没有等风速线的北凸。12小时以后, P^* 层上索马里处的风速明显加强,4米/秒的等风速线向北凸出到 10°N ,最大风速轴线也在坦桑尼亚东部海面转向进入索马里并向东北伸到了阿拉伯海。这标志着 P^* 层上索马里急流已开始形成。到第四模式日,急流发展已趋成熟,这时 P^* 层和 P^* 层的水平流场结构已基本相似, P^* 层上急流在阿拉伯海上空的分支已经表现得较清楚, P^* 层上沿东非海岸北上的急流轴与印度急流轴已经在阿拉伯海上连在一起,在阿拉伯海上和索马里半岛北部,急流强度已比第三模式日明显加强。

图2a, b是第五模式日 P^* 层和 P^* 层上的水平流场。从图上可见,急流发展已基本成熟,只是强度仍在增强。索马里低空急流的气候特征^[17]在图上都得到了较好的反映。例如,从西非南部有一条辐合线向东北方向伸展,穿过非洲大陆和红海,到阿拉伯半岛中部后转向东北,通过波斯湾和伊朗高原,到帕米尔高原后再转向东,沿着喜马拉雅山脉伸展。辐合线以北为东北或西北气流,在辐合线以南,北半球为西南气流,南半球为东南气流。索马里低空急流轴从马达加斯加东部的印度洋上起,到其北部转向北,在赤道附近进入肯尼亚和索马里,然后入阿拉伯海并转向东到达印度半岛。在索马里半岛和马达加斯加岛的北部各有一个急流中心,印度洋上的赤道带内是一个弱风区。东非海岸附近,即

风速轴左边的水平风速切变较大,而印度洋上的水平切变较小,这 and 实际流场的气候特征是很相似的^[17]。

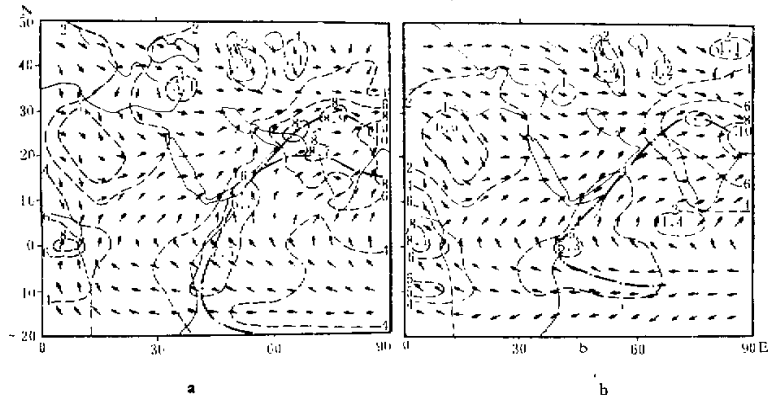


图 2 第五模式日的 $P^*(a)$ 层和 $P^*(b)$ 层水平流场

说明同图 1

2. 垂直结构及其发展过程

我们用沿 5°N v 分量的垂直剖面图来表示索马里急流的垂直结构及其发展过程。数值积分 12 小时以后,对流层中、下层(约 550hPa 以下)均为南风,而其上是北风。在东非山脉西部出现一个最大南风中心,但风速很小。12 小时以后,上述南风中心移到了东非山脉东坡,而且在 85°E 附近的洋面上也形成了一个次大南风中心(见图 3a)。从第 36 小时开始,前一个南风中心移到了索马里近海,且在 45°E 附近稳定下来后逐渐有所加强,到第五模式日,最大南风分量可达 6 米/秒以上。 85°E 附近的次大南风中心也在稳定中加强。见图 3b。

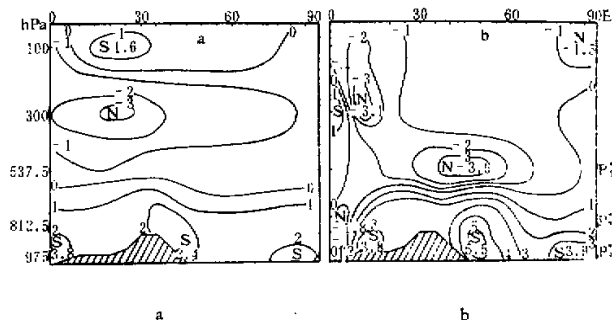


图 3 第一 (a) 和第五 (b) 模式日沿 5°N 的 v 分量垂直剖面图

S 表示南风, N 表示北风, 数字为风速值。

从图 3b 我们可以看出,到了第五模式日,在约 550hPa 以下的对流层中、下层中基本上是南风气流,在近地层有三个南风分量中心,最强的是 45°E 附近的索马里急流,另两个

分别位于 15°E 和 85°E 附近. 在 550hPa 附近, v 分量的垂直切变很大, 其上变成了北风分量.

为了讨论海陆热力差异所造成的风场垂直结构, 我们给出了沿 5°N 第四至第五模式日间的平均纬向垂直环流, 见图 4. 从图上可见, 对流层低层索马里附近海面有一个热力环流圈, 其西部为非洲大陆加热作用造成的强上升气流, 东部则为洋面冷区上空的下沉运动. 在 500hPa 以上的高层, 为热带东风气流所控制, 上升运动极小. 将图 4 与图 3a, b 比较可以发现, 最大南风中心与热力环流圈恰好重合, 因此可以说, 索马里低空急流是一股穿越海陆热力差异造成的热力环流圈的强劲气流.

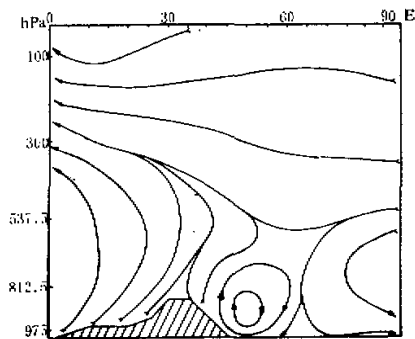


图 4 沿 5°N 第 4—5 天模拟的平均纬向垂直环流
(作图时, 垂直速度扩大 1000 倍)

三、索马里低空急流的形成机制

引言中已经指出, 有关索马里急流的形成机制问题, 不少人已作了研究. 但是, 用于这些研究的模式都比较简单, 物理因子也不够全面. 用多层模式来研究索马里急流的动力学问题是较好的方法, 而且应当进行对比分析, 才能揭示不同物理因子的重要性. 我们用五层非绝热模式做了五个对比试验来探索辐射加热、地形结构和太阳辐射日变化等因子对索马里急流的影响, 模式初值均用 6 月份气候场, 但经过平滑处理后只保留大的系统^[13]. 五种试验的代号和参数见表 1.

表 1 五种实验的物理因子*

实验代号	太阳轴射日变化	地形(东非最大高度)	非绝热加热
A_1O_1	有	有(1500 米)	有
A_1O_2	有	有(500 米)	有
A_1N	有	无	有
A_2O_1	无	有(1500 米)	有
BO_1	/	有(1500 米)	无

* 海陆分布和大尺度凝结均包含在内

在本节中, 我们着重讨论不同物理因子对索马里急流准稳态的影响。数值积分时间均取 8 天, 其他方面如范围等与前节相同。

1. 不同物理因子对水平流场的影响

分析第 8 模式日五种试验的水平流场图可以发现, 地形高低对于 P_2^* 层流场的基本流型影响不十分明显。只要有海陆分布, 那么海陆之间的热力差异就足以产生与气候平均场类似的近地层流场, 只不过, 随着东非地形高度的降低, P_2^* 层的流型变得简单而且索马里急流轴线上的风速值也变小。此外, 对印度半岛上流场速度有影响, 在 A_1O_1 中, 最大风速值约为 8 米/秒, 在 A_1O_2 中变为 6 米/秒, 而在 A_1N 中只有 4 米/秒。这不仅与东非高度降低有关, 还和 A_1N 中青藏高原也不存在有很大关系。太阳辐射日变化对近地层流场有较大影响。在 A_2O_1 中, 虽然基本流型仍与 A_1O_1 类似, 但在 10°S 附近的非洲大陆上出现了一个风速大值中心, 而在印度上空风速值减小。只考虑地形作用而忽略非绝热加热作用时, 边界层平均流场的特征有很大变化, 其流型虽然和 A_1O_1 仍有某些相似, 但急流轴线的位置和强度均与实况偏离很大。南赤道槽不清楚, 印度半岛上风速极小, 不过 1—2 米/秒。由此可见, 对于边界层中的平均流场, 地形作用虽可对其产生一定的影响, 如阻碍作用, 但主要影响来自地形分布所产生的热力差异。在分析中我们还发现, 青藏高原的热力作用对于索马里急流的强度也有重要影响。当青藏高原的加热作用强时, 印度一带的偏西气流加强, 使索马里急流的流速增大, 反之则使流速减小。因此可以说, 对于低层索马里急流来说, 海陆热力不均匀性是一个有利的背景, 而陆地上的山脉则给流场增加了更为复杂的细节, 其作用是次一级的。

在 P_2^* 层上我们可以得到类似的结论。但是山脉高度的影响在这一层上反而显得更大一些。在东非山脉高度降低时, 赤道以南的等风速线呈纬向分布的趋势更明显了, 尤其是在没有地形的 A_1N 中, 最大风速中心不在海洋上, 而在非洲大陆上。去掉太阳辐射日变

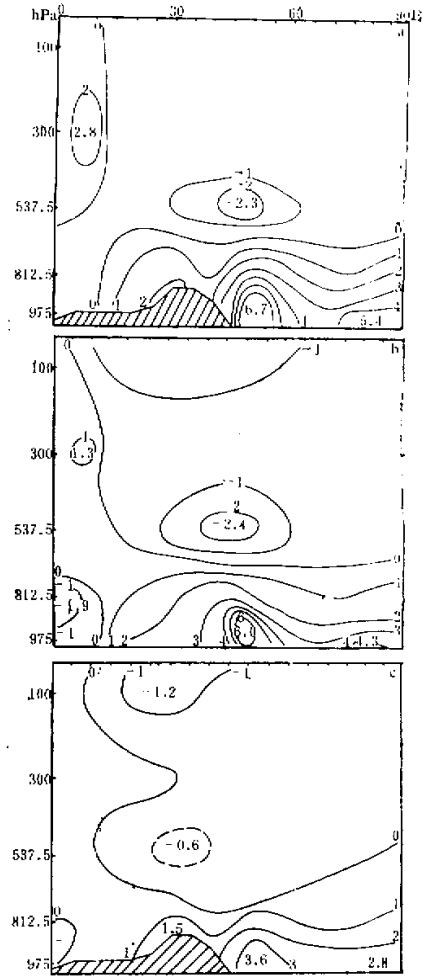


图 5 沿 10°N 8 天平均的 v 分量垂直剖面
a: A_1O_1 , b: A_1N , c: $B01$ 其他说明见图 3。

化后,赤道以南的等风速线几乎完全成为纬向分布,而且十分密集,表明南北风速切变增大。只有地形时, P^* 层上流型简单,赤道以南是偏东风,以北是偏西风,风速都很小。

2. 不同物理因子对垂直流场结构的影响

图 5a 至图 5c 是沿 10°N 分量的垂直剖面图。比较这些图,我们可以发现,地形高低对垂直结构影响较小。在图 5a、5b 中, 50°E 附近有南风大值中心,在 80°E 附近还有一个次大中心。在对流层上层,与 50°E 处南风大值中心相匹配出现了一个北风最大中心。我们看到,地形高低对最大和次大南风中心的数值有影响,而且对于最大南风中心随高度的倾斜也有影响。地形降低,南风中心值下降,中心随高度西倾程度增大。

将太阳辐射日变化去掉后(图略),影响最大的是对流层上层的北风中心几乎消失,而且与低层的南风中心不再匹配,南风中心值也下降了。这说明沿 50°E 的季风经圈环流削弱了。

在只有地形的试验中(图 5c),无论对流层上、下层中的风速中心值均大为降低,而且垂直结构远较 A_1O_1 中简单,垂直风速切变也大大减小。

从以上的对比分析可知,只有在全面考虑客观存在的各种重要物理因子时,索马里急流才能较好地模拟出来。五种实验所得的地面气压分布和对流层高层(如 300hPa)的流型作对比分析,也说明了这一点。为节省篇幅从略。

四、小 结

通过以上两节中对数值模拟结果的讨论,我们可以得到以下几点结论:

(1) 索马里低空急流是南半球的东南信风在东非海岸附近因受地形阻挡或海陆差异影响而转向,穿过赤道后转变为西南气流发展而成的。其发展过程是,急流先在近地层中形成并加强,然后向高层延伸。在成熟阶段,对流层中、下层的流型基本相似。

(2) 急流主要出现在第三模式层(图中用 P^* 表示,约为 537.5hPa)以下,到 P^* 层基本上消失。急流上下层间的垂直风速切变和水平面上的风速切变均很大。越赤道气流除在索马里急流区有一最大南风中心外,在 85°E 附近还有一个次大南风中心,可能也是一支低空弱急流。在东非沿岸有一个因海陆热力差异造成的纬向垂直环流圈,索马里急流恰好穿过其间。

(3) 对比试验的结果表明,低层索马里急流及其周围的流型主要由非绝热加热的不均匀分布所决定,这是由海陆间不同下垫面以及山脉和周围自由大气间的热力性质差异造成的。并且太阳辐射日变化又加强了这种差异。地形对索马里急流的影响通过热力作用表现出来,当然机械阻挡作用也是重要的。因此,可以认为海陆、山脉和自由大气间的热力差异是决定索马里急流发展过程的第一重要因子,太阳辐射的日变化和地形障壁作用也在不同程度上影响着它的发展,但只是第二位的。

(4) 模拟结果中索马里低空急流的强度均太弱,和实际风速有较大差异。除了因为模式中网格距较大外,还和初始海温场的取值有很大关系。在目前,我们没有考虑索马里急流区海域中的冷水上翻现象,所用的海温资料也是纬向平均值,但实际上的海温分布远

非纬向,尤其在大陆与海洋的交界区内,海温等值线与海岸线的交角较小.这样,东非沿岸的等海温线就因采用纬向平均场而受到最大的歪曲.而从本文的模拟结果看,热力差异的缩小必然使急流强度减弱.陈月娟*曾用同样分辨率的相同模式,但采用实际海温分布进行过数值模拟,发现到第十模式日时,索马里急流轴上强度约为 12 米/秒左右,正好说明了这一问题.因此,为了进一步模拟索马里急流的发展过程,对数值模式还要做进一步的改善.

本文的图由秦新所画,特表示感谢.

参 考 文 献

- [1] Kesavamurty, R. N., 1978, *Indian J. of Meteorol. Hydrol. and Geophysics*, Vol. 29, 232, No.1/No2.
- [2] Kazarian, R., 1977, *Environmental Conservation*, Lausanne, Switzerland, 4(4): 301.
- [3] Rao, Y. P., 1964, *Inter-hemispheric Circulation*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 90, 191—194.
- [4] Anderson, 1976, The low-level Jet as a Western Boundary Current, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 104, No. 7, 907—921.
- [5] Krishnamurti, T. N., 1976, Numerical Simulation of the Somali Jet, *J. A. S.*, Vol. 33, Dec. p. 2350—2362.
- [6] Krishnamurti, T. N., 1979, A Planetary Boundary-layer Model for the Somali Jet, *J. A. S.*, Vol. 36, Oct. p. 1895—1909.
- [7] Bannon, 1979, On the Dynamics of the East African Jet. I: Simulation of Mean Conditions for July, *J. A. S.*, Vol. 36, No. 11, p. 2139—2152.
- [8] Bannon, 1979, On the Dynamics of the East African Jet. II: Jet Transients, *J. A. S.*, Vol. 36, No. 11, p. 2153—2168.
- [9] 杨大升、张佐君, 1984, 大尺度低空急流对边界条件的响应, 地球物理流体力学会议论文汇编.
- [10] 杨大升、王健康, 1985, 地形坡度 and 越赤道大尺度低空气流, 全国大气环流及其异常问题学术讨论会论文汇编(下册).
- [11] Washington, W. M. et al., 1977, January and July simulation Experiments with the 2.5° Latitude-longitude Version of the NCAR General Circulation Model. NCAR Tech. Note NCAR/TN123+STR.
- [12] 郭晓岚、钱永甫, 1982, 青藏高原对夏季天气气候日变化影响的数值试验, *高原气象*, Vol. 1, No. 3.
- [13] 郭晓岚、钱永甫、王谦谦, 1982, 七月季风环流发展的数值模拟, *高原气象*, Vol. 1, No. 4.
- [14] 钱永甫, 1985, 一个有大地形影响的五层模式, *高原气象*, 增刊第 2 期, 1—28 页.
- [15] 钱永甫、王谦谦、孔远发, 1985, 索马里低空气流的数值模拟(一)发展过程分析, 同 [10].
- [16] 王谦谦、钱永甫、董一平, 1985, 索马里低空气流的数值模拟(二)形成原因分析, 同 [10].
- [17] Pindlater, J., 1971, Mean Monthly Airflow at Low Levels Over the Western Indian Ocean, *Geophysical Memoirs*, No. 115, London.

* 个人交流.

NUMERICAL EXPERIMENT OF SOMALI JET

Qian Yongfu Wang Qianqian

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Dong Yiping Gong Yuanfa

(Chengdu Meteorological College)

Abstract

The development of the Somali low level jet has been simulated by use of a 5-layer numerical model which includes diabatic physical processes. The results show that the Jet develops first at the boundary layer with 50 hPa thickness above the surface and then at the higher layers. The flow patterns at the lower tropospheric layers are generally the same when the quasi-stationary state arrives. The horizontal and the vertical configurations of the Jet are also described. It is found that there is a thermal vertical circulation between the east African mountains and the west part of the Indian ocean through which the Somali Jet flows. Five different numerical experiments have also been conducted by the same model, with 8-day time integration for each experiment. The purpose of the comparative experiments is to understand the dynamics of the Somali Jet and to compare the relative importances of some factors such as mountains, radiative heating and diurnal variation of the solar radiation. The land-sea contrast and large-scale condensation are both included in all the experiments.

The simulated results show that the main determinative factor for the development of the Jet in the boundary layer is the differential heating caused by the land-sea contrast, the topographic feature over the east Africa has a less impact on the pattern of the Jet, but it has an evident influence on the intensity and the tilt of the Jet axis. The experiment with only topography can not reproduce the Somali Jet fairly, it further proves the relative importance of diabatic heating over the topography.