

张博, 朱业, 赵滨, 等. 2011. 亚洲和南半球大气热源 (汇) 对亚洲夏季风影响的数值试验 [J]. 气候与环境研究, 16 (5): 597–608.
Zhang Bo, Zhu Ye, Zhao Bin, et al. 2011. Numerical analysis for the impacts of atmospheric heat source (sink) distribution over Asia and the Southern Hemisphere on Asian summer monsoon [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (5): 597–608.

亚洲和南半球大气热源 (汇) 对亚洲夏季风影响的数值试验

张博¹ 朱业² 赵滨¹ 何金海³

¹ 国家气象中心, 北京 100081

² 浙江省海洋监测预报中心, 杭州 310007

³ 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

摘 要 利用 NCAR CAM3.1 模式及 NCEP/NCAR (version 1) 再分析资料计算出来的几种大气热源分布情况, 分别讨论亚洲各地区和南半球上空夏季大气加热场 (热源或冷源) 对东亚季风环流系统和印度季风环流系统形成的影响。结果表明: (1) 东亚地区上空的大气热源和澳大利亚冷源与东亚夏季风环流关系密切, 东亚大陆上空及西太平洋上空的非绝热加热可以激发北半球副热带季风系统 (例如副热带高压系统), 而南海上空的大气热源和南半球冷源是形成南海热带西南季风和澳大利亚反气旋及越赤道气流的主要机制; (2) 亚洲地区西部和对应的南半球印度洋非绝热加热与印度夏季风环流关系密切, 而对东亚夏季风影响很小。孟加拉湾的热源可使印度西南季风向东延伸, 而副热带大陆热源也是北半球副热带高压系统形成的主要机制。

关键词 大气热源分布 印度季风环流系统 东亚季风环流系统 数值试验

文章编号 1006-9585 (2011) 05-0597-12 **中图分类号** P434 **文献标识码** A

Numerical Analysis for the Impacts of Atmospheric Heat Source (Sink) Distribution over Asia and the Southern Hemisphere on Asian Summer Monsoon

ZHANG Bo¹, ZHU YE², ZHAO Bin¹, and HE Jinhai³

¹ National Meteorological Center, Beijing 100081

² Marine Monitoring and Forecasting Center of Zhejiang Province, Hangzhou 310007

³ Institute of Meteorology, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Based on the NCAR CAM3.1 model and the distribution of heat sources calculated by NCEP/NCAR (version 1) reanalysis datasets, the impact of atmospheric heat source (sink) distribution over Asia and the Southern Hemisphere on East Asian summer monsoon and Indian summer monsoon is investigated. The results show that: Firstly, the distribution of atmospheric heat source over East Asian region and heat sink over Australia have close relations with East Asian summer monsoon, the heating over the East Asian continent and West Pacific can induce the subtropical monsoon system over the Northern Hemisphere (for example the subtropical high), and the heating over the South China Sea and the cooling over the North Australia are the major mechanism for the tropical Southwestlies monsoon over the South China Sea, the anticyclone over Australia, and the cross-equatorial flow;

收稿日期 2009-09-19 收到, 2011-03-30 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金重点项目 90711003、40633018, 国家自然科学基金青年基金项目 40805035

作者简介 张博, 女, 博士, 主要从事大气热源对亚洲季风系统影响研究。E-mail: zb1221@mail.iap.ac.cn

Secondly, the heating over the western part of Asian region and Indian Ocean and that south of the equator connect with Indian summer monsoon very well, however, the impact on East Asian summer monsoon is weak. Heating over the Bay of Bengal can induce Indian southwestlies monsoon to extend eastwardly, heating over the subtropical continent is the major mechanism for the subtropical high over the Northern Hemisphere.

Key words atmospheric heat source distribution, Indian monsoon circulation system, East Asian monsoon circulation system, numerical test

1 引言

季风环流是全球大尺度环流系统的一个重要组成部分。季风的发生、短中期振荡及年际变化均与全球大尺度环流的季节变化有密切关系。一般认为夏季风系统形成主要是海陆热力对比造成的。20 世纪 80 年代初,中国学者(陈隆勋和金祖辉, 1982; 金祖辉和陈隆勋, 1982; 陈隆勋, 1984; Tao and Chen, 1988)先后提出在东亚存在一个东亚季风环流系统,它与印度季风环流系统既独立又相互影响,而这种影响并不是单向的。Zhu et al. (1986)则进一步提出东亚季风系统又可分为南海季风和中国大陆季风两个系统。黄土松和汤明敏(1987)认为东亚夏季风的变化主要受来自南印度洋的索马里越赤道气流和北太平洋热带海洋上的信风气流的影响。高由禧和李慈(1982)曾讨论南北半球间季风的形成和作用问题,认为东半球南、北半球海陆的不均匀分布是南北半球间季风形成的根本原因。杨修群和黄土松(1989)对南半球马斯克林反气旋激发的越赤道气流对北半球夏季风影响作了数值试验,结果表明马斯克林反气旋激发的越赤道气流无法成功模拟对南海季风有影响,而对南海季风影响大的是马斯克林反气旋先影响其东部的澳大利亚反气旋,然后再影响南海季风。NCAR CAM3 模式的模拟结果表明 20 世纪 70 年代末东亚夏季风年代际减弱可能与北印度洋和南海附近海温年代际增暖并导致孟加拉湾、南海及日本附近产生异常气旋有关(曾刚等, 2007)。目前已有许多学者(陈晶华和陈隆勋, 1991; 孙冬联和朱抱真, 1991; 王安宇和黄佩玲, 1991; 徐海明等, 2001)用不同模式进行数值试验来探讨亚洲南部海陆分布对亚洲夏季风环流系统的影响。青藏高原加热状况对东亚夏季风系统的影响受到我国气象学者的广

泛关注(简茂球和罗会邦, 2002; 张艳和钱永甫, 2002; 段安民等, 2003)。陈隆勋等(2001)利用经过改进的 CCM1 (Community Climate Model) 动力气候模式研究了冬季青藏高原上空大气热源(汇)异常对中国大陆东部冬春季偏北经向风异常及其传播到西太平洋赤道向东传播到东太平洋赤道的影

响。大气热源是驱动大气运动的主要动力之一,叶笃正等(1957)首先计算了青藏高原大气热源,指出青藏高原上空夏季为热源而冬季为冷源所在。许多学者(Chen et al., 1982; Johnson et al., 1987; Yanai and Tomita, 1998; 于群等, 2007)都在关注全球大气热源的时空分布特征。陈隆勋和李维亮(1982)提出夏季孟加拉湾大气热源和马斯克林冷源以及南海—西太平洋热源和澳大利亚冷源是控制印度和东亚季风系统的两对热机。骆美霞和张可苏(1991)用数值模拟证实孟加拉湾地区的大气热源对印度夏季风系统中的 45°E 附近越赤道气流、印度季风低压和低压槽的形成起到重要作用,但对东亚季风系统的形成作用较小,而中国南海的加热中心和赤道太平洋区域的纬向加热带以及澳大利亚冷源对位于南海—西太平洋地区的东亚季风槽及 ITCZ 的形成是极其重要的,也对 105°E 附近的低空越赤道气流的形成是重要的。但他们用了热带 3 层球带模式,加入冷热源后只用 5 天或 6 天的积分结果进行讨论,受南北的固定边界影响,5~6 天后的热源对季风影响并不能加以肯定。为了讨论各地区大气非绝热加热对季风环流的影响,首先要有确切可信的大气冷热源分布,其次则需要一个较为完善的全球模式在实际的冷热源强迫下进行模拟,以便细致探讨亚洲地区和南半球大气的热源和热汇对印度季风和东亚季风系统的影响。本工作的目的是分别讨论亚洲地区及南半球主要的夏季大气热源(汇)(印度半岛西岸热源、孟加拉湾热源、南海—太平

洋热源、东亚大陆热源以及南印度洋—澳大利亚冷源等）对印度季风系统和东亚季风系统形成的影响。

2 数值模式及方案设计

本文采用 NCAR CAM3.1 (NCAR Community Atmosphere Model) 全球大气环流模式，垂直方向采用混合 η 坐标，垂直分层为 26 层，积分步长为 1200 s，水平分辨率为 T42。为了研究不同地区的大气加热场（热源或冷源）对夏季亚洲两支季风环流系统形成的作用，我们针对不同地区的加热分布设计了 8 个试验（见表 1）。表 1 中各数值试验简称含义如下：CT（控制试验）、IN（印度半岛）、BOB（孟加拉湾）、SB（副热带地区）、SCS（中国南海）、EA（东亚）、AUS（澳大利亚）、ASIA（亚洲）。

表 1 试验设计方案
Table 1 Sensitivity experiments

试验名称	试验设计
CT-1	模式在原始状况下的积分试验，即控制试验
CT-2	用 Yanai 倒算法计算的逐候平均热源替换模式产生自身热源的强迫试验
INQ	试验中仅在（40°S~22°N，30°E~85°E）范围内加入倒算法热源分布，其余地区设置为零，探讨印度半岛西部热源与南半球印度洋冷源对亚洲季风环流的影响
INBOBQ	试验中在（40°S~22°N，30°E~100°E）内加入倒算法热源，与方案 INQ 的差异在于此方案增加了孟加拉湾热源与南半球中印度洋冷源对亚洲季风环流的影响
SBINBOBQ	试验中在（40°S~60°N，30°E~100°E）内加入倒算法热源，研究 100°E 以西副热带、热带大气热源及南半球大气冷源对亚洲季风环流的影响
SCSAUSQ	试验中在（40°S~22°N，90°E~160°E）内加入倒算法热源，探讨南海地区大气热源与澳大利亚大气冷源的分布对亚洲季风环流的影响
EAAUSQ	试验中在（40°S~60°N，90°E~160°E）内加入倒算法热源，讨论东亚大陆大气热源、南海地区大气热源及澳大利亚大气冷源对亚洲夏季季风环流的影响
ASIAQ	试验中在（40°S~60°N，30°E~160°E）内加入倒算法热源，研究亚洲地区大气热源和南半球印度洋及澳大利亚大气冷源共同作用对亚洲季风环流的影响

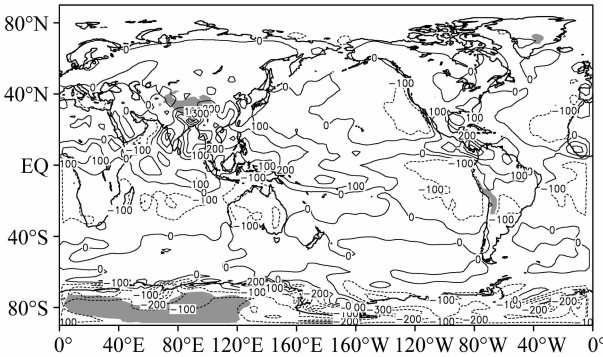


图 1 1971~2000 年平均的夏季（6~8 月）全球大气热源水平分布（单位： $W \cdot m^{-2}$ ），阴影区为海拔高度大于 3000 m 的区域
Fig. 1 Distribution of vertically integrated heat source ($W \cdot m^{-2}$) in summer averaged over 1971–2000, the shaded regions are above 3000 m

我们首先给出了 NCEP/NCAR (version 1) 资料及 Yanai 倒算法程序计算的亚洲及南半球 1971~2000 年 30 年夏季全球大气热源分布（图 1）。由图可见，亚洲地区夏季主要的大气热源分布在孟加拉湾北部、印度半岛西部、中国南海东部和西太平洋热带地区，南半球主要大气冷源分布在南印度洋西部、中部以及澳大利亚北部。本文各种数值试验都采用逐候强迫的方式将指定范围内模式每步物理过程生成的各层非绝热加热率替换为所对应的倒算法计算出来的候平均加热率，而剩余部分各层的非绝热加热率都为零。模式从 9 月 1 日启动，取次年 6~8 月平均做比较。

3 大气热源对夏季风场的影响

3.1 CT 试验的流场分析

我们首先检验模式在原始状况下的积分结果，进而了解模式在夏季环流模拟中的表现，从而为我们的实况热源替换工作提供依据。

图 2 给出了 NCEP/NCAR (version 1) 再分析资料计算的 1981~2000 年平均的夏季（6~8 月）气候态高低空流场分布和 CT-1 试验比较。可以看到，再分析资料计算的 925 hPa 流场（图 2a）在南半球印度洋地区和澳大利亚上空各有 1 个反气旋性环流，这两个反气旋西北部盛行东南信风并在东非沿岸及其以东洋面上以及南海和西太平洋跨过赤道转向为西南风吹向印度、中南半岛、

南海和西太平洋,阿拉伯海、印度和中南半岛都被强大的西南季风所控制。来自澳大利亚反气旋东北侧的越赤道气流经南海流入中国大陆和西太平洋。从 CT-1 试验的夏季 925 hPa 流场中(图 2b),可以看出西太平洋副热带高压被模拟出来,但太深入大陆且纬度太偏北(在日本 140°E 处偏北约 4°N,但在东亚大陆处偏北约 2°N)。阿拉伯半岛、印度东岸和南海均模拟出季风槽,但阿拉伯半岛上空的季风低压强度太强。南海越赤道气流不在赤道附近转向,而是向北延伸到 5°N 附近转向。在 200 hPa 高空流场上,图 2c 和 2d 中欧亚大陆副热带地区都被强大的高压系统(南亚高压)所控制,但是 NCEP/NCAR 再分析资料显示的南亚高压中心位于青藏高原南侧,而 CAM3.1 模拟的中心却偏西。

基于 CT-1 试验结果,在全球范围内采用 NCEP/NCAR (version 1) 资料及 Yanai 倒算法程序计算的大气热源分布替换模式自身产生的热源,进行了 CT-2 试验,即模拟环流是由 NCEP 资料计算出来的大气热源所激发的。在 925 hPa 低空

流场上(图 3a),作为印度季风系统成员的马斯克林附近的高压带、索马里越赤道气流及转向的西风均出现。澳大利亚高压、南海越赤道气流、南海季风槽和东亚大陆偏南风等东亚夏季季风系统成员也被模拟出来。在 200 hPa 高空流场上(图 4a),中心位置在青藏高原南坡的南亚高压和高空由北向南的越赤道气流也均被成功模拟。表明倒算法热源所激发的流场和实况流场非常一致。

对比方案 CT-1 和 CT-2 高低空流场分布,我们发现 CT-2 的结果比 CT-1 的结果更接近实测流场。对于 925 hPa (图 2b 和图 3a) 亚洲南部 3 个季风槽位置,特别是南海季风槽的强度和范围而言,CT-2 试验均表现出明显的优势。CT-2 试验中南半球澳大利亚反气旋中心位置与实况基本一致,均处于澳大利亚中部,而 CT-1 试验模拟的中心位置明显偏东。对于 200 hPa 对流层高层而言(图 2d 和图 4b),南亚高压实况中心位置是在青藏高原的南坡,CT-2 试验模拟结果与实况基本一致,而 CT-1 试验模拟结果向西偏离大约 50 个经度到达伊朗上空。

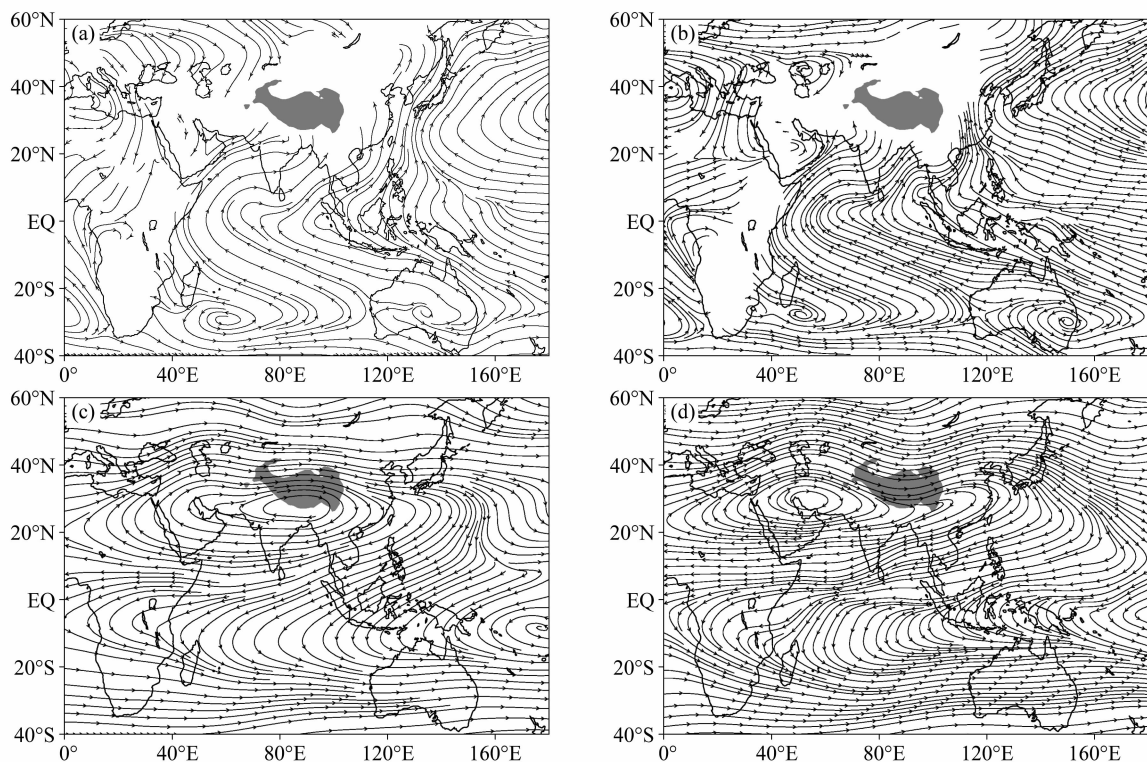


图2 夏季(6~8月)(a、b) 925 hPa 和(c、d) 200 hPa 流场分布:(a、c) 1981~2000 年 NCEP 资料;

Fig.2 (a, b) 925-hPa and (c, d) 200-hPa flow field in summer (Jun to Aug); (a, c) NCEP flow field averaged from 1981 to 2000;

(b, d) flow field in CT-1 test

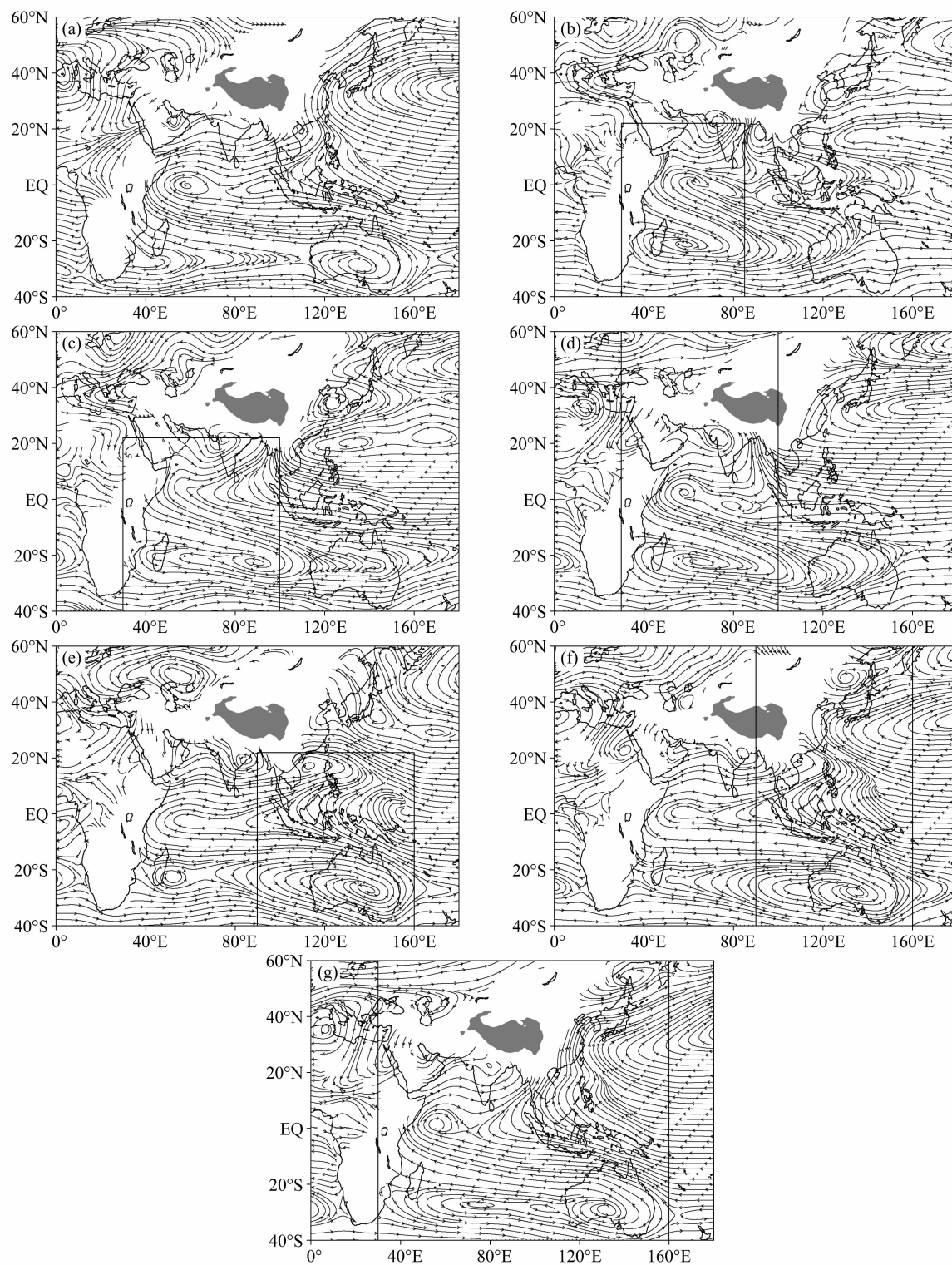


图3 各敏感试验模拟的 925 hPa 流场: (a) CT-2; (b) INQ; (c) INBOBQ; (d) SBINBOBQ; (e) SCSAUSQ; (f) EAAUSQ; (g) ASIAQ

Fig. 3 The simulated 925-hPa flow fields in sensitive tests: (a) CT-2; (b) INQ; (c) INBOBQ; (d) SBINBOBQ; (e) SCSAUSQ; (f) EAAUSQ; (g) ASIAQ

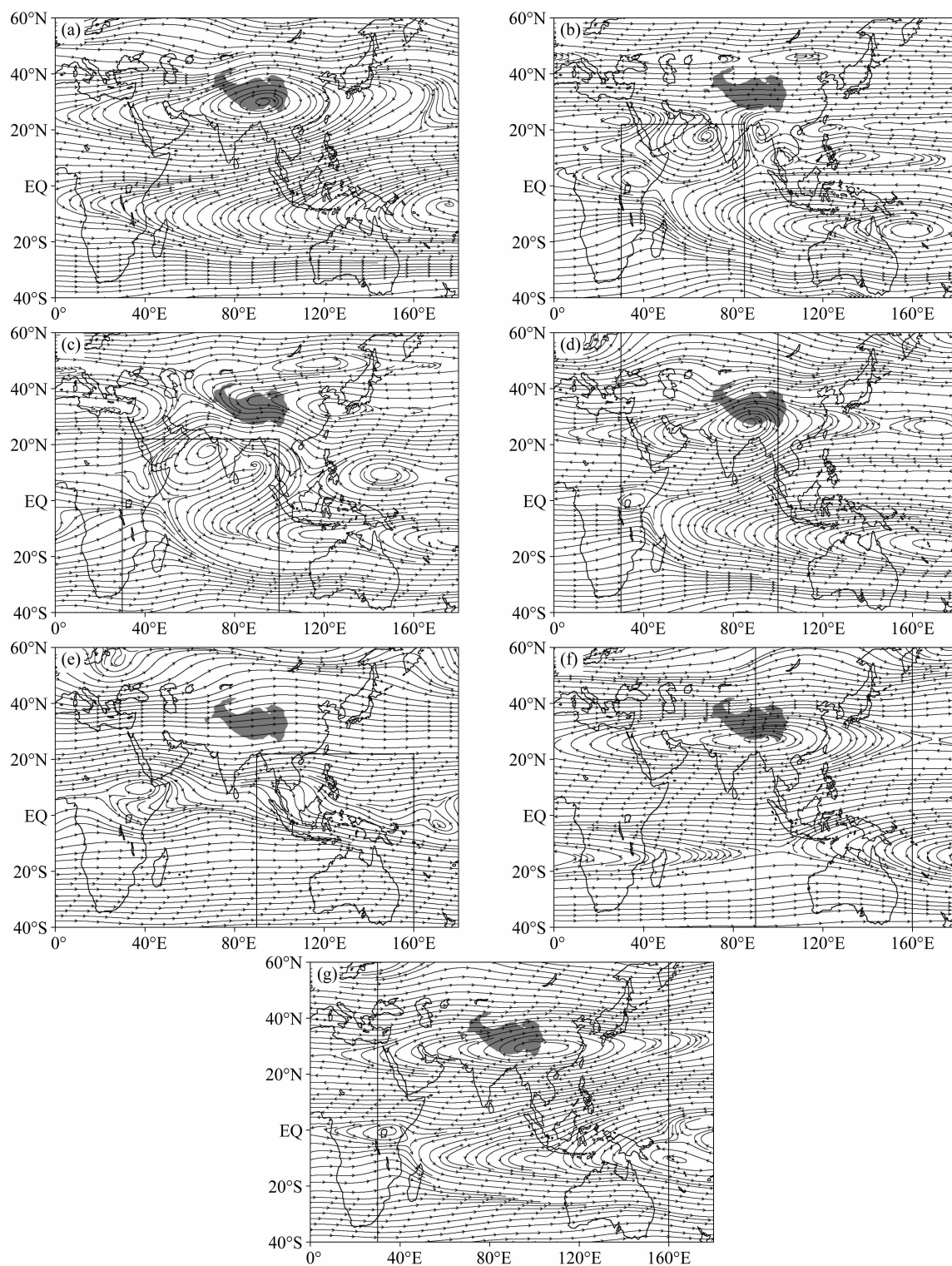


图4 同图3, 但为200 hPa 流场

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for 200-hPa flow fields

3.2 INQ 试验的流场分析

INQ 试验中仅在 ($40^{\circ}\text{S}\sim 22^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{E}\sim 85^{\circ}\text{E}$) 范围内加入大气加热场 (热源或冷源), 此方案主

要研究印度半岛西岸的大气热源与南半球西印度洋冷源对亚洲夏季风系统的影响。图 3b 给出夏季平均 INQ 试验的 925 hPa 流场, 可以看到, 在此

加热场作用下, 马斯克林群岛以东洋面生成一个冷性高压, 其东北部的东南风在东非沿岸及其以东洋面越过赤道形成跨赤道气流, 但越赤道气流弱且范围小, 可能是由于缺少非洲地区西侧的加热场的缘故。印度西北岸季风槽中出现一个低压, 这可能是由于索马里越赤道气流及阿拉伯海西部西南季风较弱, 而由西北风控制造成。与 CT-2 试验(图 3a)相比, 由于只加热到 85°E , 孟加拉湾和南海的西南季风以及澳大利亚反气旋均未出现, 同时东亚大陆的西南季风也没有出现。总的来说, 这个地区加热场激发的低空流场已近似于实际的印度季风系统西侧流场, 特别是南半球反气旋、越赤道气流, 但北半球的印度季风系统各成员并不完善的逼近于实测。因而有必要扩展加热场到孟加拉湾全部(INBOBQ)及到副热带地区(SBINBOBQ)作进一步的试验。从 200 hPa 流场图(图 4b)可以看出, 北半球温带西风带以及南亚高压均未被模拟出, 而在阿拉伯海上空形成一个高压系统, 40°E 以东赤道上空盛行较为一致的偏东风, 在南半球澳大利亚东北部存在一个副高中心。

3.3 INBOBQ 试验的流场分析

INBOBQ 试验是在方案 INQ 的基础上扩展孟加拉湾热源及其南部的南半球大气冷源到 100°E , 即讨论印度半岛西部和孟加拉湾全部大气热源、南印度洋的大气冷源对亚洲夏季风的影响。图 3c 给出 INBOBQ 夏季平均 925 hPa 流场, 当加热强迫扩展到 100°E 时, 与方案 INQ 相比, INQ 印度低压东移入印度次大陆。同时, 由于孟加拉湾全部热源影响, 孟加拉湾出现西南风。此时, 澳大利亚出现高压带, 但无中心, 南海也出现明显的高压带。与 CT-2 试验(图 3a)相比, 澳大利亚独立的高压中心及高压北侧由南向北的越赤道气流、西太平洋副高和欧亚大陆北部的偏西风均未被成功模拟。因而, 100°E 以东的东亚季风系统地区出现的是一个典型的行星风系而无环流系统及与之相应的季风, 这可能说明孟加拉湾热源、印度半岛西部热源和南印度洋冷源对印度夏季风系统有很大影响, 但与东亚夏季风系统的形成关系并不密切。结合 200 hPa 高空流场(图 4c)发现, 从非洲北部经阿拉伯半岛、中南半岛北部到西太平洋盛行强大的偏西风, 赤道东印度洋存在

高空由北向南越赤道气流。阿拉伯半岛到中南半岛一带模拟出一个高压系统, 但与观测到的南亚高压及 CT-2 试验模拟出的南亚高压(图 4a)相比位置偏南, 强度偏弱。

图 5a 为 INBOBQ 试验模拟的 925 hPa 夏季流场与 INQ 试验间的差值流场分布, 可以看到, 南半球东印度洋出现强的差值反气旋, 热带西太平洋上为强差值东风, 孟加拉湾北部存在差值气旋性环流, 该气旋南侧的差值偏西风增强。说明当增加孟加拉湾以南印度洋的大气冷源时, 使南半球马斯克林高压系统向东延伸, 整个南半球印度洋都在强大的高压系统控制下。此外由于增加了孟加拉湾热源, 导致阿拉伯半岛至印度半岛的西南风向东扩展到孟加拉湾上空。这说明孟加拉湾西南季风主要是孟加拉湾东部加热场激发出来的, 印度西海岸大气热源中心对孟加拉湾西南季风的形成影响不大。从 200 hPa 对流层高层 INBOBQ 试验与 INQ 试验间的差值流场(图 6a)分布可以看出, 孟加拉湾热源的加入并没有使差值图中青藏高原南坡出现差值反气旋, 说明孟加拉湾热源对南亚高压的影响并不明显。

3.4 SBINBOBQ 试验的流场分析

在方案 INBOBQ 的基础上, 我们增加亚洲大陆西部副热带地区的大气热源, 与 INBOBQ 试验相比, 从 925 hPa 夏季流场(图 3d)中可以发现, 22°N 以南, 100°E 以西的环流仍同 INBOBQ 方案一致, 但印度以北地区环流明显转变为和实测状态一致, 从 SBINBOBQ 试验与 INBOBQ 试验的 925 hPa 差值流场(图 5b)可以看到, 40°N 以北的欧亚大陆都为差值西风, 这说明北方热源作用明显。同时, 在副热带西太平洋地区存在显著的差值反气旋系统, 但南海北部呈现的为差值东北风, 表明亚洲大陆西部副热带地区大气热源对东亚副热带季风系统有明显影响, 但对热带季风却有削弱作用。图 3d 中澳大利亚环流仍处于起自马斯克林的高压带中, 以及西北太平洋也存在高压系统, 但是与 CT-2 试验(图 3a)相比澳大利亚高压及南海越赤道气流并未出现, 因此东亚地区内并未完全出现东亚季风系统各环流成员。在 200 hPa 高空流场上(图 4d), 副热带大气热源使东亚地区 $10^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 由一个强反气旋控制, $10^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 为东风, $30^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 为西风, 50°N 以北为

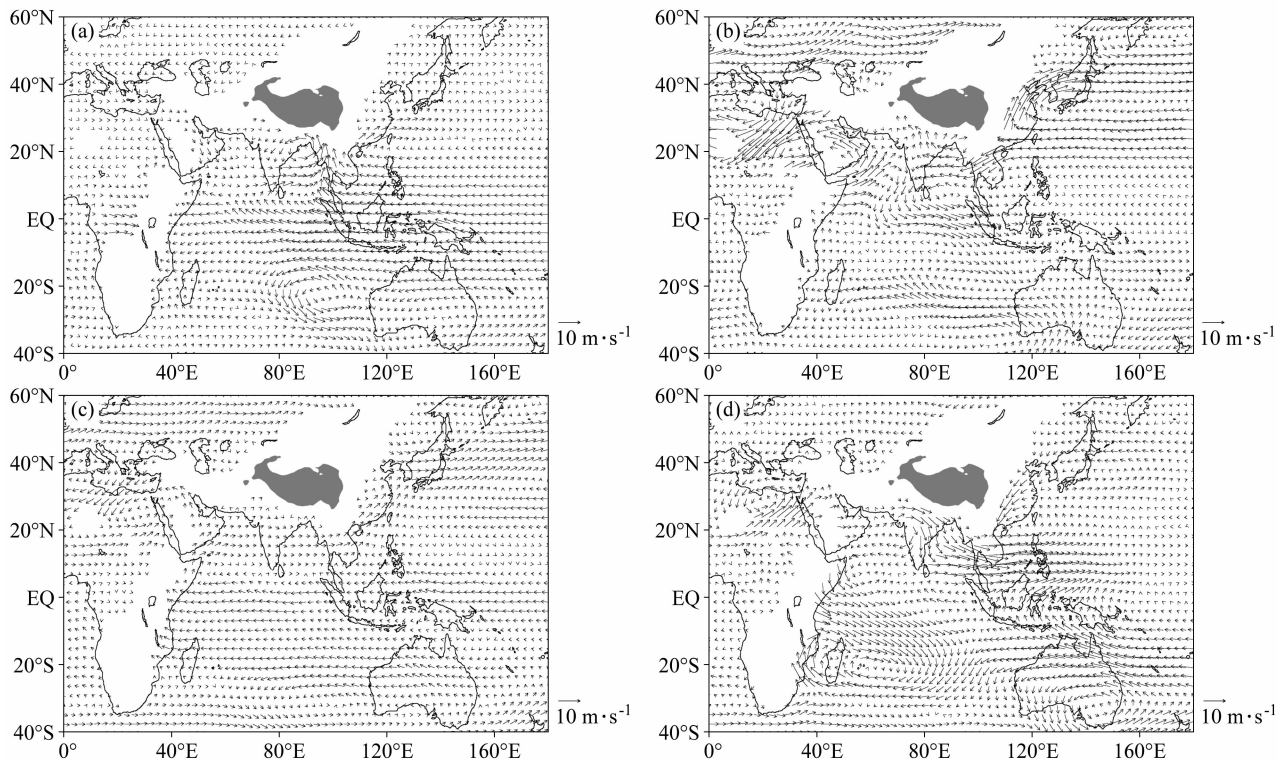


图5 各敏感试验的925 hPa差值流场: (a) INBOBQ-INQ; (b) SBINBOBQ-INBOBQ; (c) EAAUSQ-SCSAUSQ; (d) EAAUSQ-SBINBOBQ

Fig. 5 The simulated wind flow differences ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) between different tests at 925 hPa; (a) INBOBQ-INQ; (b) SBINBOBQ-INBOBQ; (c) EAAUSQ-SCSAUSQ; (d) EAAUSQ-SBINBOBQ

西风。

为了研究亚洲大陆西部副热带地区大气热源对亚洲夏季风高空环流的影响,我们研究了SBINBOBQ试验与INBOBQ试验的200 hPa差值流场(图6b)。发现 30°N 以北存在强大差值西风,以南为强大差值东风,青藏高原上空存在强大的差值反气旋,说明亚洲大陆西部的大气热源对北半球对流层上层的亚洲夏季风系统起到重要作用。

从SBINBOBQ试验可以看到,印度半岛西岸的大气热源与南半球西印度洋冷源组成了一个冷、热源耦合系统,这是印度季风系统的季风经圈环流的上升支和下沉支所在,这个冷、热源耦合系统对这个季风经圈环流的维持起了重要作用。但在该试验中加上 100°E 以西的副热带、孟加拉湾、印度半岛和阿拉伯海以及南半球相应地区的大气热源和冷源,仍然强迫不出一个完善的亚洲季风系统,阿拉伯岛及阿拉伯海之间的夏季季风槽依然模拟不出来,印度季风槽仍在印度西部而不是在印度东海岸,孟加拉湾东部仍出现不了西南季

风,自然在中南半岛以东的南海季风槽也无法出现。在南半球,根据INQ试验、INBOBQ试验以及SBINBOBQ试验模拟的925 hPa流场可以发现,由于印度洋西部冷源的激发,出现了马斯克林高压,在印度洋东部和澳大利亚只强迫出高压带,但在澳大利亚出现不了反气旋中心,亚洲大陆西部副热带地区的大气热源对马斯克林高压并无显著影响,该高压系统的产生主要是由南半球印度洋西部地区局部大气冷源所造成。因而,不但东亚季风系统中各个子系统而且印度季风系统中一些子系统(例如亚洲南部3个季风槽以及孟加拉湾的西南季风)还需要其他地区,特别是东亚地区的大气热源强迫才能激发出来。下面来讨论东亚地区大气热源的作用。我们将 22°N 以南的东亚地区(SCSAUSQ)和以 60°N 以南的全部东亚地区(EAAUSQ)大气热源强迫分别进行讨论。

3.5 SCSAUSQ 试验的流场分析

SCSAUSQ是南海大气热源及其以南的南半

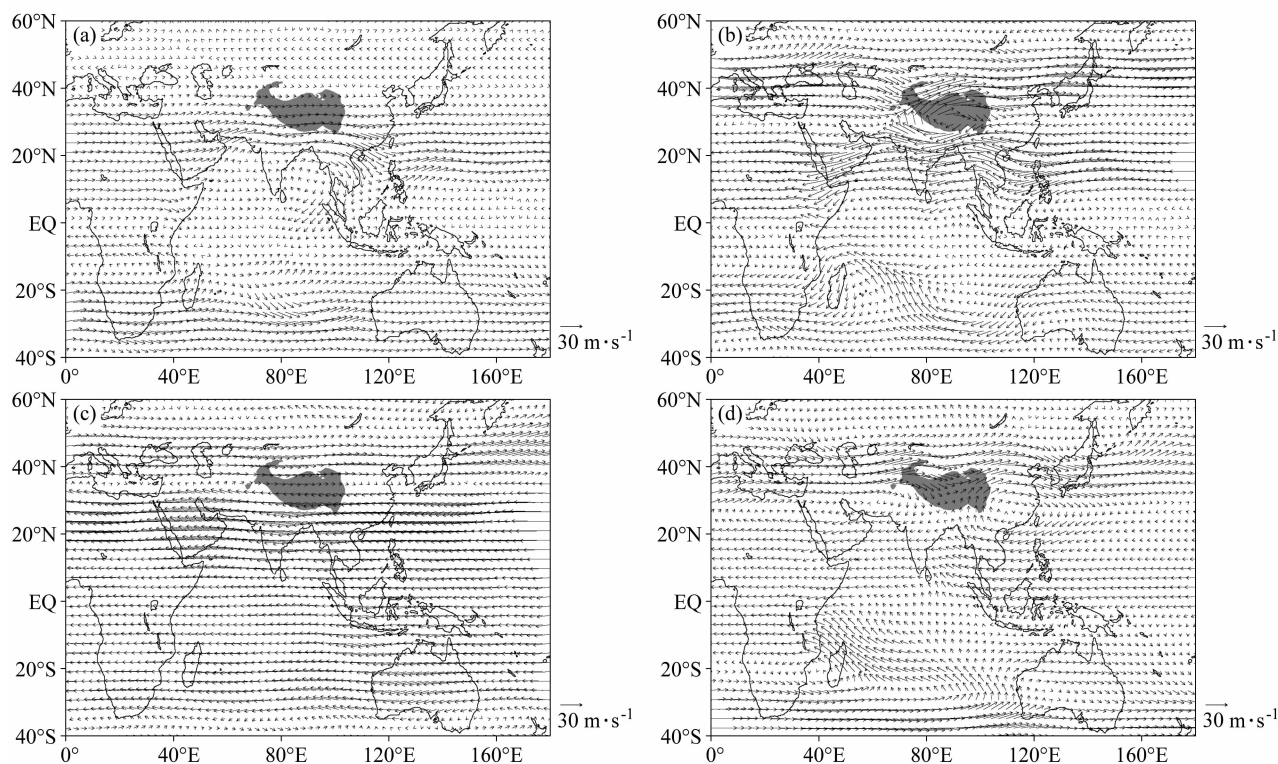


图6 同图5，但为200 hPa差值流场
Fig. 6 Same as Fig. 5, but for wind flow differences at 200 hPa

球大气冷源对夏季风环流形成影响的数值试验，从925 hPa流场（图3e）中可以看到：（1）在南海、90°E以东的孟加拉湾以及西太平洋大气热源强迫下，出现了与实测十分一致的阿拉伯半岛东岸、印度半岛东岸以及中南半岛以东的3个季风槽，它们和实测的逼近程度远比印度季风系统地区大气热源（INBOBQ和SBINBOBQ试验）激发的季风系统更好，SBINBOBQ试验中阿拉伯半岛东岸季风槽不明显，印度季风槽中心在半岛西部而实测在印度半岛东岸，没有出现孟加拉湾西南季风和南海季风槽，但在SCSAUSQ试验中均有出现；（2）澳大利亚出现了夏季的反气旋并且在120°E出现了明显的越赤道气流，在南海出现转向的西南季风。而200 hPa高度流场（图4e）上，当东亚大陆不存在非绝热加热时，模式即未能模拟出南亚高压系统，北半球20°N以北的高空都在西风气流的控制之下。

总的来说，SCSAUSQ试验模拟出来的20°N以南东亚地区低空季风系统和CT-2试验（图3a）流场较为相近，但存在一定不足，主要在：（1）22°N以北东亚大陆地区模拟不好，没有副热带西

南季风，盛行的却是副热带高压南部的东风，且东风伸入大陆。并且，在我国东北部地区存在副热带高压中心；（2）与INBOBQ和SBINBOBQ试验相比，SCSAUSQ模拟的索马里低空越赤道气流不好。我们认为主要是没有加入22°N以北大气热源强迫及没有考虑印度洋西部大气热源的结果。为此，我们进一步加入东亚副热带地区大气热源。

3.6 EAAUSQ试验的流场分析

此试验中我们在（40°S~60°N，90°E~160°E）范围内加入大气加热场（热源或冷源），模拟结果表明，在925 hPa（图3f）上，22°N以南的环流同SCSAUSQ方案基本一致，即保留了阿拉伯半岛东岸、印度半岛东岸以及中南半岛以东的3个季风槽，EAAUSQ试验模拟出的3个槽的位置比SCSAUSQ试验槽的位置稍偏西。但在加入东亚22°N以北大气热源强迫后，中国华南低空由偏东风转为东南风，西太平洋副高完整出现。就200 hPa高空流场（图4f）而言，30°N以北地区被大范围温带西风带所控制，热带地区东风占很大范围，青藏高原南侧出现强的反气旋性环流与观测的南亚高压位置一致，但赤道印度洋高空由北向

南的越赤道气流并未出现。结合 SBINBOBQ 试验的高空流场(图 4d)来看,发现南亚高压的形成是亚洲西部和东部的副热带大气热源共同作用的结果。该试验结果表明,澳大利亚上空的大气冷源与南海—东亚大陆地区的大气热源组成了一个大气冷、热源耦合系统,这个系统是东亚季风系统中季风经圈环流上升支和下沉支主要的维持机制之一。

图 5c 和 6c 是 EAAUSQ 试验模拟的夏季流场与 SCSAUSQ 试验间的差值流场分布。在 925 hPa (图 5c),从中国华南到日本以东洋面盛行差值西南风,其他地区风矢量的差值很小,说明东亚大陆热源的存在可能使来自澳大利亚的越赤道气流进入中国大陆。在 200 hPa (图 6c) 北半球副热带地区出现强大的差值反气旋,进一步说明东亚大陆热源与南亚高压关系密切。此外,从 EAAUSQ 试验模拟的夏季流场与 SBINBOBQ 试验间的差值流场分布图上看,925 hPa (图 5d) 南半球印度洋被强的差值气旋所控制,气旋北侧为差值西北风,而澳大利亚为差值反气旋所控制,其北侧为差值东南气流越过赤道后转向为差值西南风,表明澳大利亚上空的大气冷源引起该地区对流层低层产生高压系统,而南半球印度洋西部地区的大气冷源是马斯克林高压产生的影响因子,单独加入澳大利亚地区或南半球印度洋西部的大气冷源均未能成功模拟出澳大利亚高压和马斯克林高压。由 EAAUSQ 试验与 SBINBOBQ 试验的结果还可以看出东亚季风系统与东亚大陆热源及对应的南半球冷源密切相关,而印度季风系统则与亚洲大陆西部热源及对应的南半球冷源息息相关。200 hPa (图 6d) 北半球副热带地区对流层上层被强大的差值反气旋所控制,主要中心位于我国华南,说明东亚大陆热源的存在可以加强东亚大陆上空的高压系统,但亚洲大陆西部的大气热源与夏季南亚高压的关系更为密切。

虽然东亚地区大气热源可以很好的激发出北半球 22°N 以南的 3 个季风槽以及东亚夏季风系统中的副热带成员,但是西太平洋副高脊线偏北且深入大陆、中国华南的东南风都与实测状态不一致,因此我们在 EAAUSQ 试验基础上加入亚洲西部大气热源及相应南半球的大气冷源进行了 ASIAQ 试验。

3.7 ASIAQ 试验的流场分析

我们在 ($40^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 范围内加入大气加热场(热源或冷源)来研究亚洲大陆大气热源及南半球印度洋和澳大利亚冷源共同作用对亚洲夏季风环流能产生何种影响。从 925 hPa 流场图(图 3g)可以看出,对于东亚季风系统而言,亚洲南部 3 个季风槽位置和强度均接近于气候流场;西太平洋副热带高压退出东亚大陆到西太平洋,从南海到中国华南出现了明显的西南风,和气候场一致;中南半岛低空西南风加强,这可能是东亚地区大气热源和孟加拉湾热源联合作用的结果。对于印度季风系统,虽然试验中索马里低空越赤道气流比 EAAUSQ 试验要强且激发出了弱的马斯克林反气旋,但索马里低空越赤道气流是来自于澳大利亚反气旋引发的北侧信风而不是由马斯克林北侧西风转向形成的。结合 200 hPa 高空流场(图 4g)发现,南亚高压已被成功模拟,且中心位置与实况及 CT-2 试验(图 4a)基本一致。

4 结论和讨论

本文利用 NCAR CAM3.1 数值模式和 NCEP/NCAR (version 1) 再分析资料计算的全球各层大气非绝热加热率,设计了 8 个数值试验,对夏季亚洲各地区大气热源及对应的南半球大气冷源对亚洲夏季风形成的影响进行研究,结果表明:

(1) 印度季风系统地区 ($40^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$) 的大气加热场(热源或冷源)可以激发出南半球马斯克林反气旋、索马里低空越赤道气流及印度季风槽。但激发的印度季风槽位于印度西部(气候位置应在印度东岸和孟加拉湾西部),阿拉伯半岛季风槽偏弱。在 200 hPa 上激发的南亚反气旋中心与气候位置十分接近。另外,印度季风系统地区的大气加热场激发不出低空东亚季风系统地区的季风环流,激发的气流与气候分布有很大差异,在 $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 间一致出现东风,南海没有出现西南季风和季风槽。

(2) 东亚季风系统地区 ($40^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 的大气加热场(热源或冷源)可以激发出东亚季风系统中各个低空子系统,其中澳大利

亚出现反气旋环流, 南海出现越赤道气流和南海季风槽, 以及西太平洋副热带反气旋, 但后者太逼近东亚大陆, 以致在中国华南到长江中下游为一致的东南风, 与气候分布不符。在 200 hPa 上此区域的大气加热场也可激发出高空反气旋, 中心位于青藏高原的东南侧, 与气候位置十分接近, 并和印度季风系统地区大气加热场激发的南亚高空反气旋位置也十分一致, 这可能是我们选的两个区域有重叠, 重叠区在青藏高原东部, 正是大气热源最强地区。

东亚季风系统地区大气加热场也可影响印度季风系统地区的季风环流, 可以激发出印度洋西部的反气旋, 但激发不出完整的马斯克林反气旋中心, 也有类似的索马里低空气流, 但是它来自澳大利亚反气旋引发的北侧信风, 而不是由马斯克林引发的信风。东亚季风系统地区大气加热场对亚洲南部季风系统最大的影响是纠正了印度季风系统地区大气加热场激发的不合理的亚洲南部季风槽的位置和强度, 比较图 3d、3e、3f, 可以看到东亚地区大气热源激发出的 3 个季风槽位置和强度和气候位置十分相近。我们认为, 这可能是东亚季风系统地区加热场激发的南海季风槽位置比较正确, 由此调整了阿拉伯半岛和印度半岛的季风槽位置和强度。

(3) 印度和东亚季风系统地区联合的大气加热场激发出的亚洲季风区季风环流和气候状态十分一致。纠正了单独由印度季风系统地区大气加热场模拟的 3 个季风槽的位置, 也使东亚季风系统地区南海和中国大陆出现明显的西南季风。但索马里低空越赤道气流来源于澳大利亚反气旋北侧的信风, 而气候状态是来自于马斯克林反气旋北侧信风, 这一缺点并未被纠正。

本文只对夏季亚洲地区整层大气热源对亚洲夏季风系统产生的影响及其机理作了简单的分析, 加热的垂直分布对季风系统所产生的影响以及对其机理的分析还有待于今后作深入的研究。

参考文献 (References)

陈晶华, 陈隆勋. 1991. 亚洲南部的海陆分布对亚洲夏季风形成的作用 [J]. 应用气象学报, 2 (4): 355 - 361. Chen Jinghua, Chen Longxun. 1991. Influence of ocean-continent distribution in

the south part of Asia on the formation of Asian summer monsoon [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 2 (4): 355 - 361.

Chen L X, Li W L, He J H. 1982. On the atmospheric heat source over Asia and its relationship with the formation of summer circulation [C] // Reiter E, Eds. Proc. of the Sino-U. S. Symposium on the Mountain Meteorology. Beijing: Science Press, 265 - 289.

陈隆勋, 金祖辉. 1982. 夏季东亚季风环流系统中中期变化的南北半球相互作用 [C] // 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社, 218 - 231. Chen Longxun, Jin Zuhui. 1982. Interactions between the northern and southern hemispheres and medium range variations in the East Asian summer monsoon circulations [C] // Collection of Tropical Monsoon Conference (in Chinese). Kunming: Yunnan People's Press, 218 - 231.

陈隆勋, 李维亮. 1982. 亚洲季风区各月的大气热源结构 [C] // 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社, 246 - 258. Chen Longxun, Li Weiliang. 1982. Structure of the monthly atmospheric heating over Asian monsoon region [C] // Collection of Tropical Monsoon Conference (in Chinese). Kunming: Yunnan People's Press, 246 - 258.

陈隆勋. 1984. 东亚季风环流系统的结构及其中期变化 [J]. 海洋学报, 1 (6): 744 - 758. Chen Longxun. 1984. Structure of East Asian monsoon circulation system and its medium-range variation [J]. Acta Oceanologica Sinica (in Chinese), 1 (6): 744 - 758.

陈隆勋, 李薇, 赵平. 2001. 青藏高原冬季热状况对赤道太平洋纬向风异常的影响 [J]. 中国科学 (D 辑), 31 (增刊): 320 - 326. Chen Longxun, Li Wei, Zhao Ping. 2001. Influence of heat sources over Tibetan Plateau in winter on the zonal wind anomaly over the Tropical Pacific [J]. Science China (Earth Sciences) (in Chinese), 31 (suppl.): 330 - 326.

段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 2003. 4~6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常 [J]. 中国科学 (D 辑), 33 (10): 997 - 1004. Duan Annin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2003. Heating status of the Tibetan Plateau from April to June and rainfall and atmospheric circulation anomaly over East Asia in midsummer [J]. Science China (Earth Sciences) (in Chinese), 33 (10): 997 - 1004.

高由禧, 李慈. 1982. 南北半球季风——南北半球大气相互作用的一个重要机制 [J]. 高原气象, 1 (1): 1 - 13. Gao Youxi, Li Ci. 1982. The inter-hemispheres' monsoons—an important mechanism of the interaction between northern and southern hemispheric atmosphere [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 1 (1): 1 - 13.

黄士松, 汤明敏. 1987. 论东亚夏季风体系的结构 [J]. 气象科学, 3: 1 - 11. Huang Shisong, Tang Mingmin. 1987. On the structure of the summer monsoon regime of East Asia [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 1 (1): 1 - 13.

简茂球, 罗会邦. 2002. 青藏高原地面加热场日变化对亚洲季风区

- 大气环流的影响 [J]. 热带气象学报, 18 (3): 269-275. Jian Maoqiu, Luo Huibang. 2002. Heating in the Tibetan Plateau on the general circulation over the Asian monsoon region [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 18 (3): 269-275.
- 金祖辉, 陈隆勋. 1982. 夏季东亚季风环流系统的中期变化及其与印度季风环流系统的相互关系 [C] // 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社, 204-217. Jin Zuhui, Chen Longxun. 1982. Medium range variations in the East Asian summer monsoon circulations and interactions with Indian monsoon circulations [C] // Collection of Tropical Monsoon Conference (in Chinese). Kunming: Yunnan People's Press, 204-217.
- Johnson D R, Yanai M, Schaack T K. 1987. Global and region distributions of atmospheric heat sources and sinks during the GWE [C] // Chang C P, Krishnamarti T N, Eds. London: Oxford University Press, 271-297.
- 骆美霞, 张可苏. 1991. 大气热源和大地形对夏季印度季风和东亚季风环流形成作用的数值模拟 [J]. 大气科学, 15 (2): 41-52. Luo Meixia, Zhang Kesu. 1991. Numerical experiment on the effects of the large scale topography and diabatic heating on the formation of East Asian monsoon and Indian monsoon circulation [J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 15 (2): 41-52.
- 孙冬联, 朱抱真. 1991. 东亚夏季风成因的数值试验 [J]. 应用气象学报, 2 (3): 248-255. Sun Donglian, Zhu Baozhen. 1991. Numerical experiments on the formation of the summer monsoon in Southeast Asia [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 2 (3): 248-255.
- Tao S Y, Chen L X. 1988. A Review of Recent Research on the East Asian Monsoon in China, in Monsoon Meteorology [M]. London: Oxford University Press, 60-92.
- 王安宇, 黄佩玲. 1991. 海陆分布对夏季东亚季风影响的数值试验 [J]. 热带气象学报, 7 (4): 307-314. Wang Anyu, Huang Peiling. 1991. Numerical experiments of effects of land-sea distribution on East Asia summer monsoon [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 7 (4): 307-314.
- 徐海明, 何金海, 董敏. 2001. 印度半岛对亚洲夏季风进程影响的数值研究 [J]. 热带气象学报, 17 (2): 117-124. Xu Haiming, He Jinhai, Dong Min. 2001. Numerical study of the effect of Indian Peninsula on south Asian summer monsoon process [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 17 (2): 117-124.
- Yanai M, Tomita T. 1998. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP-NCAR reanalysis [J]. J. Climate, 11: 463-481.
- 杨修群, 黄士松. 1989. 马斯克林高压的强度变化对大气环流影响的数值试验 [J]. 气象科学, 9 (2): 125-138. Yang Xiuqun, Huang Shisong. 1989. The influence of intensity change of Mascarene high on the general circulation of atmosphere—a numerical experiment [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 9 (2): 125-138.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 青藏高原及其附近流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. 气象学报, 28 (1): 108-121. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (1): 108-121.
- 于群, 郭品文, 张福颖. 2007. 全球夏、冬季加热场的气候学特征及其年代际变化 [J]. 南京气象学院学报, 30 (6): 828-834. Yu Qun, Guo Pinwen, Zhang Fuying. 2007. Climatic characteristics and interdecadal changes of global summer and winter heat sources [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 30 (6): 828-834.
- 曾刚, 孙照渤, 王维强, 等. 2007. 东亚夏季风年代际变化——基于全球观测海表温度驱动 NCAR Cam3 的模拟分析 [J]. 气候与环境研究, 12 (2): 211-224. Zeng Gang, Sun Zhaobo, Wang Weiqiang, et al. 2007. Interdecadal variation of East Asian summer-monsoon simulated by NCAR Cam3 driven by global SSTs [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 12 (2): 211-224.
- 张艳, 钱永甫. 2002. 青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响 [J]. 南京气象学院学报, 25 (3): 298-306. Zhang Yan, Qian Yongfu. 2002. Thermal effect of surface heat source over the Tibetan Plateau on the onset of Asian summer monsoon [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 25 (3): 298-306.
- Zhu Q G, He J H, Wang P X. 1986. A study of circulation difference between East Asian and Indian summer monsoon with their interactions [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 3 (4): 466-477.