

# 季风及季风与西风带相互关系的 数值模拟研究

左瑞亭<sup>1)</sup>\*\* 曾庆存<sup>2)</sup> 张 铭<sup>1)</sup>\*\*

1) (解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

2) (中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029)

**摘 要** 利用中国科学院大气物理研究所九层大气环流模式积分 20 年, 分析其对季风的模拟能力并探寻季风与西风带的相互关系。模式计算得到的全球广义季风区的分布和大气质量的跨纬圈输送, 与由实测资料算得的结果十分接近; 行星热对流环流和地表特性差异对大气质量跨纬圈传输的功效比夏季约为 1.8:1, 冬季为 2.2:2, 此值也与实测十分接近; 模拟结果还发现西风带和热带的降水性质有着本质差别, 前者与风暴轴有关, 为大尺度抬升凝结降水, 后者受控于大气层结, 为对流性降水; 西风带和季风降水都受两半球副热带辐散源的驱动影响, 冬季风加强北半球的西风带, 进而加强西风带降水, 夏季风则削弱北半球西风带和其降水; 起自南半球的两支夏季风气流在印度洋和南亚一带同位相叠加, 引发强大的亚-澳夏季风, 并伴有最强的降水中心, 而冬季风会在西太平洋暖池形成一对南北对称的辐合中心, 并形成冬季最强的降水中心。

**关键词:** 季风; 西风带; 数值模拟; 降水; 季节变率

**文章编号** 1006-9895 (2004) 01-0007-16 **中图分类号** P435 **文献标识码** A

## 1 引言

西风带环流和季风环流系统是构成全球大气环流的两个重要组成部分, 其中西风带环流系统以冬季三槽、夏季四槽为典型特征, 主要位于中高纬地区, 即我们比较熟悉的 Rossby 环流系统, 其理论研究相对比较成熟, 相比之下, 季风环流系统尚在研究之中, 也比较复杂。经典季风概念认为季风环流系统属于热带的研究范畴, 但曾庆存等<sup>[1~3]</sup>和李建平<sup>[4]</sup>曾将全球大气环流按季节变率分布分为热带季风区、副热带季风区和温-寒带季风区 (或西风带季风区), 并给出了一种新的季节划分指标, 从而将季风的概念推广到整个大气环流, 创立了广义季风环流系统的概念。

季风的成因和变化都较为复杂, 不仅受控于海陆的分布及热力差异, 还受大气环流中其他系统的影响, 如东亚季风的变化, 要受到西太平洋副热带高压和蒙古高压的影响, 其中副高的强度和形态以及位置是影响季风的主要因素。一般说来, 当西风带呈高指数环流型时, 副高多呈东西向的带状分布, 东风带也非常明显; 而当西风带为

2002-10-14 收到, 2003-01-06 收到修改稿

\* 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 第一部分和自然科学基金资助项目 40233027 共同资助

\*\* 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心访问研究学者

低指数环流型时,副高多呈分裂的单体,东风环流也不明显。副高西南侧的偏南气流也是影响我国季风的主要成员,同时,南亚高压的形成、进退及强度变化与西风带中的槽脊摆动,即西风带的长波调整有密切的关系。

叶笃正等<sup>[5]</sup>指出,亚洲季节转变是与6月和10月大气环流的突变相联系的,而这种突变主要体现为亚洲西风急流的北跃和南移过程。陶诗言<sup>[6]</sup>指出东亚梅雨的开始和结束与6、7月份亚洲上空南支西风急流的二次北跳过程密切相关。董敏等<sup>[7,8]</sup>研究了500 hPa纬向风的年际变化,指出东亚地区夏季西风指数与我国初夏梅雨的年际变化有密切关系,并且分析了东亚地区的西风急流及其附近的纬向西风与热带对流加热场的关系,认为西风急流中心的季节变化是与热带加热场的季节变化紧密相关的。

以上研究都从一定角度分析了季风环流和西风带的相互关系,本文将首先从数值模拟的角度分析模式对季风环流的模拟再现能力,在此基础上,分析热带和西风带降水性质的差异,进而探寻季风与西风带的相互关系,并分析其间的相互关系在降水场中的特征体现,这对进一步认识季风的特性和更全面揭示大气环流的复杂结构及变化特征,无疑具有重要意义。

## 2 季风系统的数值模拟

### 2.1 模式简介

本文模拟所使用的数值模式是曾庆存等设计、发展起来的IAP 9L AGCM。该模式水平分辨率为 $5^\circ$ (经度) $\times 4^\circ$ (纬度),垂直方向采用不等距 $\sigma$ 坐标分为9层,模式顶取在10 hPa,模式采用了标准层结扣除<sup>[9]</sup>,时间积分采用Leap-Frog三时间层方案,配以Robert时间滤波器,积分步长为6 min。

模式已通过比较系统、严格的检验,进行了气候平均、季节平均、低频振荡和遥相关等的模拟及一些敏感性试验<sup>[10~13]</sup>,从结果看,除对平流层西风模拟系统性偏强外<sup>[13]</sup>,该模式能较好的描述大气环流的基本状况及其变化,特别是对亚洲季风的的活动有较强的模拟能力。目前,该模式正参加“国际大气环流模式比较计划”的第二阶段(AMIP II),有关模式的详细文本请参阅文献[14]。

用月平均气候海温作为下边界条件,每一模式天中的海温由月平均值做时间插值得到(即季节运行),如此,对模式进行20年积分,再求得这20年平均的逐月结果,即可进行本文的分析研究。

### 2.2 季风和季节变化

大气环流模式用于模拟或预测全球的大气环流系统,尤其要关注对季风系统的模拟能力,因为它是大气环流中较为活跃的因素。为了反映大范围季风的季节变化和年际变化,很多学者都定义了一些表征季风强弱变化的指数,尤其是对东亚季风。但由于季风本身的复杂性,这些指数,大都只窥其一“斑”,至今很难有一个比较一致的定义。

这里,我们不仅仅着眼于东亚,所以采用广义季风区的概念比较恰当。为此,本文采用曾庆存等<sup>[2,3]</sup>提出的标准化季节变率 $\delta$ 作为我们的研究指数,用它来讨论季风是显著的,也是合理的<sup>[4]</sup>。此外, $\delta_c = 2$ 是季风显著性的临界值,故在下面的讨论中对

$\delta \geq 2$  的区域用阴影标示。

### 2.2.1 广义季风区的模拟

图 1 给出了模式模拟的 850 hPa 风场标准化季节变率的地理分布, 该分布代表了对流层低层环流的季节变率分布, 从图中我们可以清楚地看到如下一些特征: (1) 最大的  $\delta$  分布位于经典季风区所在的范围, 中心位于我国南海和中南半岛附近, 东西延伸到印度半岛和西太平洋, 南北延伸到日本和澳大利亚, 显示出强大的亚—澳季风体系, 只是模拟的中心位置有点偏北; (2) 热带非洲和热带南美洲也是  $\delta$  的大值区, 强度和范围都远不及亚—澳季风, 热带非洲季风的强度约为南美季风的两倍, 这可能与非洲季风要受到亚—澳季风影响有关; (3) 南北两半球太平洋上空也存在  $\delta$  的大值区, 这是由副高的季节性位移引起的, 反映出季风与副高的关系; (4) 在北半球中高纬有  $\delta$  的次大值区, 中心位于西伯利亚东端至阿拉斯加一带, 强度也比较可观, 向北伸展到北极圈内, 这大体与西风带风暴轴的季节变化有较好的对应; (5) 北纬  $30 \sim 40^\circ \text{N}$  之间, 在地中海和西亚副热带还有一个  $\delta$  的相对大值区, 强度不及前面的区域。

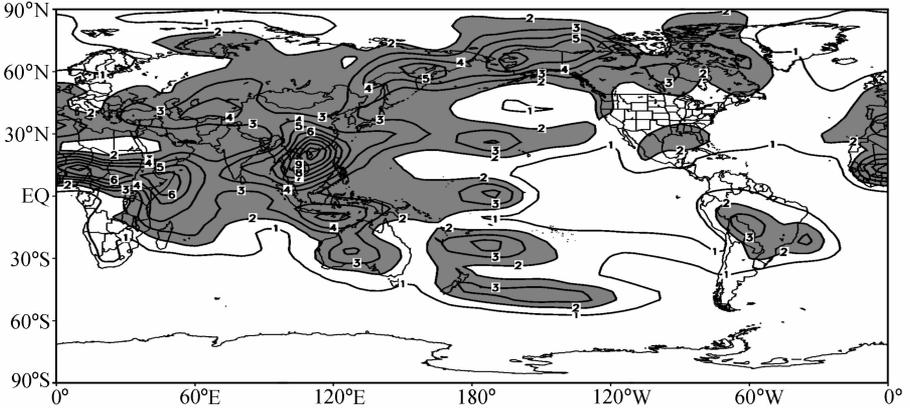


图 1 模式模拟 850 hPa 风场标准化季节变率

以上模拟特征非常完好地与观测结果<sup>[3]</sup>相一致, 可以说模拟比较成功。只是南半球中高纬的南极洲边缘的季风区未能模拟出来, 北极的模拟效果也不是太理想, 这一方面涉及到模式的预报准确性, 一方面也可能与资料的处理方法有关。但这并不影响如下的结论(即按纬圈来看): (1) 亚—澳季风体系、热带非洲季风、热带南美季风都属于我们的热带季风, 而且后面将会看到, 这是跨赤道气流所致; (2) 在副热带, 南北两半球主要是太平洋季风区, 这反映了副热带高压的季节性位移; (3) 在中高纬, 西风带风暴轴区对应一个季风区, 与西风带长波调整密切相关。

由此可见, 模式较好地再现了全球广义季风区的分布, 即热带季风区、副热带季风区、温—寒带季风区(或西风带季风区)。这 3 种广义季风区分别反映了越赤道气流、副高的季节性位移和西风带长波调整对大气环流的影响。

### 2.2.2 季节变率的垂直结构

大气本身具有很强的斜压性, 季节变化也应具有较强的斜压性, 所以研究季节变化的垂直结构对了解整个大气环流的结构状况是十分必要的。

上一节分析了对流层低层的情况, 下面我们来看一下中高层的情况。图 2 给出的

是 500 hPa 风场标准化季节变率，由图可见，依然能清楚区分热带、副热带和西风带的大值中心，但副热带的一支已明显向热带靠拢，整个热带太平洋上空都是季风区，并向东与大西洋上空最强的季风区延伸连接，低层西太平洋的最强中心在该层大大减弱，非洲和北印度洋的季风依然较强，这些季风区与纬圈斜交，即大气存在着南北半球的跨纬圈交换，所有这些特征都与观测结果<sup>[3]</sup>十分吻合。

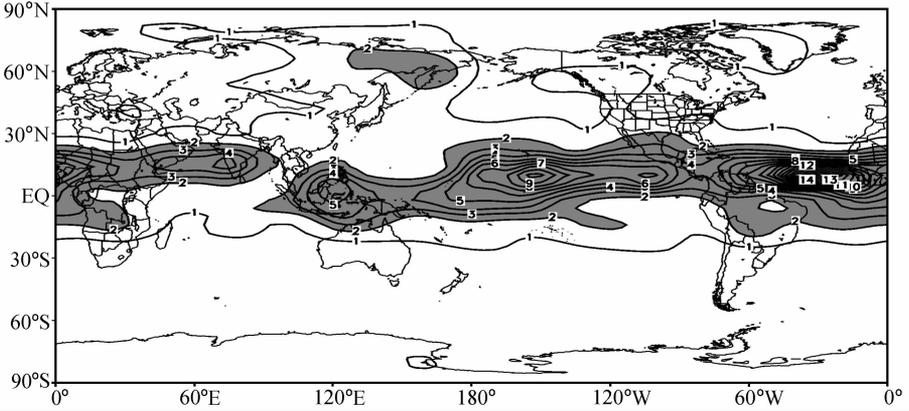


图 2 模式模拟 500 hPa 风场标准化季节变率

图 3 为 200 hPa 情况，在对流层上层和平流层低层低纬基本存在 3 个  $\delta$  的大值中心，也就是行星季风区。热带和副热带季风区已不可区分，热带印度洋和热带东非的季风区最强，且与纬圈斜交，这也表明南北两半球存在大气的交换，用于补偿低层的交换。如果对比观测结果<sup>[3]</sup>，可以发现模式对 500 hPa 和 200 hPa 南北半球绕极西风带的季节变化描述不好，这与前文提到过的模式对高层西风的模拟系统偏强有关。

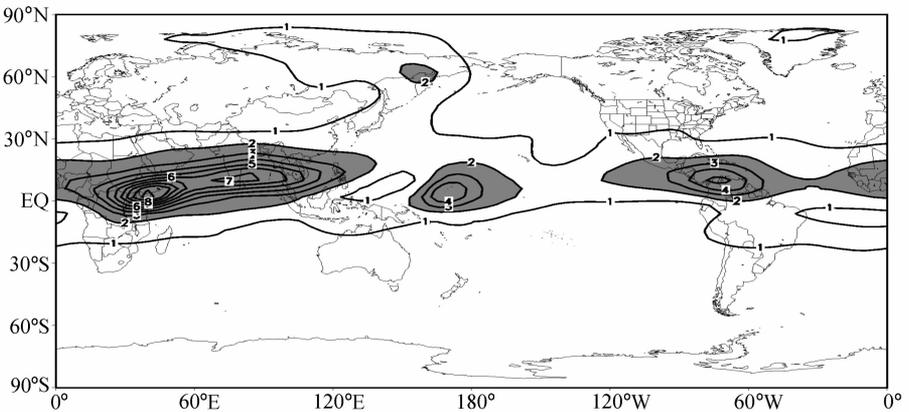


图 3 模式模拟 200 hPa 风场标准化季节变率

50 hPa 以上的平流层高层的季节变化模拟不好（图未给出），这主要是由于模式平流层的分辨率较粗，物理过程描述不完善，很多资料不得不用内插，虚假成分自然就很多，导致预报模拟不准确。

## 2.3 热带季风的效率

由以上分析我们可以看到南北两半球存在跨纬圈的大气交换, 季风在这种交换中作用如何? 衡量其对大气环流的贡献也是很有意义的问题。曾庆存等<sup>[15]</sup>曾利用再分析资料研究发现行星热对流环流是热带季风的“第一推动力”, 地表特性差异所导致的准定常行星波是“第二推动力”, 从推动大气质量的跨纬圈传输效率来看, 两者功效比约为 2:1, 而且两者在亚—澳季风区合拍, 使得亚—澳季风异常强盛。

### 2.3.1 跨纬圈质量传输

上节分析中发现大气低层和高层都存在大气的跨纬圈传输, 本节将具体分析这一问题。为此取经向速度分量

$$v = -v_{\theta}, \quad (1)$$

向北为正, 将大气以 500 hPa 为界分为上下两层, 则跨纬圈质量传输分别为  $I_1$  (上层, 0~500 hPa)、 $I_2$  (下层, 500~1000 hPa) 和  $I_3$  (整层净输送):

$$I_1 = \frac{1}{g} \int_0^{500 \text{ hPa}} v dp, \quad (2)$$

$$I_2 = \frac{1}{g} \int_{500 \text{ hPa}}^{1000 \text{ hPa}} v dp, \quad (3)$$

$$I_3 = I_1 + I_2, \quad (4)$$

再沿纬圈和气候平均即可得到  $[\bar{I}_1]$ 、 $[\bar{I}_2]$  和  $[\bar{I}_3]$ 。

图 4 给出了模式积分 20 年全球纬向平均的质量输送指数。除 60°S 以南结果不可信外, 60°S~60°N 之间无论冬夏还是年平均,  $[\bar{I}_1]$  与  $[\bar{I}_2]$  在各纬圈都基本反号, 即上下的质量传输相互补偿、相互抵消, 但整层的净输送依然存在。总体而言, 夏季的最强的质量输送发生在 20°S~20°N 之间的热带地区, 中心在 5°S 左右, 下层向北输送, 指数约为  $5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 上层为补偿向南输送, 指数为  $3 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 两者相消后的净输送向北, 大小约为  $2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 与观测资料<sup>[15]</sup>相比, 模式的整层抵消效果不理想, 这也反映了模式的预报缺陷。

冬季情况正好相反, 最大传输区域向北移到 10°S~30°N 之间, 中心在 10°N, 上层向南, 低层向北, 北半球中高纬有质量传输的次大值区。整层净传输最大值为  $1 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , 这该是模式预报误差所致, 整层净传输应该为零, 才能保证两纬圈间的大气质量在气候意义上的守恒性。

以上这些分析很好地反映了太阳日照的冬夏位移引起的经圈环流的调整, 进而导致全球大气跨纬圈的质量传输, 也必然会导致两半球地表气压的变化 (图未给出)。这正是前文所提到的热带季风“第一推动力”——行星热对流环流所起作用的具体表现。

稍微扩大亚—澳季风区的范围, 取 30~180°E 范围可得到图 5。可见, 季风区的指数明显强于全球纬向平均结果, 除热带的行星热对流区有较大的质量传输外, 在南北两半球的中高纬还有很大的质量传输。夏季低空自 50°S 以北均为向北输送, 直达北半球的温带 (高空基本相反), 反映出中高纬的准定常行星波与低纬的行星热对流环流及准定常行星波同位相, 配合得宜, 引导低空东亚夏季风长驱直入, 贯通两半球的中高纬和低纬地区。冬季情况与之类似, 如图 5b, 5°S~65°N 之间低空均为强烈的向南传输, 而高空相反, 这也反映了中高纬的准定常行星波与低纬行星热对流环流及准定常

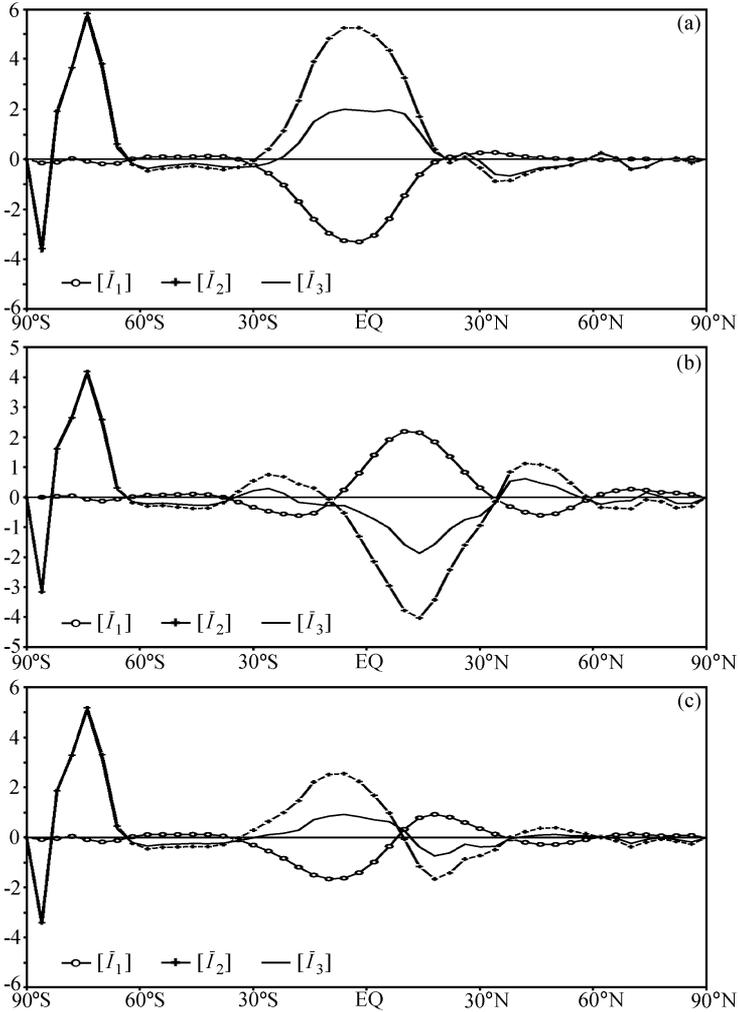


图4 全球纬向平均  $[\bar{I}_1]$ 、 $[\bar{I}_2]$ 、 $[\bar{I}_3]$  的经向分布图

(a) 夏季; (b) 冬季; (c) 年平均

行星波同位相，配合得宜的事实。

### 2.3.2 热带季风效率

图6给出了赤道地区全球纬向平均和30~180°E区域纬向平均的质量传输指标的年变化，我们可由此推算热带季风的效率。

由图6可见，无论是全球还是亚—澳季风区，赤道地区从3月中旬到11月中旬低层大气均向北输送质量，高层向南输送，只是季风区高层的向南输送要一直持续到年底。上下层的输送虽抵消一些，但仍有相当可观的净输送存在，正如前面所提到的，这在很大程度上要归咎于模式预报的准确性问题，但对流层的预报还是可信的。由此可以看到，对全球纬向平均而言，夏季  $[\bar{I}_1]$  最大值为  $-3.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ， $[\bar{I}_2]$  最大值为  $5.5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。在亚—澳区  $[\bar{I}_1]$  最大值增强为  $-5.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ， $[\bar{I}_2]$  最大值增强为  $8.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，两者的增量大小就体现了“第二推动力”的效果， $\Delta[\bar{I}_1]$  和  $\Delta[\bar{I}_2]$  分别为  $2.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  和  $2.5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，则“第一

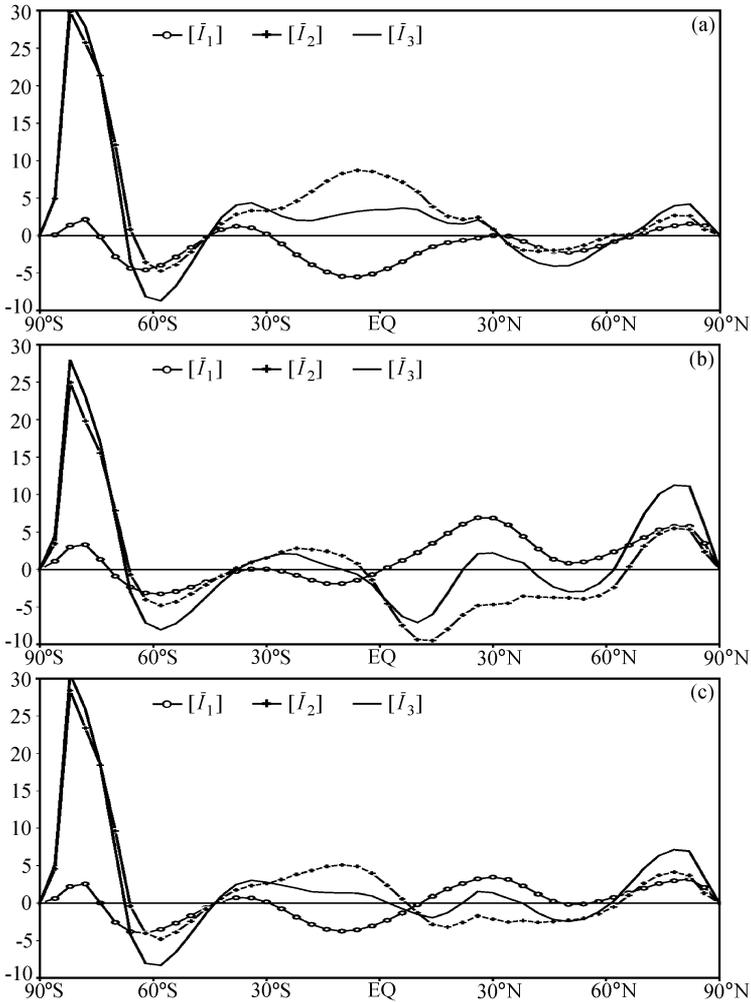


图5 30~180°E 纬向平均  $[\bar{I}_1]$ 、 $[\bar{I}_2]$ 、 $[\bar{I}_3]$  的经向分布图，其余同图4

推动力”与“第二推动力”对质量传输的功效比对  $[\bar{I}_1]$  而言为 3:2，对  $[\bar{I}_2]$  而言为 5.5:2.5，平均而言，整层大气的传输比约为 1.85:1，与观测的结果 2:1 较为一致。

对冬季来说，对流层低层的全球纬向输送约为  $2.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，在亚—澳季风区增强为  $4.2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，体现出地表特性差异造成的增幅为  $2.0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，则行星热对流和地表特性差异驱动对流层低层大气质量传输的功效比为 2.2:2，与实测结果 3:3 相比，还是合理的。但高层的传输结果就较差，原因前面已说过，在此暂不讨论。

### 3 西风带降水和热带降水差异

降水是大气环流模式预测和模拟的重要对象，也是综合反映模式各物理过程间协调匹配程度的度量。图7和图8分别给出了冬季和夏季模式的全球降水模拟结果，都分为总降水、对流降水和大尺度降水三种情况，前者为后两者之和。

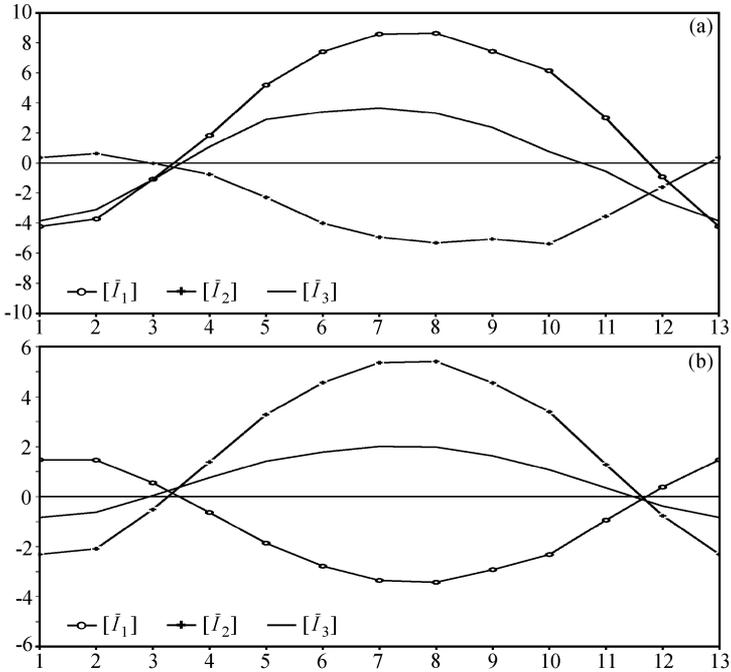


图 6 赤道地区  $[I_1]$ 、 $[I_2]$ 、 $[I_3]$  的季节变化图  
(a)  $30\sim 180^\circ\text{E}$  范围纬向平均; (b) 全球平均

由图 7、8 可以看出, 对流降水区和大尺度降水区明显可分, 前者主要发生在热带地区, 只在夏季对流降水才会北上到东亚的中纬地区, 后者主要发生在两半球的中高纬地区, 两者区域只在边缘有一些重叠, 强度也不大。无论冬夏, 对流降水都要远大于大尺度降水, 全球最强降水中心冬季位于热带西太平洋暖池, 夏季西移到印度洋和南亚一带, 具有较大的季节变动性, 后文将会分析这一问题。

### 3.1 热带降水性质分析

冬季热带有两个强降水中心, 除西太平洋暖池的最强中心外, 热带南美还有一个较强中心, 强度要弱一半, 除此, 热带非洲还有强度为  $4 \text{ mm d}^{-1}$  的降水中心, 范围不大。在夏季, 热带强降水中心变为 3 个, 热带非洲的弱降水中心消失, 西太平洋暖池的降水减弱, 热带南美洲降水得到加强, 此时最明显的变化是在热带印度洋、孟加拉湾和南亚一带出现一个很强的降水区, 这与印度季风的爆发有密切关系, 该雨区向东北方向延伸直达我国东北地区, 向东与西太平洋上的降水区连为一体, 充分展示了亚—澳夏季风的强盛。

下面, 我们将进一步分析热带降水与大气环流的关系。图 9 给出了热带对流降水和  $850 \text{ hPa}$  流场的配置关系, 为方便分析, 扩大了降水区的阴影范围 ( $2 \text{ mm d}^{-1}$  以上绘阴影)。可以看出, 在冬季, 赤道印度洋及西太平洋均为来自北半球的强大越赤道气流控制, 并与来自南印度洋的向北气流在西太平洋暖池汇合, 在  $(5^\circ\text{N}, 170^\circ\text{E})$  形成一个辐合中心, 更为有 的是在其正南方  $(5^\circ\text{S}, 170^\circ\text{E})$  同样形成一个辐合中心, 而最强的降水中心正位于两辐合中心前端的最大辐合处。而热带南美和热带非洲的降水中心基本位于各自越赤道气流的转弯辐合区中。

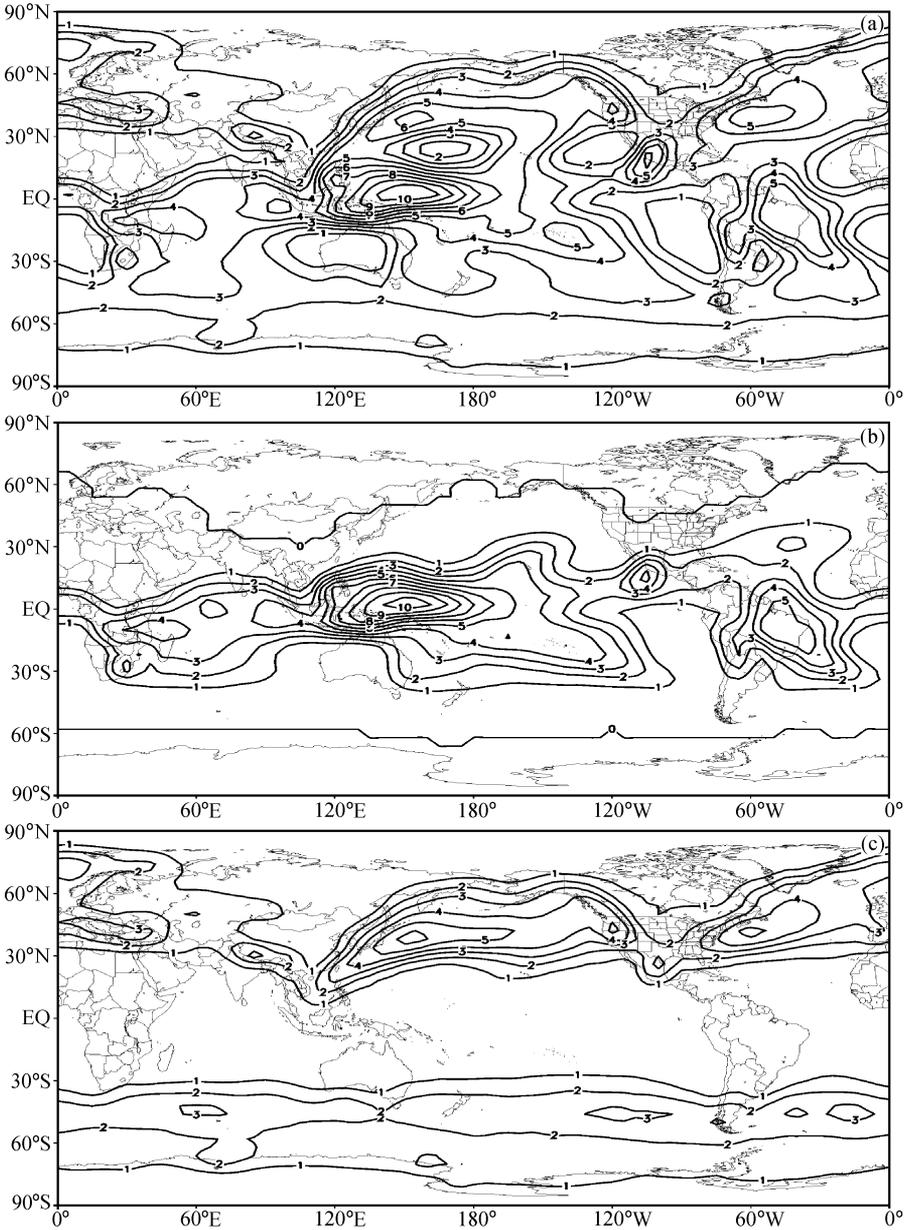


图7 模式积分20年平均冬季降水分布图

(a) 全球总降水; (b) 对流降水; (c) 大尺度降水

夏季, 非洲南端和澳大利亚成为南半球两个庞大的强辐散源, 起自它们的越赤道气流能直达北半球副热带甚至中高纬地区, 成为我国东部及西太平洋的主要水汽输送带, 以其为依托, 对流降水能向北延伸到我国东北; 另一方面, 在热带印度洋、孟加拉湾和中南半岛一线, 强大的越赤道气流转弯辐合, 引发强大的印度季风和降水; 此时西太平洋暖池正好位于季风辐合槽中, 成为另一个降水中心, 但强度远小于冬季, 这是由于此时季风槽取代了冬季的双辐合中心, 辐合强度减弱所致。南半球副热带的

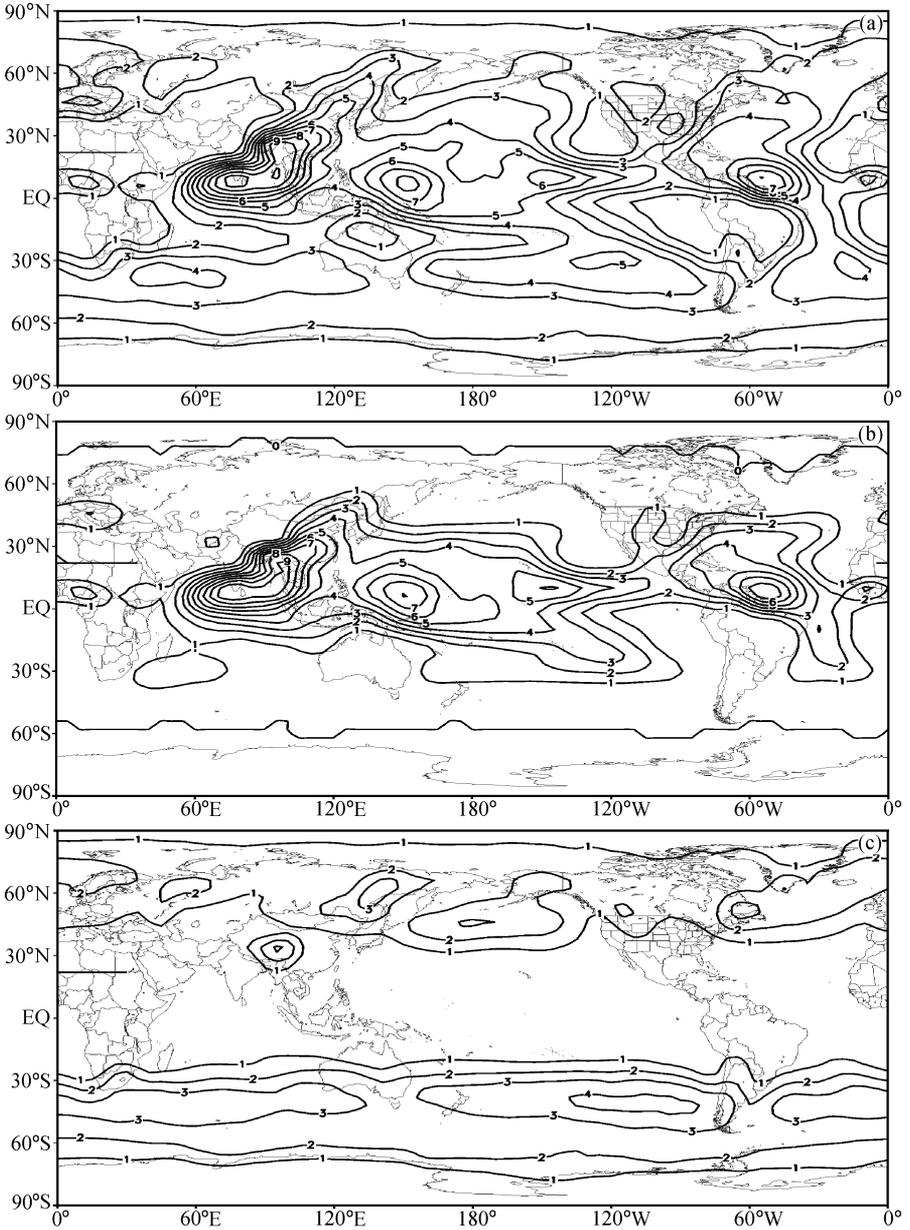


图 8 同图 7, 但为夏季

南美及南大西洋存在第三个辐散源, 其与北大西洋上空的辐散源所发出的气流形成热带南美辐合区, 从而引发热带南美的降水。此外, 在热带东太平洋和东南太平洋也存在两个辐合区, 形成两条可观的雨带。

由此可见, 无论冬夏, 热带降水的性质都是热带强辐合引起的水汽汇集在一定的层结条件下, 引发对流而形成, 故其雨带位置与热带辐合带有较好的对应。

### 3.2 西风带降水性质分析

由图 7 和图 8 可见, 西风带降水的强度和位置都存在明显的季节变化。冬季, 雨

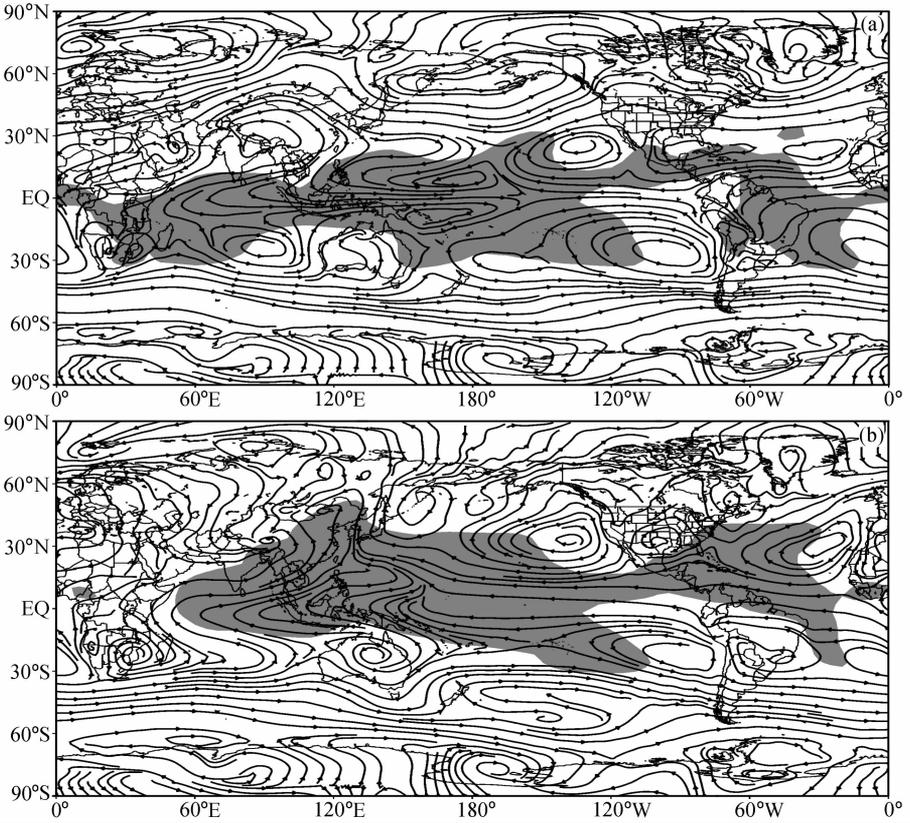


图9 模式积分20年平均对流降水与850 hPa 流场配置分布图

(a) 冬季; (b) 夏季。阴影区为降水量大于  $2 \text{ mm d}^{-1}$  区域, 曲线为流场

带主要位于北半球  $30 \sim 60^\circ\text{N}$ , 全球有两个强中心, 其一位于日本、北太平洋和北美一线, 另一个位于北大西洋上空。南半球  $30 \sim 60^\circ\text{S}$  存在一条完美雨带环绕全球, 只是强度很弱, 远不及北半球, 雨带中有三个相对中心, 分别位于南印度洋、南大西洋和南太平洋上空。夏季, 北半球的西风雨带非常弱, 而南半球的雨带却得到了很大加强。

图10给出了大尺度降水与500 hPa 纬向风的配置, 非常明显, 北半球两个主要的西风雨带分别位于东亚大槽和北美大槽的槽前, 前者强度最强(图未给出), 对应的西风也最强, 达到  $27 \text{ m s}^{-1}$ , 雨带中心位置基本与西风核位置相同, 后者具有完全类似的情况, 这充分体现了冷锋的大尺度抬升凝结作用。南半球有一条强度为  $2 \text{ mm d}^{-1}$  的环球雨带, 也对应着强度为  $12 \text{ m s}^{-1}$  的环球西风带。由于冬季北半球500 hPa 等高线的密集度远大于南半球, 所对应的槽脊强度也很强, 南半球时为夏季, 等高线很平缓, 无明显槽脊, 抬升作用就很小, 雨带自然就弱。

夏季, 北半球等高线相对疏松, 槽脊强度大为减弱, 寒潮、冷锋也很少, 抬升作用很弱, 雨带就很弱甚至消失。此时南半球为冬季, 等高线密度得到加强, 西风加速, 可达  $18 \text{ m s}^{-1}$ , 抬升作用增强, 雨带强度和范围都得到很大发展, 远强于冬季情形甚至强于此时的北半球西风雨带。

由此, 两半球的西风带降水性质属于大尺度抬升凝结降水, 其强度和位置取决于

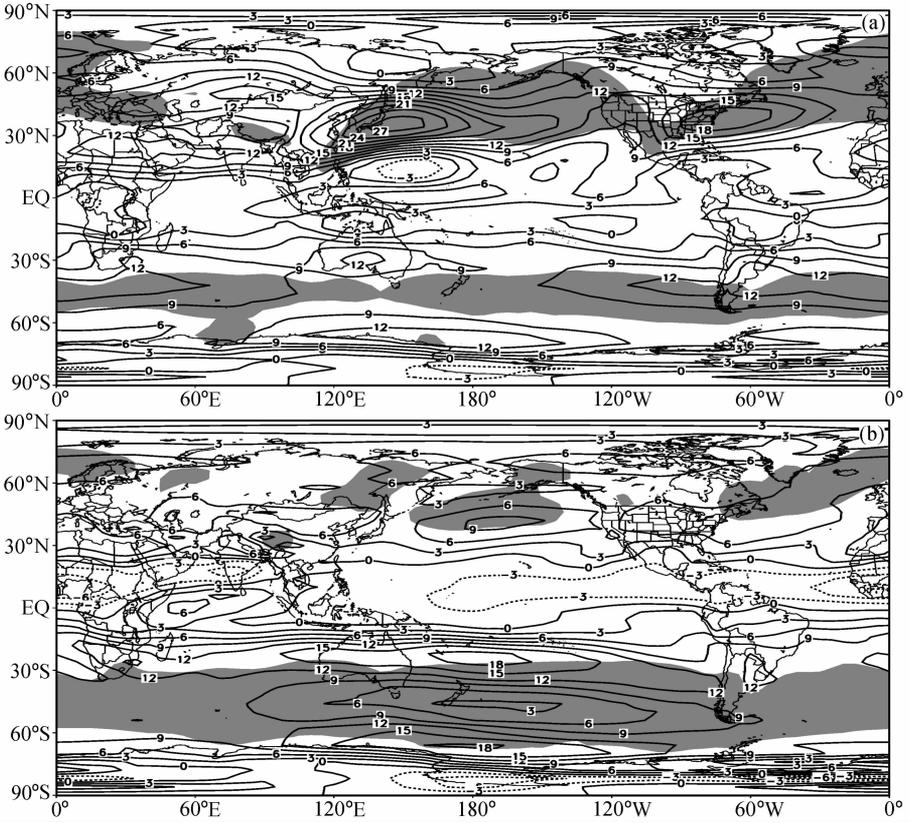


图 10 模式积分 20 年平均大尺度降水和 500 hPa 纬向风配置图

(a) 冬季; (b) 夏季

阴影区为降水量大于  $2 \text{ mm d}^{-1}$  区域, 等值线为纬向风

西风带风暴轴的位置和强度, 这一点在北半球冬季有很好的体现。

## 4 季风和西风带的相互关系及其在降水场中的体现

### 4.1 季风和西风带的相互关系

图 11 给出了冬夏西风带和季风相互关系的概略图, 先看冬季情况。此时, 南北两半球中高纬为西风环流带 (WST), 北半球要比南半球强得多, 热带呈现出几个辐合中心和辐合带, 比较明显的有热带非洲、热带印度洋到印度尼西亚一带的辐合中心, 辐合气流分别来自北部南亚 (SA) 高压的越赤道气流和南印度洋 (SIO) 的高压辐散气流, 这两股气流在赤道辐合后向东运动, 并在北太平洋 (NPO) 和南太平洋 (SPO) 辐散气流作用下, 在西太平洋暖池南北对称地形成两个辐合中心, 而在赤道东太平洋形成热带信风辐合带。冬季北大西洋 (NAO) 的辐散气流能够越过赤道与南大西洋 (SAO) 的辐散气流汇合形成又一条较强的辐合区, 导致热带南美的强降水。副热带几个辐散源在形成热带辐合区的同时, 还各有一部分气流汇入两半球的西风带加强西风, 而热带和副热带的这些辐散气流就构成了冬季风 (WM), 比较强大的有两支 (如图

11), 分别位于东亚和南美, 这两支季风都贯穿南北半球, 成为北半球中高纬的西风带与热带物质传输的媒介。冬季风在中高纬的偏西分量较大, 有助于加强西风, 而在副热带经向度较大, 有利于大气质量和水汽的南北传输。

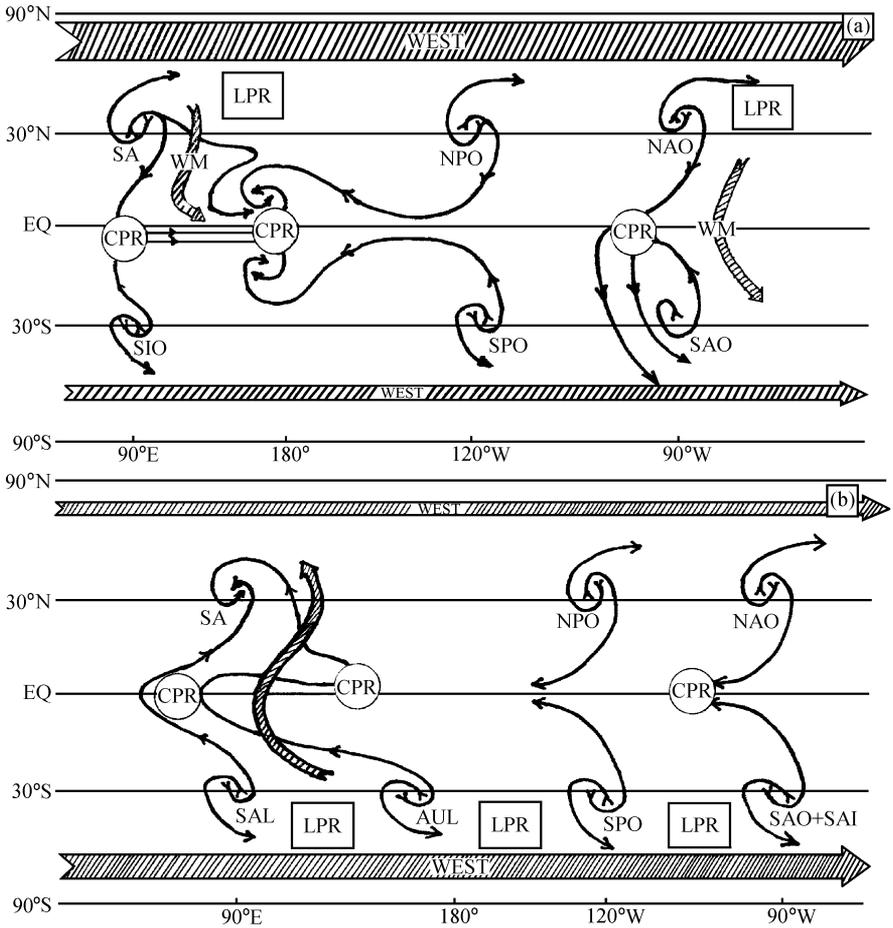


图 11 西风带与季风相互关系概略图

(a) 冬季; (b) 夏季

夏季与冬季相比还是有较大的差异。首先, 由于季节变化和热力差异, 原南亚 (SA) 的辐散源变为辐合汇, 同样, 南半球的南非大陆 (SAL) 和澳大利亚 (AUL) 成为两个强大的辐散源, 除迅猛加速南半球西风外, 各有一支向北的越赤道气流在赤道转弯时同位相叠加, 形成东亚夏季风, 贯穿南北两半球的中高纬及热带, 强度明显强于冬季风, 这可能是由于夏季风来自两个辐散源的缘故。西半球形势为两个比较类似的系统, 其一为南北太平洋 (SPO, NPO) 上的两个辐散源形成的热带东太平洋信风辐合带, 同时北大西洋 (NAO) 辐散源和南大西洋 (SAO) 及南美大陆 (SAL) 辐散源一起构成大西洋热带辐合带, 此时北大西洋的辐散较弱, 不能形成越赤道气流。再看西风带, 在北半球由于欧亚大陆下垫面热力性质差异, 南亚 (SA) 由冬季的辐散源变为辐合汇, 无法再向西风带提供正贡献, 反而会削弱西风, 同时强大的东亚夏季风在北半球中高纬会进一步削弱西风, 在这两种作用下, 北半球西风带变得很弱。在

北大西洋由于南半球辐散气流的加强阻挡向南的气流越过赤道,使得北大西洋的辐散效果远不如冬季,对西风带的贡献也就大大减小,缘此,整个北半球的西风带就迅速减弱了。而在南半球,辐散源的强度和数量都增加,自然对西风带的正贡献就加大,南半球西风加速,同时出现较为明显的槽脊起伏。

由此可见,两半球西风带强弱的变化与副热带辐散源息息相关,而辐散气流的季节变化就形成季风,所以不难看出西风带与季风的相互关系。两者的相互关系以副热带辐散源、辐合汇为驱动和纽带,冬季北半球以三个辐散源和冬季风的偏西分量加强西风带,热带一般为冬季东风,夏季北半球的南亚辐散源变为辐合汇与夏季风一起削弱西风,而在南半球辐散源增多,对西风的正贡献就变大,使得西风加速。

#### 4.2 季风和西风带的相互关系在降水场中的体现

季风和西风带的相互关系在降水场中有充分的体现。首先在热带地区,冬季降水场呈现为3个中心区域(CPR),这是两半球气流辐合所致,最大降水中心位于西太平洋暖池处,因为那里的辐合最强,前文已分析过,不再赘述。此时的北半球西风带有两个较强的大尺度降水中心(LPR)。夏季热带最强的降水中心转移到热带印度洋和南亚一带,这是由于南半球两支强大的越赤道气流在此处转向,发生同位相叠加所致,而原来西太平洋的双辐合中心也削弱为一个季风槽,降水相应减弱。

在中高纬地区,北半球冬季风和辐合气流加强西风,促使西风带降水加强,而到夏季,北半球夏季风削弱西风,风暴轴上的强降水就减弱甚至消失。南半球由于夏季辐散源的增加使得西风加速,抬升加强,雨带随之加强甚至超过北半球。

## 5 结论

本文通过对IAP9L AGCM 20年积分结果的分析,研究了模式对季风的模拟能力,在此基础上,剖析了季风和西风带的相互关系,主要结论如下:

(1) 用风场标准化季节变率,模式成功再现了全球广义季风区的分布,即热带季风区、副热带季风区和温—寒带季风区(西风带季风区),分别反映了越赤道气流、副高的季节性位移和西风带长波调整对大气环流的影响,季节变化的强斜压性也得到了较好模拟。

(2) 从对大气质量的跨纬圈传输来看,行星热对流的“第一推动力”与地表差异引起的“第二推动力”的功效比夏季整层大气约为1.85:1,冬季对流层低层约为2.2:2,中高纬准定常行星波与低纬行星热对流及准定常行星波在亚—澳季风区同位相,配合得宜。

(3) 西风带和热带降水的性质完全不同,前者为大尺度抬升凝结降水,冬季在北半球位于两大槽前的风暴轴区,夏季转到南半球形成环绕全球的雨带;后者为热带对流降水,冬季最大中心位于西太平洋暖池,夏季西移至热带印度洋和南亚一带。

(4) 两半球西风带与季风的相互关系以副热带辐散源、辐合汇为驱动,向两极辐散的气流会汇入西风带加速西风,向赤道的辐合气流冬季会在赤道辐合形成冬季风,夏季会越过赤道纵跨两半球的中高纬和热带;冬季风在北半球加速西风,夏季风却削弱西风。

(5) 西风带与季风的相互关系可通过降水场体现出来, 冬季风加强北半球西风时, 西风雨带随之加强, 夏季风削弱西风时, 雨带减弱, 几近消失; 热带地区由于越赤道季风的路径不同, 会使季风雨区的位置发生相应的变化, 冬季最大中心位于西太平洋暖池双辐合中心处, 夏季最大雨区位于南非和澳大利亚两支越赤道气流发生同位相叠加的热带印度洋—南亚一带。

总体来看, IAP 9L AGCM 对季风的模拟还是比较成功的, 但也有不足, 如平流层季节变化未能很好模拟, 导致冬季大气上层的热带季风效率偏差较大。此外, 西风带和季风的相互关系尚需实测资料的验证。通过模拟, 我们发现模式对流层上层和平流层物理过程还有待于进一步完善, 以提高对季风乃至整个大气环流形势的刻画能力。

**致谢:** 本文的工作得到中国科学院大气物理研究所张东凌博士、王爱慧博士和解放军理工大学气象学院梁丹青同学的大力支持和协助, 在此表示诚挚的感谢!

## 参 考 文 献

- 1 曾庆存、张邦林, 论大气环流的季节划分和季节突变 I. 概念和方法, 大气科学, 1992, **16** (6), 641~648.
- 2 Zeng Qingcun, Zhang Banglin, Liang Youlin et al., The Asian summer monsoon—A case study, *Proceedings of the Indian National Science Academy*, 1994, **60** (Part A), 81~96.
- 3 曾庆存、张邦林, 大气环流的季节变化和季风, 大气科学, 1998, **22** (6), 805~813.
- 4 李建平、曾庆存, 风场标准化季节变率的显著性及其表征季风的合理性, 中国科学 (D 辑), 2000, **30** (3), 331~336.
- 5 叶笃正、陶诗言、李麦村, 在六月和十月大气环流的突变现象, 气象学报, 1958, **29** (4), 249~263.
- 6 陶诗言, 东亚的梅雨与亚洲上空大气环流季节变化的关系, 气象学报, 1958, **29** (2), 119~134.
- 7 董敏、朱文妹、魏凤英, 欧亚地区 500 hPa 上纬向风特征及其与中国天气的关系, 气象科学研究院院刊, 1987, **2** (2), 166~173.
- 8 董敏、余建锐、高守亭, 东亚西风急流变化与热带对流加热关系的研究, 大气科学, 1999, **23** (1), 62~70.
- 9 曾庆存, 数值天气预报的数学物理基础, 第一卷, 北京: 科学出版社, 1979, 543pp.
- 10 Zhang Xuehong, Dynamical framework of IAP nine-level atmospheric general circulation model, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1990, **7** (1), 67~77.
- 11 晏红明、肖子牛, 印度洋海温异常对亚洲季风区天气气候影响的数值模拟研究, 热带气象学报, 2000, **16** (1), 18~27.
- 12 肖子牛、晏红明, El Niño 位相期间印度洋海温异常对中国南部初夏降水及初夏亚洲季风影响的数值模拟研究, 大气科学, 2001, **25** (2), 173~183.
- 13 Xue Feng, Bi Xunqiang, and Lin Yihua, Modelling the global monsoon system by IAP 9L AGCM, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, **18** (3), 399~405.
- 14 毕训强, IAP 九层大气环流模式及气候数值模拟, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1993, 210pp.
- 15 曾庆存、李建平, 南北两半球大气的相互关系和季风的本质, 大气科学, 2002, **26** (4), 433~448.

# A Numerical Simulation of Monsoon and the Correlation Between Monsoon and Westerlies

Zuo Ruiting<sup>1)</sup>, Zeng Qingcun<sup>2)</sup>, and Zhang Ming<sup>1)</sup>

- 1) (*Meteorology Institute of Science and Engineering University of P. L. A. , Nanjing 211101*)
- 2) (*International Center for Climate and Environment Sciences (ICES), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

**Abstract** By using the 20-year integrating results of IAP 9 L AGCM, the simulating capability of the model is analyzed and the correlation between monsoon and westerlies is detected. The simulated global distribution of generalized monsoon is quite similar to the observational result and so does the cross-parallel transmission of air mass. The cross-parallel transmitting efficacy ratio of air mass driven by the planetary convective circulation to that driven by the surface property diversity are about 1.8 : 1 and 2.2 : 2 for summer and winter, respectively, which is either quite similar to that of real data. There is entirely difference between westerlies precipitation and that in tropic, the former is caused by the large-scale lifting condensation and is tightly related to storm track, while the latter results from tropical convection and is under the control of tropical stratification. Both of the westerlies and the monsoon are driven by the divergence source and the convergence sink at subtropical region. The winter monsoon enhances the westerlies and its precipitation in the Northern Hemisphere while the summer monsoon has completely the opposite case. The two summer monsoon flows departing from the Southern Hemisphere are superposition in phase at tropical Indian Ocean and south Asia, which leads to the powerful summer monsoon accompanied with the strongest precipitation extending from Asia to Australia. As to winter monsoon, a pair of convergence sinks are formed and locate symmetrically at the warm pool in west Pacific Ocean and the strongest winter precipitation locates exactly at the converge region in front of such two sinks.

**Key words:** monsoon; westerlies; numerical simulation; precipitation; seasonality