

刘冬, 李建平. 2011. 不同地转速度对季风分布及强度影响的数值模拟 [J]. 大气科学, 35 (4): 667–682. Liu Dong, Li Jianping. 2011. Numerical simulations of the monsoon distribution and intensity at different rotation rates of the Earth [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 667–682.

不同地转速度对季风分布及强度影响的数值模拟

刘冬 李建平

兰州大学大气科学学院, 兰州 730000

中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 本文利用风场标准化季节变率指数来探讨不同地转速度或自转周期下, 全球季风的水平和垂直分布特征以及其随自转周期的不同而发生的规律性变化, 同时探讨了经、纬向风的季节反相对季风区显著分布的影响。此外, 定义一个新的表征季节变化相对大小的指数来探讨不同自转周期下, 风场季节变化相对于地球自转周期条件下的强度的相对大小。结果表明, 在水平方向上, 经典的季风区随着自转周期的变化而有所不同; 相对实际地球大气而言, 在快转条件下, 风场季节变率指数显著区在纬圈上呈带状分布, 且随自转周期增大, 其范围有逐渐减小的趋势; 而在慢转条件下, 则呈现区域片状甚至经向带状分布, 且随自转周期增大, 其范围有逐渐增大的趋势。在垂直方向上, 在快转条件下, 近地面的风场季节变率指数显著区分布比较凌乱, 而慢转条件下, 则分布比较规则, 主要集中在赤道及副热带地区上空, 且北半球分布范围更广泛。100 hPa 高度以下和 500 hPa 高度之上, 风场季节变率指数显著区主要分布在南、北纬 30° 之间, 其南北宽度和高值中心的强度随自转周期的改变存在一个规律性变化; 100 hPa 高度以上, 在相对快转条件下, 风场季节变率指数显著区呈南北对称分布, 且主要分布在赤道及副热带地区上空, 高值中心强度随自转周期规律性变化, 而相对慢转条件下, 显著区范围显著减小甚至消失。此外, 在相对快转条件下, 纬向东、西风带的季节反向是造成风场季节变率指数显著分布的直接原因, 而相对慢转条件下, 尤其是对流层中上层 100 hPa 高度以下, 经向风的季节反向是造成风场季节变率指数显著分布的主要原因。另外, 在相对快转条件下, 风场季节变化相对大小的高值区主要分布在热带赤道上空的整层大气, 而相对慢转条件下, 其高值区广泛分布, 且随着自转周期逐渐增大, 在 100 hPa 高度之上高值区逐渐向南北极缩小甚至消失。

关键词 地转速度 自转周期 标准化季节变率 季风

文章编号 1006-9895 (2011) 04-0667-16

中图分类号 P461

文献标识码 A

Numerical Simulations of the Monsoon Distribution and Intensity at Different Rotation Rates of the Earth

LIU Dong and LI Jianping

College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Characteristics and regular variabilities at different rotation rates are discussed for the horizontal and vertical distributions of the global monsoon by the Dynamical Normalized Seasonality (DNS). Effects of the seasonal

收稿日期 2011-01-04, 2011-03-23 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2010CB950400, 国家自然科学基金资助项目 41030961、40821092

作者简介 刘冬, 男, 1984 年出生, 博士研究生, 主要从事行星大气数值模拟研究。E-mail: liudonglzu@126.com

changes of meridional and longitudinal wind directions on monsoon areas are also analyzed. Furthermore, a new index is defined to discuss relative seasonal change of wind at different rotation rates compared to the Earth rotation rate. It is showed that typical monsoon areas change with different rotation rates. Horizontally, the DNS is remarkable in the zonal direction at fast rotation rates, and the monsoon areas become smaller and smaller with rotation period increasing. However, at slow rotation rates the DNS is remarkable locally in the meridional direction, and the monsoon areas become larger and larger as the rotation period becomes longer. Vertically, the remarkable DNS distributes irregularly near the surface at fast rotation rates, which is mainly in the equatorial and tropical areas at slow rotation rates with a larger area in the Northern Hemisphere than in the Southern Hemisphere. At levels above 100 hPa and below 500 hPa, the remarkable DNS areas are mainly between 30°S and 30°N , whose intensity and north-to-south width vary regularly with different rotation periods. Above 100 hPa, the remarkable DNS areas, whose maximum intensity changes regularly with different rotation periods, are primarily in the equatorial and subtropical areas with hemispherical symmetrical pattern at fast rotation rates, while they decrease markedly and even disappear at slow rotation rates. Besides, seasonal difference of the zonal wind is the main reason for the remarkable DNS at fast rotation rates. But the seasonal difference of meridional winds causes remarkable DNS at slow rotation rates especially blow 100 hPa. Otherwise, the relative seasonal change of wind at fast rotation rates compared to the Earth rotation rate is remarkable primarily above the equatorial and tropical areas, and the remarkable change areas distribute widely at slow rotation rates and become smaller and smaller above 100 hPa with the rotation period increasing.

Key words rotation rate, rotation period, dynamical normalized seasonality, monsoon

1 引言

在地球漫长的几十亿年生命史里,自转速度是逐渐减小的。Kuhn et al. (1989) 和 Walker (1990) 利用潮汐的能量耗散进行理论计算,估计出大约四十亿年前地球的日长为 14 小时; Walker and Zahnle (1986) 从澳大利亚西部的条带状含铁建造的历史循环痕迹推断出大约二十五亿年前地球的日长为 18 小时; Williams et al. (1988) 从澳大利亚南部的钻孔得出的数据推算,大约 8 亿至 6.5 亿年前的前寒武纪,地球的日长相比之前更长; Scrutton (1978) 从大约 5 亿年前的化石资料中得出那时地球的日长大约为 21 小时。而从行星大气研究角度来看,在太阳系中的行星中,尤其是那些我们比较关注的拥有大气的星球,如金星、土卫六等等,都属于慢转星球,它们的自转周期分别为地球自转周期的 243 倍和 15.9 倍,即日长都要远大于 24 小时。因此,统一地研究地转速度由快到慢的变化对地球大气环流及全球气候变化的影响是一个很重要的研究内容。

地转速度的变化是影响全球气候变化的一个重要因素。任振球和张素琴 (1985, 1986)、郑大伟等 (1988, 1996)、钱维宏等 (1988, 1991, 1993, 1996) 应用实测数据结合动力学方法,较详细地研

究了地球自转速度变化对大气和海洋的影响,认为地转速度的变化与南方涛动、厄尔尼诺、副高强度和位置、海温以及降水等关系密切;刘式适等 (1999) 应用低纬地球流体水平运动方程分析了地球自转速度的变化对低纬大气和海洋振荡的影响,研究指出地球自转速度的变化可以影响大气和海洋运动的长时间变化,而且可以通过纬向风和洋流的变化,导致海温和海平面的变化,地转变慢可以导致 El Niño 现象的形成。

季风对地转速度及其他不同轨道参数的变化响应较为强烈。Kutzbach and Otto-Bliesner (1982) 分析了全新世(距今约 9000 年)轨道参数变化对亚洲季风气候的影响,认为在全新世季风比现在要强,非洲和印度的降水量比现在大;Kutzbach and Guetter (1986) 讨论了不同轨道参数和地表边界条件对气候的影响,认为季风环流和热带降水对轨道参数引起的太阳辐射变化的响应要强于对地表边界条件的响应;Prell and Kutzbach (1997) 研究了季风响应轨道参数变化驱动的敏感性与青藏高原高度和抬升模式的关联,结果表明抬升模式对季风响应敏感性显著。因此,研究不同地转速度下季风分布及强度的变化是很有必要的。

此外,数值模拟是研究不同地转速度对大气环流影响的重要工具。Hunt (1979) 将地转速度扩大

5 倍或缩小到原来的 $1/5$, 实验结论是 Hadley 环流的经向宽度、对流层急流的位置和强度、守恒要求与自转速度快慢相关。Del Genio and Suozzo (1987) 将地转速度变为地球自转速度的 $2/3$ 、2 倍、4 倍、8 倍、16 倍、64 倍和 256 倍, 实验结论是随着自转速度减少, 热力学状态从斜压变为准正压, 而变形的 Rossby 范围达到行星尺度; Hadley 环流向极地扩展, 并且代替涡旋成为大尺度热传输的主要模态; 斜压区和急流的向极移动, 极赤温差减小; 中纬度急流强度在周期为 8 天时达到最强, 在所有自转周期中, 出现在高层的弱的赤道纬向西风带也达到最大; 在相同的周期, 涡度动量传输由向极转为向赤道方向; 对流层平均的静力稳定度随着自转速度的减小, 在热带增加并在中纬度减小, 全球的平均静力稳定度与自转速度不相关; 涡流动能谱的最大波数减小, 在周期为 8 天时减少到 1 波; 底层对流的范围决定了是否 Gierasch 机制对这些行星赤道超旋转有非常重要的贡献。Jenkins (1996) 将日长分别减小为 22、20、18、16 和 14 小时, 实验结果表明在中纬度, 太平洋大西洋风暴路径出现非常明显的下沉, 表明斜压涡减弱; 随着自转速度增加, 风暴路径由短波来定义; 当日长减少到小于 18 小时时, 大尺度纬向平均环流发生明显的变化; 快转速度对固定的涡度热传输的作用可能有助于解释大约 4.4 亿年前奥陶纪高纬的冰河作用。Navarra and Boccaletti (2002) 将日长分别变为 18、36、48、72、144 和 360 小时, 实验结果表明 Hadley 环流的经向宽度和强度随着自转速度的减慢而增大; 对流层急流也经历相似的演变, 随着自转速度的减慢, 向极地移动, 强度发生变化; 冬季驻波对自转速度非常敏感, 随着自转变慢波长迅速变得越来越长; 当自转周期是 240 h 时, Hadley 环流直接从赤道跨向极地; 自转速度逐渐增大, 中纬度出现斜压不稳定。

以往不同地转参数对大气环流及气候影响的模拟研究工作大大加深了我们对大气环流和古气候演变规律的认识, 而不同轨道参数下季风系统的模拟研究对我们认识季风系统发展演变也具有重要意义。但以往这些研究多是针对特定地质时期综合轨道参数进行模拟, 而对季风系统的研究更是针对季风系统或季风系统低层的发展演变研究较多, 极少针对单一轨道参数下全球三维季风系统进行模拟研

究。而单一轨道参数下全球三维季风系统的发展演变规律对于我们理解综合轨道参数特定地质时期季风系统的发展演变有着重要的参考意义, 因此, 本文将使用 NCAR 的大气环流模式 CAM3.1, 模拟自转周期分别为地球自转周期的 $1/10$ 、 $1/5$ 、 $1/3.5$ 、 $1/3$ 、 $1/2.5$ 、 $1/2$ 、1 倍、2 倍、2.5 倍、3 倍、3.5 倍、5 倍、7.5 倍、10 倍、16 倍、50 倍、150 倍和 243 倍条件下季风系统的演变。自转周期的变化主要是根据季风分布的规律性演变特征来选取的, 其中 16 倍和 243 倍地球自转周期则主要是对应土卫六和金星的自转周期, 因为土卫六和金星上分布着浓密的大气, 从行星大气学角度, 对比分析这两个星球自转周期下的大气环流状况是很有必要的。利用曾庆存和李建平定义的季风指数 (曾庆存和张邦林, 1998; 李建平和曾庆存, 2000, 2005; Li and Zeng, 2002, 2003), 即风场标准化季节变率指数, 来探讨不同地转速度或自转周期下全球季风区的水平和垂直分布特征, 以及其随自转周期的不同而发生的规律性的变化; 同时, 利用新定义的表征季节变化相对大小的指数, 来探讨不同自转周期下, 风场季节变化相对于地球自转周期条件下的强度的相对大小。

2 模式和分析方法

2.1 模式

本文所使用的模式为 NCAR 大气环流模式 CAM3.1。CAM 水平方向采用以球谐函数为基函数的 42 波截断。为了便于物理计算将结果写在 64 个高斯格点、经向 128 个格点的网格点上, 垂直为 26 层, 垂直坐标为混合坐标。本模式包括详细的辐射、积云对流、陆面过程等参数化方案。海温强迫采用目前 12 个月的气候态平均的海温场。模式中的地形为当前的地形条件。许多研究表明, NCAR Cam3 大气环流模式能较好描述大尺度环流的变化特征, 在气候模拟研究中得到了广泛应用 (Hurrell et al., 2006; 魏东等, 2007; Wei et al., 2007; 曾刚等, 2007)。

为了考察不同地转速度对大气环流场的影响, 除了给出控制试验场外, 本文又给出了自转周期分别为地球自转周期的 $1/10$ 、 $1/5$ 、 $1/3.5$ 、 $1/3$ 、 $1/2.5$ 、 $1/2$ 、1 倍、2 倍、2.5 倍、3 倍、3.5 倍、5 倍、7.5 倍、10 倍、16 倍、50 倍、150 倍和 243 倍

的敏感性试验,此外,土卫六和金星自转周期条件下的结果分别与当自转周期为地球自转周期 16 倍和 243 倍时的结果相似。

2.2 方法

从曾庆存等人 (Zeng et al., 1994; 曾庆存和张邦林, 1998; Li and Zeng, 2002, 2003) 所提出的风场标准化季节变率的定义 $\delta = \|\bar{\mathbf{V}}_1 - \bar{\mathbf{V}}_7\| / \|\bar{\mathbf{V}}\|$ (其中 $\bar{\mathbf{V}}_1$ 、 $\bar{\mathbf{V}}_7$ 是 1 月、7 月的气候平均风矢量, $\bar{\mathbf{V}}$ 是 1 月和 7 月气候平均风矢量的平均), 可以明显地看出, 风场标准化季节变率 δ 是刻画量 $\mathbf{V}$ 季节变化大小的相对量度。李建平和曾庆存 (2000) 证明: (1) 当 $\bar{\mathbf{V}}_1$ 和 $\bar{\mathbf{V}}_7$ 固定时, $\bar{\mathbf{V}}_1$ 和 $\bar{\mathbf{V}}_7$ 之间的夹角 α ($\alpha \in [0, \pi]$) 是标准化季节变率 δ 的严格增函数; (2) 令 $\bar{\mathbf{V}}_1$ 和 $\bar{\mathbf{V}}_7$ 之间的夹角为 α , 则当 $0 \leq \alpha < 90^\circ$ 时, $\delta < 2$; 当 $\alpha = 90^\circ$ 时, $\delta = 2$; 当 $90^\circ < \alpha < 180^\circ$ 时, $\delta > 2$ 。更为方便的是在其右端减去 2 (而为方便起见记为 δ^*), 即取 $\delta^* = \|\bar{\mathbf{V}}_1 - \bar{\mathbf{V}}_7\| / \|\bar{\mathbf{V}}\| - 2$, 于是, $\delta^* > 0$ 就反映季风是盛行风向有显著的转变这一主要环流特征。

为了研究不同自转速度下风场的季节变化相对于地球自转速度下的相对大小, 用 $\|\bar{\mathbf{V}}_{1,\Omega} - \bar{\mathbf{V}}_{7,\Omega}\|$ 来表示不同自转速度下风矢量季节变化的绝对大小的量度, 其中 $\bar{\mathbf{V}}_{1,\Omega}$ 和 $\bar{\mathbf{V}}_{7,\Omega}$ 分别是自转速度为 Ω 时 1 月和 7 月的气候平均风矢量。与上述相类似, 将其进行标准化, 取 $\hat{\delta} = \|\bar{\mathbf{V}}_{1,\Omega} - \bar{\mathbf{V}}_{7,\Omega}\| / \|\bar{\mathbf{V}}_{1,E} - \bar{\mathbf{V}}_{7,E}\|$, 其中 $\bar{\mathbf{V}}_{1,E}$ 和 $\bar{\mathbf{V}}_{7,E}$ 分别表示地球自转速度下 1 月份和 7 月份的风矢量。这里 $\hat{\delta}_\Omega$ 所表征的是当自转速度为 Ω 时, 风矢量的季节变化相对地球自转速度时的大小。由公式可知, 当 $\hat{\delta}_\Omega > 1$ 、 $\hat{\delta}_\Omega = 1$ 和 $\hat{\delta}_\Omega < 1$ 时, 分别表示当自转速度为 Ω 时风矢量的季节变化相对于地球自转速度下的偏大、相当和偏小。

3 不同地转速度下风场显著季节变率的分布特征

3.1 风场显著季节变率的水平分布特征

图 1 和图 2 分别给出了 850 hPa 和 200 hPa 两个典型高度层的风场标准化季节变率指数 δ^* (以下统称变率指数) 的全球分布, 且风场分别对应的是 1 月、7 月风场差和年平均风场。总的来看, 变率指数 δ^* 显著区的分布特征随自转周期变化而改变, 且具有一定的规律性。从图 1 中可以看出, 在 850 hPa 高度, 以地球自转周期 2 倍为界, 当自转

周期小于地球自转周期 2 倍时, 变率指数 δ^* 显著区在纬向上呈明显的细长带状分布, 且比较凌乱; 当自转周期大于地球自转周期 2 倍时, 变率指数 δ^* 显著区的纬向带状分布特征减弱甚至消失, 主要以大范围的区域片状特征为主, 并趋于经向带状分布。尤其以 30°S 以南为例, 在相对地球快转条件下 (图 1 a-c), 均有细长带状分布的变率指数 δ^* 显著区; 当自转周期从地球自转周期增至其 16 倍时 (图 1 d-i), 变率指数 δ^* 显著区分布则很少甚至消失; 而在相对慢转条件下 (图 1 j-l), 则出现片状分布的变率指数 δ^* 显著区。

随着自转周期的不同, 典型的季风区分布发生着变化。在实际地球大气状况下, 亚澳季风最为显著, 而在相对地球快转情况下, 这一经典季风区明显减弱, 分布范围显著缩小, 尤其以南海季风减弱最为明显, 显著季风区移到了其他经纬度; 在相对慢转情形下, 亚澳季风区则明显增强, 分布范围显著增大, 不但覆盖了这一区域经典的季风区, 甚至扩展到了东太平洋以及整个澳大利亚北部地区。印度及印度洋季风区分布随自转周期的不同也发生的规律性的变化, 当地球自转周期情况下, 北印度洋及整个印度大陆处于变率指数 δ^* 显著区; 随着自转周期逐渐减小 (图 1 a-c), 北印度洋变率指数 δ^* 显著区的覆盖范围有减小的趋势, 而在 30°S 以北的南印度洋变率指数 δ^* 显著区则有增大的趋势; 当自转周期从地球自转周期增大到地球自转周期 243 倍时 (图 1 d-l), 南印度洋的变率指数 δ^* 不显著区范围逐渐扩大, 并向北印度洋扩展, 最后只在印度洋西北部和印度大陆有 δ^* 显著区的分布。非洲大陆始终存在变率指数 δ^* 显著区的分布, 随着自转周期的不同, 其分布范围有所变化, 尤其是非洲大陆的中南部, 当自转周期大于地球自转周期 10 倍时, 变率指数 δ^* 显著区的范围明显减小, 甚至扩展到了北非地区。在 30°N 以北的太平洋, 随着自转周期逐渐增大并且小于地球自转周期 50 倍时, 变率指数 δ^* 不显著区的范围是一个逐渐增大的趋势, 而当自转周期大于地球自转周期 50 倍时, 这一不显著区又开始减小并向西太平洋移动; 位于南、北纬 30° 之间的太平洋, 广泛分布着变率指数 δ^* 的不显著区, 当自转周期小于地球自转周期 5 倍时, 这一区域的变率指数 δ^* 不显著区的范围随自转周期增大有一个增大的趋势, 而当自转周期大于

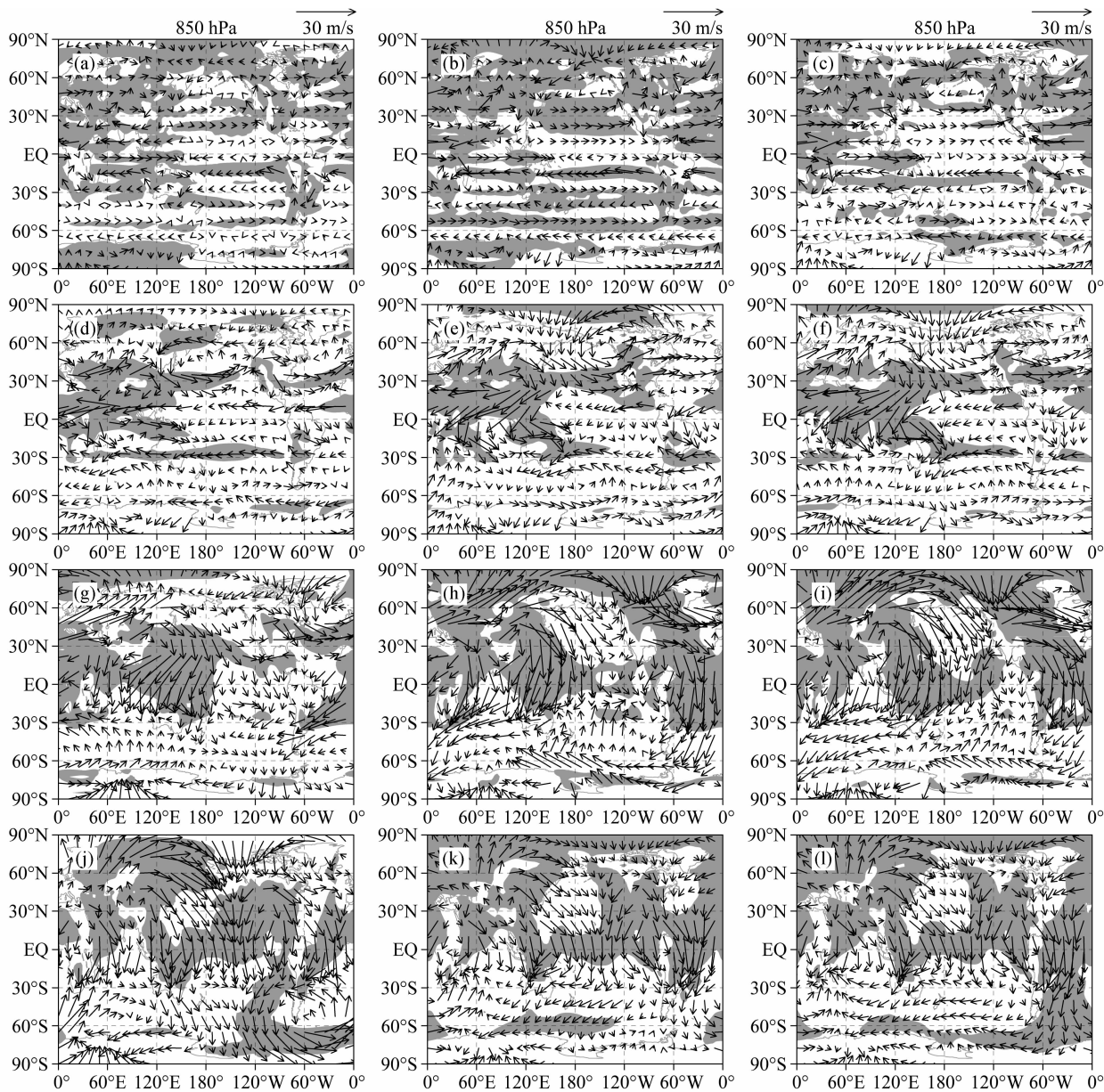


图 1 850 hPa 高度的 1 月、7 月风场差和季风区 (阴影) 的全球分布: (a-l) 自转周期为地球自转周期的 1/10、1/5、1/3、1 倍、2 倍、2.5 倍、5 倍、10 倍、16 倍、50 倍、150 倍、243 倍
Fig. 1 Differences of 850-hPa wind between Jan and Jul and monsoon areas for different rotation periods: (a) 1/10 d; (b) 1/5 d; (c) 1/3 d; (d) the Earth rotation period; (e) 2 d; (f) 2.5 d; (g) 5 d; (h) 10 d; (i) 16 d; (j) 50 d; (k) 150 d; (l) 243 d

地球自转周期 5 倍时, 其随自转周期的增大又呈一个减小的趋势。南美洲季节变率的分布与自转周期也有密切的关系, 尤其是南美洲的北部, 当自转周期小于地球自转周期 10 倍时, 变率指数 δ^* 显著区较少, 当自转周期大于地球自转周期 10 倍时, 变率指数 δ^* 显著区分布广泛, 覆盖了整个南美洲的东北部; 而南美洲中部始终有变率指数 δ^* 显著区的分布。在 40°N 以北的欧亚大陆, 当自转周期从

地球自转周期增大到其 5 倍时, 这一区域是广泛的变率指数 δ^* 不显著区, 而在其他自转周期情况下, 则被大范围的变率指数 δ^* 显著区所覆盖; 另外, 北美洲及北大西洋北部区域的分布特征也很类似。
图 2 为 200 hPa 风场标准化季节变率的全球分布, 与 850 hPa 高度的分布特征相类似, 即当自转周期较小时, 变率指数 δ^* 显著区的纬向带状分布

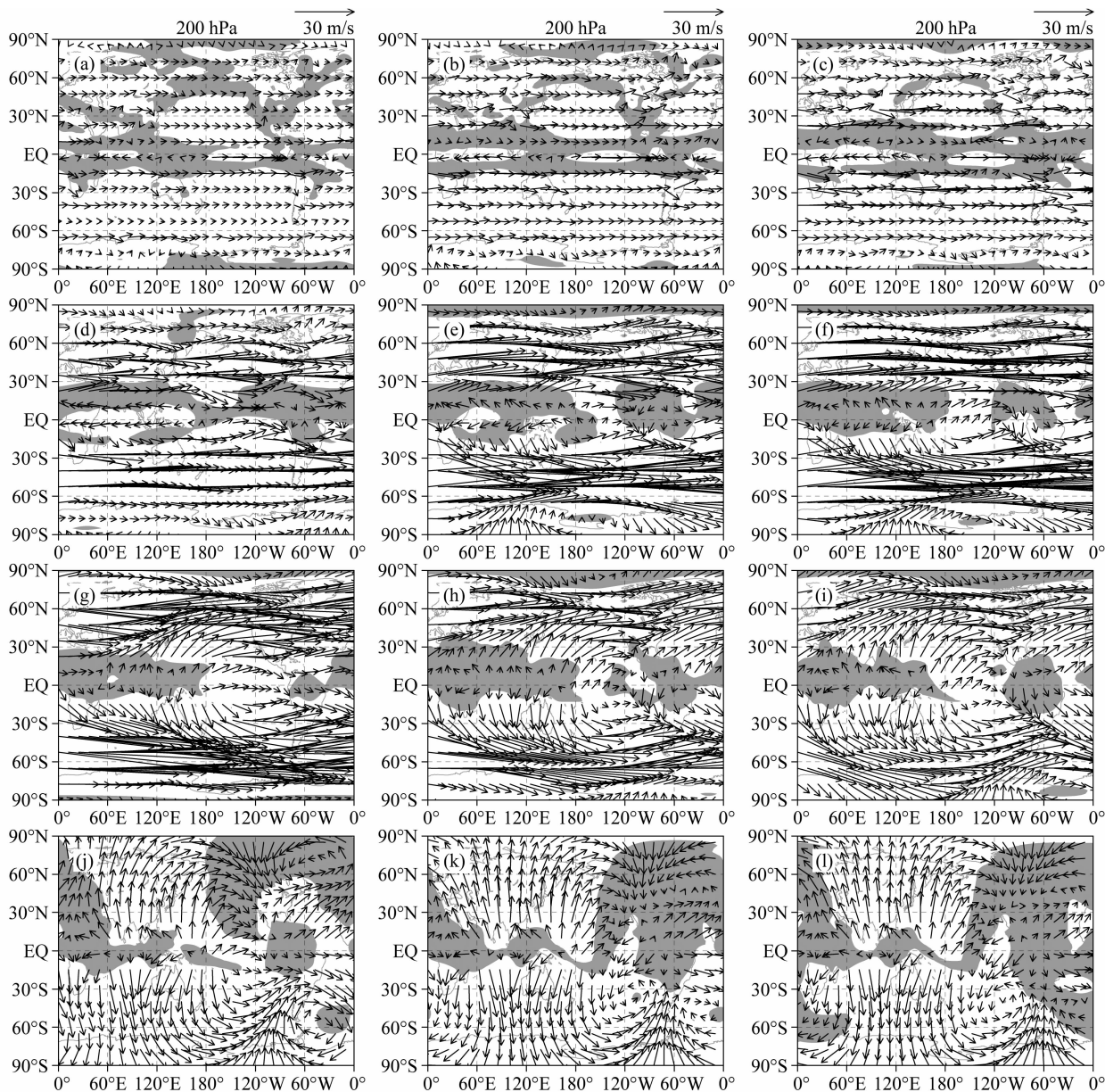


图2 200 hPa高度的年平均风场和季风区(阴影区)的全球分布,其余同图1
Fig.2 Same as Fig.1, but for annual-mean wind at 200 hPa and monsoon areas

比较明显,而当自转周期较大时, δ^* 显著区更趋于区域片状甚至经向带状分布特征。当自转周期小于地球自转周期50倍时,变率指数 δ^* 显著区主要分布在 30°N 以南到 30°S 以北之间的赤道热带及副热带地区,其他纬度的分布较少,其中只有当自转周期小于地球自转周期1/2时,在 30°N 以北才出现零散分布但范围较广的变率指数 δ^* 显著区;当自转周期大于地球自转周期16倍时,在西半球北部分布着大范围的变率指数 δ^* 显著区。

此外,850 hPa和200 hPa变率指数 δ^* 显著区

的面积随自转周期的变化而改变,由图1、2可以看出,在这两个典型高度,当自转周期小于地转周期时,随着自转周期逐渐增大,变率指数 δ^* 显著区的面积有逐渐减小的趋势,而当自转周期大于地球自转周期时,随着自转周期逐渐增大,变率指数 δ^* 显著区的面积则有逐渐增大的趋势。

从图1中850 hPa高度的1月、7月风场差可以看出,随着自转周期逐渐增大,季节风差的强度逐渐增大,表现为相对快转条件下,1月、7月的风差较小且风向凌乱而不规则分布,而相对慢转条件

下, 1 月、7 月的风差强度较大。此外, 在不同自转条件下存在一个共同的分布特点, 即变率指数 δ^* 显著区始终对应 1 月、7 月风场差的高值区。从图 2 中 200 hPa 高度的年平均风场可以看出, 随着自转周期的逐渐增大, 风场强度逐渐增大, 尤其以中高纬度地区最为明显, 表现为相对快转条件下, 风场强度较小且风向以纬向东西风向为主, 而相对慢转条件下, 风场强度则较大, 且风向逐渐由东西风向南北风转变, 这意味着随着自转周期逐渐增大, 经向风逐渐增强。当自转周期从地球自转周期增大到其 16 倍时, 在南北纬 30° 以外的中高纬度地区为非常强的纬向西风带, 而当自转周期大于地球自转周期 16 倍时, 纬向西风带显著减弱, 并以南北向的经向风带特征为主; 此外, 在不同自转条件下存在一个共同的分布特点, 那就是变率指数 δ^* 不显著区始终对应风场的高值区。

3.2 风场显著季节变率的垂直分布特征

根据风场标准化季节变率指数 δ^* 的垂直分布特征, 随自转周期变化的不同, 将分为两部分进行讨论: 第一部分, 当自转周期小于地球自转周期 2 倍时的情况 (见图 3); 第二部分, 当自转周期大于地球自转周期 2 倍时的情况 (见图 4)。

当自转周期小于地球自转周期 2 倍时, 即自转周期分别为地球自转周期 $1/10$ 、 $1/5$ 、 $1/3.5$ 、 $1/3$ 、 $1/2.5$ 、 $1/2$ 、1 倍和 2 倍 (图 3 a-h), 其中图 3g 即地球自转周期下的情况。由图 3 可知: 在 100 hPa 高度以上的平流层, 存在两个位置关于赤道南北对称的变率指数 δ^* 的高值中心, 高值中心位于南、北纬 30° 之间的赤道热带及副热带地区, 随着自转周期逐渐增大, 这两个高值中心的强度由“南强北弱型”分布向“北强南弱型”分布转变, 且当自转周期为地球自转周期 $1/3$ 时, 高值中心的强度呈近似南北对称分布。当自转周期从地球自转周期 $1/10$ 增大到地球自转周期时, 在南半球, 随着自转周期逐渐增大, 高值中心的强度是逐渐减小的趋势, 而在北半球, 随着自转周期逐渐增大, 高值中心的强度则是先减小后增大的趋势, 且当自转周期为地球自转周期 $1/3.5$ 时, 其强度近似达到最小值。随着自转周期逐渐增大, 赤道热带高空的变率指数 δ^* 不显著区则有逐渐增大的趋势, 且垂直方向的分布型为上下窄中间宽的特征。以南半球为例, 中高纬度上空的变率指数 δ^* 显著区逐渐增大, 且当自转

周期大于地球自转周期时, 中高纬度的平流层高层为整层的变率指数 δ^* 显著区分布。100 hPa 至 500 hPa 高度之间, 存在一个变率指数 δ^* 显著区的高值中心, 主要位于北半球副热带地区上空; 高值中心的强度随自转周期的增大, 先增强后减弱, 且当自转周期为地球自转周期 $1/3$ 时, 高值中心的强度为最大。此外, 随着自转周期逐渐增大, 变率指数 δ^* 显著区的南北宽度略有增大的趋势。近地面层 500 hPa 高度以下, 变率指数 δ^* 显著区分布比较凌乱, 且随着自转周期增大, 南、北纬 30° 以外的中高纬度地区的变率指数 δ^* 显著区范围减小, 甚至消失。这可能与相对快转条件下, 近地面湍流作用较强有关, 自转速度越大, 湍流作用可能相应越强。

当自转周期大于地球自转周期 2 倍时, 即自转周期分别为地球自转周期 2 倍、2.5 倍、3 倍、3.5 倍、5 倍、7.5 倍、10 倍、16 倍、50 倍、150 倍和 243 倍 (图 4a-k)。由图 4a-d 可知: 当自转周期从地球自转周期 2 倍增大到其 3.5 倍时, 在 100 hPa 高度以上的平流层中上层, 相对于赤道南北对称分布的变率指数 δ^* 显著区, 其强度随自转周期增大而减弱, 且与北半球相比, 南半球变率指数 δ^* 强度的减弱速度更快, 当自转周期为地球自转周期 3.5 倍时, 在北半球 30°N 的 50 hPa 高度附近, 存在一个弱的变率指数 δ^* 高值中心, 而南半球的高值中心则消失。在赤道热带及副热带地区高空, 存在一个垂直方向上近似整层分布的变率指数 δ^* 不显著区, 且随着自转周期逐渐增大, 其南北宽度逐渐增大。在 100 hPa 以下和 500 hPa 高度之上, 变率指数 δ^* 显著区主要分布在南、北纬 30° 之间, 其高值中心分布在偏北半球的副热带地区上空, 且随着自转周期逐渐增大, 高值中心的强度逐渐减弱, 而变率指数 δ^* 显著区的南、北宽度逐渐减小。在 500 hPa 以下, 变率指数 δ^* 显著区分布比较稳定, 主要分布在南、北纬 45° 之间, 且呈上窄下宽的近似金字塔型分布。当自转周期从地球自转周期 5 倍增大到其 16 倍时 (图 4 e-h), 在 100 hPa 高度以上的平流层中上层, 随着自转周期逐渐增大, 位于北半球 50 hPa 高度附近的变率指数 δ^* 高值中心, 其位置存在先向北而后向南的规律变化, 其强度变化不是特别大; 而在南半球, 随着自转周期逐渐增大, 也在 50 hPa 高度附近形成一个变率指数 δ^* 高

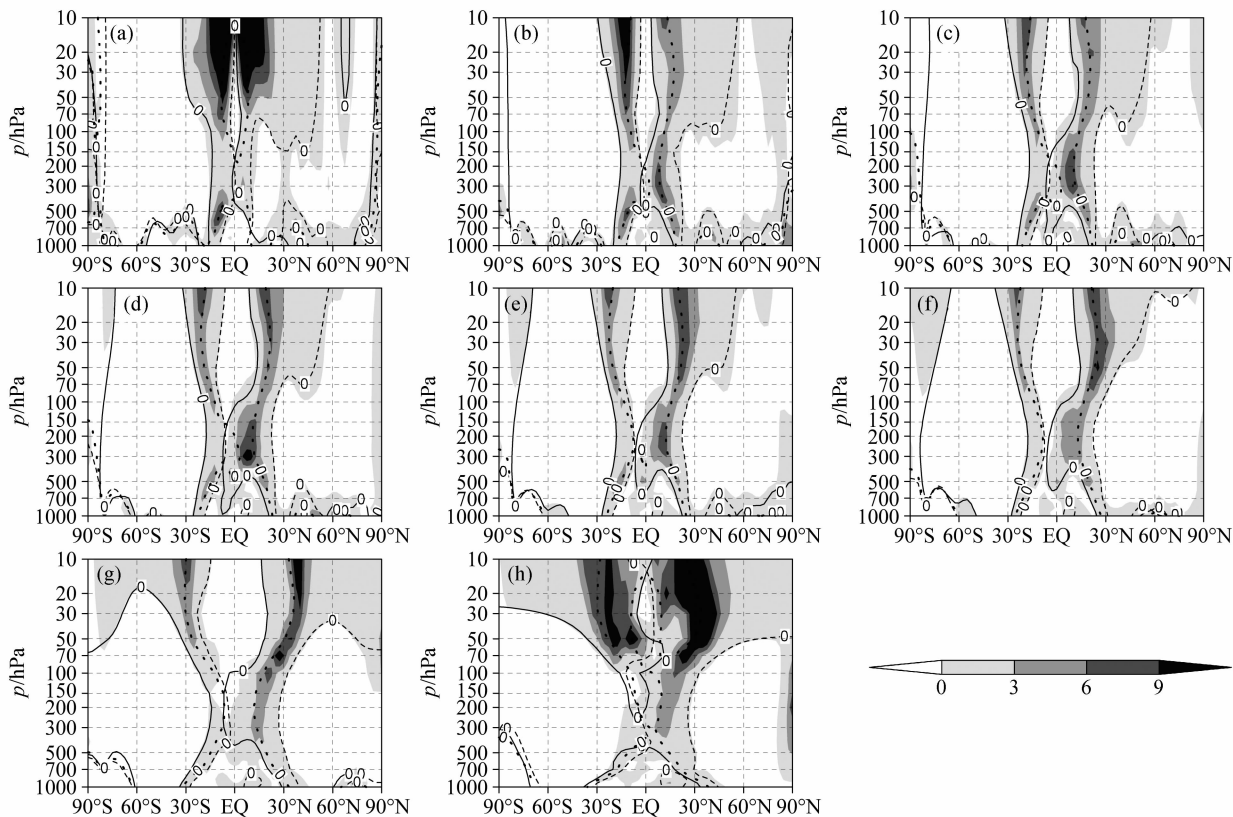


图3 快转条件下风场标准化季节变率指数的纬向平均分布 (阴影): (a-h) 自转周期为地球自转周期的 1/10、1/5、1/3.5、1/3 倍、1/2.5 倍、1/2 倍、1 倍、2 倍。粗实线、虚线和点线: 1 月、7 月和年平均的东西风零线 (下同)

Fig. 3 Zonal-mean monsoon index under fast rotation rates for different rotation periods: (a) 1/10 d; (b) 1/5 d; (c) 1/3.5 d; (d) 1/3 d; (e) 1/2.5 d; (f) 1/2 d; (g) the Earth rotation period; (h) 2 d. Thick solid, dashed, and dotted lines are respectively Jan, Jul, and annual-mean zonal wind zero line (the same below)

值中心, 其位置主要是在 45°S 附近; 在赤道热带及副热带地区高空, 随着自转周期逐渐增大, 变率指数 δ^* 不显著区的南北宽度逐渐增大, 且以 50 hPa 高度以上增大最为明显, 当自转周期增大到地球自转周期 16 倍时, 平流层上层的整层都为变率指数 δ^* 不显著区分布。在 100 hPa 以下和 500 hPa 高度之上, 变率指数 δ^* 显著区也主要分布在南、北纬 30° 之间, 且随着自转周期逐渐增大, 高值中心的强度有稍微增强的趋势, 而变率指数 δ^* 显著区的南、北宽度也稍有增大的趋势。在 500 hPa 以下, 随着自转周期逐渐增大, 变率指数 δ^* 显著区的南北宽度逐渐增大, 尤其以北半球最为明显。当自转周期大于地球自转周期 50 倍时 (图 4 i-k), 在平流层中上层 50 hPa 高度以上, 变率指数 δ^* 不显著区在整层广泛分布, 相对快转条件下的高值中心消失; 而在对流层及近地面, 变率指数 δ^* 显著区则广泛而凌乱分布, 但强度都较弱。

4 经、纬向风的季节反向对季风区显著分布的影响

经向风的季节变化, 尤其是其强度的大小, 将引起越赤道气流的强度变化, 而越赤道气流增强或减弱直接影响南北半球能量的交换, 即南北半球相互作用的大小。图 5 为 1 月、7 月的经向风场差和风场季节变率指数的纬向平均分布, 由图可知, 在 100 hPa 高度以上, 无论是在相对快转还是慢转条件下, 经向风场的季节差都非常小, 这意味着在赤道热带地区的高空, 越赤道气流非常小, 南北能量交换很少, 南北半球相互作用很弱, 而这一高度层, 变率指数 δ^* 则有一个非常强烈的随自转周期的变化, 这说明自转速度的改变对平流层 100 hPa 高度以上的风场季节变化影响很大。这种季节变率强的变化对应弱的南北半球相互作用的现象, 很可能是纬向东、西风带的季节反向所造成的。在

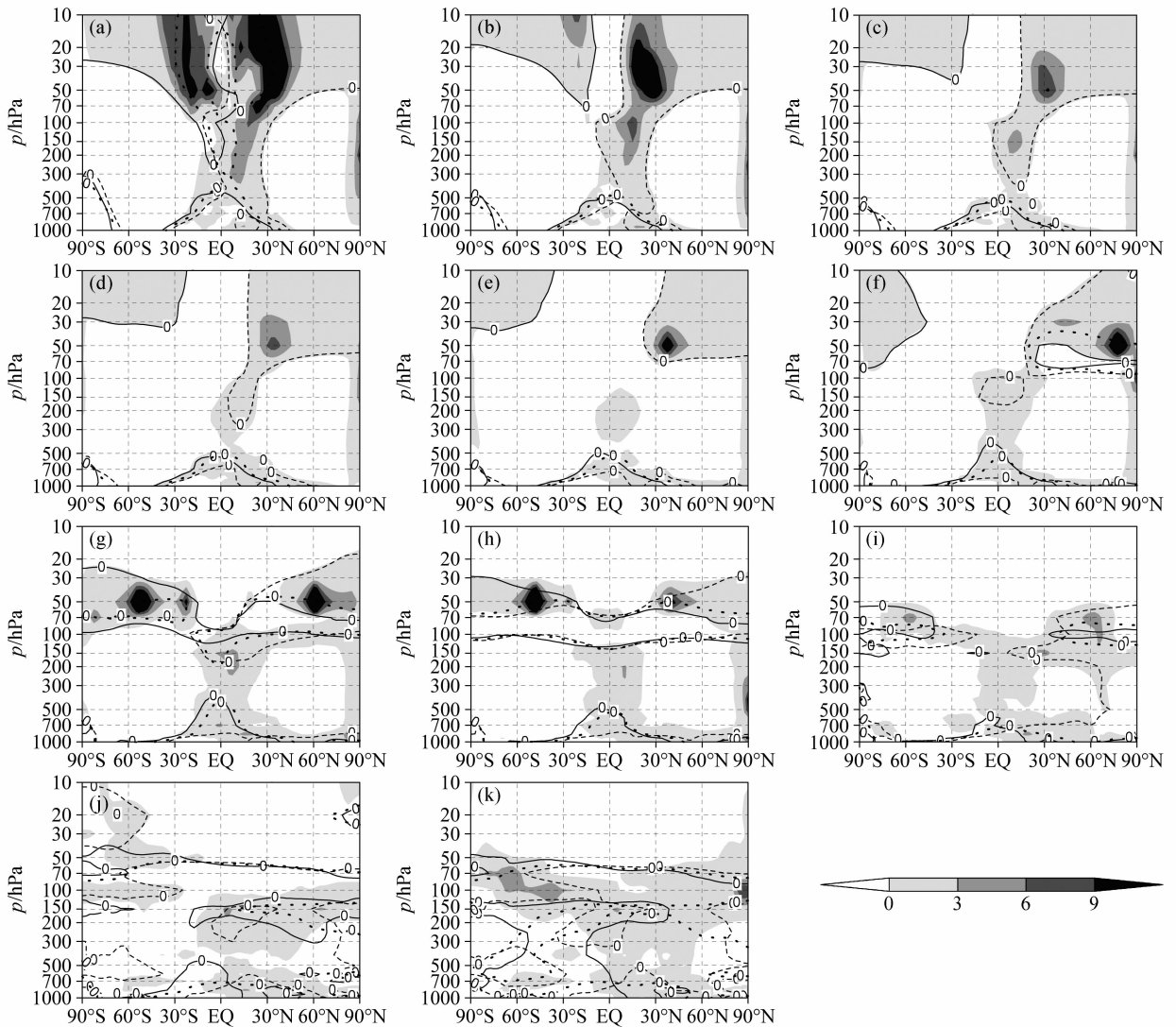


图4 慢转条件下风场标准化季节变率指数的纬向平均分布(阴影): (a-k) 自转周期为地球自转周期的2倍、2.5倍、3倍、3.5倍、5倍、7.5倍、10倍、16倍、50倍、150倍和243倍

Fig. 4 Zonal-mean monsoon index under slow rotation rates for different rotation periods: (a) 2 d; (b) 2.5 d; (c) 3 d; (d) 3.5 d; (e) 5 d; (f) 7.5 d; (g) 10 d; (h) 16 d; (i) 50 d; (j) 150 d; (k) 243 d

100 hPa 高度以下, 当自转周期大于地球自转周期时, 随着自转周期逐渐增大, 1 月、7 月的经向风场差逐渐增强, 其高值中心主要位于赤道热带上空, 且经向宽度向南北极方向扩展, 在垂直方向上经向风场差的高值中心由上下偶极子型分布, 逐渐发展成为正负交替的四极子型分布, 且位于底层的高值中心南北宽度更大。这说明在 100 hPa 高度以下的对流层, 随着自转周期逐渐增大, 南北越赤道气流逐渐增强, 南北半球能量交换逐渐增大, 南北半球相互作用增强。在 100 hPa 高度以下和 500 hPa 高度以上的对流层中上层, 变率指数 δ^* 显著区主要

分布在南北纬 30° 之间的赤道热带及副热带地区, 当自转周期大于地球自转周期 5 倍时, 变率指数 δ^* 显著区随着自转周期增大而增大, 这与经向风场季节差的逐渐增强相对应; 当自转周期小于地球自转周期 5 倍时, 变率指数 δ^* 显著区的高值中心强度较大, 但对应的经向风季节差则相对较小, 尤其是当自转周期小于地球自转周期时, 经向风季节差非常小, 而这可能也与相对快转条件下纬向东、西风带的季节反向作用较大相关。

从年平均的纬向风场和风场季节变率指数的纬向平均分布图(图 6), 可以清楚地看到变率指数

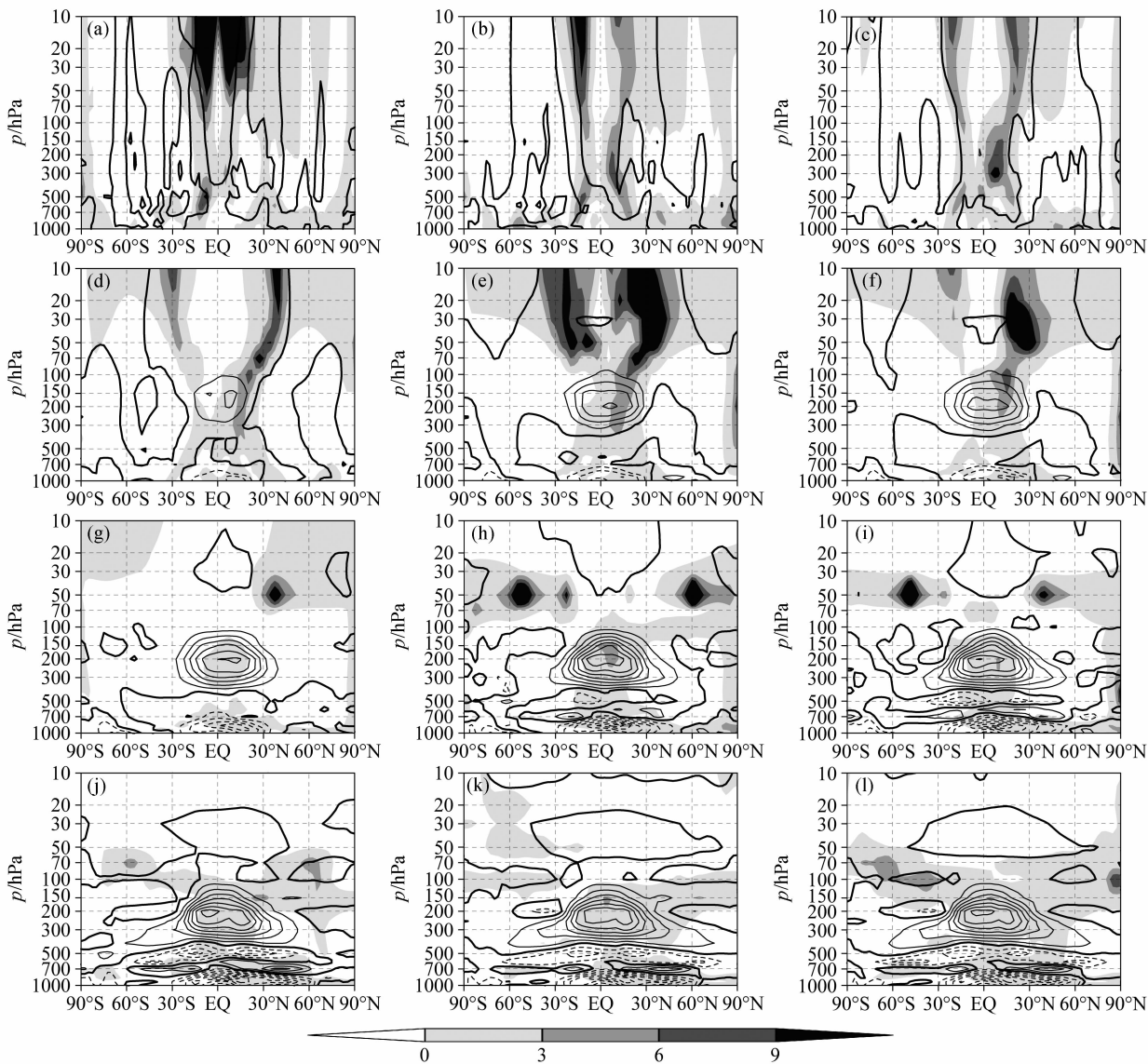


图 5 1 月、7 月的经向风差 (等值线, 间隔为 2 m/s) 和季风指数 (阴影) 的纬向平均分布, 其余同图 1

Fig. 5 Same as Fig. 1, but for zonal means of meridional wind differences between Jan and Jul (isolines with interval of 2 m/s) and monsoon index (shading)

δ^* 显著区 (或不显著区) 分布与纬向风带的对应关系。由图 6 可知, 100 hPa 高度以下, 在南、北半球的中高纬地区上空, 存在两个南北对称分布的变率指数 δ^* 不显著区, 对应着两个稳定西风带的高值中心, 且随着自转周期逐渐增大, 纬向风速为先增大后减小的趋势, 当自转周期为地球自转周期 5 倍时, 这两个西风带的高值中心达到最强, 而变率指数 δ^* 不显著区分布范围比较稳定, 随自转周期变化不大。但在相对慢转条件下, 即当自转周期大于地球自转周期 50 倍时, 整层大气的纬向风速都很小, 上述两个区域逐渐变为变率指数 δ^* 显著区, 尤

其以北半球更为明显。在 100 hPa 高度以上, 赤道热带上空同样分布着稳定的变率指数 δ^* 不显著区, 在相对快转条件下, 即当自转周期小于地球自转周期时, 此不显著区位于南、北纬 30° 之间, 主要对应的是纬向东风带, 且随着自转周期逐渐增大, 这一东风带的强度逐渐增强, 范围逐渐增大。在 100 hPa 高度以上, 当自转周期大于地球自转周期 2 倍时, 上述东风带消失并转变为西风, 且随着自转周期逐渐增大, 西风增强; 当自转周期为地球自转周期 10 倍时, 西风强度达到最强且南北方向整层都为西风带的分布; 当相对慢转条件下, 即自转

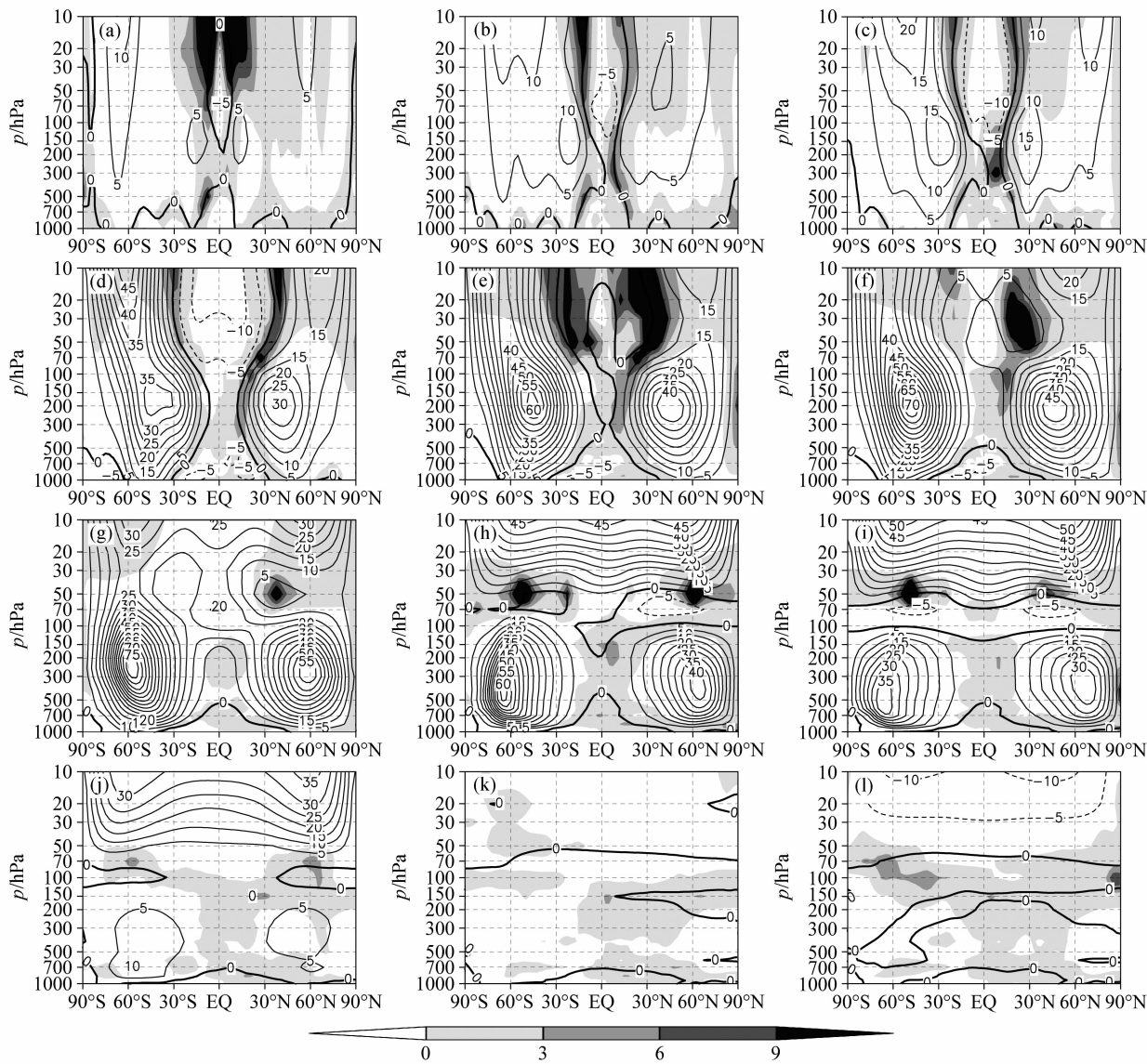


图 6 年平均的纬向风场(等值线,单位: m/s)和季风指数(阴影区)的纬向平均分布,其余同图 1

Fig. 6 Same as Fig. 1, but for zonal means of annual-mean zonal wind (isolines, units: m/s) and monsoon index (shading)

周期大于地球自转周期 10 倍时,这一平流层整层分布的西风带随着自转周期增大而减弱,当自转周期为地球自转周期 150 倍时,西风带非常弱,整层风速很小,而当自转周期增大到地球自转周期 243 倍时,整层出现弱的东风带。与之相对应的,随着自转周期逐渐增大,变率指数 δ^* 不显著区由赤道热带地区高空逐渐向南北极扩展,当自转周期增大到地球自转周期 50 倍时,在平流层中上层变率指数 δ^* 显著区几乎消失。上述说明,稳定的纬向西风或东风带与风场季节变率指数 δ^* 不显著区相对应;在相对慢转条件下,纬向风速较小,变率指数 δ^* 显著区主要分布在 100 hPa 高度以下的赤道热带

及副热带地区,这可能与这一区域的经向越赤道气流较强且季节变化较大有关。

纬向东、西风带的季节反向或纬向东、西风带的季节更替,可能是造成风场季节变率指数 δ^* 显著分布的重要原因。图 7 为 1 月、7 月纬向风场差的纬向平均分布和纬向风向季节反转区域的对应图,从图中可知,当自转周期小于地球自转周期 2.5 倍时,纬向风向季节反转区域与风场季节变率指数显著区有非常好的对应关系,这说明,在相对快转条件下,纬向风带的季节转向是变率指数 δ^* 显著的主要原因,即季风的形成主要体现在纬向风带的季节反向上;而在相对慢转条件下,尤其是当

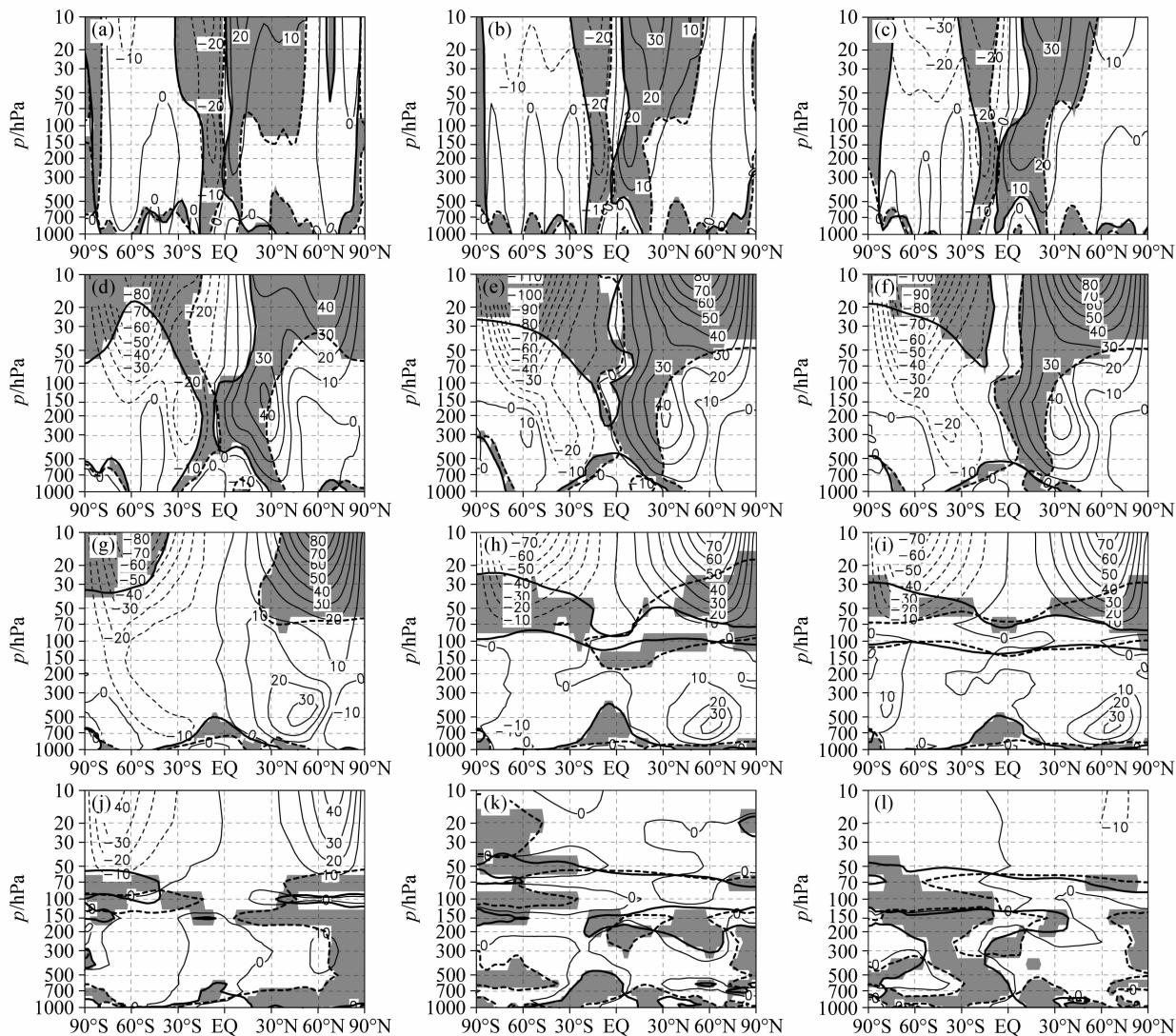


图7 1月、7月纬向风场差(等值线,单位: m/s)的纬向平均分布和纬向风向季节反转的区域(阴影),其余同图1

Fig. 7 Same as Fig. 1, but for zonal-mean zonal wind differences between Jan and Jul (isolines, units: m/s) and areas of zonal wind with seasonally different directions (shading)

自转周期大于地球自转周期5倍时,在100 hPa高度以上,纬向风带的季节反向区域和风场季节变率指数显著区有较好的对应,这说明在大气高层的平流层,纬向风带的季节反向在变率指数 δ^* 显著中起主要作用,而在100 hPa高度以下,尤其是赤道热带及副热带地区上空,很少有纬向风带季节反转的区域,而变率指数 δ^* 则显著分布,这说明相对慢转条件下,纬向风带的季节变化在这一区域不明显,而其刚好对应的是经向风场季节差的高值中心,即赤道热带上空的经向风导致的强的越赤道气流,是这一区域变率指数显著的主要原因。在100 hPa高度以下,当自转周期大于地球自转周期

150倍时,纬向风带的季节反向区域与风场季节变率指数显著区对应很差,这可能与慢转条件下纬向风速很小而经向风速则较大相关,此时经向风的季节反向对变率指数 δ^* 显著分布起主要作用。

5 风场季节变化的强度对比

根据风场季节变化相对大小指数 $\hat{\delta}_a$ 的垂直分布特征,随自转周期变化的不同,将分为两部分进行讨论:第一部分,当自转周期小于地球自转周期时的情况;第二部分,当自转周期大于地球自转周期时的情况。

当自转周期小于地球自转周期时,即自转周期

分别为地球自转周期 1/10、1/5 和 1/3 (图 8 a-c)。由图 8 a-c 可知: 季节变化相对大小指数 $\hat{\delta}_\Omega$ 显著区主要分布在南、北纬 30° 之间, 随着自转周期从地球自转周期 1/10 增大到其 1/3 时, 垂直方向上整层分布的 $\hat{\delta}_\Omega$ 显著区范围逐渐增大, 宽度向南、北两极扩展, 由主要位于赤道及南半球热带地区上空, 逐渐向北半球热带及副热带地区上空扩展, 但是高值中心强度是逐渐减弱的, 当自转周期为地球自转周期 1/3 时, 这一区域广泛的分布着弱的 $\hat{\delta}_\Omega$ 显著区, 没有明显的高值中心; 而在南、北纬 30° 以外的区域, 很少有 $\hat{\delta}_\Omega$ 显著分布区, 仅在北半球温寒

带的对流层底层, 即 100 hPa 高度以下 45°N 以北, 存在小范围的 $\hat{\delta}_\Omega$ 显著区分布, 且随着自转周期逐渐增大, 其区域逐渐增大, 位置向北极移动。也就是说, 当自转周期小于地球自转周期时, 风场的季节变化强度大于地球情况的区域主要是分布在 30°S 和 60°S 之间的, 并且随着自转周期的增大, 这一区域的分布范围是增大的, 但高值中心的强度则是减弱的。

当自转周期大于地球自转周期时, 即自转周期分别为地球自转周期的 2 倍、2.5 倍、5 倍、10 倍、16 倍、50 倍、150 倍和 243 倍 (图 8 d-k)。由图

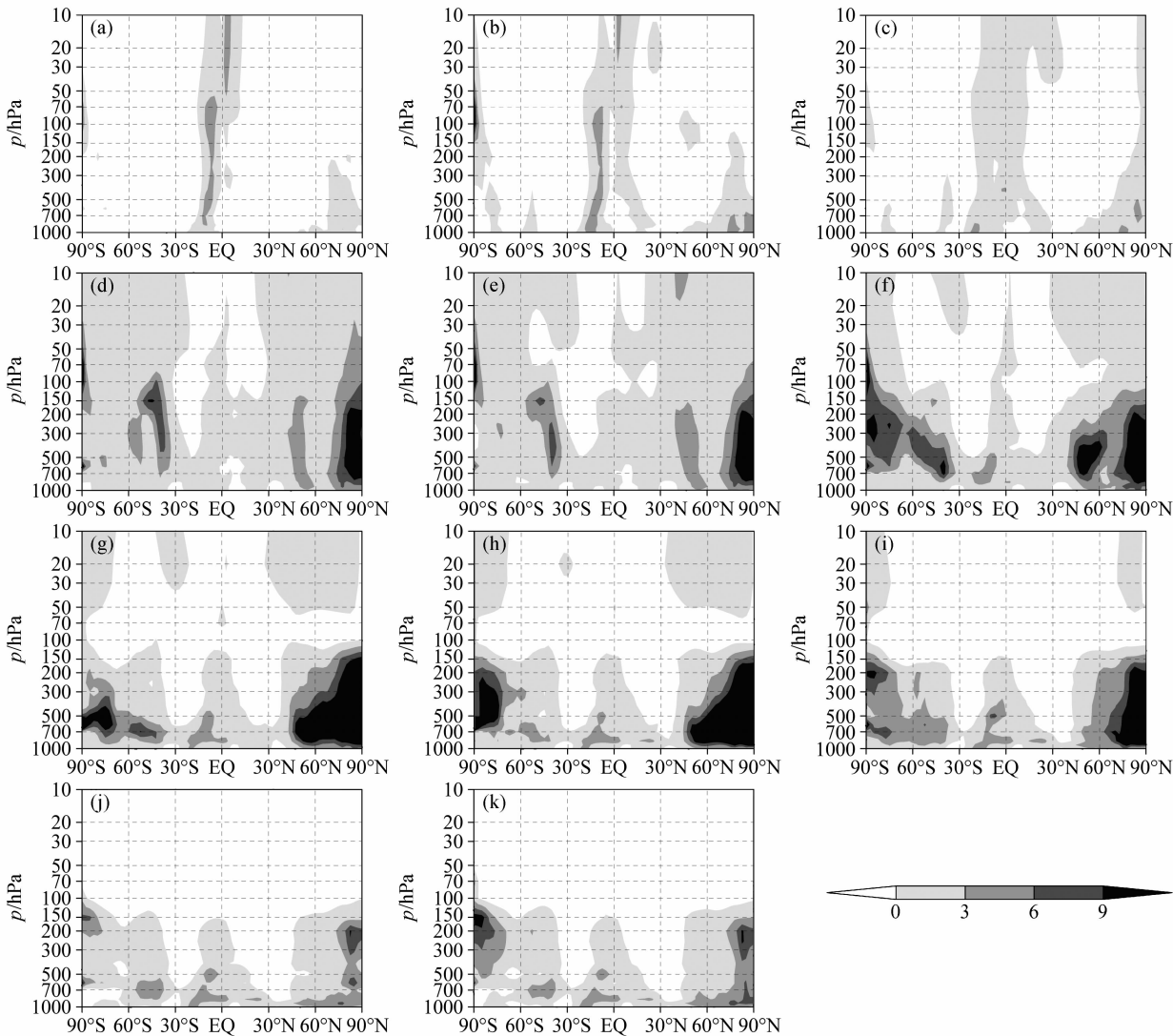


图 8 风场季节变化相对于地球自转速度下相对大小的纬向平均分布 (阴影): (a-k) 自转周期为地球自转周期的 1/10、1/5、1/3、2 倍、2.5 倍、5 倍、10 倍、16 倍、50 倍、150 倍、243 倍
Fig. 8 Zonal-mean relative seasonal change of wind for different rotation periods compared to the Earth rotation period ($\hat{\delta}_\Omega$): (a) 1/10 d; (b) 1/5 d; (c) 1/3 d; (d) 2 d; (e) 2.5 d; (f) 5 d; (g) 10 d; (h) 16 d; (i) 50 d; (j) 150 d; (k) 243 d

8 d-k 可知: 在对流层上层到平流层上层, 即 100 hPa 高度以上, 当自转周期为地球自转周期 2 倍时, 除南北副热带以外, 整个空间几乎都分布着 δ_n 显著区, 随着自转周期从地球自转周期 2 倍增大到其 243 倍时, δ_n 显著区范围逐渐减小, 主要表现为 δ_n 显著区范围逐渐向南北极缩小, 当自转周期大于地球自转周期 150 倍时, 100 hPa 高度以上几乎没有 δ_n 显著区分布, 即没有区域存在风场季节变化大于地球时的情况; 在对流层中下层 100 hPa 高度以下, 30°S 和 30°N 之间的 δ_n 显著区范围和强度的变化不大, 尤其是当自转周期大于地球自转周期 5 倍时, δ_n 显著区范围和强度几乎没有变化, 而在 30°S 和 30°N 以外的区域, 广泛分布着 δ_n 显著区, 随着自转周期从地球自转周期 2 倍增大到其 16 倍时, δ_n 显著区高值中心的高度逐渐减低, 并且向南北极移动, 其强度则逐渐增大, 随着自转周期从地球自转周期 16 倍增大到其 243 倍时, δ_n 显著区的范围略有缩小, 高值中心的强度显著减小。

6 总结和讨论

季风是非常重要的全球大气环流系统, 其空间分布及强度特征随自转速度的变化会发生显著变化。本文使用风场标准化季节变率 δ^* 来表征季风区; 同时, 定义指数 δ_n 来表征风场季节变化的强度特征。结果表明, 在水平方向上, 典型的季风区随着自转周期的变化而有所不同; 分别在 850 hPa 和 200 hPa 高度上, 当自转周期小于地球自转周期 2 倍时, 风场季节变率指数 δ^* 显著区在纬圈上呈细长的带状分布, 而当自转周期大于地球自转周期 2 倍时, 则呈现区域片状分布, 甚至经向带状分布。此外, 当自转周期从地球自转周期 1/10 增大到地球自转周期时, 风场季节变率指数 δ^* 显著区有逐渐减小的趋势, 而当自转周期从地球自转周期增大到其 243 倍时, 则有逐渐增大的趋势。在垂直方向上, 500 hPa 高度以下的近地面附近, 在相对快转条件下, 风场季节变率指数 δ^* 显著区分布比较凌乱, 而相对慢转条件下, 则分布比较规则, 主要集中在赤道及副热带地区上空, 且北半球分布范围更广泛; 100 hPa 高度以下和 500 hPa 高度之上, 风场季节变率指数 δ^* 显著区主要分布在南、北纬 30° 之间, 其南北宽度和高值中心的强度随自转周期增大先变宽和减弱; 100 hPa 高度以上, 在相对快转

条件下, 风场季节变率指数 δ^* 显著区主要呈相对赤道南北对称分布, 且主要分布在赤道及副热带地区上空, 高值中心的强度随自转速度的增大先增强而后减弱, 而相对慢转条件下, 风场季节变率指数 δ^* 显著区范围显著减小甚至消失。此外, 经、纬向风的季节反向对季风区显著分布的影响主要体现在, 在相对快转条件下, 纬向东、西风带的季节反向是造成风场季节变率指数 δ^* 显著的原因, 而相对慢转条件下, 尤其是对流层中上层 100 hPa 高度以下, 经向风的季节反向是造成风场季节变率指数 δ^* 显著的原因。另外, 不同自转周期条件下的风场季节变化相对大小的分布特征主要表现为, 当自转周期小于地球自转周期时, 强度大的区域主要集中在南、北纬 30° 之间, 并且随着自转周期逐渐增大, 其南北宽度逐渐增大, 高值中心的强度则逐渐减弱; 当自转周期大于地球自转周期时, 强度大的区域则主要分布在南、北纬 30° 以外地区, 以及赤道副热带地区的对流层以及平流层底层, 并且随着自转周期逐渐增大, 其显著区范围逐渐向南、北极缩小, 高值中心的强度则是先增大后减弱的趋势。

本文模拟研究中采用的是当前的海陆分布, 这样的海陆分布形成于第三纪大间冰期末期, 因此本文结论对于我们研究这一地质时期之后季风的发展演变有重要的参考意义。具体到某个地质时期, 在相应的地球轨道参数、辐射环境、海陆分布等条件下, 全球三维季风系统的模拟研究相对较少, 对其进行进一步的模拟研究可以帮助我们更深入全面地认识特定地质时期季风乃至整个大气环流的特点和规律。值得注意的是, 不仅地转速度可以影响季风, 其他因子如海陆分布的变化、太阳常数的变化、倾角的不同等都可能对季风产生重要的影响, 研究上述单一因子和多因子共同作用下季风系统的响应, 并将单一因子和多因子综合作用的结果进行对比分析, 将有助于我们进一步加深对季风系统的认识。这些都需要我们在未来的工作中进行深入的模拟研究。

参考文献 (References)

- Del Genio A D, Suozzo R J. 1987. A comparative study of rapidly and slowly rotating dynamical regimes in a terrestrial general circulation model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44: 973–986.
- Hunt B G. 1979. The influence of the Earth's rotation rate on the general circulation of the atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 36:

- 1392–1408.
- Hurrell J W, Hack J J, Phillips A S, et al. 2006. The dynamical simulation of the Community Atmosphere Model Version 3 (CAM3) [J]. *J. Climate*, 19 (11): 2162–2183.
- Jenkins G S. 1996. A sensitivity study of changes in Earth's rotation rate with an atmospheric general circulation model [J]. *Global Planet. Change*, 11: 141–154.
- Kuhn W R, Walker J C G, Marshall H G. 1989. The effect on Earth's surface temperature from variations in rotation rate, continent formation, solar luminosity, and carbon dioxide [J]. *J. Geophys. Res.*, 94: 11, 129–11, 136.
- Kutzbach J E, Otto-Bliesner B L. 1982. The sensitivity of the African–Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years B. P. in a low-resolution general circulation model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 39: 1177–1188.
- Kutzbach J E, Guetter P J. 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18000 years [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43: 1726–1759.
- Li J P, Zeng Q C. 2002. A unified monsoon index [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (8), 1274, doi: 10.1029/2001GL013874.
- Li J P, Zeng Q C. 2003. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20: 299–302.
- 李建平, 曾庆存. 2000. 风场标准化季节变率的显著性及其表征季风的合理性 [J]. *中国科学 (D辑)*, 30: 331–336. Li Jianping, Zeng Qingcun. 2000. Significance of the normalized seasonality of wind field and its rationality for characterizing the monsoon [J]. *Sci. China (Ser. D) (in Chinese)*, 30: 331–336.
- 李建平, 曾庆存. 2005. 一个新的季风指数及其年际变化和与雨量的关系 [J]. *气候与环境研究*, 10: 351–365. Li Jianping, Zeng Qingcun. 2005. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 10: 351–365.
- 刘式适, 刘式达, 傅遵涛, 等. 1999. 地球自转与气候动力学——振荡理论 [J]. *地球物理学报*, 42: 590–598. Liu Shikuo, Liu Shida, Fu Zuntao, et al. 1999. Earth rotation and climate dynamics: Theory of oscillations [J]. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 42: 590–598.
- Navarra A, Boccaletti G. 2002. Numerical general circulation experiments of sensitivity to Earth rotation rate [J]. *Climate Dyn.*, 19: 467–483.
- Prell W L, Kutzbach J E. 1997. The impact of Tibetan–Himalaya elevation on the sensitivity of the monsoon climate system to changes in solar radiation [M]//Ruddiman W F. *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Plenum Publishing Corporation, 171–201.
- 钱维宏. 1988. 长期天气变化与地球自转速度的若干关系 [J]. *地理学报*, 1: 160–166. Qian Weihong. 1988. Relationships between long-term weather change and earth rotation velocity [J]. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 1: 160–166.
- 钱维宏. 1991. 地球自转速度变化对副高脊线南北进退的作用 [J]. *气象学报*, 49: 239–243. Qian Weihong. 1991. Effects of change in speed of the Earth's rotation on the southward or northward movement of subtropical high over western Pacific [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 49: 239–243.
- 钱维宏. 1993. 我国气候振动与地球自转速度变化的关系 [J]. *热带气象*, 2: 171–178. Qian Weihong. 1993. Relationship between the climate oscillation over China and the change of the Earth's rotation rates [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 2: 171–178.
- 钱维宏, 丑纪范. 1996. 地气角动量交换与 ENSO 循环 [J]. *中国科学 (D)*, 26: 80–86. Qian Weihong, Chou Jifan. 1996. Atmosphere–earth angular momentum exchange and ENSO cycle [J]. *Sci. China (Ser. D) (in Chinese)*, 26: 80–86.
- 任振球, 张素琴. 1985. 地球自转与厄尔尼诺现象 [J]. *科学通报*, 30: 444–447. Ren Zhenqiu, Zhang Suqin. 1985. Earth rotation and El Niño events [J]. *Chinese Sci. Bull. (in Chinese)*, 30: 444–447.
- 任振球, 张素琴. 1986. 地球自转减慢与厄·尼诺现象的形成 [J]. *气象学报*, 44: 411–416. Ren Zhenqiu, Zhang Suqin. 1986. Decrease of Earth rotation and El Niño events [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 44: 411–416.
- Scrutton C T. 1978. Periodic growth features in fossil organisms and the length of the day and month [M]//Broshe P, Sundermann J. *Tidal Friction and the Earth's Rotation*. Berlin: Springer, 154–195.
- Walker J C G, Zahnle K J. 1986. Lunar nodal tides and distance to the Moon during the Precambrian [J]. *Nature*, 320: 600–602.
- Walker J C G. 1990. Precambrian evolution of the climate system [J]. *Global Planet. Change*, 2: 261–289.
- 魏东, 王亚非, 董敏. 2007. NCAR CAM3 模式大气环流对日本东部附近海域海温异常的响应 [J]. *热带气象学报*, 23 (5): 435–443. Wei Dong, Wang Yafei, Dong Min. 2007. Response of atmospheric circulation of NCAR CAM3 model to the sea surface temperature anomaly off the east coast of Japan [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 23 (5): 435–443.
- Wei D, Wang Y F, Dong M. 2007. Effects of sea surface temperature anomalies off the east coast of Japan on development of the Okhotsk high [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 21 (2): 234–244.
- Williams G E. 1988. Cyclicity in the late Precambrian Elantia Formation, South Australia: Solar or tidal signature? [J] *Climate Change*, 13: 117–128.
- 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.
- Zeng Q C, Zhang B L, Liang Y L, et al. 1994. East Asian summer

- monsoon—A case study [C]. Proceedings of the Indian National Science Academy, 60 (1): 81–96.
- 曾庆存, 张邦林. 1998. 大气环流的季节变化和季风 [J]. 大气科学, 22 (6): 805–813. Zeng Qingcun, Zhang Banglin. 1998. On the seasonal variation of atmospheric general circulation and the monsoon [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 22: 805–813.
- 郑大伟. 1988. 地球自转与大气、海洋活动 [J]. 天文学进展, 6: 316–328. Zheng Dawei. 1988. Earth rotation and the activities of ocean and atmosphere [J]. Progress in Astronomy (in Chinese), 6: 316–328.
- 郑大伟, 罗时芳, 宋国玄. 1988. 地球自转年际变化、El Niño 事件和大气角动量 [J]. 中国科学 (B), 31: 332–337. Zheng Dawei, Luo Shifang, Song Guoxuan. 1988. Interannual variation of the Earth rotation, El Niño events and the atmospheric angular momentum [J]. Sci. China (Ser. B) (in Chinese), 31: 332–337.
- 郑大伟, 陈剑利, 华英敏, 等. 1996. 地球自转速率对海平面纬向变化影响的初步研究 [J]. 天文学报, 37: 97–104. Zheng Dawei, Chen Jianli, Hua Yingmin, et al. 1996. Preliminary research on the influence of earth rotation rate on latitude wards changes of sea level [J]. Acta Astronomica Sinica (in Chinese), 37: 97–104.