

青藏高原和热带西北太平洋大气热源在亚洲地区 夏季平流层-对流层水汽交换的年代际变化中的 作用

占瑞芬^{①②}, 李建平^{②*}

① 中国气象局上海台风研究所, 上海 200030;

② 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

* 联系人, E-mail: lip@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2008-01-22; 接受日期: 2008-05-12

国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB403600)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 40633018)和国家自然科学基金面上项目(批准号: 40705023)资助

摘要 利用欧洲中期天气预报中心 ERA40 资料, 借助 Wei 诊断模式研究平流层-对流层水汽交换过程, 重点分析亚洲地区夏季平流层-对流层水汽交换的年代际特征, 探讨青藏高原和热带西北太平洋大气热源在其变化中的作用. 气候学特征表明, 北半球夏季“亚洲南部半岛-印度洋-太平洋交汇区”为全球最强的对流层向平流层输送的通道, 它能将亚洲季风区丰富的水汽源源不断地输送到平流层, 影响平流层水汽的分布和变化. 北半球夏季亚洲地区穿越对流层顶水汽交换整体上都具有明显的年代际变化, 且在近 44 a 可以分为三段比较稳定的时段: 1958~1977 年、1978~1992 年和 1993~2001 年. 在这三个时段中, 孟加拉湾-东亚大陆及南海海域的水汽交换通道作用在逐渐减弱, 而西北太平洋地区在水汽交换中扮演着越来越重要的角色. 进一步研究发现, 青藏高原、热带西北太平洋热源的年代际异常是亚洲地区平流层-对流层水汽交换年代际变化的主要原因. 44 a 来青藏高原和热带西北太平洋的热力作用均发生了重大调整, 在年代际尺度上两者的综合作用决定了亚洲夏季风的年代际变异, 从而影响平流层-对流层水汽交换的年代际异常. 然而不同时段不同地区两者的贡献有所不同, 尤其是 1992 年以后, 高原热源影响明显减弱, 而热带西北太平洋热源在影响平流层-对流层水汽交换中起主要作用. 这些结果对深入认识其他大气成份输送过程和正确评估人类活动(排放)对全球气候的影响也具有重要的指示意义.

关键词

青藏高原
热带西北太平洋
大气热源
平流层-对流层水汽交换
年代际变化

上对流层-下平流层水汽是大气中最重要的温室气体, 其分布和变化对地球辐射平衡继而全球气候系统具有重要影响. 同时水汽又是主要的氢氧根

之源, 通过参与对流层和平流层的光化学过程, 能引起臭氧的增加或减少, 以及清除大气中的污染物. 上对流层-下平流层水汽平衡受到诸多因素控制, 其中

穿越对流层顶的水汽输送, 即平流层-对流层水汽交换对其具有非常重要的影响. 例如平流层的极干现象就是水汽穿越热带冷对流层顶的结果^[1]. 其次, 平流层-对流层水汽交换的研究对深入认识其他大气成份输送过程和正确评估人类活动(排放)对全球气候的影响具有重要意义. 再次, 穿越对流层顶的物质交换是大气模式中的一个关键过程, 然而到目前为止我们还不能完全理解和模拟这种过程. 因此, 对平流层-对流层水汽交换进行系统研究就显得尤为重要.

从 20 世纪 40 年代起, 许多学者就开始关注平流层-对流层水汽交换问题. 1949 年 Brewer^[1] 为了解释平流层极干现象, 提出所有进入平流层的空气可能都必须经过冷热带对流层顶的冻干作用. 此后, 大量观测数据和理论研究都证实了这一结论^[2], 但同时也指出此假设在量值上与实际存在不一致. 为此, Newell 和 Gould-Stewart^[3] 提出了平流层“喷泉”机制, 他们认为空气仅仅是在最冷的地区最冷的时间进入平流层, 例如在北半球冬季印度尼西亚海洋大陆. 这一机制能够有效地解释平流层极干现象, 然而随着卫星资料的广泛应用和平流层-对流层交换的深入研究, 该机制也受到了诸多质疑^[2,4]. 1995 年 Chen^[5] 首次强调夏季风环流在平流层-对流层交换中的作用, 此后很多工作都指出亚洲季风区是对流层向平流层输送的重要通道, 对流层水汽和其他微量元素能够通过该地区进入到下平流层, 从而影响平流层的化学和辐射平衡^[6-13]. 因此, 研究亚洲地区平流层-对流层水汽交换特征, 尤其是长期交换特征对于理解引起全球气候变化的辐射强迫作用及平流层水合作用/化学作用有重要意义. 然而上述结论仅仅是根据短时期资料得出的, 平流层-对流层水汽交换的过程与定量化是一个远未解决的重大问题, 尤其是在年代际特征及其影响机制方面亟需进一步深入.

早在 20 世纪 50 年代陶诗言等^[14] 就认识到季风是辐射变化、大气环流调整、海陆分布和地形等各种因素综合作用的结果. 曾庆存和李建平^[15] 则进一步指出热带季风是由行星热对流环流和地表面特性差异两大“推动力”所致. 既然季风与热源变化和海陆热机密切相关, 而亚洲夏季风环流在平流层-对流层水汽交换中具有重要作用, 那么平流层-对流层水汽交换的变化势必与热源变化及海陆热力对比有关. 夏季

青藏高原是显著的热源, 其热力变化对亚洲季风环流、ENSO 的形成、及对水汽和物质输送均有重要作用^[7,11,16-20]; 另一方面, 热带西北太平洋季风区的热力对流所激发的 Rossby 波对亚洲地区环流有重要影响^[21-24], 而且 2 个地区的热源在最近几十年都经历了明显的年代际转型. 那么热源的年代际转型是否对平流层-对流层水汽交换变化有重要影响? 其影响机制又是什么? 到目前为止, 人们对平流层-对流层交换的长期变化还研究较少, 对其与热源之间关系的认识尚不十分清楚. 本文就将对平流层-对流层水汽交换过程进行研究, 尤其对亚洲地区水汽交换的年代际特征作重点分析, 并从青藏高原和热带西北太平洋大气热源的影响 2 个方面来讨论水汽交换年代际变化的物理成因, 以期对平流层-对流层交换的研究有所贡献.

1 资料和方法

1.1 资料

本文所使用的资料主要包括: 欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 简称为 ECMWF)提供的 1958~2001 年一日四次和逐月全球再分析资料(ERA40), 水平格距为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 垂直方向为 23 个等压面层.

1.2 平流层-对流层空气质量交换和水汽交换的计算方法(Wei 方法)

1987 年 Wei^[25] 给出了计算平流层-对流层之间物质交换的欧拉诊断模式, 令 $F(f)$ 为跨越对流层顶的输送:

$$F(f) = \left[\rho J_{\eta} f \left(\frac{d\eta}{dt} - \frac{\partial \eta}{\partial t_{z_0}} - U \cdot \nabla_{z_0} \eta \right) \right]_{\eta_B}, \quad (1)$$

其中 $\eta = \eta(z)$ 为所选的垂直坐标, f 为特定的物理特性参数, $J_{\eta} = \partial z / \partial \eta$ 为雅可比坐标转换, $\partial \eta_B / \partial t_{\eta} = \partial \eta / \partial t_{\eta_B}$, 下标 η_B 和 Z_0 之间可以相互转化, U 为水平风场, ρ 为大气密度. 右边第一项为对流层顶垂直运动造成的平流层-对流层交换; 第二项为对流层顶随着时间的变化; 第三项为沿着对流层顶面 η 的变化. 该公式不依赖于坐标系, 可以计算任意物质和变量(质

量、水汽、臭氧等)穿越任意参数面的通量.

选择不同坐标系该诊断模式有不同的表达方式, 选取 P 为垂直坐标, 且令 $f=1$, 则平流层-对流层空气质量交换公式为

$$F(m) = \frac{1}{g} \left(-\omega + V_h \cdot \nabla P_{tp} + \frac{\partial P_{tp}}{\partial t} \right) = \left(-\frac{\omega}{g} + \frac{1}{g} V_h \cdot \nabla P_{tp} \right) + \frac{1}{g} \frac{\partial P_{tp}}{\partial t} = F_{AM} + F_{TM}, \quad (2)$$

如果令 $f=q$, 则 P 坐标系下平流层-对流层水汽交换公式可写为

$$F(q) = \frac{q}{g} \left(-\omega + V_h \cdot \nabla P_{tp} + \frac{\partial P_{tp}}{\partial t} \right) = \left(-\frac{q\omega}{g} + \frac{q}{g} V_h \cdot \nabla P_{tp} \right) + \frac{q}{g} \frac{\partial P_{tp}}{\partial t} = F_{AQ} + F_{TQ}, \quad (3)$$

其中 ω 为垂直速度, V_h 为水平风场, P_{tp} 为对流层顶气压, q 为比湿, g 是重力加速度, $F_{AM}(F_{AQ})$ 为空气运动引起的质量(水汽)交换, $F_{TM}(F_{TQ})$ 为对流层顶运动引起的质量(水汽)交换. 正值表示对流层向平流层输送, 而负值表示平流层向对流层输送. F_{AM} 和 F_{AQ} 是瞬时值, 为减小时空算法上的误差, 其计算采用 Siegmund 等 [26] 提出的平流方案.

欧拉诊断模式已经被大量用来评估空气穿越对流层顶的通量 [8, 26-31]. 然而需要注意的是, 由于平流层-对流层之间存在较小尺度的交换, 因此上述公式对资料的时空分辨率是比较敏感的. 前人利用 ECMWF 资料 [26] 和 NCEP/NCAR 资料 [8] 的研究结果均表明, 如果资料的时空分辨率过粗, 将会导致估算结果虚假偏大. 对于时间分辨率, 如果由 3 h 减小到 6 h, 局地瞬时的通量没有显著变化, 但当进一步减小到 12 h, 通量将会发生显著变化; 对于水平分辨率, 由 $8^\circ \times 10^\circ$ 增加到 $4^\circ \times 5^\circ$ 时, 净通量变化一倍, 当进一步增加到 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 时, 净通量只变化 10%. 因此他们认为如果研究小尺度过程应该采用 $1^\circ \times 1^\circ$, 6 h 时空分辨率资料, 但在研究大尺度特征时采用 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 6 h 时空分辨率资料是既经济又合理的. 本文就将选取空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 时间分辨率为 6 h 的 ERA40 全球再分析资料来计算通量, 后处理成相应的时空尺度.

1.3 对流层顶的选取

对流层顶的定义方法很多, 且存在一定的人为因素. 根据不同的研究目的可以用不同的方法定义对流层顶, 概括来说, 对流层顶定义有 3 种方法, 分别为热力学定义、动力学定义和化学定义. 考虑到我们的研究区域在夏季是全球最主要的热源区, 有着特殊的热力状态, 因此本文主要选取对流层顶的热力学定义, 即 500 hPa 等压面之上温度递减率小于等于 $2^\circ\text{C}/\text{km}$ 的最低高度, 而且在此高度之上 2 km 气层内的温度平均递减率不超过 $2^\circ\text{C}/\text{km}$ [32]. 事实上, 我们也计算了动力学对流层顶下的水汽交换分布(图略), 结果表明, 两种定义下的交换特征还是比较类似的, 且热力学定义不仅能保持对流层顶分布的连续性, 而且也能避免动力学定义中不同阈值带来的不确定性.

1.4 热源的计算

大气的加热不能直接观测得到, 一般有两种理论可以估计非绝热加热. 一种是通过热力学守恒方程从能量平衡的角度把净加热作为余项来获得, 另一种是单独估计热力学的各个分量. 本文将采用第一种理论, 即倒算法来估算大气热源.

根据 Yanai 等 [33] 和 丁一汇 [34], 视热源 Q_1 的计算公式如下:

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T + \left(\frac{P}{P_0} \right)^\kappa \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right], \quad (4)$$

其中, $P_0=1000$ hPa, $\kappa=R/c_p$, R 和 c_p 分别为气体常数和干空气定压比热, θ 为位温. 对上式垂直积分可得:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} Q_1 dp = LP + Q_s + \langle Q_R \rangle, \quad (5)$$

其中, P , Q_s 和 $\langle Q_R \rangle$ 分别为地面降水量、地面感热和辐射冷却(加热).

本文还使用 EOF 分析、滑动 t 检验和合成分析考察了水汽交换的年代际特征, 利用 9 点高斯滤波和相关分析研究了年代际尺度上水汽交换和大气热源之间的关系, 最后探讨了其可能的影响机理.

2 北半球平流层-对流层水汽交换的气候学特征

首先我们考察平流层-对流层水汽交换的气候学

特征. 北半球平流层-对流层水汽交换的季节变化如图 1 所示. 可以看出, 水汽交换分布基本符合由热力驱动的 Brewer-Dobson 环流输送模式, 即在热带地区上升气流从低纬度对流层顶上升到平流层下部, 因此水汽交换主要以对流层向平流层输送为主, 对平流层水汽分布和变化有重要贡献; 而在热带外地区气流下沉进入对流层, 因而水汽交换主要是由平流层向对流层输送, 一方面对上对流层水汽分布和变化有重要作用, 另一方面容易与低层的暖湿上升气流造成位势不稳定, 触发强对流和降水的发生. 需要提及的是, 在极地对流层顶和热带对流层顶之间的断裂处(图中大致以对流层顶为 150 hPa 等压线标注^[35], 与 MAXOBEP^[35]的结果相当), 无论哪个季节几乎都存在全球最强的平流层向对流层的水汽输送. 尤其是冬夏季节, 对流层顶断裂处基本与平流层向对流层水汽输送的极值轴相对应, 表明对流层顶断裂在平流层向对流层的水汽输送中具有极其重要的作用. 然而 Gettelman 等^[30]指出, Wei 诊断模式在急流附近(对流层顶断裂区的位置大致与副热带急流轴线的位置相符合)对资料中存在的误差特别敏感, 因此对流层顶断裂区附近的水汽交换是否真实还有待于进一步研究.

受大气环流和其他外强迫的影响, 水汽交换又具有很强的纬向不对称性和区域特征. 对于热带地

区, 冬季(图 1(a))水汽输送的正值中心主要位于中太平洋和西大西洋; 随着季节进程, 正值区逐渐向西北扩展, 正中心也逐渐移上亚洲大陆; 到了夏季(图 1(c)), 亚洲南部半岛-印度洋-太平洋交汇区(这与吴国雄等^[36]提出的亚洲大陆-太平洋-印度洋交汇地区, 即亚印太交汇区基本一致)成为了北半球对流层向平流层输送最大最强的区域(事实上, 从全球分布来看, 这个区域的向上输送也是最强的, 图略). 该区域与从春华等^[7]和郭冬等^[13]指出的物质输送通道位置基本吻合, 且在孟加拉湾北岸和青藏高原东南侧的 2 个大值中心与从春华等^[7]利用 19 年 NCEP 资料得到的结论一致. 说明从长期来看, 夏季亚洲大陆-西太平洋地区无论是在对流层向平流层的物质输送中还是在水汽输送中都是最为重要的, 这可能与这些地区夏季季风盛行有关. 秋季(图 1(d)), 亚洲地区强的正值中心迅速减弱南撤, 范围大大缩小. 对于热带外地区, 除了大范围的平流层向对流层水汽输送外, 个别地区仍存在很强的穿越对流层顶的向上输送, 然而这些地区范围较小, 因此本文不作进一步研究.

以上分析表明, 从长期平均上看, 亚洲南部半岛-印度洋-太平洋交汇区是全球最强的对流层向平流层水汽输送区, 它不仅能将季风区内丰富的水汽源源不断地输送到平流层, 影响平流层水汽的分布和变化, 同时也会将地面污染物及其他大气成分传输到

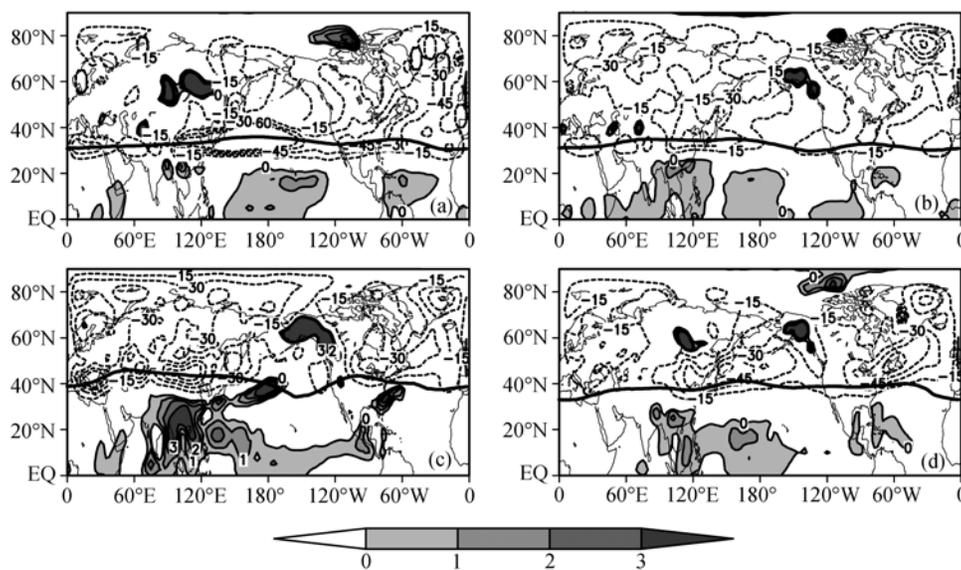


图 1 1958~2001 年北半球平流层-对流层水汽交换的分布

(a) 冬季(12~2月); (b) 春季(3~5月); (c) 夏季(6~8月); (d) 秋季(9~11月). 图中粗实线为对流层顶气压等于 150 hPa 的等压线. 单位: $10^{-9} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

平流层, 从而在平流层辐射、光化学及全球气候中处于积极的地位. 因此, 下面我们将以夏季水汽交换为对象, 对亚洲地区(40°~180°E, 0°~40°N)平流层-对流层交换特征进行重点探讨.

3 平流层-对流层水汽交换的年代际特征

为了研究亚洲地区夏季平流层-对流层水汽交换特征, 我们对 44 年水汽交换场进行 EOF 分析, 结果显示于图 2 中. 这里给出前三个空间模态以及相应的时间系数, 其解释方差分别为 12%, 9% 和 7%, 共解释了总方差的近三分之一.

从图 2(a)可以看到, 第一模态的空间分布基本上为纬向“+”型, 即 40°~80°E 和 120°E 至日界线区域的水汽交换异常与 80°~120°E 区域的情况基本相反. 与此空间模态相对应的时间系数表明, 1974 年以前水

汽交换为正距平, 1983 年以后为负距平, 期间为过渡期, 基本呈现一个逐渐减弱的趋势变化. 第二模态的空间分布主要呈现南北反相特征, 大致以 25°N 为界. 时间系数的主要特点为 70 年代中期以前和 90 年代初期以后为负距平, 期间为正距平. 利用滑动 *t* 检验对该时间系数进行突变点检测, 如图 3 所示. 可以看出, 该序列共出现了 3 次突变, 分别在 1964 年, 1977 年和 1992 年. 其中第一次突变不如后两次显著. 第三模态的空间分布主要体现马尔瓦高原-青藏高原-云贵高原和西北太平洋水汽交换异常与其他地区的反相, 其时间系数也呈现典型的年代际特征, 突变时间分别在 60 年代末期和 80 年代末期. 由 North 等^[37]判据, 第三模态不具有物理意义, 且考虑到第一模态时间系数基本呈现的是逐渐减弱的趋势变化, 而第二模态时间系数呈现的是年代际变化特征, 因此结合前两

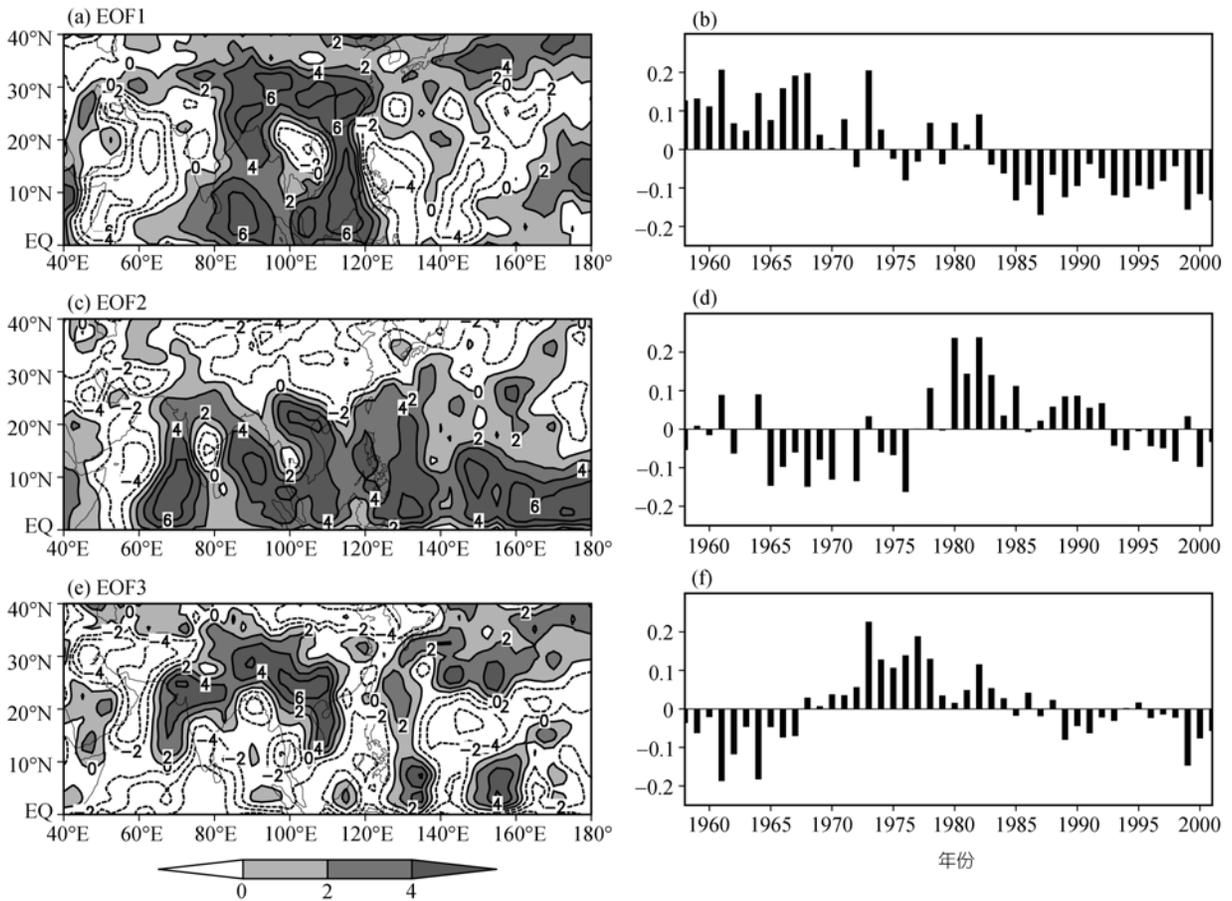


图 2 1958~2001 年亚洲地区夏季平流层-对流层水汽交换 EOF 分析的第 1(a)、第 2(c)、第 3(e)特征向量和相应的时间系数(b), (d), (f)

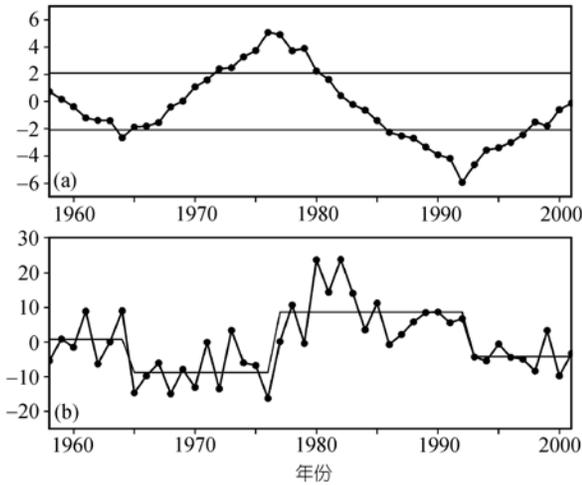


图 3 图 2(d)第 2 时间系数的滑动 t -统计量序列(a)和以突变点为界的分段平均(b)
图(a)中横线表示 $\pm 5\%$ 信度线

个模态的时间序列可以大致将近 44 a 分为以下三段水汽交换比较稳定的时段: 1958~1977 年, 1978~1992 年和 1993~2001 年.

图 4(a)~(c)给出了夏季亚洲地区平流层-对流层水汽交换距平在各年代的空间分布. 不难发现, 在 1958~1977 年期间(图 4(a))水汽交换分布特征与 EOF 第一模态类似, 基本上也呈现纬向“+”型, 即阿拉伯海-印度、中南半岛北部、菲律宾及其以东海域为水汽交换负距平区, 而阿拉伯半岛、孟加拉湾、中国大陆-南海-中南半岛南部以及太平洋北部为正距平区. 在这段时期, 孟加拉湾季风区和东亚季风区水汽输送总体偏强. 在 1978~1992 年期间(图 4(b)), 与前一时段相比除了孟加拉湾北部、中南半岛南部-南海西部仍然维持原有的正距平外, 其他地区的水汽输送距平完全反号. 结合 1978~1992 年和 1958~1977 年的

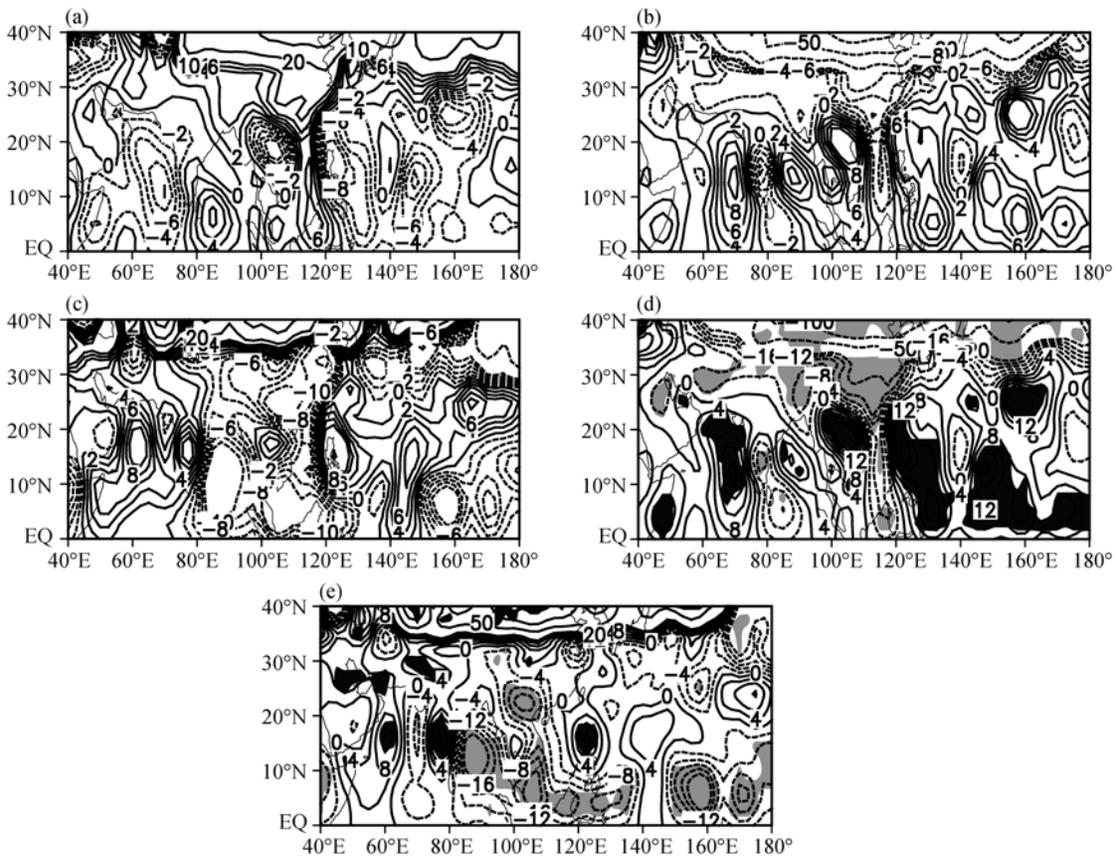


图 4 夏季亚洲地区平流层-对流层水汽交换距平的合成分析

(a) 1958~1977 年平均; (b) 1978~1992 年平均; (c) 1993~2001 年平均; (d) 1978~1992 年和 1958~1977 年差值场; (e) 1993~2001 年和 1978~1992 年差值场. 图中深色(浅色)阴影区表示通过 95% 信度检验的正值(负值)区. 单位: $10^{-9} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

差值场(图 4(d))可以看出, 这种年代际的转换在绝大部分地区都是显著的. 1993~2001 年(图 4(c)), 孟加拉湾北部、中南半岛南部-南海西部的正距平消失, 整个 80°~120°E、北纬 35°N 以南地区基本上都变成了负距平, 且基本上都通过了 95% 的信度检验(图 4(e)). 同时阿拉伯海正距平向东扩展, 整个印度半岛由负距平变成了正距平. 此外西太平洋水汽输送位相变化也是明显的: 除了 10°~20°N 的热带西北太平洋季风区水汽输送是增强的以外, 其他地区整体上由正距平变成了负距平, 而且强度很大.

结合 3 个时段的异常形态(图 4(a)~(c))可以发现, 孟加拉湾-东亚大陆及南海海域向上水汽输送经历了逐渐减弱过程, 表明这些地区的水汽交换通道作用在逐渐减弱; 而阿拉伯海和西北太平洋季风区向上水汽输送则是逐渐加强的, 表明西北太平洋地区在

水汽交换中扮演着越来越重要的角色, 因此应该值得重视. 那么引起水汽输送年代际维持和变化的原因是什么? 不同地区影响因子有何不同? 因为平流层-对流层水汽交换年代际变化研究不仅对深入认识平流层-对流层水汽变化和分布有重要的直接意义, 而且对理解和认识其他物质和化学成份的交换也有重要的指示作用, 因此这些问题非常值得深入研究. 下面我们将从热源外强迫的角度重点探讨热源和海陆热力差异的年代际变化特征, 以及不同时段海洋和大陆热力作用的相对贡献, 以期对上述问题作出回答.

4 海陆上空热源差异的外强迫作用

图 5(a)~(c)给出 3 个时期平均的地面到 100 hPa 积分的夏季视热源距平分布. 1977 年以前(图 5(a)),

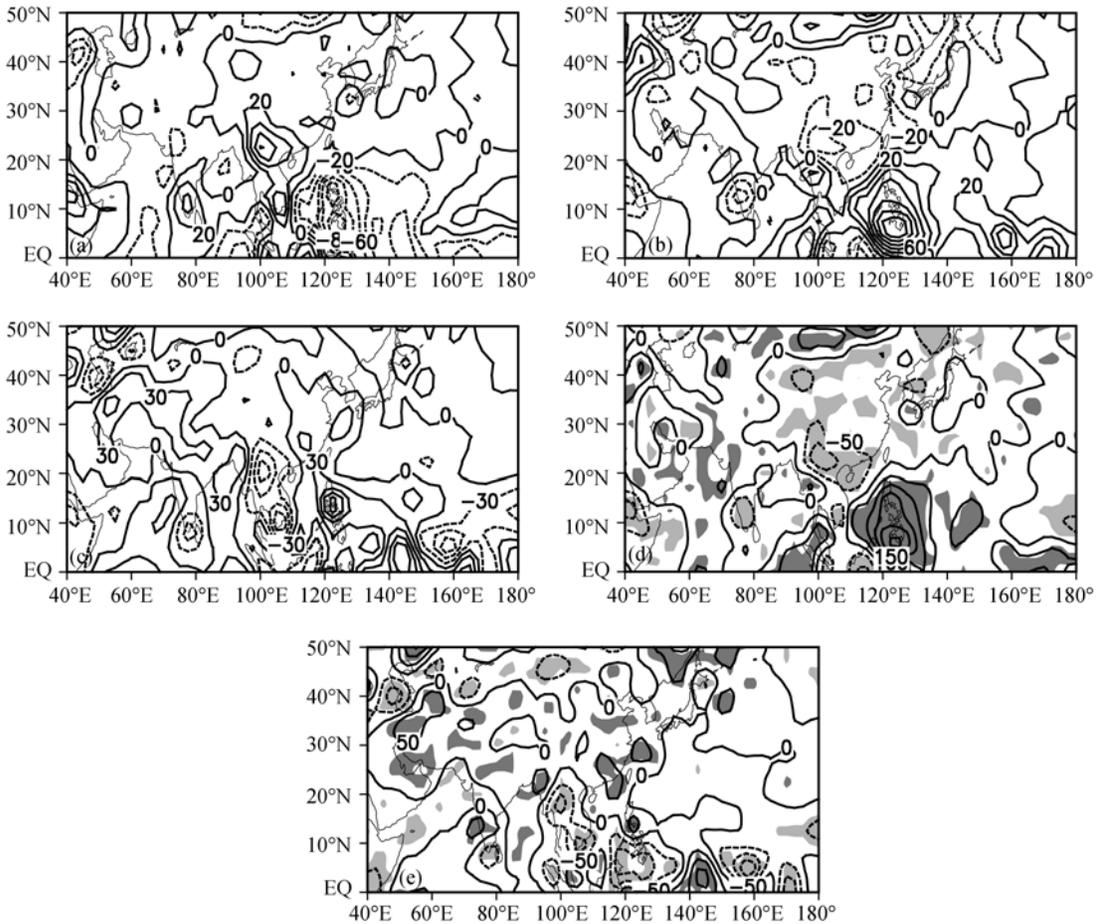


图 5

同图 4, 但为地面~100 hPa 垂直积分的夏季视热源距平分布(Q1, 单位: W/m²)

热源正距平主要分布在 20°N 以北, 80°E 以东地区, 高值中心则位于索马里半岛、印度半岛、中国西南地区以及中南半岛北部; 而西亚、阿拉伯海、南海南部至菲律宾以东洋面异常偏冷, 冷中心位于菲律宾群岛. 虽然海陆上空热源差异与海陆热力差异不完全等价, 但二者却有密切的正相关关系^{[38]1)}, 因此热源的这种分布有利于强的孟加拉湾夏季风和东亚夏季风的维持. 到了 1978~1992 年(图 5(b)), 除了中南半岛和孟加拉湾地区仍然维持原有的正距平, 其他地区热源异常反相, 南海南部-菲律宾群岛一带已经从最强的负距平中心变为了最强的正距平中心, 而青藏高原-中国东部大陆也从正距平区变为了负距平区, 这种分布无疑减弱了亚洲东部地区的海陆上空热力差异, 从而东亚季风减弱, 而热带西太平洋季风增强. 1993 年以后(图 5(c)), 伊朗高原出现了大片的正异常区, 阿拉伯海北部的正异常区移到了东南侧, 结果这一地区海陆上空热力差异得到了进一步加强, 上升运动加强. 同时中南半岛-中国中部为大片负异常区, 而西太平洋地区的正异常区偏南, 这可能与赤道辐合带加强有关. 从夏季视热源的年代差值场(图 5(d), (e))上不难发现, 这三个时段的年代际变化在绝大部分地区都是显著的. 总之, 热源年代际异常必然引起亚洲地区海陆上空热力差异发生变化, 从而使得亚洲夏季风各子系统产生年代际增强或减弱, 最终影响亚洲地区平流层-对流层水汽交换年代际转型.

进一步我们计算了 1958~2001 年以来海陆视热源差异(图 6). 可以看到, 20 世纪 60 年代初期到 70 年代初期, 海陆视热源差异经历了逐渐增大的过程, 此后逐渐减小, 至 70 年代末期达到极小值, 之后有小幅上升, 到 80 年代中期达极大, 但此极大值远远小于 70 年代初期的极大值, 此后又迅速减少, 到 90 年代中期达到最小值. 很明显, 海陆上空的热源差异基本上经历了强-较弱-弱三段年代际变化, 且经过 95% 信度检验的突变点位于 1976 年和 1990 年, 均略早于水汽交换的年代际突变(1977 和 1992 年). 因此可以认为, 在年代际尺度上海洋和大陆的综合作用决定了亚洲夏季风的年代际变异, 从而影响平流层-对流层水汽交换的年代际异常. 那么在不同时段海洋和大陆的相对重要性如何?

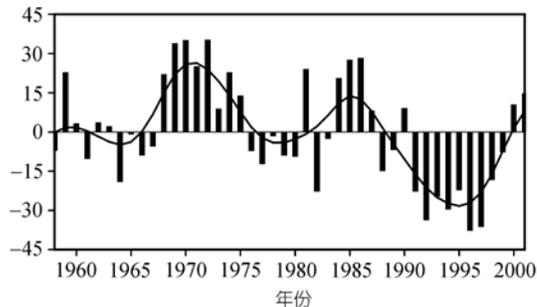


图 6

30°~140°E, 20°S~40°N 范围内陆地平均(472 个格点)和海洋平均(653 个格点)Q1 的差值序列(柱状线)及其年代际分量(实线)(单位: W/m^2)

5 青藏高原和热带西北太平洋大气热源的影响

正如引言中指出的, 夏季青藏高原(75°~105°E, 25°~40°N)是显著的热源, 其热力变化对亚洲季风环流、ENSO 的形成、及对水汽及物质输送均可能有重要作用, 因此我们将以高原热源为代表, 检测大陆热源年代际变化和相对重要性. 另一方面, 热带西北太平洋(120°~160°E, 10°~20°N)的热力对流所激发的 Rossby 波对亚洲地区环流有重要影响, 且在上述分析中发现这一区域无论是热源还是水汽交换都具有很强的年代际变化, 为此我们将这一地区作为代表, 探讨海洋热源年代际变化及相对重要性.

5.1 青藏高原和热带西北太平洋大气热源的年代际变化特征

青藏高原和热带西北太平洋夏季视热源距平的时间序列如图 7 所示. 可以清楚地看到, 两个地区热源异常都具有明显的年代际变化特征. 对于高原热源(图 7(a)), 70 年代中期以前和 90 年代初期以后为正距平, 期间为负距平, 且近十几年来正距平较弱; 对于热带西北太平洋地区(图 7(b)), 其热源经历了逐渐增强的过程, 尤其是近十几年热源强度迅速增大. 可见, 在第一时段, 高原的异常热源和西太平洋的异常冷源作用都很强, 但后两个时段高原作用有所减弱, 热带西北太平洋异常热源则迅速增强. 这三段式的年代际变化与海陆上空热源差异及平流层-对流层水汽交换的年代际差异情况非常相似, 而且突变的时

1) 赵平, 周秀骥, 陈隆勋, 等. 中国东部-西太平洋副热带季风和降水的气候特征及成因分析, 气象学报, 2008

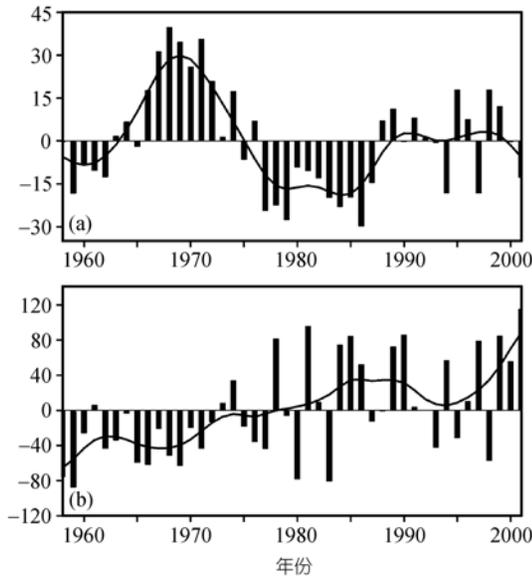


图 7

(a)青藏高原(75°~105°E, 25°~40°N)和(b)热带西北太平洋(120°~160°E, 10°~20°N)夏季视热源 Q1 的时间序列(柱状线)及年代际分量(实线). 单位: W/m^2

间也较为一致. 那么平流层-对流层水汽交换的年代际变化是否就与热源的年代际转型有关? 下面我们重点分析两者之间的关系.

5.2 与平流层-对流层水汽交换年代际变化的关系

为了定量描述 2 个地区热源与水汽交换的年代际关系, 我们计算了 2 个地区夏季热源年代际分量与亚洲地区夏季平流层-对流层水汽交换年代际分量的相关系数, 其分布如图 8 所示. 由于本文是利用 9 点高斯滤波提取年代际分量, 因此在判断相关系数和回归系数(见下节)的显著性时采用了有效自由度^[39].

我们看到, 年代际尺度上高原热源和西北太平洋热源与水汽交换的关系都是比较密切的. 对高原热源(图 8(a)), 强的正相关区主要成带状分布在 25°N 以北地区, 而强的负相关区则主要间隔地分布在 25°N 以南的阿拉伯海东部、孟加拉湾东部-中南半岛一带、菲律宾邻近海域以及赤道太平洋地区. 对热带西北太平洋热源(图 8(b)), 最显著的特征就是相关系数基本上以 80°E 和 120°E 为界, 从西到东呈“+—+”波列分布. 对照图 4 和图 7 不难发现, 在 1977 年以前, 高原的异常热源和西太平洋的异常冷源作用都很强, 且两者对水汽交换的作用基本一致, 结果这个时期

亚洲地区水汽交换的年代际特征是两者共同作用的结果, 但对孟加拉湾-中南半岛地区西北太平洋冷源作用最显著. 在 1978~1992 年间, 高原热源具有强的负距平, 而热带西北太平洋热源变为正距平, 此时两者对水汽交换的作用也基本一致, 但对孟加拉湾-中南半岛地区则是高原异常冷源起主要作用. 1992 年以后, 高原热源进入弱的正距平阶段, 而热带西北太平洋热源持续增强, 此时在大部分地区高原热源与热带西北太平洋热源作用是相反的, 但除了 35°N 以北地区及其赤道西太平洋地区高原热源贡献较大外, 其他地区西北太平洋热源在水汽交换中起主要贡献.

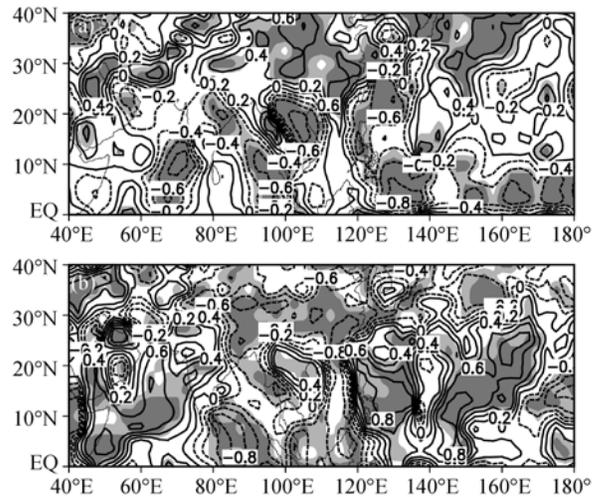


图 8

(a)青藏高原和(b)热带西北太平洋夏季视热源 Q1 年代际分量与亚洲地区夏季平流层-对流层水汽交换年代际分量的相关分布. 深色(浅色)阴影区表示通过 95%(90%)信度检验

至此可以认为, 44 a 来青藏高原和热带西北太平洋的热力作用都发生了重大调整, 在年代际尺度上两者的综合作用对平流层-对流层水汽交换的年代际异常有重要影响. 然而不同时段不同地区青藏高原和热带西北太平洋大气热源的贡献有所不同: 1992 年以前, 两者的贡献是一致的; 1992 年以后两者的贡献相反, 且在该时段热带西北太平洋热源起主要作用.

5.3 与大气环流年代际变化的关系

以上分析可知, 青藏高原和热带西北太平洋大气热源的年代际变化对平流层-对流层水汽交换的年代际变化有重要影响, 那么其影响的物理机制是什

么? 下面我们分析与热源异常有关的大气环流的年代际变化.

图 9 为年代际尺度上青藏高原和热带西北太平洋夏季视热源回归的夏季 850 hPa 异常风场. 从图 9(a) 可以看到, 青藏高原热源偏强的年代, 从南海到中国东部大陆为一致的偏南风异常; 西太平洋维持一异常反气旋, 表明该时期西太平洋副热带高压偏强且位置偏东, 这是典型的强东亚夏季风环流形式, 有利于对流和降水在南海地区活跃及在中国东部的推进. 此外, 整个孟加拉湾地区为一致的异常西南气流, 阿拉伯海地区为一致的异常偏北气流, 索马里越赤道急流减弱, 表明南亚季风在东部是偏强的, 而在西部是偏弱的, 因此有利于东部水汽输送而抑制西部水汽输送. 与青藏高原热源偏强时大气环流状态相比, 在热带西北太平洋热源偏强的年代(图 9(b)), 大气环流几乎发生了逆转: 中国东部至南海、孟加拉湾北部-中南半岛南部变为了一致的偏北风异常, 表明东亚季风和孟加拉湾季风处于较弱期, 结果该地区水汽减少, 对流偏弱; 而在阿拉伯海地区却为一致的西南风异常, 表明这一地区季风偏强. 此外我们也看到, 西太平洋地区均为异常气旋控制, 表明该时期西太

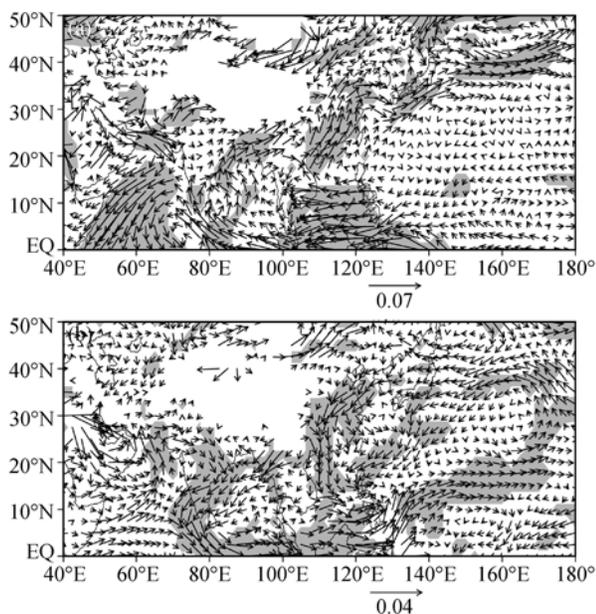


图 9

(a)青藏高原和(b)热带西北太平洋夏季视热源 Q1 年代际分量回归的夏季 850 hPa 异常风场的年代际分量(单位: m/s). 阴影区表示通过 95% 信度检验区域

副高偏弱, 有利于异常上升运动的维持. 需要注意的是, 此时来自异常气旋的偏东气流和来自赤道的异常偏西气流在菲律宾及其以东洋面汇合, 结果有利于这一地区辐合带活动的加强.

图 10 给出了年代际尺度上两个地区视热源回归的夏季 500 hPa 异常高度场. 不难看出, 在年代际尺度上, 与青藏高原和热带西北太平洋大气热源异常相联系的 500 hPa 高度场具有明显的反位相关系, 其中最显著的区域出现在 20°N 以南的热带地区及东南亚南部地区. 当青藏高原大气热源偏强时, 亚洲绝大部分地区处于强负距平区, 结果使得中高纬度槽和大陆低压加强, 西太副高偏东. 在东亚地区这种高度场配置有利于北方冷空气南下和南方暖湿空气北上, 因此锋面对流加强, 水汽输送偏多. 在孟加拉湾地区这种配置也是有利于西南暖湿气流的输送. 而当热带西北太平洋夏季热源偏强时, 情况与此相反, 西太副高西伸, 不利于南方暖湿空气北上; 印度低压减弱, 不利于孟加拉湾地区西南暖湿气流的北上.

对流层水汽的分布和变化与平流层-对流层水汽交换有密切的关系, 为此我们给出青藏高原和热带西北太平洋夏季热源回归的地面至 300 hPa 垂直积分的水汽通量散度场, 如图 11 所示. 可以看到, 青藏高原热源偏强时(图 11(a)), 水汽通量辐合区主要集中在

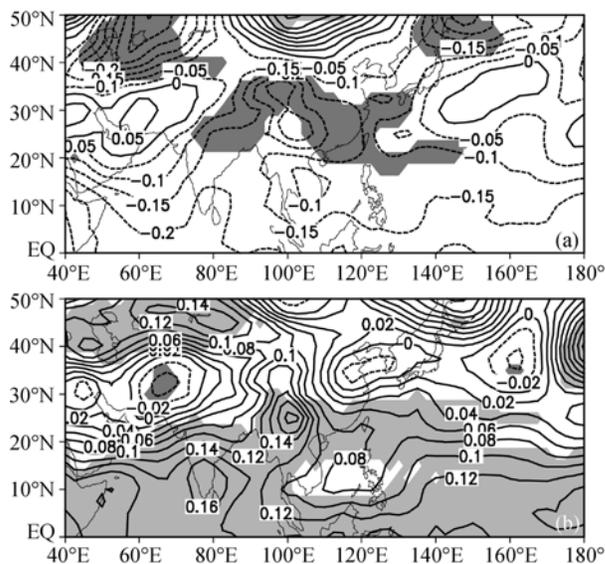


图 10

同图 9, 但为回归的 500 hPa 异常高度场的年代际分量(单位: 位势十米), 图中深色(浅色)阴影表示负值(正值)通过 95% 信度检验

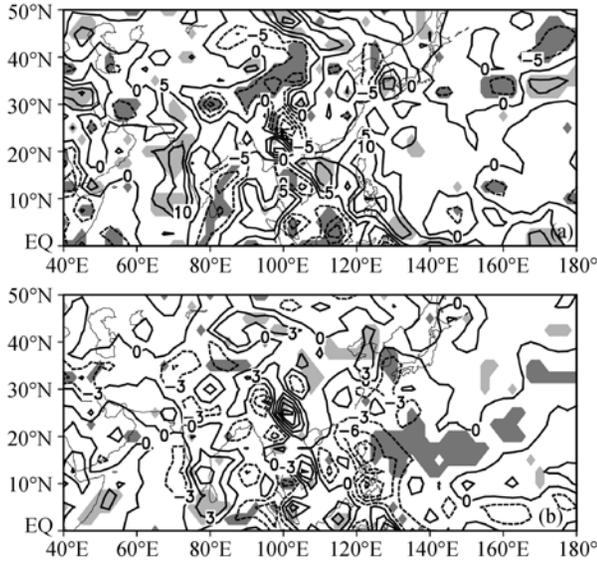


图 11

同图 9, 但为回归的垂直积分(地面~300 hPa)的水汽输送通量散度的年代际分量(单位: $10^{-10} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), 图中深色(浅色)阴影区表示通过 95% 信度检验的水汽辐合(辐散)区

孟加拉湾、亚洲大陆东部及日本以西洋面, 与这些地区夏季风偏强(图 9)是相对应的; 而辐散区主要位于阿拉伯海、南海-菲律宾以东洋面, 与这些地区夏季风偏弱相联系. 而热带西北太平洋热源偏强时(图 11(b)), 亚洲大部均为水汽通量辐合区, 表明水汽偏多且向上输送显著, 因而有利于对流层水汽向平流层输送; 而辐散区仅主要位于亚洲大陆东部和印度半岛-孟加拉湾西部地区, 因此水汽偏少, 不利于更多水汽进入平流层.

最后考察高层垂直运动的情况. 图 12 为年代际尺度上青藏高原和热带西北太平洋夏季视热源回归的夏季 100 hPa 异常垂直速度场. 类似地, 在年代际尺度上, 与青藏高原和热带西北太平洋大气热源异常相联系的 100 hPa 垂直速度分布也具有明显的反位相关系. 当青藏高原热源偏强时(图 12(a)), 阿拉伯半岛、印度半岛、中国大陆-南海-中南半岛南部以及西太平洋北部均为异常上升运动; 而阿拉伯海东部、中南半岛北部、菲律宾及其以东海域为异常下沉运动. 当热带西北太平洋热源偏强时(图 12(b)), 垂直速度异常场几乎反号, 25°N 以北地区基本上都变成了异常下沉区, 同时阿拉伯海和菲律宾及其以东洋面出现了异常上升区. 很明显, 与青藏高原和热带西北太

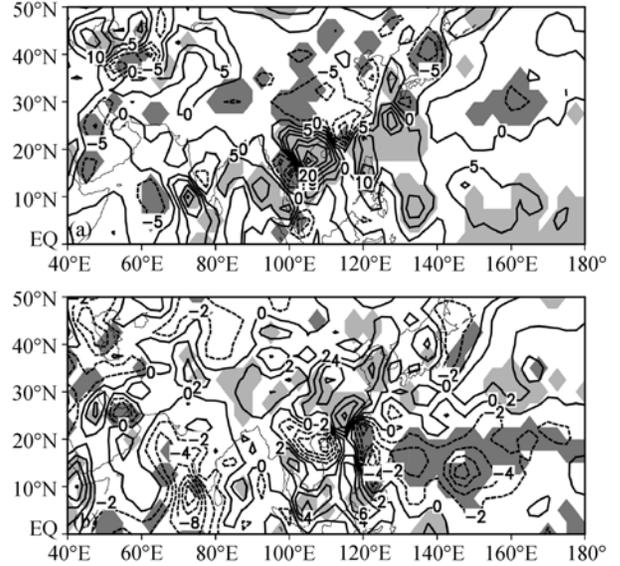


图 12

同图 9, 但为回归的 100 hPa 异常垂直速度场的年代际分量(单位: 10^{-5} Pa/s), 图中深色(浅色)阴影表示负值(正值)通过 95% 信度检验

平洋热源相关联的垂直速度分布与图 8 的相关场分布基本是相似的, 表明热源的变化能激发出异常的垂直运动和季风环流, 从而有利于水汽向上或向下传输.

总之, 在年代际尺度上青藏高原和热带西北太平洋热源对亚洲地区平流层-对流层水汽交换有重要作用, 但不同时段不同地区两者的贡献有所不同: 1992 年以前, 青藏高原和热带西北太平洋热源的贡献正好一致; 1992 年以后两者的贡献相反, 且在该时段热带西北太平洋热源起主要作用. 两者影响平流层-对流层水汽交换的机制大致可以概括为: 夏季大陆和海洋热源的异常会引起亚洲夏季风异常, 在不同的季风子系统影响下, 亚洲地区出现异常的大气环流和垂直运动, 从而影响平流层-对流层之间水汽的交换.

6 结论和讨论

本文主要利用 Wei 公式对北半球平流层-对流层水汽交换过程进行诊断分析, 尤其对亚洲地区夏季水汽交换的年代际特征作了重点研究, 并在此基础上对其可能的产生机理进行了深入探讨.

对北半球平流层-对流层水汽交换的气候学特征

进行了研究, 结果表明, 在热带地区, 水汽交换特征主要是以对流层向平流层输送为主, 然而在热带外地区, 主要以平流层向对流层输送为主. 需要特别注意的是, 亚洲夏季风的爆发开启了亚洲南部半岛-印度洋-太平洋交汇区在全球对流层向平流层水汽输送中的通道作用, 该通道能将亚洲季风区内丰富的水汽源源不断地输送到平流层, 影响平流层水汽的分布和变化. 此外, 我们从文献[40]的地面排放源的分布中发现, 孟加拉湾和印度半岛的东北部地区是一个污染源的极大值区, 该大值区内的排放物在夏季很有可能通过上述的通道进入到平流层, 因此亚洲地区成为了本文研究的重点.

EOF 分析和突变点检验发现, 亚洲地区水汽交换整体上都具有明显的年代际变化, 且在近 44 a 可以分为三段比较稳定的时段: 1958~1977 年, 1978~1992 年和 1993~2001 年. 在这三个时段中, 孟加拉湾-东亚大陆及南海海域的水汽交换通道作用在逐渐减弱, 而西北太平洋地区则在水汽交换中扮演着越来越重要的角色.

亚洲地区海陆上空的热源差异表现出了显著的

年代际变化, 水汽交换的年代际转型与此相对应. 我们将青藏高原代表大陆, 热带西北太平洋代表海洋, 重点分析了大陆热源和海洋热源在平流层-对流层水汽交换中的相对重要性. 结果表明, 44 a 来青藏高原和热带西北太平洋的大气热源作用发生了重大调整, 在年代际尺度上两者的综合作用决定了亚洲夏季风的年代际变异, 从而使得亚洲地区大气环流和水汽分布出现年代际变化, 最终影响平流层-对流层水汽交换的年代际异常. 然而不同时段不同地区两者的贡献有所不同: 1992 年以前, 两者的贡献是一致的; 1992 年以后二者的贡献相反, 且在该时段热带西北太平洋起主要作用. 因此, 我们可以认为青藏高原和热带西北太平洋大气热源的年代际变化是引起平流层-对流层水汽交换年代际变化的主要原因.

20 世纪末 Oltmans 和 Hofmann^[41] 利用无线电探空仪资料首次注意到平流层水汽存在增加趋势, 那么亚洲地区平流层-对流层水汽交换的年代际变化是否对平流层水汽长期趋势有影响? 如果有影响的话, 究竟哪个地区贡献最大? 这些是非常值得深入的问题, 将是未来研究工作的一个重点.

致谢 感谢两位匿名审稿专家提出了宝贵的修改意见.

参考文献

- 1 Brewer A W. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Q J R Meteorol Soc*, 1949, 75: 351—363 [\[DOI\]](#)
- 2 Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. Stratosphere-troposphere exchange. *Rev Geophys*, 1995, 33: 403—439 [\[DOI\]](#)
- 3 Newell R E, Gould-Stewart S. A stratospheric fountain? *J Atmos Sci*, 1981, 38: 2789—2796 [\[DOI\]](#)
- 4 Rosenlof K. How water enters the stratosphere. *Science*, 2003, 302: 1691—1692 [\[DOI\]](#)
- 5 Chen P. Isentropic cross-tropopause mass exchange in the extratropics. *J Geophys Res*, 1995, 100: 16661—16673 [\[DOI\]](#)
- 6 Dethof A, O'Neill A, Slingo J M, et al. A mechanism for moistening the lower stratosphere involving the Asian summer monsoon. *Q J R Meteorol Soc*, 1999, 125: 1079—1106 [\[DOI\]](#)
- 7 丛春华, 李维亮, 周秀骥. 青藏高原及其邻近地区上空平流层-对流层之间大气的质量交换. *科学通报*, 2001, 46(22): 1914—1918
- 8 杨健. 东亚地区平流层、对流层交换过程研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2002
- 9 Bannister R N, O'Neill A, Gregory A R, et al. The role of the S. E. Asian Monsoon and other seasonal features in creating the 'tape recorder' signal in the unified model. *Q J R Meteorol Soc*, 2003, 130: 1531—1554 [\[DOI\]](#)
- 10 Gettelman A, Kinnison D E, Dunkerton T J, et al. The impact of monsoon circulations on the upper troposphere/lower stratosphere. *J Geophys Res*, 2004, 109: D22101 [\[DOI\]](#)
- 11 Fu R, Hu Y, Wright J S, et al. Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau. *Proc Nat Acad Sci*, 2006, 103: 5664—5669 [\[DOI\]](#)

- 12 Zhan R, Li J, Gettelman A. Intraseasonal variations of upper tropospheric water vapor in Asian monsoon region. *Atmos Chem Phys Discuss*, 2006, 6: 8069—8095
- 13 郭冬, 吕达人, 孙照渤. 全球平流层、对流层质量交换的季节变化特征. *自然科学进展*, 2007, 17(10): 1391—1400
- 14 陶诗言, 陈隆勋. 夏季亚洲大陆上空大气环流结构. *气象学报*, 1957, 28(2): 234—246
- 15 曾庆存, 李建平. 南北两半球大气的相互作用和季风的本质. *大气科学*, 2002, 26: 433—448
- 16 Ye D Z, Wu G X. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Met Atmos Phys*, 1998, 67: 181—198 [\[DOI\]](#)
- 17 赵平, 陈隆勋. 35年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(4): 327—332
- 18 徐祥德, 周明煜, 陈家宜, 等. 青藏高原地-气过程动力、热力结构综合物理图象. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(5): 428—440
- 19 Chen L X, Shmidt F, Li W. Characteristics of the atmospheric heat source and moisture sink over the Qinghai-Tibetan Plateau during the second Tipex of summer 1998 and their impact on surrounding monsoon. *Meteor Atmos Phy*, 2003, 83: 1—18 [\[DOI\]](#)
- 20 陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 上对流层-下平流层交换过程研究的进展与展望. *大气科学*, 2006, 30: 813—820
- 21 Nitta T. Convective activities in the tropical western Pacific their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J Meteor Soc Japan*, 1987, 64: 373—390
- 22 Huang R H, Sun F Y. Impact of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70: 243—256
- 23 Lu R Y, Ryu C S, Dong B W. Associations between the Western North Pacific Monsoon and the South China Sea monsoon. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 12—24 [\[DOI\]](#)
- 24 Chou C, Tu J Y, Yu J Y. Interannual Variability of the Western North Pacific Summer Monsoon: differences between ENSO and Non-ENSO Years. *J Clim*, 2003, 16: 2275—2287 [\[DOI\]](#)
- 25 Wei M Y. A new formulation of the exchange of mass and trace constituents between the stratosphere and troposphere. *J Atmos Sci*, 1987, 44 (20): 3079—3086 [\[DOI\]](#)
- 26 Siegmund P C, van Velthoven P F J, Kelder H. Cross-tropopause transport in the extratropical northern winter hemisphere, diagnosed from ECMWF data. *Q J R Meteorol Soc*, 1996, 122: 1921—1941 [\[DOI\]](#)
- 27 Lamarque J F, Hess P G. Cross-tropopause mass exchange and potential vorticity budget in a simulated tropopause folding. *J Atmos Sci*, 1994, 51: 2246—2269 [\[DOI\]](#)
- 28 Spaete P, Johnson D R, Schaack T K. Stratospheric-tropospheric mass exchange during the President's Day storm. *Mon Weather Rev*, 1994, 122: 424—439 [\[DOI\]](#)
- 29 Wirth V, Egger J. Diagnosing extratropical synoptic-scale stratosphere-troposphere exchange: a case study. *Q J R Meteorol Soc*, 1999, 125: 635—655 [\[DOI\]](#)
- 30 Gettelman A, Sobel A H. Direct diagnoses of stratosphere-troposphere exchange. *J Atmos Sci*, 2000, 57(1): 3—16 [\[DOI\]](#)
- 31 王卫国, 樊雯璇, 金建德, 等. 全球穿越对流层顶质量通量的时空变化特征. *高原气象*, 2007, 26(5): 910—920
- 32 WMO. Definition of the Tropopause. *WMO Bull* 6, 1957. 1—136
- 33 Yanai M, Esbensen S, Chu J H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J Atmos Sci*, 1973, 30: 611—627 [\[DOI\]](#)
- 34 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 1989. 146
- 35 MAXOBEP 3 M. 对流层顶气候学(1983). 张贵银, 廖寿发, 译. 北京: 气象出版社, 1988. 1—303
- 36 吴国雄, 李建平, 周天军, 等. 影响我国短期气候异常的关键区: 亚印太交汇区. *地球科学进展*, 2006, 21(11): 1109—1118
- 37 North G, Bell T, Cahalan R, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function. *Mon Weather Rev*, 1982, 110: 699—706 [\[DOI\]](#)
- 38 Li C, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J Clim*, 1996, 9 (2): 358—375 [\[DOI\]](#)
- 39 Bretherton C S, Widmann M, Dymnikov V P, et al. Effective number of degrees of freedom of a spatial field. *J Clim*, 1999, 12: 1990—2009 [\[DOI\]](#)
- 40 Kato N, Akimoto H. Anthropogenic emissions of SO₂ and NO_x in Asia: emission inventories. *Atmos Environ*, 1992, 26A: 2997—3017
- 41 Oltmans S J, Hofmann D J. Increase in lower-stratospheric water vapour at a mid-latitude northern hemisphere site from 1981~1994. *Nature*, 1995, 374: 146—149 [\[DOI\]](#)