

影响1991年和1994年 南海夏季风爆发迟早的物理因子探讨^{*}

梁肇宁 温之平 袁卓建 覃慧玲

(中山大学季风与环境研究中心/大气科学系, 广州 510275)

摘要 通过使用美国 NCEP/NCAR 再分析资料, 利用纬向平均的局地经向环流模式成功地模拟了1991年(爆发晚年)和1994年(爆发早年)南海夏季风的建立过程, 经过分析发现, 虽然南海夏季风爆发时近地面南风均含有由气压梯度力驱动的地转成分和由除了气压梯度力外的所有动力和热力驱动的非地转成分, 且与三维温度梯度有关的温度平流和对流均有正贡献作用, 但各因子在(这两年南海夏季风环流建立时起正贡献的)排序上有明显的差异, 主要的差异为: 对1991年6月7日00UTC而言, 引起地转风的气压梯度力和引起非地转风的热力及动力的合力作用相当。在引起地转偏差的因子中, 起正贡献作用的主要因子是潜热加热。而对1994年5月2日00UTC而言, 气压梯度力作用相对较小, 在引起地转偏差的因子中, 起正贡献作用的最大因子是平均纬向温度平流。另外, 边界效应独自对模拟的南海近地面最大南风的贡献占42%。引起南海近地层非地转南风的热力和动力因子(稳定度)在1994年5月2日00UTC(早年)均比1991年6月7日00UTC(晚年)大(小)。

关键词: 南海夏季风; 爆发迟早; 物理因子

文章编号 1006-9895 (2004) 02-0216-15 **中图分类号** P433 **文献标识码** A

1 引言

南海夏季风是东亚季风的重要组成部分, 它比印度夏季风更早建立, 这已是确认了的事实。南海夏季风的活动存在明显的年际变化, 其爆发的迟早可相差一个月以上^[1, 2]。观测及数值模拟的结果表明, 南海夏季风的异常活动对东亚以至于北半球夏季大气环流及气候都将产生重要影响^[3, 4]。因此, 有关南海夏季风爆发及其机制研究一直是我国气象工作者十分关心的问题。

关于南海夏季风爆发机制, 许多学者分别从不同的侧面做了研究, 并取得了不少成果。有人强调海陆热力差异对夏季风环流建立的影响^[5, 6], 有人则强调青藏高原大地形的加热和强迫作用^[7, 8], 也有人认为中南半岛与南海之间的局地热力差异对南海夏季风的爆发有促发作用^[9]。有的研究则从海气相互作用的角度分析海温对南海夏季风爆发的影响, 强调赤道印度洋及太平洋的海表温度异常的重要作用^[10, 11]; 也有一些研究认为南海夏季风的爆发与中纬度槽—锋系统的作用有关^[12, 13], 还有的研究发现南海季

2002-10-23 收到, 2003-03-09 收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 项目第一部分和国家自然科学基金资助项目 40275026 共同资助

风爆发早晚年水汽输送通道存在明显的差别^[14]。

以上研究结果表明, 影响南海夏季风爆发迟早的因素是与多个动力和热力因子有关的。然而, 在已有的研究中运用定性定量方法分析导致南海夏季风爆发迟早的机制的研究较少, 因此, 本文选取袁卓建等^[15]导出的局地经向环流模式, 对 1991 年和 1994 年的季风爆发过程做了数值模拟。选取这两年作为研究对象的原因是根据何金海等^[16]主编的《南海夏季风建立日期的确定与季风指数》一书, 1991 年和 1994 年是用绝大多数季风指数定义爆发日期都一致的晚年(1991 年, 6 月 2 候爆发)和早年(1994 年, 5 月 1 候爆发)。因此, 通过探讨这两个典型例子中影响南海夏季风爆发的因子的异同, 有利于为研究其他南海夏季风爆发的早年和晚年提供一个参考。另外, 由于该模式综合考虑了影响季风爆发的所有动力因子(气压梯度力、科里奥利力、摩擦力、惯性力和大气稳定度)和热力因子(感热和潜热输送、长短波辐射、水平温度平流、水汽和温度层结调节过程等), 所以通过分析模拟结果, 能定性、定量地找出每个影响南海夏季风爆发迟早的因子的贡献大小。

数值模拟所用资料的来源及处理见第 2 节, 模式简介及性能检验见第 3 节, 模拟结果及讨论见第 4 节, 第 5 节是结论。

2 资料来源及处理

本文采用经中国科学院大气物理研究所资料中心处理过的来自美国的 NCEP/NCAR 再分析资料。高空资料空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬格距, 将 NCEP 提供的 17 层水平风场、位势高度场和温度场资料, 12 层垂直速度资料及 8 层比湿资料线性地插到本模式的 19 层上(950~50 hPa, 间距为 50 hPa)。地面资料为高斯网格点再分析资料, 包括水平风场、气压场、温度场和湿度场资料。

选取的模拟区域为 ($5 \sim 52.5^\circ\text{N}$, $105 \sim 125^\circ\text{E}$), 模拟的是季风爆发候及其前后各 1 候, 即 1991 年 6 月 1~15 日和 1994 年 4 月 26 日~5 月 10 日每日两个时刻(00UTC 和 12UTC)共 60 个时次的经向环流。

3 模式简介及模式性能检验

3.1 模式简介

本文采用的模式是一个 19 层局地纬向平均的经向环流模式, 袁卓建等^[17]在推导这个诊断方程的过程中, 为了考虑大气运动的主要物理过程, 运用了地球 P 坐标系下的连续方程、纬向运动方程、静力平衡方程、热力学方程和水汽方程的原始形式(唯一的假设只是将经向运动方程简化为梯度风平衡方程), 导出了以经向环流流函数为诊断量的椭圆型线性诊断方程:

$$\left[\frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\bar{A} \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \bar{B} \frac{\partial}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial p} \left(\bar{B} \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \bar{C} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] \bar{\psi} = F, \quad (1)$$

F 为强迫力的合力。由经向环流流函数 ψ 的梯度可算出经向速度 v_ψ 和垂直速度 ω_ψ 如下:

$$v_\psi = -\frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial \psi}{\partial p}, \quad \omega_\psi = \frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial \psi}{\partial \phi}. \quad (2)$$

方程 (1) 中的系数 A 、 B 、 C 分别表示静力稳定度、斜压稳定度和惯性稳定度,

$$\bar{A} = \frac{\bar{\sigma}_s}{\cos\phi}, \quad \bar{B} = \frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial \alpha}{\partial \phi}, \quad \bar{C} = \frac{\bar{f}_A \bar{f}_B}{\cos\phi}, \quad (3)$$

其中, f_B 与绝对涡度有关, 即

$$f_B = f - \frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial (u \cos\phi)}{\partial \phi}. \quad (4)$$

当流体稳定度 $AC - B^2 > 0$ 时, 方程 (1) 为一椭圆方程, 可用超松弛迭代法求出数值解^[18]。方程 (1) 等号右边强迫力 F 是以下各种动力和热力的合力:

$$F = \frac{\partial}{\partial p} \left[\bar{f}_A \left(-\frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \lambda} + \bar{F}_\lambda - \frac{\bar{u}}{a \cos\phi} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \lambda} + \bar{f}_B v_\chi - \bar{\omega}_\chi \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} - \frac{\bar{u}'}{a \cos\phi} \frac{\partial \bar{u}'}{\partial \lambda} + \bar{f}_B' v' - \bar{\omega}_\chi' \frac{\partial \bar{u}'}{\partial p} \right) \right] \\ (I) \quad (II) \quad (III) \quad (IV) \quad (V) \quad (VI) \quad (VII) \quad (VIII) \\ - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{\overline{RQ}}{pc_p} - \frac{\bar{u}}{a \cos\phi} \frac{\partial \alpha}{\partial \lambda} - \frac{\bar{v}_\chi}{a} \frac{\partial \alpha}{\partial \phi} + \bar{\sigma}_s \omega_\chi - \frac{\bar{u}'}{a \cos\phi} \frac{\partial \alpha'}{\partial \lambda} - \frac{\bar{v}'}{a} \frac{\partial \alpha'}{\partial \phi} + \bar{\sigma}_s \omega_\chi' \right). \quad (5) \\ (IX) \quad (X) \quad (XI) \quad (XII) \quad (XIII) \quad (XIV) \quad (XV)$$

由于实际风场除了可分为地转风 (v_g) 和非地转风 (v_{ag}) 外, 还可分为无旋部分 (v_χ) 和有旋部分 (v_ψ), 因此有 $v = v_g + v_{ag} = v_\chi + v_\psi$ 。依 Stokes 定理, 只有有旋部分 v_ψ 与 (经向) 环流有关^[17]。 v_ψ 与流函数 ψ 有关, 被视作未知的诊断量。因此, 在解方程 (1) 时要将与 v_χ 有关的量放在等号右边当作强迫项处理, 也就是说 v_χ 被视为已知量必须事先给出。确定已知量 v_χ 的方法有两种^[17], 第一种直接用 NCEP 提供的“观测”资料来确定, 做法如下: 先用“观测”的资料算出“观测”的涡度, 然后根据这个“观测”的涡度求解关于“观测”的流函数在球坐标下的泊松方程, 再由求出的“观测”的流函数和 (2) 式求出“观测”的 v_ψ (这个“观测”的 v_ψ 可以作为检验模式结果, 即模拟 v_ψ 优劣的标准量), 最后利用“观测”的 v 和 v_ψ , 按 $v_\chi = v - v_\psi$ 得出“观测”的 v_χ 。另一种方法则由理论分析得出^[17], 在 $f = \text{常数}$ 的情况下, 有 v_χ 严格等于 v_g , 即

$$v_\chi = v_g, \quad (6)$$

因此, 也有副产品

$$v_\psi = v_{ag}, \quad (7)$$

即 v_{ag} 可作为检验模式结果的标准量。第一种方法虽然没用任何假设, 但由于计算中多次利用数值方法求解高阶偏微分方程, 所以这个已知的“观测”的 v_χ 场要受离散误差、截断误差、舍入误差和大量小差的影响, 误差不会小且难以估计; 相比之下第二种方法比较简洁明了, 而且只受 $f = \text{常数}$ 这一假设的影响, 所以由其确定的已知量 v_χ 只存在系统误差。故本研究采用第二种方法来确定已知量 v_χ 。由于利用 (7) 式的关系, 下文将模式模拟所得的 v_ψ (经向有旋部分) 统称为模拟的 v_{ag} (经向非地转风)。

上述方程中 ($\bar{\quad}$) 代表局地纬向平均量, (\quad') 代表相对平均量的偏差 (即涡动量)。从 (5) 式可知, 诊断方程 (1) 中强迫力的合力包括影响南海季风爆发的多种因子, 其中动力因子有反映与大陆和海洋热力特性有关的南亚高压和副热带高压等系统作用的气压梯度力 [(5) 式中的 (I)], 与下垫面粗糙度和流体应力有关的摩擦力 [(5) 式中的 (II)], 反映各种急流和西风动量的水平输送和垂直混合作用的惯性力 [(5) 式

中 (III)、(IV) 中的一部分、(V)、(VI) 和 (VIII)], 以及反映地转作用的科里奥利力 [(5) 式中的 (IV) 中的一部分]。热力因子有凝结潜热 (与降水和 OLR 有关)、地面感热和潜热通量 (在海上则与海面温度有关) 及长短波辐射 [这些量全部由 (5) 式 (IX) 中的 Q 表示], 平均和涡动的水平温度平流 [(5) 式中的 (X)、(XI)、(XIII) 和 (XIV)] 和温度垂直对流 [(5) 式中的 (XII) 和 (XV)]。

我们可用方程 (1) 做机制分析的原因在于方程是线性的, 满足线性叠加原理。运用数值解法 (超松弛迭代法) 就可以求出流体在稳定的状态下, 所有内力和边界效应共同驱动的局地季风经向环流和各个热力、动力因子在没有边界效应的情况下独自驱动的局地季风经向环流, 由此可定量地比较各个强迫力的相对重要性。

考虑到南海夏季风建立会受到越赤道气流的影响, 模式将南 (5°N 和 7.5°N)、北 (50°N 和 52.5°N) 边界都作为开边界处理 (因为诊断方程为二阶偏微分方程, 故南北边界各给两处的边界值)。南北边界处的流函数 ψ 值由“观测”的 $v_{\psi} \approx v_{\text{ag}}$ 和对 (2) 式积分算出。在考察边界的独自作用时, 内力全部撤消 (即将内强迫力全赋零值), 且在迭代初始, 除了南北边界外, 模拟区域内的流函数值全部赋予零值^[18]。在这种 (内区域流函数和强迫力全为零, 仅南北边界上的流函数值不为零) 情况下, 由模式迭代算出的流函数场 (或 v_{ψ} 场) 则纯粹为南北边界效应导致。北边界取到 52.5°N 的目的在于尽可能突出南边界的越赤道气流对南海近地面西南风的作用, 因为分析表明 (图略), 北边界低层多数为北风控制, 而南海近地面的南风是绝不可能由北边界的北风造成的。在考虑内力单独作用时, 迭代初始整个模拟区域 (包括南北边界) 的流函数值全取为零, 除了所考虑的单个内力外, 其他内力也均取为零, 因此迭代算出的流场完全由该内力驱动。

3.2 模式性能检验

为了保证数值诊断分析的可信度, 我们先对模拟性能做些检验。具体思路和方法如下: 用“观测”的 $v_{\psi} \approx v_{\text{ag}}$ 作为标准场, 与由模式算出来的 v_{ψ} 作比较, 若模拟得出的 v_{ψ} 的中心位置和强度与标准场较一致, 则可以认为该模式的性能是优越的。本研究对 1991 年和 1994 年南海夏季风爆发过程共 60 个时刻的经向环流场进行了数值模拟和比较, 模拟结果与观测结果相符。以下给出的是 1991 年和 1994 年公认的南海夏季风爆发候 (1991 年为 6 月第 2 候、1994 年为 5 月第 1 候) 中季风爆发特征显著的两个时刻 (1991 年 6 月 7 日 00UTC 和 1994 年 5 月 2 日 00UTC) 的模拟结果。

3.2.1 1991 年 6 月 7 日 00UTC 的情况

由图 1 可以发现, 用上述模式模拟的在开边界条件下 (即在越赤道气流的影响下) 由强迫力的合力驱动的经向非地转风场 (图 1b) 与观测所得的经向非地转风场 (图 1a) 在形势上是非常相似的, 低纬地区都是中低层吹南风而高层吹北风, 并且低纬低层非地转南风在中心位置 (18°N 附近) 和强度 (2 m s^{-1}) 上都十分一致, 这说明所用的模式性能是良好的。

3.2.2 1994 年 5 月 2 日 00UTC 的情况

由图 2 也可以比较得出, 虽然模拟出的南海低层南风的中心强度 (图 2b) 比观测 (图 2a) 的稍大 (主要受水汽资料影响), 但在形势上它们是相同的, 这就再一次证明了该模式性能的可信度。

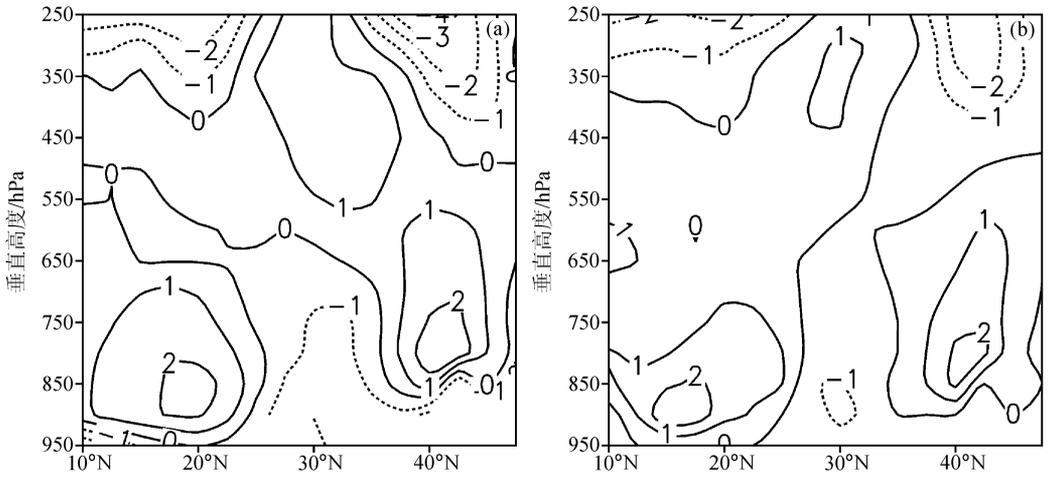


图1 1991 南海夏季风爆发时刻 (6月7日 00UTC) 105~125°E 平均经向非地转风 (单位: m s^{-1}) 经向剖面图
 (a) “观测的” 经向非地转风; (b) 模拟的经向非地转风

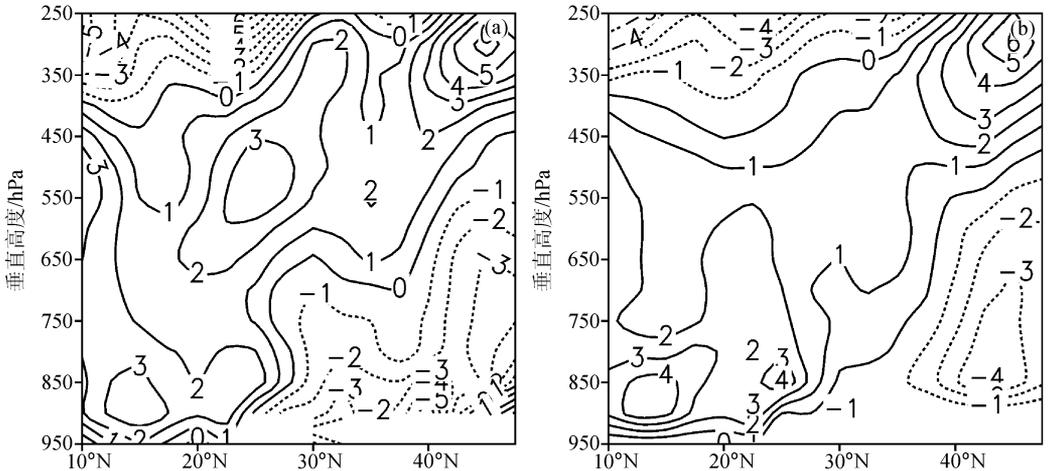


图2 1994 年南海夏季风爆发时刻 (5月2日 00UTC) 105~125°E 平均经向非地转风 (单位: m s^{-1}) 经向剖面图
 (a) “观测的” 的经向非地转风; (b) 模拟的经向非地转风

为了讨论这两个代表南海夏季风爆发时刻夏季风的成因, 我们利用模式和线性叠加原理研究了 (5) 式中 16 个因子对季风爆发的总贡献和单独贡献。

4 模拟结果和讨论

通过比较图 3a 和图 1a, 我们发现 1991 年 6 月 7 日 00UTC 南海近地层的南风部分由气压梯度力所致 (体现为地转风), 剩下的则为非地转成分, 而 1994 年 5 月 2 日 00UTC 南海近地面南风以非地转风为主。

造成这种差异的可能原因是 1991 年季风爆发较晚, 春到夏的大气环流调整在 6 月 7 日已接近尾声, 夏季气压场形势 (即南海附近低层西低东高、高层西高东低) 已初见

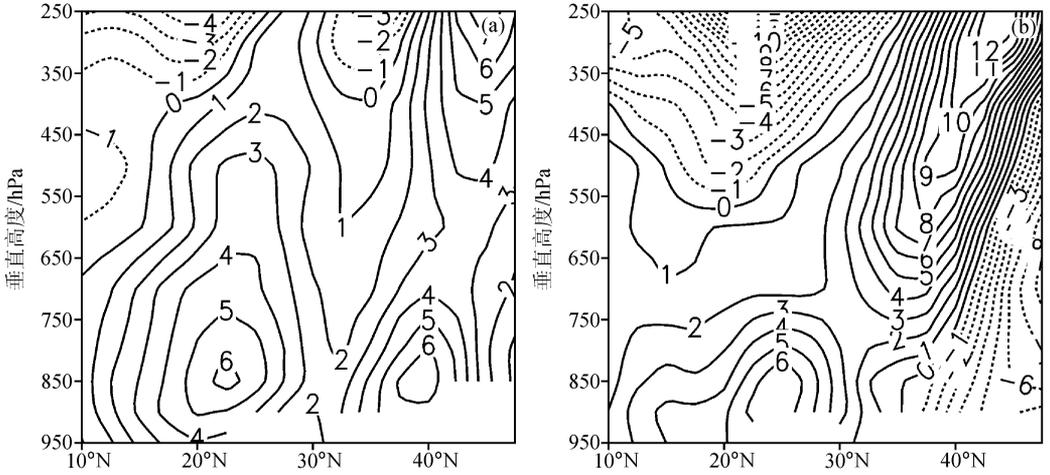


图 3 南海夏季风爆发时刻 105~125°E 平均总经向风 (单位: m s^{-1}) 经向剖面图
 (a) 1991 年 (6 月 7 日 00UTC) 总经向风; (b) 1994 年 (5 月 2 日 00UTC) 总经向风

规模 (图 4), 850 hPa 南海南北区域广受西南风影响; 而 1994 年南海夏季风爆发较早, 夏季气压场形势相对较弱 (图 5), 850 hPa 南海受西南风控制纬度带不如 1991 年的宽。

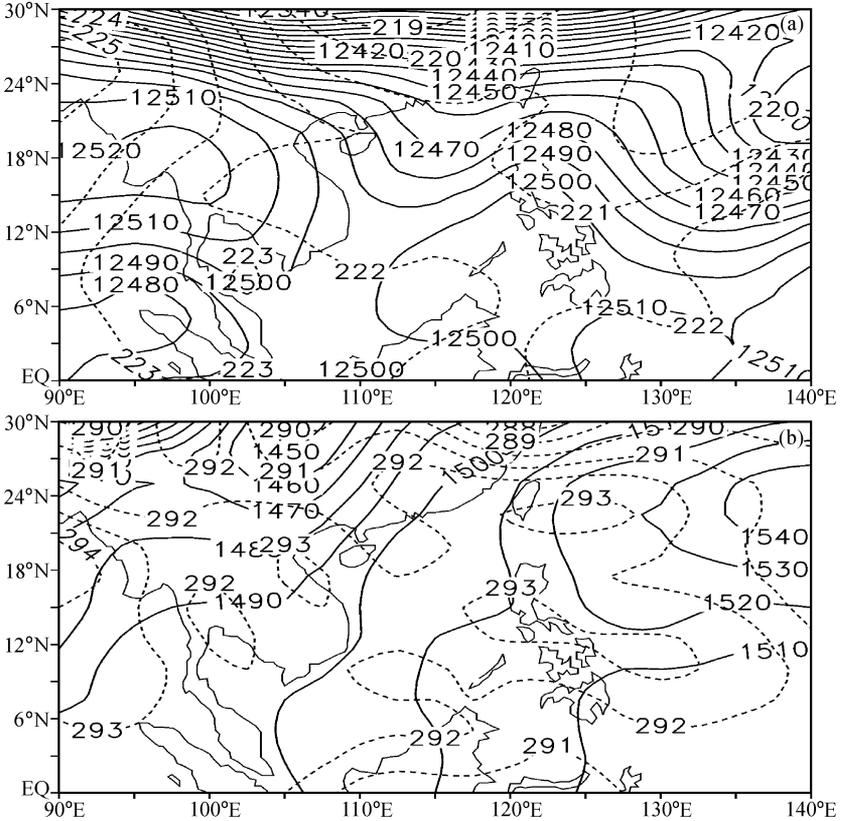


图 4 1991 年 6 月 7 日 00UTC 位势高度场 (实线, 单位: 位势米) 和温度场 (虚线, 单位: K)
 (a) 200 hPa; (b) 850 hPa

比较图 1b 和图 2b 还发现 1994 年的经向非地转风 (4 m s^{-1}) 大于 1991 年的经向非地转风 (2 m s^{-1})。下面从强迫力的梯度和稳定度两方面, 对这两时刻经向非地转风强度差异的形成原因做出分析。

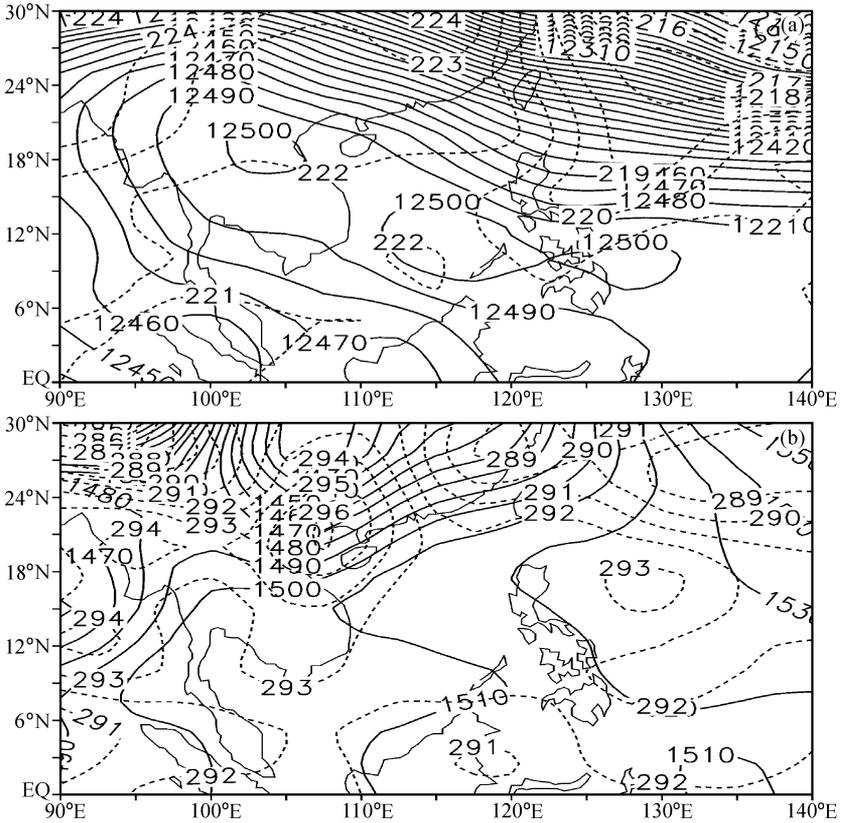


图 5 1994 年 5 月 2 日 00 UTC 位势高度场 (实线, 单位: 位势米) 和温度场 (虚线, 单位: K)
(a) 200 hPa; (b) 850 hPa

根据理论分析^[19], 影响经向非地转风强度的因子有两个, 一个是强迫力的梯度 (包括动力的垂直梯度和热力的水平梯度), 另一个是稳定度。(1) 若给定稳定度, 则强迫力梯度大 (小) 时, 经向环流就强 (弱), 经向非地转风也就强 (弱); (2) 若给定强迫力的梯度, 则稳定度弱 (强) 时, 经向环流就强 (弱), 经向非地转风也就强 (弱)。

根据上述理论, 我们分析了 1991 年和 1994 年南海夏季风爆发期两个时刻引起的地转偏差的强迫力梯度 (共 16 个分量) 和稳定度。

4.1 105~125°E 平均的强迫力梯度经向剖面分布情况

从整个纬度范围 ($10 \sim 47.5^\circ \text{N}$) 来看, 除了涡动量的纬向温度平流外, 1994 年的引起地转偏差的各强迫力梯度均比 1991 年对应的强迫力梯度大, 而对于我们感兴趣的南海区域低层而言, 1994 年的各强迫力梯度大于或等于 1991 年的强迫力梯度。进一步分析比较 1991 年各强迫力梯度 (图 6, 左列) 得知, 潜热加热梯度最大, 其次是平均量的垂直温度对流; 而对于 1994 年 (图 6, 右列) 而言, 除了潜热加热和平均量的纬

向温度平流的梯度大外，平均量的垂直温度对流、潜热通量、感热通量和涡动量的经向西风动量平流的梯度都不小。

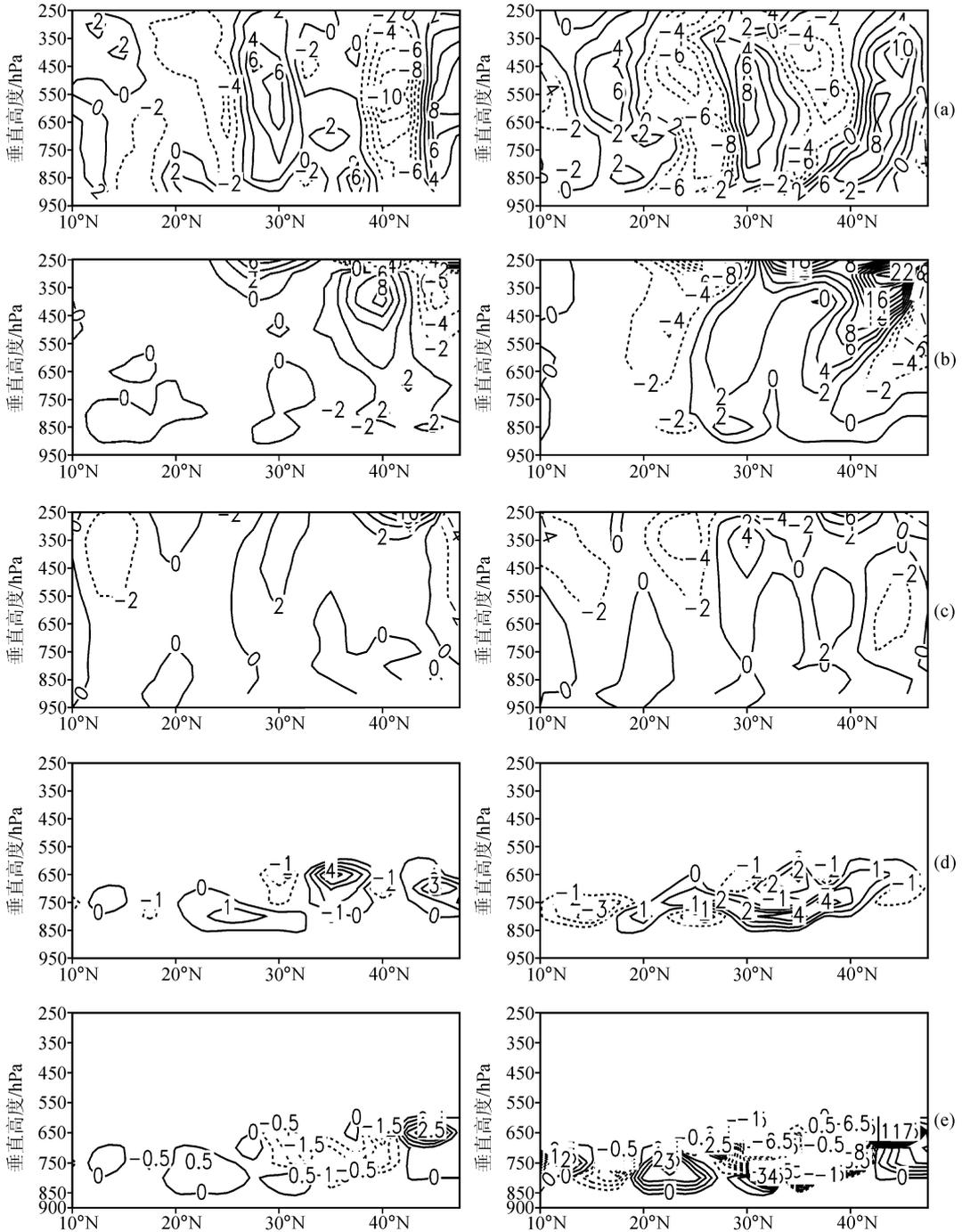


图 6 1991 年和 1994 年南海夏季风爆发时刻 105~125°E 平均的主要强迫力的梯度 (量级: 1×10^{-13}) 比较图

左列: 1991 年 6 月 7 日 00 UTC; 右列: 1994 年 5 月 2 日 00 UTC

(a) 潜热加热; (b) 平均量的纬向温度平流; (c) 平均量的垂直温度对流; (d) 潜热通量; (e) 感热通量

4.2 105~125°E 平均的稳定度情况

本文所用的稳定度指标为 $AC-B^2$ ，其中 A 代表静力稳定度， B 代表斜压稳定度， C 代表惯性稳定度。 $AC-B^2 > 0$ 表示稳定， $AC-B^2 = 0$ 表示中性， $AC-B^2 < 0$ 表示不稳定。

由于高纬度对流层顶稳定度在通常情况下较大，而低纬地区则相对比较小，造成稳定度的南北梯度很大，因此在取整个纬度范围（10~47.5°N）作图时，显示不出南海区域稳定度的基本结构。为了便于研究，在以下给出的1991年和1994年稳定度比

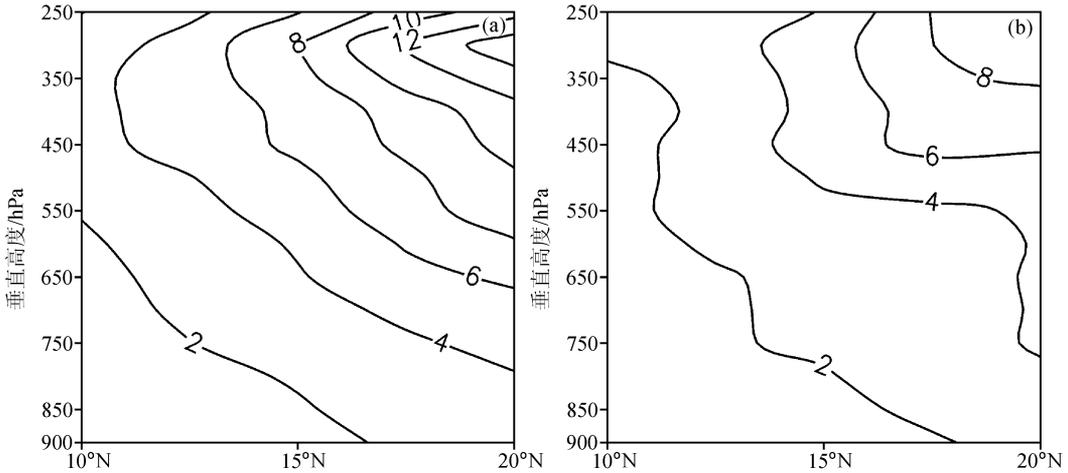


图7 1991年和1994年南海夏季风爆发时刻低纬地区105~125°E平均的稳定度（量级： 1×10^{-15} ）比较图
(a) 1991年6月7日00UTC；(b) 1994年5月2日00UTC

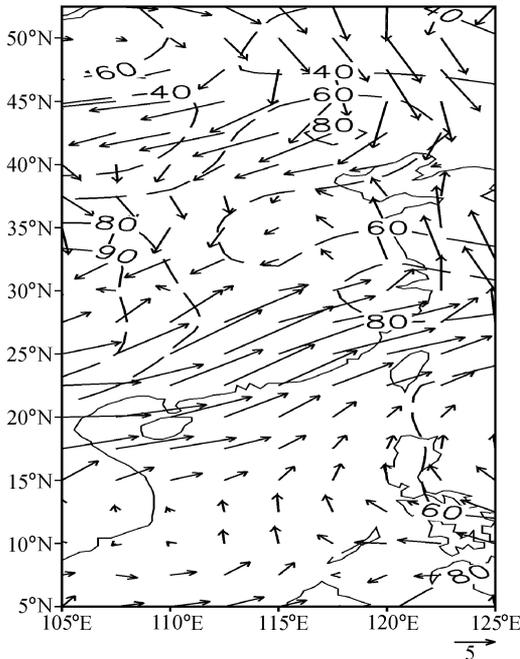


图8 1991年6月7日00UTC 850 hPa 的风场和相对湿度场（%）

较图（图7）中，经向方向只取到20°N。比较图7a和b，发现10~20°N、900~250 hPa范围内1994年的稳定度值稍小于1991年的稳定度值。

综上所述，1991年相对于1994年而言强迫力较小且稳定度较大，这是1991年的非地转经向环流比1994年的非地转经向环流弱的原因。下面结合天气形势讨论几个主要强迫力对这两个时刻南海夏季风爆发的单独贡献。

4.2.1 1991年6月7日00UTC的情况

首先，分析该时刻的天气形势。图4给出的是位势高度场与温度场分布图，由图可以看到200 hPa（图4a）上，南海西面为南亚高压，它的东面有一个低槽，南海高层东西向的气压梯度力很大，这种西高东低的形势使得南海高层吹北风。500 hPa（图略）上，588线已撤出

南海大部分区域，南海上空有暖平流。850 hPa (图 4b) 上，南海西面为西南低槽，槽前南海区域吹一致的南风。其次，分析了该时刻的 850 hPa 风场和湿度场 (图 8)，发现 20~35°N 的区域存在一东西走向的水汽辐合带。

运用同一时刻的资料计算出的 16 个动力和热力因子单独驱动经向非地转风分量及相应的经圈环流表明，对 1991 年 6 月 7 日 00UTC 的夏季风经向环流形势 (图 1b) 产生正贡献的内力因子共有 8 个，其中贡献最大的两个因子为潜热加热过程，即水汽辐合的作用和平均垂直温度对流输送。经过仔细分析，我们还发现所有与温度梯度有关的项均对经圈环流起正贡献作用。由于垂直温度对流中的因子 ω_λ 无法直接从观测资料中获得，故没有相应的天气形势，因此以下只结合天气形势对潜热加热过程进行详细的讨论。

图 9 给出的是潜热加热单独驱动的 105~120°E 平均的经向非地转风及其相应的经圈环流。由图 9a 可知，由潜热加热单独驱动的平均经向非地转风在 17°N 附近的低层达到最大值 (约 1 m s^{-1})，占 (在边界影响下) 所有合力驱动下激发的非地转南风 (图 1b) 低层最大值的 43% (表 1)。可以看出，潜热加热对 1991 年夏季风经向环流的建立有着举足轻重的作用。由上述对天气形势 (图 8) 的分析可知，南海北侧 20~30°N 区域的的东西走向水汽辐合带代表低层有水汽辐合抬升，故有凝结潜热释放，潜热加热又进一步加强上升运动，在强上升运动南面的南海地区必然有较强的南风 (图 9)。

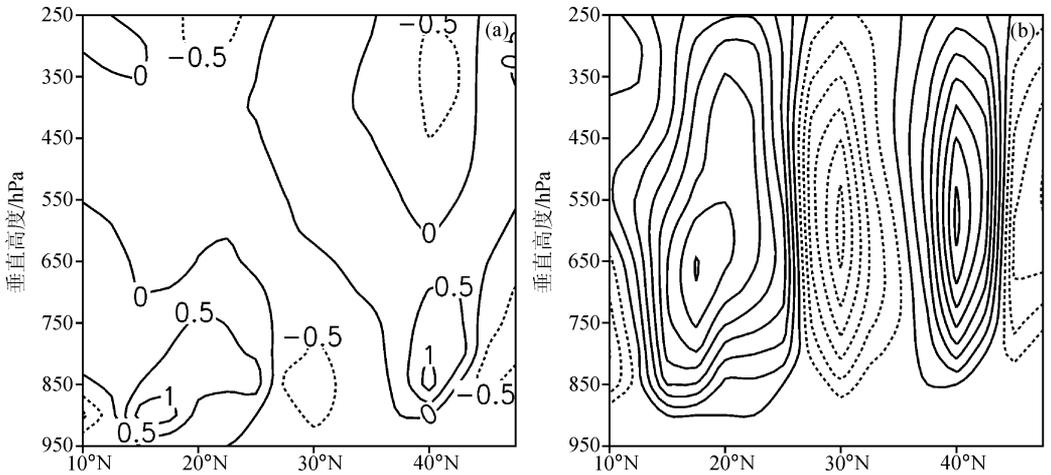


图 9 1991 年 6 月 7 日 00UTC 潜热加热单独驱动的 105~125°E 平均的经向非地转风 (单位: m s^{-1}) 及其相应环流
(a) 经向非地转风; (b) 与经向非地转风相应的环流

4.2.2 1994 年 5 月 2 日 00UTC 的情况

同样，首先分析该时刻的天气形势。图 5 给出的是该时刻的位势高度场和温度场，850 hPa 上，南海正处于副热带高压的西侧，只有南海北部区域吹西南风；200 hPa 上，南海北部吹西北风，而南海中部和南部则吹偏南风。这说明该时刻南海夏季风爆发时高层吹北风而低层吹南风的大环流形势还没很好地建立起来。图 2b 和图 3b 也说明这一点。该时刻低纬 (10~20°N) 850 hPa 附近总南风 (地转加非地转) 的最大值 ($3\sim5 \text{ m s}^{-1}$) 绝大部分是由非地转南风 ($3\sim4 \text{ m s}^{-1}$) 所组成的，也就是说，该时刻起主要

表 1 由模式模拟的各强迫因子分别对南海地区低层最大非地转南风的贡献

强迫因子	1991 年经向非地转风/ m s^{-1}	百分比	1994 年经向非地转风/ m s^{-1}	百分比
潜热加热	1.251394	43%	0.86674723	19%
感热通量	0.05297866	2%	0.3538329	8%
潜热通量	0.138218	5%	0.8401381	18%
涡动量的温度垂直对流	-0.02690999	-1%	-0.02970464	-1%
平均量的温度垂直对流	0.5712995	20%	0.1070854	2%
涡动量的经向温度平流	-0.01952175	-1%	2.49557×10^{-5}	0%
平均量的经向温度平流	0.2427912	8%	0.1115023	2%
涡动量的纬向温度平流	-0.00292458	0%	0.05337218	1%
平均量的纬向温度平流	0.0595811	2%	0.4569607	10%
平均量的西风动量对流	0.01227714	0%	0.02950163	1%
涡动量的西风动量对流	-0.03608173	-1%	-0.0394402	-1%
涡动量的纬向西风动量平流	-0.03950645	-1%	-0.05672351	-1%
平均量的纬向西风动量平流	0.1251143	4%	-0.04566427	-1%
涡动量的经向西风动量平流	0.1476713	5%	-0.1590416	-3%
平均量的经向西风动量平流	0.08707065	3%	0.1949196	4%
摩擦力	0.036329	1%	-0.02056832	0%
边界效应	0.3262859	11%	1.965768	42%
内强迫力	2.599780354	89%	2.662942456	58%
总强迫力	2.926066254	100%	4.628710456	100%

注：(1) 1991 年 6 月 7 日 00UTC，南海地区低层经向非地转风最大值在 (15°N , 900 hPa) 处，

(2) 1994 年 5 月 2 日 00UTC，南海地区低层经向非地转风最大值在 (12.5°N , 900 hPa) 处。

作用的是引起非地转风的各个强迫因子。运用模式分别对这 16 个动力和热力因子做分力分析，结果表明，对该时刻季风经圈环流起正贡献作用最大的 5 个内力因子为：平均纬向温度平流、平均垂直温度对流、潜热通量、感热通量、平均经向西风动量。进一步分析也发现，所有与温度梯度有关的项（温度平流、温度对流）都对该时刻的经

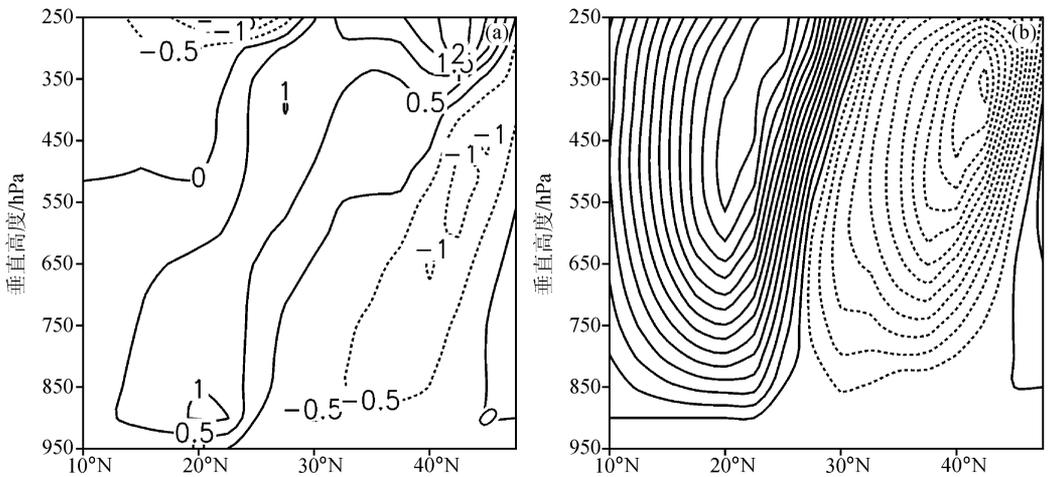


图 10 1994 年 5 月 2 日 00UTC 平均纬向温度平流单独驱动的 $105 \sim 125^{\circ}\text{E}$ 平均的经向非地转风 (单位: m s^{-1}) 及其相应环流, (a) 经向非地转风; (b) 与经向非地转风相应的环流

圈环流有正贡献。以下结合（由观测资料分析的）天气形势对平均纬向温度平流作详细讨论。

图 10 给出的是由平均量的纬向温度平流过程单独驱动的非地转风经向分量及其相应的经圈环流。

从环流角度来看，平均纬向温度平流的正贡献在其他内力中是最显著的。结合当时的天气形势（图 5），我们可以看到，850 hPa 上，23°N 附近 105~110°E 范围内有一个暖中心（值为 296 K），而在（27°N，120°E）附近则有一个冷中心（值为 289 K），南海北部区域低层西南风由暖中心吹向冷中心，这表明暖平流在南海以北地区强，在以南地区相对弱。200 hPa 上，同样存在南海以北暖平流比以南地区强的特征。与南海以北地区增温比南海以南地区增温快相应的环流必然为一个直接环流，即在南海以北暖区有上升运动，在南海以南地区有下沉运动（图 10b），故南海地区吹南风。然而，从表 1 来看，平均纬向温度平流却不如潜热加热对南海近地面（12.5°N，900 hPa）处的最大南风贡献大，这是因为模拟的经向非地转风的强（弱）是由流函数的垂直梯度大（小）来决定的 [见式 (2)]。在 12.5°N、900 hPa 处，平均温度平流所导致的流函数垂直梯度（图 10b）明显不如潜热加热导致的流函数垂直梯度（图 11b）大，故在该处由平均温度平流激发的 v_{ψ} 小于由潜热加热激发的 v_{ψ} 。

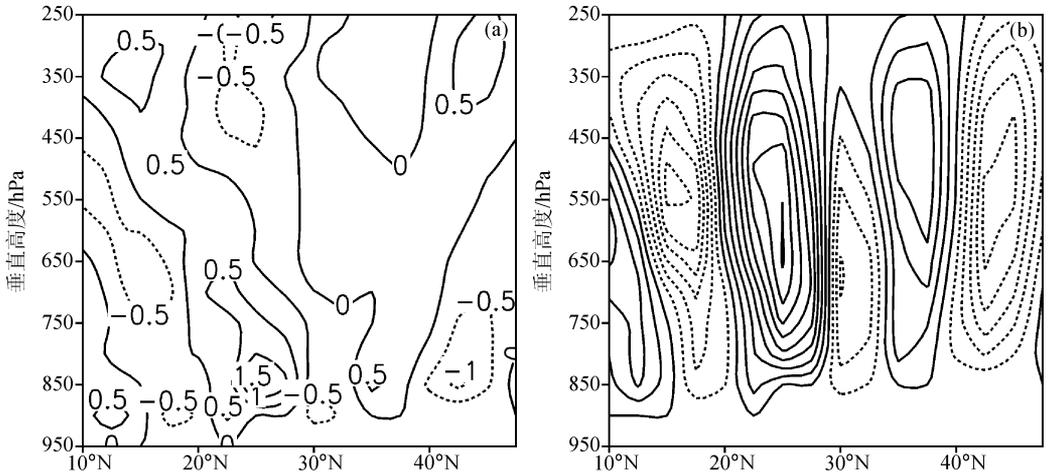


图 11 1994 年 5 月 2 日 00UTC 潜热加热单独驱动的 105~125°E 平均的经向非地转风（单位： m s^{-1} ）及其相应环流
(a) 经向非地转风；(b) 与经向非地转风相应的环流

对潜热加热的分析可参看 1991 年的个例，同样是水汽辐合会导致上升运动，水汽辐散会导致下沉运动。表 1 还表明 1994 年 5 月 2 日的边界效应比任何一个内力的单独作用都要大得多，也比 1991 年 6 月 7 日的边界效应大。究其原因（图 12b）是因为 1994 年 5 月 2 日澳大利亚高压东北侧的强劲东南风在 105°E 越赤道后，经由马来群岛、中南半岛转为西南风直吹向南海，使得模拟区域的南边界 5°N 和 7.5°N 出现较明显的西南风，但这特征在 1991 年 6 月 7 日 00UTC 就没有那么突出（图 12a）。

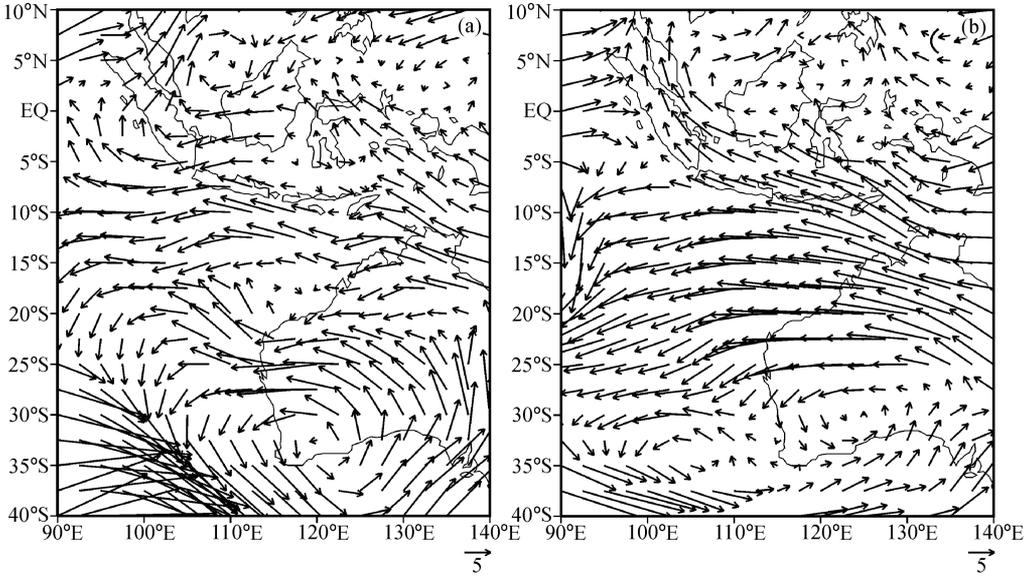


图 12 1991 年 6 月 7 日 00UTC (a) 和 1994 年 5 月 2 日 00UTC (b) 850 hPa 风场比较图

(a) 1991 年 6 月 7 日 00UTC; (b) 1994 年 5 月 2 日 00UTC

5 结论

综上所述, 这两年南海夏季风爆发时, 近地面西南风均含有地转(由气压梯度力驱动)和非地转(由除了气压梯度力外的所有动力和热力驱动)成分, 且所有与温度梯度有关的项如水平温度平流和垂直温度对流等均对经圈环流起正贡献作用, 但 16 个内力因子在这两年对南海夏季风环流建立时起正贡献的排序上有明显的差异, 所得结论可归结为如下几点:

(1) 对 1991 年 6 月 7 日 00UTC 而言, 由于南海夏季风爆发较晚, 春到夏大气环流调整在 6 月 7 日已接近尾声, 夏季气压场形势已初见规模, 所以气压梯度力作用显得比 1994 年 5 月 2 日的大。这一时刻引起地转风的气压梯度力和引起非地转风的热力及动力的合力作用相当。在引起地转偏差的因子中, 正贡献作用的主要因子是潜热加热。

(2) 对 1994 年 5 月 2 日 00UTC 而言, 气压梯度力作用相对较小, 在引起地转偏差的因子中, 起正贡献作用的最大因子是平均纬向温度平流 [但对南海近地面最大南风所在点的贡献各力排列(表 1)略有不同]; 另外, 由于澳大利亚高压东北侧的东南风较强, 越赤道气流在模式南边界(5°N 和 7.5°N)的作用也随之加强, 边界效应独自对南海近地面模拟的最大南风的贡献占 42%。

(3) 1994 年 5 月 2 日 00UTC (早年) 与 1991 年 6 月 7 日 00UTC (晚年) 相比, 引起南海近地层非地转南风的热力和动力因子均较大, 且稳定度较小。

根据以上分析, 我们推断: (1) 如果引起南海近地层非地转南风的热力和动力因子异常大而稳定度异常小, 则有利于南海夏季风早爆发。(2) 105°E 的越赤道气流提前出现也有利于南海夏季风提早爆发。

参 考 文 献

- 1 贺海晏、温之平、简茂球等, 1982—1996 年亚洲热带夏季风建立迟早的探讨 I. 热带季风环流的主要特征和季风建立指数, 中山大学学报 (自然科学版) 2000, **39** (3), 91~96.
- 2 贺海晏、温之平、简茂球等, 1982—1996 年亚洲热带夏季风建立迟早的探讨 II. 热带季风建立迟早的年内变化, 中山大学学报 (自然科学版), 2000, **39** (4), 99~103.
- 3 李崇银、张利平, 南海夏季风活动及其影响, 大气科学, 1999, **23**, 257~266.
- 4 李崇银、屈昕, 伴随南海夏季风爆发的大尺度大气环流演变, 大气科学, 2000, **24**, 1~14.
- 5 Murakami, T., Chen Longxun, and Xie An, Relationship among seasonal cycles, low-frequency oscillations and transient disturbances as revealed from outgoing longwave radiation data, *Mon. Wea. Rev.*, 1986, **114**, 1456~1465.
- 6 So, C. H., and J. C. L. Chan, An observational study on the onset of the summer monsoon over South China around Hong Kong, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1997, **75**, 43~57.
- 7 Ueda, H., and T. Yasunari, Role of warming over the Tibetan Plateau in early onset of the summer monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1998, **76**, 1~12.
- 8 Wu Guoxiong, and Zhang Yongsheng, Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**, 913~927.
- 9 王世玉、钱永甫, 1998 年南海季风爆发前后区域加热场的基本特征, 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用, 北京: 气象出版社, 1999, 43~47.
- 10 毛江玉、谢安、宋焱云, 海温及其变化对南海夏季风爆发的影响, 气象学报, 2000, **58**, 556~569.
- 11 赵永平、陈永利、白学志等, 南海—热带东印度洋海温年际变化与南海季风爆发关系的初步分析, 热带气象学报, 2000, **16**, 115~122.
- 12 Chang, C. P., T. Georoe, and J. Chen, Tropical circulations associated with Southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 1995, **123**, 3254~3267.
- 13 何金海、徐海明、周兵等, 关于南海夏季风建立的大尺度特征及其机制的讨论, 气候与环境研究, 2000, **5**, 333~344.
- 14 谢安、宋焱云、毛江玉等, 南海夏季风期间水汽输送的气候特征, 气候与环境研究, 2000, **5**, 425~434.
- 15 袁卓建、王同美, 局地经向环流的诊断方程, 东亚季风和我国暴雨, 北京: 气象出版社, 1998, 496~505.
- 16 何金海、丁一汇、高辉等, 南海夏季风建立日期的确定与季风指数, 北京: 气象出版社, 2001, 123pp.
- 17 Yuan Zhuojian, Wang Tongmei, He Haiyan et al., A comparison between numerical simulation of forced local hadley (Anti-hadley) circulation in east Asia and Indian monsoon regions, *Adv. Atmos. Sci.*, 2000, **17** (4), 538~554.
- 18 袁卓建、王同美、郭裕福, 东亚季风经向环流数值模拟及结果分析 I. 算法设计, 中山大学学报 (自然科学版), 2000, **39** (6), 112~116.
- 19 Eliassen, A., Slow thermally or frictionally controlled meridional circulation in a circular vortex, *Astrophysical Norvebica*, 1951, **5**, 19~60.

The Comparison between the Mechanism of the Early (1994) and Later (1991) Onset of the South China Sea Summer Monsoon

Liang Zhaoning, Wen Zhiping, Yuan Zhuojian, and Qin Huiling

(Center of Monsoon and Environment, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275)

(Department of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275)

Abstract The meridional circulations during late (early) summer monsoon onset [i. e. , June 1~15, 1991 (April 26~May 10, 1994)] over South China Sea are successfully simulated by the local meridional circulation model, and main factors affecting the meridional circulations at 00UTC 7 June 1991 and 00UTC 2 May 1994 are compared based on the NCEP/NCAR reanalysis data. The results show that for the late onset year (1991) pressure gradient force (responsible for geostrophic wind) shares equal contribution with other thermodynamic and dynamic forces (responsible for ageostrophic wind) at 00UTC 7 June 1991. Among the ageostrophic factors, the major contribution comes from latent heat. While for the early onset year at 00UTC 2 May 1994, ageostrophic factors play a significant role. Among the ageostrophic factors, the mean mode of zonal temperature advection is the most important one. In addition, the comparison also shows that not only the hydrodynamic stability was weaker but also cross-equatorial flow around 105°E was stronger at 00UTC 2 May 1994 than at 00UTC 7 June 1991.

Key words: South China Sea summer monsoon; onset; mechanism