

1994年南海夏季风爆发的数值模拟 和分析研究^{*}

吴池胜 王安宇

(中山大学大气科学系, 广州 510275)

冯瑞权 古志明

(澳门地球物理暨气象局, 澳门)

摘 要 1994年南海夏季风建立于5月第一候, 利用MM5成功地模拟了这一过程, 并通过敏感性试验, 讨论了中纬度系统和中南半岛及其附近地区的积云对流对夏季风环流建立的影响, 结果表明: (1) 南下接近副热带一定强度的中纬度槽—锋系统的强迫, 可引起南海地区副热带高压脊的减弱东撤, 因而有利于南海夏季风的建立; (2) 东移的中纬度高压脊与南亚高压的同相叠加是触发夏季风建立的重要因子之一, 它引起南亚高压中心迅速北移至中南半岛的北部; (3) 中南半岛及其附近地区的积云对流加热, 对南海地区夏季风环流的建立也有重要的影响。

关键词: 南海; 夏季风; 积云对流参数化; 中纬度强迫; 数值模拟

1 引言

亚州季风问题是近年来国内外大气科学研究的热点之一, 已有的初步结果表明, 亚州季风首先在南海爆发, 然后向西北和北扩展^[1]。Murakami等通过对向外长波辐射资料的谐波分析, 发现低频振荡是引起季风爆发和撤退的重要因子^[2]。何有海等认为, 在晚春, 南海表层(0~100 m)温度(SST)的增加引起的海气相互作用可导致该区对流的爆发^[3]。张智北等通过合成分析后认为, 中纬度的槽—锋系统的南侵可触发南海夏季风的爆发^[4]。最近, 吴国雄等通过分析1989年的季风爆发资料后指出, 亚州季风首先在孟加拉湾(缅甸)地区出现, 孟加拉湾的季风环流为南海季风的爆发提供了有利的环境条件, 而大气低频振荡的有利位相在东亚季风区的锁相, 是季风爆发的决定性因子^[5,6]。因此, 关于南海夏季风爆发机制迄今尚未有比较一致的结论。

1994年的南海夏季风建立于5月的第一候, 本文模拟了这一过程, 并通过敏感性试验, 研究影响南海夏季风建立的物理因子。

2 过程概况

5月1日00时(GMT, 下同), 850 hPa层上, 西太平洋副热带高压脊经菲律宾、

1999-08-30收到, 2000-01-24收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目49675264和科技部攀登A项目“南海季风试验研究”共同资助

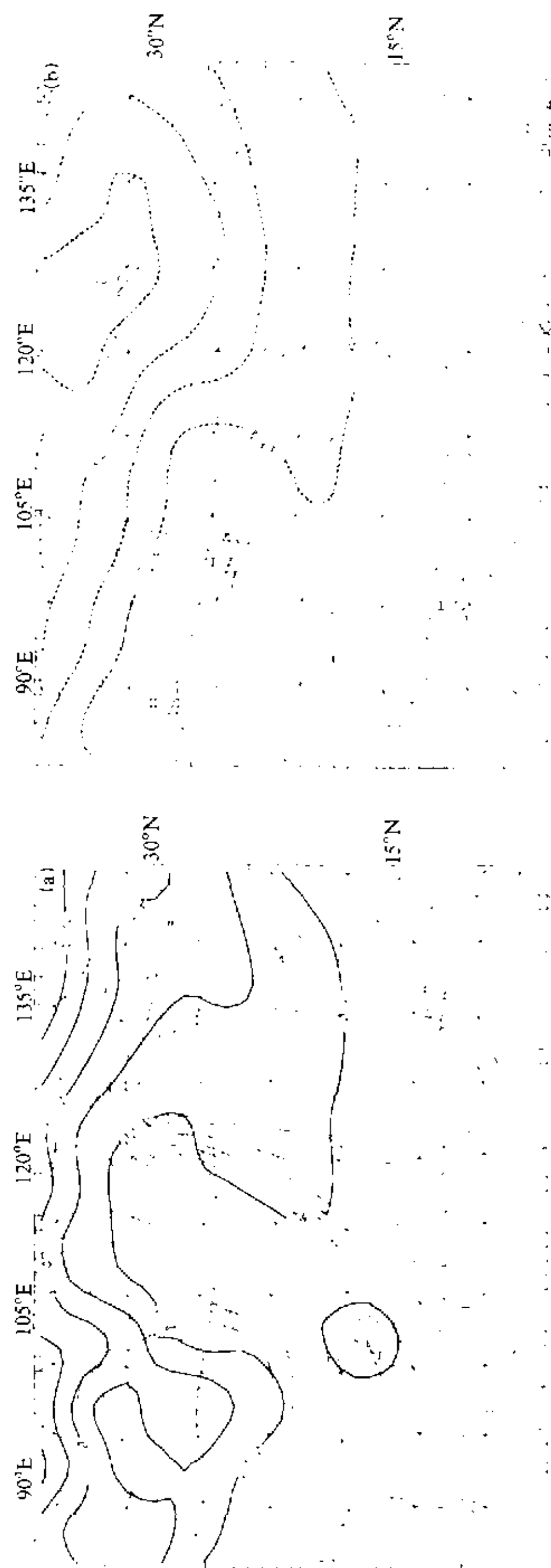


图 1 1994 年 5 月 1 日 00 时的流场和温度场 (据 NCAR 的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的格点资料, 等温线的间隔为 4°C)

(a) 850 hPa; (b) 200 hPa

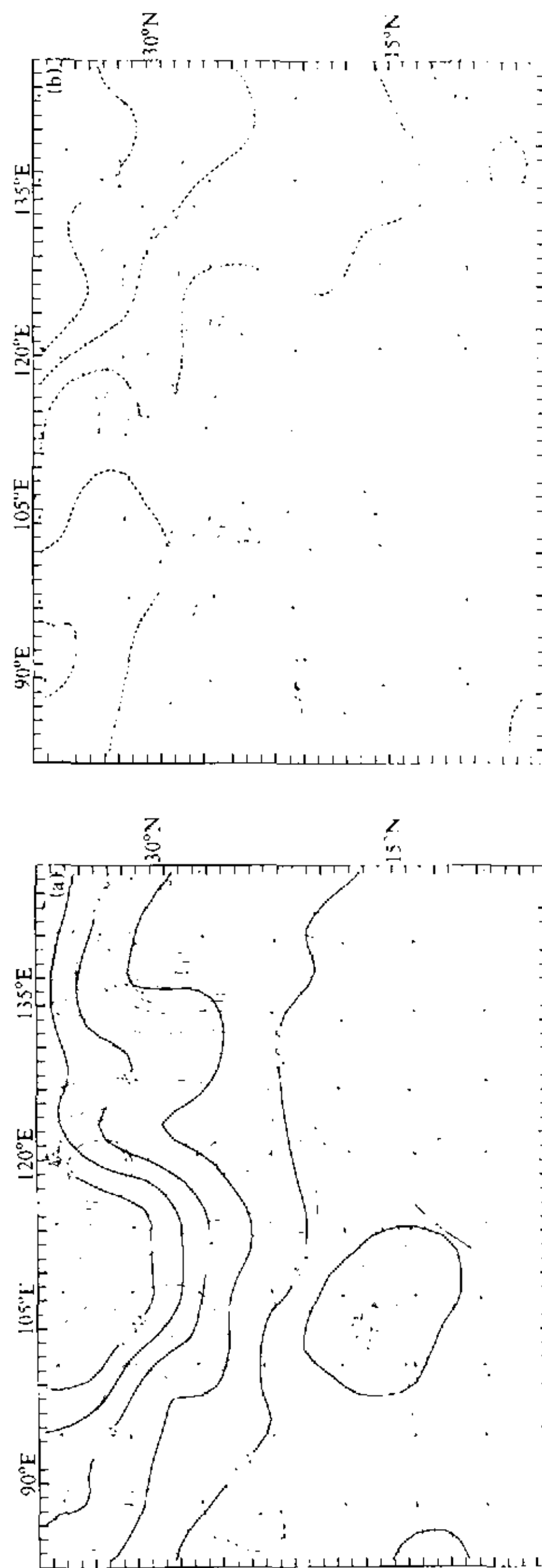


图 2 1994 年 5 月 3 日的流场和温度场 (说明同图 1)

(a) 850 hPa; (b) 200 hPa

南海伸入到中南半岛, 华南地区处于脊后槽前; 在 200 hPa 层上, 南亚反气旋中心约在 (97°E , 15°N) 处, 南海上空为南亚反气旋控制, 脊线在 15°N 以南 (图 1b); 另外, 中纬度亚洲西部为一近于西北—东南走向的高压脊, 其西侧的低槽由里海的南部向东南方延伸 (图略)。1 日 00 时后, 里海附近的低槽逐渐东移发展, 与阿拉伯海上的低槽趋于同位相叠加, 形成一个从 45°N 伸入赤道附近的深槽 (图略); 槽前的高压脊在东移过程中与南亚高压同相叠加, 引起南压高压中心于 3 日 00 时北移至 20°N , 伴随着中纬度亚洲西部高压脊的发展, 脊前华北低槽也在加深 (图 2b)。与此同时, 槽前对流层下部渤海气旋发展东移, 带动冷空气南下; 850 hPa 切变线于 3 日 00 时南压至南岭附近, 致使原控制南海地区的副热带高压脊东撤至菲律宾附近 (图 2a)。此外, 在这过程中 850 hPa 孟加拉湾南部的热带气旋也逐日北移, 至 3 日 00 时其中心移至孟加拉湾的北侧附近, 中南半岛的西海岸由 1 日 00 时的偏南风转为西南风 (图 2a), 同时孟加拉湾东部以及中南半岛上的对流性降水也加大 (图略)。上述环流形势的变化最终导致印度洋上的越赤道气流经中南半岛吹向南海, 南海夏季风环流型得以建立 (图 2)。

3 模式简介和试验方案

试验所用的模式是美国国家大气研究中心/宾州大学的第五代中尺度模式 (MM5)。该模式不仅能模拟中小尺度的强对流系统, 而且也具有模拟大尺度或行星尺度环流的能力^[7]。

限于计算机的能力, 我们把模拟的预报范围取为如图 3 所示。水平方向采用双向嵌套方式, 粗网格区域有 37×51 个格点, 格距为 108 km; 细网格区域为 49×61 个格点, 格距为 36 km。垂直方向分为 22 个不等距的 σ 层。积云对流参数化方案采用 KF 方案^[8], 行星边界层物理过程的模拟采用 Blackadar 方案^[9], 辐射过程参数化采用经 Dudhia 修改的方案^[10], 其他有关 MM5 的详细描述见文献[11]。

我们设计了如下 4 个试验:

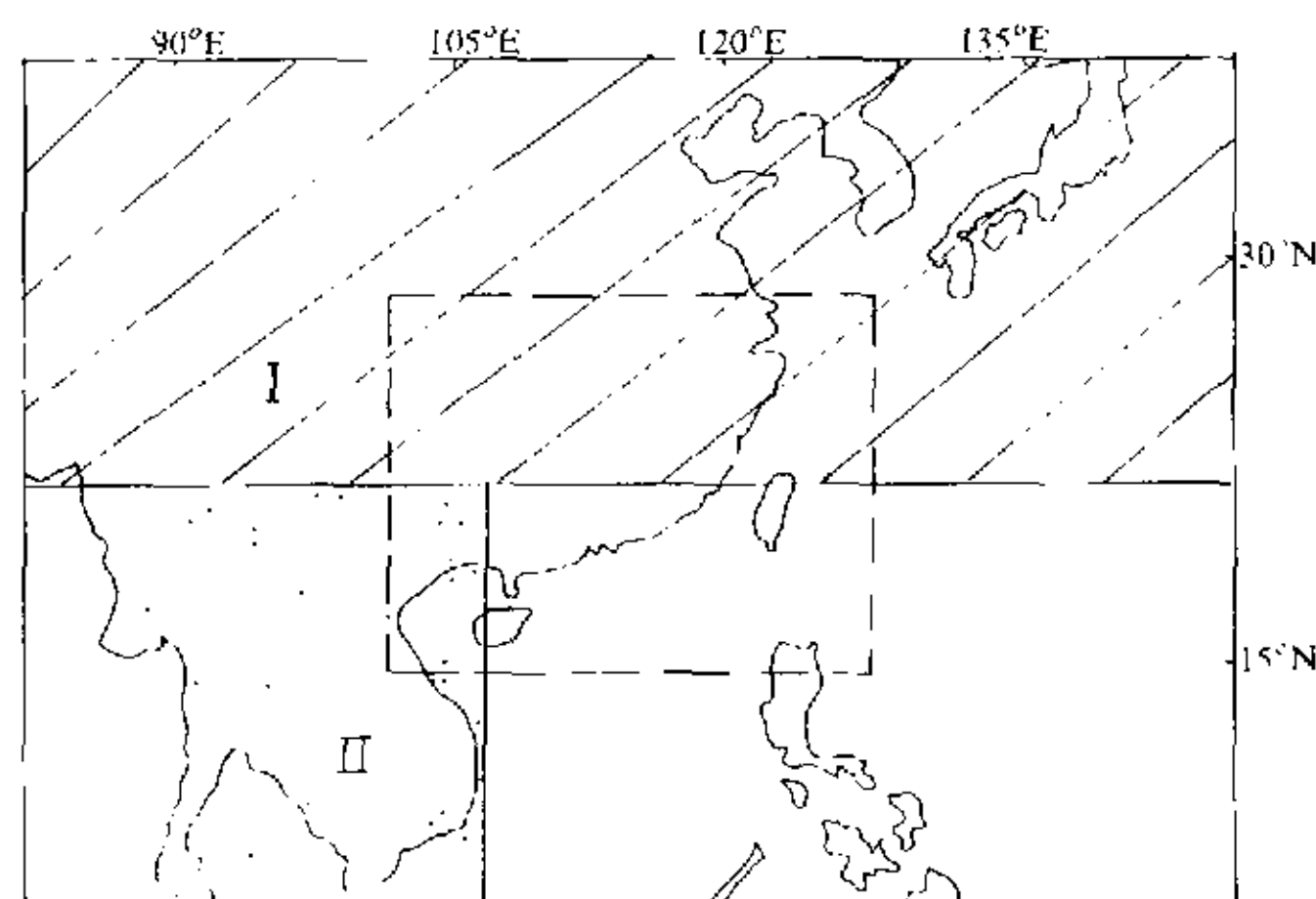


图 3 试验区的边界范围 (说明见正文)

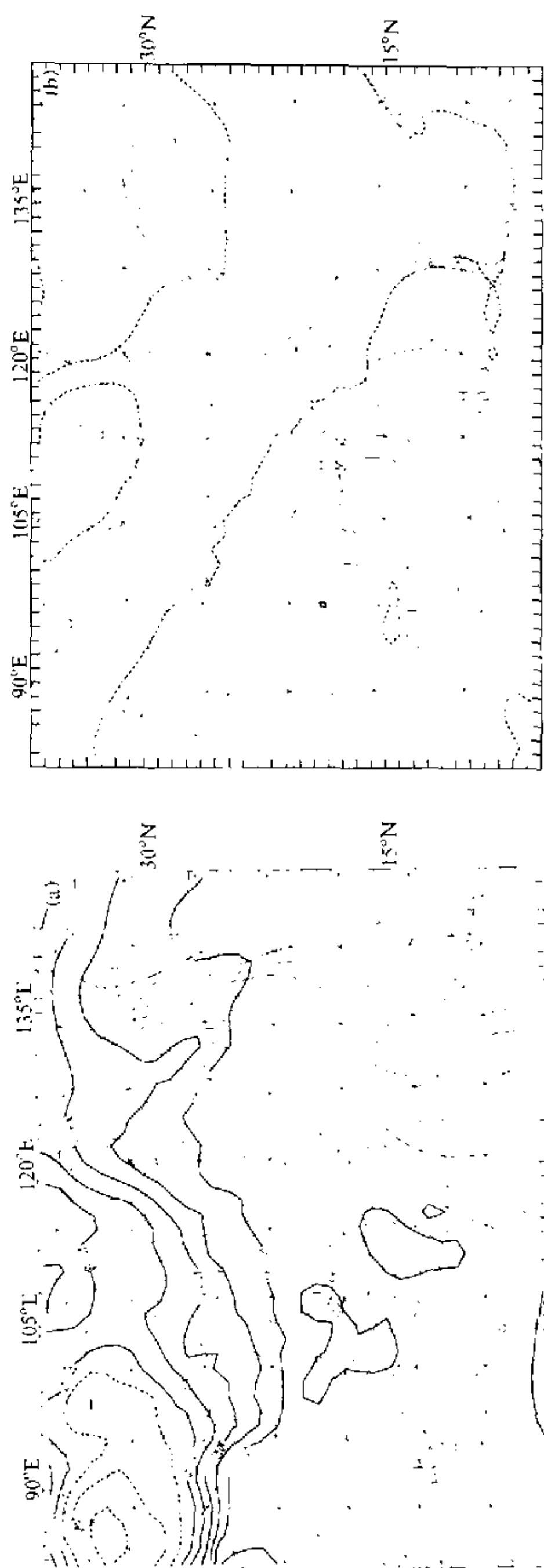


图 4 试验 TCTL 模拟的 5 月 3 日 00 时流场和温度场

(a) 850 hPa; (b) 200 hPa

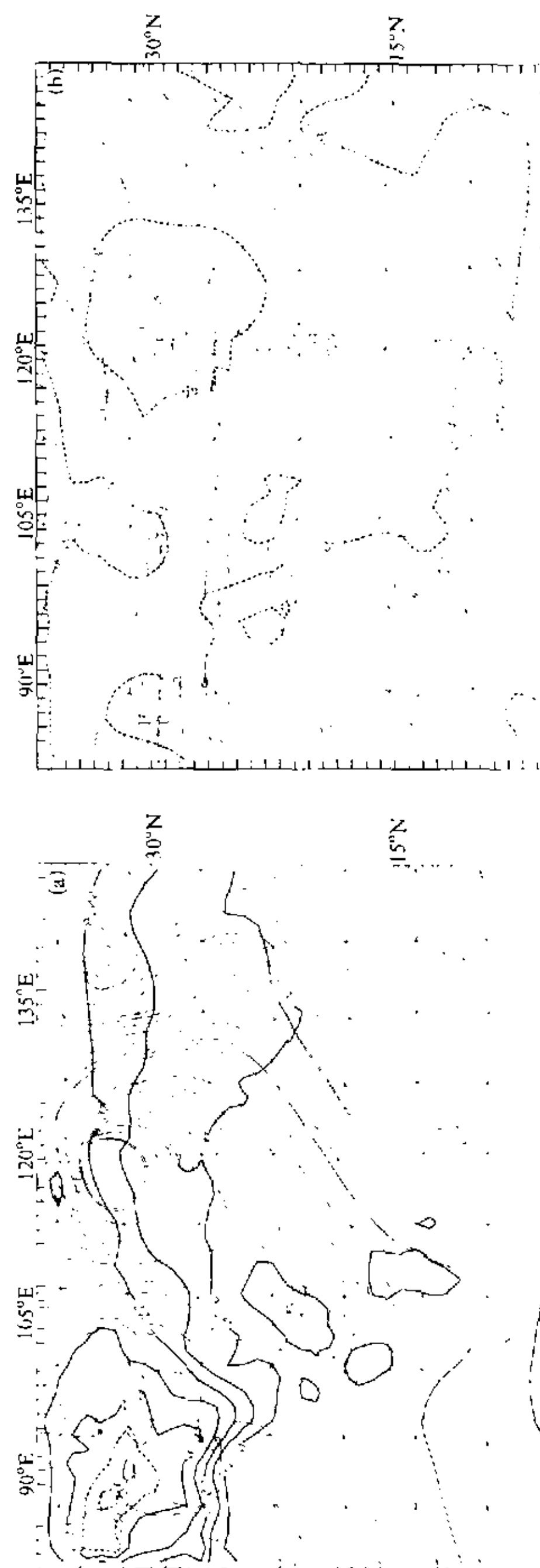


图 5 试验 TSTA 的 5 月 3 日 00 时流场和温度场

(a) 850 hPa; (b) 200 hPa

(1) 控制试验 (TCTL)。该试验采用真实的初始场并包含了“全部”的物理过程。

(2) 敏感试验 A(TSTA)。把图 3 中的斜线阴影区 (I 区) 范围内的 TCTL 的初值作如下修改: 去掉风场中的北风分量; 把温压 (高度) 场取纬向平均, 并在 25°N 附近的过渡带内作南北向的 3 点平滑。同时, 对边界条件的产生也作类似的处理。除此之外, 其他的物理过程与试验 TCTL 的相同。本试验的目的, 是想通过与 TCTL 的结果作比较, 了解在季风建立过程中, 中纬度的槽 (脊) — 锋系统的强迫对西太平洋副热带高压脊和南亚高压的影响。

(3) 敏感试验 B(TSTB)。在图 3 的点影区 (II 区) 范围 (包括孟加拉湾东部、中南半岛及其附近地区) 内, 不考虑积云对流的作用, 此外模式中其他物理过程与试验 TCTL 的相同。

(4) 敏感试验 C(TSTC)。采用试验 TSTA 的初值, 并在 II 区范围内不考虑积云参数化作用, 此即是试验 TSTA 与 TSTB 的结合。

把 NCAR 的 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (经纬度) 的格点值插值到粗、细网格点上作为初值。以 5 月 1 日 00 时作为起始时刻, 向前积分到 5 月 3 日 00 时。

4 结果分析

图 4a 是控制试验 TCTL 模拟的 5 月 3 日 00 时的 850 hPa 流场和温度场。比较图 4a 与图 1a 和图 2a, 可以看出, 主要的环流系统, 如渤海—东海低压槽的发展、冷空气 (切变线和锋区) 的南下、西太平洋副热带高压脊的减弱东退和南海及其附近地区转吹西南风等均模拟得相当好。图 4b 是 TCTL 模拟的 200 hPa 的流场和温度场, 与图 1b 和图 2b 相比较, 可以看出, 模式成功地模拟出南亚高压的北上, 模拟的环流中心与实况近于一致; 此外, 华北的暖脊以及华东沿海的低槽也模拟得相当好。由此可见, 模式成功地模拟出 1994 年 5 月初的南海夏季风的建立过程。

图 5 是试验 TSTA 的 5 月 3 日 00 时的流场和温度场。比较图 5a 与图 4a, 可以看出, 在初值中去掉中纬度的扰动后, 华东沿海的低槽及华北冷空气的强度均大为减弱 (110°E 以东锋区在 35°N 以北, 且温度梯度明显减弱), 槽前东海上空的暖平流也明显减弱。与图 1b 相比, 南海的西太平洋副热带高压已减弱 (后面我们将看到, 这种减弱部分是由中南半岛及其附近的积云对流加热所引起的附加环流所致, 图 6b), 但没有完全撤出南海, 约 115°E 以东仍受副热带高压脊控制。图 6a 是控制试验 TCTL 与试验 TSTA 的 850 hPa 差值风场和差值温度场。由图 6a 可见, 我国大陆的东部是一差值反气旋, 其东面至约 130°E 以西的海区 (包括南海和菲律宾附近的西太平洋海区) 上是一较庞大的气旋性环流; 在此差值气旋的后部即我国大陆东部 (包括华东和华南的大部分地区) 是一大片的负变温区。因此, 上述的结果说明, 一定强度的中纬度槽—锋系统的发展南下, 对西太平洋副热带高压脊的减弱东退, 以及南海夏季风环流的建立有相当重要的作用, 这与张智北等人的天气学分析结果^[4]颇为一致。

中纬度南下的槽—锋系统对副热带高压的强迫, 可能是通过其槽 (锋) 前的正涡度平流和暖平流引起的减压, 而导致副热带高压减弱东退。在 TSTA 中, 由于斜压性和高空槽的振幅都比较弱, 因而我国大陆东岸的锋面气旋不能充分发展 (图略), 对副热

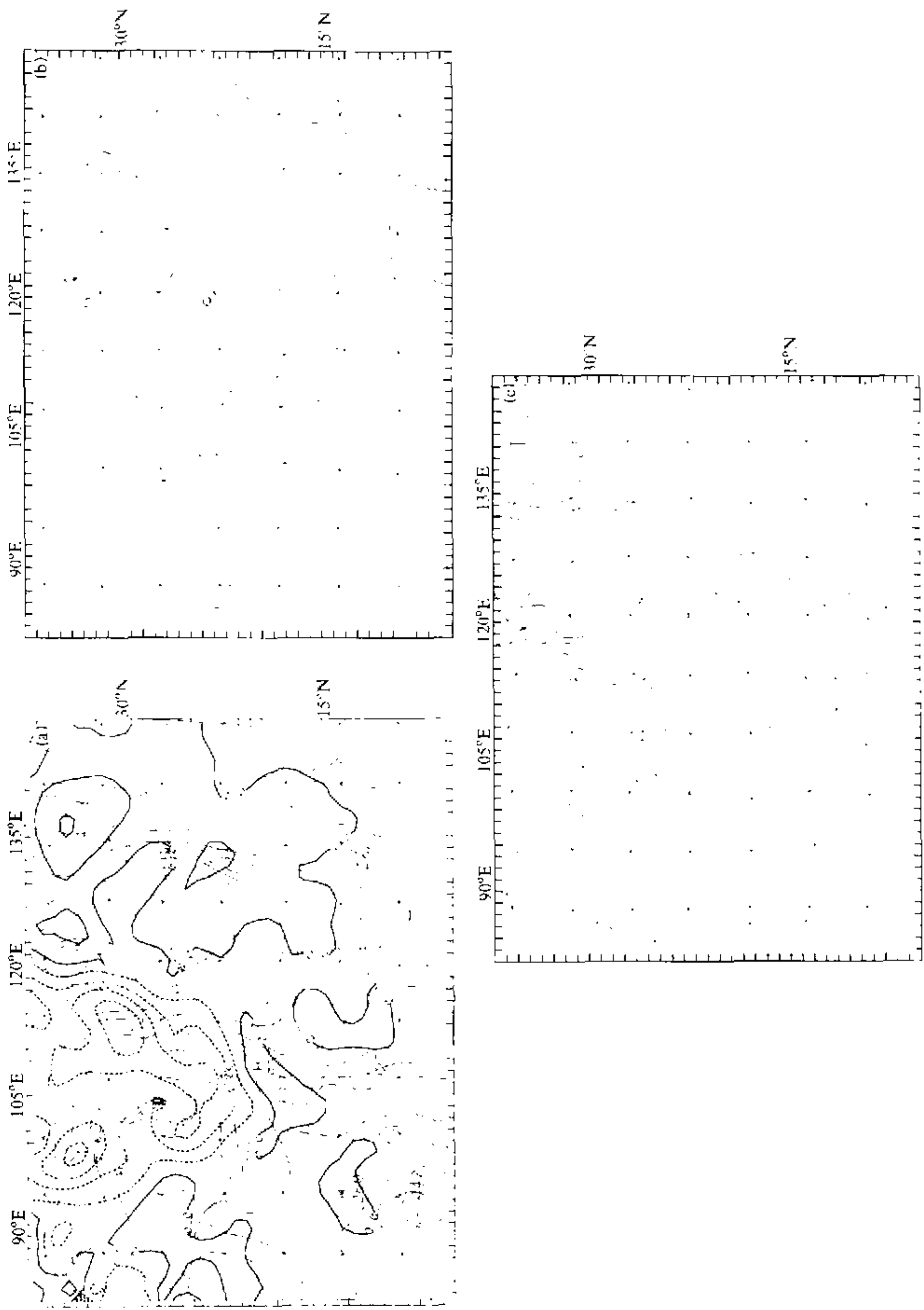


图 6 5 月 3 日 00 时 850 hPa 的差值流场和温度场
(a) TCTL-TSTA; (b) TCTL-TSTB; (c) TSTC-TCTL

带高压的影响也就较少。此外, 大陆东岸附近低槽的发展加深, 也与倾斜涡度发展有密切的关系。据文献[12], 水平涡度的合适分布 $[C_D \equiv (\xi_s \frac{\partial \theta}{\partial s} / \frac{\partial \theta}{\partial z}) < 0$, $\vec{s}$ 为沿 θ 的水平梯度方向, ξ_s 为水平方向涡度分量], 可引起垂直涡度分量的强烈发展。从图 4a 和图 5a 可判定, 沿 30°N , 水平位温梯度向南, 水平涡度向北 ($\partial u / \partial z > 0$), 因此, $C_D < 0$, 南下气流正的垂直涡度发展在图 4a 中显著大于图 5a, 致使在 TCTL 中华南的正涡度显著大于 TSTA, 这可能也是促使 TCTL 的副热带高压有较明显减弱的因素之一。

图 5b 是试验 TSTA 的 5 月 3 日 00 时的 200 hPa 流场, 与试验 TCTL 的图 4b 相比, 中纬度的环流比较平直, 高原东北面的暖脊明显减弱, 南亚反气旋的中心 (约位于 16°N) 明显偏南。因此, 上述结果说明, 从 5 月 1 日 00 时到 5 月 3 日 00 时南亚反气旋中心的跳跃式北移, 是与经高原北面东移的中纬度暖脊与南亚反气旋的同相叠加有密切的关系。1979 年 5 月东南亚夏季风的建立过程中, 南亚高压的北跳也与经高原北面东移的高压脊有关^[13]。

图 6b 是试验 TCTL 与 TSTB 的 850 hPa 差值流场。由图 6b 可见, 积云对流的加热作用, 在中南半岛及其附近地区 (包括南海中北部) 产生一气旋性环流, 这一差值流场, 显然有利于西太平洋副热带高压脊 (图 1a), 从中南半岛和南海地区东撤。因此, 若不考虑中南半岛及其附近地区的积云对流加热作用, 850 hPa 中南半岛上是一个反气旋性环流, 南海地区处于东西两高之间低槽区 (图 7)。因此, 尽管在中纬度南下的槽—锋系统的强迫下副热带高压有所东撤, 但由于中南半岛仍为反气旋控制, 因而热带印度洋上的西南气流难以进入南海地区 (图 7)。

由于积云对流所引起的加热发生在 200 hPa 以下的对流层中上部气层内^[14], 因此, 为了更清晰地看出积云对流对对流层上部夏季风系统即南亚反气旋的作用, 我们对比分析了试验 TCTL 与 TSTB 的 300 hPa 风压场。在 5 月 3 日 00 时, 前者 (TCTL) 在中南半岛北部有明显的暖中心 (闭合的 -28°C 等温线) 和暖脊, 而后者 (TSTB) 则不然 (图略)。图 8 是试验 TCTL 与 TSTB 的 300 hPa 差值流场, 在中南半岛及其附近地区是一呈辐散状的反气旋性环流, 环流中心与 5 月 3 日 00 时的南亚反气旋中心位置 (图 2b) 近于重合。

因此, 结合图 6b、图 7 与图 8, 可以明显地看出, 中南半岛及其附近地区的积云对流对南海地区夏季风环流系统的建立有重要的作用。理论分析也指出, 深对流的潜热加热将引起对流层下部气旋性涡度的发展^[15]。谢安等人分析了向外长波辐射 (OLR) 气候资料后指出, 南海季风爆发前, 对流首先沿中南半岛向北快速推进^[16]。这是从另一个角度说明, 南海夏季风的爆发与中南半岛的积云对流有密切的关系。吴国雄等认为印缅槽 (缅甸夏季风) 对南海季风有触发作用^[5], 从本文的结果来看, 这种“触发作用”可能正是通过其槽前中南半岛及其附近地区的积云对流加热作用而实现的。

图 6c 是试验 TSTC 与 TCTL 的 850 hPa 差值流场, 由图可见, 一庞大的反气旋性环流, 由华东沿海经台湾、南海而伸入中南半岛地区, 显然, 它有利于副热带高压在南海附近地区的维持。图 9 是试验 TSTC 的 850 hPa 的流场和温度场, 由图可见, 中南半岛和南海的大部分地区均为副高压热带脊控制。在 200 hPa, TSTC 的环流形势与

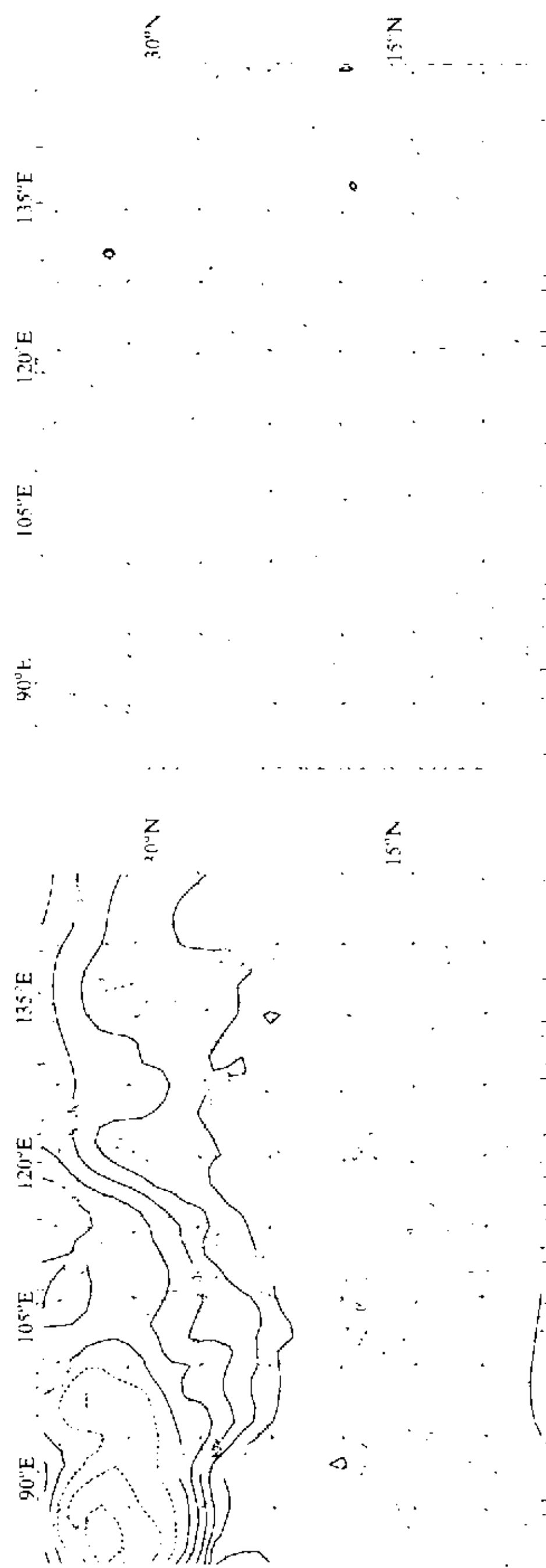


图7 试验 TSTB 的 5 月 3 日 00 时 850 hPa 流场和温度场

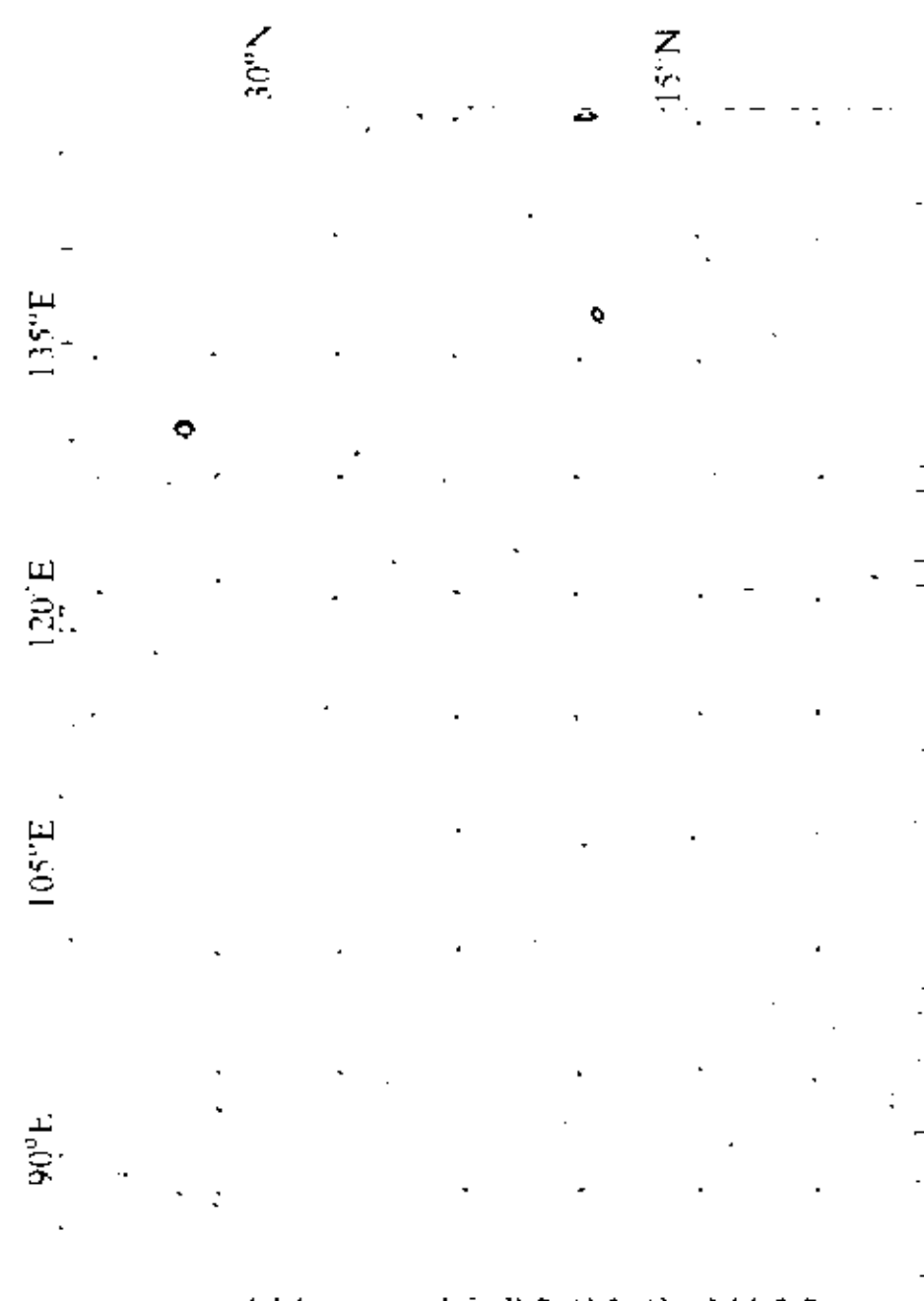


图8 试验 TCTL 与 TSTB 的 5 月 3 日 00 时 300 hPa 差值流场

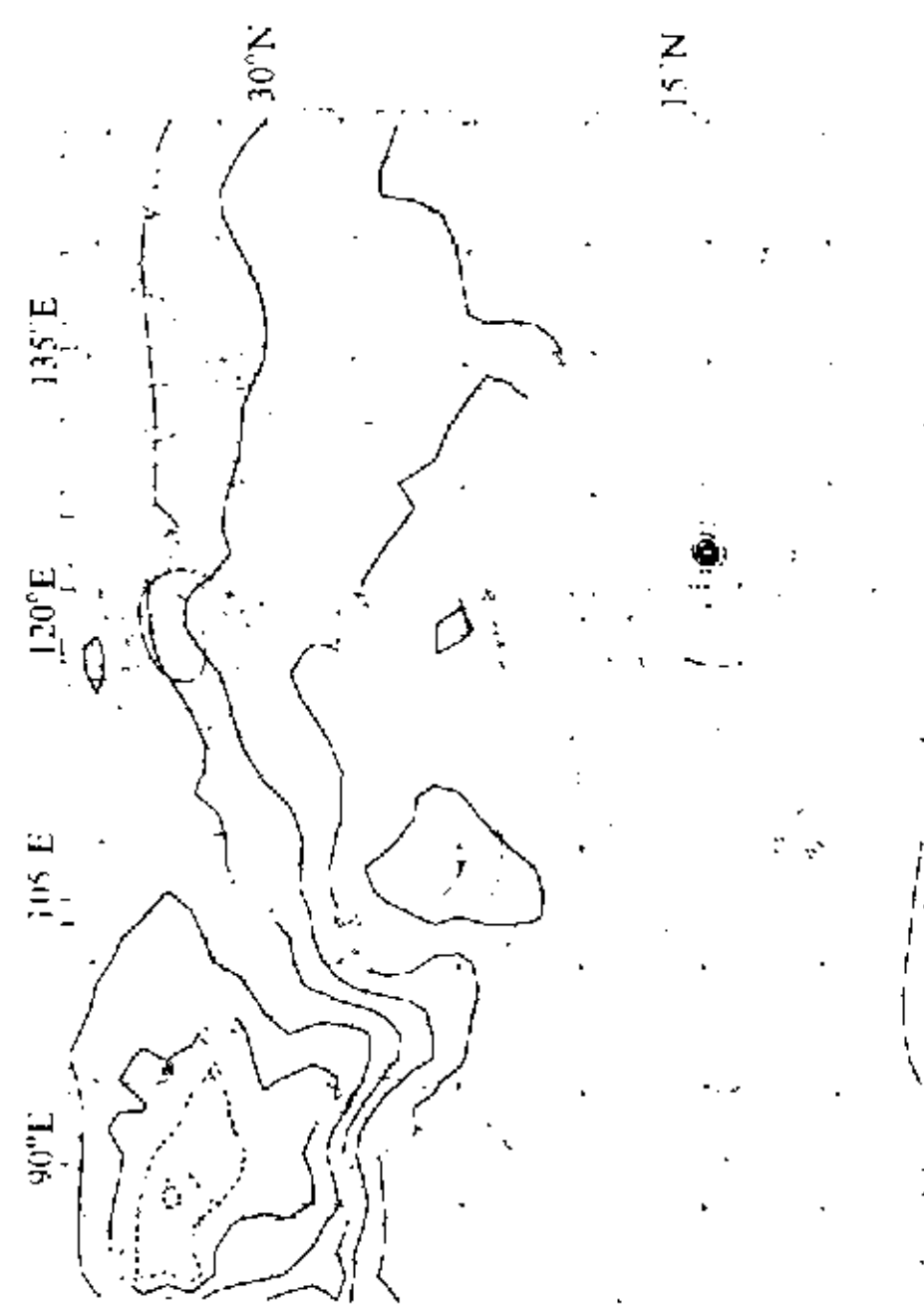


图9 试验 TSTC 的 5 月 3 日 00 时 850 hPa 流场和温度场

图 5b 的相似, 南亚反气旋中心仍在 16° 以南 (图略)。即是说, 若去掉中南半岛及其附近地区的积云对流加热作用, 及减弱中纬度的槽 (脊) — 锋系统后, 则南海夏季风环流就无法建立。

4 小结

本文利用 MM5 成功地模拟了 1994 年 5 月初的南海夏季风环流的建立, 并通过敏感性试验, 讨论了南海夏季风的建立机制, 得到如下主要结果:

(1) 南下接近副热带地区的一定强度的中纬度槽—锋系统的强迫, 对西太平洋副热带高压脊从南海地区东撤, 以及南海夏季风的建立有重要的作用。

(2) 经高原北面东移的暖脊与南亚高压的同相叠加, 是触发夏季风建立的重要因子之一, 它引起南亚高压中心从中南半岛的中部迅速北移至中南半岛的北部。

(3) 中南半岛及其附近地区的积云对流加热, 产生的低层气旋性环流和高层反气旋性环流, 分别有利于南海地区对流层下、上部夏季风环流系统的建立。

本文的试验表明, 南海夏季风的爆发是中低纬多因子共同作用的结果。但上述结果仅是通过个例的模拟分析得到的, 其普遍性尚须更多的实例来验证。

参 考 文 献

- 1 陈隆勋、朱乾根、罗会邦等, 东亚季风, 北京: 气象出版社, 1991, 68pp.
- 2 He, Y. H., C. H. Guan and Z. J. Gan, Heat oscillation in the upper ocean of South China Sea, *Acta Oceanologica Sinica*, 1992, **11**, 375~388.
- 3 Murakami, T., L. Chen and A. Xie, Relationship among seasonal cycle, low-frequency oscillations, and transient disturbance as revealed from outgoing long wave radiation data, *Mon. Wea. Rev.*, 1986, **114**, 1456~1465.
- 4 Chang, C. P. and G. T. Chen, Tropical circulations associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 1995, **123**, 3254~3267.
- 5 吴国雄、张永生, 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 I. 爆发地点, 大气科学, 1998, **22**(6), 825~838.
- 6 吴国雄、张永生, 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 II. 爆发时间, 大气科学, 1999, **23**(1), 51~61.
- 7 Lau Kain-Hon, An-Yu Wang, Ying-Hwa Kuo, Shou-Jun Chen and Jimmy Dudhia, The evolution of the East Asia Summer Monsoon in June 1994: Numerical simulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1998, **76**(5), 749~764.
- 8 Kain, J. S. and J. M. Fritsch, convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, The representation of cumulus convection in numerical models, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., Amer. Meteor. Soc., 1993, 246pp.
- 9 Zhang, D. L. and R. A. Anthes, A high-resolution model of the planetary boundary layer—sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data, *J. Appl. Meteor.*, 1982, **21**, 1594~1609.
- 10 Dudhia, J., Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**, 3077~3107.
- 11 Grell, C. A., J. Dudhia and D. R. Stauff, A description of the fifth generation Penn State-NCAR mesoscale model (MM5), NCAR Tech. Note, NCAR / TN-398+STR, 1994, 138pp.
- 12 吴国雄、刘屹岷、刘平, 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 I. 尺度分析, 气象学报, 1999, **57**(3), 257~262.
- 13 杨辉、宋正山、朱抱真, 1979年5月东南亚夏季风的建立和青藏高原的作用, 大气科学, **22**(6), 858~866.
- 14 Kain, J. S. and J. M., Fritsch, A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in

convective parameterization, *J. Atmos. Sci.*, 1990, **47**(23), 2784~2802.

15 吴国雄、刘还珠, 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展, *气象学报*, 1999, **57**(1), 1~15.

16 谢安、刘霞、叶谦, 南海夏季风爆发的气候特征, *亚洲季风研究的新进展——中日亚洲季风机制合作研究论文集*, 北京: 气象出版社, 1996, 132~142.

A Numerical Study of the Onset of the South China Sea Summer Monsoon of 1994

Wu Chisheng and Wang Anyu

(Department of Atmospheric Science, Zhongshan University, Guangzhou 510275)

Fong Soikun and Ku Chimeng

(Geophysical and Meteorological Observatory, Macau)

Abstract Using the NCAR data and the PSU / NCAR's mesoscale model (MM5), the summer monsoon onset over the South China Sea in 1994 is simulated, and a series of sensitivity experiments are carried out. The numerical experiment results show: (1) The MM5 successfully reproduces the evolution of the monsoon onset. (2) The equatorward movement of a middle latitude trough-front system into the South China may give rise to the retreating eastward of the subtropical high ridge over the South China Sea. In consequence, it is beneficial to the establishment of the South China Sea summer monsoon. (3) In the upper troposphere, when the high pressure ridge in the middle westerlies moves near the longitude of the South Asian High, the South Asian High northward advances and its center rapidly moves from 16°N to the northern part of the Indochina Peninsula. It is obvious that the movement of the South Asian High has close relationship with the South China Sea summer onset. (4) The convective heating over the Indochina Peninsula and its neighbouring regions also has important effect on the South China Sea summer monsoon onset.

Key words: South China Sea; summer monsoon; numerical simulation; middle latitude trough-front system; convective parameterization