

卫星资料揭示的中尺度地形对南海夏季气候的影响

徐海明¹ 何金海¹ 谢尚平²

¹ 南京信息工程大学 江苏省气象灾害重点实验室和大气科学学院, 南京 210044

² 夏威夷大学国际太平洋研究中心和气象学系, 夏威夷 96822

摘 要 利用一组高分辨率的卫星观测资料, 研究了中尺度地形, 特别是中南半岛长山山脉对南海夏季区域气候的影响。分析表明, 当夏季暖湿、不稳定的西南季风接近长山山脉时, 由于地形的强迫抬升作用在山脉的迎风一侧形成强降水区, 而在山脉的背风一侧、南海西部则形成无降水区或降水量相对较少的区域。另外, 盛行的西南季风气流绕过长山山脉的南端, 在越南东南沿海明显形成一支边界层低空急流。这支低空急流通过其引起的蒸发冷却和沿岸上翻流在其北侧形成一片冷水水区, 该冷水区的形成反过来又对其上的热带对流活动产生影响。研究还表明, 南海中部夏季降水分布呈现东多、西少东西向分布不均匀特征, 而降水这种东西向分布不均匀形成可能与中南半岛上中尺度地形的作用有关, 严重低估中尺度地形的影响可能是造成全球大气环流模式模拟南海季风夏季降水时存在严重误差的主要原因。

关键词 中尺度地形 南海 夏季气候 卫星资料

文章编号 1006-9895 (2007) 05-1021-11

中图分类号 P463

文献标识码 A

Satellite-Revealed Effects of Mesoscale Mountains on the Summer Climate of the South China Sea

XU Hai-Ming¹, HE Jin-Hai¹, and XIE Shang-Ping²

¹ Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, and College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

² International Pacific Research Center, and Department of Meteorology, University of Hawaii, Hawaii 96822

Abstract The Tibetan Plateau, absorbing intense solar radiation, serves as a massive elevated heat source for the atmosphere, helping energize the summer monsoon. In the Asian monsoon domain, besides the Tibetan Plateau there are many less remarkable mountain ranges (~1.5 km in height). Since they are narrow in width (500 km or less), they are called mesoscale mountains to distinguish them from the massive Tibetan Plateau. While orographic lifting effect on rainfall is well known, the effect of mesoscale mountains on the Asian summer monsoon has rarely been discussed in the literature, because of inadequate observations. In this paper, a suite of high-resolution satellite measurements is used to investigate the effects of these mesoscale mountain ranges, especially the Annam Cordillera over the Indo-China Peninsula, on the summer monsoon of the South China Sea (SCS).

The Satellite datasets used in this paper include: QuikSCAT surface wind velocity from August 1999 to August 2005 on a 0.25° grid; Tropical Rain Measuring Mission (TRMM) SST on a 0.25° grid and TRMM Precipitation Radar (PR) surface rainfall on a 0.5° grid, both from January 1998 to August 2005; Special Sensors Microwave Imager (SSM/I) rainfall and surface wind velocity from July 1987 to December 2004 on a 0.25° grid. The monthly cli-

收稿日期 2006-03-15 收到, 2006-05-23 收到修改稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40575045, 教育部留学回国人员科研启动基金, 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418304

作者简介 徐海明, 男, 1964 年出生, 博士, 教授, 主要从事区域气候与海陆气相互作用、季风动力学等方面的研究。

E-mail: hxu@nuist.edu.cn

matology is constructed by averaging over the available period for each dataset and the discussion in this paper is limited to these multi-year climatologies.

Annam Cordillera is a mountain range that rises above 500 m and runs in a south-north direction on the east coast of Indo-China Peninsula on the Vietnam-Laos/Cambodia borders. In summer, the QuikSCAT's summer wind climatology indicates that the southwesterly wind velocity reaches a maximum off the southeast coast of Vietnam. This coastal wind jet is also present in SSM/I product. As the southeasterly winds approach the mountain range, they are blocked by this mountain range. At the southern tip of this mountain range, on the other hand, winds rush through, forming the strong coastal wind jet. The TRMM's summer SST climatology shows that the maximum coastal cooling takes place off the southeast coast of Vietnam, coinciding roughly with the speed maximum along the coast and forming a cold SST filament. The cold filament, however, is obviously displaced to the north of the wind jet, indicating that the coastal upwelling induced by the coastal wind jet and other ocean dynamics probably play an important role. The TRMM-PR's summer rainfall climatology shows that as the southwest monsoon impinges on the narrow Annam mountain range, moisture-laden air is forced to rise causing intense convection on the windward side, while the mountain range entails a rain shadow on the leeside and off the east coast of Vietnam. The merged SSM/I-gauged rainfall climatology is very similar to the TRMM-PR climatology in spatial distribution, reaffirming the orographic effects on the intense convection on the foothill of the Annam Cordillera. In addition, the coastal cold filament induced by the wind jet also acts to suppress the convection above, punching a hole off the coast.

Current state-of-the-art GCMs have a typical grid of 2.8° and do not adequately resolve these narrow mesoscale mountains. Serious underestimation of these mesoscale mountains is probably the major reason why GCMs have serious bias in their simulations of SCS summer monsoon.

Key words mesoscale mountains, the South China Sea, summer climate, high-resolution satellite observations

1 引言

早在 20 世纪 70 年代中期和 80 年代初, 青藏高原大地形在亚洲夏季风的形成和维持中所起的重要作用已开始受到人们关注^[1, 2]。青藏高原作为一个巨大的抬升热源^[3, 4], 有助于驱动整个亚洲季风环流。研究表明, 青藏高原的热力作用也是影响南海夏季风爆发的机制之一^[5, 6]。在亚洲季风区, 除了青藏高原大地形以外, 还有许许多多相对较小的山脉, 其高度一般小于 1.5 km、宽度小于 500 km, 这些水平和垂直尺度都相对较小的山脉与近年来中尺度地形动力学研究中所提出的“中尺度地形”这个概念相符合^[7, 8]。“中尺度地形”大体是指水平范围相当于中尺度天气系统那样的地形起伏。与之相对应, 我们把这些位于南亚和东南亚水平尺度较小的山脉称之为中尺度地形。这些中尺度地形在南亚和东南亚地区明显呈狭长的南北走向, 如位于印度半岛西海岸的西高止山 (Western Ghats)、中南半岛西北部的若开 (Arakan Yoma) 山脉、西南部的 Daiwna-Bilauktang 山脉以及位于老挝和越南边界的长山 (Annam) 山脉。由于这些山脉的水平尺度相对较小, 它们在亚洲季风的建立和维持以及在区

域气候的形成中所起的作用一直没有引起足够的重视。由于没有足够的水平分辨率, 几乎所有国家级 (state-of-the-art) 的全球大气环流模式 (GCMs) 都不能很好地分辨这种中尺度地形, 从而忽略或严重低估了这些中尺度地形的影响。

有关中尺度地形强迫大气扰动的动力学研究一直受到气象工作者的普遍关注。20 世纪 70 年代初, Benjamin^[9]就用弱的非线性理论方法研究了连续的层结大气越过山脉的情况, 成功得出了山脉下游的山波和上游的回涌现象。20 世纪 80 年代中期, Pierrehumbert 用解析^[10]和数值^[11]的方法比较系统地研究了山脉阻挡的上游效应。因为上游效应与降水的关系最为密切, 因此这个工作显得特别重要。80 年代中期以来, 在斜压动力学、位涡动力学和中尺度动力学进一步发展的基础上, 过山气流受中尺度地形影响的理论研究更加深入, 并揭示了各种条件下地形扰动的各种模态及其耦合的效应^[12, 13]。但实际情况往往要复杂得多, 它涉及到较强的非线性、大气结构的非均匀以及地形触发降水后潜热的反馈作用等。由于缺乏长时间、高分辨率的观测资料, 特别是缺少海上高分辨率观测资料, 有关中尺度地形对区域气候, 特别是对亚洲热带季风区区域

气候影响的研究相对较少。

近年来, 大量的高分辨率卫星观测资料(如 TRMM、SSM/I、QuikSCAT 和 TRMM-PR 等)揭示了许多以前常规资料无法观测到的新现象、新事实^[14~16]。Chelton 等^[14]利用全球高分辨率($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 经纬度) QuikSCAT 海表面风场资料, 揭示了海表面风场细微的结构特征。Xie^[15]利用 QuikSCAT 海表面风场和 TRMM 海温资料, 研究了赤道东太平洋和西北太平洋黑潮等海区海洋锋区上的海气相互作用, 发现在海洋锋区海温与海表面风速存在明显的正相关关系, 表明在这些海洋锋区上海洋与大气的的作用明显表现为海洋对大气的影。Xu 等^[16]则利用高分辨率的卫星资料研究了东南太平洋上边界层层云的季节内变化特征及其与海表面温度、风场等气象要素场之间的关系。这些长时间观测的高分辨率卫星资料也为研究中尺度地形在区域气候形成中所起的作用提供了一个难得的机会。中尺度地形一方面可对盛行风起阻挡作用, 在其迎风坡一侧形成强烈的上升运动区^[11], 另一方面, 盛行风还可以绕过中尺度地形或穿越两个中尺度地形之间的谷地, 形成边界层急流。近年来, 中尺度地形、特别是沿海岸的山脉所引发的海气相互作用及其对区域气候的影响开始受到人们的关注^[17, 18]。利用高分辨率的卫星资料, Xie 等^[16]发现位于东南信风带中的夏威夷群岛通过其引发的海气相互作用可影响到 3000 km 以外的海洋和大气环流, 其影响范围之大远远超出人们的想象。同样, Xie 等^[18]还发现中美洲山脉引发的海气相互作用对东太平洋气候具有非常重要的影响。在北半球冬季, 当盛行的东北信风穿越北美洲山脉上的三个豁口后, 在太平洋一侧的沿岸形成了三支强的边界层急流, 而三支急流又通过海表面蒸发和其引起的冷水上翻对海水产生强烈的降温影响, 形成三个海温低值区。这三个海温低值区反过来又对其上的大气环流和热带对流活动产生影响, 由于海水具有强的热惯性, 其影响甚至可持续到夏季。数值试验结果也证实了中美洲地形通过其激发的海气相互作用对北半球冬季东太平洋热带辐合带(ITCZ)的位置和强度存在影响^[19]。

南海位于亚欧大陆的东南端, 是一个 $350 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的半封闭海洋盆地, 它是连接印度洋和西太平洋的重要纽带, 是亚洲和澳洲季风区、东亚和

印度季风区相互连接的关键地区。南海地区也是亚洲热带夏季风最早爆发的区域^[20]。近年来, 特别是 1998 年南海夏季风试验顺利实施以来, 对南海夏季风的爆发、维持以及南海夏季风变化的物理过程有了较全面的了解和认识^[21]。本文中, 我们将利用一系列最新的、高分辨率的卫星观测资料来研究中南半岛上的中尺度地形对南海夏季气候的影响, 尤其, 我们将关注位于中南半岛东海岸的长山山脉对南海夏季气候的影响。长山山脉位于老挝和越南边界、明显呈狭长的南北走向(如图 1a 所示), 其北端与我国的云贵高原相接, 向南一直延伸到越南的南部, 绵延近 700~800 km。虽然长山山脉宽度不过 200~300 km、高度不超过 1.5 km, 但我们的研究确实表明其对南海夏季气候的形成起了非常重要的作用。

2 资料

本文采用一系列分别安装在不同卫星平台上的遥感器所观测到的海温、海表面风速、降水等资料, 这些新的卫星资料已被广泛用来揭示广阔海洋上海洋和大气的一些细微结构和特征^[14, 22]。由于不同卫星遥感器所观测的气象和海洋要素在水平分辨率、观测时间段和观测精度上存在较大差异, 为了确保本文中所揭示的中南半岛中尺度地形对南海夏季气候影响的真实性, 我们尽可能多地采用不同卫星遥感器和其他观测手段所观测的资料, 对同一种要素场分别加以分析研究, 以相互印证所得的结果。

热带测雨卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, 简称 TRMM)上的微波遥感器可穿透云层观测全球热带地区的海表面温度(SST), TRMM 卫星同时也观测降水率、整层大气的云中液态水含量、整层大气的水汽量等。在本文中, 我们采用了 1998 年 1 月至 2005 年 8 月的 TRMM 月平均资料, 其水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ^[22]。在 TRMM 卫星上同时还装有一台专门用来测量降水的星载雷达(简称 TRMM-PR), 它可对降水量作出最好的估计, 但由于其每次扫描的范围相对较小, 在对其作气候平均时会引入较大的样本误差。这里, 我们采用 TRMM-PR 月平均降水量, 其水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 时间从 1998 年 1 月至 2005 年 8 月。TRMM 微波遥感资料仅局限于热带洋面上, 而

TRMM 雷达观测降水则不受海陆分布的限制。

在 1999 年 7 月,美国宇航局 (NASA) 发射一颗专门用来观测海表面风场的 Quick Scatterometer (简称 QuikSCAT) 卫星,该卫星搭载的微波散射仪可观测每天全球海洋上的海表面 10 m 处风场^[23],QuikSCAT 卫星资料已揭示了全球海洋上海表面风场丰富的细微结构特征^[14]。这里,我们采用 1999 年 8 月到 2005 年 8 月的 QuikSCAT 月平均风场,水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 经纬度。

自 1987 年 7 月以来,美国宇航局连续发射了一系列特殊微波遥感图像 (Special Sensor Microwave Imager, 简称 SSM/I) 卫星,该系列卫星可观测海洋上的降水率、整层云中液态水含量、整层水汽量以及海表面风速^[24]。这里,我们采用把所有 SSM/I 卫星资料整合的 1987 年 7 月至 2004 年 12 月的月平均场资料,水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 经纬度。

除了上述卫星资料以外,本文还将用到由美国特拉华大学 (University of Delaware) 气候研究中心整编的 1950 年至 1999 年全球陆地的月平均降水资料^[25],该降水资料由全球的站点降水资料插值到 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 经纬度网格点上。另外,本文还采用了水平分辨率为 9 km 的全球 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 海表面温度场资料,该海温场是根据 1985~1999 年之间的海温

观测而整理的候平均海温气候场。该海温气候场资料从美国加州理工大学 JPL (Jet Propulsion Laboratory) 的网站^[26]下载而得。

3 结果分析

本文主要讨论中南半岛上的中尺度地形对南海夏季气候的影响,所以,我们对所有用到的月平均资料进行了计算,得到了一个多年平均的月平均气候场。除非特别说明,本文给出的图都为多年平均的气候场。

3.1 对海表面风场的影响

从气候平均来看,南海夏季风 5 月中旬爆发^[20, 27],随后强盛的西南风一直维持到 9 月。10 月份以后,南海地区转为冬季东北季风控制。图 1a 给出了北半球夏季 6~8 月平均的 QuikSCAT 海表面风场,由图可见,南海整个海区盛行较为一致的西南季风,但风速南北分布存在较大的差异,风速大小呈现南部和北部海区风速相对较小、中部海区风速相对较大的分布特征,特别值得注意的是在南海中部的西侧、越南东南沿海存在一个强的风速区,其最大风速达到 8 m/s 以上。在本文中,我们称之为边界层低空急流。对照中南半岛上地形的分布,不难发现这支边界层低空急流刚好位于长山山脉南端的东南一侧,其形成应与狭长的南北走向的长山山脉有关。可以设想,当强盛的西南季风接近

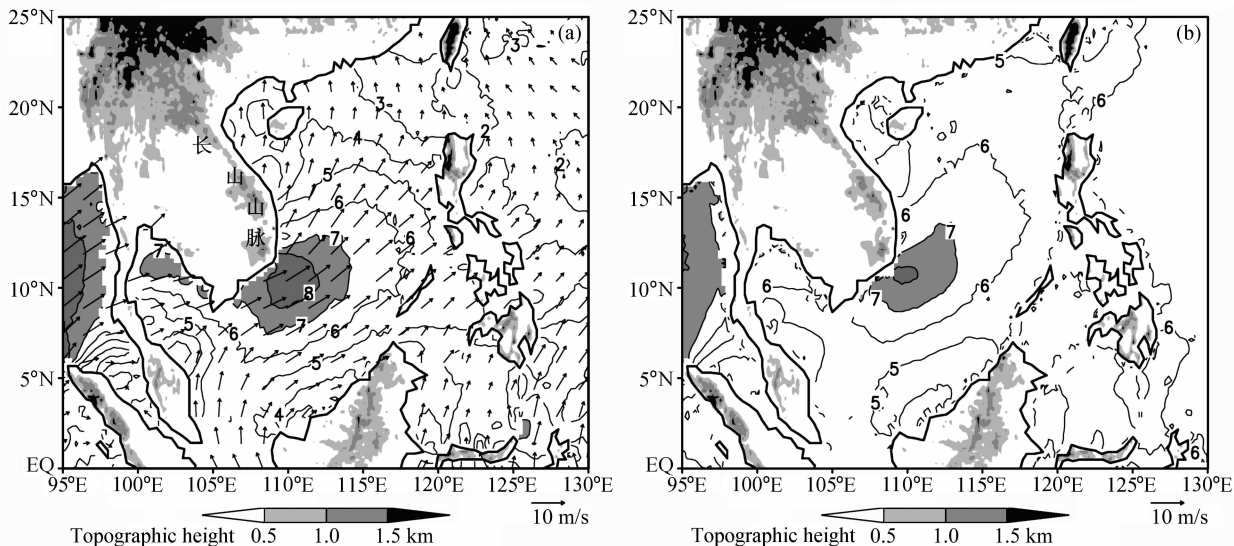


图 1 6~8 月平均的 QuikSCAT 海表面风场 (a) 和 SSM/I 海表面风速 (b)。等值线间隔为 1 m/s; 阴影为风速大于 7 m/s; 陆地上阴影表示地形高度为 0.5 km 以上的区域

Fig. 1 Seasonal mean (Jun-Aug) QuikSCAT sea surface wind (a) and SSM/I sea surface wind velocity (b). Contour interval is 1 m/s and shaded areas denote the wind velocity greater than 7 m/s. The shaded areas over the land denote the topographic height greater than 0.5 km

南北走向的长山山脉时,长山山脉地形显然会对强盛的西南气流起阻挡作用。由于长山山脉的平均高度不超过 1.5 km,尽管长山山脉会对西南气流起阻挡作用,但大部分的西南气流还会越过山脉,并在山脉的背风一侧形成相对较小的风速区,但同时,部分西南季风由于受到地形阻挡作用会绕过长山山脉的南端,在其东南一侧形成强风速区。为了验证长山山脉对上述越南沿海低空急流形成的影响,我们已采用一个高分辨率($0.2^{\circ}\times0.2^{\circ}$ 经纬度)的区域气候模式^[28]进行了数值模拟试验,试验结果确实表明长山山脉的存在对越南东南沿海低空急流的形成起了非常关键的作用。由于受篇幅的限制,有关数值模拟的结果,我们将另文发表。

尽管 QuikSCAT 卫星是一个专门用来观测全球海表面风场的气象卫星,其观测精度相对较高,但其观测的时间较短,只有 5 年时间。为了进一步验证越南东南沿海的低空急流是否在更长的时间尺度上同样存在,我们给出了 6~8 月平均的 SSM/I 海表面风速(图 1b)。SSM/I 卫星虽仅能观测海表面的风速大小,但它观测的时段较长,从 1987 年一直持续到现在。由图 1b 可见,与 QuikSCAT (图 1a) 相比,虽然 SSM/I 风速与 QuikSCAT 风速在大小上存在一定的差异,但风速分布非常一致。

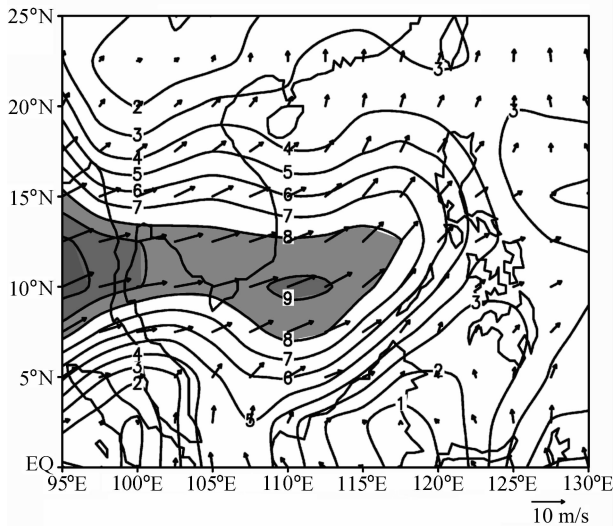


图 2 根据 1999~2005 年再分析资料计算得到的夏季(6~8 月) 925 hPa 平均风场。等值线间隔为 1 m/s,阴影区为风速大于 8 m/s

Fig. 2 Seasonal mean (Jun-Aug) NCEP/NCAR wind at 925 hPa, averaged for 1999-2005. Contour interval is 1 m/s and shaded areas denote the wind velocity greater than 8 m/s

与 QuikSCAT 风速分布相类似,在南海中部的西侧、越南东南沿海存在一个强风速区,最大风速也在 8 m/s 以上。这充分表明,在更长的时间尺度上,越南沿海的低空急流也是同样存在的。

中南半岛上中尺度地形对南海夏季风场的影响同样明显地反映在 NCEP/NCAR 再分析资料场上。图 2 给出了由 1999~2005 年 NCEP/NCAR 再分析资料计算而得的夏季 925 hPa 平均风场。尽管 NCEP/NCAR 再分析资料的水平分辨率相对较粗($2.5^{\circ}\times2.5^{\circ}$ 经纬度),但图 2 还是清楚地反映了中南半岛上长山山脉对南海风场的影响。夏季盛行的西南偏西风越过长山山脉后,由于地形的影响,在长山山脉的背风一侧、越南东部沿海风速明显减弱,风向也由原来的西南偏西风转为一致的西南风,并在越南的东南沿海形成一个风速大于 9 m/s 的强风速区。

为了探讨越南沿海的低空急流随季节的演变特征,图 3 给出了 QuikSCAT 海表面风场沿 110°E 的时间-纬度演变。由图 3 可见,5 月份,随南海夏季风的爆发,越南沿海开始出现西南季风,随后风速逐渐增强,至 7~8 月份,风速达到最强,最大风速达到 9 m/s 以上,形成了越南沿海的低空急流。9 月份以后,西南风速开始迅速减弱,10 月份越南沿海已转为一致的东北季风。另外,从图 3 中也可以清楚地看到,随冬季东北季风的增强,在越南东南沿海也形成了一个明显的强风速区,其风速在 12~

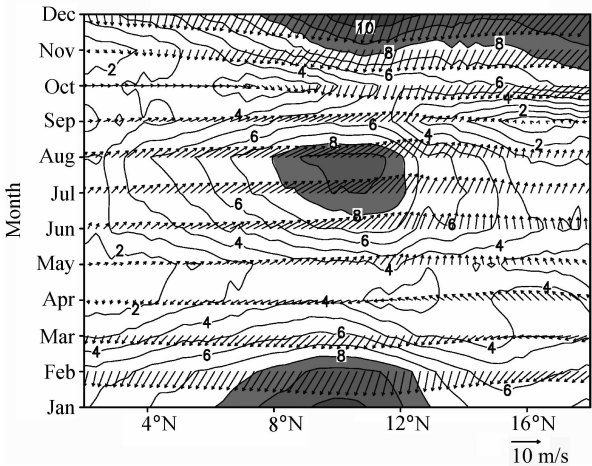


图 3 QuikSCAT 海表面水平风场沿 110°E 的时间-纬度剖面图。等值线间隔为 1 m/s,阴影为风速大于 8 m/s

Fig. 3 Time-latitude section of QuikSCAT sea surface winds along 110°E with wind velocity greater than 8 m/s shaded. Contour interval is 1 m/s

1 月份达到最强, 最大风速达到 10 m/s 以上。这越南沿海的强风速区在冬季 (12~2 月份) QuikSCAT 平均风场上表现得更为清楚 (图略)。由于受到长山山脉地形的阻挡, 冬季盛行的东北季风接近越南东南沿岸时明显表现出盛行风向的改变, 由东北风转为东北偏北风, 并在越南东南沿海形成一个风速达到 11 m/s 的强风速区。可见, 狭长的长山山脉不仅对南海的夏季风场产生影响, 同样对冬季风场分布也有重要的影响, 并都在南海中部的西侧、越南东南沿海形成一支边界层低空急流。

3.2 对海温的影响

南海作为南海-西太平洋暖池的一部分, 其海温的变化对南海夏季风的强弱以及我国夏季天气气候的变化起了非常重要的作用^[29, 30]。图 4 给出了夏季 (6~8 月) 平均的 TRMM 海表面温度场, 由图可见, 总的来说, 南海的夏季海温较高, 温度在 28℃ 以上, 但海温分布则明显呈现南北向的不均匀性, 南海南部和北部海温较高, 南海中部相对较低。特别是在南海中西部、越南东南沿海存在一个明显的冷水区, 该冷水区自越南沿岸向东北方向扩展, 一直延伸到南海中部。一方面, 由于 TRMM 卫星观测海温时段相对较短, 另一方面, TRMM 卫星上微波遥感器在观测大陆沿岸海温时受到海岸陆地的影响, 容易造成观测误差。为此, 我们也给出了根据观测时段为 15 年 (1985~1999 年)、水平

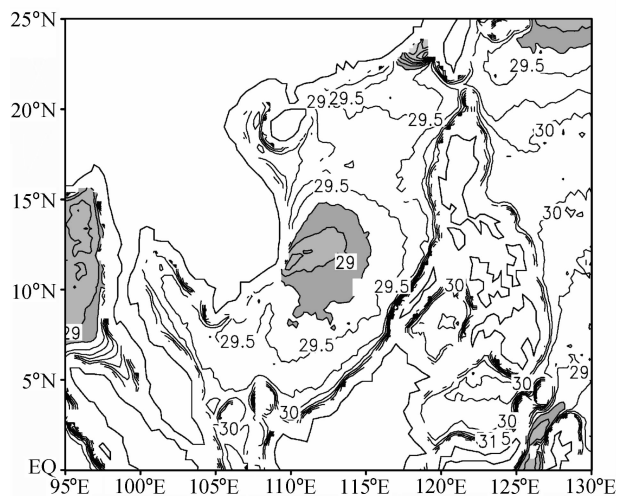


图 4 6~8 月平均的 TRMM 海表面温度场。等值线间隔为 0.25℃, 阴影为海温小于 29.25℃

Fig. 4 Seasonal mean (Jun-Aug) TRMM sea surface temperature. Contour interval is 0.25℃ and shadings denote the sea surface temperature less than 29.25℃

分辨率为 9 km 的 AVHRR 资料而计算的 6~8 月平均的海表面温度场 (图 5), AVHRR 海表面温度场也清楚地表明在南海的中西部、越南沿海存在一个冷海水区, 海温在越南沿岸达到最低, 并向东北方向扩张。

比较图 4 与图 1, 不难发现越南沿海冷水区的范围和走向与越南沿海低空急流的范围和走向基本相一致, 表明低空急流引起的强烈的海洋表面蒸发冷却可能对越南沿海冷水区的形成起了重要的作用。但进一步仔细比较图 4 和图 1 就会发现, 越南沿海最冷的区域 (或冷舌区) 与越南沿海急流最大风速区 (或轴线) 并不完全重合, 冷舌区明显偏向于急流轴线的北侧。为了进一步表征越南沿海冷水区与低空急流之间的关系, 图 6 给出了 TRMM 海表面温度和 QuikSCAT 海表面风速沿 110°E 的时间-纬度的演变。从图 6 中也可以清楚看到, 从冬季到夏季, 南海海温是逐渐增加的, 但随着夏季越南沿岸低空急流的出现, 在南海夏季的暖水区中出现了一片相对冷水区, 该冷水区与低空急流的位置并不完全重合, 而是位于低空急流最大风速区的北侧, 这表明除了低空急流引起的海表面强烈蒸发冷却作用以外, 其他海洋动力学过程可能对这一冷水区的形成也起了非常重要的作用。

早在 1961 年, Wyrtki^[31]就指出在夏季西南季风时期越南沿海存在冷水上翻现象, 发现越南沿海

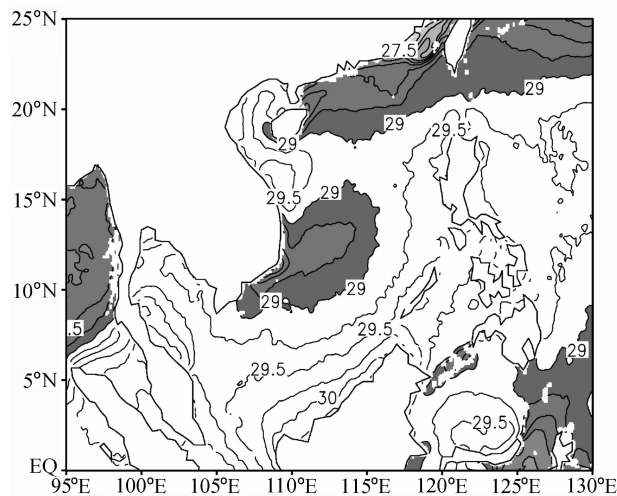


图 5 6~8 月平均的 AVHRR 海表面温度场。等值线间隔为 0.25℃, 阴影区为海温小于 29.0℃

Fig. 5 Seasonal mean (Jun-Aug) AVHRR sea surface temperature. Contour interval is 0.25℃ and shadings denote the sea surface temperature less than 29.0℃

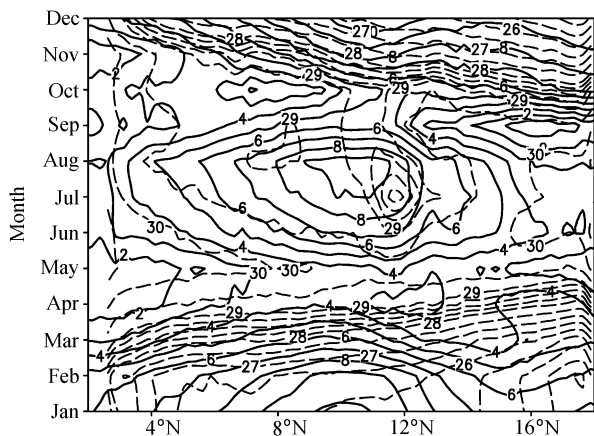


图 6 QuikSCAT 海表面风速 (实线, 间隔为 1 m/s) 和 TRMM 海表面温度 (虚线, 间隔为 0.5°C) 沿 110°E 的时间-纬度剖面图。图中也给出了 SST 为 28.25°C 和 28.75°C 的等值线

Fig. 6 Time-latitude section of QuikSCAT sea surface wind velocity (solid, contour interval is 1 m/s) and TRMM sea surface temperature (dashed, contour interval is 0.5°C) along 110°E. Two SST contours with values of 28.25°C and 28.75°C are also plotted

的海温较外海的海温低 1°C 以上。Kuo 等^[32] 用 1996 和 1997 年两年的高分辨率 AVHRR 红外图像, 观测到夏季越南沿海存在明显的冷水上翻, 并指出 1997 年 8 月中旬越南沿海的冷水存在明显向东扩张的趋势。Xie 等^[33] 也进一步用卫星资料证实了这冷水上翻区的存在。图 7 给出了用 QuikSCAT 海表面风应力计算的 6~8 月平均的海面埃克曼抽吸 (Ekman pumping) 速度, 由图可见, 在南海低空急流的南侧为一致的下沉运动区, 而在急流的北侧则为冷水上翻区, 特别值得注意的是越南东南沿岸的冷水上翻达到最强, 并向东北方向延伸, 其分布与走向基本上与越南东南沿海冷海水区相重合 (图 4), 这清楚表明越南沿海低空急流北侧强气旋性切变所激发的沿岸强冷水上翻和外海冷水上翻对夏季南海西部冷水区的形成起了非常重要的作用。

以上分析表明, 中南半岛上的长山山脉不仅可影响南海海表面风场的分布, 在越南东南沿海形成一支边界层急流, 而且还可通过这支边界层急流对其下的海温产生影响。低空急流一方面通过海洋和大气之间的热力过程 (海表面感热和潜热), 另一方面还可通过海洋动力学过程 (如冷水上翻) 对海表面温度产生影响, 在急流的北侧形成一片冷海水区, 并在南海中部形成了东高、西低的不均匀的海

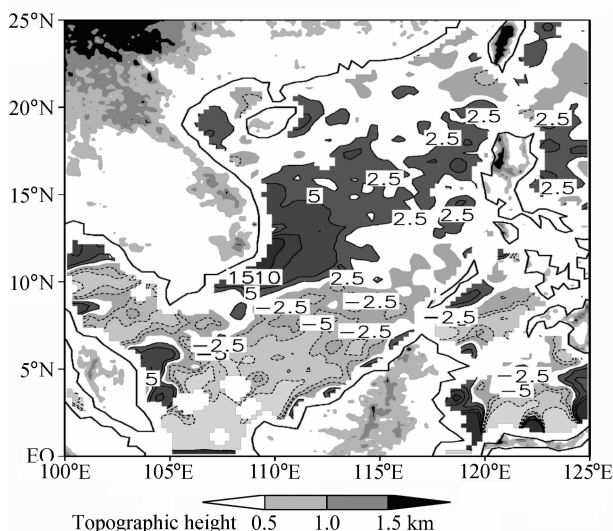


图 7 6~8 月平均的海表面埃克曼抽吸速度。等值线间隔为 2.5×10^{-6} m/s; 阴影为绝对值大于 2.5×10^{-6} m/s; 正值区表示上升运动, 即冷水上翻区; 负值区表示下沉运动; 陆地上阴影区表示地形高度为 0.5 km 以上的区域

Fig. 7 Seasonal mean (Jun-Aug) sea surface Ekman pumping velocity (contour interval is 2.5×10^{-6} m/s) with absolute values greater than 2.5×10^{-6} m/s shaded. Positive (negative) areas denote upwelling (downwelling). The shaded areas over the land denote the topographic height greater than 0.5 km

温分布。这种南海夏季海温东西向的不均匀分布反过来自然又会对其上的南海夏季降水和夏季环流产生影响。

3.3 对降水的影响

图 8 给出了 TRMM 星载雷达 (TRMM-PR) 观测的 6~8 月的降水量分布。6~8 月是南海夏季风的盛期, 南海通常为—东南至西北走向的季风槽所控制, 并伴有强烈的热带对流活动, 但从图 8 可清楚地看到南海夏季降水分布并不均匀, 特别是南海中部的降水主要集中在南海的东部、菲律宾西海岸一侧, 而在南海的西部、越南东部沿海降水量相对较少, 明显呈现东多、西少的东西向分布不均匀特征。值得指出的是, 在越南东南沿海明显存在一片没有降水的区域, 该无降水区与东南沿海的冷水区 (图 4) 相对应, 清楚表明低空急流激发的冷水区反过来又抑制其上热带对流的发生发展。从图 8 还可以清楚看到, 在中南半岛上存在一条近似南北走向的强降水雨带, 其中心月平均降水量达 300 mm 以上。与长山山脉的地理位置 (图 1) 相比较, 不难发现该雨带的走向与长山山脉走向相一致, 而雨

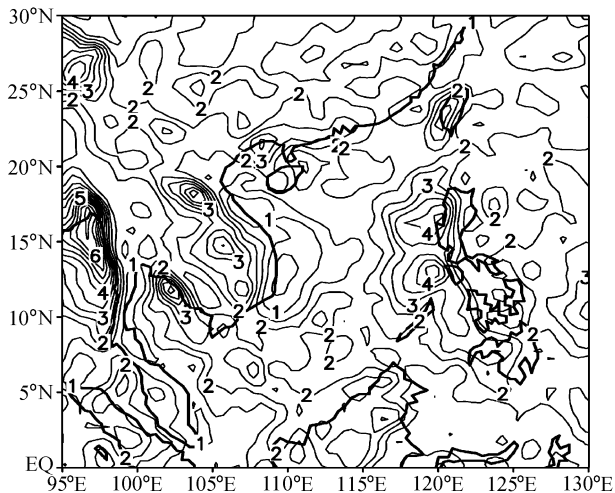


图8 TRMM星载测雨雷达观测的夏季(6~8月)平均降水量。等值线间隔: 0.5×10^2 mm/月

Fig. 8 Seasonal mean (Jun - Aug) TRMM-PR precipitation. Contour interval is 0.5×10^2 mm/month

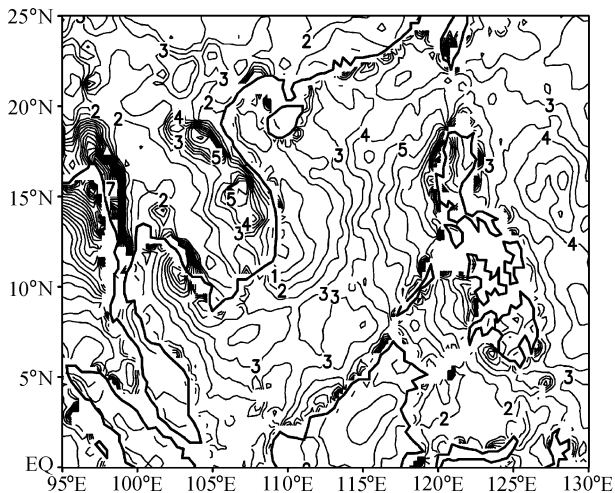


图9 同图8,但海上降水量为SSM/I卫星微波遥测的夏季平均降水量,陆上为观测站雨量器测得的夏季平均降水量

Fig. 9 Same as in Fig. 8, except for seasonal mean (Jun - Aug) SSM/I precipitation over the ocean and gauge-corrected precipitation over the land. Contour interval is 0.5×10^2 mm/month

带则刚好位于长山山脉的西侧,即山脉的迎风坡一侧(相对夏季盛行的西南季风而言),清楚地反映出中尺度地形对对流和降水的激发作用。在山的背风一侧、南海的西部,则可能由于地形引起的下沉运动而形成降水量相对较少的区域。

TRMM星载雷达可直接观测降水,并能对降水量作出最好的估计,但一方面由于其观测时段相对较短,另一方面星载雷达每次观测时其扫描的范围相对窄小,因此,TRMM-PR资料作气候平均可能会存在较大的样本误差。为此,我们用美国特拉华大学气候研究中心50年的陆地降水资料和SSM/I海上17年的降水观测资料绘制了6~8月平均降水量图(图9)。尽管采用完全不同的观测仪器和不同的观测时段,除了降水量的大小存在一些差别外,降水量的分布特征完全相同,强降水量主要集中在南海中部的东部和长山山脉的迎风坡一侧,而位于长山山脉背风一侧的南海西部降水量相对较小,清楚反映了中尺度地形的影响。

在南亚和东南亚地区,除了中南半岛上的长山山脉以外,还有许多近似南北走向的中尺度山脉,如位于印度半岛西海岸的西高止山脉(Western Ghats)以及中南半岛西北部的若开(Arakan Yoma)山脉和西南部的Daiwna-Bilauktaung山脉,在夏季平均降水量图上,每座山脉的迎风坡一侧都分别对应于一条狭窄的强降水雨带(图略),清楚表

征了中尺度地形对亚洲夏季风区强降水的激发和组织作用。

图10给出了QuikSCAT海表面风和TRMM-PR降水沿 12.5°N 的季节演变,同时也给出了相应纬度上地形的高度分布。在 12.5°N 上,除了前面一直强调的长山山脉外,还有位于中南半岛上的Bilauktaung山脉和Cardamom山脉、菲律宾高地以及位于孟加拉湾中部的安达曼群岛($12^\circ30'\text{N}$, $92^\circ45'\text{E}$ 附近)。由图10可清楚可见,随着5月份西南季风的出现,在长山山脉的迎风一侧形成一个强降水区,而在其背风一侧及南海的西部形成一片无降水区,这种降水分布一直维持到9月份,即西南季风中止的时间。10月份以后,中南半岛和南海开始转为冬季的东北季风,随着盛行风向的改变,强降水区也相应地移到了长山山脉的东侧和南海西部(即山脉的迎风一侧)。这种强降水区随盛行风向的改变而改变,清楚反映了长山山脉中尺度地形对强降水形成的影响。由图10还可看到,除了长山山脉以外,中南半岛上的Bilauktaung山脉和Cardamom山脉的迎风一侧都分别对应一强降水区,而在背风一侧则为弱降水或无降水区。另外,5~9月份,南海的降水量也主要集中在南海东部、菲律宾西部沿海一侧,同样也反映了菲律宾地形对南海东部强降水区形成的作用。图10甚至还

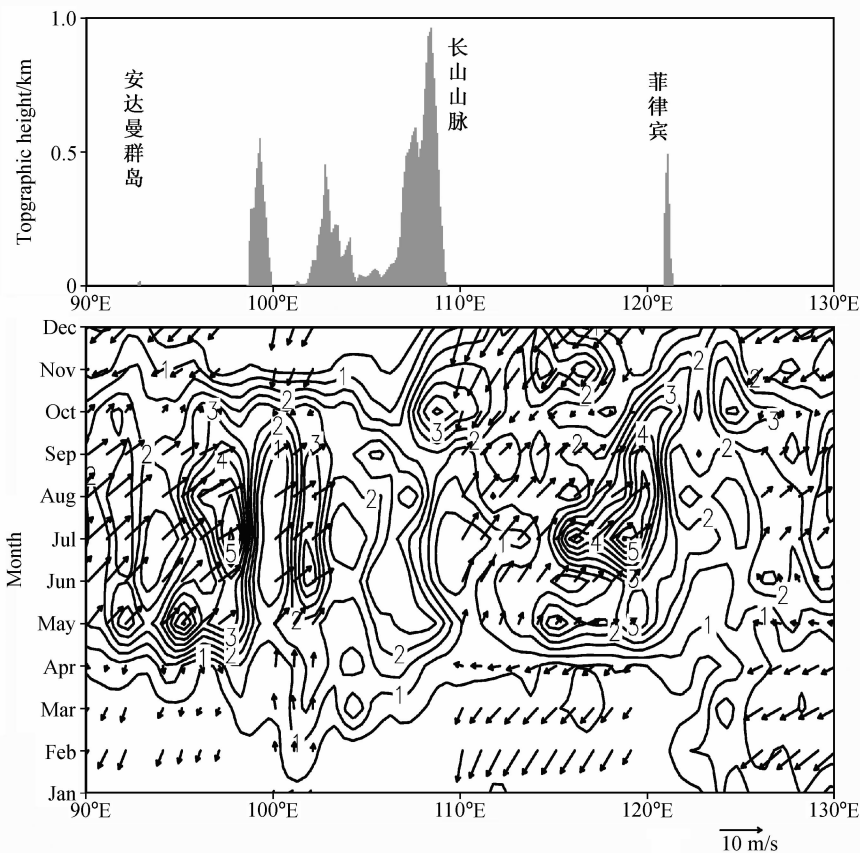


图 10 TRMM 星载测雨雷达观测的月平均降水量（等值线，间隔为 0.5×10^2 mm/月）和 QuikSCAT 月平均风场（矢量，单位：m/s）沿 12.5°N 的地形分布（上图）及时间-经度剖面图（下图）

Fig. 10 Time-longitude sections of TRMM-PR monthly mean precipitation (contours at 0.5×10^2 mm/month intervals) and QuikSCAT monthly mean sea surface wind (vectors) along 12.5°N (lower panel). Topographic height at 12.5°N is also shown in the upper panel

清楚揭示了位于孟加拉湾中部安达曼群岛对降水的影响，在岛的西侧（即迎风一侧）形成较大的降水，而在岛的东侧形成相对较小的降水区。

4 结论与讨论

本文分析了一组最新的、高分辨率的卫星观测资料，研究了中尺度地形，特别是中南半岛上长山脉对南海夏季区域气候的影响，其中包括中尺度地形对南海夏季的海表面风场、海表面温度以及降水分布的影响。分析表明，当夏季暖湿、不稳定的西南季风接近长山脉时，由于地形的强迫抬升作用，在山脉的迎风一侧形成强降水区，而在山脉的背风一侧、南海西部则由于地形引起的下沉运动而形成无降水区或降水量相对较少的区域。除了中尺度地形的强迫抬升作用以外，盛行的西南季风气流还可以绕过长山脉的南端，在越南东南沿海明显形成一支边界层低空急流，这支低空急流通过其引

起的蒸发冷却和沿岸上翻流在其北侧形成一片冷海水区，该冷水区的形成反过来又对其上的热带对流活动产生影响，抑制了其上大气对流的发生发展并在越南的东南沿海形成一片无降水区。在长山脉和越南东南沿海冷水的共同作用下，在南海的西部、越南东部沿海形成一片降水量相对较少的区域。南海夏季的降水量主要集中在南海的东部、菲律宾西部沿海一侧，反映出长山脉在南海夏季降水分布呈东多、西少东西向分布不均匀性特征中所起的作用。这种中尺度地形对降水的影响同样也反映在中南半岛上其他中尺度地形对强降水的激发和其位置的锁定上（图 10）。

以往人们在研究亚洲热带季风和亚洲热带气候时，都比较关注青藏高原大地形的作用，而很少考虑或基本上忽略南亚和东南亚上许多中尺度地形的影响，而本文的研究已清楚表明了这种中尺度地形的影响。中尺度地形一方面通过其强迫抬升作用在

其迎风坡一侧激发强降水,并把强降水区锁定在一狭小的范围内,另一方面,中尺度地形,特别是沿海岸的中尺度地形,还可通过其引发的海气相互作用对其下游的天气气候产生影响。另外,中尺度地形不仅可通过其阻挡作用对大气的低层风场产生影响,而且它还可通过其激发的强降水所释放的凝结潜热对对流层中高层环流产生影响,其对大气环流或区域气候的影响可能远远超过本文所给出的。

全球大气环流模式(GCMs)在模拟东亚夏季风环流和降水时都存在严重的偏差^[34]。这种严重偏差的存在很有可能与全球大气环流模式本身较粗的水平分辨率不能表征亚洲地区的中尺度地形有关。为此,我们分析了美国大气研究中心 CCM3 模拟的多年夏季平均降水量(图略),发现 CCM3 模拟的南海夏季降水量分布与观测的降水分布基本相反,南海西部、越南的东部沿海为一降水大值区,而南海东部、菲律宾西部沿海则为降水量相对小值区。另外,CCM3 也同样不能模拟出长山山脉西侧的强降水区,相反,CCM3 明显在长山山脉的西侧模拟出一片降水量相对较小的区域。可见,全球大气环流模式之所以不能很好模拟东亚季风环流和降水,很有可能与全球大气环流模式的水平分辨率较粗(典型水平分辨率为 $2^{\circ}\sim 3^{\circ}$ 经纬度)而不能表征中尺度地形有关。严重低估或忽略南亚和东南亚中尺度地形的影响可能是造成大气环流模式模拟亚洲季风时存在严重误差的主要原因。

参考文献 (References)

- [1] Hahn D G, Manabe S. The role of mountains in the South Asia monsoon circulation. *J. Atmos. Sci.*, 1975, **32**: 1515~1540
- [2] Kuo H L, Qian Y. Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 1879~1897
- [3] Yanai M, Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 1994, **122**: 305~323
- [4] 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局. *大气科学*, 2005, **29** (1): 47~56
Wu G X, Liu Y M, Liu X, et al. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29**(1): 47~56
- [5] Li C, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, 1996, **9**: 358~375
- [6] Wu G X, Zhang Y S. 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
- [7] 胡伯威. 中尺度地形对大气铅直运动和强降水的影响. *暴雨、灾害*, 2000, **1** (1): 8~23
Hu B W. The mesoscale orographic influence on intense precipitation. *Rainstorm and Disaster* (in Chinese), 2000, **1** (1): 8~23
- [8] 王宛亭, 王元. 卫星遥测纬向剖面地形谱分析-青藏高原背风侧地形扰动与西风扰动的耦合模态. *南京大学学报(自然科学)*, 2004, **40** (3): 304~318
Wang W T, Wang Y. A spectral analysis of satellite topographic profile: A coincident pattern between latitudinal topographic and westerly perturbation on the lee side of Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Nanjing University* (Natural Sciences) (in Chinese), 2004, **40** (3): 304~318
- [9] Benjamin T B. Upstream influence. *J. Fluid Mech.*, 1970, **40** (8): 49~79
- [10] Pierrehumbert R T. Linear results on the barrier effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, 1984, **41**: 1356~1367
- [11] Pierrehumbert R T, Wyman B. Upstream effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**: 977~1003
- [12] Bannon P R, Zehnder J A. Baroclinic flow over a mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**: 703~714
- [13] Shen B, Lin Y. Effects of critical levels on two-dimensional back-sheared flow over an isolated mountain ridge on an f -plane. *J. Atmos. Sci.*, 1999, **56**: 3286~3302
- [14] Chelton D B, Schlax M G, Freilich M H, et al. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, 2004, **303**: 978~983
- [15] Xie S P. Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2004, **85**: 195~208
- [16] Xu H M, Xie S P, Wang Y. Subseasonal variability of the Southeast Pacific stratus cloud deck. *J. Climate*, 2005, **18**: 131~142
- [17] Xie S P, Liu W T, Liu Q, et al. Far-reaching effects of the Hawaiian Islands on the Pacific Ocean-Atmosphere. *Science*, 2001, **292**: 2057~2060
- [18] Xie S P, Xu H M, Kessler W S, et al. Air-sea interaction over the eastern Pacific warm pool: Gap winds, thermocline dome, and atmospheric convection. *J. Climate*, 2005, **18**: 5~25
- [19] Xu H M, Xie S P, Wang Y, et al. Effects of central American mountains on the eastern Pacific winter ITCZ and moisture transport. *J. Climate*, 2005, **18**: 3856~3873
- [20] Tao S, Chen L. A review of recent research on East Asian

- summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*. Oxford University Press, 1987. 60~92
- [21] 丁一汇, 李崇银, 何金海, 等. 南海夏季风试验与东亚夏季风. *气象学报*, 2004, **62**: 561~585
- Ding Y H, Li C Y, He J H, et al. SCS summer monsoon experiment and East Asian summer monsoon. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62**: 561~585
- [22] Wentz F, Gentemann J C, Smith D, et al. Satellite measurements of sea surface temperature through clouds. *Science*, 2000, **288**: 847~850
- [23] Liu W T, Xie X, Polito P S, et al. Atmospheric manifestation of tropical instability waves observed by QuikSCAT and Tropical Rain Measuring Mission. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, **27**: 2545~2548
- [24] Wentz F J. A well calibrated ocean algorithm for SSM/I. *J. Geophys. Res.*, 1997, 102: 8703~8718
- [25] Legates D R, Willmott C J. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation. *Int. J. Climatol.*, 1990, **10**: 111~127
- [26] <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst/>
- [27] 徐海明, 何金海, 周兵. 南海夏季风爆发过程合成分析. *热带气象学报*, 2001, **17**: 10~22
- Xu H M, He J H, Zhou B. Composite analysis of summer monsoon onset over the South China Sea. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 2001, **17**: 10~22
- [28] Wang Y, Sen O L, Wang B. A highly resolved regional climate model (IPRC-RegCM) and its simulation of the 1998 severe precipitation event over China. Part I: Model description and control experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 2003, **129**: 1370~1394
- [29] 罗绍华, 金祖辉. 南海海温变化与初夏西太平洋副高活动及长江中、下游汛期降水关系的分析. *大气科学*, 1986, **10**: 409~418
- Luo S H, Jin Z H. Statistical analyses for sea surface temperature over the South China Sea, behavior of subtropical high over the West Pacific and monthly mean rainfall over the Changjiang middle and lower reaches. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1986, **10**: 409~418
- [30] 金祖辉, 罗绍华. 长江中下游梅雨期旱涝与南海 SST 异常关系的初步分析. *气象学报*, 1986, **44**: 368~372
- Jin Z H, Luo S H. On the relationship between rainfall anomaly in middle and lower Yangtze valley during the Mei-Yu season and the anomaly of sea surface temperature in South China Sea. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1986, **44**: 368~372
- [31] Wyrski K. Physical oceanography of the Southeast Asia waters: Scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Tailand. Naga Report 2, La Jolla, CA; Scripps Institute of Oceanography, 1961
- [32] Kuo N J, Zheng Q, Ho C R. Satellite observation of upwelling along the western coast of the South China Sea. *Remote Sens. Environ.*, 2000, **74**: 463~470
- [33] Xie S P, Xie Q, Wang D, et al. Summer upwelling in the South China Sea and its role in regional variations. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**: 3261, doi: 10.1029/2003JC001867
- [34] Wang B, Kang I S, Lee J Y. Ensemble simulation of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs. *J. Climate*, 2004, **17**: 803~818