



论文

# 基于 TRMM 卫星资料揭示的亚洲季风区 夏季降水日变化

毛江玉\*, 吴国雄

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

\* E-mail: mjj@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2011-03-03; 接受日期: 2011-07-13

中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-Q11-04)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2011CB403505、2010CB950402)和国家自然科学基金(批准号: 40975052, 40810059005)资助

**摘要** 利用 1998~2008 年间热带测雨卫星 TRMM 3B42 降水率资料, 从气候学角度揭示了亚洲季风区夏季降水日变化特征。基于降水量日变化振幅和位相的空间分布, 分析了地形对日变化的影响以及位相传播规律。结果表明, 降水日变化振幅和位相存在显著的地域性差异。亚洲大部分陆地及海岸带、印度尼西亚群岛及其附近洋面降水日变化显著, 其相对振幅大都在 40% 以上。其中海岸带的陆面(如我国东南沿海地区、中南半岛沿岸)和孟加拉湾西北部的洋面上, 降水最大值至少是日平均值的两倍。尽管热带陆面上降水日变化的基本特征是极大值一般出现午后至傍晚(15~18 时), 但印度半岛中南部和中南半岛中部地区的峰值位相却推迟到 21~00 时。在西太平洋和赤道印度洋上, 降水的日变化较弱, 其相对振幅低于 40%, 相应的峰值位相出现在午夜至早晨(00~06 时)。可是, 在南海、孟加拉湾北部和阿拉伯海东部这三个洋面上, 降水峰值却出现白天(09~15 时)。南亚和东亚一些地区的降水日变化, 峰值位相还具有明显的经向传播。在印度中东部地区, 同时存在自北(25°N 附近)向南和自南(最南端陆面)向北的位相传播, 二者均到达中部地区而结束。沿着我国东部和加里曼丹岛所在经度带, 前者位相从海洋(南海北部)向内陆(华南)传播, 而后者从陆地(加里曼丹岛)向外海传播, 显示出海岸带型日变化规律。孟加拉湾海域降水日变化位相具有纬向传播特征, 极大降水区于凌晨起源于印度半岛东岸的海陆交界处, 其后向东传播, 于 18 时到达孟加拉湾东岸, 最后深入中南半岛。

**关键词**

TRMM  
亚洲季风区  
夏季降水  
日变化

亚洲季风是气候系统中强度最大、影响范围最广的子系统, 它的变化关系到全球半数以上的人口生存问题, 因此亚洲季风变率的研究一直受到世界各国气象学家的重视<sup>[1~4]</sup>。亚洲季风包括热带季风和副热带季风, 其变率涉及日循环到年代际的多种时间

尺度的变化<sup>[4~7]</sup>。

事实上, 由于地球的自转和公转以及气候系统对于太阳辐射强迫的响应, 大气环流及气象要素最基本的时间演变模态是日变化和季节变化。人们对于季节变化的研究较多, 然而, 对于亚洲季风日变化

的认识严重不足. 这主要是由于观测资料的限制, 缺乏每天多时次的观测资料, 特别是热带海洋区域. 所谓日变化, 确切地讲应当是日内变化, 指气象变量在白天与黑夜之间的强弱交替现象.

日变化对于时间平均的气候系统能量收支有很大的调制作用<sup>[8]</sup>, 特别是热带地区深对流和降水. 热带降水日变化与长短波辐射存在强烈的反馈过程, 调节着全球能量和水分循环<sup>[9,10]</sup>. 因为降水是大气环流的产物, 所以人们通常以降水为主考察日变化<sup>[11,12]</sup>, 进而揭示与之相关的环流和其他变量的日变化<sup>[13,14]</sup>.

早期有代表性的关于降水日变化的研究当属 Wallace<sup>[15]</sup>于 1975 年的工作. 他利用 100 多个气象台站的逐时观测资料, 分析了美国内陆降水日变化特征, 得到了冬夏季各个站点日降水最大值出现时间和强度的地理分布. 之后, 其他一些学者针对美国不同地区进行了一系列比较详细的降水日变化的研究<sup>[16,17]</sup>.

自 20 世纪 50 年代起, 美国内陆地区就有每天多个时次的台站观测资料, 但是, 我国则没有这样长的类似台站观测数据, 其他亚洲区国家也同样缺乏这种高频率的观测数据. Yu 等<sup>[5,6]</sup>基于 1991~2004 年中国气象台站雨量计观测的降水资料, 首次系统地分析了中国大陆区域夏季降水日变化特征. 他们指出, 中国夏季降水的日变化具有明显的区域性: 华南和东北地区的降水日峰值出现在下午, 青藏高原及其东部地区在午夜达到降水极值, 长江中游地区的最大降水量出现在清晨, 而江淮、黄淮地区则呈现出清晨、午后双峰并存的特征. Yu 等<sup>[6]</sup>还揭示了华东地区降水持续性与降水日变化特征之间的关系, 发现降水的持续性是分离该地区两类日变化位相的关键因子.

卫星遥感技术的发展和各种地球观测计划的实施, 使得人们能够每天多个时次地探测广大洋面上的降水率, 从而为研究热带降水日变化提供了独特的机会. 美国和日本合作于 1997 年 11 月 27 日发射的热带测雨卫星 (TRMM)<sup>[18,19]</sup>携带多种观测仪器其中包括微波成像仪 (TMI)、测雨雷达 (PR) 和可见光红外扫描仪 (VIRS). 其扫描范围在 40°S~40°N 之间, 环绕地球一周的时间约为 96 分钟. 因此, 它能提供时空分辨率很高的降水产品. 由于 TRMM 卫星直接从空中探测到雨滴, 能够立体观测降雨的状态, 因而能

够揭示全球热带降水的日变化特征<sup>[20~22]</sup>. 到目前为止, TRMM 观测的降水率资料已达 10 年以上, 足以用来研究热带降水日变化的气候学问题.

Janonick 等<sup>[23]</sup>和 Chang 等<sup>[24]</sup>基于热带洋面区域的卫星遥感微波 (SSM/I) 和红外探测资料, 发现在陆地上强对流或冷云多出现在当地时间的下午 (16~21 时), 而在洋面上强对流或冷云出现的频率在当地时间的早晨 (03~06 时) 最高. 但是也有研究发现, 在大洋的某些地区下午出现极大的降水<sup>[25]</sup>. 可见, 热带洋面降水日变化的位相可能随着地区的不同而不同.

白天太阳辐射直接加热下垫面, 午后陆地表面感热达到最强, 导致低层大气静力稳定度减小, 对流发展, 因而在陆地上午后峰值主要是大气对太阳辐射加热日变化的热力学响应<sup>[26]</sup>. 而洋面上降水峰值出现在早晨的机制则主要取决于云-辐射反馈过程, 如由晴空区与云区辐射的水平差异而提出的“静态辐射-对流”和“动态辐射-对流”机制<sup>[27,28]</sup>. 在海岸带地区, 沿岸陆地的日变化信号可能通过重力波传播到临近海域<sup>[29]</sup>. 近年来的一些研究<sup>[9,29,30]</sup>还发现, 日变化是检测和评估天气预报模式和气候模式性能的重要指标. Wilson 和 Mitchell<sup>[31]</sup>曾指出, 如果气候模式不能模拟日变化, 就不能模拟地气-辐射反馈的非线性过程, 导致模式整体性能退化.

亚洲季风区地理状况比较复杂, 不仅有行星尺度的欧亚大陆与印度洋和欧亚大陆与太平洋的海陆对比, 而且在南部地区存在着海湾和半岛相间排列的次级尺度海陆分布. 由于局地降水受地形等因素的影响很大, 所以这样复杂的地理状况必然导致降水日变化地理分布的不同. 除了 Yu 等<sup>[5,6]</sup>研究了我国大陆区域夏季降水日变化外, 刘鹏和傅云飞<sup>[32]</sup>基于 TRMM 雷达 (PR) 探测的降水率资料考察了我国南方地区对流性降水和层云降水的气候特征, 发现对流降水主要出现在午后, “雨顶”高度存在明显的日变化, 而层云降水出现的时间并不集中. 吕翔和徐海明<sup>[33]</sup>利用 TRMM 资料考察了中南半岛地区夏季降水的日变化, 发现中南半岛西侧沿海和长山山脉西侧迎风坡为降水大值区和降水日方差大值区. 陆地上降水日变化的位相和振幅除了受太阳辐射的影响以外, 还受到地形和山脉的影响. 但是, 目前还没有从整体上对亚洲季风区 (特别是洋面区域) 降水日变化规律进行综合研究. 因此, 本文将利用 TRMM 降水资料,

就整个亚洲季风区开展系统性研究, 揭示降水日变化的基本事实, 为检测和改进气候模式提供客观依据.

## 1 资料和方法

TRMM 3B42 产品是基于测雨仪表校正的综合降水评估算法<sup>[34]</sup>, 将 TRMM 微波成像仪(2A12)、TCI 组合仪(3B31)、微波成像专用传感器(SSM/I)、改进的微波扫描辐射计(AMSR)、高级微波探测器(AMSU)等微波探测反演的多种高质量的降水估计最佳地融合在一起, 并对时间分辨率较高的地球同步卫星红外观测系统反演的降水信息进行校准后, 得到的准全球(南北纬 50°之间)表面降水率<sup>[35]</sup>. 该降水资料起始于 1998 年 1 月, 空间水平分辨率为 0.25°×0.25°经纬度, 时间分辨率为每 3 h 一次(表示 3 小时累计的平均降水量), 每天共 8 个时次. 由于微波探测具有受云层影响较小的优点, 但时间分辨率偏低, 因而运用多个卫星上的微波探测信息来提高时间分辨率. 由于 TRMM 3B42 降水率是微波和红外探测的组合产品, 目前代表了“最好的”局地降水估计, 因而能够反映热带和副热带降水的日变化特征.

为了验证 TRMM 3B42 降水率的可靠性, 本文将其与“全球降水气候计划(GPCP)”再分析的降水资料<sup>[36]</sup>进行比较. 全球降水气候计划(GPCP)基于各种可利用降水信息, 构建了一套空间分辨率为 2.5°×2.5°的全球月平均降水资料. GPCP 正在重建空间分辨率为 1°×1°的新版本资料, 但时间分辨率仅为日平均, 还不足以用来研究日变化. 除了多种卫星观测的数据(微波成像仪 SSM/I 亮温反演降水、静止卫星和极轨卫星红外探测降水估计、大气红外探空仪和气象侦察卫星的降水估计和 NOAA 系列卫星的向外长波辐射降水指数)外, GPCP 降水还融合了全球 6 千多个地基雨量计的观测数据<sup>[36]</sup>. 由于 GPCP 充分发挥每种信息源的优势, 特别是地基雨量观测的校准与订正, 所以该资料能够较好地反映热带和热带外地区天气尺度以上降水系统的实际状况. 由于 TRMM 3B42 产品的空间分辨率远远高于 GPCP 降水资料, 因而利用双线性插值方法将 TRMM 3B42 资料插值到 2.5°×2.5°的粗网格上, 再计算两者之间的差异.

图 1 给出夏季(6~8月)平均的 GPCP 和 TRMM 3B42 降水率的气候分布. 尽管可利用的月平均

GPCP 降水资料始于 1979 年, 但为便于与 TRMM 资料结果进行比较, 所以计算气候平均的时段均取为 1998~2008 年. 两种资料均很好地反映出亚洲季风区在热带季风和副热带季风共同作用下降水不均匀的特征(图 1(a)和(b)), 二者在降水分布形态上显示出较高的一致性. 强降水带出现在自印度半岛西岸向东经孟加拉湾至中南半岛地区的季风槽区和自南海向赤道西太平洋区伸展的赤道辐合带(ITCZ)区. 最大

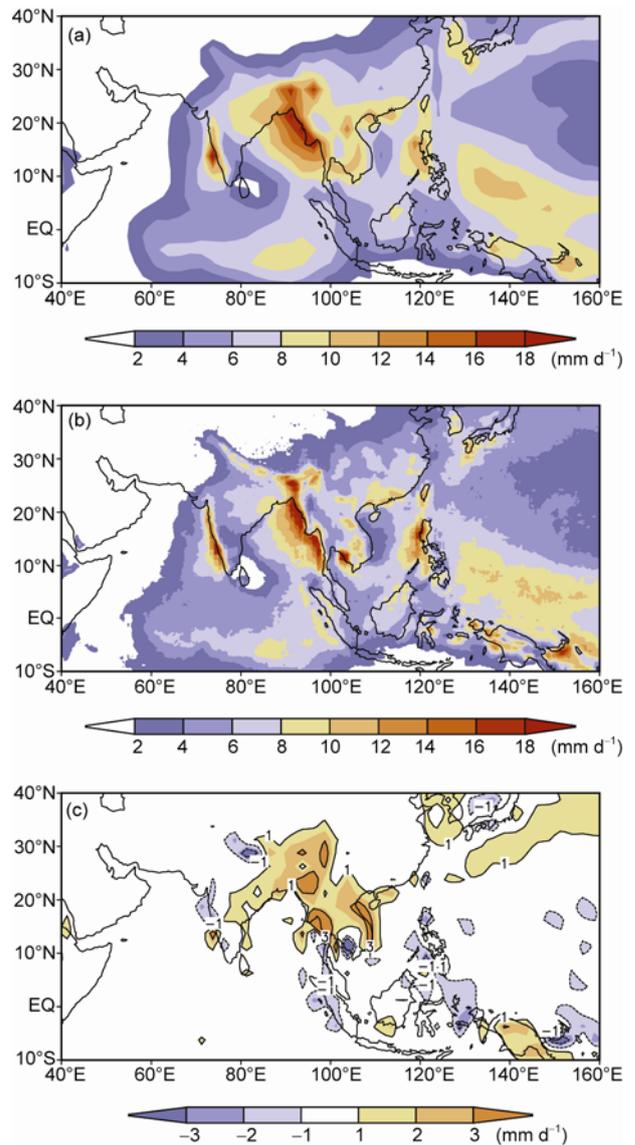


图 1 夏季(6~8月)平均的 GPCP 和 TRMM 3B42 降水率及其差异的气候分布

(a) GPCP 降水率; (b) TRMM 3B42 降水率; (c) GPCP 与 TRMM 3B42 降水率的差异

降水中心分别在印度半岛西岸、孟加拉湾北部和青藏高原南缘、中南半岛东部、菲律宾以及 130°~150°E 之间的西北太平洋地区. 这几个最大降水中心是由亚洲南部半岛尺度的阿拉伯季风槽、孟加拉湾季风槽、南海季风槽和行星尺度的西北太平洋 ITCZ 造成的<sup>[37]</sup>. 在我国, 降水量自东南沿海向西北递减的基本特征也非常清楚.

Xie 等<sup>[38]</sup>基于亚洲区域 2200 多个陆地气象站和水文站(其中包括我国 700 多个气象站)雨量计观测的日降水资料, 利用最优插值和交叉订正等方法构建了一套 0.5°经纬网格的亚洲(5°~60°N, 65°~155°N)陆地逐日降水资料. 这套基于雨量计的逐日降水分析资料第一版本的起止时间为 1978~2003 年. Yao 等<sup>[39,40]</sup>利用该逐日降水资料研究了极端降水事件出现的区域特征及其季节性差异. 将本文的图 1(a)和(b)与文献[39, 40]中由逐日资料计算的夏季总降水量的分布图进行比较, 发现在陆地上降水的分布特征是一致的, 表明 TRMM 3B42 产品确实能够反映热带和副热带陆地降水的状况.

从图 1(c)的差异图可见, 大于 1 mm d<sup>-1</sup> 的绝对正偏差主要集中在青藏高原南缘及印度半岛东北部和中南半岛; 中南半岛西岸和东南岸局部地区偏差可达 2~3 mm d<sup>-1</sup>; 而负偏差则主要出现在印度尼西亚东部的赤道洋面上. 相对于 GPCP 降水而言, TRMM 资料仅仅高估了洋面上局部地区的降水, 却低估了青藏高原东南侧及中南半岛陆面区域的降水. 刘奇和傅云飞<sup>[41]</sup>在分析 TRMM 微波反演的降水率与 GPCP 降水率差异的原因时指出, TRMM 降水的低估与反演算法对陆面降水系统上层冰粒子含量的依赖性有关, 也与 GPCP 同化时所用雨量观测站点分布的不均匀性有关. 当然, 青藏高原附近地区 TRMM 降水率偏低很可能与地形强迫效应有关. 青藏高原“感热气泵”效应<sup>[42,43]</sup>通过高原及其斜坡的感热加热而使得周围气流向高原地区辐合, 结果其东南侧和中南半岛西部的降水量往往比其他地区偏多. 但是根据 TRMM 亮温反演降水率时, 其算法可能不易识别或低估这种因地形高度差而引起的降水量增多部分, 该问题有待进一步研究. 傅云飞等<sup>[44]</sup>和 Fu 等<sup>[44]</sup>发现 TRMM 雷达降水类型的分类方法不太适合于青藏高原地区. 刘奇和傅云飞<sup>[41]</sup>还基于 TRMM 微波资料分析了亚洲区陆面和洋面区域云中冰、水含量的垂直结构, 表明 TRMM 微波资料对于亚洲季风区大尺度降

水具有相当准确的指示能力. 因此, 包含了高密度红外探测降水信息的 TRMM 3B42 产品更适用于考察季风区降水日变化的基本特征. Xie 等<sup>[38]</sup>利用其构建的 2003 年 1~7 月中国区域陆地逐日格点降水资料, 验证了 5 种基于卫星反演的降水产品的性能. 无论从降水量的时间演变还是空间相关型上看, TRMM 3B42 产品都与台站雨量计降水分析结果最相一致. 这表明在日平均时间尺度上, TRMM 3B42 产品也是表征亚洲(至少在中国)陆地降水的较好资料. Zhou 等<sup>[12]</sup>利用气象站雨量计逐时观测的降水资料和 TRMM 3B42 和 PERSIANN 卫星产品研究了我国夏季降水量、降水频率和强度的日变化. 发现 TRMM 3B42 资料再现了基于台站观测的夏季降水日变化分布, 说明 3B42 产品在更高的时间分辨率上也是可靠性较高的降水资料.

由于本文主要关注亚洲季风区夏季降水日变化的气候特征, 因而将 1998~2008 年共计 11 个夏季(6~8 月)每日的 TRMM 3B42 降水率分别对各观测时次(8 个时次/天)求气候平均, 从而得到各网格点上气候平均的逐时次降水率. 既然太阳辐射是引起气象要素日变化的主要因素, 因而根据网格点所在的时区, 将降水率资料由世界时(Coordinated Universal Time)转换为相应的当地时间(Local Solar Time). 这样, 可以突出降水日变化的地区差异, 更便于比较和揭示日变化差异的物理机制. 本文的分析范围集中在 10°S~40°N 与 40°E~160°E 所围的区域.

日变化振幅有两种定义, 一种是绝对日变化振幅, 也就是日较差, 定义为日内最大与最小降水率之差<sup>[45]</sup>, 即

$$A=R_{\max}-R_{\min}, \quad (1)$$

其中,  $A$  表示绝对日变化振幅,  $R_{\max}$  为日内最大降水率,  $R_{\min}$  是日内最小降水率.

另一种是相对日变化振幅, 定义为标准化的日内最大降水率与日平均值之差, 以百分比表示<sup>[15,17]</sup>, 即

$$B=(R_{\max}-R_{\text{mean}})/R_{\text{mean}}\times 100\%, \quad (2)$$

其中,  $B$  表示相对日变化振幅,  $R_{\max}$  为日内最大降水率,  $R_{\text{mean}}$  是日平均降水率. 这种标准化振幅虽然可以减小气候态差异对降水日变化振幅的影响, 但对于降水日平均值非常小的地区, 则不适用.

日变化位相定义为日内最大降水出现的当地时间.

## 2 降水日变化

### 2.1 昼夜差异

图 2 是气候平均的亚洲季风区夏季日内不同时段降水的演变图. 由图 2 可见, 从当地时间 00 时到 06 时, 菲律宾以东的西太平洋上的降水量明显强于下午至晚上(15~21 时)的降水量, 这反映了最大峰

值出现在午夜至早晨(00~06 时)的海洋型日变化规律<sup>[27,45]</sup>. 相反的情形发生在中南半岛和我国华南及江南地区, 最大降水集中在 15~21 时, 而 00~06 时几乎无降水, 代表典型的陆地型日变化特征(降水量峰值出现在下午)<sup>[28]</sup>. 在印度半岛中北部, 显著降水主要出现在下午至午夜(15~00 时). 然而, 在孟加拉湾东北部, 降水量似乎在中午达到峰值. 在海岸带附

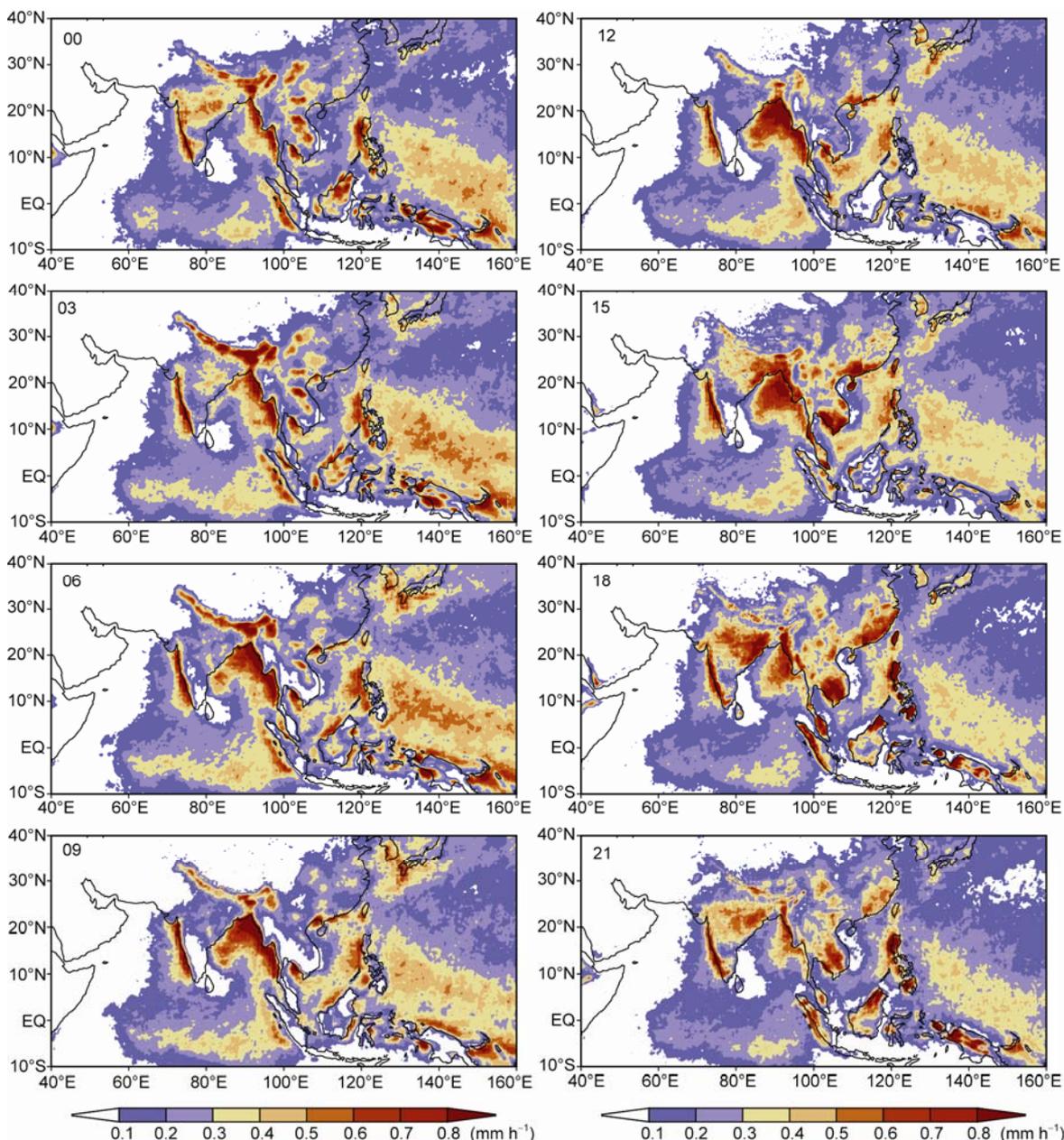


图 2 气候平均的亚洲季风区夏季日内不同时段降水率分布的演变  
图中左上角分别标出各时次的当地时间(从 00 时至 21 时)

近, 降水率在不同时段显示出不同的强度, Kikuchi 和 Wang<sup>[45]</sup>认为存在一种海岸带型日变化, 主要表现为降水量峰值有系统地由海洋向内陆或由内陆向海洋移动.

在昼夜循环的时间尺度上, 白天与夜晚之间的差异在大多数地区应当是最突出的变化模态. 图 3 给出白天(09~18 时)和夜间(21~06 时)平均的降水率以及白天与夜间降水率之比的空间分布. 在行星尺度上, 尽管白天和夜间的降水分布形态是相似的, 但是在强降水中心地带(如西太平洋 ITCZ、孟加拉湾、印度西岸和海洋大陆地区), 区域尺度的昼夜差异还是比较明显的 (图 3(a)和(b)). 另一方面, 昼夜降水差异的幅度对某些地区来说也是显著不同的(图 3(c)). 除了西太平洋 ITCZ 区比值大都小于 1.0(即白天降水少于夜间)以外, 南海、孟加拉湾和阿拉伯海东部海域比值反而大于 1.0, 说明这些海域白天的降水多于夜间. 受副热带高压控制的西太平洋区白天的降水也往往比夜间多, 虽然那里的降水量普遍不大. 这些事实表明, 亚洲季风区热带洋面降水的日变化不同于其他洋面. 在陆地上, 我国东部大部地区白天降水大于夜间, 而印度半岛大部以及中南半岛中部区域比值白天降水小于夜间. 青藏高原中东部比值也小于 1.0, 意味着白天降水可能少于夜间, 但是这里降水资料的误差也较大, 有待进一步证实. 傅云飞等<sup>[14]</sup>发现 TRMM 雷达降水类型的分类方法不太适合于青藏高原地区, 指出了不同类型降水廓线之间的差异及其与周边地区降水廓线的差异. 显然, 青藏高原区域降水日变化特征比低海拔季风区复杂得多. 以上事实说明亚洲季风区陆地降水日变化存在很大的地域性差异.

### 2.2 振幅和位相

为清楚地揭示各地区最大降水出现的具体时间, 图 4 给出降水日变化振幅和位相的空间分布. 由图 4(a)可见, 大部分陆面及海岸带地区, 包括印度尼西亚群岛及其附近洋面降水日变化比较显著(相对振幅大都在 40%以上), 其中沿岸的陆面(如我国东南沿海地区、中南半岛沿岸)和孟加拉湾西北部的洋面上, 相对振幅超过 100%(即降水最大值至少是日平均值的两倍); 而除此之外的洋面(印度洋大部和西北太平洋)上, 日变化较弱, 相对振幅小于 40%. 地形对振幅的影响将在第 3 节中讨论.

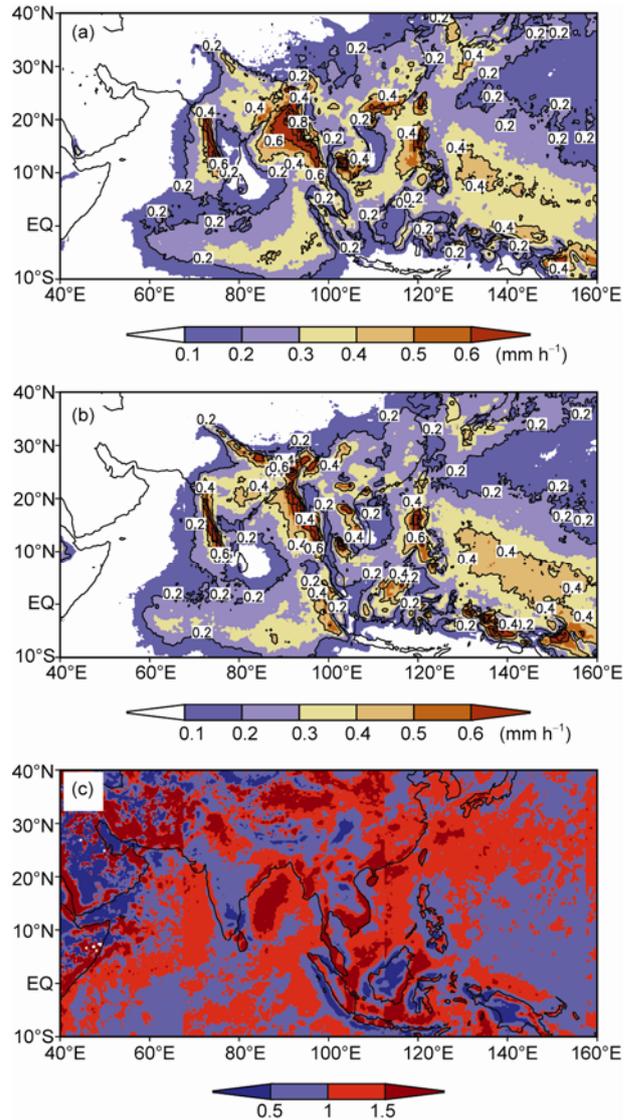
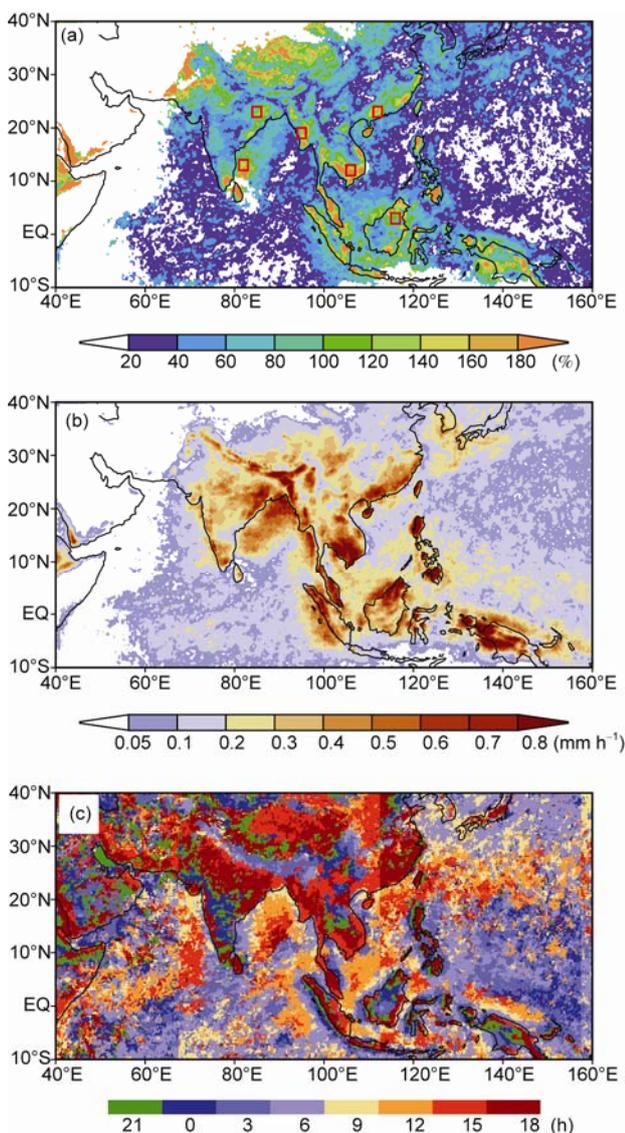


图 3 白天和夜间分别累计平均的降水率以及两者之比的空间分布

(a) 白天(09~18 时); (b) 夜间(21~06 时); (c) 白天与夜间累计降水率之比

从位相(图 4(c))演变看, 00~06 时, 最大降水一般出现在菲律宾以东的西太平洋洋面、加里曼丹岛、苏门答腊岛屿西部和南部的洋面、赤道印度洋中部海域、印度半岛中南部、青藏高原南侧边缘地带和我国四川盆地; 09~15 时, 降水极大值主要出现在南海、孟加拉湾北部和阿拉伯海东部这三个典型的洋面上; 15~18 时, 最大降水出现在我国东部(与文献[5, 12]基于台站观测降水的研究结果一致)和青藏高原中北部、中南半岛沿岸、印度半岛北部的典型陆面上, 该



**图 4 气候平均的夏季降水日变化振幅和位相的空间分布**  
图中红色方框表示所选取的用于图 5 中计算区域平均的范围及地理位置. (a) 相对振幅; (b) 绝对振幅; (c) 位相(峰值出现的当地时间)

特征与美国东南部类似<sup>[17]</sup>; 在中南半岛中部和印度半岛中南部地区, 峰值位相推迟到午夜前(即 21~00 时). 注意到印度半岛北部的位相(15~18 时)早于中部(21~00 时), 意味着降水极值位相可能自北向南传播.

绝对日变化振幅(图 4(b))与相对振幅(图 4(a))的分布形态基本一致. 尽管降水日较差的分布型本质上与季平均降水量的气候态(图 1(b))类似, 但它却突出了海陆对比. 在海岸带的陆地上(如我国东南沿海地区、中南半岛南部、印度东北部以及印度尼西亚的

岛屿), 日较差一般比较大. 在一些临近大陆的洋面上, 例如孟加拉湾西北部和印度尼西亚的海洋大陆地区, 日较差也很大. 这表示日内最大降水从沿岸陆地向临近海洋扩展的循环过程<sup>[29,45]</sup>.

为了进一步考察降水日变化的地域性差异及最小值出现的时间, 针对日变化较强的地区, 选取相对振幅大于 100% 的 6 个海陆对比鲜明的区域, 分析区域平均的降水量日变化曲线(图 5). 所选区域分别为孟加拉湾西南部的局部洋面(12°~14°N, 81°~83°E)、印度半岛东北部陆地(22°~24°N, 84°~86°E)、中南半岛西北部(18°~20°N, 94°~96°E)、中南半岛南部(11°~13°N, 105°~107°E)、我国华南(22°~24°N, 111°~113°E)、和加里曼丹岛北部(2°~4°N, 115°~117°E). 由图 5 可见, 大部分地区日循环表现为正弦曲线变化特征, 存在一个极大值和一个极小值. 孟加拉湾西南部洋面(图 5(a))的日平均降水量并不大(约 0.2 mm h<sup>-1</sup>), 最大降水也只有 0.4 mm h<sup>-1</sup>. 这主要是因为该海区位于印度半岛南端的东侧(陆地的背风坡), 不利于大尺度西南季风降水. 注意到最大值出现在早晨(06 时), 而最小值出现在 18 时至 21 时, 这是典型的局地海陆风环流造成的, 其中云-辐射反馈机制可能起主导作用<sup>[28]</sup>. 尽管孟加拉湾北部东西两侧的陆地上(图 5(b)和(c)), 降水均在傍晚(18 时)达到最强, 但是印度半岛东北部(图 5(b))的最弱降水出现在上午(09 时), 而中南半岛西北部(图 5(c))的最弱降水一直保持在 0.2 mm h<sup>-1</sup> 以上. 中南半岛南部日变化振幅最大(图 5(d)), 最弱降水也出现上午(09 时), 最强降水发生在傍晚(18 时), 量级达 0.9 mm h<sup>-1</sup>. 我国华南地区(图 5(e))降水日变化与中南半岛西北部(图 5(c))类似, 只是最大值较后者偏早(在 15 时). 这这些事实反映出了热带陆面上降水日变化的共同特点即最大值出现午后至傍晚, 但降水极小值出现的位相存在一定差异. 在加里曼丹岛北部(图 5(f)), 最强降水在午夜(00 时), 而最弱降水在中午(12 时).

### 3 地形对日变化的影响

从季节平均图 1 可见, 在印度半岛西岸和中南半岛西岸各存在一个较强的降水中心. 这种现象在逐时演变图(图 2)上也很显著, 尽管降水强度随时间有差异. 这显然与亚洲南部地区的特殊地理状况有关, 这里不仅有行星尺度的经向、纬向海陆对比(欧亚大

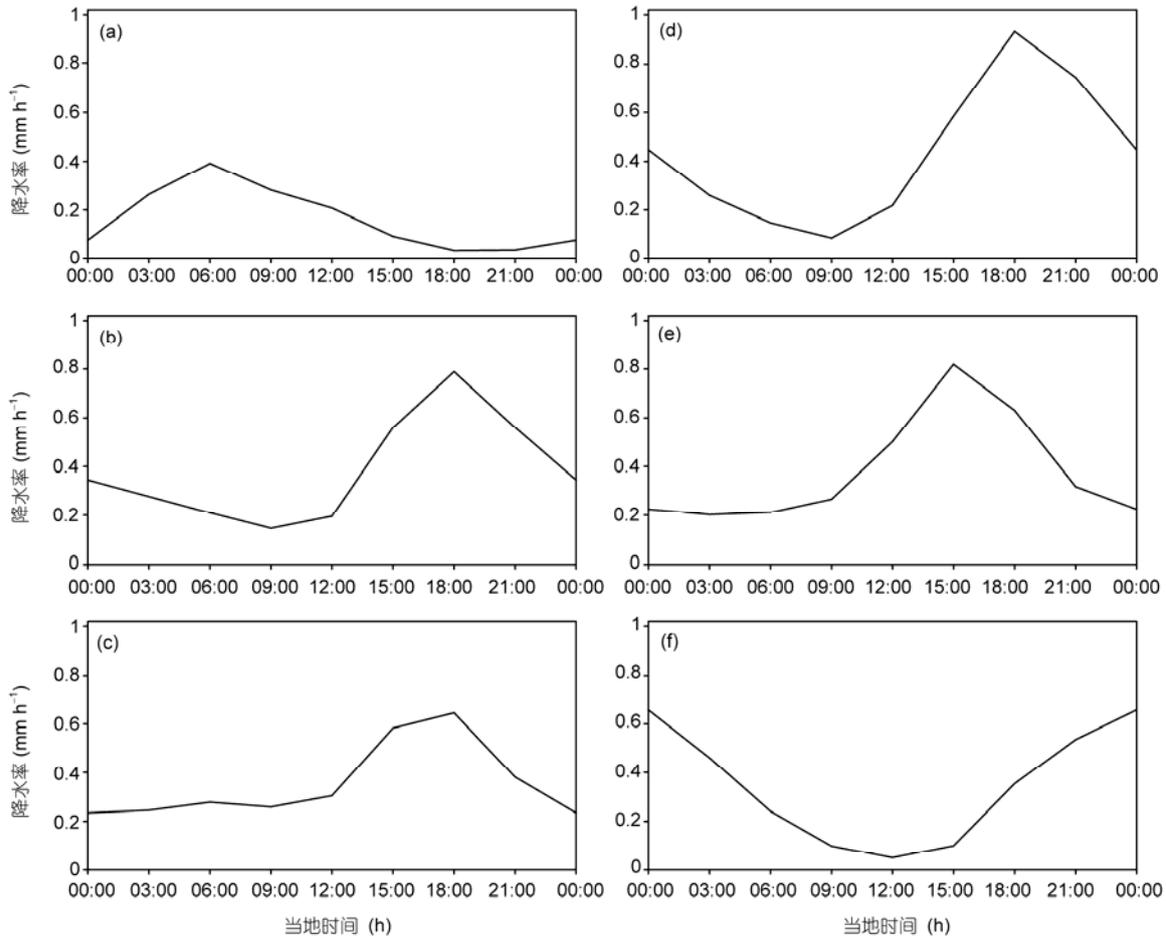


图5 区域平均的降水率日变化曲线

(a) 孟加拉湾西南部的局部洋面; (b) 印度半岛东北部陆地; (c) 中南半岛西北部; (d) 中南半岛南部; (e) 中国华南; (f) 加里曼丹岛北部

陆与印度洋、欧亚大陆与太平洋), 而且包含半岛-海湾构成的次级尺度海陆热力对比. 在亚洲南部  $10^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$  纬带内, 阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾、中南半岛及南海等相间排列, 产生显著的局地海陆风, 从而导致显著的降水日变化. 因地形高度不同, 这种局地海陆风环流对大尺度西南季风背景环流的修正作用可能也不同. 为突出地形对降水日变化的影响, 图6给出沿  $15^{\circ}\text{N}$  附近 ( $14^{\circ}\sim 16^{\circ}\text{N}$ ) 平均的降水时间(地方时)-经度剖面. 在印度半岛西岸的海陆交界处 ( $75^{\circ}\text{E}$  附近) 和菲律宾西岸 ( $120^{\circ}\text{E}$  附近) 日内降水量均较大, 日变化幅度很弱; 在中南半岛西岸的海陆交界处 ( $95^{\circ}\text{E}$  附近), 不仅日内降水强度大, 而且日变化也较显著, 且最强降水持续时间长 (00~12 时). 在印度半岛陆地上 ( $75^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ ), 日内降水量较小, 但日变化

明显(位相在 21~00 时). 中南半岛中部陆地 ( $100^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$ ), 上午近乎无降水, 而下午有约  $0.3 \text{ mm h}^{-1}$  的降水. 中南半岛东部陆地上 ( $105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ ), 日变化非常显著, 强降水位于傍晚至午夜 (18~03 时), 最弱降水在上午 (06~12 时).  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$  间的南海海域, 降水率自西向东是递增的, 日变化不明显.

最值得注意的是孟加拉湾海域 ( $80^{\circ}\sim 95^{\circ}\text{E}$ ) 日变化位相具有自西向东传播的特征(图6). 大于  $0.3 \text{ mm h}^{-1}$  的极大降水区于 03 时起源于印度半岛东岸的海陆交界处, 其后随着时间的增加向东传播, 于 18 时到达孟加拉湾东岸, 最后深入内陆. 这反映出了海岸带型日变化的特点<sup>[45]</sup>. 实际上, 中南半岛西岸于 21 时开始的强降水与该位相传播有关.

地形对降水日变化振幅的影响在图7中显示得

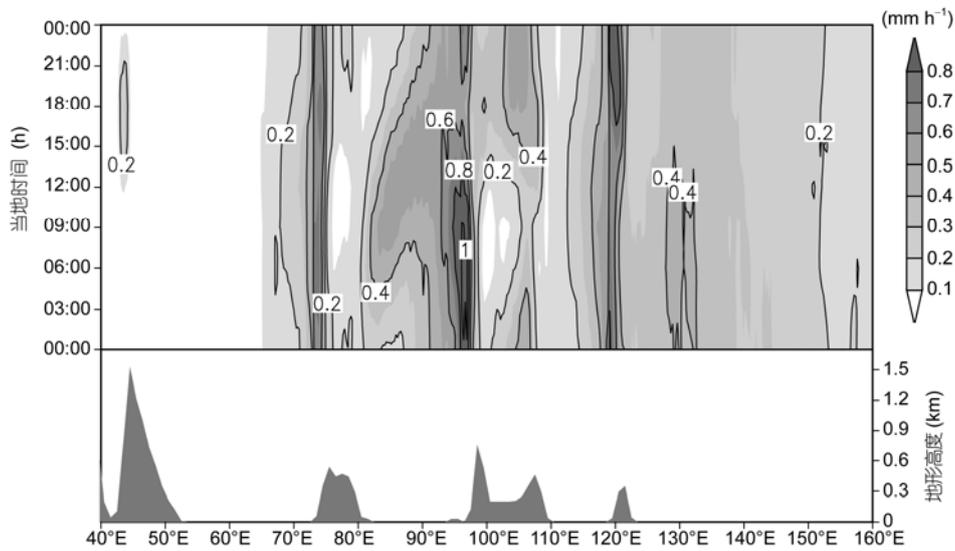


图 6 气候平均的夏季降水率沿 15°N 附近的经度-时间(地方时)剖面图

图下方是相应经度的海陆分布和地形高度

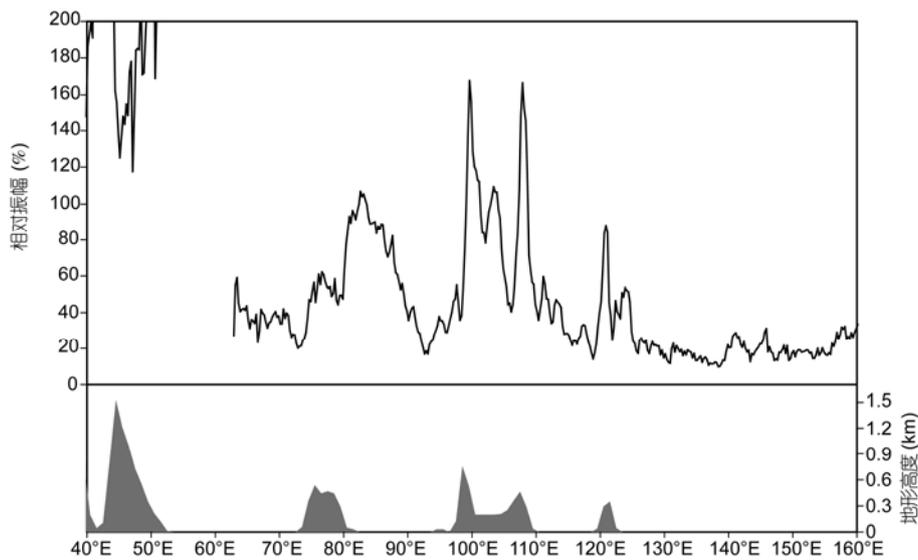


图 7 沿 15°N 附近的夏季降水日变化相对振幅随经度的演变图

图下方是相应经度的海陆分布和地形高度

更清楚. 除了孟加拉湾西部海域以外, 陆地上相对振幅大都高于洋面. 印度半岛上相对振幅小于中南半岛和菲律宾岛, 也达到 60% 以上. 在中南半岛东、西两岸地形较高的迎风坡, 相对振幅最大, 可达 160%, 这可能是由半岛尺度的孟加拉湾季风槽与局地山脉强迫共同所致<sup>[33,37]</sup>. 在中南半岛内陆, 处于西岸的背风坡, 因而相对振幅偏弱.

#### 4 位相的经向传播

除了降水峰值在某些地区具有纬向传播的特征以外, 在南亚和东亚一些地区其降水相位还存在明显的经向传播. 图 8 是沿着印度中东部所在经度 (75°~80°E) 平均的降水时间-纬度剖面图. 印度半岛大部 (30°N 以南地区) 的地形高度都在 1 km 以下, 其

北部受喜马拉雅山脉的影响, 地势较高. 在  $15^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$  纬带内, 存在一个降水率大于  $0.4 \text{ mm h}^{-1}$  的极大降水带. 该强降水带随时间的增加向南倾斜, 意味着位相向南传播. 强降水(大于  $0.3 \text{ mm h}^{-1}$ )实际上最先出现在  $25^{\circ}\text{N}$  附近, 开始于当地时间 15 时, 于凌晨 (03 时)传播到约  $18^{\circ}\text{N}$  附近. 这个降水极值为何最早发生于下午, 除了太阳短波辐射加热当地地面而产生垂直上升运动以外, 可能更主要的是由于喜马拉雅山脉大地形的动力和热力强迫, 形成显著的山谷风<sup>[29]</sup>. 图 5 所示的印度半岛中东部极大降水起始于 21 时, 可能与这种位相向南传播到  $15^{\circ}\text{N}$  有关. 在印度半岛南端, 亦有一个强度大于  $0.3 \text{ mm h}^{-1}$  的极大降水区. 大于  $0.2 \text{ mm h}^{-1}$  的降水于 14 时最早出现在最南端陆地上(可能由局地海陆风所致), 随后降水量增大, 极大值并随时间反而向内陆(向北)扩展.

图 9 给出沿着我国东部和加里曼丹所在经度

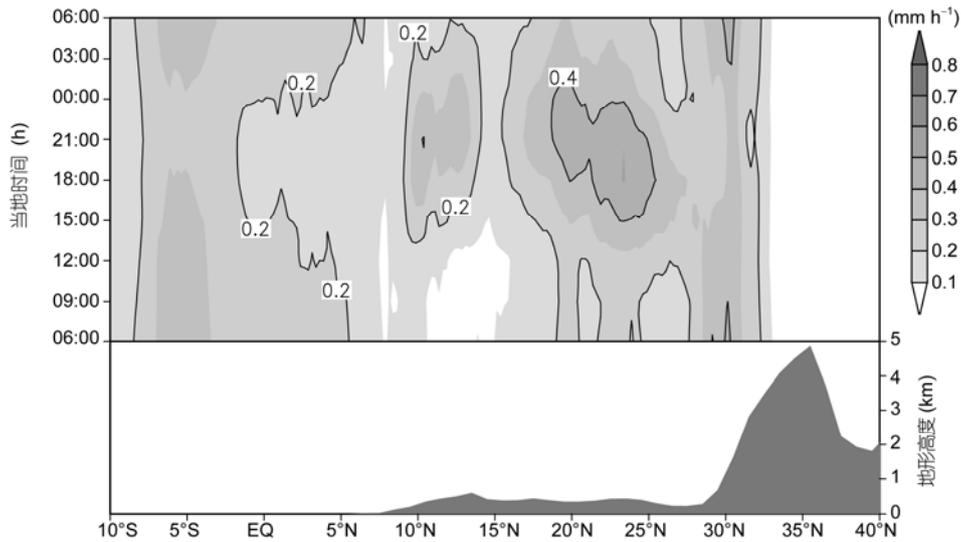


图 8 气候平均的夏季降水率沿印度中东部所在经度( $75^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ )的纬度-时间剖面图  
图下方是相应纬度的海陆分布和地形高度

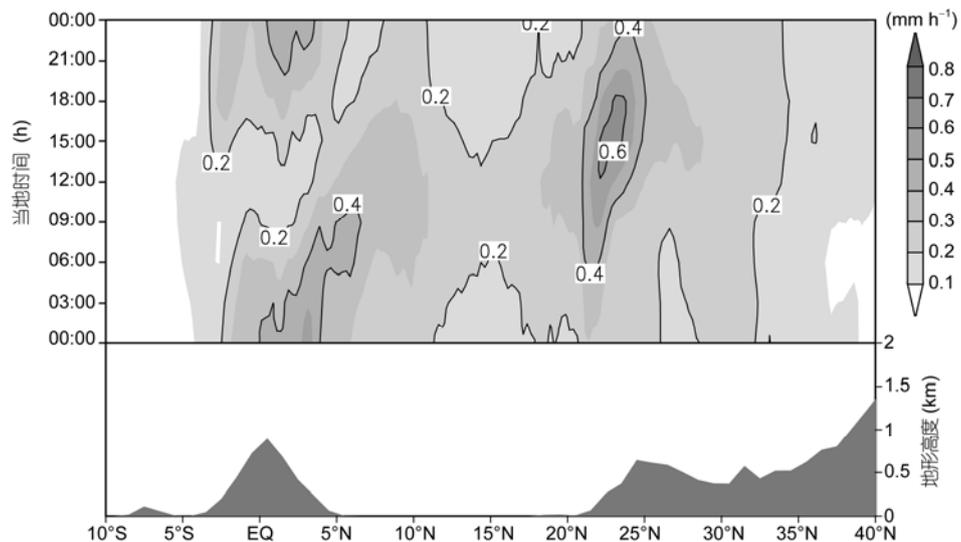


图 9 气候平均的夏季降水率沿着中国东部和加里曼丹所在经度( $110^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ )的纬度-时间剖面图  
图下方是相应纬度的海陆分布和地形高度

(110°~115°E)平均的降水时间-纬度剖面. 从 06 时到 21 时, 在我国华南地区(20°~25°N)有一个显著的强降水(强度大于 0.4 mm h<sup>-1</sup>, 最强超过 0.6 mm h<sup>-1</sup>)带. 强降水带随时间增加而向北倾斜, 表示位相向北传播. 事实上, 大于 0.3 mm h<sup>-1</sup> 极大降水最早于凌晨(00~03 时)出现在南海北部的洋面上. 随着内陆日照的增强, 陆地的降水量也增强, 因而降水带有系统地向内陆移动, 于 15 时达到峰值; 此后, 峰值减弱, 向北移至 25°N 附近. 这种位相传播与 Yu 等<sup>[5]</sup>的结果一致. 在降水达到峰值以前, 降水量的增强显然与地形抬升强迫有关, 这是由于大尺度季风环流与局地海陆风同位相叠加造成的; 而峰值的减弱, 则可能是因为局地海陆风环流削弱了大尺度季风环流<sup>[29]</sup>, 特别是气流越过南岭山脉, 在北坡产生下沉运动.

在加里曼丹岛的陆地上, 降水在午后开始发展, 最大降水出现在午夜(21~03 时), 随后峰值逐渐向岛屿北坡的外海传播, 并于 09 时抵达洋面. 在洋面上, 极值强度有所减弱. 可见这种海岸带区的离岸位相传播从午夜近岸处开始, 持续向海洋传播直至 12 时, 其后北传信号不明显, 但强度进一步减弱. 这种日变化代表了降水峰值由陆地向海洋传播的海岸带型<sup>[45]</sup>.

## 5 结论与讨论

本文基于 1998~2008 年间卫星观测的 TRMM 3B42 降水率资料, 从气候学的角度揭示了亚洲季风区夏季降水的日变化特征. 根据降水量日变化振幅和位相的空间分布, 分析了地形对降水日变化的影响以及位相传播规律. 主要结论如下:

(1) 区域尺度的昼夜降水差异比较明显. 在西太平洋 ITCZ 区白天的降水少于夜间, 而在其他海域(南海、孟加拉湾和阿拉伯海东部海域)白天的降水反而多于夜间. 陆地上, 我国东部大部分陆地降水多出现在白天, 而印度半岛大部以及中南半岛中部区域白天平均的降水量却小于夜间, 主要是因为这两个半岛的最大降水位相要比我国东部偏晚.

(2) 降水日变化振幅和位相存在显著的地域性差异. 亚洲大部分陆面、印度尼西亚群岛及其附近洋面降水日变化比较显著, 日较差较大, 相对振幅大于 40%. 沿岸的陆面(如我国东南沿海地区、中南半岛沿岸)和孟加拉湾西北部的洋面上, 相对振幅超过 100%, 即降水最大值至少是日平均值的两倍. 热带陆地上的降水峰值一般出现在午后至傍晚(15~18 时), 但是, 中南半岛中部和印度半岛中南部地区峰值位相却有所偏晚(出现在 21~00 时). 在赤道印度洋和西太平洋洋面上, 降水日变化较弱, 相对振幅小于 40%, 相应的降水峰值大都出现在午夜至早晨(00~06 时), 显示出海洋型日变化特征. 然而, 在其他海域(如南海、孟加拉湾北部和阿拉伯海东部)降水极大值却出现在白天(09~15 时).

(3) 孟加拉湾海域降水日变化位相具有纬向传播的特征. 极大降水区于 03 时起源于印度半岛东岸的海陆交界处, 其后随着时间的增加向东传播, 于 18 时到达孟加拉湾东岸, 最后深入中南半岛. 中南半岛西岸于 21 时开始的强降水与该位相传播有关. 南亚和东亚一些地区的日变化, 位相还具有明显的经向传播. 在印度中东部地区, 同时存在自北(25°N 附近)向南和自南(最南端陆面)向北的位相传播, 二者均到达中部地区而结束. 沿着我国东部和加里曼丹岛所在经度带, 前者位相从海洋(南海北部)向内陆(华南)传播, 而后者位相从陆地(加里曼丹岛屿)向外海传播.

应当指出, 本文只是从降水量角度分析了日变化的特征, 而没有分析降水频率和降水强度的日变化状况. 根据 Dai 等<sup>[17]</sup>的研究, 尽管三者日变化规律基本类似, 但还有待揭示其中的差异. 另外, 本文还没有从风场上探讨降水日变化的原因, 特别是如何将亚洲南部地区由于海湾和半岛相间排列构成的次级尺度海陆热力差异而形成的局地海陆风和因地形高度不同而产生的山谷风从行星尺度季风背景环流中分离出来, 从而明确单一尺度环流系统对降水日变化的作用. 与此相关的位相传播机制也有待探讨. 这些问题将在后续的工作中加以研究.

**致谢** 本文所用 TRMM 资料来自美国航空航天局(NASA)戈大德空间飞行中心(GSFC). 感谢审稿人提出的宝贵意见.

## 参考文献

- 1 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. New York: Oxford University Press, 1987. 60–92
- 2 丁一汇, 李崇银. 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
- 3 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 青藏高原影响亚洲夏季风气候研究的最新进展. *气象学报*, 2004, 62: 528–540
- 4 Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. Monsoons: Processes, predictability, and prospects for prediction. *J Geophys Res*, 1998, 103: 14451–14510
- 5 Yu R, Zhou T, Xiong A, et al. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L01704, doi: 10.1029/2006GL028129
- 6 Yu R, Xu Y, Zhou T, et al. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L13703, doi: 10.1029/2007GL030315
- 7 何金海, 祁莉, 韦晋, 等. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识. *大气科学*, 2007, 31: 1257–1265
- 8 Bergman J W, Salby M. L. The role of cloud diurnal variations in the time-mean energy budget. *J Clim*, 1997, 10: 1114–1124
- 9 Dai A, Trenberth K E. The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model. *J Clim*, 2004, 17: 930–951
- 10 Chakraborty A, Krishnamurti T N. Improved forecasts of the diurnal cycle in the Tropics using multiple global models. Part II: Asian summer monsoon. *J Clim*, 2008, 21: 4045–4067
- 11 Kishtawal C M, Krishnamurti T N. Diurnal variation of summer rainfall over Taiwan and its detection using TRMM observations. *J Appl Meteor*, 2001, 40: 331–344
- 12 Zhou T, Yu R, Chen H, et al. Summer precipitation frequency, intensity, and diurnal cycle over China: A comparison of satellite data with rain gauge observations. *J Clim*, 2008, 21: 3997–4010
- 13 Dai A, Wang J. Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields. *J Atmos Sci*, 1999, 56: 3874–3891
- 14 傅云飞, 刘奇, 自勇, 等. 基于 TRMM 卫星探测的夏季青藏高原降水和潜热分析. *高原山地气象研究*, 2008, 28: 8–18
- 15 Wallace J M. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Mon Weather Rev*, 1975, 103: 406–419
- 16 Landin M G, Bosart L F. Diurnal variability of precipitation in the northeastern United States. *Mon Weather Rev*, 1985, 113: 989–1014
- 17 Dai A, Giorgi F, Trenberth K E. Observed and model simulated precipitation diurnal cycle over the contiguous United States. *J Geophys Res*, 1999, 104: 6377–6402
- 18 Simpson J, Kummerow C, Tao W K, et al. On the tropical rainfall measuring mission (TRMM). *Meteorol Atmos Phys*, 1996, 60: 19–36
- 19 Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *J Atmos Ocean Technol*, 1998, 15: 809–817
- 20 Sorooshian, S, Gao X, Hsu K, et al. Diurnal variability of tropical rainfall retrieved from combined GOES and TRMM satellite information. *J Clim*, 2002, 15: 983–1001
- 21 傅云飞, 宇如聪, 崔春光, 等. 基于热带测雨卫星探测的东亚降水云结构特征的研究. *暴雨灾害*, 2007, 26: 9–20
- 22 傅云飞, 刘栋, 王雨, 等. 热带测雨卫星综合探测结果之: “云娜”台风降水云与非降水云特征. *气象学报*, 2007, 65: 712–823
- 23 Janowiak J E, Arkin P A, Morrissey M. An examination of the diurnal cycle in oceanic tropical rainfall using satellite and in situ data. *Mon Weather Rev*, 1994, 122: 2296–2311
- 24 Chang A T C, Chiu L S, Yang G. Diurnal cycle of oceanic precipitation from SSM/I data. *Mon Weather Rev*, 1995, 123: 3371–3380
- 25 Imaoka K, Spencer R W. Diurnal variation of precipitation over the tropical oceans observed by TRMM/TMI combined with SSM/I. *J Clim*, 2000, 13: 4149–4158
- 26 Riley G T, Landin M G, Bosart L F. The diurnal variability of precipitation across the central Rockies and adjacent Great Plains. *Mon Weather Rev*, 1987, 115: 1161–1172
- 27 Gray W M, Jacobson J R W. Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon Weather Rev*, 1977, 105: 1171–1188
- 28 Yang S, Smith E A. Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM. *J Clim*, 2006, 19: 5190–5226
- 29 Yang G Y, Slingo J. The diurnal cycle in the tropics. *Mon Weather Rev*, 2001, 129: 784–801
- 30 黄安宇, 张耀存, 朱坚. 物理过程参数化方案对中国夏季降水日变化模拟的影响. *地球科学进展*, 2008, 23: 1174–1184
- 31 Wilson C A, Mitchell J F B. Diurnal variation and cloud in a general circulation model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1986, 112: 347–369
- 32 刘鹏, 傅云飞. 利用星载测雨雷达探测结果对中国南方对流和层云降水气候特征的分析. *大气科学*, 2010, 34: 802–814
- 33 吕翔, 徐海明. 中南半岛地区夏季降水日变化特征. *南京气象学院学报*, 2007, 30: 632–642
- 34 Huffman G J, Adler R F, Morrissey M, et al. Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. *J*

- Hydrometeor, 2001, 2: 36–50
- 35 Huffman G J, Adler R F, Bolvin D T, et al. The TRMM multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *J Hydrometeor*, 2007, 8: 38–55
- 36 Huffman G J, Adler R F, Arkin P, et al. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull Am Meteor Soc*, 1997, 78: 5–20
- 37 Qian W H, Tang S Q. Identifying global monsoon troughs and global atmospheric centers of action on a pentad scale. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2010, 3: 1–6
- 38 Xie P P, Yatagai A, Chen M, et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. *J Hydrometeor*, 2007, 8: 607–626
- 39 Yao C, Yang S, Qian W, et al. Regional summer precipitation events in Asia and their changes in the past decades. *J Geophys Res*, 2008, 113: D17107, doi: 10.1029/2007JD09603
- 40 Yao C, Qian W, Yang S, et al. Regional features of precipitation over Asia and summer extreme precipitation over Southeast Asia and their associations with atmospheric-oceanic conditions. *Meteorol Atmos Phys*, 2010, 106: 57–73
- 41 刘奇, 傅云飞. 基于 TRMM/TMI 的亚洲夏季降水研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 111–122
- 42 吴国雄, 李伟平, 郭华, 等. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风. 见: 叶笃正, 主编. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社, 1998. 116–126
- 43 毛江玉, 吴国雄. 青藏高原热状况和海温异常对亚洲季风季节转换年际变化的影响. *地球物理学报*, 2006, 49: 1279–1287
- 44 Fu Y F, Liu G, Wu G, et al. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L05802, doi: 10.1029/2005GL024713
- 45 Kikuchi K, Wang B. Diurnal precipitation regimes in the global tropics. *J Clim*, 2008, 21: 2680–2696