

# 暴雨中尺度过程研究进展

赵玉春

(中国气象局武汉暴雨研究所 暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉 430074)

**摘要:** 对暴雨中尺度过程的几个重要方面进行了简要回顾, 主要包括: (1) 暴雨对流系统的组织特征和分类, 以及不同组织类型对流系统的结构及其形成机制, 尤其是新对流单体再生和层状降水形成的原因; (2) 暴雨对流系统的启动机制、组织和维持机理; (3) 地形对暴雨对流系统发生发展和降水效率的影响及其内在的物理机制, 线性理论的局限性以及地形影响的复杂性和非线性; (4) 暴雨对流系统的日变化特征、区域性差异及其不同的形成机制等。最后对有待深入研究的主要科学问题进行了简要的讨论。

**关键词:** 暴雨, 对流, 地形, 日变化

**DOI:** 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.02.004

## Research Progress on Mesoscale Processes of Heavy Rain

Zhao Yuchun

(Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074)

**Abstract:** A preliminary review is conducted on the mesoscale processes of heavy rain, mainly including: (1) the organizational features and classification of heavy-rain-producing convective system, the structure and formation mechanism of different convective systems, especially the cause of new convective cell regeneration and stratiform precipitation formation; (2) the initiation, organization and maintenance mechanism of heavy-rain-producing convective system; (3) the effects of the topography on the initiation and development of heavy-rain-producing convective system and its precipitation efficiency, the related internal physical principles, the limitation of topographical linear theory and the nonlinearity and complexity of topographical effects; (4) the diurnal features, regional differences and its different formation mechanisms of heavy-rain-producing convective system. Lastly, the main scientific issues needed to be further investigated are discussed.

**Keywords:** heavy rain, convection, topography, diurnal variation

### 1 引言

目前, 我国乃至世界各国气象预报中心的暴雨业务预报水平仍比较低, 远不能满足暴雨洪涝防灾减灾的需求。数值模式的定时、定点和定量预报水平在很大程度上决定了暴雨业务预报水平, 而目前数值模式(无论是全球模式还是区域模式)对暴雨, 尤其是对流暴雨的定时、定点和定量的预报能力有限, 归根结底是因为数值模式还不能较为准确地预报出引发暴雨的中尺度对流系统发生发展过程。数值模式要准确地预报出对流暴雨, 必须准确地预报出暴雨中尺度对流系统的启动、组织、发展和维持等过程。然而, 由于大气运动的复杂性和非线性, 暴雨对流系统的多尺

度特征, 加之复杂地形和具有日变化的大气辐射过程的影响, 暴雨中尺度对流系统的启动、组织、发展和维持等物理机制极为复杂, 气象学家们对暴雨中尺度对流系统发生发展物理机制上的认识还远不能满足数值预报模式发展的需要, 即数值预报模式还不能准确地科学地刻画出暴雨中尺度对流系统的启动、组织、发展和维持等复杂的物理过程。因此, 有必要加深暴雨中尺度过程研究。暴雨中尺度过程涉及暴雨中尺度对流系统的启动、组织、发展、维持和消亡等过程, 下面主要从暴雨对流系统的组织结构与分类, 暴雨对流系统的启动、组织和维持, 地形对暴雨对流系统的影响, 暴雨对流系统的日变化及其形成机制等进行简要的回顾, 并提出有待进一步研究的主要科学问题。有必要指出的是, 台风暴雨有其特殊性, 故本文主要内容暂不包括台风暴雨。

### 2 暴雨对流系统的组织结构与分类

业务预报与研究中发现, 引发暴雨的中尺度对流

收稿日期: 2013年9月30日; 修回日期: 2014年1月20日  
第一作者: 赵玉春(1972-), Email: zhaoych@cma.gov.cn  
资助信息: 公益性气象行业专项(GYHY201206003, GYHY201106003); 国家自然科学基金项目(41075038, 40930951)

系统 (MCS) 在雷达回波图像上呈现出一定的组织结构形态, 可分为线状和非线状, 其中线状的MCS具有明显的组织结构特征, 在雷达回波图像上往往表现出线状结构, 而非线状的MCS组织结构不明显, 其在雷达图像上往往表现为混合性降水回波, 或者无组织结构的对流单体嵌套在层状降水回波中。对于线状MCS, 国外气象学家根据雷达回波图像上对流降水回波和层状降水回波的组织特征、对流单体的产生以及单体移动的方向等, 将其分为层状前导MCS (LS)、尾随层状MCS (TS) 和平行层状MCS (PS) (图1)<sup>[1-2]</sup>; 之后, 又有学者定义了两类准静止的MCS, 即后向建立MCS (BB) 和邻接层状MCS (TL/AS)<sup>[3-5]</sup>。王晓芳等<sup>[6]</sup>对长江流域暴雨中尺度对流系统通过雷达图像的统计分析发现, 我国长江流域夏季除了国外提出的TS、LS、PS、BB、TL/AS等线状对流系统外, 还存在着一些新的线状对流系统, 如嵌套线状MCS (EL) 等。Zheng等<sup>[7]</sup>通过研究我国中东部地区的MCS, 认为除了TS、LS、PS和EL几种类型的线状对流系统外, 弓状回波 (BE) 和无层状降水的对流线 (NS) 也属于线状对流系统。

目前, 已有一些理论和物理图像提出来解释不同类型线状对流系统形成的原因。Smith等<sup>[8]</sup>观测分析和数值模拟的结果表明, TS MCS的尾随层状降水的形成是中高层对流系统前部到尾部的上升气流对水物质输送的结果。Parker等<sup>[9]</sup>认为中高层切变对于对流系统上升支的倾斜和LS MCS的结构有着重要的作用, 前导层状降水的出现有利于对流系统的维持, 因为对流线前部降水区的入流由于抬升以及蒸发和融化的垂直

分布使得该区域变得不稳定。Parker<sup>[10]</sup>进一步指出, PS MCS的后向建立和平行于对流线降水的发展很大程度上是由环境风垂直切变造成的, 高层平行于对流线的气流对水物质的输送是平行层状降水形成的重要原因。最近的数值模拟研究发现, 不同类型线状对流系统的形成和传播主要与风垂直切变、平均气流、地面冷池和重力波等因子有关, 其中垂直和平行于对流线的低层风垂直切变在很大程度上决定线状对流系统的组织结构形态, 而对流降水系统形成的地面冷池和产生的重力波是激发新的对流单体的主要动力机制, 因而对流系统的传播方向在很大程度上由这两个因子共同决定, 而中低层的平均气流的方向决定单体的移动方向, 层状降水回波的形成则与高空气流对冰相粒子的平流输送和老的对流单体减弱为层状降水有关。

### 3 暴雨对流系统的启动、组织和维持

关于对流降水的启动, 大量研究揭示了大气中多种动力效应在对流降水启动中的重要作用。如天气尺度强迫<sup>[11]</sup>、重力波<sup>[12-13]</sup>、重力流<sup>[14]</sup>、海陆风<sup>[15]</sup>、低层中尺度切变线和辐合线<sup>[16]</sup>、冷边界出流<sup>[17]</sup>和对流流出边界<sup>[18]</sup>等。地形的动力和热力效应在对流的触发中也扮演着重要的角色, 如地形重力波和山脉背风波<sup>[19]</sup>、地面非均匀性诱生的热力环流<sup>[20]</sup>、背风坡辐合<sup>[21]</sup>、地形阻挡急流<sup>[22]</sup>等。

对于具有明显组织化特征的长生命史的中尺度对流系统, 国外也提出了天气尺度急流<sup>[23]</sup>、水平风切变不稳定<sup>[24]</sup>、干空气侵入<sup>[25]</sup>、辐射与对流相互作用<sup>[26]</sup>、垂直风切变<sup>[27]</sup>、冷池<sup>[28]</sup>以及惯性重力波<sup>[29]</sup>等机制来进行解释。

近年来的研究发现, 我国暴雨中尺度对流系统与北美发现的线性对流系统的组织特征存在着一定的差异<sup>[30]</sup>, 这意味着该地区对流系统的发展可能存在着不同的组织机制<sup>[31]</sup>, 国外现有的理论和研究成果并不能照搬来解释我国夏季对流降水的组织和形成机制, 暴雨中尺度对流系统 (尤其是梅雨锋上和华南暖区的暴雨中尺度对流系统) 的组织、维持和传播机制还有待深入研究<sup>[32]</sup>。

### 4 地形对暴雨对流系统的影响

我国属暴雨频发和多发地区, 暴雨引发的自然灾害往往给我国国民经济和人民生命财产安全带来严重的威胁和损失。有关暴雨研究表明, 暴雨尤其是 (特) 大暴雨的发生, 往往与局地及周边地形有着密切的关系<sup>[33]</sup>。高大地形, 如青藏高原等在引发降水的大气扰动, 如背风气旋及其强降水形成中的作用受到了气象学家的广泛关注, 并取得了大量科

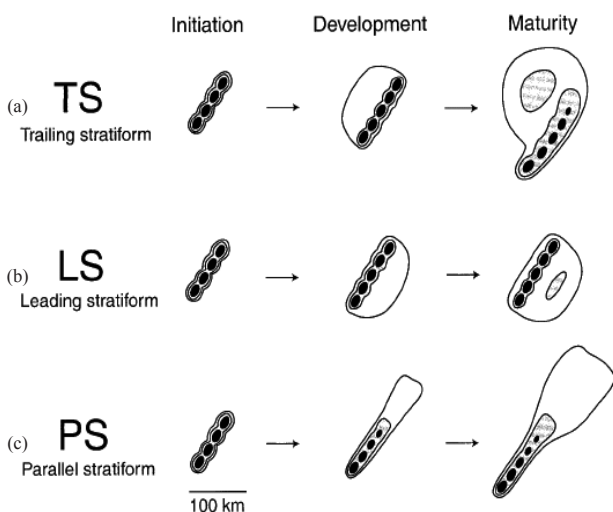


图1 三种线状中尺度对流系统理想生命周期的回波示意图<sup>[1]</sup>, 位相间的近似时间间隔为TS: 3~4h (a), LS: 2~3h (b), PS: 2~3h (c), 阴影级别对应20, 40, 50dBz

研成果<sup>[34]</sup>。近年来,中小尺度地形对天气气候的影响也逐渐受到重视<sup>[35]</sup>。国外开展了多项与地形有关的野外观测计划,如TAMEX<sup>[36]</sup>、COAST<sup>[37]</sup>、MAP<sup>[38]</sup>、CALJET<sup>[39]</sup>、IMPROVE<sup>[40]</sup>以及COPS<sup>[41]</sup>计划等,并取得了大量研究成果。

山脉动力强迫抬升形成降水自然是气象学家首先关注的科学问题。在估计山脉迎风坡降水方面,早期提出的简单线性模型<sup>[42]</sup>可以用来解释和预测地形降水,模型中降水率的大小主要由水汽混合比、正交于山脉的风速大小和地形梯度决定。之后,这种模型又得到了进一步的推广<sup>[43]</sup>,考虑了云微物理过程中云水—雨水的转化时间、雨水下落时间对地形降水的影响。有关地形降水问题可以归纳为三个方面:一支流向山脉的潮湿大尺度气流;中尺度地形强迫对大尺度气流的抬升;以及凝结物质向降水粒子的转换。地形阻滞效应限制了该模型的应用<sup>[44-45]</sup>。除了动力直接抬升作用之外,地形还可从多个方面对降水造成影响,如喇叭口地形动力辐合产生的地形性垂直气流增强降水<sup>[46]</sup>;山脉下坡风对降水的抑制和背风坡气旋对降水的增强<sup>[47]</sup>;地形下垫面的摩擦差异造成的差动平流对降水系统的影响<sup>[48]</sup>;地形产生的山脉波或惯性重力波对降水分布的调整<sup>[49]</sup>,山脉波又可被大气边界层所吸收<sup>[50]</sup>;山脉对对流层低层大气阻挡形成的山前辐合和绕流对降水系统的影响<sup>[51]</sup>,而地形阻滞气流由地形无量纲参数 $Nh/U$ 、水平地形特征比和罗斯贝形变半径 $Nh/f$ 所决定<sup>[52]</sup>,还受到稳定度不均匀分布的影响;复杂地形造成的大气低层绕流形成的多支气流辐合<sup>[53]</sup>;地形对大气边界层的拖曳等<sup>[54]</sup>。地形还对热带气旋的移动路径造成影响<sup>[55]</sup>。

地形的热力效应及其日变化对降水有着重要的影响。首先,地形高度在太阳辐射作用下可以形成显著的热力差异(地形造成的加热梯度),它可以驱动热力环流,而这种热力环流在适当的水汽条件下可以触发对流诱发降水<sup>[56]</sup>,并和降水天气系统相互作用影响降水的强度和分布<sup>[57]</sup>。一般而言,在弱的层结和弱风下地面净辐射增加的时候,热力直接力管环流或者热岛环流在山脉上发展,伴随着上坡气流在山上辐合<sup>[58]</sup>。地形上空太阳辐射的日变化引起地形热力环流的日变化,可以形成上坡风、下坡风和山谷风,其日变化具有明显的非对称性,可能与重力波的形成有关<sup>[59]</sup>,并可以诱发峡谷、山坡或者山顶的降雨<sup>[60]</sup>,同时山坡、峡谷风/环流降水粒子融化和蒸发可以增强下坡/峡谷气流<sup>[61]</sup>,峡谷加热中心的补偿下沉又可进一步加大峡谷—平原的温差对比。不仅如此,加热山脉上空气压扰动可以驱动水平辐合和山脉上坡风,来维持对流和降水(图2),而气压扰动又受到山脉入流层结气流、对流边界层(CBL)顶的高度和其空间变化、CBL内的温度变化以及穿透湿对流的影响<sup>[62]</sup>,当山脉尺度足够大( $\geq 100\text{km}$ )的时候,热力气流又受到科氏力的影响<sup>[63]</sup>,地形山脉波还存在着日变化<sup>[64]</sup>,这使得问题更加复杂化。其次,地形表面的属性差异在太阳辐射及其日变化作用下也强迫出热力环流,进而影响局地天气气候。海陆分布差异形成的海陆风环流是中尺度研究的经典主题<sup>[65]</sup>,海陆风环流形成后又和地形相互作用来触发对流形成降水,如果对流深厚,降水诱发的下沉支将冷空气引入到边界层中,产生更为复杂的情形<sup>[66]</sup>。类似于海陆风的中尺度环流也可以由地面不均匀性来强迫,如麦收区和临近的植被

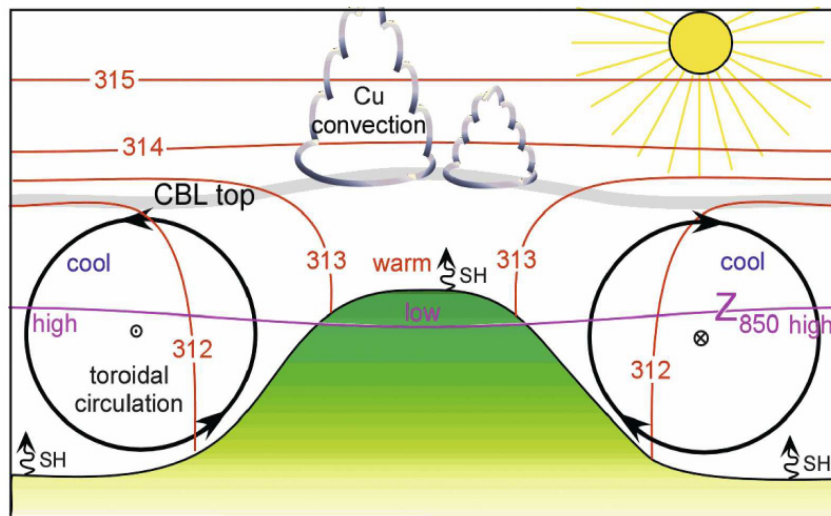


图2 静风条件下加热山脉上空热力强迫环流的示意图<sup>[62]</sup>  
(图中红线为等熵线,紫线为850hPa等压面高度,灰线为对流边界层顶,SH为地面热通量)

区<sup>[67]</sup>, 伐林区和林盖区<sup>[68]</sup>, 干盐湖面和非盐湖面以及城市区和农村间<sup>[69]</sup>形成的下垫面差异形成的热力环流(陆面风)及其日变化可影响局地降水气候特征, 这已得到观测和数值模拟结果的证实, 同时, 这种陆面风还可以和海陆风相互作用影响局地降水<sup>[70]</sup>。

国外大量研究表明, 地形对云物理过程的改变是其影响降水强度和分布的一种重要机制, 这主要包括地形云的播撒效应, 即高层有非地形扰动形成的大尺度降水云, 山脉在底层的抬升形成云盖, 当从高层云中下落的降水经过地形云的时候, 它们会积聚(通过碰并或者结晶过程)附加的水汽, 山坡的降水得到增强<sup>[71]</sup>, 它的极端使用情形是地形触发的深对流云能够描述成一个播撒云(如下落的结晶粒子)和一个云水供给区(如云的低层暖区)<sup>[72]</sup>, 下落水物质的云水析出毫无疑问是地形降水的一个重要的过程, 但它可能来自不同的环境。其次, 地形可引起云中液态水分布以及降水粒子增长方式的改变<sup>[73]</sup>。地形降水中结晶过程在降水粒子增长过程中起到重要作用, 即迎风坡前上升运动形成的过冷水滴能自身结合成降水粒子在迎风坡下落形成降水<sup>[74]</sup>, 而这种降水过程又很大程度上受到低层大气热力学特征和上游风状况的影响, 尤其是低层气流遇到山脉时是否受到阻滞<sup>[75]</sup>。研究发现, 阿尔卑斯地形区受到和未受到地形阻滞的低层大气微物理过程存在着明显差异, 不稳定未受阻滞情形下, 低层气流地形抬升参与的降水增强, 而稳定阻滞的情形下, 低地形区的降水过程不能加到背景层状降水中而受到限制(图3)<sup>[12]</sup>。结晶过程可以使粒子变得更重, 缩短了地形上升运动诱发新的云液态水粒子和到达地面形成降水之间的时间, 因而地形降水分布对粒子下落轨迹非常敏感<sup>[76]</sup>。同时, 低层雨滴的碰并

过程有利于地形生成的凝结物快速下落。结晶过程在 $0^{\circ}\text{C}$ 层以上重要, 而碰并过程在 $0^{\circ}\text{C}$ 层以下更为重要。地形诱发的山脉波还可以调节云液态水和雪的混合比来影响降水的分布<sup>[77]</sup>。

地形降水的形成还受到天气背景和中尺度环境场的影响。研究发现, 有利于美国地形出现强降水<sup>[78]</sup>的天气尺度环境为: 一个弱的500hPa短波槽在长波槽内向北旋转并靠近风险区; 弱的东南至南东南风出现在地形的对流层高层; 缓慢移动或静止的极锋位于风险区南侧; 高湿区层次深厚等。同时还发现了有利的中尺度环境: 风险区西侧午后加热和风暴区东侧冷平流共同加强厚度和气压梯度; 一个狭窄的条件不稳定带以及不寻常的湿空气在极锋后向南和向西运动; 空气团在700hPa存在着逆温等。有利于阿尔卑斯山的强地形降水<sup>[79]</sup>的天气和中尺度环境为: 一个条件或位势不稳定的气流流向山脉; 非常潮湿的低空急流(LLJ); 陡峭的山脉有助于释放条件不稳定; 对流层高层有深槽或者高位涡(PV)异常带向风险区靠近; 对流层高空准静止的高气压脊使对流系统准静止或者减缓它靠近风险区的进程。东亚地区地形强降水<sup>[27]</sup>的主要影响因子为: (1) 条件或潜在不稳定环境; (2) 一支非常湿的低空急流; (3) 准定常的天气系统使影响该区域对流系统变慢; (4) 陡峭的山脉(山脉的几何形状); (5) 入流气流的降水率; (6) 强天气系统在地形区强迫出强的上升气流。

近年来, 中小尺度地形对对流降水的作用成为国内外气象学家研究的热点。研究表明, 当不稳定的气团流向山脉时, 会有对流云嵌套在层状地形云中发展, 降水量、降水强度以及降水效率很大程度上受到上游对流动力学的影响<sup>[80]</sup>。山脉对对流的触发也得到

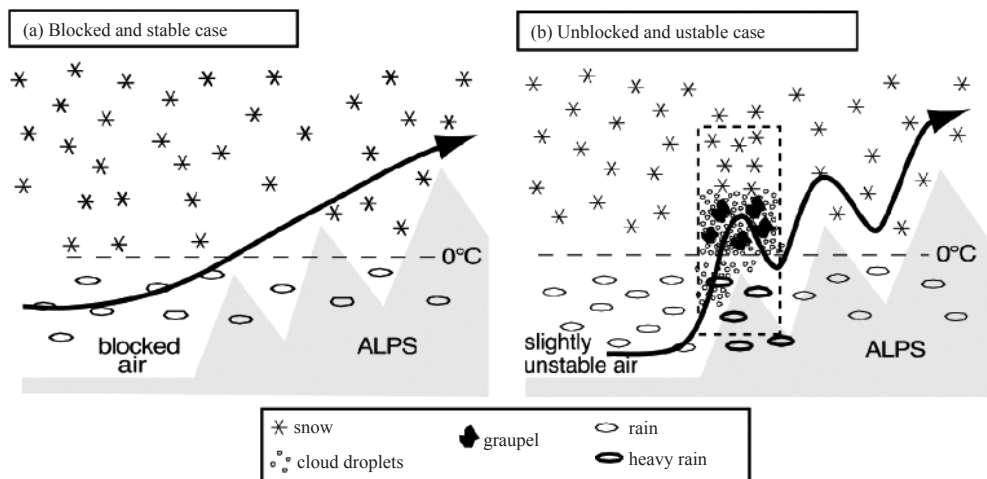


图3 稳定阻滞(a)和不稳定无阻滞(b)气流内的地形降水机制示意图<sup>[12]</sup>  
(图b中虚框指示了嵌套的对流阵雨的位置, 图中显示了每一种情形下水物质的类型)

雷达探测资料的证实<sup>[81]</sup>。相对小的山脉通过云的播撒效应来增强降水。地形通过激发出中尺度波动（中尺度重力波、山脉波、背风波等）来触发对流或影响下游降水天气<sup>[82]</sup>。地形细胞状对流受到地形云盖内的静力不稳定度、山脉宽度、气块的云内反弹时间、不稳定云盖厚度以及环境风切变的影响<sup>[83]</sup>，云中不稳定和云周围强稳定的干空气有利于组织化对流发展<sup>[84]</sup>。小尺度山脉和峡谷激发的饱和背风波位相决定对流能否触发，一旦对流触发，水平浮力梯度生成的环流将雨带排列与气流方向平行，雨带生成的位置对大尺度气流条件和小地形相对于云前沿的位置非常敏感<sup>[85]</sup>。狭窄的山脊可以通过迎风坡上升、背风坡下沉和重力波来调整降水的强度和分布<sup>[86]</sup>。地形如何作用于MCS及其引发降水，还受到环境气流的层结稳定度、风垂直切变、风的大小、大气水汽含量、CAPE，以及山脉高度、宽度和形状等多方面因素的影响，不同属性的过山气流形成的MCS具有不同的活动特征<sup>[87]</sup>。

最近复杂中小尺度地形对降水影响的研究中发现，东亚季风天气背景和大气垂直廓线下局地中小尺度地形对对流降水的影响与国外的研究结果并不完全一致，单一的地形动力参数不能完全决定地形对流降水的模态<sup>[88]</sup>。同时，在天气系统发展的不同阶段，地形相对于对流暴雨系统的位置不同，地形对暴雨对流系统的影响存在着差异<sup>[89]</sup>。风垂直切变对对流降水的分布影响很大，对流层中低层的风垂直切变在很大程度上决定地形对流降水的组织模态<sup>[90]</sup>。因此，地形对暴雨对流系统的影响还值得进一步研究。

## 5 暴雨对流系统的日变化和形成机制

降水日变化是地球大气最主要的振荡现象之一<sup>[91]</sup>，它的形成往往与大气中的各种日变化现象相联系，如温度、相对湿度、水汽（大气可降水量）<sup>[92]</sup>、大气行星边界层<sup>[93]</sup>、低空急流（LLJ）<sup>[94]</sup>、层积云<sup>[95]</sup>、近地面流场<sup>[96]</sup>、对流<sup>[97]</sup>、城市热岛<sup>[98]</sup>，甚至大尺度季风环流<sup>[99]</sup>的日变化等。对流降水也存在明显的日变化。目前大气数值预报模式对降水日变化的模拟水平还很低，尤其是夏季对流降水日变化的模拟。对流降水日变化也一直是大气科学领域研究的焦点之一。一方面，人们对对流降水日变化的形成机理还没有完全弄清，尤其是具有复杂地形分布的陆地上的对流降水<sup>[100]</sup>；另一方面，对流降水日变化的模拟在很大程度上已成为制约数值天气预报模式精细化预报水平提高的瓶颈之一，因为模式对太阳辐射加热强迫诱生的大气热力动力因子的日变化造成的对流降水启动的时间、地点及降水强度模拟的准确与否，直接影响模

式对降水落时、落区预报的好坏。对降水日变化尤其是对流降水日变化模拟的好坏，已成为衡量一个数值预报模式和气候模式性能以及相关模式物理方案好坏的重要途径和方式之一<sup>[101]</sup>。

我国是对流暴雨灾害频发的地区之一，尤其是当东亚夏季风爆发后向北推进的时候，极为频繁的对流活动往往造成强烈的降水，给我国尤其是东部地区造成洪涝灾害<sup>[102]</sup>，而我国自主研发的数值模式对该流域对流强降水的模拟和预报水平还很低<sup>[103]</sup>，这在很大程度上归咎于对流降水，尤其是大气日变化造成的对流降水启动与否，以及启动时间和地点在模式中不能得到很好地模拟和预报。以往的研究揭示了降水存在日变化的事实，并指出了地面辐射加热差异造成的午后至傍晚的对流爆发可以解释该时段降水极大值的形成，而清晨降水极大值的形成与夜间LLJ的增强有关<sup>[104]</sup>，也有研究认为LLJ的增强是对流降水释放大量凝结潜热反馈的结果，而不是夜间降水极大值的原因<sup>[105]</sup>，可能由其他原因造成。Yu等<sup>[106]</sup>研究发现，中国中东部在午后具有降水峰值，而青藏高原及其东侧邻近地区的降水峰值在午夜。Zhou等<sup>[100]</sup>通过观测研究进一步揭示了长江中下游地区降水日变化具有两个峰值，分别发生在午后和清晨，不同于青藏高原东侧的午夜降水峰值。郑永光等<sup>[107]</sup>对我国中尺度对流系统的统计研究也得到类似的结果。Yu等<sup>[108]</sup>认为，这一地区午后降水峰值往往由生命期较短（小于3h）的对流活动造成，而夜间至清晨降水峰值由生命史长（大于6h）的对流系统的活动有关。最近，Chen等<sup>[109]</sup>的研究结果指出长江流域夜间降水峰值是大尺度强迫与青藏高原地形共同作用的结果。但是这些研究大多通过气候分析获得，对于这一地区对流降水日变化形成的内在物理机制方面的研究还有待充分展开。

在对流降水日变化方面，国内外气象学家已开展了大量研究。研究发现，海洋上降水峰值大多出现在夜间至清晨<sup>[110]</sup>，而陆地上大多地区的降水峰值出现在午后至傍晚<sup>[111]</sup>。同时，海洋上的降水日变化存在着区域差异。例如东大西洋的降水峰值出现在午后<sup>[112]</sup>；西太平洋的深对流在06:00—09:00（地方时，以下简称LST）增强至最大<sup>[113]</sup>，暖池上空有组织的对流在黎明前达到峰值<sup>[114]</sup>；中东太平洋热带辐合区（ITCZ）的降水峰值发生在早晨；东太平洋热带地区的降水在午后有最大值，黎明附近出现次大值<sup>[115]</sup>；南太平洋区的降水最大值出现在午后<sup>[116]</sup>等。陆地上的日降水模态也存在着明显的空间变化，其日变化振幅往往比海洋上要大得多。沿着喜马拉雅山南面山脚尼泊尔境内的

降水主要出现在夜间<sup>[117]</sup>；美国东南部的40%的降水主要集中在白天时段的14:00—19:00LST；美洲中部大陆上存在夜间降水峰值；南美内陆降水最大值出现在18:00LST附近<sup>[118]</sup>；哥伦比亚的日降水峰值发生在午后，而科罗拉多的日降水最大值出现在午夜<sup>[119]</sup>；青藏高原及其东侧地区的日最大降水倾向于出现在夜间至清晨<sup>[106]</sup>等。另外，海洋岛屿、沿海岸地区、内陆地区的降水日变化模态也存在明显差异。

有关海洋和陆地上降水日变化及其不同模态和空间变率的成因，已提出多种物理机制来对其加以解释。对于海洋上的降水日变化，提出的主要物理机制有：（1）云辐射加热差异机制，即云和周围无云区间辐射加热差异的动力结果在水平散度场内产生的日变化可以调整对流<sup>[120]</sup>。（2）云辐射垂直稳定度机制，即对流云毯高空部分的短波辐射吸收增加云区的静力稳定度，减弱垂直运动，从而导致午后海洋降水的最小值；相反，夜间的长波冷却减小稳定度，导致对流增强<sup>[121]</sup>。（3）云辐射相对湿度机制，即夜间长波冷却充分地增加每一个地方的相对湿度，导致卷入效应减小，云的发展在夜间得到增强<sup>[122]</sup>。（4）海面温度日变化机制，即由于海洋表面层存在日变化，其午后最大值造成洋面上新对流的生成，由于局地湿静力能的消耗和海洋上短波通量的遮盖，使得第二天在对流尾流区出现对流极小值<sup>[123]</sup>。（5）大气气压潮机制，即认为大气气压潮可能是低层辐合和降水的日调整因子<sup>[124]</sup>，但受到质疑<sup>[125]</sup>。这些机制很难解释陆地上对流降水日变化模态和空间差异。

陆地上对流降水日变化的形成机制极为复杂。海陆风环流是沿岸陆地和水域上的对流降水日变化的驱动因子<sup>[126]</sup>，海陆风与局地热力环流相互作用后可调节局地降水日变化，如巴西北部的降水日变化受到海陆风和山谷风环流的影响<sup>[127]</sup>。高大山脉地区的日对流降水系统形成后有规律地向下游移动，可引起下游地区夜间降水极大值。如落基山地形峰在午后形成对流降水最大值，向东传播造成密西西比河—俄亥俄州峡谷清晨降水最大值<sup>[128]</sup>，这种传播系统在南美安第斯山、中国喜马拉雅山以及非洲的埃塞俄比亚高原等地也存在<sup>[129]</sup>。也有研究认为山脉地形区白天加热形成的混合边界层激发的重力波传播可以解释离岸地区的日对流降水（图4）<sup>[128]</sup>，也关注了重力波对日变化强迫的响应<sup>[130]</sup>。另外大量研究发现，具有不同加热属性的地表在白天和晚上加热差异强迫的边界层力管环流可能是一些地区降水日变化形成的重要原因，如干盐湖与非盐湖面<sup>[131]</sup>、陆水面和土壤湿度梯度<sup>[132]</sup>、植被覆盖

对比<sup>[133]</sup>，以及城区与乡村对比<sup>[134]</sup>等。局地山脉地形高度不均匀性造成的地面加热高度差异驱动的热力环流，如山坡力管环流在白天产生上坡气流，晚上产生下坡气流，这种局地热力环流产生降水日变化<sup>[135]</sup>。

## 6 讨论

（1）暴雨对流系统的组织和维持机理是一个值得深入探索的课题。目前，数值预报模式对暴雨中尺度对流系统的组织结构模态几乎没有模拟能力，而对流系统中对流和层状降水分布的差异，直接造成大气加热场的不同，从而影响中小尺度过程向天气和次天气尺度系统的反馈过程，导致天气尺度背景模拟和预报存在偏差，最终造成暴雨落区甚至整个雨带存在着明显偏差。其次，数值模式对暴雨MCS的维持时间的模拟和预报往往存在着明显的偏差。因此，有必要加强对流暴雨系统的组织结构形态及其形成和维持机制的研究，为数值模式准确模拟出对流系统的组织结构模态提供相关科学线索。

（2）对流降水的启动在中尺度数值模式预报中至关重要，因为对流降水的启动预报正确与否直接影响到暴雨的定时定点预报。但是目前数值模式对对流降水的启动预报能力还很低，这直接影响到对流暴雨的预报准确率。因此有必要开展对流启动的观测试验和研究，深入认识我国不同地域对流启动的主要物理机制，为改进数值模式的对流降水启动模拟和预报提供科学支撑。

（3）复杂地形对引发暴雨的MCS的影响还有待深入研究。由于天气尺度气流具有重要的时空变化，而真实地形是三维不规则的，这使得地形对降水的影响更加具有多样性、复杂性和非线性；另外，地形作用在数值预报模式中描述的好坏，在很大程度上决定了复杂地形区定量降水预报的好坏。因此，地形研究

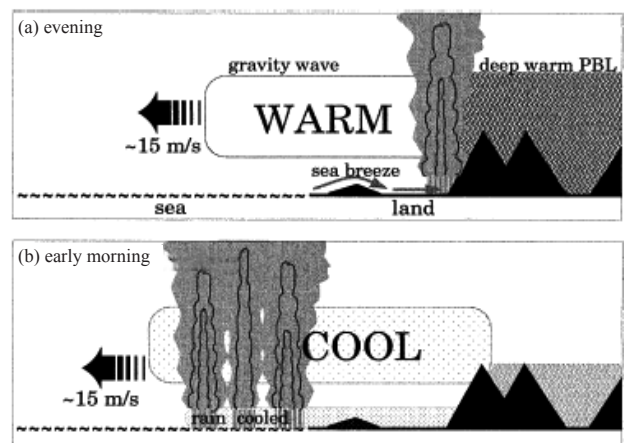


图4 山脉地形区混合层激发的日重力波及其相关的深对流示意图<sup>[128]</sup>

对于提高暴雨预报具有举足轻重的作用, 有关对地形扰动及其引发降水机制的认识必须继续走向深入。复杂地形分布在不同天气尺度背景和不同热力学属性的气流下具有什么样的动力学性质, 又具有什么样的热力作用, 在什么样的天气尺度和中尺度环境场下复杂地形容易在局地触发对流形成暴雨, 不同的环境场下地形作用又有何差异, 复杂地形的动力、热力效应对我国不同区域MCS的形成、发展、移动、气流结构、云微物理过程及降雨效率产生什么样的影响? 这些都是地形研究中要弄清楚的科学问题。

(4) 我国地处东亚季风区, 既受到海陆热力差异和东亚季风的影响, 又受到青藏高原大地形的影响, 降水日变化特征显著, 不同地域降水日变化存在着明显的差异, 现有的降水日变化形成物理机制对于解释我国不同地区对流降水日变化还有待大量研究和观测验证, 因为不同尺度和高度的地形的动力和热力效应在日对流降水的形成中究竟具有什么作用, 两者的相对重要性如何, 这些都不是十分清楚。数值模式对高原大地形影响下的对流降水日变化的预报能力还很弱, 因而有必要加强对对流降水尤其是对流暴雨的日变化特征及其形成机制研究, 为数值模式的改进提供依据。

#### 参考文献

- [1] Parker M D, Johnson R H. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 2000, 128: 3413-3436.
- [2] French A J, Parker M D. The initiation and evolution of multiple modes of convection with a meso-alpha-scale region. *Wea Forecasting*, 2008, 23: 1221-1252.
- [3] Schumacher R S, Johnson R H. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 2005, 133: 961-976.
- [4] Schumacher R S, Johnson R H. Quasi-stationary, extreme-rain-producing convective systems associated with midlevel cyclonic circulations. *Wea Forecasting*, 2009, 24: 555-574.
- [5] Schumacher R S. Mechanism for quasi-stationary behavior in simulated heavy-rain-producing convective system. *J Atmos Sci*, 2009, 66: 1543-1568.
- [6] 王晓芳, 崔春光. 长江中下游地区梅雨期线状中尺度对流系统分析 I: 组织类型特征. *气象学报*, 2012, 70(5): 909-923.
- [7] Zheng L L, Sun J H, Zhang X L, et al. Organizational modes of mesoscale convective systems over central East China. *Wea Forecasting*, 2013, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-12-00088.1>.
- [8] Smith A N, McFarquhar G M, Rauber R M, et al. Microphysical and thermodynamic structure and evolution of the trailing stratiform regions of mesoscale convective systems during BAMEX. Part I: Observation. *Mon Wea Rev*, 2009, 137: 1165-1185.
- [9] Parker M D, Johnson R H. Simulated convective lines with leading precipitation. Part II: Evolution and Maintenance. *J Atmos Sci*, 2004, 61: 1656-1673.
- [10] Parker M D. Simulated convective lines with parallel stratiform precipitation. Part I: An Archetype for convection in along-line shear. *J Atmos Sci*, 2007, 64: 267-288.
- [11] Maddox R A, Canova F, Hoxit L R. Meteorological characteristics of flash flood events over the western United States. *Mon Wea Rev*, 1980, 108: 1866-1877.
- [12] Socorro M, Houze R A. Air motions and precipitation growth in Alpine storms. *Q J R Meteorol Soc*, 2003, 129: 345-371.
- [13] Socorro M, Smull B F, Houze R A et al. Cross-barrier flow during orographic precipitation events: Results from MAP and IMPROVE. *J Atmos Sci*, 2005, 62: 3580-3598.
- [14] Moncrieff W M, Liu C H. Convection initiation by density currents: Role of convergence, shear, and dynamical organization. *Mon Wea Rev*, 1999, 127: 2455-2464.
- [15] Mori S, Hamada J I, Tauhid Y I, et al. Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian Maritime Continent, observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon Wea Rev*, 2004, 132: 2021-2039.
- [16] Kenichi U, Saneyuki T. Nighttime precipitation induced by a synoptic-scale convergence in the central Tibetan Plateau. *J of Meteor Soc Japan*, 2009, 87(3): 459-472.
- [17] Tompkins M A. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. *J Atmos Sci*, 2001, 58: 1650-1672.
- [18] Weckwerth T M, Wakimoto R M. The initiation and organization of convective cells atop a cold-air outflow boundary. *Mon Wea Rev*, 1992, 120: 2169-2187.
- [19] Roger F R, Snider J B, Coen J L. Influences of storm-embedded orographic gravity waves on cloud liquid water and precipitation. *J Appl Meteor*, 2000, 39: 733-759.
- [20] Souza E P, Renno N O, Maria A F, et al. Convective circulations induced by surface heterogeneities. *J Atmos Sci*, 2000, 57: 2915-2922.
- [21] Cosma S, Richard E, Miniscloux F. The role of small orographic features in the spatial distribution of precipitation. *Quart J Meteor Soc*, 2002, 128: 75-92.
- [22] Lin Y L, Chiao S. Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea Forecasting*, 2001, 16: 633-660.
- [23] Kaplan L M, Zack W J, Wong V C, et al. The interactive role of subsynoptic scale jet streak and planetary boundary layer processes in organizing an isolated convective complex. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 2212-2238.
- [24] Moore G W K. The Organization of convection in narrow cold-frontal rainbands. *J Atmos Sci*, 1985, 42(17): 1777-1791.
- [25] Yoneyama K, Fujitani T. The behavior of dry westerly air associated with convection observed during the TOGACOARE R/V Natsushima cruise. *J Meteor Soc Japan*, 1995, 73: 291-304.
- [26] Tompkins A M, Craig G C. Radiative-convective equilibrium in a three-dimensional cloud ensemble model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1998, 124: 2073-2097.
- [27] LeMone M A, Zipser E J, Trier S B. The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 3493-3518.
- [28] Romero R, Doswell III C A, Riosalido R. Observations and fine-grid simulations of a convective outbreak in northeastern Spain: Importance of diurnal forcing and convective cold pools. *Mon Wea Rev*, 2001, 129: 2157-2182.
- [29] Liu C H, Moncrieff M M. Effects of convectively generated gravity waves and rotation on the organization of convection. *J Atmos Sci*, 2004, 61: 2218-2227.
- [30] 刘黎平, 阮征, 覃丹宇. 长江流域梅雨锋暴雨过程的中尺度结构个例分析. *中国科学D辑: 地球科学*, 2004, 34 (12): 1193-1201.
- [31] 胡伯威. 梅雨锋上MCS的发展、传播以及与低层“湿度锋”相关联的CISK惯性重力波. *大气科学*, 2005, 29(6): 845-853.
- [32] 赵玉春. 梅雨锋对引发暴雨的中尺度对流系统发生发展影响的研究. *大气科学*, 2011, 35(1): 81-94.
- [33] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社. 1980.
- [34] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社. 1979, 279.
- [35] 孙继松. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响. *高原气象*, 2005, 24(1): 62-68.
- [36] Lin Y L. Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *TAO*, 1993, 4: 381-420.
- [37] Bond N A, Mass C F, Smull B F, et al. The Coastal Observation and Simulation with Topography (COAST), experiment. *Bull Amer Meteor Soc*, 1997, 78: 1941-1955.

- [38] Bougeault P, Binder P, Buzzi A, et al. The MAP special observing period. *Bull Amer Meteor Soc*, 2001, 82: 433-462.
- [39] Paul J N, Ralph F M, White A B, et al. The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountains: Observations during CALJET. *Mon Wea Rev*, 2002, 130(6): 1468-1492.
- [40] Mark T S, Hobbs P V, Mass C F, et al. Improvement of microphysical parameterization through observational verification experiment. *Bull Amer Meteor Soc*, 2003, 84(12): 1807-1926.
- [41] Volker W, Behrendt A, Bauer H-S, et al. The convective and orographically induced precipitation study: A research and development project of the World Weather Program for Improving Quantitative Precipitation Forecasting in low-mountain regions. *Bull Amer Meteor Soc*, 2008, 89(10): 1477-1486.
- [42] Smith R B. The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, Academic Press, 1979, 21: 87-230.
- [43] Smith R B, Barstad I. A linear theory of orographic precipitation. *J Atmos Sci*, 2004, 61 (12): 1377-1391.
- [44] 赵玉春, 许小峰, 崔春光. 川西高原东坡地形对流暴雨的研究. *气候与环境研究*, 2012, 17(5): 607-616.
- [45] Zhao Y C. Numerical investigation of a localized extremely heavy rainfall event in complex topographic area during midsummer. *Atmospheric Research*, 2012, 113: 22-39.
- [46] 赵玉春, 李泽椿, 肖子牛, 等. 一次热带系统北上引发华南大暴雨的诊断分析和数值研究. *气象学报*, 2007, 65(4): 561-577.
- [47] Speranza A, Buzzi A, Trevison A, et al. A theory of deep cyclogenesis in the lee of the Alps: Part II: Effects of the finite topographic slope and height. *J Atmos Sci*, 1986, 43(23): 2826-2837.
- [48] Smith R B. A differential advection model of orographic rain. *Mon Wea Rev*, 1982, 110: 306-308.
- [49] Koch S E, Zhang F, Kaplan M L. Numerical simulations of a gravity wave event over CCOPE. Part III: The role of a mountain-plains solenoid in the generation of the second wave episode. *Mon Wea Rev*, 2001, 129: 909-933.
- [50] Jiang Q, Doyle J M, Smith R B. Interaction between trapped waves and boundary layers. *J Atmos Sci*, 2006, 63: 617-633.
- [51] Pierrehumbert R T, Wyman B. Upstream effects of mesoscale mountains. *J Atmos Sci*, 1985, 42: 977-1003.
- [52] Patrick A R, Durran D R. Estimating topographic blocking using a Froude number when the static stability is nonuniform. *J Atmos Sci*, 2008, 65(3): 1035-1048.
- [53] 孙健, 赵平, 周秀骥. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. *气象学报*, 2002, 60(3): 333-342.
- [54] Steeneveld G J, Holtslag A A M, Nappo C J. Exploring the possible role of small-scale terrain drag on stable boundary layers over land. *J Appl Meteor Clim*, 2008, 47: 2518-2530.
- [55] Yang M J, Zhang D L, Huang H L. A modeling study of typhoon Nari (2001) at landfall. Part I: Topographic effects. *J Atmos Sci*, 2008, 65(10): 3095-3115.
- [56] Crook N A, Tucker D F. Flow over heated terrain. Part I. Linear theory and idealized numerical simulations. *Mon Wea Rev*, 2005, 133: 2552-2564.
- [57] Yang Y, Chen Y L. Effects of Terrain heights and sizes on island-scale circulations and rainfall for the island of Hawaii during HaRP. *Mon Wea Rev*, 2008, 136: 120-146.
- [58] Banta R M. Daytime boundary layer evolution over mountainous terrain. Part I: Observations of the dry circulations. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 340-356.
- [59] Ohata T, Higuchi K, Ikegami K. Mountain-valley wind system in the Khumbu Himal, East Nepal. *J Meteor Soc Jap*, 1981, 59: 753-762.
- [60] Matthias S, Bousquet O, Houze JR R A, et al. Airflow within major Alpine river valleys under heavy rainfall. *Q J R Meteor Soc*, 2003, 129: 411-431.
- [61] Gabriele R, Zardi D. Mechanisms of up-valley winds. *J Atmos Sci*, 2004, 61: 3097-3111.
- [62] Bart G, Miao Q, Demko J C. Pressure perturbations and upslope flow over a heated, isolated mountain. *Mon Wea Rev*, 2008, 136: 4272-4288.
- [63] Reiter E R, Tang M. Plateau effects on diurnal circulation patterns. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 638-651.
- [64] Jiang Q, Doyle J D. On the diurnal variation of mountain waves. *J Atmos Sci*, 2008, 65: 1360-1377.
- [65] Rotunno R. On the linear theory of the land and sea breeze. *J Atmos Sci*, 1983, 40: 1999-2009.
- [66] Saito K, Keenan T, Holland G, et al. Numerical simulation of the diurnal evolution of tropical island convection over the Maritime Continent. *Mon Wea Rev*, 2001, 129: 378-400.
- [67] Cutrin E, Martin D W, Rabin R. Enhancement of cumulus clouds over deforested lands in Amazonia. *Bull Amer Meteor Soc*, 1995, 76: 1801-1805.
- [68] Daran L R, Warner T T, Chen F, et al. Mechanisms for diurnal boundary layer circulations in the Great Basin desert. *Mon Wea Rev*, 2002, 130: 921-938.
- [69] Baik J J, Kim Y H, Chun H Y. Dry and moist convection forced by an urban heat island. *J Appl Meteor*, 2001, 40: 1462-1475.
- [70] Yukitaka O, Kida H. Local circulations developed in the vicinity of both coastal and inland urban areas: A numerical study with a mesoscale atmospheric model. *J Appl Meteor*, 2002, 41: 30-45.
- [71] Robichaud A J, Austin G L. On the modeling of warm orographic rain by the seederfeeder mechanism. *Q J R Meteor Soc*, 1988, 114: 967-988.
- [72] Browning K A, Hill F F, Pardoe C W. Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Q J R Meteor Soc*, 1974, 100: 309-330.
- [73] Hobbs P V, Easter R C, Fraser A B. A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain. Part II: Microphysics. *J Atmos Sci*, 1973, 30: 813-823.
- [74] Hobbs P V. The nature of winter clouds and precipitation in the Cascade Mountains and their modification by artificial seeding. Part I. Natural conditions. *J Appl Meteor*, 1975, 14: 783-804.
- [75] Grossman R L, Durran D R. Interaction of low-level flow with the Western Ghats Mountains and offshore convection in the summer monsoon. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 652-672.
- [76] Lascaux F, Richard E, Pinty J P. Numerical simulations of three different MAP IOPs and the associated microphysical processes. *Q J R Meteor Soc*, 2006, 132: 1907-1926.
- [77] Matthew F G, Smull B, Mass C. Multiscale mountain waves influencing a major orographic precipitation event. *J Atmos Sci*, 2007, 64: 711-737.
- [78] Maddox R A, Canova F, Hoxit L R. Meteorological characteristics of flash flood events over the western United States. *Mon Wea Rev*, 1980, 108: 1866-1877.
- [79] Buzzi A, Foschini L. Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region. *Meteor Atmos Phys*, 2000, 72: 131-146.
- [80] Oliver F, Christoph S. Embedded cellular convection in moist flow past topography. *J Atmos Sci*, 2005, 62: 2810-2828.
- [81] Yuter S E, Houze R A. Microphysical modes of precipitation growth determined by S-band vertically pointing radar in orographic precipitation during MAP. *Q J Meteor Soc*, 2003, 129: 455-476.
- [82] Andrea B, Tartaglione N, Malguzzi P. Numerical simulation of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon Wea Rev*, 1998, 126: 2369-2383.
- [83] Kirshbaum D J, Durran D R. Factors governing cellular convection in orographic precipitation. *J Atmos Sci*, 2004, 61: 682-698.
- [84] Kirshbaum D J, Durran D R. Factors governing banded convection in orographic precipitation. *J Atmos Sci*, 2005, 62: 3758-3774.
- [85] Kirshbaum D J, Bryan G H, Rotunno R. The triggering of orographic rainbands by small-scale topography. *J Atmos Sci*, 2007, 64: 1530-1549.
- [86] Jiang Q. Precipitation over multiscale terrain. *Tellus*, 2007, 59A: 321-335.
- [87] Chen S H, Lin Y L. Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteor Atmos Phys*, 2005, 88: 1-21.

- [88] 赵玉春, 王叶红, 崔春光. 大对流有效位能和条件不稳定下地形对流降水的三维理想数值研究, 气象学报, 2011, 69(5), 782-798.
- [89] 赵玉春, 许小峰, 崔春光. 中尺度地形对梅雨锋暴雨影响的个案研究. 高原气象, 2012, 31(5), 1268-1282.
- [90] Zhao Y C, Wang Y H. Impacts of vertical wind shear on mesoscale topographical convective precipitation. Chinese Journal of Geophysics, 2012, 55(5): 509-529.
- [91] Dai A. Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part II: Diurnal variations. J Climate, 2001, 14:1112-1128.
- [92] Tian B, Soden B J, Wu X. Diurnal cycle of convection, clouds, and water vapor in the tropical upper troposphere: Satellites versus a general circulation model, J Geophys Res, 2004, 109, D10101, doi:10.1029/2003JD004117.
- [93] 陈炯, 王建捷. 北京地区夏季边界层结构日变化的高分辨率数值模拟对比. 应用气象学报, 2006, 17(4): 403-411.
- [94] Nicolini M, Waldron K M, Paegle J. Diurnal oscillations of low-level jets, vertical motion, and precipitation: A model case study. Mon Wea Rev, 1993, 121: 2588-2610.
- [95] 李昉英, 字如聪, 徐幼平, 等. 中国南方地区层状云的形成和日变化特征分析. 气象学报, 2003, 61(6): 733-743.
- [96] 刘新, 吴国雄, 李伟平. 夏季青藏高原加热和环流场的日变化. 地球科学进展, 2006, 21(12):1273-1282.
- [97] Tsakraklides G, Evans J L. Global and regional diurnal variations of organized convection. J Climate, 2003, 16: 1562-1572.
- [98] 张佳华, 侯英雨, 李贵才, 等. 北京城市及周边热岛日变化及季节特征的卫星遥感研究与影响因子分析. 中国科学D辑: 地球科学, 2005, 35(增刊I): 187-194.
- [99] Keenan T D, McBride J, Holland G, et al. Diurnal variations during the Australia Monsoon Experiment (AMEX) phase II. Mon Wea Rev, 1989, 117: 2535-2547.
- [100] 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 Climate, 2008, 21: 3997-4010.
- [101] 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(11): 1274-1284.
- [102] 孙建华, 赵思雄. 1998年夏季长江流域梅雨期环流演变的特殊性探讨. 气候与环境研究, 2003, 8(3): 291-306.
- [103] 吴秋霞, 史历, 翁永辉, 等. AREMS/973模式系统对2004年中国汛期降水实时预报检验. 大气科学, 2007, 31(2): 298-310.
- [104] Uccellini L W. On the role of upper tropospheric jet streaks and leeside cyclogenesis in the development of low-level jets in the Great Plains. Mon Wea Rev, 1980, 108: 1689-1696.
- [105] Chen C, Tao W K, Lin P L, et al. The intensification of the low-level jet during the development of mesoscale convective systems on a Mei-Yu front. Mon Wea Rev, 1998, 126(2): 349-371.
- [106] 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.
- [107] 郑永光, 陈炯, 朱佩君. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征. 地球科学进展, 2008, 53(4): 471-481.
- [108] 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.
- [109] Chen H, Yu R, Li J, et al. Why nocturnal long-duration rainfall presents an eastward-delayed diurnal phase of rainfall down the Yangtze River valley. J Climate, 2010, 23(4): 905-917.
- [110] Gray W M, Jacobson Jr R W. Diurnal variation of deep cumulus convection. Mon Wea Rev, 1977, 105: 1171-1188.
- [111] Kousky V E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. Mon Wea Rev, 1980, 108: 488-498.
- [112] Reed R J, Jaffe K D. Diurnal variation of summer convection over West Africa and the tropical eastern Atlantic during 1974 and 1978. Mon Wea Rev, 1981, 109: 2527-2534.
- [113] Murakami M. Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and southeast Asia. Part I: Diurnal variation. J Meteor Soc Japan, 1983, 61: 60-76.
- [114] Mapes B E, Houze Jr R A. Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. Mon Wea Rev, 1993, 121: 1398-1415.
- [115] Augustine J A. The diurnal variation of large-scale inferred rainfall over the tropical Pacific Ocean during 1979. Mon Wea Rev, 1984, 112: 1745-1751.
- [116] Albright M D. Diurnal variation of deep convection and inferred precipitation in the central tropical Pacific during January-February 1979. Mon Wea Rev, 1985, 113: 1663-1680.
- [117] Bhatt B C, Nakamura K. Characteristics of monsoon rainfall around the Himalayas revealed by TRMM precipitation radar. Mon Wea Rev, 2005, 133: 149-165.
- [118] 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.
- [119] Germán P, Mesa O J, Salazar L, et al. The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia. Mon Wea Rev, 2005, 133: 228-240.
- [120] Randall D A, Harshvardhan, Dazlich D A. Diurnal variability of the hydrologic cycle in a general circulation model. J Atmos Sci, 1991, 48: 40-62.
- [121] Webster P J, Stephens G L. Tropical upper-tropospheric extended clouds: Inferences from Winter MONEX. J Atmos Sci, 1980, 37: 1521-1541.
- [122] Tao W K, Lang S, Simpson J, et al. Mechanisms of cloud-radiation interaction in the tropics and midlatitudes. J Atmos Sci, 1996, 53: 2624-265.
- [123] Chen S S, Houze Jr R A. Diurnal variation and lifecycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. Quart J Roy Meteor Soc, 1997, 123: 357-388.
- [124] Brier G W, Simpson J. Tropical cloudiness and rainfall related to pressure and tidal variations. Quart J Roy Meteor Soc, 1969, 95: 120-147.
- [125] Lindzen R. Effect of daily variations of cumulonimbus activity on the atmospheric semidiurnal tide. Mon Wea Rev, 1978, 106: 526-533.
- [126] Simpson J E. Diurnal changes in sea-breeze direction. J Appl Meteor, 1996, 35: 1166-1169.
- [127] Kousky V E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. Mon Wea Rev, 1980, 108: 488-498.
- [128] Mapes B E, Warner T T, Xu M. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part III: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. Mon Wea Rev, 2003, 131: 830-844.
- [129] Yang S, Smith E A. Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM. J Climate, 2006, 19: 5190-5225.
- [130] Clark J H E. Gravity Waves Driven by diurnal fluctuations in mesoscale heating. J Atmos Sci, 1999, 56: 769-783.
- [131] Daran L R, Warner T T, Chen F, et al. Mechanisms for diurnal boundary layer circulations in the Great Basin Desert. Mon Wea Rev, 2002, 130: 921-938.
- [132] Wai M M K, Smith E A. Linking boundary circulations and surface processes during FIFE 89. Part II: Maintenance of secondary circulation. J Atmos Sci, 1998, 55: 1260-1276.
- [133] Rabin R M, Stadler S, Wetzel P J, et al. Observed effects of landscape variability on convective clouds. Bull Amer Meteor Soc, 1990, 71: 272-280.
- [134] Justin A W C. The sensitivity of thermally driven mountain flows to land cover change. Ph.D Dissertation, Department of Meteorology, the University of Utah, 2006.
- [135] Chen Y L, Nash A J. Diurnal variation of surface airflow and rainfall frequencies on the island of Hawaii. Mon Wea Rev, 1994, 122:34-56.