

陈磊, 田文寿, 黄倩, 等. 西北中部半干旱区兴隆山森林岛降水机理的数值模拟[J]. 高原气象, 2012, 31(4): 885—899.

西北中部半干旱区兴隆山森林岛降水 机理的数值模拟

陈磊¹, 田文寿¹, 黄倩¹, 黄建平¹,
王婵¹, 孙兰东²

(1. 兰州大学 大气科学学院/半干旱气候变化教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国气象局 兰州干旱气象研究所/甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 甘肃 兰州 730002)

摘要: 通过 WRF V2.1.2 模式数值模拟试验并结合长期观测数据, 研究了中国西北半干旱区长期存在和维持的森林山区(兴隆山区, 103.84°E、35.86°N)的降水特征及其与周边地区的降水差异, 并探讨了造成这种差异的主要原因。结果表明, 兴隆山区与周边地区的降水差异主要表现在夏、秋季。在夏、秋季兴隆山区受东南湿润气流的影响, 获得较多的水汽输入和较稳定的水汽来源, 而山地地形则有利于截留东南气流携带的水汽并形成降水; 兴隆山区及其周边地区局地的蒸散差异对二者之间降水差异的贡献不大。另外, 兴隆山区土壤堆积覆盖的石质山构造和森林下垫面也有利于降水的截留和贮存以及植被的生长。因此, 有利于水汽输入的大尺度环流形势、地形对空中水汽的截留以及特殊的地质因素是兴隆山山区孤立森林岛在半干旱区长期存在和维持的原因。

关键词: 地形降水; 局地蒸散; 环流输送; 数值模拟

文章编号: 1000-0534(2012)04-0885-15 中图分类号: P426.6 文献标志码: A

1 引言

在中国西北半干旱区有一特殊的区域——兴隆山自然保护区, 它是目前黄土高原上仅存的几个森林岛之一, 年降水量在 500 mm 以上, 并随山体的上升而增加, 林区年降水量可超过 600 mm。植被类型由干草原过渡到针叶林和次生的落叶阔叶混交林, 进一步过渡到高寒灌丛草甸植被^[1]。与此形成鲜明对比的是位于兴隆山区西北方十几公里的兰州市区, 年降水量仅为 327 mm, 植被覆盖少, 具有典型的半干旱地区特征。那么, 是什么原因致使在很小的空间尺度上存在如此巨大的年降水差异, 在十几公里的空间距离上完成了由半干旱地区向植被茂密的森林地区这一剧烈转变? 兴隆山的森林岛又是如何在半干旱地区中产生和维持的? 本文试图从水汽来源收支和山地地形的贡献两个方面分析和回答这些问题。

大量的研究都表明^[2-18], 山地地形对降水的形成有非常重要的促进作用。早在 1979 年 Smith^[2]就系统地总结了前人的工作, 并指出地形对降水的加强作用。欧洲的 Mesoscale Alpine Programme (MAP)^[3]集中研究了阿尔卑斯山脉的中尺度山地地形对欧洲降水形势的影响^[4-7]。国内的研究者们也关注了青藏高原大地形对我国降水和干旱区的动力、热力影响。例如, 钱正安等^[8]分析了青藏高原大地形对中国西北干旱区降水的影响; 刘新等^[9]就青藏高原加热对降水的影响进行了研究; 朱素行等^[10]对季风区中尺度地形的降水影响进行了研究^[10]。国内外的研究者还通过一系列的理想数值试验研究地形与降水的相互作用机制^[11-15], 在这些理想试验中设计出不同性质、不同风速的气流通过各种形状的山, 从而研究气流—地形—降水之间的相互关系。Smith et al^[16-17]提出了地形降水线性理论并发展了地形降水模式。这些关于地形降水

收稿日期: 2011-01-14; 定稿日期: 2011-06-04

基金项目: 国家自然科学基金项目(40725015, 40730949); 高校中央业务费项目(860030)共同资助

作者简介: 陈磊(1981—), 男, 重庆合川人, 博士生, 主要从事半干旱气候和地气相互作用方面的研究

E-mail: chenleiz2008@lzu.edu.cn

的研究多是在水汽充沛的地区或者是给定了湿润的气流,具有足够的水汽以形成降水,地形对降水的影响非常明显。然而在中国西北半干旱区这一水汽含量较少的环境下,中小尺度的兴隆山山地地形对该地区降水的贡献有多大,是否是形成该地区特殊气候的主要原因,是本文需要分析的问题之一。

兴隆山区有明显高于周边地区的年降水量,其水汽的收支和来源是另一个需要关注的问题。影响降水的水汽因素包括局地蒸发量和外界的水汽辐合。兴隆山作为半干旱地区中的一个孤立森林岛,其下垫面的水汽输送应高于周边地区的半干旱草原、农田及城市等下垫面。是这一局地蒸发差异导致年降水量差异,还是外界的水汽辐合因素导致了该地区降水的差异?如果有外界的水汽输入,其来源于哪个方向是本文需要分析的另一个问题。

由于兴隆山区的观测资料相对缺乏,为了研究兴隆山地区特殊的年降水量和森林岛的成因,兰州大学从 2008 年 7 月至 2009 年 11 月在兴隆山进行了加强观测试验。本文试图利用天气尺度的个例数值模拟和气候尺度的站点观测资料,对兴隆山区和兰州地区进行对比研究,以期获得造成该地区特殊降水形势的成因和维持机制的进一步认识,有助于理解西北半干旱区中植被变化和维持的机制。

2 数值试验设计和观测数据

为了研究兴隆山—兰州地区的特殊降水形势的形成原因,先通过个例模拟和敏感性试验进行诊断分析,再结合长期的实际观测数据进行验证对比。根据 2007 年的气象观测资料选取兴隆山区有降水而兰州地区无降水的 5 个个例(见表 1),采用 WRF V2.1.2 模式分别进行数值模拟试验,通过诊断分析这些个例中的流场特征和水分收支的特点,探讨

表 1 模拟试验的初始场选择和模拟时间

Table 1 The initial conditions and integration time for the numerical experiments

模拟试验	初始时间 /(月-日-时)	模拟时间 /h
试验 E1	04-22-02:00	48
试验 E2	04-29-02:00	48
试验 E3	06-13-02:00	48
试验 E4	06-30-02:00	78
试验 E5	09-02-02:00	48
试验 E6	09-02-02:00	48

兴隆山区特殊降水形势的成因。

表 1 是 5 次模拟试验和 1 次敏感性试验的初始场和相对应的模式积分时间。试验 E1~E5 分别代表模拟的 5 个个例,在每个个例中兴隆山区都有较多的降水,兰州地区没有降水。每次模拟中初始场选择为降水出现的前一天,以便于模式的自调整和云雨的充分形成。试验 E4 中因降水时间维持较长(7 月 1—3 日)而选择较长的模拟时间。同时为了研究兴隆山山地地形对该地区降水的贡献,还对兴隆山区进行了去山敏感性试验 E6(见表 1),模拟时间与试验 E5 相同,将该地区的地形高度改为南北方向的线性变化,以研究山地地形对降水的影响。5 个模拟个例的时间分别选取 2007 年春(试验 E1、E2)、夏(试验 E3、E4)、秋(试验 E5、E6)3 个季节,基本能代表各个季节的植被和水汽情况。

研究区域的选择和嵌套情况如图 1 所示。模拟试验采用三重嵌套,以使第三层区域(D03)达到较高的分辨率(1 km),同时又能将兴隆山区、兰州城区以及部分周边地区包括在内。在垂直方向上模式分为 27 层,模拟高度达到 50 hPa。选取模拟试验的微物理方案为 Kessler 方案^[19],长波和短波辐射方案分别为 RRTM 方案^[20]和 Dudhia 方案^[21],陆面过程为 Noah 参数化方案^[22],边界层方案为 YSU 方案^[23],积云参数化方案在 D01 区域采用 Kain—Fritsch 方案^[24],D02 和 D03 区域因分辨率过高而不采用积云参数化方案。

图 1a 给出了 7 月个例(试验 E4)模拟区域的植被覆盖率分布和地形特征。从图 1a 中可看出,区域 D01 植被覆盖为西北低、东南高;区域 D03 的西北、东南及西南方向都有较高的植被覆盖,而东北方向植被覆盖率较低;主要研究区域 D03 的植被覆盖和地形特征如图 1b 所示。区域 D03 以兰州城区和兴隆山区为中心,包括了周边数十公里的地区。区域 D03 的 7 月植被覆盖率呈西南向东北逐渐减小,最大植被覆盖率出现在模拟区域西南角,在中部兴隆山区也有较大的植被覆盖。在其他试验中植被覆盖率等比例缩小而分布特征不变。图 1b 中 2 个方形区域分别为兰州城区和兴隆山区,兴隆山区位于兰州市东南十几公里处,主要包括马衔山(图中海拔最高的区域)和兴隆山(马衔山以北的两座山峰)等山区,具有较高的植被覆盖率和相对较高的海拔高度,下垫面类型主要为农地、草地、森林等。在去山敏感性试验中,将图 1b 中兴隆山区(方形区域)中地形高度修改为南北走向的线性变化;兰州

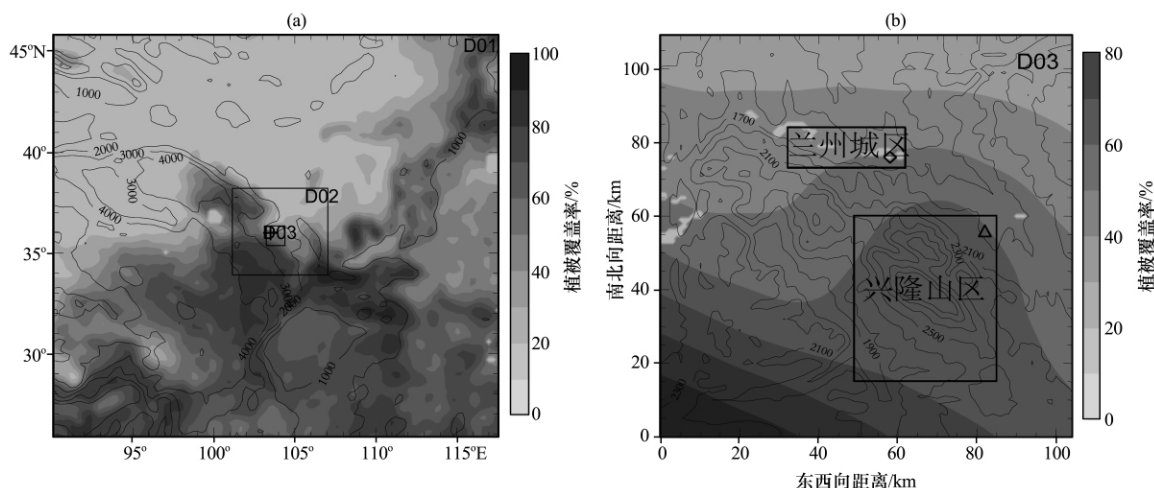


图 1 试验 E4 中模拟区域植被覆盖率(阴影区, 单位: %)和地形高度(等值线, 单位: m)

(a) 三重嵌套, (b) D03 区域, 菱形代表兰州站, 三角形代表榆中站, 大小方框分别代表兴隆山地区和兰州城区(下同)
Fig. 1 The vegetation cover (the shaded, unit: %) and topography (isoline, unit: m) in simulation area in Exp. E4. (a) three nested domains, (b) Area D03. Diamond represents the position of Lanzhou station and triangle represents Yuzhong station. The big and small rectangles represent the area of Xinglong Mountain and the city area of Lanzhou, respectively(hereafter it is the same)

城区位于地势较低的山谷中, 植被覆盖率较低, 几个植被覆盖率的低值中心位于兰州城区中, 下垫面类型主要为城市下垫面。但是仅对个例进行的模拟研究, 还不足以回答该区域长期的特殊降水形势这一气候问题。因此, 在对个例分析的基础上, 还利用 1998—2007 年间兰州站和榆中站(观测站位置如图 1b 所示)的温度、降水和风场的实测数据, 与数值试验的结果进行对比分析。

3 模拟结果分析

3.1 局地环流形势造成的兴隆山区的云水异常

对所有的模拟试验, 取 24 h 作为模式自调整和云雨充分形成的时间。另外, 在较高分辨率的区域 D03 没有采用积云参数化方案, 不能模拟出降水, 采用云水和雨水代替降水进行分析研究。图 2 是试验 E1~E5 中区域 D03 日平均气柱总云水含量和总雨水含量的分布。从图 2 中可看出, 春季个例中(试验 E1、E2)云水和雨水的分布呈南多北少(图 2a~c), 这与试验区域的水汽分布情况一致(图略), 试验 E2 中云雨未充分形成, 气柱云水含量少, 只在试验区域东南角有少量雨水生成(图 2d)。在夏季个例中(试验 E3、E4), 兴隆山区是一个明显的云水、雨水高值中心, 而兰州城区是云水、雨水含量的低值区(图 2d~h)。在秋季个例中(试验 E5), 模拟区域的云水和雨水分布呈东南高、西北

低的形势, 兴隆山区处于高值区, 而兰州处于低值区(图 2i、j)。对比兴隆山区和兰州城区所有云水、雨水含量个例, 发现兴隆山区的云水、雨水含量在所有个例中都远高于兰州城区, 在夏季个例中这一差异尤为明显, 分别成为模拟区域的云水、雨水含量的高值和低值中心。

然而, 从不同季节个例的对比可以看出, 夏、秋季个例(试验 E3~E5)的云雨气柱总量比春季个例(试验 E1、E2)高, 最高的气柱云水、雨水含量出现在试验 E4 中(图 2g、h), 这与该个例有较长时间的降水情况相吻合。

从模拟的云水、雨水的结果来看, 虽然不能模拟出实际的降水, 但是模拟结果能够反映出兰州和兴隆山区降水形势的差异。兴隆山区上空有充沛的云水、雨水, 形成降水的可能性较大; 兰州城区上空的云水、雨水含量少, 不易形成降水; 从不同季节个例的模拟结果来看, 夏、秋季个例的云水、雨水总量明显高于春季个例, 降水概率或雨量较大; 兰州城区和兴隆山区的云水、雨水差异也在夏季个例中最明显, 秋季个例次之, 春季个例最小。

在模拟出该地区云水、雨水的差异之后, 我们从模拟的温度场和风场分析造成差异的成因。在所有个例的日平均近地面温度场中, 兰州城区都是高温中心, 而兴隆山区都是低温区, 山顶为低温中

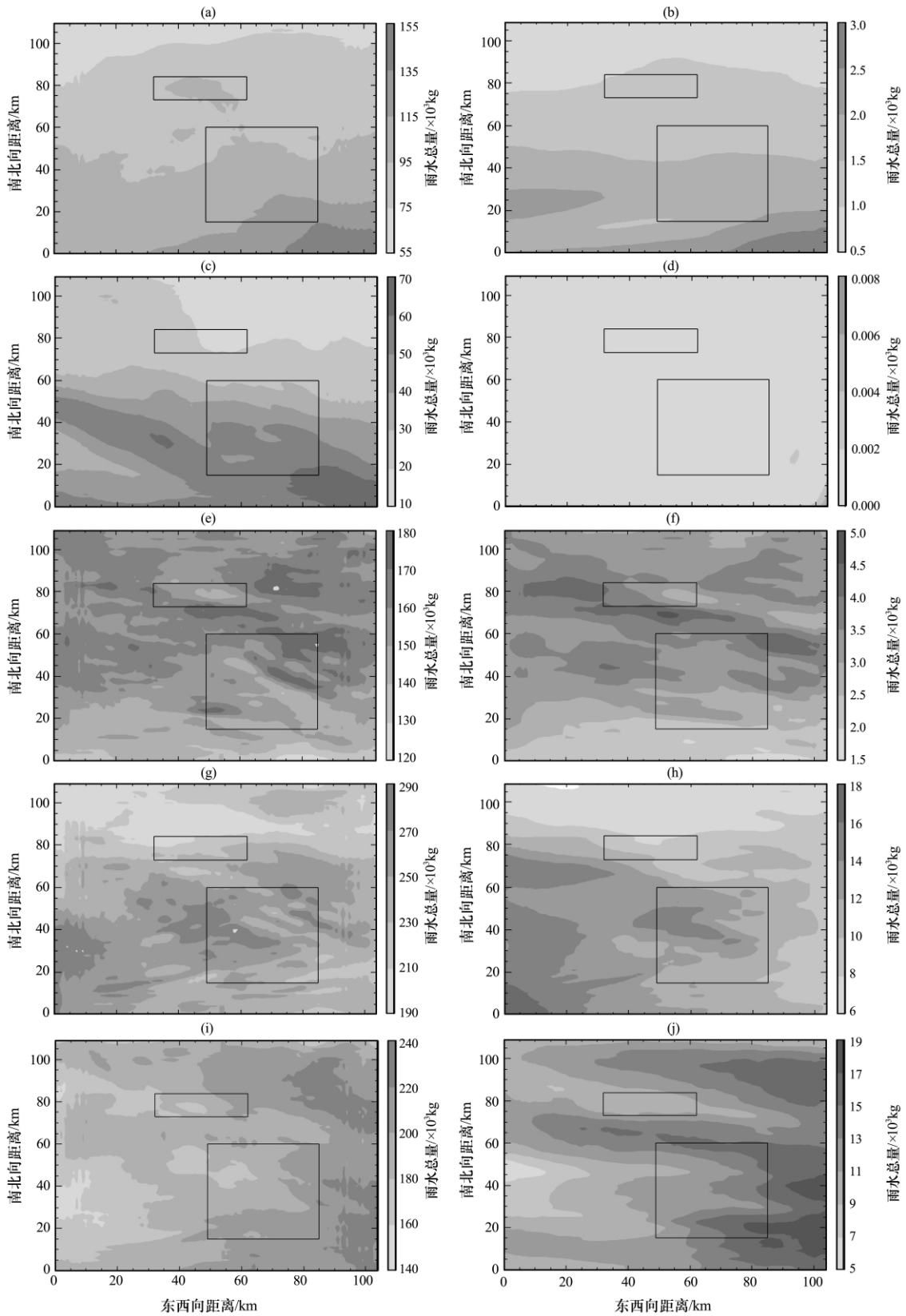


图 2 区域 D03 日平均气柱总云水质量(左)和总雨水质量(右)分布

(a), (b) 试验 E1, (c), (d) 试验 E2, (e), (f) 试验 E3, (g), (h) 试验 E4, (i), (j) 试验 E5

Fig. 2 The distributions of daily mean column cloud water mass (left) and column rain water mass(right) in Area D03. (a), (b) Exp. E1, (c), (d) Exp. E2,

(e), (f) Exp. E3, (g), (h) Exp. E4, (i), (j) Exp. E5

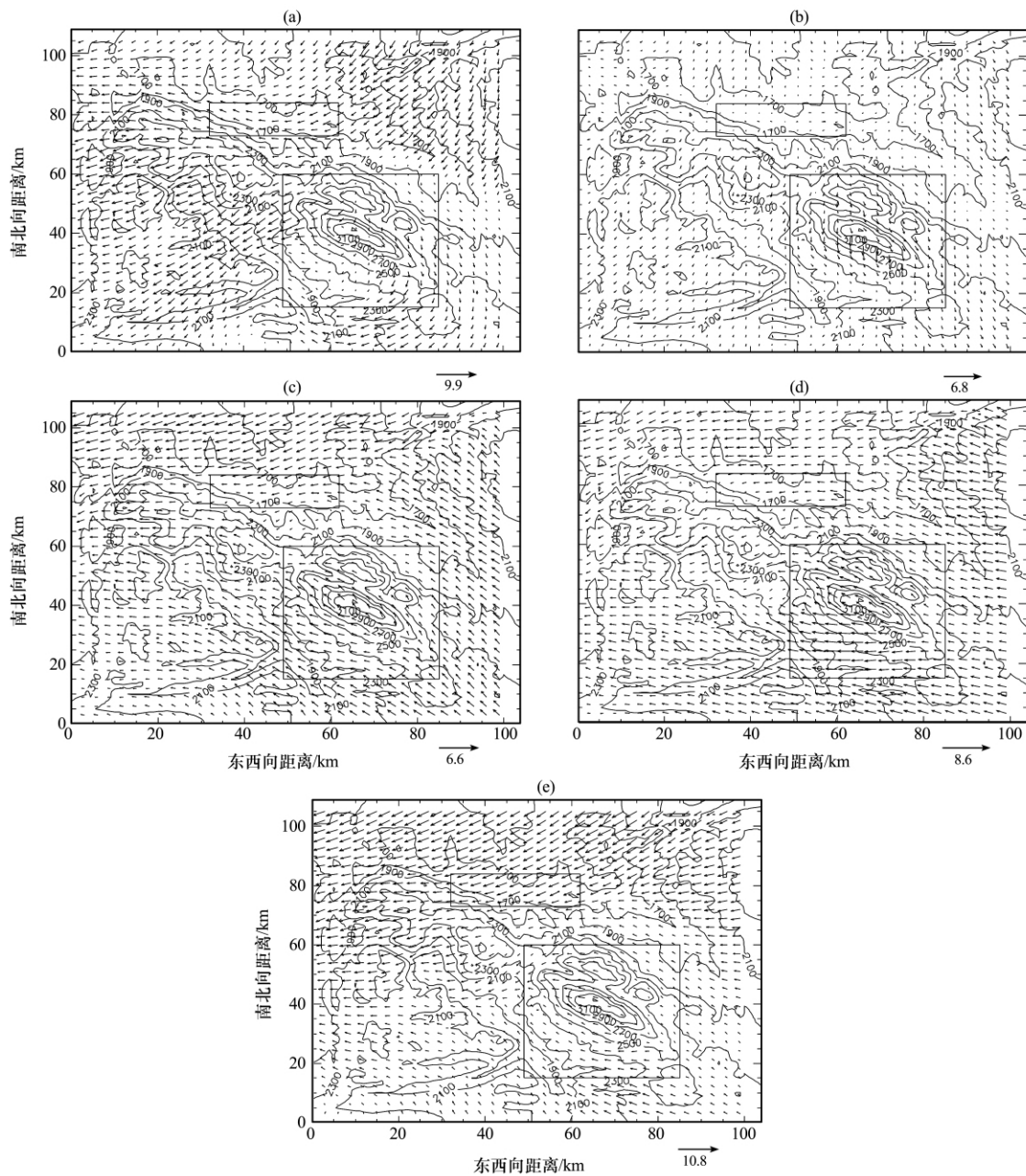


图 3 区域 D03 近地面日平均风场(矢量, 单位: $m \cdot s^{-1}$)和地形高度(等值线, 单位: m)

(a) 试验 E1, (b) 试验 E2, (c) 试验 E3, (d) 试验 E4, (e) 试验 E5

Fig. 3 Daily mean wind field(vector, unit: $m \cdot s^{-1}$) near the surface and orography height (isoline, unit: m) in Area D03. (a) Exp. E1, (b) Exp. E2, (c) Exp. E3, (d) Exp. E4, (e) Exp. E5

森林冷岛效应以及两个地区的海拔差异。不同试验的温度差异也体现出明显的季节变化特征(图略)。由垂直方向上兴隆山区和兰州城区的温度廓线计算出的日平均布伦特-维塞拉频率($N^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z}$, 1.8 km 以下的平均值)和 Froude 数($Fr = U/NH$, 这里 U 为兴隆山区域内 1.8 km 以下的平均风速, H 为兴隆山地形的最大高度, N 为布伦特-维塞拉频

率)如表 2 所示。由于布伦特-维塞拉频率是 Boussinesq 流体静力稳定度的一个度量, 从表 2 中 N 的大小可以看出, 除试验 E1 外, 兰州城区的大气稳定度高于兴隆山区, 两个地区的稳定度差异在夏季个例中(试验 E3、E4)最为明显, 秋季个例(试验 E5)次之, 春季个例差异很小(试验 E2)或者出现相反特例(试验 E1)。兰州城区相对较高的稳定度不利于地面的水汽向高空输送, 而兴隆山区

表 2 兰州—兴隆山地区日平均布伦特—维塞拉频率 N 和 Froude 数 ($Fr=U/NH$)

Table 2 Daily mean Brunt-Visalla frequency and the Froude number in Lanzhou-Xinglong regions and Xinglong Mountain region

试验名	兴隆山 $N/(\times 10^{-3}s^{-1})$	兰州 $N/(\times 10^{-3}s^{-1})$	兴隆山 Froude 数
试验 E1	9.90	7.50	0.43
试验 E2	7.57	7.84	0.74
试验 E3	7.30	9.38	0.63
试验 E4	9.54	10.70	0.51
试验 E5	6.76	7.26	1.15

相对较低的稳定度更有利于水汽的输送和云雨的形成。

图 3 为试验 E1~E5 中区域 D03 近地面日平均水平风场。试验 E1 中模拟区域受强烈的东北风影响,最大风速为 $9.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。在兰州城区东北风逐渐转向成为东南风,在兴隆山区过山气流垂直于山脊线方向, Froude 数约为 0.43,伴有爬坡气流和绕流,且倾向于绕流为主(图 3a)。试验 E2 中 D03 区域以较弱北风为主,最大风速为 $6.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,兰州城区有较弱的北风和东风,兴隆山区的 Froude 数约为 0.74,过山气流以爬坡气流为主并伴有少量绕流(图 3b)。模拟结果中 Froude 数与过山气流的流型关系符合 Hunt^[25]提出的不同 Froude 数下的

气流过孤立山体的流型特征。试验 E3~E5 中的流场与试验 E1~E2 中模拟区域内以北风为主的流场形势不同,都呈现出东北风与东南风交汇的特殊环流形势。试验 E3 中最大风速为 $6.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,兰州城区主要受来自东北方向气流的影响,兴隆山区位于来自东南方向的气流影响区域中,过山气流沿山脊线方向, Froude 数约为 0.63,东南气流与东北气流在兴隆山与兰州城区之间的区域交汇,两支气流风速接近、强度相似(图 3c)。试验 E4 与试验 E3 环流形势相似,兰州城区与兴隆山区分别位于东北、东南两支气流的影响区域,最大风速为 $8.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,东南气流较强而东北气流较弱(图 3d)。试验 E5 中区域 D03 受较强的东北风和较弱的东南风影响,最大风速为 $10.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。东北气流影响区域较试验 E3、E4 明显南移,兰州城区完全处于东北气流影响区域,但兴隆山区仍然受东南气流的影响(图 3e)。从图 3 中还可看出,模拟的流场形势有明显的季节特征:春季个例(试验 E1、E2)中研究区域都处于北方气流的控制中;夏季个例(试验 E3、E4)中模拟区域流场形势主要体现为东北、东南气流交汇,东南气流稍强;秋季个例(试验 E5)与夏季个例相似而东北气流稍强。值得注意的是,所有的个例中兰州城区都受到来自东北方气流的影响。除了春季的 2 个个例外,兴隆山区都受到来自东南方向气流的影响。而在夏、秋季个例中,东

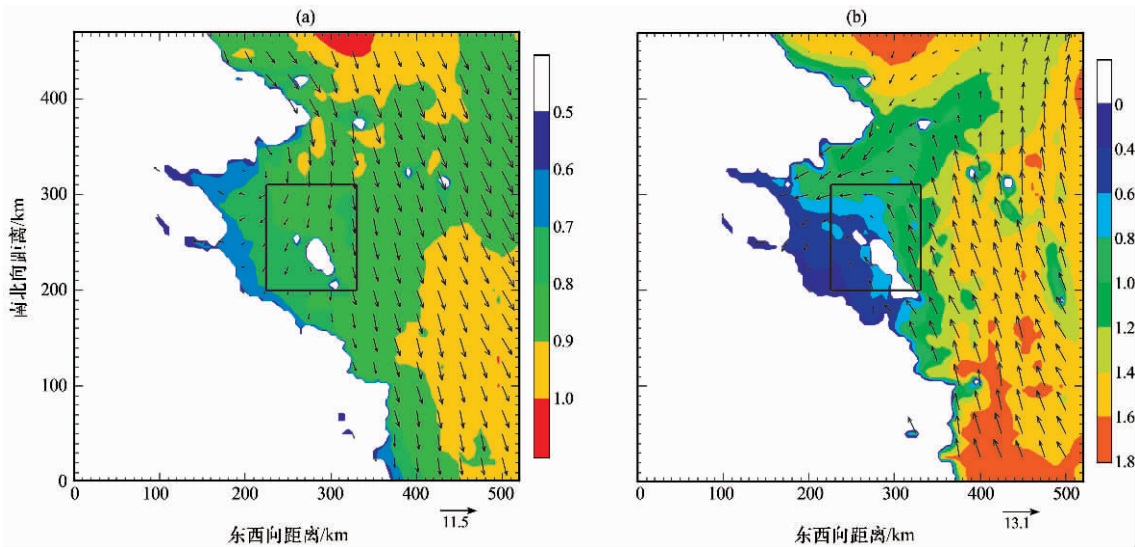


图 4 区域 D02 中 750 hPa 日平均水汽混合比(彩色区,单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)和日平均风场(矢量,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) (a) 试验 E2, (b) 试验 E3, 方形区域代表区域 D03, 白区域代表 750 hPa 在地形高度以下

Fig. 4 Daily mean water vapor mixing ratio (colour area, unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) and wind field (vector, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) on 750 hPa in Area D02. (a) Exp. E2, (b) Exp. E3. Square represents Area D03,

南、东北两支气流都交汇于兰州城区和兴隆山区之间的区域。

在对近地面流场的分析中发现,区域 D03 夏、秋季个例的模拟中都存在东南、东北气流相交这一特殊流场形势,而且在所有试验中兴隆山区和兰州城区都处于单一性质的气流控制之下。从图 1a 中可看出,区域 D03 东北方向的广大区域是植被覆盖度极低的干旱地区,东南方以及南方都有较高植被覆盖的湿润地区。图 4 给出了 750 hPa 区域 D02 的日平均水汽分布和 wind 场。需要指出的是,750 hPa 在区域 D02 中一部分区域已在地形高度以下,因此没有画出在这些区域的水汽和 wind 场(图 4 中的白色区域)。从图 4 中可看出,春季个例中(试验 E2)区域 D02 也都处于西北气流的控制之下,西北气流的上风向,模拟区域西北边界附近有明显的水汽高值区,表明水汽自区域 D02 外由西北方向输入,给区域 D03 的降水提供了水汽来源(图 4a)。夏季个例(试验 E3)中区域 D02 也有东北、东南气流交汇的形势,东南方向和北方都有水汽高值区。东南气流风速较大,东南水汽中心的水汽向北输送较强,水汽高值区沿风向延伸到区域 D03 的东南方;北方的水汽中心由于风速较小而基本没有向南输送,导致区域 D03 的北方和东北方水汽较少(图 4b)。因此,区域 D03 的东南气流水汽含量高而东北气流相对干燥,其降雨过程的水汽来自东南气流的水汽输入。对比图 4a 和 b 可以看出,春季个例的水汽较夏季个例的少,与春季个例中雨水含量较少相一致。同时还可以看出,区域 D03 在春、夏季个例中都是该地区的一个水汽低值区,其降水过程依赖与外界的水汽输入。在其他试验中,试验 E1 与试验 E2 类似,试验 E3~E5 类似,风场和水汽场的分布有所差异,但可以得出类似的结论。

对于区域 D03,在春季个例中,整个模拟区域都处于北风、东北风控制之下,区域上空形成的云雨较夏季少(图 2a~d)。在夏、秋季个例中,考虑到地形和稳定度等影响云雨形成的因素,模拟区域云水、雨水含量的高值区和低值区与东南气流和东北气流的控制区域虽不完全一致,但存在一定的对应关系(图 2、3)。兰州城区受到干燥的东北气流控制,水汽输入较少且稳定度相对较高,不利于云雨的形成;兴隆山区在夏、秋季受水汽含量较高的东南气流的影响,有较高的外界水汽输入且稳定度相对较低,因而有较高的气柱云水、雨水含量。试验 E4 中的东南气流是所有个例中最强的,相应的气

柱云水、雨水含量也最高,降雨时间较长。这进一步说明东南气流的水汽输送对试验区域的云雨过程有重要的影响。

综上所述,夏、秋季试验区域内东北、东南两支干湿气流交汇的流场形势以及兰州—兴隆山区的大气稳定度不同是影响该地区云雨过程和降水差异的重要因素。

在初步定性分析了试验区域的空中云水含量和降水形势与外界气流的水汽输入关系后,下面将进一步对该问题进行定量分析。

结合地表水汽通量、风场以及水汽场的模拟结果,计算出各个格点气柱水汽的收支情况,定量的分析水汽平流输送的作用,以及外界水汽输送与下垫面水汽输送对气柱水汽变化的贡献。

格点水汽质量随时间的变化等于该格点的局地变化与水汽平流输送引起的变化之和,即:

$$\frac{dm_w}{dt} = \frac{\partial m_w}{\partial t} + u \frac{\partial m_w}{\partial x} + v \frac{\partial m_w}{\partial y} + w \frac{\partial m_w}{\partial z} \quad (1)$$

对于气柱总水汽质量,由于没有降水过程,局地变化可认为是格点下垫面对气柱的水汽输送,可以用地表水汽通量乘以格点面积来计算单位时间内由下垫面输入气柱的水汽质量;同时气柱内部的垂直输送对气柱水汽总质量没有影响,则对于气柱水汽总质量(式(1))可写为

$$\frac{dm_{wall}}{dt} = F_{evapor} S + \int_0^{\infty} \left(u \frac{\partial m_w}{\partial x} + v \frac{\partial m_w}{\partial y} \right) dz \quad (2)$$

其中: m_{wall} 为气柱水汽总质量; F_{evapor} 为地表水汽通量; S 为格点面积; m_w 为格点水汽质量。用式(2)可以分别计算出局地蒸散和外界输送对气柱水汽变化的影响。

图 5 是试验 E1~E5 中区域 D03 下垫面的向上水汽输送(图 5 中左图)和平流水汽输送(图 5 中右图)引起的气柱水汽日平均变化率分布。从图 5 中可看出,下垫面的水汽向上输送使气柱水汽增加,而平流的水汽输送对气柱水汽的影响有正有负,水汽输入引起气柱水汽增加的区域多在山体的迎风坡。

需要注意的是,平流输送引起的气柱水汽变化比下垫面水汽输送导致的气柱水汽变化要大 1~2 个量级,下垫面向上水汽输送量最大,约为 $0.45 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,而水汽的平流输送量可达到 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上。不同试验中兴隆山区的外界水汽输入可

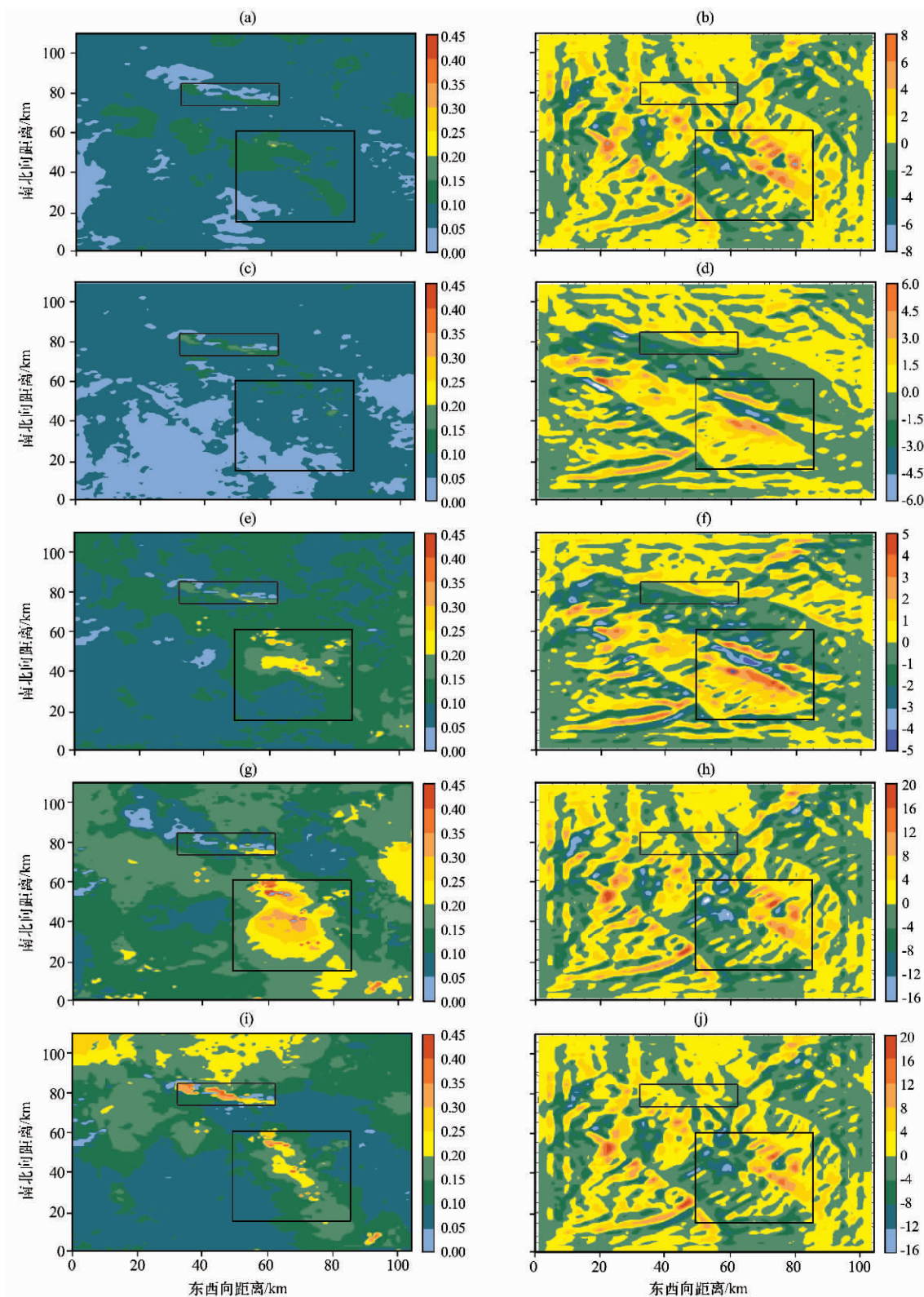


图 5 区域 D03 日平均的下垫面水汽输送(左)和平流水汽输送(右)导致的气柱水汽变化分布(单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

(a)、(b) 试验 E1, (c)、(d) 试验 E2, (e)、(f) 试验 E3, (g)、(h) 试验 E4, (i)、(j) 试验 E5

Fig. 5 The distribution of daily mean change of column water vapor from surface(left) and advection(right) water vapor transport in Area D03. Unit: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$. (a), (b) Exp. E1, (c), (d) Exp. E2,

(e), (f) Exp. E3, (g), (h) Exp. E4, (i), (j) Exp. E5

以解释其气柱水汽增长的 75%~91%(区域平均、日平均), 兰州城区也有 65%~87%的气柱水汽增长来自外界输入。这说明外界水汽的平流输送是造成试验区域水汽变化的主要因素, 局地的下垫面水汽输送是次要因素。

对不同试验的模拟结果进行对比分析, 发现下垫面的水汽输送有明显的季节变化特征, 春季的地表水汽通量较低, 而夏、秋季的较高, 这与试验区域的植被覆盖以及太阳辐射季节变化一致; 平流水汽输送没有明显的季节特征, 试验 E4、E5 有较强的平流水汽输送(图 5h、j), 与东南湿润气流的输入一致; 试验 E1、E2 的平流输送较弱(图 5b、d), 同时也与北方气流控制整个试验区域相一致; 试验 E3 的平流输送也较弱(图 5f), 其低空水平风速是所有个例中最小的。从图 5 中还可以看出, 兰州城区和兴隆山区不同的水汽收支特点是: 兴隆山区是地表水汽通量的高值中心, 而兰州城区是低值区, 这与两个地区的下垫面特征相符合, 兴隆山区可以从下垫面获得更多的水汽输入, 这一差异在夏、秋季最为明显(图 5e、g、i); 在水汽的水平输送上,

兴隆山区因平流输送而导致的水汽增加是整个试验区域最高的, 兰州城区虽然有水汽的平流输入但远小于兴隆山区(图 5f、h、j), 这与先前对两支气流的分析结果相符合。

综上所述, 试验区域内气柱水汽变化的主要原因是外界的水汽平流输送, 局地下垫面向上的水汽输送是次要原因。兴隆山区可以获得更多的平流水汽输入, 气柱的水汽增长较快, 同时有相对较低的稳定度和山地地形对气流的抬升作用, 有利于云雨和降水的形成; 兰州城区的平流水汽输入远低于兴隆山区, 大气静力稳定度又高于兴隆山区, 不利于云雨和降水的形成。在夏、秋季个例中, 两个地区又分别处于两支具有不同干湿特征气流的控制之中, 进一步加大了两个地区之间的差异, 而且在春季个例中兴隆山区水汽来自西北方, 在夏、秋季个例中兴隆山区的水汽来源主要来自其东南方的水汽输入。

3.2 地形作用造成的兴隆山区的降水异常

为了进一步了解兴隆山区的山地地形对该地区降水的贡献, 设计了去山敏感性试验 E6, 其试验设

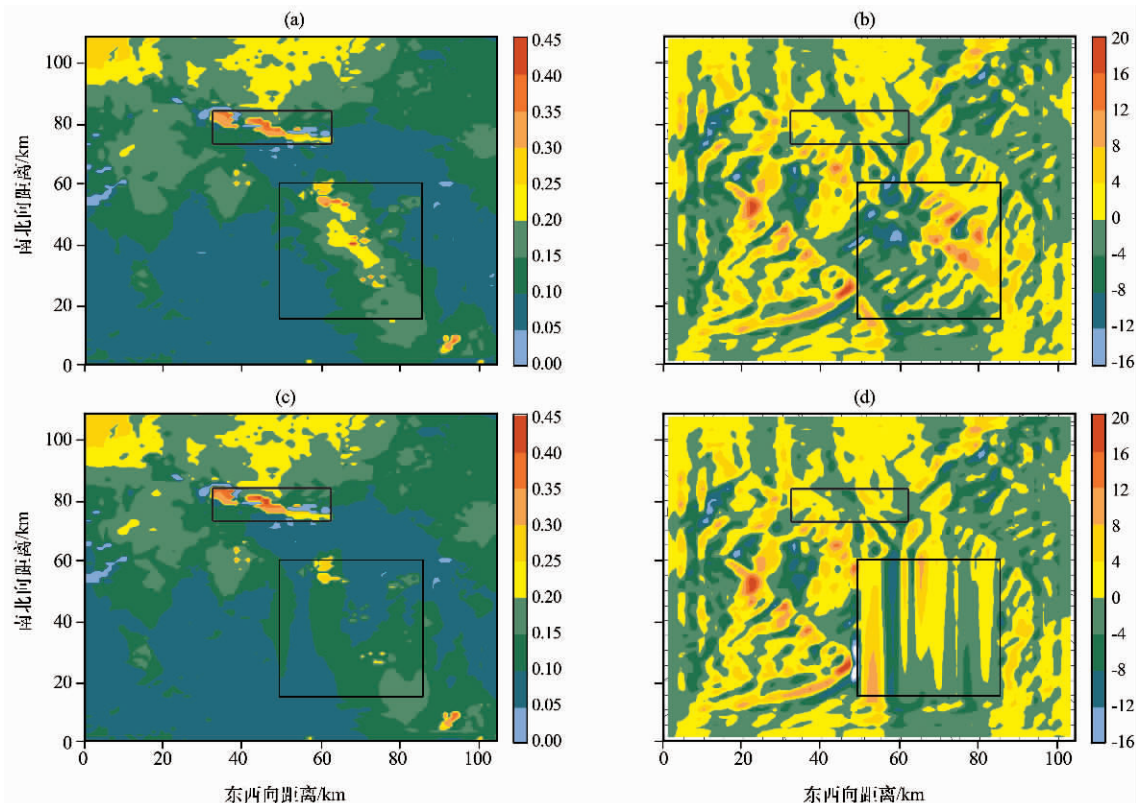


图 6 试验 E5(a、b)与试验 E6(c、d)中下垫面(左)与平流(右)水汽输送导致的日平均气柱水汽变化对比(单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

Fig. 6 The comparison of daily mean column water vapor change for surface (left) and advection

(right) water vapor transport between Exp. E5 (a, b) and Exp. E6 (c, d). Unit: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$

计与控制试验 E5 相同, 仅将兴隆山区的地形高度修改为南北向线性变化, 使得山地地形变为坡度很小的斜坡地形。对比敏感试验和控制试验的结果, 从而分析山地地形的作用。

图 6 与图 5 类似, 是控制试验 E5 和去山敏感性试验 E6 之间的对比。从图 6 中可看出, 去掉兴隆山山地地形后, 兴隆山区原有的地面水汽输送高值区消失, 下垫面向大气输送的水汽减少(图 6a、c), 兴隆山区东北部(兴隆山两山和马衔山东北坡)是兴隆山区降水最多、森林覆盖最高的区域。去山前其上空有平流导致的气柱水汽高值区, 去山后该区域平流导致的气柱水汽变化减小(图 6b、d)。去山后地面水汽输送和平流水汽输送的减少会导致此区域水汽累积减缓, 最终致使区域水汽含量的减少。去山试验的结果表明, 山地地形可以增加其上空水汽的平流输入, 也可以加强下垫面水汽向上输送, 山地地形对其区域内水汽含量的增加有着重要的作用。兴隆山区的山地地形还会使水汽在其山区上空辐合增加, 山地地形的强迫也有利于降水的形成。其东面的水汽平流输送高值区所在的区域大多是山谷和山沟(图 1b 和图 6b), 缺乏地形强迫抬升

不利于降水。其他地区没有强的水汽平流输入(图 6b)。因此, 相对于周边地区, 兴隆山的山地地形对降水的促进作用最明显。因此可以认为, 春季个例中试验区域都受北方气流控制时和夏、秋季个例中受东南气流控制的区域, 主导气流性质相近, 兴隆山的山地地形是导致降水差异的主因。

值得注意的是, 在图 6b 的模拟区域中水汽有一些南北走向的条状分布, 这可能是由于改变模式地形变化产生的不必要的杂波和数值噪音。

图 7 是去山后 650 hPa 上水汽通量和混合比的变化(试验 E6 减试验 E5)。从水汽通量的变化可以看出, 去山后兴隆山的水汽输送体现向外辐散的特征, 尤其是在原山体的背风面(山区的西北角)是主要的水汽出口, 原山体的迎风坡(山区的东南角)也有较弱的向外水汽输出。去山后, 原山体背风坡出现一个气旋性流场变化。原山体的背风坡有一个水汽增加中心, 沿水汽向外输送路径向外延伸, 在下风向形成一个明显的水汽增加区。去山后水汽会向山区外辐散并在原山体的下风向增湿, 反之, 山地地形会使水汽向山区辐合, 与图 6 的结论一致。因此, 地形的作用在迎风坡增加水汽输入, 更主要的是山体显著地减少了水汽在下风向的流出, 将水汽截留在山区内并使下风向变干。总的来说, 兴隆山的山地地形对水汽输送的影响主要体现为对水汽的截留作用。

图 8 是试验 E6 与试验 E5 在区域 D03 的日平均气柱总云水和总雨水质量的对比。去掉兴隆山区的山地地形后, 兴隆山区的气柱云水质量略有下降(图 8a、c), 整个山区云水减少了 0.4%。山体迎风坡的气柱雨水高值区在去山后消失(图 8b、d), 反映出山体迎风坡强迫抬升作用有利于雨水的形成, 整个山区雨水减少了 0.7%。雨水减少的幅度大于云水减少的幅度, 反映出山地地形更有利于雨水的形成。值得注意的是, 去山后在其下风向(兴隆山区的西北方和西方)的云水、雨水含量有少量增加, 气柱水汽质量也有类似的现象(图略), 说明该地区山地地形截留了东南气流中的水汽, 增加了地形上空的水汽含量。这与图 7 的结果相一致。再加上山地地形的强迫抬升作用, 有利于该地区云雨的形成。

对比分析兴隆山区和兰州地区的差异, 结果表明, 在去掉山地地形后, 试验区域云水和雨水的分布变化较小, 兰州城区和兴隆山区的云雨差异有所减小但不显著, 两个地区的云水、雨水差异仍然非

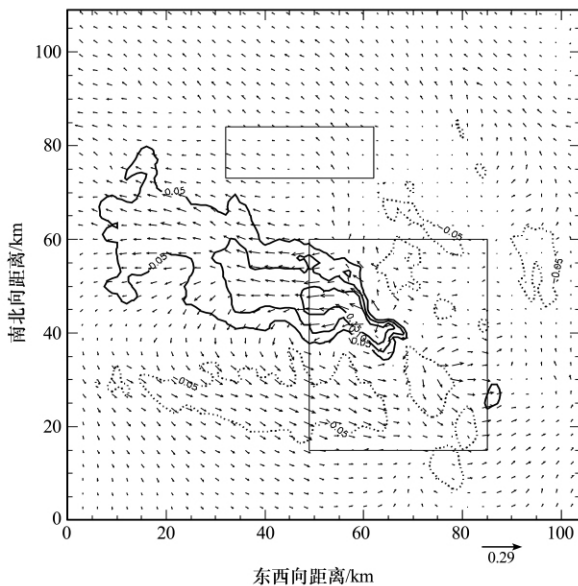


图 7 650 hPa 试验 E6—E5 水汽通量(矢量, 单位: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$)和水汽混合比(等值线, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)变化
点线表示减少, 实线表示增加

Fig. 7 The difference of water vapor flux (vector, unit: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$) and mixing ratio (contour, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) on 650 hPa from Exp. E6 minus Exp. E5.

Solid lines represent positive contours, dotted lines represent negative contours

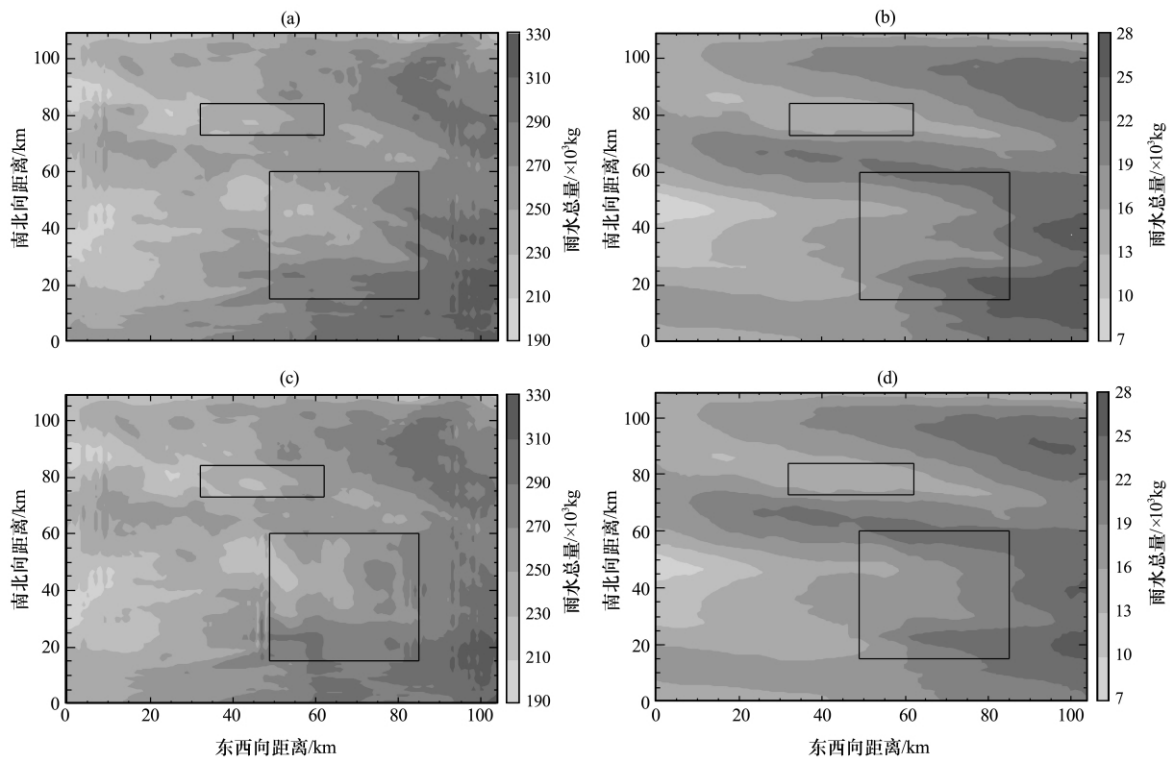


图 8 试验 E5(a, b)与试验 E6(c, d)中日平均气柱总云水质量(左)和总雨水质量(右)对比
 Fig. 8 The comparison of daily mean column cloud water mass (left) and column rain water mass (right) between Exp. E5 (a, b) and Exp. E6 (c, d)

常明显。由此可以看出,兴隆山区的山地地形对两地降水差异的形成有一定贡献,但这并不是兴隆山区与兰州城区降水差异的主要原因。结合前文的分析,可以认为主要控制气流的干湿性质差异(夏季)和两地地形的差异(春季)是造成两地降水形势不同的主因。在春季个例中(试验 E1、E2),虽然兴隆山区和兰州城区都处于相近性质的气流控制之下,但是兴隆山区的山地地形较兰州城区的山谷地形更有利于截留空气中的水汽,图 5b、d 中兴隆山区和兰州城区的水汽输入差异及去山试验的结果可以说明这一问题,即兴隆山区可以汇集更多的水汽,因而在试验 E1、E2 中也能看到兴隆山区与兰州城区的云雨差异。然而在秋季个例中去掉山体后,两个地区依然存在较高的云水、雨水差异,这进一步说明山地地形并非两地主要云雨差异的唯一原因。在去掉山体以后,近地面风场在兴隆山区有所变化,但是整个 D03 区域中东北、东南气流相交汇的流场形势保持不变(图略)。控制兴隆山区和兰州城区的主要气流没有变化。因此,兰州城区和兴隆山区大尺度环流形势的差异对两地云水、雨水差异贡献比局地地形差异的贡献要重要的多,同时这也说明对处于半干旱地区的山体而言,外界的水汽输入对降

水的作用比地形降水效应更为重要。当水汽输入相同时,如春、夏季个例中东南气流控制区域内,兴隆山区的山地地形对水汽的截留作用以及地形强迫抬升是造成降水差异的主要因素。

需要指出的是,除了兴隆山的直接地形作用以外,其地理和地质特点对森林覆盖有重要的作用。兴隆山作为黄土高原上唯一超过 3 600 m 的高山,具有石质构造,山区内基岩裂隙和山间沟谷砾石层中贮有丰富的地下水^[26]。除了兴隆山的森林下垫面对降水的截留作用外,其土壤堆积下的石质构造可以使降水无法下渗至更深的地层而保持在植物的根系区,有利于植被的生长。石质构造中的裂隙和砾石层对地下水的贮存作用对森林的长期维持也有重要的作用。同时兴隆山以南地形相对平坦,没有较高的中尺度山体截留东南方输送的水汽,使得东南方向的水汽可以大量的输送到兴隆山地区。

3.3 兴隆山区局地环流和降水的气候特征

前面从天气学角度上诊断分析了个例模拟和数值试验结果,揭示了兰州—兴隆山区域的流场、温度场和水汽变化的一些特征,但其可靠性需要从气候分析的角度进行验证。为此选取位于兰州城区东南角的兰州站以及位于兴隆山区东北角的榆中站,

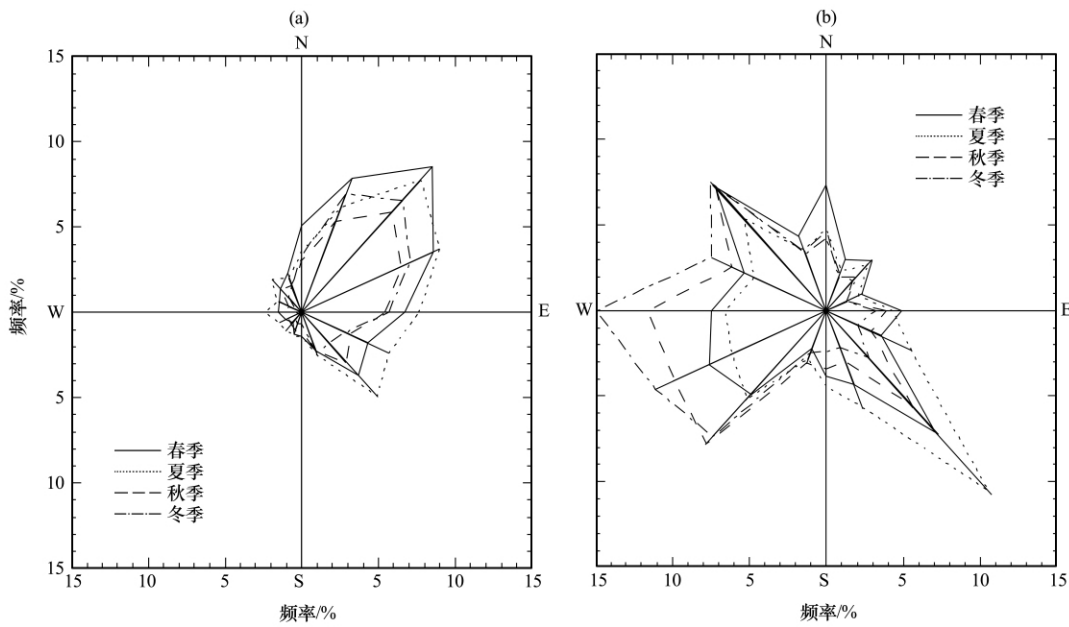


图 9 1998—2007 年兰州站(a)和榆中站(b)平均风向频率玫瑰图

Fig. 9 The rose maps of the mean wind frequency at Lanzhou (a) and Yuzhong (b) stations

利用 1998—2007 年间两站地面气象要素的长期观测数据对风、温度、湿度的差异进行统计分析。

图 9 是 1998—2007 年兰州和榆中站不同季节风向频率玫瑰图。从图 9 中可看出,兰州站的东北风在所有季节出现频率都极高(图 9a),观测站基本完全处于东北气流的控制之中。这验证了前面分析所指出的兰州地区长期处于干燥的东北气流控制的猜测;榆中站的东南风出现频率在夏季最高,春季和秋季次之,冬季的出现频率非常少(图 9b)。为了分析夏、秋季个例模拟中的东南、东北气流相汇合流场形势的普遍性,对 10 年内同时出现兰州站是东北风而榆中站是东南风的天数进行统计,发现 5—9 月间出现该情况的百分比最高,约在 20%~29%之间,从 10 月起这一情况出现频率迅速减少。这一统计结果在一定程度上表明,数值试验中兰州—兴隆山区的东北、东南气流相交汇的特殊流场形势并非只在几个个例中孤立存在,而是该地区夏、秋季常见的流场形势。

图 10 是 1998—2007 年兰州和榆中站的平均降水量年变化。从图 10 中可看出,4—9 月间兰州站与榆中站的降水量差异较大,其中以夏季月份的差异最大。在前面的所有模拟个例中,也是夏季个例中兴隆山区与兰州地区的云水、雨水含量差异最大。

值得注意的是,观测中降水量差异较大的月份与兰州站东北风而榆中站东南风同时出现较多的月

份非常吻合,这一结果为前面得出的结论提供了有力的支持,也说明这种特殊流场是决定两地降水差异的主要原因。

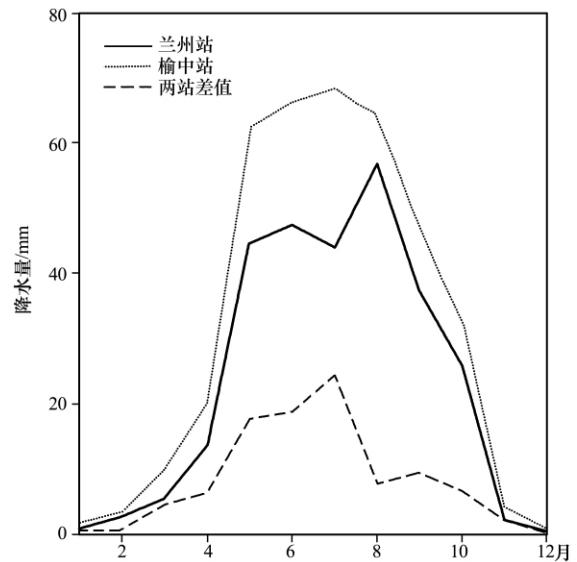


图 10 1998—2007 年兰州和榆中站平均降水量的年变化
Fig. 10 The annual variation of the mean precipitation at Lanzhou and Yuzhong stations in 1998—2007

以往的研究指出,亚洲上空主要有三条水汽输送路径,夏季影响中国—蒙古国干旱半干旱地区的主要是其中两条:与东南亚夏季风有关的经印度—中国的西南路径和来自西伯利亚的西北路径^[27]。兰州—兴隆山区位于我国干旱半干旱地区南部,青

藏高原大地形的东北方(见图 1)。研究表明^[28], 青藏高原东北侧的夏季降水与贵州、高原南部、四川云南交界处有非常显著的负相关。从大尺度环流背景和地形角度来看, 在东亚、南亚夏季风较强时, 该地区很可能受到东南方向来自印度—中国水汽输送路径的水汽影响。无论是模拟结果, 还是观测资料, 东南气流都存在明显的季节变化: 模拟结果中夏季最强而秋季相对较弱, 观测资料中夏季东南气流出现频率最高而冬季最低。同时该两地之间的降水差异也在夏季最大。因此兴隆山区的水汽来源与大尺度背景上的东亚、南亚夏季风造成水汽输送之间可能有一定的联系, 这一问题值得进一步的研究。

位于半干旱地区的兴隆山森林岛与位于沙漠的绿洲有一定的相似性, 而对于沙漠绿洲已有大量的观测和模拟研究^[29-33]。与绿洲的冷岛效应类似, 兴隆山林区也是冷岛, 而绿洲的湿舌和逆湿现象在兴隆山附近没有明显的体现。这可能是因为在兴隆山周边地区不同于极端干燥的沙漠地区, 也可能是分析个例不够多而没有捕捉到这一现象。这个问题值得深入的研究。在维持机制上, 绿洲自我维持有尺度上的要求, Gao et al^[34]通过数值试验提出, 绿洲—沙漠的热力环流有利于绿洲的维持和扩张, 这一热力环流需要的绿洲最小尺度是 4 km; 陈玉春等^[35]提出 15 km 尺度的绿洲会形成绿洲小气候, 有利于自我维持; 刘树华等^[36]通过数值试验也指出, 绿洲维持的最小尺度在 5~10 km, 最大临界尺度为 55~65 km。兴隆山区有 30 km 左右的尺度, 与绿洲维持的尺度相符合。绿洲的维持还有外界条件的要求, 吕世华等^[37]提出大的风速会破坏绿洲热力结构, 不利于绿洲的维持, 在地形上河谷盆地等可以减小水平风速, 有利于沙漠绿洲的维持。而兴隆山的降水多来自于外界的水汽输入, 而这会伴随较大的风速, 同时山地地形的强迫抬升也有利于兴隆山森林岛的维持, 体现出与沙漠绿洲不同的特性。

总之, 沙漠绿洲的维持主要在于其热力环流的维持需要一定的尺度、较小的风速或者特定的地形; 兴隆山森林岛的维持在于外界的水汽输入和山地地形。两者既有共同之处亦有不同的特点。

4 结论

结合数值试验和观测资料, 对兴隆山地区异于周边地区的年降水量和孤立半干旱区中的森林覆

盖进行分析和研究, 得到以下结论:

(1) 兴隆山区降水量高于周边地区主要是由外界的大尺度环流形势有利于水汽输送, 而且局地地形和地质因素有利于水分的截留和汇集造成的, 具有与沙漠绿洲不同的自我维持特点。

(2) 数值模拟表明, 兴隆山区外界水汽的辐合较局地的水汽蒸散对该地区气柱水汽变化的影响重要的多。春季该地区可以获得北方的水汽输入形成降水, 夏季兴隆山地区获得来自东南方向的湿润气流提供的水汽, 而兰州城区长期处于干燥的东北气流控制之中。夏季东北东南气流交汇的流场形势是决定兴隆山区与兰州地区降水差异的主要因素之一。

(3) 局地地形、地质因素对兴隆山森林的形成和维持有促进作用。去山试验说明兴隆山山地地形对其上空水汽辐合和云雨形成的促进作用, 对东南方向的水汽输送有截留作用, 可以增加该地区的降水。兴隆山的山地地形是造成春季个例中兰州和兴隆山降水差异的主要因素, 也是夏季个例中东南气流控制地区降水差异的主要原因。同时其土壤堆积覆盖的石质山结构有利于降水的截留和贮存, 对森林的生长和维持有积极的作用。兴隆山森林岛在西北干旱半干旱地区的长期存在, 是由提供水汽来源的大尺度环流背景、有利于降水的山地地形以及有利于森林生长和水土保持的地质特点等因素共同作用的结果。

参考文献

- [1] 张秋玲, 马金辉, 赵传燕. 兴隆山地区景观格局变化及驱动因子[J]. 生态学报, 2007, 27(8): 3206—3214.
- [2] Smith R B. The influence of mountains on the atmosphere[J]. Adv Geophys, 1979, 29: 87—230.
- [3] Bougeault P, Binder P, Buzzi A, et al. The MAP special observing period[J]. Bull Amer Meteor Soc, 2001, 82(3): 433—462.
- [4] Bousquet O, Smull B F. Observations and impacts of up-stream blocking during a widespread orographic precipitation event[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2003, 129: 391—409.
- [5] Rotunno R, Ferretti R. Orographic effects on rainfall in MAP cases IOP 2b and IOP 8[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2003, 129: 373—390.
- [6] Francois G, Stein J. Small-scale rainfall mechanisms for an idealized convective southerly flow over the Alps[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2003, 129: 1819—1840.
- [7] Rotunno R, Houze R A. Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2007, 133: 1—999.

- [8] 钱正安, 吴统文, 吕世华, 等. 夏季西北干旱气候形成的数值模拟—高原地形和环流场等的影响[J]. 大气科学, 1998, 22(5): 753—762.
- [9] 刘新, 李伟平, 许晃雄, 等. 青藏高原加热对东亚地区夏季降水的影响[J]. 高原气象, 2007, 26(6): 1287—1292.
- [10] 朱素行, 徐海明, 徐蜜蜜. 亚洲夏季风区中尺度地形降水结构及分布特征[J]. 大气科学, 2010, 34(1): 71—82.
- [11] 李子良. 地形降水试验和背风回流降水机制[J]. 气象, 2006, 32(5): 10—15.
- [12] Miglietta M M, Buzzi A. A numerical study of moist stratified flow regimes over isolated topography[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2004, 130: 1749—1770.
- [13] Chen S H, Lin Y L. Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge[J]. J Atmos Sci, 2005, 62: 331—350.
- [14] Jiang Q, Smith R B. Cloud timescales and orographic precipitation[J]. J Atmos Sci, 2003, 60: 1543—1559.
- [15] Jiang Q. Moist dynamic and orographic precipitation[J]. Tellus, 2003, 55: 301—316.
- [16] Smith R B, Barstad I. A linear theory of orographic precipitation[J]. J Atmos Sci, 2004, 61: 1377—1391.
- [17] Smith R B. A linear upslope-time-delay model for orographic precipitation[J]. J Hydro, 2003, 282: 2—9.
- [18] 姜勇强, 王元. 地形对 1998 年 7 月鄂东特大暴雨鞍型场的影响[J]. 高原气象, 2010, 29(2): 297—308.
- [19] Kessler E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation [J]. Meteor Monographs, 1969, 32: 84.
- [20] Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave[J]. J Geophys Res, 1997, 102 (D14): 16663—16682.
- [21] Dudia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. J Atmos Sci, 1997, 46: 3077—3107.
- [22] Chen F, Dudia J. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation[J]. Mon Wea Rev, 2001, 129: 569—585.
- [23] Noh Y, Cheon W G, Hong S Y, et al. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data[J]. Bound-Layer Meteor, 2003, 107: 401—427.
- [24] Kain J S, Fritsch J M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization[J]. J Atmos Sci, 1990, 47: 2784—2802.
- [25] Hunt J C R. Wind over hills[C]//Wyngaard J C ed. Workshop on the Planetary Boundary Layer. Boston: American Meteorological Society, 1980: 107—144.
- [26] 李志强, 刘谦和, 宋宝健, 等. 兴隆山地貌特征及地貌类型划分[J]. 甘肃农业大学学报, 1990, 25(3): 303—312.
- [27] Yatagai Akiyo, Yasunari T. Variation of summer water vapor transport related to precipitation over and around the arid region in the interior of the Eurasian Continent[J]. J Meteor Soc Japan, 1998, 76(5): 799—815.
- [28] 王遂缠, 李栋梁, 王谦谦. 青藏高原东北侧夏季降水的气候特征分析[J]. 干旱气象, 2005, 23(2): 13—18.
- [29] 奥银焕, 吕世华, 陈世强, 等. 夏季金塔绿洲及邻近戈壁的冷湿舌及边界层特征分析[J]. 高原气象, 2005, 24(2): 503—508.
- [30] 阎宇平, 王介民, Menenti M, 等. 黑河地区绿洲—沙漠环流的数值模拟研究[J]. 高原气象, 2001, 20(4): 435—440.
- [31] 刘树华, 胡予, 胡非, 等. 沙漠—绿洲陆—气相互作用和绿洲效应的数值模拟[J]. 地球物理学报, 2005, 48(5): 1019—1027.
- [32] 文小航, 吕世华, 孟宪红, 等. WRF 模式对金塔绿洲效应的数值模拟[J]. 高原气象, 2010, 29(5): 1163—1173.
- [33] 韩博, 吕世华, 奥银焕. 金塔绿洲土壤中蒸发/凝结过程的初步分析[J]. 高原气象, 2011, 30(6): 1462—1471.
- [34] Gao Y H, Chen Y C, Lv S H. Numerical simulation of the critical scale of oasis maintenance and development in the arid region of northwest China[J]. Adv Atmos Sci, 2004, 21(1): 113—124.
- [35] 陈玉春, 吕世华, 高艳红. 不同尺度绿洲环流和边界层特征的数值模拟[J]. 高原气象, 2004, 23(2): 177—183.
- [36] 刘树华, 胡予, 胡非, 等. 绿洲效应的模拟及内外因子得敏感性实验[J]. 大气科学, 2005, 29(6): 997—1009.
- [37] 吕世华, 罗斯琼. 沙漠—绿洲大气边界层结构的数值模拟[J]. 高原气象, 2005, 24(4): 465—470.

Numerical Simulation of Precipitation Mechanisms for an Isolated Forest Mountain Area in Semi-Arid Region of Middle of Northwest China

CHEN Lei¹, TIAN Wen-shou¹, HUANG Qian¹, HUANG Jian-pin¹,
WANG Chan¹, SUN Lan-dong²

(1. *Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education/College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;*

2. *Gansu Province Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster, Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, China)*

Abstract: Using a numerical model and the long term observation data, the precipitation differences between an isolated mountain forest (Xinglong, 103.84°E, 35.86°N) and its surrounding area over the arid/semi-arid region of Northwest China is studied in order to understand the mechanisms for the persistence of the isolated forest. The results indicate that the precipitation differences between Xinglong Mountain and its surrounding area are the largest in summer and autumn. The Xinglong Mountain area is dominated by the southeastern wet flow in summer and autumn and consequently a stable water vapor source. In addition, the meso-scale high mountainous terrain blocks the water vapor from the southeastern flow and enhances precipitation. The contribution of local evapotranspiration to the precipitation is less than that of advection effects of water vapor. On the other hand, the rock tectonics of Xinglong Mountain covered by soil and forest also help to hold and store water for the growth of plants. Therefore, the persistence of the forest island of Xinglong Mountain in semi-arid regions is the consequence of the large-scale circulation, which transports more water vapor, the orography and the special geology which tend to help and store more water vapor for this area.

Key words: Orographic precipitation; Local evapotranspiration; Circulation transport; Numerical simulation