

何博翰, 孙建奇, 于恩涛, 等. 2020. 大兴安岭和长白山地形影响东北夏季降水的数值模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 25(3): 268–280. HE Bohan, SUN Jianqi, YU Entao, et al. 2020. Simulation Study on the Influence of the Great Khingan Strip and Changbai Mountain on Summer Rainfall in Northeast China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25 (3): 268–280. doi:[10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19189](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19189)

大兴安岭和长白山地形影响东北夏季降水的数值模拟研究

何博翰¹ 孙建奇^{2, 3, 4} 于恩涛² 王会军^{3, 2} 张梦琪² 华维¹

¹ 成都信息工程大学, 成都 610225

² 中国科学院大气物理研究所竺可桢—南森国际研究中心, 北京 100029

³ 气象灾害预警预报与评估协同创新中心, 南京信息工程大学, 南京 210044

⁴ 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 利用区域数值模式 WRF-ARW (V3.9) 开展高分辨率数值模拟试验, 研究了东北地区大兴安岭和长白山地形对该地区夏季降水的单独和共同影响。结果表明, 东北地区两大山脉地形可以显著影响东北及其周边区域的大气环流和降水。大兴安岭和长白山地形的阻挡作用使得夏季偏南气流在两个山脉的迎风坡一侧堆积, 引起局地水汽增加并产生上升运动, 因此两个山脉的迎风坡一侧降水增加; 而在两个山脉的背风坡一侧, 局地水汽减少并伴随下沉运动, 因此两个山脉的背风坡一侧降水减少。大兴安岭地形的存在使得其东侧到松嫩平原地区夏季降水增加 1.09 mm d^{-1} (相较参照试验增幅为 30%), 而使其西侧蒙古东部地区夏季降水减少 0.69 mm d^{-1} (相较参照试验减幅为 24%); 长白山地形的存在使得长白山南侧到朝鲜半岛地区夏季降水增加 1.76 mm d^{-1} (相较参照试验增幅为 26%), 而使其北侧三江平原地区夏季降水减少 0.81 mm d^{-1} (相较参照试验减幅为 22%)。当大兴安岭与长白山同时存在时, 两者的协同作用会减弱蒙古东部、松嫩平原和朝鲜半岛地区夏季降水的响应, 而增强三江平原地区夏季降水的响应。该研究结果对于理解东北地区当代气候的形成具有重要的科学意义。

关键词 区域数值模式 地形影响 大兴安岭 长白山 夏季降水 东北

文章编号 1006-9585(2020)03-0268-13

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:[10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19189](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19189)

Simulation Study on the Influence of the Great Khingan Strip and Changbai Mountain on Summer Rainfall in Northeast China

HE Bohan¹, SUN Jianqi^{2, 3, 4}, YU Entao², WANG Huijun^{3, 2}, ZHANG Mengqi², and HUA Wei¹

¹ Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

² Nansen-Zhu International Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

³ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

⁴ University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The separate and joint effects of the Great Khingan Strip (GKS) and Changbai Mountain (CM) on summer

收稿日期 2019-12-27; 网络预出版日期 2020-03-12

作者简介 何博翰, 男, 1995 年出生, 硕士研究生, 主要从事东亚气候变化方面的研究。E-mail: 1103675052@qq.com

通讯作者 孙建奇, E-mail: sunjq@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41991281、41825010

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41991281 and 41825010)

rainfall in Northeast China are investigated based on high resolution simulations using a regional numerical model WRF-ARW (V3.9). The results indicate that the GKS and CM can significantly influence rainfall and atmospheric circulation in Northeast China. The two mountains block the southerly winds at the windward slopes, leading to moisture convergence and upward movement over the regions; therefore, summer rainfall increase on the windward slopes of the two mountains. On the leeward slopes, there are moisture divergence and downward motion of winds, which results in decreased precipitation over the regions. The existence of the GKS can increase summer rainfall by about 1.09 mm d^{-1} (30% of climatological mean summer precipitation in control run) in the region from the eastern slope of the GKS to the Songnen Plain, but decrease it by about 0.69 mm d^{-1} (24% of climatological mean summer precipitation in control run) over Eastern Mongolia. The existence of the CM can increase summer rainfall by about 1.76 mm d^{-1} (26% of climatological mean summer precipitation in control run) in the region from the southern slope of the CM to the Korean Peninsula, but decrease it by about 0.81 mm d^{-1} (22% of climatological mean summer precipitation in control run) over the Sanjiang Plain. The combined effect of the GKS and CM has an offset effect on summer rainfall in Eastern Mongolia, the Songnen Plain, and the Korean Peninsula, but has an enhancement effect on the Sanjiang Plain. The results of this study are important to better understand the formation of the current summer climate in Northeast China.

Keywords Regional numerical model, Topographical effect, Great Khingan Strip, Changbai Mountain, Summer rainfall, Northeast China

1 引言

地形对气候的影响一直是气候学研究领域的热点科学问题。对于东亚地区而言, 青藏高原是最为特殊的一种地形, 它可以显著影响亚洲以及全球气候(叶笃正和顾震潮, 1955; Manabe and Terpstra, 1974; Kutzbach et al., 1993; 钱云和钱永甫, 1996; 李吉均和方小敏, 1998; Liu and Yin, 2002; 吴国雄等, 2005; Jiang et al., 2008; An et al., 2011; Fallah et al., 2016)。其中, 青藏高原隆升对亚洲地区季风—干旱气候的形成具有重要意义。高原隆升对亚洲夏季风的建立以及维持起到重要作用, 从而使得东亚和南亚夏季降水偏多(Kutzbach et al., 1993; 钱云和钱永甫, 1996; Liu and Yin, 2002; Jiang et al., 2008)。同时, 青藏高原隆升对西风的动力绕流作用及其热力强迫造成的高原周围补偿性下沉运动是形成中亚地区干旱气候的重要原因(钱正安等, 1998; 范广洲和程国栋, 2003a, 2003b)。此外, 青藏高原不同子区域隆升对亚洲夏季风影响有所不同: 青藏高原南部喜马拉雅山隆升显著增强南亚夏季风强度以及南亚季风降水, 而青藏高原北部隆升显著增强东亚夏季风以及东亚北部夏季降水(张冉和刘晓东, 2010; 张冉等, 2012; Tang et al., 2013; Yu et al., 2018)。

除了青藏高原等大地形的作用外, 一些研究也关注到了中小地形对降水的影响。例如, 范广洲和吕世华(1999)研究表明, 华北西部和北部地区山地地形对西太平洋副热带高压、东亚大槽等大气环

流存在重要影响, 进而可以导致华北夏季降水的变化。Xie et al. (2006) 研究指出, 南亚地区的小地形不但能够显著增强山脉局地迎风坡降水, 还能够通过遥相关影响到中国南方的夏季降水。侯瑞钦等(2009)试验结果显示, 太行山可以通过迎风坡抬升作用进而增强山脉南侧降水; 随着太行山高度抬升, 山前地形降水增强; 山脉坡度越陡, 山前地形降水越集中。Shi et al. (2019)研究发现, 蒙古高原和云贵高原隆升对中亚降水存在抑制作用, 使得中亚地区干旱加剧。可见在区域气候的形成过程中局地地形起着重要的作用。

东北是中国重要的粮食产区, 夏季降水异常直接影响东北地区的农作物产量(孙力等, 2002; 廉毅等, 2007; 沈柏竹等, 2011)。大兴安岭和长白山作为东北地区最主要的地形, 它们对东北夏季降水存在怎样的影响?这一问题目前关注的还相对较少。已有的少量相关研究也主要是从天气学角度, 来探讨东北地形对局地天气过程的影响(郑秀雅等, 1992; 隋迎久等, 2010)。目前仍然缺乏东北地形气候效应的数值模拟研究。因此, 本文拟利用高分辨率区域数值模式WRF开展模拟试验, 分别研究大兴安岭和长白山地形对东北夏季降水以及大气环流的单独和共同影响。

2 模式、资料及试验方案

在研究长白山和大兴安岭地形对东北夏季降水

的影响时，本文采用了区域数值模式 WRF-ARW (V3.9) (Skamarock and Klemp, 2008)。该模式现已被广泛应用于中国区域的气候模拟和预测研究中 (Yu et al., 2010, 2018; Gao et al., 2015; Yang et al., 2018; 周心河和熊皓, 2019)。本试验使用的初始和边界场资料为欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 发展的 ERA-Interim 大气再分析资料 (Dee et al., 2011)，该数据空间分辨率为 0.75° (纬度) $\times 0.75^{\circ}$ (经度)，时间分辨率为 6 h；此外，该再分析资料还被用来评估 WRF-ARW 模式对东北地区大气环流的模拟性能。

数值模拟的区域中心位于 (42.5°N , 110°E)，水平分辨率为 15 km，经向和纬向的网格数分别为 420 和 504；垂直方向采用 σ 坐标，共 27 层，模式

层顶为 50 hPa。该试验中 WRF 微物理过程方案为 New Thompson 方案、行星边界层方案为 Mellor-Yamada-Janji TKE 方案、积云对流参数化方案为 Tiedtke 方案、近地面层方案为 MM5 similarity 方案、陆面过程方案为 NoahMP 方案、辐射传输方案为 RRTMG 方案。

为了分别研究长白山和大兴安岭地形对东北夏季降水以及大气环流的单独和共同影响，本文共设计了 4 组数值试验，包括 1 组参照试验和 3 组敏感性试验。其中，试验 1 为参照试验 (简称 CON)：在该试验中模式采用真实地形。从图 1a 可以看出，东北地区西侧、北侧和东侧地势较高，整体上构成一个“倒 U 型”的地形结构。试验 2 为去掉长白山地形的敏感性试验 (简称 CHB)：在试验中将

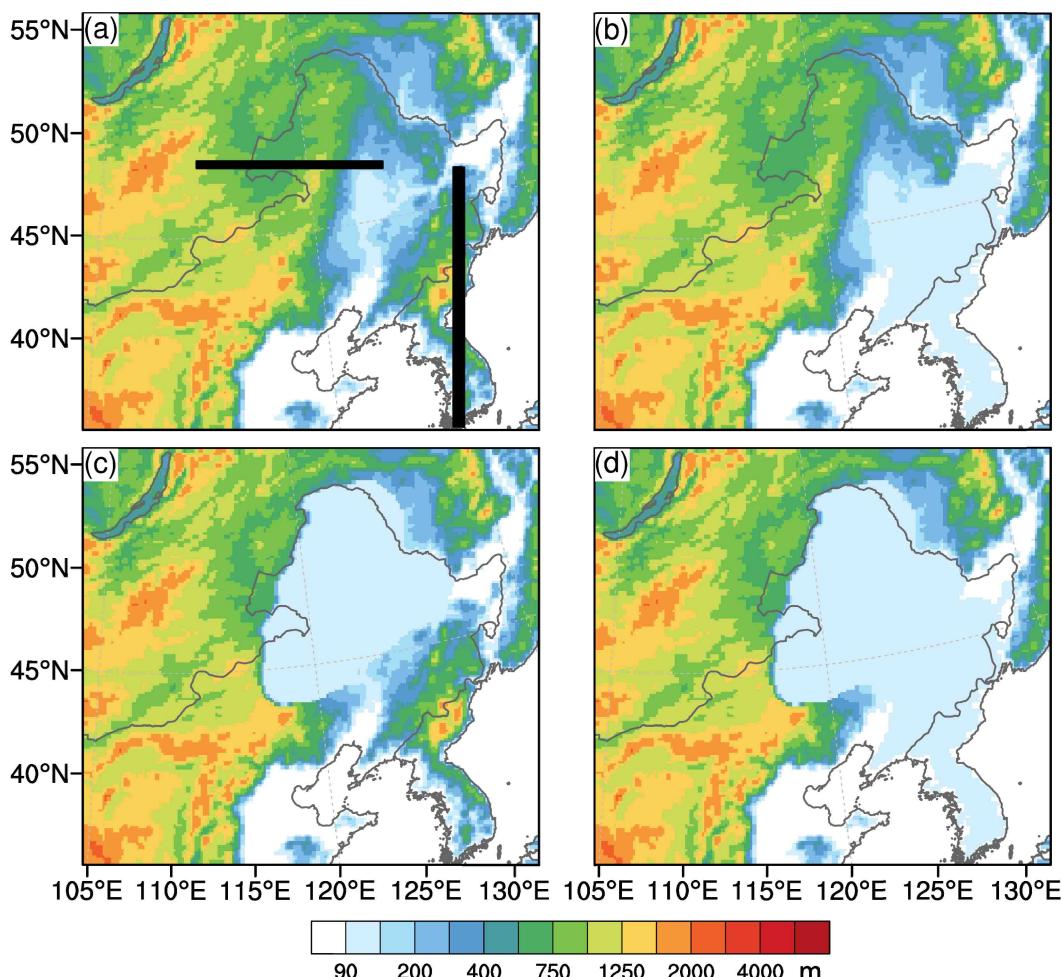


图 1 (a) 控制试验 (CON) (横线和竖线表示图 8 的剖面位置)、(b) 无长白山地形试验 (CHB)、(c) 无大兴安岭地形试验 (XIN) 和 (d) 无大兴安岭和长白山地形试验 (ALL) 的地形分布

Fig. 1 Distribution of topography in (a) control experiment (CON) (solid lines represent the positions for the cross section in Fig. 8), (b) sensitive experiment without the Changbai Mountain (CHB), (c) sensitive experiment without the Great Khingan Strip (XIN), and (d) sensitive experiment without the Great Khingan Strip and Changbai Mountain (ALL)

长白山区域地形高度降为 100 m (图 1b)。试验 3 为去掉大兴安岭地形的敏感性试验 (简称 XIN): 在该试验中将大兴安岭地区地形高度降低为 100 m (图 1c)。试验 4 为同时去掉长白山和大兴安岭地形的敏感性试验 (简称 ALL): 在该试验中将大兴安岭和长白山区域地形高度均降低为 100 m (图 1d)。敏感性试验与参照试验除地形差异外, 其他模式设置和初边值等均保持一致。

参照试验和敏感性试验均从 1986 年 1 月 1 日连续积分至 1996 年 1 月 1 日, 第一年为模式的 spin-up 时间, 1987~1995 年的模拟结果用于分析。其中, 夏季为 6~8 月的平均值。参照试验与敏感性试验的差值 (参照试验减去敏感性试验) 用来表征不同地形的气候效应。差异的显著性检验使用学生 *t* 检验。为了检验模式对东北地区夏季降水的模拟性能, 本文还用到了两套格点化的降水资料。其中一套为 CN05.1 降水资料, 该资料是基于中国 2416 台站观测降水资料构建的高分辨率格点数据, 时间范围为 1961~2014 年, 水平分辨率为 0.25° (纬度) $\times 0.25^{\circ}$ (经度) (吴佳和高学杰, 2013); 另外一套降水资料为 CRU TS v3.23 (Climatic Research Unit Time Series version 3.23), 该资料的时间范围为 1901~2014 年, 水平分辨率为 0.5° (纬度) $\times 0.5^{\circ}$ (经度) (Harris et al., 2014)。

3 模式性能检验

在开展敏感性试验之前, 我们首先对模式的模拟性能进行了评估。图 2 给出了 CON 试验和两套降水资料中 1987~1995 年夏季平均降水的空间分布。两套观测降水资料显示, 该地区夏季平均降水呈现由东南向西北递减的空间分布格局。其中, 朝鲜半岛到东北南部为降水的大值中心; 此外, 在高分辨率的 CN05.1 资料中, 大兴安岭东侧地区也存在一个降水的次中心。CON 试验模拟的夏季平均降水空间分布与观测基本一致, 也呈现从东南向西北递减的特征; 此外, 在大兴安岭东侧地区和朝鲜半岛到东北南部地区存在两个降水大值中心。定量分析结果表明, CON 试验模拟的夏季平均降水与 CN05.1 观测结果在中国东北 (38°N 以北、 120°E 以东) 区域的空间相关系数为 0.76, 可以通过 99% 的置信度检验。但是相较于 CN05.1 的观测结果, CON 试验模拟的夏季平均降水量偏大。在中

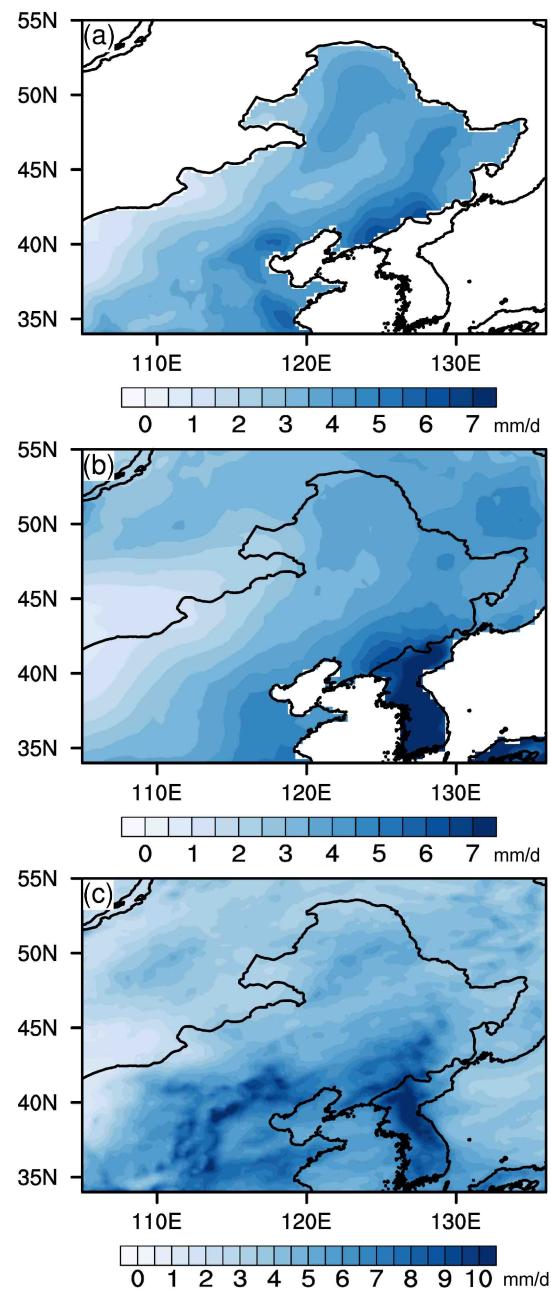


图 2 1987~1995 年夏季平均降水量: (a) CN05.1 资料结果; (b) CRU 资料结果; (c) CON 模拟结果

Fig. 2 Climatological mean summer precipitation during 1987–1995 from (a) CN05.1 data, (b) CRU data, and (c) CON experiment

国东北地区 (38°N 以北、 120°E 以东), CON 试验模拟的区域平均降水量比 CN05.1 观测值偏多 1.23 mm d^{-1} , 偏多幅度为 30 %。

图 3 给出了 CON 试验和 ERA-Interim 再分析中 1987~1995 年夏季平均的 850 hPa 水平风场。再分析资料表明, 受来自低纬地区偏南气流的影响, 东北地区夏季主要盛行西南风; 此外, 来自蒙古地区的西北风也能影响到东北西部部分地区。CON

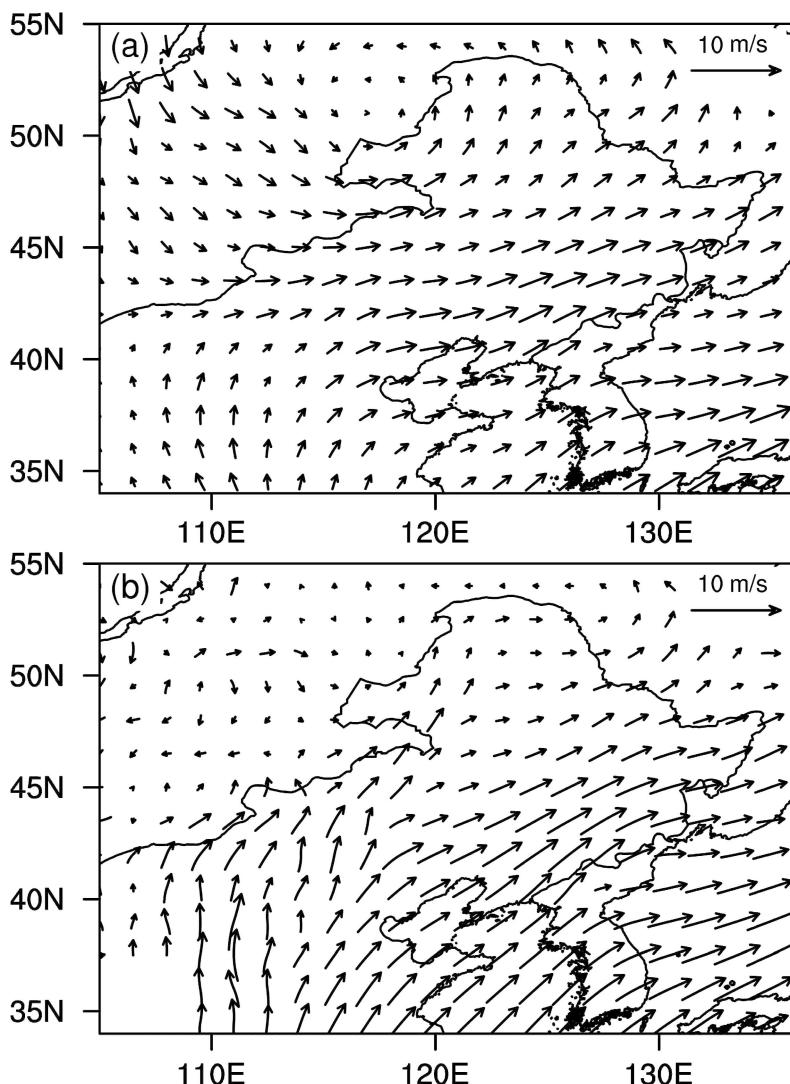


图3 (a) ERA-Interim 再分析结果和 (b) CON 模拟的 1987~1995 年夏季平均 850 hPa 水平风场

Fig. 3 Climatological mean summer 850 hPa wind fields during 1987–1995 from (a) ERA-Interim reanalysis data and (b) CON experiment

试验模拟的夏季平均 850 hPa 风场与再分析资料的结果基本一致：东北地区表现为西南气流，主要受到来自低纬地区西南风的影响。但相比于再分析资料结果，COM 模拟中来自蒙古地区的西北风偏弱。

上述结果表明，与再分析大气环流资料和观测降水资料相比，数值模拟结果尽管在量值上还存在一定的偏差，但是 WRF-ARW 模式基本可以模拟出观测和再分析资料中降水与大气环流的空间分布。因此，利用该模式开展东北地区地形影响的模拟研究是可行的。

4 模拟结果分析

为了考察大兴安岭地形对东北夏季降水的影响，

[图 4a](#) 给出了 CON 试验和 XIN 试验夏季平均降水的差值场。可以看到，大兴安岭地形的存在可以显著影响东北地区的夏季降水，在东北西部到蒙古东部地区造成显著的东—西向偶极降水异常模态。其中，大兴安岭东侧到松嫩平原地区夏季降水显著增加，该区域 ($44^{\circ}\text{N} \sim 51^{\circ}\text{N}$, $118^{\circ}\text{E} \sim 123^{\circ}\text{E}$) 平均降水增加约 1.09 mm d^{-1} ，相较 CON 试验模拟结果增加约 30%。与此相反，大兴安岭西侧到蒙古东部地区夏季降水显著减少，区域 ($45^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{E} \sim 118^{\circ}\text{E}$) 平均降水减少约 0.69 mm d^{-1} ，相较 CON 模拟结果减少约 24%。

长白山地形也能显著地影响东北地区的夏季降水，但影响的区域主要位于东北东部到朝鲜半岛地区（[图 4b](#)）。该地形可以造成显著的南—北向偶

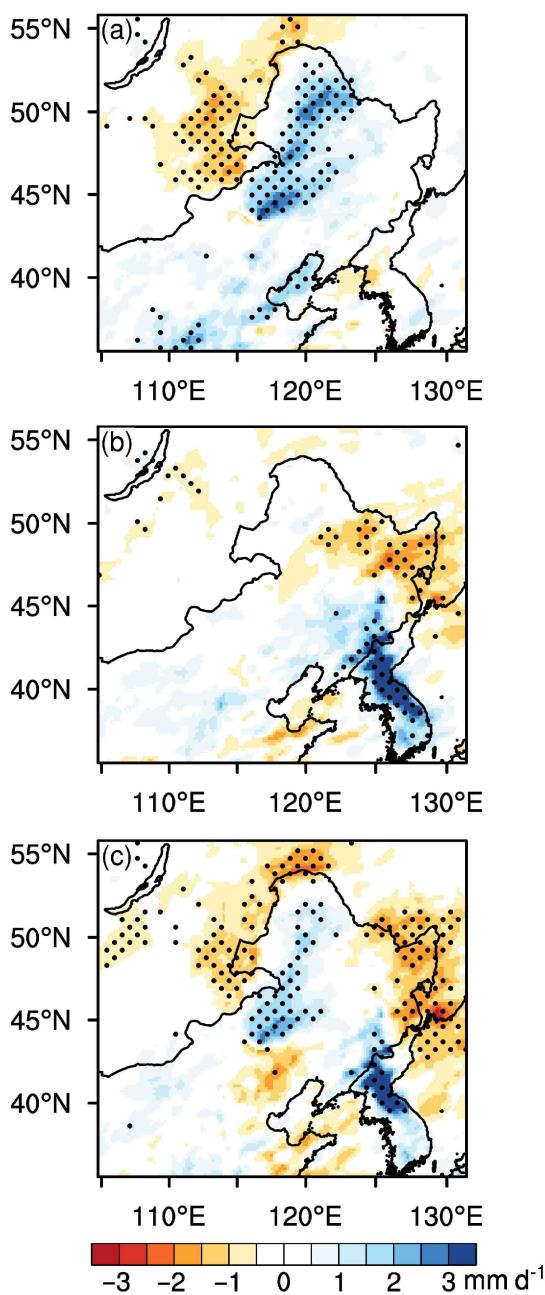


图4 参照试验与敏感性试验的夏季降水量差值: (a) CON 减去 XIN; (b) CON 减去 CHB; (c) CON 减去 ALL。带点区域表示通过 90% 置信度的显著性检验

Fig. 4 Differences in summer precipitation (a) between the CON and XIN experiments, (b) between the CON and CHB experiments, and (c) between the CON and ALL experiments. Significant differences at 90% confidence level are stippled

极降水异常模态。其中, 长白山南侧到朝鲜半岛地区夏季降水显著增加, 区域 ($37^{\circ}\text{N} \sim 41^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$) 平均降水增加约 1.76 mm d^{-1} , 相较 CON 模拟结果增加约 26%。长白山地形的存在可以使其北侧三江平原地区夏季降水显著减少, 区

域 ($42^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $129^{\circ}\text{E} \sim 135^{\circ}\text{E}$) 平均降水减少约 0.81 mm d^{-1} , 较 CON 模拟的模拟结果减少约 22%。

当长白山和大兴安岭地形同时存在时, 两个地形造成的降水异常分布有些类似于它们单独影响的叠加, 但降水的面积和强度有所不同 (图 4c)。在东北西部到蒙古地区, 夏季降水仍然呈现东—西向偶极异常模态: 大兴安岭东侧到松嫩平原地区降水显著增加, 区域平均降水增加约 0.78 mm d^{-1} , 相较 CON 试验模拟结果增加约 21%; 大兴安岭西侧到蒙古东部地区降水显著减少, 区域平均降水减少约 0.55 mm d^{-1} , 相较 CON 试验模拟结果减少约 19%。相比于大兴安岭地形单独存在的影响, 两个地形同时存在时东北西部到蒙古地区降水异常的范围和强度均有所减小。在东北东部到朝鲜半岛地区, 夏季降水仍然呈现南—北向偶极异常模态: 长白山南侧到朝鲜半岛地区降水显著增加, 区域平均降水增加约 1.02 mm d^{-1} , 相较 CON 试验模拟结果增加约 15%; 三江平原地区降水显著减少, 区域平均降水减少约 1.13 mm d^{-1} , 相较 CON 试验模拟结果减少 31%。相比于长白山单独存在的影响, 两个地形同时存在时长白山南侧到朝鲜半岛地区降水增加幅度减小, 而三江平原地区降水的变化幅度增大。上述结果表明, 长白山和大兴安岭地形对蒙古东部、大兴安岭东侧到松嫩平原地区和长白山南侧到朝鲜半岛地区夏季降水的影响存在相互抵消作用, 而对三江平原地区的降水存在协同增强作用。

降水的变化受到大气环流的直接影响, 因此我们进一步通过分析地形引起的大气环流异常来探讨降水变化的物理机制。图 5 首先给出了不同试验中东北地区夏季平均的地面到 850 hPa 垂直积分水汽通量。在 CON 试验中, 夏季东北地区的水汽输送路径主要为来自低纬地区的西南气流, 表明东北夏季降水与东亚夏季风联系密切, 这与前人利用再分析资料得到的结果一致 (Sun et al., 2007, 2017)。在 3 个地形敏感性试验中, 东北地区夏季也都为西南水汽输送路径所主导。这个结果表明, 大兴安岭和长白山地形不会改变东北地区的水汽输送路径。图 6 给出了参照试验和敏感性试验相减的夏季海平面气压场和 850 hPa 水平风差值图。可以看到, 当只有大兴安岭地形存在时, 由于地形对来自低纬地区偏南气流的阻挡作用, 地形上空及其东侧 (迎风坡) 出现空气的堆积; 表现在环流场上, 在大兴安

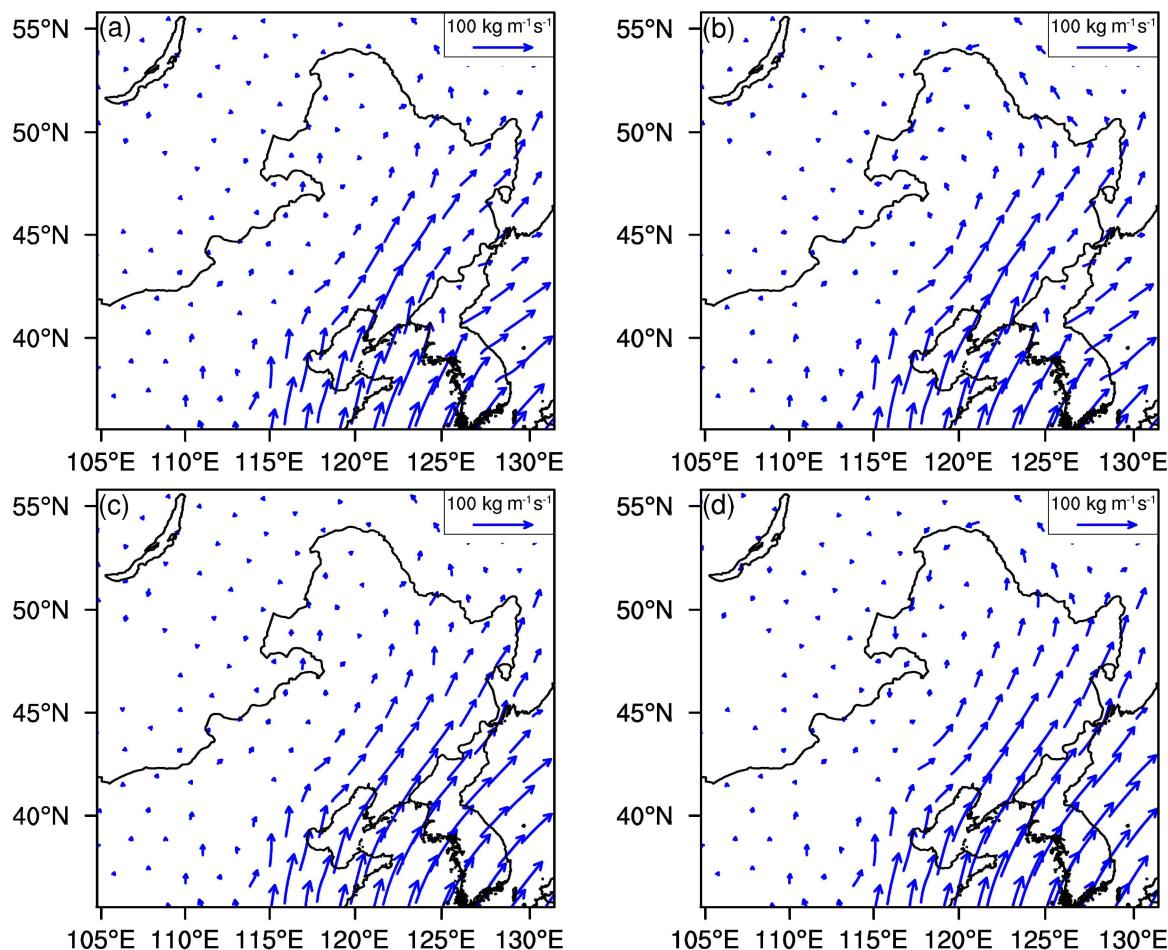


图5 (a) CON、(b) XIN、(c) CHB 和 (d) ALL 模拟的夏季平均地面至 850 hPa 垂直积分水汽通量

Fig. 5 Vertically integrated water vapor fluxes simulated during summer from surface pressure to 850 hPa in (a) CON, (b) XIN, (c) CHB, and (d) ALL experiments

岭东侧区域存在一个显著的高压异常；相反，在其西侧表现出一个弱的低压异常（图 6a）。由于偏南气流为暖湿气流，其在大兴安岭东侧的堆积，会造成该地区水汽辐合、大气含水量增加（图 7a），这有利于该地区降水的增加（图 4a）。由于暖湿空气被阻挡在大兴安岭的东侧，因此其西侧蒙古东部地区夏季大气含水量有所减少（图 7a），这与该地区降水的减少相一致（图 4a）。但不同的是，蒙古东部地区夏季降水显著减少，但是大气含水量的减少并不显著，这说明水汽对于该地区降水的变化有贡献，但是贡献较弱。

当只有长白山地形存在时，来自低纬的偏南暖湿气流被地形所阻挡，在长白山地形迎风坡一侧（南侧）堆积，形成一个高压异常（图 6b），水汽汇聚从而增加长白山南侧到朝鲜半岛地区的水汽含量（图 7b），进而有利于该地区夏季降水的增加

（图 4b）。由于地形的阻挡作用，大量水汽被截留在长白山的迎风坡一侧，因此其背风坡的三江平原地区夏季含水量则减少（图 7b），这有利于该地区降水的减少。与蒙古西部地区类似，地形引起的水汽异常在三江平原地区也不显著，说明水汽变化也不是造成图 4b 中该地区降水显著减少的主要原因。

当大兴安岭与长白山同时存在时，两个地形的联合效应也会造成大兴安岭东侧和长白山南侧暖湿空气的堆积，由此造成这两个地区为显著的高压异常（图 6c）、大气含水量显著增多（图 7c）。但是，从图 7c 中也可以看到，蒙古东部和三江平原地区的水汽含量变化较弱，这与图 4c 中这两个地区夏季降水的显著变化也有所不同。

上述结果表明，大兴安岭和长白山地形虽然不会改变东北地区的水汽输送路径，但是两个地形可

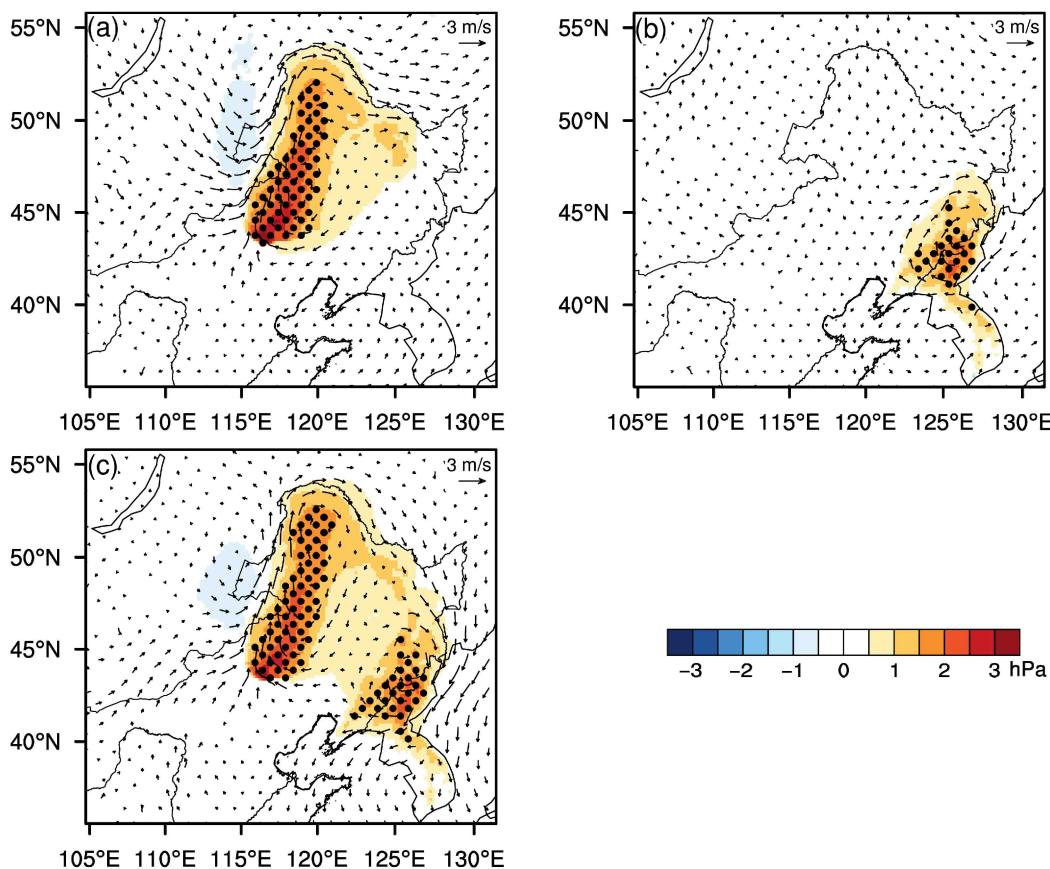


图 6 参照试验与敏感性试验的夏季海平面气压（填色）和 850 hPa 风场（矢量）差值：(a) CON 减去 XIN；(b) CON 减去 CHB；(c) CON 减去 ALL。打点区域表示海平面气压差通过 90% 置信度的显著性检验

Fig. 6 Differences in sea level pressure during summer (shadings) and winds at 850 hPa (vectors) (a) between the CON and XIN experiments, (b) between the CON and CHB experiments, and (c) between the CON and ALL experiments. Significant sea level pressure differences at 90% confidence level are stippled

以通过对西南气流的阻挡作用，在地形迎风坡造成水汽堆积增多、背风坡水汽减少，从而影响东北地区的大气水汽含量和降水的变化。但是，另一方面我们也可以看到，地形引起的水汽变化和降水异常的变化还存在一些不一致的地方。这说明，其他因子在降水的变化可能起到更为重要的作用。

众所周知，地形不但可以阻挡水汽，从而改变大气含水量的分布，而且还可以引起迎风坡和背风坡大气垂直运动的变化，进而改变降水所需的动力抬升条件。为了考察两个地形对东北地区垂直运动的影响，我们分别以正交于大兴安岭和长白山进行纬向和经向垂直剖面。纬向和经向剖面位置如图 1a 中的水平和垂直线段所示。从图 8a 中可以看到，当只有大兴安岭存在时，地形会阻挡其东侧的偏南风，从而在地形东侧呈现大范围向西倾斜的上升运动，这样的显著上升运动可以一直延伸到 300

hPa，为降水的发生提供了必要的动力条件；该地区上升运动与偏多的水汽有利于大兴安岭东侧总云量增加（图 9a），进而有利于该地区降水的显著增加。相反，在地形的西侧存在显著的下沉运动（图 8a），下沉运动和偏少的水汽条件不利于该地区云的形成（图 9a），因此在蒙古东部地区降水显著减少。

长白山地形存在可以阻挡其南侧的偏南风，进而而在地形南侧迎风坡造成显著的上升运动（图 8b），水汽辐合上升造成长白山南侧到朝鲜半岛地区总云量增加（图 9b），进而有利于该地区降水增加。然而，在地形的北侧背风坡，有大范围的下沉运动，从而不利于三江平原地区云的形成（图 9b），因此地区降水显著减少。

图 8c 和 8d 为两个地形同时存在的影响。可以看到，当大兴安岭与长白山同时存在时，垂直环流

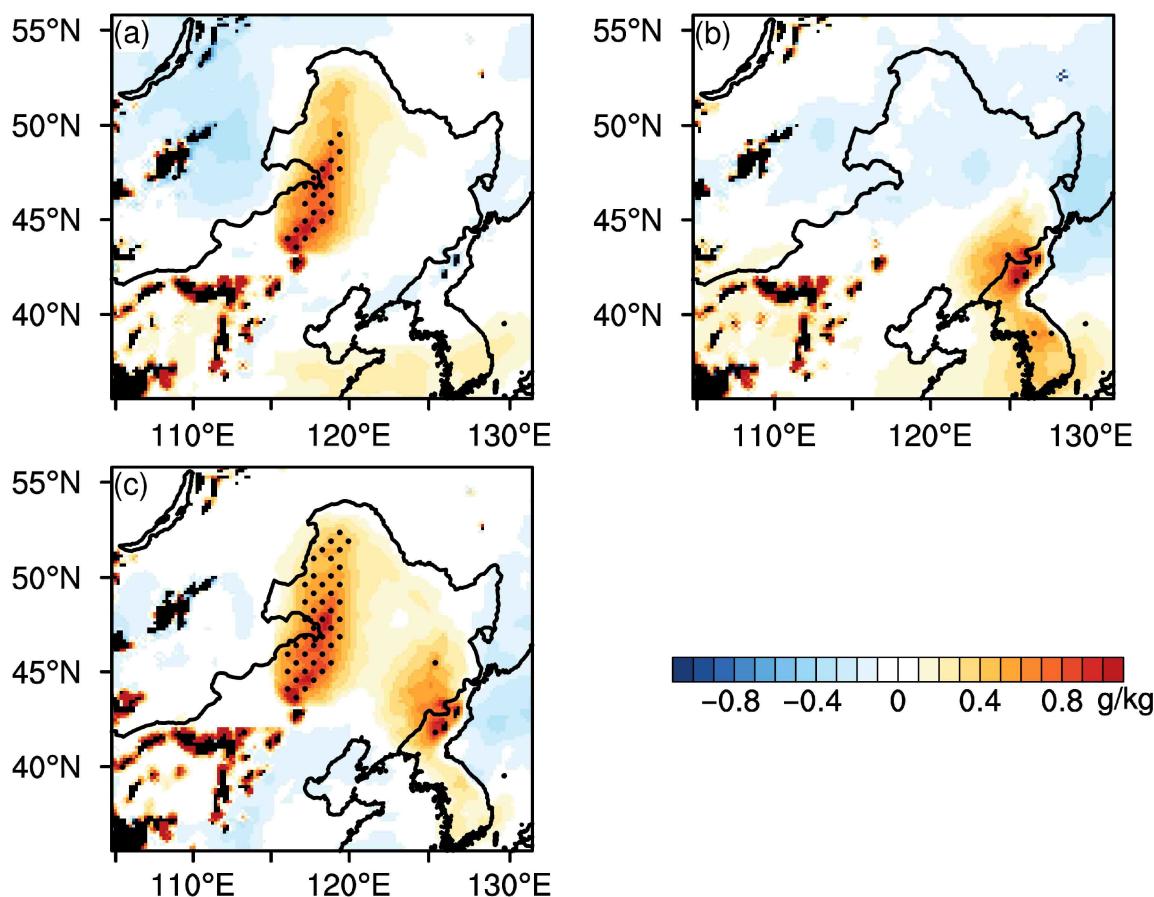


图 7 参照试验与敏感性试验的夏季 850 hPa 比湿差值场: (a) CON 减去 XIN; (b) CON 减去 CHB; (c) CON 减去 ALL。带点区域表示通过 90% 置信度的显著性检验

Fig. 7 Differences in summer specific humidity at 850 hPa (a) between the CON and XIN experiments, (b) between the CON and CHB experiments, and (c) between the CON and ALL experiments. Significant differences at 90% confidence level are stippled

的异常分布与两个地形单独影响的分布基本类似,但强度有所改变。相比于大兴安岭单独存在时,两个地形的联合效应使得大兴安岭东西两侧的垂直环流异常均有所减弱、显著性范围明显减小(图 8c),云量异常也有所减小(图 9c),这与前面提到的两个地形联合效应会削弱大兴安岭对其东西两侧降水的影响相一致。

相比于长白山单独存在时,两个地形的联合效应使得长白山南侧迎风坡一侧的上升运动有所减弱(图 8d),相对应朝鲜半岛地区的云量和降水异常较长白山的单独影响也有所减少(图 9c 和图 4c)。然而,在长白山北侧背风坡一侧三江平原地区,两个地形的联合效应使得该地区下沉运动较长白山的单独影响有所增强、显著性范围明显增加(图 8d)。因此,当两个地形同时存在时,三江平原地区的降水偏少异常要明显大于长白山的单独影响(图 4c)。

参照试验与敏感性试验的差值结果表明,大兴安岭和长白山地形可以通过改变东北地区大气环流和水汽条件进而影响到东北及其周边地区夏季降水。在相对贡献中,地形效应所引起的垂直运动变化对降水异常的贡献要大于水汽变化的贡献。这两个地形的存在对于东亚当代夏季降水模态的形成具有重要意义。

5 结论

本文基于 WRF-ARW (V3.9) 模式,设计了 4 组数值试验研究了东北地区两大山脉地形对该地区夏季降水的单独以及共同影响,并通过分析地形引起的大气环流、水汽和云量等要素的变化,探究了地形影响降水的物理过程。得到如下主要结论:

- (1) 大兴安岭的存在可以显著影响蒙古东部到松嫩平原地区的夏季降水。地形的存在可以增加

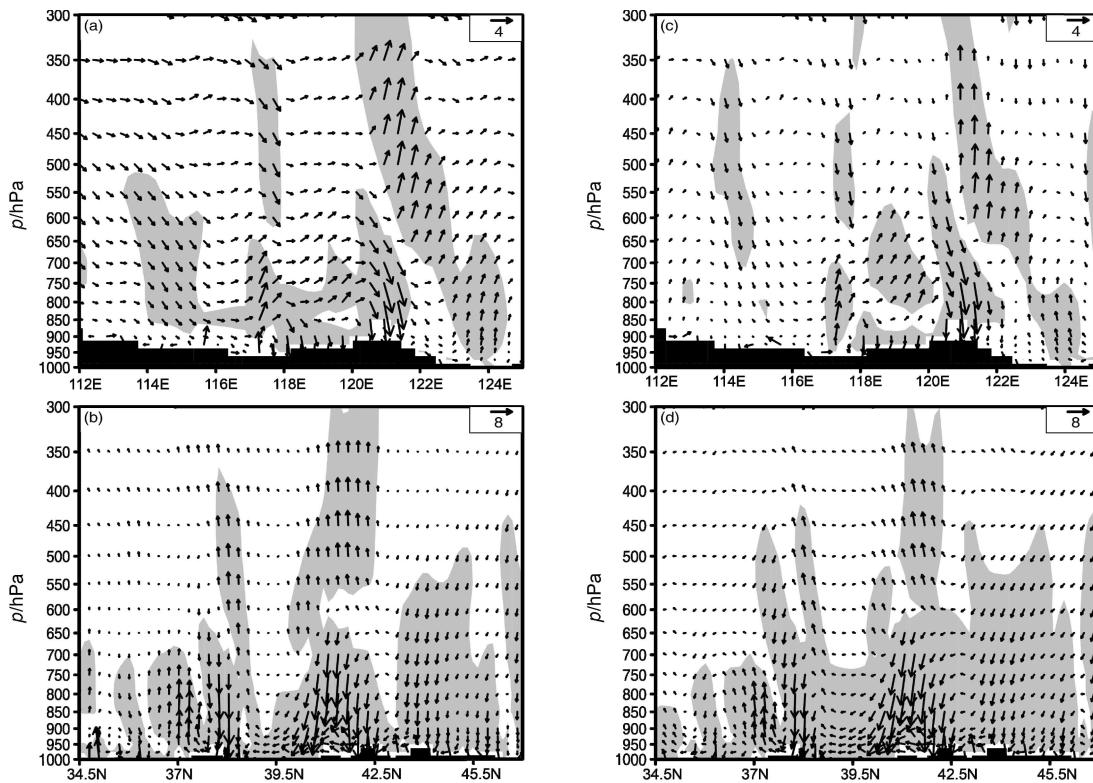


图8 参照试验与敏感性试验的夏季垂直环流差值: (a) CON 减去 XIN 的经度—气压剖面图 (u 单位: m s^{-1} , w 单位: $2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$), 剖面位置如图 1a 中横线所示; (b) CON 减去 CHB 的纬度—气压剖面 (v 单位: m s^{-1} , w 单位: $2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$), 剖面位置如图 1a 中竖线所示。(c) 和 (d) 与 (a) 和 (b) 相似, 但为 CON 减去 ALL 的结果。灰色阴影表示风速差值通过 90% 置信度的显著性检验。黑色阴影表示地形

Fig. 8 Differences in vertical summer circulation between CON and sensitive experiments, (a) longitude—pressure cross section of wind difference between CON and XIN experiments (u units: m s^{-1} , w units: $2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$), and the position of the cross section is the horizontal line shown in Fig. 1a; (b) the cross section of latitude and pressure of the wind difference between CON and XIN experiments (v units: m s^{-1} , w units: $2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$), and the position of cross section is the vertical line shown in Fig. 1a; (c) and (d) as the same as (a) and (b), but only for the differences between the CON and ALL experiments; gray shading indicates that the wind speed difference is significant at 90% confidence level; the areas shaded in black represent the topographies

大兴安岭东侧到松嫩平原地区夏季降水约 30%, 而减少蒙古东部地区夏季降水约 24%。因此, 大兴安岭的存在对于东北当代气候格局的形成具有重要意义。如果缺少大兴安岭的存在, 松嫩平原的降水大幅减少, 会严重制约该地区的工农业生产生态建设。

(2) 长白山的存在可以显著影响朝鲜半岛到三江平原地区的夏季降水。地形的存在使得朝鲜半岛夏季降水增加约 26%, 而三江平原地区夏季降水减少约 22%。可见, 长白山地形的存在有力保障了朝鲜半岛到中国东北南部的夏季降水, 同时地形的阻挡也减少了三江平原地区夏季洪涝的发生。

(3) 大兴安岭与长白山同时存在时, 两个地形对降水的影响在蒙古东部、松嫩平原和朝鲜半岛

地区有相互抵消的作用。两个地形联合效应引起上述 3 个地区夏季降水的变化两分别减少为 21%、19% 和 15%, 明显小于两个地形的单独影响。相反, 两者的联合效应会增强三江平原地区夏季降水的响应, 其减少幅度可以达到 31%, 明显高于长白山单独影响的 22%。

(4) 大兴安岭和长白山影响降水的主要物理过程是地形的阻挡效应。夏季东北地区以偏南风为主, 大兴安岭地形将偏南的暖湿气流阻挡在东侧迎风坡, 在该地区形成较强的水汽辐合、上升运动和偏多的云量, 进而导致该地区降水增多。相反, 受地形阻挡, 大兴安岭西侧盛行异常偏北风, 水汽含量降低并伴随有下沉运动和偏少的云量, 由此导致该地区降水减少。长白山地形的阻挡作用使得偏南

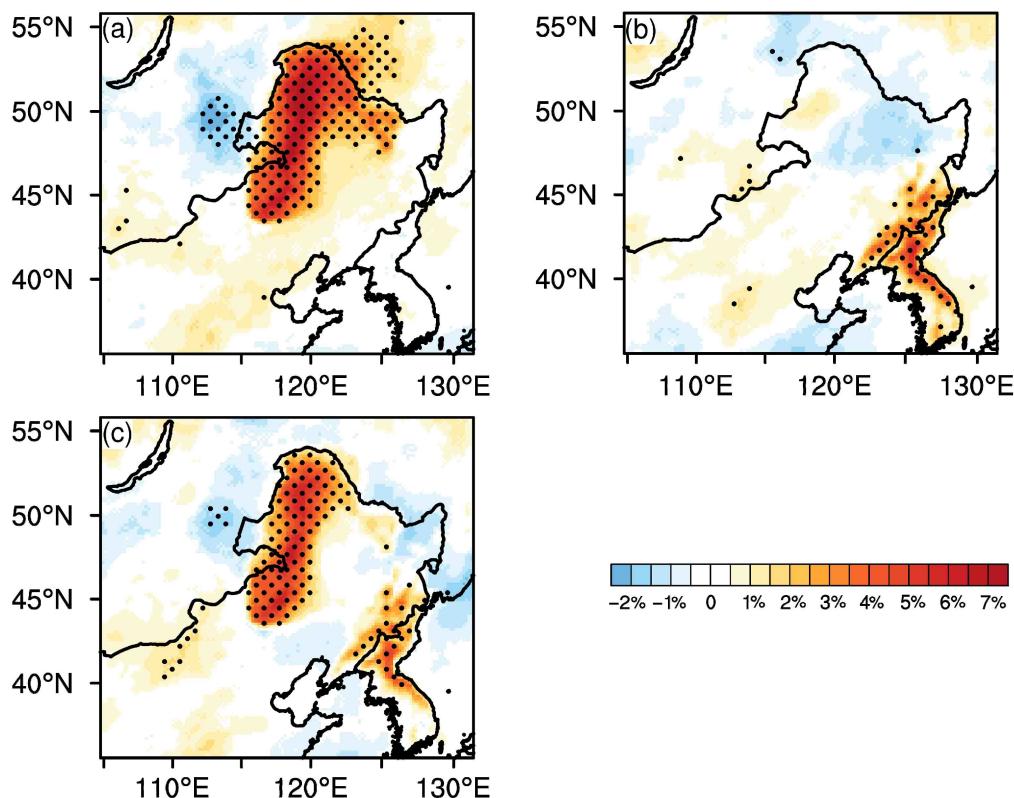


图9 参照试验与敏感性试验的夏季总云量差值场: (a) CON 减去 XIN; (b) CON 减去 CHB; (c) CON 减去 ALL。带点区域表示通过 90% 置信度的显著性检验

Fig. 9 Differences in total cloud cover during summer (a) between CON and XIN experiments, (b) between CON and CHB experiments, and (c) between CON and ALL experiments; significant differences at 90% confidence level are stippled

气流在地形南侧迎风坡堆积，造成局地水汽增加和上升运动增强，进而有利于该地区降水的显著增加；而在地形北侧背风坡为异常偏北风，局地水汽减少并伴随下沉运动，不利于该地区降水的增加。当两个地形同时存在时，其联合效应可以减弱大兴安岭东西两侧的大气环流异常，造成松嫩平原和蒙古东部降水异常相比于大兴安岭单独存在时减弱。同时，地形的联合作用使得大气环流异常在长白山南侧减弱，而在长白山北侧增强；因此，相比于长白山单独存在时，朝鲜半岛降水异常减弱，而三江平原降水异常增强。

参考文献 (References)

- An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. 2011. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya–Tibetan Plateau since late Miocene times [J]. *Nature*, 411(6833): 62–66. doi:10.1038/35075035
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(656): 553–597.

doi:10.1002/qj.828

Fallah B, Cubasch U, Prömmel K, et al. 2016. A numerical model study on the behaviour of Asian summer monsoon and AMOC due to orographic forcing of Tibetan Plateau [J]. *Climate Dyn.*, 47(5–6): 1485–1495. doi:10.1007/s00382-015-2914-5

范广洲, 吕世华. 1999. 地形对华北地区夏季降水影响的数值模拟研究 [J]. *高原气象*, 18(4): 659–667. Fan Guangzhou, Lü Shihua. 1999. Numerical simulation study for the effect of terrain on north China summer precipitation [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 18(4): 659–667. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.1999.04.023

范广洲, 程国栋. 2003a. 青藏高原隆升对西北干旱气候形成影响的模拟 (I): 对大气环流影响 [J]. *高原气象*, 22(S1): 45–57. Fan Guangzhou, Cheng Guodong. 2003a. Reason analysis of the influence of Qinghai-Xizang Plateau uplifting on arid climate forming in northwest China (I): Influence on general circulation of atmosphere [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 22(S1): 45–57. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2003.z1.007

范广洲, 程国栋. 2003b. 青藏高原隆升对西北干旱气候形成影响的模拟 (II): 水汽收支及高原动力、热力作用的影响 [J]. *高原气象*, 22(S1): 58–66. Fan Guangzhou, Cheng Guodong. 2003b. Simulation of influence of Qinghai-Xizang Plateau uplifting on NW China arid climate forming (II): Changing of atmosphere hydrological cycle and dynamical and thermal effects of plateau [J].

- Plateau Meteorology (in Chinese), 22(S1): 58–66. doi:10.3321/j.issn: 1000-0534.2003.z1.008
- Gao Y H, Xu J W, Chen D L. 2015. Evaluation of WRF mesoscale climate simulations over the Tibetan Plateau during 1979–2011 [J]. *J. Climate*, 28(7): 2823–2841. doi:10.1175/JCLI-D-14-00300.1
- Harris I, Jones P D, Osborn T J, et al. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—The CRU TS3.10 dataset [J]. *Int. J. Climatol.*, 34(3): 623–642. doi:10.1002/joc.3711
- 侯瑞钦, 景华, 王丛梅, 等. 2009. 太行山地形对一次河北暴雨过程影响的数值研究 [J]. *气象科学*, 29(5): 687–693. Hou Ruiqin, Jing Hua, Wang Congmei, et al. 2009. Numerical simulation of the impacts of Taihang mountain on rainfall in Hebei [J]. *Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese)*, 29(5): 687–693. doi:10.3969/j.issn.1009-0827.2009.05.020
- Jiang D B, Ding Z L, Drange H, et al. 2008. Sensitivity of East Asian climate to the progressive uplift and expansion of the Tibetan Plateau under the mid-Pliocene boundary conditions [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25(5): 709–722. doi:10.1007/s00376-008-0709-x
- Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. 1993. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau [J]. *J. Geol.*, 101(2): 177–190. doi:10.1086/648215
- 李吉均, 方小敏. 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究 [J]. 科学通报, 43(15): 1568–1574. Li jijun, Fang Xiaomin. 1998. Study on Qinghai-Tibet Plateau uplift and environmental changes [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 43(15): 1568–1574.
- 廉毅, 高枞亭, 沈柏竹, 等. 2007. 吉林省气候变化及其对粮食生产的影响 [J]. *气候变化研究进展*, 3(1): 46–49. Lian Yi, Gao Zongting, Shen Baizhu, et al. 2007. Climate change and its impacts on grain production in Jilin Province [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 3(1): 46–49. doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2007.01.009
- Liu X D, Yin Z Y. 2002. Sensitivity of East Asian monsoon climate to the uplift of the Tibetan Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183(3–4): 223–245. doi:10.1016/S0031-0182(01)00488-6
- Manabe S, Terpstra T B. 1974. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31(1): 3–42. doi:10.1175/1520-0469(1974)031<0003:TEOMOT>2.0.CO;2
- 钱云, 钱永甫. 1996. 青藏高原隆升影响夏季大气环流的敏感性试验 [J]. *气象学报*, 54(4): 474–483. Qian Yun, Qian Yongfu. 1996. The sensitivity experiments of influences of uplift of Tibetan Plateau on circulation in summer [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 54(4): 474–483. doi:10.11676/qxxb1996.049
- 钱正安, 吴统文, 吕世华, 等. 1998. 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*, 22(5): 753–762. Qian Zheng'an, Wu Tongwen, Lu Shihua, et al. 1998. Numerical simulation of northwest China arid climate formation—Effects of the Qinghai-Xizang Plateau terrain and circulation field [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 22(5): 753–762. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1998.05.10
- 沈柏竹, 林中达, 陆日宇, 等. 2011. 影响东北初夏和盛夏降水年际变化的环流特征分析 [J]. *中国科学: 地球科学*, 54(7): 1095–1104. Shen Baizhu, Lin Zhongda, Lu Riyu, et al. 2011. Circulation anomalies associated with interannual variation of early- and late-summer precipitation in Northeast China [J]. *Science China Earth Sciences*, 54(7): 1095–1104. doi:10.1007/s11430-011-4173-6
- Shi Z G, Sha Y Y, Liu X D, et al. 2019. Effect of marginal topography around the Tibetan Plateau on the evolution of central Asian arid climate: Yunnan-Guizhou and Mongolian Plateaux as examples [J]. *Climate Dyn.*, 53(7): 4433–4445. doi:10.1007/s00382-019-04796-z
- Skamarock W C, Klemp J B. 2008. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications [J]. *J. Comput. Phys.*, 227(7): 3465–3485. doi:10.1016/j.jcp.2007.01.037
- 隋迎久, 蔡丽娜, 王昌双. 2010. 一次山地环流激发对流天气的数值模拟 [J]. *气象*, 36(5): 78–84. Sui Yingjiu, Cai Lina, Wang Changshuang. 2010. Numerical simulation of convective weather triggered by mountain area circulation [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 36(5): 78–84. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2010.5.011
- 孙力, 安刚, 廉毅, 等. 2002. 中国东北地区夏季旱涝的大气环流异常特征 [J]. *气候与环境研究*, 7(1): 102–113. Sun Li, An Gang, Lian Yi, et al. 2002. The unusual characteristics of general circulation in drought and waterlogging years of Northeast China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 7(1): 102–113. doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2002.01.010
- Sun L, Shen B Z, Gao Z T, et al. 2007. The impacts of moisture transport of East Asian monsoon on summer precipitation in Northeast China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24(4): 606–618. doi:10.1007/s00376-007-0606-8
- Sun L, Shen B Z, Sui B, et al. 2017. The influences of East Asian monsoon on summer precipitation in Northeast China [J]. *Climate Dyn.*, 48(5–6): 1647–1659. doi:10.1007/s00382-016-3165-9
- Tang H, Micheels A, Eronen J T, et al. 2013. Asynchronous responses of East Asian and Indian summer monsoons to mountain uplift shown by regional climate modelling experiments [J]. *Climate Dyn.*, 40(5–6): 1531–1549. doi:10.1007/s00382-012-1603-2
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局 [J]. *大气科学*, 29(1): 47–56. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29(1): 47–56. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.006
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. *地球物理学报*, 56(4): 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 56(4): 1102–1111. doi:10.6038/cjg20130406
- Xie S P, Xu H M, Saji N H, et al. 2006. Role of narrow mountains in large-scale organization of Asian monsoon convection [J]. *J. Climate*, 19(14): 3420–3429. doi:10.1175/JCLI3777.1
- Yang B, Zhou Y, Zhang Y C, et al. 2018. Simulated precipitation diurnal cycles over East Asia using different CAPE-based convective

- closure schemes in WRF model [J]. *Climate Dyn.*, 50(5–6): 1639–1658. doi:10.1007/s00382-017-3712-z
- 叶笃正, 顾震潮. 1955. 西藏高原对于东亚大气环流及中国天气的影响 [J]. 科学通报, 6: 29–33. Ye Duzheng, Gu Zhenchao. 1955. Impact of the Tibet Plateau on East Asian atmospheric circulation and China weather [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 6: 29–33.
- Yu E T, Wang H J, Sun J Q. 2010. A quick report on a dynamical downscaling simulation over China using the nested model [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 3(6): 325–329. doi:10.1080/16742834.2010.11446886
- Yu E T, Zhang R, Jiang D B, et al. 2018. High-resolution simulation of Asian monsoon response to regional uplift of the Tibetan Plateau with regional climate model nested with global climate model [J]. *Glob. Planet. Change*, 169: 34–47. doi:10.1016/j.gloplacha.2018.07.002
- 张冉, 刘晓东. 2010. 上新世以来构造隆升对亚洲夏季风气候变化的影响 [J]. *地球物理学报*, 53(12): 2817–2828. Zhang Ran, Liu Xiaodong. 2010. The effects of tectonic uplift on the evolution of Asian summer monsoon climate since Pliocene [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 53(12): 2817–2828. doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2010.12.004
- 张冉, 姜大膀, 刘晓东, 等. 2012. 喜马拉雅——青藏高原不同子区域隆升对亚洲夏季气候演变影响的数值模拟 [J]. *科学通报*, 57(25): 2403–2414. Zhang Ran, Jiang Dabang, Liu Xiaodong, et al. 2012. Modeling the climate effects of different subregional uplifts within the Himalaya—Tibetan Plateau on Asian summer monsoon evolution [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 57(25): 2403–2414. doi:10.1007/s11434-012-5284-y
- 郑秀雅, 张廷治, 白人海. 1992. 东北暴雨 [M]. 北京: 气象出版社, 299pp. Zheng Xiuya, Zhang Tingzhi, Bai Renhai. 1992. Heavy Rainfall in Northeast China (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 299pp.
- 周心河, 熊喆. 2019. 区域气候模式不同积云对流参数化方案对新疆气候模拟的影响研究 [J]. *气候与环境研究*, 24(2): 169–185. Zhou Xinhe, Xiong Zhe. 2019. Impacts of different cumulus convective parameterization schemes on regional climate model simulation over Xinjiang [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 24(2): 169–185. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18075