中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 3 期: 354 ~ 366
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶位涡强迫的激发II: 伊朗高原-青藏高原感热加热

刘屹岷[1,2], 王子谦[3], 卓海峰[1,2], 吴国雄[1,2*]

1. 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;
2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 中山大学大气科学学院, 广州 510275
* 通讯作者, E-mail: gxwu@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2016-11-16; 接受日期: 2017-02-13; 网络版发表日期: 2017-03-07
国家自然科学基金项目(批准号: 91437219、41275088、91637312)、中国气象局行业专项项目(编号: GYHY201406001)、中国博士后科学基金资助项目(编号: 2016M600695)、中国科学院院前沿科学重点研究项目(编号: QYZDY-SSW-DQC018)和NSFC-广东联合基金(第二期)超级计算科学应用研究专项资助

摘要 基于诊断和数值模拟, 研究了夏季青藏高原和伊朗高原热力强迫的相互作用, 其对亚洲副热带季风区水汽通量辐合的贡献及对欧亚大陆上空高对流层顶和平流层低层冷中心形成的影响. 结果表明两大高原感热加热存在相互影响和反馈, 伊朗高原感热加热减少青藏高原的表面加热, 而青藏高原的感热加热则增加伊朗高原的表面加热; 形成了观测到的伊朗高原感热加热-青藏高原感热加热和凝结潜热释放-大气垂直环流之间的准平衡耦合系统(TIPS), 影响大气环流. 青藏高原上的感热-潜热相互反馈在这个TIPS耦合系统中起主要作用. 两大高原感热加热对其他地区的影响有相互加强也有相互抵消; 青藏高原感热加热引发的对亚洲副热带季风区水汽通量辐合贡献率为伊朗高原感热影响的2倍以上; 伊朗高原和青藏高原的感热加热共同作用对亚洲副热带季风区的水汽辐合作出最主要的贡献. TIPS的加热作用使对流层温度升高, 并抬升了其上空的对流层顶, 造成了那里平流层下层温度偏低; 与欧亚大陆大尺度热力强迫共同作用, 形成了对流层上层的暖性但在平流层下层为冷性的强大的反气旋环流南亚高压, 从而影响区域和全球的天气气候.

关键词 表面感热加热, 青藏高原-伊朗高原耦合系统(TIPS), 水汽传输, 对流层上层平流层下层环流, 对流层顶冷中心

1 引言

亚洲副热带地区存在北半球海拔最高、面积最大的青藏高原(TP). 对于大气环流而言, TP与其相邻的伊朗高原(IP)既有动力作用, 也存在热力作用. 但是地形对大气的动力和热力强迫在不同的环流背景下完全不同. 由于热源引起的等效地形高度反比于基本气流强度(Held, 1983; Chen, 2001), 在夏季副热带气流

中文引用格式: 刘屹岷, 王子谦, 卓海峰, 吴国雄. 2017. 夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶位涡强迫的激发II: 伊朗高原-青藏高原感热加热. 中国科学: 地球科学, 47: 354–366, doi: 10.1360/N072016-00080
英文引用格式: Liu Y M, Wang Z Q, Zhuo H F, Wu G X. 2017. Two types of summertime heating over Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing II. Sensible heating over Tibetan-Iranian Plateau. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-9016-3

© 2017 《中国科学》杂志社

较弱时, 热力强迫是非常重要的外强迫. 由于热带海陆分布和亚洲大地形在亚洲夏季风的形成和变化中起着重要的作用(叶笃正等, 1957; Wu等, 2007, 2009, 2012a; Liu等, 2007a, 2007b, 2012), 因此夏季青藏高原与伊朗高原热力强迫影响亚洲区域环流和气候的研究具有重要科学意义.

高原上大气热源与高原陆气耦合系统中的感热加热密切联系. 有意思的是数值试验中抬升的青藏高原陆面感热激发的潜热释放基本稳定地位于高原东南部上空(Wu等, 2007). 这与海洋表面海温异常的感热激发的移动性的环流和降水异常形成对比: 印度洋SSTA试验中大气形成两级热力适应(吴国雄等, 2000), 使降水和低层反气旋式环流位于SSTA热源区外的东亚-西太平洋, 从而影响中国气候异常. 高原上空这种区域分布准稳定性的降水导致地面土壤湿度增大、地表温度下降, 降水的凝结潜热与局地感热加热常常呈现负相关. 青藏高原上空的抬升感热加热于是引发了特殊的潜热加热分布, 其形成机制和影响亚洲季风的综合效应与海平面上非抬升的感热加热和潜热加热的天气气候效应显然不同, 其差异至今尚不清楚.

青藏高原和伊朗高原上空热力结构存在显著的差异, 导致夏季南亚高压中心总是维持在青藏高原上空或伊朗高原上空(Zhang等, 2002), 呈青藏高原型与伊朗高原型的双模态分布, 两者都具有暖的地表温度特征. 在伊朗高原模态, 伊朗高原上空对应其两个主峰在400hPa以下存在两个东部上升、西部下沉的环流; 400hPa以上则为单一的东部上升、西部下沉的热力适应环流. 这时青藏高原上空盛行向东气流和“东强西弱”的上升运动. 在青藏高原模态, 其上空为一致的强大上升运动; 这时伊朗高原400hPa以下虽然仍然保持两个东部上升、西部下沉的环流(表明强表面感热加热持续), 但是400hPa以上已经表现为一致的下沉运动: 整个青藏高原和伊朗高原(TIP)上空的中、高对流层的环流表现为一致的向TIP加热的Sverdrup型的热力适应(Liu等, 2001). 这就意味着伊朗高原热力结构与青藏高原热源存在相互作用, 是它们的共同作用影响着南亚高压的形态、进而控制着亚洲夏季风的时空变化.

近期研究表明, 无论春夏伊朗高原上都维持大的波文(Bowen)比, 说明其主导加热是边界层的感热加热(刘超等, 2015); 而青藏高原夏季3维加热场则表现为西部感热-东南潜热的热源结构(Luo和Yanai, 1984; Yanai等, 1992; Yanai和Wu, 2006; 周秀骥等, 2009). 事实上无论是青藏高原的感热加热还是潜热加热都会强迫出Gill或Sverdrup环流型, 在其西部形成强盛的下沉运动. Liu等(2007a)和Wu等(2012b)的数值试验说明青藏高原的存在加剧了其西部伊朗高原上的下沉运动, 而伊朗高原强迫则会加强阿拉伯海向东的水汽输送、增加南亚北部和青藏高原东南部的降水, 从而改变青藏高原的热状况及其对伊朗高原的强迫作用. 根据以上的分析我们可以假设青藏高原和伊朗高原的热力强迫以及南亚的水汽输送构成了一个如图1所示的相互反馈的耦合系统(TIPS), 它们共同影响着亚洲和全球的气候. 本文将结合分析和模拟对上述假设进行论证, 同时分析伊朗高原热源与青藏高原热源相互影响的物理过程及研究两大高原对亚洲季风区水汽输送分别和共同的贡献.

青藏高原及其相邻的周边亚洲季风区的上空, 即上对流层(UT)-下平流层(LS)(UTLS)区域是水汽、臭氧、CO等大气成分分布的异常中心(卞建春, 2009; Solomon等, 2011). 由于欧亚大陆尺度的加热及青藏高原区域大地形的动力、热力作用, UTLS呈现出以南亚高压反气旋为主要特征的特殊环流形势(图2a), 从对流层中上层的400hPa向上伸展到平流层下部50hPa. 该对流层上层的暖性反气旋是一个较深厚的系统, 而其上方则叠加着冷性反气旋系统(吴国雄等, 2016). 同纬度的太平洋和大西洋上空, 则表现为对流层冷偏差、平流层暖偏差的定常分布.

UTLS温度偏差的定常波结构应与对流层顶高度

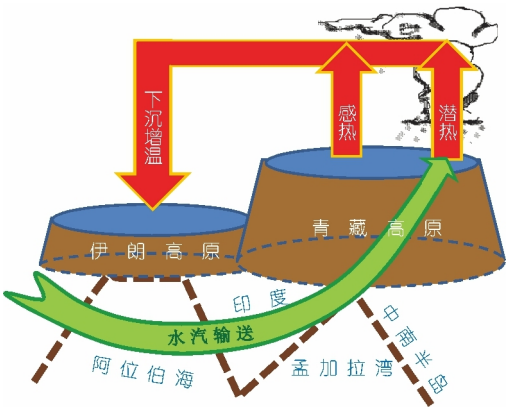


图 1 青藏高原、伊朗高原的热力强迫以及南亚的水汽输送所构成的一个相互反馈的耦合系统(TIPS)示意图

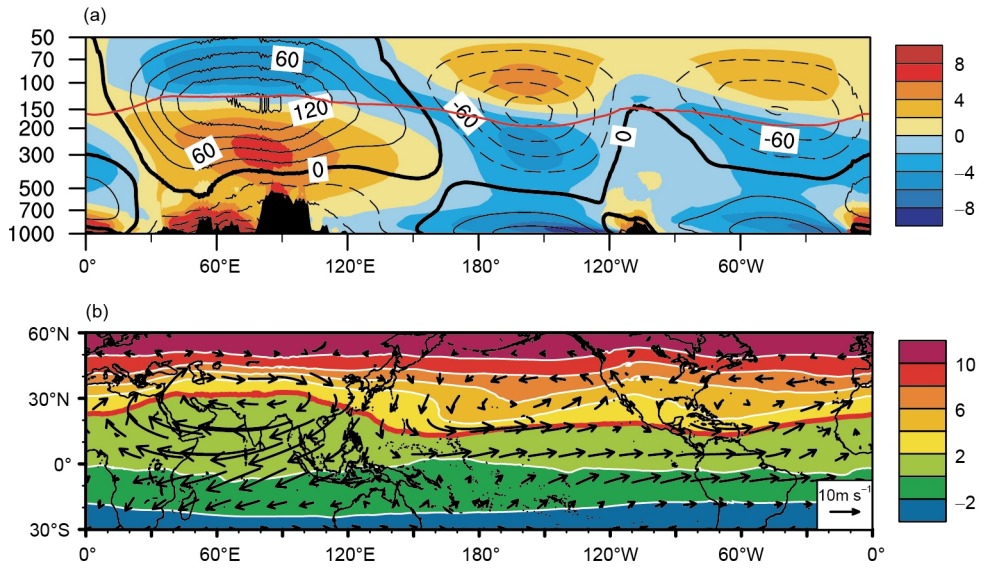


图 2　基于CFSR再分析资料的夏季(6~8月)平均的(a)沿30°N的位势高度(等值线, gpm)和温度(阴影, K)的纬向偏差, 及用PV=2 PVU等值线表示的对流层顶(红粗实线)和(b)125-hPa层上风场(箭矢, m s^{-1})和位涡PV(等值线和阴影, PVU)的分布

有关. 图2给出了位势涡度(简称位涡, PV)为2位涡单位(2PVU, 1PVU=10^{-6}K kg^{-1} m^2 s^{-1})的等值线分布, 它可近似表示对流层顶的位置 . 这是因为PV等值线在对流层中稀疏, 在对流层顶附近PV=1~3PVU以后突然加密(Hoskins等, 1985), 因此PV=2PVU通常被用来标示对流层顶. 图2a表明在欧亚大陆上空的对流层顶较同纬度高, 位于125hPa附近. 由于对流层顶的高度从赤道附近的16km向北逐渐变低, 在125hPa附近, 南亚高压南部位于对流层, 而北部位于平流层, 水汽等大气成分能通过强大的反气旋环流(图2b)被输送到平流层. 因为LS的温度低值区是空气脱水、水汽进入平流层的关键区(Holton等, 1995; Holton和Gettelman, 2001), 该区域大气的温度垂直结构及变化对于UTLS大气成分收支有重要影响, 理解LS冷中心的形成和变化的物理过程十分必要. 两大高原上独特的高对流层顶和LS冷中心与高原的热力强迫有着怎样的联系是值得探讨的问题.

本研究的第一部分(吴国雄等, 2016, 简称DH-I)基于数值模拟研究了夏季青藏高原主体上的双加热(表面感热加热和潜热加热, DH)的特征及其相互作用, 比较了这种双加热对局地垂直运动及季风经圈环流的影响, 证明了双加热通过影响对流层上层的温度场和流场结构, 在近对流层顶处激发出绝对涡度最小值和异常位涡强迫源从而增强亚洲季风经向环流并影响到北半球. 本文是第二部分, 将在上述研究的基础上阐述夏季伊朗高原与青藏高原感热加热影响的差异及相互作用, 分析TIP感热加热对亚洲副热带季风区水汽通量辐合的准定量贡献, 以及TIPS对欧亚大陆UTLS高对流层顶和LS冷中心结构的影响.

2　资料、模式和试验设计

本文所用观测资料包括MODIS地面温度, 水平分辨率500m(Wan, 2008), 和TRMM 3B43月平均降水资料, 分辨率为0.25×0.25(Huffman等, 2007), 时段与模式试验相同, 均为2004~2010. 另外使用了美国NCEP耦合预测系统(NCEP CFSR)再分析资料CFSR(Saha等, 2010)中的环流变量, 其时段为1979~2009共31年.

由于较高分辨率的WRF模式能更为合理的表征复杂的地形特征以及陆面过程, 本文与DH-I相同, 仍然采用高精度的区域大气模式WRF(但为较新的版本3.5)对伊朗高原-青藏高原-东亚地区进行模拟和敏感性试验. 模式初始条件和包括海温的边界条件由CFSR再分析资料提供, 为每日四次(00时, 06时, 12时, 18时, 均为世界时)的全球最终分析场, 其中边界条件每6h更新一次. 模式区域采用兰伯特地图投影; 模拟区域中心点位于(35°N, 85°E), 模式水平分辨率为30km, 南北和东西方向格点数分别为201和361(边界缓冲区均为5个格点),

覆盖了亚欧大陆的大部分区域及邻近海洋区域. 垂直方向为地形追随坐标共分31层, 最顶层为50hPa. 图3a给出了模式模拟区域和对应的高原地形分布. WRF模式用于本文研究的具体物理参数化方案包括: WSM6微物理过程(Hong和Lim, 2006), Grell-3D积云对流方案(Grell和Freitas, 2014), CLM陆面模式(Oleson等, 2013), MYJ行星边界层方案(Janjić, 1994), Goddard短波辐射方案(Chou和Suarez,1994; Chou等, 1998), 以及RRTM长波辐射方案(Mlawer等, 1997).

本文一共设计了四组试验, 每组试验包括2004~2010年的7个夏季, 模式从每年的5月1日00时开始积分, 到8月31日18时模拟结束, 最后三个月的输出数据用于结果的分析. 基于上述物理过程的WRF正常运行试验被定义为参照试验(CTL). 与DH-I相似, 我们的目的是考察两大高原主体上热力强迫的相互作用及其影响. 为此设计了三组敏感性试验(表1): 伊朗高原无感热试验(IP_NS), 青藏高原无感热试验(TP_NS), 以及伊朗高原和青藏高原均无感热试验(TIP_NS). 在这三组试验中, 分别将海拔500m以上伊朗高原主体地区、海拔1500m以上青藏高原主体地区(图3a)以及这两处高原主体地区的地表感热加热设置为0. 这就阻隔了高原主体地表与大气之间的感热交换. 陆面过程则保留不变, 从而仍然保证地表的能量的平衡, 与Liu等(2001)和DH-I中的感热试验相同. 之所以对伊朗高原和青藏高原取不同的高度阈值进行试验是考虑到伊朗高原主体的平均高度(~1500m)比青藏高原主体的平均高度(~4500m)低的缘故.

3 夏季气候态的模拟

图3b是模拟的表面感热通量. 感热通量大值区位于阿拉伯半岛、伊朗高原、中亚地区、印度西部和青藏高原西部, 中心值超过110W m^{-2}. 中南半岛和东亚季风区感热较小. 青藏高原上的感热自西向东从130W m^{-2}逐渐减小到50W m^{-2}, 其原因是弱的地表西风和较强的降水造成了青藏高原东部感热偏小(刘超等, 2015; 吴国雄等, 2016). 上述结果与CFSR再分析资料得到的结果相似(图1c, 竺夏英等, 2012). CTL试验所模拟得到的地表温度(图3d)与从卫星观测得到的MODIS的地表温度(图3c)相似, 比较成功地模拟了阿

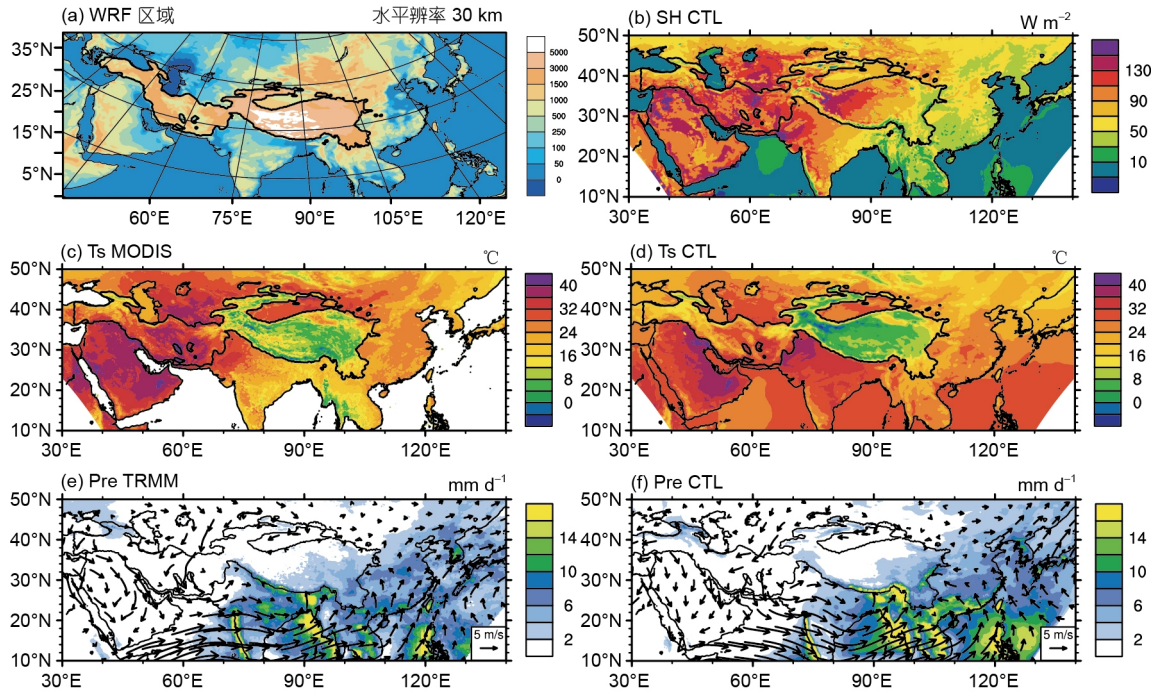


图 3 WRF模式模拟区域及地形高度(a)、CTL试验模拟的夏季平均地表感热加热(b)、地表温度(d)和降水(f)以及卫星观测的地表温度(c)和降水(e)

(e)和(f)中的矢量分别为CFSR和CTL850-hPa风场

表 1　试验设计详情

试验名称	试验详情
CTL	背景: 气候平均
IP_NS	伊朗高原主体上空(≥ 0.5km)处无地表感热加热
TP_NS	青藏高原主体(≥ 1.5km)处无地表感热加热
TIP_NS	伊朗高原主体和青藏高原主体处均无地表感热加热

拉伯半岛和伊朗高原及其附近中亚地区的高温、青藏高原高海拔温度偏低的分布. CTL试验所模拟得到的降水(图3f)也与从卫星观测得到的TRMM的降水(图3e)十分接近, 两者的空间分布相关系数达到0.87, 成功的模拟了印度西海岸、孟加拉湾东部-青藏高原南坡、中南半岛和南海等热带降水中心和东亚夏季风降水; 模拟得到的850hPa风场也与再分析资料CFSR得到的风场相似. 因此该参照试验可以作为夏季风的背景试验.

图4给出了从各个敏感试验得到的夏季平均降水和850hPa风场的分布. 粗略看来, 在20°N以南的热带地区以及西太平洋, 他们与背景试验CTL的结果(图3f)非常相似. 由于他们的差异只是在伊朗高原主体地区和/或青藏高原主体地区上有无表面感热加热, 这种相似分布意味着伊朗高原和青藏高原以外的热带海陆分布及两大高原低海拔处的感热加热对热带地区以及西太平洋的夏季风有着决定性的影响. 尽管两大地形高海拔处的感热加热对上述地区的夏季风影响不是决定性的, 但是从下面的分析将会看到, 这种影响还是很明显的. 在大地形所在区域, 在伊朗高原无加热时, 伊朗高原上空降水减少(图4a); 在青藏高原无加热时, 青藏高原上空降水减少(图4b和c).

4　伊朗高原和青藏高原感热加热的相互作用

背景试验减去无高原感热加热的敏感性试验得到的差值可以近似反映该高原感热加热的作用. 伊朗高原的感热在地表和850hPa产生环绕伊朗高原的气旋性环流(图5a和b), 增强了亚洲的西南季风环流、并在伊朗高原上形成较强辐合, 造成从伊朗高原东部、印度北部到青藏高原及其以南地区的降水增加(图5b), 导致伊朗高原表面和青藏高原西部表面感热及Bowen比增加, 青藏高原中部和东部感热及Bowen比下降(图5a和c).

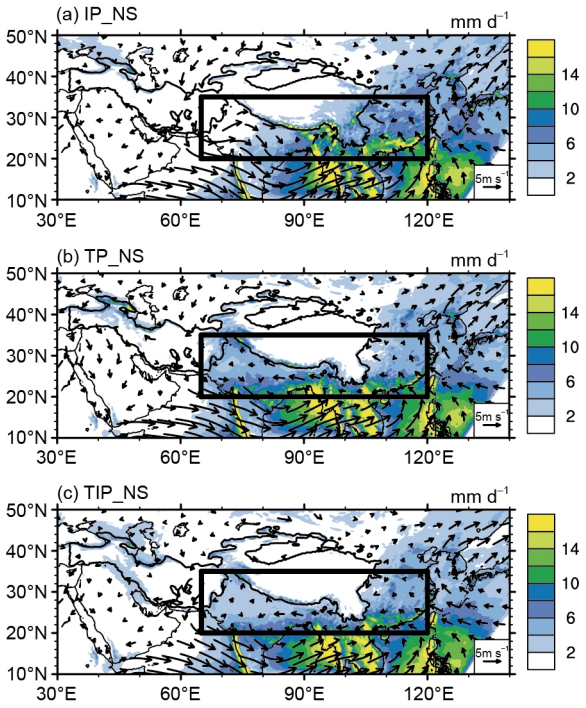


图 4　各敏感试验模拟的夏季平均降水(阴影)和850-hPa风场(矢量)

(a) IP_NS, (b) TP_NS, (c) TIP_NS. 方框表示亚洲副热带季风区

青藏高原的感热也在地表和850hPa产生环绕青藏高原的气旋性环流(图6a和b), 并在青藏高原近地层产生了强烈的气旋式辐合气流, 显著地增强孟加拉湾以北-青藏高原东南部, 以及东亚季风的降水. 还显著地减弱了伊朗高原、青藏高原西部、以及印度至孟加拉湾西部的降水(图6b). 除了中南半岛和东亚季风区, 青藏高原的感热导致在欧亚大陆中西部和两高原上感热和Bowen比增加.

图7给出伊朗高原主体和青藏高原主体的表面感热加热共同作用对环流和降水的影响. 注意到在单独青藏高原表面感热加热的试验结果中伊朗高原的表面感热加热显著性增加10~40W m^{-2}(图6a). 尽管其强度只有图7a中伊朗高原表面感热加热强度的约三分之一, 然而两大地形地表都是热源. 因此, 两大地形表面加热对区域表面环流和加热(图7a)、850hPa环流和降水(图7b), 以及Bowen比(图7c)的影响在空间分布上与单独青藏高原表面感热加热的对应影响(图6a~c)从宏观上看非常相似. 这些结果说明, 青藏高原对区域

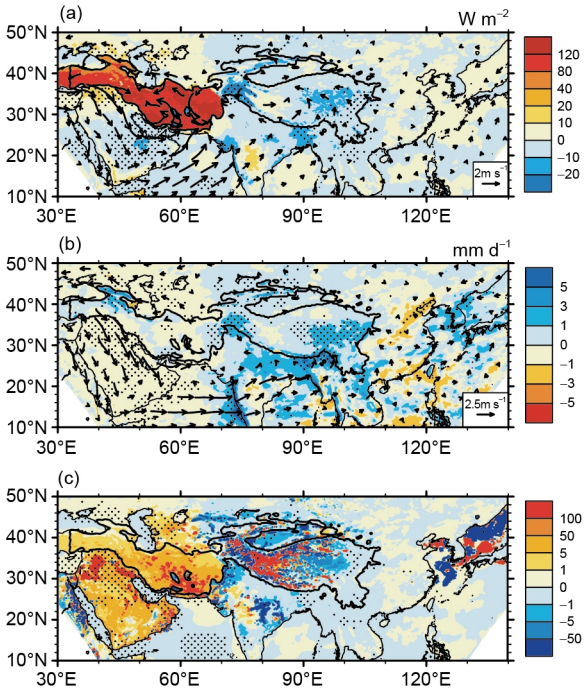


图 5　夏季有无伊朗高原表面感热加热试验模拟结果的差异(CTL-IP_NS)

(a) 感热(阴影)和表面风场(矢量); (b) 降水(阴影)和850-hPa风场(矢量); (c) 波文比. 打点区表示(a)感热、(b)降水和(c)波文比的差异通过90%信度检验

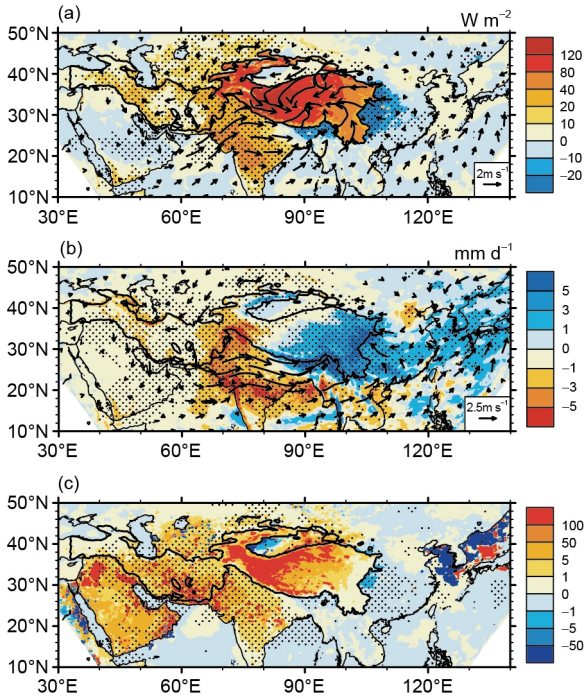


图 6　夏季有无青藏高原表面感热加热试验模拟结果的差异(CTL-TP_NS)

(a) 感热(阴影)和表面风场(矢量); (b) 降水(阴影)和850-hPa风场(矢量); (c) 波文比. 打点区表示(a)感热、(b)降水和(c)波文比的差异通过90%信度检验

气候的影响程度远远超过伊朗高原的影响程度.

尽管如此, 比较图5~7可以发现, 两大高原感热加热的相互影响有增强作用也存在负反馈, 他们对其他地区的影响有叠加也有相互抵消. 两者均增加了阿拉伯半岛的Bowen比, 减少了该地降水; 同时还增强了孟加拉湾以北-青藏高原东南部的降水, 不过青藏高原的影响更为显著. 然而在印度北部两者产生的经向环流方向相反: 伊朗高原感热加热增强从阿拉伯海到印度北部的西南水汽输送(图5a和b), 使伊朗高原上空和印度北部降水增加(图5b); 但青藏高原加热所致的围绕青藏高原西侧的北风气流沿等熵面南下下沉, 导致印度北部降水减少(图6b)、感热和Bowen比增加(图6a和c), 并显著地增加了伊朗高原上的感热(图6a). 与此相反, 伊朗高原感热通过增加青藏高原环流辐合、增加降水(图5a和b), 减弱了青藏高原地区的感热加热(图5a). 青藏高原感热的减弱反馈到其激发的环流和高原中东部的上升运动, 抑制这里的凝结潜热释放, 因而减弱了仅有青藏高原感热加热所激发的纬向环流. 在伊朗高原感热加热的共同作用下, 伊朗高原上空的下沉运动减弱, 大气建立新的热力平衡 . 从而形成了观测到的伊朗高原感热加热-青藏高原感热加热和凝结潜热释放-大气垂直运动之间的准平衡系统(TIPS). 注意到由于青藏高原抬升的感热加热和其东部较充沛的水汽, 其中青藏高原上的感热-潜热相互反馈(DH-I)在TIPS的热力平衡中起主要作用.

5　TIPS对副热带季风区水汽通量辐合的贡献

图8为沿高原主体纬度(30°N)的水汽和环流的经度-垂直剖面分布图, 它清晰的反演了两大高原加热的相互影响. 在背景试验中(图8a), 对流层中上层的西风气流在70°E以西为一致的下沉, 在80°E以东为一致的上升, 呈现出夏季副热带四叶型加热的特征(Wu等, 2009). 在伊朗高原上空500hPa以下的低对流层中, 两处高海拔地形的中东部为浅薄的上升运动, 西部为下

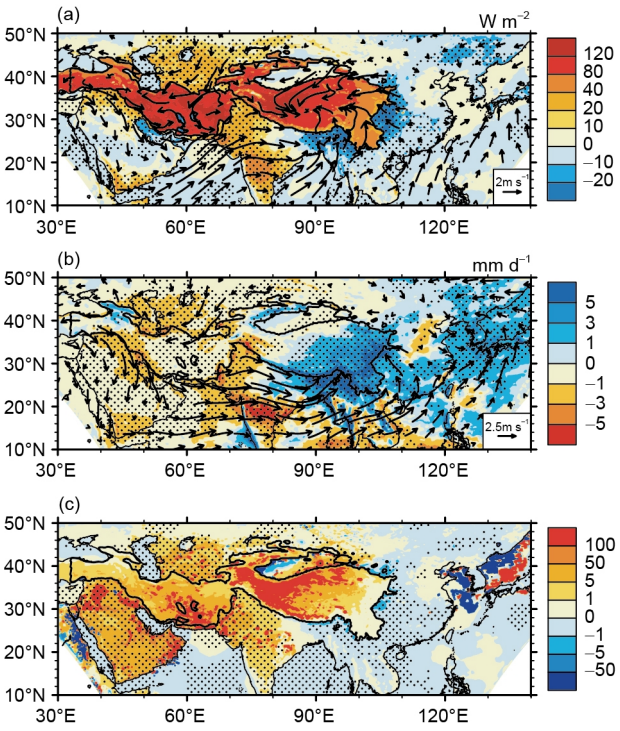


图 7　夏季有无青藏-伊朗高原表面感热加热试验模拟结果的差异(CTL-TIP_NS)

(a) 感热(阴影)和表面风场(矢量); (b) 降水(阴影)和850-hPa风场(矢量); (c) 波文比. 打点区表示(a)感热、(b)降水和(c)波文比的差异通过90%信度检验

沉运动; 400hPa往上为深厚的下沉运动. 而青藏高原上从地表到平流层下层均受上升运动控制. 有无感热试验结果显示, 伊朗高原的感热能激发到达对流层顶的上升运动, 近地层的水汽被抬升到对流层中上层(图8b); 由于大气对高原抬升加热的热力适应(吴国雄和刘屹岷, 2000), 伊朗高原两处高海拔地形的地表加热各自在其东部激发出上升运动, 在其西部激发出下沉运动. 伊朗高原的加热还显著的增加了青藏高原上空的水汽含量, 并在其中东部产生大范围的、直达对流层上层的上升运动. 在青藏高原加热的试验中(图8c), 80°E以东为一致的上升运动, 大气水汽含量增加, 以西为一致的下沉运动, 大气水汽含量减少, 导致伊朗高原地表感热增加(图6b). 水汽含量的增减在近地层最为明显, 强度均超过3g kg^{-1}. 当青藏高原表面加热和伊朗高原表面加热同时存在时(图8d), 80°E以东环流和水汽的变化与仅有青藏高原表面加热的情况(图8c)相似. 在80°E以西, 青藏高原表面加热激发的强烈的下沉运动位于加热区西部和以西的中亚地区, 压制了伊朗高原加热产生的上升(图8b), 形成了伊朗高原两处高海拔地形的上层(500hPa以上)大气下沉、下层(500hPa以下)在地形上空大气上升、在地形以西大气下沉的垂直结构(图8d). 这一结果进一步支持了TIPS耦合系统的假设.

伊朗高原感热加热引起的东部的上升及低层的气旋式环流(图5a和c)为印度北部输送暖湿空气, 并增加了青藏高原上空和其南部的水汽(图8b); 青藏高原热力环流则主要贡献于高原东部和南部以及东亚地区水汽的增加. 为了准定量估计两个高原感热加热所致环流对亚洲副热带季风区水汽输送和降水的贡献, 这里定义(20°~35°N, 65°~120°E , 图4的方框范围)为亚洲副热带季风区, 并计算了多年平均夏季的逐月垂直积分的水汽通量($\vec{V}q$)及其散度($\nabla\cdot(\vec{V}q)$). 定义高原感热的贡献为背景试验与上述无感热敏感性试验之差, 计算结果在表2中给出. 它表明背景试验CTL模拟的亚洲副热带季风区水汽通量的辐合量为(-1.55×10^{-5}kg m^{-2} s^{-1}), 与CSFR结果一致, 很好地定量描述了副热带季风区的水分收支.

由此我们可以来评估不同地形加热对亚洲副热带季风区水汽通量辐合量的贡献. 由表2看出, 伊朗高原、青藏高原、以及伊朗-青藏高原的表面感热加热对亚洲副热带季风区水汽通量辐合量的贡献分别为-0.20×10^{-5}、-0.45×10^{-5}、和-0.92×10^{-5}kg m^{-2}s^{-1}. 与背景试验相比, 它们各贡献了12.9%、29.0%和59.4%. 青藏高原感热加热对该区域的水汽输送的贡献约为伊朗高原的2.2倍, 而两者同时存在时共同的贡献接近60%, 比简单的线性叠加(41.9%)多出约18%. 这与两大高原的感热加热激发的青藏高原-孟加拉湾北部的凝结潜热的反馈作用有关(DH-I). 比较图5b、6b、7b不难看出, 由于两大高原表面加热激发的降水在印度东北部、孟加拉和中南半岛北部显著增加. 根据位涡理论, 该区域对流降水的加强所释放的凝结加热的加强在近地面会产生异常的气旋式环流, 其南部增强的偏西风导致沿热带水汽输送带的风速明显加强, 从而有更多的水汽跨越亚洲副热带季风区的西边界和南边界向该区域输送. 正是由于在伊朗-青藏高原的表面感热共同加热的试验中这种降水所释放的凝结加热与水汽输送之间的正反馈作用, 导致该区域的水汽输送的辐合比伊朗高原和青藏高原各自的表面感热影

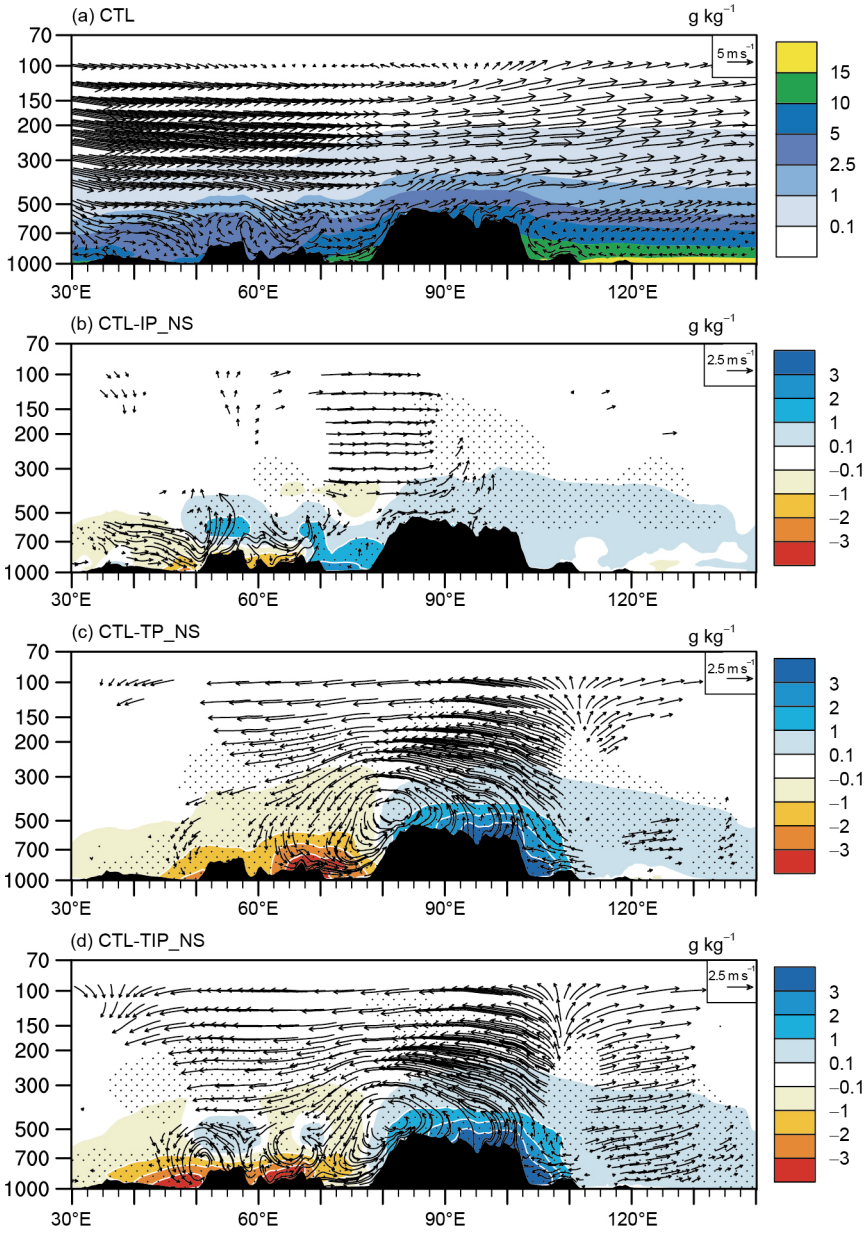


图 8　模拟的夏季沿30°N的水汽(阴影)和环流(u, W×200)的经度-垂直剖面分布

(a) 背景试验CTL, 以及有无感热试验的差异, (b) CTL-IP_NS, (c) CTL-TP_NS, (d) CTL-TIP_NS. (b)~(d) 中打点区域和箭矢表示通过90%信度检验

表 2　再分析资料CFSR和CTL模拟的夏季亚洲副热带季风区(20~35°N, 65~120°E , 图4方框)总水汽通量散度及有无高原感热试验中该区域总水汽通量散度的差异和该差异值占CTL中总水汽通量散度的比例

	CFSR	CTL	CTL-IP_NS	CTL-TP_NS	CTL-TIP_NS
水汽通量散度 ($\times10^{-5}$kg m^{-2} s^{-1})	−1.55	−1.55	−0.20	−0.45	−0.92
有无感热试验的水汽通量散度差异与CTL的比值(%)			12.9	29.0	59.4

响的线性叠加显著增大、降水显著加强.

6 TIPS对季风区对流层顶的影响及近对流层顶冷中心的形成

DH-I讨论了青藏高原加热对对流层上层和平流层底层的环流和温度的影响, 基于热成风关系从理论上阐述了对流层上层存在最强大的反气旋, 发现其所激发的反气旋环流在对流层中上层是暖性的但到100hPa变成冷性的. 本节将进一步讨论该反气旋的温度结构在对流层顶附近变性的原因. 我们首先检查各组敏感试验中高原上空近对流层顶的温度场和流场结构, 并与DH-I的结果对比.

图9是有、无高原感热加热UTLS的温度场和流场的差异, 代表两大高原各自及共同的表面热力强迫对对流层高层和平流层下层温度场和流场结构的影响. 300hPa上, 无论伊朗高原加热还是青藏高原加热都能够增强对流层上层的暖性反气旋. 伊朗高原加热产生的反气旋环流和暖中心较弱, 增温约为1K, 并通过能量频散影响到东亚(图9a). 青藏高原加热在其上空产生了增温达大于3K的暖性反气旋(图9c); 还由于受到向西传播Rossby波的影响, 伊朗高原的地表感热加热显著性增加(图6a),导致伊朗高原上空也出现较弱的暖性反气旋环流. 两大高原感热加热的共同作用导致欧亚大陆上空的对流层上层被强大的双中心暖性反气旋环流控制, 南亚高压呈现出双模态的特征. 青藏高原上空的暖中心强度大于4℃(图9e), 是图2a中观测到的青藏高原上空暖中心强度的2/3. 由于上述反气旋环流位于西风带中, 因此两个高原各自和共同的表面加热均能够激发出向下游传播的Rossby波列进而影响北半球的环流和气候(图9).

各个试验中100 hPa上环流的差异分布与300hPa的相同, 强度增加; 温度场的差异分布虽然也与300hPa的相同, 但是从暖性变为冷性(图9右侧). 青藏高原上空的冷偏差在仅有青藏高原表面加热时超过2K, 与DH-I的相应结果(图8d, 吴国雄等, 2016)相似; 在两大高原均有表面加热时显著增强, 超过3K. 这些试验结果证实了DH-I的结论, 即高原抬升的表面感热加热能够在近对流层顶附近激发出强大的、温度差异在垂直方向变性的反气旋环流.

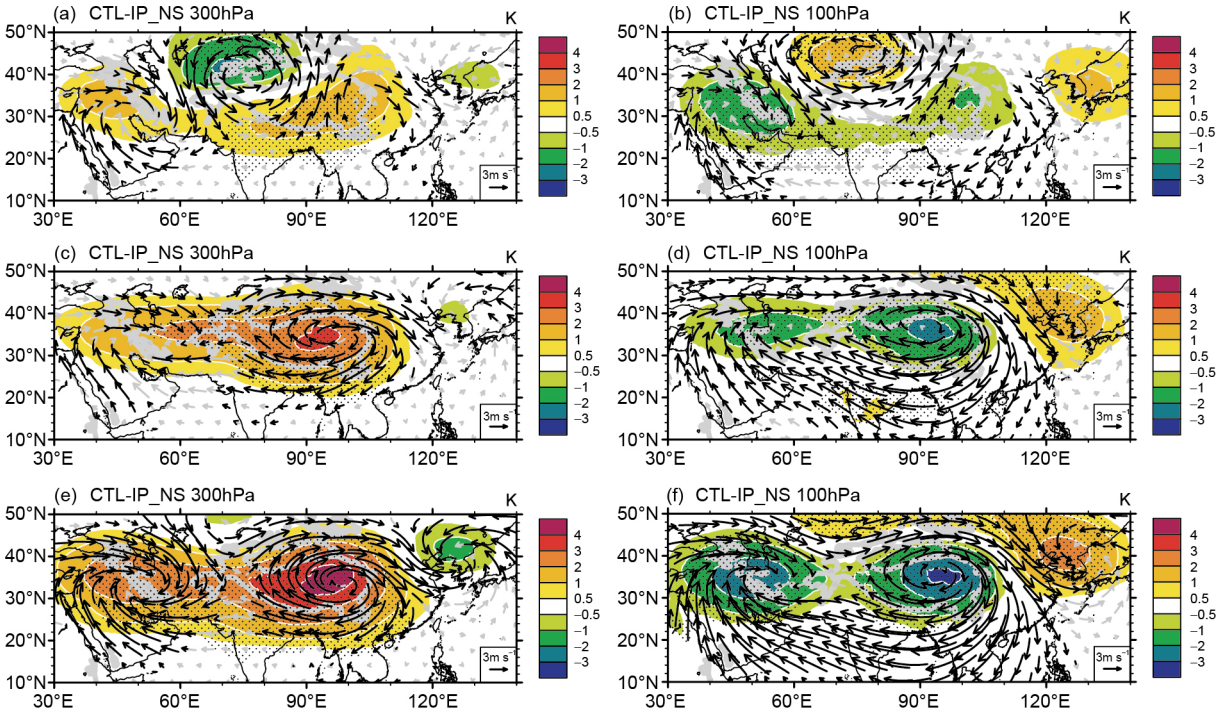


图 9　背景试验CTL与无高原感热试验的温度(阴影)、风场(矢量)在300hPa((a), (c), (e))和100hPa((b), (d), (f))之差异分布

(a), (b) CTL-IP_NS; (c), (d) CTL-TP_NS; (e), (f) CTL-TIP_NS , 打点区域和箭矢表示通过90%信度检验

如图2a所示, 欧亚大陆上空的南亚高压是深厚的副热带反气旋环流, 其形成是大气环流对三种尺度非绝热加热强迫的响应(Wu和Liu, 2003; Wu等, 2009; Liu等, 2004), 包括大陆尺度的LOSECOD四叶型加热和大尺度地形加热. 北美上空对流层上层也存在高压, 但由于北美大陆的东西尺度小和地形加热强迫较弱, 非绝热加热比欧亚大陆上空的弱得多, 造成北美上空暖偏差和反气旋的强度偏弱, 水平和垂直空间尺度偏小, 而南亚高压的高度则能达到下平流层. Wu等(2015)导出温度-加热垂直廓线($\boldsymbol{T}$-$\boldsymbol{Q}_z$)理论去证明对流层中南亚高压应当是暖性的: 由于亚洲季风凝结潜热加热和欧亚大陆西部的辐射冷却和近地面感热加热, 使得副热带对流层上层存在暖性反气旋中心; 该暖中心位于副热带季风加热区以西, 冷却区以东. 但是, 该暖性反气旋环流在对流层顶以上变性的原因还不清楚.

这里首先从再分析资料入手. 图10a和b分别给出了CFSR中沿30°N青藏高原及东太平洋的两个温度垂直廓线和垂直递减率, 它们与纬向平均值的偏差在图10c中显示. 青藏高原上气温在150hPa以下随高度均匀减少, 其上减速减弱, 从100hPa开始向上温度随高度增加而上升; 东太平洋和纬向平均的温度的递减率在较低的高度上即开始改变(图10a和b). 如果以温度递减率达到−3K km^{-1}的高度代表对流层顶的位置, 那么对流层顶在青藏高原上约位于100~110hPa, 东太平洋是175hPa, 30°N纬向平均的对流层顶高度介于两者之间, 约为125hPa. 这与图2a中用位涡为2 PVU所定义的对流层顶高度比较接近. 太平洋上空低的对流层顶使其在平流层下层至对流层顶附近的温度比同纬度偏高; 而青藏高原上空高的对流层顶使其在平流层下层至对流层顶附近的温度比同纬度低, 高原上空上、下的气温对纬向平均的冷、暖偏离极值接近6K(图10c). 上述结果提醒我们, 对流层顶的高度变化对近对流层顶的温度分布有很大的影响, 反之也然.

回到本文的敏感性试验. 图11给出各个试验中南亚高压中心(37°N, 95°E)上空的温度垂直分布廓线(a)、温度垂直递减率(b)、以及背景试验与敏感性试验的温度差异廓线(c). 根据上面的定义, 在青藏高原存在感热加热的试验CTL和IP_NS中, 对流层顶约位于125hPa, 而在青藏高原无感热加热的试验TP_NS和TIP_NS中, 对流层顶变低, 在160hPa附近(图11a和b). 背景试验和各个敏感性试验的温度偏差在160hPa以下为正, 在160hPa以上为负. 最大的冷偏差出现在伊朗高原和青藏高原均有表面感热加热时, 为3K; 其次在仅有青藏高原表面感热加热时, 为2K; 最弱是仅有伊朗高原表面加热时, 为0.6K. 这就表明, 青藏高原和伊朗高原的表面感热加热, 特别是青藏高原的感热加热及其相关联的潜热释放在增加对流层气温的同时抬升了其上空的对流层顶高度, 导致近对流层顶以上至平流层下层的温度降低, 最强的冷中心出现在100hPa的高度上.

7　讨论和结论

基于诊断和模拟, 本文研究了夏季青藏高原与伊朗高原感热加热的影响及其相互作用, 分析了两大高

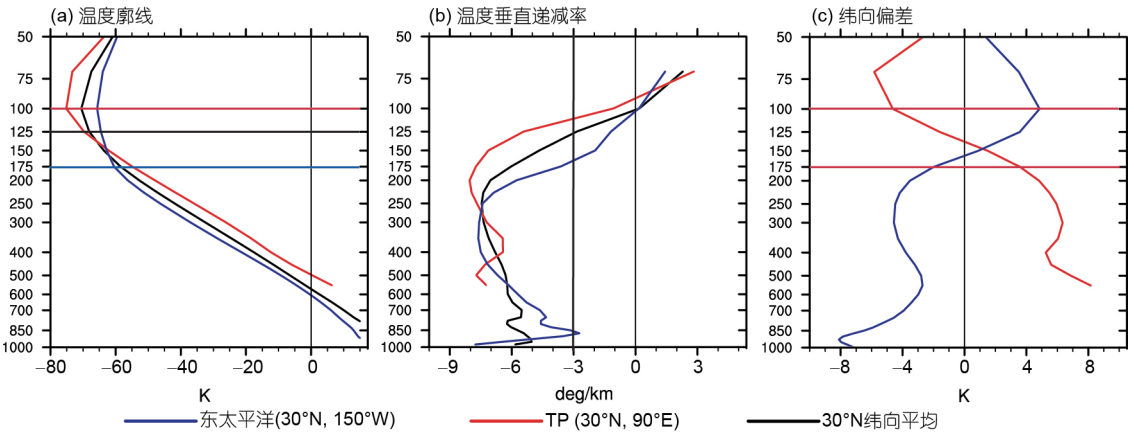


图 10　**再分析资料CFSR中夏季沿30°N的温度廓线(a)、温度垂直递减率(b)和温度纬向偏差廓线(c)**

红色, 青藏高原(90°E);蓝色, 东太平洋(150°W); (a), (b)中黑色是纬向平均值

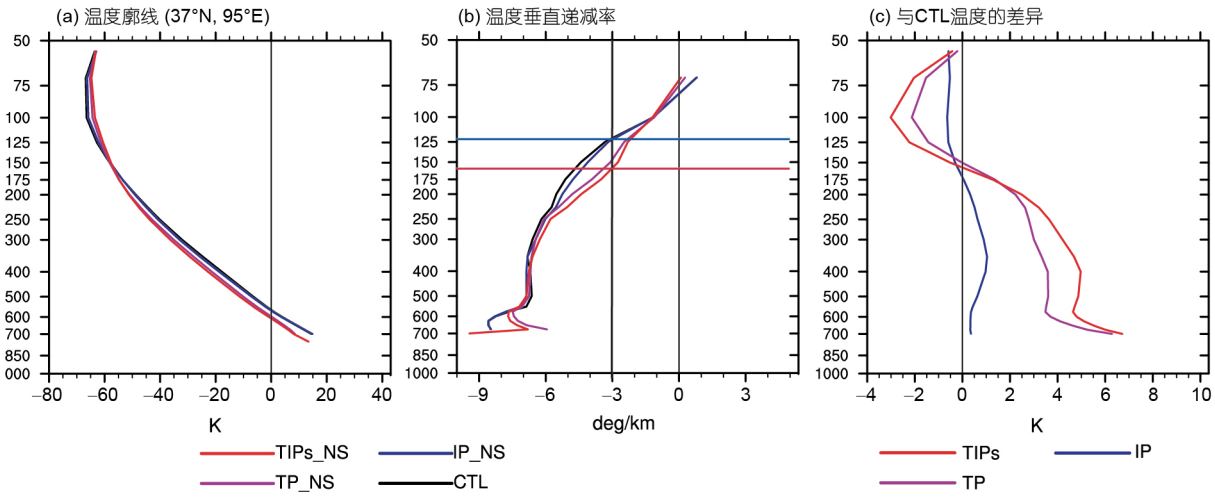


图 11　模式模拟的在青藏高原上空(37°N, 95°E)处的温度廓线(a)、温度垂直递减率(b)和背景试验CTL与高原无表面感热加热试验的温度差异廓线(c)

(a), (b)中红色是TIP_NS, 紫色是TP_NS, 蓝色是IP_NS, 黑色是CTL. (c)中红色是CTL-TIP_NS, 紫色是CTL-TP_NS, 蓝色是CTL-IP_NS

原对副热带亚洲季风区水汽输送的贡献, 阐明了高原感热加热影响对流层顶和上对流层-下平流层(UTLS)温度结构的机理. 所得结果如下:

(1) 两大高原感热加热存在相互影响. 青藏高原感热加热激发的纬圈环流在伊朗高原上空下沉增温使伊朗高原上空湿度和降水减少, 表面感热加热增加. 伊朗高原感热产生的近地层气旋式环流通过增加印度东北部和青藏高原上的低层辐合, 增加了该区域的降水, 减弱了青藏高原的表面感热加热. 这时青藏高原感热的减弱反馈到其激发的环流和高原中东部的上升运动, 会抑制这里的凝结潜热释放, 减弱伊朗高原上空的下沉运动和表面感热加热. 正是伊朗高原和青藏高原表面感热加热的这种正反馈-负反馈的不断调整适应形成了观测到的伊朗高原感热加热-青藏高原感热加热和凝结潜热释放-大气垂直运动之间的平衡态, 形成了TIPS耦合系统. 在这个调整适应过程中青藏高原上的感热-潜热相互反馈在伊朗高原-青藏高原热力平衡中起主要作用.

(2) 两大高原感热加热对其他地区的影响有叠加也有相互抵消. 它们均增加了阿拉伯半岛的Bowen比, 减少了该地的降水; 同时还增强了孟加拉湾以北-青藏高原东南部的降水. 在印度北部两者产生的经向环流方向相反: 伊朗高原感热加热增强从阿拉伯海到印度北部的西南水汽输送, 使印度北部降水增加; 但青藏高原加热所致的围绕青藏高原西侧的北风气流沿等熵面南下下沉, 导致印度北部降水减少.

(3) 两大高原对亚洲副热带季风区的水汽输送辐合量的贡献中, 青藏高原感热加热的贡献率为29%, 比伊朗高原感热的贡献率(13%)多一倍以上. 由于感热激发的青藏高原上的凝结潜热的反馈作用, 伊朗高原和青藏高原表面感热加热的共同的贡献率接近60%, 远远大于两者的线性叠加.

(4) 伊朗-青藏高原感热加热及其相关联的潜热释放增加了对流层的大气温度, 抬升了其上空的对流层顶, 造成了那里平流层下层温度偏低. 在两大地形非绝热加热以及欧亚大陆大尺度热力强迫共同作用下, 形成了对流层上层的暖性但在平流层下层为冷性的强大的反气旋环流南亚高压.

相比全球环流模式, 本研究采用的区域模式有着对复杂地形的亚洲区域模拟更好的优点. 然而边界值问题和海气耦合过程的欠缺会对模拟结果产生一定的影响. 还需要在未来采用全球气候系统模式进行进一步的研究.

参考文献

卞建春. 2009. 上对流层/下平流层大气垂直结构研究进展. 地球科学进展, 24: 262–271

刘超, 刘屹岷, 刘伯奇. 2015. 6种地表热通量资料在伊朗-青藏高原地区的对比分析. 气象科学, 35: 398–404

吴国雄, 刘平, 刘屹岷, 李伟平. 2000. 印度洋海温异常对西太副高

的影响-大气中的两极热力适应. 气象学报, 58: 513–522
吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高.I. 热力适应和过流和“过流”现象. 大气科学, 24: 433–446
吴国雄, 卓海峰, 王子谦, 刘屹岷. 2016. 夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶位涡强迫的激发I: 青藏高原主体加热. 中国科学: 地球科学, 46: 1209–1222
叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 28: 108–121
周秀骥, 赵平, 陈军明, 陈隆勋, 李维亮. 2009. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究. 中国科学D 辑: 地球科学, 39: 1473–1486
竺夏英, 刘屹岷, 吴国雄. 2012. 夏季青藏高原多种地表感热通量资料的评估. 中国科学: 地球科学, 42: 1104–1112
Chen P. 2001. Thermally forced stationary waves in a quasigeostrophic system. J Atmos Sci, 58: 1585–1594
Chou M D, Suarez M J. 1994. An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models. NASA Tech Memo, 104606: 85
Chou M D, Suarez M J, Ho C H, Yan M M H, Lee K T. 1998. Parameterizations for cloud overlapping and shortwave single-scattering properties for use in general circulation and cloud ensemble models. J Clim, 11: 202–214
Grell G A, Freitas S R. 2014. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. Atmos Chem Phys, 14: 5233–5250
Held I M. 1983. Stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere: Theory. In: Hoskins B J, Pearce R P, eds. Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere. London: Academic Press. 127–168
Holton J R, Gettelman A. 2001. Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere. Geophys Res Lett, 28: 2799–2802
Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, Douglass A R, Rood R B, Pfister L. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. Rev Geophys, 33: 403–439
Hong S Y, Lim J. 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). J Korean Meteorol, 42: 129–151
Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Q J R Meteorol Soc, 111: 877–946
Huffman G J, Adler R F, Bolvin D T, Gu G, Nelkin E J, Bowman K P, Hong Y, Stocker E F, Wolff D B. 2007. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. J Hydrometeorol, 8: 38–55
Janjić Z I. 1994. The Step-Mountain Eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. Mon Weather Rev, 122: 927–945
Liu Y M, Bao Q, Duan Z A, Qian Z A, Wu G X. 2007a. Recent progress in the impact of the Tibetan Plateau on climate in China. Adv Atmos Sci, 24: 1060–1076
Liu Y M, Hoskins B J, Blackburn M. 2007b. Impact of Tibetan orography and heating on the summer flow over Asia. J Met Soc Jpn, 85B: 1–19
Liu Y M, Wu G X, Liu H, Liu P. 2001. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere. Clim Dyn, 17: 327–338
Liu Y M, Wu G X, Ren R C. 2004. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating. J Clim, 17: 682–698
Liu Y M, Wu G X, Hong J L, Dong B W, Duan A M, Bao Q, Zhou L J. 2012. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: II. Change. Clim Dyn, 39: 1183–1195
Luo H B, Yanai M. 1984. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets. Mon Weather Rev, 112: 966–989
Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, Iacono M J, Clough S A. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. J Geophys Res, 102: 16663–16682
Oleson K W, Dai Y J, Bonan G B, Bosilovich M, Dickinson R E. 2013. Technical description of the community land model (CLM), NCAR Technical Note, NCAR/TN-503+STR. Boulder: National Center for Atmospheric Research
Saha S, Moorthi S, Pan H L, Wu X, Wang J, Nadiga S, Tripp P, Kistler R, Woollen J, Behringer D, Liu H, Stokes D, Grumbine R, Gayno G, Wang J, Hou Y T, Chuang H Y, Juang H M H, Sela J, Iredell M, Treadon R, Kleist D, van Delst P, Keyser D, Derber J, Ek M, Meng J, Wei H, Yang R, Lord S, van den Dool H, Kumar A, Wang W, Long C, Chelliah M, Xue Y, Huang B, Schemm J K, Ebisuzaki W, Lin R, Xie P, Chen M, Zhou S, Higgins W, Zou C Z, Liu Q, Chen Y, Han Y, Cucurull L, Reynolds R W, Rutledge G, Goldberg M. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. Bull Amer Meteorol Soc, 91: 1015–1057
Solomon S, Daniel J S, Vernier J P, Dutton E G, Thomason L W. 2011. The persistently variable background stratospheric aerosol layer and global climate change. Science, 333: 866–870
Wan Z. 2008. New refinements and validation of the MODIS Land-Surface Temperature/Emissivity products. Remote Sens Environ, 112: 59–74
Wu G X, He B, Liu Y M, Bao Q, Ren R C. 2015. Location and variation of the summertime upper-troposphere temperature maximum over South Asia. Clim Dyn, 45: 2757–2774
Wu G X, Liu Y M. 2003. Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation. Geophys Res

Lett, 30: 1201

Wu G X, Liu Y M, Dong B W, Liang X Y, Duan A M, Bao Q, Yu J J. 2012a. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: I. Formation. Clim Dyn, 39: 1169–1181

Wu G X, Liu Y M, He B, Bao Q, Duan A M, Jin F F. 2012b. Thermal controls on the Asian summer monsoon. Sci Rep, 2: 404

Wu G X, Liu Y M, Wang T M, Wan R J, Liu X, Li W P, Wang Z Z, Zhang Q, Duan A M, Liang X Y. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate. J Hydrometeorol, 8: 770–789

Wu G X, Liu Y M, Zhu X Y, Li W P, Ren R C, Duan A M, Liang X Y. 2009. Multi-scale forcing and the formation of subtropical desert and monsoon. Ann Geophys, 27: 3631–3644

Yanai M, Wu G X. 2006. Effects of Tibetan Plateau. The Asian Monsoon. New York: Springer/Praxis Publishing. 787

Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian monsoon. J Meteorol Soc Jpn, 70: 319–351

Zhang Q, Wu G X, Qian Y F. 2002. The bimodality of the 100 hPa South Asia high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer. J Meteorol Soc Jpn, 80: 733–744