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(I): 青藏高原主体加热吴国雄^①, 卓海峰^{①②}, 王子谦^{③④*}, 刘屹岷^{④†}^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(LASG), 北京 100029;^② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;^③ 中山大学大气科学学院, 广州 510275

* 通讯作者, E-mail: wangziq5@mail.sysu.edu.cn

† 通讯作者, E-mail: lym@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2016-01-04; 接受日期: 2016-04-12; 网络版发表日期: 2016-08-25

国家自然科学基金项目(批准号: 41275088、91437219、41328006)和中国气象局行业专项项目(编号: GYHY201406001)资助

摘要 基于数值模拟研究了夏季青藏高原高于 2km 的主体上的表面感热加热和潜热加热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. 从理论和数值模拟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, 进而增强亚洲季风经向环流并在西风带中产生罗斯贝波波列、影响北半球环流的机理.

关键词 高原主体, 表面感热加热, 潜热加热, 季风经圈环流, 位涡强迫

1 引言

青藏高原覆盖面积约占中国领土的四分之一, 平均海拔超过4km. 高原边缘特别是南部边缘的海拔高度变化迅速. 陆地表面特性、植被和气象特征在高原的西部和东部地区之间存在强烈对比(叶笃正和高由禧, 1979). 高原上空空气质量只有海平面上的60%, 而且高原上特别是边界层中的各种辐射过程与低海拔地区显著不同(Smith和Shi, 1992; Liu等, 2006), 因此高原上的热力过程具有明显的特殊性. 青藏高

原正是通过其特殊的热力和动力作用对高原及邻近地区乃至全球的环流系统和天气气候产生显著影响(Yanai和Wu, 2006; Xu等, 2008a, 2008b, 2010).

迄今许多研究或者通过分析夏季高原的感热加热, 或者用反算青藏高原上空的总热源 Q_1 (Luo和Yanai, 1984; Yanai等, 1992; Yanai和Wu, 2006)去研究高原上空的加热分布特征. 根据青藏高原感热气泵(TP-SHAP)理论(吴国雄等, 1997; Wu等, 2007), 这种高原上的加热会把低空的水汽向高原抽吸, 在高原南侧及南亚北部形成凝结降水. 但仔细分析夏季南亚的

中文引用格式: 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. doi: 10.1360/N072015-00519

英文引用格式: Wu G X, Zhuo H F, Wang Z Q, Liu Y M. 2016. Two types of summertime heating over the Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing I. Over Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-5328-2

降水分布发现, 青藏高原南坡的降水分布并不均匀, 来自南半球的沿着索马里急流的水汽输送带也并非在高原南坡均匀上升. 相反, 该水汽输送带在孟加拉湾中部有一支转向北, 沿高原南坡上升, 在那里形成夏季的强降水中心, 而高原西部则降水很少. 也就是说, 青藏高原夏季的主加热应该有感热和受其影响的潜热加热两个不同的组成部分. 而且, 青藏高原上空的降水反过来又会改变地形表面的热力收支和感热加热. 揭示这两种不同的高原加热的特征及其相互作用对理解青藏高原的天气气候效应是十分重要的.

众多的研究表明夏季青藏高原的热状况不仅影响南亚季风降水的变化(Wang, 2006), 也影响着东亚季风降水的变化(Chang, 2004), 乃至全球的环流. 但是青藏高原的这种热力过程是通过什么样的动力机制去影响天气气候的问题仍然不是很清楚.

本研究通过数值试验研究青藏高原大于2km高度的主体上的表面感热加热和其上空的潜热加热的特征及其相互作用和对局地上升运动和季风经圈环流的影响, 并揭示这两类不同的青藏高原主体加热通过改变对流层上层的温度场和流场的结构在对流层上层制造最强的反气旋环流、激发出近对流层顶的位涡强迫源、进而影响天气气候的机理.

2 模式和试验设计

本文采用美国新一代中尺度非静力数值天气研究与预报模式WRF (Version 3.4.1)进行模拟研究. 目前已有不少工作将WRF作为区域气候模式来模拟亚洲夏季风, 并表现出了良好的性能(Kim和Hong, 2010; Yang等, 2011; Wang等, 2014). 相比于全球大气环流模式, 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, 是高原天气气候研究的有力工具. 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-Devenyi积云对流方案(Grell和Devenyi, 2002), Noah陆面模式(Chen和Dudhia, 2001), BouLac行星边界层方案(Bougeault和Lacarrere, 1989), Goddard短波辐射方案(Chou和Suarez, 1999), 以及RRTM长波辐射方案(Mlawer等, 1997). 模拟试验采用兰伯特地图投影; 模拟区域中心点位于(30°N, 95°E), 模式水平分辨率为45km, 南北和东西方向格

点数分别为133和195 (边界缓冲区均为5个格点), 覆盖了大部分亚洲区域及邻近海洋区域; 垂直方向为地形追随坐标共分35层, 最顶层为50hPa. 图1a给出了模式模拟区域和对应的高原地形分布. 由NCEP提供的每日四次(00时、06时、12时、18时, 均为世界时)

图1 WRF 模式模拟区域及地形高度(a)和观测及模拟的夏季降水及 850hPa 风场((b), (c))

(a) 图中蓝虚线方框为高原加热试验区域, 地形高度单位: m; (b) TRMM 观测数据的降水分布(阴影, mm d^{-1})和 NCEP-FNL 再分析数据 850hPa 风场(箭头, m s^{-1}); (c) 同(b), 但为 CTL 参照试验模拟的结果; (b)和(c)中灰色粗实线为 2km 地形等高线, 下同

的全球最终分析场(NCEP-FNL, <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>)用于模式初始条件和边界条件, 边界条件每6小时更新一次. 模式海表强迫场给定为逐日更新的观测数据, 采用的是NOAA提供的高分辨率逐日最优插值海表温度(OISST, Reynolds等, 2007).

本文一共设计了四组试验, 每组试验包括2003~2008年的6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(JJA)的输出数据用于结果的分析. 表1给出了试验设计的详细情况, 首先在正常情况下运行WRF模式, 称为参照试验(CTL), 得到的模拟结果将用于其他敏感性试验的对比分析. 由图1b和1c可知, CTL试验所模拟得到的降水和850hPa风场与从TRMM卫星资料和NCEP再分析数据得到的十分接近, 比较成功地模拟了阿拉伯海、孟加拉湾、南海、青藏高原南侧、以及东亚的夏季风环流和降水. 由此该参照试验可以作为夏季风的背景试验. CTL试验中得到的夏季(JJA)平均的表面感热加热(SH)和对流凝结潜热(LH)的分布分别在图2a和2b中示出. 与CTL得到的降水分布(图1c)对应, LH在高原南边沿和东南部较强, 最大超过 300 W m^{-2} , 向西北方向逐渐减少至少于 30 W m^{-2} . 与此相反, SH在青藏高原东南部很小, 最小少于 40 W m^{-2} , 向西北部逐渐增加到超过 100 W m^{-2} , 表明SH一般比LH小, 其分布受到LH的影响.

以往的许多研究集中在青藏高原整体的天气气候效应. 本文的目的是了解高原主体上表面感热加热和对流潜热加热的不同特征和效应. 为此敏感性试验区域被定义为高原主体部分($23^{\circ}\sim40^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\sim105^{\circ}\text{E}$)大于2km的所有模式格点. 为了探讨高原凝结潜热加热对亚洲季风的影响, 我们定义了青藏高原主体无潜热加热的试验(TP_NL), 在试验中去除了大于2km的高原主体上空整个大气柱的潜热加热, 其他设置均与CTL试验保持一致. 而在无地形感热加热的试验中(TP_NS), 将大于2km的高原主体上释放于大气中的地表感热加热全部关闭, 以考察亚洲季风

图2 CTL 参照试验模拟的夏季感热和潜热加热((a), (b))和高原周边地形高度(c)

(a) 地表感热加热(W m^{-2}); (b) 对流凝结潜热加热(W m^{-2}); (c) 图中黑色三角形表示所在经度的地形最高点, 蓝色实线表示 STP_NS 试验中青藏高原南坡的北部边界, 阴影表示的地形高度单位为 m

表 1 试验设计详情

试验名称	试验详情
CTL	背景: 气候平均
TP_NL	高原主体区($\geq 2\text{ km}$)上空无凝结潜热加热
TP_NS	高原主体区($\geq 2\text{ km}$)无地表感热加热
STP_NS	高原南部斜坡无地表感热加热

环流、降水、以及气温的响应. 此外, 为了分析高原南部斜坡上的感热加热与降水的互反馈对亚洲季风的影响, 我们定义斜坡区域为 23°N 以北 $70^{\circ}\sim105^{\circ}\text{E}$ 每个经度上地形高度大于 300 m , 且小于该经度上地形最高点的区域. 如果最大高度所在的格点位于高原偏中部地区(即喜马拉雅山脉以北), 那么就取该格点以南

的第二最大高度为北边界(图2c). 第三组敏感性试验就是关闭青藏高原南侧该斜坡上对大气的地面感热加热, 并定义为试验(STP_NS).

3 夏季青藏高原主体两类加热及其相互影响

3.1 表面感热加热的影响

图3a是去除高原主体的表面感热加热后所模拟的大气降水和表面($\sigma=0.98$)风场的分布. 在高原上空, 失去表面加热的近地层形成反气旋式环流, 并在其东南边界处向外辐散下滑, 与参照试验CTL中850hPa面上沿该边界处的辐合上升(图1c)形成鲜明的对比. 在高原以外的区域, 降水和环流的分布与CTL试验相比并没有显著的变化. 注意到本试验(TP_NS)是去除青藏高原主体($h>2\text{km}$)上的表面感热加热. 在完全没有青藏高原表面加热(即在2km以下的坡度上感热加热也去除)的试验中, 中印半岛和东亚降水显著减少(Wu等, 2012). 由此可以推断, 青藏高原对亚洲夏季风降水分布的影响主要是其低层($h<2\text{km}$)斜坡上的感热加热引起的. 这是因为根据位涡理论, 低层($h<2\text{km}$)斜坡上的感热加热能够激发出近地面层的气旋式环流, 把水汽从海洋输送到陆地形成亚洲季风区的大陆降水(He等, 2015). 尽管青藏高原主体($h>2\text{km}$)上的表面感热加热也能够激发出主体上的气旋式环流(图3b), 但是那里的水汽比近地面少得多, 其对降水的贡献也就减少了许多.

CTL和TP_NS的差异在一定程度上反映了高原主体感热加热的作用. 这种作用形成了一个显著的表面辐合及气旋式差异环流: 该环流以高原为中心从高原低层向高层辐合, 并向高原周边扩展(图3b). 高原主体感热加热还导致高原中部、东部及南边缘降水增加, 中心位于高原东南部, 强度超过 6mm d^{-1} ; 东亚和孟加拉湾降水增加, 南亚大陆降水减少. 在高原以外地区, 降水的差异也导致表面感热加热的差异: 印度西北部降水减少导致表面加热增加, 其东面和东南沿降水的增加则导致表面加热减少(图3c).

3.2 对流潜热加热的影响

当去除高原主体($h>2\text{km}$)上空降水的潜热加热时, 亚洲夏季风降水和表面环流的分布(图4a)与CTL试验中的降水和850hPa面上的环流分布(图1c)比较依

图3 CTL和TP_NS试验模拟的夏季平均结果对比

(a) TP_NS 试验模拟的降水(阴影, mm d^{-1})和近地表 $\sigma=0.98$ 面上的风场(箭头, m s^{-1}); (b) 同(a), 但为CTL减TP_NS的差异场, 打点区表示降水差异超过0.05信度, 同时图中仅给出超过95%置信水平的差异风; (c) 同(b), 但为地表感热加热(W m^{-2}), 打点区表示感热差异超过0.05信度

然变化不大. 这与去除主体表面感热加热的结果(图3a)相似. 不同的地方是由于这时存在表面感热加热, 因此高原主体的表面受气旋式环流控制, 低空辐合; 高原上出现降水, 强度可达 $4\sim 6\text{mm d}^{-1}$.

图4 CTL和TP_NL试验模拟的夏季平均结果对比

(a) TP_NL试验模拟的降水(阴影, mm d^{-1})和近地表 $\sigma=0.98$ 面上的风场(箭头, m s^{-1}); (b) 同(a), 但为CTL减TP_NL的差异场, 打点区表示降水差异超过0.05信度, 同时图中仅给出超过95%置信水平的差异风; (c) 同(b), 但为地表感热加热(W m^{-2}), 打点区表示感热差异超过0.05信度

CTL与TP_NL结果的差异在一定程度上反映了高原主体上的对流潜热加热的作用. 这种作用在高原以外使孟加拉湾和东亚降水略有增加, 使南亚大

陆上的降水减少(图4b), 与主体感热加热的结果(图3b)类似. 前人基于观测资料(Zhao和Chen, 2001; 周秀骥等, 2009)和敏感性试验(Wang等, 2014; Wu等, 2015a)也得到相似结果. 这是因为不管是基于观测资料还是基于数值模拟, 大气对加热的响应都遵循位涡理论和热力适应理论的结果(吴国雄和刘屹岷, 2000; Wu等, 2015a). 在高原上空, 它使南部降水增加, 北部降水减少, 与位于高原南部的、东西向的表面风场辐合带相对应. 降水差异的空间分布显著地影响着表面感热差异的分布(图4c); 在降水增多的南部地区感热减少, 反之亦然.

然而降水影响表面感热并非单向的因果关系. 为揭示高原降水与表面感热相互影响及反馈的复杂关联, 这里引入了另一个试验: 高原南侧斜坡上无感热加热试验STP_NS(见图2c). 这里用(CTL-STP_NS)的差异结果去表征青藏高原南坡表面感热加热的作用, 并由此与主体感热加热和主体潜热加热的影响进行比较. 图5给出了降水和850hPa风场的差异分布.

TP南坡上的感热加热效应(图5a)与TP主体潜热加热效应(图5c)非常相似, 他们都在850hPa面上形成环绕TP的气旋式环流, 使东亚和孟加拉湾降水增加, 南亚大陆降水减少; 使高原南部降水增加, 北部降水减少. 但是图5a中的降水差异是由于给定青藏高原南部的感热加热所强迫的结果, 而图5c中的降水差异却导致了高原南部感热减少、北部感热加热增加(图4c). 也就是说, 高原南坡的加热能导致高原南部降水增多; 但南部的降水增多又会削弱高原南坡局地表面感热加热, 进而减少降水. 因此, 我们所观测到的实际大气和模式大气中的降水(对流潜热加热)和表面感热加热应当是两者相互反馈所达成的平衡态. 当整个高原主体而不仅仅是南侧都存在感热加热时, 图5b表明, 尽管环流和降水差异的空间分布与图5a和图5c相似, 但不管是环流强度还是降水强度都显著加强了. 比较图5a和图5b发现, 增加高原主体北面的地表感热加热显著增强了周围大气向高原的辐合, 使得高原中部的降水(潜热)也明显增加.

4 夏季青藏高原主体两类加热对局地经圈环流的影响

图6是沿孟加拉湾85°~95°E区域平均的经圈环流

图5 CTL和各组高原加热试验模拟的夏季降水和风场对比
(a) CTL减STP_NS得到的降水差异(阴影, mm d^{-1})和850hPa风场差异(箭头, m s^{-1}); (b) 同(a), 但为CTL减TP_NS; (c) 同(a), 但为CTL减TP_NL; 图中打点区表示降水差异超过0.05信度, 且超过95%置信水平的差异风用红色箭头表示

在不同试验中的分布及其差异. 在背景试验中(图6a), 两支清晰的上升运动位于 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间及高原南侧, 分别对应着南亚夏季风的南支和北支(Wu等, 2012). 在TP_NS和TP_NL试验中(图6b和6c), 南支的上升运动变化不大, 北支的上升运动则明显减弱, 甚至消

失. 无感热加热时, 高原上受下沉气流控制(图6b). 无潜热加热时, 高原北部盛行上升运动, 在近地层最强(图6c), 这是因为在该试验中地表存在感热加热和较强的辐合所致(图4a). 从差异图上可以看到, 青藏高原主体的感热加热使整个高原上空及其南坡的上升运动明显增强(图6d); 而高原主体的潜热加热则增强了南坡及高原南侧的上升运动, 与其相伴随的下沉差异环流则分别位于 24°N 附近和高原北部上空, 后者对应着高原北部降水的减少(图4b)和感热的增加(图4c).

仔细分析差异分布图上的特征可以看出, 无论是高原两公里以上的主体感热加热还是潜热加热, 都能够显著地增强高原南侧2km以下南风及上升运动, 从而导致南坡降水的增加(图5b和5c). 不过主体感热加热的作用(图6d)比潜热加热的作用(图6e)更显著. 究其原因, 是由于在主体表面感热加热的试验中高原南侧2km以上坡面上强的表面加热能激发更为显著的上升运动, 对底层大气形成更强大的抽吸作用所致. 而在主体潜热加热的试验中, CTL和TP_NL试验的南坡上均有感热加热. 而且由于在高原南坡上CTL的降水超过 10mm d^{-1} (图1c), 使得两试验中南坡上的表面感热差异不显著, 甚至为负值. 因此主体潜热在南坡上所激发的上升运动对2km以下大气的抽吸作用得不到强的表面感热加热所支持, 甚至有所消减. 由此看来, 高原主体的表面感热加热对低层大气的抽吸作用比主体潜热加热的抽吸作用影响更大. 其实, 由于在主体感热加热的试验中产生主体上的降水(图5b), 由此激发出迭加的主体潜热加热, 因此主体感热加热的抽吸作用强于主体潜热加热的抽吸作用也就不足为奇了.

5 夏季青藏高原主体两类不同加热对高空温度和环流的影响

夏季对流层高层沿副热带的高度场和对应的温度 T 分布与加热场满足如下的 $T-Q_z$ 分布(Wu等, 2015b): $T(x) \approx \lambda \partial Q(x) / \partial x$. 其中系数 $\lambda = \left(\frac{L}{H_Q} \right)^2$.

$\frac{H}{R\beta\theta_z} f(f+\zeta)$, 式中 L 和 H_Q 为温度和加热场的纬向

图 6 各组试验模拟的夏季 $85^{\circ}\sim 95^{\circ}\text{E}$ 的平均垂直环流的纬度-气压剖面分布对比

(a) CTL; (b) TP_NS; (c) TP_NL; (d) CTL 减 TP_NS; (e) CTL 减 TP_NL. 单位: 垂直环流($v, (-50\omega)$), 箭头, 0.02 m Pa s^{-2} , 垂直速度(阴影, 0.02 Pa s^{-1}). (d)和(e)中仅示出超过 95%置信水平的垂直环流差异, 打点区表示垂直速度差异超过 0.05 信度

水平尺度和垂直尺度, H 为对流层标高, θ_z 为位温垂直梯度, 其他为气象常用量. $T-Q_z$ 关系表明对流高层

(200~400hPa)的暖中心/高压中心应当位于加热区的西部和冷却区的东部.

图7a~c分别给出不同试验中300hPa面上温度场和风场的分布,可以看出CTL试验中(图7a)反气旋环流和暖中心都比TP_NS(图7b)和TP_NL(图7c)的范围更广,强度更大. CTL中的暖中心位于(80°E, 27°N)附近,在强降水区西侧(图1c),与观测接近;而在没有高原主体感热加热或潜热加热的试验中,该暖中心位于25°N以南高原外的区域. 从差异图中(图7d和7e)可以看出,高原主体加热能够使反气旋和暖中心向

北和向西扩展加强,并在高纬度向外频散,在蒙古至东北形成冷性气旋式环流. 这两个暖性差异中心分别位于相应的降水差异中心(图5b和5c)的西侧,与上述的 $T-Q_e$ 理论相一致,也就是说主体加热导致的对流性降水所释放的潜热是导致对流层上层暖中心变异的原因. 仔细比较图7d和图7e发现,主体感热加热对南亚暖性反气旋的增强作用远超过主体潜热加热的作用. 这是因为主体表面感热加热能够激发和增强

图7 CTL和各组高原加热试验模拟的夏季300 hPa温度和风场对比

(a) CTL; (b) TP_NS; (c) TP_NL; (d) CTL减TP_NS; (e) CTL减TP_NL. 单位: 大气温度(阴影, K); 水平风场(箭头, m s^{-1}). (d)、(e) 图中超过95%置信水平的风场差异用黑色箭头表示, 打点区表示温度差异超过0.05信度

主体潜热加热(图3b), 从而使主体总加热增强; 而主体潜热加热显著地削弱了高原南部斜坡上的感热加热(图4c), 从而使主体总加热减弱.

图8a~c为不同试验中100hPa面上的温度场和风场的分布. 在这个高度上, 南亚反气旋环流的特征与300hPa上的大致相似; 但温度场的分布大不相同. 南亚上空的强暖中心已经消失, 温度场的分布为从热带向极地递增, 这是因为100hPa等压面在热带位于对流层上部的低温区, 而在中高纬度已位于平流层中的缘故.

在差异分布图(图8d和8e)上的环流分布与300

hPa上的相似, 但强度大大增加. 值得注意的是与差异反气旋中心相对应的不是暖差异中心而是冷的差异中心, 与300hPa的暖性反气旋特征完全相反. 这暗示着青藏高原主体加热能够强烈地影响对流层顶附近的温度和环流的空间结构.

6 青藏高原主体加热和对流层高层的位涡强迫

图7d~e和图8d~e所展现的是有、无青藏高原主体

图 8 CTL 和各组高原加热试验模拟的夏季 100 hPa 温度和风场对比

加热时对流层高层的温度场和流场的差异, 代表着青藏高原主体热力强迫对对流层高层的温度场和流场结构的影响. 这里针对青藏高原主体热力强迫在100和300hPa激发出相似的反气旋流场和相反的温度场的特征去剖析其天气和气候意义.

6.1 对流层高层存在最强大的反气旋环流

假定在高层100hPa的冷性反气旋环流和300hPa的暖性反气旋环流之间的某一高度 $p_c(x, y)$ ($100 < p_c < 300$ hPa)上存在着中性的反气旋环流, 即

$$\nabla_p T \equiv 0, p = p_c(x, y). \quad (1)$$

我们首先证明这个中性反气旋是对流层上层最强大的反气旋. 在极坐标中的热成风关系可表述为

$$\frac{\partial v_s}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \frac{\partial T}{\partial \gamma}, \quad (2)$$

或者

$$\frac{\partial v_s}{\partial p} = -\frac{R}{fp} \frac{\partial T}{\partial \gamma}, \quad (3)$$

其中 γ 为径向距离, v_s 为切向风, 在北半球以逆时针方向为正. 根据上述热成风关系, 在 $p=p_c$ 的高度上, 由于 $\frac{\partial T}{\partial \gamma} \equiv 0$, 因此 $\frac{\partial v_s}{\partial p} = 0$. 这意味着该面上的反气旋环流在垂直方向上取得极端值. 由式(3)两端对气压求导可得

$$\frac{\partial^2 v_s}{\partial p^2} = \frac{R}{fp^2} \frac{\partial T}{\partial \gamma} - \frac{R}{fp} \frac{\partial}{\partial \gamma} \left(\frac{\partial T}{\partial p} \right). \quad (4)$$

根据式(1), 在 $p=p_c$ 处 $\frac{\partial T}{\partial \gamma} \equiv 0$, 由此可以得到:

$$\frac{\partial^2 v_s}{\partial p^2} = -\frac{R}{fp} \frac{\partial}{\partial \gamma} \left(\frac{\partial T}{\partial p} \right), p=p_c. \quad (5)$$

由图7d、7e、8d、8e和图9可知: 上部对流层在反气旋中心附近($r \rightarrow 0$)到其外边界($r \rightarrow r_b$)处, 从100到300hPa的温度增速满足如下条件:

$$\begin{cases} \frac{\partial T}{\partial p} >> 0, & r \rightarrow 0; \\ \frac{\partial T}{\partial p} > 0, & r \rightarrow r_b. \end{cases}$$

代入(5)得到:

$$\frac{\partial^2 v_s}{\partial p^2} > 0, p=p_c. \quad (6)$$

图9 青藏高原主体加热通过改变对流层上层的温度场和流场结构在近对流层顶形成最小位涡强迫的示意图

箭头表示反气旋环流; “C”和蓝色表示冷性, “W”和粉红色表示暖性

由式(3)和(6)我们证得垂直方向上在 $p=p_c$ 的高度处反气旋环流的切向风速(v_s)取得的极值为极小值. 也就是说, $p=p_c$ 的高度处的反气旋环流是对流层上层(100~300hPa)最强大的反气旋环流.

对流层上层强大的反气旋环流的存在为经向季风环流的发展提供了重要的动力条件. 这是因为大气的经圈环流对于轴对称加热的响应一般存在两种流型, 即热力平衡(TE)型和角动量守恒(AMC)型(Schneider和Lindzen, 1977; Schneider, 1977, 1987; Held和Hou, 1980). Plumb和Hou(1992)从动力方程组出发, 证得TE和AMC转化的判据(其方程7和8). 在中高纬度, 大气惯性稳定性强, 取TE型环流解, 在热带和副热带, 当绝对涡度很小, 甚至变负时, 其判据不满足, 取AMC型, 季风经圈环流就容易发展. 图10给出了CTL和各组高原加热试验模拟的夏季150hPa绝对涡度及其差异分布. 结果表明, 青藏高原主体感热加热和潜热加热都能够使高原上空的绝对涡度减少 $2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 以上(图10d和e), 在青藏高原上空形成绝对涡度最小值区(图10a), 从而在青藏高原南侧激发出季风经圈环流, 与南亚夏季风的北支(图6d~e)相对应. 上述分析表明, 在 $p=p_c$ 面上青藏高原主体强迫形成的最强反气旋环流的存在为亚洲季风经向环流的发展提供了重要的条件.

6.2 对流层高层的最强反气旋环流位于近对流层顶

由图7和图8可构建100和300hPa面上反气旋环流热力结构, 如图9所示. 从 $p=p_c$ 向下, 由于反气旋是暖性的, 由(2)可知, 反气旋环流逐渐减弱. 从 $p=p_c$ 向上, 由于反气旋是冷性的, 因此反气旋环流随高度也减弱. 从式(3)还可得:

图 10 CTL 和各组高原加热试验模拟的夏季 150 hPa 绝对涡度(10^{-5}s^{-1})对比

(a) CTL; (b) TP_NS; (c) TP_NL; (d) CTL 减 TP_NS; (e) CTL 减 TP_NL; (d-e)图中打点区表示绝对涡度差异超过 0.05 信度

$$\Delta v_s = -\frac{R\Delta p}{f p} \frac{\partial T}{\partial \gamma}. \quad (7)$$

这意味着在 $p=p_c$ 处最强的反气旋式环流向上和向下的减小值正比于垂直距离 Δp 和水平温度梯度 $\frac{\partial T}{\partial \gamma}$, 但反比于大气压力. 比较图7d和图8d发现, 从该反气旋环流中心处(35°N , 75°E)至其东部边沿处(35°N , 105°E), 300hPa上的温度差异和100hPa上的温度差异均为 2°C 左右, 表明300和100hPa面上的反气旋中心的水平温度梯度 $\left|\frac{\partial T}{\partial \gamma}\right|$ 相当. 根据式(3)反气旋环流从最强大的 $p=p_c$ 向下的减小幅度的速率 $(\partial v_s / \partial p)_d$ 要比向上减幅的速率 $(\partial v_s / \partial p)_u$ 慢. 也就是

说, 该对流层上层的暖性反气旋是一个较深厚的系统; 而其上方的冷性反气旋则是一个较浅薄的系统.

设该反气旋环流的切向风速从 $p=p_c$ 向下到300 hPa处的减小值为 $(\Delta v_s)_d$, 向上到100hPa处的减小值为 $(\Delta v_s)_u$, 由(7)式有

$$\left| \frac{(p_c - 100)}{(300 - p_c)} \right| \propto \frac{(100 + p_c)}{(300 + p_c)} \cdot \left| \frac{(\Delta v_s)_u}{(\Delta v_s)_d} \right| \cdot \left| \frac{(\partial T / \partial r)_d}{(\partial T / \partial r)_u} \right|. \quad (8)$$

由于100hPa处的反气旋比300hPa处的反气旋强, 因此有:

$$\left| \frac{(\Delta v_s)_u}{(\Delta v_s)_d} \right| < 1; \text{ 又由于 } \left| \frac{(\partial T / \partial r)_d}{(\partial T / \partial r)_u} \right| \approx 1, \text{ 于是有:}$$

$$(p_c - 100) \ll (300 - p_c). \quad (9)$$

这就是说, 最强反气旋环流所处的高度 $p=p_c$ 非

常接近100hPa对流层顶附近!这就证明了夏季青藏高原的主体加热能够在近对流层顶附近激发出最强大的反气旋环流。

6.3 近对流层顶的最小位涡强迫

更有意思的是,该反气旋中心上冷下暖的结构使得这里的静力稳定度 $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ 最小(图9),因此在 $p=p_c$ 的反气旋中心处,单位质量的位涡出现极小值,即

$$P = \alpha(f + \zeta) \frac{\partial\theta}{\partial z} = \text{Minimum}, p = p_c. \quad (10)$$

图11给出了高原上空位涡对青藏高原主体感热和潜热加热强迫的响应的垂直结构分布,结果表明两组加热试验都在近对流层顶处(接近100~150hPa)出现了最小位涡强迫中心.与潜热加热所激发的最小位涡中心(图11b)相比,感热加热所激发的最小位涡中心(图11a)位置更偏西偏北,强度更强,超过 $(-1.2) PVU$ ($1PVU=10^{-6} K m^2 s^{-1} kg^{-1}$).这个最小位涡中心位于西风带中,因而能够激发出向下游传播的Rossby波列,如图7d~e及图8d~e所示.这就是说,青藏高原的主体加热能够通过改变对流层上层的温度场和流场结构而在近对流层顶处激发出一个位涡最小的强迫源,借此影响北半球的环流和气候。

7 讨论和结论

利用数值模拟,本文研究了夏季青藏高原上高于2km的主体上的感热加热和潜热加热的特征及其相互作用,分析了这两类不同的加热对局地季风经圈环流和垂直运动的影响,还着重分析了两类加热对对流层上层流场和温度场的特征的影响。

结果表明,青藏高原主体的感热加热是产生高原上对流降水并激发潜热加热的主要原因;而高原主体潜热加热能增加(减少)高原南(北)部的降水,从而减少(增加)高原主体南(北)部的表面感热加热.表明两种加热之间存在不同的反馈过程。

高原主体感热加热在整个青藏高原上空及其南侧激发出上升运动,显著增强季风低层的南风和高层北风,从而增强了局地季风经向环流.高原主体潜热加热加强了高原南部的上升运动及其北侧的下沉运动,而对局地季风经向环流的影响不明显。

高原主体两种加热都能够增强夏季亚洲对流层上层的暖中心和南亚的反气旋环流并使其向西北移动,其中感热加热的强迫作用明显地强于潜热加热的作用.高原主体加热所激发的这个位于南亚上空的反气旋差异环流在300hPa是暖性的,在100hPa是冷性的,而且100hPa的冷性反气旋显著地强于300hPa的

图 11 高原主体加热所激发的位涡异常

(a) 感热加热 (CTL-TP_NS) (35°N); (b) 潜热加热(CTL-TP_NL) (32.5°N). 单位: ($PVU, 1PVU=10^{-6} K m^2 s^{-1} kg^{-1}$). 打点区表示位涡异常超过0.05 信度

暖性反气旋. 该对流层上层的暖性反气旋是一个较深厚的系统; 而其上方的冷性反气旋则是一个较浅薄的系统. 基于热成风关系本文还证明了高原的主体加热能够在近对流层顶处激发出最强的反气旋环流, 从而利于角动量守恒(AMC)型环流的发展, 激发出季风经圈环流.

青藏高原主体加热通过改变对流层高层的温度场和流场结构还在近对流层顶处激发出一个显著的位涡最小值中心. 这个位涡最小值中心位于西风带中, 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.

然而, 对流层上层300hPa处的暖性反气旋是怎么形成的? 为什么该反气旋在100hPa处会变为冷性? 这些问题都很重要, 但本文并未涉及, 将在全文的第二部分进一步研究.

参考文献

- 王子谦, 段安民, 吴国雄. 2014. 边界层参数化方案及海气耦合对WRF模拟东亚夏季风的影响. *中国科学: 地球科学*, 44: 548–562
- 吴国雄, 李伟平, 郭华. 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社
- 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. *大气科学*, 24: 433–446
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社. 1–279
- 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
- Bougeault P, Lacarrere P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon Wea Rev*, 117: 1872–1890
- Chang C P. 2004. *East Asian Monsoon*. Newssey: World Scientific. 564
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land-surface hydrology model with the Penn Statr-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon Wea Rev*, 129: 569–585
- Chou M D, Suarez M J. 1999. A shortwave radiation parameterization for atmospheric studies. *NASA Tech Memo*, 15: 40
- Grell G, Devenyi D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys Res Lett*, 29: 31–38
- He B, Wu G X, Liu Y M, Bao Q. 2015. Astronomical and hydrological perspective of mountain impacts on the asian summer monsoon. *Sci Rep*, 5: 17586, doi: 10.1038/srep17586
- Held I M, Hou A Y. 1980. Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. *J Atmos Sci*, 37: 515–533
- Hong S Y, Lim J. 2006. The WRF Single-Moment 6-Class microphysics scheme (WSM6). *J Korean Meteorol*, 42: 129–151
- Kim E J, Hong S Y. 2010. Impact of air-sea interaction on East Asian summer monsoon climate in WRF. *J Geophys Res*, 115: D19118
- Liu J, Wang Y, Wang A, Wang Y, Wang A, Hideaki O, Abbott R J. 2006. Radiation and diversification within the Ligularia-Cremnathodium-Parasenecio complex (Asteraceae) triggered by uplift of the Qinghai-Tibetan Plateau. *Mol Phylogenet Evol*, 38: 31–49
- Luo H, 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 Wea Rev*, 112: 966–989
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM a validated correlated-k model for the long wave. *J Geophys Res*, 102: 16663–16682
- Plumb R A, Hou A Y. 1992. The response of a zonally symmetric atmosphere to subtropical thermal forcing: Threshold behavior. *J Atmos Sci*, 49: 1790–1799
- Reynolds R W, Smith T M, Liu C, Liu C, Chelton D B, Casey K S, Schlax M G. 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J Clim*, 20: 5473–5496
- Schneider E K, Lindzen R S. 1977. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part I: Linearized calculations. *J Atmos Sci*, 34: 263–279
- Schneider E K. 1977. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part II. Nonlinear calculations. *J Atmos Sci*, 34: 280–296
- Schneider E K. 1987. A simplified model of the modified Hadley circulation. *J Atmos Sci*, 44: 3311–3328
- Smith E, Shi L. 1992. Surface forcing of the infrared cooling profile over the Tibetan plateau. Part I: Influence of relative longwave radiative heating at high altitude. *J Atmos Sci*, 49: 805–822
- Wang B. 2006. *The Asian Monsoon*. New York: Springer/Praxis Publishing. 787
- Wang Z Q, Duan A M, Wu G X. 2014. Time-lagged impact of spring sensible heat over the Tibetan Plateau on the summer rainfall anomaly in East China: Case studies using the WRF model. *Clim Dyn*, 42: 2885–2898
- Wu G X, Duan A M, Liu Y M, Mao J Y, Ren R C, Bao Q, He B, Liu B, Hu W T. 2015a. Recent progress in the study of Tibetan Plateau climate dynamics. *National Sci Rev*, 2: 100–116
- Wu G X, He B, Liu Y M, Bao Q, Ren R C. 2015b. Location and variation of the summertime upper troposphere temperature maximum over South Asia. *Clim Dyn*, 45: 1–18
- Wu G X, Liu Y M, He B, Bao Q, Duan A, Jin F. 2012. Thermal controls on the Asian Summer Monsoon. *Sci Rep*, 2: 404
- Wu G, Liu Y, Wang T, Liu X, Li W, Wang Z, Zhang Q, Duan, A, Liang X. 2007. The influence of the mechanical and thermal forcing of the Tibetan Plateau on the Asian climate. *J Hydrometeorol*, 8: 770–789

- Xu X, Lu C, Shi X, Gao S. 2008a. World water tower: An atmospheric perspective. *Geophys Res Lett*, 35: L20815
- Xu X, Lu C, Shi X, Ding Y. 2010. Large-scale topography of China: A factor for the seasonal progression of the Meiyu rainband. *J Geophys Res*, 115: D02110
- Xu X, Shi X, Wang Y, Shi X. 2008b. Data analysis and numerical simulation of moisture source and transport associated with summer precipitation in the Yangtze River Valley over China. *Meteorol Atmos Phys*, 100: 217–231
- Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 70: 319–351
- Yanai M, Wu G. 2006. Effects of the Tibetan Plateau. *Asian Monsoon*, 29: 513–549
- Yang H W, Wang B, Wang B. 2012. Reduction of systematic biases in regional climate downscaling through ensemble forcing. *Clim Dyn*, 25: 155–170
- Zhao P, Chen L X. 2001. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation. *Adv Atmos Sci*, 18: 106–116