

青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用^{*1}

徐祥德¹ 赵天良² 施晓晖¹ LU Chungu³

XU Xiangde¹ ZHAO Tianliang² SHI Xiaohui¹ LU Chungu³

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

2. 南京信息工程大学中国气象局气溶胶-云-降水重点实验室, 南京, 210044

3. National Science Foundation, VA 22230, USA

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China.*

2. *Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Science Information and Technology, Nanjing 210044, China*

3. *National Science Foundation, VA 22230, USA*

2014-03-14 收稿, 2014-04-28 改回.

徐祥德, 赵天良, 施晓晖, Chungu Lu. 2015. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用. 气象学报, 73(1): 20-35

Xu Xiangde, Zhao Tianliang, Shi Xiaohui, Lu Chungu. 2015. A study of the role of the Tibetan Plateau's thermal forcing in modulating rainband and moisture transport in eastern China. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(1): 20-35

Abstract This paper reviews the recent progress in the studies of effects of the Tibetan Plateau's thermal forcing on the rainband and moisture transport pattern and their decadal variability in eastern China in the four respects: (1) variations in the thermodynamic process of the three-ladder terrain in China and seasonal advance of the monsoonal rainband, (2) thermal forcing of the TP's land-air process and monsoonal vapour transport pattern, (3) cooling effect of the TP's snowcover on the distribution of moisture transport and rainband in eastern China, and (4) the relations of changes in the TP's apparent heat source and decadal variation in monsoonal rainband as well as the possible modulation. The major research results are concluded as: (1) The special three-ladder terrain in western China intensifies the thermal contrast between the land and the ocean. In particular, the cascade of western China's elevated lands with the seasonal variations in thermal forcing extending toward the north-east seems to act as a "dynamic attractor" driving the monsoonal rainband to move to the northwest. (2) The decreases/increases in the TP's heat source could lead to the anomalies in the pathway and strength of vapour transport from the low-latitude oceans to the continents, regulating changes in East Asian monsoons and the spatial-temporal evolvement of rainfall in China. During the TP's strong and weak heating years, the monsoonal precipitation patterns in China tend to be characterized as "North floods-South droughts" and "North droughts-South floods", respectively. As a strong precursor signal, the anomalies of heating over the TP result in distinctive patterns of moisture transport in the East and South Asian regions and summer precipitation in China. (3) The mid-lower reaches of the Yangtze River are a distinctive confluent area of southward and northward air flows, where the differences in summertime column vapour fluxes between winter high and low snow cover years of the TP-key area were in a similar pattern of correlation vector between the TP's summer heat source and vapour transport fluxes. The winter TP snow cover condition might significantly affect the structure of subsequent summer moisture transport for the Meiyu rainfall in the reaches of the Yangtze River. (4) The patterns of the

* 资助课题: 国家自然科学基金重点项目(41130960)、财政部公益性行业(气象)科研专项“第三次青藏高原科学试验-边界层与对流层观测”(GYHY201406001)、中国工程院咨询项目“气候变化对三江源与青海湖水资源影响评估、未来趋势估测与应对”、中日合作计划 JICA 项目。

作者简介: 徐祥德, 主要从事天气动力学、大气环流和动力气候学研究。E-mail: xuxd@cma.gov.cn

inter-decadal variability in China's precipitation are generally identified with the pattern of "southern flooding and northern drought" as well as trends of turning wet in the west over the last decades. In association with the trends in the TP's spring apparent heat source rising again after a fall in recent 10 years, a turning point could be expected in the eastern China's precipitation patterns.

Key words the Tibetan Plateau, Precipitation, Modulation effect, Monsoonal rainband, Moisture transport, Apparent heat source

摘 要 从4个方面综述了有关青藏高原大地形热力“驱动”对中国东部雨带和水汽输送特征及其年代际变化的影响作用的研究进展:(1)中国三阶梯大地形热力过程变化与季风雨带季节演进;(2)青藏高原地-气过程热力“驱动”及其季风水汽输送结构;(3)青藏高原积雪冷源对中国东部水汽输送结构及其雨带分布的影响;(4)青藏高原视热源变化与雨带年代际变化相关特征及其可能调制。其主要研究结论是:(1)中国西部高原特殊三阶梯大地形结构强化了海-陆热力差异,尤其是高原大地形使地-气热力差异季节变化有由青藏高原向东北方向大地形区域延伸变化趋势,且其与季风雨带由东南沿海移向西北朝青藏高原与黄土高原边缘同步演进,两者似乎存在类似季节内演进的一种“动态的吸引”。(2)中国东部雨带时空变化特征和季风强弱变化趋势均与青藏高原热源强弱异常变化相对应。青藏高原热源异常影响低纬度海洋向陆地的水汽传输路径和强度,进而调制中国东部降水时空演变。在青藏高原热源强和弱年,中国降水变率空间分布特征分别为“北涝南旱”和“南涝北旱”。青藏高原视热源强(弱)异常变化“强信号”将对东亚与南亚区域的季风水汽输送结构,以及夏季风降水时空分布的变异具有“前兆性”的指示意义。(3)长江中下游地区作为独特南北两支水汽流的汇合带,该地区夏季青藏高原热源与水汽通量相关矢特征呈类似于青藏高原多雪与少雪年水汽通量偏差场中水汽汇合区显著特征差异,揭示了冬季青藏高原积雪冷源影响中国东部夏季长江流域梅雨水汽输送结构特征。(4)中国降水的年代际变化基本型态为中国东部呈“南涝北旱趋势”,西北地区呈现出“西部转湿趋势”。但基于近10年青藏高原春季视热源出现“降后回升”趋势,中国东部“南涝北旱”的降水格局已出现转折趋势。

关键词 青藏高原, 降水, 调制作用, 季风雨带, 水汽传输, 视热源

中图法分类号 P463.21⁺3

1 引言

青藏高原平均海拔超过4000 m,面积达 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$,是印度-澳大利亚板块向北漂移并与欧亚板块碰撞隆起的产物。作为“世界屋脊”的青藏高原不仅构造了中国区域三阶梯大地形(青藏高原—黄土高原—中国东部平原)分布格局(图1),而且对亚洲季风、亚洲内陆干旱化及中国气候变化都有深刻的影响。

近几十年来,青藏高原大地形对亚洲季风及区域水分和能量循环作用已被广泛研究(Ye, et al, 1992; Ding, 1992; Wu, et al, 1998, 2012; Lu, et al, 2005; Liu, et al, 2007, 2012; Xu, et al, 2008; Boos, et al, 2010, 2013)。东亚夏季风将大量海洋水汽输送到东亚,为中国及东亚区域降雨提供充沛水汽。在中国区域整个夏季大范围独特季风雨带从中国东南沿海缓慢向西北移动,降雨向北扩张。许多研究还表明,西太平洋副热带高压控制着雨带的位置和强度(陶诗言等, 1958; Ren, et al, 2004; Liu, et al, 2011; Duan, et al, 2012)。这些工作丰富了对亚洲季风变化和中国灾害天气气候机制的认识,但至今仍存在许多值得深入思考和探讨的问题。

本研究试图回顾有关青藏高原大地形热力“驱动”对中国东部雨带和水汽输送特征及其年代际变化的影响作用的研究进展。主要包含4个方面的内容:(1)中国三阶梯大地形热力过程变化与季风雨带季节演进;(2)高原地-气过程热力“驱动”及其季风水汽输送结构;(3)高原积雪冷源对中国东部水汽输送结构及其雨带分布的影响;(4)高原视热源变化与雨带年代际变化相关特征及其可能调制。

2 中国三阶梯大地形热力过程季节变化与夏季风雨带演进

东亚夏季风最显著的特点之一是东亚区域雨带的演进。季风降水,从3月开始(图2a)雨区逐月向北部和西北部发展且面积扩大(图2a—e中较大的蓝色圆点表示每月降水量在150—200 mm)。7月,夏季风雨带影响到中国东北部,但值得注意的是,盛夏季风雨带突然停滞,且雨带北部前沿与中国西部地形线(青藏高原与黄土高原东缘)吻合,8月,雨带开始撤退。图2a—e仅描绘出3—7月一个清晰雨带前沿的北移动态图像。为了讨论夏季风降水的季节性演进,这里只强调逐月平均场动态变化特征。

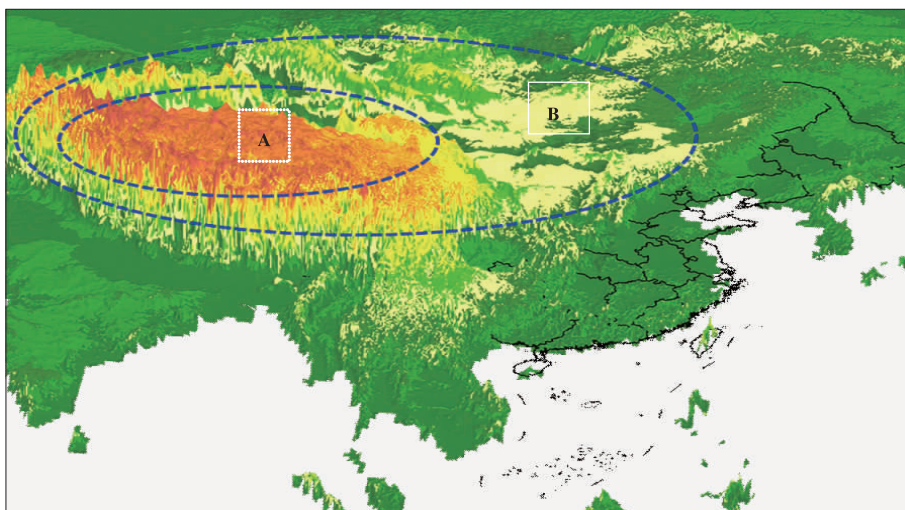


图1 中国区域三阶梯大地形(青藏高原—黄土高原—中国东部平原)的分布
(虚线 A、B 椭圆为阶梯地面界线示意图)

Fig. 1 Terrain around China with the three land elevations of the Tibetan Plateau, Loess Plateau and eastern China plains (two dotted ovals A and B demarcate roughly the land elevations)

为考察上述雨带演进的成因,图 2f—j 归纳出 3、4、5、6 和 7 月可描述高原地-气过程特征的地-气温差分布,图 2k—o 给出 WRF 模式感热离线计算的中国区域站点地面感热的时空变化。从图 2 发现,自春季 3 月和 4 月起,地-气温差与感热“强信号”(正值高值中心)首先在青藏高原出现。随着春季向夏季过度,两“强信号”区域逐月扩展到中国北部和东北部。由图 2f—j 与 k—o 对比可见,逐月的两种地-气过程“强信号”有所差异,其中地-气温差由强信号青藏高原主体向东北延伸更为显著,而采用 WRF 模式感热离线计算方法(张滢滢等,2011),包括了近地层风速影响,使其与中国区域站点地面感热的地-气温差强信号分布出现差异,但总体上这种大地形地-气过程热力“强信号”区的时空变化与中国大地形主体延伸特征息息相关。随着季节转换,从青藏高原到黄土高原“三阶梯”大地形延伸,地-气温差与感热逐渐增强,此外,雨带亦同步从东南沿海向西北方向的高原-平原过渡带移动。这种大地形地表热力强迫的时空变化和雨带的推进亦可归纳为一个综合动态模型,即 3—7 月,中国大陆高原大地形地-气过程中地-气温差与感热逐月增强,且由青藏高原向东北方向大地形区域延伸,其与季风降水集中区(雨带)的季节内演进发展密切相关,似乎是一种“动态的吸引”,导致雨带由东南沿海朝西北移向青

高原与黄土高原边缘。而大地形地-气温差显著区却由青藏高原向东北扩展,盛夏时与北移的雨带相遇于青藏高原与黄土高原东缘“地形线”(Xu, et al, 2010)。

3 大地形地-气过程变化对夏季风雨带的可能调制

许多科学家关于东亚夏季风雨带的研究结果指出青藏高原对季风雨带降水形成的作用(Zhang, et al, 1998; Xu, et al, 2004; Ge, et al, 2008; Liu, et al, 2011)。如图 3 所示,从冬到早春季节转换过程由于太阳辐射的影响造成青藏高原大地形感热的“快速响应”及其相对高值动态移动,盛夏雨带的前沿恰好停滞于中国三阶梯地形分布山地-平原过渡区,此现象表明青藏高原可能扮演着夏季风过程陆地-海洋-大气相互作用的关键角色。中国大地形从西南到东北方向逐步降低,呈三阶梯地形跳跃特征,也就是从青藏高原(平均超过 3000 m)到黄土高原(平均超过 1000 m),再下降到海平面(图 1)。那么青藏高原与黄土高原大地形热力效应是否共同调制着夏季风雨带前沿线的动态演进特征呢?

进一步综合分析海拔大于 1000 m 高原地区地-气温差和中国东部(100°E 以东)气象观测站总降水量的月际变化状况。由图 3 可见,青藏高原与黄土高原大地形地-气温差与中国东部降水量呈非常相

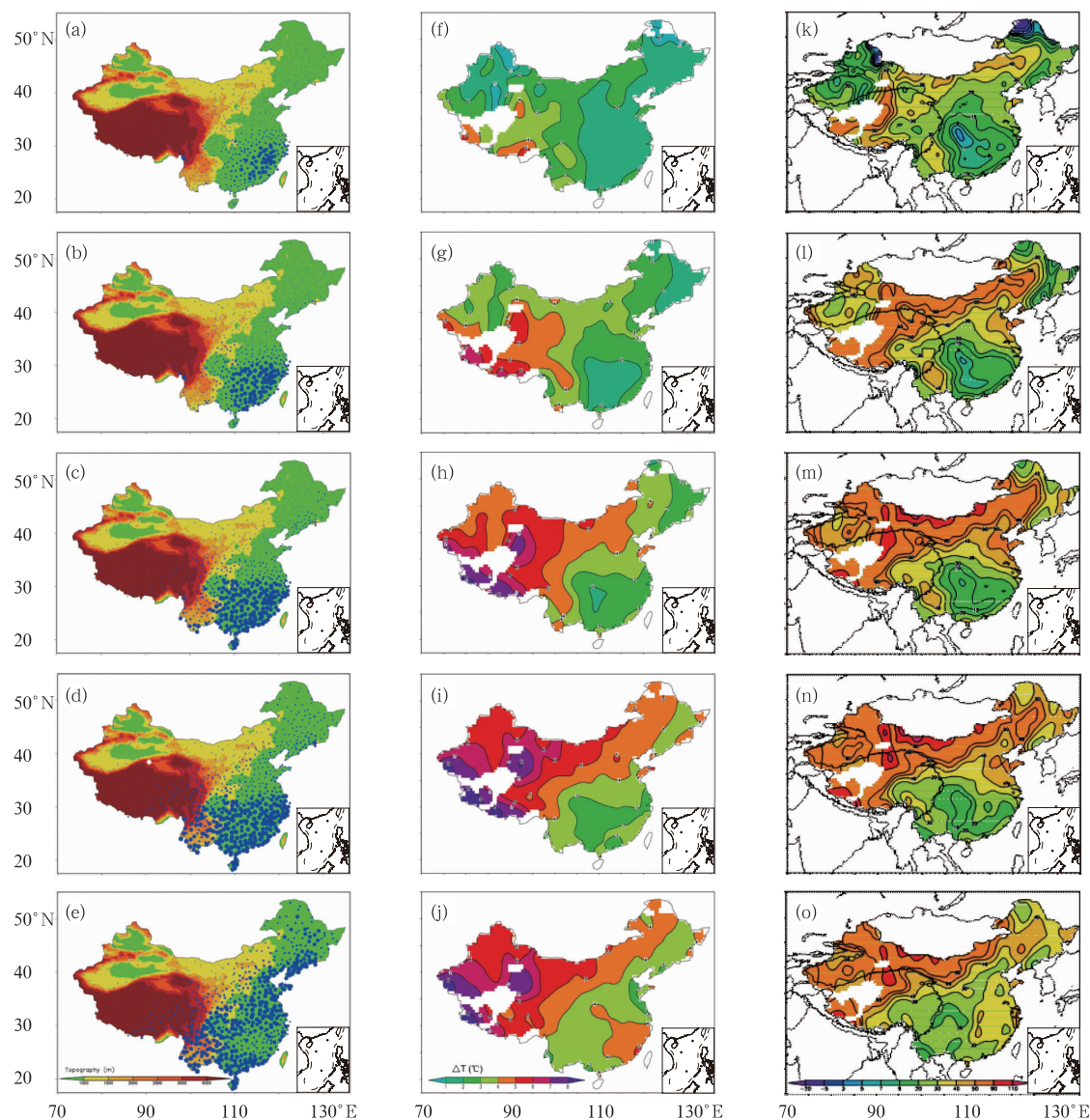


图2 中国区域 1957—2007 年多年平均的 3—7 月逐月(从上至下)(a—e)总降水量分布(蓝点大小表示降水量强弱,阴影为地形)、(f—j)地表温度和气温的差值分布(阴影,白色区域为数据缺测地区;Xu, et al, 2010)和(k—o)站点感热分布(W/m^2)

Fig. 2 Distributions of monthly precipitation, land-air temperature difference and surface sensible heat in China from March to July (from top to bottom) averaged over 1957–2007.

(a–e) the monthly precipitation amount (blue dots with the size in proportion to the amount) and the elevation height of topography (color shades); (f–j) the monthly averages of near-surface land-air temperature difference (shadings, the missing data regions are plotted in white color; Xu et al, 2010); (k–o) the monthly mean sensible heat (shadings, W/m^2)

似的季节性变化特征。若对比分析图 3 与图 2a—e, 可发现中国东部春—夏季过渡中逐月降水量变化(图 3)与中国东部夏季逐月雨区主体范围扩展北移(图 2a—e)存在某种程度的对应关系。另外, 大地形地-气温差与中国东部降水量呈非常相似的季节

性变化特征, 中国东部降水高峰在 7 月, 而在中国西部高原的地-气温差则提前 1 个月在 6 月达到高峰(图 3), 采用 1957—2006 年中国区域海拔高度大于 1000 m 站点, 平均地-气温差(3—6 月)与东部平均降水(4—7 月), 其中降水滞后 1 个月, 逐

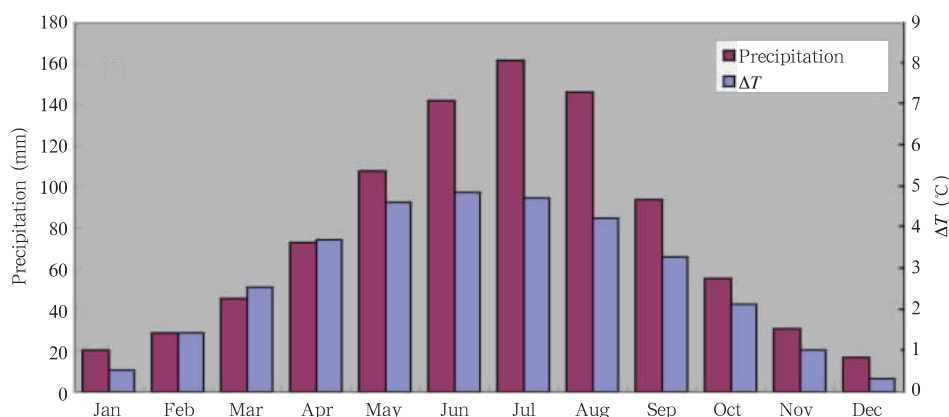


图3 1957—2006年中国西部1000 m以上大地形区域(含青藏高原与黄土高原)地-气温差(ΔT)与中国东部地区(100°E 以东)总降水量(mm)的月际变化

Fig. 3 Monthly variations of land-air temperature differences (ΔT , $^{\circ}\text{C}$) averaged over the stations above the altitude of 1000 m in western China covering the Tibetan Plateau and Loess Plateau and precipitation amount (mm) averaged over the stations to the east of 100°E in eastern China over 1957—2006

月求取两者相关散点图(图4),计算结果亦表明中国东部降水量与前一个月高原地-气温差成显著相关,且随季节变化两者存在阶梯式月际“跳跃”相关特征(图4),可以反映青藏高原地-气过程影响东部雨带与副热带高压同步变化的季节跳跃演进现象。基于上述研究结果,Xu等(2008)提出春夏过渡期中国西部青藏高原和黄土高原大地形的地-气温差变化为中国夏季风雨带向西北扩展状态的前兆性强信号的新认识。

为了进一步证明这一点,在图5中,绘制了超前1个月高原上的地-气温差和整层水汽通量的相关矢量场。从图5中可以看到,相关的水汽通量从低纬度南海和西太平洋到中国大陆逐渐削弱,相对应水汽通量输送亦呈东南—西北方向“辐射状”特征。在沿西部地形边缘线处,水汽通量减弱。最终,水汽输送和雨带前沿停滞,几乎与“三阶梯”高原地形线吻合。青藏高原与黄土高原“三阶梯”大地形地-气温差季节变化与中国东部夏季雨带北进存在显著的相关关系(Xu, et al, 2013),可描述出中国大地形地-气温差与梅雨时空演变的综合相关模型。

季风降雨是许多东亚国家,特别是中国的主要降水来源。这种降雨通常具有鲜明的季节特征,在中国具有从早春到盛夏向西北方向移动的演变趋势。随着春季过渡到夏季,陆地和海洋的热力对比

驱动了季风环流,而中国西部的高原地形,进一步加剧了这种热力差异。结果表明,盛夏季风雨带完全“停滞”在中国西部地形线(青藏高原与黄土高原东

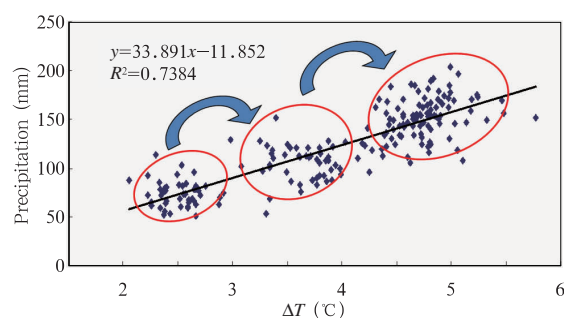


图4 1957—2006年中国海拔高度大于1000 m站点平均地-气温差(3—6月)与东部平均降水(4—7月)的滞后相关(两者相关的3个层次用不同3个红色椭圆分别表示,两个蓝色箭头分别为这3个相关的层次之间两次月际跳跃;Xu, et al, 2008)

Fig. 4 Scatter plot of monthly land-atmosphere temperature differences (ΔT , $^{\circ}\text{C}$) averaged over the stations above the altitude of 1000 m in western China and monthly precipitation amount (mm) in one month-lag averaged over the stations to the east of 100°E in eastern China over 1957—2006 (Three red ovals indicate the three levels of relation between ΔT and precipitation with their monthly jumps in two light blue arrows; Xu, et al, 2008)

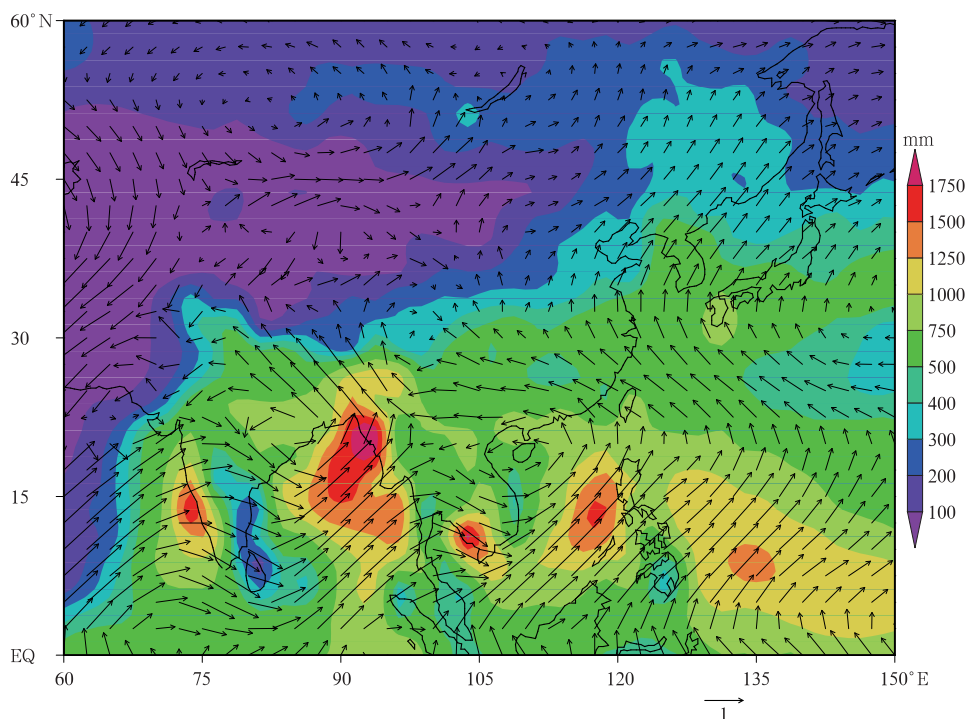


图5 1957—2006年中国海拔高度大于1000 m站点平均地-气温差(3—6月)与区域整层水汽通量(4—7月)相关矢量场,以及东亚夏季降水分布(阴影)(Xu, et al, 2008)

Fig. 5 Correlation vectors of the land-air temperature difference averaged over March – June for the stations above the altitude of 1000 m and the column water vapor fluxes averaged over April – July as well as summertime precipitation (color shades) in East Asia averaged over 1957 – 2006 (Xu, et al, 2008)

缘),西风下坡风可能使得对流活动受到抑制停滞,导致北进的雨带在该区域“停滞”。中国地形特点界定了较湿润的平原气候与干旱、半干旱的高原气候分布特征。中国区域降水、水汽、地气温差综合分析可描述出陆地-海洋与大气过程相互作用的清晰画面。

4 高原热力“驱动”及其水汽输送结构

1978和1998年青藏高原大气科学外场观测试验表明,在青藏高原存在总辐射超过太阳常数的异常现象高频区。1992年夏季在珠穆朗玛峰地区记录到的瞬时总辐射量达到 1688 W/m^2 ,超过太阳常数23%(章基嘉等,1992;陆龙骅等,1995)。青藏高原是世界上总辐射量最大的地区,远大于北半球热带和副热带沙漠地区太阳总辐射量极值(周明煜等,2000)。上述夏季异常太阳常数的青藏高原区域,其强辐射将导致高耸于对流层中部大气中庞大的“中空热岛”出现。从图6a中可发现,与同纬度相比,青藏高原“热岛”(高温中心区域)地面气温多年平均纬向

偏差值可超过4.5 K(图6a)。占中国约1/4面积上持续存在如此强度的热岛,已超越了世界上任何超级城市群落所产生的热岛效应。另外,图6b为北半球500 hPa以上整层水汽含量场,图6描述出的高原“中空热岛”现象还伴随着“中空湿岛”。

青藏高原可比喻为占中国国土面积约1/4的高架陆地“平台”,构成了“嵌入”大气对流层中部巨大柱状热源,可称为中空“热源柱”。为了进一步认识青藏高原边界层地-气过程与热源结构的相关特征,利用NCEP再分析气象资料,计算了1961—2010年青藏高原3—8月整层视热源与站点感热模型结果。由图7可发现两者亦存在显著的相关,其相关系数达0.34(已超过90%信度水平),且两者具有同步年际变化特征。此类强“中空热源”与高原区域上升运动也有很强的相关关系。由于亚洲夏季风是世界上最显著的季风,其强度变化可能对全球气候和气候系统产生深远的影响,特别是对南亚和东亚的降水有显著影响。

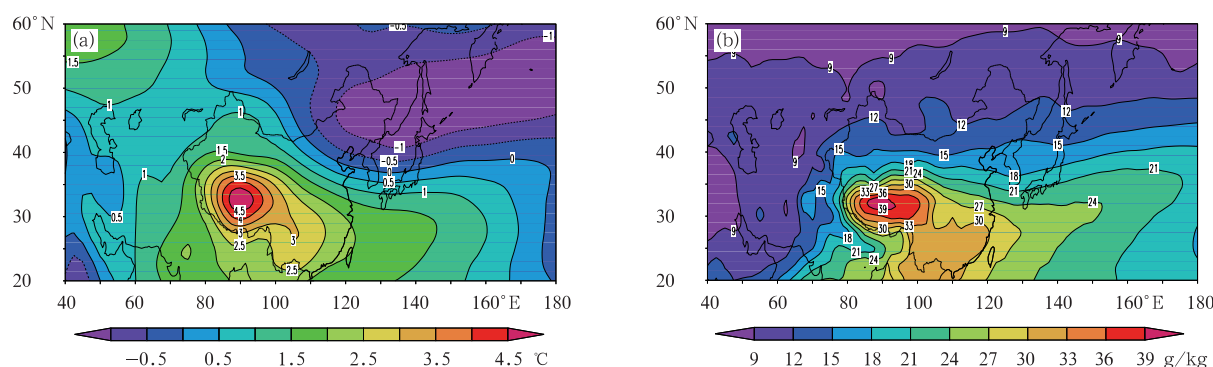


图 6 1957—2009 年夏半年(3—8 月)东亚区域 (a) 500 hPa 气温纬度偏差场分布和(b) 500 hPa 以上比湿分布

Fig. 6 Differences of the temperature (a) at 500 hPa and the total specific humidity (b) over 500 hPa relative to their zonal means averaged from March to August over 1957–2009

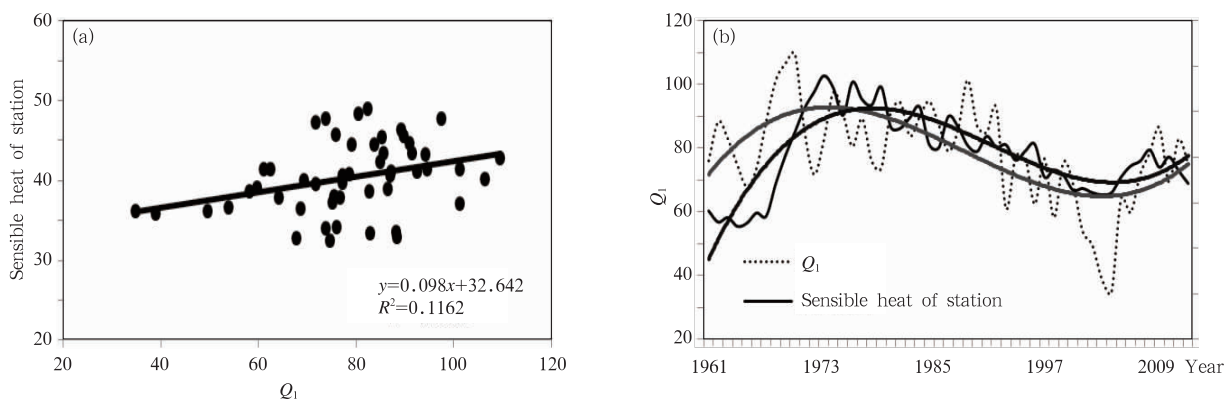


图 7 3—8 月青藏高原上(a)整层 Q_1 与站点感热相关散点图及其(b)年际变化

(Q_1 取值范围: $(25^{\circ}\text{—}37.5^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\text{—}100^{\circ}\text{E})$, 站点感热取高原上海拔高于 3000 m 站点感热值)

Fig. 7 Scatter plot (a) and interannual variations (b) of column apparent heat source Q_1 over the Tibetan Plateau region ($25^{\circ}\text{—}37.5^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\text{—}100^{\circ}\text{E}$) and the sensible heat averaged over the stations above the altitude of 3000 m in the plateau from March to August

为探讨青藏高原大气热源对东亚水汽输送的调控作用,徐祥德等(2013)计算了 1957—2010 年 3—8 月青藏高原大气视热源和区域整层水汽通量相关矢量分布(图 8)。黄色区域向北的相关矢量在青藏高原南侧,特别是源自孟加拉湾、阿拉伯海及中国南海水汽通量相关矢量呈三支主体流方向(图 8 粗流线箭头所示),它们描述出青藏高原热源对水汽流“驱动”相关作用,另外,青藏高原北侧亦呈显著的偏北水汽相关矢流,图 8 呈周边向青藏高原汇合的水汽相关矢流特征,南支相关矢量流输送方向在高原南侧转向东,成为东亚夏季风区域经典的西南向水汽通量(Xu, et al, 2013)。从青藏高原的热源(Q_1)与水汽流相关点矢分布可以清楚地看出亚洲夏季风水汽输送特征。

值得注意的是,高原热源与区域及跨半球水汽流的相关矢量亦反映了季风水汽输送“大三角扇形”(图 8 虚线梯形范围)影响域特征(徐祥德等,2002)。

中国处于典型的亚洲季风区,季风的形成与海-陆热力差异有着密切的关系。青藏高原气候不仅被动地受热带太平洋海温影响,还通过海洋大气环流调制热带和中纬度海-气相互作用(何金海等, 2011)。冬季赤道中东太平洋海表温度距平与次年夏季青藏高原地区区域性温度异常有较为明显的负相关关系(刘珊等,2009)。张艳等(2004)利用地表感热通量资料,分析全球地表感热的时空分布特征时发现,高原东西部感热异常与西北太平洋和赤道中印度洋的海温异常有很强的相关关系。

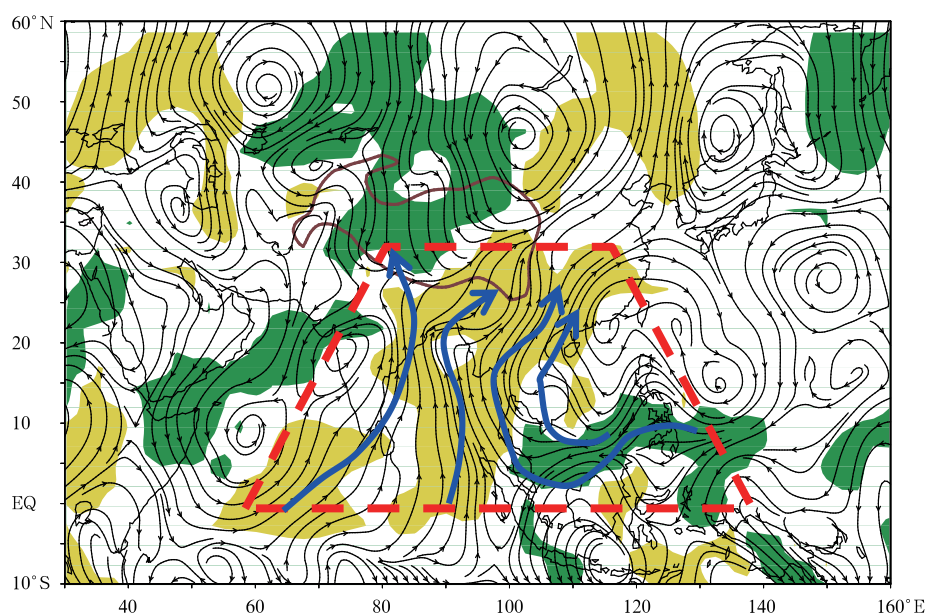


图8 1957—2010年3—8月青藏高原大气视热源和整层水汽通量水平的相关矢量分布
(黄色或绿色区域表示正或负值通过90%的显著性相关检验的区域;Xu, et al, 2013)

Fig. 8 Distribution of correlation vectors between atmospheric apparent heat source (Q_1) over the Tibetan Plateau and the whole column water vapor flux (q_0 and q_v) averaged over March to August of 1957–2010

(The yellow or green colors highlight the positive or negative correlation areas passing the significance level of 0.1.

The thick blue lines with arrows and the red sector in dashed line respectively indicate the routes and region of water vapor transport from the oceans to the plateau; Xu, et al, 2013)

基于朱文会等(2013)影响高原大气热源的海温强信号的研究,分析可发现在冬季北太平洋海面存在着3个海温与随后的春季高原视热源相关较显著的区域,分别位于北太平洋东部海域A区,北太平洋西部海域B区以及赤道中印度洋及其孟加拉湾的C区,前者呈正相关,后两者呈负相关(图9)。以3月高原热源为出发点,进一步分析了前期海温场对青藏高原视热源影响“强信号”区持续性,以印证冬季海温对春季视热源影响具有持续性的前兆意义。上述春季青藏高原热源对前期海温场的响应特征亦进一步揭示出青藏高原动力、热力过程与海-气过程的遥响应及其青藏高原和海洋协同变化的特殊关系。

5 高原积雪冷源影响中国东部水汽输送结构及其雨带分布

青藏高原冬春季雪盖异常对亚洲乃至北半球同期与后期大气环流及天气气候都有重要影响(Souma, et al, 2009; Wang, et al, 2013; Wu, et al, 2003; Yim, et al, 2010; Zhang, et al, 2004)。在

全球变暖的背景下,青藏高原积雪却出现了增加(Xin, et al, 2010),对这一问题的研究具有重要的现实意义。对青藏高原积雪年代际变化的研究,有助于揭示中国近年来“南涝北旱”雨型的原因,同时有利于雨型反转时间的预测。张顺利等(2001)给出的青藏高原积雪影响亚洲季风和中国东部气候的物理过程,即青藏高原积雪多(少)→青藏高原春、夏季的感热弱(强)→感热加热引起的上升运动弱(强),青藏高原强(弱)环境风场不利(有利)于青藏高原感热通量向上输送→青藏高原上空对流层的加热弱(强)→青藏高原对流层温度低(高)→青藏高原南侧温度对比弱(强)→造成亚洲夏季风弱(强)和长江流域易涝(旱)。青藏高原积雪对中国夏季降水的影响可分为三类区域性特征:冬春青藏高原积雪与中国夏季(6—8月)长江中下游降水成显著正相关;与华北和华南降水成显著负相关(陈乾金等, 2000; 陈兴芳, 2000a; Dong, et al, 2013; Mao, 2010; Zhao, et al, 2007)。

过霁冰等(2012)采用中国气象局1955—2004年753个气象站雪深资料计算雪深方差,综合分析

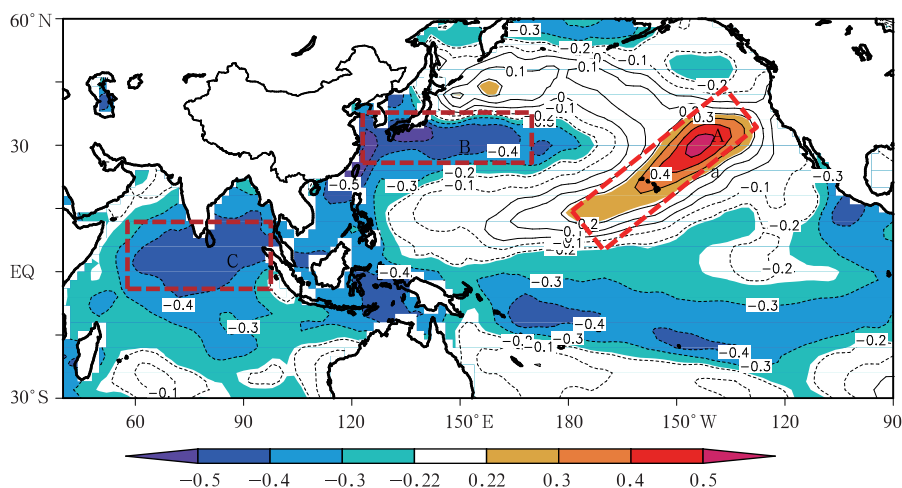


图9 1951—2007年春季青藏高原整层大气视热源 Q_1 与前冬海表温度的相关系数

(阴影区相关系数通过 0.1 显著性检验;3 个红色虚线的矩形区域 A、B 和 C 分别为较显著相关的大面积区域)

Fig.9 Distribution of correlation coefficients between the column apparent heat source Q_1 over the Tibetan Plateau in spring and the SST in previous winter with the shaded areas passing the significant level of 0.1

(The regions A, B and C inside the three red dotted rectangles cover three larger areas of higher correlation coefficient)

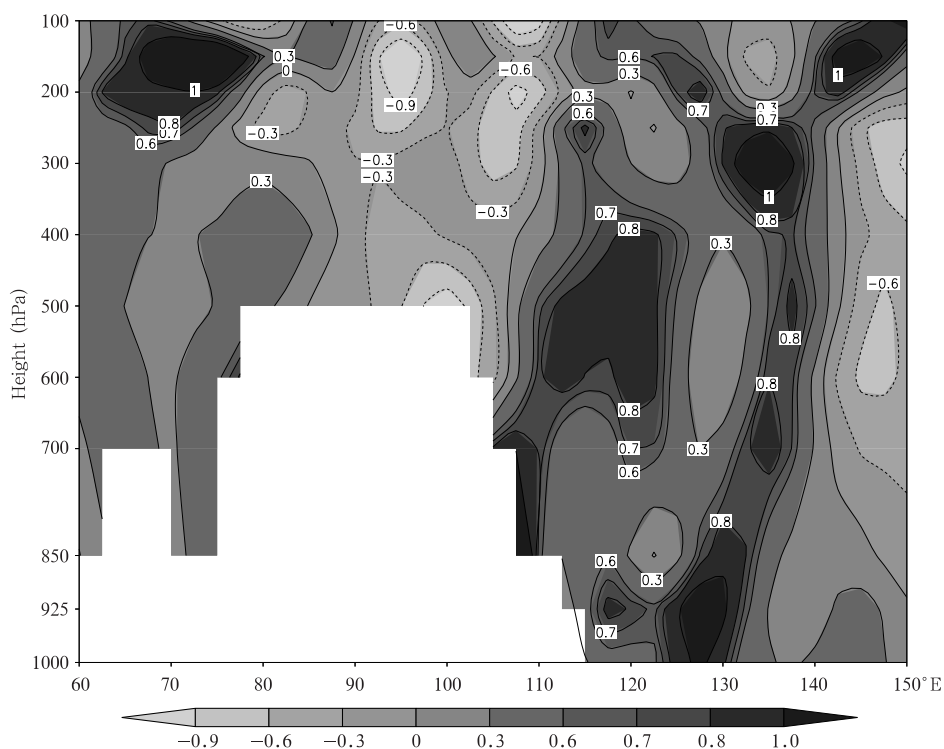
表明,青藏高原地区为中低纬度间纬度区域雪盖变化显著区,其中青藏高原中东部雪深方差最为明显,此结果与风云-1D 卫星遥感积雪日数显著区分布吻合。分析结果亦表明青藏高原积雪覆盖显著区空间分布相对稳定,青藏高原大面积积雪的持续存在,通过冬季青藏高原的积雪“冷源”效应与春季青藏高原积雪延迟“冷却”效应将构成影响青藏高原区域热源状况不可忽视的重要因素,也可作为影响中国和东亚大气环流的重要“冷源强迫”。基于综合分析,选取青藏高原中东部 51 个站作为青藏高原积雪强信号关键区。由沿 32.5°N 东—西向冬季多雪与少雪年视热源(Q_1)垂直偏差图(图 9)可见,青藏高原关键区冬季多雪年为地表大气视热源负值显著区(图 10),即青藏高原雪盖可使冬季青藏高原关键区地面至高空 100 hPa 整层大气特征为“冷源柱”结构,可称为青藏高原主体“冷源”区(Xu, et al, 2012)。

计算 1955—2004 年多雪年与少雪年冬、春、夏季(500 hPa)温度偏差场,计算结果可揭示出高原积雪的冷源效应,描述出 500 hPa 气温影响域偏低极值区的迁移动态变化特征(图略),即多雪年与少雪年相比,冬、春、夏季 500 hPa 气温偏差场描述出中纬度温度偏低影响极值区由青藏高原随季节转移向下游东亚大陆东侧西太平洋“东移”的特征。积雪以

其高反射率、热传导性差、融化过程吸收大量热量及其水文效应等特性可能造成当时以及以后一段时间地-气能量和水分交换的异常。

为了进一步认识上述青藏高原积雪对 500 hPa 气温、高度场相关影响域随季节“东移”特征,计算了 500 hPa 多雪与少雪年高度偏差场经度时间演变(图略),研究表明冬季高度偏低极值区位于青藏高原及东缘($90^\circ\text{—}100^\circ\text{E}$),春季则移至青藏高原东侧($100^\circ\text{—}110^\circ\text{E}$),夏季则移至中国东部沿海西太平洋处,计算结果可描述出偏差场高度低值中心自西随季节向东移动的显著“波列”特征(Xu, et al, 2012)。

从青藏高原关键区多雪年与少雪年整层水汽通量矢量偏差场(图 11a)可见,长江中下游为显著南北两支水汽流的汇合带。进一步计算了青藏高原关键区冬季雪深与东亚区域夏季整层水汽通量相关矢量场(图 11b),可发现青藏高原东部长江中下游夏季水汽通量相关矢量场亦呈类似于多雪与少雪年水汽通量偏差场中南北两支水汽汇合区显著特征差异,此计算结果揭示了冬季青藏高原积雪影响机制中积雪状况与中国区域东部夏季长江流域梅雨水汽输送结构的相关特征。上述结果亦反映了青藏高原冬季积雪与春、夏季大气结构变异的相关特征,即青藏高原冬季前期积雪偏多(偏少)及其青藏高原

图 10 冬季多雪年与少雪年沿 32.5°N 东—西向垂直剖面 Q_1 (°C/d)

视热源偏差分布(Xu, et al, 2012)

Fig. 10 Height-longitudinal section of the differences of winter average apparent heat source Q_1 (°C/d) between high and low snow cover years along 32.5°N (Xu, et al, 2012)

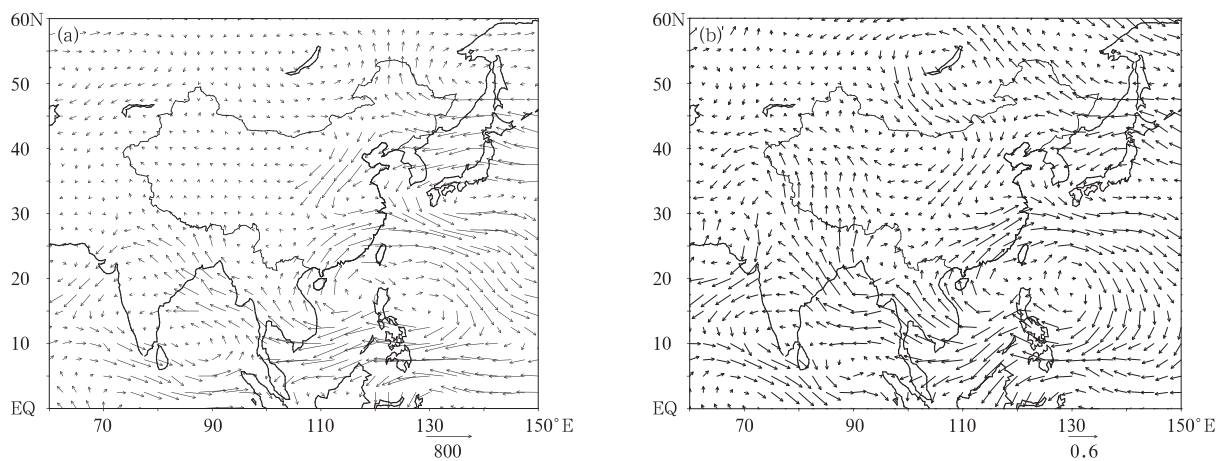


图 11 (a)青藏高原关键区多雪年与少雪年夏季整层水汽通矢量偏差场((g·m)/(kg·s)),

(b)1955—2004 年冬季高原关键区积雪深度与夏季整层水汽通矢量场(Xu, et al, 2012)

Fig. 11 (a) Differences of summertime average column water vapor flux vector ((g·m)/(kg·s)) between high and low snow cover years in the key region of the Tibetan Plateau, and (b) correlation vectors of the wintertime average snow depth over the key region of the Tibetan Plateau with summertime column water vapor flux over 1955–2004 (Xu, et al, 2012)

冬季积雪与夏季水汽流相关性均可反映出对应于前期青藏高原积雪状况长江中下游汇合特征强(弱)的水汽输送结构差异。该过程可持续影响下游季风环流系统,即其对应于夏季水汽流下游中纬度区域(30° — 45° N)气温偏低(高), 105° E 以东高度场偏低(高),副热带高压偏南(北),形成类似高度场“北低南高”及其南北水汽流汇合流场结构(Xu, et al, 2012)。此研究结果与朱玉祥等(2007)研究结果一致,他们认为青藏高原积雪的增加可以使青藏高原热源减弱,海陆温差减小,从而致使季风减弱,并进而导致“南涝北旱”。

青藏高原雪盖特殊的地理位置及其显著的冷热源强度季节和年际变率,对东亚气候异常起重要作用。根据青藏高原积雪深度的变化,将 1993、1996、1998 年与 1985、1987、1997 年分别选为多雪与少雪年,并计算多雪与少雪年描述云顶温度卫星-遥感 TBB 偏差场,由图 12 可发现长江中下游为显著

TBB 负值中心(对流区)。由此可见,上述夏季南北两支长江中下游的区域水汽输送汇合区恰与 TBB 负值中心(对流显著区)吻合(图 11 和 12)。计算结果亦表明冬季青藏高原关键区积雪深度与中国东部区域夏季降水存在显著相关,高相关区位于长江流域,其负相关系数绝对值超过 0.33,超过信度 90% 标准。根据分析计算结果也可发现青藏高原冬季积雪深度不仅影响了中国东部夏季降水,而且在韩国中部、日本中东部以及俄罗斯锡霍特山脉等局部区域两者也存在若干相关中心。

研究表明青藏高原关键区春夏季积雪导致高原热源减弱,影响大陆海-陆热力差异,致使东亚夏季风强度减弱,夏季雨带在长江流域维持更长时间,导致 1974—2003 年高原多雪年对应长江流域降水偏多,华北偏少,形成“南涝北旱”雨型(Xu, et al, 2012)。

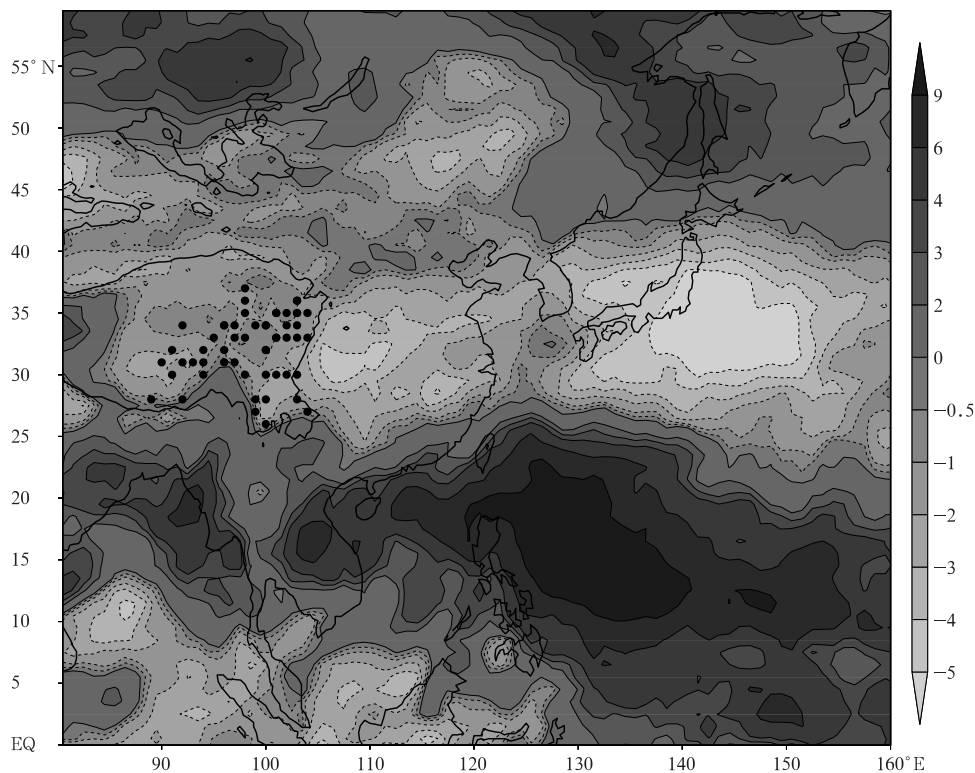


图 12 青藏高原积雪关键区异常多雪年(1993、1996、1998 年)与异常少雪年(1985、1987、1997 年)夏季卫星遥感 TBB 偏差场(单位:K)

Fig. 12 Differences of summertime average TBB (K) between high (1993, 1996, 1998) and low (1985, 1987, 1997) snow cover years in the key area of the Tibetan Plateau

6 青藏高原视热源变化与中国区域雨带年代际变化相关特征

Xu 等(2013)计算了 1957—2003 年夏季降水变化率(图 13),可以看到,中国的降水趋势显示出 3 个不同的区域。A 区呈现出“南涝趋势”,B 区显示出“北旱趋势”以及 C 区呈现出“西部转湿趋势”。上述降水变率特征亦与青藏高原热源“驱动”东亚夏季风强弱变化相关联。

基于对 1957—2003 年中国大陆降水趋势分析,Xu 等(2013)进一步剖析了青藏高原春季视热源与中国夏季降水格局的年代际变化阶段性趋势特征。图 14(上图)描述出青藏高原 1950—2010 年春季视热源三阶梯年代际变化特征,A 时段(1950—1973 年)、B 时段(1973—2003 年)、C 时段(2003—2010 年)青藏高原视热源变化趋势分别表现出上升期,下降期以及上升期,很有趣的是 A 时段对应图 14(下

图)中国区域夏季降水雨带偏北的 D、E、F 阶段;B 时段主要对应夏季中国区域降水雨带南压的 G、H 阶段,而 C 时段则对应夏季中国区域雨带有重新北移特征的 I 阶段。春季高原视热源(图 14 上图)与夏季中国大陆降水距平(图 14 下图)前后两者年代际变化趋势具有显著的一致性。亚洲夏季风已在最近的几十年中经历了一个稳定的趋弱趋势,近 10 年夏季风变化发生了转折趋势,季风雨带呈北移特征。尤其 1973—2003 年对应青藏高原春季视热源减弱趋势,中国东部夏季雨带呈南涝北旱的降水格局(图 14),而 2003 年后近 10 年青藏高原春季视热源出现“降后升”的趋势,夏季中国区域雨带出现北移现象,这可能意味着前期“南涝北旱”的降水格局亦可能出现“转型”特征。对比图 14 上、下图可发现青藏高原春季热源可能对中国夏季降水起着某种程度的调制作用(Xu, et al, 2013)。

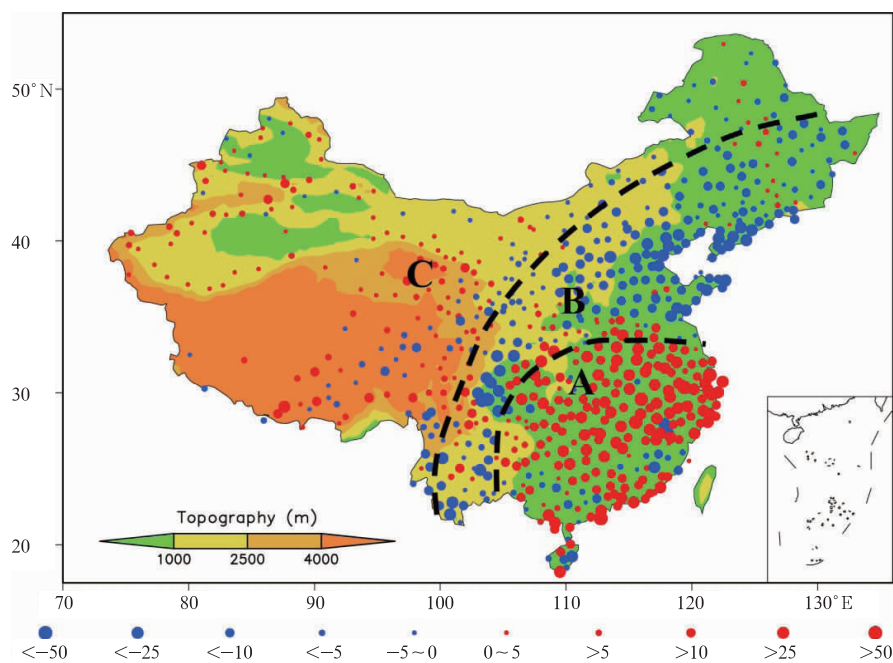


图 13 1957—2003 年中国大陆地区的夏季降水年代际变化率的分布
(单位: mm/(10 a), 蓝色和红色点及其点大小表示正/负的变化率和幅度, 色阶表示地形; Xu, et al, 2013)

Fig. 13 Distribution of inter-decadal change rate (mm/decade) of summer precipitation in China over 1957–2003

(The blue and red dot sizes denote the negative/positive change rate magnitudes, the color-shaded areas indicate the altitude of topography; Xu, et al, 2013)

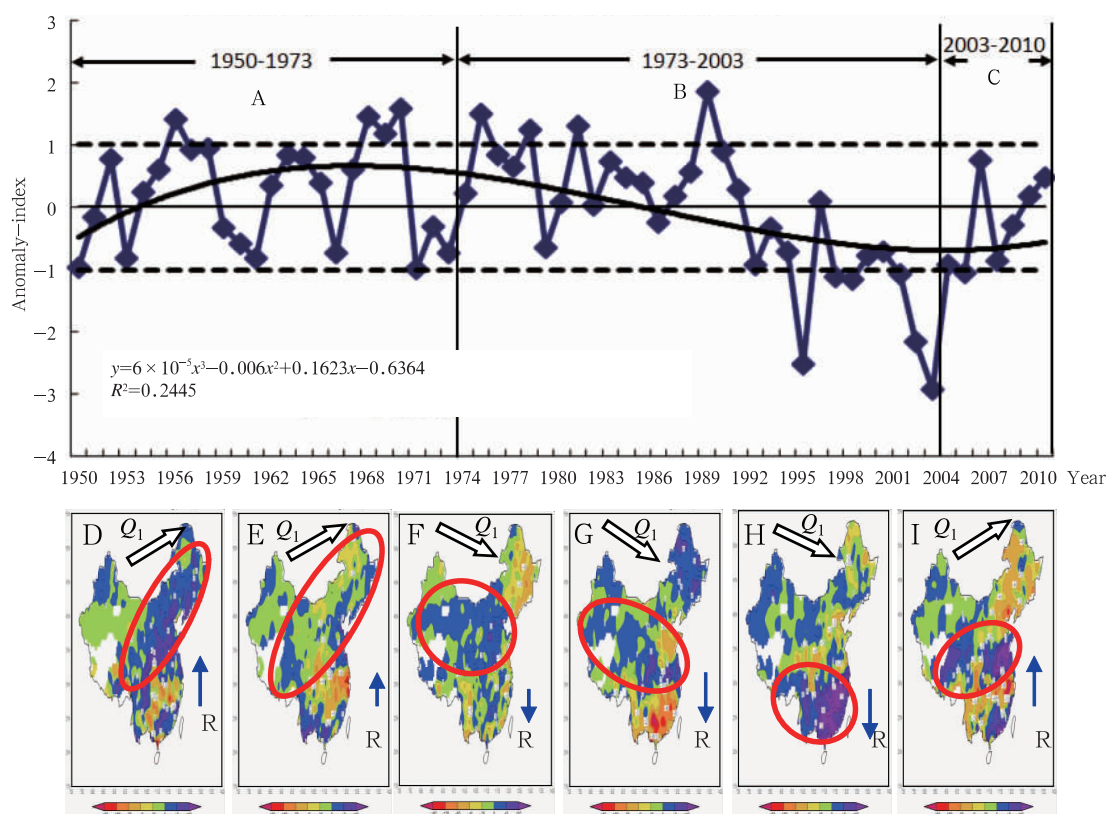


图 14 (上图)春季青藏高原视热源(Q_1)年际变化及其趋势曲线(实线),(下图)D—H 为各年代中国大陆区域(3—8 月)降水年代际距平场(相对 1960—2000 年多年平均值),I 为 2003—2009 年中国大陆区域(3—8 月)降水距平场,箭头代表各年代主体雨带北移或南压趋势(Xu, et al, 2013)

Fig. 14 Annual time series of anomaly index of spring whole-column Q_1 over the Tibetan Plateau and its fitted average (solid line) in the upper panel (A–C). Subpanel figures (D) — (I) are interdecadal anomalies (relative to the average of 1960–2000) of total precipitation from March to August in China for the selected years (corresponding to the years span marked on the abscissa of the upper panel; e. g. subpanel (I) represents the precipitation anomalies of 2003–2009). The blue arrows denote the north- and southward trends in major rainfall zone in each decade (Xu, et al, 2013)

7 结 论

综述了有关青藏高原大地形热力“驱动”对中国东部雨带和水汽输送特征及其年代际变化的影响作用的研究进展。其主要研究结论如下：

(1)中国三阶梯大地形热力过程季节变化与中国东部夏季雨带北进存在显著的相关关系。高原—平原三阶梯地形地-气过程动态变化规律表现为随着季节转换,即 3—7 月,中国大陆青藏高原大地形地-气过程中地-气温差与感热“强信号”逐月增强,且由青藏高原向东北方向大地形区域延伸,夏季风雨带亦同步从东南沿海向西北方向的高原—平原过渡带移动。盛夏其与北移的雨带两者相遇于青藏高

原与黄土高原东缘“地形线”。青藏高原大地形地表热力强迫的时空变化和中国夏季风雨带的推进亦可归纳为两者综合动态相关图像。

(2)青藏高原近地层感热与中空大气“热源柱”(整层视热源)存在显著的相关关系,且两者年际变化趋势已具有同步变化特征。中国西部高原地-气过程影响东部雨带与副热带高压同步变化的季节跳跃演进。春夏过渡期青藏、黄土高原大地形的地-气温差变化为中国夏季风雨带向西北扩展状态的前兆性强信号。暖季青藏高原大气视热源与整层水汽通量的相关矢量场分布可揭示出高原视热源强弱亦可影响东亚季风及其来自低纬度海洋水汽流强弱特征,进而调控东亚夏季风降水时空演变。

(3)青藏高原雪盖特殊的地理位置及其显著的冷热源强度季节和年际变率,青藏高原多雪年对春季海-陆差异减弱的特征基本吻合。高原关键区大面积积雪的持续存在将构成影响中国、东亚大气环流的重要“影响源”,对东亚气候异常起着重要的作用。青藏高原冬春积雪与中国东部夏季风降水型的年代际变化(南涝北旱)亦有很好的相关。

(4)1957—2003年夏季降水变化率分布显示出中国西北、中国东部北方与南方三种不同类型变化趋势的区域。中国东部南方呈“南涝趋势”,北方则呈“北旱趋势”,而西北区域呈现出“西部转湿趋势”。上述降水变率空间分布特征亦与季风变化强弱趋势及青藏高原热源强(弱)异常变化相对应。

(5)青藏高原1950—2010年春季视热源三阶段年代际变化特征,此三阶段春季高原视热源与夏季中国区域降水变化趋势特征吻合,两者年代际变化趋势具有显著地一致性,而近10年青藏高原春季视热源出现“降后回升”趋势,相应于前期与高原积雪等影响因子相关的中国区域“南涝北旱”的降水格局亦出现了转折。青藏高原春季热源可能对中国夏季降水起着某种程度的调制作用。

在特定大气环流背景下高原复杂大地形与天气系统相互作用,常常引起局地及其下游地区暴雨、暴雪等大范围极端天气事件。研究发现,从青藏高原中部或东部对流云团簇有时东移、呈显著发展的特征,且长江流域暴雨、洪涝的对流云团往往可追溯到上游青藏高原及其周边区域。在青藏高原上可观测到全球异常的太阳总辐射、有效辐射和地表净辐射,其构成了高原大地形特殊的大气热源效应。夏季在青藏高原热源驱动下来自低纬度海洋的暖湿空气可形成活跃的对流云系,并反馈影响大气热源结构。另外,青藏高原与黄土高原“阶梯型”大地形所产生的热源、汇季节和区域性的变化将进一步影响到大气环流季节变异,而高原冷、热源的季节性转化亦调制着东亚冬、夏季流型特征。青藏高原、黄土高原“阶梯型”大地形上空大气加热的时空特征、季节与年际变化对于东亚梅雨带的形成,及其南北位置年际摆动十分重要。青藏高原加热与低纬度海洋间热力结构的“遥相关”协同影响一直是各国学者研究东亚与印度季风问题的焦点。有关研究揭示出青藏高原南侧季风过程海-气相互作用的“大三角”区域是影响中国东部,尤其是长江中下游洪涝、暴雨水汽输

送关键区,而青藏高原大地形加热结构亦影响着“大三角”区域的水汽输送结构。亚洲大陆,尤其青藏高原、黄土高原等大地形与西太平洋、东印度洋的海-陆-气相互作用亦是亚洲乃至全球能量和水分循环过程的核心机制之一。来自中国南海和印度洋的水汽流在孟加拉湾汇合,并向北输送,其水汽通道路径及其影响效应,受青藏高原等大地形动力、热力强迫的调制影响,深化认识在全球变化的背景下东亚陆地、青藏高原等大地形强迫以及热力结构变化已成为东亚及其中国区域灾害天气、气候变异预测的核心问题之一。寻求高原大地形热源对东亚灾害性天气气候影响的敏感区,探讨高原热源结构及其低纬度海洋“大三角”区域季风活跃区海-陆-气相互作用过程亦是中國乃至东亚灾害天气、气候变异预测的关键问题之一。青藏高原作为控制大气环流的重要因子通过全球动量、能量和水分循环影响着中国、东亚区域和全球的气候变化。随着全球气候变化研究的深入,青藏高原地-气耦合系统变化及其全球气候效应的重要性越来越显现,已经成为一个重要的国际气候研究和地球系统科学研究前沿。青藏高原对中国东部雨带及水汽输送结构调制作用的研究,将有助于提升中国灾害性天气气候预报能力。

参考文献

- 陈乾金,高波,张强. 2000. 青藏高原冬季雪盖异常与冬夏季风变异及其相互联系的物理诊断研究. 大气科学, 24(4): 477-492.
- Chen Q J, Gao B, Zhang Q, et al. 2000. Studies on the relation of snow cover over the Tibetan Plateau in winter to the anomalous winter and summer monsoon changes. Chinese J Atmos Sci, 24(4): 477-492 (in Chinese)
- 陈兴芳,宋文玲. 2000a. 欧亚和青藏高原冬春季积雪与我国夏季降水关系的分析和预测应用. 高原气象, 19(2): 215-223.
- Chen X F, Song W L. 2000a. Analysis and application of the relationship between snow cover in Eurasia and the Qinghai-Xizang Plateau in winter and summer rainfall in China. Plateau Meteorol, 19(2): 215-223 (in Chinese)
- 陈兴芳,宋文玲. 2000b. 冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季旱涝不同影响关系的环流特征分析. 大气科学, 24(5): 585-592.
- Chen X F, Song W L. 2000b. Circulation pattern analysis of different influences of snow cover over the Tibetan Plateau and Eurasia in winter on summer droughts and floods of China. Chinese J Atmos Sci, 24(5): 585-592 (in Chinese)
- 过霁冰,徐祥德,施晓晖等. 2012. 青藏高原冬季积雪关键区视热源特征与中国西南春旱的联系. 高原气象, 31(4): 900-909.
- Guo J B, Xu X D, Shi X H, et al. 2012. Characteristics of win-

- ter apparent heat source in the key area of snow cover over the Qinghai-Xizang Plateau and spring drought in Southwest China. *Plateau Meteor*, 31(4): 900-909 (in Chinese)
- 何金海, 徐海明, 钟珊珊等. 2011. 青藏高原大气热源特征及其影响和可能机制. 北京: 气象出版社, 243pp. He J H, Xu H M, Zhong S S, et al. 2011. Characteristics and impacts of atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and associated possible mechanism. Beijing: China Meteorological Press, 243pp (in Chinese)
- 刘珊, 李栋梁. 2009. 夏季青藏高原气温与冬季北太平洋海温的异常特征及其相关分析. *高原气象*, 28(4): 711-722. Liu S, Li D L. 2009. Correlation analysis of the anomalous features of temperature over the Qinghai-Xizang Plateau in summer and the Pacific SSTA in winter. *Plateau Meteor*, 28(4): 711-722 (in Chinese)
- 陆龙骅, 周国贤, 张正秋. 1995. 1992 年夏季珠穆朗玛峰地区的太阳直接辐射和总辐射. *太阳能学报*, 16(3): 229-233. Lu R H, Zhou G X, Zhang Z Q. 1995. Direct and global solar radiations in the region of Mt Qomolangma during the summer of 1992. *Acta Energiæ Solaris Sinica*, 3(16): 229-233 (in Chinese)
- 徐祥德, 陶诗言, 王继志等. 2002. 青藏高原-季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系. *气象学报*, 60(3): 257-266. Xu X D, Tao S Y, Wang J Z, et al. 2002. The relationship between the water vapor transport features in the Tibetan Plateau Monsoon “Large Triangle” Affecting Region and the drought-flood abnormality of China. *Acta Meteor Sinica*, 60(3): 257-266 (in Chinese)
- 章基嘉, 朱抱真, 朱福康等. 1988. 青藏高原气象学进展. 北京: 科学出版社, 268pp. Zhang J J, Zhu B Z, Zhu F K, et al. 1988. *Advances in Tibetan Plateau Meteorology*. Beijing: Science Press, 268pp (in Chinese)
- 张顺利, 陶诗言. 2001. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值模拟研究. *大气科学*, 25(3): 372-390. Zhang S L, Tao S Y. 2001. Influences of snow cover over the Tibetan Plateau on the Asian summer monsoon. *Chinese J Atmos Sci*, 25(3): 372-390 (in Chinese)
- 张艳, 钱永甫. 2004. 地表感热的时空分布特征及其与邻近海洋海温异常的关系. *高原气象*, 23(3): 330-338. Zhang Y, Qian Y F. 2004. Temporal and spatial patterns of surface sensible heat flux and their relationship with the SST anomaly over adjacent oceans. *Plateau Meteor*, 23(3): 330-338 (in Chinese)
- 张滢滢, 沈新勇, 高志球. 2011. 基于 WRF 模式的海面湍流通量参数化方案的研究. *大气科学*, 35(4): 767-776. Zhang Y Y, Shen X Y, Gao Z Q. 2011. Air-sea turbulent flux parameterization schemes in the WRF model. *Chinese J Atmos Sci*, 35(4): 767-776 (in Chinese)
- 周明煜, 徐祥德, 卞林根等. 2000. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究. 北京: 气象出版社, 125pp. Zhou M Y, Xu X D, Bian L G, et al. 2000. Observational analysis and dynamic study of the atmospheric boundary layer over the Tibetan Plateau. Beijing: China Meteorological Press, 125pp (in Chinese)
- 朱文会, 徐祥德, 陈渭民等. 2013. 影响高原大气热源的海温信号及其相关大气结构. *气象科技*, 41(4): 670-681. Zhu W H, Xu X D, Chen W M, et al. 2013. Strong sea surface temperature signals influencing the Tibetan Plateau heat sources and associated atmospheric circulation structure. *Meteor Sci Technol*, 41(4): 670-681 (in Chinese)
- 朱玉祥, 丁一汇. 2007. 青藏高原积雪对气候影响的研究进展和问题. *气象科技*, 35(1): 1-8. Zhu Y X, Ding Y H, et al. 2007. Influences of the snow cover over the Tibetan Plateau on weather and climate—Advances and problems. *Meteor Sci Technol*, 35(1): 1-8 (in Chinese)
- Boos W R, Kuang Z M. 2013. Sensitivity of the South Asian monsoon to elevated and non-elevated heating. *Sci Rep*, 3: 1192, doi: 10.1038/srep01192
- Ding Y H. 1992. Effects of the Qinghai-Xizang (Tibetan) plateau on the circulation features over the plateau and its surrounding areas. *Adv Atmos Sci*, 9(1): 112-130
- Dong S, Ding Y H. 2013. Decadal change in the correlation pattern between the Tibetan Plateau winter snow and the East Asian summer precipitation during 1979 – 2011. *J Climate*, 26(19): 7622-7634
- Duan A M, Wu G X, Liu Y, et al. 2012. Weather and climate effects of the Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 29(5): 978-992
- Ge Q S, Guo X F, Zheng J Y, et al. 2008. Meiyu in the middle and lower reaches of the Yangtze River since 1736. *Chin Sci Bull*, 53(1): 107-114
- Liu Y M, Wu G X, Hong J L, et al. 2012. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: II. Change. *Climate Dyn*, 39(5): 1183-1195
- Lu C X, Yu G, Xie G D. 2005. Tibetan Plateau serves as a water tower. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 5: 3120-3123
- Mao J Y. 2010. Interannual variability of snow depth over the Tibetan Plateau and its associated atmospheric circulation anomalies. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 3(4): 213-218
- Ren R C, Liu Y M, Wu G X. 2004. On the short-term variation of subtropical anticyclone over the western Pacific affected by the mid-high latitudes circulation in July 1998. *Chin J Atmos Sci*, 28(4): 571-578
- Souma K, Wang Y Q. 2009. Improved simulation of the East Asian summer monsoon rainfall with satellite-derived snow water equivalent data. *Mon Wea Rev*, 137(6): 1790-1804
- Wang Z Q, Duan A M, Wu G X. 2013. 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. *Climate Dyn*, 40(5): doi:10.1007/s00382-013-1800-2
- Wu G X, Liu Y M, He B, et al. 2012. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Sci Rep*, 2: 404, doi: 10.1038/srep00404
- Wu G X, Zhang Y. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea.

- Mon Wea Rev, 126(4): 913-927
- Wu T W, Qian Z. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation. *J Climate*, 16(12): 2038-2051
- Xin X, Zhou T J, Yu R C. 2010. Increased Tibetan Plateau snow depth: An indicator of the connection between enhanced winter NAO and late-spring tropospheric cooling over East Asia. *Adv Atmos Sci*, 27(4): 788-794
- Xu X D, Chen L, Wang X. 2004. Moisture transport source/ sink structure of the Meiyu rain belt along the Yangtze River valley. *Chin Sci Bull*, 49(2): 181-188
- Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al. 2008. World water tower: An atmospheric perspective. *Geophys Res Lett*, 35: L20815, doi: 10.1029/2008GL035867
- Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al. 2010. Large-scale topography of China: A factor for the seasonal progression of the Meiyu rain-band? *J Geophys Res*, 115: D02110, doi: 10.1029/2009JD012444
- Xu X, Guo J, Koike T, et al. 2012. "Downstream Effect" of winter snow cover over the eastern Tibetan Plateau on climate anomalies in East Asia. *J Meteor Soc of Japan*, 90C: 113-130
- Xu X D, Lu C G, Ding Y H, et al. 2013. What is the relationship between China summer precipitation and the change of apparent heat source over the Tibetan Plateau? *Atmos Sci Lett*, 14(4): 227-234, doi:10.1002/asl2.444
- Ye D, Gao Y. 1992. *The Meteorology of the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau*. Beijing: Science Press, 278pp
- Yim S Y, Jhun J G, Lu R, et al. 2010. Two distinct patterns of spring Eurasian snow cover anomaly and their impacts on the East Asian summer monsoon. *J Geophys Res*, 115 (D22): D22113, doi: 10.1029/2010JD013996
- Zhang Q Y, Tao S Y. 1998. Tropical and subtropical monsoon over East Asia and its influence on the rainfall over eastern China in summer. *Quart J Appl Meteor*, 9(s1): 17-23
- Zhang Y S, Li T, Wang B. 2004. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon. *J Climate*, 17 (14): 2780-2893
- Zhao P, Zhou Z J, Liu J P. 2007. Variability of Tibetan spring snow and its associations with the hemispheric extratropical circulation and East Asian summer monsoon rainfall: An observational investigation. *J Climate*, 20(15): 3942-3955

更 正

2014 年第 6 期目次

- “青藏高原大气水分循环特征 徐祥德 赵天良 Lu Chungu 等”
错排成
“青藏高原大气水分循环特征徐祥德 徐祥德 赵天良 Lu Chungu 等”，
特此更正。