0577-6619/2011/69(1)-0089-98 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

冬季青藏高原大气热状况分析Ⅱ:年际变化*

宇婧婧[1,2,3] 刘屹岷[2] 吴国雄[2]

YU Jingjing[1,2,3] LIU Yimin[2] WU Guoxiong[2]

1. 中国气象局国家气象信息中心,北京,100081
2. 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
3. 中国科学院研究生院,北京,100049
1. *National Meteorological Information center, China Meteorological Administration, Beijing* 100081, *China*
2. *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029, *China*
3. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*

2009-02-19 收稿,2009-07-30 改回.

Yu Jingjing, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2011. An analysis of the diabatic heating characteristic of atmosphere over the Tibetan Plateau in winter Ⅱ: Interannual variation. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(1):89-98

Abstract The climatological characteristic of diabatic heating over the Tibetan Plateau (TP) during winter was analyzed in Part Ⅰ. This paper is Part Ⅱ of the work, which discusses the interannual variation of the diabatic heating over the TP during winter and its relationship with atmospheric circulation anomalies in the Northern Hemisphere by means of data diagnoses and numerical simulations. The mode of the most prominent interannual variations of atmospheric diabatic heating over the TP during winter is mostly due to the abnormal latent heating over the western and southeastern side of the TP. Different from the interannual variation in summer, there appear consistent cyclonic (or anticyclonic) deflection circulations over the TP from the upper troposphere down to the lower troposphere when the column-integrated diabatic heating over the TP is above (below) normal, showing an equivalent-barotropic structure. The results of numerical experiments show the heating abnormality over the TP during winter is closely related with the westerly wind variation on the southwest side of the TP. When the westerly there is stronger than normal, there appears a cyclonic circulation over the northwestern TP due to the topography blocking, and the detouring flow around the south side of the TP also becomes stronger, forming a remarkable cyclonic deviation circulation around the main part of the TP. These then lead to the increase of latent heating and total heating over the west part of the TP and its south side. It is further demonstrated that the abnormality of diabatic heating in winter over the TP is a consequence of the atmospheric circulation abnormality in the Northern Hemisphere and the mechanical forcing of the TP. The heating anomaly over the TP is closely related with the teleconnection wave ray emanating from northwest to southeast in the Northern Hemisphere. Therefore, it can be considered as a local response to the atmospheric circulation anomaly in the Northern Hemisphere.

Key words Tibetan Plateau (TP), Diabatic heating anomalies during winter, Interannual variation, Data diagnoses, Numerical experiments, Teleconnection wave ray

摘 要 在分析了冬季高原上空气候平均热力特征的基础上,文中继续讨论冬季高原上空非绝热加热年际变化的特征及其与北半球大气环流场异常的联系。结果发现,冬季高原上空非绝热加热的年际异常主要表现为高原西侧至东南侧潜热加热的异常。且与夏季不同,冬季高原上空非绝热加热异常偏大(偏小)时,在高原上空从上至下,出现一致的气旋性(反气旋)性差

* 资助课题:中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q11-01)、973 计划(2010CB950403)和国家自然科学基金(40925015,40821092)。

作者简介:宇婧婧,主要从事青藏高原及亚澳季风动力学。E-mail: yjj@mail.iap.ac.cn

通讯作者:刘屹岷,主要从事副热带高压和青藏高原动力学及数值模拟研究。E-mail: lym@lasg.iap.ac.cn

异环流,表现出相当正压的异常结构;数值试验的结果进一步指出,高原冬季热力异常主要与高原上游的西风环流异常紧密相连,高原西南侧西风急流增强时,因高原阻挡在高原西北部易形成气旋性差异环流,且高原南侧绕流增加,围绕高原主体形成气旋性差异环流,最终导致高原西部及南侧的潜热加热增加,总的非绝热加热变大。高原冬季非绝热加热的异常是大尺度环流异常与高原动力作用的结果,是整个北半球异常模态的局地响应,与北半球一支从西北到东南的遥相关波列密切相关。

关键词 青藏高原,冬季热异常,年际变化,资料分析,数值试验,遥相关波列

中图法分类号 P422.4

1 引 言

青藏高原上空热状况有着明显的年际变化,研究其变化特征及其与环流异常的联系,一直是研究青藏高原热力作用的重要部分(Luo,et al,1983,1984;吴国雄等,1997;Yania,et al,1998;毛江玉等,2006)。

夏季高原热源异常特征及其与环流异常的联系近年来已有不少研究(Huang,1985;杨伟愚等,1992a,1992b)。Zhao 等(2001)的研究指出,夏季高原热源强(或弱)的年份,在高原及其邻近地区的对流层中,低层为偏差气旋环流(或反气旋环流),在中国长江流域低层为异常的西南风(或东北风),对应着东亚强(或弱)的夏季风。刘新等(2002)利用1958—1997 年 NCEP/NCAR 加热率资料计算了 7 月高原加热指数,指出高原总的非绝热加热变化特征基本与潜热变化一致;并通过合成的结果表明夏季青藏高原的加热强(弱)的年份,高原及邻近地区的上升运动、下层辐合及上层辐散均增强(减弱),使高原加热对周边地区低层暖湿空气的抽吸效应和对高层大气向周边地区的排放作用加强(减弱),从而影响着高原和周边地区的环流以及亚洲季风区大尺度环流系统。而且高原的加热强迫能够激发产生一支沿亚欧大陆东部海岸向东北方向传播的罗斯贝波列,其频散效应可影响到更远的东太平洋以至北美地区的大气环流。段安民等(2003)研究了 7 月青藏高原大气热源空间型及其与东亚大气环流的联系,认为夏季高原大气热源/汇空间分布特征复杂,各地差异显著,局地特征更加明显;大气加热主要异常中心分布在高原东北部、西南部、克什米尔地区及高原东南部地区上空,且不同的加热空间型对应的东亚大气环流明显不同。

而对于冬季高原热状况异常的研究主要集中在分析冬季高原积雪多少对后期环流异常的影响上,很多科学家研究了高原冬季积雪等表面过程与次年夏季降水的关系(张顺利等,2001;Wu,et al,2003;Ding,et al,2008)。而对于直接研究冬季高原上空非绝热加热异常以及与大气环流联系的研究甚少。那么冬季高原上空非绝热加热的年际异常特征是怎样的?与夏季热异常的特点又有怎样的不同?冬季高原非绝热加热的异常对应怎样的大气环流异常?这方面的研究目前还不多,宇婧婧等(2011)已给出了冬季高原上空非绝热加热气候平均的分布,提供了高原冬季热状况的一般背景,本文着重分析高原冬季热状况年际变化的主要特征,了解环流场异常与其异常的关系。

2 资料与方法

本文所用的加热资料与宇婧婧等(2011)文章中所用资料一致,即 ERA40、JRA25 以及 NCEP2 共 3 套再分析非绝热加热资料,各套资料空间、时间分辨率及使用方法的详细说明见研究 I。通过对比分析 3 套资料,考察冬季高原非绝热加热年际变化的最主要特征;由于再分析加热资料的可靠性,只有当 3 套资料体现的年际异常特征较一致时,才能保证分析结果的合理和准确。本文分析冬季(当年 12 月和次年的 1 月、2 月)高原上空大气非绝热加热的逐年变化,ERA40 资料时间长度为 45 年(1957—2001 年),JRA25 和 NCEP2 的时间长度均为 28 年(1979—2006 年);在分析高原非绝热加热与环流的关系时,考虑到同种资料变量之间的协调,则对应每种非绝热加热资料均使用同种再分析资料的环流场进行分析。本文还使用了 Chen 等(2002)最新创建的逐月全球陆地降水资料(PREC/L)。此资料是美国 CHCN 最新版本的 17000 个气象站的雨量观测资料和 CPC 的气候异常监观系统资料相结合的产品,空间分辨率为 0.5°×0.5°,该降水资料有严格的检测与质量控制,具有较高的可信度,且时间长度较长(从 1948 年 1 月至今),能较好地反映降水的年际变化。

文中使用的回归方法是将风场、高度场或者降水场等线性回归(或投影)到所选取的时间序列上,得到回归系数的空间分布,不仅包含了两个变量之间的相关关系,还表征了相对应变量振幅的大小,在气候学领域中被广泛应用(Thompson,et al,1998,2000)。黄嘉佑(2000)的《气象统计分析与预报方法》中有线性回归方法的详细介绍。

此外,本文将继续利用数值试验的方法,认识冬季高原非绝热加热变化的主要特点以及与周围大气环流异常的联系,以进一步解释资料诊断结果的机理。所使用的模式 SAMIL 在第 1 部分已给出了介绍,并且仍然使用简单的水球试验方法,简化问题,突出考察内容,考察冬季高原周围环流场异常与高原非绝热加热异常型的关系。

3 冬季高原上空非绝热加热年际变化主要特征的分析

为了解冬季高原上空非绝热加热年际变化的主要空间分布特征,首先对冬季 1 月高原上空总非绝热加热的逐年异常进行了 EOF 分析,发现 3 套再分析加热资料的 EOF 第 1 模态均为最主要的模态(ERA40 的 EOF1 方差贡献为 48.9%,JRA25 的 EOF1 方差贡献为 39.6%,NCEP2 的 EOF1 方差贡献为 31.2%),显著超过第 2 模态的分布。且这 3 种资料 EOF1 模态的分布(图 1)均显示,高原在冬季非绝热加热的变化主要集中在高原西侧至东南侧地区。结合宇婧婧等(2011)给出的气候平均的非绝热加热分布,可以看到,高原总的非绝热加热年际异常大值区与气候平均的非绝热加热大值区基本分布一致,均是在高原西侧至东南侧地区,而此非绝热加热大值区正是高原西侧至东南侧的潜热大值区,表明高原冬季非绝热加热异常主要表现为西侧至东南侧的潜热变化。

定义逐年 1 月高原(26—40°N,70—102°E)平均的非绝热加热异常序列为 *Q*—Jan 指数,其回归的非绝热加热异常空间分布(图 2a—2c)表明,此指数对应的非绝热异常空间分布体现了各资料 EOF1 模态的分布,高原区域平均的热异常指数(*Q*—Jan)基本可以代表冬季高原非绝热加热年际异常特征。因此为了对比各种非绝热加热资料的年际异常变化,图 2d 给出了 3 种资料 1 月高原区域平均的总非绝热加热逐年变化曲线的对比(各资料 *Q*—Jan 序列已标准化)表明,各种资料虽然分辨率及时间长度不太一致,但可以看到,在重合的时间区间显示较一致的年际异常,3 种资料在共同的时间区间(1970—2002 年)的相关系数也较高:ERA40 和 JRA25 达 0.85,ERA40 和 NCEP2 达 0.75,JRA25 与 NCEP2 为 0.81。而冬季高原平均的各种非绝热加热分量的分布(图 2e,这里给出了 JRA25 资料的结果,ERA40 与 NCEP2 结果基本一致)进一步显示高原冬季总的非绝热加热异常主要是由潜热加热的异常决定的;其中总加热与潜热加热相关系数高达 0.90。

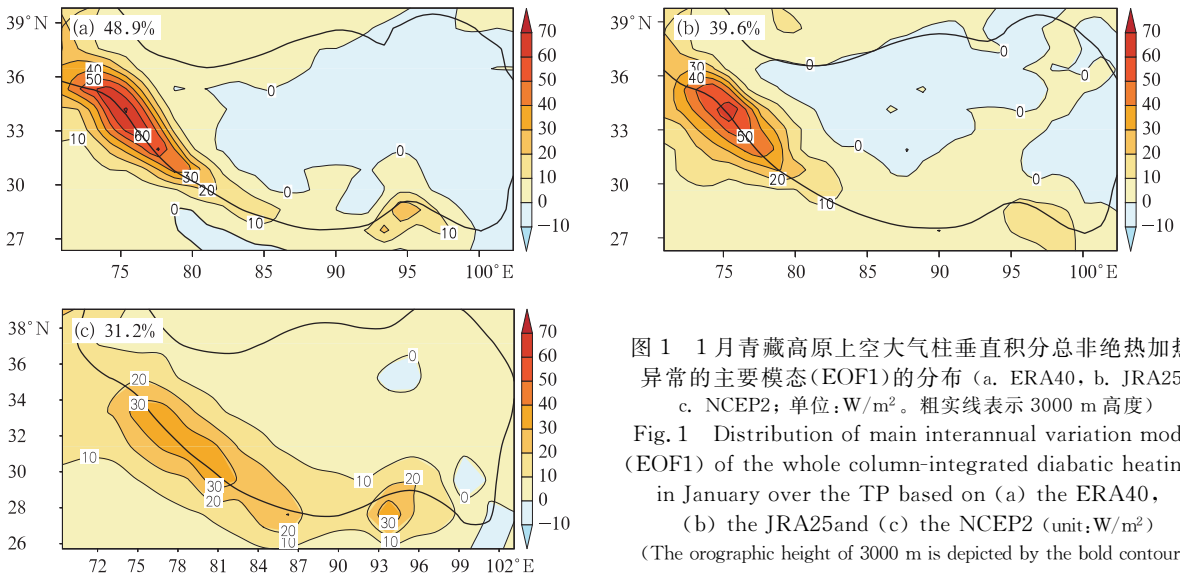


图 1 1 月青藏高原上空大气柱垂直积分总非绝热加热异常的主要模态(EOF1)的分布(a. ERA40, b. JRA25, c. NCEP2;单位:W/m²。粗实线表示 3000 m 高度)

Fig. 1 Distribution of main interannual variation mode (EOF1) of the whole column-integrated diabatic heating in January over the TP based on (a) the ERA40, (b) the JRA25and (c) the NCEP2 (unit:W/m²) (The orographic height of 3000 m is depicted by the bold contour)

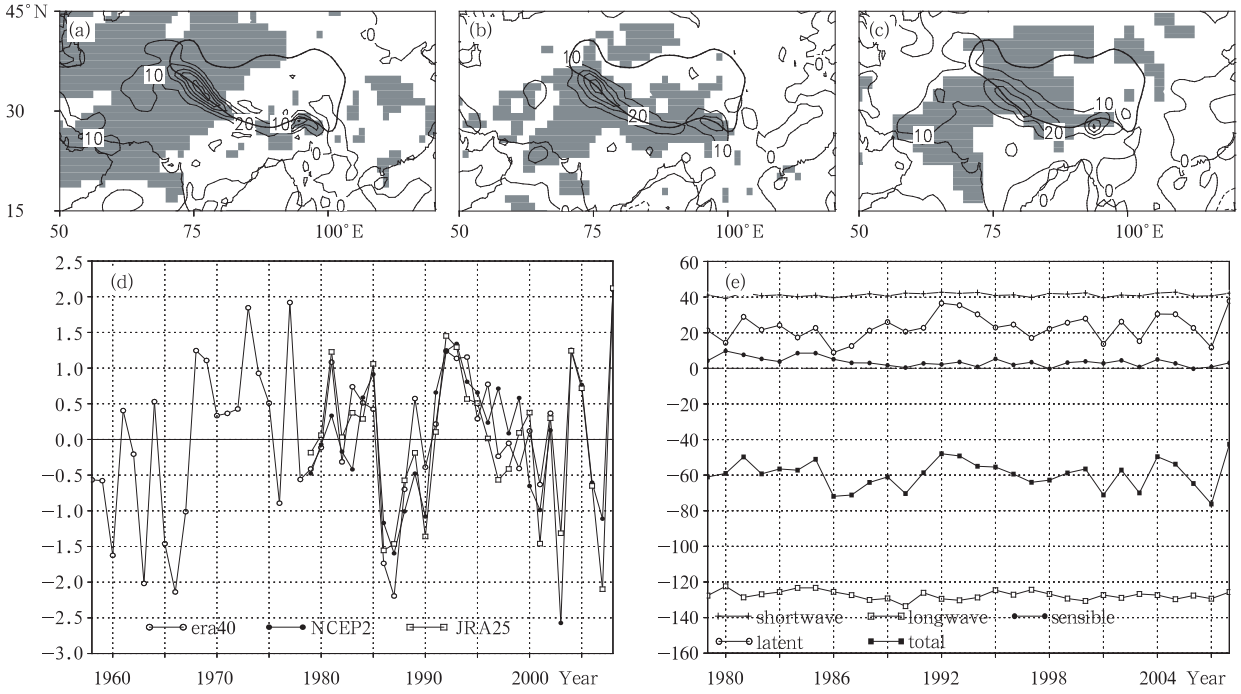


图 2 冬季(1 月)高原热异常指数 Q—Jan(a. ERA40,b. JRA25,c. NCEP2)回归得到的非绝热加热异常的空间分布(阴影表示回归系数超过 90%信度检验)及相应的 3 套再分析资料对于 1 月青藏高原地区平均的总非绝热加热年际变化(d)(各种资料数据已标准化);(e)JRA25 资料,1 月青藏高原区域平均的各种非绝热加热分量的年际变化(单位 W/m^2)

Fig. 2 (a)-(c): Spacial distribution of regressed diabatic heating on the abnormal heatin index (Q-Jan) in January over the TP (a. ERA40, b. JRA25, c. NCEP2. Shaded areas are statistically significant at the 90% confidence level) (d) Comparison of the three kinds of reanalysis data about the interannual variation of area-averaged total diabatic heating in January over the TP (the data have been standardized) (e) The interannual variation of the area-averaged diabatic heating components in January over the TP from the JRA25 data (unit: W/m^2)

此外冬季其他两个月份(12 月、2 月)非绝热加热异常的 EOF 分析结果(图略),均与 1 月十分类似,即其 EOF1 模态为最主要异常模态,解释方差显著超过第 2 模态,空间分布也都表现为西侧至东南角为最主要的非绝热加热异常大值带。

从上面一系列分析可以看到,在冬季,高原上空的非绝热加热异常主要表现为高原西侧和东南角潜热的异常,且 3 套再分析加热资料对于冬季高原区域平均的热异常年际变化特点的描述总体上一致;冬季(12、1、2 月)3 个月的非绝热加热主要的异常特点基本一致。

4 冬季高原非绝热加热异常对应的局地环流异常

为了认识冬季高原上空非绝热加热异常产生的原因,下面将首先考察冬季高原非绝热加热 EOF 分析的主要模态对应的局地环流异常。

在上面的分析中看到,冬季有 3 个月份高原非绝热加热异常的主要模态基本是一致的,因此这里在运用 EOF 方法分析高原冬季非绝热加热异常的主要模态及其对应的环流异常时,为增加样本数,每年冬季异常值取 3 个月(包括 12 月、1 月、2 月)的异常(已去掉季节变化),这样时间序列的总长度则为年数乘以 3,即 ERA40 资料冬季非绝热加热异常序列共 135 个样本数(从 1957 年 12 月到 2002 年 2 月);JRA25 以及 NCEP2 资料冬季异常序列共有 84 个(从 1979 年 12 月至 2007 年 2 月)。这样做也有利于分析冬季每个月份高原非绝热加热产生较一致的异常特征的原因。

从 3 套再分析非绝热加热场冬季月份 EOF1 模态的空间分布以及回归到 EOF1 时间系数(定义为冬季高原上空热异常指数 Q_DJF)上的各层风场异常分布(图 3)可以看到,3 套资料的结果十分相似:对应于高原西侧至东南侧非绝热加热异常增大的这一主要模态,在 30°N 以北呈现出高低层基本一致的准正压环流场的异常结构。在地表及 850 hPa

上,地形南部有西南风向高原辐合,北部有偏东风向高原辐合,构成气旋性异常环流。而高原上空500、200 hPa上,对应着高原非绝热加热增加,高原西南侧中亚(60°E)附近有明显的西风异常,在高原西部和西北部形成气旋性环流。而高原的南部绕流增加,东侧有东南风异常辐合,北部是明显的南风异常。

而高原冬季非绝热加热异常对应的这种从下层至上层的准正压气旋(反气旋)环流异常特征,显然区别于夏季高原热源异常对应的高低层基本相反的斜压环流异常(刘新等,2001;Wu,et al,2007);在夏季,高原热异常导致了环流场的异常,而在冬季则不同,这种正压的环流异常可能与高原的动力作用关系更密切。

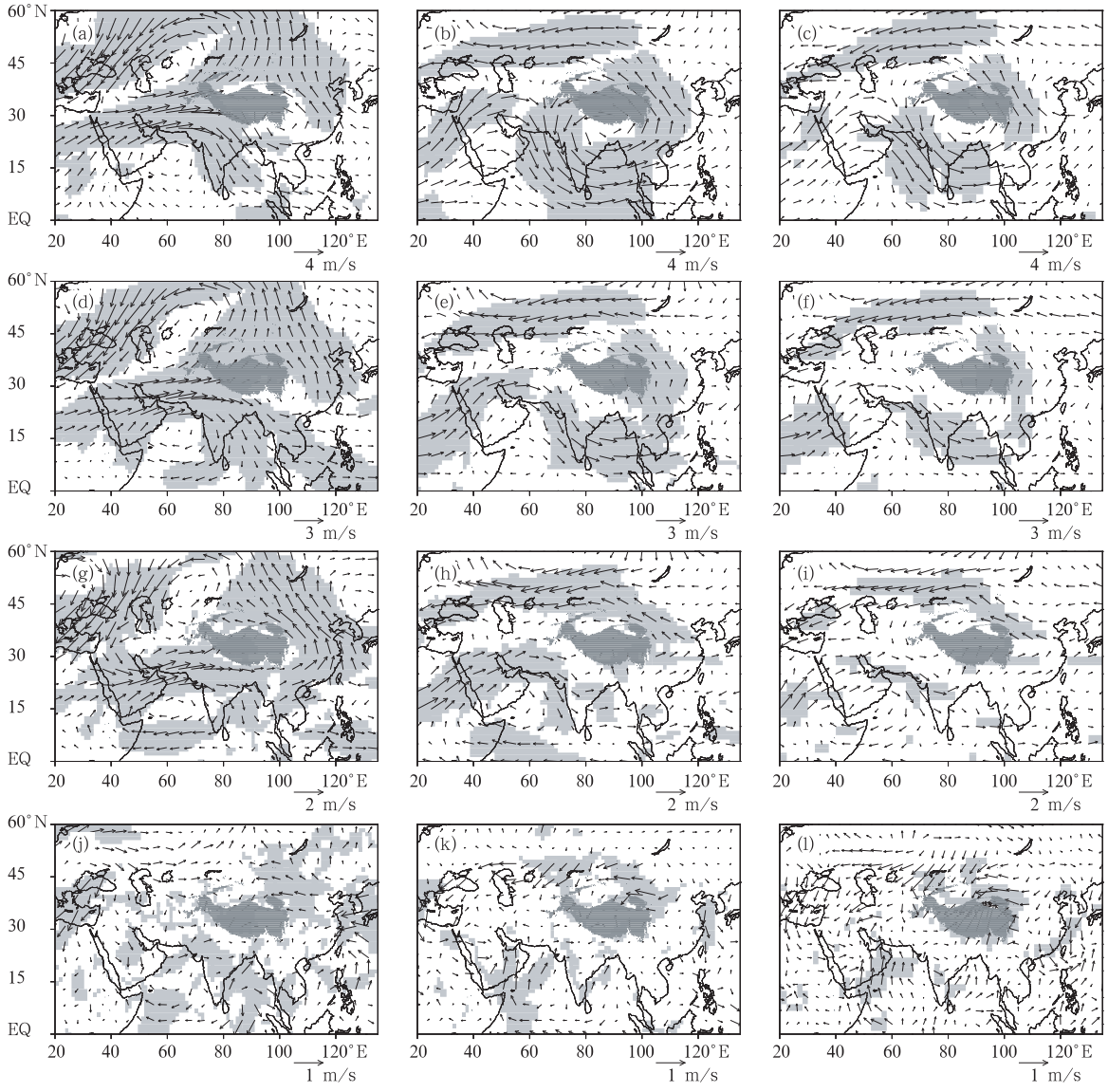


图3 冬季(DJF)高原总非绝热加热的EOF1模态空间分布(a—c)及回归到EOF1时间系数(Q_DJF)上的各层风场异常分布(d—f. 200 hPa, g—i. 500 hPa,j—l. 850 hPa;灰色阴影区表示回归系数超过95%信度检验)(a、d、g、j为ERA40,b、e、h、k为JRA25,c、f、i、l为NCEP2)

Fig. 3 Spacial distribution of EOF1 (a－c) and wind anomaly regressed on EOF1 time coefficients in winter over the TP at the various layers based on the different data (left column－ERA40, middle column－JRA25 and right column－NCEP2. Gray shaded areas are statistically significant at the 95% confidence level; d－f: 200 hPa; g－i: 500 hPa; j－l: 850 hPa)

5 高原西侧西风异常与冬季高原非绝热加热异常的关系

冬季北半球行星风带向南移动并增强,高原处于西风带中,这与高原夏季处于东西风交界处有着明显的差异(图 4),冬季高原上游,即高原的西南侧各层均存在着西风的强中心,此处的西风异常与高原非绝热加热变化相关。图 5 给出了各加热资料计算的 Q_DJF 指数与 20°—30°N 平均西风的相关,各指数均显示出与高原上游 40°—70°E 附近的西风异常存在显著的相关性,且在 200 hPa 及 700 hPa 左右上均存在一个最大相关中心,体现了冬季高原上空非绝热加热的异常与高原上游的西风异常密切相关。

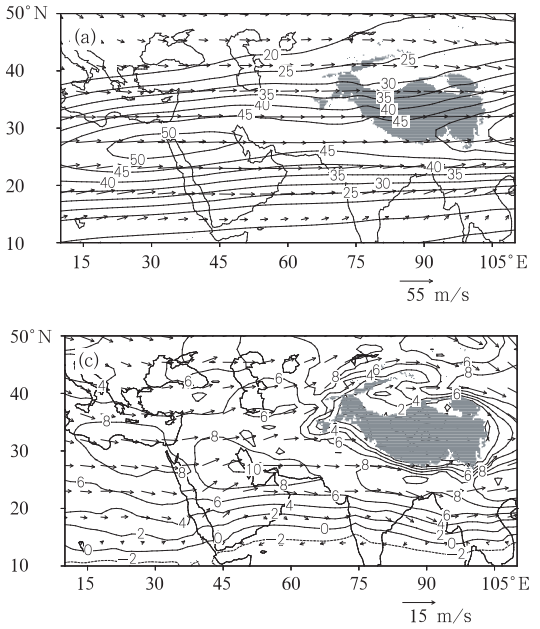


图 4 冬季(1 月)气候平均(ERA40 资料)各层纬向风分布(a. 200 hPa,b. 500 hPa,c. 700 hPa;图中箭矢为风场,等值线为纬向风等风速线,单位:m/s)

Fig. 4 Distribution of climatological mean zonal wind at the various layers in January from the ERA40 data (a. 200 hPa, b. 500 hPa, c. 700 hPa; the arrows show wind vector, and the contours show values of zonal wind; unit: m/s)

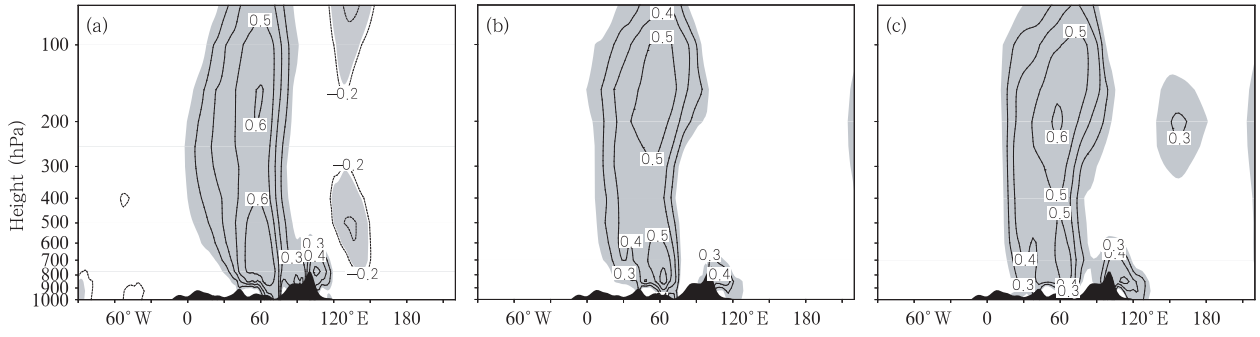


图 5 冬季高原上空热异常指数 Q_DJF 与 20°—30°N 平均西风的相关(a. ERA40,b. JRA25,c. NCEP2;阴影所表示的相关系数为超过 95%信度检验的值)

Fig. 5 Correlation coefficients between the index of diabatic heating abnormity over the TP in winter (Q_DJF) and the averaged westerly over 20°–30°N based on the different data (a. ERA40, b. JRA25, c. NCEP2; shaded coefficients statistically exceed the 95% confidence level)

本文利用研究 I 介绍的理想地形水球试验方法,通过不同区域西风异常的敏感性试验与控制试验的比较,分析不同区域西风异常造成高原冬季非绝热加热异常的差异,研究前面分析到的冬季高原非绝热加热异常模态的形成以及对应的局地环流场异常产生的可能原因。

文中试验包括控制试验(TP5)和 3 组敏感性试验(试验 west_add、试验 south_add 以及试验 south-west_add);控制试验在研究 I 中已介绍,为高原隆起试验(TP5),即水球上引入理想的孤立高原,

$h(\lambda,\varphi) = h_{\max}\cos\left(\frac{\pi}{2}\frac{\lambda-\lambda_0}{\lambda_d}\right)\cos\left(\frac{\pi}{2}\frac{\varphi-\varphi_0}{\varphi_d}\right)$ 为理想高原地形高度,其中(λ_0,φ_0)为地形中心点的经、纬度,(λ_d,φ_d)代表地形的经度和纬度的范围,$h_{\max}$是最大的地形高度,这里取 5000 m,即形状为椭圆锥体的理想高原。敏感性试验中西风异常的范围分别设定在高原的西侧(25°—35°N,35°—65°E;试验 west_add)、高原南侧(10°—20°N,60°—90°E;试验 south_add)以及高原西南侧(20°—30°N,35°—65°E;试验 southwest_add),试验过程中,模式各层均增加西风异常,即在试验所选区域各层纬向风每步增加原来的 0.01 倍;试验中太阳高度角固定在 1 月 15 日,采用往复式积分。初始场为 1 月模式稳定积分的气候平均值,每个实验积分 18 个月,分析后面 12 个月的平均。

各敏感性试验与控制试验的风场以及非绝热加热的差异(图 6)表明,当高原西侧西风增强(试验 west_add)时,因地形阻挡,在中低层(图 6d,6g),高原西侧地区分别在南部和北部形成反气旋和气旋性差异环流,在高层(图 6a)则围绕地形形成气旋性差异环流,此时高原西部偏北地区非绝热加热显著增强(图 6j),而在高原南部地区非绝热加热却减小,这是因为中低层反气旋环流差异造成高原南侧的北风下滑异常增强的缘故。而当西风异常增加出现在高原南部地区(试验 west_add),如图 6f、6h、6j,在高原南侧形成明显的气旋性环流,高原东南侧的南风异常偏大,带来水汽,并沿地形爬升,使高原东南侧降水增加(图略),即该地区总的非绝热加热异常增大(图 6j),而高原西侧因这里的东风异常造成下滑加强,降水减少,因而总的非绝热加热异常减小。而当高原上游的西南侧西风异常增大(试验 southwest_add)时,一方面,高原南侧绕流增加,另一方面,在高原西北侧因地形阻挡也形成气旋性绕流,最终在各层形成围绕高原的气旋性差异环流,高原西侧以及南侧降水均增加,形成了非绝热加热增强区,与图 1 给出的 EOF1 模态分布已十分相似。

从上面不同的试验结果证明,冬季高原之所以形成西侧至东南侧的非绝热加热异常偏大的主要模态,是与高原西南侧西风异常密切相连的,即此处西风异常偏大时,在高原西侧偏北形成气旋性差异环流,在高原西侧形成非绝热加热增强区;同时在高原南侧绕流增强,形成绕高原的气旋性差异环流,辐合增强,在高原南侧也形成了非绝热加热的增强。试验的这一情况与前面给出的冬季高原热异常 EOF1 对应的局地环流场异常(图 3)非常类似。

6 冬季高原非绝热加热异常与北半球大气环流异常的联系

从上面的分析了解到高原冬季非绝热加热异常主要与上游的西风异常有关,那么高原上游的西风异常的原因是什么?考虑到各种资料非绝热加热指数的差异,下面将通过高原西南侧西风异常变化与北半球大气环流场的相关,进一步分析高原冬季非绝热加热与整个大气环流场的联系。根据图 5 所示,选取与高原非绝热加热相关大值区(20°—30°N,40°—70°E,700 hPa)平均的西风变化为高原西南侧西风异常指数,各层的环流场回归到此西风指数的空间分布(图 7a—7d),这里只给出了 ERA40 资料的分布,JRA25 以及 NCEP2 资料的分布基本一致。可以看到,从低层到高层,高原西南侧西风异常对应的环流场异常也为准正压结构,并且各层高度场的异常分布呈现出:从格陵兰岛、西欧地区至中亚附近形成低、高、低的遥相关波列;从西北—东南走向的波列在高原地区分成两支,一支朝东北转向,在东亚形成异常高压,另一支在高原西南向阿拉伯海的上空形成异常高压。于是在中亚低压的南侧形成了明显的西风异常。由前面的分析看到,正是该西风异常导致了冬季高原西侧和南侧非绝热加热的异常。而由于这个北半球遥相关型为准正压异常结构,因此与高原上空非绝热加热相关区较大的 200 hPa 西风异常得到的大气环流型也类似(图略)。由此看出,导致此西风带异常的北半球大气异常模态是影响冬季高原非绝热加热异常的关键。

而全球陆地降水(PREC/L)回归到该指数的空间分布图(图 7e)上,显示出了这里的西风异常与高原西侧与南侧降水明显的正相关区,进一步证实了非绝热加热资料诊断的结果;此外,对应于这种遥相关型,从欧洲西北部至亚洲南部,降水的显著相关也呈现正、负、正的分布,而高原上空降水的异常是整个遥相关型在高原上空的局地响应。另一方面,本

文结果反映出的高原加热和中国南部降水的正相关关系,与 2008 年青藏高原异常偏暖、中国南方发生持续性雨雪天气事件一致(Bao,et al,2010)。

综上所述,冬季高原非绝热加热异常与整个北半球的异常模态密切相关,而北半球的这种从西北到东南的波列可能是造成高原冬季非绝热加热异常

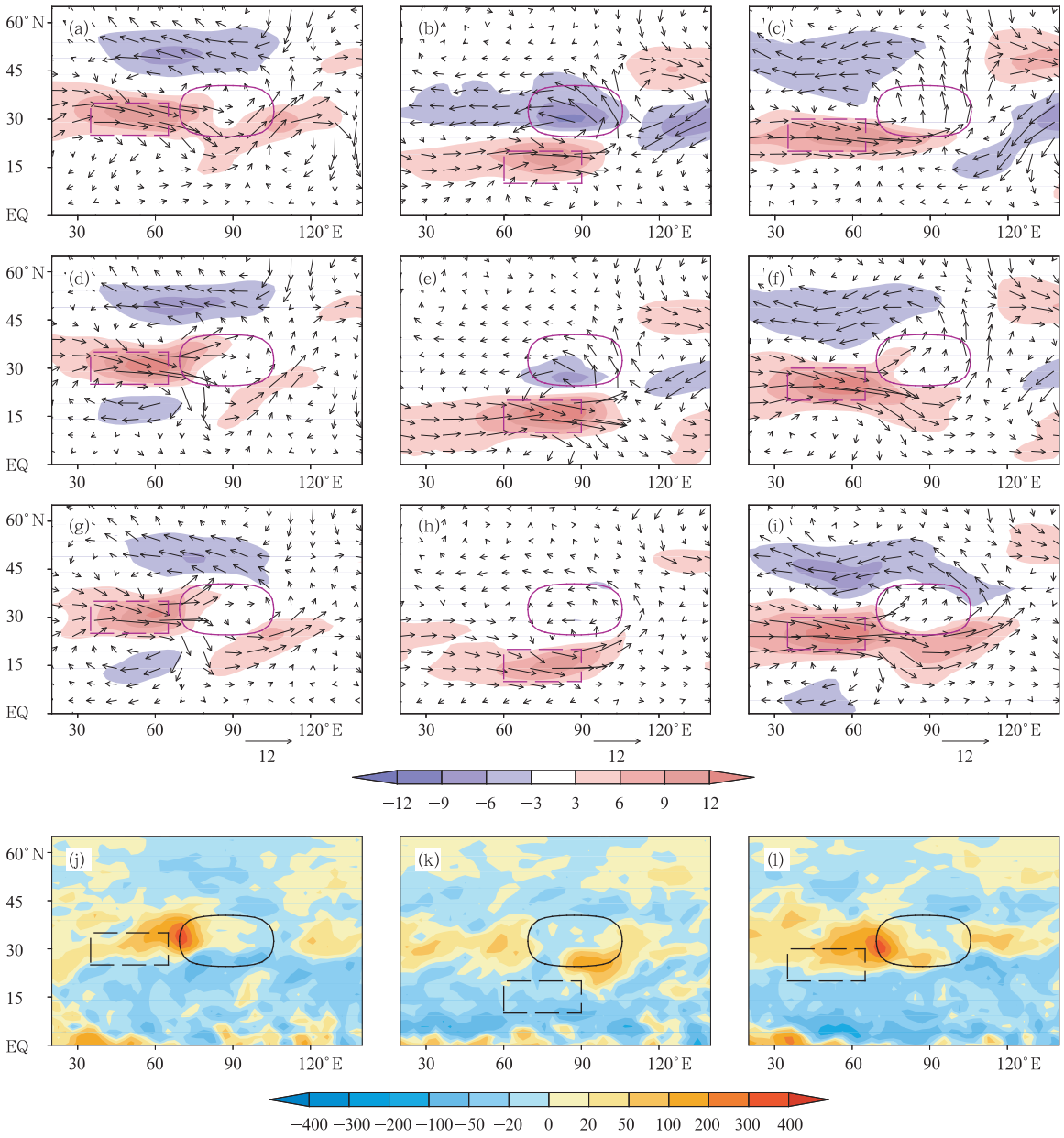


图 6 不同地区的纬向西风异常增大试验(从左至右依次为试验 west_add、试验 south_add 以及试验 southwest_add)与控制试验(试验 TP5)环流场的差异(a,b,c 为 200 hPa;d,e,f 为 500 hPa;g,h,i 为 850 hPa,且阴影为纬向风场的差异)以及总的非绝热加热场的差异(j,k,l)

Fig. 6 Circulation differences (a,b,c. 200 hPa; d,e,f. 500 hPa and g,h,i. 850 hPa; the zonal wind differences are shaded) and the whole column-integrated diabatic heating difference (j,k,l) between the experiments with abnormal west wind increments at different area and the control ones (Left column is for the test of "west_add"; middle column is for the test of "south_add" and right column is for the test of "southwest_add")

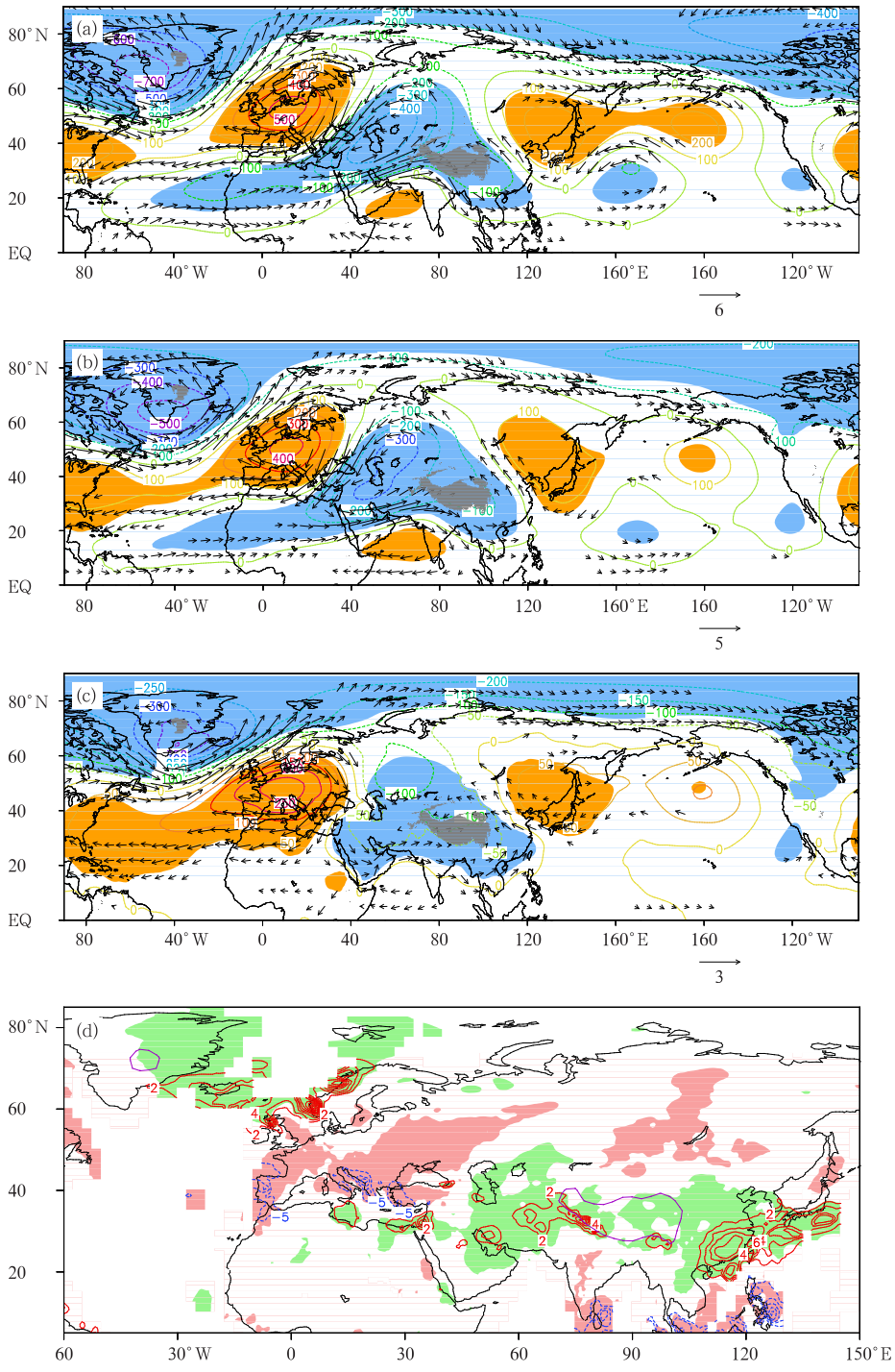


图 7　回归到西风指数(ERA40 资料)的各层风场(只显示纬向风回归系数超过 95%信度检验的风场)、高度场(等直线,单位:Pa)(a—c)以及降水场的异常空间分布(d)(a. 200 hPa, b. 500 hPa, c. 850 hPa;正、负相关分别用黄、兰色表示,阴影为相关系数分别超过 95%信度检验。图 d 中正、负相关分别用绿、红色表示)

Fig. 7　Spacial anomaly distribution of wind vector (statistically exceeds the 95% confidence level) and height field (Contours, unit:Pa) at 200 hPa (a), 500 hPa (b) and 850 hPa (c) as well as land precipitation (d) regressed on the West-Index from the ERA40 (Shaded correlation coefficients statistically exceed the 95% confidence level; the yellow shaded shows positive correlation and the blue shaded shows negative correlation in Figs. a, b and c; and the green shaded shows positive correlation and the red shaded shows negative correlation in Fig. d)

的主要原因。

7 结论与讨论

通过对 ERA40、JRA25 以及 NCEP2 多年加热资料的 EOF 分析,发现青藏高原西侧至东南侧非绝热加热异常是冬季高原上空非绝热加热最大的异常中心,且这一重要的异常模态主要因为高原西侧和东南角潜热加热的异常造成。而冬季高原非绝热加热的这种主要年际异常模态对应的局地环流异常表现为上下一致的相当正压的气旋(或反气旋)的环流异常特征。数值试验的结果,证实高原的这种非绝热加热异常特征主要与上游西风急流异常有关,高原西南侧西风急流增强时,一方面因高原阻挡在高原西北部形成气旋性差异环流,高原的西侧爬流增强,非绝热加热增强;而另一方面高原南侧绕流增强,形成绕高原的气旋性差异环流,在高原南侧也形成了非绝热加热的增强区。即冬季高原非绝热加异常是大尺度环流与高原动力作用的结果。

最后,通过高原西南侧西风异常指数与北半球大气环流场的相关分析,发现高原西南侧的西风急流异常与北半球从格陵兰岛、西欧地区至中亚地区形成的低、高、低的遥相关波列有关;由此证明冬季高原非绝热加热的异常是整个北半球异常模态的局地响应。

本研究分别介绍了冬季非绝热加热的气候状况以及年际变化特征,指出与夏季不同,高原在冬季不是欧亚大陆上的最强的冷源中心,整体上冬季高原上空是个弱冷源,在高原西侧及东南地区上空存在非绝热加热正的大值区,并且强调了高原西侧及东南地区的潜热释放的重要性。这些地方也是冬季高原非绝热加热年际变化最大的地区,它与整个北半球的异常模态密切相关。因此高原西侧至东南侧非绝热加热状况对研究冬季高原的动力、热力作用非常重要。至于与高原冬季非绝热加热异常相关的北半球异常模态又是如何形成,其对高原下游的天气气候影响如何,这些问题有待今后进一步深入研究。

参考文献

段安民,吴国雄. 2003. 7月青藏高原大气热源空间型及其与东亚大气环流和降水的相关研究. 气象学报,61(4):447-456

黄嘉佑. 2000. 气象统计分析与预报方法. 北京:气象出版社,33-37

刘新,李伟平,吴国雄. 2002. 夏季青藏高原加热和北半球年际变化的相关分析. 气象学报,60(3):267-277

刘新,吴国雄,李伟平等. 2001. 夏季青藏高原加热和大尺度流场的热力适应,自然科学进展,11(1):33-39

毛江玉,吴国雄. 2006. 青藏高原热状况和海温异常对亚洲季风季节转换年际变化的影响. 地球物理学报,49(5):1279-1287

吴国雄,李伟平,郭华等. 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风// 叶笃正. 赵九章纪念文集. 北京:科学出版社,116-126

杨伟愚,叶笃正,吴国雄. 1992a. 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析Ⅱ:环流场的主要特征及其大型垂直环流场. 大气科学,16(3):287-301

杨伟愚,叶笃正,吴国雄. 1992b. 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析Ⅲ:环流场稳定维持的物理机制. 大气科学,16(4):409-426

宇婧婧,刘屹岷,吴国雄. 2011. 冬季青藏高原上空热状况的分析Ⅰ:气候平均. 气象学报,69(1):79-88

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研究. 大气科学,25(3):372-390

Bao Qing, Yang Jing, Liu Yimin, et al. 2010. Roles of anomalous tibetan plateau warming on the severe 2008 winter storm in central-southern China. Mon Wea Rev,138(6):2375-2384

Chen M P, Janowiak J E, Arkin P A. 2002. Global precipitation:a 50 year monthly analysis based on gauge observations. J Hydrometeor,3(3):249-266

Ding Yihui, Wang Zunya, Sun Ying. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part Ⅰ: Observed evidences. Int J Climatol, 28(9):1139-1161

Huang Ronghui. 1985. The numerical simulation of the three dimensional teleconnection in the summer circulation over Northern Hemisphere. Adv Atmos Sci, 2, 250-258

Luo H B, Yanai M. 1983 . The large-scale circulation and heat sources over Tibetan Plateau and surrounding areas during early summer of 1979, Part Ⅰ: Precipitation and kinematic analyses. Mon Wea Rev, 111: 922-944

Luo H B, Yanai M. 1984. The large-scale circulation and heat sources over Tibetan Plateau and surrounding areas during early summer of 1979, Part Ⅱ: Heat and moisture budgets. Mon Wea Rev, 112: 966-989

Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys Res Lett, 25(9): 1297-1300

Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part Ⅰ: Month-to-month variability. J Climate, 13(5): 1000-1016

Wu Guoxiong, Liu Yimin, Wang Tongmei, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate. J Hydrometeor,(8):770-789

Wu Tongwen, Qian Zhengan. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation. J Climate, 16(12):2038-2051

Yania, Tomita T. 1998. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP-NCAR reanalysis. J Climate, 11, 463-482

Zhao Ping, Chen Longxun. 2001. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation. Adv Atmos Sci ,18 (1):106-116