doi:10.11676/qxxb2013.024 气象学报

前期西太平洋暖池热含量异常对中国东北地区夏季降水的影响*

王晓芳[1] 何金海[1] 廉 毅[2]
WANG Xiaofang[1] HE Jinhai[1] LIAN Yi[2]

1. 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京,210044
2. 中高纬度环流系统与东亚季风研究开放实验室,长春,130062
1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044, *China*
2. *Laboratory of Research for Mid-High Latitude Circulation System and East Asian Monsoon*, *Changchun* 130062, *China*
2012-06-20 收稿,2012-08-21 改回.

王晓芳,何金海,廉毅.2013.前期西太平洋暖池热含量异常对中国东北地区夏季降水的影响.气象学报,71(2):305-317
Wang Xiaofang, He Jinhai, Lian Yi. 2013. Effect of the previous anomalous heat content in the western Pacific warm pool on the summer rainfall over Northeast China. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(2): 305-317

Abstract The relationship between the summer rainfall over Northeast China and the previous heat content anomaly in the western Pacific warm pool (WPWP) and the way how heat content anomaly probably affects the precipitation in Northeast China has been investigated by using the historical ocean temperature analysis data provided by Japan Meteorological Agency, the NCEP/NCAR reanalysis data, the Hadley Centre sea surface temperature (SST) dataset and rainfall data. The results show that there is a close negative correlationship between the summer rainfall over Northeast China and the previous heat content anomaly in the WPWP, through which a good predictor, i. e. the 0 – 200 m heat content averaged over October to November in the key area (15.5° – 20.5°N, 125.5° – 135.5°E) of the WPWP, is found for the precipitation of the following summer in Northeast China. The East Asia-Pacific (EAP) teleconnection stimulated by the previous heat content anomaly of the WPWP, and the wave train propagating eastward along the Asian westerly jet stream in the upper level of the mid-latitude region may be the main reason that influences the summer rainfall over Northeast China. When the 0 – 200 m heat content anomaly averaged over the previous October to November in the key area is negative, the anomalous Philippine Sea anticyclone persists and EAP teleconnection appears during the summertime, leading to the westward extending and enhancing of the western Pacific subtropical high (WPSH) as well as the formation of the local anomalous cyclone over Northeast China and the Okhotsk blocking high. Meanwhile there exists a teleconnection wave train propagating eastward along the Asian westerly jet stream in the upper troposphere so that the local anomalous cyclone over Northeast China and WPSH near Japan can be enhanced, which is conducive to more rain in Northeast China. Otherwise, the summer rainfall is suppressed.
Key words Summer rainfall over Northeast China, Western Pacific warm pool, Heat content, Western Pacific subtropical high, Teleconnection

摘 要 利用日本气象厅历史海温资料、NCEP/NCAR 再分析资料、哈得来环流中心海表温度资料和降水资料,研究了1951—2010 年中国东北地区夏季降水与前期西太平洋暖池(简称暖池)热含量异常的关系,并对可能影响途径进行了探讨。

* 资助课题:自然科学基金项目(41075068)、国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2012CB417403)和江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)。
作者简介:王晓芳,主要从事海陆气相互作用和短期气候预测的研究。E-mail: catharine0607@sina.com
通讯作者:何金海,主要从事季风、海陆气相互作用和短期气候预测的研究。E-mail: hejhnew@nuist.edu.cn

结果表明,中国东北地区夏季降水与前期暖池热含量有密切的负相关,前期10—11月暖池关键区(15.5°—20.5°N,125.5°—135.5°E)0—200 m热含量高(低)是预报中国东北地区夏季旱(涝)的一个很好的指标。前期暖池热含量异常激发的夏季东亚-太平洋型遥相关(EAP)和中纬度高层沿亚洲西风急流东传波列的存在,可能是影响中国东北地区夏季降水的主要原因。当前期10—11月暖池区热含量为负异常时,菲律宾反气旋异常持续存在,夏季东亚-太平洋遥相关型出现,导致西太平洋副热带高压西伸加强,中国东北地区局地异常低气压和鄂霍次克海阻塞高压形成。同时,高空存在沿西风急流传播的遥相关波列,使得中国东北地区局地异常低气压和西太平洋副热带高压在日本附近增强,有利于中国东北地区夏季降水偏多;反之亦然。

关键词 东北夏季降水,西太平洋暖池,热含量,西太平洋副热带高压,遥相关

中图法分类号 P461

1 引 言

中国东北地区是中国的粮食主产区,夏季是东北地区农作物的主要生长季节和降水集中的时段,夏季降水异常引起的旱、涝灾害是制约该地区粮食产量的重要因素之一。因此,东北地区夏季旱涝的预测对中国粮食安全意义重大。然而,东北地处中纬度地区,其夏季降水不仅受到中高纬度环流系统的影响(如北半球环状模和东北冷涡(何金海等,2006)、北极偶极子(武炳义等,2008)等),还受到东亚夏季风(廉毅等,2003;孙力等,2003a),甚至春季北极海冰密度(Wu,et al,2009)等诸多因素的影响。此外,中国东北地区夏季降水还存在复杂的时空分布特征(孙力等,2000,2002)和季节、年际变化(沈柏竹等,2011)。这给东北地区夏季降水前兆强信号的寻求带来了困难。

目前,人们已对中国东北地区夏季降水预测的问题开展了一些研究。白人海(2001)指出,当北大西洋冬季海表温度异常为南暖北冷时,北大西洋中高纬度地区和北太平洋北部的阻塞形势偏强,夏季东亚西风环流指数偏低,造成东北地区夏季降水偏多。孙力等(2003b)则认为,当前期冬、春季甚至是前一年夏季赤道中东太平洋海温处于异常偏暖(偏冷)状态,并且,西风漂流区具有较明显的海表温度负(正)距平分布时,中国东北大部分地区夏季降水具有整体偏多(偏少)的倾向。近期,Wu等(2009)研究表明,春季北极海冰密度减小(增大)时对应中国东北地区夏季降水偏多(少)。Zhu(2011)利用年际增量方法,结合春季欧亚西北部的平均土壤湿度和中国东北地区500 hPa位势高度两个预报因子建立了一个东北地区夏季降水的季节预报模型。可见,人们对中国东北地区夏季旱涝前期预测信号的研究虽取得了一定进展,但结论仍未达成一致,且对具体的影响过程也没有给出较清晰的阐述。因此,对中国东北地区夏季旱涝预测强信号的问题仍然值得深入探讨。

受已有研究成果启发,发现东北地区夏季旱涝的前期预测信号需要从具备长时间记忆能力的因子中寻找(Zhu,2011)。而海洋在长期天气过程的形成中是影响大气环流变化非常重要的物理因子之一(白人海,2001)。西太平洋暖池(简称暖池)邻近东亚,是全球大洋海表温度最高的海域,也是全球大气对流最强烈和海-气能量交换总量最大的地区,且活动时间持久(张启龙等,1999),它的存在和热状态变化对东亚夏季大气环流和气候异常有重要影响。Nitta(1987)和Huang等(1989a,1989b)通过观测资料及数值模拟研究表明,暖池上空对流活动异常可在北半球夏季激发出从东南亚通过东亚向北美西部沿岸传播的东亚-太平洋遥相关型,从而影响到西太平洋副热带高压的位置和中国东部夏季降水(Huang,et al,1992;黄荣辉等,1994a,1994b)。通过东亚-太平洋型遥相关波列,暖池热力状况可以改变东北亚地区及其南侧上空的环流(陆日宇等,1998),那么这种改变也可能会对中国东北地区夏季降水产生影响。

研究表明,由于海水温度具有范围广阔的低水平梯度和垂直混合特性,暖池区海表温度变化很小,即使在ENSO期间,其变化也小于1 ℃,而暖池区热含量却在太平洋中变化最大(陈永利等,2003a)。此外,热含量还比海表温度具有更好的稳定性(王丽娟等,2011),并且,对于太平洋大尺度海-气事件的响应要比海表温度敏感(林传兰,1990)。暖池因其

水温高、分布范围广而拥有极为丰富的热含量，而强烈的热含量差异会影响其上空的环流特征，并对气候产生重要作用（陈永利等，2003a）。可见，热含量在表征暖池热状态变化时更具优越性。翁学传等（1996）研究指出，前期冬季暖池次表层水热含量与副热带高压的变化以及中国东部汛期（6—8 月）降水存在较好的超前效应。综上可见，暖池热含量指标可为东亚夏季大气环流和中国东部夏季降水提供一种可靠稳定的预报信息。那么具体到东北地区，暖池热含量与中国东北地区夏季降水关系如何，其影响中国东北地区夏季旱涝的可能途径又如何？本文针对以上两个问题进行了分析，提取出了中国东北地区夏季降水的预测信号，进而探讨了前期暖池热含量异常影响东亚夏季大气环流以及中国东北地区夏季旱涝的可能原因。

2 资料和方法

本文所用的资料包括：日本气象厅提供的1949—2010 年逐月历史海温资料（Ishii，et al，2006），水平分辨率为 1°×1°，垂直深度有 24 层（0、10、20、30、50、75、100、125、150、200 、250、300、400、500、600、700、800、900、1000、1100、1200、1300、1400和1500 m）；中国国家气候中心提供的全中国 160 站逐月降水资料（1951—2010 年）；哈得来环流中心提供的 1950—2010 年逐月海表温度资料（Rayner，et al，2003），水平分辨率为 1°×1°；NCEP/NCAR 1950—2010 年逐月位势高度场、风场、比湿场、地面气压场、垂直速度场资料（Kalnay，et al，1996）和美国 NOAA 提供的 1979—2010 年逐月向外长波辐射（OLR）场资料（Liebmann，et al，1996），水平分辨率为 2.5°×2.5°。

热含量计算方法采用的是白虹等（1989）提供的方案，计算得到了全球每个格点从海表面（0 m）到水深 z（10—700 m 共 15 个海水深度）上的单位面积水柱的热含量以及 50—250 m 单位面积水柱次表层热含量，单位为 W·s/m^2。本文首先利用旋转经验正交函数分解方法将 1951—2010 年中国东部地区（105°E 以东）120 站夏季降水（6—8 月降水之和，经过了标准化处理）进行分区，得到几个有代表性的模态，再将各模态的时间系数分别与中国近海前期逐月热含量求相关，发现东北地区和长江中下游这两个降水分区与暖池区热含量存在稳定的显著相关，本文重点讨论了东北地区夏季降水与暖池热含量异常的关系。此外，整层大气的水汽通量矢量及其散度的计算方法与申乐琳等（2010）一致。使用的统计方法还包括线性回归、合成分析等方法，显著性采用的是 t 检验方法。文中的夏季除了降水外，其他均指 6—8 月的平均。

3 东北地区夏季降水的时空分布特征

中国东部夏季降水经过旋转经验正交函数分解计算之后，单个空间型能更多地反映局部地区夏季降水的变化。其中，得到的方差贡献最大的前 4 个旋转经验正交函数分解模态累积解释了总方差的 26.58%，前 3 个模态解释的方差贡献分别为 7.73%、7.10%和 6.01%，载荷分量大值区分别位于长江中下游地区、江淮流域和长江以南的中部地区。第 4 个模态解释了总方差的 5.74%，其空间型（图 1a）载荷分量大值区位于东北地区中南部，包括吉林、辽宁及黑龙江省南部，与孙力等（2000）研究得出的东北地区中南部型空间分布一致，是盛夏南方气旋影响东北地区时降水比较集中和易受副热带高压后部降水系统影响的区域，具有明显的旱、涝区域性特点。因此，该模态能够体现东北地区夏季降水典型的时空异常结构特征。同时，第 4 模态对应的时间系数序列（以下称 Rpc4）（图 1b）则可以描述东北地区夏季降水的时间变化。通过小波分析，发现 Rpc4 存在明显的准 11 a 周期，因而计算了 Rpc4 的 11 a 滑动平均（图 1b 中空心圆曲线）。可见，近 60 a 东北地区夏季降水经历了两个多雨偏涝和两个少雨偏旱的时段，即 20 世纪 60 年代末从多雨转为少雨，20 世纪 80 年代末从少雨转为多雨，20 世纪 90 年代末又从多雨转为少雨。从线性趋势来看，东北地区夏季降水略有减少的趋势，但并未达到 0.05 显著信度。

为了进一步检验用 Rpc4 作为东北地区夏季降水变化序列的可信度，参考 Ting 等（1997）采用统计手段划分区域的方法，首先计算全中国 160 站 1951—2010 年夏季降水标准差，得到东北地区夏季降水变率最大的站是丹东站；然后以丹东站为基点

计算其与160站的单点相关,得到夏季降水空间相关分布(图1c)。发现以基点处相关系数为1,并向周围逐渐减小,且显著相关区域(阴影区,通过0.02信度检验)与图1a载荷分量在0.5以上的区域(阴影区)基本一致。因此,选取东北地区显著相关区域内的10个站(乌兰浩特、通辽、长春、通化、沈阳、营口、丹东、大连、朝阳和赤峰),计算其夏季平均降水量,并求得该平均降水量序列与Rpc4的相关系数高达0.93。可见,Rpc4可以代表东北地区夏季降水的情况。

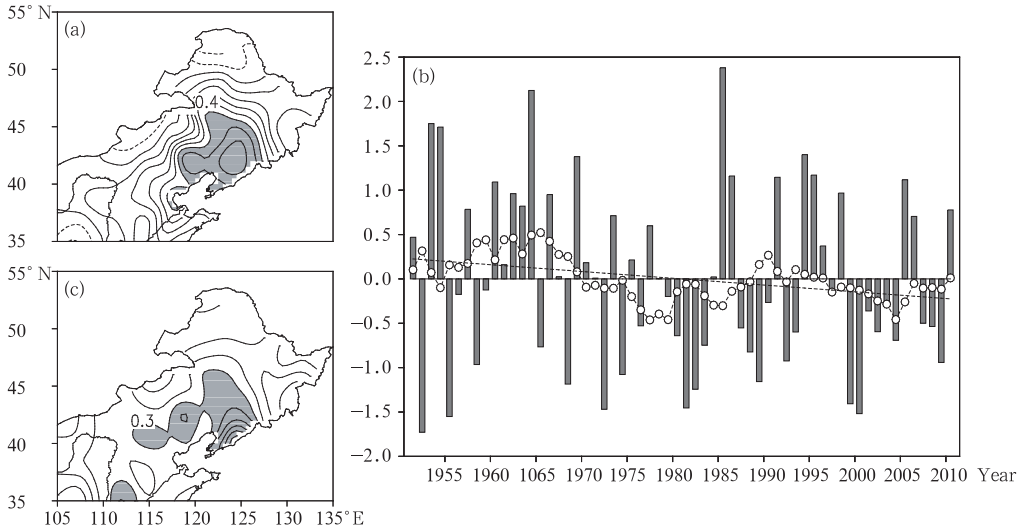

图1 1951—2010年中国东部夏季降水旋转经验正交函数分解第4模态(a)及其时间系数序列Rpc4(b)和以丹东站为基点的夏季降水单点相关系数(c)
(a和c中阴影分别代表载荷分量≥0.5的区域和通过0.02信度检验的区域;
b中虚线为线性趋势,空心圆曲线表示11 a滑动平均)

Fig. 1 Forth mode of the REOF analysis of the summer rainfall for 1951 – 2010 in eastern China ((a) spatial pattern, (b) the time series of the Rpc4 (bars), with its linear trend (dashed line) and the 11 year running mean (curve), and (c) one-point correlation of summer rainfall using the base station Dandong. Shadings in (a) and (c) indicate loading values no less than 0.5 and the areas significant at the 98% confidence level, respectively)

4 东北地区夏季降水与暖池热含量异常的关系

4.1 暖池热含量关键区、海水深度范围及关键时段的选取

为寻求东北地区夏季降水的预测信号,利用反复求相关的方法,以确定暖池热含量影响东北地区夏季旱涝的关键区、关键海水深度范围和关键时段。本文将Rpc4(1951—2010年)对应年份的前一年称为上年,对应年份当年简称为当年。

首先,将Rpc4与前期各月(上年1月—当年5月)中国近海热含量求相关,发现从上年9月开始到当年2月暖池区热含量与东北地区夏季降水均为显著的负相关(如图2,为0—200 m热含量情形),该特征对其他海水深度范围热含量也有类似的反映(图略)。由图2可见上年11月暖池热含量与东北地区夏季降水的相关最好(图2c),选取暖池西北部菲律宾群岛附近的海域(15.5°—20.5°N,125.5°—135.5°E)(图2c中方框所围区域)作为前期暖池热含量影响东北地区夏季降水的关键区。

为得到关键区哪个海水深度范围的热含量对东北地区夏季降水影响显著,将Rpc4与关键区各海水深度范围热含量及海表温度(上年1月—当年5月)求相关,结果如图3a(只给出了有代表性的海水深度范围的相关系数曲线),可以明显地看出,前期各月(上年2—12月)关键区0—200 m热含量与Rpc4均呈现出较强的负相关关系,相关系数从上年7月到上年12月超过了0.05信度检验,其中,在上

年10、11和12月还超过了0.01信度检验，最大值出现在上年11月，达到了－0.46。表明前期关键区0—200 m热含量对东北地区夏季降水的影响比其他海水深度范围热含量更加显著。这与陈永利等(2003b)选取的海水深度范围一致，由于暖池平均温跃层深度在160 m左右，他们将0—200 m作为暖池热含量的计算深度。而关键区海表温度在上年9月之前与Rpc4的相关系数都在－0.3左右小幅波动，从9月开始二者的负相关迅速增大，最大值出现在上年10月，只达到了－0.37，之后便迅速减小。与海表温度相比，关键区0—200 m热含量不仅与东北夏季降水有更好的超前相关，而且这种超前相关还能稳定维持。

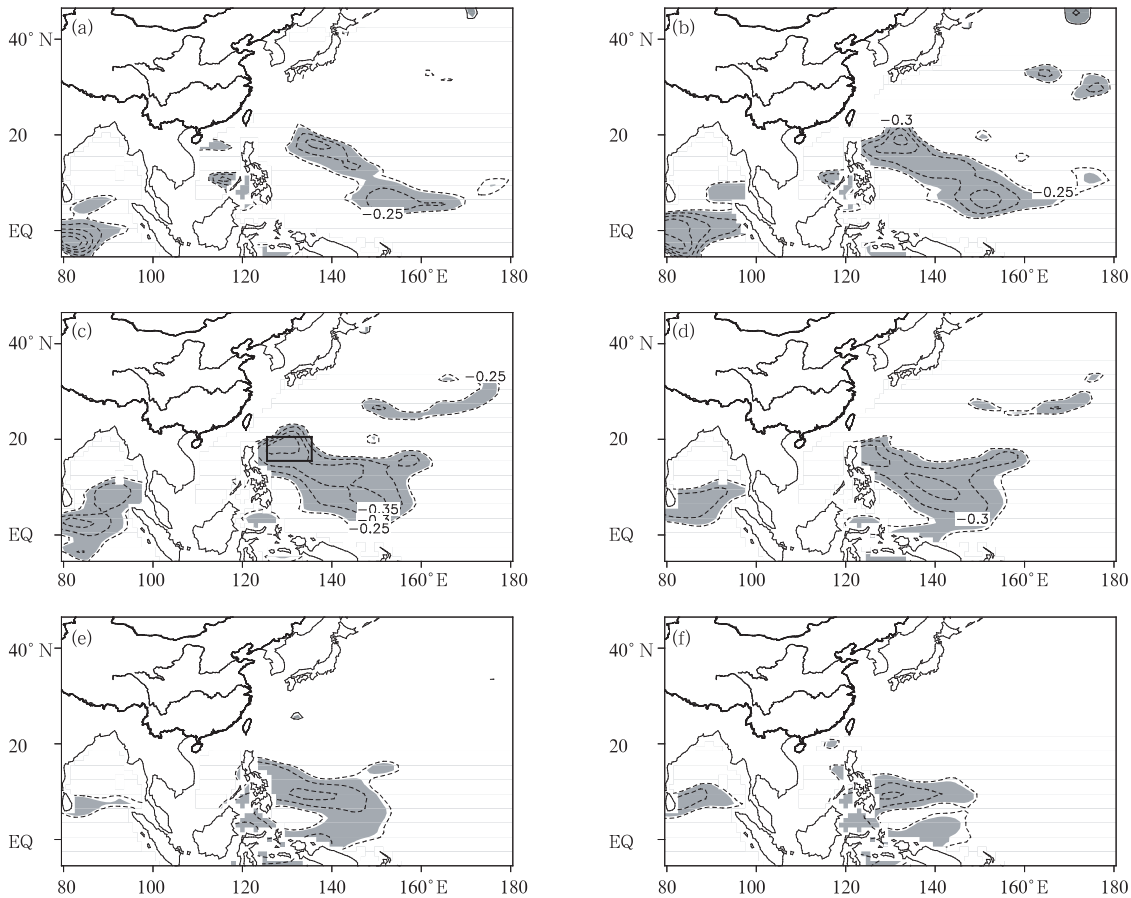

图2 Rpc4(1951—2010年)与上年9月—当年2月(a—f)0—200 m热含量的相关系数分布

(等值线表示相关系数绝对值≥0.25，间隔为0.05；深(浅)色阴影为通过0.05信度检验的正(负)相关区域)

Fig. 2 Distributions of the monthly correlation coefficients between the Rpc4 (1951－2010) and 0－200 m heat content for the previous September to this February (a－f)

(Contours indicate absolute values of correlation coefficients exceeding 0.25 with an interval of 0.05. Dark (light) shadings indicate positive (negative) correlation areas that are significant at the 95% confidence level)

从关键区11月0—200 m热含量(1950—2009年)时滞自相关曲线(图3b)可见，关键区0—200 m热含量异常可从与基准月(11月)同年的2月一直持续到来年3月(相关系数达到了0.01信度水平)，其中，以同年的9、10、11、12月和来年的1月与基准月(11月)的相关系数最大。为得到关键区0—200 m热含量影响东北地区夏季降水的关键时段，计算Rpc4与关键区前期各月(上年9、10、11、12月和当年1月)及滑动起止月平均的0—200 m热含量的相关系数(表1)。由表1可见，最好的3个相关时段为：上年10月，上年11月，上年10—11月，本文选取上年10—11月为关键时段。

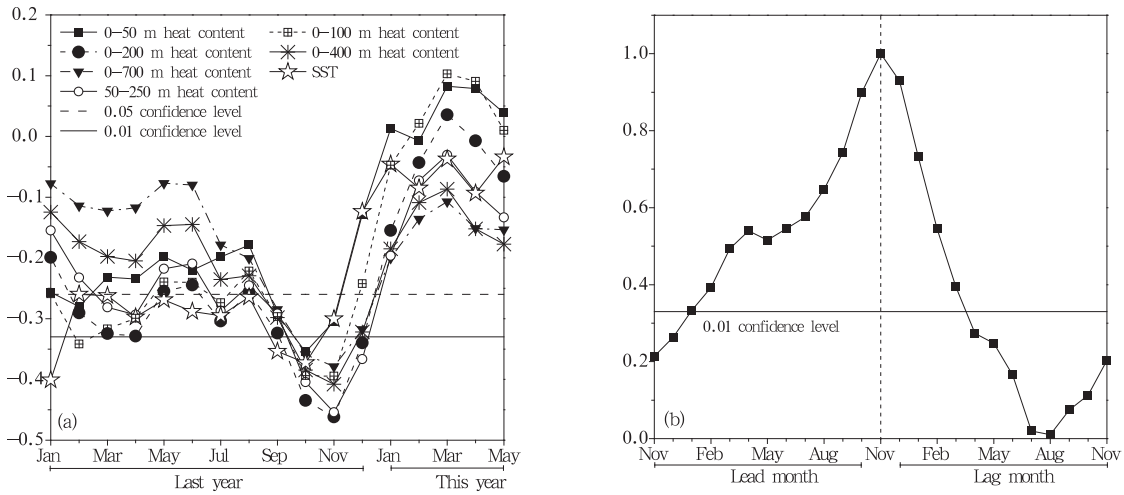

图 3 Rpc4(1951—2010 年)与关键区(15.5°—20.5°N,125.5°—135.5°E)各海水深度范围热含量及海表温度(上年 1 月—当年 5 月)的相关系数(a)和以 11 月(1950—2009 年)为基准月(已由竖直虚线标出)关键区 0—200 m 热含量与其前 12 个月、自身和后 12 个月各月的超前、同时、滞后自相关系数(b)

Fig. 3 Correlation coefficients between the Rpc4 (1951 – 2010) and the heat content from sea surface to the various water depths, 50 – 250 m sub-surface heat content and SST (from the previous January to this May) in the key area (15.5°—20.5°N, 125.5°—135.5°E) (a), and monthly lead, contemporary and lag self-correlations of the 0 – 200 m heat content in the key area relative to November (1950 – 2009) which is used as the base month marked by the vertical dashed line (b)

表 1 Rpc4(1951—2010 年)与关键区(15.5°—20.5°N,125.5°—135.5°E)前期各月及滑动起止月平均的 0—200 m 热含量的相关系数

Table 1 Correlation coefficients between the Rpc4 (1951 – 2010) and the 0 – 200 m heat content in the key area (15.5°—20.5°N,125.5°—135.5°E) for the previous each month (i.e. the previous September, October, November, December, and this January) against each of the follwing months till this January inclusive of this month

滑动开始月	滑动终止月	相关系数
上年 9 月	上年 9 月	– 0.3237
上年 9 月	上年 10 月	– 0.3873
上年 9 月	上年 11 月	– 0.4302
上年 9 月	上年 12 月	– 0.4221
上年 9 月	当年 1 月	– 0.3884
上年 10 月	上年 10 月	– 0.4346
上年 10 月	上年 11 月	– 0.4605
上年 10 月	上年 12 月	– 0.4330
上年 10 月	当年 1 月	– 0.3851
上年 11 月	上年 11 月	– 0.4618
上年 11 月	上年 12 月	– 0.4097
上年 11 月	当年 1 月	– 0.3460
上年 12 月	上年 12 月	– 0.3397
上年 12 月	当年 1 月	– 0.2601
当年 1 月	当年 1 月	– 0.1948

4.2 冷、暖水年的选取

根据 4.1 节的结果,将暖池关键区(15.5°—20.5°N,125.5°—135.5°E)关键时段(上年 10—11 月)0—200 m 热含量(1950—2009 年)进行标准化,定义为暖池热含量指数。图 4 为暖池热含量指数和 Rpc4 随时间的变化,可见二者存在明显的负相关,相关系数达到了 – 0.46。取暖池热含量指数大于 1 的年份为暖水年(表示该年 10—11 月暖池关键区 0—200 m 热含量偏高);取暖池热含量指数小于 – 1 的年份为冷水年(表示该年 10—11 月暖池关键区 0—200 m 热含量偏低)。由图 4 可见,冷水年,除 1967 和 1989 年外,1963、1968、1969、1972、1990、1997 和 2004 年次年夏季东北地区降水均为正距平;暖水年 1954、1973、1988、1998、1999、2003 和 2008 年次年夏季东北地区降水均为负距平。说明冷(暖)水年对应着来年夏季东北地区降水偏多(少),前期 10—11 月暖池关键区 0—200 m 热含量高(低)是预报东北地区夏季旱(涝)的一个很好指标。

4.3 前期暖池热含量异常对东亚夏季大气环流的影响

上述分析结果已明确,当前期 10—11 月暖池区

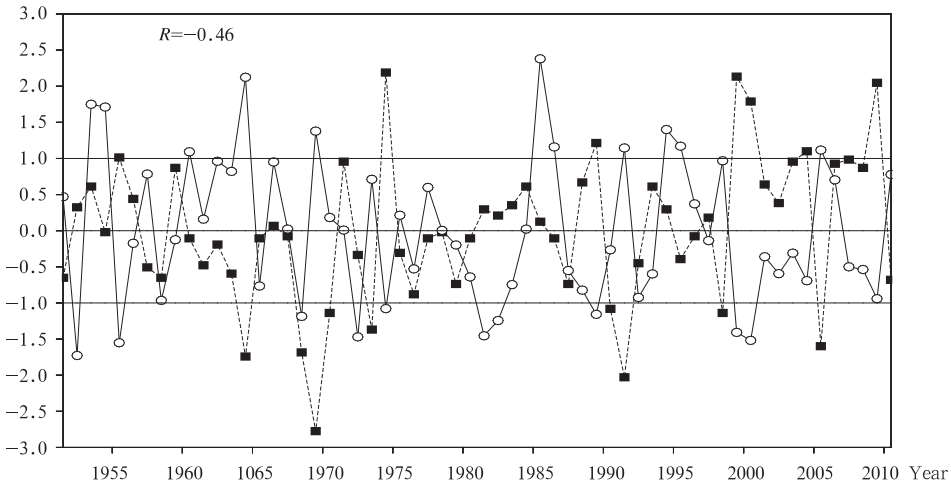

图 4　暖池热含量指数(1950—2009 年，虚线)和 Rpc4(1951—2010 年，实线)随时间的变化(横坐标为 Rpc4 对应的年份)

Fig. 4　Time series of the heat content index (1950－2009, dashed line) for the warm pool and the Rpc4 (1951－2010, solid line)

(The abscissa is the corresponding year to the Rpc4)

热含量偏低(高)时，东北地区夏季多(少)雨。而大气环流的异常是导致东北地区夏季降水差异的直接原因。因此，分别对冷、暖水年(冷水年取 1963、1968、1969、1972、1990、1997 和 2004 年，共 7 a；暖水年取 1954、1973、1988、1998、1999、2003 和 2008 年，共 7 a，下同)次年夏季的位势高度场、风场、整层水汽通量及其散度场和向外长波辐射场等要素场异常分布以及平均经向垂直环流异常进行了分析。

4.3.1　500 hPa 位势高度场异常和 850 hPa 风场异常分布

由冷水年次年合成的夏季 500 hPa 位势高度场异常分布(图 5a)可见，西太平洋副热带高压明显西伸偏强，脊点可伸展至 135°E 附近。结合 850 hPa 风场异常分布(图 5c)来看，西太平洋为明显的高度正距平和反气旋异常，贝加尔湖及其以北的雅库茨克和鄂霍次克海地区为强大的高度正距平和反气旋异常，以南为负距平和气旋异常。这种“东北亚阻塞高压—其南侧低槽—偏西偏强的西太平洋副热带高压”型环流，有利于西太平洋副热带高压西侧的偏南风异常(图 5c)将南方水汽向东北地区输送，东北地区降水维持，造成该地区降水偏多。

暖水年次年合成的夏季 500 hPa 位势高度场异常分布(图 5b)与冷水年的相反，西太平洋副热带高压西伸脊点较冷水年明显偏东了约 10 个经度，强度也明显偏弱。结合 850 hPa 风场异常分布(图 5d)来看，西太平洋出现了高度负距平和气旋异常，贝加尔湖及其以南的大范围区域为强大的高度正距平和反气旋异常，以北为负距平和气旋异常。表现在环流形势上，东北地区处于强异常高压脊前，受很强的偏北风异常控制(图 5d)，偏东偏弱的西太平洋副热带高压也不利于南方水汽向东北地区输送，致使东北地区降水偏少。冷、暖水年次年合成的夏季 850 hPa位势高度场异常分布(图略)特征与500 hPa 的类似。

4.3.2　整层水汽通量及其散度场异常分布

由冷、暖水年次年合成的夏季整层水汽通量及其散度场异常分布(图 6)可见，冷水年次年夏季(图 6a)，东北地区上空有一个明显的气旋式水汽通量距平矢量分布，西太平洋上空为明显的反气旋式水汽通量距平矢量分布。东北地区中南部、黄淮、江淮流域、长江中下游地区以及渤海、黄海和东海海域为水汽异常辐合区，菲律宾群岛以东洋面为水汽异常辐散区。这种水汽通量和水汽通量散度的异常型有利于西太平洋上空的水汽向北输送至东北地区，并在该地区辐合，对应着东北地区降水异常偏多。暖水年次年夏季(图 6b)，贝加尔湖南侧上空有一个明显的反气旋式水汽通量距平矢量分布，西太平洋有一个气旋式水汽通量距平矢量分布。中国东北地区、日本海、华北和江淮流域为水汽异常辐散区，长江以南地区和西太平洋副热带地区为水汽异常辐合区。这说明东北地区水汽向外辐散增加，而西太平洋上空的水汽异常向南输送，使得东北地区降水异常偏少。

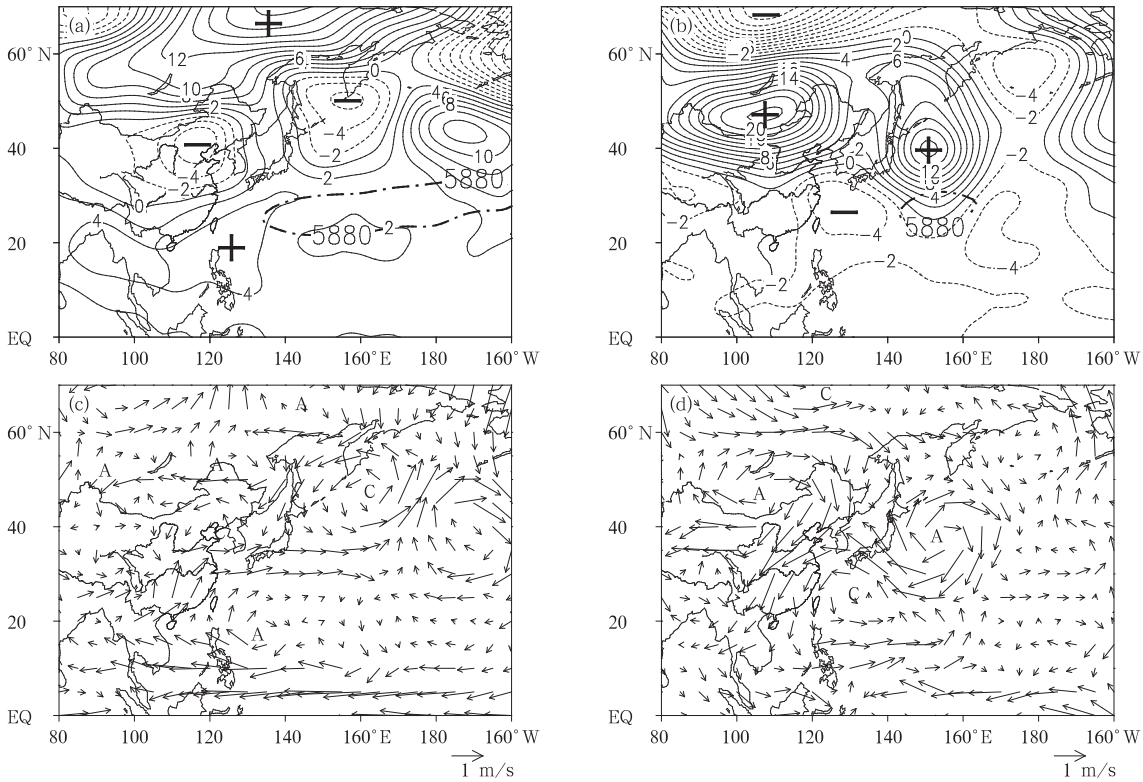

图 5 冷(a、c)、暖(b、d)水年次年合成的夏季 500 hPa 位势高度场异常和 850 hPa 风场异常分布
(a、b. 500 hPa 位势高度场异常,单位:gpm,粗点虚线为冷、暖水年次年合成的 5880 gpm 线,
细等值线为位势高度异常;c、d. 850 hPa 风场异常)

Fig. 5 Composite 500 hPa geopotential height anomalies (unit: gpm) and 850 hPa wind anomalies (unit: m/s) in the following summers of warm (a, c) and cold (b, d) years in the key area. (a)(b) Geopotential height anomalies (thin contours) and composite contours of 5880 gpm (thick dot-dashed lines) at 500 hPa, and (c)(d) wind anomalies at 850 hPa

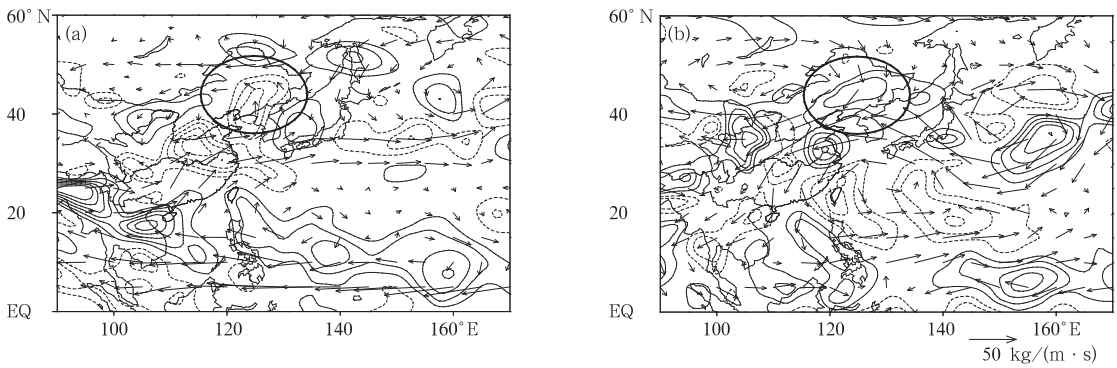

图 6 同图 5,但为整层水汽通量及其散度场(水汽通量是矢量;
等值线为水汽通量散度,单位:$\times 10^{-5}$ kg/(m^2 · s),间隔:0.5$\times 10^{-5}$ kg/(m^2 · s),
0 线已省略,实线表示辐散,虚线表示辐合;实线圆内为直接影响东北夏季降水的异常水汽通量散度中心)

Fig. 6 As in Fig. 5 but for vertically integrated moisture transport and its divergence (unit: $\times 10^{-5}$ kg/(m^2 · s)) (Vectors denote the vertically integrated moisture transport, and contours indicate its divergence with an interval of 0.5$\times 10^{-5}$ kg/(m^2 · s) and the zero contour is omitted. The areas within a solid circle indicate the divergence centers which influence directly the summer rainfall in Northeast China)

4.3.3 向外长波辐射场异常分布和平均经向垂直环流异常

向外长波辐射可表征对流活动强弱，向外长波辐射值越大对流活动越弱，反之对流活动越强。由暖池热含量指数时间序列（1978—2009 年）回归的次年夏季向外长波辐射场异常分布（图 7a）可见，当前期 10—11 月暖池热含量偏低时，夏季暖池上空为明显的向外长波辐射正异常，说明暖池上空对流活动较弱；反之亦然。这在冷水年与暖水年次年夏季沿 115°—145°E 平均的经向垂直环流差值分布（图 7b）上也有所体现，在冷水年次年夏季，东北地区（38°—50°N）和 20°S 附近的为异常上升气流，而暖池区为异常下沉气流控制。这种经向垂直异常环流表明冷水年次年夏季东北地区垂直上升运动异常增强，有利于降水异常偏多；反之降水异常偏少。

综上分析可见，冷水年次年夏季中低层位势高度场、850 hPa 风场、整层水汽通量及其散度场和向外长波辐射场等要素场异常分布以及沿 115°—145°E平均的经向垂直环流异常与暖水年次年夏季均呈现出显著相反的特征，当前期暖池区热含量偏低时，夏季东北地区受到有利于降水的环流系统影响，具备有利的水汽条件和垂直上升运动条件，降水偏多；反之降水偏少。这表明前期 10—11 月暖池区热含量异常对东亚夏季大气环流和中国东北地区夏季降水有重要影响。

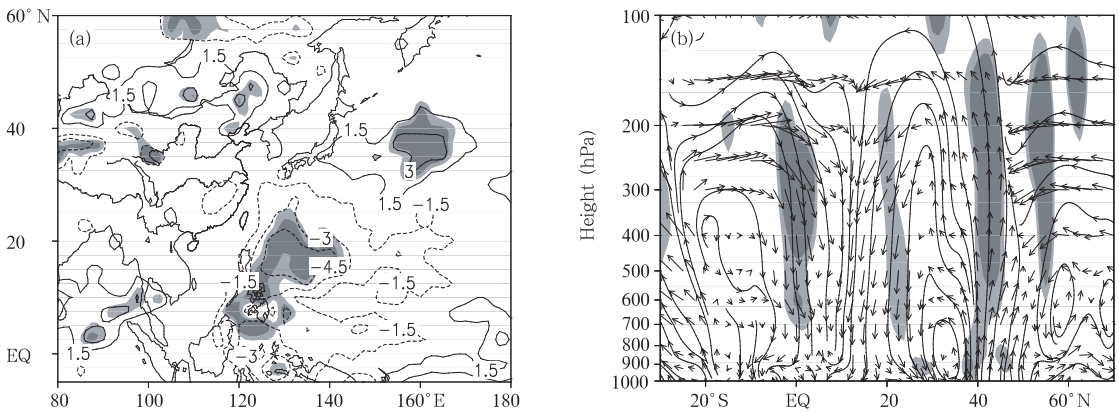

图 7 暖池热含量指数时间序列（1978—2009 年）回归的次年夏季向外长波辐射场异常分布（等值线间隔为 1.5 W/m²，0 线已省略，深（浅）色阴影表示达到 0.05（0.10）信度）（a）及冷水年与暖水年次年夏季沿 115°—145°E 平均的经向垂直环流差值分布（v 单位为 m/s，ω 单位为 0.01 Pa/s，深（浅）色阴影区表示 ω 达到 0.05（0.10）信度）（b）

Fig. 7 OLR anomalies of summer regressed upon the previous heat content index for the warm pool (1978－2009) (a) and composite differences of the meridional circulation (unit: m/s for v and unit: 0.01 Pa/s for ω) averaged over 115°－145°E between the following summers of warm and cold years in the key area (b) (The contour interval in (a) is 1.5 W/m² and the zero contour is omitted. Dark (light) shadings in (a) and (b) indicate the areas are significant at the 95% (90%) confidence level for OLR and ω anomalies, respectively)

5 前期暖池热含量异常影响东北地区夏季降水的可能途径

由冷水年次年合成的夏季 500（图 5a）和 850 hPa（图略）位势高度场异常分布还可发现东亚—西太平洋地区从低纬度到中高纬度呈“正负正”类似东亚-太平洋遥相关型的特征，对应东亚-太平洋型的 3 个成员——西太平洋副热带高压、梅雨槽和东北亚地区高压系统（布和朝鲁等，2008），是影响东北地区夏季降水多寡的主要环流系统；暖水年次年合成的夏季位势高度场异常分布符号相反（图 5b）。可见前期 10—11 月暖池区热含量异常可能激发出夏季东亚-太平洋遥相关型，由于空间上东北地区与暖池相距较远，而时间上又隔了 2 个季节，因而有必要在

时空上分析一下前期10—11月暖池热含量异常导致东亚-太平洋型遥相关形成的具体过程。

图8为暖池热含量指数回归的11月—次年8月500 hPa位势高度场和风场异常分布,图8a—j是暖水年(前期10—11月暖池区热含量为正异常)11月—次年8月500 hPa位势高度场和风场异常的演变特征,而冷水年则正好相反。为与上节叙述方式保持一致,以下仅讨论了冷水年的情形。可以清楚地看到,对于冷水年(暖池区热含量负异常可从秋冬季持续到次年初夏,但强度有所减弱,图略),菲律宾群岛及其附近海域上空始终为位势高度正距平,说明菲律宾反气旋异常稳定存在并一直持续到夏季,有利于西太平洋副热带高压偏西偏强。Wang等(2000)表明,该异常反气旋的形成和维持与菲律宾海变冷和中东太平洋增暖有关,是连接东太平洋增暖与东亚气候变化的关键系统。此外,中高纬度地区环流也呈现出一定的演变特征。11—12月,东亚大槽和贝加尔湖西部脊偏弱,东亚—西太平洋中高纬度地区盛行纬向环流。阿留申低压和加拿大西部脊较强,太平洋-北美(PNA)遥相关型明显。次年1月,东亚大槽有所加深,阿留申低压和加拿大西部脊位置偏东,太平洋-北美遥相关型稍有减弱。2—3月,阿拉斯加阻塞形势向西南伸展,使得东亚大槽强度减弱,太平洋-北美遥相关型加强。4—5月,东北亚地区有小脊发展,在北太平洋长波槽的切断作用下,加拿大西部脊有向西伸展的趋势,此时太平洋-北美遥相关型虽明显减弱但仍可见。6—8月,极地高压脊与东北亚小脊叠加,形成鄂霍次克海阻塞高压。从菲律宾附近,经中国北方和本州岛、东北亚地区、阿留申地区和阿拉斯加有“正负正负”(暖水年次年为“负正负正”)的位势高度距平分布,形成东亚-太平洋遥相关型的分布形势,其中以7和8月最明显,图8中用粗箭头线示意了东亚-太平洋型遥相关波列的传播路径。此外,冷水年合成的11月—次年8月500和850 hPa位势高度场异常分布也清楚地表现了上述事实。

通过以上分析可知,冷水年次年夏季东亚-太平洋型遥相关的出现是亚太地区大气环流对暖池区持续存在的热含量负异常响应的结果,而菲律宾反气旋异常的形成和维持也与暖池区热含量负异常的存在有关,它使得西太平洋副热带高压西伸加强,从而有利于东北地区夏季降水异常偏多。

由暖池热含量指数回归的次年夏季200 hPa位势高度和风场异常分布(图9)可清晰地看出,西风急流(40°N附近)中自60°E至日本东北部西北太平洋存在着一个明显的“气旋-反气旋-气旋-反气旋”纬向波列。冷水年次年夏季,符号正好相反。以往许多研究(Lu,et al,2002;Enomoto,et al,2003;陶诗言等,2006;吕俊梅等,2006;布和朝鲁等,2008)得出沿亚洲西风急流存在着自西向东传播的波列,Enomoto等(2003)称之为“丝绸之路”遥相关型。它是日本附近的小笠原高压形成和加强的主要原因,东亚-太平洋波列的存在可能加强该高压的相当正压结构(Enomoto,et al,2003)。吕俊梅等(2006)研究得出,在1994年7和8月,副热带西风急流中静止罗斯贝波和东亚-太平洋波列两者作用的叠加,使得西太平洋副热带高压在日本附近异常增强,水汽输送可达到45°N以北的较高纬度,蒙古到中国河套、东北和华北地区出现一条多雨带。图9表明,冷水年次年夏季中纬度高层存在着沿亚洲西风急流东传的波列,该波列沿西风急流从60°E向东传播至日本以东洋面,贝加尔湖以南和日本海西太平洋地区分别为一个气旋异常(负高度距平)和反气旋异常(正高度距平),对应中低层环流场异常(图5a、c)也有一致的分布特征,使得东北地区局地异常低气压和西太平洋副热带高压在日本附近增强;暖水年则相反。

因此,前期暖池热含量异常激发的东亚-太平洋型遥相关与中纬度高层沿西风急流东传波列的存在可能是影响东北夏季降水的主要原因。当前期10—11月暖池区热含量为负异常时,菲律宾反气旋异常持续存在,夏季东亚—太平洋上空可出现东亚-太平洋遥相关型,使得西太平洋副热带高压西伸加强,东北地区局地异常低气压和鄂霍次克海阻塞高压形成。同时,高空存在沿西风急流传播的遥相关波列,使得东北地区局地异常低气压和西太平洋副热带高压在日本附近增强,有利于东北夏季降水异常偏多;当前期暖池区热含量为正异常时,则相反。

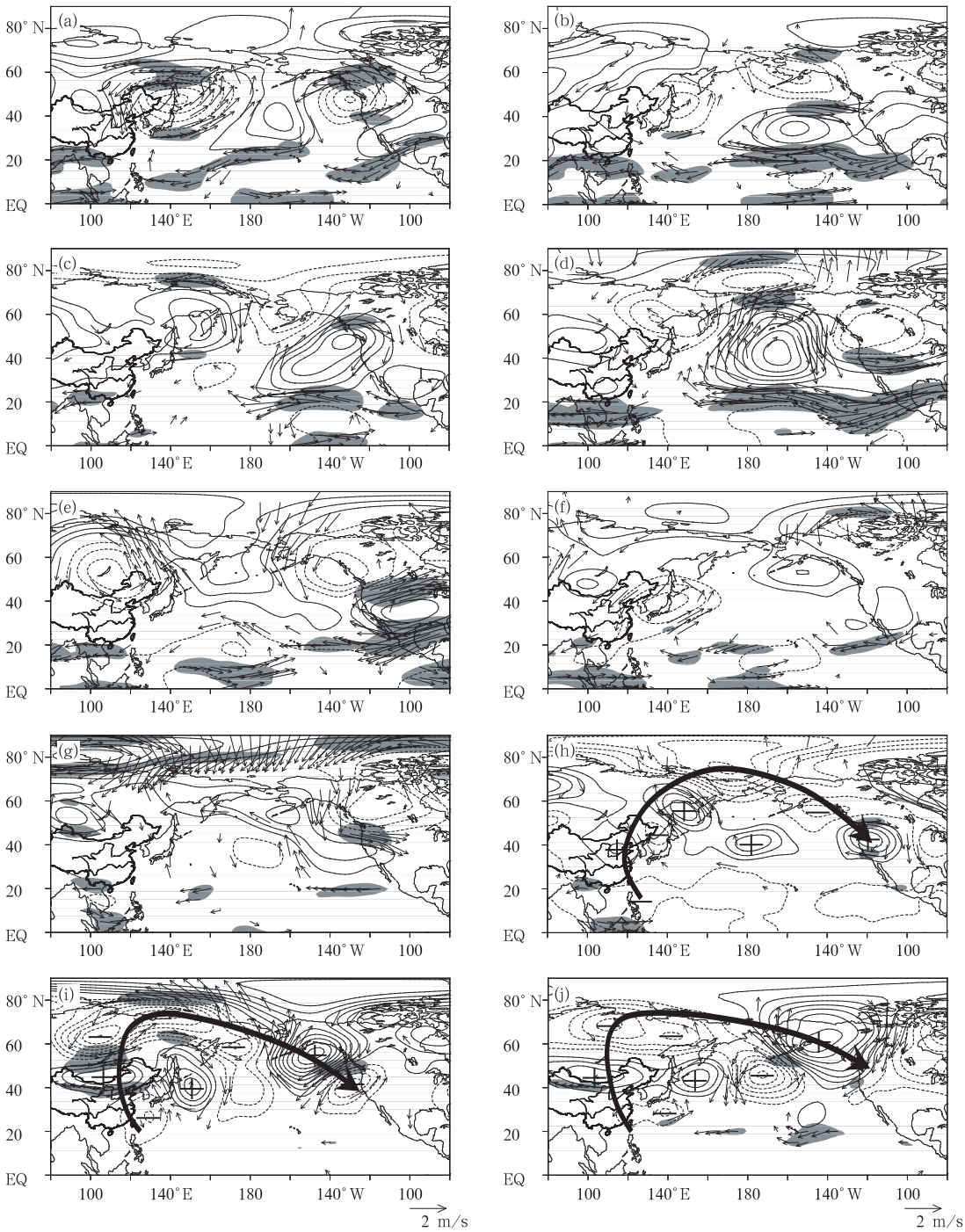

图 8 暖池热含量指数时间序列回归的 11 月—次年 8 月(a—j)500 hPa 水平风场异常及位势高度场异常分布

(矢量为达到 0.05 信度的异常水平风场,阴影区表示纬向风分量达到 0.05 信度;等值线为回归的位势高度异常,a—g. 间隔:5 gpm,h—j. 间隔:2.5 gpm,0 线已省略)

Fig. 8 Monthly horizontal wind (vector) and geopotential height (contour, unit: gpm) anomalies at 500 hPa from November to the following August (a - j) regressed upon the heat content index for the warm pool (Vectors and shadings indicate the areas are significant at the 95% confidence level for horizontal and zonal wind anomalies, respectively. The interval of contour is 5 gpm in (a) - (g) and 2.5 gpm in (h) - (j), and the zero contour is omitted)

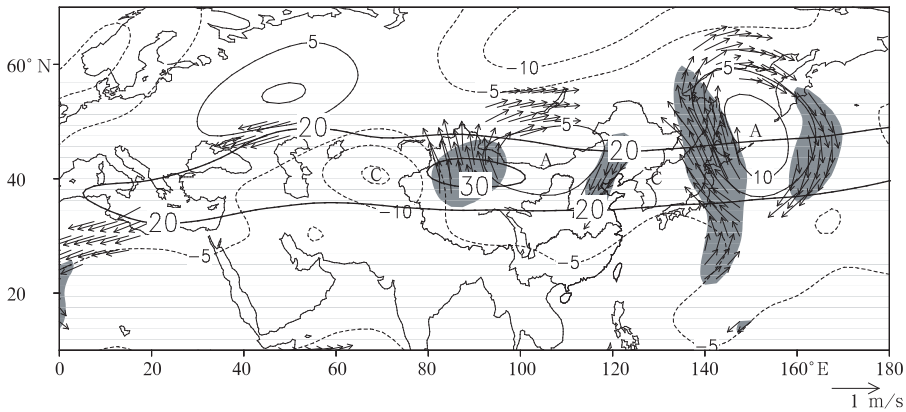

图 9 暖池热含量指数时间序列回归的次年夏季 200 hPa 水平风场异常分布及位势高度场异常分布

(阴影区表示经向风分量达到 0.05 信度;粗实线表示气候态(1951—2010 年)纬向风速≥20 m/s,间隔:10 m/s)

Fig. 9 Horizontal wind (vector, unit: m/s) and geopotential height (thin contour, unit: gpm) anomalies at 200 hPa for summer regressed upon the previous heat content index for the warm pool

(Vectors and shadings indicate the areas are significant at the 95% confidence level for horizontal and meridional wind anomalies, respectively. The interval of contour is 5 gpm and the zero contour is omitted. The solid lines denote the location of the climatological westerly jet stream with the zonal wind exceeding 20 m/s)

6 结论与讨论

本文针对东北地区夏季降水与暖池热含量关系以及前期暖池热含量异常影响东北地区夏季降水的可能途径进行了分析,得出以下主要结论:

(1)东北地区夏季降水与前期暖池热含量有密切的负相关关系,前期 10—11 月暖池关键区(15.5°—20.5°N,125.5°—135.5°E)0—200 m 热含量高(低)是预报东北地区夏季旱(涝)的一个好指标。

(2)前期 10—11 月暖池区热含量异常对东亚地区夏季大气环流和降水有重要影响。冷水年次年夏季中低层位势高度场、850 hPa 风场、整层水汽通量及其散度场和向外长波辐射场等要素场异常分布以及平均经向垂直环流异常与暖水年次年夏季均呈显著相反的特征,冷水年次年夏季东北地区受到有利于降水的环流系统影响,具备有利的水汽条件和垂直上升运动条件,降水偏多;反之降水偏少。

(3)当前期 10—11 月暖池区热含量为负异常时,该负异常会一直持续到初夏,菲律宾反气旋异常形成并维持,夏季东亚—太平洋上空出现东亚-太平洋遥相关型,导致西太平洋副热带高压西伸加强,东北地区局地异常低气压和鄂霍次克海阻塞高压形成。同时,高空存在沿西风急流传播的遥相关波列,使得东北地区局地异常低气压和西太平洋副热带高压在日本附近增强,有利于东北地区夏季降水异常偏多;当前期暖池热含量为正异常时,则相反。由前期暖池热含量异常激发的夏季东亚-太平洋型遥相关和中纬度高层沿亚洲西风急流东传波列的存在可能是影响东北地区夏季旱涝的主要原因。

值得注意的是,东北地区夏季降水存在复杂的时空异常结构。东北地区地形复杂,所处纬度较高,南北和东西相差约 15 个纬(经)度,其夏季降水异常的空间分布除了整体一致型,还存在南北部及东西部相反变化的差异(孙力等,2000)。此外,东北地区夏季降水还存在明显的次季节变化特征(沈柏竹等,2011)。本文讨论的降水模态是通过旋转经验正交函数分解方法对中国东部夏季降水分区得到的能够反映东北地区夏季降水地域性特点的一个典型模态,其他东北地区夏季降水异常分布型与暖池区热含量关系如何,值得进一步研究。而且影响东北地区夏季降水的因素有很多,也不排除其他海域热含量的影响,本文只是讨论前期暖池热含量可能的作用。关于东亚-太平洋遥相关型和高层沿西风急流东传波列如何相互作用影响东北地区夏季降水的过程和机制,也有待深入探讨。此外,还注意到,本文得到的类似东亚-太平洋型遥相关(图 8h—j)与传统的东亚-太平洋型(Nitta,1987;Huang,et al,1989a,1989b)有所区别,位置较偏西,这可能与亚太地区大气环流对暖池区热含量异常的响应有关,但具体

的形成机理是下一步所要关注的。

参考文献

白虹，胡敦欣. 1989. 菲律宾海热含量分布及其变化的初步探讨. 海洋科学，(3)：7-12

白人海. 2001. 大西洋海表温度异常与中国东北地区夏季降水的关系. 海洋通报，20(1)：23-29

布和朝鲁，施宁，纪立人等. 2008. 梅雨期 EAP 事件的中期演变特征与中高纬 Rossby 波活动. 科学通报，53(1)：111-121

陈永利，胡敦欣. 2003a. 南海夏季风爆发与西太平洋暖池区热含量及对流异常. 海洋学报，25(3)：20-31

陈永利，白学志，赵永平. 2003b. 山东夏季降水与西太平洋暖池区海洋热状态及夏季风异常. 海洋科学集刊，(45)：29-39

何金海，吴志伟，祁莉等. 2006. 北半球环状模和东北冷涡与我国东北夏季降水关系分析. 气象与环境学报，22(1)：1-5

黄荣辉，孙凤英. 1994a. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. 大气科学，18(2)：141-151

黄荣辉，孙凤英. 1994b. 热带西太平洋暖池上空对流活动对东亚夏季风季节内变化的影响. 大气科学，18(4)：456-465

廉毅，沈柏竹，高枞亭等. 2003. 东亚夏季风在中国东北区建立的标准、日期及其主要特征分析. 气象学报，61(5)：548-559

林传兰. 1990. 1964—1982 年热带西北太平洋海洋上层热含量的变化特征. 热带海洋学报，9(2)：78-85

陆日宇，黄荣辉. 1998. 东亚-太平洋遥相关型波列对夏季东北亚阻塞高压年际变化的影响. 大气科学，22(5)：727-734

吕俊梅，琚建华，张庆云等. 2006. 热带西太平洋海温距平与 Rossby 波传播对 1993 和 1994 年东亚夏季风异常影响的差异. 大气科学，30(5)：977-987

沈柏竹，林中达，陆日宇等. 2011. 影响东北初夏和盛夏降水年际变化的环流特征分析. 中国科学 D:地球科学，41(3)：402-412

申乐琳，何金海，周秀骥等. 2010. 近 50 年来中国夏季降水及水汽输送特征研究. 气象学报，68(6)：918-931

孙力，安刚，丁立等. 2000. 中国东北地区夏季降水异常的气候分析. 气象学报，58(1)：70-82

孙力，安刚，丁立. 2002. 中国东北地区夏季旱涝的分析研究. 地理科学，22(3)：311-316

孙力，安刚，唐晓玲. 2003a. 东北亚地区夏季 850 hPa 南风异常与东北旱涝的关系. 大气科学，27(3)：425-434

孙力，安刚. 2003b. 北太平洋海温异常对中国东北地区旱涝的影响. 气象学报，61(3)：346-353

陶诗言，卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳. 应用气象学报，17(5)：513-525

王丽娟，王辉，金啟华等. 2011. 南海夏季风爆发与冬春季南海上层海洋热含量关系的初探. 海洋学报，33(4)：49-61

翁学传，张启龙，颜廷壮. 1996. 热带西太平洋暖池域次表层水热含量变化及其与我国东部汛期降水和副高的相关关系. 海洋科学集刊，(37)：1-9

武炳义，张人禾，Rosanne D A. 2008. 北极偶极子异常与中国东北夏季降水. 科学通报，53(12)：1422-1428

张启龙，翁学传. 1999. 热带西太平洋暖池表层热含量分析. 高原气象，18(4)：584-589

Enomoto T，Hoskins B J，Matsuda Y. 2003. The formation mechanism of the Bonin high in August. Quart J Roy Meteor Soc，129(578)：157-178

Huang R H，Wu Y F. 1989a. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. Adv Atmos Sci，6(1)：21-32

Huang R H，Lu L. 1989b. Numerical simulation of the relationship between the anomaly of subtropical high over East Asia and the convective activities in the western tropical Pacific. Adv Atmos Sci，6(2)：202-214

Huang R H，Sun F Y. 1992. Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. J Meteor Soc Japan，70(1)：243-256

Ishii M，Kimoto M，Sakamoto K，et al. 2006. Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. J Oceanography，62(2)：155-170

Kalnay E，Kanamitsu M，Kistler R，et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc，77(3)：437-471

Liebmann B，Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. Bull Amer Meteor Soc，77(6)：1275-1277

Lu R Y，Oh J H，Kim B J. 2002. A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer. Tellus，54(1)：44-55

Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. J Meteor Soc Japan，65(3)：373-390

Rayner N A，Parker D E，Horton E B，et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature，sea ice，and night marine air temperature since the late nineteenth century. J Geophys Res，108(D14)：4407，doi:10.1029/2002JD002670

Ting M F，Wang H. 1997. Summertime U. S. precipitation variability and its relation to Pacific sea surface temperature. J Climate，10(8)：1853-1872

Wang B，Wu R G，Fu X H. 2000. Pacific-East Asian teleconnection：How does ENSO affect East Asian climate? J Climate，13(9)：1517-1536

Wu B Y，Zhang R H，Wang B，et al. 2009. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall. Geophys Res Lett，36(9)：L09501，doi:10.1029/2009GL037299

Zhu Y L. 2011. A seasonal prediction model for the summer rainfall in Northeast China using the year-to-year increment approach. Atmos Oceanic Sci Lett，4(3)：146-150