

聂羽, 韩振宇, 韩荣青, 等, 2018. 中国夏季热浪持续天数的年际变化及环流异常分析[J]. 气象, 44(2): 294-303.

中国夏季热浪持续天数的年际变化 及环流异常分析^{*}

聂羽 韩振宇 韩荣青 丁婷

中国气象局-南京大学气候预测联合实验室, 气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京 100081

提 要: 利用 NCEP/NCAR 再分析大气资料和中国台站观测温度资料, 本文分析了 1960—2015 年中国夏季 6—8 月热浪持续天数的年际变率及其环流异常。研究发现, 中国的热浪主要集中发生于东南地区 and 新疆地区。通过对不同区域热浪持续天数进行经验正交分解, 分析了东南地区 and 新疆地区热浪的年际变化的空间模态, 并进一步研究了不同模态对应的同期大气环流异常的空间特征。为了揭示热浪不同模态的可能预报源, 本文进一步分析了热浪发生前期春季海温的异常特征。诊断分析表明, 春季赤道印度洋的一致变暖, 有利于夏季西太平洋副热带高压偏强偏西, 引起我国东南地区夏季容易出现高温异常。春季北太平洋中部、里海、黑海的海温变暖有利于夏季对流层高层大陆高压的增强, 使得新疆地区夏季易出现热浪。

关键词: 热浪, 持续天数, 线性趋势, 年际变率, 海温异常

中图分类号: P461

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.02.009

Interannual Variation of Heat Wave Frequency Persistence over China and the Associated Atmospheric Circulation Anomaly

NIE Yu HAN Zhenyu HAN Rongqing DING Ting

CMA-NJU Joint Laboratory for Climate Prediction Studies, Laboratory for Climate Studies,

National Climate Centre, CMA, Beijing 100081

Abstract: Using the NCEP/NCAR reanalysis data and observation data, the variation of the heat wave frequency over China in summer during 1960—2015 is investigated. It is found that the most frequent heat wave in China is located in southeastern China and Xinjiang. Through the empirical orthogonal function analysis, the dominant modes of heat wave frequency over the above two regions are further analyzed. Examination on the atmospheric circulation anomaly and the sea surface temperature in the previous season shows that prevalence of the heat wave over southeastern China is attributed to the warming in Indian Ocean during previous months. The heat wave over Xinjiang is mainly due to the strong mid-latitude warming over Pacific, Black Sea and Caspian Sea.

Key words: heat wave, persistence days, linear trend, interannual variability, sea surface temperature anomaly

引 言

全球变暖的背景下, 天气气候的极端事件(热

浪、寒潮、洪水、干旱)频繁发生。这些极端事件的频繁发生, 已经引起了越来越多的社会重视。例如, 2003 年欧洲的热浪曾导致超 25000 人死亡 (García-Herrera et al, 2010)。2010 年夏季, 俄罗斯

^{*} 国家科技支撑计划项目(2015BAC03B00)第四课题(2015BAC03B04)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406001)、辽宁省气象干旱中长期预测评估技术研究(2015103038)、中国气象局气候变化专项项目(CCSF201626)和国家自然科学基金项目(41205039)共同资助
2016 年 12 月 14 日收稿; 2017 年 7 月 17 日收修定稿
第一作者: 聂羽, 主要从事中纬度气候动力学和气候预测研究. Email: nieyu@cma.gov.cn

莫斯科经历了有气象记录以来的持续最久的热浪。据统计,莫斯科连续 33 d 气温超过 30°C (Alexander, 2010)。在我国北方,尤其是新疆地区也是经历了频繁的高温干旱(Wang and Ding, 2006; Ding et al, 2007)。研究指出,在全球变暖的大背景下,热浪可能会愈发频繁,且更为持久(Karl and Trenberth, 2003),高温对人类健康的影响可能更为严重(张书余等,2015)。因此,研究热浪的变率问题尤为重要。

我国除青藏高原以外,其余大部分地区都出现过热浪。我国的高温天气主要集中在4—10月。从地理位置上来看,江南、华南、西南以及新疆都是热浪的频发地。但是,上述地区的热浪的类型存在很大的差异。中国北方的热浪(主要分布于新疆)多为干热型(李双双等,2015)。大陆高压的持续控制可能是北方高温的主要原因。我国南方的热浪以湿热型为主,强而持续的西太平洋副热带高压是我国东南地区高温日数偏多和高温过程偏强的主要原因(张尚印等,2005;林建等,2005;唐恬等,2014;刘梅等,2011;彭京备等,2016)。但是,对于南北方不同区域内部热浪变化的空间模态目前尚不清楚。

热浪的季节预测是另一个挑战性的科学问题。以往的研究指出,影响热浪的持续性异常的既有可能是大气内部的强烈的非线性过程,也可能来自下界面过程的强迫(Charney and Shukla, 1981)。对于干热型热浪和湿热型的热浪,其持续的动力和热力机制存在很大的差异,这也为热浪的气候预测带来了一定的困难。因此,研究热浪的可预报性对提高预报技巧具有十分重要的指示意义。

针对以上有待解决的科学问题,本文试图回答以下两个问题:(1)中国的热浪的年际变化具有什么样的特征?更具体地,南北方不同区域的热浪年际变化的主要空间模态是什么?(2)针对不同模态的热浪变化,同期的大气环流呈现什么样的特征?前期海温的异常变化如何影响热浪的变化?

利用再分析资料和台站观测资料,本文将利用合成分析、回归分析等统计方法研究中国夏季热浪的年际变率问题。本文在第2节统计了热浪的气候态分布、线性趋势以及年际变率的主要模态。第3节分析了不同模态对应的大气环流特征。第4节研究了引起不同模态变化的前期海温的特征。

1 数据和方法

本文使用了1960—2015年549站均一化的逐日平均/最高/最低温度数据集,资料来源于国家气象信息中心。此外,本文还使用了1960—2015年美国国家海洋和大气管理局(NOAA)下属国家环境预报中心(NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)提供的 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 水平分辨率月平均再分析资料的位势高度场、水平风场(Kalnay et al, 1996)。同期的逐月海温资料来自于美国NOAA的ERSST V3(Smith et al, 2008)。

日最高温度、日最低温度都超过对应第80百分位,同时日最高温度超过 33°C (或 35°C),连续3 d以上即为单站高温过程(丁婷和钱维宏,2012)。本文的热浪持续时间(heat wave persistence)定义为每年6—8月单站高温过程中日最高温度超过 35°C 的连续天数。由于本文主要关注热浪的年际变率,在进行经验正交分解 EOF 时,变量场的线性趋势被去除。文中的回归分析利用 t 检验,显示了超过 0.05 的显著性水平检验的结果。

2 热浪的气候态分布和年际变化模态

图1a显示了中国6—8月的单站气温超过 33°C 的热浪持续时间的气候态分布图。我国热浪发生的主要区域集中在东南部地区和新疆地区。其中,东南部地区平均的热浪持续时间可以达到10 d。4—5月和9—10月发生的热浪次数和持续时间较短(图略)。为了验证结果的可信性,图1b还显示了单站气温超过 35°C 的热浪持续时间的空间分布图,主要集中区域仍处于东南地区 and 新疆地区。

图2a显示了全国站点平均的热浪年持续天数的逐年演变。超过 33°C 的高温和超过 35°C 的热浪持续天数随时间呈线性增加。2010年,热浪持续天数达到峰值。全国站点平均的超过 33°C 的热浪持续天数为10 d,超过 35°C 的热浪持续天数为5 d。图2b和2c分别显示了我国东南地区($20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$)和新疆地区($35^{\circ}\sim 48^{\circ}\text{N}$ 、 $72^{\circ}\sim 96^{\circ}\text{E}$)的热浪持续天数的逐年演变。对于东南地区,热浪持续天数逐年线性增加。其中,2010年,我国东南

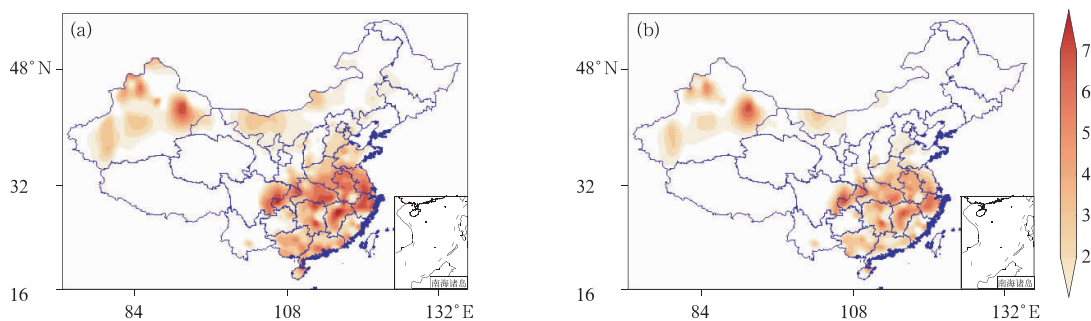


图 1 中国 6—8 月单站气温超过 33°C (a) 和 35°C (b) 的气候平均热浪持续时间的分布 (单位: d)

Fig. 1 Spatial distribution of climatological JJA heat wave frequency (unit: d) for temperature at single station exceeding 33°C (a) and 35°C (b) in China

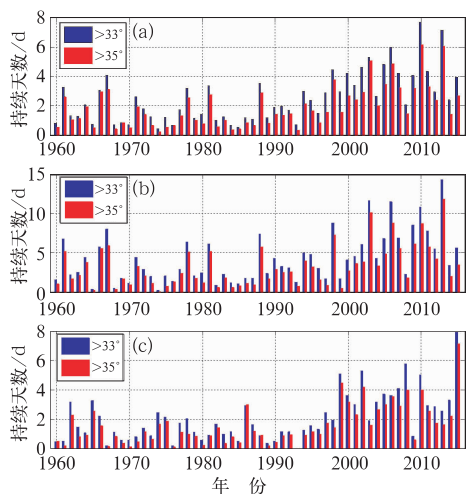


图 2 中国 6—8 月全国 (a)、东南地区 (b) 和新疆地区 (c) 气候平均热浪持续天数的逐年演变

Fig. 2 Interannual variation of JJA heat wave frequency in the whole China (a), southeastern (b) and Xinjiang (c)

地区超过 33°C 的热浪持续天数达到峰值, 为 16 d。新疆地区的热浪在 20 世纪 90 年代中期开始增长。在 2007 年达到峰值 (10 d)。由于超过 33°C 和超过 35°C 的热浪的分布和时间演变类似, 为了简化, 在后面的分析中, 只给出超过 35°C 的热浪变化。

为了分析不同区域热浪的年际变化, 图 3 和图 4 分别给出了东南地区和新疆地区热浪持续时间的经验正交分解的前两个空间模态和对应的时间系数。从图 3 可以看到, 东南地区热浪的前两个空间模态可以解释东南地区气温变率的 59%。其中, 第一模态的解释方差高达 46%, 空间模态表征全区一致的变化。第二模态的解释方差为 13%, 空间模态表征南北反向的变化。图 4 给出了新疆地区热浪持续天数的 EOF 前两个模态的空间特征和时间系数。前两个模态的解释方差可以达到 49%。其中, 第一

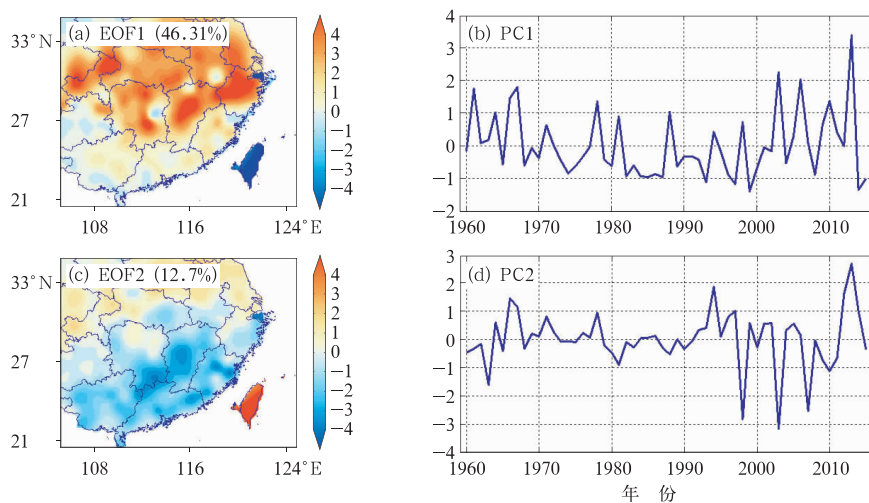


图 3 中国东南地区 6—8 月热浪持续天数的 EOF 第一模态 (a) 和第二模态 (c), 对应第一模态的 PC1 (b), 对应第二模态 PC2 (d) (单位: d)

Fig. 3 The first (a) and second (c) EOF modes of JJA heat wave frequency, (b) PC1 corresponding to the first EOF mode, (d) PC2 corresponding to the second EOF mode (unit: d) in southeastern China

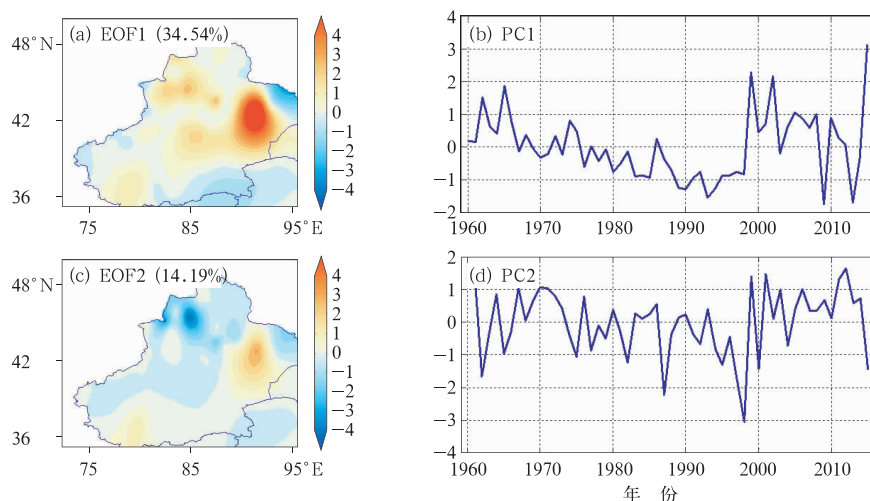


图4 同图3,但为中国新疆地区

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for Xinjiang, China

模态表征新疆全区一致的变化,大致中心位于新疆东部地区,解释方差为35%。第二模态为东西反位相的变化,解释方差为14%。

3 热浪持续天数主模态对应的环流异常特征

3.1 东南地区第一模态

图5给出了中国东南地区热浪 EOF 第一模态(全区一致型)对应的环流异常分布。对于全区一致的热浪,东亚大陆的海平面气压较气候平均态偏低,北太平洋上的高压较气候平均偏高。在对流层中层500 hPa,海洋上的高压向西扩展,副热带高压北侧偏强。大陆上的位势高度场产生类似于罗斯贝波列状的结构。在对流层的高层200 hPa,海洋上的高压继续向西扩展。我国东南地区从中层到高层一致笼罩在高压异常下。从纬向风场的异常上来看,副热带急流较气候态位置偏北,急流南侧的东风异常和北侧的西风异常也有利于反气旋式高压维持。从对流层低层的水汽异常来看,我国东部30°N以南地区水汽偏少。垂直速度场上表征为异常的下沉气流。综合以上的环流分析,当西太平洋副热带高压较气候态偏西偏北时,我国东南地区上空为异常高压控制,水汽偏少,盛行下沉气流,有利于东南地区的热浪。

3.2 东南地区第二模态

对于东南地区南北反向的热浪持续天数分布,

图6给出了对应的环流异常分布图。北太平洋的海平面气压场表现为北侧偏强,南侧偏弱的结构。东亚大陆中部为异常的高压控制,在对流层中层(图6b)和高层(图6c),这种结构依然明显。在纬向风场上,副热带急流偏弱,位置偏北。低层水汽场上,我国东南地区北部水汽偏少,南部偏多。在垂直速度场上,东南地区北侧盛行下沉气流,南侧盛行上升气流。因此,造成我国东南地区北部热浪偏多,南部偏少的分布型的环流异常为:北太平洋北部为异常高压控制,南侧为异常低压控制,副热带急流偏弱。

对于东南地区热浪的第一模态,东亚地区海平面气压偏低,中高层的位势高度异常偏高是造成全区一致热浪偏多的主要环流异常;对于第二模态,东亚地区中低纬的位势高度异常呈现南北偶极的变化,这样的环流分布型有利于热浪也呈现南北反向的变化。

3.3 新疆地区第一模态

图7给出了新疆地区热浪持续天数第一模态对应的环流异常。在海平面气压场上,东亚大陆为异常的低压控制。在对流层中高层(图7b,7c),大陆高压控制贝加尔湖及其以南地区。这种异常在200 hPa最为明显。研究指出,伊朗副热带高压是夏季影响新疆高温天气的主要力量,属于典型的暖性高压天气系统,当伊朗副热带高压随着大气环流逐渐北上并控制新疆时,意味着新疆高温的来临。在水汽场上,新疆地区水汽异常偏少。

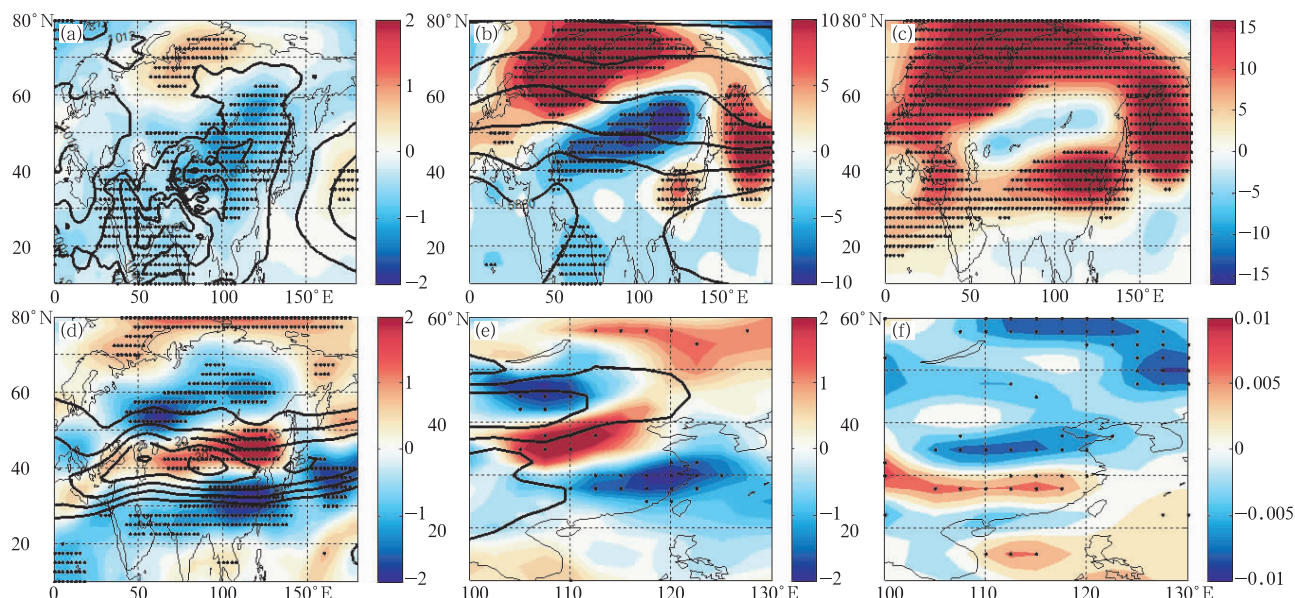


图 5 东南地区夏季 6—8 月热浪持续天数第一模态对同期环流异常的回归分布(阴影)

(a) 海平面气压(单位:hPa), (b) 500 hPa 和(c) 200 hPa 位势高度场(单位:gpm),
(d) 200 hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (e) 850 hPa 相对湿度(单位:%),
(f) 850 hPa 垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

(图中等值线代表气候态, 黑色打点区表征通过 0.5 显著性水平检验的区域)

Fig. 5 The regression pattern of atmospheric circulation anomaly on the PC1 of JJA heat wave frequency in southeastern China

(a) sea level pressure (unit: hPa), (b) geopotential height at 500 hPa (unit: gpm),
(c) geopotential height at 200 hPa (unit: gpm), (d) zonal wind at 200 hPa (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
(e) relative humidity (unit: %), (f) vertical velocity at 850 hPa (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

(Contour denotes the climatology and black dotted area denotes the area having passed significance test at 0.05 level)

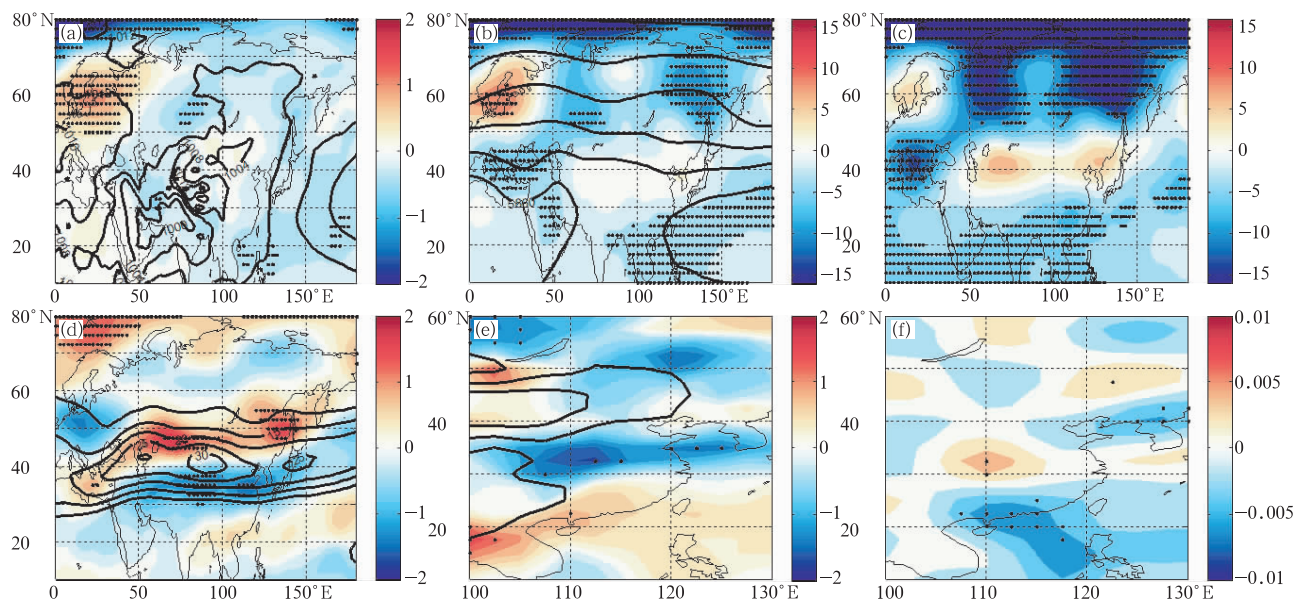


图 6 同图 5, 但为对东南地区热浪持续天数第二模态的回归分布

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the regression on the PC2 of heat wave frequency over southeastern China

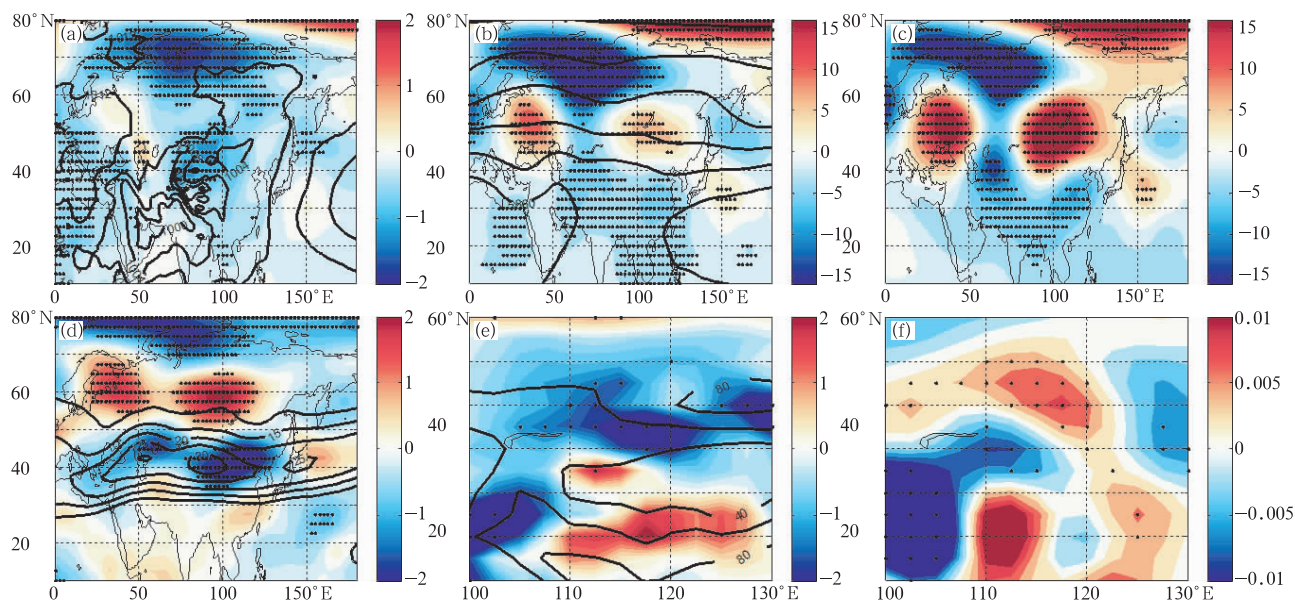


图7 同图5,但为对新疆地区热浪持续天数第一模态的回归分布

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for the regression pattern on the PC1 of heat wave frequency in Xinjiang

3.4 新疆地区第二模态

图8给出了新疆地区热浪持续天数第二模态(东西反相型)对应的环流异常。在海平面气压场上,东亚大陆为异常的低压控制。在对流层中高层(图8b和8c),贝加尔湖以东地区为异常高压控制,贝加尔湖以西为异常低压控制。在低层垂直速度场上,新疆西部地区为异常下沉气流,东部为异常上升

气流。

总体来说,不同区域、不同模态对应的环流异常特征差异很大。对于东南地区热浪的第一模态,西太平洋副热带高压偏强西伸,控制我国东南地区,是造成热浪偏多的主要环流异常;对于第二模态,东亚地区中低纬的位势高度异常呈现南北偶极的变化,这样的环流分布型有利于热浪也呈现南北反相的变化。对于新疆地区热浪,环流异常的局地性更强。

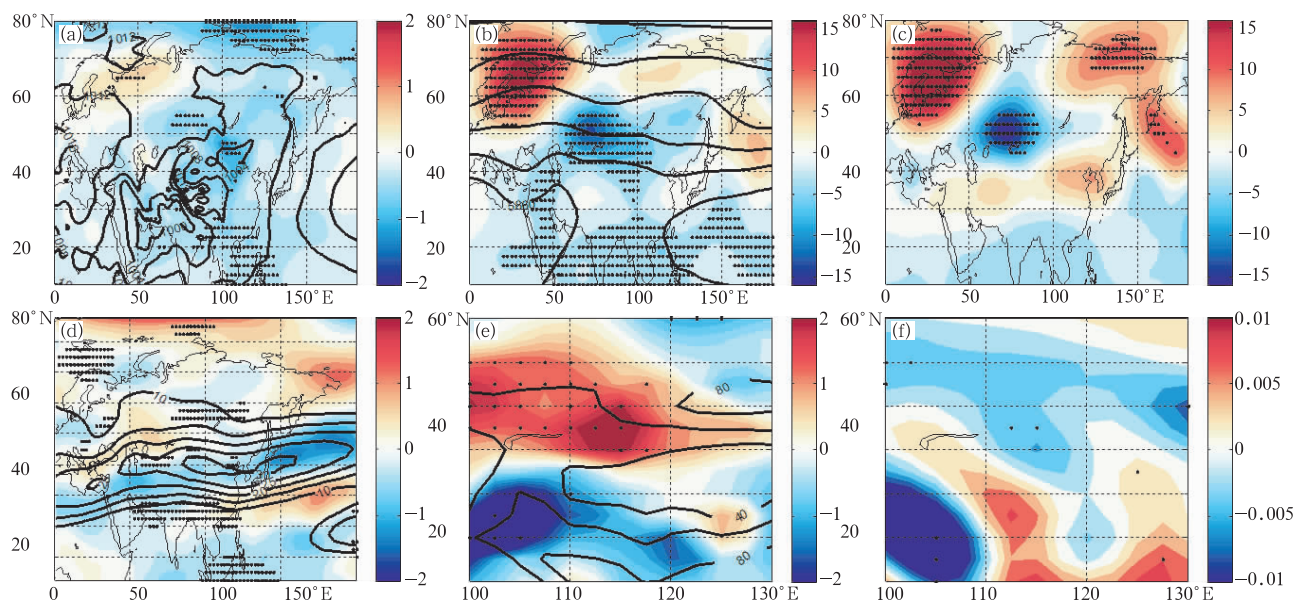


图8 同图5,但为对新疆地区热浪持续天数第二模态的回归分布

Fig. 8 Same as Fig. 5, but for the regression pattern on the PC2 of heat wave frequency in Xinjiang

强大的大陆高压控制新疆地区造成新疆一致性的热浪偏多。当贝加尔湖东西两侧的气压异常呈现反相变化时,更有利于新疆地区呈现东西反相变化的热浪分布。

环流异常特征的巨大差异意味着影响这些环流异常的预报源可能也是不一样的。海温变化可能是极端高温的气候主因。

4 热浪持续天数主模态对应的前期海温异常特征

为了揭示热浪不同模态的可能预报源,我们把同期和前期的海表温度距平回归到不同模态的时间系数上,然后来看前期海温异常的分布情况。

4.1 东南地区第一模态

图 9a 给出了 6—8 月海表温度距平对东南地区热浪持续天数 EOF 第一模态的回归场。西北太平洋地区为正的海温距平。在赤道地区,赤道西太平洋为正海温距平,东太平洋为负的海温距平,对应于拉尼娜的异常特征。

而在前期春季 3—5 月,如图 9b 所示,造成我国东南地区热浪增多的原因可能来自于赤道印度洋地区的一致性偏暖。已有的理论研究指出,前期印度洋维持暖水,致使高层的高压增强,并由该区盛行的西风向东输送,有利于副热带高压的加强西伸(黄刚等, 2016)。这样西太平洋副热带高压的东侧不断补充加强,西侧又有印度洋高气压的不断并入,于是副热带高压被锁定在我国南方地区,并且强度不断增强。

为了验证上述结果,图 10 给出了春季 3—5 月热带印度洋海温($0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 、 $56^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$)异常对后期夏季 6—8 月大气环流异常的回归分布。可以看到,春季的印度洋海温偏暖会引起东亚大陆的海平面气压较气候平均态偏低。在对流层中层 500 hPa 副热带高压偏强。在对流层的高层 200 hPa,海洋上的高压继续向西扩展。这样的环流分布类似于图 5 显示的东南地区全区一致偏暖的大气环流异常。因此,春季热带印度洋的海温偏暖可能会导致夏季我国东南地区热浪的持续。

4.2 新疆地区第一模态

图 11a 给出了 6—8 月海表温度距平对新疆地区热浪持续天数 EOF 第一模态的回归场。从图中可以看出,北太平洋中部、里海、黑海的海温偏暖对应于新疆地区热浪的一致型模态。在前期 3—5 月(图 11b),这种信号就已经显现出来了。因此,北半球中纬度地区下垫面的一致偏暖,造成了相当正压结构的高压笼罩在新疆地区上空,从而导致新疆的热浪。

类似地,图 12 给出了春季中纬度黑海、里海等地区海温($30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 、 $0^{\circ}\sim 56^{\circ}\text{E}$)异常对后期夏季 6—8 月大气环流异常的回归分布。从图中可以看出,当春季中纬度黑海-里海的海温偏高时,夏季海平面气压整体偏低(图 12a),在对流层中高层,位势高度场呈现出高-低-高的分布(图 12b 和 12c),类似于新疆地区夏季热浪第一模态对应的环流异常。因此,春季中纬度黑海、里海等地的海温偏暖可能是造成夏季新疆热浪的可能原因之一。

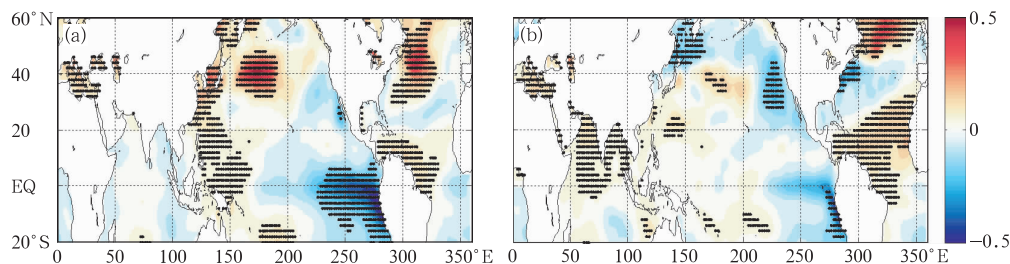


图 9 6—8 月(a)和 3—5 月(b)海表温度距平对东南地区热浪持续天数第一模态的回归场

(单位: $^{\circ}\text{C}$, 打点区为通过 0.05 的显著性水平检验的区域)

Fig. 9 Regression pattern of the JJA (a), and MAM (b) sea surface temperature anomaly to the PC1 of heat wave frequency in southeastern China

(The dotted area denotes the area having passed the significance test at 0.05 level, unit: $^{\circ}\text{C}$)

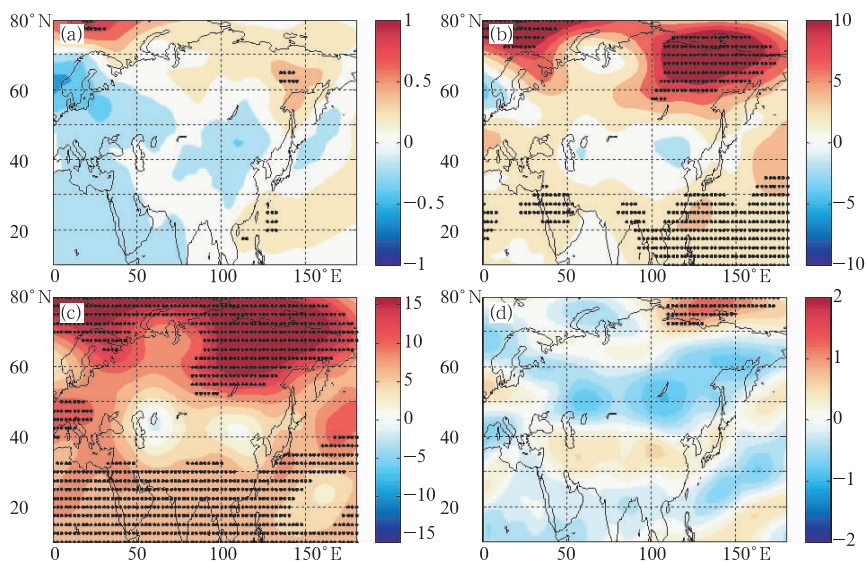


图 10 春季 3—5 月热带印度洋海温异常对后期夏季 6—8 月
大气环流异常的回归分布(阴影)

(a)海平面气压(单位: hPa), (b)500 hPa 和(c)200 hPa 位势
高度场(单位: gpm), (d)200 hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(黑色打点区表征通过 0.05 显著性水平检验的区域)

Fig. 10 Regression of the JJA atmospheric circulation anomaly
to the MAM sea surface temperature in Indian Ocean

(a) sea level pressure (unit: hPa), (b) geopotential height at 500 hPa
(unit: gpm), (c) geopotential height at 200 hPa (unit: gpm),
(d) zonal wind at 200 hPa (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(Black dotted area denotes the area having passed the significance test at 0.05 level)

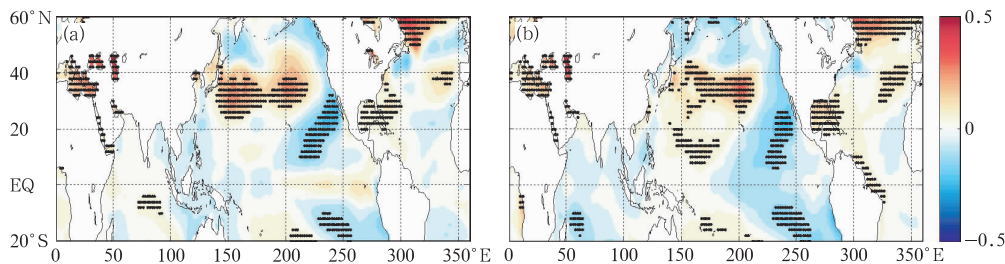


图 11 同图 9, 但为海温对新疆地区热浪持续天数第一模态的回归分布

Fig. 11 Same as Fig. 9, but for the regression of sea surface temperature
on the PC1 of heat wave frequency in Xinjiang

5 结论和讨论

5.1 结论

利用 NCEP/NCAR 再分析大气资料和台站观测的气温资料, 本文分析了中国 6—8 月热浪持续天数的气候态特征及其主要年际变率。研究指出, 中

国热浪主要集中在东南地区和新疆地区, 且上述地区热浪持续天数有线性增长趋势。东南地区热浪变化的第一模态为全区一致型, 这一模态与前期春季印度洋海温一致性增暖有关。印度洋海温偏暖造成了夏季副热带高压偏强偏西, 我国东南地区为正高度异常控制, 造成热浪的持续。而新疆的高温主要与前期中太平洋、黑海、里海等地的海温异常偏暖有关, 上述地区的海温偏暖可以引起大陆高压的加强,

从而造成中高纬内陆的热浪。

5.2 讨论

在暖季,影响热浪的主要原因来自于海洋,但是大陆以及冰雪圈的贡献也不能忽视。研究指出,青藏高原的热力作用以及北极海冰都会影响夏季的降

水和气温(Wu et al, 2016; Cohen et al, 2014)。在今后的研究中,这两方面的作用需要被重视。

本文也指出了热浪在过去 56 年呈现出线性增长的趋势,主要的增多发生在 2000 年之后(图 2)。图 13 讨论了夏季 6—8 月欧亚大陆大气环流在 1970—1990 年和 2000 年之后的变化。图中显示,

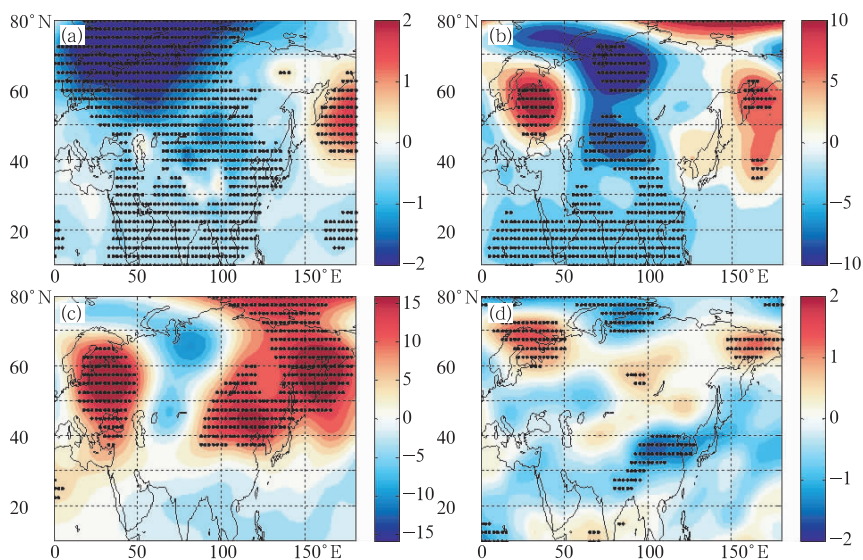


图 12 同图 10,但为中纬度黑海-里海海温异常

Fig. 12 Same as Fig. 10, but for the sea surface temperature anomalies in Black Sea and Caspian Sea

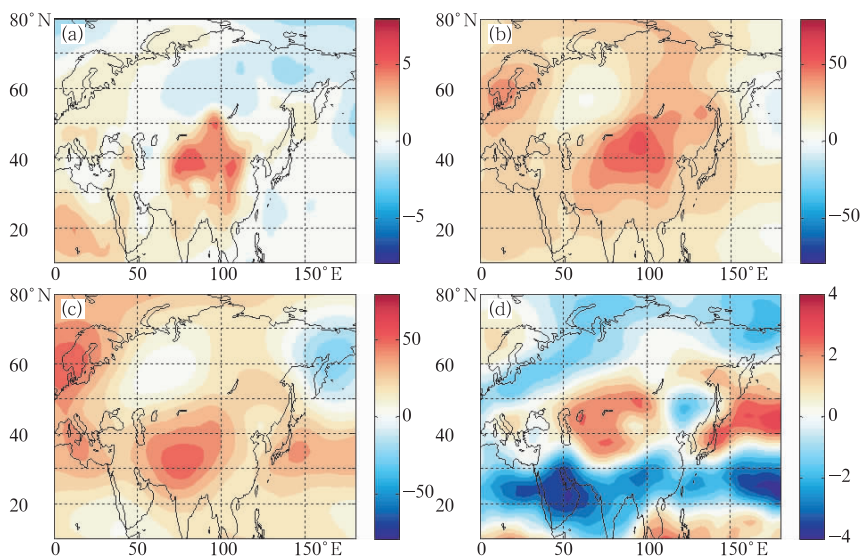


图 13 夏季 6—8 月大气环流的年代际变化(2000—2015 年减去 1970—1990 年)
(a)海平面气压(单位: hPa), (b)500 hPa 和(c)200 hPa 位势高度场(单位: gpm),
(d)200 hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 13 The decadal variation of the JJA atmospheric circulation (2000—2015 minus 1970—1990)
(a) sea level pressure (unit: hPa), (b) geopotential height at 500 hPa (unit: gpm),
(c) geopotential height at 200 hPa (unit: gpm), (d) zonal wind at 200 hPa (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

欧亚大陆,尤其是东亚地区,大气环流发生了显著的改变。海平面气压升高,中高层的位势高度场增高。东亚的高空急流明显北移。这样的环流形势明显有利于热浪的持续发生。但是对于大气环流的这种年代际变化,是否与全球变暖有关,还需进一步的分析。

参考文献

- 丁婷,钱维宏,2012. 中国热浪前期信号及其模式预报[J]. 地球物理学报, 55(5):1472-1486.
- 黄刚,胡开明,屈霞,等,2016. 热带印度洋海温海盆一致模的变化规律及其对东亚夏季气候影响的回顾[J]. 大气科学, 40(1):121-130.
- 李双双,杨赛霓,张东海,等,2015. 近 54 年京津冀地区热浪时空变化特征及影响因素[J]. 应用气象学报, 26(5):545-554.
- 林建,毕宝贵,何金海,2005. 2003 年 7 月西太平洋副热带高压变异及中国南方高温形成机理研究[J]. 大气科学, 29(4):594-599.
- 刘梅,高苹,王静蓓,等,2011. 江苏夏季逐月高温日数与西太平洋海温场相关分析及预测模型建立[J]. 气象, 37(12):1553-1559.
- 彭京备,刘舸,孙淑清,2016. 2013 年我国南方持续性高温天气及副热带高压异常维持的成因分析[J]. 大气科学, 40(5):897-906.
- 唐恬,金荣花,彭相瑜,等,2014. 2013 年夏季我国南方区域性高温天气的极端性分析[J]. 气象, 40(10):1207-1215.
- 张尚印,张海东,徐祥德,等,2005. 我国东部三市夏季高温气候特征及原因分析[J]. 高原气象, 24(5):829-835.
- 张书余,张夏琨,田颖,等,2015. 模拟热浪天气对冠心病影响及其机理实验研究[J]. 气象, 41(6):761-770.
- Alexander L., 2010. Climate science: extreme heat rooted in dry soils[J]. Nat Geosci, 4(1):12-13. DOI:10.1038/ngeo1045.
- Charney J G, Shukla J, 1981. Predictability of monsoons[M] // Lighthill J, Pearce R P. Monsoon Dynamics. New York: Cambridge University Press:99-109.
- Cohen J, Screen J A, Furtado J C, et al, 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather[J]. Nat Geosci, 7(9):627-637. DOI:10.1038/ngeo2234.
- Ding Yihui, Ren Guoyu, Zhao Zongci, et al, 2007. Detection, causes and projection of climate change over China: an overview of recent progress[J]. Adv Atmos Sci, 24(6):954-971. DOI:10.1007/s00376-007-0954-4.
- García-Herrera R, Diaz J, Trigo R M, et al, 2010. A review of the European summer heat wave of 2003[J]. Crit Rev Environ Sci Technol, 40(4):267-306. DOI:10.1080/10643380802238137.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 77(3):437-471.
- Karl T R, Trenberth K E. 2003. Modern global climate change[J]. Science, 302(5651):1719-1723. DOI:10.1126/science.1090228.
- Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al, 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880—2006)[J]. J Climate, 21(10):2283-2296.
- Wang Bin, Ding Qinghua, 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years[J]. Geophys Res Lett, 33(6):L06711. DOI:10.1029/2005GL025347.
- Wu Zhiwei, Zhang Peng, Chen Hua, et al, 2016. Can the Tibetan Plateau snow cover influence the interannual variations of Eurasian heat wave frequency? [J]. Climate Dyn, 46(11/12):3405-3417. DOI:10.1007/s00382-015-2775-y.