

钱维宏,于甜甜. 2013. 大气变量物理分解法在极端温度事件前期信号提取中的应用. 气象, 39(6):665-674.

大气变量物理分解法在极端温度事件 前期信号提取中的应用^{*}

钱维宏 于甜甜

北京大学物理学院大气海洋科学系, 北京 100871

提 要: 观测的高空大气位势高度和温度可以应用物理分解的思路估算出纬圈平均的对称气候态、非对称气候态、纬圈平均的瞬变对称扰动和非对称扰动等四个分量。本文用美国 NCEP/NCAR 再分析资料分解出的非对称高度扰动和温度扰动可以作为发生在华北的 2005 年 6 月区域热浪和 12 月区域低温事件的早期信号。结果得到: 地面区域极端气温事件是对流层和平流层大气扰动在地面的表现。这次热浪最强日对流层上部(250 hPa)正的高度扰动和对流层低层(850 hPa)正的温度扰动是在 7 d 前从欧洲传播而来的, 而这次低温最强日对流层上部(300 hPa)负的高度扰动和对流层低层(850 hPa)负的温度扰动也是在 13 d 前从欧洲传播而来的。物理分解后的瞬变扰动天气图是地面热浪和低温事件预报的一种可用工具。

关键词: 物理分解, 热浪, 低温, 前期信号, 高度扰动, 温度扰动

中图分类号: P456

文献标识码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.06.001

Application of Physical Decomposition of Atmospheric Variables to the Prediction of Extreme Temperature Events

QIAN Weihong YU Tiantian

Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Peking University, Beijing 100871

Abstract: The observed geopotential height and temperature in the troposphere-stratosphere can be physically decomposed into four components to estimate climatic states and anomalies, namely zonal-mean symmetric climate, asymmetric climate, zonal-mean instantaneous symmetric anomaly and instantaneous asymmetric anomaly. In this paper, the asymmetric anomaly was extracted from the NCEP/NCAR reanalysis data and used as early signals to indicate the regional heat wave and low temperature events that occurred in North China in June and December 2005, respectively. The result shows that the surface temperature events are some responses to atmospheric disturbances in troposphere and stratosphere. For the heat wave event, its early signals of positive temperature anomaly at 850 hPa and positive height anomaly at 250 hPa can be traced from Europe 7 days ahead, while the early signals of low temperature event are negative temperature anomaly at 850 hPa and negative height anomaly at 300 hPa which are also from Europe with a lead of 13 days. The anomalous synoptic chart provided by this physical decomposition is a useful tool to predict the surface temperature events.

Key words: physical decomposition, heat wave, low temperature, early signal, height anomaly, temperature anomaly

* 国家科技支撑计划(2009BAC51B04)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006018)共同资助

2012 年 12 月 11 日收稿; 2013 年 3 月 28 日收修定稿

第一作者: 钱维宏, 从事天气气候研究与教学. Email: qianwh@pku.edu.cn

引言

区域持续性热浪和区域持续性低温是夏冬季两种较常见的极端气象灾害。范围大、持续时间长、强度高的热浪和低温事件对人们的生产、生活、社会经济发展、水资源和生态环境都会造成严重威胁。这些地面极端温度事件在我国时常发生。例如,2003 年中国夏季江南—华南大范围热浪事件持续了 20~50 d,比常年同期多 5~20 d,连续多日最高气温超过 38℃(王亚伟等,2006;黄卓等,2011)。又如,2006 年夏季 6—8 月,四川、重庆部分地区持续高温少雨,各地 35℃以上的高温日数普遍超过 40 d(马柱国等,2003)。2008 年 1 月 10 日至 2 月初,我国南方广大地区经历了罕见的雨雪冰冻灾害,交通电力等遭受重创,1 亿多人生活受到严重影响(杨贵名等,2008;曲晓波等,2008)。近些年来,中国极端气温事件频发,引起各级政府和从事气候变化研究人员的高度重视,热浪和低温事件不但已成为气候变化研究中的热点问题,也是中期—延伸期预报关注的问题。

热浪和低温属于异常天气,它们应该是异常大气环流的结果。为了延长地面温度预报的时效和准确率,需要把正常的日循环变化和年循环季节变化的气候态分量,更具体的是要把环境分量从观测的大气变量中分离掉,提取出对极端气温事件有指示意义的大气扰动分量信号,用于分析热浪和低温出现时的大气变量扰动分布,并追踪区域极端气温事件的早期信号。最近,我们用大气变量物理分解的思路(钱维宏,2011a;2012a;2012b;钱维宏等,2013),分别对 87 个区域热浪事件(丁婷等,2012)和 115 个区域低温事件(张宗婕等,2012)做了扰动分量的分析,得到了一些预报地面极端温度事件的认知。本文以 2005 年发生在华北地区的热浪和低温事件为例,在这些研究的基础上进一步揭示物理分解后绘制的扰动天气图可以同时用于寻找热浪事件和低温事件的早期信号。

1 资料和方法

1.1 资料

本文采用地面温度资料和全球大气变量再分析

资料。地面温度来源于 1960—2008 年 549 站的均一化逐日平均/最高/最低温度数据集(Li et al, 2009)。该数据已经使用 MASH(Multiple Analysis of Series for Homogenization)方法(Szentimrey, 1999)进行了均一化订正,克服了迁站、观测仪器和观测规范改变等偏差。

大气变量采用的是 NCEP/NCAR Reanalysis 2 逐日平均的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格点资料(Kistler et al, 2001),经度范围 $0^\circ \sim 360^\circ$,纬度范围 $90^\circ\text{S} \sim 90^\circ\text{N}$,垂直方向 17 层从 1000~10 hPa。资料来源于 <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded>。

1.2 方法

我们以大气温度场为例,介绍大气温度扰动分量的分离方法。根据 Peixoto 等(1992)的描述,气候定义为月、季或年时间平均的大气状态。与此不同的是,我们考虑地球表面上一个点的气候态或高空大气中一个空间点上的气候态是在确定时刻太阳高度角下太阳辐射与下垫面动力和热力平衡的大气随时间的规则变化。这个气候态具有日循环的变化和年循环的变化,但不包含相对气候态的多时空尺度气候扰动和行星尺度瞬变扰动与天气尺度扰动的部分。于是,地面上有逐日气候态上的日最高温度和日最低温度。同样,空间上的大气也有逐日变化的气候态温度。确定地点的某日的大气温度扰动分量可用该日的观测大气温度减去对应日的大气气候态温度和纬圈平均对称的扰动温度分量而得,即

$$T(\lambda, \varphi, t)^*{}'_y = T(\lambda, \varphi, t)_y - [\bar{T}(\varphi, t)] - T^*(\lambda, \varphi, t) - [T(\varphi, t)]'_y \quad (1)$$

式中, $T(\lambda, \varphi, t)_y$ 是第 y 年第 t 日(相对 1 月 1 日,或地球绕太阳公转日)平均观测温度。它是随经度 λ 和纬度 φ 变化的原始(或当前)大气观测温度场(或数值模式预报的大气温度场)。 $[\bar{T}(\varphi, t)]$ 是同一地球绕太阳公转日 t 纬圈平均的气候态。它可取 $N=30$ 年第 t 日的观测温度做纬圈平均估算得到气候态温度随纬度 φ 的变化。它是对太阳辐射季节(纬度)变化确定的逐日平均气候态的估算。估算式为

$$[\bar{T}(\varphi, t)] = \sum_{y=1}^N \sum_{\lambda=1}^P T(\lambda, \varphi, t)_y / (N \times P) \quad (2)$$

当格距为 2.5° 经度时, λ 纬圈格点数从第 1 点至第 144 点。 $T^*(\lambda, \varphi, t)$ 的估算式为

$$T^*(\lambda, \varphi, t) = \sum_{y=1}^N T(\lambda, \varphi, t)_y / N - [\bar{T}(\varphi, t)] \quad (3)$$

它可用 $N=30$ 年内同一地球绕太阳公转日 t 的观测大气温度做时间平均,再减去同一地球绕太阳公转日 t 的纬圈平均温度得到。它是对海陆等下垫面差异调节的逐日平均非对称气候态的估算。

式(1)中, $[\bar{T}(\varphi, t)]$ 和 $T^*(\lambda, \varphi, t)$ 之和为

$$\tilde{T}(\lambda, \varphi, t) = [\bar{T}(\varphi, t)] + T^*(\lambda, \varphi, t) \quad (4)$$

它可用多年(如 $N=30$ 年)同一地球绕太阳公转日 t 的大气温度做时间平均估算而得。它也称为逐日大气的气候态温度,反映了太阳直接辐射和海陆分布以及下垫面特征的共同调节作用,是分离瞬变扰动分量的气候基础。

式(1)右端最后一项是第 y 年第 t 日大气温度纬圈平均的瞬变对称扰动,也称为行星尺度的大气温度扰动。它可由观测大气温度做纬圈 P 个格点的平均减纬圈气候态得到,即

$$[T(\varphi, t)]'_y = \sum_{\lambda=1}^P T(\lambda, \varphi, t)_y / P - [\bar{T}(\varphi, t)] \quad (5)$$

类似于对行星尺度大气风的瞬变对称扰动的认识(钱维宏等,2012),行星尺度风扰动与南极涛动、北极涛动、行星尺度海温异常和中纬度西风指数循环相联系。因此,式(5)也具有季节内的、年际的和更长时间尺度的变化。

上述公式从一日观测场中分离出了相对气候态的行星尺度扰动与区域尺度天气扰动。本文是针对区域尺度天气扰动,包括大气温度扰动和高度扰动的应用研究。

在气象研究和业务中,有很多的大气变量时空分解方法。其中,对区域大气变量分解的有经验正交函数(EOF)展开,在全球范围的数值预报模式中多用球谐函数展开。只要分解的正交分量足够多,所有分量的叠加就能够模拟出原数据的空间场,但不是每个分量都有物理意义。与这些仅仅满足数学分解的方法不同,本文描述的4个分量的分解中,前两个气候态分量与太阳高度角和下垫面的特征有关,第三分量与行星尺度的外强迫扰动有关。最后的部分是天气尺度的扰动或观测误差。这种具有明确物理含义的分解,我们称为物理分解。对历史再分析大气资料(或当前观测的气象资料),利用大气变量物理分解的方法得到逐日瞬时非对称扰动分量(简称为瞬变扰动分量),是解释历史上区域持续性气象灾害事件的基本原理(钱维宏,2012b)。大气

变量物理分解的优势是分解的分量少,每个分量具有明确的物理含义。

2 地面温度事件的定义

2.1 定义

热浪事件一旦出现,往往不只是影响一个站点,而是波及多个站点的区域热浪事件。我们曾定义的中国区域热浪事件为(Ding et al, 2011):在同一时间段内有相邻5站同时出现日最高温度高于常年值,连续日数大于5 d(其中2日最高温度 $\geq 35^\circ\text{C}$)。本文的热浪事件采用相邻5站有连续5日最高气温 $\geq 35^\circ\text{C}$,并且过程强度超过第90百分位值的更为严格的定义标准。考虑低温过程也需要满足一定的阈值,并且具有区域持续性。区域持续性低温事件的确定可从单站持续性事件入手。单站持续低温事件的定义是(Zhang et al, 2011):日最低温度低于常年值,且日最低温度大小排序小于第10个百分位值(Jones et al, 1999; Yan et al, 2002),连续日数超过5 d。区域持续低温事件的定义是(Zhang et al, 2011):在同一时间段内至少持续5 d有相邻5站同时发生单站低温事件。

2.2 热浪和低温事件

任何季节内,持续5 d以上的区域热浪和低温事件对人们的生产生活及农业生产都有巨大的影响。我们从1960—2008年发生在中国的308个区域干湿热浪事件和552个区域低温事件中(钱维宏, 2011b),选取发生在2005年的强热浪和低温事件。用同时发生在2005年的两类极端气温事件介绍如何从观测的大气高度场和温度场中分离出扰动分量,并寻找这些事件的前期信号。

目前,我们能够得到的中国台站地面温度是经过归一化整理的地面逐日平均温度、最高温度和最低温度(Li et al, 2009)。其中,最高和最低地面温度值不是固定时刻的观测值,可以由日最高温度和日最低温度确定天气尺度的热浪和低温事件。

作为介绍的例子,图1分别给出了2005年6月热浪事件和2005年12月低温事件的站点及影响总天数分布。图1a中,2005年6月的事件有35个站

达到区域热浪的标准(连续 5 d 最高气温 $\geq 35^{\circ}\text{C}$, 并且过程强度超过第 90 百分位值)。图 1b 中, 2005 年 12 月的事件有 11 个站达到区域低温的标准(连

续 5 d 最低温度大小排序小于第 10 个百分位值)。这两例事件, 热浪和低温集中发生在 $32^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 、 $108^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$ 之间的华北地区。

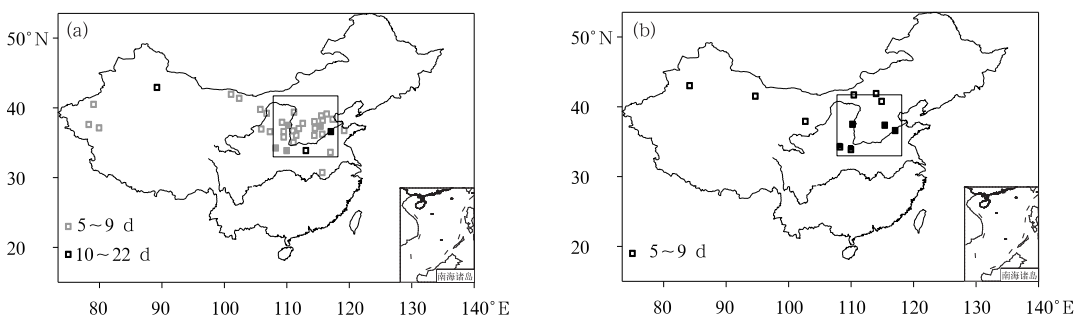


图 1 2005 年 (a) 6 月热浪事件和 (b) 12 月低温事件的站点及影响的总天数(单位:d)
[框区($32^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 、 $108^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$)为华北异常温度站点的选择区, 实心 5 个站经历了热浪和低温事件]

Fig. 1 Days and stations of (a) heat wave event and
(b) low temperature event respectively in June and December 2005 in North China
[Box ($32^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 、 $108^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$) covers the selected region with 5 stations
(solid dot) that experienced heat wave and low temperature events]

3 区域地面温度的分解

气象台站要预报的是明天地面的平均温度异常或最高温度异常和最低温度异常。对外发布的地面温度预报是这个异常值与气候态值的叠加。有预报技巧的是这些温度异常值的预报, 包括异常的正、负号和异常值的量值大小。这种预报技巧与目前的业务预报得分有所不同。业务预报是否得分取决于预报值相对实况值的偏差。异常值的变率越小, 则预报气候态温度值的得分越高, 基本满足统计的概率预报得分。不同的是, 异常温度值的变率越大, 能够成功预报的技巧才越高。

在确定的日时, 如 1 月 1 日 08 时, 过去 30 年中很难确定哪些日时没有受到多尺度天气扰动和气候扰动的影响。但我们假定, 那些扰动的正距平影响和负距平影响可以相互抵消, 多年同日时次的平均状况逼近标准的气候态, 相邻时次的气候态形成了气候态变化 $\langle T(\tau, t) \rangle$ 。这样的标准气候态 $\langle T(\tau, t) \rangle$ 是 24 小时 t 的函数, 又是年循环 365 d 的 τ 的函数。

为做短期—中期地面温度预报, 气候态异常分量, 如年际海气耦合的异常影响对未来几天的温度预报影响很小, 可以不考虑。于是, 在天气尺度异常温度分析中, 温度异常值等于观测值减标准气候态

值, 即

$$\Delta T(\tau, t) = T(\tau, t) - \langle T(\tau, t) \rangle \quad (6)$$

图 2 分别给出了 2005 年所选取的华北区域 ($32^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 、 $108^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$) 中经历了热浪和低温事件 5 个站点, 对应热浪事件站点平均的地面逐日最高温度序列、气候序列、距平序列和第 90 百分位气候序列, 及对应低温事件站点平均的地面逐日最低温度序列、气候序列、距平序列和第 10 百分位气候序列。天气尺度温度扰动序列中, 连续正距平和连续负距平形成了地面温度的相对高温异常和相对低温异常。夏季的相对高温异常叠加上的气候态温度时, 达到 35°C 及第 90 个百分位值以上即为区域热浪事件。冬季低温异常叠加上的气候态温度时, 达到第 10 个百分位值以下即为区域低温事件。在图 2a 中, 达到 35°C 及第 90 个百分位值以上的区域平均逐日最高温度值可以确定天气尺度的热浪事件。此次 6 月的热浪事件持续了 8 d, 最强日出现在 2005 年 6 月 23 日。在图 2b 中, 达到第 10 个百分位值以下的区域平均逐日最低温度值可以确定天气尺度的低温事件。此次 12 月的低温事件持续 6 d, 最强日出现在 2005 年 12 月 4 日。图 2 中还可以发现, 在极端热浪和低温事件中, 也有相对短时间尺度的低温和高温天气过程。

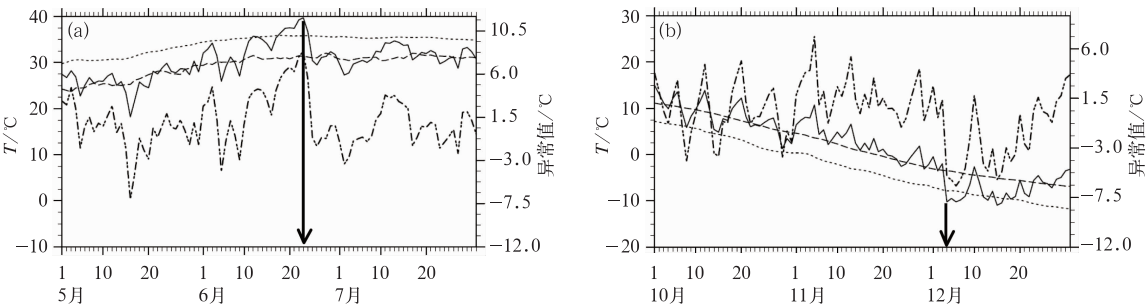


图 2 2005 年华北区域极端温度事件中发生热浪和低温的 5 站平均逐日要素序列

(a)热浪事件 5 站平均的地面逐日最高温度序列(实线)及其气候序列(虚线)、距平序列(点实线)和第 90 百分位气候序列(点线)、
(b)低温事件 5 站平均的地面逐日最低温度序列(实线)及其气候序列(虚线)、距平序列(点实线)和第 10 百分位气候序列(点线)(单位:℃)(箭头指示热浪和低温最强日)

Fig. 2 The daily observational series (solid line), the daily climatic series (dashed line), the daily anomalous series (dotted dash line) and the heat wave event with the 90th percentile series (dotted line) calculated by the surface maximum temperature (a) at selected 5 stations from May to July 2005, while (b) for the low temperature event with the 10th percentile (dotted line) series calculated by the surface minimum temperature at the selected 5 stations from October to December 2005 in North China (unit: $^{\circ}\text{C}$)
(Arrows indicate the peak intensity dates of heat wave and low temperature events)

4 地面区域极端气温事件的大气扰动信号

按照上面的描述,一个地区未来是否发生极端气温事件主要看扰动温度值的正负及其量值大小。预报员预报这个极端值的技术思路和方法是从大气中找到同期的或前期的预报指标。这个预报指标越明显,预报效果会越好。这个预报指标提前的时间越早,则预报时效会越长。预报员的预报信息主要来自日常使用的天气图。我们先给出同期的大气高度场和大气温度场上的信息。

4.1 热浪事件同期扰动信号

图 3a 为热浪最强日(2005 年 6 月 23 日)原始大气高度和温度沿 115°E 的纬度-垂直剖面,而图 3b 为同日高度扰动和温度扰动的纬度-垂直剖面。图 3a 可称为原始天气图,而图 3b 可称为分解后的扰动天气图。从原始天气图看,温度由赤道向极地、由低层向高层递减,在地面热浪区附近有一相对暖的区域,没有发现位势高度和温度对地面热浪有指示意义的信息。而在扰动天气图上,高度扰动和温度扰动有着明显的分布特征。高度扰动有一个正的中心在热浪发生地的上空,强度达到 80 gpm,位置

大致在 200~300 hPa。在正异常的高度中心南北,各有一个高度异常的负值中心,以南的扰动中心位置在 200 hPa,以北的扰动中心位置在 300 hPa,两者都对应地面区域低温距平。在地面热浪区的上空,850 hPa 以下为一正的温度扰动区,中心强度达到 10℃。另一个 4℃ 的正异常中心位于 300 hPa 附近。正的温度扰动区是向上和向北倾斜的。200 hPa 向上至平流层为温度扰动的负异常区,强度达到-4℃。在热浪区的北侧,地面到 300 hPa 为温度负异常区,中心在 700 hPa 附近,强度达-10℃,300 hPa 向上为温度正异常区,中心在 200 hPa,强度达 12℃。说明扰动天气图上的扰动温压场结构呈现出明显的斜压性。在热浪区的南侧,以 300 hPa 为中心,也存在一个温度负异常区,中心强度-6℃,对应地面的低温距平。

由以上分析可知,这次热浪事件对应的最大正高度扰动中心出现在 250 hPa,而正距平的温度扰动中心出现在 850 hPa 附近。这正说明对流层上层正距平的高度扰动对应的大气干绝热下沉运动,是对流层下部增温的主要原因。与热浪对应的对流层至平流层天气尺度扰动变量分布表现为成对的“正与负”分布。正的对流层中下部温度扰动区和正的对流层高度扰动区,对应地面上的热浪区。而负的对流层中下部温度扰动区和负的对流层高度扰动

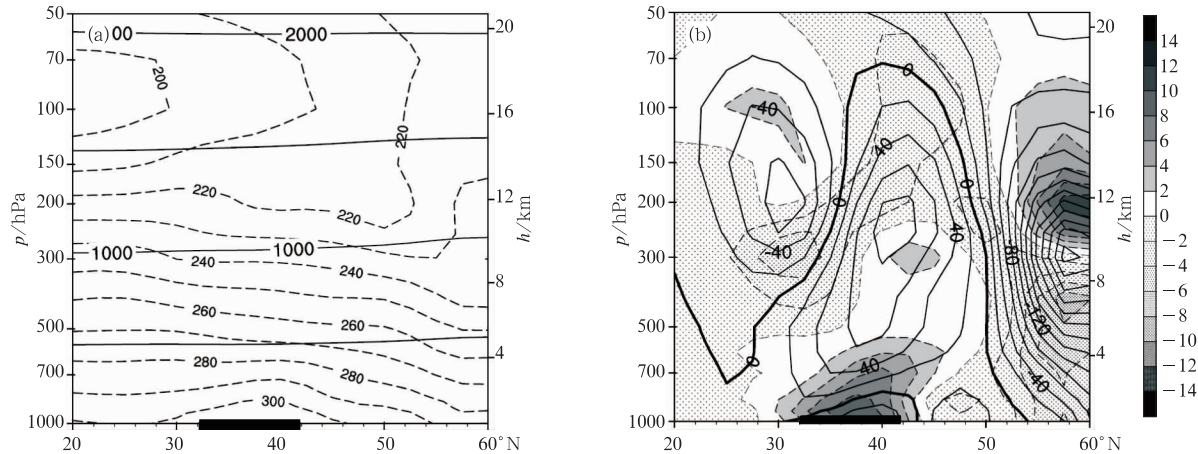


图 3 2005 年华北区域 (a)热浪发生最强日(2005 年 6 月 23 日)沿 115°E 的纬度-垂直剖面上原始大气高度 (实线,单位:gpm)和温度(虚线,单位:℃), (b)相同日垂直剖面上高度扰动(实线,单位:gpm) 和温度扰动(阴影区,单位:℃)的分布(图底部黑色粗实线指示地面热浪区的位置)

Fig. 3 The vertical-zonal sections of atmospheric variables crossing 115°E on 23 June 2005

(a) Original geopotential height (solid line, unit: gpm) and temperature (dashed line, unit: ℃),

(b) height anomalies (solid line, unit: gpm) and temperature anomalies (shaded area, unit: ℃) on the same day

(The longitude range of heat wave is highlighted by black bar in the bottom of each panel)

区,对应地面上的低温区。

4.2 低温事件同期扰动信号

依照热浪事件同期扰动信号的分析方法,图 4 给出了 2005 年 12 月低温事件的描述。图 4a 为低温最强日(2005 年 12 月 4 日)的原始大气高度和温度沿 115°E 的纬度-垂直剖面,而图 4b 为同日高度扰动和温度扰动的纬度-垂直剖面分布。图 4a 中,温度由赤道向极地、由低层向高层递减,但由

300 hPa 向下和向南指向低温区有一温度槽,原始位势高度对地面低温没有指示意义。在图 4b 中, 32°~42°N 所在的华北地面低温区上空,对应的低层大气为温度扰动负值区,最大的温度扰动负值中心在 850 hPa 及其以下,达到-14℃。在地面低温区上空 250 hPa 以上,对流层至平流层为温度扰动的正值区,中心位于 250 hPa 附近,强度达 8℃。低温区以北,地面到 300 hPa 为温度正异常区,中心在 850 hPa 附近,强度达 10℃,对应地面温度正距平。

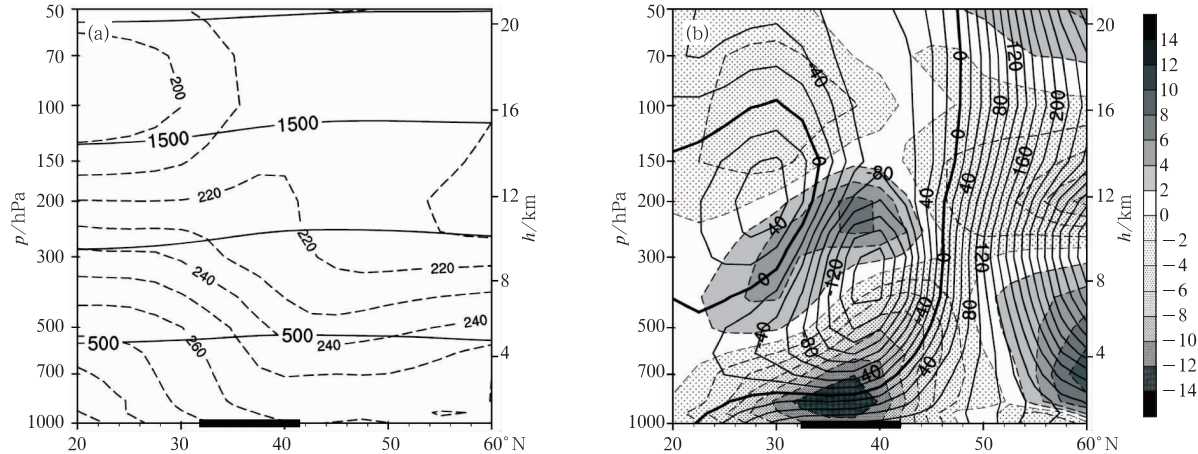


图 4 同图 3,但为 2005 年 12 月华北区域 (a)低温发生最强日(2005 年 12 月 4 日)沿 115°E 的纬度-垂直剖面上 原始大气高度(实线,单位:gpm)和温度(虚线,单位:℃), (b)相同日垂直剖面上高度扰动(实线,单位:gpm) 和温度扰动(阴影区,单位:℃)的分布(图底部黑色粗实线指示地面低温区的位置)

Fig. 4 As in Fig. 3 but for low-temperature on 4 December 2005

在地面低温区的上空为高度扰动负值区,最大的负值中心出现在 300 hPa 附近,强度达 -160 gpm 。在其两侧为高度扰动的正值区,极大值也出现在 300 hPa 附近。

从上述原始变量与分解的扰动变量比较可以发现,温度和高度的原始变量中包括了逐日气候态分量、行星尺度扰动分量和天气尺度扰动分量。观测变量或常规天气图上的变量分布不容易分辨出与地面热浪和低温有指示意义的信息。在去掉逐日气候态和行星尺度纬圈平均扰动之后的天气尺度扰动变量中,地面热浪区和低温区附近的天气尺度扰动变量空间结构特征更为清晰。同时可以发现,对流层低层的高温 and 低温扰动与中上层大气环流(高度)扰动之间具有明确的大气动力学内在联系。地面热浪

和低温事件是整个大气各部分扰动在地面上的表现。

4.3 相邻气温事件的分布

从以上的分析发现,同一个地区在同一年不同的季节既会发生热浪事件,也会发生低温事件。那么,在发生热浪事件的同一个时段,相邻区域是否存在低温现象?又或者在低温事件发生的同时,其周边是否存在高温现象?图 5 给出了极端气温事件发生的同时周边相邻区域上相反的温度分布。在华北区域热浪事件最强的 2005 年 6 月 23 日(图 5a),华南地面上最低的温度距平为 -4°C 。而华北区域低温事件最强的 2005 年 12 月 4 日(图 5b),东北北部出现了 $+14^{\circ}\text{C}$ 的距平高温。

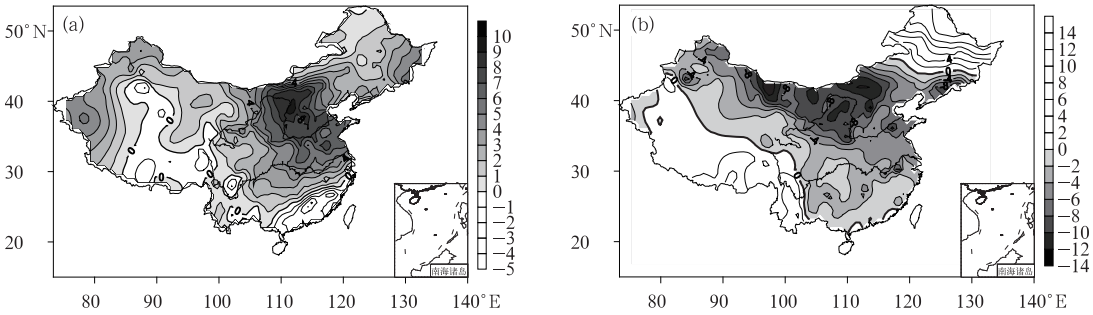


图 5 (a)华北热浪事件最强的 2005 年 6 月 23 日全国 549 站日最高温度距平值分布和 (b)华北低温事件最强的 2005 年 12 月 4 日全国 549 站日最低温度距平值(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 5 (a) The surface maximum temperature anomalies on 23 June 2005 and (b) the surface minimum temperature anomalies on 4 December 2005 (unit: $^{\circ}\text{C}$)

对照图 3b 可以看出,华北热浪日的扰动天气图上, 25°N 和 50°N 以北对应对流层大气高度扰动的负距平和对流层下部温度扰动的负距平。同样,图 4b 中华北低温日的扰动天气图上, 50°N 以北对应对流层大气高度扰动的正距平和对流层下部温度扰动的正距平。实际上,相邻地区相反的地面温度异常分布是对流层高度异常和温度异常在地面上的反映。

5 地面温度异常事件的大气早期信号

地面区域极端气温事件发生日的对流层至平流层大气中有如此对应的扰动信号,而这些大气中的扰动信号是传播和变化的。因此,对流层至平流层大气变量去掉逐日气候态后的扰动变量信号的确认及其移动,便是当前和未来几天内追踪热浪和低温事件信号的关键。

5.1 区域热浪事件前期信号

从图 3b 对流层至平流层大气变量(温度和高度)的物理分解,发现 850 hPa 上的天气尺度温度扰动正值和 250 hPa 上的天气尺度高度扰动正值能够指示此次地面上的热浪事件。图 6 给出了亚洲—西太平洋地区 250 hPa 高度扰动和 850 hPa 温度扰动随时间的变化。2005 年 6 月 10 日(图 6a)黑海附近首先出现了 250 hPa 高度扰动正值中心和 850 hPa 温度扰动正值中心。6 月 13 日(图 6b),扰动信号加强,东移至哈萨克斯坦上空。6 月 16 日(图 6c), $+120\text{ gpm}$ 的高度扰动中心和 $+8^{\circ}\text{C}$ 的温度扰动中心东移到巴尔喀什湖。6 月 19 日(图 6d),扰动信号进入我国,到达新疆,强度有所减弱。6 月 21 日(图 6e),扰动信号东移到内蒙古附近,中心就在华北热浪区的上空略偏北的位置。6 月 23 日(图 6f),两个扰动中心的位置稳定少变,高度扰动中心发展到

+120 gpm,温度扰动中心值达到+10℃,此日华北热浪事件达到最强。图 6 的分析显示出,在区域热

浪事件发生的 7 d 前,大气中就已经出现了扰动信号。

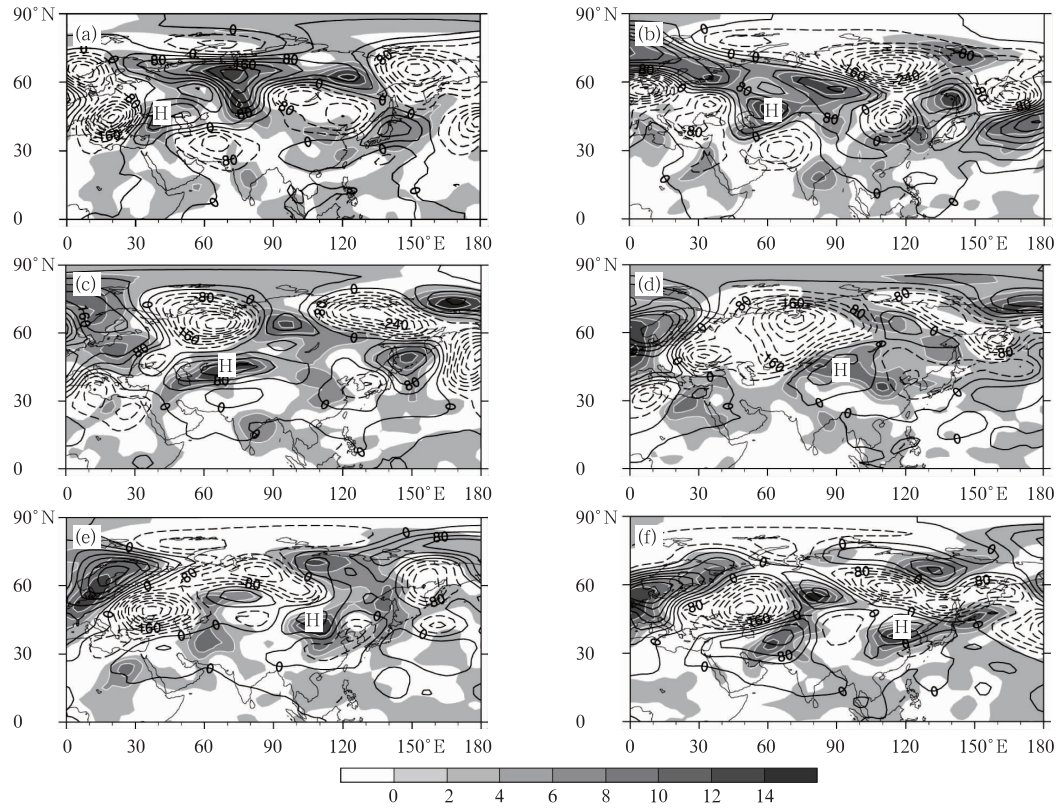


图 6 2005 年 6 月 23 日的华北区域热浪事件发生前期和同期逐日 250 hPa 高度扰动
(实线正值,虚线负值,单位:gpm)和 850 hPa 正温度扰动(阴影区,单位:℃)
(a) 6 月 10 日, (b) 6 月 13 日, (c) 6 月 16 日, (d) 6 月 19 日, (e) 6 月 21 日, (f) 6 月 23 日
(H 指示高度扰动和温度扰动正值中心所在的位置)

Fig. 6 The horizontal distributions of temperature anomalies (shaded area, unit: ℃)
at 850 hPa and height anomalies (unit: gpm) at 250 hPa, on (a) 10 June, (b) 13 June,
(c) 16 June, (d) 19 June, (e) 21 June, and (f) 23 June 2005

(The solid line and dashed line respectively indicate the positive and negative height anomalies,
the symbol H indicates the anomalous centers)

5.2 区域低温事件前期信号

冬半年,中国受北方冷空气影响,常常出现区域性低温天气过程,易形成冷害事件。由于冷空气不是在中国当地形成的,几乎所有低温过程的冷空气都可以找到源地。首先需要确定大气变量(高度和温度)在哪个高度层次上可以指示地面的低温异常。由图 4b 中扰动变量的空间分析可知,与地面低温匹配的高度扰动信号在 300 hPa 最强,温度扰动信号最强出现在 850 hPa 附近。追踪这两个扰动信号能够提前预示中国区域持续性低温事件的出现。

图 7 给出了 2005 年 11 月 20 日至 12 月 4 日 850 hPa 低温扰动和 300 hPa 高度扰动移动的过程。11 月 20 日(图 7a),低温扰动和高度扰动配合的扰动中心首先出现在黑海附近,然后沿着 40°~60°N 向东移动。11 月 23 日(图 7b),850 hPa 的低温中心与 300 hPa 高度低值中心对应位于 60°E 附近。11 月 26 日(图 7c),温度扰动负值中心和高度扰动负值中心移动到了 90°E 附近。11 月 30 日(图 7d),扰动中心继续东移至 100°E。12 月 2 日(图 7e),扰动信号中心加强,稳定少动。12 月 4 日(图 7f),扰动中心移动到华北上空,高度扰动中心发展到

-240 gpm,温度扰动中心值达到-12℃,形成该地区的地面持续性低温。图 7 的分析显示,在区域

低温事件发生的 13 d 前,大气中就已经出现了扰动信号。

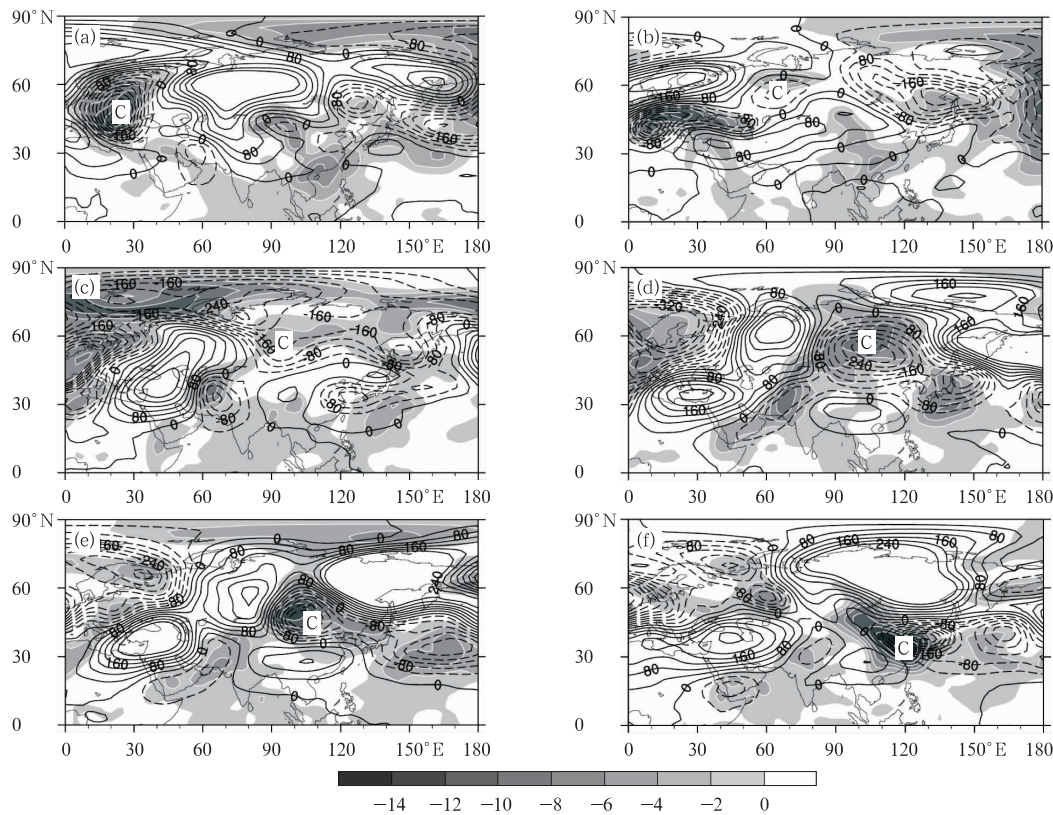


图 7 2005 年 12 月 4 日华北区域低温事件发生前期和同期逐日 300 hPa 高度扰动(实线正值,虚线负值,单位:gpm)和 850 hPa 负温度扰动(阴影区,单位:℃)
(a) 11 月 20 日, (b) 11 月 23 日, (c) 11 月 26 日, (d) 11 月 30 日, (e) 12 月 2 日, (f) 12 月 4 日
(C 指示高度扰动和温度扰动负值中心所在的位置)

Fig. 7 The horizontal distributions of temperature anomalies (shaded area, unit: ℃) at 850 hPa and height anomalies (unit: gpm) at 300 hPa, on (a) 20 November, (b) 23 November, (c) 26 November, (d) 30 November, (e) 2 December, and (f) 4 December 2005
(The solid line and dashed line respectively indicate the positive and negative height anomalies, the symbol C indicates the negative anomalous centers)

此外,图 6 和图 7 中也显示出,在热浪信号传播的同时也存在相邻地区低温信号的传播,而低温信号传播的同时也存在相邻地区高温信号的传播。这些信号所到之处形成了地面的高温和低温异常天气。

6 结论和讨论

在区域持续性热浪事件和低温事件的定义下,本文以 2005 年发生在华北地区的热浪和低温事件为例,分析了地面极端气温事件对应的同期和前期大气扰动信号。

常规或传统天气图上的大气变量包含了多时空尺度的物理分量。大气变量的 4 个分量的物理分解中,纬圈平均的气候态分量和非对称气候态分量分别由太阳辐射和海陆分布等的热力调节的季节变化引起,反映的是逐日气候态。气候态可以用多年观测资料进行统计估算。第三分量是年际和季节内的热带海洋或极地热力强迫引起的纬带平均扰动部分,可形成大气变量的行星尺度指数循环。第四分量是一些复杂的局地热力和动力形成的天气尺度瞬变扰动。

区域热浪事件发生时,热浪区对应的对流层上部(250 hPa)会出现正的高度扰动中心,并延伸到对

流层的低层。区域热浪事件发生时,热浪区对应的对流层中下部(850 hPa)会出现正距平的温度扰动中心,并延伸到地面,而在对流层的上部为负的温度扰动。地面区域热浪事件是对流层和平流层大气扰动在地面的表现。对流层和平流层中的大气扰动场满足斜压的内在温压场结构。追踪大气中的高度扰动和温度扰动信号可以提前 7 d 指示这次区域热浪事件的发生。

区域低温事件发生时,低温区对应的对流层上部(300 hPa)会出现负的高度扰动中心,并延伸到对流层的低层。区域低温事件发生时,热浪区对应的对流层中下部(850 hPa)会出现负距平的温度扰动中心,并延伸到地面,而在对流层的上部为正的扰动。地面区域低温事件是对流层和平流层大气扰动在地面的表现。追踪大气中的高度扰动和温度扰动信号可以提前 13 d 指示这次区域低温事件的发生。

地面上相邻地区会同时出现相反的高温事件和低温事件。瞬变扰动天气图中的大气变量也显示出,扰动变量显示的扰动中心可同时出现在相邻地区。相邻地面的高温事件和低温事件正是大气中这些传播型扰动在地面上的表现。于是,为了做中期—延伸期热浪事件和低温事件的预报,北半球范围,或欧亚—西北太平洋范围的瞬变扰动天气图便成为一种可用的工具(钱维宏,2012c)。中期数值天气预报的模式产品也可以用物理分解的方法得到扰动分量,绘制瞬变扰动的模式产品预报图。

参考文献

丁婷, 钱维宏. 2012. 中国热浪前期信号及其模式预报. 地球物理学报, 55(5):1472-1486.

黄卓, 陈辉, 田华. 2011. 高温热浪指标研究. 气象, 37(3):345-351.

马柱国, 符淙斌, 任小波, 等. 2003. 中国北方年极端温度的变化趋势与区域增暖的联系. 地理学报, 58(S1):11-20.

钱维宏. 2011a. 基于大气变量物理分解的低温雨雪冰冻天气的中期预报系统和方法. 中华人民共和国国家知识产权局, 申请号:201110061438. 7.

钱维宏. 2011b. 气候变化与中国极端气候事件图集. 北京:气象出版社, 259pp.

钱维宏. 2012a. 天气尺度瞬变扰动的物理分解原理. 地球物理学报, 55(5): 1439-1448.

钱维宏. 2012b. 瞬变扰动天气图和低频扰动天气图制作方法及其在天气预报中的应用. 中华人民共和国国家知识产权局, 申请号:201210134358. 4.

钱维宏. 2012c. 中期-延伸期天气预报原理. 北京:科学出版社, 410pp.

钱维宏, 梁浩原. 2012. 行星尺度纬圈平均风扰动的传播与南北极涛动. 科学通报, 57(15): 1326-1333.

钱维宏, 江漫, 单晓龙. 2013. 大气变量物理分解原理及其在区域暴雨分析中的应用. 气象, 39(5): 537-542.

曲晓波, 矫梅燕. 2008. 2008 年初中国南方持续性低温雨雪冰冻灾害天气分析. 北京:气象出版社, 110pp.

王亚伟, 翟盘茂, 田华. 2006. 近 40 年南方高温变化特征与 2003 年的高温事件. 气象, 32(10): 27-33.

杨贵名, 孔期, 毛冬艳, 等. 2008. 2008 年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析. 气象学报, 66(5): 836-849.

张宗婕, 钱维宏. 2012. 中国冬半年区域持续性低温事件的前期信号. 大气科学, 36(6): 1269-1279.

Ding T, Qian W H. 2011. Geographical patterns and temporal variations of regional dry-wet heatwave events in China during 1960—2008. Adv Atmos Sci, 28(2): 322-337.

Jones P D, Horton E B, Folland C K, et al. 1999. The use of indices to identify changes in climatic extremes. Climatic Change, 42: 131-149.

Kistler R, Kalnay E, Collins W, et al. 2001. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. Bull Amer Meteor Soc, 82(2): 247-267.

Li Z, Yan Z W. 2009. Homogenized daily mean/maximum/minimum temperature series for China from 1960-2008. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2(4): 237-243.

Peixoto J P, Oort A H. 1992. Physics of Climate. Springer, 520pp.

Szentimrey T. 1999. Multiple analysis of series for homogenization (MASH). Proceedings of the Second Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data. WCDMP-41. Budapest Hungary: 27-46.

Yan Z W, Jones P D, Davis T D, et al. 2002. Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations. Climatic Change, 53: 355-392.

Zhang Z J, Qian W H. 2011. Identifying regional prolonged low temperature events in China. Adv Atmos Sci, 28(2):338-351.