

中国月极端高温对大气涛动的响应^{*}

万仕全^{1)2)†} 顾承华²⁾ 康健鹏²⁾ 邹建新²⁾ 胡玉玲²⁾ 徐莎莎²⁾

1) (兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

2) (扬州市气象局, 扬州 225009)

(2009 年 2 月 4 日收到 2009 年 5 月 4 日收到修改稿)

利用广义帕雷托分布(GPD)模型研究了中国 1960—2007 年 740 站月极端高温(monthly extreme high-temperature, MEHT)对大气涛动响应的分布特征. 通过构建空间 GPD 模型, 分别将北大西洋涛动(NAO)和南方涛动(SO)作为强迫因子引入模型, 考察了 9 种情景下 MEHT 响应的区域规律. 结果表明 NAO 和 SO 对 MEHT 分布有潜在强迫作用, MEHT 产生响应的空间分布主要集中在东北、青藏高原东部及长江、黄河流域和华南部分地区. 具体表现为: 1) MEHT 明显依赖于 NAO 的敏感区为东北, 其次为青藏高原东部; 对 SO 有明显响应的中心区域集中在青藏高原东部、长江流和黄河流域. 2) NAO 与 SO 对 MEHT 的非线性叠加强迫不明显, 各自的影响以单独传播为主, 即两者同时作为强迫源时, MEHT 受强迫的范围未出现明显减弱或增强. 其原因可能与 SO 和 NAO 的时空分布差异有关.

关键词: 月极端高温, 广义帕雷托分布, 大气涛动, 遥响应

PACC: 9260X

1. 引言

自 20 世纪 80 年代以来, 气候变暖使全球极端天气气候事件不断增多, 东亚地区也呈现加剧趋势. 就气温而言, 20 世纪 50 年代至上世纪末中国出现了 7 个异常暖冬, 4 个异常冷冬^[1]. 极端天气气候虽是小概率事件, 但它对人类环境和社会经济的影响很大. 换句话说, 气候变化带来的影响不是取决于平均值的变化, 而是取决于偏离正常变化范围的极端天气气候过程. 随着全球变暖的深入影响和极端气候事件的不断加剧, 与此相关的科学问题也日益受到广泛关注^[2-7], 如何对极端事件的时空分布进行预测评估已成为当前的研究热点, 也是难点. 要回答上述科学问题, 人们首先必须对产生极端气候事件的物理机理有充分的认识, 尤其是要深入认识大气环流特别是大气涛动对极端气候的潜在作用机理. 作为气候模态的大气涛动系统历来是研究气候变化的关键内容, 它们在极端天气气候事件的发生发展中扮演着重要角色, 如 Hurrell 和 van Loon 等^[8,9]指出北大西洋海表温度变冷及欧亚大陆变暖, 均可由北大西洋涛动(NAO)的变化来解释. 北半球高纬地区

年平均气温的年际变率近三分之一的贡献是由 NAO 的变化产生. Wallace 等^[10, 11]认为 20 世纪 90 年代全球增暖几乎都可归咎于厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)和 NAO 的年代际变化分量, 它们为发生月尺度极端温度事件提供了有利条件. 如通过上层遥相关型使全球许多地区包括中国的气候发生异常, 并产生高温热浪、低温冷冻、极端干旱及异常洪涝等极端事件^[12-17]. 除 SO 和 NAO 外, 其他大气涛动系统也扮演着重要角色, 并能引起某些特定区域的气候变化, 如南半球中高纬地区的气温变化与南极涛动(SVO)有密切关系^[18]. 总之, 大气涛动影响极端气候的渠道是多层次的, 既有全局强迫行为, 也能对特殊区域产生特定作用. 为深入分析大气涛动对极端天气气候的主导机理, 有必要从极值理论的角度加以深入研究.

2. 资料和方法

2.1. 资料

分析数据是中国气象局气象信息中心提供的 740 站逐日地面观测资料, 数据长度为 48 年(1960—

^{*} 国家科技支撑计划(批准号 2007BAC29B01)和国家自然科学基金(批准号 40930952 和 40905034)资助的课题.

[†] E-mail: wan_sq@163.com

2007),其中经过质量控制且数据完整的站点有 653 个,基本覆盖了全中国范围.在此基础上计算 1—12 月的月平均温度距平,并内插得到 $1^\circ \times 1^\circ$ 的格点向量场数据.大气涛动指数采用 UCAR 气候预测中心提供的南方涛动指数(网址 <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soi.html>)和北大西洋涛动指数(网址 <http://web.lasg.ac.cn/staff/ljp/dataset.html>).

2.2. 方法介绍

GPD 是重要的极值模型之一,通用表达式为

$$G(x; \mu, \sigma, \xi) = 1 - \left(1 + \xi \frac{x - \mu}{\sigma}\right)^{-1/\xi}, \quad (1)$$

$$x \geq \mu, 1 + \xi(x - \mu)/\sigma > 0,$$

其中 μ, σ, ξ 分别为位置参数、尺度参数和形状参数.当 $\mu = 0$ 时称为标准 GPD 模型.模型的参数估计有多种方法,如矩估计、Bayes 估计以及极大似然估计(maximum likelihood estimation, MLE)等,但有些方法只适用于特定的情形.通用性较好的是 MLE,它是已有方法中唯一可以够适应模型变化的方法,能满足不同极值模型参数估计的需求.另外,MLE 还可以把各种有用的极值信息综合到模型的统计推断中去,且具有优良的大样本性质,能给出估计方法的不确定性度量.对于任意模型,MLE 的似然函数可写为

$$L(\theta) = \prod_{i=1}^m f(x_i; \theta), \quad (2)$$

$f(x_i; \theta)$ 为概率密度函数, x_i 为独立(但不一定是同分布)样本, θ 为模型参数.为方便计算,常采用其对数形式,即

$$l(\theta) = \log L(\theta) = \sum_{i=1}^m \log f(x_i; \theta), \quad (3)$$

将标准 GPD 的密度函数代入(3)式得到相应的对数似然函数为

$$l(\sigma, \xi) = m \log \xi - m \log \sigma - \left(\frac{1}{\xi} + 1\right) \sum_{i=1}^m \log \left(1 + \frac{\xi}{\sigma} x_i\right), \quad (4)$$

其中 $x_i \in [0, \infty)$, $\xi > 0$ 或 $x_i \in [0, -\sigma/\xi)$, $\xi < 0$. 估计值 $\hat{\sigma}, \hat{\xi}$ 没有解析表达式,要用数值方法求解.

GPD 能模拟观测序列中大部分极值信息,前提是要事先设定合适的阈值^[19],这是进行 GPD 模拟的重要过程^[20],换句话说,就是要使得在资料长度不大的情况下,保持极值足够大和极值样本足够多之间的合理平衡.若阈值太大,将只有少数几个数据可用,估计量的方差就偏高,阈值太小则不能满足

GPD 的条件,估计量成为有偏估计.由于观测序列的变异如长期趋势、季节变化等周期效应可能会对模型的模拟能力产生潜在的不利影响,方法是采用动态阈值克服这些不利因素,以保证阈值选取的合理性.动态阈值定义为^[21]

$$u_{y,m} = L_{y,m} + S_m + \varepsilon, \quad (5)$$

$L_{y,m}$ 为长期趋势分量,下标 y, m 分别表示年、月, S_m 为周期变化量, ε 为某个百分位以上变量的线性增量,对月气温取 75% 的分位数较好^[22].设阈值超出量为 $Z = T_{y,m} - u_{y,m}$,其中 $T_{y,m} > u_{y,m}$ 为月平均温度,则有

$$H(\alpha, \xi) = 1 - \left(1 + \frac{\xi Z}{\sigma}\right)^{-1/\xi}, \quad (6)$$

其中 $Z > 0, 1 + \xi Z/\sigma > 0, \sigma_r > 0$ 为尺度参数, ξ 为形状参数.由于研究对象具有空间分布特征,极值模型有必要考虑空间关联性.设 σ_r 和 ξ_r 分别为 GPD 模型在格点 r 上的尺度参数和形状参数,若对邻近格点 s 和邻域 $N(s)$ 感兴趣,有

$$\left. \begin{aligned} \log \sigma_r &= \sigma_{0r} + \sigma_{1r} x \\ \xi_r &= \xi_{0r} \end{aligned} \right\}, \quad r \in N(s), \quad (7)$$

其中 x 是协变量, σ_{1r} 为协变量系数.为确保尺度参数为正值而采用对数形式 $\log \sigma_r$,并将尺度参数设为双线性函数,实现空间平滑作用:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_{0r} &= \sigma_{0s} + \theta_{\sigma 0}(\lambda_r - \lambda_s) + \phi_{\sigma 0}(\delta_r - \delta_s), \\ \sigma_{1r} &= \sigma_{1s} + \theta_{\sigma 1}(\lambda_r - \lambda_s) + \phi_{\sigma 1}(\delta_r - \delta_s), \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

其中 λ_r, δ_r 分别代表格点 r 的纬度和经度, λ_s, δ_s 代表格点 s 的纬度和经度,此时尺度参数中的 σ_{0r}, σ_{1r} 这两个量均与空间变量 $N(s)$ 关联.形状参数 ξ_{0r} 采用直接的空间平滑过程,即令 $\xi_{0r} = \xi_{0s}, r \in N(s)$.

3. 月极端高温(MEHT)分布对大气涛动的依赖性

人们通常用海平面气压场来揭示低层大气环流的状态,而反映全球海平面气压场变化最突出特征的是大气涛动.除了 SO, NAO 外,还有 AO(北极涛动)、NPO(北太平洋涛动)和 SVO(南极涛动)等大气涛动系统,它们控制范围大体覆盖了全球,能解释夏季全球低层大气环流方差的 38.6% 和冬季的 45.9%^[23],且有显著的区域性.本文主要讨论 NAO 和 SO 对 MEHT 分布的影响.

3.1. NAO 强迫与 MEHT 分布

大西洋涛动是北半球大气中的一个显著的、南

北向翘翘板式的低频振荡.在北半球中纬度地区,影响气温变率的大尺度主导模是 NAO-AO^[24]. Hurrell 和 van Loon^[25] 指出冬季 NAO 指数和北美、欧洲和亚洲冬季温度之间存在明显的关系,类似的关系也存在于地表气温和 AO 之间^[26]. NAO-AO 的频率或强度变化扮演着重要角色,不但会明显影响到平均气温,而且也会通过平均温度或变率变化影响极端事件^[24]. Yyou 和 Nogaj^[27] 曾考察了典型大气环流状态与欧洲极端事件的关系,表明 NAO 的正位相与南欧洲干旱条件有关,而这种条件是产生高温热浪的有利基础,同时 NAO 的负位相相对西欧和北美中西部的冷事件也有影响. Cassou 等^[28] 在研究欧洲热浪尤其是 2003 年典型热浪时,发现不仅阻塞高压或 NAO 的正位相是产生热浪的有利条件,而且也可能存在一个典型的大西洋条件,即热带辐合带(ITCZ)向北迁移或增强也会对欧洲热浪有贡献. 这些研究不但反映了大气涛动对极端气候的潜在影响,而且它们可能在月尺度的极端高温过程也扮演着重要角色. 不过上述研究并没有涉及亚洲尤其是中国地区的类似分析,而且从研究手段看,这些工作主要依靠相关分析为主,并未从极值分布过程与大气涛动的关系角度加以讨论. 通过极值模型可以更直接地模拟温度极值或异常值分布在气候因子强迫下的特征,针对性更强,物理意义更直观. (7) 式中的 x 项即表示外强迫作用,判断其是否有贡献,可选择参照模型进行似然比检验即 LRT(有关含义参见文献[22]),一般以 $x = 0$ 时的平稳模型(GPD₀)为参照模型:

$$GPD_0 : \left\{ \begin{aligned} \log \sigma_r &= \sigma_{0r} \\ \xi_r &= \xi_{0r} \end{aligned} \right\}, \quad r \in N(s), \quad (9)$$

将 NAO 指数作为强迫项加入模型参数中,有三种情形(GPD₁-GPD₃):

$$GPD_1 : \left\{ \begin{aligned} \log \sigma_r &= \sigma_{0r} + \sigma_{1r} NAOI(t) \\ \xi_r &= \xi_{0r} \end{aligned} \right\}, \quad r \in N(s), \quad (10)$$

$$GPD_2 : \left\{ \begin{aligned} \log \sigma_r &= \sigma_{0r} \\ \xi_r &= \xi_{0r} + \xi_{1r} NAOI(t) \end{aligned} \right\}, \quad r \in N(s), \quad (11)$$

$$GPD_3 : \left\{ \begin{aligned} \log \sigma_r &= \sigma_{0r} + \sigma_{1r} NAOI(t) \\ \xi_r &= \xi_{0r} + \xi_{1r} NAOI(t) \end{aligned} \right\}, \quad r \in N(s), \quad (12)$$

其中在 GPD₁ 的尺度参数加入了 NAO 效应,即尺度参数是时间的函数,随 NAO 变化作动态调整,通过这一关系可以考察 EMHT 对 NAO 的依赖性. 类似地,在 GPD₂ 的形状参数中引入 NAO 强迫,在 GPD₃ 中使两个参数均有 NAO 强迫效应. 图 1 给出了 GPD₁-GPD₃ 的 LRT 检验结果,可见中国东北北部

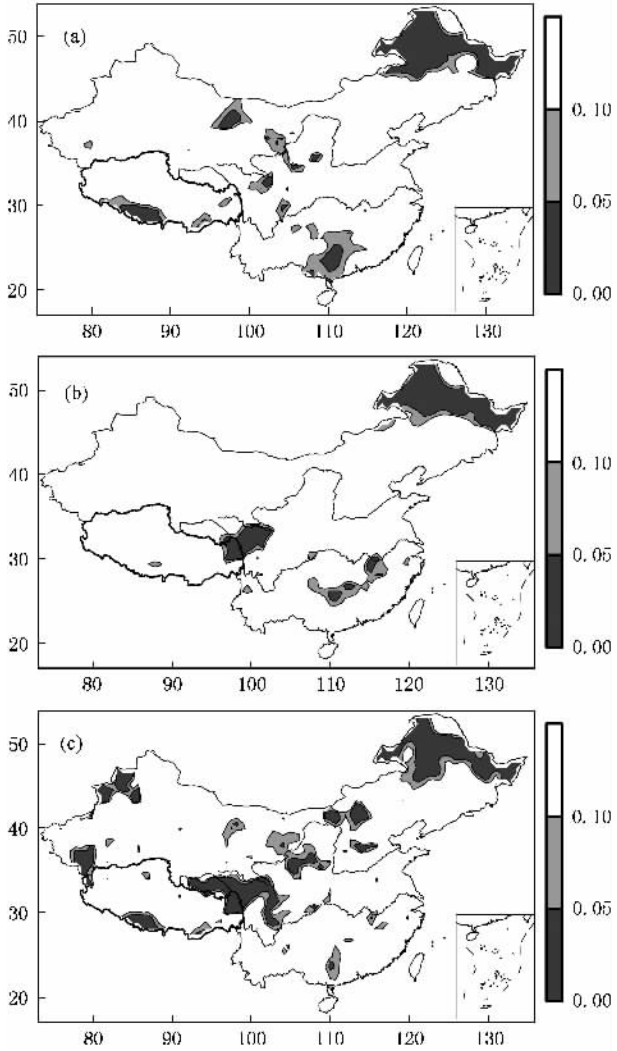


图 1 在 NAO 强迫下相对于 GPD₀ 的 LRT 检验值 p (a) GPD₁; (b) GPD₂; (c) GPD₃

的 MEHT 明显依赖于 NAO. 根据 GPD 模型参数的物理意义,尺度参数描述极值的变率特征,即频率和强度变化特征,而形状参数描述极值分布的极限特征即高分位数的分布特征,据此可知 NAO 对东北北部 MEHT 的变率和高分位数特征的变化均有贡献(图 1 (a),(b)). 在华南南部和西藏高原,MEHT 的变率对 NAO 也有一些响应分布(图 1(a)),在川西北部以及华南以北部分区域,MEHT 分布的高分位数也对 NAO 有响应(图 1(b)).

GPD₁ 和 GPD₂ 情形分别模拟了 MEHT 两个分布参数对 NAO 的响应,还无法全面反映 MEHT 的综合依赖性. GPD₃ 模拟了 NAO 这种全局作用(图 1(c)),可见受 NAO 综合作用的 MEHT 在空间分布上主要集中在青藏高原至东北方向一个非连续的带状区

域,即位于中国气候干、湿区的过渡带.受强迫的 MEHT 有两个主要分布中心,即青藏高原东部和东北地区.西北地区的 MEHT 对 NAO 的响应不太明显.

3.2. SO 强迫与 MEHT 分布

海洋和大气的大尺度循环及其相互作用在气候系统中扮演着重要角色,最复杂的循环是具有 2—7 年周期的 ENSO 现象,其大部分影响主要在热带太平洋地区.然而,远离该地区的气候也受到 ENSO 的影响,许多地区的极端事件与 ENSO 的异常位相有关系.研究表明,ENSO 在中纬度产生遥相关效应的概率很大,如在北半球冬季,ENSO 是影响中纬度环流型的重要因子^[29, 30].有研究发现 1982—1983 年的强 ENSO 事件与极端天气气候事件之间的相互作用很明显,在此期间,不但热带地区经历着破记录降水事件,而且热带外地区也频繁发生极端异常事件,如加拿大南部和美国北部以及欧亚大部分地区的热浪均与 SO 强迫有关^[31].Gershunov 和 Barnett^[29] 针对美国地区模拟了 ENSO 信号与极端气温、极端降水的关系,发现在厄尔尼诺期间,酷热日数在中西部增加 20%—40%,其他大部分地区是减少的.在反厄尔尼诺期间,出现酷热日数的频率不会像在厄尔尼诺期间一样完全逆转过来,当冬季发生厄尔尼诺时极端冷事件在美国大多地区是减少的;当冬季发生反厄尔尼诺时,相对于暖事件,冷事件的特征完全相反.总之,无论 ENSO 处于哪个位相,极端高温均比极端低温更易受到影响.中国位于副热带至中纬度带,受 ENSO 的影响是必然的.利用空间 GPD 模型考察各区域 MEHT 受 SO 的强迫特征,可类似地设定三种情形(GPD₄—GPD₆):

$$\text{GPD}_4: \begin{cases} \log \sigma_r = \sigma_{0r} + \sigma_{1r} \text{SOI}(t) \\ \xi_r = \xi_{0r} \end{cases}, r \in N(s), \quad (13)$$

$$\text{GPD}_5: \begin{cases} \log \sigma_r = \sigma_{0r} \\ \xi_r = \xi_{0r} + \xi_{1r} \text{SOI}(t) \end{cases}, r \in N(s), \quad (14)$$

$$\text{GPD}_6: \begin{cases} \log \sigma_r = \sigma_{0r} + \sigma_{1r} \text{SOI}(t) \\ \xi_r = \xi_{0r} + \xi_{1r} \text{SOI}(t) \end{cases}, r \in N(s). \quad (15)$$

仍然以 GPD₀ 为参照模型作 LRT 检验,对应的 χ_k^2 分布自由度分别为 $k=1, 1, 2$, 图 2 是 LRT 检验结果.可见,SO 的强迫特征与 NAO 不完全相同,虽然集中在青藏高原以东同纬度带,即沿长江和沿黄河流域,但 MEHT 的变率对 SO 依赖的空间范围相对较小,响应区域不太集中,分散在四川盆地东部、华南

沿海、西北及东北部分区域(图 2(a));而 MEHT 的高分位部分受 SO 的影响比较突出,依赖区域主要集中在高原东部—四川盆地以东—江淮流域上游这一带(图 2(b)).当尺度参数和形状参数均施加 SO 强迫时,MEHT 对 SO 的依赖区域在东北地区明显减小,在黄河流域和长江流域有所增大(图 2(c)),表明 MEHT 的高分位部分对 SO 的依赖主要是在青藏高原以东的我国中纬度地区,且变率对 SO 的依赖性比其高分位更弱.在西北地区,MEHT 对 SO 的强迫虽有小范围的响应区域,但总体特征不明显.

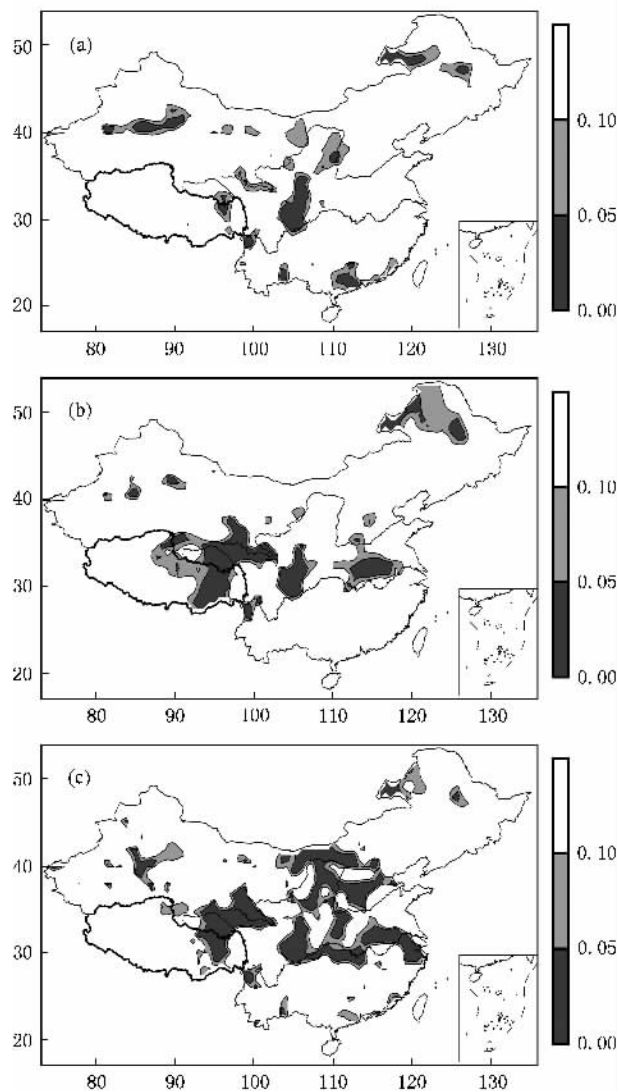


图 2 在 SO 强迫下相对于 GPD₀ 的 LRT 检验值 p (a) GPD₄; (b) GPD₅; (c) GPD₆

3.3. NAO 和 SO 的全局强迫与 MEHT 分布

考察气候因子对气候要素的影响时通常采用相

关分析进行判断,但处理空间场的能力明显不足,通常只能分析空间点与单个影响因子的可能关系,不能充分考虑极端气候的区域过程,也难以同时分析多个因子强迫作用. GPD 模型的优点在于不但能模拟单个因子的作用,而且也能模拟多个因子对极值分布的联合影响,还能兼顾描述空间极值过程,拓展了分析的深度. 由于不同类型的大气涛动系统所处的时空尺度不一致,它们对区域气候传播的作用也不一样,就 SO 和 NAO 而言,其发生发展机理和特定地理环境决定了它们影响气候的区域性和季节性. 因此,有必要考察 MEHT 在不同大气涛动系统联合作用下的全局行为,从更广泛的角度把握极端区域气候过程发生发展的物理机理. 同时将 SO 和 NAO 作为强迫项引入模型中,考虑三种情形 (GPD₇—

GPD₉)

GPD₇ :

$$\left\{ \begin{aligned} \log \sigma_r &= \sigma_{0r} + \sigma_{1r} \text{NAOI}(t) + \sigma_{2r} \text{SOI}(t) \\ \xi_r &= \xi_{0r} \end{aligned} \right\}, r \in N(s),$$

(16)

GPD₈ :

$$\left\{ \begin{aligned} \log \sigma_r &= \sigma_{0r} \\ \xi_r &= \xi_{0r} + \xi_{1r} \text{NAOI}(t) + \xi_{2r} \text{SOI}(t) \end{aligned} \right\}, r \in N(s),$$

(17)

GPD₉ :

$$\left\{ \begin{aligned} \log \sigma_r &= \sigma_{0r} \sigma_{1r} \text{NAOI}(t) + \sigma_{2r} \text{SOI}(t) \\ \xi_r &= \xi_{0r} + \xi_{1r} \text{NAOI}(t) + \xi_{2r} \text{SOI}(t) \end{aligned} \right\}, r \in N(s),$$

(18)

其中,GPD₇ 固定了形状参数,尺度参数增加 NAO 和 SO 后变为三元线性函数;GPD₈ 相反,固定了尺度参数,形状参数为三元线性函数;GPD₉ 则在尺度参数和形状参数项中均设置 NAO 和 SO 强迫,均为三元线性函数,图 3 给出了 LRT 检验结果. 与图 1 和图 2 相比,在空间分布上,GPD₇—GPD₉ 的尺度参数和形状参数受 NAO 和 SO 的强迫的特征(图 3(a),(b),(c)) 总体表现为前两者的组合,即都是分别在 GPD₁—GPD₃ 情形下(图 1(a),(b),(c))和在 GPD₄—GPD₆ 情形下(图 2(a),(b),(c))的空间互补. NAO 和 SO 均解释了它们各自对不同区域 MEHT 的强迫作用,即 NAO 主要影响东北地区的 MEHT,SO 主要强迫高原东部中纬度地区的 MEHT,两者强迫的区域分布特征均在 GPD₉ 中得到体现. 在单因子强迫情形下,影响尺度参数的因子以 NAO 为主(图 2(a)),影响形状参数的因子以 SO 为主(图 2(b)). 这种差别可能是由两者所处时空尺度不同所致. 另外,

在全局强迫情形下,两个大气涛动系统之间所产生的非线性叠加效应只在西北地区略有体现(图 2(c)),其他地区不明显.

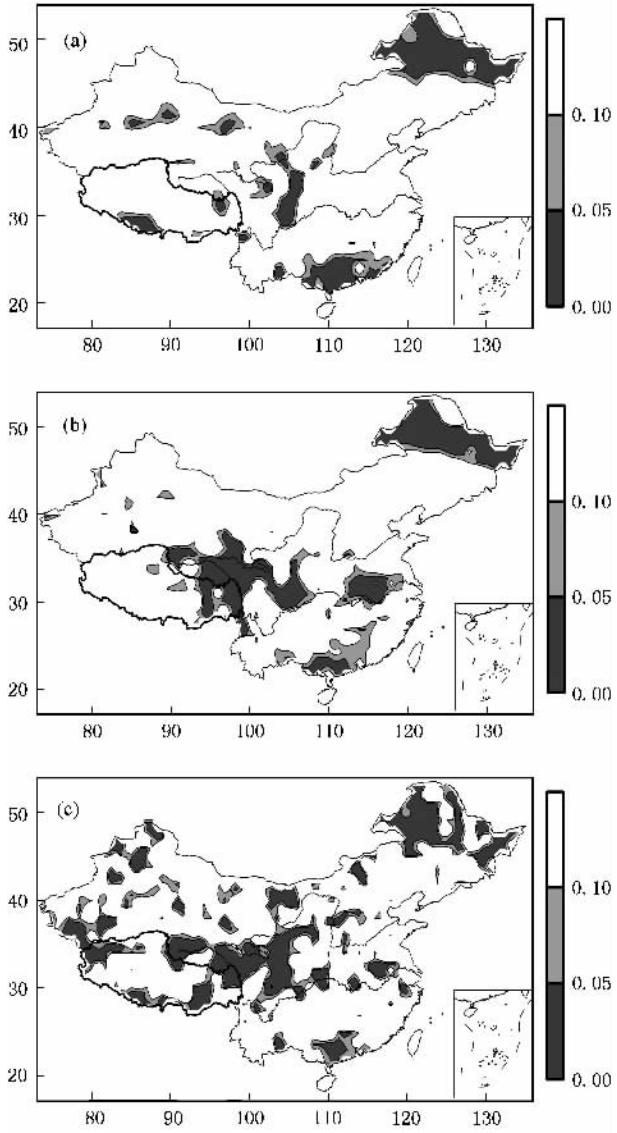


图 3 在 NAO + SO 强迫下相对于 GPD₀ 的 LRT 检验值 p (a) GPD₇; (b) GPD₈; (c) GPD₉

4. 结论与讨论

空间 GPD 模型考虑了极值分布的区域关联性,充分利用了每个空间点的极值信息,对极值分布的整体行为有了系统的把握,为分析大气涛动影响极端事件的机理奠定了数学基础. 另外,模型采用动态阈值也克服了季节效应和资料长期变异的不利效应,避免了数据非平稳性所带来的样本偏差问题,提高了模型的综合模拟能力. 计算结果表明,MEHT 分

布的频率、强度以及极限特征对不同大气涛动的依赖在空间分布上是有差异的,其中 NAO 的主要作用区域集中在东北,SO 主要集中在长江流域;NAO 和 SO 存在共同强迫作用的区域位于青藏高原东部一带,其他区域的 MEHT 对 NAO/SO 并无明显响应特征,这种现象意味着两个大气涛系统动对 METH 的强迫作用有很强的区域选择性.具体表现为 MEHT 对 SO 强迫最敏感的地区是青藏高原东部至长江流域,其分布的高分位部分比较敏感.在东北,MEHT 分布的变率和高分位部分对 NAO 均比较敏感,青藏高原东部次之.NAO 和 SO 联合强迫特征是两者的非线性叠加作用在西北地区有一定程度加强,其他区域不明显,它们的主导作用以独立方式实现为主,即两者同时作为强迫因子时,受强迫的 MEHT 在原有空间区域上并未明显增加或减少,这可能与

NAO/SO 的时、空分布上不一致性有关.

与大气涛动作为强迫不同,将全球变暖直接作为强迫因子模拟 MEHT 分布,其响应敏感的主体区域集中在青藏高原—华北—东北南部一带,MEHT 分布的变率和高分位部分均有明显被强迫现象^[22].本文中,MEHT 受大气涛动作用的主题区域是青藏高原东部、长江—黄河流域、华南及东北北部等,响应区所体现的系统性不强,敏感中心较分散.可见,全球变暖和大气涛动作为强迫源对 MEHT 的作用在空间上既有差异,也有一致的地方.事实上全球变暖是全方位的,大气涛动系统自身也难以远离全球变暖的影响^[32],其演变规律也会受平均气温上升的作用而发生改变或出现异常.因此,气候变暖直接主导了 MEHT 的区域分布,同时也通过大气涛动的途径主导其他更多区域的极端天气气候事件.

- [1] Gong D Y, Wang S W 1999 *Journal of Catastrophology* **14** 63 (in Chinese) [龚道溢、王绍武 1999 灾害学 **14** 63]
- [2] Feng G L, Hu J G, Zhang D Q 2008 *Chin. Phys. B* **17** 736
- [3] Hou W, Yang P, Feng G L 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 3932 (in Chinese) [侯 威、杨 萍、封国林 2008 物理学报 **57** 3932]
- [4] Yang P, Hou W, Feng G L 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 5333 (in Chinese) [杨 萍、侯 威、封国林 2008 物理学报 **57** 5333]
- [5] Zhang D Q, Qian Z H 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 4634 (in Chinese) [章大全、钱忠华 2008 物理学报 **57** 4634]
- [6] Xiong K G, Yang J, Wan S Q, Hu J G, Feng G L 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 2843 (in Chinese) [熊开国、杨 杰、万仕全、胡经国、封国林 2009 物理学报 **58** 2843]
- [7] Feng G L, Hou W, Yang P 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 3932 (in Chinese) [封国林、侯 威、杨 萍 2008 物理学报 **57** 3932]
- [8] Houghton J T 1996 *Climate Change 1995 The Science of Climate Change* (London: Cambridge University Press) 184
- [9] Hurrell J W, Van Loon H 1995 *Decadal changes in the circulation of the Northern Hemisphere: relation to surface temperature. Proceedings of the 20th annual climate diagnostics workshop* (Washington, U.S.A.: Seattle) 292
- [10] Wallace J M, Zhang Y, Renwick J A 1995 *Science* **270** 780
- [11] Wallace J M, Zhang Y, Bajuk L 1996 *Journal of Climate* **9** 249
- [12] Bell G D, Halpert M S 1998 *Bulletin of the American Meteorological Society* **79** 1014
- [13] Li C Y, Li G L 2000 *Advances in Atmospheric Sciences* **17** 555
- [14] Kiladis G N, Diaz H F 1989 *Journal of Climate* **2** 1069
- [15] Ropelewski C F, Halpert M S 1987 *Monthly Weather Review* **115** 1606
- [16] Ropelewski C F, Halpert M S 1989 *Journal of Climate* **2** 268
- [17] Glantz M H, Katz R W, Nicholls N 1991 *Teleconnections linking worldwide climate anomalies* (London, U.K.: Cambridge University Press) 545
- [18] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J 1996 *Bulletin of the American Meteorological Society* **77** 437
- [19] Coles S 2001 *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values* (London: Springer) 224
- [20] Beirlant J, Vyneckier P, Teugels J L 1996 *Journal of the American Statistical Association* **91** 1659
- [21] Coelho C A S, Ferro C A T, Stephenson D B, Steinskog D J 2008 *Journal of Climate* **21** 2072
- [22] Wan S Q, Wang L, Feng G L, He W P, Wang C J, Zhou G H 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 5083 (in Chinese) [万仕全、王 令、封国林、何文平、汪婵娟、周国华 2009 物理学报 **58** 5083]
- [23] Gong D Y, Wang S W 2000 *Plateau Meteorology* **19** 427 (in Chinese) [龚道溢、王绍武 2000 高原气象 **19** 427]
- [24] Wettstein J J, Mearns L O 2002 *Journal of Climate* **15** 3586
- [25] Hurrell J W, Van Loon H 1997 *Climatic Change* **36** 301
- [26] Thompson D W J, Wallace J M 1998 *Geophysical Research Letters* **25** 1297
- [27] Yiou P, Nogaj M 2004 *Geophysical Research Letters* **31** 1
- [28] Cassou C, Terray L, Phillips A S 2005 *Journal of Climate* **18** 2805
- [29] Gershunov A, Barnett T P 1998 *Journal of Climate* **11** 1575
- [30] Gershunov A, Barnett T P 1998 *Bulletin of the American Meteorological Society* **79** 2715
- [31] Hoerling M P, Kumar A 1997 *Journal of Climate* **10** 2859
- [32] Timmermann A, Oberhuber J, Bacher A, Esch M, Latif M, Roeckner E 1999 *Nature* **398** 694

Monthly extreme high-temperature response to atmospheric oscillation in China^{*}

Wan Shi-Quan^{1)2)†} Gu Cheng-Hua²⁾ Kang Jian-Peng²⁾ Zou Jian-Xin²⁾ Hu Yu-Ling²⁾ Xu Sha-Sha²⁾

1) (College of Atmospheric Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

2) (Yangzhou Meteorological Office, Yangzhou 225009, China)

(Received 4 February 2009 ; revised manuscript received 4 May 2009)

Abstract

Based on monthly data from 1960 to 2007 of 740 stations in China, we investigate the response of monthly extreme high-temperature (MEHT) to atmospheric oscillation through spatial Generalized Pareto Distribution (GPD) model. Here we take different groupings of North Atlantic Oscillation (NAO) and Southern Oscillation (SO) as forcing parameters in the model and evaluate the response of MEHT to atmospheric oscillation in 9 different scenarios. Results show that the impact of NAO/SO on MEHT of China is significant and different responses to different regions, i.e. the regions showing significant dependence of MEHT on atmospheric oscillation are Northeast China, the eastern part of the Tibetan Plateau, reaches of Yangtze and Yellow river and part of South China. To be specific, 1) MEHT obviously dependent on NAO is the north-east areas, followed by the eastern Tibet Plateau ; MEHT obviously dependent on SO is mainly the Eastern Tibet Plateau and the Yangtze River and Yellow River and etc. ; 2) Nonlinear addition effect of NAO and SO is not obvious, their impact on MEHT is mainly one-way, that is, both acting as forcing factors, most of the region forced by them is not significantly weakened or strengthened, and the reason may be related to differences in the atmosphere oscillation spatial and temporal distribution.

Keywords : monthly extreme high-temperature, generalized pareto model, atmosphere oscillation, remote response

PACC : 9260X

^{*} Project supported by the State Key Program of Science and Technology of China (Grant No.2007BAC29B01) and the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40930952, 40905034).

[†] E-mail : wan_sq@163.com