

李洋, 杨赤. 2015. 中国区域气候极值重现水平的非平稳模型及趋势分析 [J]. 气候与环境研究, 20 (3): 347–355, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.14246. Li Yang, Yang Chi. 2015. Non-stationary modeling and trend analysis of return levels of climate extremes in China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 20 (3): 347–355.

中国区域气候极值重现水平的非平稳模型及趋势分析

李洋 杨赤

北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875

摘要 应用基于 GEV (Generalized Extreme Value) 分布的平稳/非平稳极值概率模型, 拟合中国区域 489 站自建站至 2013 年极端最高、最低温度和日最大降水量的年极值序列, 并导出极值的重现水平及其变率随重现期和时间变化的一般表达式。着重分析了气候极值的“常态” (重现期为 2 年) 与“极端态” (重现期为 50 年) 的变化趋势及其线性变率的空间格局。详细探讨了极值的常态与极端态变化趋势相反的原因以及可能的影响。结果表明, 极端最高温度在东部季风区普遍适用平稳模型; 在其他地区更适用非平稳模型, 其常态和极端态都以增温为主。极端最低温度在全国范围内普遍适用非平稳模型, 其常态和极端态也都以增温为主, 但在东北局部地区极端态呈现与常态相反的降温趋势。日最大降水量则在全国范围内普遍适用平稳模型。当 GEV 分布的尺度参数随时间变化时, 与极值的常态相比, 极端态的变率范围要大得多, 并可能导致两者的变率异号的情形; 尤其是当气候极值的常态日趋平缓而极端态却日益极端时, 可能导致更为剧烈的灾害性天气。

关键词 气候极值 广义极值分布 重现水平 非平稳性 气候变化

文章编号 1006-9585 (2015) 03-0347-09

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.14246

Non-Stationary Modeling and Trend Analysis of Return Levels of Climate Extremes in China

LI Yang and YANG Chi

College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875

Abstract Non-stationary probability models of extreme values following generalized extreme value (GEV) distributions were fitted to annual climate extremes of maximum temperature, minimum temperature, and maximum daily precipitation from 489 observational stations in China spanning from their own initial times to 2013. The non-stationary return level of extremes and its derivative with respect to time as functions of return period and time were also derived. Trends and spatial patterns of linear changing rates of "ordinary state" (2-year-period return level, denoted as $z_{0.5}$) and "extreme state" (50-year-period return level, denoted as $z_{0.02}$) of climate extremes were analyzed. A special case of opposite tendencies for $z_{0.5}$ and $z_{0.02}$ was particularly investigated for its origin and possible impact. The results show that, for maximum temperature, stationary models generally fit for the monsoon area of East China, while non-stationary models dominate for other regions in China and most of them indicate increasing trends for both $z_{0.5}$ and $z_{0.02}$. For minimum temperature, non-stationary models fit nationwide in China and also indicate increasing trends for both $z_{0.5}$ and

收稿日期 2014-11-19; 网络预出版日期 2015-03-09

资助项目 中央高校基本科研业务费专项 2012LZD12

作者简介 李洋, 女, 1991 年出生, 硕士研究生, 研究方向为气候变化统计分析 with 预测。E-mail: yangli@mail.bnu.edu.cn

通讯作者 杨赤, E-mail: chi@bnu.edu.cn

$z_{0.02}$ in general, except for a part of Northeast China where $z_{0.02}$ shows a decreasing trend opposite to $z_{0.5}$. For maximum daily precipitation, stationary models fit overwhelmingly in China. When the scale parameter of GEV distribution changes with time, the variability of $z_{0.02}$ is much greater than that of $z_{0.5}$ and, consequently, opposite tendencies may happen for them. In particular, when $z_{0.5}$ becomes mild as $z_{0.02}$ becomes more extreme, much more intense disastrous weather may occur.

Keywords Climate extreme, Generalized extreme value distribution, Return level, Non-stationarity, Climate change

1 前言

随着全球变暖, 极端气候的变化也日益显著。IPCC (2013) 指出, 近 60 年 (1951~2012 年) 每 10 年全球平均增温达 $0.12\text{ }^{\circ}\text{C}$, 已观测到了许多极端天气和气候事件的变化: 在全球尺度上冷昼和冷夜的天数已减少, 而暖昼和暖夜的天数已增加; 在陆地上, 大部分地区热浪的发生频率已增加, 很多地区强降水事件的频率或强度均已增加。丁一汇等 (2007) 指出, 气候变暖后, 中国的极端天气和气候事件的发生频率和强度也出现了变化, 包括极端最低气温上升, 温度日变化减少, 极端降水事件趋多、趋强。国内学者对中国区域的极端气候变化进行了大量研究 (任国玉等, 2010), 并广泛应用了基于极值统计理论的概率模型方法, 即将气候极值视为随机变量并用极值分布去拟合, 通过分布函数来研究气候极值的统计特征。极值分布包括广义极值 (GEV) 分布 (包含 I、II、III 型分布) 和广义帕累托 (GP) 分布。例如, 丁裕国等 (2004)、蔡敏等 (2007)、苏布达等 (2007)、张婷和魏凤英 (2009)、余敦先等 (2011) 和荣艳淑等 (2012) 使用了 GEV 分布 (或其某一类型分布) 拟合极端最高、最低温度和最大日降水量等气候年极值序列 (AM 模型), 董全等 (2009) 和郑永路等 (2012) 使用了 GP 分布拟合月降水量和月流量等超门限极值序列 (POT 模型), 以研究气候极值或水文极值的重现期、重现水平或空间变化等统计特征; 夏军等 (2012) 利用 Copula 函数, 进一步构造了气候极值和水文极值的联合分布, 以刻画两者之间的相关关系; 等等。极值统计理论的应用丰富和促进了我国的极端气候研究, 但已有的工作普遍将每个测站几十余年的气候极值序列视为平稳的, 其 GEV 分布或 GP 分布的分布参数为常数, 极值的重现期或重现水平从而是不变的, 无法反映观测分析中已经充分揭示的气候极值因响应气候变暖而具有的非平稳性。

从概率分布的角度看, 气候极值也有平常状态和极端状态之分。只有当气候极值处于其分布的极端状态时才成为致灾性的极端气候。例如, 并非每年的最强降水过程都能造成洪灾, 假如重现期在 10 年以上的最强降水过程才有可能造成洪灾, 那就已经处于其分布的 0.9 分位点以上了。可见, 研究极端气候变化更应注重于“极值的极端态” (长重现期的极值重现水平), 而非“极值的常态” (极值分布的均值或中值)。在分析气候极值的变化趋势时, 一种常见的做法是用最小二乘法来估计气候极值序列的线性变率。这样得到的结果, 反映的却只是极值常态的变化趋势。事实上, 与极值的常态相比, 极值的极端态可以表现出差异显著甚至方向相反的变化趋势 (Yan et al., 2011)。而应用概率模型的方法, 并充分考虑气候极值的非平稳性, 则能对其常态和极端态的变化趋势进行统一的描述和分析。

有鉴于此, 本文首先引入基于 GEV 分布的非平稳极值模型, 导出极值重现水平及其变率的表达式; 然后应用于中国区域极端最高、最低温度和最大日降水量的年极值观测序列, 分析这些气候极值的常态和极端态近几十年来的变化趋势及其变率的空间格局, 展示出非平稳情形下气候极值变化的多样性, 说明借助非平稳的极值概率模型, 能够有效地揭示“真正的”极端气候 (极值的极端态) 所具有的、不同于极值常态的变化规律。

2 资料和方法

2.1 资料

中国区域气候极值资料来自中国气象数据网 (<http://data.cma.gov.cn>[2015-03-09]) 整理的中国地面气候资料数据集, 从中选取自建站以来至 2013 年, 有 50 年以上观测记录、且没有重大位置变更 (本文中“重大”指水平移动距离大于 50 km 或垂直移动距离大于 100 m) 的 489 站极端最高温度、极端最低温度和最大日降水量年极值序列。

2.2 方法

2.2.1 GEV 分布的非平稳模型

GEV 分布已广泛用于气象、水文等领域的年极值序列的统计分析 (Coles, 2001), 其累积分布函数 (CDF) 为

$$G(z) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\xi}} \right\}, \quad (1)$$

定义在 $\{z: 1 + \xi(z - \mu)/\sigma > 0\}$ 上, 其中, z 为极大值 (极小值则取负值) 随机变量 Z 的分位点, μ 、 σ 和 ξ 分别为分布的位置、尺度和形状参数, $-\infty < \mu < \infty$, $\sigma > 0$, $-\infty < \xi < \infty$. 设 $G(z_p) = 1 - p$, 则 z_p 表示重现期为 $1/p$ 的重现水平, 是 p 及分布参数的函数:

$$z_p = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} \{1 - [-\log(1 - p)]^{-\xi}\}, & \xi \neq 0, \\ \mu - \sigma \log[-\log(1 - p)], & \xi = 0. \end{cases} \quad (2)$$

为了描述年极值 GEV 分布的时间非平稳性, 可建立如下形式的回归模型:

$$\begin{cases} \mu_t = \alpha_0 + f(t), \\ \log \sigma_t = \beta_0 + g(t), \\ \xi_t = \gamma_0, \end{cases} \quad (3)$$

其中, $f(t)$ 、 $g(t)$ 为年份指标 t 的函数, α_0 、 β_0 和 γ_0 为常数项. 形状参数 ξ 决定了 GEV 分布的基本类型, 通常情况下是稳定的, 因此设定为常数, 不随时间变化. 非线性形式的 f 和 g , 可以用向量平滑样条 (vector smoothing splines) 来拟合 (Yee and Stephenson, 2007), 属于非参数回归的方法. 由于本文主要关注气候极值几十年来的总体变化趋势, 同时也为了便于导出极值重现水平年变率的解析表达式, 这里假定 f 和 g 仍为 t 的线性函数, 即

$$\begin{cases} f(t) = \alpha_1 t, \\ g(t) = \beta_1 t, \end{cases} \quad (4)$$

其中, α_1 、 β_1 为线性回归系数. 在 (4) 式的线性关系假设下 (3) 式模型可以用极大似然法进行参数估计. 将 (4) 式代入 (3) 式后再代入 (2) 式, 对 t 求导后得到

$$z'_p = \begin{cases} \alpha_1 - \frac{\beta_1}{\gamma_0} e^{\beta_0 + \beta_1 t} \{1 - [-\log(1 - p)]^{-\xi}\}, & \xi \neq 0, \\ \alpha_1 - \beta_1 e^{\beta_0 + \beta_1 t} \log[-\log(1 - p)], & \xi = 0, \end{cases} \quad (5)$$

(5) 式即为在 (3) 和 (4) 式的非平稳假设下重现水平 z_p 的年变率表达式, 它是 t 的函数, 并且与回归系数及重现期都有关.

2.2.2 模型分类

依据 (3) 和 (4) 式模型中所取参数的不同, 将 GEV 分布模型分为以下 4 类:

$$\begin{aligned} M_0: & \alpha_1 = 0 \quad \beta_1 = 0; \\ M_1: & \alpha_1 \neq 0 \quad \beta_1 = 0; \\ M_2: & \alpha_1 = 0 \quad \beta_1 \neq 0; \\ M_3: & \alpha_1 \neq 0 \quad \beta_1 \neq 0. \end{aligned}$$

其中, M_0 为平稳模型, 所含参数最少; 其他 3 种均为非平稳模型. 由 (5) 式可知, 在 M_1 中 $z'_p = \alpha_1$, 不因重现期的不同而改变, 且不再随时间变化; 在 M_2 和 M_3 中 z'_p 则是 p 和 t 的函数. 从 M_1 到 M_3 , 模型的非平稳性逐渐增强.

2.2.3 模型选择

用似然比 (Likelihood Ratio, LR) 检验可以比较两个嵌套的概率模型的拟合优度, 从而最终确定模型. 假设模型 M_1 比模型 M_0 多出 k 个附加参数 (例如回归的协变量), L_1 和 L_0 分别为两个模型的极大化似然值, 计算两个模型的偏差 (deviance) 统计量:

$$D = 2 \times (\log L_1 - \log L_0). \quad (6)$$

给定显著性水平 α 后, 若 D 大于自由度为 k 的卡方分布 χ^2_k 的 $1 - \alpha$ 分位点, 则在 α 水平上拒绝 M_0 而接受 M_1 .

这里用 LR 检验来验证年极值 GEV 分布的非平稳性并从上述 4 种模型中选择其一. 为了突出潜在的非平稳性, 从 M_3 到 M_0 其优先等级依次递减. 首先对比检验 M_3 和 M_0 (此时 $k = 2$); 若不能接受 M_3 , 再依次将 M_2 和 M_1 与 M_0 对比检验 (此时 $k = 1$); 若均不能接受, 则选择平稳模型 M_0 .

3 结果分析

3.1 模型拟合结果

按照前述 GEV 分布模型的优先等级, 拟合中国区域气候极值序列, 并在 $\alpha = 0.05$ 的显著性水平上检验非平稳模型, 最终得到各站点上的极端最高、最低温度和日最大降水量 3 种年极值序列 GEV 分布的拟合结果. 图 1 显示了各站点 3 种气候极值序列适用模型的空间分布, 表 1 给出了各模型所适用的站数以及按变化趋势分类统计的站数. 由表 1 可见, 3 种气候极值序列的非平稳性及其空间分布存在明显差异. 极端最低温度序列中有 413 站适用非平稳模型, 其中又有 381 站适用非平稳性最高的

表 1 各气候极值序列适用模型站数及趋势特征统计

Table 1 Numbers of stations for types of fitted models and trend statistics for climate extreme series

	适用模型站数 ($M_0/M_1/M_2/M_3$)	非平稳线性趋势站数 (-/+)			$z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 变率 异号站数	线性变率范围		非平稳站 $z_{0.5}/z_{0.02}$ 线性变率平均
		观测	$z_{0.5}$	$z_{0.02}$		$z_{0.5}$	$z_{0.02}$	
极端最高温度	328/34/14/113	10/151	11/150	27/134	16	-0.41~0.66 °C/10 a	-0.86~1.2 °C/10 a	0.21/0.24 °C/10 a
极端最低温度	76/29/3/381	2/411	4/409	43/370	39	-1.4~2.8 °C/10 a	-3.4~2.3 °C/10 a	0.47/0.47 °C/10 a
日最大降水量	424/16/16/33	21/44	21/44	24/41	9	-9.1~8.8 mm/10 a	-51~31 mm/10 a	0.80/0.88 mm/10 a

注: $z_{0.5}$ 表示重现期为 2 年 ($p=0.5$) 的极值重现水平, $z_{0.02}$ 表示重现期为 50 年 ($p=0.02$) 的极值重现水平。

M_3 , 只有 76 站适用平稳模型 M_0 。日最大降水量序列则正相反, 有 424 站适用 M_0 , 只有 65 站适用非平稳模型。极端最高温度序列中约有 1/3 适用 M_0 。从图 1 可见, 极端最高温度序列适用 M_0 的站点主要集中在东部季风区, 在西北地区、青藏高原和东北地区北部非平稳模型更占优势; 极端最低温度在全国范围普遍适用非平稳模型, 并且以 M_3 为主; 日最大降水量序列则普遍适用 M_0 。

$z_{0.5}$ 即是 GEV 分布的中值, 它代表了极值的常态, 其变化趋势与直接拟合极值观测序列所得到的线性趋势是相当的 (例如图 3 中的蓝色实线与黑色虚线, 详见 3.2 节); $z_{0.02}$ 则为 GEV 分布的 0.98 分位点 (极大值) 或 0.02 分位点 (极小值), 它代表了极值的极端态, 其变化趋势往往是不能通过观测分析直接获取的。由 (5) 式可知, 平稳模型 M_0 的重现水平均为常数, 不随时间变化, 因此整个时段内重现水平序列的线性变率也为 0; 非平稳模型中, M_1 的 $z'_p = \alpha_1$ 为常数, 且与重现期无关, 因此不论是 $z_{0.5}$ 还是 $z_{0.02}$ 的序列, 其整个时段内的线性变率也都是 α_1 ; M_2 和 M_3 的 z'_p 则是重现期和时间的非线性函数, 但在不太长的时段内其变化不大, 仍可以用该时段内重现水平序列的线性变率来近似 (例如图 3 中的红色和蓝色实线, 详见 3.2 节)。因此, 为了进一步量化气候极值序列的非平稳性, 按 (2) 式分别生成了适用非平稳模型的气候极值 $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列, 并拟合其线性趋势。表 1 给出了按正、负趋势分类统计的站点数; 为了与观测对比, 还给出了直接线性拟合极值观测序列所得到的、通过了显著性检验 ($\alpha = 0.05$) 的正负趋势站点数。对各站点极端最高、最低温度的 $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列的线性变率 (包括 0 值) 进行克里金 (Kriging) 插值 (Stein, 1999) 后, 得到图 2 所示的空间分布示意图。由于日最大降水量普遍适用 M_0 , 相应的重现水平序列的线性变率也普遍为 0, 因此无图示的必要。

图 2a、2b 中, 极端最高温度主要是在西北地区、青藏高原和东北地区北部集中呈现上升趋势,

在整个东部季风区基本是平稳的, 这与图 1a 中平稳模型和非平稳模型的地理分布是一致的。图 2c、2d 中, 除中西部的局部地区无明显趋势之外, 极端最低温度在全国范围内普遍呈上升趋势, 但与 $z_{0.5}$ 序列相比, $z_{0.02}$ 序列无明显趋势的范围更大一些, 特别是在东北地区, 还出现了较大范围的下降趋势。将图 2 分别按行和按列对比, 并参照表 1 的统计结果可知, 极端最低温度线性变率的变化范围比极端最高温度的相应结果要大很多; 非平稳站 $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列的线性变率按站点平均后相差不大, 但后者的变化范围较前者要大得多。尽管定性地看, 表 1 和图 2 所反映的这 3 种气候极值变化趋势的空间分布与已有的观测分析结果 (任国玉等, 2010) 是基本一致的, 但仅从观测序列难以分辨出不同重现期的气候极值的变化特征。特别是像东北地区的极端最低温度那样, $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列会表现出相反的变化趋势, 如果不进行仔细的辨识和分析, 只是笼统地用观测序列的线性趋势来描述, 对于需要考虑极端气候变化的研究和应用领域, 如防洪设计、农作物产量预测等, 可能会导致实质性的偏差。3.2 节将对造成这种情况的原因作进一步分析。

3.2 个例研究

由 (5) 式可知, 当 GEV 分布的尺度参数随时间变化时 ($\beta_1 \neq 0$), 气候极值重现水平的年变率是重现期和时间的函数, 这会导致一种特殊的情形, 即 $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列呈现出相反的变化趋势, 两者的变率符号相异。表 1 给出了 3 种气候极值各自具有这种相反趋势情形的站数。虽然数量不是很多, 但如不仔细处理, 其后果不可忽视。统计表明, 极端最高温度的 16 站均是 $z_{0.5}$ 序列的趋势为正, $z_{0.02}$ 序列的趋势为负, 意味着极端最高温度的常态还在上升, 但最极端的高温在下降; 极端最低温度的 39 站也是 $z_{0.5}$ 序列趋势为正、 $z_{0.02}$ 序列趋势为负的情形, 却意味着最极端的低温还在走低, 有可能给农业带来更大的不利影响; 而日最大降水量的 9 站中有 6 站是 $z_{0.5}$ 序列趋势为正、 $z_{0.02}$ 序列趋势为负, 其余 3

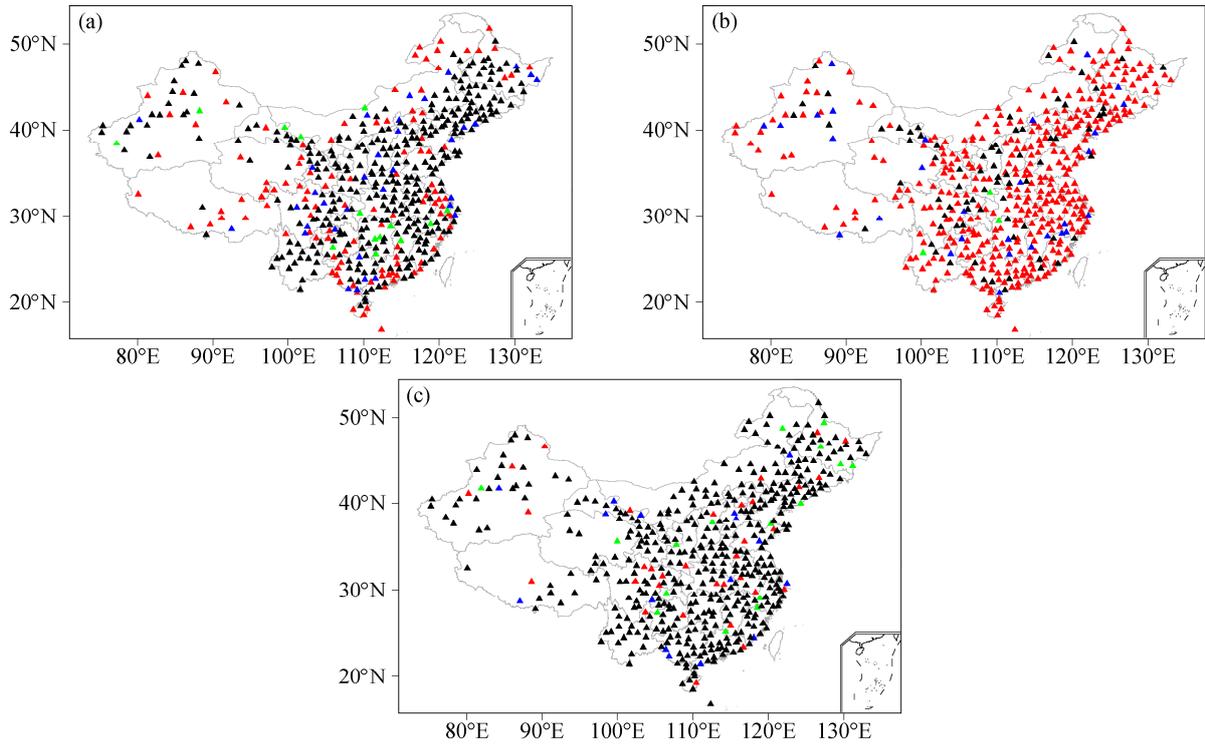


图1 中国区域 (a) 极端最高温度、(b) 极端最低温度和 (c) 日最大降水量年极值序列的适用模型分布 (黑色: M_0 ; 蓝色: M_1 ; 绿色: M_2 ; 红色: M_3)
Fig. 1 Distributions of types of models for annual climate extremes of (a) maximum temperature, (b) minimum temperature, and (c) maximum daily precipitation in China (black: M_0 ; blue: M_1 ; green: M_2 ; red: M_3)

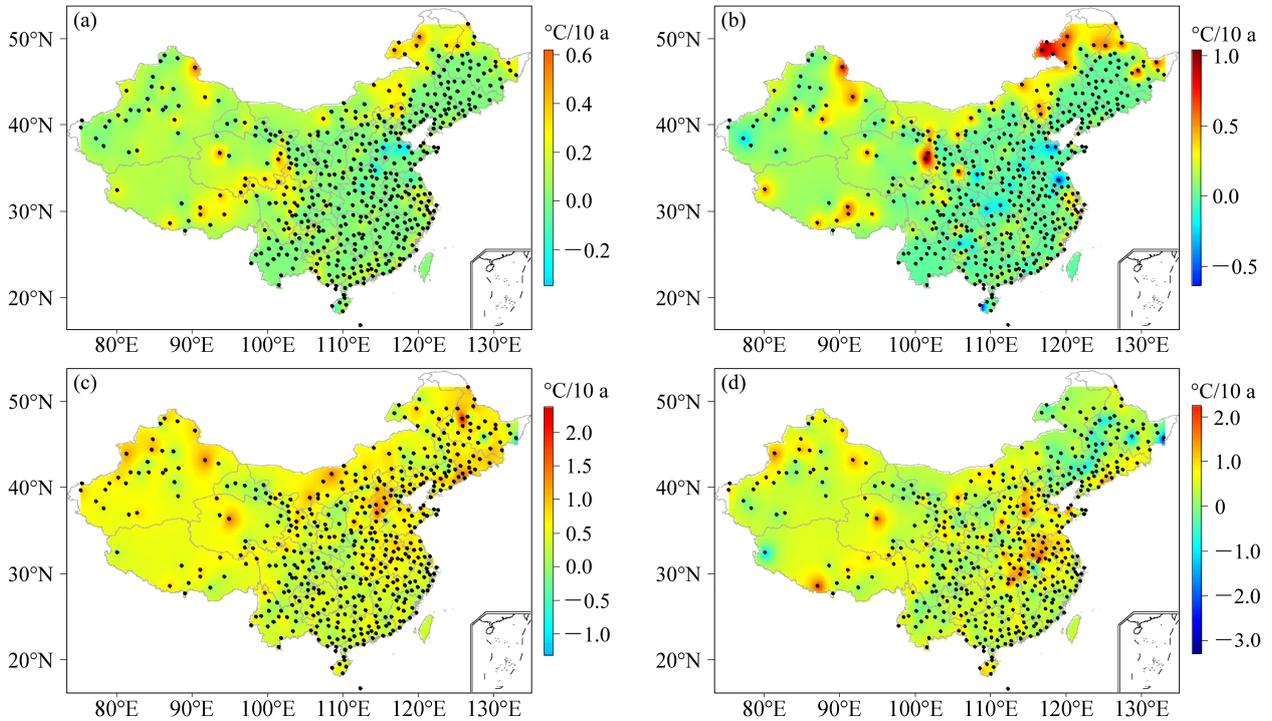


图2 中国区域 (a, b) 极端最高温度和 (c, d) 极端最低温度年极值 GEV 分布的 (a, c) $z_{0.5}$ 和 (b, d) $z_{0.02}$ 序列线性 10 年变率空间分布 (对同一极值, 颜色标度是统一的)
Fig. 2 Spatial patterns of linear decadal changing rates of (a, c) $z_{0.5}$ (2-year-period return level) and (b, d) $z_{0.02}$ (50-year-period return level) series of (a, b) annual maximum temperature and (c, d) annual minimum temperature following GEV (Generalized Extreme Value) distributions (color scales for each type of extreme are consistent)

站则相反。可见，日最大降水量的非平稳变化情形更为多样。

图 3 针对上述 4 种情形，各举出 1 例予以说明。其中极端最高温度的滁县和极端最低温度的前郭尔罗斯均非大都市，受城市热岛效应的影响较小。由图可见， $z_{0.5}$ 序列（蓝色实线）在整个研究时段内几乎是线性的，与观测序列（黑色实线）的线性趋势（黑色虚线）相比，无论是量值还是变化趋势都是基本一致的。但用最小二乘法拟合的线性趋势易受个别数据的影响，相比之下，作为分布中值的 $z_{0.5}$ 序列是对极值常态的更稳健的估计（章大全和钱忠华，2008）。 $z_{0.02}$ 序列（红色实线）则表现出较强的非线性，其变率也是时间的函数，但在研究时段内

仍可用序列的线性变率来近似。与平稳模型的重现水平（蓝色和红色虚线）相比，非平稳模型重现水平的变化是明显的。表 2 给出了 4 站 $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列在起始和结束时的变率以及整个时段内的线性变率近似。

由于上述 4 种情形中重现水平变率是重现期和时间的函数，因此从对应于图 3 的重现水平变率等值线图（图 4）可以清楚地看出变率异号的原因。图 4a 中极端最高温度 $z_{0.5}$ 序列的变率位于 0 等值线下方的正值区内并逐年增大，因此 $z_{0.5}$ 也逐年加快上升；而 $z_{0.02}$ 序列的变率位于 0 等值线上方的负值区内并且同样逐年增大（绝对值逐年减小），因此 $z_{0.02}$ 逐年减慢下降。图 4b 中极端最低温度的 $z_{0.5}$ 逐

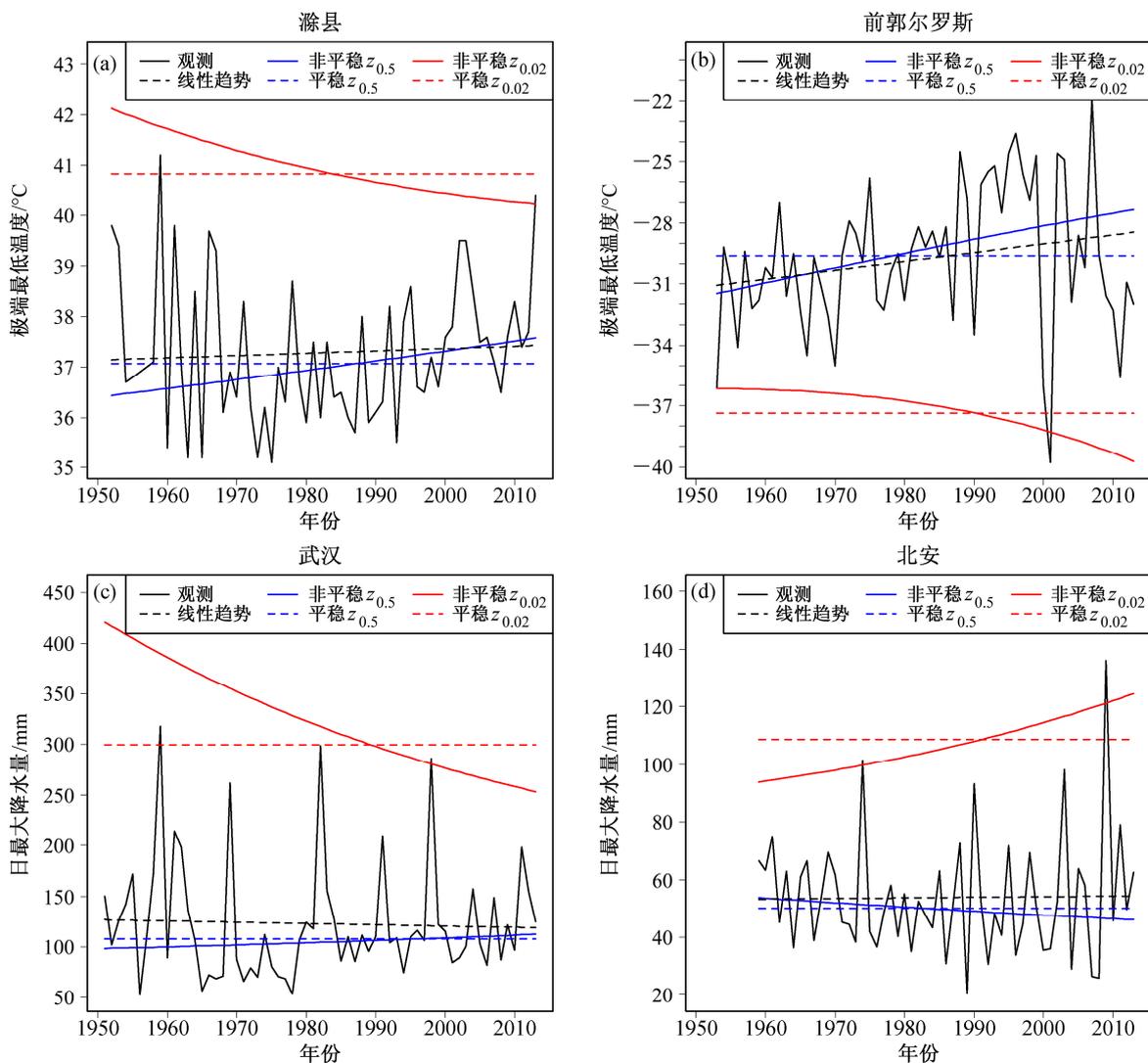


图 3 气候极值 GEV 分布的 $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列变率异号的 4 个例子：(a) 滁县极端最高温度；(b) 前郭尔罗斯极端最低温度；(c) 武汉日最大降水量；(d) 北安日最大降水量

Fig. 3 Four examples of opposite tendencies for $z_{0.5}$ and $z_{0.02}$ series of climate extremes following GEV distributions: (a) Maximum temperature in Chuxian; (b) minimum temperature in Qian Gorlos; (c) maximum daily precipitation in Wuhan; (d) maximum daily precipitation in Bei'an

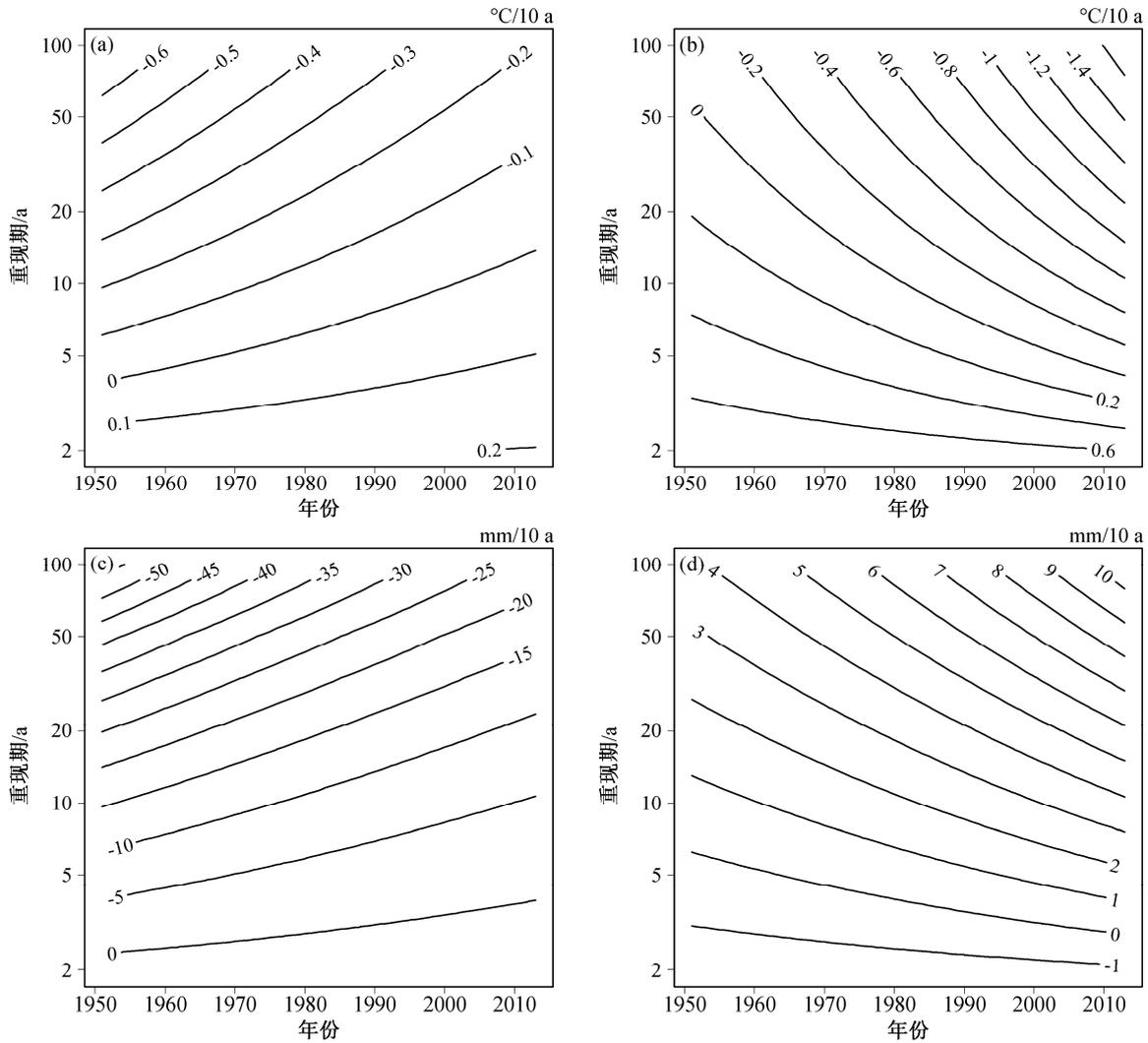


图 4 对应于图 3 的气候极值重现水平变率：(a) 滁县极端最高温度；(b) 前郭尔罗斯极端最低温度；(c) 武汉日最大降水量；(d) 北安日最大降水量
Fig. 4 Contours of changing rates of return levels with respect to return period and time for climate extremes corresponding to Fig. 3: (a) Maximum temperature in Chuxian; (b) minimum temperature in Qian Gorlos; (c) maximum daily precipitation in Wuhan; (d) maximum daily precipitation in Bei'an

表 2 图 3 所示气候极值 $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列起始、结束、线性变率

Table 2 Starting/ending/linear changing rates of $z_{0.5}$ and $z_{0.02}$ series of climate extremes in Fig. 3

	$z_{0.5}$			$z_{0.02}$		
	起始变率	结束变率	线性变率	起始变率	结束变率	线性变率
滁县极端最高温度	0.17 °C /10 a	0.20 °C /10 a	0.19 °C /10 a	-0.54 °C /10 a	-0.13 °C /10 a	-0.30 °C /10 a
前郭尔罗斯极端最低温度	0.76 °C /10 a	0.60 °C /10 a	0.69 °C /10 a	-0.0036 °C /10 a	-1.4 °C /10 a	-0.58 °C /10 a
武汉日最大降水量	1.5 mm/10 a	2.8 mm/10 a	2.3 mm/10 a	-42 mm/10 a	-16 mm/10 a	-27 mm/10 a
北安日最大降水量	-1.6 mm/10 a	-1.2 mm/10 a	-1.4 mm/10 a	3.4 mm/10 a	8.6 mm/10 a	5.6 mm/10 a

年减慢上升，而 $z_{0.02}$ 却逐年加速下降。图 4c 中日最大降水量的变化情形与图 4a 类似。图 4d 中日最大降水量的 $z_{0.5}$ 逐年减慢下降，但 $z_{0.02}$ 逐年加速上升。这 4 种情形中 b 和 d 都是极值的常态日趋平缓，极值的极端态却日益极端的例子，其后果可能是更为严重的低温冻害和洪灾，应予以重视。

4 结论和讨论

应用基于 GEV 分布的平稳/非平稳极值概率模型，拟合中国区域 489 站自建站至 2013 年极端最高、最低温度和日最大降水量的年极值序列，并导

出极值的重现水平及其变率随重现期和时间变化的一般表达式。着重分析了气候极值重现期为 2 年的常态 ($z_{0.5}$) 与重现期为 50 年的极端态 ($z_{0.02}$) 的变化趋势及其线性变率的空间格局。结果表明, 极端最高温度在东部季风区普遍适用平稳模型, 没有呈现大范围的趋势; 在西北地区、青藏高原和东北地区北部更适用非平稳模型, $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列普遍呈现上升趋势。极端最低温度在全国范围内普遍适用非平稳模型, $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列以上升趋势为主, 但在东北局部地区 $z_{0.02}$ 序列呈现与 $z_{0.5}$ 相反的降温趋势。日最大降水量则在全国范围内普遍适用平稳模型, 没有呈现大范围的趋势。结合个例, 进一步探讨了 $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列变化趋势相反的原因, 即当 GEV 分布的尺度参数随时间变化时, 与 $z_{0.5}$ 序列的变率相比, $z_{0.02}$ 序列的变率范围要大得多, 并可能导致 $z_{0.5}$ 和 $z_{0.02}$ 序列变率异号的情形; 其中尤其需要注意的是当极值的常态日趋平缓时, 极值的极端态却日益极端, 从而导致更为剧烈的灾害性天气的变化趋势。

目前应用非平稳极值概率模型的一个主要问题, 就是极值观测序列的长度仍然十分有限, 大部分站点的观测序列不足 60 年。这又导致两方面的局限, 一是难以应用更复杂的模型, 例如采用非参数回归的方法来实现非线性形式的 (3) 式模型, 或者引入更多的协变量来解释观测到的气候极值的变化, 否则容易造成过度拟合, 使模型变得不稳定; 二是无法对重现期更长的极端气候, 例如百年一遇的极端事件作出令人信服的推断, 从而使模型的应用受到限制。因此, 这一研究仍然是初步的。下一步将尝试应用时空极值概率模型, 在充分考虑气候极值空间变化的前提下, 拟合整个区域内的气候极值序列, 对区域内气候极值的时空变化给予统一的描述, 从而在一定程度上弥补单站序列过短的不足, 提高推断的可信度。

参考文献 (References)

- 蔡敏, 丁裕国, 江志红. 2007. 我国东部极端降水时空分布及其概率特征 [J]. 高原气象, 26 (2): 309-318. Cai Min, Ding Yuguo, Jiang Zhihong. 2007. Extreme precipitation experimentation over eastern China based on L-moment estimation[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (2): 309-318.
- Coles S. 2001. An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values [M]. London: Springer, 208pp.
- 丁一汇, 任国玉, 赵宗慈, 等. 2007. 中国气候变化的检测及预估 [J]. 沙漠与绿洲气象, 1 (1): 1-10. Ding Yihui, Ren Guoyu, Zhao Zongci, et al. 2007. Detection, attribution, and projection of climate change over China [J]. Desert and Oasis Meteorology (in Chinese), 1 (1): 1-10.
- 丁裕国, 刘吉峰, 张耀存. 2004. 基于概率加权估计的中国极端气温时空分布模拟试验 [J]. 大气科学, 28 (5): 771-782. Ding Yuguo, Liu Jifeng, Zhang Yaocun. 2004. Simulation tests of temporal-spatial distributions of extreme temperatures over China based on probability weighted moments estimation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (5): 771-782.
- 董全, 陈星, 陈铁喜, 等. 2009. 淮河流域极端降水与极端流量关系的研究 [J]. 南京大学学报 (自然科学), 45 (6): 790-801. Dong Quan, Chen Xing, Chen Tiexi, et al. 2009. Relationship between extremes of precipitation and discharge in the Huaihe River basin [J]. Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese), 45 (6): 790-801.
- IPCC. 2013. Climate change 2013: The physical science basis [M]// Stocker T F, Qin D, Plattner G-K, et al, Eds. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1535pp.
- 任国玉, 封国林, 严中伟. 2010. 中国极端气候变化观测研究回顾与展望 [J]. 气候与环境研究, 15 (4): 337-353. Ren Guoyu, Feng Guolin, Yan Zhongwei. 2010. Progresses in observation studies of climate extremes and changes in mainland China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 15 (4): 337-353.
- 余敦先, 夏军, 张永勇, 等. 2011. 近 50 年来淮河流域极端降水的时空变化及统计特征 [J]. 地理学报, 66 (9): 1200-1210. She Dunxian, Xia Jun, Zhang Yongyong, et al. 2011. The trend analysis and statistical distribution of extreme rainfall events in the Huaihe River basin in the past 50 years[J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 66 (9): 1200-1210.
- 荣艳淑, 王文, 王鹏, 等. 2012. 淮河流域极端降水特征及不同重现期降水量估计 [J]. 河海大学学报 (自然科学版), 40 (1): 1-8. Rong Yanshu, Wang Wen, Wang Peng, et al. 2012. Analysis of characteristics of extreme rainfall and estimate of rainfall during return periods in Huaihe basin [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences) (in Chinese), 40 (1): 1-8.
- Stein M L. 1999. Interpolation of Spatial Data: Some Theory for Kriging [M]. New York: Springer, 266pp.
- 苏布达, Gemmer M, 姜彤, 等. 2007. 1960~2005 年长江流域降水极值概率分布特征 [J]. 气候变化研究进展, 3 (4): 208-213. Su Buda, Gemmer M, Jiang Tong, et al. 2007. Probability distribution of precipitation extremes over the Yangtze River basin during 1960-2005 [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 3 (4): 208-213.
- 夏军, 余敦先, 杜鸿. 2012. 气候变化影响下极端水文事件的多变量统计模型研究 [J]. 气候变化研究进展, 8 (6): 397-402. Xia Jun, She Dunxian, Du Hong. 2012. The multi-variable statistical models of extreme hydrological events under climate change [J]. Progressus Inquisitiones De Mutatione Climatis (in Chinese), 8 (6): 397-402.
- Yan Z W, Xia J J, Qian C, et al. 2011. Changes in seasonal cycle and extremes in China during the period 1960-2008 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 28 (2): 269-283.
- Yee T W, Stephenson A G. 2007. Vector generalized linear and additive

- extreme value models [J]. *Extremes*, 10 (1–2): 1–19.
- 章大全, 钱忠华. 2008. 利用中值检测方法研究近 50 年中国极端气温变化趋势 [J]. *物理学报*, 57 (7): 4634–4640. Zhang Daquan, Qian Zhonghua. 2008. Analysis of extreme events in China's temperature in recent 50 years using detecting method based on median [J]. *Acta Physica Sinica (in Chinese)*, 57 (7): 4634–4640.
- 张婷, 魏凤英. 2009. 华南地区汛期极端降水的概率分布特征 [J]. *气象学报*, 67 (3): 442–451. Zhang Ting, Wei Fengying. 2009. Probability distribution of precipitation extremes during raining seasons in South China [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67 (3): 442–451.
- 郑永路, 钟平安, 万新宇, 等. 2012. 淮河流域主汛期极端降水时空特征变异分析 [J]. *南水北调与水利科技*, 10 (5): 13–17, 31. Zheng Yonglu, Zhong Ping'an, Wan Xinyu, et al. 2012. Analysis of spatial and temporal variations of extreme precipitation in Huaihe River basin during the main flood season [J]. *South to North Water Diversion and Water Science & Technology (in Chinese)*, 10 (5): 13–17, 31.