庄少伟, 左洪超, 任鹏程, 等. 2013. 标准化降水蒸发指数在中国区域的应用 [J]. 气候与环境研究，18 (5): 617–625，doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.12007. Zhuang Shaowei, Zuo Hongchao, Ren Pengcheng, et al. 2013. Application of standardized precipitation evapotranspiration index in China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18 (5): 617–625.

标准化降水蒸发指数在中国区域的应用

庄少伟 [1,2] 左洪超 [1] 任鹏程 [1] 熊光洁 [1] 李邦东 [1] 董文成 [1] 王利盈 [1]

1 兰州大学大气科学学院，半干旱气候变化教育部重点研究室，兰州 730000
2 中国人民解放军 94923 部队气象台，武夷山 354301

摘 要 利用中国气象局 160 个站 1951～2010 年月降水和月平均气温资料，分析了最近定义的一种干旱指数——标准化降水蒸发指数（SPEI）在我国不同等级降水区域的适用性，并与标准化降水指数（SPI）和湿润指数 *H* 进行了对比分析。结果表明：1）在我国年均降水量大于 200 mm 的地区，各种时间尺度的 SPEI 分析均适用；在干旱区（年均降水量小于 200 mm），只有 12 个月以上的大尺度 SPEI 分析适用性较好；其中 12 个月尺度的 SPEI 分析在各区适用性最好。2）由于干旱区冬季的潜在蒸发量和降水量 0 值均较多，导致 1、3、6 个月的小尺度 SPEI 分析在该区不适用。3）与 SPI 和 *H* 指数相比，SPEI 既能充分反映 1997 年气温跃变以后增温效应对干旱程度的影响，又可作为监测指数识别干旱是否发生和结束，能较准确地表征干旱状况。

关键词 标准化降水蒸发指数（SPEI） 干旱 干旱指数 全球变暖 适用性
文章编号 1006–9585（2013）05–0617–09 **中图分类号** P468 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.12007

Application of Standardized Precipitation Evapotranspiration Index in China

ZHUANG Shaowei[1,2], ZUO Hongchao[1], REN Pengcheng[1], XIONG Guangjie[1], LI Bangdong[1], DONG Wencheng[1], and WANG Liying[1]

1 *Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change*, *Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences*, *Lanzhou University*, *Lanzhou* 730000
2 *No*. 94923 *Army of PLA Meteorological Observatory*, *Wuyishan* 354301

Abstract Applicability of the standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) is examined on the basis of monthly precipitation and monthly-mean temperature data recorded by 160 stations in China from 1951 to 2010. Results indicate that the SPEI at multiple time scales can be used to examine drought in areas with annual precipitation greater than 200 mm. In other regions, the index is effective for time scales longer than 12 months. In addition, the lack of precipitation and evapotranspiration during winter months results in reduced confidence of SPEI values when applying 1-, 3-, and 6-month SPEIs in arid climatic regimes with annual precipitation less than 200 mm. Moreover, time series of SPEI, standardized precipitation index (SPI), and *H* index were compared for two observatories with different climate characteristics located in various regions of China. Of the three indices, only the SPEI was able to identify an increase in drought severity associated with higher water demand as a result of evapotranspiration under global warming. Further, the SPEI was able to determine the beginning and end of drought events. Therefore, SPEI carries an advantage when used for drought analysis and monitoring.

Keywords Standardized precipitation evapotranspiration index, Drought, Drought index, Global warming, Applicability

收稿日期 2012–01–10 收到，2012–10–10 收到修定稿
资助项目 国家重大科学研究计划 2012CB956200，公益性行业（气象）科研专项 GYHY201106043，国家自然科学基金 41075006
作者简介 庄少伟，男，1986 年出生，硕士，主要从事气候变化研究。E-mail: zhuangsw10@lzu. cn

1 引言

干旱作为最严重的自然灾害之一，一直是科学界研究的热点。为了充分反映干旱的强度和危害程度，科学家们提出了多种干旱指数来描述干旱的特征，如降水距平百分率、Palmer指数（Palmer, 1965）、标准化降水指数SPI（McKee et al., 1993; 1995）、地表湿润指数*H*（马柱国等，2005）、*Z*指数（周后福等，2010）和其他综合指数（邹旭恺等，2010）等，其中应用较为广泛的有Palmer指数、SPI和*H*指数等。一般认为，干旱的形成和发展是地表水分亏缺缓慢积累的过程，干旱程度应是水分亏缺量及其持续时间的函数。在全球变暖的气候背景下，气温的持续上升使得地表蒸发量迅速增加，导致地表水分收支平衡发生了新的变化。以往简单地以降水量变化作为描述干旱程度的单因素指数，如降水距平百分率、SPI和*Z*指数等，已不能全面地反映这种新变化。因此，干旱研究不仅要考虑地表水分的收入，还要考虑水分的支出。尽管多因素干旱指数如Palmer指数等可以较为全面反映地表水分的收支变化，但由于Palmer指数在区域可比性方面存在不足 (Guttman, 1998)，且计算Palmer指数所需的土壤湿度资料缺乏长时间大范围尺度的观测数据，所以还不适于大范围推广。马柱国等（2005）以年降水量与年潜在蒸发总量之差定义的地表湿润指数*H*很好地解决了这一问题，它计算简单，又能较为全面地反映地表水分平衡过程中降水和蒸发的变化，适于推广应用。

然而干旱程度还是持续时间的函数。多数干旱指数都只具有一个时间尺度，所以只对持续时间在某一时段内的干旱响应较好，如 Palmer 指数对 9～12 个月尺度的干旱响应最好 (Guttman, 1998)，而干旱的持续时间是随机的，因此只具有单一时间尺度的干旱指数在对干旱持续时间的表征方面显然还不够完备。McKee et al. (1993) 提出的干旱指数 SPI 在解决这一问题上是一个突破，SPI 具备进行多个时间尺度分析的能力，可以满足多种水分监测需求，如 1 个月尺度的 SPI 与土壤水分密切相关；3 个月尺度的 SPI 可用于季节降水估计；6～9 个月尺度的 SPI 可反映出中期降水的变化趋势；12 个月尺度的 SPI 则反映了长期降水变化，通常与河流水位、水库水位，甚至地下水位相关度较高 (Ji and Peters, 2003)。Hayes et al. (1999) 认为具有多尺度分析能力的 SPI 还可用于持续干旱的识别和监测。所以理想的干旱指数应该具备这样的能力——不仅能识别干旱是否发生或结束，充分反映实际干旱程度，而且可以表征不同持续时间对干旱程度的影响。

Vicente-Serrano et al.（2010）在 SPI 的基础上提出的标准化降水蒸发指数（SPEI）正是这样一种指数。SPEI 在计算中以月水分亏缺量 (water surplus or deficit, Vicente-Serrano et al., 2010) ——月降水量与月潜在蒸发量之差代替了 SPI 计算中的月降水量，从而可以更为客观地描述当前的地表干湿变化。由于不同时间、不同地区的水分亏缺量变化幅度很大，在不同时空尺度上难于相互比较，且其概率分布是一种偏态分布，因而采用 log-logistic 概率分布函数来描述水分亏缺量的变化，最后经正态标准化得到 SPEI 值。SPEI 值实质上反映的是水分亏缺量变化的分布频率。SPEI 干湿等级分类见表 1。Vicente-Serrano et al. (2010)通过对热带气候区、季风气候区、地中海气候区、半干旱气候区、大陆气候区、寒带气候区和海洋气候区的研究指出，SPEI 序列的变化与 sc-PDSI（自适应 Palmer 指数）序列在各种时间尺度和不同地区均有较好的一致性，而与 SPI 序列只在增温不显著的地区较为相似。SPEI 与 sc-PDSI 均能较好地表征全球变暖以来的地表干湿变化，但 SPEI 在计算上则更为简单。综上所述，该指数的优点可归结为：1）考虑了地表蒸发变化的影响，对全球气温快速上升导致的干旱化加剧反映敏感；2）可进行多个时间尺度分析，适用于农业干旱和水文干旱等不同类型的干旱分析；3）计算简单，仅需要月降水和月平均气温资料，适于大范围推广应用；4）作为标准化指数，便于不同时间、不同地区之间进行对比分析；5）

表 1 SPEI 干湿等级分类

Table l Classification scale for standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI)

等级	SPEI	类型
1	≥2.00	极端湿润
2	1.50～1.99	严重湿润
3	1.00～1.49	轻度湿润
4	−0.99～0.99	正常
5	−1.00～−1.49	轻度干旱
6	−1.50～−1.99	严重干旱
7	≤−2.00	极端干旱

可用于干旱识别和监测。

既然 SPEI 是在 SPI 的基础上发展而来的，那么在继承 SPI 优点的同时，是否完全克服了 SPI 的不足呢？类似 SPI 基于 Gamma 分布，SPEI 是基于 log-logistic 分布的分布频率值。而通过分布函数计算得到的分布频率值在某些特殊条件下会出现异常，如 Wu et al.（2007）研究指出，在干旱区的枯水期，由于无降水月份（月降水量为 0）过多，会导致小尺度的 SPI 指数偏大而无法表征实际干旱程度。尽管 Vicente-Serrano et al.（2010）认为三参数 log-logistic 概率分布函数的使用显著改善了这一问题，但由于 Vicente-Serrano et al.（2010）的研究区域中未包含干旱区，因此 SPEI 在干旱区的适用性还有待检验。此外，Vicente-Serrano et al.（2010）选取的观测点中不包含中国区站点，所以 SPEI 在我国的适用性也需要进一步验证。本文旨在分析 SPEI 在我国不同等级降水区域的适用性，为这种新指数在我国推广应用提供参考。

2 资料与方法

2.1 资料

本文所用资料来源于中国气象局整编的 160 个站 1951～2010 年月降水和月平均气温资料。该资料是无缺值连续资料，在我国气候研究中已得到广泛认可和应用。

2.2 方法

本文首先分析了多个时间尺度的 SPEI 在我国不同等级降水区域的适用性，然后对 SPEI、SPI 和 H 指数进行了比较分析。SPI 和 H 的计算方法见 Wu et al.（2007）和马柱国等（2005），下面给出 SPEI 的计算方法（Vicente-Serrano et al., 2010）。

首先，利用改进的 Thornthwaite（1948）方法计算月潜在蒸发量 $P_{\mathrm{E}j}$（单位：mm）：

$$P_{\mathrm{E}j} = 16K\left(\frac{10T_j}{I}\right)^m, \tag{1}$$

$$I_j = \left(\frac{T_j}{5}\right)^{1.514}, \tag{2}$$

$$I = \sum_{j=1}^{12} I_j, \tag{3}$$

其中，j 为月份，取 1，…，12；T_j 为月平均气温（单位：°C）；I_j 为月热量指数；I 为年热量指数；常数 m=0.492+1.79×$10^{-2}I-7.71\times10^{-5}I^2+6.75\times10^{-7}I^3$，$K$ 为修正系数，计算公式为

$$K = \left(\frac{N}{12}\right)\left(\frac{N_{\mathrm{dm}}}{30}\right), \tag{4}$$

其中，N_{dm} 为该月总日数，N 为可日照时数，计算公式为

$$N = \left(\frac{24}{\pi}\right)\varpi_{\mathrm{s}}, \tag{5}$$

其中 ϖ_{s} 为日出时角，计算公式为

$$\varpi_{\mathrm{s}} = \arccos\left(-\tan\varphi\tan\delta\right), \tag{6}$$

其中，φ 为纬度[单位：弧度(rad)]，δ 为太阳磁偏角，计算公式为

$$\delta = 0.4093\sin\left(\frac{2\pi J}{365} - 1.405\right), \tag{7}$$

其中 J 是该月的平均日序，取值范围为[1，365]或[1，366]，如 1 月 1 日取日序为 1。

其次，构造不同时间尺度的累积水分亏缺量序列 X，并计算其概率分布。某月的累积水分亏缺量为前 k—1 个月与当月水分亏缺量之和，k 为时间尺度，k=1，…，48 (McKee et al., 1993)。

$$X_i^k = \sum_{i-k+1}^{i} D_i, \tag{8}$$

$$D_i = P_i - P_{\mathrm{E}i}, \tag{9}$$

其中，P_i 为月降水量（单位：mm），D_i 为月水分亏缺量（单位：mm），i=1，…，n，n 为时间序列的样本数。

引入三参数 log-logistic 概率分布函数计算累积水分亏缺量序列的概率分布。log-logistic 概率密度函数为

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha}\left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)^{\beta-1}\left[1+\left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)^{\beta}\right]^{-2}, \tag{10}$$

其中 α、β 和 γ 分别是尺度参数、形状参数和位置参数。β、α 和 γ 分别由公式（11）～（13）计算

$$\beta = \frac{2w_1 - w_0}{(6w_1 - w_0 - 6w_2)}, \tag{11}$$

$$\alpha = \frac{(w_0 - 2w_1)\beta}{\Gamma(1+1/\beta)\Gamma(1-1/\beta)}, \tag{12}$$

$$\gamma = w_0 - \alpha\Gamma(1+1/\beta)\Gamma(1-1/\beta), \tag{13}$$

$$w_s = \frac{1}{n}\sum_{l=1}^{n}\left(1-\frac{l-0.35}{n}\right)^s X_l, \tag{14}$$

公式（14）中 w_s 是概率权重矩，s=0，1，2，其中

l 是累积水分亏缺量序列 X 按升序排列（$X_1 \leqslant X_2, \cdots, \leqslant X_n$）的序数，$\Gamma(\beta)$ 是 Gamma 函数。三参数 log-logistic 概率分布函数为

$$F(x)=\left[1+\left(\frac{\alpha}{x-\gamma}\right)^{\beta}\right]^{-1}. \quad (15)$$

最后，对各月累积水分亏缺量序列的概率分布 $F(x)$ 进行标准化处理。令 $P=1-F(x)$，当 $P\leqslant 0.5$ 时，参数

$$W=\sqrt{-2\ln P},$$

$$\mathrm{SPEI}=W-\frac{c_0+c_1W+c_2W^2}{1+d_1W+d_2W^2+d_3W^3}, \quad (16)$$

当 $P>0.5$ 时，$W=\sqrt{-2\ln(1-P)}$，

$$\mathrm{SPEI}=\frac{c_0+c_1W+c_2W^2}{1+d_1W+d_2W^2+d_3W^3}-W, \quad (17)$$

其中，$c_0=2.515517$，$c_1=0.802853$，$c_2=0.010328$，$d_1=1.432788$，$d_2=0.189269$，$d_3=0.001308$。

3 SPEI 的适用性分析

SPEI 的计算是基于这一假设：即某一时间尺度的累积水分亏缺量序列其概率分布服从 log-logistic 概率分布。因此，当某一时间尺度累积水分亏缺量序列的经验概率分布与 log-logistic 概率分布近似一致时，即认为该尺度 SPEI 分析适用于该序列。为了检验 SPEI 在我国尤其是在干旱地区的适用性，在年均降水量（1981～2010 年平均值）＜100 mm、100～200 mm、200～300 mm、300～400 mm、400～600 mm、600～800 mm、800～1200 mm、＞1200 mm 的区域中各选取部分站点，对各站 1、3、6、12、24、36 个月多个尺度累积水分亏缺量序列的经验概率分布和 log-logistic 概率分布进行对比。

下面给出不同等级降水区域站点的具体分析：西北地区：若羌站（＜100 mm）、张掖站（100～200 mm）和兰州站（200～300 mm）；中部地区：榆林站（300～400 mm）；华北地区：石家庄站（400～600 mm）；东北地区：沈阳站（600～800 mm）；西南地区：昆明站（800～1200 mm）；东南地区：长沙站（＞1200 mm）。1、3、6 个月尺度累积水分亏缺量序列的概率分布曲线对比如图 1 所示。图 1 表明，在 1 个月尺度分析中，若羌站和张掖站水分亏缺量序列的 log-logistic 概率分布函数 $F(x)$ 曲线和经验概率分布曲线的重合度较低，说明这两个站点 1 个月尺度的水分亏缺量序列不服从 log-logistic 概率分布；而兰州站、榆林站和石家庄站各自的曲线重合度较高，变化趋势比较一致，说明其 1 个月尺度的水分亏缺量序列近似服从 log-logistic 概率分布；沈阳站、昆明站和长沙站的曲线几乎完全重合，说明其 1 个月尺度的水分亏缺量序列完全服从 log-logistic 概率分布。在 3 个月尺度分析中，除石家庄站 3 个月尺度的累积水分亏缺量序列由近似服从变为完全服从 log-logistic 概率分布外，其他站点 3 个月尺度的累积水分亏缺量序列概率分布对比情形与 1 个月尺度相似。在 6 个月尺度分析中，除兰州站和榆林站 6 个月尺度的累积水分亏缺量序列由近似服从变为完全服从 log-logistic 概率分布外，其他站点 6 个月尺度的累积水分亏缺量序列概率分布对比情形与 3 个月尺度相似。

12 个月尺度累积水分亏缺量序列的概率分布曲线对比如图 2 所示。图 2 表明，在 12 个月尺度分析中，各站的曲线重合度均很高，说明其 12 个月尺度的累积水分亏缺量序列完全服从 log-logistic 概率分布。24 个月、36 个月尺度分析与 12 个月尺度分析结果相同（图略）。通过对不同站点多个时间尺度分析对比可以得出，在干旱区（年均降水量小于 200 mm），小于 12 个月的小尺度累积水分亏缺量序列概率分布均不服从 log-logistic 概率分布，即小于 12 个月的小尺度 SPEI 分析在该区不适用；而在该区大于等于 12 个月的大尺度累积水分亏缺量序列概率分布则完全服从 log-logistic 概率分布，即大于等于 12 个月的大尺度 SPEI 分析在该区适用；在年均降水量大于 200 mm 区域，各站小于 12 个月的累积水分亏缺量序列概率分布近似或完全服从 log-logistic 概率分布，大于等于 12 个月尺度的累积水分亏缺量序列概率分布完全服从 log-logistic 概率分布，说明各种尺度的 SPEI 分析在该区均适用。通过不同时间尺度分析的对比发现，各站 12 个月尺度的累积水分亏缺量序列经验概率分布曲线与 log-logistic 概率分布曲线重合度均最高，说明 12 个月尺度的 SPEI 分析在各区适用性最好。

研究还发现，对于同一气候区的不同站点，相同尺度的 SPEI 分析其适用性是一致的（见图 3）。为了节约篇幅，只给出两个气候区 4 个站点对比结果，其他气候区及其他尺度分析所得结果相同。图 3 为吐鲁番站、哈密站、福州站和广州站 3、12 个月尺度分析对比，其中吐鲁番站和哈密站属于干旱地区（＜200 mm），福州站和广州站属于湿润地区

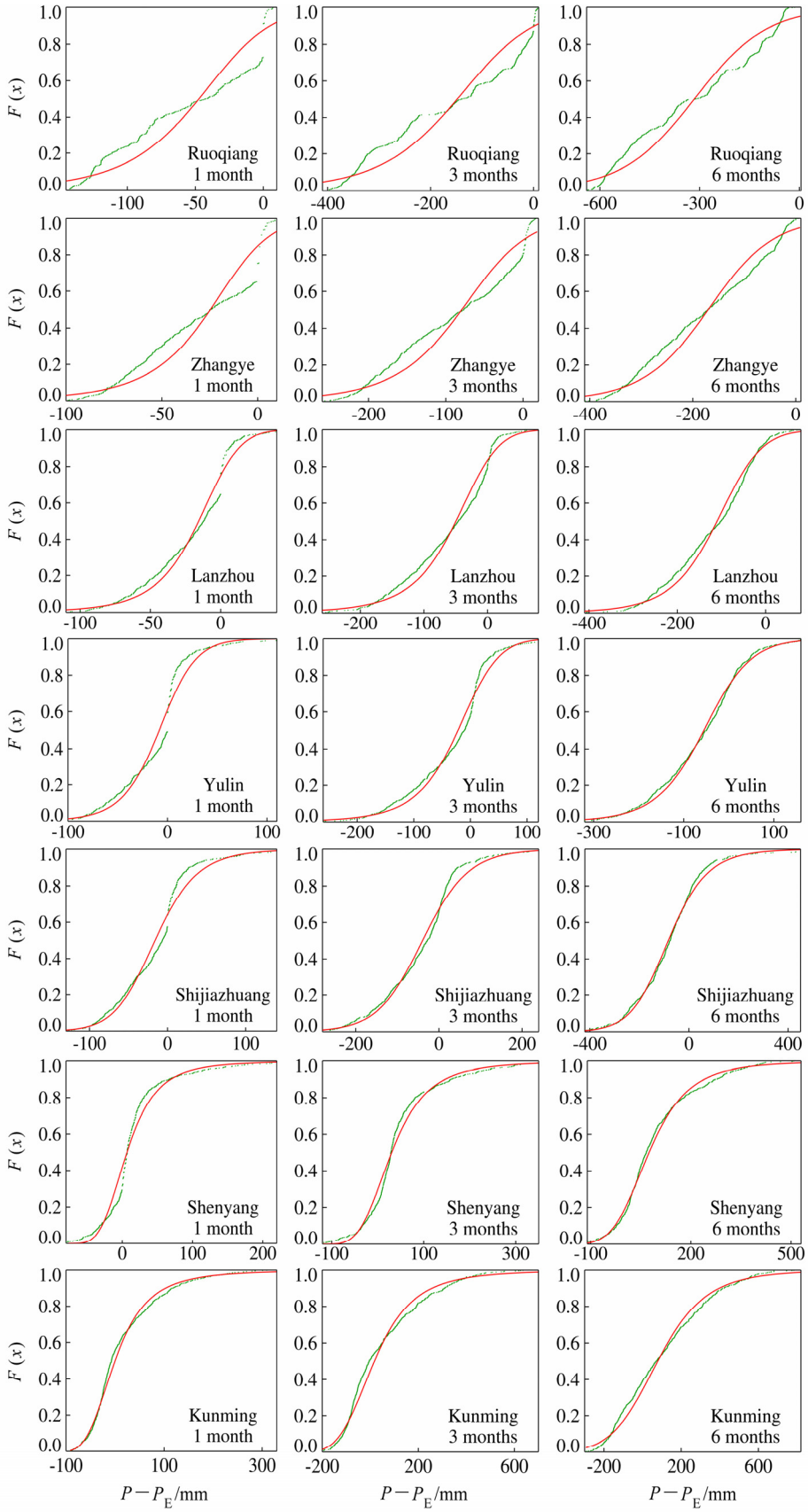

图 1　1、3、6 个月尺度 log-logistic 概率分布函数 $F(x)$ 曲线（红色）和经验概率分布曲线（绿色）对比

Fig. 1　Theoretical values according the log-logistic distribution (red line) and empirical (green dots) $F(x)$ values at the time scales of 1, 3, and 6 months for the eight observatories

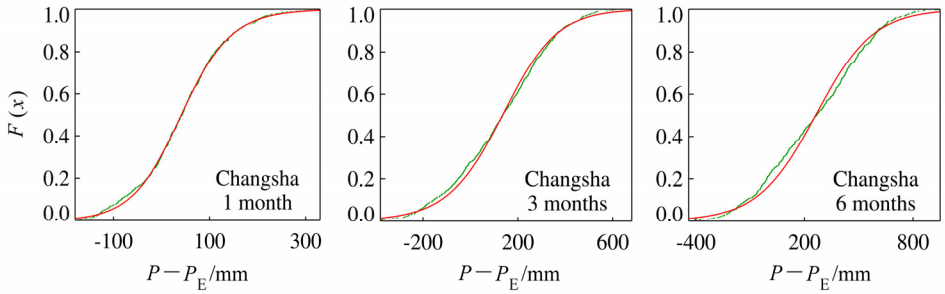

图 1 （续）

Fig. 1 (Continued)

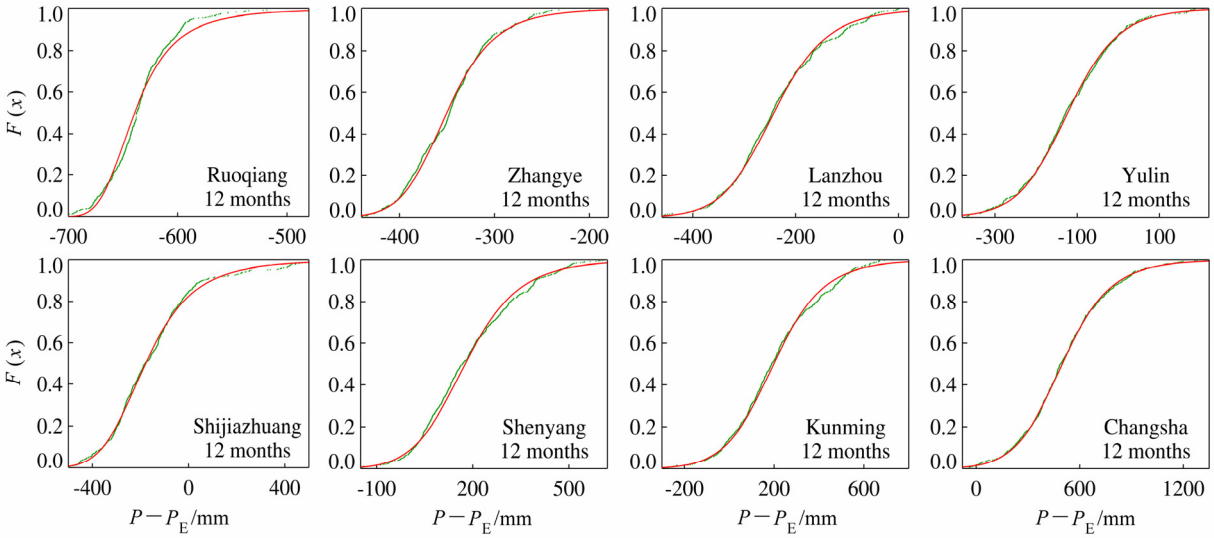

图 2 12 个月尺度 log-logistic 概率分布函数 $F(x)$ 曲线（红色）和经验概率分布曲线（绿色）对比

Fig. 2 Theoretical values according the log-logistic distribution (red line) vs empirical (green dots) $F(x)$ values at the time scales of 12 months for the eight observatories

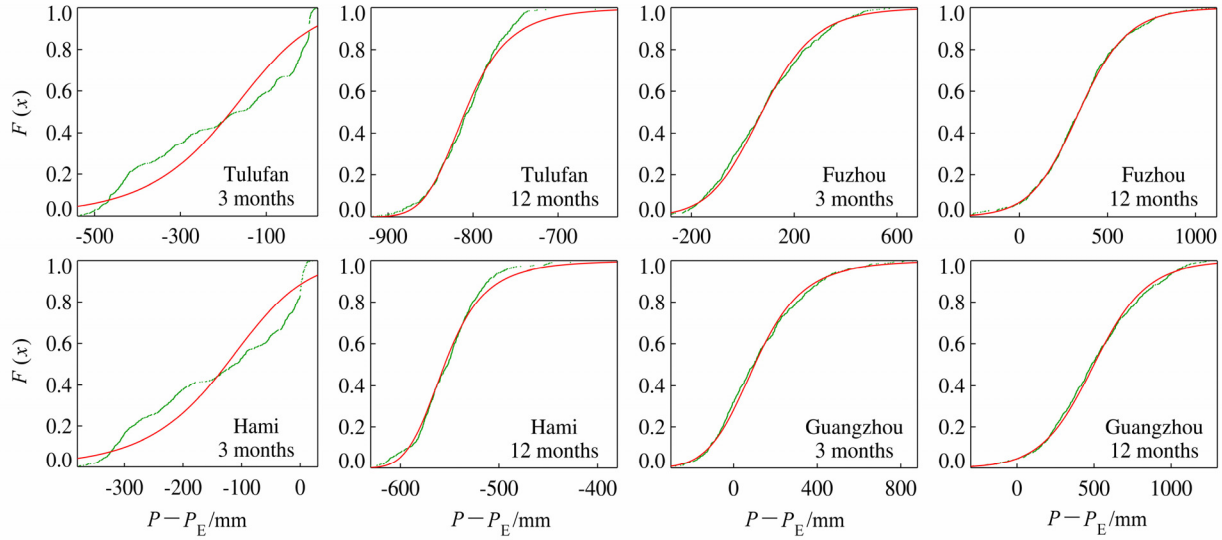

图 3 3、12 个月尺度 log-logistic 概率分布函数 $F(x)$ 曲线（红色）和经验概率分布曲线（绿色）对比

Fig. 3 Theoretical values according the log-logistic distribution (red line) and empirical (green dots) $F(x)$ values at the time scales of 3 and 12 months for the four observatories

（＞1200 mm）。图 3 显示，干旱地区两站 3 个月尺度 SPEI 分析均不适用，12 个月尺度分析均适用；湿润地区两站 3、12 个月尺度分析均适用。

综合以上分析得出，在我国年均降水量大于 200 mm 区域各种尺度 SPEI 分析均可适用，在干旱区只有大于 12 个月的大尺度 SPEI 分析适用较好，

其中 12 个月时间尺度的 SPEI 分析在各区适用性最好；而在分析干旱区 1、3、6 个月的小尺度干旱时不建议使用 SPEI。

对于在干旱区小于 12 个月的小尺度 SPEI 分析不适用的原因，将从 SPEI 的数学基础和物理意义两方面进行讨论。

首先，从 SPEI 计算公式的数学基础上分析，对该区小尺度累积水分亏缺量序列的 log-logistic 概率密度和经验概率密度进行对比。若羌站和张掖站 1、3 个月尺度累积水分亏缺量序列概率密度如图 4。图 4 显示，两站 1、3 个月尺度累积水分亏缺量序列的 log-logistic 概率密度函数 $f(x)$ 对经验概率密度的拟合效果均较差，两站 1、3 个月尺度累积水分亏缺量序列经验概率密度均在 0 值附近异常偏高。该区 6 个月尺度概率密度对比分析结果与 3 个月尺度相似。对两站降水和气温资料分析后认为，由于两站每年 11 月至次年 2 月平均气温常低于 0 °C，潜在蒸发量为 0，而同期降水稀少，致使小尺度月累积水分亏缺量 0 值附近概率异常偏高，从而导致概率分布异常，降低了 SPEI 在该区小尺度分析中的可适用性。

其次，从物理意义上看，如图 4 所示，在我国干旱区，水分亏缺量处于负值区的频率远大于正值区。这表明该区地表水分经常处于输出状态，且输入量远小于输出量。由物质守恒定律可知，地表水分不可能长期处于这种不平衡状态即输出状态。导致这种情况的可能原因有二：一是计算地表水分的输入时未考虑其他影响较大的源，如地表径流等；二是通过 Thornthwaite（1948）方法计算得到的地表水分输出值即潜在蒸发量偏大，这涉及到使用 Thornthwaite（1948）方法计算潜在蒸发量在干旱区的适用性问题。这些问题已超出本文研究的范围，将在后续工作中做更深入的研究。

4 SPEI与SPI、*H* 指数对比分析

SPI 和 *H* 指数是我国干旱研究中应用较为成熟的指数，通过比较 SPEI 与这两个指数在不同区域进行干旱分析中的异同，可以突显 SPEI 在表征干旱程度上的优越性。由于 *H* 指数只有年际尺度，仅能反映干湿变化趋势，因而在此重点比较 SPEI 和 SPI 的异同。为了便于对比，采用近于年际尺度的 12 个月 SPEI 和 SPI 序列进行分析。在干旱地区（降水量显著小于蒸发量）和湿润地区（降水量显著大于蒸发量）各选取一个站点，分别为张掖站和长沙站，比较其 *H* 指数、12 个月尺度的 SPEI 和 SPI 序列。

张掖站 12 个月尺度的 SPEI 和 SPI、*H* 指数及年均气温序列如图 5。图 5 表明，张掖站 12 个月尺度的 SPEI 序列在 60 年代以前呈下降趋势，60～80 年代呈上升趋势，80 年代初至 90 年代中期处于大幅震荡中，在 1997 年以后出现大幅下降，部分 SPEI 值低于－2，表明该站所在地区在 1997～2004 年期间发生了几次极端干旱，之后的变化显示，旱情在 2005 年以后得到了缓解；12 个月尺度的 SPI 序列在 60 年代以前呈下降趋势，60～80 年代呈上升趋势，80 年代初至 90 年代中期处于大幅震荡中，在 1997 年以后未出现明显下降，2000 年以后呈上升

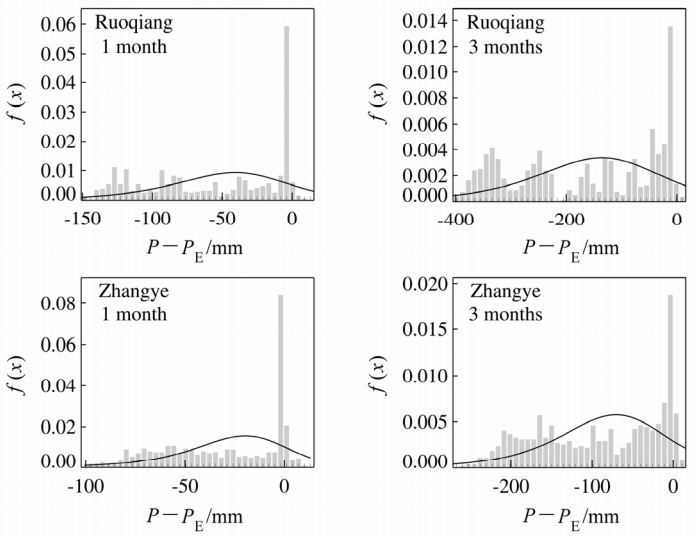

图 4 若羌站和张掖站 1、3 个月尺度经验概率直方图（灰色）和 log-logistic 概率密度函数 $f(x)$ 曲线（黑色）对比

Fig. 4 Empirical (grey) and modeled (black) $f(x)$ values using the log-logistic distributions at the time scales of 1 and 3 months at Ruoqiang and Zhangye observatories

趋势，2005 年以后呈明显上升趋势；*H* 指数序列的变化趋势与 SPEI 序列总体趋势一致。

对比发现，12 个月尺度的 SPEI 和 SPI 序列在 70 年代以前变化几乎完全相同；70 年代以后变化趋势一致，只是 SPEI 序列振幅略大于 SPI；自 1997 年以后，SPEI 序列变化趋势与 SPI 序列发现明显差异，SPEI 值表明发生严重干旱，而 SPI 值显示轻度干旱，对比同期 *H* 指数，发现 *H* 指数值处于历史最低值附近，说明 SPI 未能真实反映这一时段的干旱严重程度；2005 年以后，SPI 序列呈现出明显的变湿趋势，而 SPEI 序列只是呈现弱的变湿趋势，*H* 指数序列的变化趋势与 SPEI 相似，说明 SPI 对该时段干湿变化的表征已出现明显偏差。

对比气温序列变化发现，该站气温在 1997 年发生明显跃变，之后持续在高位震荡，即该区自 1997 年以后明显变暖。由此得出，在降水量显著小于蒸发量的地区，增温引起的干旱化确实加剧了这些地区的干旱程度。而 SPI 只包含降水变化信息，不能反映气温的影响，难以表征真实干旱程度。

长沙站 12 个月尺度的 SPEI 和 SPI、*H* 指数及年均气温序列如图 6。图 6 表明，长沙站 12 个月尺度的 SPEI 和 SPI 序列与同期 *H* 指数序列变化趋势

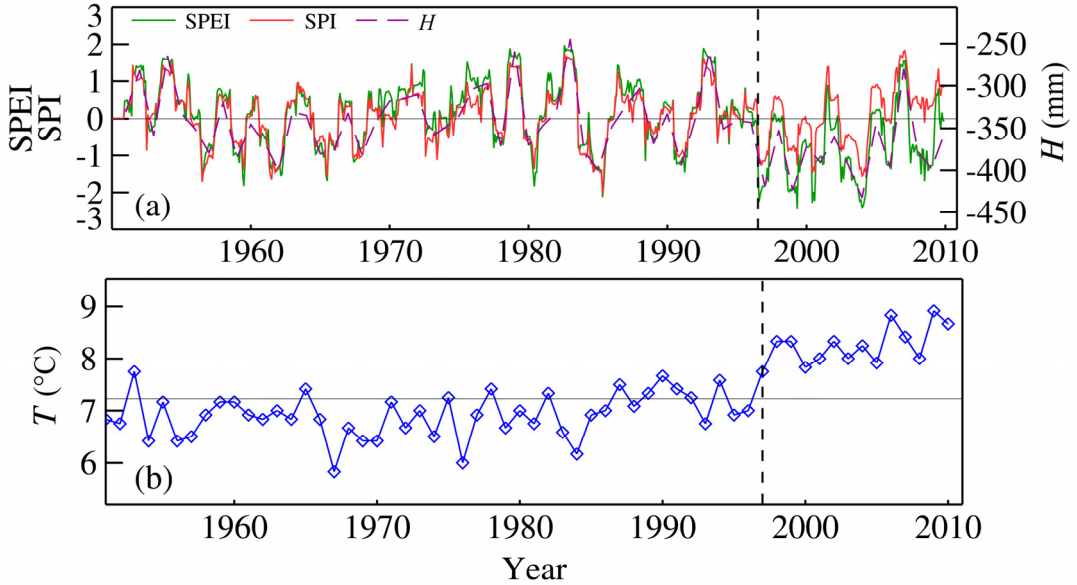

图 5 张掖站（a）12 个月尺度 SPEI、12 个月尺度 SPI、*H* 指数及（b）年均气温 1951～2010 年时间序列

Fig. 5 The (a) 12-month SPEI, 12-month SPI, and *H* index and (b) annual temperature during 1951–2010 at Zhangye observatory

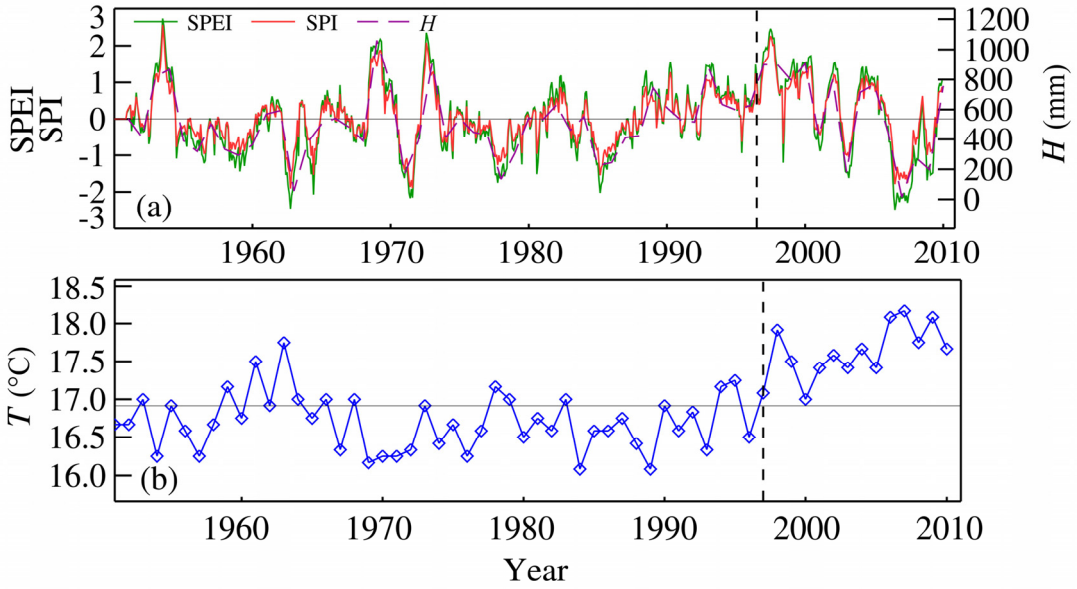

图 6 同图 5，但为长沙站

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for Changsha observatory

一致，只是在 1997 年以后 SPEI 的低值点低于同期的 SPI 值。同期气温序列变化显示，该站所在地区气温在 1997 年也发生明显跃变，由此说明，在降水量显著大于蒸发量的地区，增温对干旱程度影响还比较有限。

通过对比发现， SPEI 序列与 *H* 指数序列在干旱地区与湿润地区均呈现一致变化趋势，说明 SPEI 能充分反映增温效应对干湿变化的影响；而 SPEI 与 SPI 序列只在湿润区和 1997 年以前的干旱地区呈现一致变化趋势，说明 SPI 已不能较好地反映我国 1997 年气温跃变以来干旱地区干旱程度的新变化，而在湿润地区，SPI 仍是一种较为有效的干旱指数。*H* 指数虽能反映增温对干湿变化的影响，但只能反映年际尺度的趋势变化，无法作为一种监测指数识别干旱的发生与结束。

5 结论

通过对 SPEI 计算方法的介绍并检验其在我国不同等级降水区的适用性，以及对 SPEI、SPI 与 *H* 指数的比较分析，得到主要结论如下：

（1）在我国年均降水量大于 200 mm 区域各种尺度 SPEI 分析均可适用，在干旱区只有大于 12 个月的大尺度 SPEI 分析适用较好，其中 12 个月时间尺度的 SPEI 分析在各区适用性最好。

（2）在年均降水量小于 200 mm 的干旱区，由于冬季月平均气温常小于等于 0 °C，潜在蒸发量为 0，且降水稀少，导致小于 12 个月的小尺度累积水分亏缺量序列 0 值附近概率异常偏高，不服从 log-logistic 概率分布，降低了 SPEI 在该区小尺度分析中的可适用性。所以，在分析我国干旱区 1、3、6 个月小尺度干旱时不建议使用 SPEI。

（3）与 SPI 和 *H* 指数相比，SPEI 在干旱区和湿润区均能充分反映增温引起的干旱程度的变化，并可作为监测指数识别干旱是否发生或结束，能较准确地表征干旱状况。

（4）1997 年气温跃变以后，干旱区的干旱程度有所加剧，而只包含降水信息的单因素指数 SPI 不能反映这种变化；气温跃变对湿润区的影响尚不明显。

参考文献（References）

Guttman N B. 1998. Comparing the Palmer drought index and the standardized precipitation index [J]. Journal of the American Water Resources Association, 34 (1): 113–121.

Hayes M, Wilhite D, Svoboda M, et al. 1999. Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 80 (3): 429–438.

Ji L, Peters A J. 2003. Assessing vegetation response to drought in the northern Great Plains using vegetation and drought indices [J]. Remote Sens. Environ., 87 (1): 85–98.

马柱国, 黄刚, 甘文强, 等. 2005. 近代中国北方干湿变化趋势的多时段特征 [J]. 大气科学, 29 (5): 671–681. Ma Zhuguo, Huang Gang, Gan Wenqiang, et al. 2005. Multi-scale temporal characteristics of the dryness/ wetness over northern China during the last century [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (5): 671–681.

McKee T B, Doesken N J, Kleist J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales [C] // Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology. Boston, MA: American Meteorological Society, 179–184.

McKee T B, Doesken N J, Kleist J. 1995. Drought monitoring with multiple time scales [C]// Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology. Boston, MA: American Meteorological Society, 233–236.

Palmer W C. 1965. Meteorological droughts [C]// US Department of Commerce Weather Bureau Research Paper, 45–58.

Thornthwaite C W. 1948. An approach toward a rational classification of climate [J]. Geographical Reviews, 38 (1): 55–94.

Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I. 2010. A multi-scalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index—SPEI [J]. J. Climate, 23: 1696–1718.

Wu H, Svoboda M, Hayes M, et al. 2007. Appropriate application of the standardized precipitation index in arid locations and dry season [J]. International Journal of Climatology, 27: 65–79.

周后福, 方茸, 张建军, 等. 2010. 基于 SVD 和修正 *Z* 指数的汛期旱涝预测及其应用 [J]. 气候与环境研究, 15 (1): 64–72. Zhou Houfu, Fang Rong, Zhang Jianjun, et al. 2010. Predict ion for drought / flood during the flood season based on SVD method and modified *Z* index and its application [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 15 (1): 64–72.

邹旭恺, 任国玉, 张强. 2010. 基于综合气象干旱指数的中国干旱变化趋势研究 [J]. 气候与环境研究, 15 (4): 371–378. Zou Xukai, Ren Guoyu, Zhang Qiang. 2010. Droughts variations in China based on a compound index of meteorological drought [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 15 (4): 371–378.