7种气象干旱指数的中国区域适应性

杨庆, 李明星, 郑子彦, 马柱国*

中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室, 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: mazg@tea.ac.cn

收稿日期: 2016-11-02; 接受日期: 2017-01-03; 网络版发表日期: 2017-03-06

全球变化研究国家重大研究计划项目(编号: 2012CB956201)、国家自然科学基金面上项目(批准号: 41275085)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 41530532)、国家科技支撑计划项目(编号: 2013BAC10B02)、国家公益性行业(气象)科研专项(重大专项)项目(编号: GYHY201506001-1)和国家自然科学基金青年基金项目(批准号: 41305062)资助

摘要 作为干旱问题的基础, 干旱指数的确定一直是干旱研究的难点之一, 至今尚没有统一的干旱指数能适用于广泛的干旱研究, 因此研究干旱指数的区域适用性具有重要的科学意义. 本文使用Gravity Recovery And Climate Experiment(GRACE)反演的陆地水储量、观测的土壤湿度和径流数据, 评估了Palmer干旱指数(PDSI)、基于中国台站观测数据的修正PDSI(PDSI_CN)、自矫正PDSI(scPDSI)、地表湿润指数(SWI)、标准化降水指数(SPI)、标准化降水蒸散发指数(SPEI)和气象观测数据驱动的陆面数值模式模拟的土壤湿度(CLM3.5/ObsFC)共7种干旱指数在中国的区域适用性. 结果表明: scPDSI在中国地区的适用性最优, 但其数值范围明显小于PDSI和PDSI_CN, 需要制定新的旱涝等级分级标准. 由于经验参数的代表性差, PDSI和PDSI_CN在中国干旱区和湿润区的应用会存在一定的问题. SPI和SPEI在湿润地区的适用性较好, 而在干旱半干旱地区的适用性较差. 这是因为在干旱半干旱地区, SPI没有考虑气温异常的影响, 因此结果偏湿; 当采用Thornthwaite方法计算潜在蒸散时, SPEI会高估气温变化的影响, 因此结果偏干. 2000年之前, CLM3.5/ObsFC在中国区域的适用性较好, 但2000年之后在干旱半干旱地区的适用性较差. 在检测年尺度的干湿变化上, SWI与其他干旱指数表现出基本一致的年际与年代际演变特征. 对于中国区域干湿变化的长期趋势, 7种干旱指数的检测结果一致, 均显示出明显的阶段性变化特征. 但在量值上, 不同干旱指数的检测结果存在明显的差异. 这种差异既与指数自身的定义有关, 也有气候变化有关.

关键词 干旱指数, 区域适应性, 陆地水储量, 土壤湿度, 径流

1 引言

长期以来, 干旱和干旱化是一直备受关注的科学问题, 也是影响人类社会最为严重的灾害之一(Wil-hite, 2000, 2002; 马柱国, 2005; 马柱国和符淙斌, 2006;

Sternberg, 2011; 张强等, 2011; Grayson, 2013). 干旱具有复杂的时空分布特征, 如起止日期、持续时间及影响范围、强度, 结合不同的研究对象, 人们发展了多种干旱指数. 干旱指数对干旱事件的准确描述是干旱研究的基本要求. 然而, 目前没有一种指数能够完全

中文引用格式: 杨庆, 李明星, 郑子彦, 马柱国. 2017. 7种气象干旱指数的中国区域适应性. 中国科学: 地球科学, 47: 337–353, doi: 10.1360/N072016-00133
英文引用格式: Yang Q, Li M X, Zheng Z Y, Ma Z G. 2017. Regional applicability of seven meteorological drought indices in China. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-5133-5

定量地描述干旱的时空特征,且适用于不同区域干旱特征的表征及其对环境和社会影响的评估,即使对同一个研究对象,不同干旱指数所得结果亦存在明显差异。这是全球干旱化的趋势变化研究存在诸多争议(Sheffield等, 2012; Dai, 2012)的原因。因此,干旱指数适用性评估是干旱监测和预报业务及研究工作的最基本和重要问题。

早期的研究大多关注的是降水异常变化,因此降水的负距平成为确定干旱及其强度的主要指标(Wilhite和Glantz, 1985; Heim, 2002),但它无法准确刻画干旱对诸如水文、农业和社会经济等方面的影响。因而,为了不同的研究目的提出了多种干旱指数(Heim, 2002; 袁文平和周广胜, 2004a; 王劲松等, 2007; 姚玉璧等, 2007; 张强等, 2011; 赵一磊等, 2013)。如Palmer干旱指数(PDSI)综合考虑了地表前期降水量、土壤含水量、径流和潜在蒸散量(Palmer, 1965),在干旱检测和监测中被广泛使用(Karl和Koscielny, 1982; Diaz, 1983; Dai等, 1998; 卫捷等, 2003; 王越等, 2008; Sheffield等, 2012; Dai, 2012)。但PDSI在计算中使用了多个经验参数,这些经验参数的取值依赖于研究的区域。针对PDSI所存在的问题, Wells等(2004)提出了自矫正PDSI(scPDSI),旨在改进PDSI中经验参数的问题。另外,从90年代初开始,地表湿润指数(SWI)和标准化降水指数(SPI)这两种定义相对简单的干旱指数亦得到了广泛的应用(Hulme等, 1992; McKee等, 1993; 马柱国, 2007; 马柱国和符淙斌, 2006, 2007)。其中, SPI能够有效地反映不同地区、不同时间尺度的旱涝状况。但SPI忽略了气温变化对干旱的影响,因此在研究全球增暖背景下的干旱问题时适用性较差。为了克服SPI的不足, Vicente-Serrano等(2010)提出了标准化降水蒸散发指数(SPEI),该指数考虑了气温异常对干旱的贡献,但如何计算潜在蒸散又是SPEI所面临的一个新问题。除了这些国际上广泛使用的干旱指数外,在不同国家和地区的业务应用中亦有特定的干旱指数(Heim, 2002; 王澄海等, 2012)。中国气象局(邹旭恺等, 2010)发展了综合气象干旱指数(CI)。另外,土壤湿度是调节陆气间水循环的一个关键物理量,也是自然生态系统中最主要的水分来源(李明星和马柱国, 2012)。土壤湿度异常能够有效地反映区域的干湿状况,可作为表征干旱特征的客观指标,因此常用来检验其他干旱指数的准确性(Sims等, 2002; Vicente-Serrano等, 2012)。但土壤湿度缺乏大范围长期

连续的台站观测,遥感观测资料也存在诸多问题(Kerr, 2007)。因此目前土壤湿度的研究多基于数值模式的结果(Keyantash和Dracup, 2002; 李明星和马柱国, 2012),在干旱检测和研究中还存在一定局限性。

如上所述,不同的干旱指数由于研究的对象及考虑的物理过程不同,所需的变量和计算方法也不完全相同。因此对于同一干湿事件的时空分布特征(如持续时间、影响范围与强度等),不同的干旱指数会给出相异的结果(Keyantash和Dracup, 2002; 袁文平和周广胜, 2004b; 王越等, 2008; Zhai等, 2010; Sheffield等, 2012; Vicente-Serrano等, 2012; 王芝兰等, 2013; 王素萍等, 2015)。例如: Dai(2011a)通过比较发现,与PDSI相比, scPDSI具有更高的空间可比性。当采用Penman-Monteith方法(Allen等, 1998)计算潜在蒸散时, scPDSI显示1950~2008年全球陆地干旱发生面积的增长速率略低。Vicente-Serrano等(2010, 2012)研究指出SPEI与scPDSI反映的干湿变化相当,但SPEI具有计算方法简单、需求变量少和多时间尺度的优势。不难看出,不同的干旱指数由于计算方法不同,在不同的气候区具有不同的表现,这种差异最终将体现在各种干旱指数的区域适用性上。然而,关于干旱指数的区域适用性研究多着眼于全球尺度(Vicente-Serrano等, 2012)或地表干湿状况相关的观测数据丰富的地区,如美国和欧洲。当前,利用陆地水循环过程的多个主要分量(如土壤湿度、径流、陆地水储量),对上述广泛使用的干旱指数,进行中国区域适用性系统评估尚未开展。

本文利用3个主要陆地水循环分量的观测资料,系统的评估了7种干旱指数在中国区域的适用性,以及各指数对中国区域干湿变化长期趋势的描述能力。首先,本文介绍了7种干旱指数的定义;其次,结合观测的土壤湿度、径流、陆地水储量评估了7种干旱指数的在中国区域的适用性;然后基于这7种干旱指数,评估其对中国区域干湿变化长期趋势的描述能力;最后给出各指标在中国不同区域的适用性评价结论。

2 干旱指数简介

2.1 Palmer干旱指数(PDSI)

Palmer干旱指数(Palmer Drought Severity Index, PDSI)由Palmer于1965年提出(Palmer, 1965),是目前国际上应用最广泛的干旱指数。其定义干旱为持续数月

或数年的一段时间,在此时段内某区域的实际水分供给量持续低于统计的、与气候类型相适应的水分供给量. PDSI综合考虑了水分亏缺量和持续时间对干旱程度的影响,其计算需要用到前期降水量、土壤含水量、径流和潜在蒸散量. 首先依照水分平衡方程,计算气候适宜降水量及其与实际降水量之间的差值,然后作权重变换并进一步考虑持续时间得出PDSI值. 具体计算公式如下:

$$d = P - \bar{P}, \quad (1)$$

$$K' = 1.5 \times \lg \left[\frac{\overline{PE} + \bar{R} + \overline{RO}}{(\bar{P} + \bar{L})\bar{D}} + \frac{2.8}{\bar{D}} \right] + 0.5, \quad (2)$$

$$K = \frac{17.67}{\sum_{i=1}^{12} \bar{D}K'} K', \quad (3)$$

$$Z = Kd, \quad (4)$$

$$X_i = 0.897X_{i-1} + \frac{Z_i}{3}, \quad (5)$$

式中, P 为逐月降水量, $\bar{P}$ 是基于水分平衡方程计算得到的气候适宜降水量; $\overline{PE}$ 、 $\bar{R}$ 、 $\overline{RO}$ 和 $\bar{P}$ 分别表示平均潜在蒸散、平均补水量、平均径流量和平均降水量; d 是逐月水分距平值,即实际降水量与气候适宜降水量的差值,其绝对值为 D . 由于在地表水分平衡中, d 所代表的水分异常在不同区域不同时间内存在明显的差异,为使 d 具有空间可比性,Palmer对 d 乘以一个权重系数 K (式(4)),记为 Z ,作为各月水分距平指数,也称为Palmer Z 指数. Palmer Z 指数可以很明确的表征当月气候的干湿状况,对短期(如月尺度)干旱、洪涝有很好的指示作用. 当前月份的PDSI值(X_i)是上个月份PDSI值(X_{i-1})和当前月份水分距平量 Z_i 的线性组合. 式(5)中系数固定,分别是0.897和1/3,称之为持续因子,反映了PDSI受地表前期干湿状况影响的程度,以及对当月降水异常(Z_i)的敏感性. 表1给出了PDSI干湿等级分级标准.

2.2 修正Palmer干旱指数(PDSI_CN)

尽管PDSI的定义是基于水分平衡方程且具有明确的物理意义,但该定义包含一些经验参数. 最初,这些经验参数是基于美国中西部地区的观测数据确定

表1 PDSI、PDSI_CN、scPDSI、SPI和SPEI的干湿等级分级标准

	PDSI, PDSI_CN, scPDSI	SPI, SPEI
极端湿润	≥ 4.00	≥ 2.00
严重湿润	3.00~4.00	1.50~2
中度湿润	2.00~3.00	1.00~1.5
轻微	1.00~2.00	0~1
正常	-1~-1	-
轻微干旱	-2~-1	-1~-0
中度干旱	-3~-2	-1.5~-1
严重干旱	-4~-3	-2~-1.50
极端干旱	≤ -4.00	≤ -2.00

的,这导致了在美国中西部以外气候区,PDSI的适用性可能存在问题. 因此需要针对具体的区域观测数据,对经验参数进行修正. 基于中国台站观测资料,安顺清和刑久星(1986)和刘巍巍等(2004)对PDSI进行了修正. 刘巍巍等(2004)建议在其修正的方案(记为PDSI_CN)中,使用如下的权重系数与持续因子:

$$K' = 1.2815 \lg \left[\frac{\overline{PE} + \bar{R} + \overline{RO}}{(\bar{P} + \bar{L})\bar{D}} \right] + 3.3027, \quad (6)$$

$$K = \frac{581.391}{\sum_{i=1}^{12} \bar{D}K'} K', \quad (7)$$

$$X_i = 0.9331X_{i-1} + \frac{Z_i}{125.99}, \quad (8)$$

以上三式中的变量与系数的意义与PDSI相同. PDSI_CN的干湿等级划分标准同PDSI(表1).

2.3 自矫正Palmer干旱指数(scPDSI)

PDSI_CN中经验参数的设定基于中国台站的历史观测数据,因此在中国区域的适用性相对较好. 但是空间均一的经验参数导致PDSI_CN应用于中国不同子区域间存在的问题. 为此, Wells等(2004)提出了自矫正PDSI(Self-calibrating PDSI, scPDSI). scPDSI基于每一个台站的历史观测资料,计算出该台站所对应的权重系数和持续因子,因此scPDSI具有较好的空间可比较性(Dai, 2011a, 2011b). scPDSI的干湿等级划

分标准同PDSI(表1).

2.4 地表湿润指数(SWI)

地表湿润指数(Surface Wetness Index, SWI)定义为年降水量与年潜在蒸散量的比值(Hulme等, 1992):

$$SWI = \frac{\sum_{i=1}^{12} P_i}{\sum_{i=1}^{12} PE_i}, \quad (9)$$

式中, P_i 与 PE_i 分别为月降水与潜在蒸散量. SWI未进行标准化处理, 所以既可用于干湿变化的检测, 亦可用于干湿气候区划(United Nations, 1994; 马柱国和符淙斌, 2006, 2007). $SWI < 0.05$ 为极端干旱区, $0.05 \leq SWI < 0.20$ 为干旱区, $0.20 \leq SWI < 0.50$ 为半干旱区, $0.50 \leq SWI < 0.65$ 为半湿润干旱区, $SWI \geq 0.65$ 为湿润区. 但SWI的时间分辨率为年, 无法描述月和季节尺度的干湿事件.

2.5 标准化降水指数(SPI)

McKee等(1993)提出了标准化降水指数(Standardized Precipitation Index, SPI). 其计算方法是首先基于台站30年或更长的月降水资料计算降水的累积概率密度函数, 再对其进行标准化处理. 由于经过标准化处理, SPI能够消除降水的时空分布差异, 在不同区域和不同时间段均能有效地反映旱涝状况(袁文平和周广胜, 2004b). 与其他干旱指数相比, SPI能够检测不同时间尺度的干湿事件, 具有多时间尺度的特征(Lloyd-Hughes和Saunders, 2002; McRoberts和Nielsen-Gammon, 2012). 以下简要介绍SPI的多时间尺度原理:

$$D_n^k = \sum_{i=0}^{k-1} (P_{n-i} - \overline{P_{n-i}}), \quad (10)$$

式中, P_{n-i} 为第 $n-i$ 个月的降水, $\overline{P_{n-i}}$ 为第 $n-i$ 个月降水的气候态; D_n^k 表示当时间尺度为 k 时, 第 n 个月的降水异常值. 如当时间尺度 $k=5$ 时, 第 n 个月的降水异常值等于当前月及之前4个月的降水距平值之和. SPI的干湿等级如表1所示.

2.6 标准化降水蒸散发指数(SPEI)

SPI忽略了潜在蒸散的变化, 不能如实地反映气温变化对干旱的影响. 这使得在当前增暖的背景下, SPI的应用存在一定的局限性. 针对SPI的不足, Vicente-Serrano等(2010, 2012)提出了标准化降水蒸散发指数(Standardized Precipitation Evapotranspiration

Index, SPEI). SPEI与SPI的计算方法基本一致, 且采用同样的干湿等级标准(表1). 二者差别仅在于SPEI采用了降水与潜在蒸散之差 $P-PE$ 来替换SPI中的单一降水异常, 即考虑气温变化对干旱的影响. 因而, SPEI综合了PDSI对气温的敏感性以及SPI的多时间尺度特征, 具有较好的应用前景(Vicente-Serrano等, 2012; 王林和陈文, 2012). 以下简要介绍SPEI的多时间尺度原理:

$$D_n^k = \sum_{i=0}^{k-1} (P_{n-i} - PE_{n-i}), \quad (11)$$

式(11)给出了时间尺度为 k 时, 第 n 个月降水与潜在蒸散的差值 D_n^k . 如当时间尺度 $k=5$ 时, 第 n 个月降水与潜在蒸散的差值 D_n^5 等于当前月及之前4个月的降水与潜在蒸散差值之和. 在计算SPEI时, 应事前给定时间尺度 k , 然后计算 $P-PE$ 的累积序列, 再采用广义逻辑分布对累积序列进行拟合, 最后对累积概率密度进行标准化处理得到SPEI(Vicente-Serrano等, 2010).

2.7 基于陆面模式模拟的土壤湿度

作为干旱指数之一, 本文利用了采用Li和Ma(2010)基于陆面数值模式模拟的土壤湿度数据. 陆面模式为Community Land Model Version 3.5(CLM3.5; Dai等, 2003). CLM3.5的驱动场(简称为ObsFC)包括观测的降水、气压、气温、比湿、风速和辐射, 其中辐射采用Sheffield等(2006)的数据. 模拟的土壤湿度数据(本文简称为CLM3.5/ObsFC)垂直方向有10层, 深度依次为0.7、2.8、6.2、11.9、21.2、36.6、62.0、103.8、172.8和286.5cm; 水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$; 时间分辨率为月; 时间长度为1951~2008年. 一般而言, 随着土壤深度的增加, 土壤湿度对地表干湿状况的响应会相应地滞后. 为了便于比较, 我们仅选用靠近地表的7层土壤湿度的平均值作为地表干湿状况的反映.

3 数据与方法

3.1 数据

本文所采用的数据包括:

(1) 中国气象局发布的“中国地面气候资料日值数据集(V3.0)”. 该数据集包括了824个基准、基本气象站1951~2013年逐日气温与降水数据. 为便于比较, 本文研究时段取为1961~2013年, 同时对逐日数据进行平均, 获得月平均数据. 另剔除了连续缺测6个月以上

的台站记录;对其他零星缺测,采用多年平均值进行插补.最终获得了753个台站的观测记录(图1).

(2)“中国农业气象土壤水分数据集(1981~2002)”与“中国农作物生长发育和农田土壤湿度旬值数据集(1991~2013)”.前者包括了230个台站观测的田间持水量(Available Water Capacity, AWC)和土壤重量含水率数据,后者包括了778个台站观测的土壤相对湿度数据.但两套资料均有较多缺测,且农业气象站主要分布于东北平原、华北平原和黄淮平原,在100°E以西较少.

(3)黄河水利委员会提供的黄河下游利津站1956~2010年逐月的实测径流量和天然径流量数据. Dai Aiguo公布的长江流域大通站1960~2001年天然径流量数据,下载地址<http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/surface/dai-runoff/index.html>.

(4)由重力反演与气候实验卫星(Gravity Recovery And Climate Experiment, GRACE)反演的陆地水储量数据(Adam, 2002).该数据空间分辨率为1°×1°,时间长度为2002年4月至2014年6月,其中有11个月(2002年6月和7月、2003年6月、2011年1月和6月、2012年5和10月、2013年3月、8月和9月、2014年2月)存在数据缺失.

(5)美国国家宇航局(NASA)发布的2010年中分辨率成像光谱仪(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS)反演的土地利用与土地覆盖数据(Land use/Land cover, LULC)(Friedl等, 2010),其水平分

辨率为500m.

3.2 方法

(1)潜在蒸散(Potential Evapotranspiration, PET)是计算PDSI的关键变量.本文采用Thornthwaite方法(Thornthwaite, 1948)计算PET,具体如下:

$$PET = \begin{cases} 0 & T < 0^{\circ}\text{C} \\ 16(10T/I)^a & 0^{\circ}\text{C} \leq T < 26.5^{\circ}\text{C} \\ -415.85 + 32.24T - 0.43T^2 & T \geq 26.5^{\circ}\text{C} \end{cases}, \quad (12)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}, \quad T > 0^{\circ}\text{C}, \quad (13)$$

$$a = 0.49239 + 1.792 \times 10^{-2}I - 7.71 \times 10^{-5}I^2 + 6.75 \times 10^{-7}I^3, \quad (14)$$

式中, T 是月平均气温(单位: °C), I 为年总加热指数, a 是一个关于 I 的三阶多项式.考虑到每月的天数和日照时数不同, PET 略有调整.

$$PET = PET(\theta/30)(h/12), \quad (15)$$

式中, θ 和 h 分别表示每月的天数和每月第15天的日照时数.

Thornthwaite方法以气温来计算PET.该方法计算所需的变量较少,方法简单,因此得到了广泛的应用.但Thornthwaite方法假设当气温低于0°C时,潜在蒸散

图1 气象站(753个)与农业气象站(59个)的空间分布

红色点表示1991~2002年两套土壤湿度数据高相关(相关系数 $R > 0.85$)的农业气象站,蓝色实线指示河流

量为0, 因此在高纬度和高海拔地区会导致PET的低估。相比而言, 另一种计算潜在蒸散的方法Penman-Monteith方法(Allen等, 1998)虽然物理意义更加明确, 且精度较高(毛飞等, 2011), 但所需的气象要素多, 常规气象观测资料难以满足。van der Schrier等(2011)研究指出当分别采用Thornthwaite与Penman-Monteith方法计算PET时, PDSI的结果差异较小, 即PDSI对于PET的计算方法不敏感。因此本文采用Thornthwaite方法计算潜在蒸散量。

(2) SPI与SPEI具有多时间尺度的特征。本文分别计算了时间尺度 $k=1、3、6、9、12、24$ 和36个月时的SPI与SPEI值, 分别记为SPI k 与SPEI k 。如当 $k=12$ 个月时, 记为SPI12与SPEI12。

(3) 本文采用皮尔逊(Pearson)相关系数来计算干旱指数与各水文变量之间的相关性, 显著性检验采用了Student- t 检验; 各时间序列的变化趋势采用最小二乘法来估算, 并用Student- t 检验其趋势的显著性; 干旱指数间的差别用均方根误差(RMSE)来评估(李明星和马柱国, 2015)。

(4) 为了延长观测的土壤湿度序列, 本文对“中国农业气象土壤水分数据集(1981~2002)”与“中国农作物生长发育和农田土壤湿度旬值数据集(1991~2013)”进行拼接。具体方法是以重叠时段(1991~2002)的土壤湿度数据为基础来分别标准化两套资料, 再对无迁站的同站台号的两套资料进行续接, 使得土壤湿度的观测时长扩展到1981~2013年。考虑到冷季的土壤湿度多为缺测, 故本文仅拼接了暖季(4~10月)平均的土壤湿度。最后挑选数据较完整的台站(共59个)用于下文的分析(图1)。经过一些简单的质量控制, 本文发现两套数据重叠时段内部分站点数据的一致性仍存在一

些问题。因此, 本文计算了重叠时段内两套数据的相关系数, 并以此来评价各台站拼接结果的可信度。

4 基于观测水文变量的干旱指数适用性评估

通过影响陆地水循环的各个分量, 干旱会对农业、水文及社会经济造成不同程度的损失。下文将基于观测的土壤湿度、径流和GRACE反演的陆地水储量数据, 评估7种干旱指数(表2)在中国的区域适用性。

4.1 观测的土壤湿度

图2给出了1991~2013年观测的10cm暖季平均的土壤相对湿度与6种干旱指数的相关系数(因SWI为年值, 故不予比较)。在全国范围内, 6种干旱指数与土壤相对湿度在大多数区域均呈现了较高的一致性。84%的台站呈现了正相关, 且显著正相关的台站集中于东北和华北地区。在华北和黄淮地区, 个别台站的干旱指数与土壤相对湿度呈现负相关。这可能与农业气象站是否灌溉有关, 因为灌溉会影响土壤实际的干湿状况。在西北西部, 一些测站的干旱指数与土壤相对湿度的一致性差, 如SPEI12和CLM3.5/ObsFC各有4个台站为显著的负相关。

对西北西部而言, 观测的土壤相对湿度自1991年呈现显著增加的趋势(图3), 增加速率为 $1.71\% a^{-1}$ 。SPI12与scPDSI(以及PDSI和PDSI-CN)均显示1961~2013年西北西部存在变湿的趋势, 并在1986年出现由偏干向偏湿的转折性变化。SPEI12在1991年之后呈显著的变干趋势, 与观测结果相反(相关系数 -0.80)。1961~2000年CLM3.5/ObsFC表现出显著的上升趋势, 但在2000年以后迅速下降, 与观测结果不符(相关系数为 -0.84)。

表2 本文所使用的7种干旱指数^{a)}

干旱指数	名称	定义时间	所需变量	时间分辨率
PDSI	Palmer干旱指数	1965	T, P, AWC	月
PDSI_CN	修正Palmer干旱指数	2004	T, P, AWC	月
scPDSI	自矫正Palmer干旱指数	2004	T, P, AWC	月
SWI	地表湿润指数	1992	T, P	年
SPI	标准化降水指数	1993	P	月
SPEI	标准化降水蒸散发指数	2010	T, P	月
CLM3.5/ObsFC	模式模拟的土壤湿度	2010	观测驱动场	月

a) T , 月平均气温; P , 月降水; AWC , 月田间持水量

图2 1991~2013年观测的10cm暖季平均土壤相对湿度与(a)SPI12、(b)SPEI12、(c)PDSI、(d)scPDSI、(e)PDSI-CN和(f)CLM3.5/ObsFC相关系数的空间分布

图3 西北西部观测的10cm暖季平均土壤相对湿度(标准化)与SPI12、SPEI12、scPDSI和CLM3.5/ObsFC的年变化
由于PDSI、scPDSI和PDSI-CN的时间序列基本重合(两两相关系数 $R > 0.85$), 故在此仅给出scPDSI

SPEI12和CLM3.5/ObsFC与观测结果的变化趋势反向, 无法刻画近几十年来西北西部的暖湿化趋势(施雅风等, 2002, 2003). 这可能是因为SPEI对潜在蒸散的计算方法敏感(赵静等, 2015). 当采用Thornthwaite方法时, 西北西部的潜在蒸散偏大, 以致增暖导致的变干程度大于多雨导致的增湿程度, SPEI呈现变干的趋势. 2000年以后, 在西北西部CLM3.5的驱动场可能存在一定的不确定性, 使得CLM3.5/ObsFC的结果与观测结果反向, 具体原因有待进一步分析.

为了在更长的时间段内比较干旱指数与观测土壤湿度的年际变化, 本文拼接了两套土壤观测资料, 使得土壤湿度的时间长度为1981~2013年. 图4给出了高可信度(未迁站且重叠时段(1991~2002年)内两套土

图4 4个台站1981~2013年暖季平均SPI12、SPEI12、scPDSI、CLM3.5/ObsFC与观测的10cm土壤湿度的时间变化
由于PDSI、scPDSI和PDSI-CN的时间序列基本重合(两两相关系数 $R>0.97$), 故在此仅给出scPDSI, 另所有的时间序列均做了标准化处理

壤湿度的相关系数 $R>0.85$, 如图1)的4个台站的土壤湿度与干旱指数的时间序列。如图4a所示, 在54049站(吉林长岭)干旱指数与土壤湿度呈现出基本一致的年际变化, 其中SPI12、SPEI12、PDSI、scPDSI、PDSI-CN与土壤湿度的相关系数介于0.77~0.79(表3), CLM3.5/ObsFC与土壤湿度的相关系数略低(0.44), 但也通过了显著性检验。在长期变化上, 干旱指数与土壤湿度均显示自1981年以来吉林长岭呈现显著变干的趋势, 但在2007年以后这种趋势有所缓和。在53923站(甘肃西峰镇), 土壤湿度与干旱指数均呈显著的正相关, 其中与CLM3.5/ObsFC的相关系数最高, 为0.86(表3)。就长期趋势而言, 除SPI12外, 其他干旱指数均呈现出显著的干旱化趋势。这可能是因为SPI12未考虑增温对干旱的贡献, 造成2000年以后的检测结果相对偏湿。

在57290站(河南驻马店), 干旱指数与土壤湿度均呈现了显著的正相关。在长期变化趋势上, CLM3.5/ObsFC与观测的土壤湿度一致, 无明显变化趋势。但其他干旱指数则表现出显著的变干趋势, 在2007年以后的下降速率高于土壤湿度的下降速率。在58158站(江苏大丰), 干旱指数与土壤湿度均为显著正相关, 且均呈现出明显的干旱化趋势。

4.2 观测的径流

因地形和地貌的复杂性, 降水的汇流过程会持续数周至数月, 故比较径流量与干旱指数的关系需用年值(Dai, 2011a)。图5分别给出了1961~2013年黄河和长江流域区域平均的干旱指数与其近海口径流量的年值序列。从图5b中可以看出, 在黄河流域, 天然径流量

表 3 4 个台站1981~2013年暖季平均SPI12、SPEI12、scPDSI、CLM3.5/ObsFC(1981~2008)与观测的10cm土壤湿度的相关系数^{a)}

站台	SPI12	SPEI12	PDSI	scPDSI	PDSI-CN	CLM3.5/Obs
54049	0.78	0.78	0.79	0.77	0.79	0.44
53923	0.54	0.72	0.82	0.78	0.75	0.86
57290	0.39	0.37	0.47	0.43	0.43	0.44
58158	0.49	0.55	0.74	0.68	0.70	0.55

a) 所有的相关系数均通过95%的显著性检验, 因SWI为年值, 故不予比较

图 5 1961~2013年黄河和长江流域区域平均干旱指数与其近海口径流量的年值序列

(a)黄河(绿点)与长江流域(黄点)的站点分布; 1961~2013年(b)黄河与(c)长江流域区域平均SPI12、SPEI12、scPDSI、SWI、CLM3.5/ObsFC与径流量的时间变化, 由于PDSI、scPDSI和PDSI-CN的时间序列基本重合(两两相关系数 $R>0.95$), 故此处仅给出scPDSI的结果. (b)中径流量为黄河利津站实测径流量与天然径流量(单位: 10^8m^3), (c)中为长江大通站天然径流量(单位: 10^9m^3)

与干旱指数显示出基本一致的年际和年代际变化, 其中与SWI的相关系数最高(0.78), 与SPI12的相关系数最低(0.48). 实测径流量与干旱指数也呈现了显著的正相关, 但相关系数略低. 事实上, 实测径流量除受集水区内的干湿变化之外, 也受到人为用水的影响. 天然径流量在实测径流量的基础上, 还原了人为用水所影响的部分, 因而能更真实地刻画流域内气候的干湿变化. 另外, 1961~2010年黄河径流显著减少, 实测和天然径流量的减少速率分别为 -9.3×10^8 和 $-4.2 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$. 相应地, 干旱指数均表现出明显变干的趋势, 其中SPEI12、scPDSI和CLM3.5/ObsFC的变干趋势最显著. 在2000年以后黄河径流和多数干旱指数均呈上升的趋势, 而CLM3.5/ObsFC却持续下降.

1961~2001年长江流域的天然径流量与干旱指数亦呈显著的正相关关系(图5c), 相关系数介于0.61~0.85. 就长期趋势而言, 干旱指数均呈现变湿的趋势, 但不显著, 这与天然径流量的结果一致. 在2000年以后, CLM3.5/ObsFC与干旱指数的年际变化基本一致. 由此表明, 2000年以后CLM3.5在湿润地区的模拟结果优于半干旱地区的模拟结果.

4.3 GRACE反演的陆地水储量

已有研究(曹艳萍等, 2015; Getirana, 2016)指出, GRACE反演的陆地水储量变化信息可以对区域干旱进行监测, 故陆地水储量可用于研究干旱指数的适用性. 本文计算了2002年4月至2013年12月陆地水储量与干旱指数的相关系数(因SWI为年值, 此处不参与比较), 结果如图6所示. 需要说明的是, 陆地水储量反映的是陆地整层水含量的信息, 因此在下文的比较中CLM3.5/ObsFC使用了整层平均的土壤湿度. SPI12、SPEI12、PDSI、scPDSI、PDSI-CN与陆地水储量的相关系数呈现出类似的空间分布. 以scPDSI为例(图6d), 在全国范围内scPDSI与陆地水储量以正相关为主, 其高值区主要位于东北北部、黄淮平原、江南和青藏高原东部地区. 负相关主要出现在黄河中游、长江中游以及西北零星地区. 事实上, 自然界中地下水和气候干湿变化存在显著的相关关系, 但在长江和黄河流域, 人类活动影响了地下水储量, 使其与气候干湿变化存在一定差异. 另外, 在西北干旱半干旱区, 稀疏的观测台站网络亦可能影响干旱指数的准确性. 在全国范围内CLM3.5/ObsFC与陆地水储量也以正相关为主,

但空间分布略有差异. 在西北和青藏高原东部地区, CLM3.5/ObsFC与陆地水储量呈现了显著的负相关关系. 这反映了CLM3.5/ObsFC在中国西部相对较差.

华北是中国重要的粮食生产基地. 伴随着20世纪70年代中后期太平洋年代际振荡(PDO)由冷向暖的位相转变, 华北地区由于降水持续减少而呈现了显著地干旱化趋势. 同时, 80年代以后的持续增暖也加剧了其干旱化的进程, 使其极端干旱事件频发, 造成区域的水资源短缺与水环境恶化(马柱国等, 2003; 马柱国, 2007). 另外, 上游建坝蓄水造成的河道渗漏、补给减少以及过度开采地下水等人类活动, 使得华北平原出现大范围的地下水降落漏斗(费宇红等, 2009). 自2002年8月至2010年8月, 华北陆地水总量以 -1.1 cm a^{-1} 的趋势减少(苏晓莉等, 2012).

本文比较了2002年4月至2013年12月华北区域平均的陆地水储量、干旱指数、观测的土壤湿度和降水的月值序列. 如图7b所示, 陆地水储量与干旱指数、观测的土壤湿度和降水均呈显著的正相关, 其中与scPDSI的相关系数最高, 为0.75, 与观测的土壤湿度的相关系数最低, 为0.42. 2002年的夏秋连旱给山东省造成巨大的影响, 直接经济损失约100亿元以上, 是1949年以来最严重的一次旱灾(祝昌汉等, 2003). PDSI、scPDSI和PDSI-CN均检测出此次事件为严重干旱, 但SPI12和SPEI12仅检测其为中等干旱. 自2003年11月后, 华北的地下水储量显著下降, 下降速率为 -1.5 cm a^{-1} . 相应地, 干旱指数均呈显著变干的趋势. 降水呈现减少的趋势, 但较弱且不显著. 观测的土壤湿度却呈现了变湿的趋势, 尤其在2005年以后变湿趋势显著, 为 $0.4\% \text{ a}^{-1}$.

为什么华北地区的陆地水储量与观测土壤湿度的长期趋势相反? 已有的研究(周涛等, 2002)指出, 中国北方土壤湿度的变化受自然因素与人类活动的双重影响. 灌溉是华北农业高产稳产的重要保证. 华北的水资源利用总量超过70%来自于地下水开采(苏晓莉等, 2012), 其中农业用水占总用水量68.3%, 灌溉用水占农业用水的81.7%(中华人民共和国水利部, 2007). 这就是说, 华北开采的地下水约79.7%直接用于农业灌溉. 从图7a中可以看出, 华北的农业气象站主要分布于农田下垫面. 灌溉势必会影响浅层土壤湿度的量值、年际变化及其长期趋势. 这使得观测的土壤湿度无法真实刻画华北的干旱化趋势.

图6 2002年4月至2013年12月陆地水储量与(a)SPI12、(b)SPEI12、(c)PDSI、(d)scPDSI、(e)PDSI-CN和(f)CLM3.5/ObsFC整层土壤湿度的相关系数

5 讨论

5.1 PDSI、PDSI_CN和scPDSI的比较

PDSI、PDSI_CN和scPDSI衡量的均是实际降水量与气候适宜降水量之差, 三者的差别在于计算过程中采用了不同的经验参数. PDSI的经验参数来源于美国中西部两个台站资料, PDSI_CN中经验参数来源于中国21个台站资料, scPDSI则基于逐个台站的历史信息计算各自的参数, 更客观的考虑了参数的空间非均一性. 从图8a中可以看出, PDSI与PDSI_CN在全国范围内的相关系数均在0.90以上, 二者差异较小. 但scPDSI与PDSI和PDSI_CN在干旱区和湿润区均存在

明显的差异(图8b和c). 由此说明, 在中国干旱区和湿润区, PDSI存在问题; PDSI_CN虽有所改进, 但仍存在一定的误差; scPDSI在中国区域的适用性更好.

在上文与水文变量的比较中, 相比于PDSI和PDSI_CN, scPDSI的取值范围较小. 如图9a~c所示, 当以低于-3来定义严重干旱事件时, 在量值和空间分布上, PDSI和PDSI_CN检测的严重干旱的发生频率基本一致, 但scPDSI检测的频次显著偏低. 因此, 仍采用PDSI的旱涝等级分级标准来划分干旱事件是不合理的, 需要重新定义分级标准. 例如, 若以低于第10百分位数来定义严重干旱时, PDSI、PDSI_CN和scPDSI检测的严重干旱发生频率的空间范围一致, 量值相当

图7 中国农田的空间范围和华北农业气象站(a)和2002年1月至2013年12月华北区域平均的SPI12、SPEI12、scPDSI、CLM3.5/ObsFC、陆地水储量(GRACE)、观测的50cm土壤相对湿度与降水的时间变化(b)

(a) 农田空间范围(2010年MODIS LULC, 绿色阴影), 农业气象站(31个, 红点); (b) 括号中数值为干旱指数及降水与陆地水储量的相关系数 R , 其均通过了95%的显著性检验. 由于PDSI、scPDSI和PDSI-CN的时间序列基本重合(两两相关系数 $R > 0.96$), 故此处仅给出scPDSI, 华北区域: $35^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, 降水单位: mm

(图9d~f).

5.2 SPI与SPEI的比较

SPEI的定义与SPI类似, 但考虑了气温变化对干旱的影响. 如图10所示, SPEI12与SPI12的RMSE与多年平均年降水呈明显的指数关系: 在年降水低于500mm的地区, RMSE随降水增加而迅速减小; 在年降水高于500mm的地区, RMSE则稳定在0.2左右. 在不同的时间尺度上, SPEI与SPI的RMSE与降水均存在这种指数关系. 这可能是因为, 在降水较多的地区蒸散量较大, 相对于降水异常, 气温异常对蒸散波动的贡献相对较

小, 故SPEI与SPI的表现一致; 但在干旱半干旱区, 蒸散量值较小, 气温异常引起的蒸散变化对SPEI的贡献相对较大, 因此SPEI与SPI差异明显. 另外, SPEI与PDSI虽均考虑了降水与气温变化对干旱的影响, 但二者的RMSE随降水的减少而增大. 这表明, 在干旱半干旱地区, SPEI与PDSI存在一定的差异. 由此说明, 在湿润地区SPI和SPEI均有较好的适用性, 但在干旱半干旱地区SPI和SPEI的适用性均较差. 这主要是因为, 在干旱半干旱地区, SPI没有考虑气温异常对干旱的贡献, 以致结果偏湿. 而当采用Thornthwaite方法计算潜在蒸散时, SPEI会高估气温异常对干旱的贡献, 因此结果

图 8 1961~2013年PDSI、PDSI_CN和scPDSI两两相关系数的空间分布

填色区域的相关系数均通过95%的显著性检验

偏干.

5.3 中国区域干湿变化的长期演变特征

结合文中7种干旱指数,我们初步分析了1961~2013年中国区域干湿变化的长期演变特征.因干旱指数有

各自不同的旱涝等级划分标准,为了方便比较,本文定义当干旱指数低于其第20百分位数时为干旱.如图11a所示,中国干旱的发生面积呈现出明显的阶段性变化.7种干旱指数均显示,1990年以前,干旱面积呈显著减少的趋势,平均减少速率为 $-0.59\% \text{ a}^{-1}$ (表4);1991~2007年干旱面积呈现显著增加的趋势,平均增加速率为 $1.25\% \text{ a}^{-1}$;2008年以后,干旱面积又呈下降的趋势.

虽然7种干旱指数所检测的干旱发生面积在年际变化和长期趋势上呈现了一致的特征,但在量值上却差异明显.如20世纪60年代、70年代和21世纪初,7种干旱指数检测的中国干旱发生面积的差别分别是14.07%、16.53%和17.65%,较20世纪80年代(8.42%)和90年代(10.37%)明显偏大.这种差别在1980年以后显著增大,增加速率为 $0.43\% \text{ a}^{-1}$.从图11b中可以看出,中国的气候变化具有明显的年代际特征:在20世纪60年代和70年代,降水偏少,气温偏低;在80年代和90年代,降水偏多,气温接近气候平均值;在21世纪初,降水偏少,气温显著偏高.这就是说,在气候偏干时段(20世纪60年代、70年代和21世纪初),7种干旱指数所检测的干旱面积间的差异较大,在气候偏湿时段(20世纪80年代和90年代),差异则较小.并且这种差异主要出现在SPI与SPEI之间.如在20世纪60年代和70年代,虽然降水偏少,但气温偏低,即蒸散发亦偏少. SPI忽视蒸散发的变化,检测的干旱发生面积最大.当采用Thornthwaite方法计算潜在蒸散发时, SPEI高估蒸散发偏少的影响,检测的干旱发生面积最小.在21世纪初,降水偏少,同时气温偏高,即蒸散发偏高,这使得SPI的检测结果最小,而SPEI的检测结果最高.综上所述,7种干旱指数所检测的干旱发生面积的差异既与指数自身的定义有关,也有气候变化有关.在今后关于中国干旱发生面积的分析中,不宜采用SPI和SPEI(采用Thornthwaite方法计算潜在蒸散发),推荐使用3种PDSI和SWI.

表 4 中国干旱发生面积百分比的趋势系数^{a)}

	SPI12	SPEI12	PDSI	scPDSI	PDSI_CN	SWI	CLM3.5/Obs	平均值
1962~1990	-0.69	-0.34	-0.74	-0.73	-0.66	-0.54	-0.46	-0.59
1991~2007	0.52	2.03	1.33	1.53	1.48	0.60	0.90	1.25

a) 所有系数均通过了95%的显著性检验,单位: $\% \text{ a}^{-1}$

图9 1961~2013年中国严重干旱发生频率的空间分布

(a)~(c) PDSI、PDSI_CN和scPDSI < -3 的月数与总月数的百分比; (d)~(f) PDSI、PDSI_CN和scPDSI低于其第10百分位数(1971~1990年)的月数与总月数的百分比, 干旱发生频率, 单位: %

图10 SPEI12与PDSI和SPEI12与SPI12的RMSE
散点表示753个气象站的结果, 实线为散点的拟合结果

6 结论

针对干旱指数的区域适用性问题, 本文采用GRACE反演的陆地水储量、观测的土壤湿度和径流数据, 系统的评估了Palmer干旱指数(PDSI)、基于中国台站观测资料修正的PDSI(PDSI_CN)、自矫正PDSI(scPDSI)、地表湿润指数(SWI)、标准化降水指数(SPI)、标准化降水蒸散发指数(SPEI)和陆面模式(CLM3.5)模拟的土壤湿度(CLM3.5/ObsFC)共7种干旱指数在中国的区域适用性, 及其对中国区域干湿变化的长期趋势的描述能力。

PDSI、scPDSI和PDSI_CN在中国均有较好的适用性, 其中scPDSI最优。PDSI和PDSI_CN的经验参数在干旱区和湿润区的应用会存在一定的问题。另外, scPDSI的取值范围明显小于PDSI和PDSI_CN, 因而不

图 11 1961~2013 年多种干旱指数检测的中国干旱发生面积的百分比(%)及其平均值 (a) 以及年中国区域平均的年累计降水量与年平均气温距平序列 (b)

(a) 由于 PDSI、scPDSI 和 PDSI-CN 的时间序列基本重合(两两相关系数 $R > 0.97$), 故在此仅给出 scPDSI 的结果; (b) 气候态时段为 1961~2013 年

宜沿用 PDSI 的旱涝等级分级标准, 需要重新划定. SPI 和 SPEI 在湿润地区的适用性较好, 但在干旱半干旱地区的适用性较差. 相对于湿润地区, 干旱半干旱地区内气温异常引起的蒸散变化在水平衡中的比例偏大, SPI 未考虑气温变化的贡献, 导致在干旱半干旱地区 SPI 偏湿. 而 SPEI 对潜在蒸散的计算方法敏感. 当采用 Thornthwaite 方法时, SPEI 会高估干旱半干旱地区气温变化对干旱的贡献, 使其结果偏干. 2000 年之前, CLM3.5/ObsFC 在中国区域的适用性较好, 但 2000 年之后, 在干旱半干旱地区的适用性较差, 具体原因有待进一步分析. 在检测年尺度的干湿变化上, SWI 与其他干旱指数表现出基本一致的年际与年代际演变特征.

7 种干旱指数均显示 1961~2013 年中国干旱的发生面积呈现出明显的阶段性变化. 平均而言, 1961~1990 年干旱面积呈现显著减少的趋势 ($-0.59\% \text{ a}^{-1}$); 1991~2007 年呈现显著增加的趋势 ($1.25\% \text{ a}^{-1}$); 2008 年以后又转为减少的趋势. 但在量值上, 7 种干旱指数所检测的干旱发生面积存在明显的差异. 这种差异既与指数自身的定义有关, 也有气候变化有关. 1980 年以后这种差异显著增大, 增加速率为 $0.43\% \text{ a}^{-1}$. 在今后关于中国干旱发生面积的分析中, 推荐使用 PDSI、scPDSI、PDSI_CN 和 SWI.

本文所用观测的土壤湿度因缺乏农田灌溉资料, 并未剔除或订正灌溉站的土壤湿度观测数据, 这可能会对评估结果造成一定的不确定性. 下一步我们将收集和整理农田灌溉资料, 基于灌溉的空间位置、起止时间及用水量等信息订正灌溉站的观测数据, 完善干旱指数的评估结果.

参考文献

- 安顺清, 刑久星. 1986. 帕默尔旱度模式的修正. 气象科学研究院院刊, 1: 75-82
- 曹艳萍, 南卓铜, 程国栋. 2015. GRACE 重力卫星监测新疆干旱特征. 干旱区资源与环境, 29: 87-92
- 费宇红, 苗晋祥, 张兆吉, 陈宗宇, 宋海波, 杨梅. 2009. 华北平原地下水降落漏斗演变及主导因素分析. 资源科学, 31: 394-399
- 李明星, 马柱国. 2012. 中国气候干湿变化及气候带边界演变——以集成土壤湿度为指标. 科学通报, 57: 2740-2754
- 李明星, 马柱国. 2015. 基于模拟土壤湿度的中国干旱检测及多时间尺度特征. 中国科学: 地球科学, 45: 994-1010
- 刘巍巍, 安顺清, 刘庚山, 郭安红. 2004. 帕默尔旱度模式的进一步修正. 应用气象学报, 15: 207-216
- 马柱国. 2005. 我国北方干湿演变规律及其与区域增暖的可能联系. 地球物理学报, 48: 1011-1018
- 马柱国. 2007. 华北干旱化趋势及转折性变化与太平洋年代际振荡的关系. 科学通报, 52: 1199-1206

- 马柱国, 符淙斌. 2006. 1951~2004年中国北方干旱化的基本事实. 科学通报, 51: 2429-2439
- 马柱国, 符淙斌. 2007. 20世纪下半叶全球干旱化的事实及其与大尺度背景的联系. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 222-233
- 马柱国, 华丽娟, 任小波. 2003. 中国近代北方极端干湿事件的演变规律. 地理学报, 58: 69-74
- 毛飞, 孙涵, 杨红龙. 2011. 干湿气候区划研究进展. 地理科学进展, 30: 17-26
- 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 2002. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. 冰川冻土, 24: 219-226
- 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 张国威. 2003. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨. 第四纪研究, 23: 152-164
- 苏晓莉, 平劲松, 叶其欣. 2012. GRACE卫星重力观测揭示华北地区陆地水量变化. 中国科学: 地球科学, 42: 917-922
- 王澄海, 王芝兰, 郭毅鹏. 2012. GEV干旱指数及其在气象干旱预测和监测中的应用和检验. 地球科学进展, 27: 957-968
- 王劲松, 郭江勇, 周跃武, 杨兰芳. 2007. 干旱指标研究的进展与展望. 干旱区地理, 30: 60-65
- 王林, 陈文. 2012. 近百年西南地区干旱的多时间尺度演变特征. 气象科技进展, 4: 21-26
- 王素萍, 王劲松, 张强, 李忆平, 王芝兰. 2015. 几种干旱指标对西南和华南区域月尺度干旱监测的适用性评价. 高原气象, 34: 1616-1624
- 王越, 江志红, 张强, 栗珂, 刘梅, 薛春芳. 2008. 用Palmer湿润指数作西北地区东部冬小麦旱涝评估. 应用气象学报, 19: 342-349
- 王芝兰, 王劲松, 李耀辉, 王澄海. 2013. 标准化降水指数与广义极值分布干旱指数在西北地区应用的对比分析. 高原气象, 32: 839-847
- 王捷, 陶诗言, 张庆云. 2003. Palmer干旱指数在华北干旱分析中的应用. 地理学报, 58: 91-99
- 姚玉璧, 张存杰, 邓振镛, 董安祥, 张秀云, 魏锋, 杨金虎. 2007. 气象、农业干旱指标综述. 干旱地区农业研究, 25: 185-211
- 袁文平, 周广胜. 2004a. 干旱指标的理论分析与研究展望. 地球科学进展, 19: 982-991
- 袁文平, 周广胜. 2004b. 标准化降水指标与Z指数在我国应用的对比分析. 植物生态学报, 28: 523-529
- 张强, 张良, 崔显成, 曾剑. 2011. 干旱监测与评价技术的发展及其科学挑战. 地球科学进展, 26: 763-778
- 赵静, 严登华, 杨志勇, 胡勇, 翁白莎, 宫博亚. 2015. 标准化降水蒸发指数的改进与适用性评价. 物理学报, 64: 049202
- 赵一磊, 任福民, 李栋梁, 刘建永. 2013. 基于有效降水干旱指数的改进研究. 气象, 39: 600-607
- 中华人民共和国水利部. 2007. 中国水资源公报2006. 北京: 水利水电出版社
- 周涛, 史培军, 范一大. 2002. 中国北方土壤湿度变化趋势及人类活动对其影响的研究. 北京师范大学学报(自然科学版), 38: 131-137
- 祝昌汉, 张强, 陈峪. 2003. 2002年我国十大极端气候事件. 灾害学, 16: 74-78
- 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. 气候与环境研究, 15: 371-378
- Adam D. 2002. Gravity measurement: Amazing grace. *Nature*, 416: 10-11
- Allen R G, Pereira L S, Raes D, Smith M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Rome, 300: D05109
- Dai A. 2011a. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900-2008. *J Geophys Res*, 116: D12115
- Dai A. 2011b. Drought under global warming: A review. *WIREs Clim Change*, 2: 45-65
- Dai A. 2012. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nat Clim Change*, 3: 52-58
- Dai A, Trenberth K E, Karl T R. 1998. Global variations in droughts and wet spells: 1900-1995. *Geophys Res Lett*, 25: 3367-3370
- Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, Baker I, Bonan G B, Bosilovich M G, Denning A S, Dirmeyer P A, Houser P R, Niu G Y, Oleson K W, Schlosser C A, Yang Z L. 2003. The common land model. *Bull Amer Meteorol Soc*, 84: 1013-1023
- Diaz H F. 1983. Drought in the united states. *J Clim Appl Meteorol*, 22: 3-16
- Friedl M A, Sulla-Menashe D, Tan B, Schneider A, Ramankutty N, Sibley A, Huang X. 2010. MODIS collection 5 global land cover: Algorithm refinements and characterization of new datasets. *Remote Sens Environ*, 114: 168-182
- Getirana A. 2016. Extreme water deficit in Brazil detected from space. *J Hydrometeorol*, 17: 591-599
- Grayson M. 2013. Agriculture and drought. *Nature*, 501: S1
- Heim R R. 2002. A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull Amer Meteorol Soc*, 83: 1149-1165
- Hulme M, Marsh R, Jones P. 1992. Global changes in a humidity index between 1931-60 and 1961-90. *Clim Res*, 2: 1-22
- Karl T R, Koscielny A J. 1982. Drought in the United States: 1895-1981. *J Climatol*, 2: 313-329
- Kerr Y H. 2007. Soil moisture from space: Where are we? *Hydrogeol J*, 15: 117-120
- Keyantash J, Dracup J A. 2002. The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *Bull Amer Meteorol Soc*, 83: 1167-1180
- Li M X, Ma Z G. 2010. Comparisons of simulations of soil moisture variations in the Yellow River basin driven by various atmospheric forcing data sets. *Adv Atmos Sci*, 27: 1289-1302
- Lloyd-Hughes B, Saunders M A. 2002. A drought climatology for Europe. *Int J Climatol*, 22: 1571-1592

- McKee T B, Doesken N J, Kleist J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: 8th Conference on Applied Climatology. Anaheim. 179–184
- McRoberts D B, Nielsen-Gammon J W. 2012. The use of a high-resolution standardized precipitation index for drought monitoring and assessment. *J Appl Meteorol Climatol*, 51: 68–83
- Palmer W C. 1965. Meteorological Drought Research Paper 45. Washington D C: US Weather Bureau
- Sheffield J, Goteti G, Wood E F. 2006. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *J Clim*, 19: 3088–3111
- Sheffield J, Wood E F, Roderick M L. 2012. Little change in global drought over the past 60 years. *Nature*, 491: 435–438
- Sims A P, Niyogi D S, Raman S. 2002. Adopting drought indices for estimating soil moisture: A North Carolina case study. *Geophys Res Lett*, 29: 24-1–24-4
- Sternberg T. 2011. Regional drought has a global impact. *Nature*, 472: 169–169
- Thornthwaite C W. 1948. An Approach toward a rational classification of climate. *Geographical Rev*, 38: 55–94
- United Nations. 1994. Elaboration of an International Convention to Combat Desertification in Countries Experiencing Serious Drought and/or Desertification particularly in Africa. Environmental Policy and Law, A/RES/51/180, 5
- van der Schrier G, Jones P D, Briffa K R. 2011. The sensitivity of the PDSI to the Thornthwaite and Penman-Monteith parameterizations for potential evapotranspiration. *J Geophys Res*, 116: D03106
- Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I, Angulo M, El Kenawy A. 2010. A new global 0.5° gridded dataset (1901–2006) of a multiscalar drought index: Comparison with current drought index datasets based on the Palmer drought severity index. *J Hydrometeorol*, 11: 1033–1043
- Vicente-Serrano S M, Beguería S, Lorenzo-Lacruz J, Camarero J J, López-Moreno J I, Azorin-Molina C, Revuelto J, Morán-Tejeda E, Sanchez-Lorenzo A. 2012. Performance of drought indices for ecological, agricultural, and hydrological applications. *Earth Interact*, 16: 1–27
- Wells N, Goddard S, Hayes M J. 2004. A Self-Calibrating Palmer drought severity index. *J Clim*, 17: 2335–2351
- Wilhite D A. 2000. Drought as a natural hazard: Concepts and definitions. In: Drought-National Drought Mitigation Center. Vol. 1. London: Routledge. 3–18
- Wilhite D A. 2002. Drought in the US great plains. In: Handbook of Weather, Climate, and Water: Atmospheric Chemistry, Hydrology, and Societal Impacts. Hoboken: John Wiley & Sons. 743–758
- Wilhite D A, Glantz M H. 1985. Understanding: The drought phenomenon: The role of definitions. *Water Int*, 10: 111–120
- Zhai J, Su B, Krysanova V, Vetter T, Gao C, Jiang T. 2010. Spatial variation and trends in PDSI and SPI indices and their relation to stream-flow in 10 large regions of China. *J Clim*, 23: 649–663