

1951~2004 年中国北方干旱化的基本事实

马柱国 符淙斌

(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全球变化东亚研究中心, 北京 100029.

E-mail: mazg@tea.ac.cn)

摘要 利用月降水及月平均气温资料, 计算了中国区域地表湿润指数、Palmer 干旱指数和反演的土壤湿度, 通过对上述 3 个指标及降水变化特征的对比分析, 揭示了中国北方近 54 年干湿变化的时空结构, 特别是对北方干旱化事实的分析. 结果指出: (1) 20 世纪 80 年代以来, 西北东部和华北以干旱化趋势为主要特征, 这种干旱化的趋势在近 15 年不断加剧, 降水减少和气温升高是其产生的主要原因; (2) 在 54 年间, 西北东部和华北在年代际尺度上仅发生一次干湿转换, 转折点出现在 20 世纪 70 年代的末期, 这与 1977/1978 全球气候背景的转折性变化有关. 而东北地区却有 3 个转折点, 最近的一个产生在 20 世纪 90 年代中期, 另两个分别发生在 1965 和 1983 年; (3) 与北方其他地区的变化趋势相反, 西北西部当前正处在一个相对湿的时段, 但温度的升高削弱了这种变湿趋势; (4) 20 世纪 80 年代以后, 西北东部、华北和东北地区的极端干旱发生的频率明显增加, 这与这些地区降水减少和气温升高密切相关.

关键词 中国北方 干旱化 干旱指标 气候背景

干旱及其形成机理是一个古老但又富有挑战性的研究课题, 它也是当前全球造成经济损失最严重的自然灾害. 据统计, 全球每年因干旱所造成的经济损失可达 60~80 亿美元^[1]. 干旱已成为一个严重威胁人类生存的环境问题. 对于干旱问题的研究, 困难在于它既包含了地表水分收支的自然变化又受到人类活动的严重干扰, 是一个需要多学科交叉研究的科学问题, 然而目前所取得的观测资料还不能满足研究的需要, 其中怎样表征干旱就是目前业务和科研工作所面临的难题之一. 根据不同学科的需要, 过去的研究采用不同的干旱表征方法, 这包括气象、农业、水文、生态和社会经济等干旱指标. 在美国, 通常用于业务和研究的干旱指标就多达 13 种^[2].

已有的工作通过对降水量变化的研究揭示了区域干旱的诸多事实^[3~7], 但降水在表征干旱及干旱化特征上的局限性已被大家所认识, 特别是降水变化不能表征温度变化对地表水分收支的影响, 它只是作用于地表干湿变化的一个重要因子, 但不唯一. 随着全球增暖的加剧, 升温引起蒸发潜力的变化已经对地表湿润状况产生了重要作用^[8~10], 降水异常已不能客观地表征地表的干湿变化, 因此, 我们必须寻求新的方法或者表征指标. Palmer^[11]早在 1965 年就提出了一个能够用于干旱检测及分析的指标-Palmer 干旱指数(The Palmer Drought Severity Index, 简称 PDSI), 这是目前在全球或区域干旱检测中应用最广

泛的干旱指标^[6,12], 但它的局限性在于对计算方案中参数的区域性非常敏感. 除此之外, 还有大量的干旱指标在研究和业务工作中得到应用^[2,8~10,13~17].

地表湿润指数近年来在中国区域干湿变化的检测中得到很好的应用^[8,9], 特别是对中国北方干旱、极端干旱和干湿变化趋势的研究显示出独特的应用价值, 它的优点是既考虑降水变化又包含温度变化的影响, 计算方案中包含了地表水分收支的两个重要过程降水和潜在蒸发, 计算方便, 所需资料少, 并且和目前国际通用的PDSI在表征中国区域干湿变化特征时是一致的^[18].

PDSI是 1965 年发展起来的, 由于计算方案中的物理参数主要取自美国区域的气候水文资料, 所以在美国之外地区的应用有很大的局限性. 安顺清等^[19,20]、刘巍巍等^[21]利用中国区域的气候资料对PDSI计算方案的参数进行了订正, 使其更适合于在中国区域的使用, 但它的局限性还在于对土壤湿度参数使用的不确定性, 由于实测土壤湿度资料的缺乏, 这个局限性当前还无法消除.

土壤湿度被认为是表征干旱特征的客观指标, 但由于观测资料的缺乏, 现有的观测资料还无法满足研究和业务工作的需要. 目前土壤湿度的数据主要来自于反演和不完全的观测数据, 为了弥补观测数据的不足, 土壤湿度的反演是一个行之有效的方法. 当前土壤湿度的反演无外乎两种途径, 其一是利

用卫星遥感信息进行土壤湿度的反演, 有关研究最近几年取得了很大的进展, 有着巨大的研究潜力和应用前景, 但由于卫星遥感资料时间长度较短, 不能用于长时间尺度的分析, 反演的土壤湿度的精度还有一定局限性, 也仅局限在对表层土壤湿度的反演. 这就促使了利用基本气候资料反演土壤湿度方法研究的开展^[22], 这是反演土壤湿度的第二种途径. 马柱国^[22]建立的用基本气候资料反演土壤湿度的方法经验证对中国东部的土壤湿度有较好的反演, 已用于长时间尺度的干湿变化分析^[23].

在增暖背景下, 全球极端干旱的面积正在扩大^[6]. 大量的事实也揭示了中国北方地区干旱化正在加剧^[9,24]且增暖显著^[25]. 据统计: 吉林省草原面积每年以2.8%递减, 草原重度退化的面积占整个草原面积的47.5%; 在内蒙古东部, 近10年沙漠化令科尔沁沙地以每年2.4%的速度扩展^[26]. 中国北方半干旱带的分界线过去半个世纪正向东南方向波动式扩展^[9], 黄河径流也在不断减少^[27], 北方主要农业区不同程度的干旱面积均有扩大的趋势^[24], 这些都是干旱化的具体表现. 降水减少和温度升高是形成当前中国北方大部分地区显著干旱化的主要原因. 以上研究为进一步认识中国北方干旱化特征提供了丰富的证据, 但由于各自采用的方法、资料 and 所研究区域的不同, 难以对整个北方近半个世纪以来干旱化趋势的时空格局有一个系统完整的认识.

本文拟在过去研究的基础上, 以地表湿润指数变化的分析为主, 通过与降水、PDSI 和反演的土壤湿度3个干湿指标的对比, 揭示中国北方近54年(1951~2004年)的干旱化特征, 系统地认识干旱化的年代际时空格局, 而对形成干旱化的原因本文将不加涉及.

1 资料和方法

1.1 资料

本文所用资料为中国气象局国家气候中心提供的160站的月降水和月平均气温资料, 时间长度为1951~2004年. 站点的分布见图2.

1.2 干旱指标的介绍

(i) 地表湿润指数. 有关地表湿润指数的建立, 文献[8]已有详细的介绍, 在此只简单地说明这个指数的物理意义. 它的基本物理过程就是考虑了影响地表干湿状况变化的两个主要影响因子, 降水和地

表蒸发潜力(潜在蒸发). 降水增多有利于地表变湿, 而地表蒸发潜力增大可使地表变干. 年地表湿润指数 H 的定义为

$$H = \frac{P}{P_{e\text{年}}}, \quad (1)$$

其中 P 为年降水的观测值, $P_{e\text{年}} = \sum_{i=1}^{12} P_{ei}$ 为年潜在蒸发总量, P_{ei} 为第 i 个月的潜在蒸发, 可由经过改进的Thornthwaite^[28]方法求得, 其表达式如下:

$$P_{ei} = \begin{cases} 0 & T_i \leq 1^\circ\text{C}, \\ 1.6d \left(\frac{10T_i}{I} \right)^a \times 10 & 1 < T_i \leq 26.5^\circ\text{C}, \\ a_1 + a_2 T_i + a_3 T_i^2 & T_i > 26.5^\circ\text{C}, \end{cases} \quad (2)$$

其中: d 为每月的天数除以30, T_i 为月平均温度, $a = 0.49239 + 1.792(10)^{-2} - 7.71(10)^{-5} I^2 + 6.75(10)^{-7} I^3$,

$I = \sum_{i=1}^{12} i$ 为月总加热指数, $i = \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514}$ 为月平均加热指数, 其中 T_i 为第 i 个月的月平均温度, $a_1 = -415.8547$, $a_2 = 32.2441$, $a_3 = -0.4325$. Thornthwaite方法的优点在于计算简单, 且仅依赖于月平均气温, 根据(1)和(2)式即可计算出年地表湿润指数, 它的意义就在于既考虑了降水变化又考虑了温度变化对地表湿润状况的影响, 这弥补了仅用降水变化研究地表干湿变化的缺陷.

潜在蒸发的计算方法有很多种, 其中以Penman^[29]的计算方法最为经典, 后来以此为基础发展起来的各种方法在陆面模式研究中得到广泛的应用, 但 these 方法在目前的资料条件下可操作性仍然不强, 特别是对大尺度、长时间变化的分析. 在Penman的计算方案中, 涉及了许多大气边界层与土壤水热性质的参数, 其中边界层风的变化也是控制潜在蒸发的一个重要参量, 但目前在大尺度蒸发潜力的计算过程中, Penman及其衍生方法由于所需资料多还不能被广泛应用, 而Thornthwaite的方法弥补了Penman方法在这方面的不足, 它的优点是仅考虑温度的变化, 而又能较客观的得出地表的潜在蒸发, 但缺乏对边界层风的考虑. 因此, 关于边界层风速对干湿变化的影响在本文中不予涉及, 不过作为影响干湿变化重要因素的风速将是未来研究必须考虑的变量之一, 这要取决于观测资料的进一步发展和完善.

(ii) Palmer干旱指数(PDSI). 文中所采用的

PDSI是在Palmer最早所提出方案^[11]的基础上,利用中国区域资料对计算方案的参数进行订正,以便该计算方案能够较客观的用于中国地区的计算.详细的方案可参考文献[19~21].

(iii) 反演的土壤湿度. 根据前期土壤湿度的变化特征及其与区域气候变化关系的理论分析和统计事实,并借鉴当前土壤湿度计算中所存在的问题,利用常规的降水和气温资料,寻找一个能表示土壤水分收支状况的物理量,以该物理量为基础,建立一个能够定量反演中国东部土壤湿度的计算方案,且该方案可用于中国东部区域土壤湿度的计算.该方案具有所需变量少、资料容易获得特点,且计算的土壤湿度和观测值具有很好的时空一致性,该方案的详细介绍请参阅文献[22],这里不再赘述.

1.3 趋势检验方法

检验的方法为常用的Mann-Kendall方法^[30,31](简称M-K法),在此对该方法作一个简单介绍.

M-K 方法假设被分析要素的序列 $x_1, x_2, \dots, x_n$ 为平稳的时间序列,遵从正态分布,各样本之间是相对独立的. 设某一元素 x_i 大于前面要素 $x_{i-1}, \dots, x_1$ 的累积数为 m_i , 总累积数计为

$$d_k = \sum_{i=1}^k m_i, \quad (2 \leq k \leq N), \quad (3)$$

而新建序列 $d_2, \dots, d_N$ 的均值和方差可计为

$$E_{(d_k)} = \frac{k(k-1)}{4}, \quad (4)$$

$$Var_{(d_k)} = \frac{k(k-1)(2k+5)}{72}, \quad (2 \leq k \leq N), \quad (5)$$

将新建序列 d_k 标准化得

$$U_{(d_k)} = \frac{[d_k - E_{(d_k)}]}{\sqrt{Var_{(d_k)}}}, \quad (6)$$

其中 $U_{(d_k)}$ 为标准分布,若概率分布为 $a_1 = \text{prob}(|U| > |U_{(d_k)}|)$, 给定显著水平 a_0 , 当 $a_1 > a_0$ 时,原假设成立,当 $a_1 < a_0$, 则原假设不成立,说明该要素存在明显的化趋势. 标准化的新序列 $U_{(d_k)}$ 将组成一条新的时间变化曲线,如果该曲线落在置信区间内,那么原序列不存在变化趋势,反之,原序列存在显著的变化趋势. 本文选取置信区间 $|U| \leq 1.96$ (95%的信度水平), 如果曲线($U_{(d_k)}$ 值)落在 $|U| \leq 1.96$ 之外,说明存在明显变化趋势, $U_{(d_k)}$ 为正值表示增大趋势,反之则为

减小趋势, 否则, 不存在显著变化趋势.

2 1951~2004 年干旱化事实的结果分析

2.1 干旱化趋势的空间分布格局

为了客观的检测近 54 年来中国北方干旱化趋势,我们采用了不同的指标分别进行分析,这些指标包括降水、地表湿润指数^[8]、PDSI^[19~21]及利用基本气候数据反演的土壤湿度^[22].

图 1 给出了利用 M-K 方法计算的 1951~2004 年降水、地表湿润指数、PDSI 和反演土壤湿度变化趋势的空间分布. 从图 1(a)可以看出,近 54 年,在长江以北、100°E 以东地区降水量均为减少趋势,而西北部(100°E 以西)降水量却为增加趋势. 一个值得注意的事实是,以 100°E 为界,中国北方东西两部分的降水量变化趋势是完全相反的,其中降水量显著减少(减少趋势达到 95%的信度检验)的地区分别是东北的南部、华北的南部、陕西的中南部及四川部分地区(图 1(a)中的阴影区),这些显著减少的地区形成了一个东北西南向的带状区域.

前面提到,仅用降水量的减少来表征干旱及干旱化问题具有一定的局限性,原因是它无法表示目前发生在全球范围内的增暖对干旱及干旱化趋势的贡献. 怎样客观地表征干旱及干旱化是当前研究及业务工作中所面对的一个关键问题. 作为表示干湿变化的指标土壤湿度由于观测资料的缺乏还无法满足研究和业务的需要,在这种背景下,选用代用指标不失为一种理想的途径. 在这里我们以对地表湿润指数的变化分析为主,通过与降水、PDSI 和反演的土壤湿度三种干湿指标的对比分析揭示北方干旱化的基本事实,类似降水变化的分析方法,计算了三种指标所表征的中国区域干湿变化趋势(图 1(b)~(d)). 对比分析发现,三种指标变化趋势的空间分布结构基本一致,均显示出中国北方 100°E 以东地区近 54 年来区域干旱化的重要事实. 不同的是,干湿指标所指示的干旱化趋势显著的地区与降水显著减少的范围大小存在差异,由地表湿润指数所表示的显著干旱化的地区几乎占除东北北部及华东北部以外的所有北方地区(100°E 以东, 35°N 以北),而降水量显著减少的地区不足这个地区的 50%(图 1(a)),也就是说,地表湿润指数所揭示出的显著干旱化趋势的范围较降水量显著减少的范围大. 第二节提到,地表湿润指

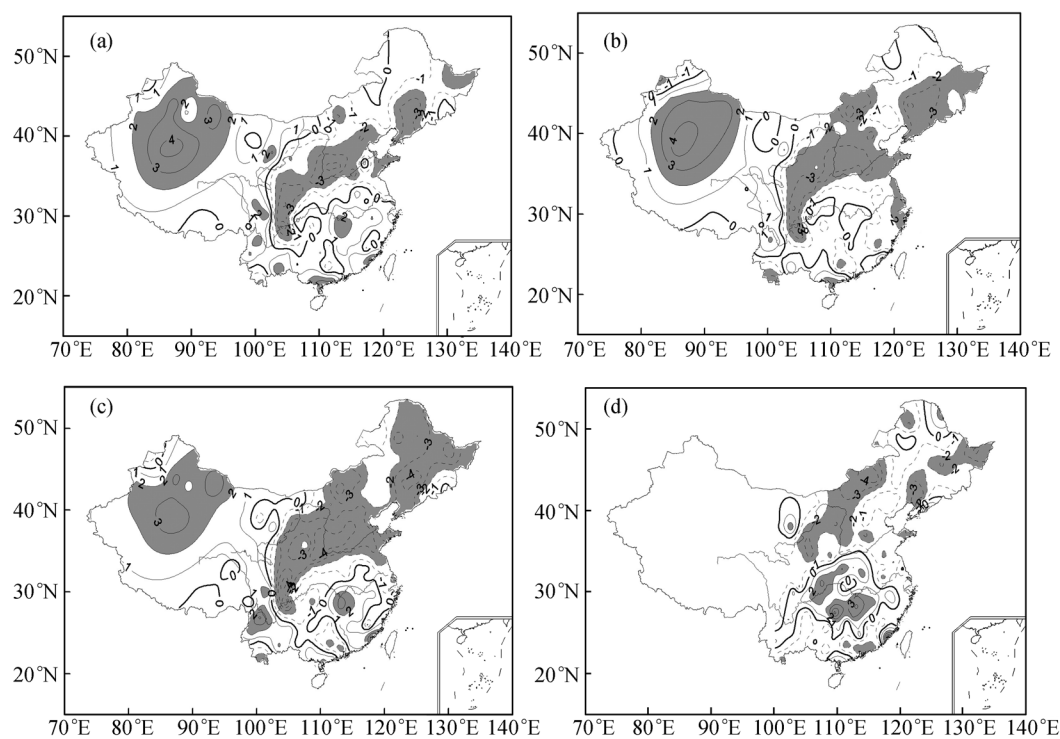


图1 中国区域降水(a)、地表湿润指数(b)、Palmer 干旱指数(c)和土壤湿度的变化趋势(d)

正的 MK 检验值 $U_{(d_i)}$ 表示增加趋势, 用实线表示; 负的表示减小, 用虚线表示, 对降水, 负值表示降水减少趋势, 正值表示降水增加趋势, 而其他 3 个指标负值表示干化趋势, 正值表示变湿趋势; 阴影部分表示趋势达到 95% 的信度检验

数除考虑降水的变化外, 还考虑了温度变化对潜在蒸发力变化的影响, 由于降水和潜在蒸发力是地表水分平衡过程中的 2 个重要参量, 因而这个参数在表征地表干湿变化时具有较降水更为客观的意义. 对比分析的结果也说明降水量变化在表征干湿变化时的局限性, 特别是在过渡带地区, 降水量的少量变化也可能因增暖的趋势而引起显著的干旱化趋势. 尽管过去的研究利用降水量的变化揭示了北方干旱化的一些重要事实 [32,33], 但无法表征温度变化对干湿变化的作用, 特别是在过渡带等对干湿变化敏感的地区.

PDSI 的分析结果给出了与地表湿润指数基本一致的干旱化空间分布格局(图 1(c)), 两者的差异在东北地区. 比较图 1(b), (c)可以发现, 在东北地区, 地表湿润指数所指示的干旱化显著地区的范围明显小于由 PDSI 所指示的干旱化趋势显著地区的范围, 前者显著干旱化的地区主要集中在中南部, 而后的范围一直扩展到东北北部, 两者的主要差异在东北北部, 其余地区两者所指示的干旱化特征基本一致.

图 1(d)为反演的 50~60 cm 厚度层土壤湿度的变

化趋势. 可以看出, 在中国东部, 土壤湿度的变化趋势与降水量、地表湿润指数和 PDSI 的变化趋势的空间分布结构基本一致, 所不同的是显著干旱化地区的位置和范围与其余 3 个指标所指示的显著区域位置有明显差异. 尽管在地表湿润指数和 PDSI 变化趋势图上中国北方的东部大部分地区为显著的干旱化趋势, 但 50~60 cm 深层土壤的显著变干区的范围明显缩小. 与其余 3 个指标的显著变化区比较, 土壤显著干化的地区正好位于中国北方的过渡带区域, 然而在降水量的变化趋势图上, 过渡带上的降水尽管减少但并不显著. 也就是说, 在过渡带上, 即使少量的降水减少也能造成深层土壤的干化, 那么, 引起这种变化的原因是什么? 我们认为这与该地区温度升高有关. 温度的升高引起土壤表面潜在蒸发力的增加, 因而加剧了由于降水减少所引起的干旱化趋势, 这种干旱化趋势因强度大而向土壤的更深层传播, 从而引起深层土壤干化. 然而, 华北中南部却表现出与此不同的特征, 尽管降水量的减少是显著的, 但深层土壤变干却不显著, 这些地区同样也是增暖明显地区, 为什么深层土壤的变干趋势却不显著, 与过渡

带的干旱化形成机理的本质区别是什么? 这包含着复杂的气候-水文相互作用过程, 需要用气候与水文的耦合模式进行模拟研究, 才能深入了解其形成的机理.

以上分析说明, 降水、地表湿润指数、PDSI 和反演的土壤湿度在大的空间分布格局上所表征的干旱化趋势基本一致, 但在对水分变化比较敏感的地区, 如过渡带和干旱区, 它们所指示的干旱及干旱化特征和强度有显著差异, 通过比较可发现降水在表征干湿变化时的缺陷, 同时也可以看出降水以外的环境因子变化(如温度)对干旱化进程的重要贡献. 一些研究^[34,35]虽然也从考虑温度变化的角度对中国北方的干湿变化进行了分析, 但只是给出了多年平均干湿状况的分布, 缺乏对干湿状况时空结构变化的分析, 这正是以上分析所要突出的结果.

2.2 典型地区干旱化的年代际特征

以上分析说明, 中国北方 100°E 以东在近 54 年来均处于一个干旱化时段, 显著干化的地区位于西北东部、华北和东北中南部. 为了更清楚地说明各个区域变化的总体特征及其变化的强度, 根据其典型的气候特点, 我们把北方分为 4 个子区域(西北西部、西北东部、华北和东北区域, 图 2)进行分析. 图 3 给出 4 个子区域的气温、降水、地表湿润指数、PDSI 的区域平均距平变化. 为了突出更长时间的年代际变化趋势, 对各个参量的区域平均序列进行 5 年的滑动平均, 然后计算其相对于 30 年平均(1961~1990 年)的距平. 可以看出: 西北东部、华北和东北都表现明显的年代际干旱化趋势. 其中西北东部、华北地区的干旱化趋势开始于 20 世纪 70 年代的末期, 一直至今, 持续时间在 20 年以上. 在 1951~2004 时间段上, 以 1979 年为时间转折点, 之前降水、地表湿润指数和 PDSI 的距平均为正值, 说明这个时段两个地区相对较湿; 之后, 为负的距平, 为明显的干旱时段. 相对于湿的时段, 干旱化时段的强度较大且持续时间较长; 所不同的是, 东北地区的干旱化开始于 20 世纪 90 年代的中期, 持续时间为 10 年左右, 和西北东部和华北比较, 其明显的特征是在近半个世纪表现为明显的 30 年左右的干湿周期振荡, 如果按此周期推测, 东北地区未来 5 年内仍然处于一个干旱时段, 也就是说这个地区的干旱化趋势仍将持续, 该时段有 3 个转折点, 分别是 1965, 1983 和 1996. 与上述地区不同, 西北西部在 1960 前是一个相对的湿期, 1960~

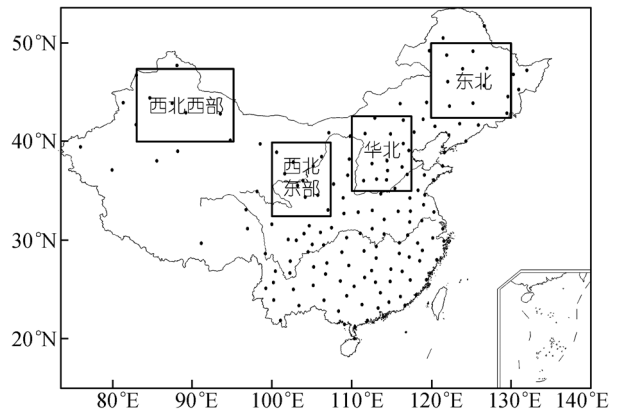


图 2 站点分布及分区示意图

1985 为相对较干的时期, 1985 年以后又转为相对湿期, 2 个转折点分别是 1960 和 1985. 特别是最近 20 年, 表现出截然相反的变化特征, 降水量、地表湿润指数和 PDSI 都是正的距平, 说明该地区在这个时段是一个相对较湿的时期, 这一点与过去的研究结果一致^[36], 比较地表湿润指数和降水的距平可发现, 尽管都是变湿趋势, 但地表湿润指数变化趋势的强度(距平)明显弱于降水距平的变化, 在个别年份, 两者的距平符号甚至相反, 这正是温度升高所致, 也是我们无法从过去研究结果里^[33]看出的特征. 为了更清楚的说明这一点, 下面将就气温、降水和地表湿润指数的变化进行详细的比较分析.

分析温度距平发现, 中国北方 4 个子区域气温在 20 世纪 70 年代或 80 年代初都出现明显的升高趋势(正距平)且持续至今. 如果单从温度变化对蒸发的影响来考虑, 气温升高将使蒸发潜力增大, 不利于地表水分的保持, 将成为引起和加剧干旱及干旱化趋势的一个重要因素, 但从大尺度背景来看, 增暖将有利于某些地区降水量的增加^[37~40]. 在这种条件下, 如果考虑温度对干湿变化的影响, 需要综合地表水分收支各分量的变化(比如降水量和蒸发的同时增加), 但对于降水量减少、温度升高的区域, 这个问题就变得简单, 即温度的升高将使干旱化趋势加剧和维持. 所以, 在西北东部、华北及东北地区, 温度的升高将是当前干旱化趋势维持和加剧的一个重要的因素. 在 1990~2004 年间, 中国北方地区增暖的趋势不断加强, 为了说明温度变化对干旱化影响的事实, 在表 1 分别列出了 1990~2004 年温度、降水和地表湿润指数的平均值相对于 30 年平均(1961~1990 年)值的差值. 可以看出: 近 15 年, 从西到东增温强度依次增大, 东北地区

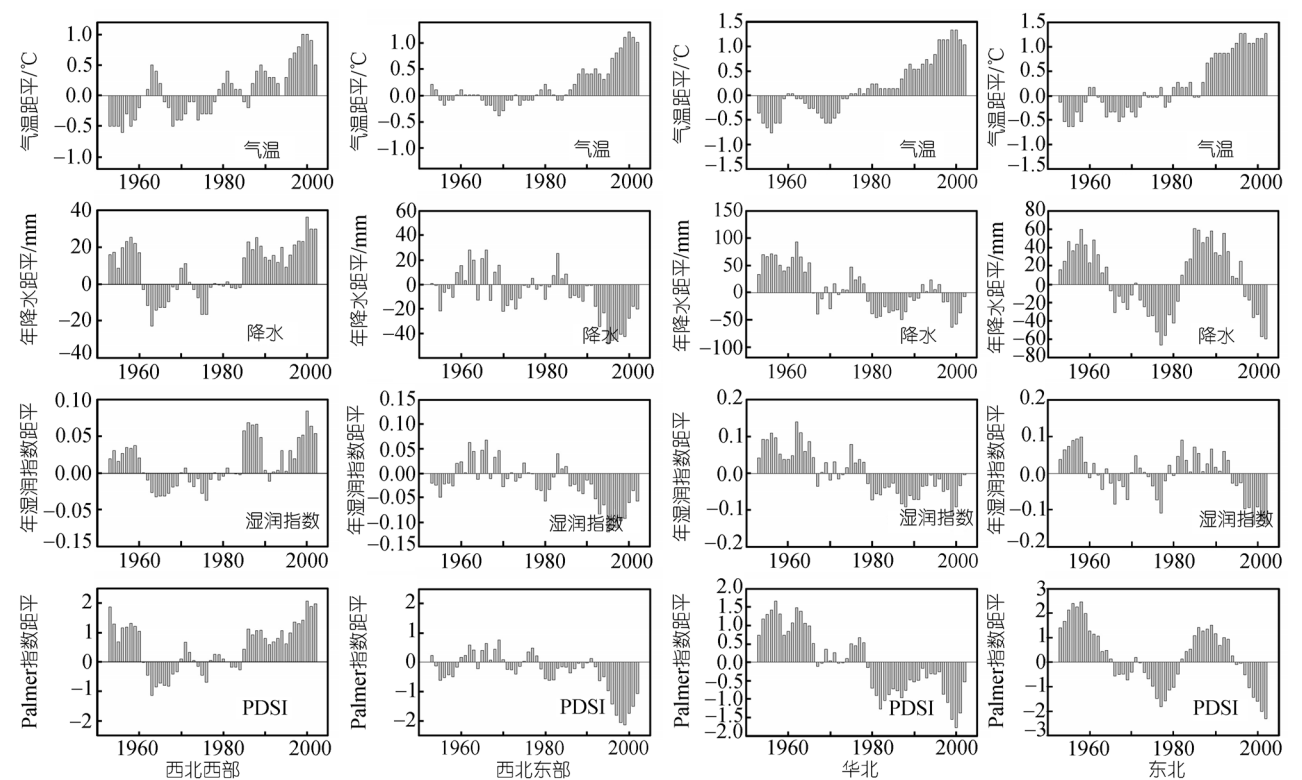


图 3 中国北方不同区域 5 年滑动平均气温、降水、地表湿润指数和 PDSI 的距平变化

表 1 近 15 年气温(T)、降水(P)和地表湿润指数(H)的相对变化^{a)}

	西北西部	西北东部	华北	东北
$T/^{\circ}\text{C}$	0.47	0.76	0.96	1.11
P/mm	23(19.5%)	-31.2(-7.8%)	-5.8(-1.0%)	-3.8(-0.7%)
H	0.024(12.6%)	-0.078(-11.0%)	-0.03(-4.0%)	-0.052(-5.6%)

a) 括号里的数字为相对于 30 年平均的相对变率

升温强度最大, 为 1.11°C , 西北西部最弱, 为 0.47°C , 对应降水的平均值变化, 4 个子区域的差值分别为 23, -31.2 , -5.8 和 -3.8 mm . 比较这四个地区降水和地表湿润指数变率发现, 在西北西部, 地表湿润指数的变率小于降水变率约 7 个百分点, 即是说地表变湿(地表湿润指数正的变率)小于降水增加的变率; 在其余 3 个地区, 地表湿润指数减小(变干)的变率明显大于降水减少 3~5 个百分点. 这些结果说明, 温度升高减缓了西北西部的变湿趋势, 加强了其余 3 个地区的变干趋势.

从上面分析中不难看出, 近 54 年干旱化趋势严重(通过 95% 的信度水平)的地区主要集中在西北东部、华北南部和东北中南部. 为了更深入地认识中国

北方干旱化趋势的特征, 我们对这些显著干化的地区分为两个区(分别记为 A 区和 B 区)进行讨论. 图 4 是 2 个干旱化趋势显著地区区域平均温度、降水和地表湿润指数的 5 年滑动平均距平. 分析发现, A 区(范围: $34^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$; 包括西北东部和华北南部)温度正距平出现在 1976 年, 1982~1987 年温度接近常年; 之后, 温度急剧上升, 从 1996 年开始, 温度正的距平值都在 1°C 以上; 降水的负距平开始于 1977 年, 较温度正距平的开始时间滞后一年, 在其后的 22 年里, 有 2 年出现微弱的正距平, 其余年份距平都为负值, 说明该地区这个时段处于一个持续少雨时期, 这应与大尺度气候的年代际变化有关^[41~43]; 地表湿润指数的负距平也开始于 1977 年, 之后连续

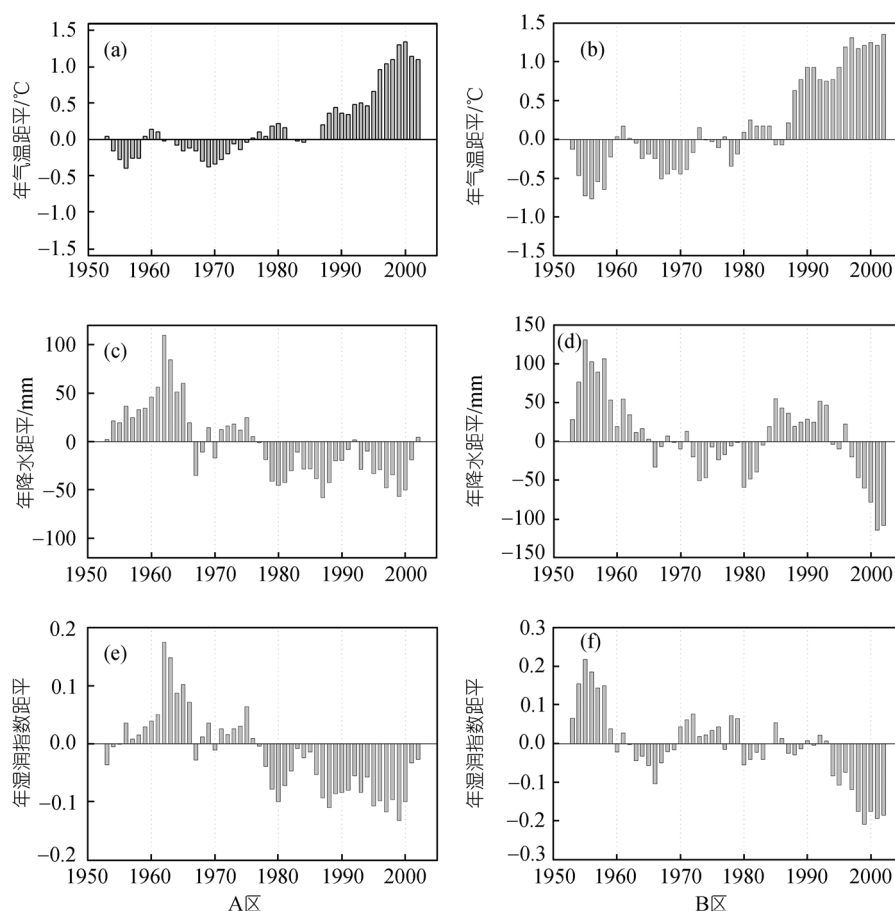


图 4 两个典型干旱区区域平均气温(a, b)、降水(c, d)和地表湿润指数(e, f)的距平变化

A 区: $34^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$; B 区: $42^{\circ}\text{N}\sim 44^{\circ}\text{N}$, $121^{\circ}\text{E}\sim 127^{\circ}\text{E}$

20 多年均为负距平,即使在降水距平为弱正距平的 2 个年份,地表湿润指数的距平仍然为负,这也说明在降水增加微弱的条件下,温度升高能使干湿变化的性质发生变化,两者的共同作用使得这个地区处于一个严重干旱化的时段. B 区(范围: $42^{\circ}\text{N}\sim 44^{\circ}\text{N}$, $121^{\circ}\text{E}\sim 127^{\circ}\text{E}$, 主要是东北中南部)温度正距平开始的时间为 1980 年,较 A 区滞后了 4 年,但温度上升的强度明显高于其他地区,1988 年以后,温度距平都在 0.5°C 以上,达到 1.0°C 以上也发生在 1996 年,这与 A 区的特征一致;在降水量距平图上,该地区降水量正负距平交替出现,1966 年以前为正的距平,之后至 1983 年主要以负距平为主要特征,18 年间仅有 2 年为正的距平,是降水偏少的时段. 1993 年以后,降水距平发生转折性变化,转为负的距平,且负距平在 1996 年以后迅速增大,最近 2 年(2003 和 2004 年)是自 1951 年来负距平是最大的,达到了 100 mm 以上. 对

比分析这个地区降水距平和地表湿润指数距平,不难发现温度对干湿变化的重要影响. 在 1984~1993 年 10 年间,降水均为明显的正距平,然而在地表湿润指数距平图上,这 10 年间有 5 年为弱的正距平,4 年为负的距平,仅 1 年距平值为 0,这说明在这个时段,尽管降水为明显的正距平,但地表湿润指数却没有表现为明显湿的趋势,这正好对应着剧烈的增暖时段,即是说,气温升高导致地表湿润指数与降水距平符号相异. 通过分析这两个典型干旱化趋势显著地区干湿变化的特征,我们再一次认识到了温度变化对北方地区干湿变化的重要影响. 因此,在当前增暖的背景下,对干旱问题的研究及业务检测都必须考虑温度变化的影响.

2.3 1990~2004 年中国北方的干旱化特征

图 5 给出了 1990~2004 年全国区域温度距平

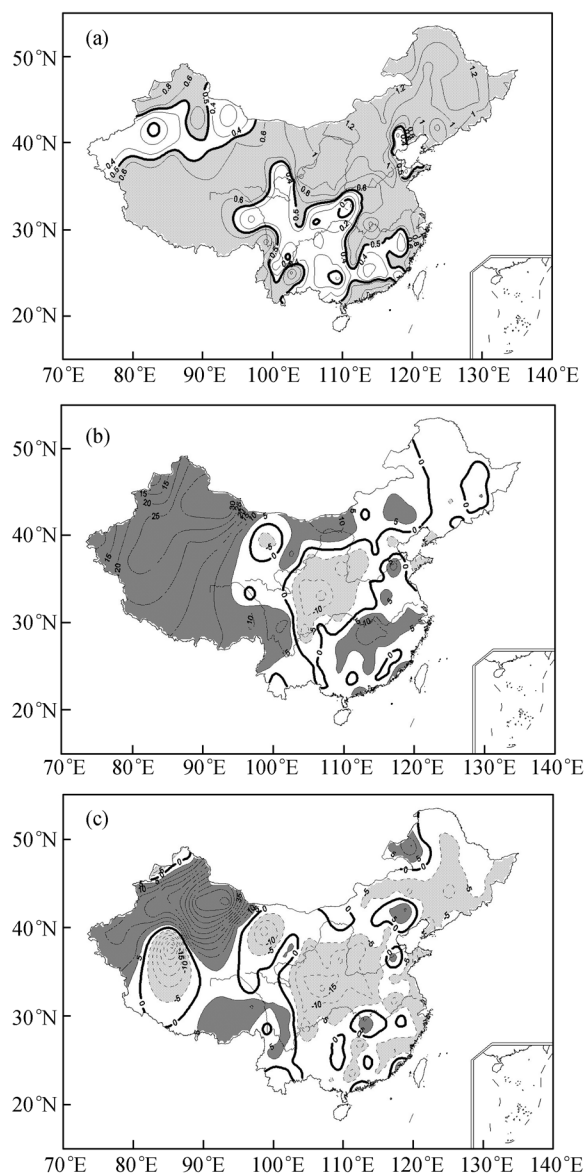


图5 1990~2004年气温距平(a)、降水(b)和地表湿润指数(c)相对变率的空间分布

(a) 图中正值表示增温, 负值表示降温, 阴影部分为距平 $\geq 0.5^{\circ}\text{C}$ 的区域; (b) 图中正值表示降水偏多, 负值表示降水偏少; (c) 图正表示指变湿, 负值指变干; 后两图中阴影部分表示相对变率的绝对值大于5%的区域

(1990~2004年温度平均值减去1961~1990年30年平均值)、降水和地表湿润指数的相对变率[(15年平均值-30年平均值)/30年平均值]。由图5(a)可知, 除新疆天山山脉及周边地区、黄河上游地区外, 北方大部分地区近15年来的增温幅度都在 0.5°C 以上, 其中西北东部、华北和东北地区的增温幅度都在 1°C 以上。在东部地区(100°E 以东), 随着纬度的增加, 增温幅

度逐渐递增, 纬度越高, 增温幅度越大; 另外, 从东到西, 增温幅度依次递减, 形成这种异常增温幅度的空间分布的原因尚不清楚, 如果把温度的这种变化看成城市化发展的结果(城市的热岛效应), 那么增温幅度随纬度的增加而增大却无法解释, 因此北方近15年温度异常变化的空间结构除可能与城市化发展有关外, 大尺度强迫因子也是不可忽视的原因。分析图5(b)可知, 内蒙古中东部的降水量为正的相对变率, 说明近15年这个地区降水量是增加的, 而东北中东部、华北的南部和西北东部降水仍然维持减少的趋势。其中陕西大部、汉水流域及华北东部减少的幅度最为显著, 主要位于河套和长江以北地区, 而长江以南降水为正的相对变率。分析还发现, 中国东部地区从南到北, 近15年降水相对变率的分布为正、负、正的空间结构。在图5(c)上, 一个值得注意的重要事实是在图5(b)上东部的空间分布结构不再存在, 代之以中国东部大范围地表湿润指数负的相对变率, 两图的空间分布结构截然不同。在降水量图上(图5(b))长江以南和内蒙古中东部的降水正相对变率在图5(c)上大部分区域已经转为负的相对变率, 这说明, 尽管近15年这些地区的降水的相对变率为正, 但却表现为干旱化趋势的特征, 这些地区恰好就是半干旱的过渡带地区, 增暖是造成两者差异的主要原因。

以上事实表明, 在 100°E 以东地区, 中国北方地区均为干旱化趋势, 而且这种干旱化趋势在近15年有加剧的迹象, 特别是在过渡带地区, 降水量的少量增加还不足以改变其干旱化趋势的时空结构。

2.4 1951~2004年极端干旱的变化趋势

极端干旱往往造成更加严重的自然灾害, 给农业生产及人们的日程生活带来严重的威胁。大量的统计事实表明, 极端干旱所造成的损失在急剧增长^[44], 因此有必要对极端干旱发生的频率及其变化趋势进行研究。鉴于此, 我们对1951~2004年中国区域极端干旱频率的变化趋势进行分析。具体的作法是: 分别计算出54年每个站的逐月PDSI值, 当月 $\text{PDSI} \leq -3.0$ 时, 即认为为极端干旱月, 记为一次, 按每年12个月统计, 分别计算每年极端干旱发生的次数即为极端干旱的频率。为了进行比较研究, 同时也给出了月 $\text{PDSI} < 0$ 所发生的频率分布。通过研究频率的时间变化来认识极端干旱的演变特征。

图6为近54年月 $\text{PDSI} < 0$ (一般干旱)和月 $\text{PDSI} \leq -3.0$ (极端干旱)频率的变化趋势。分析图6(a)发现,

表 2 4 个典型地区不同年代干旱及极端干旱发生的次数统计(单位: 次/年)^{a)}

	PDSI _月 <0						PDSI _月 ≤-3					
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A1	A2	A3	A4	A5	A6
西北西部	4.7	8.8	6.7	6.9	5.8	4	0.8	1.8	1.2	0.8	0.9	0
西北东部	7	6.1	7	6.8	8.4	8.75	2	1.5	1.6	1.7	3.7	3.5
华北	5.3	5.5	6.5	8.3	7.6	7	0.9	1.6	1.3	2.2	2.7	3
东北	3.4	6.5	7.7	5.1	6.7	9.25	0.6	1.5	3.8	1.1	2.0	6

a) A1: 1951~1960; A2: 1961~1970; A3: 1971~1980; A4: 1981~1990; A5: 1991~2000; A6: 2001~2004

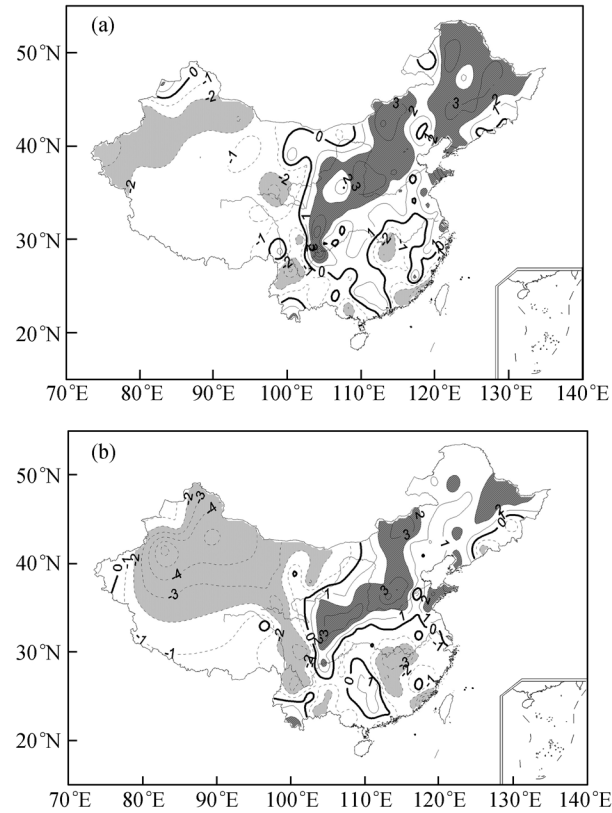


图 6 1951~2004 年干旱(a)和极端干旱频率(b)的变化趋势 (M-K 法)

实线区为干旱或极端干旱频率增加趋势区, 虚线表示减少趋势区域; 阴影区为通过 95%信度水平检验的区域

中国东部 30°N 以北地区, 月 PDSI<0 的频率为增加的趋势, 说明这些地区干旱发生的频率在逐年增加. 显著增加的地区是华北、西北东部和东北的中东部, 基本与降水显著减少的地区相对应. 从图 6(b)可以看出, 干旱和极端干旱发生频率变化趋势的空间分布结构基本相似. 在 100°E 以东、30°N 以北地区, 极端干旱发生频率为增加的趋势, 但趋势显著的地区范围(图中阴影区)略小于图 6(a)相对应的显著区域范围; 西北西部和长江以南都是极端干旱频率减少的区域,

其中西北西部最为显著. 表 2 给出了不同年代 4 个典型地区月 PDSI<0 和月 PDSI≤-3.0 的发生频率. 分析还发现, 除西北西部外, 一般干旱(PDSI_月<0)发生的次数在西北东部、华北和东北均为上升趋势, 其极端干旱发生频率也为上升趋势, 特别是 20 世纪 90 年代以后, 西北东部和东北区域极端干旱发生的次数急剧增加, 且增加幅度在一倍以上, 其中东北尤为明显, 2001~2004 年平均为 6 次/年, 华北极端干旱频率增加发生在 20 世纪 80 年代, 早于西北东部和东北地区. 西北西部极端干旱的次数变化不大, 大部分稳定在 1 次左右. 图 7 是西北东部、华北和东北 3 个代表站 1951~2004 年逐年极端干旱发生次数的变化. 可以看出, 西北东部的代表站西安自 1990 年以后 14 年都发

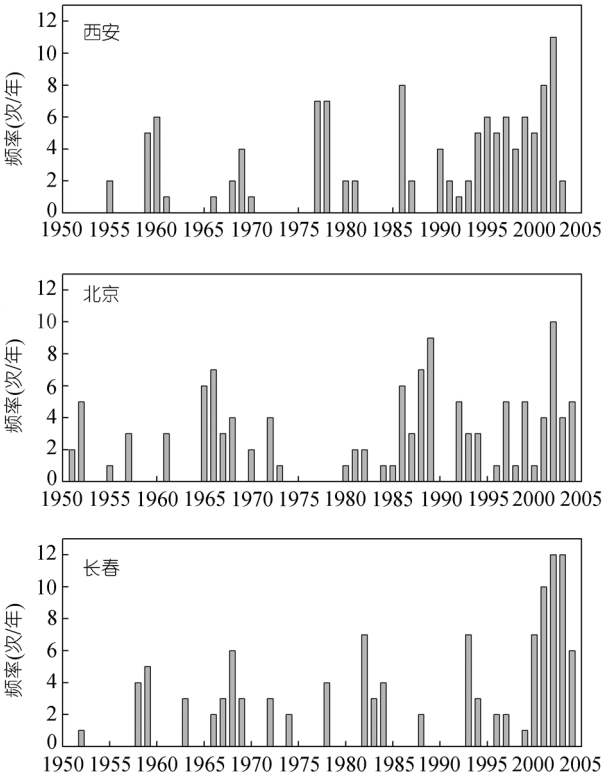


图 7 三个区域典型站点极端干旱的频率变化

生了极端干旱的月份,且呈明显增长趋势,2003年达到11次,是近54年最高,为11次,即是2003年有11个月处于极端干旱状态;华北区域代表站北京的极端干旱发生频率从1980年开始也明显增加,25年间共有21年存在极端干旱月份,其中2002年达到罕见的11次;东北代表站长春极端干旱增加开始于1993年,相对于前两个代表站开始较晚,但其发生次数增加的幅度却是最大的,2002和2003年达到了罕见的12次.由上述的分析可知,这三个地区的增暖都开始于1980前后,且在20世纪80年代中期以后增温率明显加大,这可能是近20年来中国北方地区干旱化趋势显著的重要原因之一.

以上分析说明,在中国100°E以东的北方地区,近期极端干旱发生的频率在急剧增加.西北东部、华北和东北尽管极端干旱频率增加的起始时间不一致,但近10年急剧增加是3个地区的共同特征,这与这些地区近年来温度的急剧升高紧密相关.

3 结论与讨论

本文通过对降水变化、地表湿润指数、PDSI指数和反演土壤湿度四种指数的对比分析,系统地揭示了中国东部地区以西北东部、华北和东北地区显著的干旱化趋势的事实.结论可归纳为以下几点:

(i) 从1951~2004年,中国北方的西北东部、华北和东北地区以干旱化趋势为主,这些地区干旱化趋势的产生与降水的持续减少密切相关,而20世纪80年代前后温度的开始持续上升是这些地区干旱化趋势加剧且范围扩大的另一个重要原因.

(ii) 中国西北东部、华北在20世纪70年代末期发生了转折性的干湿变化,这两个地区均由湿向干的趋势转换,持续了25年以上,当前仍然处于干旱化的过程中,在年代际尺度上,近54年时间这两个地区仅有这一次转折性变化,这个转折性变化应与1977/1978的全球大尺度气候背景有关^[40,41];东北地区在近54年时间却存在3个干湿变化的转折点,最近一个干湿变化的转折点发生在20世纪90年代的中期,由湿向干的趋势转变,目前也处于一个干旱的时段,另一个转折点发生在1965和1983年.这说明除温度的升高加剧了干旱化趋势外,控制东北地区的大尺度气候背景与前述两个地区的大尺度气候背景不同.

(iii) 与西北东部、华北和东北地区的干旱化趋

势相反,西北西部当前正处在一个相对湿的时段,但由于该地区主要处在干旱区,所以降水量的相对增加仍然无法改变该地区干湿变化的时空格局.另外,由于西北西部地形地貌复杂,而降水的观测资料又很缺乏,因而关于这个地区的研究结果还需进一步验证.

(iv) 在20世纪80年代以后,西北东部、华北和东北地区的极端干旱发生的频率明显增加,其中东北增加的幅度最大,2001~2004年区平均域极端干旱出现的次数达到6次/年,降水减少和气温升高的共同作用使得这些地区极端干旱的频率增大.

以地表湿润指数为基础,通过与降水、Palmer干旱指数和反演土壤湿度的对比研究揭示了近54年中国北方干旱化的基本事实,弥补了用单一指标进行干旱及干旱化趋势检测的局限性,使得干旱及干旱化趋势的检测结果更趋客观.

致谢 衷心感谢两位审稿人所提出的宝贵意见.本研究受国家重点基础研究发展规划项目(批准号:2006CB400504)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(批准号:KZCX3-SW-229)和国家自然科学基金(批准号:40375028)共同资助.

参 考 文 献

- 1 Keyantash J, Dracup J A. The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2002, 83: 1167—1180
- 2 Richard R, Heim J. A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2002, 83: 1149—1165
- 3 Namias J. Nature and possible causes of the northeastern United States drought during 1902—1965. *Mon Weather Rev*, 1966, 94: 543—554
- 4 Wigley T M L, Atkinson T C. Dry years in southeast England since 1698. *Nature*, 1977, 265: 431—434
- 5 Katz R W, Glantz M H. Anatomy of a rainfall index. *Mon Weather Rev*, 1986, 114: 764—771[DOI]
- 6 Dai A G, Trenberth K E, Qian T. A global dataset of Palmer Drought Severity index for 1870—2002: relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J Hydrometeorol*, 2004, 5: 1117—1130[DOI]
- 7 Nicholls N. The changing nature of Australian droughts. *Clim Change*, 2004, 63: 323—336[DOI]
- 8 Ma Z G, Fu C B. Interannual characteristics of the surface hydrological variables over the arid and semi-arid areas of northern China. *Glob Planet Change*, 2003, 37: 189—200
- 9 马柱国, 符淙斌. 中国干旱和半干旱带的10年际演变特征. *地球物理学报*, 2005, 48(3): 519—525
- 10 马柱国. 中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*, 2005, 48(5): 1011—1018

- 11 Palmer W C. Meteorologic drought, US. Weather Bureau, Res Pap, 1965, 45: 58
- 12 Dai A G, Trenberth K E. Global variations in droughts and wet spells: 1900—1995. *Geophys Res Lett*, 1998, 25(17): 3367—3370[DOI]
- 13 Fu C. An aridity trend in China in association with global warming. In: Richard G, ed. *Climate Biosphere Interaction: Biogenic Emissions and Environmental Effects of Climate Change*. Zepp, 1994. 1—17
- 14 张强. 华北地区干旱指数的确定及其应用. *灾害学*, 1998, 13(4): 34—38
- 15 鞠笑生, 邹旭恺, 张强. 气候旱涝指标方法及其分析. *自然灾害学报*, 1998, 7(3): 51—57
- 16 李庆祥, 刘小宁, 李小泉. 近半世纪华北干旱化趋势研究. *自然灾害学报*, 2002, 11(3): 50—56
- 17 邹旭恺, 张强, 王有民, 等. 干旱指标研究进展及中美两国国家级干旱监测. *气象*, 2005, 31(7): 6—9
- 18 卫捷, 马柱国. Palmer 干旱指数、地表湿润指数与降水距平的比较. *地理学报*, 2003, 58(增刊): 117—124
- 19 安顺清, 邢久星. 修正的帕默尔干旱指数及其应用. *气象*, 1985, 11(12): 17—19
- 20 安顺清, 邢久星. 帕尔默旱度模式的修正. *气象科学研究院院刊*, 1986, 1(1): 75—81
- 21 刘巍巍, 安顺清, 刘庚山, 等. 帕默尔旱度模式的进一步修正. *应用气象学报*, 2004, 15(2): 207—216
- 22 马柱国. 中国东部土壤湿度和区域气候变化的关系及一个土壤湿度反演模型的建立. *中国科学院大气物理研究所博士学位论文*, 1999. 1—121
- 23 郭维栋, 马柱国, 姚永红. 近 50 年中国北方土壤湿度的区域演变特征. *地理学报*, 2003, 58(增刊): 83—90
- 24 王志伟, 翟盘茂. 中国北方近 50 年干旱变化特征. *地理学报*, 2003, 58(增刊): 61—68
- 25 任国玉, 徐铭志, 初子莹, 等. 近 54 年中国地面气温变化. *气候与环境研究*, 2005, 10(4): 711—727
- 26 符淙斌, 温刚. 中国北方干旱化的几个问题. *气候与环境研究*, 2002, 7(1): 22—29
- 27 马柱国. 黄河径流的历史演变规律及成因. *地球物理学报*, 2005, 48(6): 1270—1275
- 28 Thornthwaite C W. An approach toward a rational classification of climate. *Geographi Rev*, 1948, 38: 55—94
- 29 Penman H L. National evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc Royal Soc, Ser A*, 1948, 193: 120—145
- 30 Snyers R. On the statistical analysis of series of observations. Technical Note, 143, WMO, Geneva, 1990: 11
- 31 符淙斌, 王强. 气候突变的定义和检测方法. *大气科学*, 1992, 16(4): 482—493
- 32 张庆云, 卫捷, 陶诗言. 近 50 年华北干旱的年代际和年际变化及大气环流特征. *气候与环境研究*, 2003, 8(3): 307—318
- 33 Bordi I, Fraedrich K, Jiang J M, et al. Spatio-temporal variability of dry and wet periods in eastern China. *Theor Appl Climatol*, 2004, 79: 81—91[DOI]
- 34 张庆云, 陈烈庭. 近 30 年来中国气候的干湿变化. *大气科学*, 1991, 15(5): 72—81
- 35 吴绍洪, 尹云鹤, 郑度, 等. 近 30 年中国陆地地表层干湿状况研究. *中国科学, D 辑: 地球科学*, 2005, 35(3): 276—283
- 36 施雅风. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估. 北京: 气象出版社, 2003. 124
- 37 Wetherald R T, Manabe S. Simulation of hydrologic changes associated with global warming. *J Geophys Res*, 107(D19): 4379, doi:10.1029/2001JD001195, 2002[DOI]
- 38 Wetherald R T, Stouffer R J, Dixon K W. Committed warming and its implications for climate change. *Geophys Res Lett*, 2001, 28(8): 1535—1538[DOI]
- 39 Wetherald R T, Manabe S. Detectability of summer dryness caused by greenhouse warming. *Clim Change*, 1999, 43(3): 495—511[DOI]
- 40 Manabe S, Milly P C D, Wetherald R. Simulated long-term changes in river discharge and soil moisture due to global warming. *Hydrol Sci*, 2004, 49(4): 625—642[DOI]
- 41 Wang H J. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 376—386
- 42 Wu L X, Lee D E, Liu Z Y. The 1976/77 North Pacific climate regime shift: the role of subtropical ocean adjustment and coupled ocean-atmospheric feedbacks. *J Climate*, 2005, 18: 5125—5140[DOI]
- 43 马柱国, 邵丽娟. 中国北方近百年干湿变化与太平洋年代际振荡(PDO)的关系. *大气科学*, 2006, 30(3): 464—474
- 44 翟盘茂, 章国材. 气候变化与气象灾害. *科技导报*, 2004, 7: 11—14

(2006-03-27 收稿, 2006-06-02 接受)