



国家出版基金项目
NATIONAL PUBLICATION FOUNDATION

“十二五”国家重点图书出版规划项目

中国的气候变化

及其预测

丁一汇 主编



 气象出版社
China Meteorological Press

第1章 近百年地面气温和降水变化

主 笔:任国玉

主要作者:唐国利 郑景云 任玉玉

贡献作者:周江兴 周雅清 张爱英 张 莉 黄 磊 张 雷 刘玉莲
宝乐尔 朱界平 战云健 孙秀宝

1.1 气温变化

1.1.1 近百年温度变化

由于历史的原因,1950年以前中国气象观测情况非常复杂。观测站点分布稀疏,且主要集中在东部地区;各站之间、同一站点前后观测规范不一致,很少有完整、稳定的中国气温及降水量的台站观测记录。但早期工作根据稀少的地面观测资料,发展了一套气温等级资料,并利用这套资料建立了全国长序列地面气温序列(张先恭等,1982)。后来,不少学者利用台站资料、气温等级资料、冰芯和树木年轮等代用资料,通过插补等数学方法,得到若干条中国近百年平均地面气温序列。

张先恭等(1982)最早报告了我国历年逐月平均气温的分级及等级图的分型,以及过去几十年来中国气候变化的一些特征和对未来气候趋势的探讨。后来,他们利用历年逐月气温等级记录最早建立了1910—1979年中国平均气温等级序列,发现我国各地气温变化与北半球一致,前期增暖,20世纪40年代后发生转折。

唐国利等(1992)对资料进行初步质量控制后,算术平均得到全国1921—1990年年、各季气温距平,发现20世纪40年代到60年代的降温,我国比北半球明显;80年代气温的上升趋势,北半球比我国强烈。各季节的温度变化有较大差异。林学椿等(1995)利用全国711站月平均气温资料,将全国划分为10个区,先求各区距平序列再进行算术平均,得到全国平均气温序列,结果与上述结论基本一致。

王绍武(1998)利用史料、冰芯及树木年轮等代用资料对年平均气温进行了插补,得到1880年以来全国10个区的平均气温距平序列,按面积加权平均得到全国

平均序列。与过去的序列相比,这个序列近百年气候变暖的趋势更明显。变暖趋势由 $0.09^{\circ}\text{C}/100\text{a}$ 变为 $0.37^{\circ}\text{C}/100\text{a}$,可能是因为包含了在 19 世纪末到 20 世纪初气温较低的新疆与西藏这两个区的缘故。

唐国利等(2005,2007)采用不同的资料处理方法,建立了全国平均气温序列。尽管各条序列升温速率有较大差异,但均表明,中国地区的年平均地面气温具有明显的增加趋势,多数增温速率介于 $0.03\sim 0.08^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。表 1.1 给出了这些全国平均气温序列发表的时间、起讫年份以及建立过程中所用的资料、方法等信息。图 1.1 给出了 1880 年以来的中国近百年温度变化。

表 1.1 现有全国平均温度序列(唐国利等,2009)

序列	资料	区域平均方法	发表时间	序列起始时间
张先恭、李小泉(ZL)	用气温等级资料;1950 年前各区使用 5~7 个代表站,1951—1979 年 137 站	将全国划分为 7 个区,先求各区的平均气温等级,再平均得到全国平均气温等级序列	1982 年	1910 年
王绍武(W)	1880—1910 年用哈尔滨、北京、上海、广州站平均气温资料并插补;1911 年以后用 6~7 个区的气温等级资料;137 站	将全国 7 个区的气温等级平均,然后转换为气温距平得到全国平均气温序列	1990 年	1880 年
唐国利、林学椿(TL)	用 716 站月平均气温资料	算术平均	1992 年	1921 年
林学椿、于淑秋、唐国利(LYT)	用 711 站月平均气温资料	将全国划分为 10 个区,先求各区距平序列,再平均得到全国平均序列	1995 年	1873 年
王绍武、叶瑾琳、龚道溢(WYG)	1880—1910 年用平均气温资料及部分史料、冰芯和树木年轮等代用资料;1911—1950 年用气温等级资料;1951 年后用平均气温资料;50 站	将全国划分为 10 个区,先求各区平均序列,再按面积加权平均得到全国平均序列	1998 年	1880 年
唐国利、任国玉(TR)	使用由最高、最低气温求算的平均气温资料;616 站	按 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 网格区做面积加权,得到全国平均序列	2005 年	1905 年
唐国利、丁一汇(TD)	重新订正和插补资料,重新确定站点并补充部分资料,同样使用最高、最低气温求算的平均气温资料;291 站	按 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 网格区做面积加权,得到全国平均序列	2006 年	1873 年

注:第一列括号中字母为序列简称。

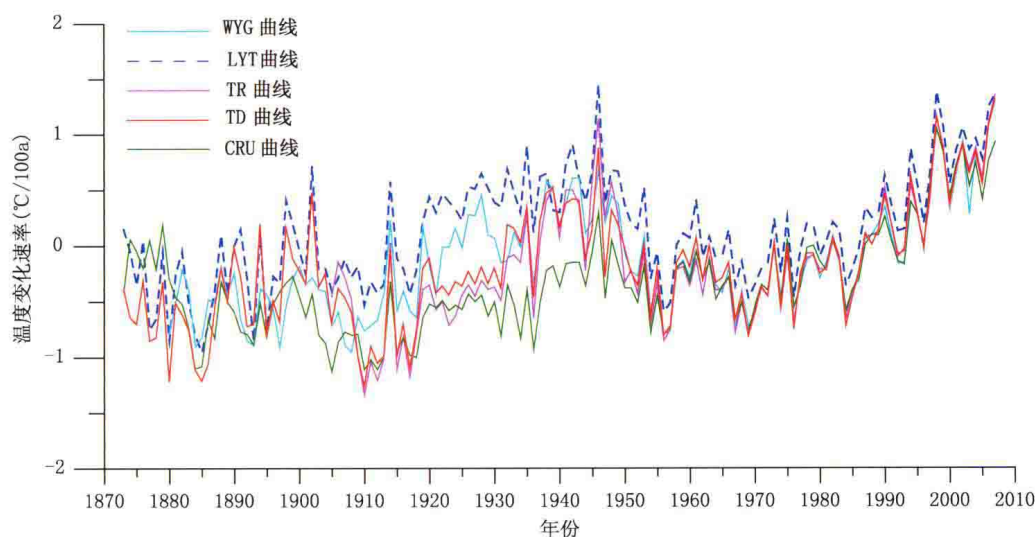


图 1.1 中国近百年温度变化曲线(唐国利等,2009)

计算最新的几条序列 1906—2005 年的增温速率(表 1.2),可见变化速率在 $0.34 \sim 1.20^{\circ}\text{C}/100\text{a}$ 之间。其中英国的 CRU 序列给出的速率最高约为 $1.20^{\circ}\text{C}/100\text{a}$,其次是 TR 序列、TD 序列和 WYG 序列,LYT 序列给出的变化速率最低为 $0.34^{\circ}\text{C}/100\text{a}$ 。主要原因是 20 世纪上半叶有比较大的差异,这一时期我国气象台站的观测资料不完整,为保证资料的连续性和代表性,有些研究用代用资料补充观测资料。此外,不同研究使用的计算平均值和缺测插补等资料处理方法不同。

5 个序列中 WYG 序列、TR 序列和 TD 序列都是 2007 年温度最高,而 CRU 序列仍显示 1998 年最暖。差异的原因主要是所用资料不完全一致。考虑到这 4 个序列中有 3 个序列的原始资料量均大于 CRU 序列,而且 CRU 序列中包括一定数量周边国家的测站信息,2007 年是最暖年的可信度最高。

表 1.2 中国近百年(1906—2005 年)
温度变化速率(唐国利等,2009)

序列	温度变化速率($^{\circ}\text{C}/100\text{a}$)
WYG	0.53
LYT	0.34
TR	0.95
TD	0.86
CRU	1.20

这里采用唐国利等(2005)的方法,充分考虑资料的质量和而非均匀性问题,采用国际上通用的方法,建立并分析中国地区近百年地面气温的趋势变化特征。

资料由中国气象局国家气象信息中心提供,包括 1901—2009 年经过质量控制的 748 个国家基准气候站和基本气象站平均气温、最高和最低气温观测资料。为避免频繁的缺测对计算结果准确性的影响,从

中选取连续性高的 625 个站,其中 1956 年以来的地面气温资料经过均一化处理,资料完整性高,缺测很少,质量较高(任国玉等,2005);1951 年以前的资料没有经

过严格均一化订正,但由于采用由最高、最低气温求算的平均值,避免了由于每日观测次数和时制等变化造成的不连续性(唐国利等,2005)。

我国的气象观测台站存在东西分布不均的问题,东部地区台站密度高,西部地区台站稀疏。为避免气象观测站空间分布不均导致计算空间平均时产生偏差,参照 Jones 等(1996)提出的计算区域平均气温序列的方法,即格点面积加权平均法,建立中国气温变化序列。将全国按经纬度划分成多个格点,每个格点内站点资料的算术平均值作为格点值,再按格点面积加权计算中国气温变化序列。为了尽量减少无资料网格和便于对比,选取 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 的网格尺寸作为基本格点单位。具体步骤如下:对各站序列做距平化处理,气候值选择 1971—2000 年的平均值;按 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 经纬度将全国分为多个网格,逐年计算网格内站点的平均距平值;按照网格纬度信息计算网格面积作为权重,加权计算全国平均值。

图 1.2 给出 1901—2009 年中国全国年平均地面气温距平的变化情况。可见,近 100 年全国平均地面气温变化有两次暖期和两次冷期,但总体呈显著上升趋势。两个暖期分别出现在 20 世纪 30—40 年代和 20 世纪 80 年代中到 21 世纪前 10 年中,而两个相对冷期分别出现在 20 世纪前 30 年和 50—70 年代。整个 109 年里,全国年平均地面气温上升了 0.99°C ,线性增温速率为 $0.091^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,比同期亚洲地区气温上升速率小,但比全球平均气温上升速率略大。2007 年和 1998 年分别是中国近 100 年中暖的两年,最近 10 年也是 20 世纪初以来暖的 10 年。

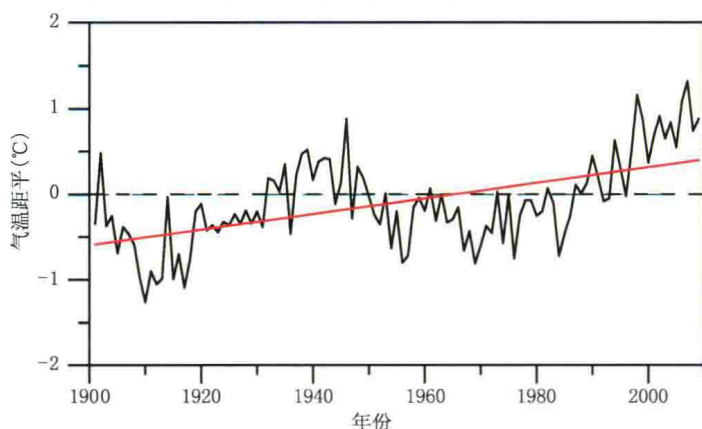


图 1.2 1901—2009 年中国平均地面气温距平变化(唐国利等,2009)

近 100 多年全国平均气温变化有明显的季节特征,虽然四季气温均呈上升趋势,但也存在较大的幅度差异。根据 1901—2009 年的全国平均四季气温变化数据,春季和冬季的气温上升幅度明显高于秋季和夏季,前者的增温速率分别为 $0.141^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.136^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,而后者的增温速率分别只有 $0.059^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.031^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,前者是后者的 2 倍以上。冬、春、夏、秋四季的平均气温上升幅度分别达到 1.48°C 、 1.54°C 、 0.34°C 和 0.64°C ,可见,冬、春两季的增温幅度均高于全年

平均增温。因此,1901年以来的增温冬季和春季的贡献最大,而夏、秋两季的贡献相对较小。

1.1.2 近60年温度变化

最近50~60年的观测资料空间覆盖和时间连续性均很好。许多作者对1950年以来中国全国平均气温变化进行了研究。任国玉等(2005)采用经过均一化处理的730多个国家基准站和基本站观测资料,以及网格点平均距平和加权面积平均方法,对1951—2004年全国平均气温序列的趋势变化特征进行了分析。

图1.3为采用国家基准站和基本站均一化资料建立的1956—2009年全国年平均气温距平变化曲线。可见,近54年全国年平均气温显著上升,上升幅度为 1.57°C ,平均线性增温速率达到 $0.29^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。20世纪80年代中期以来气温增加趋势尤其明显,绝大多数年份气温都为正距平。这段时间中国地面平均气温上升速率显著高于亚洲和全球平均上升速率,尤其是90年代中期以后,中国地区增暖非常明显,而且没有表现出全球范围1998年以来的平均升温趋缓现象。造成这一差异的原因还需要进一步研究,但可能主要与中国地区观测记录受到城市化影响和自动气象站观测记录加入造成的误差有关。

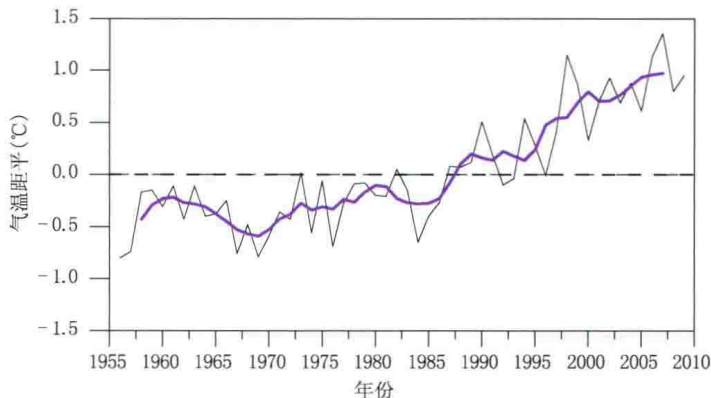


图1.3 1956—2009年中国年平均气温距平变化(任国玉等提供)

从1956—2009年气温趋势变化空间特征来看(图1.4),全国大部地区年平均气温上升,其中北方地区和青藏高原增暖明显,增温速率一般在 $0.30\sim 0.50^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,部分地区达到 $0.50^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 以上。增温最显著的区域分布在东北北部、内蒙古中东部、新疆的西北部和东北部以及西藏东部。黄河以南区域变暖幅度普遍较小,增温速率一般在 $0.20^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 以下,其中中部地区和西南地区升温幅度更小,局部地区气温甚至呈下降趋势。升温不明显或降温区域主要在西南的四川盆地、秦岭山地和云贵高原地区。

1956—2009年全国冬季平均气温上升 2.18°C ,春季上升 1.57°C ,夏季上升 1.08°C ,秋季上升 1.46°C ,对应的季节平均增温速率分别为 $0.40^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 、 $0.29^{\circ}\text{C}/$

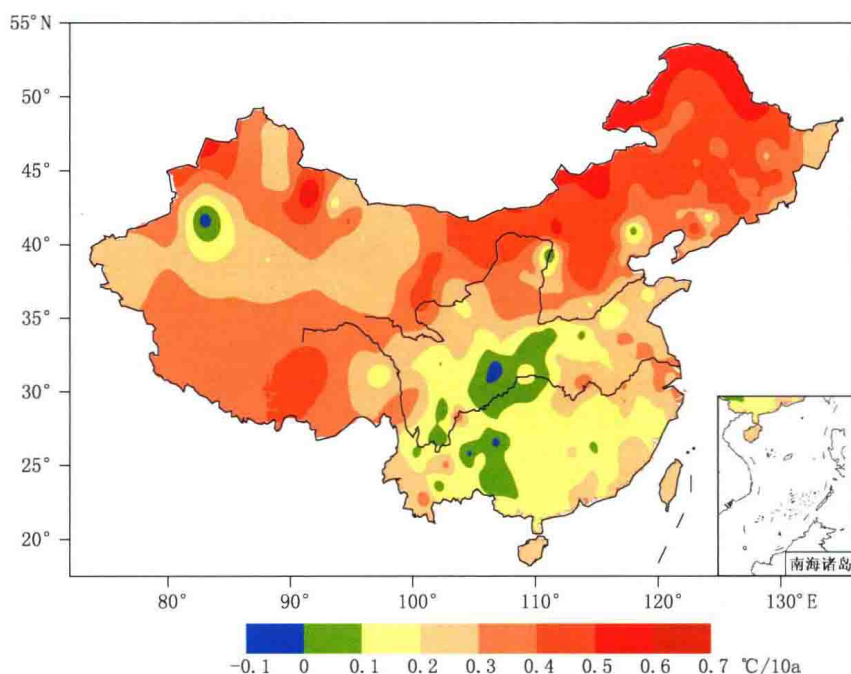


图 1.4 1956—2009 年全国年平均气温变化趋势空间分布(任国玉等提供)

10a、 $0.20^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.27^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。因此,从全国范围来看,冬季平均气温增加速率最大,春季和秋季增温速率较大,夏季平均气温增加速率最小。

1.2 城市化对地面气温观测的影响

气温观测资料是气候变化研究的基础数据。但地面气温观测资料仍存在若干误差(任国玉,2008)。在各种误差中,城市热岛效应引起的台站地面气温观测值系统偏高,对于气候变化分析有重要影响(任国玉等,2005)。上述分析结果没有考虑由于城市热岛效应加强因素对地面气温变化的影响。

城市的发展使得城市区域下垫面性质发生变化,影响到能量收支,致使城市区域的地面气温不断升高,而热力结构和下垫面构成的变化还可导致热岛穹窿,影响郊区气温。城市及其附近地区气象站的观测记录下了这种变化。由于城市区域只占地球表面很小一部分,城市化对地面气温的影响仅代表一种局地人为气候效应,分析区域及其以上尺度的气候变化,以及气候变化对农业和水资源等的实际影响,均需要了解城市之间占陆地面积 99% 以上的旷野和乡村区域的气候变化趋势。所以,充分认识、合理订正单站和区域平均气温序列中的城市化影响,已经成为气候变化检测和影响研究亟待解决的重要科学问题(Ren et al., 2008)。这里对我国气象台站地面气温观测记录中城市化影响的研究结果进行初步总结,并对存在的一些问题进行简要讨论。

我国学者对北京、天津、上海、武汉、昆明等地区的研究均发现显著的城市热岛增温(初子莹等,2005;陈正洪等,2005;任玉玉等,2010;周雅清等,2009);北京地区的2个国家基本气象站、基准气候站(北京站和密云站)城市化增温率为 $0.16^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,占同期两站平均增温的71%,成为观测的气温变化的主要原因;对北京和武汉两个案例城市的研究表明,年平均地面气温变化趋势的65%~80%可由增强的城市热岛效应解释。

自20世纪90年代开始,学者们开始关注中国城市化对区域尺度平均地面气温序列的影响,但得到的结论有较大的差异。Jones等(1990)和Li等(2004)对中国地面气温序列的研究均没有发现显著城市化影响。朱瑞兆等认为,城市热岛效应对我国地面气温观测记录有明显影响;黄嘉佑等(2004)发现,中国南方沿海地区热岛效应造成的年平均气温与自然趋势的差值约为 $0.064^{\circ}\text{C}/\text{a}$,其中秋季最低;Zhou等(2004)和Zhang等(2005)认为城市化和土地利用变化因素对地面气温记录造成了明显影响;周雅清等(2005)使用台站附近聚落区人口和站址具体位置等信息,从华北地区所有气象台站中选择乡村站,对比分析不同类型台站与乡村站平均地面气温序列的差异,发现1961—2000年城市热岛效应加强因素引起的国家基本气象站、基准气候站年平均气温增暖达到 $0.11^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,占全部增暖的37.9%。

上述研究证实,城市化对中国国家基准气候站和基本气象站记录的平均气温上升趋势有明显影响。

在全国范围内,最近张爱英等(2010)采用综合的、客观的标准遴选乡村站,应用经过均一化订正的月平均气温数据,通过对比分析中国614个国家基本气象站、基准气候站和乡村气象站地面气温变化趋势。参考站的遴选遵循以下原则:(1)资料序列足够长,时间连续性高;(2)迁站次数少,迁站等造成的资料非均一性可以证实和订正;(3)避开各类人口密集的城市地区,选择附近人类活动程度对广大区域有代表性的台站;(4)达到一定数量,空间分布相对均匀;(5)对于各类自然和人工环境具有代表性。最后选取138个参考站。分析发现,1961—2004年间全国范围内国家基本气象站、基准气候站地面年平均气温序列中的城市化增温率达到 $0.076^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,占同期全部增温的27.33%,城市化影响非常显著。

张爱英等(2010)根据年平均地面气温序列作REOF分解,提取旋转主分量作聚类分析,将中国大陆地区按气温变率空间分布差异划分为6大区域,分别为北疆区、西北区、青藏高原区、东北区、江淮流域区、华南区。除北疆区外,其他分区国家级气象站年平均城市化增温率都很显著,均通过了0.01的显著性检验。其中,江淮流域区城市化增温率最大,达到 $0.086^{\circ}\text{C}/10\text{a}$;东北区和青藏高原区分别为 $0.060^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.059^{\circ}\text{C}/10\text{a}$;华南区和西北区同为 $0.042^{\circ}\text{C}/10\text{a}$;北疆区为负值,说明国家级气象站地面气温上升趋势比参考站还弱,但趋势未通过统计显著性检验(图1.5a)。

各个分区季节平均城市化增温率还不尽相同(图1.5b—e)。其中,北疆区、西

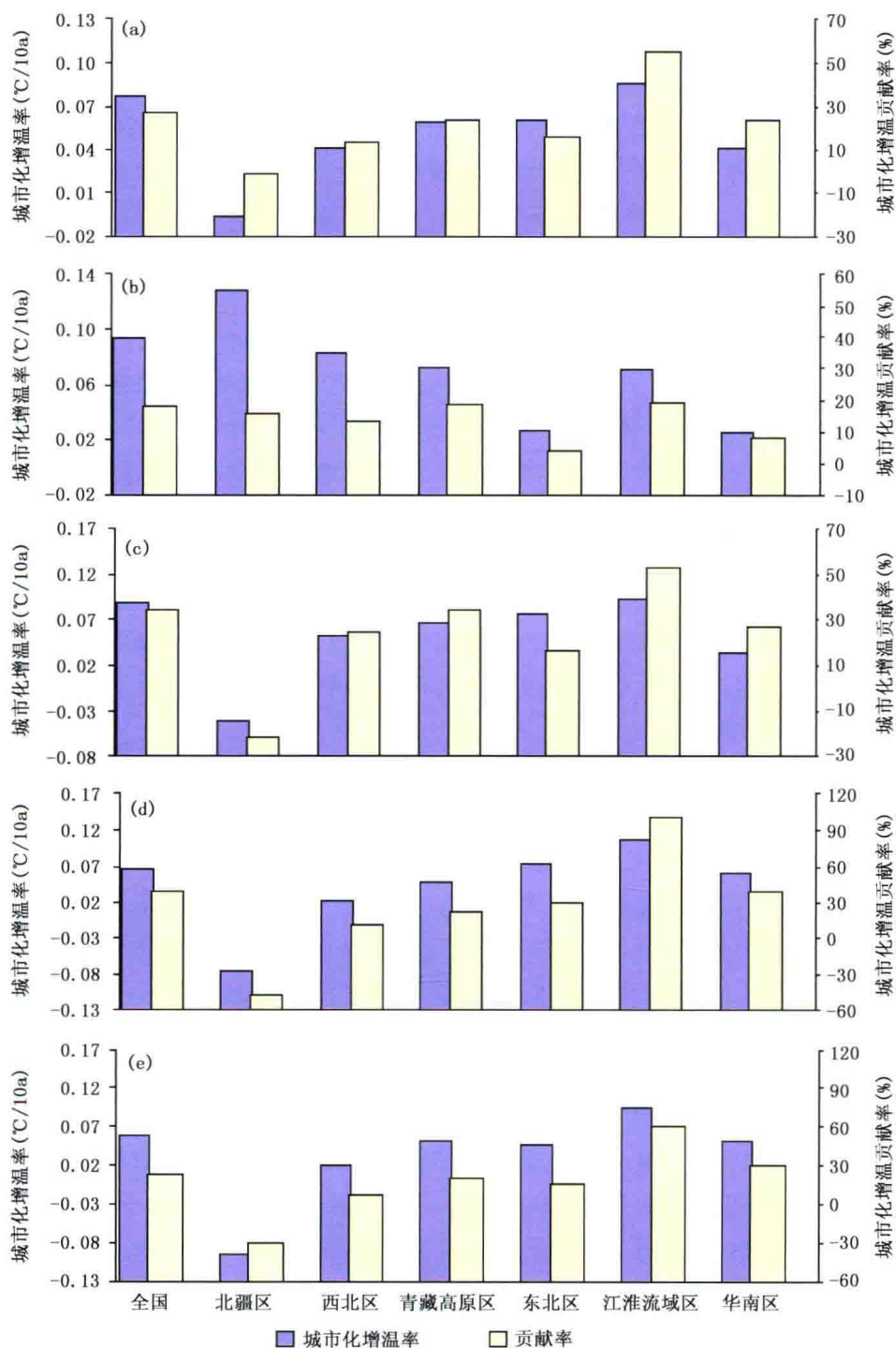


图 1.5 全国及各区域国家级气象站城市化增温率及城市化增温贡献率(张爱英等, 2010)

(a) 年平均; (b) 冬季平均; (c) 春季平均; (d) 夏季平均; (e) 秋季平均

北区和青藏高原区城市化增温率在冬季最大,分别为 $0.128^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 、 $0.083^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.073^{\circ}\text{C}/10\text{a}$;东部三个分区城市化增温率在春季或夏季最大,其中东北区春季最大,为 $0.078^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,而江淮流域区和华南区夏季最大,分别为 $0.106^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.061^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。季节平均城市化增温率最大值出现在江淮流域的夏季。出现这种情况可能与南方地区城市最近 20 年扩展迅速以及夏季空调使用逐渐普及等因素有关。北疆区春、夏、秋季城市化增温率为负值,其中夏季和秋季通过了 0.05 的显著性检验,说明国家级气象站平均地面气温相对于参考站有较显著变凉趋势。这可能与北疆区城市多位于绿洲内,气象站观测受到绿洲的“凉岛效应”影响有关。

年平均城市化增温贡献率以江淮流域区为最大,达到 55.48%;青藏高原区、华南区、东北区和西北区分别为 23.23%、23.20%、15.35% 和 13.73%;北疆区的年平均城市化增温贡献率为 -1.57% (图 1.5 和表 1.3)。因此,江淮流域区国家级气象站记录的地面气温增暖趋势中,有超过一半的部分是由于城市化影响引起的,难以代表背景气候变化情况;其他地区的年平均地面气温变化也在很大程度上受到局地人类活动的影响。

表 1.3 1961—2004 年全国及各区域国家级气象站年、四季平均气温变化趋势中
城市化增温贡献率(单位:%)(张爱英等,2010)

区域	年	冬季	春季	夏季	秋季
全国	27.33	18.20	34.63	38.53	23.51
北疆区	-1.57	15.69	-20.81	-47.77	-29.91
西北区	13.73	13.63	24.77	12.02	7.64
青藏高原区	23.23	18.86	34.55	22.54	19.20
东北区	15.35	3.97	16.35	29.32	15.00
江淮流域	55.48	19.23	52.78	100.00	60.13
华南区	23.20	8.04	26.72	39.87	30.41

因此,考虑到城市化对地面气温观测的显著影响,中国大陆最近 50 年或 60 年的年平均地面气温增加速率应当在 $0.17^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 以下,没有多数研究者此前给出的数字那么高,但可能仍接近全球陆地同期平均水平。

1.3 降水变化

1.3.1 近百年降水变化

有关近百年来中国及区域降水变化的研究较少,这主要和 20 世纪前期资料较少有关。章名立(1993)、王绍武等(2000,2002a,2002b)、闻新宇等(2006)、丁一汇等(2008)先后对我国全国或东部地区近百年的降水变化进行了研究,而另外一些

研究,或者仅仅是针对中国某个区域进行,或者把关注的重点放在区域降水的空间模态,而并没有给出降水序列。对比各研究关注的区域大小、资料的时间序列长度和处理方法以及计算区域平均时间序列的方法,本文挑选出几条代表性较好的曲线进行分析,并将从文献交待的原始资料及其长度、资料及其处理方法以及主要结果等几个方面,综合分析评估这些代表性的工作及其主要成果。

综合已有的降水曲线(图 1.6),近百年来中国地区降水没有明显的线性变化趋势,20 世纪 50 年代和 90 年代是明显的多雨期,20 年代和 60 年代是明显的少雨期;20 世纪年降水量存在比较显著的年代尺度变化,其中 2~4 a、30 a 和 60 a 左右的准周期振动比较明显。除王绍武等(2002b)的结果外,其他三条曲线中 20 世纪 10 年代降水的年际变化非常明显,降水变幅较大,这主要跟早期中国地区可用的地面测站较少有关系。

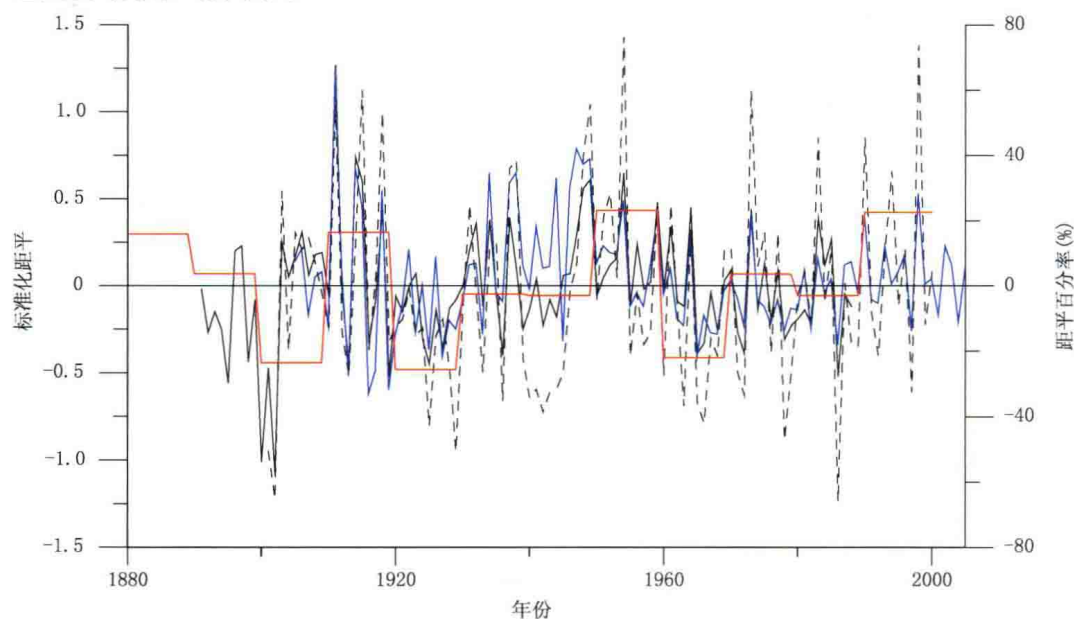


图 1.6 相对于 1951—1980 年的全国平均年降水量标准化距平和距平百分率序列
(张莉、任国玉等提供)

黑实线:章名立(1993)(相对 1951—1980 年);红实线:王绍武等(2002b)(相对 20 世纪 60—80 年代);蓝实线:唐国利等(2007)(相对 1971—2000 年);黑虚线:闻新宇等(2006)(相对 1951—2000 年)

除各研究结果在 20 世纪 40 年代的区别较大外,章名立(1993)、丁一汇等(2008)基于站点观测资料和闻新宇等(2006)基于 CRU 资料得到的结果总体上比较一致,只是降水变幅有一定差别,其中基于 CRU 资料得到的中国地区百年降水年际变化幅度明显大于其他两个研究的结果。这种差异一方面可能来自所用资料的差别,另一方面也可能来自计算方法上的差别。王绍武等(2002b)基于古气候重

建和站点观测得到的每10年平均的百年降水序列中,由于时间分辨率的限制,没能反映出降水的年际变化,该序列中比较明显的降水正负距平与其他研究还是基本一致的。

最近,根据Ding等(2007)和丁一汇等(2008)方法建立的全国降水量序列表明,中国东部地区近100年来平均降水量在20世纪10年代、30年代、50年代、70年代和90年代偏多,而在20世纪前10年、20年代、40年代、60年代降水偏少。中国东部近100年的降水量变化表现出明显的年代到多年代尺度振荡特征。

由于20世纪50年代之前地面观测资料的缺乏,并且早期有限的地面观测和重建资料主要集中在中国东部地区,因此,使用地面覆盖有限的地面观测进行整个中国地区百年降水变化的分析,必须考虑20世纪前半叶的结果中存在的较大不确定性。相比较而言,中国东部地区降水变化的不确定性则相对较小,丁一汇等(2008)、CRU资料(闻新宇等,2006)和王绍武等(2000)的重建资料也比较一致地反映了过去100年中国东部地区降水的变化。

在华北的海河流域,具有几条记录较完整的长期降水量观测资料序列。对这些降水序列进行简单算术平均,求算降水距平百分率(图1.7),并分析其随时间变化情况发现,近100年内海河流域年降水量同样没有显著长期趋势变化,但20世纪50年代初期之前,降水量呈波动上升趋势,而后则呈现比较明显的趋势性下降变化,90年代中后期至2003年降水量减少尤其突出,造成严重区域性干旱。20世纪10—30年代相对干旱,以及70年代末以来的持续干旱,可能是华北地区降水60~80 a准周期振荡的表现(Qian et al., 2003; Ren et al., 2011)。

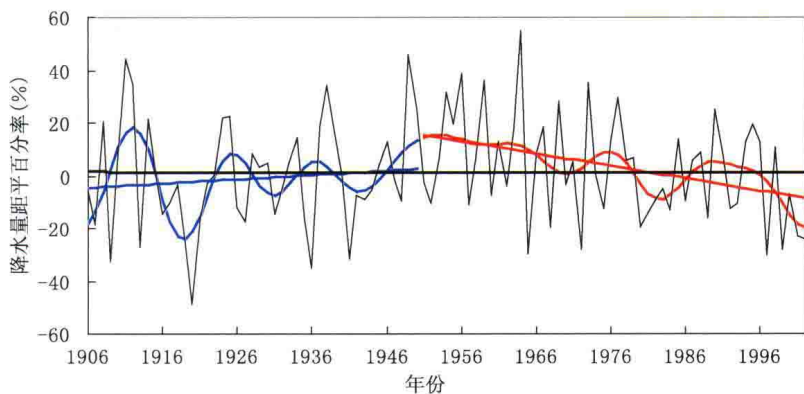


图1.7 海河流域近百年降水量距平百分率变化(1906—2002年)(张莉、任国玉等提供)

1.3.2 近60年降水变化

在最近的60余年,降水观测资料空间覆盖更好,观测记录的连续性也得到极大改善。利用全国740个站的观测资料分析表明,1956—2009年全国平均年降水量同样没有明显的趋势性变化(图1.8)。然而,全国平均年降水量的年际变化现

象比较明显,存在显著的阶段性特征。近10余年我国降水量显著减少,这种减少主要与长江中下游地区夏季梅雨期明显缩短、梅雨量明显减少有关。

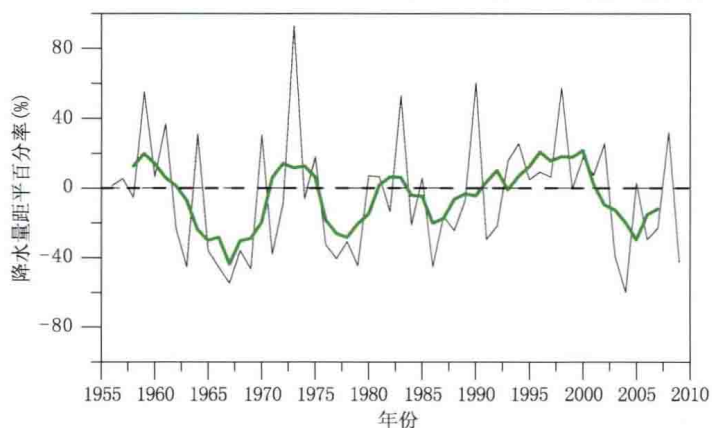


图 1.8 1956—2009 年全国年平均降水量距平变化(任国玉等,2010)

1.3.3 区域性和季节性降水趋势

图 1.9 表示全国年降水量变化趋势的空间分布情况。1954—2009 年我国东部的大部分地区年降水量相对减少,其中华北地区大部、环渤海地区以及西南地区东北部部分地区和陕西等地减少最为明显,但长江中下游、东南沿海包括海南岛降

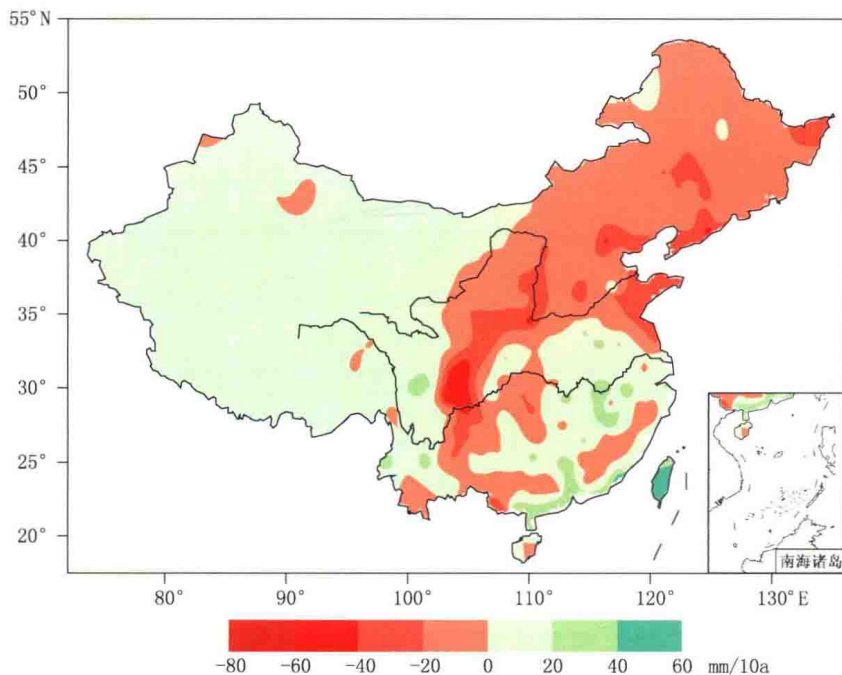


图 1.9 1956—2009 年全国年降水量趋势变化空间分布(任国玉等,2000,2005)

水增多。我国 105°E 以西的绝大部分地区降水呈普遍增加趋势。如果考虑年降水量距平百分率的变化趋势,则西部地区增加非常明显,而长江中下游和东南沿海地区增加比较弱。

上述年降水量长期趋势变化的空间分布形势,在过去的 10 余年内相对稳定。与早期的分析结果(任国玉等,2000)比较,只是北方的降水减少区域范围有扩大趋势,特别是向东北中北部和西南地区扩展,同时南方长江流域和江南地区的降水增加区域范围有所缩小。我国西部广大地区年降水量距平百分率呈现较明显的增加,仅有局地表现为减少或趋势不明显(Ren et al., 2011)。

1956—2009 年全国平均四季降水量变化趋势不明显,其中冬、春、夏季略有增加,54 a 分别为 6.2 mm、3.9 mm 和 5.5 mm;秋季降水出现了比较明显的减少趋势,54 a 减少 12.7 mm。

总体上看,最近半个多世纪,中国地区降水量没有表现出明显的趋势性变化,这与亚洲、全球陆地降水观测变化基本一致。但我国降水总体上具有年代到年代尺度振动;在地区上最近半个世纪降水也存在比较明显的趋势变化,主要表现在华北、西北东部、东北南部和西南部分地区降水减少,西部广大地区降水增加。造成我国降水变化这一区域分布特征的原因,可能主要是气候系统内部年代以上尺度自然变异引起的。

1.4 气候区界线与气候格局变化

随着 20 世纪 80 年代以后我国大多数地区出现不同程度的增暖,以及一些区域(如华北和西北东部地区等)出现干旱化,我国气候区格局在过去 60 年中也出现了一定程度的变化。对比 1951—1970 年与 1971—2000 年的主要气候区划界线(图 1.10)可以看出:自 20 世纪 70 年代以来,我国一些重要的气候分界线都出现了一定程度的移动,其中变化较为明显的:一是亚热带北界与暖温带北界,均出现了北移;二是北方地区半湿润与半干旱分界线,位于 $102^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 之间的部分出现了东移与南扩,但同时位于东北地区的部分却出现了西移。除此之外的其他温度带与干湿区分界线虽也略有移动,但并不显著。

1.4.1 亚热带北界与暖温带北界的变化

在气候区划中,一般以日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的日数是否达到 220 d 和 170 d 作为亚热带和暖温带北界的主要判定指标,与之对应的辅助指标是 1 月平均气温分别为 0°C 和 -12°C ,参考指标是:日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温分别为 $3200\sim 3400^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 和 $4500\sim 4800^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$,年极端最低气温分别为 -14°C 和 -25°C 。其中 1971—2000 年的亚热带北界与 1951—1970 年的界线相比,秦岭以东地区均出现

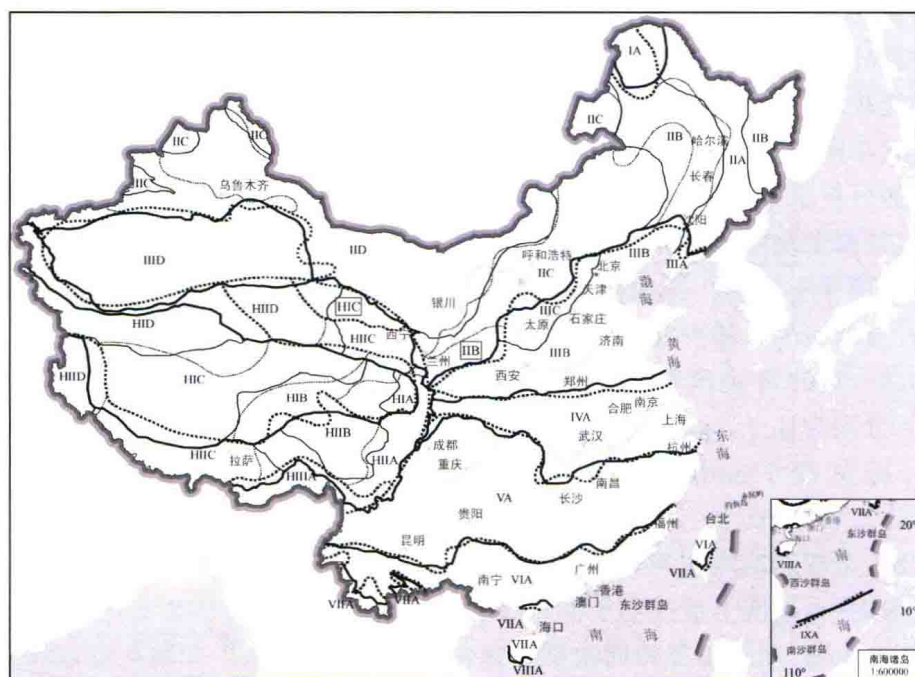


图 1.10 1971—2000 年与 1951—1970 年主要气候区划界线(温度带与干湿区分界线)对比
粗线:1971—2000 年温度带分界线;粗点线:1951—1970 年温度带分界线;细线:1971—2000 年干湿区分界线;细点线:1951—1970 年干湿区分界线。温度带:Ⅰ—寒温带,Ⅱ—中温带,Ⅲ—暖温带,Ⅳ—北亚热带,Ⅴ—中亚热带,Ⅵ—南亚热带,Ⅶ—边缘热带,Ⅷ—中热带,Ⅸ—赤道热带,HI—高原亚寒带,HII—高原温带,HIII—高原亚热带;干湿区:A—湿润区,B—半湿润区,C—半干旱区,D—干旱区(郑景云等提供)

了一定程度的北移,最大北移幅度(116°E 以东)约 100 km,即从原来的淮河一线移到了淮河以北的南阳(河南)—驻马店(河南)—宿州(安徽)—淮阴(江苏)—线(即 $33.5^{\circ}\sim 34.0^{\circ}\text{N}$ 之间的区域)。而 1951—1970 年这一线日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的日数均低于 220 d,1 月平均气温为 0°C 左右;但 1971—2000 年这一线日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的日数均达 220 d 以上,1 月平均气温达 1°C 左右(表 1.4)。

暖温带分为东西两段,中间为祁连山地及其北面的河西走廊和山地所分割,东段主要包括华北平原、太行山脉、山西高原和黄土高原东部及其以南的山地与谷地;西段主要在新疆南部,包括塔里木盆地和吐鲁番盆地等。1971—2000 年的暖温带东段北界东起丹东北部,经沈阳附近至彰武南,然后折向西南,经阜新、赤峰南、张家口北、大同南、横山、庆阳南、通渭、渭源至陇南北交于青藏高原东缘(表 1.5);与 1951—1970 年相比,已出现了不同程度的北移,其中最大北移幅度约为 100 km,出现在 $115^{\circ}\sim 123^{\circ}\text{E}$ 之间;而 115°E 以西地区,因受地形和气象站点密度相对稀疏的影响,无法准确地辨识出向北的移动幅度,但位于该界线南北附近地区的热量资源均有一定程度的增加。

**表 1.4 1971—2000 年南阳—驻马店—宿州—淮阴一线热量状况及其
与 1951—1970 年的对比(郑景云等提供)**

地点	南阳		驻马店		宿州		淮阴	
时段	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年
日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的日数(d)	219	224	215	223	213	221	214	221
日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	4759	4770	4691	4760	4630	4761	4503	4645
1 月平均气温($^{\circ}\text{C}$)	0.7	1.4	1.2	1.3	-0.7	0.8	-0.3	1.0

**表 1.5 1971—2000 年暖温带北界一线的热量状况及其
与 1951—1970 年的对比(郑景云等提供)**

地点	岫岩		沈阳		彰武		阜新	
时段	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年
日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的日数(d)	167	170	169	173	166	170	168	173
日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	3173	3212	3369	3461	3268	3308	3295	3413
1 月平均气温($^{\circ}\text{C}$)	-11.4	-9.9	-12.7	-11.0	-12.9	-11.7	-12.1	-10.6
地点	叶柏寿(辽宁朝阳)		张家口		原平(大同南)		离石	
时段	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年
日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的日数(d)	169	174	169	175	167	176	167	171
日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	3330	3428	3223	3411	3203	3374	3181	3301
1 月平均气温($^{\circ}\text{C}$)	-10.7	-10.0	-10.5	-8.3	-8.7	-7.7	-8.2	-7.5
地点	横山		洛川 (与庆阳纬度相当)		平凉 (通渭、渭源以北)		天水 (通渭、渭源以北)	
时段	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年	1951— 1970 年	1971— 2000 年
日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的日数(d)	165	171	158	170	159	164	176	187
日平均气温稳定 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	3207	3309	2952	3119	2796	2899	3292	3479
1 月平均气温($^{\circ}\text{C}$)	-9.1	-8.2	-5.4	-4.4	-5.4	-4.6	-3.0	-2.0

1.4.2 北方地区半湿润与半干旱分界线的移动

由于年代际降水变化较气温变化复杂,使得降水变化的区域同步性较气温差,因而干湿区分界线的年代际变化也较为复杂。从1971—2000年与1951—1970年的干湿分界线对比看,变动较为明显的有三处:一是小兴安岭及长白山东部以东地区,这一地区在1951—1970年的气候区划中划分为湿润区,但1971—2000年则转为半湿润区,这主要是由于这一地区1971—2000年年降水量较1951—1970年减少所致,如佳木斯、富锦、牡丹江和绥芬河的年降水量分别减少了59 mm、27 mm、29 mm和45 mm;二是位于东北地区中西部的半湿润与半干旱区分界线,1971—2000年较1951—1970年出现了不同程度的向西、向南移动,其移动幅度(47°N 附近)达200 km左右;三是因为华北地区1975年以后的降水减少,导致1971—2000年华北地区北部(特别是山西与河北北部)的半湿润与半干旱区分界线向东、向南移动,其中最大东移幅度(40°N 附近)约110 km,而 38°N 以南、 114°E 以西地区的最大南扩幅度(111°E 附近)达350 km。

参考文献

- 陈正洪,王海军,任国玉,等. 2005. 湖北省城市热岛强度变化对区域气温序列的影响[J]. 气候与环境研究, **10**(4):771-779.
- 初子莹,任国玉. 2005. 北京地区城市热岛强度变化对区域温度序列的影响[J]. 气象学报, **63**(4):534-540.
- 丁一汇,任国玉. 2008. 中国气候变化科学概论[M]. 北京:气象出版社.
- 黄嘉佑,刘小宁,李庆祥. 2004. 中国南方沿海地区城市热岛效应与人口的关系研究[J]. 热带气象学报, **20**(6):713-722.
- 林学椿,于淑秋,唐国利. 1995. 中国近百年温度序列[J]. 大气科学, **19**(5):525-534.
- 任国玉. 2008. 气候变暖成因研究的历史、现状和不确定性[J]. 地球科学进展, **23**(9):16-23.
- 任国玉,初子莹,周雅清,等. 2005. 中国气温变化研究最新进展[J]. 气候与环境研究, **10**(4):701-716.
- 任国玉,吴虹,陈正洪. 2000. 我国降水变化趋势的空间特征[J]. 应用气象学报, **11**:322-330.
- 任国玉,陈峪,邹旭恺,等. 2010. 综合极端气候指数的定义和趋势分析[J]. 气候与环境研究, **15**(4):354-364.
- 任玉玉,任国玉,张爱英. 2010. 城市化对地面气温变化趋势影响研究综述[J]. 地理科学进展, **29**(11):1301-1310.
- 唐国利,林学椿. 1992. 1921—1990年我国气温序列及变化趋势[J]. 气象, **18**(7):3-6.
- 唐国利,丁一汇. 2007. 由最高最低气温求算的平均气温对我国年平均气温序列影响[J]. 应用气象学报, **18**(2):187-192.
- 唐国利,丁一汇,王绍武,等. 2009. 中国近百年温度曲线的对比分析[J]. 气候变化研究进展, **15**