

文章编号: 1000-0534(2004)01-0001-10

青藏高原及周围地区大气可降水量的分布、变化与各地多变的降水气候

蔡 英^{1, 2}, 钱正安¹, 吴统文¹, 梁潇云¹, 宋敏红¹

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国科学院 东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029)

摘 要: 为了更深入地分析青藏高原及邻近各地多变的降水气候, 利用 NCEP 1958—1997 年月平均比湿、风及高度等再分析资料及我国实测雨量资料等, 整体地分析了高原及周围地区气柱可降水量的多年平均特征及其季节变化, 也分析了我国南北方大气可降水量的年代际变化和华北及西北区东部干湿年夏季可降水量的差异等。结果表明, 高原及周围地区的气柱可降水量有明显的地区及季节变化。本区域内以南亚和东亚夏季风区的可降水量最高, 夏季可达 60 mm 或以上; 青藏高原上的可降水量最低, 冬季为 3 mm 左右。东亚和南亚季风区可降水量的冬夏季节变化最大, 夏季的可降水量达冬季值的 4 倍。华北区干湿夏季的可降水量差异明显, 湿年的可降水量可增加 20% 以上。近 40 年来华北和西北区东部夏季的气柱可降水量明显减少, 而长江流域及江南地区 20 世纪 80 年代以来可降水量却部分增加了, 呈北干南湿之势, 遂形成我国降水北旱南涝的分布格局。这可能与东亚夏季风逐渐趋弱, 特别是撤退期逐渐提前有关。另外, 我国各地夏季可降水量的平均降水转化率也明显不同, 青藏高原上最高, 东亚季风区次之, 而南疆盆地最低, 这也影响了我国多变的降水气候。

关键词: 青藏高原及周围地区; 气柱可降水量; 降水气候; 季风环流; 年代际变化; 降水转化率

中图分类号: P426.61⁺3 **文献标识码:** A

1 引言

水汽是大气中活跃多变的成分。首先, 它是产生降水的物质基础, 直接关系到各地的降水天气及气候; 其次, 水汽还通过平流和垂直输送及蒸发凝结过程, 明显地影响地面和大气中的水分循环及能量平衡^[1]; 最后, 水汽作为大气中比 CO_2 和 CH_4 都重要的“自然”温室气体, 它对全球增温的贡献也引起了人们的注意^[1, 2]。

国内自徐淑英^[3]首先讨论我国的水汽输送和平衡, 谢义炳等^[4]分析黄淮地区降水过程的水汽输送以来, 邹进上等^[5]、陆渝蓉等^[6]、翟盘茂等^[7]及俞亚勋等^[8]先后讨论了我国或西北地区的平均水汽场及影响因子; 丁一汇^[9]、黄荣辉等^[10]讨论了东亚及南亚季风区的水汽输送及差异; 更多地讨论了各地各季各次强降水过程的水汽输送^[11], 包括西北干旱区^[8, 12~14]和青藏高原地区^[15, 16]; 有的开始

涉及水汽及降水的年代际变化^[2]; 还有的涉及水汽的卫星探测^[17, 18]。这些都部分加深了对我国降水天气气候过程的理解。

但是, 上述研究大多数仅用了较早、较短期的资料, 而且多是针对我国各地区进行的。青藏高原(下称高原)及周围各地区的降水气候迥异, 高原成了该地区巨大的气候分水岭。近 40 年来, 我国北方特别是华北及西北区东部干旱化明显^[8, 19], 而南方部分地区的降水却在增多^[19]。这些原因是什么? 钱正安等^[20, 21]曾从海陆、地形及环流影响角度讨论了各地降水气候的分布, 这里再从水汽并继续从环流角度, 用更长、更新序列的水汽资料, 整体地(不是各部分地)讨论高原及周围地区(下称本区域)的水汽分布和变化, 以更好地理解本区域各地多变的降水气候。

在本文中我们将分析本区域气柱可降水量的季节变化及影响因子、我国夏季可降水量的年际及年代际变化, 以及我国各地区夏季可降水量的平均降

收稿日期: 2003-03-03; 改回日期: 2003-04-22

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZKXC2-SW-210); 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室开放课题; 国家自然科学基金项目(40175022, 40375033)共同资助

作者简介: 蔡英(1966—), 女, 河南杞县人, 博士研究生, 副研究员, 主要从事气候诊断分析和预测研究。E-mail: caiy@ns.lzb.ac.cn

水转化率。

2 所用的资料和方法

我们利用 NCEP/NCAR 的 1958—1997 年月平均比湿、风速及高度等再分析值格点资料^[22]及同期国内部分的实测雨量资料,分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ Lat./Lon.。计算时共取 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 hPa 等 8 层,分别计算了高原及其周围地区 1961—1990 年多年平均的春(3~5 月)、夏(6~8 月)、秋(9~11 月)及冬季(12 月~2 月)的气柱可降水量以及各个年代夏季的平均可降水量。这里的高原及其周围地区包括高原地区,它南面和东面的南亚及东亚季风区,它北面的中蒙干旱半干旱区,以及它西面的中亚干旱气候区。

气柱可降水量 PW 系气柱各层水汽的累加值,它表示某地单位面积上空整层大气的总水汽含量,由下式计算:

$$PW = - \frac{1}{g} \int_s^T q dp,$$

其中 q , g , P_s 等均为常用变量和单位。 P_T 应为大气顶处的气压,考虑到高层水汽少,水汽资料也不很精确,本文中取为 250 hPa。

3 大气可降水量的季节变化及其影响因子

以下分析多年平均气柱可降水量的计算结果。

首先要分析用 NCEP 再分析水汽值计算的气柱可降水量的有效性。与文献[2, 5~7]分别用 20 世纪 60 年代或 70—80 年代的实测水汽探空资料的计算结果相比,就可互比的国内部分而言,本文的分布特征与先前的结果相近,仅量值稍偏大(图 1),这可能与所用的资料年代不完全相同有关;另一方面,因本文水汽资料的分辨率更高。图 1 中各季都出现了许多能反映各地地形及气候细节的分布特

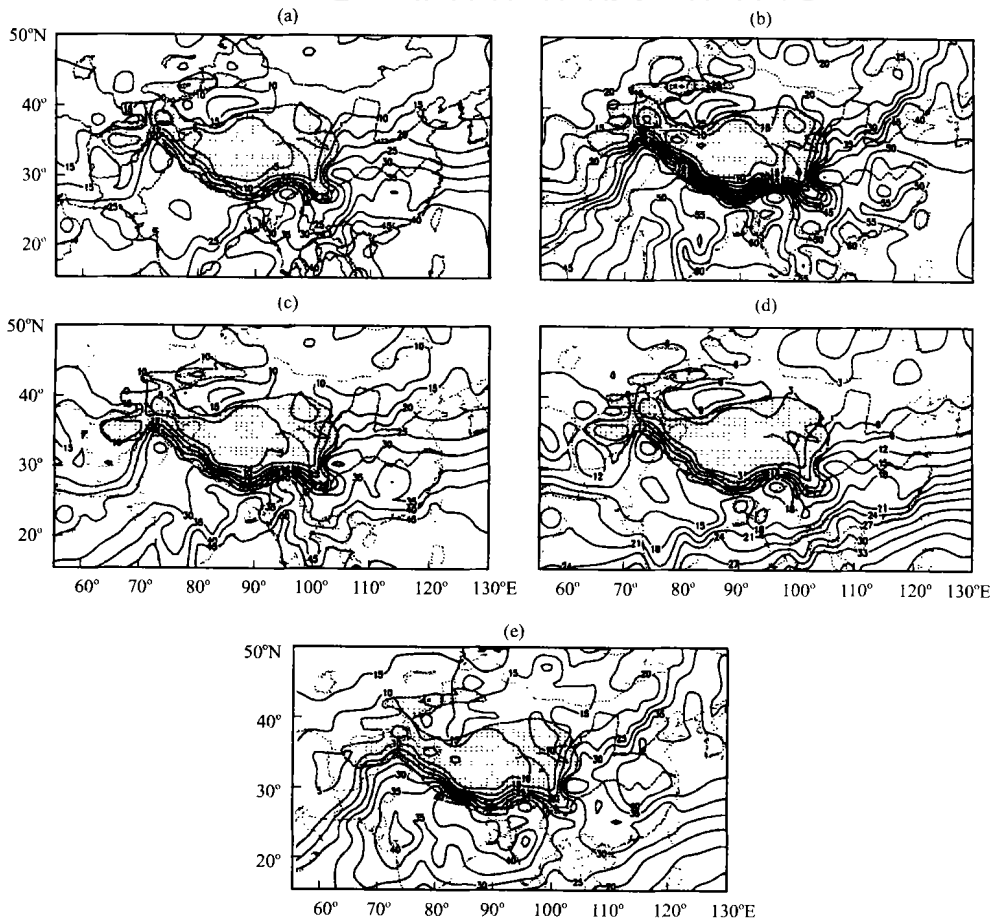


图 1 高原及周围地区春(a)、夏(b)、秋(c)、冬(d)季多年平均的整层气柱可降水量(mm)及其冬夏季差值(夏季-冬季)(e)

Fig. 1 Multiyear mean whole air column PW over Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings(QXPS) in (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF and (e) the differences between the winter and summer (JJA - DJF, mm)

征。如四川盆地的高湿中心区,祁连山及天山山区的低湿中心区,以及围绕高原边缘的可降水量等值线密集带。显然,这些细节特征更合理,因而本文的计算结果是可信的。

比较图 1a~d 可见,本区域的气柱可降水量季节变化明显,下面分季节叙述。

3.1 冬季

如图 1 所示,冬季是本地区各地全年水汽含量最少的季节。在图 1d 中,全区域内气柱平均可降水量呈南湿北干分布,特别是在 35°N 以南,可降水量等值线大体沿纬圈分布,在海洋上及我国东部平原区尤其明显。这一特征在春、秋季也相当清楚,且比邹进上等^[5]、陆渝蓉等^[6]及 Zhai 等^[2]的结果更明显,即地理纬度是影响水汽分布的基本因素。我国东部 35°N 以南地区的年等雨量线大体沿纬圈分布可能与此有关。因其他条件相同时,地理纬度决定了温度,进而也决定了空气的含湿能力和降雨量的分布。在南方暖湿的海洋上,即使冬季的平均可降水量也可达 30~40 mm;随纬度增加向北递减;至 35°N 以北,可降水量已减至 6 mm 以下;蒙古及高原地区更减至 3 mm 以下,比中亚和我国

西北干旱气候区都低,是本区域内的最低者。高原上空气柱最短,空气又干寒;蒙古纬度高,深居内陆,并在干冷的西伯利亚—蒙古高压控制下,故该两地区的可降水量最低是可以理解的。值得注意的是近海洋的华北地区,因受对流层低层干冷的强东北冬季风及中层东亚大槽后部强下沉辐散气流的影响(图 2a)^[21],那里的可降水量也才 3~10 mm,和西北区东部(指西北区 102°E 以东地区)相近,反比深居内陆,但平均气温稍高的南疆盆地更干。同样,纬度低也近海洋的南亚地区因受弱干冷西北冬季风的影响,其可降水量也比同纬度的我国华南及南海地区低。这启示冬季风等环流因子对可降水量分布的影响明显。

因冬季气柱含水量最低,所以冬季是本区域内大多数地区全年降水最少的干季,特别是西北、华北和蒙古干旱半干旱区以及高原上。仅属冬湿夏干地中海型气候的中亚、高原西侧地形迎风坡处以及阿拉伯海和孟加拉湾常定南支西风槽前等少数地区,分别因多气旋性扰动,地形强迫抬升以及有利的偏南风水汽输送条件(图 2b, c),冬季降水也较多^[21]。

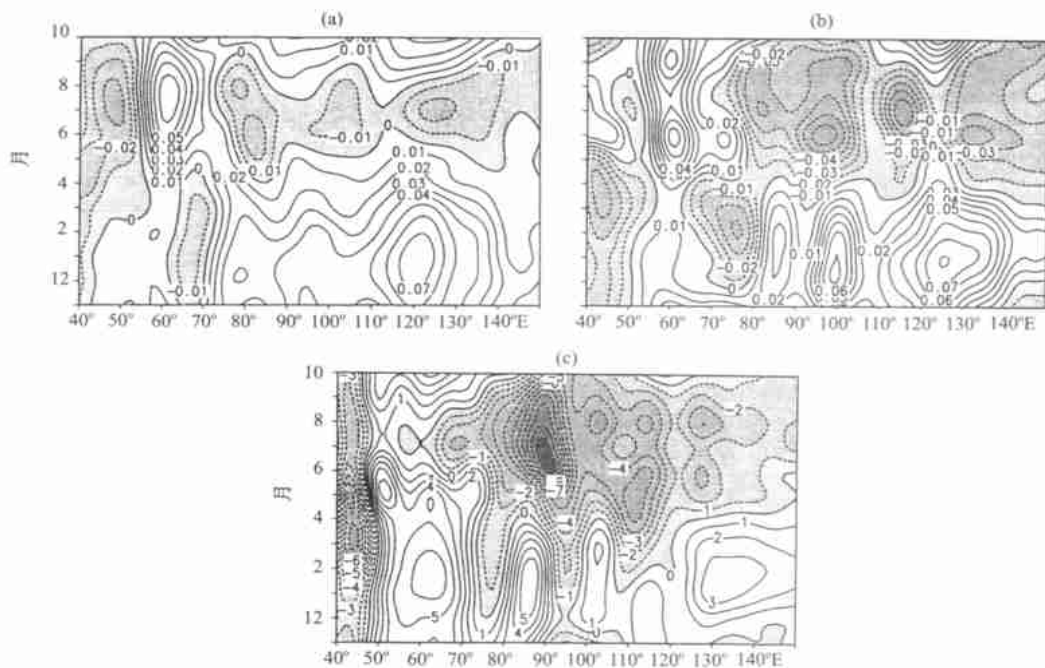


图 2 各纬度带内 1961—1990 年平均的中低层垂直运动时间(月) - 经度(°E)剖面

(a) 37.5°~47.5°N, (b) 27.5°~37.5°N, (c) 20°~27.5°N, ω : $\times 10^{-2} \text{ hPa s}^{-1}$,

但(c)中 $\times 10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$; (a)、(c)是 500 和 700 hPa 的平均, (b)是 500 和 400 hPa 的平均

Fig. 2 Month-Longitude cross-section of averaged vertical velocity, in mid-and lower-levels in 1961—1990 over different zones. (a) averaged over 37.5°~47.5°N, (b) 27.5°~37.5°N, (c) 20°~27.5°N. (a) and (b) are $\times 10^{-2} \text{ hPa s}^{-1}$, but (c) is $\times 10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$

3.2 夏季

夏季各地的平均可降水量均比冬季有明显增加,是全年水汽含量最多的季节。在图 1b 中,高原上夏季的平均可降水量也接近 10 mm;在中亚、蒙古及我国西北干旱区为 20 mm 左右;因近海洋,也受东亚夏季风的影响,夏季华北地区的可降水量明显超过西北地区,约为西北地区的 2 倍~3 倍;在南方高温高湿的孟加拉湾及我国北部湾海区、华南南部、甚至湖南中北部地区的可降水量都达 60 mm 或以上。值得注意的是,距海洋较远的四川盆地也达 55 mm,居然与长江中下游的平均可降水量相当,而且形成了独立的闭合中心,在其他季节亦是明显的高值区。邹进上等^[5]曾从低洼、封闭的盆地地形及全年常绿的植被等讨论了它形成的原因。蔡英等^[14]曾指出,这还与它经常处在指向西北和华北区的水汽输送通道上和水汽通量辐合区有关。随着季节推移,各地的气温在夏季达最高,含湿能力强,故夏季的可降水量也为各季中最高。当然,由冬季到夏季,各地平均可降水量增长的幅度明显不同,这在冬夏季平均可降水量差值图上看得更清楚(图 1e)。平均可降水量增加最多的正好是我国长江中下游、淮河流域、印度西海岸,以及印度中北部等全球典型的季风区,其值都增加了 40 mm 或以上,夏季约是冬季值的 4 倍。即由冬季至夏季,季风区除低层风向反转,降水量剧增外,水汽也剧增,这些构成了季风气候的三大特色。更直观地说,冬季原沿 20°N 附近分布的 25 mm 等可降水量线(图 1d),随东亚夏季风向北及西北内陆推进,夏季其东段已北推到张家口—太原—延安—兰州一线;中段则先折向南环绕高原东缘,再折向西绕高原南缘伸展;而其西段约沿印度河分布。这一线的东南侧均为等可降水量线的密集带,即夏季风气团边缘区的可降水量迅速递减带(图 1b)。和多年 6~8 月 850 hPa 平均流场图上偏南风的北界(图略)及我国夏季风推进的平均北界相比较可知^[23],它们大体是分隔开南来的季风气团和西风带气团的过渡带。换言之,从夏季平均可降水量角度来分析,似可粗略地把夏季 25 mm 等可降水量线视为东亚及南亚夏季风推进的北界。Zhai 等^[2]指出,和同纬度带的美国中东部相比,我国东部冬季的气柱可降水量更低,夏季的更高,因而冬夏差值更大,突显了亚洲季风区的特色。这进一步说明季风等环流是影响各地水汽含量分布的第二个重要因素。另外,再注意到各季高原上都是低湿区,由高原边缘向四周

可降水量剧增,而四川盆地、南疆及北疆盆地,甚至柴达木盆地等都是各地区相对的高湿区等事实,这表明地形高度也是影响水汽分布的重要因素之一。因它既决定了上空气柱的厚度,也决定了气柱的含湿能力。再加上高原的热力驱动作用和高原对不同方向气流和水汽的屏障作用,这样,青藏高原自然成了分隔本区域内不同季风区和干旱气候区的巨大气候分水岭,并形成了高原独特的干寒气候单元。

另外, Zhai 等^[2]还强调温度也是影响水汽分布的重要因子之一。由于空气的饱和比湿是温度的函数,气柱的可降水量确实受温度的影响。如果纬度低,或吹偏南风,或海拔高度低,气温及可降水量自然会高;反之亦然。可见,温度是隐含在上列三因子中的次一级因子,似无单独强调之必要。还要指出的是,上列三因子中,地理纬度和地形高度几乎是不变的,唯独环流因子是变化的,因此对降水预测而言,要更多地关注环流的年际及年代际变化影响。

夏季明显增加的气柱可降水量,加上更常出现有利的水汽输送^[14]及抬升凝结条件(图 2),也给本区域绝大多数地区带来全年最多的降水,南亚及东亚夏季风区尤盛。夏季我国中东部的降水明显多于美国中东部,且多暴雨。例外的仅是中亚干旱区,那里夏季的平均可降水量虽也属全年最高,但因地处半永久性的伊朗副热带高压的东部,盛行全年最强的北风下沉气流(图 2a,b;图 4),所以常年 7~9 月的雨量还不到年雨量的 10%,却是燥热的干季^[21]。还应强调四川盆地夏秋季的闭合高湿区,它不仅给当地带来充足的降水,地处东南季风气流迎风坡的邛崃山东侧的川西雅安等,更有“天漏”之称;而且它还是西北地区强降水的重要陆上水汽补给源区^[13,14]。

3.3 春季和秋季

这是冬夏季间的过渡季节,两者的平均可降水量分布特征十分相似(图 1a,c)。和美国及世界多数地区相同,也是春季更像冬季,秋季更接近于夏季^[2]。就春秋两季比较,我国南方春雨稍多于秋雨(特别是华南),北方秋雨稍多于春雨。华北地区常年冬春季因下沉运动更强(图 2b),冬春旱较西北区更严重。例外的是中亚地区(包括我国境内天山北麓)因春季更多降水扰动系统,上升气流也相对强些(图 2a,b),故 2~5 月是当地全年最多雨的季,可占年雨量的 60%~75%。

4 华北及西北区东部夏季干湿年可降水量的差异

各地的气柱可降水量也存在年际变化。下面以华北地区干湿年夏季可降水量间的平均差异为例，部分反映它的年际变化。因西北区东部和华北两地区夏季水汽分布和降水的相关性较好^[14, 24]，故对西北区东部也有一定代表性。

根据黄荣辉等^[19]和毕慕莹^[25]对华北地区若干代表站 6~8 月降水量的统计，我们选择了 5 个湿年(1963, 1964, 1971, 1973 和 1994 年)和 5 个干年(1965, 1968, 1972, 1980 和 1986 年)。这些年夏季华北地区的降水距平百分率(%)或标准差(σ)常达 $\pm 20\% \sim 40\%$ 或 $\pm(1 \sim 2)\sigma$ 。按施能等^[26]的划分，上述 5 个干(湿)年中有 4 个属东亚夏季风弱(强)年，主要雨带偏南(北)。

图 3 是华北 5 个干湿年夏季的平均可降水量分布及干湿年差值图。与图 3b 比较，在湿年夏季的平均可降水量图上(图 3a)，华北地区的 30~45 mm 诸等可降水量线密集带，特别是它的北界(25 mm 等值线)，更向北推进了 3 个纬距左右，河西走廊东部地区的 20 mm 等可降水量线向西北内陆推进更远。即湿年东亚夏季风推进得更北更西。这些差别在可降水量差值图上就更清楚了(图 3c)。首先可以看到在华北及西北区东部，在北京—石家庄一带，有一中心值达 8 mm 的宽广的正差值区。它表示在中心区湿年夏季的可降水量约增长了 25%。其次，在巴基斯坦有一以卡拉奇为中心，中心值达 6 mm 的宽广正差值区，即华北和南亚季风区西北部的夏季降水有正遥相关联系。梁平德^[27]的实测雨量统计也证实了这点。另外，在西北区西部的南疆东部及河西走廊西部也有一 3 mm 的正差值区，

说明华北与西北区西部的降水也存在一定联系。奇怪的是华北干湿年间在长江以南及孟加拉湾地区的可降水量几乎无差别。在 5 个干湿年夏季平均的

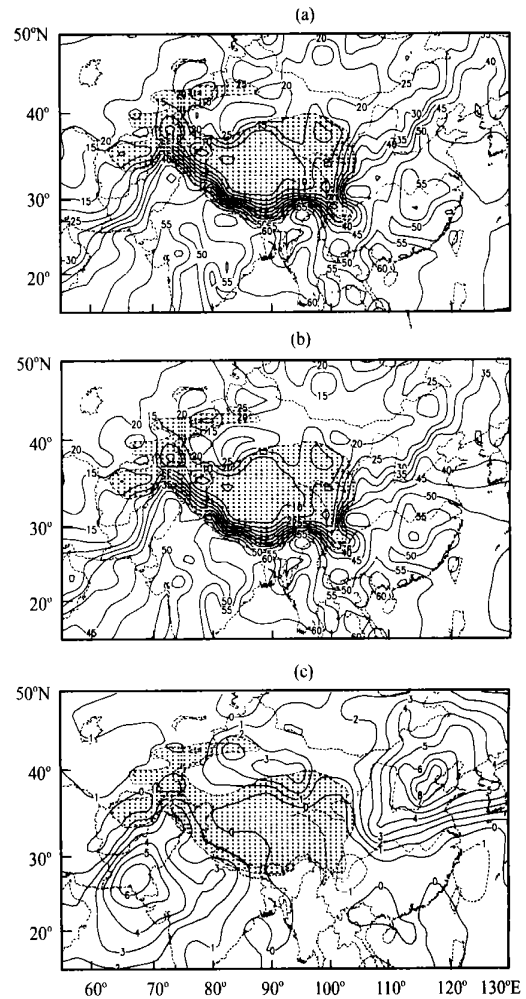


图 3 华北及西北区东部湿(a)、干(b)年夏季平均气柱可降水量(mm)及其差值(湿年-干年)(c)

Fig. 3 Summer averaged air column PW (mm) in (a) wet (b) dry summers, and (c) their differences between the wet and dry ones (wet-dry years) in NC and east part of NWC

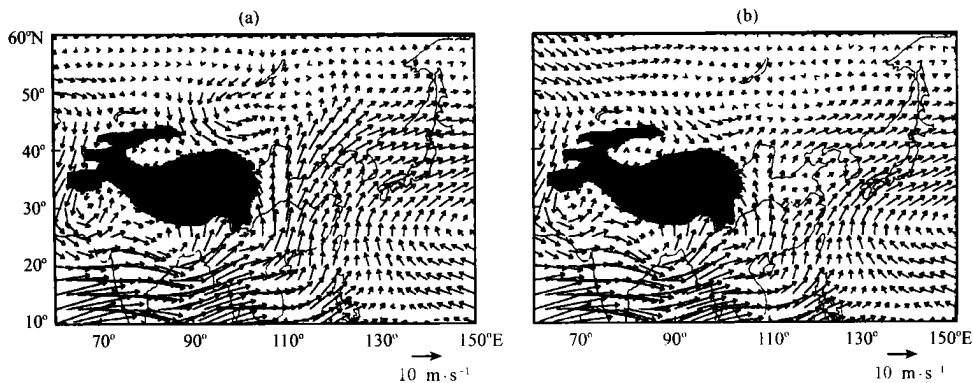


图 4 华北区 5 个湿(a), 干(b)年夏季平均 850 hPa 层风场 (m s^{-1})

Fig. 4 850 hPa averaged wind field (m s^{-1}) in 5 wet (a) and dry (b) summers in North China

850 hPa 流场图上(图 4), 湿年的西太平洋副热带高压(下称西太副高)更偏北; 同时, 贝加尔湖槽更强, 其南端还形成较强的闭合低压, 槽后的西北风及槽前的西南风都更强, 后者也有助于引导夏季风北上(图 4a)。结果, 接近 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的强偏南风能长驱直入, 直达 45°N 地区。在沿 115°E 的平均经圈垂直环流图上, 湿年夏季我国东部对流层中、低层的强偏南风层更深厚(图略)^[21]。这些有利于水汽向华北及西北区东部输送集中, 形成强降水。而干年则反之(图 4b)。

5 我国夏季可降水量的年代际变化

值得注意的是我国南北方可降水量不同的年代际变化。下面以各个年代夏季的平均可降水量距平表示这种变化(图 5)。

20 世纪 50 年代晚期本区域内多为可降水量正距平区, 即全国性偏湿, 有一从东北经华北再伸向

西北区东部及四川东北部的宽广的正距平带, 中心值达 6 mm ; 另外, 在新疆中北部还有一西北—东南走向的中心为 4 mm 的正距平带(图 5a)。图 5a 虽仅用了 1958—1960 年 3 年的资料, 但是再联系到 1953, 1954 及 1956 年我国也明显多雨的实况, 上述华北及西北地区 50 年代明显偏湿是有代表性的。到 60 年代, 除华南和江南已转为弱负距平区外, 我国北方的可降水量正距平区及中心分布格局依旧, 但正距平值已明显减小(图 5b), 这与 1965 年后我国北方大气明显变干的突变有关^[19]。70 和 80 年代我国北方的大气可降水量进而由正距平转为负距平(图 5c, d), 至 90 年代, 该负距平范围扩大, 其 -2 mm 的距平中心区更向西南移到宝鸡、天水及汉中地区。这与俞亚勋等^[8]的结论一致, 仅在江南及华南有一 1 mm 的弱正距平区(图 5e)。同样, 图 5e 虽只用了 1991—1997 年的资料, 再考虑到长江和江南北部 1998 年和 1999 年夏季也明显偏

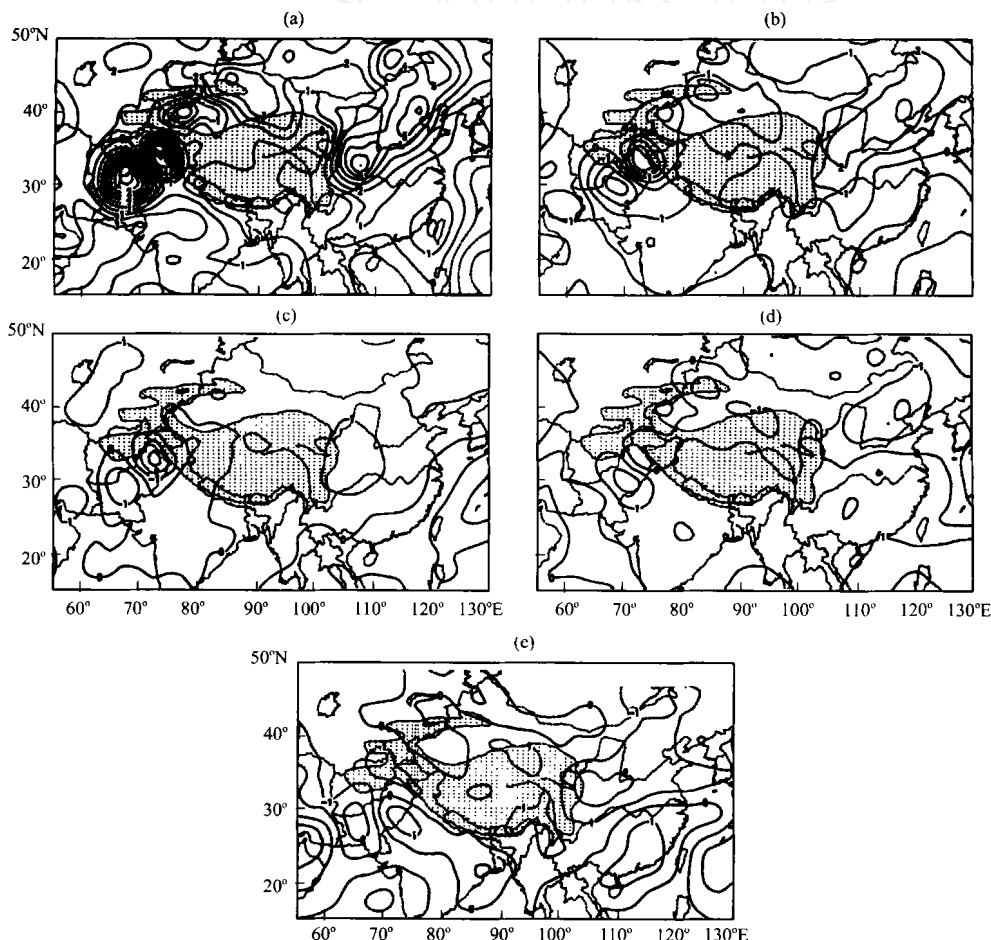


图 5 各年代夏季大气可降水量距平(mm)

气候值系 1961—1990 年平均, (a)~(e) 分别是 1950—1990 年代

Fig. 5 The departures of summer PW in various decadal from 1961—1990.

(a) late 1950's, (b) 1960's, (c) 1970's, (d) 1980's, and (e) in 1991—1997

湿,所以,我国南方 90 年代的变湿也是有代表性的。在各年代 7 月的可降水量距平图上,这一特征更为清楚(图略)^[14]。简言之,近 40 年来我国大气可降水量的变化呈北干南湿之势,北方的变干更明显。

那么,同期内我国南北方夏季雨量的年代际变化又如何呢?考虑到以上华北、西北区东部及江南三片可降水量正负距平区中心常在北京(40°N, 117.5°E)、天水(35°N, 107.5°E)和长沙(27.5°N, 112.5°E)附近,分别取它们周围各 9 个格点可降水量的平均值代表华北、西北区东部及江南三区域平均的可降水量;类似地,在以上三地区以北京、天水及长沙为中心,各取均匀分布的 5 站实测

夏季雨量的平均值,分别代表该三区域的平均雨量,得到图 6 的逐年变化曲线。逐年夏季区域平均的可降水量及雨量的相关统计表明,华北及西北区东部两者间的相关系数 r 分别为 0.45 和 0.42,通过了 0.01 信度水平的统计性检验;江南地区的正相关程度弱些($r = 0.32$),但也通过了 0.05 信度水平的检验。再从以上三区域的平均可降水量与雨量的 5 年滑动平均曲线总体趋势看,华北及西北区东部在 20 世纪 50 年代可降水量最湿,雨量也最丰。20 世纪 60 年代(特别是 1965 年)后,可降水量及雨量两者一直在波动减小,西北区东部 90 年代的递减更明显,而我国南方 80 年代特别是 90 年代后可降水量及雨量都在逐渐变湿中。

再联系到曾昭美等^[28]指出,1951—1985 年间我国大部分地区年平均总云量减小,仅华南、西南区云量增加。黄荣辉等^[19]指出,近 46 年来华北、西北雨量减少,长江及江南雨量先减后增等结论,即表征大气湿度的诸要素都一致显示,近 40 年来我国北干南湿,遂形成北旱南涝的降水格局,但北旱更明显,这与同纬度的北美等地区的一致增湿变化不同^[2]。

我国北方夏季的雨量多(少)常与东亚夏季风的强(弱)有关,100 hPa 南亚高压、西太副高及我国东部的偏南风等均是东亚夏季风的重要环流系统或分量。图 7 中曲线 C1 是 100 hPa 南亚高压脊线东段(110°E 和 120°E)的平均位置的变化。在 20 世纪 70 年代末东亚大气环流突变前,该脊线多位于 32°N 以北,但其后逐渐南退到 31.5°N 以南。进一步分析还表明 80 年代以来,南亚高压中心更偏西(图略),因而,少东部型南亚高压,不利于华北及西北区夏季降水^[29, 30]。再注意到张庆云^[31]也指出,自 20 世纪 50 年代以来夏季西太副高脊线西段(仍是 110°E 及 120°E)的平均位置不断南移的事实(图 7 曲线 C2);还根据陈月娟等^[32]分析的逐年 6~8 月我国东部 850 hPa 偏南风的最北伸展纬度及最强偏南风的纬度曲线,我们绘制了其 7、8 月的平均纬度曲线,它们总体也在不断南退之中(图 7 曲线 C3 及 C4),8 月份南退尤其明显,即东亚夏季风撤退期逐渐提前了。近 40 年来(80 年代前中期和 90 年代前期除外),因暖湿的东亚夏季风气流向北及西北内陆挺进逐渐趋弱,特别是撤退期逐渐提前了,因而北方干旱,南方多雨。这可能也是华北夏季特别是 8 月雨量呈线性减少及西北区东部秋雨逐渐减少的原因^[33, 34]。因而近 20 年来我国汛期主要雨带

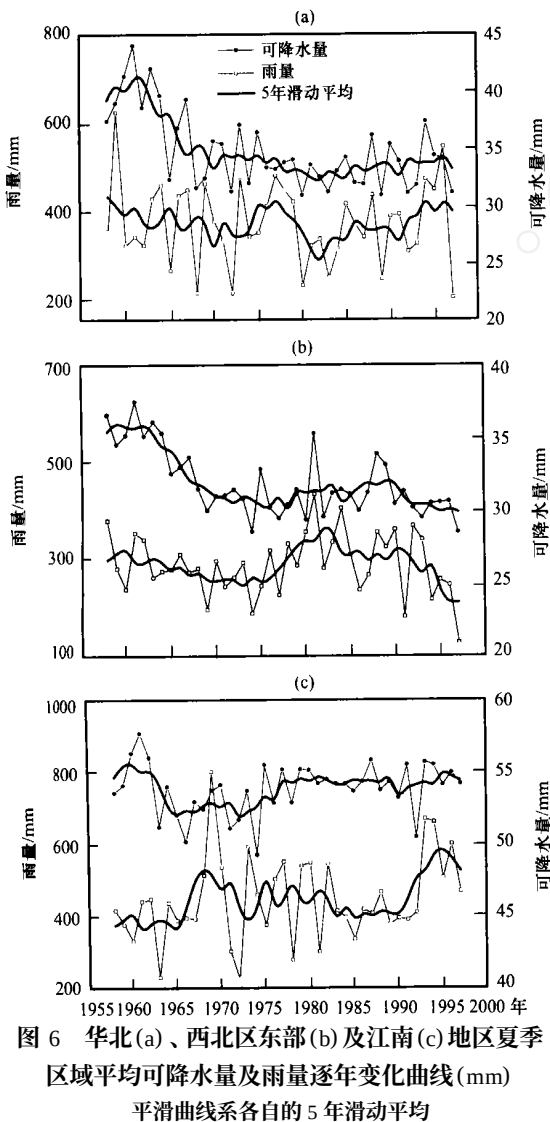


图 6 华北(a)、西北区东部(b)及江南(c)地区夏季区域平均可降水量及雨量逐年变化曲线(mm) 平滑曲线系各自的 5 年滑动平均

Fig. 6 Year-to-year change curves of summer region averaged PW and rainfall (mm) for (a) NC, (b) east part of NWC and (c) to the south of Changjiang River. Thick curves are 5-year running means

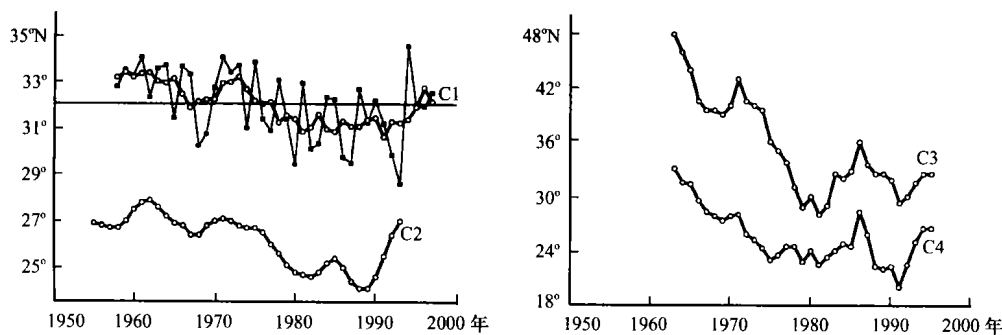


图 7 逐年夏季南亚高压脊线东段(C1)、西太副高脊线西段(C2)平均位置(a) 850 hPa 偏南风最北伸展纬度(C3)及最强偏南风纬度(C4)平均位置变化(b)
曲线 C2 引自张庆云(1999)^[31], 曲线 C3 及 C4 根据陈月娟等(2002)^[32]

Fig. 7 Yearly changes of mean latitudes of SAH and WPSH ridge lines (a), as well as the stretching northmost of 850 hPa southerly and the strongest 850 hPa southerly in EC in July and August (b).
(The curves C2, Zhang (1999)^[31] and curves C3 and C4 adapted from Chen et al. (2002)^[32])

偏南^[26]。

6 我国夏季可降水量的降水转化率

某地气柱中的可降水量仅表示该地降水的潜力,它和实际降水量还不是一回事,特别是对短时间内的降水。如夏季南方海上或陆上的可降水量虽常高达 60 mm 或以上,若无有利的水汽输送和抬升凝结条件,照样会晴空无云;相反,高原上夏季的平均可降水量才 10 mm 左右,不时却会出现几十毫米的日降水量。广东及陕南夏季暴雨短期预报的实践表明^[18, 35],对短期降水预报,要密切注意大气可降水量的升降趋势及幅度,而不仅是它本身的量值。对更长时间尺度而言,平均说来,某地的气柱可降水量只有一小部分能转化为实际降水。我们曾粗略地估算了我国夏季的气柱可降水量与实际降水量间的平均转化率。对各地区分别取 5 个均匀分布的代表站,将各该区 5 站平均的夏季雨量与距该 5 站最近的 5 格点平均的夏季总可降水量(即再乘以 92 天)之比称为各该地区夏季可降水量的降水转化率(表 1)。

表 1 我国各地区夏季可降水量的平均降水转化率

Table 1 Mean precipitation conversion rate of PW to real rainfall in China summer

区域	青藏高原	华南	长江中下游	华北	西北区东部	河西走廊	北疆	南疆
转化率/ %	22	11	10	10	7	3	3	1

从表 1 可知,夏季我国以青藏高原地区的降水转化率最高,可达 22 %,然后,从南到北,再到西

北内陆地区的降水转化率几乎是逐渐减小的,到南疆地区才 1 %。因为夏季高原地面和大气的巨大的热源作用,低层大气总向高原辐合,并在高原上升(图 2c),夏季高原上的平均可降水量虽属全国最低,可降水量的降水转化率却居全国之冠,可见辐合及抬升凝结条件等对降水的重要性;我国东部地区的降水转化率高些,与这些地区可降水量高,又有西太副高北侧副热带锋区及台风等辐合抬升凝结条件有关;而西北地区因可降水量本身就低,又经常位于高原北侧平均辐散下沉带上,降水转化率也为我国最低。估计其他季节我国各地区的降水转化率比夏季还要低。毋庸置疑,各地不同的可降水量的降水转化率也是造成各地多变的降水气候的原因之一。

7 结论

由上述各地大气可降水量的分布、变化及与降水关系的分析,得到如下主要结论:

(1) 高原及周围地区的气柱可降水量存在明显的地区差异。全区以南亚及东亚季风区可降水量最高,夏季可达 60 mm 或以上;而高原上、西北、蒙古及中亚干旱区可降水量较低。可降水量最低的高原上夏季才达 10 mm 左右。地理纬度、海拔高度和大气环流是影响各地区可降水量分布的三个主要因子。

(2) 高原及周围地区的可降水量存在明显的季节变化,特别是南亚及东亚季风区。冬季可降水量最低,高原上才 3 mm 左右;夏季最高。南亚及东亚季风区夏季的可降水量约是冬季值的 4 倍。

(3) 华北干湿年夏季的平均可降水量可差 8 mm 以上, 湿年约增加 25 % 的可降水量。这主要与湿年东亚夏季风强, 向北及西北内陆推进远, 河西走廊及内蒙古西部的冷空气活动也较强有关; 而干年夏季则反之。

(4) 近 40 年夏季我国南、北方的气柱可降水量的变化呈北干南湿之势, 北方变干更明显。遂形成近 40 年来我国北旱南涝(北旱更明显)的降水格局。这一格局与东亚夏季风逐渐减弱并提前撤退有关。

(5) 夏季我国各地区可降水量的平均降水转化率明显不同, 青藏高原地区最高, 达 22 %; 我国东部地区次之, 约 10 %; 而西北地区, 特别是南疆盆地最低, 仅及 1 % 左右, 它也影响了我国的降水气候。

(6) 由各地可降水量、环流的时空分布和变化, 以及地形等能较好地解释各地多变的降水气候。

参考文献

- [1] Chahine M T. The hydrological cycle and its influence on climate [J]. Nature, 1992, 359(6394): 373 - 380
- [2] Zhai Panmao, Robert E Eskridge. Atmospheric water vapor over China[J]. J Clim, 1997, 10: 2643 - 2652
- [3] 徐淑英. 我国的水汽输送和水分平衡[J]. 气象学报, 1958, 29(1): 33 - 43
- [4] 谢义炳, 戴武杰. 中国东部地区夏季水汽输送个例计算[J]. 气象学报, 1959, 30(2): 173 - 185
- [5] 邹进上, 刘惠兰. 我国平均水汽含量分布的基本特点及其控制因子[J]. 地理学报, 1981, 36(4): 377 - 391
- [6] 陆渝蓉, 高国栋. 中国水汽气候图集[Z]. 北京: 气象出版社, 1984. 1 - 183
- [7] 翟盘茂, 周琴芳. 中国大气水分气候变化研究[J]. 应用气象学报, 1997, 8(3): 342 - 351
- [8] 俞亚勋, 王宝灵, 董安祥. 西北地区大气水分和水汽平均输送特征[M]. 见: 谢金南主编. 中国西北干旱气候变化与预测研究(一). 北京: 气象出版社, 2000. 219 - 227
- [9] 丁一汇, 季风区的水汽收支[M]. 见: 丁一汇, 村上胜人主编. 亚洲季风. 北京: 气象出版社, 1994. 105 - 113
- [10] 黄荣辉, 张振洲, 黄刚等. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别[J]. 大气科学, 1998, 22(4): 460 - 469
- [11] 陶诗言等著. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980. 1 - 225
- [12] Akiyo Yatagai, Tetsuzo Yasunari. Variation of summer water vapor transport related to precipitation over and around the arid region in the interior of the Eurasian continent[J]. J Meteor Soc Japan, 1998, 76(5): 799 - 815
- [13] 西北暴雨编写组. 西北暴雨[M]. 北京: 气象出版社, 1992. 1 - 164
- [14] 蔡英, 钱正安, 宋敏红. 华北和西北区干湿年水汽场及东亚夏季风的对比分析[J]. 高原气象, 2003, 22(1): 14 - 23
- [15] 钱正安, 单扶民. 雨季中高原西部初生涡的分析[C]. 青藏高原气象科学实验文集编写组. 青藏高原气象科学实验文集(一). 北京: 科学出版社, 1984. 229 - 242
- [16] 梁潇云, 钱正安, 李万元. 青藏高原东部牧区雪灾的环流型及水汽场分析[J]. 高原气象, 2002, 21(4): 359 - 367
- [17] 李成才, 毛节泰. GPS 地基遥感大气水汽总量分析[J]. 应用气象学报, 1998, 9(4): 470 - 477
- [18] 杨红梅, 葛润生, 徐宝祥. 用单站探空资料分析对流层气柱水汽总量[J]. 气象, 1998, 24(9): 8 - 11
- [19] 黄荣辉, 徐予红, 周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势[J]. 高原气象, 1999, 18(4): 465 - 476
- [20] 钱正安, 吴统文. 青藏高原及周围地区的平均垂直环流特征[J]. 大气科学, 2001, 25(3): 444 - 453
- [21] Qian Z - A, Wu T - W, Cai Y et al. The Impact of Land-sea Contrast, Terrain and Atmospheric Circulation on Precipitation Climates over QXPSA [M]. In: Wang M-X edits. Dynamics of Atmospheric and Oceanic Circulation and Climate. Beijing: China Meteorological Press, 2001. 396 - 410
- [22] Kalnay E, M Kanamitsu, R Kistler et al. The NCEP/ NCAR 40-year reanalysis project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77(3): 437 - 471
- [23] 王安宇, 吴池胜, 林文实等. 关于我国东部夏季风进退的定义[J]. 高原气象, 1999, 18(3): 400 - 408
- [24] 马晓波, 钱正安, 蔡英. 西北及邻近地区近 50 年夏季干湿年的划分及其相关比较[J]. 高原气象(待发表)
- [25] 毕慕莹. 近 40 年来华北干旱的特点及其成因[M]. 见: 叶笃正, 黄荣辉主编. 旱涝气候研究进展. 北京: 气象出版社, 1990. 1 - 156
- [26] 施能, 朱乾根. 1873 - 1995 东亚冬、夏季风强度指数[J]. 气象科技, 2000, (3): 14 - 18
- [27] 梁平德. 印度夏季风与我国华北降雨量[J]. 气象学报, 1988, 46(1): 75 - 81
- [28] 曾昭美, 严中伟. 近 40 年中国云量变化的分析[J]. 大气科学, 1993, 17(6): 688 - 696
- [29] 吴统文, 钱正安. 青藏高原北侧地区干湿年夏季垂直环流差异的对比分析及高原的热力影响[J]. 气象学报, 1996, 54(5): 558 - 568
- [30] 张琼, 钱正安, 陈敏连. 关于夏季南亚高压的进一步研究 I. 与我国西北地区降水关系的统计分析[J]. 高原气象, 1997, 16(1): 52 - 62
- [31] 张庆云. 1880 年以来华北降水及水资源的变化[J]. 高原气象, 1999, 18(4): 486 - 495
- [32] 陈月娟, 周任君, 简俊. 东亚夏季环流与 ENSO 循环的关系[J]. 高原气象, 2002, 21(6): 536 - 545
- [33] 陆日宇. 华北夏季不同月份降水的年代际变化[J]. 高原气象, 1999, 18(4): 509 - 519
- [34] 张存杰, 高学杰, 赵红岩. 全球气候变暖对西北地区秋季降水的影响[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 157 - 164

[35] 赵世发, 年启华, 姚永胜等. 一次久旱转暴雨天气过程诊断分

析[J]. 高原气象(待发表)

Distribution, Changes of Atmospheric Precipitable Water over Qinghai Xizang Plateau and Its Surroundings and Their Changeable Precipitation Climate

CAI Ying^{1, 2}, QIAN Zheng-an¹, WU Tong-wen¹,LIANG Xiao-yun¹, SONG Min-hong¹

(1. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences,

Lanzhou 730000, China; 2. Chinese Academy of Sciences Key Laboratory of Regional Climate-Environment

Research for Temperate East Asia, Beijing 100029, China)

Abstract : In this paper , the multiyear mean features and their seasonal , yearly and interdecadal changes for the air column precipitable water (hereafter PW) over the Qinghai-Xizang Plateau and its Surroundings (QXPS) have , wholly , not partly , been analyzed , utilizing the NCEP 's monthly mean specific humidity , wind velocity and potential height reanalyzed gridded data and the observed rainfall data etc. The results show that there exist the considerably regional , seasonal , yearly and interdecadal changes of the air column PW over the QXPS. Over the QXPS there are the maximum PW over the South and East Asian Monsoon regions , with the value of 60mm or more in summer ; the minimum PW over the Qinghai-Xizang Plateau (QXP) , with only 3mm in winter. In East and South Asian Monsoon areas have the largest summer and winter seasonal changes of the PW , the PW values summer are four times as large as those winter. In recent four decades the air column PW over the North China and east part of Northwest China are continually being decreased ; but has something increase tendency over the Changjiang river reaches and to the south of it since 1980 's , namely with the distribution pattern of drying in the north and wetting in the south in China. On the other hand , there are the striking differences in the PW conversion rate into precipitation in various parts of China summer , with the highest rate in QXP , the second highest in East Asian Monsoon areas , the minimum one in south Xinjiang.

Key words : QXPS ; Air column precipitable water ; Precipitation climate ; Monsoon circulation ; Inter-decadal change ; Precipitation conversion rate