GPCP 与中国台站观测降水的气候特征比较*

自 勇 许吟隆 傅云飞

中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥，230026

摘 要

文中利用 GPCP 降水资料和中国大陆 740 个台站雨量计降水观测结果，分析研究了 1980—2000 年中国大陆范围内两者的异同。平均降水率分布结果表明：在中国台站雨量计分布密集地区（100°E 以东）两者的多年年平均、季平均和月平均降水率分布具有很好的一致性，即均能表现自春季至冬季中国大陆降水分布自东南向西北伸展，然后向东南后退的气候变化特点。对长江中下游、华北、东北、西南的降水距平随时间的变化分析表明，两者的月距平随时间变化也具有很好的相似性，相关系数均超过 0.8。差异分析还表明，由于中国降水季节性变化和台站雨量计密度不均匀，造成春秋冬三季节 GPCP 和台站雨量计之间的差异较小，而夏季差异较大。总体上 GPCP 有过高估计降水率的趋势。在 GPCP 逐月降水资料既能很好地反映出 100°E 以东中国大陆降水的气候分布，又能很好地表示出上述地区降水量异常变化的基础上，我们利用 GPCP 降水资料对青藏高原和中国大陆西北地区西部降水分布及变化进行了分析。结果表明 20 世纪 80 年代前期青藏高原西部降水偏多，而 90 年代后降水量减少；中国西北地区降水总体偏少，但没有明显的变化趋势。

关键词： GPCP，雨量计，降水率。

1 引 言

降水是全球水和能量循环的重要过程之一。由于降水具有剧烈的时空变化，它也是最难精确观测的气象要素之一。测量降水的方法很多，地面雨量计作为一种直接的降水测量方法，对测点而言，它具有较高的准确性，但不能反映较大面积的降水分布；在某些假设的基础上，雷达可以间接地获得较高时空分辨率的降水分布，但它的探测面积有限，且受到地理位置等条件限制。近几十年来，卫星平台上的可见光/红外和微波成像等遥感技术对降水的探测、反演及资料融合，取得了长足的进步[1-9]。已开展的全球降水气候计划（The Global Precipitation Climatology Project，GPCP），融合红外和微波对降水量的估计，并结合全球约 6000 个地面气象站点的雨量计观测，给出了自 1979 年至今 2.5°×2.5°格点上全球逐月平均降水量数据，并已应用于研究降水的分布及其变化特征[10-14]。

本文从气候平均角度，对 1980—2000 年中国范围内 GPCP 降水与地面台站雨量计观测结果的平均分布及其差异，进行了较为详细的分析与比较。在验证 GPCP 降水资料具有较好的适用性基础上，我们应用该资料分析研究了青藏高原和中国西北地区降水的分布及变化。

2 资 料

本文工作基于 GPCP 第二版资料，即卫星反演降水与地面站点雨量计降水观测相融合的降水率[12]，其中包括了中国 160 个地面台站雨量计的资料。GPCP 的卫星反演降水信号来自红外和微波探测，其中红外探测信号来自静止气象卫星 GOES（Geostationary Operational Environmental Satellites）、GMS（Geostationary Meteorological Satellite）、Meteosat（Meteorological Satellite）和 NOAA（National Oce-

* 初稿时间：2005 年 10 月 18 日，修改稿时期：2005 年 12 月 13 日。
资助课题：国家重点基础研究专项（2004CB418304）、国家自然科学基金（40675027、40175015、40375018）、国家自然科学基金海外杰出青年基金（40428006）、青年科学基金（40605010）和 Japan International Research Center for Agricultural Sciences。
通讯作者：傅云飞，Email：fyf@ustc.edu.cn

anic and Atmospheric Administration)极轨卫星,微波信号来自美国国防部气象卫星(Defense Meteorological Satellite Program,DMSP)上的特别感应微波成像仪(Special Sensor Microwave/Imager,SSM/I)对降水的探测。卫星降水反演综合如下4种方案[12]:(1) SSM/I发射反演;(2) SSM/I的散射反演;(3) GPI (Global Precipitation Index)和OPI(OLR Precipitation Index)降水反演;(4)TOVS(TIROS Operational Vertical Sounder)降水反演。

研究使用的地面降水资料来自中国740个气象台站(图1)建站以来的雨量计观测值。为了便于比较,本文使用的GPCP资料为1980年1月至2000年12月的逐月降水格点值及同期的台站雨量计降水观测数据。在分析比较时,我们对台站降水资料进行了格点化处理,生成与GPCP格点一致的格点资料。

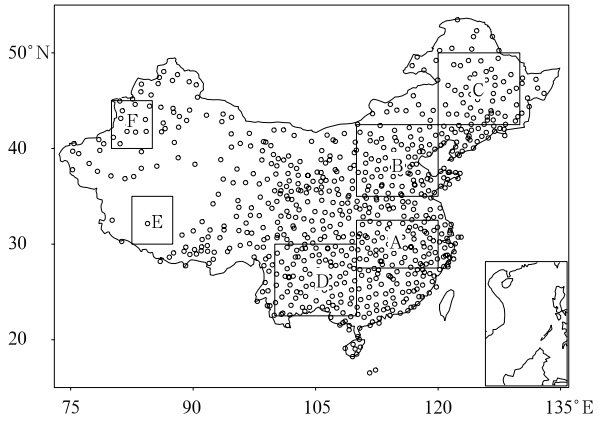


图1 中国大陆台站雨量计分布

Fig. 1 Distribution of raingauges over the mainland of China

3 结 果

3.1 21 a平均降水分布特点

从GPCP与台站雨量计21 a年平均的降水率分布(图2)表明,多年平均的中国降水率自东南向西北递减的空间分布特征,大于4 mm/d的降水区域位于江南至华南,而西北地区降水少于1 mm/d。GPCP和台站雨量计均表明降水分布的最大水平梯度位于江淮之间,清晰地反映了江淮地区气候过渡带的特征。

GPCP与台站雨量计观测的一致性还表现在降水的多年季平均分布(图略)和多年月平均分布。1,4,7和10月的21 a平均降水率的分布(图3)均一致地表现了中国降水分布自东南向西北推进和自西北向东南后退的季节性时空变化特征。两种降水资料都表明,中国大陆春季最大平均降水率位于华南,可达7 mm/d,这一分布与传统上定义的华南前汛期降水一致;夏季GPCP最大平均降水率位于长江中下游和西南,而台站雨量计降水分布表明最大平均降水率主要位于中国西南至长江中上游,这反映了GPCP与台站雨量计观测在细节上仍存在一些差异,很可能是由于夏季降水局地性强,台站雨量计因分布密度有限而不能观测到某些局地降水;秋季和冬季中国大陆降水多由大的天气系统如锋面或气旋产生,故图3中表明两种降水资料在10月和1月份具有极为相似的降水率分布,只是台站降水分布的最大值稍偏大。

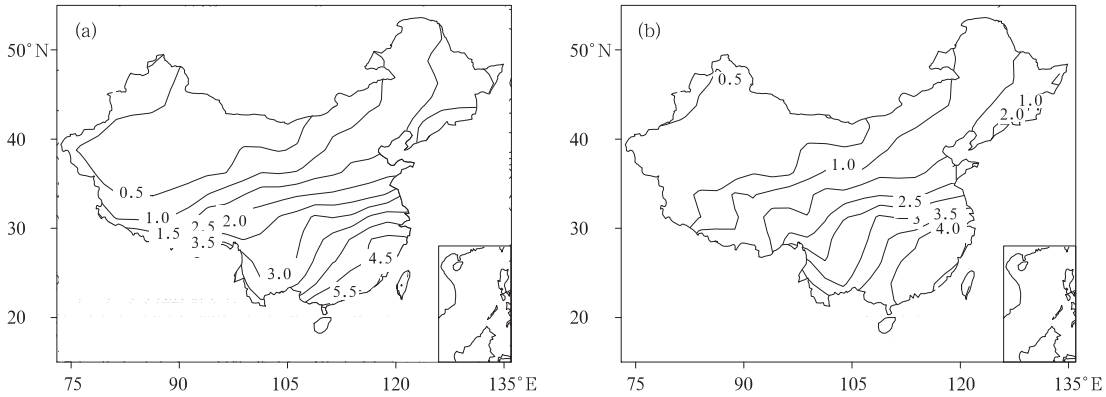


图2 GPCP(a)与台站雨量计(b)21 a平均降水率(mm/d)分布

Fig. 2 Distributions of the 21-year averaged rain rates based on (a) the GPCP and (b) raingauges data in 1980—2000

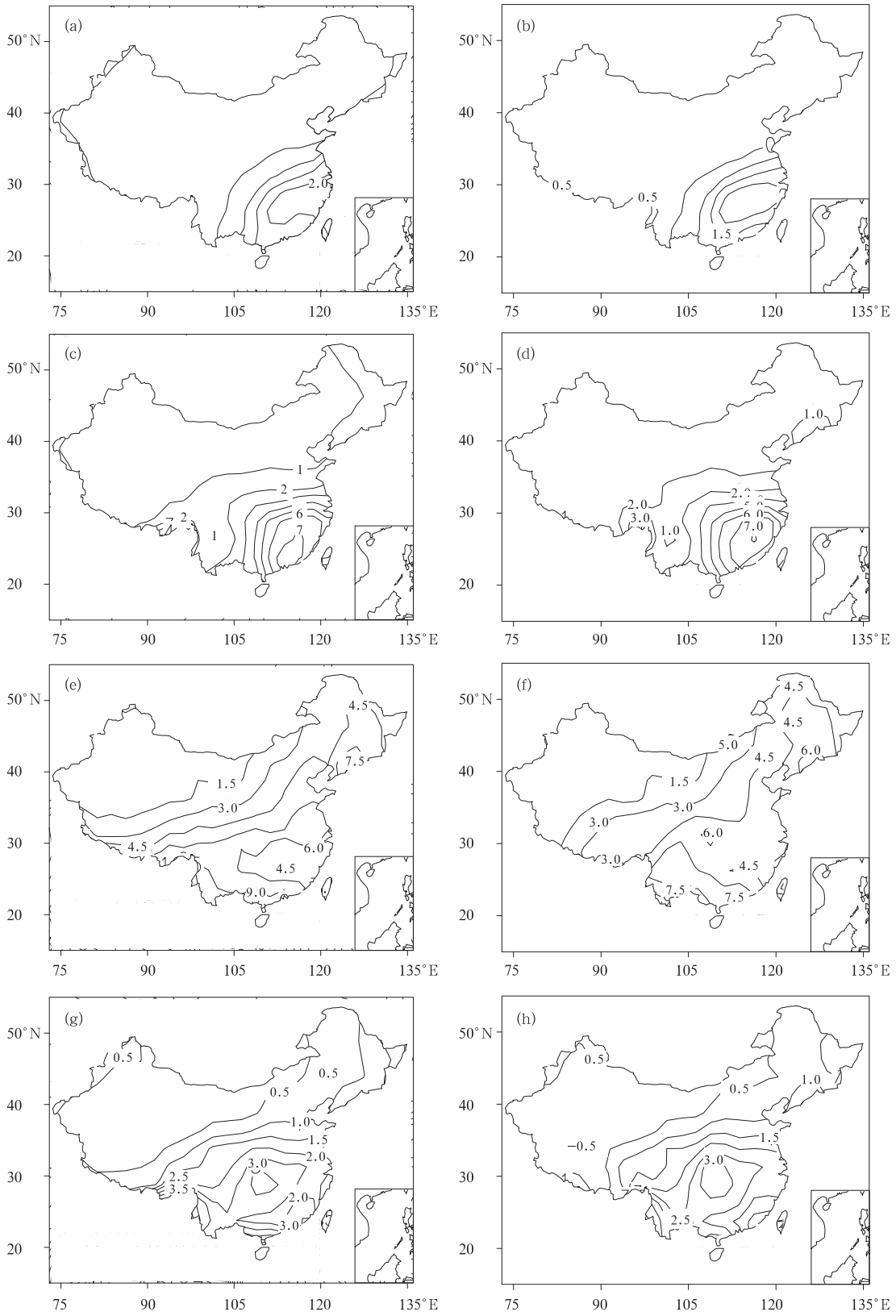


图 3　GPCP(左侧)与台站雨量计观测(右侧)的 21 a 平均的 1(a,b),4(c,d),7(e,f)和 10(g,h)月降水率分布

Fig. 3　Averaged monthly rainfall rate distributions for January(a,b), April(c,d), July(e,f)and October(g,h) based on (a,c,e,g) the GPCP and (b,d,f,h) raingauges data in 1980－2000

3.2 GPCP与雨量计降水率的差异分析

为了分析GPCP反演的降水率与台站雨量计观测的降水率之间的差异，我们比较了两种资料格点降水率差异的散点分布（图4，小于0.1 mm/d的格点不计在内）。21 a降水率的散点分布(图4a)表明两种降水资料的相关系数达0.92，但GPCP对降水有过高的估计趋势，特别是当降水率增大时，这一趋势更为明显。21 a的4季散点分布(图4b，c，d)表明春、秋、冬3季两种降水资料的相关系数均超过0.90，其中春季相关系数可达0.94；夏季两者的相关系数也有0.90，但散点分布较离散，且GPCP估计的降水率偏大，并随雨强增大更明显，这反映了两种资料在夏季尚存差异。两种降水资料的多年月散点分布与多年季散点分布相近，且相关系数均达到或超过0.90。这些均表明GPCP格点降水量与雨量计计算的格点降水量有相当好的一致性，但还存在某些原因，导致两者又有一定的不同。

GPCP反演降水率与台站雨量计观测降水率差

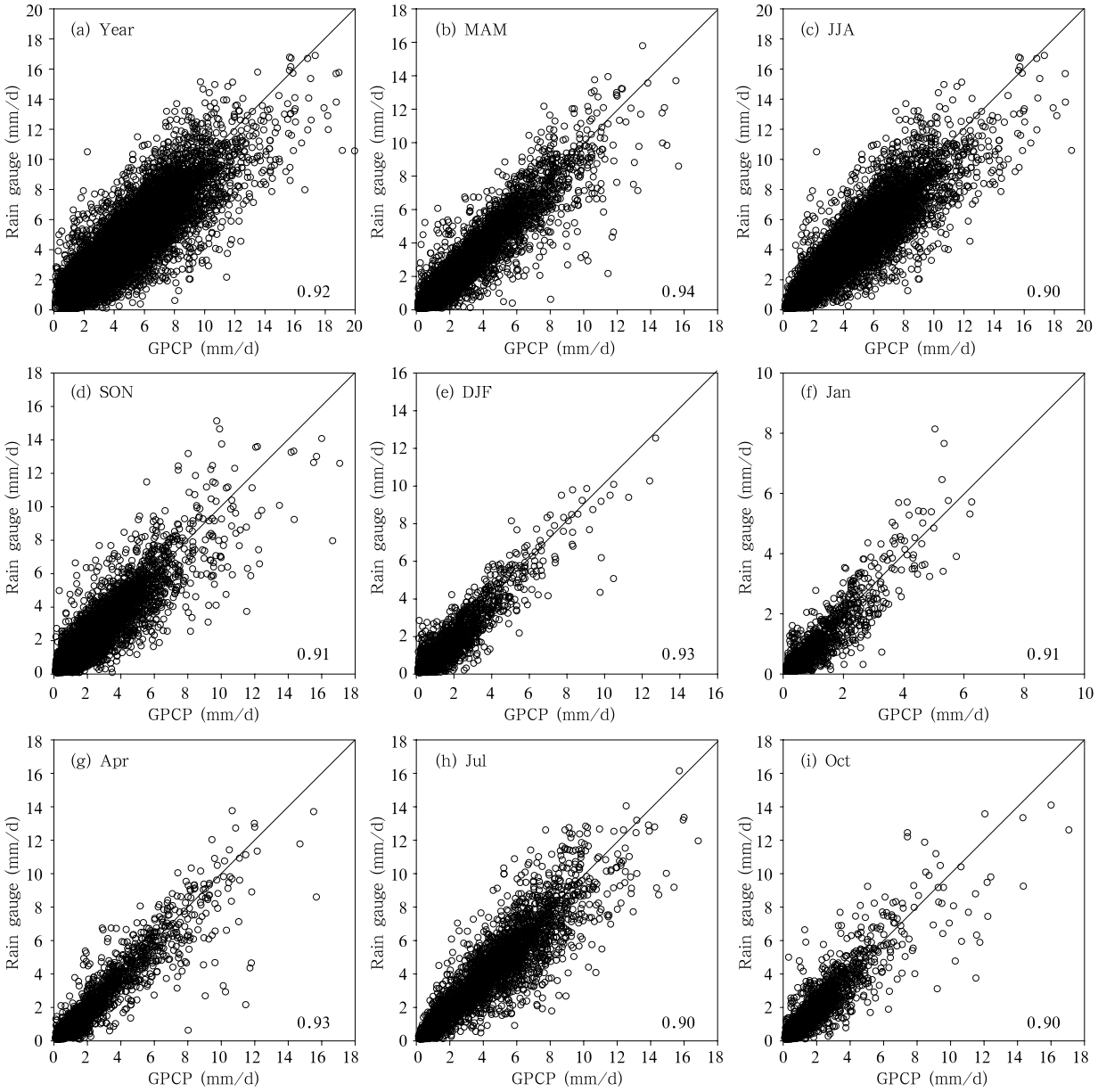


图4 21年(a)年平均、4季平均(b,c,d,e)和21年中1,4,7,10月平均(f,g,h,i)降水率差异的散点分布

Fig. 4 Scattering plots of GPCP versus raingauge rainfall rates in 1980－2000 for (a) year, (b) spring, (c) summer, (d) autumn, (e) winter, (f) January, (g) April, (h) July, and (i) October

异来自两方面。一方面,季节性差异,如夏季两者相差较大(如夏季散点分布较为离散),反应了 GPCP 反演方案对大陆夏季降水反演可能存在缺陷(如将较高的云误认为降水云),今后需要进一步深入研究。另一方面,地面台站雨量计分布密度疏密对两种降水资料的差异也有影响。为说明这一问题,我们任取了两个网格:网格 I(27.5°—30°N,87.5°—90°E)有 4 个站点(表 1),中心格点 I_z 位于 28.75°N,88.75°E;网格Ⅱ(40°—42.5°N,122.5°—125°E)有 9 个站点(表 2),中心格点 II_z 位于 41.25°N, 123.75°E。I_z 的 GPCP 21 a 平均降水率为 1.62 mm/d,网格 I 的 4 个雨量计 21 a 平均降水率最大值为 1.2 mm/d,最小值为 0.77 mm/d(表 1),总平均值为 1.01 mm/d, 比 I_z 的 GPCP 平均降水率小 0.6 mm/d,占 GPCP 值的 37%。II_z 的 GPCP 21 a 平均降水率为 2.2 mm/d,Ⅱ区的 9 个雨量计 21 a 平均降水率最大值为 2.58 mm/d,最小值为 1.32 mm/d,总平均降水率为 2.0 mm/d,比 II_z 的 GPCP 值小 0.2 mm/d,仅占 GPCP 值的 9%。

表 1　网格 I 内站点位置及 21 a 平均降水率

Table 1　Locations of raingauges and their averaged rainfall rates in grid cell I (40°－42.5°N, 122.5°－125°E) over 1980－2000

站点	经度	纬度	21 a 平均降水率(mm/d)
拉孜	87.60°E	29.08°N	0.90
日喀则	88.88°E	29.25°N	1.18
江孜	89.60°E	28.91°N	0.77
帕里	89.08°E	27.73°N	1.20

表 2　网格 II 内站点位置及 21 a 平均降水率

Table 2　Locations of raingauges and their averaged rainfall rates in grid cell Ⅱ (27.5°－30°N,87.5°－90°E) over 1980－2000

站点	经度	纬度	21 a 平均降水率(mm/d)
彰武	122.53°E	42.42°N	1.32
清原	124.92°E	42.10°N	2.10
鞍山	123.67°E	41.08°N	1.87
沈阳	123.45°E	41.73°N	1.78
本溪	123.78°E	41.32°N	2.01
抚顺	124.08°E	41.92°N	2.06
岫岩	123.28°E	40.28°N	2.00
宽甸	124.78°E	40.72°N	2.58
丹东	124.33°E	40.05°N	2.28

I_z 和 II_z 的 GPCP 降水率及其所在网格内站点平均降水率随时间变化(图 5)表明, I_z 的 GPCP 降水明显比 4 个台站平均降水偏大,但两者的相关性较好,相关系数达 0.85,说明两者的变化具有较好的一致性; 而对站点密集的网格Ⅱ,两者间具有更好的一致性,相关系数为 0.94。

为了进一步阐明这一问题,我们从夏季和冬季网格中心点 GPCP 降水率与相应网格内雨量计平均降水率之间相关系数的空间分布(图 6)可以清楚的发现,不论冬夏季,100°E 以东雨量计密集区的相关系数(均大于 0.7)大于 100°E 以西地区(多在 0.7 以下)。由此可见,网格内台站雨量计分布密度直接影响 GPCP 与雨量计降水值的相近程度,雨量计分布越密,其平均降水与 GPCP 值越接近。此外,图 6 还表明冬季大陆 100°E 以东地区两种降水资料的相关性优于夏季,说明中国大陆夏季降水时空分布的复杂性,因为夏季降水的局地性强。

3.3　GPCP 与雨量计的降水异常变化分析

GPCP 与台站雨量计降水的多年年平均分布、多年季平均和多年月平均分布的相似性反映了两者对气候状态分布的相似程度。在此基础上,我们就两种降水资料对各自平均态的偏差(即距平)进行对比分析。根据图 2 和图 3 中国大陆降水气候分布特点,重点分析长江中下游(A 区:27.5°—32.5°N ,110°—120°E)、华北(B 区:35°—42.5°N,110°—120°E)、东北(C 区:42.5°—50°N,120°—130°E),西南(D 区:22.5°—30°N,100°—110°E,)的降水距平随时间的变化(图 7),图中表明两种降水资料的距平随时间变化具有一定的相似性。4 个区的 GPCP 与雨量计降水距平的相关系数分别为 0.90,0.83,0.91 和0.89。说明 GPCP 逐月降水资料不但能反应中国大陆降水的平均气候分布,也能反应中国大陆降水异常变化。

3.4　利用 GPCP 对青藏高原和中国西部降水的分析

中国学者利用有限的雨量计和卫星云图对青藏高原和中国西部降水也进行了分析研究[15-20],但因地形复杂、雨量计分布稀少的缘故,我们对这些地区大范围的降水分布情况,仍缺乏准确的认识,而卫星遥感探测可以弥补雨量计分布稀少之不足。综合前面讨论,我们已得出 GPCP 逐月降水既能很好地反映出 100°E 以东中国大陆降水的气候分布,也能很好地表示出上述地区降水量异常变化。为此,我们利用 GPCP 降水资料来分析中国西北部地区西部和青藏高原西部降水分布和变化。

图 8 是根据 GPCP 资料给出的 6、7、8 月份青藏

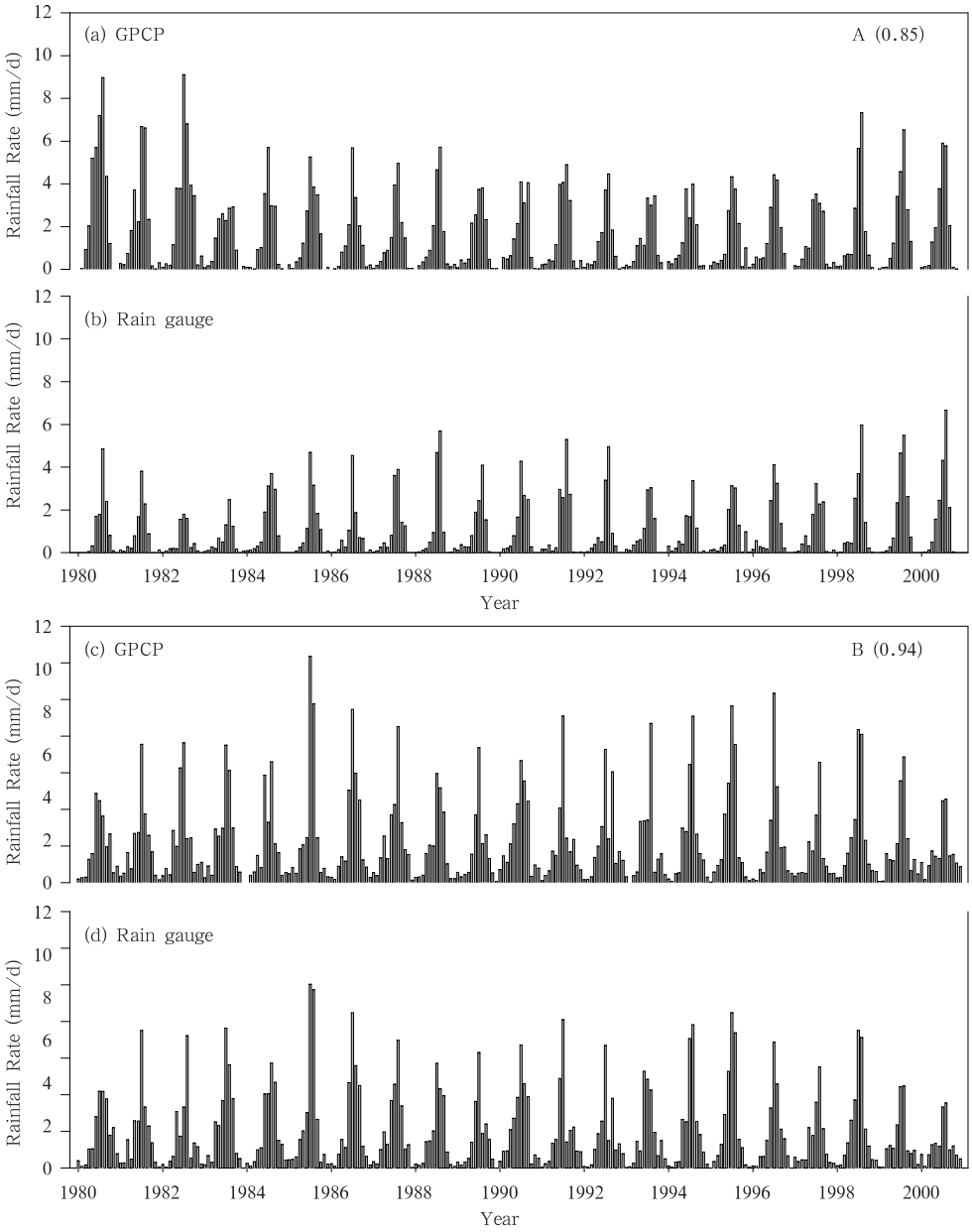


图5 I_z 和 II_z 的GPCP降水率(a,c)与Ⅰ和Ⅱ区(b,d)内站点平均降水率随时间变化

Fig. 5 Time series of GPCP monthly rainfall rates from 1980 to 2000 at (a) the grid-cell center I_z(28.75°N,88.75°E) and (c) II_z(41.25°N,123.75°E), and (b,d) corresponding grid cell averages of raingauge data

高原平均降水率分布,它清楚地表明了夏季降水自高原东南向高原西北推进过程,6月份大于5 mm/d雨区位于高原东南部,其中东南部的三江河谷地区和川西地区的平均降水率超过6 mm/d,而到7和8月份,高原主体上的平均降水率在2 mm/d以上,沿雅鲁藏布江河谷地区的平均降水率达7 mm/d。图8还揭示了夏季青藏高原地区降水率由南向北递减的空间梯度分布,最大降水率梯度位于雅鲁藏布江河谷北部附近地区。

为揭示高原和西北地区降水的季节变化,我们选定区域E(30°—35°N,82.5°—87.5°E)和F(40°—45°N, 80°—85°E)(图1)分别代表青藏高原西部地区和大陆西北地区西部。图9为GPCP给出的青藏高原西部1980—2000年逐月平均降水率和降水率距平。逐月平均降水率清楚地表明了高原西部降水的季节变化循环,即高原西部夏季多雨,而冬季较

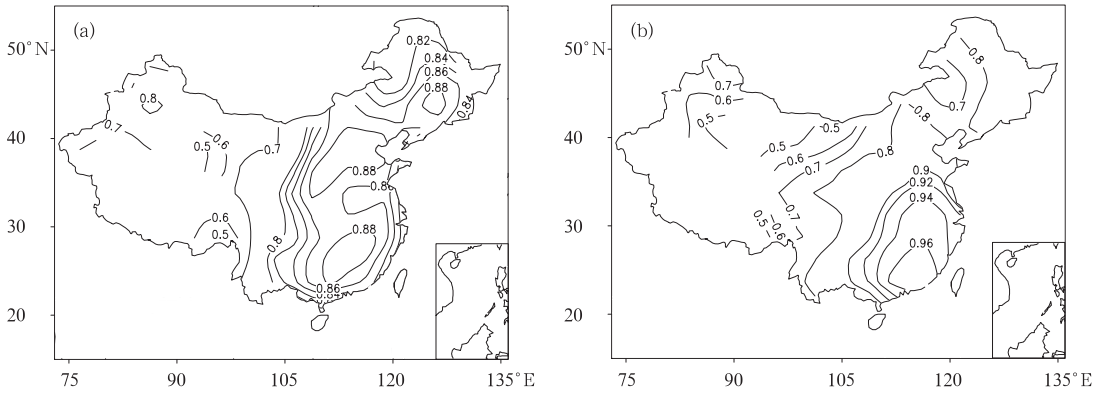


图 6　夏季(a)和冬季(b)GPCP 格点降水率与相应格点内雨量计平均降水之间的相关系数的空间分布

Fig. 6　Distributions of correlation coefficients of the GPCP rainfall rate at the center of grid-cell and its averaged rainfall rate of rain gauge data in (a) summer (JJA) and (b) winter (DJF)

干。降水率距平变化表明,20 世纪 80 年代前期,特别是 1980、1982、1985 年青藏高原西部降水偏多,这和韦志刚等[19]分析结果相近;自 90 年代后,青藏高原西部地区夏季降水偏少的月份增多。青藏高原西部降水的这一变化趋势可能与全球气候增暖的气候背景有关[19],我们也正在进行这方面的研究工作。

基于地面雨量计的研究表明[17],中国西北地区降水变化的趋势是 20 世纪 60 年代初多雨,70 年代初为少雨,而 80 年代降水又增多,90 年代降水又减少。图 10 为我们选定的西北 F 区 GPCP 与台站雨量计 1980—2000 年月降水率时间演变。图中表明尽管中国西北部地区西部的雨量计分布比中国东部稀疏,两种降水资料还是一致地反映了该地区降水的季节变化,即春至夏季降水逐渐增多、秋至冬季降水减少的季节变化规律,且两种资料的相关系数可达 0.73。两种降水资料的降水率距平相关系数也可达 0.72,降水率距平随时间变化(图 11)表明,20 世纪 80 年代以来中国西北地区西部降水偏少月份多于降水偏多月份,如果以超过 0.2 mm/d 为异常,GPCP 表明 1980—2000 年中国西北部西部降水异常减小有 36 个月,而异常增加有 34 个月;站点雨量计则表明有 45 个月降水异常减小,而在另 40 个月

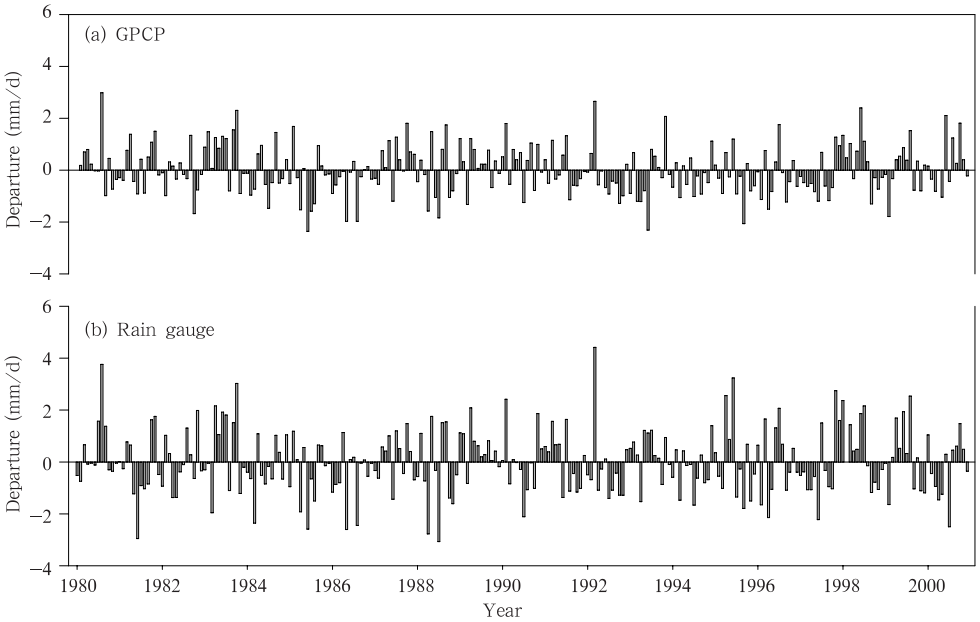
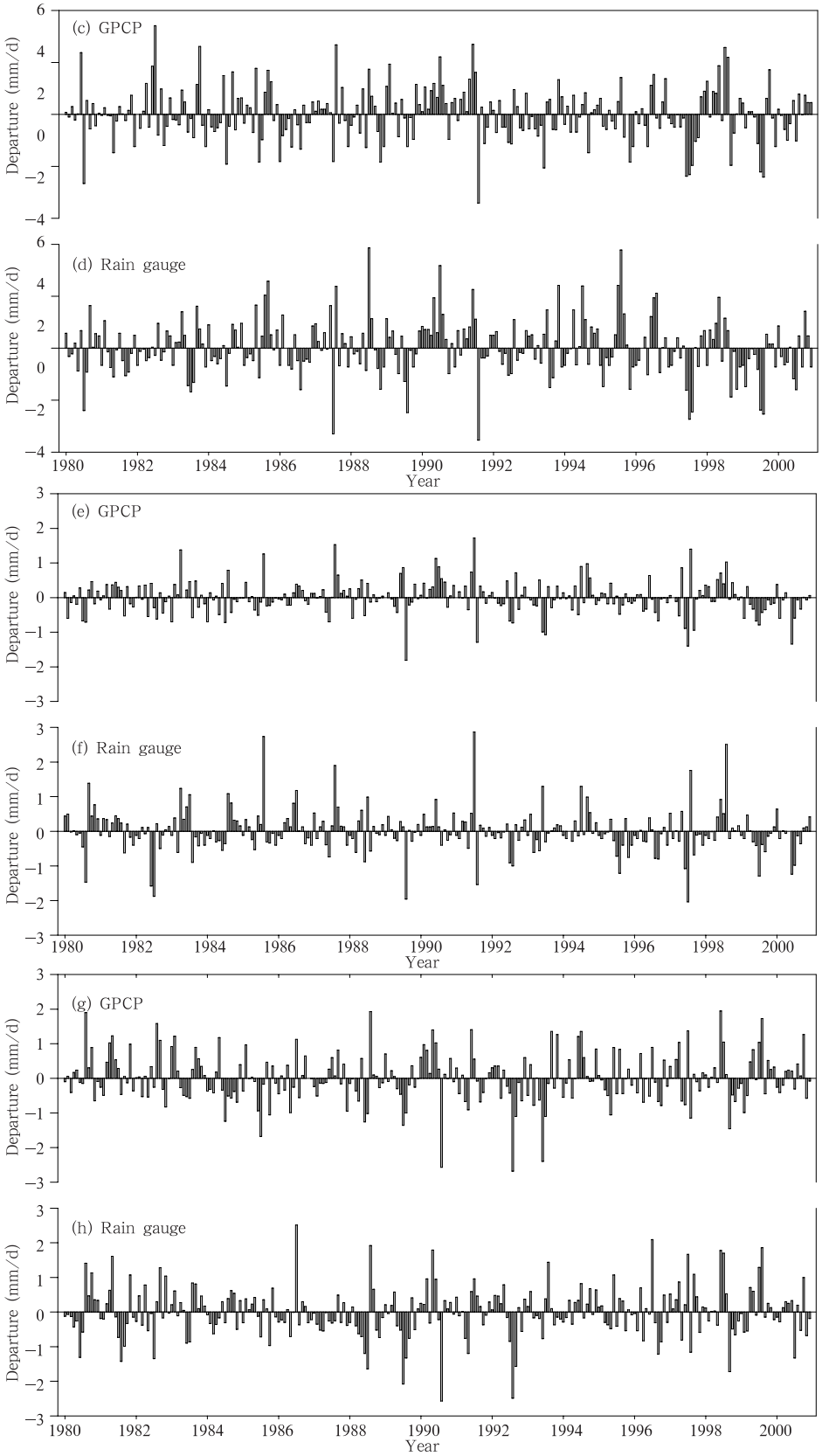


图 7　长江中下游(A 区)(a,b)、华北(B 区)(c,d)、东北(C 区)(e,f),西南(D 区)(g,h)的月降水距平随时间的变化

Fig. 7　Time series of departures of mean monthly rainfall rate of the GPCP and raingauges data for regions A(27.5°—32.5°N, 110°—120°E)(a,b), B(35°—42.5°N, 110°—120°E)(c,d), C(42.5°—50°N, 120°—130°E)(e,f)and D(22.5°—30°N, 100°—110°E)(g,h), respectively


(c) GPCP
(d) Rain gauge
(e) GPCP
(f) Rain gauge
(g) GPCP
(h) Rain gauge
Departure (mm/d)
Year
1980
1982
1984
1986
1988
1990
1992
1994
1996
1998
2000

续图 7

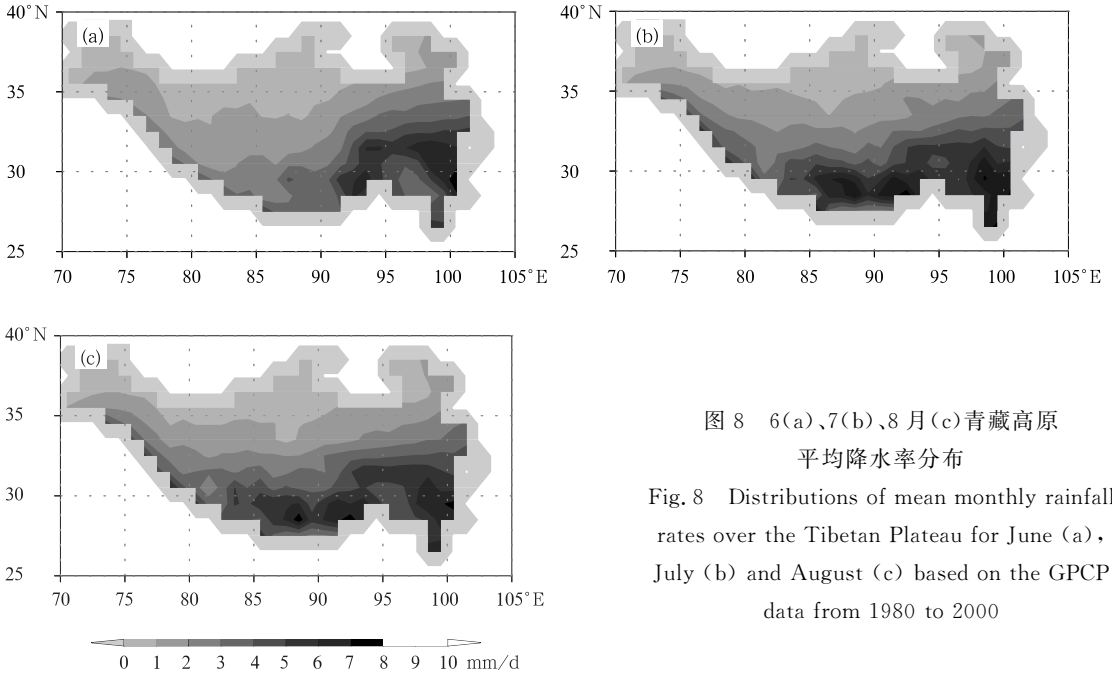


图 8　6(a)、7(b)、8 月(c)青藏高原平均降水率分布

Fig. 8　Distributions of mean monthly rainfall rates over the Tibetan Plateau for June (a), July (b) and August (c) based on the GPCP data from 1980 to 2000

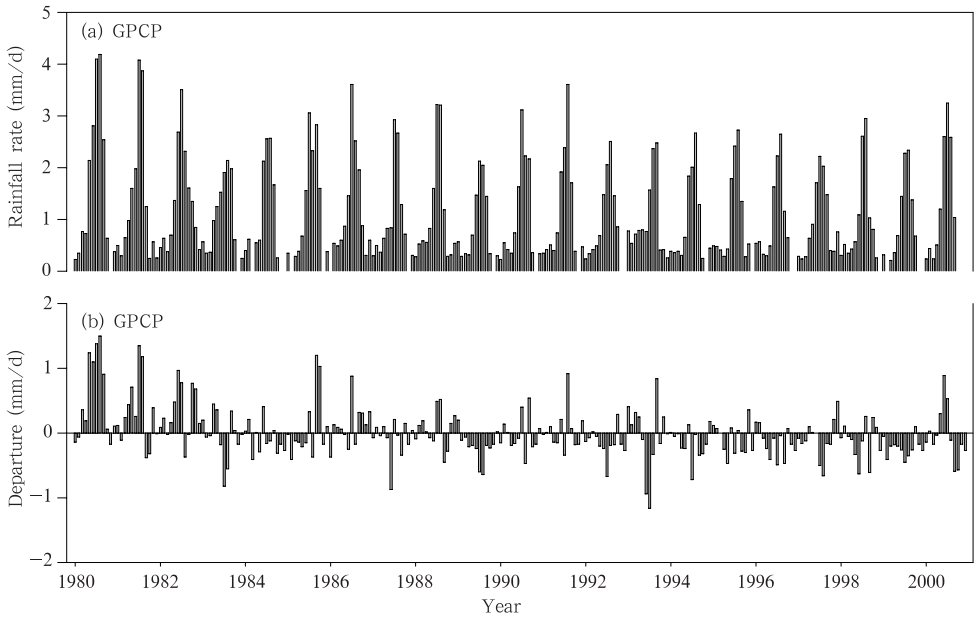


图 9　青藏高原西部(30°—35°N,82.5°—87.5°E)1980—2000 年逐月平均降水率和降水率距平

Fig. 9　Time series of monthly rainfall rate and its departure in the west of the Tibetan Plateau (30°—35°N,82.5°—87.5°E) based on the GPCP data from 1980 to 2000

降水则异常增加。由于中国西北地区西部降水量不大,因此中国西北地区西部总体还是少雨干旱。但是,值得注意的是:我们并没有发现这种干旱具有如同青藏高原西部那样明显的变化趋势。

4　结　论

本文就 1980—2000 年中国大陆范围内 GPCP 逐月降水率进行分析,并与中国大陆约740个台站

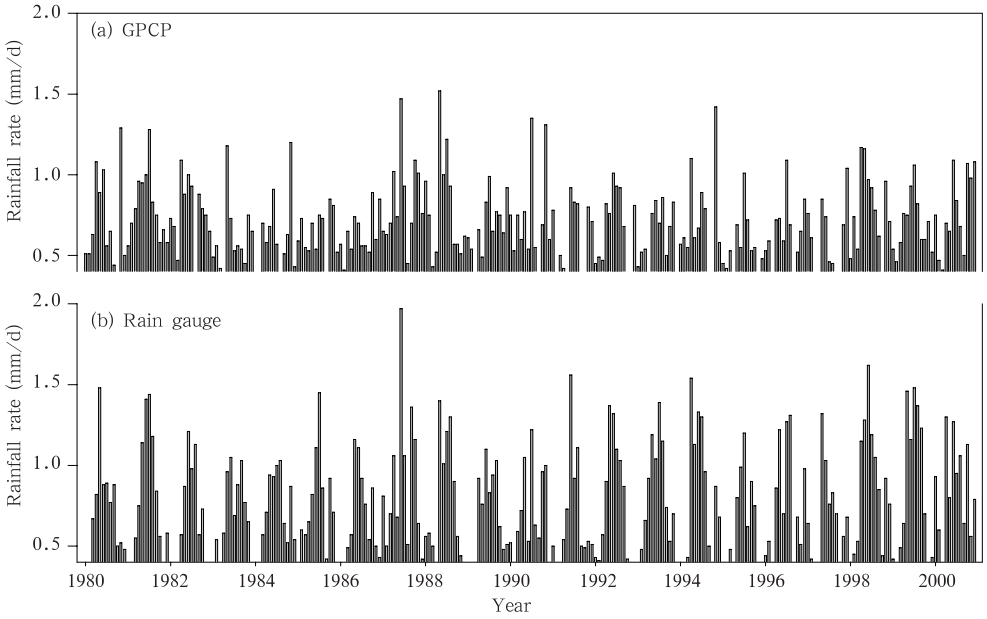


图 10 中国西北西部(40°—45°N,80°—85°E)1980—2000 年 GPCP 和雨量计逐月降水率

Fig. 10 Time series of monthly rainfall rates in the west of Northwest China (40°—45°N, 80°—85°E) based on the GPCP and raingauges data from 1980 to 2000

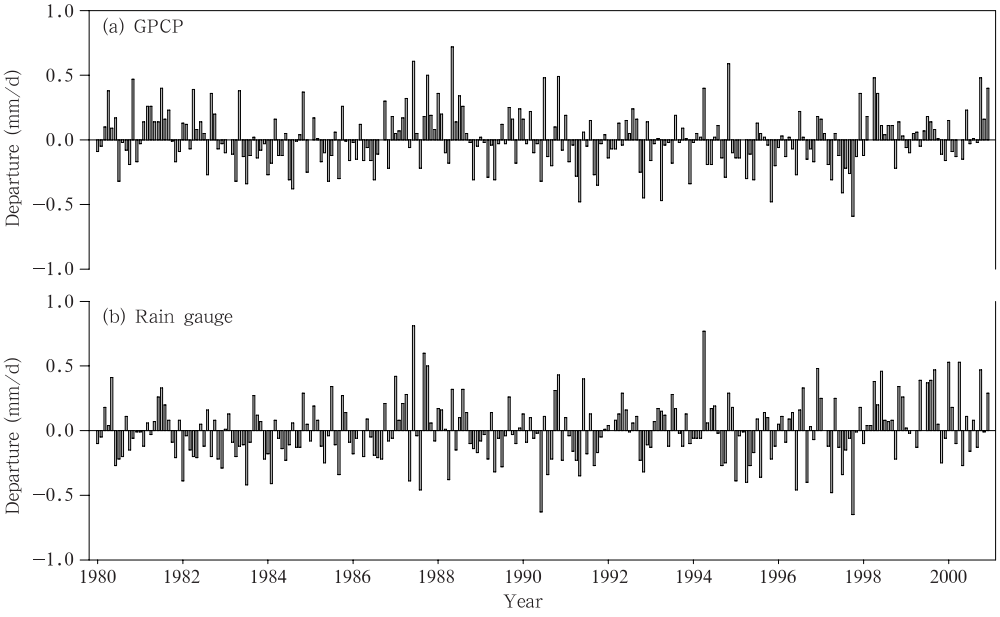


图 11 中国西北西部(40°—45°N,80°—85°E)1980—2000 年 GPCP 和雨量计逐月降水率距平

Fig. 11 Time series of departures of monthly rainfall rates in the west of Northwest China (40°—45°N,80°—85°E) based on the GPCP and raingauges data from 1980 to 2000

雨量计降水观测结果进行了比较。研究结果表明:

(1) 在中国台站雨量计分布密集地区(100°E 以东)GPCP 降水与台站雨量计观测降水的 21 a 年平均、季平均和月平均降水率分布具有很好的一致性,相关系数达到或超过 0.8。平均降水率分布及变化表明 GPCP 能够很好地反映自春季至冬季中国大陆降水分布自东南向西北伸展,然后向东南后退的气候变化特点。

(2) GPCP 与台站雨量计的月降水率距平随时间变化也具有很好的相似性,相关系数均超过 0.8。

GPCP 与台站雨量计的差异分析表明:秋、冬和春 3 季两者的差异较小,而夏季差异相对大,总体上 GPCP 有过高估计降水率的趋势。GPCP 与台站雨量计之间的差异大小还取决于雨量计分布密度,密度越大两者间的差异越小,这表明 GPCP 降水数据在中国的应用还需要进行订正。

(3) 利用 GPCP 对中国西北地区西部和青藏高原地区西部降水和分布变化的研究表明,20 世纪 80 年代青藏高原西部夏季降水量偏多,而 90 年代后降水量减少。中国西北地区西部降水总体偏少,但没有明显的变化趋势。

由于第二版 GPCP 资料的分辨率较低,我们正在利用 1°(经度)×1°(纬度)格点 GPCP 资料,并结合热带测雨卫星(TRMM)测雨雷达(PR)探测,对中国降水分布及其变化进一步研究。

参考文献

[1] Liu G,Curry J A. Retrieval of precipitation from satellite microwave measurements using both emission and scattering. J Geophys Res,1992, 97:9959-9974

[2] Aonashi K,Shibata A,Liu G. An over-ocean precipitation retrieval using SSM/I multichannel brightness temperatures. J Meteor Soc Japan, 1996, 74: 617-637

[3] Sheu R-S, Curry J A, Liu G. Satellite retrieval of tropical precipitation using combined ISCCP DX and microwave datasets. J Geophys Res, 1996, 101: 21291-21301

[4] Fu Y, Liu G. The variability of tropical precipitation profiles and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data. J Appl Meteor, 2001, 40: 2130-2143

[5] Liu G, Fu Y. The Characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. J Meteor Soc Japan, 2001, 79: 131-143

[6] Fu Y, Liu G. Precipitation characteristics in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI. J Meteor Soc Japan, 2003, 81: 1353-1369

[7] Fu Y, Lin Y, Liu G, et al. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR. Adv Atmos Sci, 2003, 30(4): 511-529

[8] Wilheit T, Kummerow C D, Ferraro R. Rainfall algorithms for AMSR-E. IEEE Trans Geosci Rem Sens, 2003, 41: 204-214

[9] Kongoli C, Pellegrino P, Ferraro R, et al. A new snowfall detection algorithm over land using measurements from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). Geophys Res Lett, 2003, 30(14): 1756-1759

[10] Huffman G J, Adler R F, Arkin P, The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation data set. Bull Amer Meteor Soc, 1997,78(1): 5-20

[11] Huffman G J, Adler R. F, Morrissey M, et al. Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. J Hydrometeor, 2001, 2(1): 36-50

[12] Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). J Hydrometeorol, 2003: 4, 1147-1167

[13] Gebremichael M, Krajewski W F, Morrissey M, et al. Error uncertainty analysis of GPCP monthly rainfall products: A data based simulation study. J Appl Meteor, 2003, 42(12): 1837-1848

[14] Xie P, Janowiak J E, Arkin P A, et al. GPCP Pentad precipitation analyses: An experimental data set based on gauge observations and satellite estimates. J Climate, 2003, 16:2197-2214

[15] 林振耀,赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征. 中国科学(D 辑),1996,26(4):354-358

[16] 刘黎平,楚荣忠,宋新民等. GAME-TIBET 青藏高原云和降水综合观测概况及初步结果. 高原气象,1999,18(3):441-450

[17] 韦志刚,董文杰,惠小英. 中国西北地区降水的演变趋势和年际变化. 气象学报, 2000,58(2):234-243

[18] 于淑秋,林学椿,徐祥德. 中国西北地区近 50 年降水和温度的变化. 气候与环境研究, 2003,8(1):9:18

[19] 韦志刚,黄荣辉,董文杰. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. 大气科学, 2003,27(2):157-170

[20] 黄玉霞,李栋梁,王宝鉴等. 西北地区近 40 年年降水异常的时空特征分析. 高原气象, 2004, 23(2):245-252

CLIMATOLOGICAL COMPARISON STUDIES BETWEEN GPCP AND RAIN GAUGES PRECIPITATIONS IN CHINA

Zi Yong Xu Yinlong Fu Yunfei

School of Earth and Space Sciences, University of Sciences and Technology of China, Hefei 230026

Abstract

The GPCP monthly rainfall data and the monthly rainfall records observed by 740 raingauges in the mainland of China are used to analyze similarities and differences of the precipitations in China in the period from January 1980 to December 2000. Results expose significantly consistent rainfall distributions, in particular in eastern China (east of 100°E), between the both datasets in multi-year mean, multi-year seasonal mean, and multi-year monthly mean. Departures of monthly rainfall rates of the two datasets also show a high correlation with a correlation coefficient of over 0.8. Analysis indicates that differences of both datasets are small in spring, autumn, and winter, as well as in the density region of raingauge compared with sparsity region on the contrary to relative large in summer. Generally, the GPCP has an overestimating trend in rainfall rates. Based on the above relationships of the two datasets, the GPCP data are used to investigate distributions and variations of precipitation in the Tibetan Plateau and Northwest China. Results indicate positive anomalies of precipitation in summer in the western Tibetan plateau in the 1980s and negative anomalies after the 1980s. For the west of Northwest China, analysis suggests that precipitation decreased a little, but with no obvious variation trend.

Key words: GPCP, Raingauge, Rainfall rate, Tibetan plateau.