

中国西北夏季降水特征及其异常研究*

李栋梁 谢金南

(甘肃省气象局, 兰州 730020)

王文

(兰州大学大气科学系, 兰州 730000)

摘要 本文利用中国西北五省(区)90个测站, 1960~1990历年6~8月降水量资料, 采用 EOF、REOF、波谱分析及大气环流模式, 对夏季降水量的空间异常特征、时间变化规律以及降水异常的主要成因进行了诊断研究和数值试验。结果表明: 未旋转的前3个载荷向量场可以较好地反映西北夏季降水整体异常结构, 即全区一致的多雨或少雨型; 东西相反变化的东多(少)西少(多)型; 南北相反变化的南多(少)北少(多)型。旋转后的前6个载荷向量可较好地代表西北夏季降水的6个主要异常敏感区: 青藏高原东侧区、渭水流域区、青海高原区、北疆区、沙漠盆地地区和河西走廊区。旋转主分量和代表站资料反映出近30~60年中, 西北地区最干旱的时段在60至70年代。80年代至90年代初, 除沙漠盆地外, 各区程度不同地呈现出降水增加趋势。当初夏(6月)青藏高原下垫面感热异常偏强时, 有利于同期西北大部地区降水偏多, 而使7~8月西北西部、北部降水偏少; 东部、南部降水偏多。利用 IAP 2-L AGCM 数值试验表明, 在夏季青藏高原下垫面感热大面积异常增强时, 由于西太平洋副热带高压脊明显西伸, 江淮处于副高西伸脊控制下, 冷暖气流在长江和黄河上游交汇, 有利于中国西北东南部降水偏多, 多雨区在青海东南、甘肃南部及陕西东部。少雨中心区在西北地区西部。

关键词 中国西北 夏季降水 旋转主成分分析 数值试验

1 引言

广大的中国西北地区属于干旱、半干旱气候区, 雨季短、雨量集中, 6~8月降水量可占全年雨量的1/2~2/3, 研究西北夏季降水的重要性不言而喻。已有的研究结果表明, 中国西部地区由于面积广大, 境内地形以高原高山、沙漠盆地为其主要特征。气候差异大, 降水的稳定性差, 即使是夏季, 仍有非常清楚的3条干舌影响其降水资源的稳定性^[1]。作者曾以陕、甘、宁、青四省(区)39个代表站资料, 对西北东部地区夏季降水量进行了分析, 结果表明, 降水量变率最大, 最具有代表性的区域是青东—陕北区^[2]。西北夏季各月降水量的北多(少)南少(多)与同期及前期 OLR 的“北负(正)南正(负)”有很好的对应关系; 热带太平洋海温, ENSO 事件与西北夏季降水量之间存在着显著的遥相关^[3~6]。这些研究结果在近年来的业务预报中得到了证实。以上研究侧重于探讨影响中国西北降水的外部因素。由于降水资料的缺乏, 对其降水自身的时空异常结构及高原热状况的影响还研究得很不够。本文将选用更具代表性、更完备的西北五省(区)90个测站、近30年(分区代表站建站至1994年)夏季月降水量资料, 对中国西北夏季降水的空间异常结构和时间演变趋势进行诊断分析, 并利用大气环流模式

1996-01-22收到, 1996-08-12收到修改稿

* 本文得到国家“九五”重中之重科技项目 96-908-05-03 专题的资助

对影响西北夏季降水的另一重要因素——青藏高原地面感热通量的作用进行数值试验,这对区域气候变化和短期气候预测是有意义的。

2 资料、方法与模式

降水量资料选用中国西北五省(区)(陕、甘、宁、青、新)6~8月,1960~1990历年月总降水量。为了消除地理位置、地形及月际变化的影响,对每个站、每个月的资料均采用1961~1990年的平均和标准差进行距平标准化处理,即得到90个测站31年93个夏季月的标准化资料矩阵 $(X'_{ij})_{mn}$,这里 $j=1,2,\dots,m$ 为测站数, $i=1,2,\dots,n$ 为样本长度。

EOF展开可用下列矩阵运算表示:

$${}_m X_n = {}_m V_k \begin{bmatrix} \sqrt{\lambda_1} & & & 0 \\ & \sqrt{\lambda_2} & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & \sqrt{\lambda_k} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1/\sqrt{\lambda_1} & & & 0 \\ & 1/\sqrt{\lambda_2} & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & 1/\sqrt{\lambda_k} \end{bmatrix} {}_k T_n = {}_m L_k {}_k F_n$$

式中 $L_{(m \times k)}$ 为空间载荷向量(LV)阵; $F_{(k \times n)}$ 为主成分(PC)阵, λ_i 为 $X_{(m \times n)}$ 的相关系数阵 $R_{(m \times m)}$ 的特征值。

旋转主成分分析是在传统主成分分析的基础上再做旋转。本文采用Horel^[7]使用的方差最大正交旋转法,旋转过程是载荷向量矩阵 L 右乘一个正交阵 Γ ,相应地主成分矩阵 F 左乘一个正交阵 Γ' 。依次两两配对旋转,即

$$B = L\Gamma, \quad G = \Gamma'F,$$

B 和 G 分别称为旋转载荷向量(RLV)和对应的旋转主成分(RPC)。本文取前11个载荷量及对应的主成分参加旋转,即使累积方差贡献大于60%。

用二阶主值函数 $Y(t)$ 表示时间序列的变化趋势,即 $Y(t) = c_0 + c_1 t + c_2 t^2$,式中 t 表示年份序号, c_0 、 c_1 、 c_2 为系数,由最小二乘法求得。

各自然降水区代表站资料及各旋转主成分采用功率谱和交叉谱分析其年际振荡周期以及各区降水量之间的位相关系。

数值试验利用IAP 2-L AGCM^[9],该模式的控制方程组是经过坐标变换和变量替换等特殊处理的球面斜压原始方程组

$$\begin{aligned} \frac{d\vec{V}}{dt} &= -\nabla\Phi' - \frac{\sigma RT'}{P} \nabla P_{es} - f\vec{k} \times \vec{V} + \vec{F}, \\ \frac{dT'}{dt} &= \frac{1}{RP} (c_0^2 + \delta k RT') [P_{es} \dot{\sigma} + \sigma \left(\frac{\partial P_{es}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla P_{es} \right)] + F_T + \frac{1}{c_p} \dot{H}, \\ \frac{\partial}{\partial t} P_{es} + \nabla \cdot (P_{es} \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (P_{es} \dot{\sigma}) &= 0, \end{aligned}$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma} \Phi' = -\frac{P_{es}}{P} RT',$$

这里 $\sigma \equiv \frac{(P - P_T)}{P_{es}}$, $P_{es} \equiv P_S - P_T$, $\dot{\sigma} \equiv \frac{d\sigma}{dt}$, $P_T = 200$ hPa 为模式大气顶。

模式主要的预报量包括地面气压、温度、水平风速、水汽含量、土壤湿度和温度以及雪量。诊断量有垂直速度、位势高度、密度、云和地面反照率等。对于大尺度水汽输送过程, 模式则采用“反扩散”型有限差分格式以排除过份的水汽辐散现象。此外, 还考虑了参数化的水平涡旋扩散过程。

3 西北夏季降水的空间异常特征

对中国西北五省(区) 90 个站夏季(6~8 月) 降水量利用主成分和旋转主成分分析, 其载荷量 LV 和旋转载荷量 RLV 能够较好地反映降水场的空间异常特征。表 1 给出旋转前后 PC 和 RPC 对降水量场总方差的贡献率。可以看出, 随着时空尺度的扩大, 测站数目的增多, 降水量的收敛速度降低, 这正好说明了由于中国西北地域辽阔, 地形复杂, 各地降水量的时空差异甚大, 对其空间异常结构作进一步的研究是十分必要的。图 1 给出前 3 个载荷向量场, 用以揭示降水场的整体空间异常结构。第一载荷向量场(LV₁) 除南疆西部有小范围微弱的负值外, 中国西北大部地区呈同一符号的正值(图 1a)。载荷量大值(0.6 以上) 区域在高原东部的陕、甘、宁、青的交界区, 中心载荷量值为+0.75, 这里是中国西北降水变率最大、旱涝异常的敏感地区。另外, 新疆东部、南疆中部也是降水异常的多发区。西北地区深居内陆, 雨季短, 雨量集中。尽管绝对降水量较小, 但变率很大。下垫面由于长期干旱少雨, 植被状况极差, 雨水稍有偏多, 也时常造成水土流失, 山体滑坡等自然灾害。当然, 连续的大范围干旱是中国西北夏季的第一气候特征。受季风气候的影响, 西北东部地区雨季相对较长一些, 雨量比西部大而且相对稳定。西部由于高原和高山的阻挡, 缺乏水汽来源, 降水更少, 更不稳定, 更容易出现异常旱涝, 东西相反的变化趋势是中国西北夏季降水的第二空间异常类型(图 1b)。当夏季副高过于偏向西北, 则中国西北东部地区处于副高的控制下, 伏旱严重, 而西部多雨。中国西北夏季降水量的第三类空间异常型, 即为第三载荷量场所揭示的南北相反变化型。当夏季季风偏南, 青藏高原南北两支气流在高原东部汇合, 形成高空切变线, 兰州小高压与西南涡形成对峙, 降水容易出现南多北少的情况, 降水中心偏南到高原东南部—秦岭以南。北部有 3 个显著的干旱少雨中心: 北疆沿天山、河西走廊和甘肃中部地区。这一降水类型的出现很可能与初夏青藏高原热力作用有关。

表 1 前 11 个 PC 和 RPC 对总方差的贡献率 (%)

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
PC 贡献率	17.3	9.8	7.0	5.8	4.6	3.2	3.1	2.8	2.6	2.3	2.2
RPC 贡献率	10.4	7.4	6.3	5.6	5.0	4.5	3.9	3.6	3.2	2.7	2.2

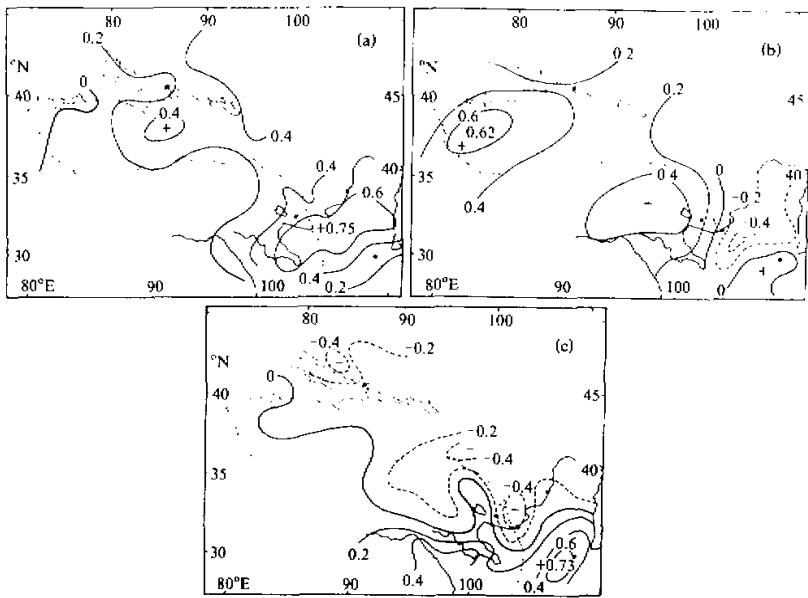


图1 西北夏季降水的第一(a)、第二(b)、第三(c)载荷向量

以上讨论的是中国西北夏季降水量总体空间异常结构,可以看出,具有明显的东西或南北差异。这三种主要空间异常类型的出现与欧亚500 hPa环流有密切的关系,关于这一点,作者曾在文献[8]中作过详细讨论,这里不再赘述。

为进一步突出西北夏季降水各地域的气候特点,本文在以上主成分分析的基础上进一步对前11个主成分及对应的载荷量进行旋转,由前6个旋转载荷量场得到中国西北夏季月总降水量的6个主要空间异常气候区(图2)。RLV₁大值区在青藏高原东侧的青、甘、宁交界区。前面已经指出,这里是中国西北夏季月总降水量异常的最敏感性区域,中心旋转载荷量值达+0.88。如果从旋转前后PC和RPC占总体方差贡献的数值看,旋转后方差贡献比旋转前降低7%,但由于旋转后0.4等值线所包含的面积缩小,旋转载荷量值增大,即局地方差增大,突出了高原东侧降水所特有的异常性质(图2a)——高原东侧型。

图2b给出中国西北夏季月总降水量的第二旋转载荷向量场(RLV₂)。大值区在甘肃东部—陕西中部的渭水流域,这里是西北地区雨季最长、雨量最大的地方。中心旋转载荷向量值为+0.77,其信息主要来自旋转前的LV₂,这一异常型称为渭水流域型。

第三旋转载荷向量RLV₃的大值区在青藏高原的黄河、长江源头地区,中心最大值为+0.74。反映了青海高原夏季降水不同于西北其他地区,主要以对流性降水为主的异常特点——高原型(图2c)。

由于青藏高原和天山的阻挡作用,新疆北部不受季风气候的影响,即夏季雨季不明显。新疆境内降水由南向北递增,降水的稳定性也由南向北增大^[1],水汽来源及降水的影响系统也明显不同于西北东部。第四旋转载荷量的最高区即突出表现了北疆夏季降水

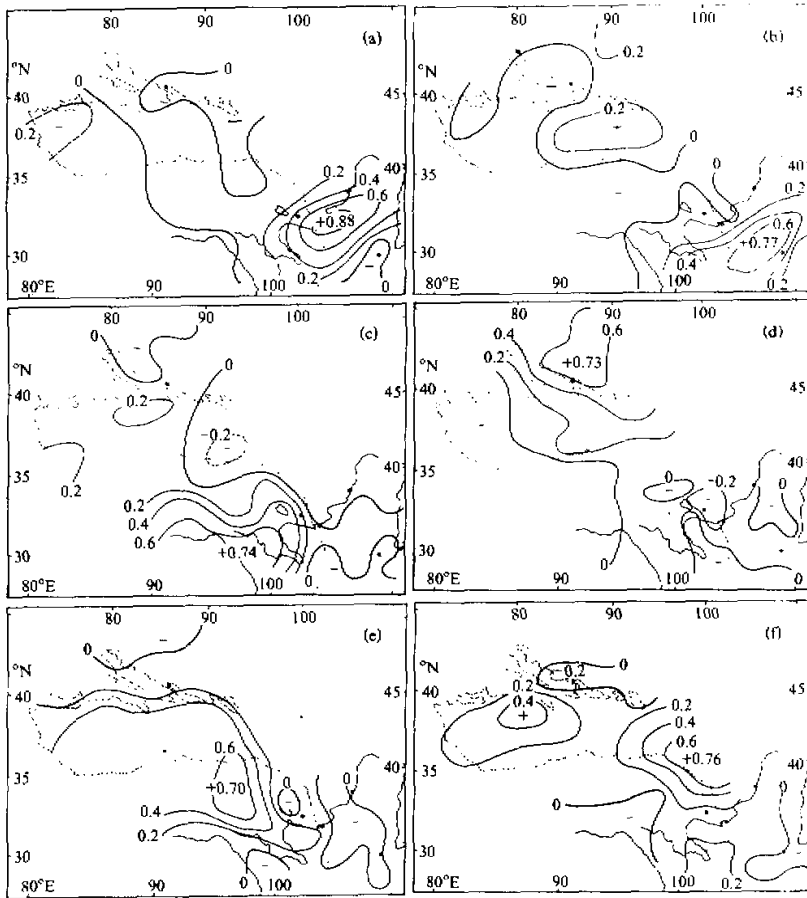


图2 西北夏季降水的前6个旋转载荷向量

的异常特点。中心站旋转载荷量值为+0.73 (图2d)。

中国西北夏季降水的另一异常敏感区在沙漠盆地。这里下垫面植被状况差, 降水少而不稳, 是中国乃至全球同纬度最干旱的地区 (图2c)。

第六自然异常敏感区——河西走廊 (图2f)。这一地区西南有祁连山、乌鞘岭, 东北部是巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠。降水量少, 气候干燥。由于受山脉的影响, 河西走廊与沙漠盆地被分割成两个自然降水异常区。

综合夏季降水的异常型, 主要表现为青藏高原东侧区、渭水流域区、高原区、北疆区、沙漠盆地区 and 河西走廊区。作好上述6个类型区降水异常的气候预测, 就等于抓住了西北降水异常的关键。

对1960~1990年中国西北夏季降水实况进行分析, 上述6个类型在31年距平场中出现的频数如表2所示。

表 2 中国西北夏季降水 1960~1990 年各类型出现的频数

类型	青藏高原东侧型	渭河流域型	青海高原型	北疆型	沙漠盆地型	河西走廊型
年 份	1960	1970	1968	1962	1961	1967
	1964	1974	1976	1963	1982	1980
	1965	1984	1978	1971	1986	1988
	1966	1985	1990	1983		
	1975	1989				
	1979					

4 西北夏季降水异常的时间趋势及特点

4.1 代表站降水量的年际变化趋势及周期

对中国西北夏季降水经 REOF 分解后的 RPC 反映了所对应的 RLV 空间异常型的时间变化。由于 RLV 的高值表示出 RPC 与该站原降水序列的相关性,故取每个异常区 RLV 的高值代表站分析其时间演变趋势。图 3 给出前 6 个主要异常区代表站夏季降水量的标准化序列及其二阶主值函数趋势。可以看出,西北地区夏季降水量随时间的演变趋势可划分为两大类:第一类是具有极小值的抛物线型,即由大—小—大的变化趋势,如青藏高原东侧区的代表站兰州 ($103^{\circ}53'E, 36^{\circ}03'N$) (图 3a)、渭河流域代表站宝鸡 ($107^{\circ}08'E, 34^{\circ}21'N$) (图 3b)、北疆乌鲁木齐 ($87^{\circ}28'E, 43^{\circ}54'N$) (图 3d)、河西走廊的酒泉 ($98^{\circ}31'E, 39^{\circ}46'N$) (图 3f) 均表现出自建站至 1994 年夏季降水量具有两次距平发生易号的年份。第一次 60 年代前期(酒泉在 40 年代末期)降水总体由多变

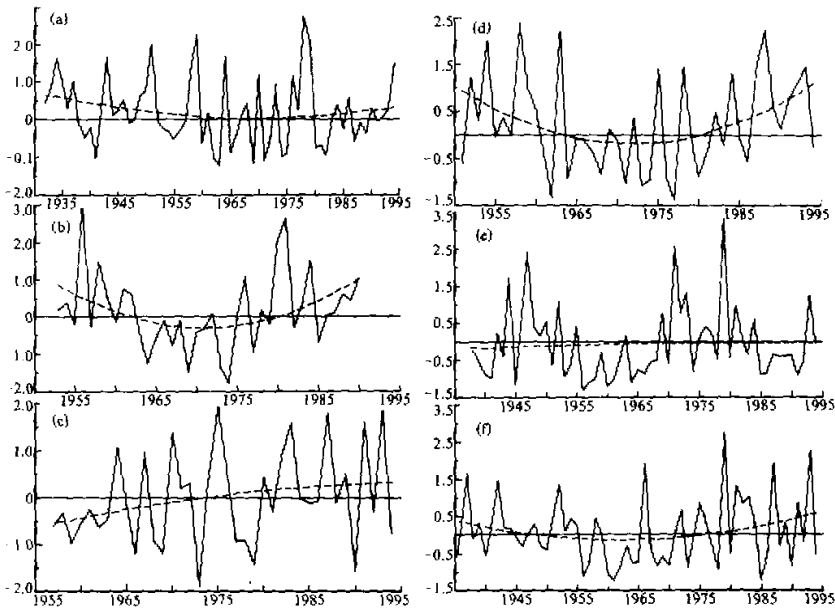


图 3 各区代表站降水量标准化曲线(实线)及二阶主值函数趋势(虚线)
(a) 兰州, (b) 宝鸡, (c) 曲麻莱, (d) 乌鲁木齐, (e) 敦煌, (f) 酒泉

少, 进入近 40 至 50 年中的相对干旱时期。到了 80 年代降水量呈明显增加趋势, 这后一个距平易号的年份在 1980 年前后。第二类降水趋势是单调上升, 即由小到大, 如青海高原代表站曲麻莱 (95°28'E, 34°32'N) 降水总体倾向有一个转折年份, 即 1974 年。沙漠盆地区的降水趋势不明显, 敦煌 (94°47'E, 40°08'N) 在 1938~1994 的 57 年中, 有两个相对多雨时段: 即 40 年代中期至 50 年代前期和 70 年代, 而在 50 年代中期至 60 年代和 80 年代为两个相对干旱时期, 表现出明显的准 27 年周期。综上所述, 中国西北夏季降水 80 年代除沙漠盆地有偏少趋势外, 大部分地方呈明显的增加趋势, 这种趋势保持到 90 年代中期以前。

4.2 不同异常区降水量之间的关系

本文计算了各 RPC 之间的交叉谱, 以便进一步研究各异常敏感区降水量之间的关系。计算中对每个 RPC 取夏季 3 个月的平均值, 序列长度为 31 年, 最大后延长度为 10 年。以 RPC_4 (代表北疆区) 为基本序列, 计算与其它 5 个区的 RPC 的交叉谱。表 3 列出其凝聚谱和位相谱。可以看出, 在 20 年的长周期变化中, 北疆与渭水流域有较高的凝聚, 即有较密切的关系, 而且北疆比渭水流域的变化落后近 4 年。此外, 北疆与其他各异常区均在 5 年以下短周期 (2.2~2.9 年) 上有较显著的相关关系, 并且北疆比下游地区位相超前半年左右。协谱表明, 中国西北夏季降水各异常区在具有较高凝聚的频率段上, 均表现为同位相的正相关, 即西北各地夏季降水均受同一大尺度气候背景的影响。

表 3 RPC_4 与其它 5 个 RPC 的交叉谱

频率	波数	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	周期(年)	20.0	10.0	6.7	5.0	4.0	3.3	2.9	2.5	2.2
凝聚谱	1	0.14	0.01	0.29	0.14	0.31	0.10	0.33	0.11	0.32
	2	0.76	0.58	0.05	0.13	0.08	0.26	0.54	0.56	0.68
	3	0.05	0.20	0.24	0.01	0.05	0.07	0.05	0.29	0.39
	5	0.27	0.05	0.35	0.39	0.28	0.07	0.08	0.18	0.15
	6	0.42	0.04	0.20	0.00	0.22	0.05	0.55	0.68	0.45
落后时间 长度谱	1	-4.77	-0.83	-0.74	-0.31	-0.90	-0.68	-0.69	-0.48	0.25
	2	3.93	1.80	1.00	1.14	-0.45	0.44	0.39	0.29	-0.00
	3	4.52	-1.15	0.25	0.64	-0.06	-0.64	0.13	0.39	-0.36
	5	-1.36	0.97	0.72	-1.24	-0.49	0.21	-0.11	0.22	0.30
	6	-0.70	-0.26	1.03	-0.42	-0.75	0.27	-0.61	-0.48	-0.52

5 青藏高原下垫面感热异常对西北夏季降水的影响

5.1 统计相关分析

青藏高原平均海拔 4000 m 以上, 这个巨大的热源直接加热对流层中部的大气。李栋梁等^[10]指出, 前一年 8 月青藏高原地面加热场强度异常偏强, 则当年 6 月高原东侧及河西走廊降水偏多, 无初夏旱。孙国武等^[11]指出, 夏季青藏高原地面热源对黄河上游流量及径流有明显的影响作用。本文利用文献[10]给出的 1960~1990 年青藏高原地面加热场强度指数, 计算了夏季各月该指数与西北降水量的同期及滞后 1~2 个月的相关。结果表明, 6 月青藏高原地面加热场强度对西北夏季月降水量的影响最明显, 主要

表现在, 当 6 月高原地面加热场强度异常偏强时, 同期西北大部地区降水较常年偏多 (图 4a), 多雨区主要分布在青藏高原东北侧和新疆中北部; 7 月 (图 4b) 西北降水则表现为图 1C 所揭示的 LV₃ 型, 即当 6 月青藏高原地面加热场强度异常偏强时, 7 月西北降水呈南多北少型, 多雨区在青海东南部、甘肃、陕西南部; 而少雨区则主要出现在西北的干旱、半干旱地区, 即对西北夏季干旱有明显的加重作用; 8 月除陕西南部地区和典型的高山地区降水有偏多趋势外, 中国西北大部仍以干旱少雨为主, 主要的少雨带有两个: 一是南疆西部—河西西部; 二是青海南部—陕北 (图 4c)。

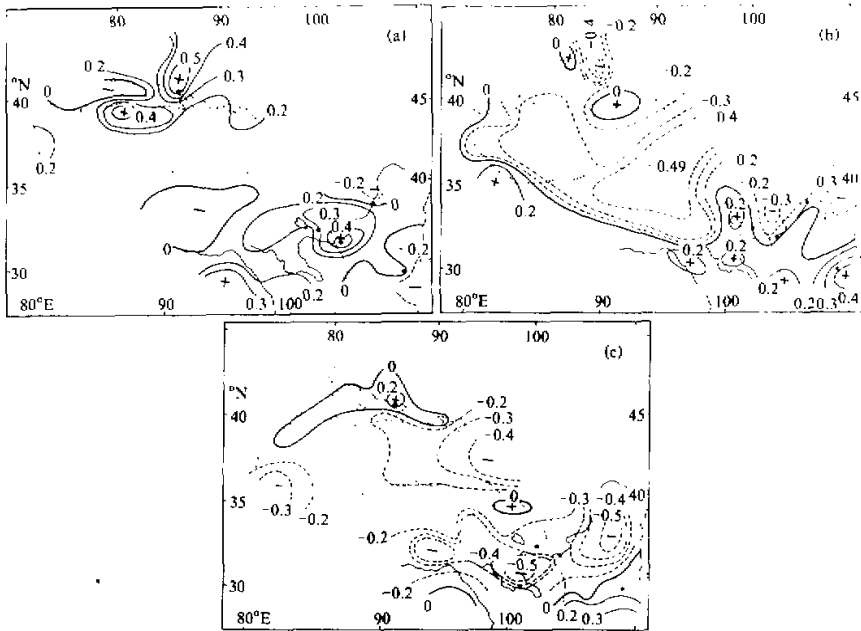


图 4 6 月青藏高原地面加热场强度距平指数与西北夏季各月降水的相关系数
(a) 6 月; (b) 7 月; (c) 8 月

5.2 数值试验结果

本文数值试验是对青藏高原地面感热异常影响的敏感性试验, 设计三种试验方案:

试验 I: 控制试验, 记为 CT, 是将 IAP 2-L AGCM 从 6 月 1 日积分到 8 月 31 日。使用的初始场是该模式积分稳定的 5 月 31 日 24 时的输出结果。

试验 II: 青藏高原地面感热增加敏感性试验, 记为 IT。

青藏高原试验区域: 70~100°E, 26~42°N, 共计 $5 \times 7 = 35$ 个格点。在这一区域上从 6 月 1 日地面感热通量逐渐增加, 8 月 1 日开始逐渐减小, 即

$$6 \text{ 月: } S_2(i, j) = S_1(i, j) + S_1(i, j) \times 0.80d / D$$

$$7 \text{ 月: } S_2(i, j) = S_1(i, j) + S_1(i, j) \times 0.80$$

$$8 \text{ 月: } S_2(i, j) = S_1(i, j) + S_1(i, j) \times 0.80(D - d + 1) / D$$

式中 $S_1(i, j)$ 为第 (i, j) 格点上同期试验 I 的值, d 为积分日期, D 为该月总日数。模式每

积分 1 小时做一次感热调整。IT 的积分时段与 CT 相同, 初始场也相同。

试验 III: 感热减少敏感性试验, 记为 DT。III 与 II 的感热调整方案相反, 即将 II 中的“加”改为“减”, 其它与 II 相同。

图 5 给出 7 月两种数值试验 (IT-CT) 月降水率的差值场。结果表明, 在夏季青藏高原下垫面感热大面积异常增强时, 由于西太平洋副热带高压脊明显西伸, 江淮处于副高西伸脊的单一西南气流控制下, 冷暖气流在长江和黄河的上游地区交绥, 有利于中国西北东南部降水偏多, 多雨区在青海东部、甘肃南部及陕西东南部。少雨中心区在西北地区西部, 这与图 4b 的统计结果基本一致。本试验的结果与章基嘉等^[12]的结果也相一致。

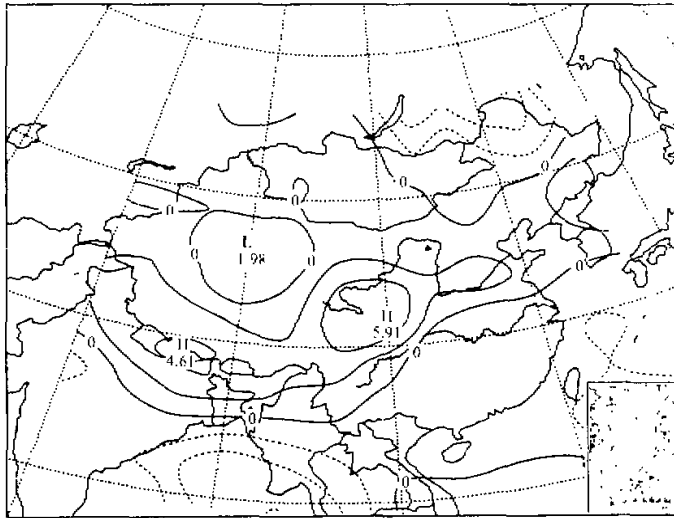


图 5 7 月数值试验 (IT-CT) 月降水率的差值场

6 结论与讨论

(1) 中国西北夏季降水空间上存在 6 个主要异常敏感区, 即青藏高原东侧区、渭水流域区、青海高原区、北疆区、沙漠盆地区及河西走廊区。

(2) 西北夏季降水 80 年代以来, 除沙漠盆地外, 均呈较明显的增加趋势。

(3) 统计诊断与数值试验表明, 初夏青藏高原地面加热场的异常偏强, 可使 6 月西北大部地区降水偏多, 7~8 月黄河上游、渭水流域降水偏多, 西部、北部少雨。

致谢: 姚辉同志参加了部分资料工作, 特致谢意。

参 考 文 献

- 1 李栋梁、彭素琴, 1992, 中国西部降水资源的稳定性研究, 应用气象学报, 3(4), 451~458.
- 2 李栋梁, 1992, 中国大陆 OLR 与西北夏季降水, 气象学报, 50(3), 355~359.

- 3 Zhu Bingyuan and Li Dongliang, 1992, The relationship between tropical Pacific sea surface temperature and summer rainfall over northwest China, *Acta Meteorologica Sinica*, 6(4), 470~478.
- 4 李栋梁、姚辉, 1991, 1470~1979年中国旱涝与厄尼诺事件, 干旱区地理, 14(2), 48~51.
- 5 姚辉、李栋梁, 1992, 厄尼诺事件与中国降水及历史旱涝, 应用气象学报, 3(2), 228~234.
- 6 朱炳强、李栋梁, 1992, 1845~1988年期间厄尔尼诺事件与我国西北旱涝, 大气科学, 16(2), 185~192.
- 7 Horel J.D., 1981, A rotated principal component analysis of the interannual variability of the northern Hemisphere 500 mb height field, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2080~2092.
- 8 李栋梁、姚辉, 1995, 中国西北夏季降水量与500 hPa 纬偏场的特征分析, 气象, 21(11), 22~26.
- 9 Zeng Qingcun et al., 1987, A global-point general circulation model, in: *Collection of Papers Presented at WMO/ IUGG NWP Symposium, TOKYO, 4-8, August, 1986*, 421~430.
- 10 李栋梁、陈丽萍, 1990, 青藏高原地面加热场强度与东亚环流及西北初夏旱的关系, 应用气象学报, 11(4), 383~391.
- 11 孙园武等, 1993, 夏季青藏高原地面热源对黄河上游流量及径流的影响, 应用气象学报, 4(1), 22~29.
- 12 章基嘉等, 1994, 1991年江淮暴雨期间环流异常的动力延伸预报试验, 气象学报, 52(2), 180~184.

A Study of Summer Precipitation Features and Anomaly in Northwest China

Li Dongliang and Xie Jinnan

(Meteorological Bureau of Gansu Province, Lanzhou 730020)

Wang Wen

(Department of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000)

Abstract With EOF, REOF, spectral analysis and atmospheric circulation model, the spatial anomaly features and time evolution rule and the mechanism of summer precipitation anomaly in Northwest China are studied by using the precipitation data in June, July and August for the period 1960~1990 from 90 observational stations. The results show that the first three loading vector fields could reflect the whole anomaly structures of summer rainfall in Northwest China, for example, wet or dry in all area pattern, wet (or dry) in east and dry (or wet) in west pattern, wet (or dry) in north and dry (or wet) in south pattern. The first six rotated loading vector fields represent six principal precipitation anomaly areas: east of the Qinghai-Xizang Plateau, the Weishui River basin, the Qinghai plateau, northern Xinjiang, the desert basin and Hexi corridor. The rotated principal component and the data in the representative stations show that in the recent 30~60 years, the driest period was in the 1960's and 1970's in Northwest China. From the 1980's to early 1990's, an increasing rainfall trend, more and less, appeared in every area except desert basin. When the sensible heat anomaly in the underlying surface is strong in the Qinghai-Xizang Plateau in early summer (June), the northern Northwest China is wet in the same time, but the western, northern Northwest China is dry and the eastern and southern is wet in July and August. The numerical experiment of IAP 2-L AGCM shows that when the sensible heat anomaly in the underlying surface increases in the Qinghai-Xizang Plateau in summer, the subtropical ridge in the western Pacific Ocean elongates westerly and the warm and cold air meets in the upstream of the Yangtze River and Yellow River. As a result, the rainfall increases in the eastern Northwest China. The wet areas are in the southeastern Qinghai, southern Gansu and south-eastern Shaanxi, and the dry center is in the west of the northwestern area.

Key words Northwest China summer rainfall rotated principal component analysis numerical experiment