

奇异值分解和奇异交叉谱分析方法 在华北夏季降水诊断中的应用*

尤凤春¹⁾ 丁裕国²⁾ 周煜³⁾ 史印山¹⁾

¹⁾ (河北省气象台,石家庄 050021) ²⁾ (南京气象学院,南京 210044)

³⁾ (中国气象局,北京 100081)

摘 要

利用1965~2000年华北5省市及相邻省73个地面观测站逐月平均降水场及北半球500 hPa高度场、北太平洋海温场资料,采用奇异值分解(SVD)、奇异交叉谱(SCSA)分析方法,将华北夏季降水场分别与1月北半球500 hPa高度场、冬季北太平洋海温场进行了诊断分析,得出奇异向量分布型及相互作用的耦合周期信号。在对前4对奇异向量的分析中发现,华北夏季降水全区域为正距平时与1月北半球500 hPa高度场PNA遥相关型关系非常密切。ENSO对华北夏季降水的影响确实存在,但华北夏季降水全区域为正距平时与冬季北太平洋ENSO关系并不明显。同时还找出了华北降水与北半球500 hPa高度、北太平洋海温场相互作用的关键区。在华北各型降水与高度场、海温场关键区相互作用的耦合周期中,前者以准2~7年振荡为主;后者则周期较长,最短周期仍为准2年振荡,最长周期为准10~11年振荡。以上结论为进一步研究华北夏季降水短期气候预测方法,提供了参考依据。

关键词:华北 夏季降水 奇异值分解 奇异交叉谱

引 言

大气与海洋通过海气交界面的相互作用耦合在一起,海洋向大气输送的感热和潜能是加热大气、驱动大气运动的主要能源。任一海域的海温异常及其产生的异常加热都会导致大气运动和季节天气的异常变化。由矩阵理论引入的奇异值分解方法(SVD),已经被证明是分析两要素场耦合型态的一种有效工具^[1],它能同时在时间和空间上考虑两个要素场的相互关系。北半球500 hPa高度场及北太平洋海温场的异常变化对我国汛期降水的关系已有不少文献介绍过^[2~7],特殊关注某一区域降水的研究也有所开展^[8~15]。近年来,吴洪宝将奇异值分解方法应用于我国东南部夏季干旱指数研究中^[16],并取得了一定成效。王澄海等用奇异值分解方法研究了中国西北春季降水与太平洋海温的相关特征^[17],客观地析离出同期和前期北太平洋海温场与我国西北地区春季降水的高相关区,分析两个场之间的相关关系。孙力等利用1951~2000年共50年的北半球500 hPa月平均高度距平场资料和奇异值分解技术^[18],重点对东亚地区季节间大气环流异常的相互关

* 2002-02-02 收到,2002-05-23 收到修改稿。

系进行了初步探讨,得到一些有意义的结论。丁裕国等提出了一种新的时频域相结合的奇异交叉谱分析方法(SCSA)^[19],这种谱分析方法可以弥补经典交叉谱分析的某些缺陷,更加适应气候诊断和预测的需要。相比之下,应用上述方法和用更为完备的资料,详细探讨华北夏季降水诊断分析的工作并不多见。本文利用奇异值分解(SVD)和奇异交叉谱(SCSA)分析方法,将华北夏季(6~8月)降水场分别与1月北半球500 hPa高度场、冬季(12~翌年2月)北太平洋海温场进行了诊断分析,得出奇异向量分布型及相互作用的耦合周期信号,为进一步研究华北夏季降水短期气候预测方法,提供了参考依据。

1 资料和方法

利用1965~2000年华北5省市及相邻省73个地面观测站逐月平均降水场及北半球500 hPa高度场、北太平洋海温场资料进行诊断分析与研究。

(1) 华北5省市及相邻省资料:该资料包括73个地面观测站的逐月平均降水量,范围是 $34^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{N}$, $110^{\circ} \sim 121^{\circ} \text{E}$ 。

(2) 北半球500 hPa高度场资料:该资料包括576个网格点逐月平均高度,范围是 $10^{\circ} \sim 85^{\circ} \text{N}$, $0^{\circ} \sim 180^{\circ} \sim 0^{\circ}$,分辨率为 $10^{\circ} \times 5^{\circ}$ 经纬度。

(3) 北太平洋海温场资料:该资料包括286个网格点逐月平均海温,范围是 $10^{\circ} \text{S} \sim 50^{\circ} \text{N}$, $120^{\circ} \text{E} \sim 180^{\circ} \sim 80^{\circ} \text{W}$,分辨率为 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 经纬度。

以上资料均经过中心化、标准化处理,在使用时可根据需要选取适当月份进行分析研究。关于奇异值分解方法(SVD)的原理,文献[1]和[2]中已有详细的叙述和推导。

关于SCSA的基本原理及诊断方法详见文献[16]。设有两个平稳零均值时间序列 $\{x_t\}, t=1, \dots, N_x; \{y_t\}, t=1, \dots, N_y$;分别称其为左右序列。对于任意的 m 和 $n < N_t$,若排列 $\{x_t\}$ 和 $\{y_t\}$ 为下列矩阵

$$X_{mN} = \begin{pmatrix} x_1 & x_2 & \cdots & x_N \\ x_2 & x_3 & \cdots & x_{N+1} \\ \vdots & & & \vdots \\ x_m & x_{m+1} & \cdots & x_{N_x} \end{pmatrix} \quad (1)$$

$$Y_{nN} = \begin{pmatrix} y_1 & y_2 & \cdots & y_N \\ y_2 & y_3 & \cdots & y_{N+1} \\ \vdots & & & \vdots \\ y_n & y_{n+1} & \cdots & y_{N_y} \end{pmatrix} \quad (2)$$

则 X 和 Y 矩阵分别是 $(m \times N)$ 和 $(n \times N)$ 阵,而其交叉协方差阵就是 $(m \times n)$ 的非方阵(若 $m = n$ 则为方阵)

$$\Sigma_{xy} = \langle XY' \rangle \quad (3)$$

这里“ $\langle \rangle$ ”为对 $t=1, \dots, N$ 求和取平均。对式(3)作奇异值分解(SVD),就有正交变换

$$L' \Sigma_{xy} G = \begin{pmatrix} \Lambda & 0 \\ 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (4)$$

在满足正交条件

$$LL' = I, GG' = I \quad (5)$$

时,可使两组线性组合序列

$$A_t = L'X \quad B_t = G'Y \quad (6)$$

的协方差极大化,即有

$$\text{cov}(A_t, B_t) = L' \Sigma_{xy} G = \max \quad (7)$$

其中

$$A_t = [a_1(t'), a_2(t'), \dots, a_p(t')] \quad (8)$$

$$B_t = [b_1(t'), b_2(t'), \dots, b_p(t')] \quad (9)$$

第 i 对奇异向量对应的波型信号所能表示的协方差部分占总协方差的百分率为

$$P = \sigma_i^2 / \sum_{j=1}^r \sigma_j^2 \quad (10)$$

若取前 H 对奇异向量所对应的波型信号,则能表示的原资料场的协方差百分比为

$$P = \sum_{i=1}^H \sigma_i^2 / \sum_{j=1}^r \sigma_j^2 \quad (11)$$

SCSA 的另一重要功能和描述方法就是按各显著耦合振荡分量重建原序列 $\{x_t\}$ 和 $\{y_t\}$ 的各分量序列,这一描述方法对于气候诊断与预测具有重要的实用价值。

2 降水场与北半球 500 hPa 高度场、北太平洋海温场奇异值分解

SVD 方法已经被证明是分析两要素场耦合型态的一种有效工具^[1],它能同时在时间和空间上考虑两个要素场的相互关系。因此,使用该方法来分析华北夏季降水场与北半球 500 hPa 高度、北太平洋海温场的耦合分布型。

2.1 华北夏季降水场与北半球 500hPa 高度场的耦合分布型

研究表明,全球大气环流的变化与异常在时间与空间上具有遥相关性。而大尺度天气系统的变化和异常会影响到其它地域的天气系统,从而造成降水带的变化和异常。从广义相关系数分析来看,前冬(1~2月)环流形势是我国夏季降水的一个重要影响因素,其大气环流形势与我国夏季降水具有较大相关^[7]。因此,使用华北 5 省市及相邻省 73 个地面观测站夏季(6~8月)总雨量定义的夏季降水场与前冬 1 月 500 hPa 高度场(576 格点)进行 SVD 分解,得到奇异值和左、右奇异向量,这两个向量分别对应于降水场和高度场的空间分布型。

表 1 华北夏季降水场与 1 月北半球 500 hPa 高度场的 SVD 结果

奇异向量	第 1 对	第 2 对	第 3 对	第 4 对	第 5 对	第 6 对
协方差百分比 (%)	21.8	17.9	11.4	9.8	5.9	4.6
相关系数	-0.73	0.72	-0.74	-0.72	0.78	-0.76
降水场方差百分比 (%)	29.8	17.1	12.6	8.5	4.3	4.1
高度场方差百分比 (%)	19.9	17.0	11.6	8.0	6.4	5.6

表 1 给出了华北夏季降水场与 1 月北半球 500 hPa 高度场前 6 对奇异向量协方差占

总方差的百分比、相关系数等指标。从表中看出,前 4 对空间分布型可以解释总方差的 60.9%,这说明前 4 对奇异向量能表示出降水与高度场耦合作用的大部分特征。因此,以下只分析前 4 对空间分布型的特征,而每一对奇异向量分别对应于夏季降水场和 1 月北半球 500 hPa 高度场的一种空间分布型。研究这 4 对奇异向量的对应关系,即可以较真实地反映夏季降水场与冬季 1 月北半球 500 hPa 高度场的对应关系和特征。

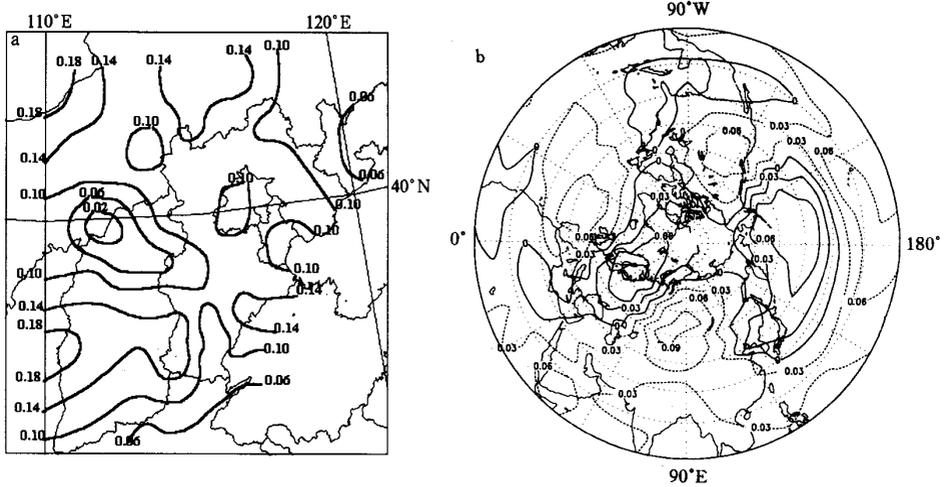


图 1 华北夏季降水场(a)与冬季 1 月北半球 500 hPa 高度场(b)奇异值分解的第 1 对空间分布型

图 1 为华北夏季降水场与冬季 1 月北半球 500 hPa 高度场奇异值分解的第 1 对空间分布型。从华北降水场奇异向量来看,可解释其原始场方差的 29.8%。从其空间分布型可以看出,华北全区域为正,这是全区域一致性分布型态。从北半球 1 月 500 hPa 高度场奇异向量来看,可解释其原始场方差的 19.9%。从其空间分布型可以看出,极区基本为正值区,亚洲中高纬度上空为负值区,从我国东北部一直到太平洋上空为大范围的正值区,正值中心位于阿留申群岛上空附近,北美洲西部为负值区,东部为正值区。另外,欧洲上空为正值区,20°N 以南的广大区域是负值区,该空间分布型与 PNA 遥相关型非常相似。

从第 2 对空间分布型(图略)可以看出,华北降水场空间分布是东北部为大范围的负值区,负值中心位于京津附近,中心值为 -0.15;其他地区为大范围的正值区,其正值中心位于河北省西南部与山西交界处,中心值为 0.15,这是东西分布型态。从 500 hPa 高度场的空间分布型中看出,极区基本为负值区,30°N 以南的广大区域是正值区,在亚洲大陆的西部穿过北极区到北美大陆西部和大西洋北部洋面上空分别为负值区。另外,欧亚大陆东部一直到太平洋中部和北美大陆中东部、欧洲大陆上空分别为正值区,呈明显的 3 波型。

从第 3 对空间分布型(图略)中看出,降水场分布为华北东中部、北部为大范围的正值区,而其他大部分地区均为负值区,这是东北西南分布型态。而高度场分布型为极地附近及偏向西半球的格陵兰范围内均为负值区,20°N 以南的大部分地区也为负值区,而中纬

度的大部分地区为正值区,其中有两个正值中心,一个位于东半球俄罗斯的东部上空,另一个位于西半球美国附近上空,呈明显的纬向分布型。

在第4对空间分布型(图略)中看出,降水场分布为华北中部为较大的正值区,正值中心位于河北省保定、石家庄附近,其余的大部分地区均为负值区,负值大值区分别位于华北的东北、西北、东南部。从高度场空间分布型中看出,极地附近为正值区,20°N以南的大部分地区也为正值区,在高纬度有3个正值区分别位于欧洲、鄂霍次克海、加拿大上空,在中国大陆经太平洋到美国附近上空为大范围负值区。

由此可见,华北夏季降水场全区域为正距平时与1月北半球500 hPa高度场PNA遥相关型关系非常明显,其中,主要与我国东北至日本海一带的500 hPa高度正距平和亚洲中高纬度地区的500 hPa高度负距平关系密切。

2.2 华北夏季降水场与北太平洋海温场的耦合分布型

由文献[2]可知,区域平均意义上,我国夏半年各月降水与同期北太平洋海温相关不明显,头年秋季海温与次年我国春末至盛夏降水存在显著相关关系。因此,利用SVD方法去揭示华北夏季降水场与冬季(12~翌年2月)北太平洋海温场之间的相互关系。主要使用华北5省市及相邻省73个地面观测站夏季(6~8月)总雨量定义的夏季降水和冬季(12~翌年2月)3个月的平均值定义的冬季北太平洋286个网格点海温场进行SVD分解,得到奇异值和左、右奇异向量,这两个向量分别对应于降水场和海温场的空间分布型。

表2 华北夏季降水场与冬季(12~翌年2月)北太平洋海温场的SVD结果

奇异向量	第1对	第2对	第3对	第4对	第5对	第6对
协方差百分比(%)	19.8	16.7	14.6	9.5	5.6	5.1
相关系数	0.68	-0.81	0.75	0.76	0.78	-0.76
降水场方差百分比(%)	29.7	16.1	13.9	9.5	5.9	4.6
海温场方差百分比(%)	20.3	16.0	10.6	8.7	5.4	4.6

表2给出了华北夏季降水场与冬季海温场前6对奇异向量协方差占总方差的百分比、相关系数等指标。从表中看出,前4对空间分布型可以解释总方差的60.6%,这说明前4对奇异向量能表示出降水与海温场耦合作用的大部分特征。因此,以下只分析前4对空间分布型特征,而每一对奇异向量分别对应于华北夏季降水和北太平洋海温场的一种空间分布型。研究这4对奇异向量的对应关系,即可以较真实地反映华北夏季降水场与冬季北太平洋海温场的对应关系和特征。

图2为华北夏季降水场与冬季北太平洋海温场奇异值分解的第1对空间分布型。其中降水对应的奇异向量场能解释其原始场方差的29.7%。该分布型表示华北全区域为正,正值中心在河北东北部,中心值为0.18,这是全区域一致性分布型态。海温对应的奇异向量场能解释其原始场方差的20.3%。该分布型表示北太平洋冬季海温为全区域海温偏低(负值),负中心在(10°N,150°W)附近,中心值为-0.12,这是北太平洋海温一致性分布型态。

第2对空间分布型(图略)降水场表示华北中部为正,而其他地区为负。海温场分布型表示赤道东太平洋海区海温偏高(正值),西北太平洋海区海温偏低(负值),这与厄尔尼诺年海温场分布相似。

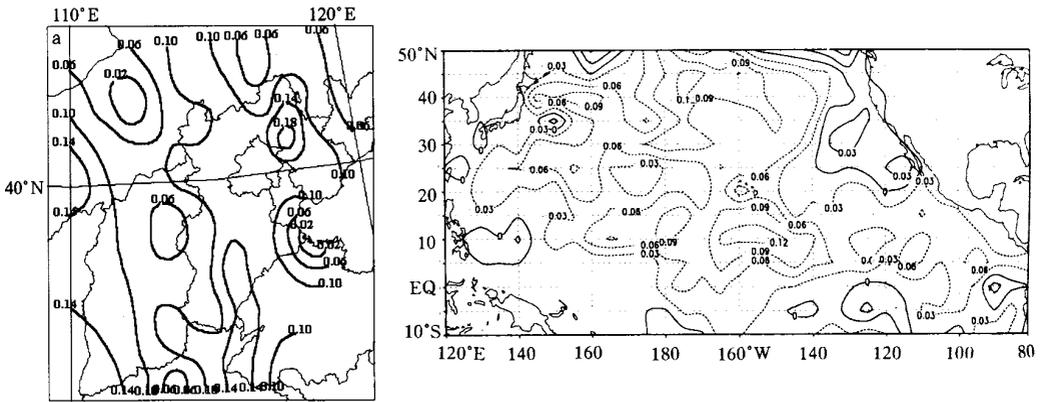


图 2 华北夏季降水场(a)与冬季北太平洋海温场(b)
奇异值分解的第 1 对空间分布型

第 3 对空间分布型(图略)表示华北夏季降水量分布东部为负,负中心在河北省东部附近,中心值为 - 0.15,西部为正。海温场分布型表示赤道东太平洋海区和西太平洋海区海温均偏高(正值),中心值分别为 0.12、0.15,其它海区海温偏低(负值)。

第 4 对空间分布型(图略)降水场表示华北中部为负,其他大部分地区为正。海温场分布型表示赤道东南太平洋海区海温偏低(负值),西北太平洋海区海温偏高(正值),中心值为 0.12,位于(35°~40°N,160°E~140°W)附近,此型海温分布与反厄尔尼诺年相似。

在前 4 对奇异向量分析中发现,ENSO 对华北夏季降水的影响确实存在,但华北夏季降水全区域为正距平时与冬季北太平洋 ENSO 关系并不明显,ENSO 只与华北夏季降水部分地区为正距平时关系明显,但又不是简单的一一对应关系,这种复杂的关系还有待于今后继续做深入细致的研究和探讨。

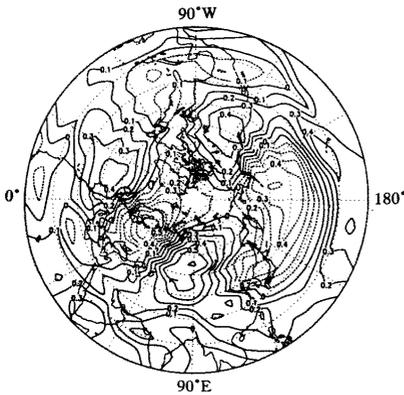
2.3 华北降水场与北半球 500 hPa 高度场、北太平洋海温场相互作用的关键区

由文献[2]可知:第 k 个模态异性相关系数分布型表示第 k 个左(右)场的展开系数所反映的右(左)气象场时间变化程度大小的分布,显著相关区则代表了两气象场相互影响的“关键区”。因此,将华北降水场与北半球 500 hPa 高度场、北太平洋海温场分别计算异性相关系数分布,就可以客观地确定华北降水场与高度场、海温场相互作用的关键区,其计算结果如下。

图 3 为华北降水场与北半球 500 hPa 高度场异性相关系数分布。由图可知异性相关的大值区位于 40°~60°N,70°~90°E 范围内,中心值高达 0.6,并且这一区域通过显著性检验,所以将这一区域定为降水场与高度场相互作用的关键区。

图 4 为华北降水场与北太平洋海温场异性相关系数分布。由图可知异性相关的大值区位于 25°~35°N,170°~140°W 范围内,中心值也高达 0.6,并且这一区域也通过显著性检验,所以将这一区域定为降水场与海温场相互作用的关键区。

由此进一步证明 SVD 分析方法是客观地诊断两气象场各种遥相关的有效工具之一,比以前用其它方法进行诊断分析要更加合理,因而在今后诊断分析与预报业务中将有广泛用途。



3 降水场与高度场相互作用的相关系数分布

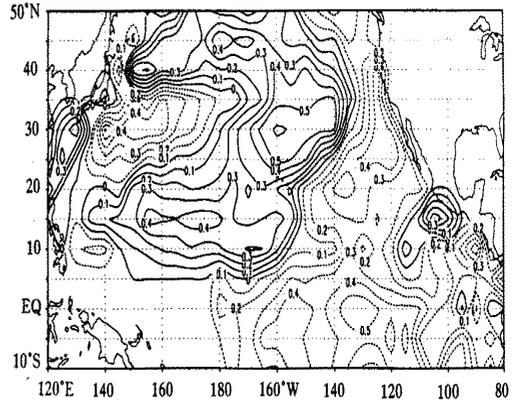


图4 降水场与海温场相互作用的相关系数分布

3 华北各型降水场与高度场、海温场相互作用的耦合周期信号分析

在气候系统内外部相互作用的物理机制尚未完全清楚的情况下,揭示系统内外各种因子中所蕴涵的不同时间尺度自振荡及其耦合振荡信号,正是气候诊断和预测研究的重要内容。经典的交叉谱分析是对两个时间序列从频域上考察其振荡信号的依赖工具,但是,这种建立于 Fourier 变换理论基础上的谱分析方法有一定的局限性。它所揭示的信息较为单一,对于弱耦合信号其分辨率较低,而对于各种耦合振荡的变动特征更不能作某种定量描述。丁裕国等提出的奇异交叉谱分析^[19](SCSA)则以频域耦合振荡信号分析为目标,通过时频域相结合的方式,准确识别两个时间序列之间的耦合振荡信号,是一种特别适合于研究两个时间序列耦合周期振荡行为的分析方法。

3.1 华北降水异常型态的区划

采用 REOF 方法对华北降水异常型态区划的结果表明,华北区全年降水的水平空间分布大致可分为 5 种类型(即 5 个降水区):华北中部型、华北南部型、华北西部型、华北北部型和华北东部型^[20]。其区划原则是根据 REOF 分析方法,在同一载荷向量场中,将载荷大于等于 0.5 且地理上连成一片的测站划分为同一个降水型,使同一型内各测站降水变化相似,不同型测站降水变化则要求有显著差异。测站划分为同一个降水变化型。个别测站按上述原则可能同时归于两个或以上相邻降水变

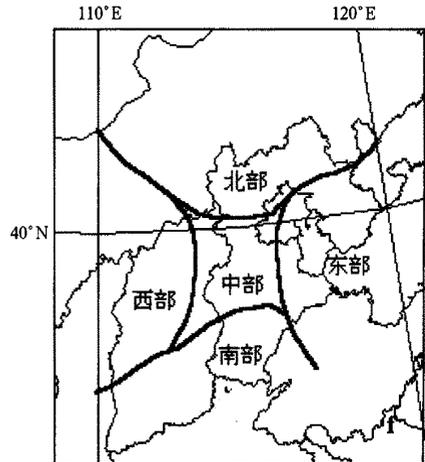


图5 华北区域年降水主要空间分布型

化型,对这些测站,按其在与这些相邻气候变化型对应的载荷向量场的载荷大小,将其归于载荷最大的区域。这样在同一型内各站平均降水具有相似的变化特征,具体分区结果见图 5。由图 5 可知,华北区域年降水主要划分为 5 个(型)区,分别为华北中部型、华北南部型、华北西部型、华北北部型和华北东部型。

3.2 耦合振荡周期信号的识别

由文献[19]可知,具体考虑两个实值时间序列 $\{x_t\}$ 和 $\{y_t\}$ ($t=1, \dots, N_T$) 的耦合振荡,其 SCSA 步骤如下:

(1) 由式(1)至(9),对两序列作 SVD 运算,求得对应于参数 m 、 n 和 N 的组合序列 $\{a_h(t'), b_h(t')\}$;

(2) 计算每一对 $\{a_h(t'), b_h(t')\}$ 的同步相关系数 r_{ab} 及后延相关系数 $r_{ab}(\tau)$, $h=1, \dots, p$, $\tau=1, \dots, N-t'$ 。若有显著耦合振荡信号 ω_h 存在,则 $r_{ab} = \max$, 而 $r_{ab}(\tau) = 0$ 所对应的 $\tau = T_h/4$;

(3) 根据相应的 r_{ab} 极大值和 $r_{ab}(\tau)$ 是否接近于零,即可判定优势耦合振荡周期信号的周期 $T_h = 4\tau$ 。

值得指出的是,由于样本序列的抽样随机性及奇异谱值所代表的耦合振荡信号的强度大小,一般可考察那些奇异交叉谱值 q_h 较大的各对组合序列 $\{a_h(t'), b_h(t')\}$ 之间的后延相关系数是否接近于零值,即可准确估计出耦合振荡周期长度 $T_h = 4\tau$ 。

3.3 华北各型降水场与高度场关键区相互作用的耦合周期分析

通过 SVD 方法计算异性相关系数分布,分别找出了华北降水场与北半球 500 hPa 高度场、北太平洋海温场相互作用的关键区。分析华北各型降水与高度场、海温场关键区相互作用的耦合周期信号,对于深入了解它们相互作用的机制是有益的。

以华北各型内所有站点降水为资料,先按月求各站的月平均降水,然后再求各型的区域平均值,建立各型长度为 432 个月的降水时间序列,作为左序列,记为 $\{x_t\}$;用同期北半球 500 hPa 高度场关键区 ($40^\circ \sim 60^\circ \text{N}, 70^\circ \sim 90^\circ \text{E}$) 内所有网格点月平均位势高度资料,再求区域平均,也建立长度为 432 个月的时间序列,作为右序列,记为 $\{y_t\}$ 。 $\{x_t\}$ 、 $\{y_t\}$ 分别代表华北各型降水及高度场关键区的状况。

首先对两序列分别作标准化预处理,以消除年周期及长期趋势。取参数 $m = n$ 进行各种不同的 m (又称嵌套维数) 值的 SCSA 试验。结果表明,SCSA 识别出的耦合振荡周期始终稳定于某些 m 值域内,其周期长度不变。本文选择 $m = 110$ 为最大后延,根据序列准周期信号的识别方法,可以从各型的前 6 项特征向量中分别提取 3 种显著周期振荡信号,结果列于表 3 中。

表 3 SCSA 方法计算耦合周期结果分析 ($m = 110$)

奇异向量	月					
	第 1 对	第 2 对	第 3 对	第 4 对	第 5 对	第 6 对
华北中部型周期	90	90	40	36	24	24
华北南部型周期	24	24	60	70	40	36
华北西部型周期	70	60	36	36	24	24
华北北部型周期	90	90	36	36	24	24
华北东部型周期	90	90	36	36	24	24

表 4 SCSA 方法计算方差贡献结果分析 ($m=110$)

奇异向量	第 1 对	第 2 对	第 3 对	第 4 对	第 5 对	第 6 对	总和
华北中部型方差贡献	18.5	16.9	13.9	11.7	8.9	6.8	76.7
华北南部型方差贡献	17.9	16.7	14.8	12.1	9.2	6.9	77.6
华北西部型方差贡献	17.7	15.9	13.8	11.9	8.1	7.4	74.8
华北北部型方差贡献	16.9	15.1	13.9	11.4	7.9	6.5	71.7
华北东部型方差贡献	18.1	16.2	14.2	12.3	9.1	7.2	77.1

表 3、4 给出了华北各型降水场和高度场关键区经过奇异交叉谱分解的前 6 对特征向量及方差贡献。这 6 对特征向量表征了这两者相互作用中的几个最主要周期模态。它们的总拟合率分别为:华北中部型 76.7%;华北南部型 77.6%;华北西部型 74.8%;华北北部型 71.7%;华北东部型 77.1%。因此,各型用前 6 项特征向量所蕴含的周期信号已经能很好地表示出各型的主要周期振荡模态。

如表 3、4 所示,这 6 对特征向量分别代表着几种不同的周期振荡模态。不同的型其周期振荡模态也有差异。中部型这 6 对特征向量分别代表着 3 种周期振荡模态,其中第 1、2 特征向量表示了 90 个月周期振荡模,它们占总方差的 18.5%和 16.9%。第 3、4 特征向量表示了 36~40 个月的周期振荡模,它们占总方差的 13.9%和 11.7%。第 5、6 特征向量表示了 24 个月的周期振荡模,它们占总方差的 8.9%和 6.8%。

南部型这 6 对特征向量也分别代表着 3 种周期振荡模态,其中第 1、2 特征向量表示了 24 个月周期振荡模,它们占总方差的 17.9%和 16.7%。第 3、4 特征向量表示了 60~70 个月的周期振荡模,它们占总方差的 14.8%和 12.1%。第 5、6 特征向量表示了 36~40 个月的周期振荡模,它们占总方差的 9.2%和 6.9%。

西部型这 6 对特征向量也同样代表着 3 种周期振荡模态,其中第 1、2 特征向量表示了 60~70 个月周期振荡模,它们占总方差的 17.7%和 15.9%。第 3、4 特征向量表示了 36 个月的周期振荡模,它们占总方差的 13.8%和 11.9%。第 5、6 特征向量表示了 24 个月的周期振荡模,它们占总方差的 8.1%和 7.4%。

北部型这 6 对特征向量同样代表着 3 种周期振荡模态,其中第 1、2 特征向量表示了 90 个月周期振荡模,它们占总方差的 16.9%和 15.1%。第 3、4 特征向量表示了 36 个月的周期振荡模,它们占总方差的 13.9%和 11.4%。第 5、6 特征向量表示了 24 个月的周期振荡模,它们占总方差的 7.9%和 6.5%。

东部型这 6 对特征向量代表的周期振荡模态和北部型相同。

由上面分析得出,华北中部型、北部型、东部型蕴含的 3 个最显著周期是准 7 年、准 3 年和准 2 年振荡。华北南部型蕴含的 3 个最显著周期是准 2 年、准 5~6 年和准 3 年振荡。华北西部型蕴含的 3 个最显著周期是准 5~6 年、准 3 年和准 2 年振荡。其中大部分型是从长周期到短周期排列,只有南部型例外,是从短周期到长周期排列。

3.4 华北各型降水场与海温场关键区相互作用的耦合周期分析

同样,以华北各型内所有站点降水为资料,先按月求各站的月平均降水,然后再求各型的区域平均值,建立各型长度为 432 个月的降水时间序列,作为左序列,记为 $\{x_i\}$;用同期北太平洋海温场关键区($25^{\circ} \sim 35^{\circ} \text{N}$, $170^{\circ} \sim 140^{\circ} \text{W}$)内所有网格点 SST 月平均值资料,

再求区域平均,也建立长度为 432 个月的时间序列,作为右序列,记为 $\{y_t\}$ 。 $\{x_t\}$ 、 $\{y_t\}$ 分别代表华北各型降水及海温场关键区的状况。

首先对两序列进行标准化预处理,以消除年周期及长期趋势。取参数 $m = n$ 进行各种不同的 m (又称嵌套维数)值的 SCSA 试验。结果表明,SCSA 识别出的耦合振荡周期也始终稳定于某些 m 值域内,其周期长度不变。文中选择 $m = 110$ 为最大后延,根据准周期信号的识别方法,可以从各型的前 6 项特征向量中分别提取 3 种显著周期振荡信号,结果列于表 5 中。

表 5 SCSA 方法计算耦合周期结果分析 ($m = 110$)

奇异向量	第 1 对	第 2 对	第 3 对	第 4 对	第 5 对	第 6 对	月
华北中部型周期	130	120	70	60	36	36	
华北南部型周期	90	90	68	60	24	24	
华北西部型周期	90	90	24	24	36	36	
华北北部型周期	60	50	90	80	36	36	
华北东部型周期	60	50	90	80	36	36	

表 6 SCSA 方法计算方差贡献结果分析 ($m = 110$)

奇异向量	第 1 对	第 2 对	第 3 对	第 4 对	第 5 对	第 6 对	总和	%
华北中部型方差贡献	20.5	17.6	15.3	12.7	9.9	6.7	82.7	
华北南部型方差贡献	21.7	18.3	16.8	13.1	10.3	7.9	88.1	
华北西部型方差贡献	19.8	17.1	15.8	12.8	9.1	6.4	81.0	
华北北部型方差贡献	18.9	16.9	14.9	12.8	8.9	6.7	79.1	
华北东部型方差贡献	20.9	17.9	15.6	13.3	10.1	7.4	85.2	

表 5 给出了华北各型降水场和海温场关键区经过奇异交叉谱分解的前 6 对特征向量及其主周期信号。它们表征了两者相互作用中的几个最主要耦合周期模态。由表 6 可见,其总拟合率分别为:华北中部型 82.7%;华北南部型 88.1%;华北西部型 81.0%;华北北部型 79.1%;华北东部型 85.2%。因此,用前 6 个周期信号已经能很好地表示出各型的主要周期振荡模态。从中看出各型的总拟合率均高于降水场和高度场关键区经过奇异交叉谱分解的结果。

从表 5 可见,这 6 对不同的周期振荡模态各有差异。中部型这 6 对特征向量分别代表着 3 种周期振荡模态,其中第 1、2 特征向量表示了 120~130 个月周期振荡模,它们占总方差的 20.5%和 17.6%。第 3、4 特征向量表示了 60~70 个月的周期振荡模,它们占总方差的 15.3%和 12.7%。第 5、6 特征向量表示了 36 个月的周期振荡模,它们占总方差的 9.9%和 6.7%。

南部型这 6 对特征向量也分别代表着 3 种周期振荡模态,其中第 1、2 特征向量表示了 90 个月周期振荡模,它们占总方差的 21.7%和 18.3%。第 3、4 特征向量表示了 60~68 个月的周期振荡模,它们占总方差的 16.8%和 13.1%。第 5、6 特征向量表示了 24 个月的周期振荡模,它们占总方差的 10.3%和 7.9%。

西部型这 6 对特征向量也同样代表着 3 种周期振荡模态,其中第 1、2 特征向量表示了 90 个月周期振荡模,它们占总方差的 19.8%和 17.1%。第 3、4 特征向量表示了 24 个月的周期振荡模,它们占总方差的 15.8%和 12.8%。第 5、6 特征向量表示了 36 个月的

周期振荡模,它们占总方差的9.1%和6.4%。

北部型这6对特征向量同样代表着3种周期振荡模态,其中第1、2特征向量表示了50~60个月周期振荡模,它们占总方差的18.9%和16.9%。第3、4特征向量表示了80~90个月的周期振荡模,它们占总方差的14.9%和12.8%。第5、6特征向量表示了24个月的周期振荡模,它们占总方差的8.9%和6.7%。

东部型这6对特征向量代表的周期振荡模态和北部型相同。

综上所述,各型蕴含的几个最显著周期中,最短的是准2年振荡,最长是准10~11年振荡,其中还有准3年、准4~5年、准5~6年和准7年振荡。与降水场和高度场关键区耦合周期比较,其周期振荡模态较多,且周期长度较长。

4 结 论

(1) 用SVD方法,通过同性相关系数分布,分析了华北夏季降水与1月北半球500 hPa高度、冬季北太平洋海温耦合场之间的关系,分别得出4对相互匹配的空间典型分布型。在对前4对奇异向量的分析中发现,华北夏季降水全区域为正距平时与1月北半球500 hPa高度场PNA遥相关型关系非常密切。另外,ENSO对华北夏季降水的影响确实存在,但华北夏季降水全区域为正距平时与冬季北太平洋ENSO关系并不明显。

(2) 用SVD方法,通过异性相关系数分布,找出了华北降水与北半球500 hPa高度、北太平洋海温场相互作用的关键区。并且进一步证明该方法简便、定量、客观。

(3) 用SCSA方法分析出华北各型降水与高度场、海温场关键区相互作用的耦合周期。前者以准7年、准3年和准2年振荡或准5~6年、准3年和准2年振荡为主;后者则周期较长,最短周期仍为准2年振荡,最长周期为准10~11年振荡,其中还有准3年、准4~5年、准5~6年和准7年振荡,与高度场相比要复杂得多。

参 考 文 献

- 1 丁裕国,江志红.SVD方法在气象场诊断分析中的普适性.气象学报,1996,54(3):365~371.
- 2 江志红,丁裕国.我国夏半年降水距平与北太平洋海温异常的奇异值分解法分析.热带气象学报,1995,11(2):133~141.
- 3 黄荣辉.引起我国夏季旱涝的东亚大气环流异常遥相关及物理机制的研究.大气科学,1990,14(1):108~117.
- 4 陈烈庭.东太平洋地区海水温度异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响.大气科学,1977,1(1):1~12.
- 5 陈菊英.中国旱涝分析与长期预报研究.北京:农业出版社,1991.
- 6 严华生,陈兴芳,谢应齐,等.中国近百年雨量与大气环流因子的关系.热带气象学报,1998,14(3):251~257.
- 7 据建华,邓崧,陈兴芳,等.冬春500 hPa高度场与中国夏季降雨场的场相关分析.热带气象学报,1999,15(2):154~161.
- 8 谢炯光,秦冰冰,王静渊.奇异值分解方法在季降水预测中的应用.气象学报,1997,55(1):334~339.
- 9 李麦村,吴仪芳,黄嘉佑.中国东部季风降水与赤道东太平洋海温的关系.大气科学,1987,11(2):365~372.
- 10 罗绍华,金祖辉.南海海温变化与初夏西太平洋副高活动及长江中下游汛期降水关系的分析.大气科学,1986,10(3):409~418.
- 11 罗绍华,金祖辉.印度洋和南海海温对长江中下游夏季降水的相关分析.大气科学,1985,9(3):336~342.
- 12 金祖辉,罗绍华.长江中下游梅雨期旱涝与南海海温异常关系的初步分析.气象学报,1985,44(3):368~372.

- 13 陈烈庭,吴广仁.太平洋各区海温异常对中国东部夏季雨带类型的共同影响.大气科学,1998,5(4):718~726.
- 14 陈晓光,朱乾根,徐祥德.河套华北地区旱涝前期的环流异常和遥相关机制.南京气象学院学报,1993,16(4):392~398.
- 15 滕莺,朱乾根.影响中国东部夏季降水的前期海温关键区.南京气象学院学报,2000,23(1):55~62.
- 16 吴洪宝.我国东南部夏季干旱指数研究.应用气象学报,2000,11(2):137~144.
- 17 王澄海,王式功,杨德保.中国西北春季降水与太平洋海温的相关特征.应用气象学报,2001,12(3):383~384.
- 18 孙力,安刚.东亚地区春冬季与夏季大气环流异常相互关系的研究.应用气象学报,2002,13(6):650~661.
- 19 丁裕国,江志红,施能,等.奇异交叉谱分析及其在气候诊断中的应用.大气科学,1999,23(1):91~100.
- 20 尤凤春,丁裕国,周煜,等.中国华北地区降水异常型态诊断及气候预测试验研究.气象学报(英文版),2003,待发表.

APPLICABILITY OF SINGULAR VALUE DECOMPOSITION AND SINGULAR CROSS SPECTRUM TO DIAGNOSE OF RAINFALL IN NORTH CHINA

You Fengchun¹⁾ Ding Yuguo²⁾ Zhou Yu³⁾ Shi Yinshan¹⁾

¹⁾ (Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021)

²⁾ (Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

³⁾ (China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract

Based on the monthly mean precipitation data of 1965 - 2000 from 73 meteorological stations in North China, the diagnostic analyses of the January Northern Hemisphere 500 hPa height field and the winter Northern Pacific Ocean sea surface temperature (SST) field associated with summer precipitation over North China are made by singular value decomposition (SVD) and singular cross spectrum analysis (SCSA) methods. The results show that there is a close PNA teleconnection pattern between 500 hPa height field and summer North China precipitation when the summer precipitation anomaly is positive. ENSO has a definite impact on summer North China precipitation, but there is not notable relation between summer precipitation and winter ENSO in the Northern Pacific Ocean when the precipitation anomaly is positive. The key regions of interaction between North China precipitation and Northern Hemisphere 500 hPa height field and that between precipitation and SST are further found. For the interaction between North China precipitation and 500 hPa height field, the dominated coupled oscillation periods are quasi-two years and quasi-seven years. For the interaction between North China precipitation and SST, the periods are longer—the shortest is the quasi-2-year oscillation and the longest is 10- or 11-year oscillation.

Key words: North China Summer precipitation Singular value decomposition Singular cross-spectrum