

我国夏季雨带分布类型的集成估算模型*

魏凤英**

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

摘要 定义了客观、定量表征我国 1951—2005 年夏季 3 种雨带类型变化的指数, 分析了它们的年代际和年际尺度的变化特征, 在此基础上提出了建立雨带类型估算模型的新方法. 利用估算模型分析了大气、海洋等诸多因子对雨带类型不同尺度变化的作用, 并检验了估算效果. 结果表明, 3 种雨带类型变化是由显著的年代际和年际尺度变化叠加而成的, 其中年际变化主要受 El Niño/La Niña 事件、东亚夏季风和西太平洋副热带高压脊线位置的影响, 而年代际变化主要受到 PDO, AO, ENSO, Niño3 区海温和夏季风的年代际变化的控制. 雨带类型集成估算模型的估算结果表明, 文中提出的分尺度估算然后再做集成的估算方法, 估算准确率比不进行尺度分离有了明显提高.

关键词 雨带类型 年际变化 年代际变化 集成 估算模型

我国夏季主要雨带的分布是短期气候预测的重要内容之一. 正常情况下, 夏季雨带从华南逐渐向华北推进, 降水分布应是东南向西北递减. 但是, 受到多种因素的复杂影响, 雨带推进的速度加快或长时间滞留在某区域, 导致形成差异很大的雨带分布类型. 国家气候中心气候预测室根据我国夏季多雨带区的南北位置分布, 将 1951 年以来的中国东部夏季降水的分布特征概括划分为 3 种主要雨带类型^[1], 即 I 型多雨带区位于北方, II 型多雨带区位于黄河至长江之间, III 型多雨带区位于长江及其以南地区. 这 3 类雨带类型不仅概括了我国夏季降水的主要分布特征, 而且环流成因比较明确^[2], 因此在业务预测和气候研究中得到广泛应用.

对于夏季雨带分布类型的年际变化特征及其成因, 文献[1, 2]从环流、海洋、太阳活动等方面进行了分析和综合, 寻找到一些对雨带位置有影响的因子. 最近一些学者又对多雨带类型的划分及其预测进行了进一步的研究^[3,4]. 但目前还没有对 3 类雨带类型给出一个定量的表达形式, 这样就给雨带

类型的年代际和年际变化特征及其成因的研究和定量估算带来一定困难. 本文首先定义出客观、定量表征我国夏季 3 类雨带类型变化的指数, 分析了它们的年代际和年际尺度的变化特征, 在此基础上提出了建立雨带类型集成估算模型的新方法.

1 资料

本文使用了降水量和预测因子两种资料.

1.1 降水量

国家气候中心气候预测室提供的 1951—2005 年 6—8 月全国 160 站降水量, 依据逐年降水量和多年平均计算出各站的降水量距平百分率.

1.2 物理因子

在建立我国夏季雨带类型估算模型时, 选取已有研究工作证明对我国夏季降水有显著影响的 8 个物理因子, 它们分别是:

x_1 : 太平洋年代际振荡 (Pacific Decadal Oscillation, PDO) 指数^[5], PDO 是一种具有较长生命史

2006-08-21 收稿, 2006-10-13 收修改稿

* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 90502003, 40575057, 4275020)

** E-mail: weify@cma.cma.gov.cn

的太平洋气候变率, PDO为暖位相时, 热带中东太平洋海温异常暖, 北太平洋海温异常冷, PDO为冷位相时, 海温分布相反. PDO对太平洋地区的气候有显著影响^[6], 同时对年际变率也起到重要调制作用^[7].

x_2 : 北极涛动(Arctic Oscillation, AO)指数, AO是北半球中纬度与高纬度大气环流特征变化的一种环状模态, 这种特定模态对北半球区域及我国的气候有着显著影响^[8-10].

x_3 : 根据热带太平洋地区6个变量综合定义的多变量 ENSO 指数(Multivariate ENSO Index, MEI), 6个变量分别是: 海平面气压、地面风的U和V分量、海表温度、地表气温和总云量比. MEI较客观地表示了El Niño/南方涛动海-气耦合现象^[11].

x_4 : Niño3区海温指数, 它是用赤道太平洋中部 $5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$, $150^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$ 范围的平均海表温度定义的, Niño3区的El Niño信号最突出^[12].

以上4个因子均来自美国国家海洋大气局气候诊断中心.

x_5 : 东亚季风强度指数, 它是利用 $10^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}$ 的 110°E 与 160°E 两者海平面气压之差定义的^[13]. 夏季风的强弱及其与其他环流系统的相互作用对我国夏季雨带的分布有着极其重要的影响^[14-16].

x_6 : 西太平洋副热带高压强度指数, 它是用500 hPa 588 dagpm 网格点平均高度值编码之和定义的^[1], 西太平洋副热带高压的强弱变化对我国夏季旱涝有重要影响^[17].

x_7 : 西太平洋副热带高压脊线指数, 它是由 $110^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{E}$ 范围内的副热带高压体与间隔 5° 的9条经线交点的平均纬度值定义的^[1], 西太平洋副热带高压脊线位置的进退变化直接影响着我国夏季多雨带的位置^[18].

x_8 : 青藏高原位势高度强度指数, 它是用 $25^{\circ}\text{N}-35^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}-100^{\circ}\text{E}$ 范围格点500 hPa高度值减去500 dagpm的累积值定义的^[19], 青藏高原是全球最强的热源, 其强弱变化对我国的气候变化有重要作用^[20].

x_5-x_8 4个因子均是由国家气候中心气候预测室提供.

2 我国夏季雨带类型的表征形式及其不同尺度变化特征

为方便起见, 我们将国家气候中心气候预测室概括的我国夏季3种雨带类型记作I型, II型和III型. 在1951—2005年间, I型有19年, II型有17年, III型有19年, 具体年份见表1.

表1 1951—2005年我国夏季雨带类型

雨带类型	年 份									
	1953	1958	1959	1960	1961	1964	1966	1967	1973	1976
I 型	1953	1958	1959	1960	1961	1964	1966	1967	1973	1976
	1977	1978	1981	1985	1988	1992	1994	1995	2004	
II 型	1956	1957	1962	1963	1965	1971	1972	1975	1979	1982
	1984	1989	1990	1991	2000	2003	2005			
	1951	1952	1954	1955	1968	1969	1970	1974	1980	1983
III 型	1986	1987	1993	1996	1997	1998	1999	2001	2002	

根据表1绘制出3种雨带类型对应年份的6—8月降水量距平百分率的合成图(见图1), 合成图清晰地显示出3种雨带类型的降水分布特征. I型(图1(a))的分布特征是: 主要多雨区位于黄河流域及其以北地区, 江淮流域大范围少雨, 华南地区也存在一个多雨区. II型(图1(b))的分布特征是: 主要多雨区位于黄河至长江之间, 雨带中心在淮河流域一带, 黄河以北和长江以南的大部分地区以少雨为

主. III型(图1(c))的分布特征是: 主要多雨带位于长江沿岸及其以南地区, 淮河以北的大部分地区及东南沿海地区为少雨.

将合成出的3种雨带类型所对应的160站夏季降水量距平百分率数值视为具有160个样本的变量, 分别计算这3个变量与1951—2005年逐年160站夏季降水量距平百分率场的相关系数. 这一过程相当于计算160个样本的3个变量与55个变量场的

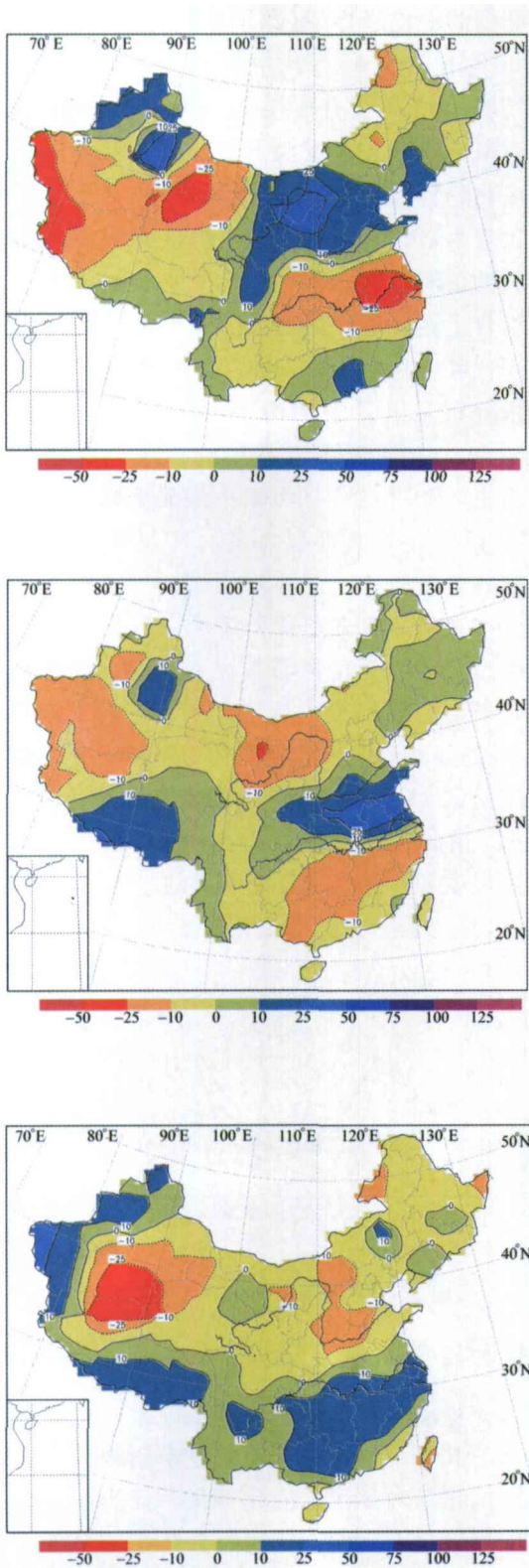


图 1 我国夏季 3 种主要雨带类型分布图
(a) I 型; (b) II 型; (c) III 型

相关系数. 用它们作为表征 3 种雨带类型随时间变化的指数(图 2 中柱形图). 由于这里样本量为 160, 因此指数大于 0.16 就表明超过了 0.05 的显著性水平. 我们以 +0.16 为标准界值(图 2 中的直虚线), 如果某年的指数超过这一界值就判定该年夏季降水分布属于这类雨带类型, 正指数越大, 表明该年具备这类雨带的分布特征越明显. 指数小于标准界值或是负值, 表明该年较少具备或不具备这类雨带的分布特征.

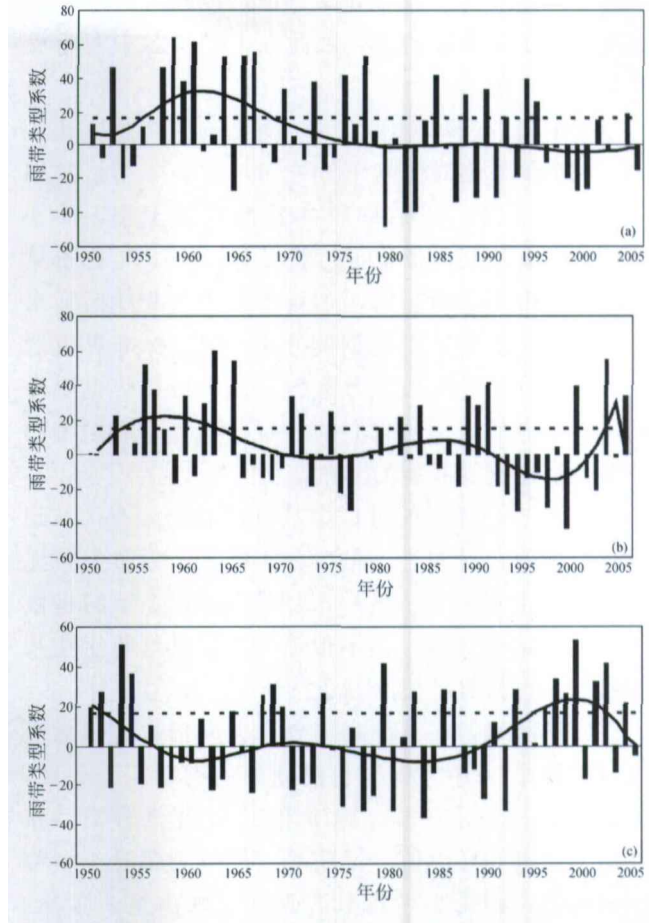


图 2 3 种雨带类型指数的变化

其中柱形为雨带类型指数, 光滑曲线为 3 次样条函数拟合,
直虚线为 0.05 显著性水平
(a) I 型; (b) II 型; (c) III 型

由图 2(a)可以看出, 在 1951—2005 年间的 I 型指数中有 19 a 超过了标准界值, 对照表 1 列出的 I 型对应的年份可知, 有 17 a 与国家气候中心预测室目测划分的 I 型一致, 只有 1977 和 1981 年目测定为 I 型, 而 I 型指数没有达到界值标准. 查看这

两年的降水距平百分率分布图发现, 1977年夏季中国东部有多处降水偏多区域, 1981年则东部大范围降水偏少, 降水分布类型不明显. 与目测不一致而指数超过标准界值的2a是1970和1990年. 查看这2a夏季降水距平百分率分布图发现, 1970年除长江流域及其以南地区降水偏多外, 北方的黄河上、中游地区降水亦存在一个明显多雨区, 另外东北南部的降水也偏多, 也就是说, 1970年不仅具有Ⅲ型雨带分布特征, 同时也具有显著的Ⅰ型特征. 1990年的降水分布确实具有Ⅱ型特征, 但同时黄河以北地区的降水也非常明显, 因此在Ⅰ型指数中有所反映是很正常的.

Ⅱ型指数(图2(b))有18a超过标准界值, 比较表1列出的Ⅱ型对应的年份可知, 有16a与目测划分的Ⅱ型一致, 仅有1979年目测定为Ⅰ型, 而Ⅱ型指数没有达到界值标准. 事实上, 1979年夏季黄河以南的多雨区明显偏西, 且华北的西北地区降水显著偏多, 确实不是典型的Ⅱ型. 超过标准界值的1953和1960年目测定为Ⅰ型, 且Ⅰ型指数也明显超过标准界值, 说明它们的分布既具有Ⅰ型雨带的分布特征也具有Ⅱ型的分布特征.

从图2(c)显示的Ⅲ型指数可以看出, 有21a超过标准界值, 目测定出的19aⅢ型降水分布类型无一遗漏地包括其中. 另外, 1965和2004年的指数也超过了标准界值, 但不很显著. 说明这两年在某些程度上也具有Ⅲ型的分布特征.

归纳起来, 在3种降水分布类型指数超过标准界值年份中共有52a与目测划分的类型完全一致, 一致率为95%. 1977, 1979和1981年3种类型指数均未超过标准界值, 说明将它们划为哪种类型都不够典型, 雨带类型指数客观地反映出这一事实. 由此可见, 本文确定的雨带类型指数可以将绝大部分目测划分的类型特征反映出来, 且对于同时具有两种雨带类型分布特征的年份也能定量地表征出来. 因此, 这套雨带类型指数可以作为客观、定量表征我国夏季雨带类型特征的指标.

图2中的光滑曲线是经过3次样条函数拟合的雨带类型指数, 它们代表了3种雨带类型的年代际变化趋势. 由图2(a)中的光滑曲线可以看出, Ⅰ型在20世纪50年代末至60年代末比较明显, 而从70年代中期以后直至现在Ⅰ型一直处在较弱的趋

势. Ⅱ型的变化趋势(图2(b)中的光滑曲线)是: 20世纪50年代初至60年代中期比较突出, 70年代初开始转弱, 80年代有所增强, 90年代又处于非常弱的时期, 21世纪初Ⅱ型开始显露出增强趋势. Ⅲ型的变化趋势(图2(c)中的光滑曲线)与Ⅰ, Ⅱ型的差别比较大, 20世纪50年代初Ⅲ型明显, 之后进入较长的偏弱时期. 90年代Ⅲ型处于强盛期.

综合上述分析可见, 我国夏季雨带类型具有显著的年代际变化特征, 20世纪50年代中期以前我国降水分布是以Ⅲ型的南方型和Ⅱ型的中间型为主, 50年代中期至70年代中期以Ⅰ型的北方型和Ⅱ型为主, 70年代中期以来Ⅰ型显著减弱, 而整个90年代则以显著的Ⅲ型为主, 21世纪初Ⅱ型显露出增强趋势.

从图2中的直方图我们还可以看到, 我国夏季雨带类型的年际变化也非常突出. 图3给出的是3种雨带类型指数的最大熵谱. Ⅰ型变化具有7.71a和3.0a的显著周期, Ⅱ型变化与Ⅰ型十分相似, 显著周期是7.71a和3.6a, Ⅲ型变化只有3.0a的显著周期. 由此可见, 我国夏季雨带类型的变化是由年代际尺度和年际尺度叠加而成的.

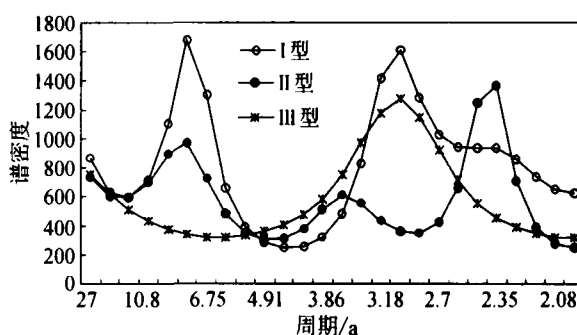


图3 3种雨带类型指数的最大熵谱

3 我国夏季雨带分布类型的集成估算模型

本文提出一种描述我国夏季雨带分布类型的估算模型, 其基本思想是: 我国夏季雨带分布类型具有显著的年际和年代际变化特征, 而影响两种尺度变化的因素是不同的, 年代际变化主要是外强迫作用, 年际变化则更多地受到海-气相互作用的影响. 在建立雨型估算模型时, 将受不同因素影响的不同尺度变化分别建立雨型估算模型, 可能会得到效果更好的估算结果. 将3种雨带分布类型指数及其影

响因子的统计关系表示为

$$P_k = P_{ak}(x_{ai}) + P_{dk}(x_{di}) + e \quad (1)$$

其中 P_k 为待估算雨型指数, $k=1, 2, 3$; P_{ak} 为雨型指数的年际尺度变化分量, x_{ai} 为影响雨型年际变化的年际尺度因子, $i=1, 2, \dots, 8$; P_{dk} 为雨型指数的年代际尺度变化分量, x_{di} 为影响雨型年代际变化的年代际尺度因子, $i=1, 2, \dots, 8$; e 为随机噪声.

首先使用 3 次样条函数拟合的方法将 3 种雨型指数和物理因子的年际和年代际尺度分量进行分离, 然后分别建立雨型年际尺度分量和年代际分量的估算模型

$$P_{ak} = \beta_0 + \beta_1 x_{a1} + \beta_2 x_{a2} + \dots + \beta_8 x_{a8} \quad (2)$$

$$P_{dk} = \beta_0 + \beta_1 x_{d1} + \beta_2 x_{d2} + \dots + \beta_8 x_{d8} \quad (3)$$

其中 $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_8$ 为待估计的回归系数. 使用特征根条件数方法检验证明^[3], PDO, AO, ENSO 等 8 个物理因子相互之间不存在复共线性, 即它们之间不存在明显的线性关系. 这样就可以利用逐步筛选的方式估计出(2)和(3)式的回归系数. 将(2)和(3)式逐年估算结果代入(1)式, 即可得到逐年雨带类型指数的估算结果.

通过逐步筛选出的因子与雨带类型指数的配置, 不仅可以对雨带类型指数的年际变化和年代际变化进行估算, 还可以解释各因子对我国夏季雨带类型气候转变或异常变化的影响程度.

表 2 列出的是筛选出的 3 种雨带类型年际变化估算模型的回归系数. 从表 2 可以看出, 在 I 型的

年际变化模型中引入的因子是: ENSO 指数 x_{a3} , Niño3 区的海表温度 x_{a4} 和西太平洋副热带高压脊线位置 x_{a7} , 其中 x_{a3} 和 x_{a7} 的回归系数的符号是正的, x_{a4} 是负的. 这表明, 这 3 个因子的年际变化对 I 型的年际变化影响显著, 当南方涛动偏强、Niño3 区的海表温度出现冷位相, 即出现典型 La Niña 事件时, 同时西太平洋副热带高压位置偏北时, 我国夏季主要多雨带位于黄河流域及其以北地区, 江淮流域则降水偏少. II 型的年际变化估算模型也引入 3 个因子, 它们是 ENSO 指数 x_{a3} , Niño3 区的海表温度 x_{a4} 和东亚季风指数 x_{a5} , 其中 x_{a3} 和 x_{a4} 回归系数的符号恰与 I 型的相反. 表明当南方涛动偏弱, Niño3 区海表温度为暖位相, 即出现典型 El Niño 事件时, 且又东亚夏季风偏强时, 我国夏季主要多雨带位于黄河至长江之间, 黄河以北及长江以南大部分地区降水偏少. 值得注意的是, ENSO 指数和 Niño3 区海表温度的年际变化在 II 型的作用与在 I 型的作用相反. III 型的因子配置中含有 2 个显著因子, 一个是东亚季风指数 x_{a5} , 另一个是西太平洋副热带高压脊线位置 x_{a7} . 有趣的是, 东亚季风指数在 III 型中的作用与在 II 型中的作用相反, 而西太平洋副热带高压脊线位置在 III 型的作用与在 I 型中的作用相反, 即当东亚夏季风偏弱, 同时西太平洋副热带高压位置偏南时, 我国夏季主要多雨带位于长江流域及其以南地区, 淮河以北地区降水偏少.

由上述雨带类型的年际变化估算模型可见, 对我国 3 种雨带分布类型年际异常变化影响较大的因素主要是 El Niño/La Niña 事件、东亚夏季风和西太平洋副热带高压脊线位置.

表 2 3 种雨带类型年际变化估算模型的回归系数

雨带类型	x_{a1}	x_{a2}	x_{a3}	x_{a4}	x_{a5}	x_{a6}	x_{a7}	x_{a8}
I 型			28.2927	-40.7956			6.1003	
II 型			-18.3817	30.9733	51.7418			
III 型					-38.6058		-4.2042	

表 3 列出的是 3 种雨带类型年代际变化估算模型的回归系数. 由表 3 可以看出, 前 5 个因子的年代际变化对 3 种雨带类型的年代际变化有显著贡献. 从回归系数的符号可以看出, I 型年代际变化的因子配置是: 当 Niño3 区的海表温度 x_{d1} 和太平

洋年代际涛动 x_{d1} 处于冷位相, 北极涛动 x_{d2} 也处在较弱阶段, 而 ENSO x_{d3} 和东亚夏季风 x_{d5} 处在偏强的阶段时, 我国夏季易出现多雨带位置偏北的趋势. II 型年代际尺度因子的配置与 I 型有很大差别, 除北极涛动的回归系数的符号与 I 型相同外,

其余因子的符号均与 I 型相反, 表明当 Niño3 区的海表温度和太平洋年代际涛动 PDO 处于暖位阶段, 而同时北极涛动、ENSO 和东亚夏季风均处在偏弱阶段时, 我国夏季易出现多雨带位于黄河至长江之间的趋势。III 型的年代际因子的回归系数符号

完全与 I 型相反, 且季风的作用加强, ENSO 和 PDO 的作用减弱, 即当 Niño3 区的海表温度和太平洋年代际涛动 PDO 处在暖位相, 北极涛动 AO 处在较强阶段, 同时 ENSO 和东亚夏季风处在偏弱阶段时, 我国夏季易呈现多雨带位置偏南的趋势。

表 3 3 种雨带类型年代际变化估算模型的回归系数

雨带类型	x_{d1}	x_{d2}	x_{d3}	x_{d4}	x_{d5}	x_{d6}	x_{d7}	x_{d8}
I 型	-42.8077	-41.1005	29.6830	-50.1969	34.1808			
II 型	23.8399	-85.2634	-47.9696	50.2044	-16.5450			
III 型	13.9272	45.7151	-15.2315	57.0377	-51.2450			

将 3 种雨带类型的年际和年代际尺度变化估算模型的结果进行集成, 就可以得到夏季雨带类型 1951—2005 年的逐年估算结果, 准确率列在表 4。为了比较这一新思路估算模型的效果, 我们还建立了未经年际、年代际尺度分离的 3 种雨带类型指数与物理因子的估算模型, 筛选出的因子及其回归系数的符号, 与表 2 列出的年际变化的估算模型十分相似, 只是系数大小有些差异。这说明, 没有进行尺度分离所建立的估算模型主要反映的是各因子与雨带类型的年际尺度变化, 年代际的变化特征没有反映出来, 因而估算准确率很低(表 4)。从列在表 4 的估算准确率也可以看出, 分别考虑年际和年代际尺度的因子对相同尺度雨带类型变化的影响, 估算准确率有了很大的提高。从表 4 我们还可以看出, III 型即南方型的 2 种估算模型的准确率都要比 I 型和 II 型低, 说明我国南方夏季降水异常变化受到的影响因素更复杂。

表 4 3 种雨带类型估算模型的估算准确率(%)

	I 型	II 型	III 型
尺度分离后估算模型	84	71	63
未经尺度分离估算模型	37	42	16

4 结论与讨论

(1) 本文定义的 3 种主要雨带类型指数可以客观、定量地表征出我国夏季雨带类型的特征。分析表明, 3 种雨带类型变化是由显著的年代际变化和年际变化叠加而成。20 世纪 50 年代中期至 70 年代中期以北方型(I 型)和中间型(II 型)为主, 70 年代中期以来 I 型显著减弱, 而整个 90 年代则以显著的南方型(III 型)为主, 21 世纪初 II 型的中间型显露

出明显的增强趋势。I 型和 II 型的年际变化较相似, 均有 7—8 a 和 3—4 a 的显著周期变化, 而 III 型的 3 a 周期变化突出。

(2) El Niño/La Niña 事件、东亚夏季风和西太平洋副热带高压脊线位置对我国夏季 3 种雨带类型的年际变化有明显影响。当发生 La Niña 事件、副热带高压位置偏北时容易出现北方型(I 型); 当发生 El Niño 事件、夏季风偏强时易出现 II 型; 当夏季风偏弱、副热带高压位置偏南时容易出现 III 型。

(3) PDO, AO, ENSO, Niño3 区海温和夏季风的年代际变化主要控制着我国夏季雨带的年代际变化。这 5 个因子对 I 型年代际变化的作用与对 III 型的年代际变化的作用完全相反。而这 5 个因子对 II 型年代际变化的作用除 AO 与 II 型相同外, 其余均与 III 型相同。

(4) 基于影响雨带类型的年代际和年际尺度变化的因素的显著差异, 我们提出了建立雨带类型集成估算模型的新思路。估算结果表明, 尺度分离后进行估算然后再做集成, 估算准确率比不进行分离有明显提高。估算准确率的明显提高意味着这一思路可用于雨带类型的短期气候预测中, 当然, 要在寻找影响雨带类型变化的年际和年代际尺度的前期预测因子的基础上进行。在制作每年汛期旱涝趋势预测时, 如果能够首先对可能出现的雨带类型有一定把握的估计, 相信对于进一步做出更客观、定量的预测有帮助。

参 考 文 献

- 1 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场. 北京: 气象出版社, 1999. 1 9

- 2 陈兴芳, 赵振国. 中国汛期降水预测研究及应用. 北京: 气象出版社, 2000, 1—20
- 3 孙林海, 赵振国, 许力, 等. 中国东部夏季风区夏季雨型的划分及其环流成因分析. 应用气象学报, 2005, 16(增): 56—62
- 4 许力, 赵振国, 孙林海, 等. 全国大范围多(少)雨型的划分及环境场特点分析. 应用气象学报, 2005, 16(增): 77—84
- 5 Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y, et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. Bull Amer Meteor Soc, 1997, (78): 1069—1079
- 6 Bond NA, Harrison DE. The Pacific Decadal Oscillation, air sea interaction and central north Pacific winter atmospheric regimes. Geophys Res Lett, 2000, 27(5): 731—734
- 7 Minobe S, Mantua NJ. Interdecadal modulation of interannual atmospheric and oceanic variability over the North Pacific. Progress in Oceanography, 1999, 43: 163—192
- 8 Thompson DWJ, Wallace JM. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys Res Lett, 1998, 25: 1297—1300
- 9 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关. 科学通报, 2000, 47(7): 546—549
- 10 魏凤英, 宋巧云, 韩雪. 近百年北半球海平面气压分布结构及其对长江中下游梅雨异常的影响. 自然科学进展, 2006, 16(2): 215—222
- 11 Wolter DWJ, Timlin MS. Measuring the strength of ENSO-how does 1997/1998 rank? Weather, 1998, 53: 315—324
- 12 Cane MA, Zebiak SE, Dolan SC. Experimental forecasts of El Niño. Nature, 1986, 321: 827—832
- 13 赵汉光, 张先恭. 东亚季风与我国夏季雨带的关系. 气象, 1998, 19(9): 3—8
- 14 王启玮, 丁一汇, 江滢. 亚洲季风活动及其与中国大陆降水关系. 应用气象学报, 1998, 9(增): 84—89
- 15 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991, 1—360
- 16 Xue Feng. Interannual to interdecadal variation of East Asian summer monsoon and association with the Global atmospheric circulation and sea surface temperature. Advances in Atmospheric Sciences, 2001, 18(4): 567—575
- 17 黄嘉佑, 刘炯, 赵昕奕. 副高、极涡因子对我国夏季降水的影响. 大气科学, 2004, 28(4): 517—526
- 18 张庆云, 陶诗言. 夏季西太平洋副热带高压北跳及异常的研究. 气象学报, 1999, 57(5): 539—548
- 19 赵振国. 夏季青藏高原位势高度场的长期振荡与气候变化. 气象学报, 1995, 53(1): 108—114
- 20 孙颖, 丁一汇. 青藏高原热源异常对1999年东亚夏季风异常活动的影响. 大气科学, 2002, 26(6): 817—828