

南方涛动与我国东部盛夏季风雨 北进程度的年际遥联

徐 群 施丹平

(江苏省气象科学研究所, 南京 210008)

提 要

上年 6 月南方涛动指数 (SOI) 和盛夏 (7—8 月) 我国东部季风雨带位置及江淮下游雨量存在显著的相关, 经过分析, 发现此种遥联是通过长达 15 个月的如下海—气相互作用形成的: 偏强 (弱) 的南方涛动会伴随着赤道中—东太平洋海面水温偏低 (高); 此种趋势会从上年 6 月持续到次年初春, 而同时冬季中太平洋中低纬经向海温梯度 (ΔT) 即趋向减弱 (增强), 向中高纬的热量输送偏少 (多). ΔT 和随后春夏各月北半球 100hPa 高度场和 500—100hPa 厚度场的相关计算表明, 正高相关区从热带中太平洋区逐步向东亚中纬输送, 这可能反映出高空热量经由一系列行星波西传并于盛夏抵达东亚中纬, 从而影响到 100hPa 层青藏高压东部的伸缩, 我国东部季风雨带的南北位置和江淮下游的旱涝趋势.

关键词: 南方涛动; 江淮下游; 盛夏季风雨; 年际遥联.

一、引 言

南方涛动 (SO) 对气候异常的分布具有长期和全球性影响, 因为它具有气候系统中时间尺度为数季的热带大尺度海—气振荡, 很自然我们要利用对 SO 及其有关环流变化的理解来开展季和年际气候预报.

作者已发现上年 6 月南方涛动指数 (SOI) 和盛夏 (7—8 月) 我国江淮下游区 (30° — 33° N, 114° E 以东) 各站雨量普遍存在显著正相关 (置信水平: 95%—99%)^[1], 见图 1. 从此区域选择均匀分布的 10 站¹⁾, 此 10 站 7—8 月平均雨量和上年 6 月 SOI 的

表 1 近 34 年盛夏江淮下游最严重旱涝年及其上年 6 月 SOI 值的对比

年 份	雨 涝 年				平均	旱 年				平均
	1969	1980	1982	1987		1959	1966	1967	1978	
上年 6 月 SOI 值	+1.4	+0.6	+1.6	+1.0	+1.2	-0.3	-1.5	0	-2.3	-1.0
10 站雨量距平 (%)	+131	+125	+100	+145	+125	-78	-87	-89	-107	-90

1990 年 10 月 8 日收到, 1991 年 6 月 4 日收到修改稿.

1) 10 站为: 上海、南通、南京、宜兴、高邮、安庆、芜湖、合肥、蚌埠和信阳.

相关值在近 34 年 (1955—1988) 达到 +0.55 (置信水平: 99.9%)。

从表 1 可见, 近 34 年盛夏江淮下游最严重旱、涝年的上年 6 月, 其 SOI 值也呈现明显对比, 涝年的上年 6 月 SOI 偏强, 旱年则偏弱。继文献[1], 本文是进一步深入分析这种年际遥联形成过程的研究。

二、年际遥联的前半期 (从夏到冬) 的研究

7—8 月江淮下游雨量距平首先受到同期环流特征的影响, 当西太平洋副

高北侧等高线 (584 位势什米) 在东亚 110—130°E 范围内平均纬度 (G) 偏北 (南), 伴随着 100 hPa 层青藏高原季风高压的扩展 (收缩), 尤其表现为高压东北部面积指数 (A) 较大 (小), 则我国东部盛夏季风雨带即相应偏北 (南), 江淮下游出现旱早 (涝), 为此, 我们要研究上年 6 月 SOI 怎样通过影响 G 和 A 的变化影响到江淮下游盛夏旱涝的形成。

我们分别计算上年 6 月南方涛动指数 SOI (J) 和 G、A 值不同年代长度 (22—34 年, 开端年均为 1955) 的滑动相关 (图 2), 可见从 1955 年开始的 SOI (J) 与次年 G 或 A 的负相关, 不论年代长短 (22—34 年) 均十分显著, 尤其是 SOI (J) —A 的相关值均超过 99.9% 的置信水平。

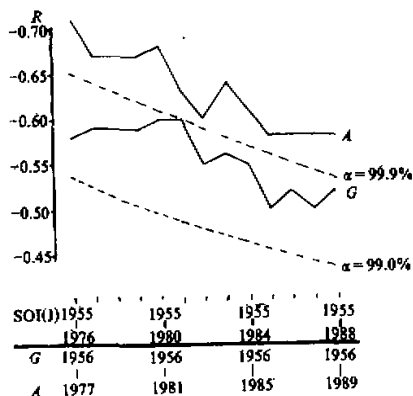


图 2 上年 6 月 SOI 分别和 A、G 值不同年代长度的滑动相关

G: 7—8 月西太平洋副高 584 线在 110—130°E 区的平均纬度;
A: 盛夏 100hPa 层在 100°E 及以东, 30°N 及以北位势高度 ≥ 1676 位势什米的格点数, 显示出青藏高原东北部的强度

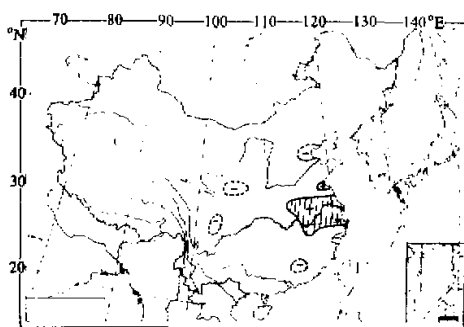


图 1 上年 6 月 SOI 和盛夏 (7—8 月) 我国 160 站雨量的相关分布
阴影区为相关值的置信水平达到 95% 以上者
(资料: 1955—1988)

Wright 曾指出: 月 SOI 序列有在每年春季改变距平符号形成“年事件”的趋势^[2]。此处发现的 SOI (J) 的长期后延影响也正出现于春季以后; 当 6 月 SOI 偏强 (弱), 则在随后 8—9 个月内, 赤道中太平洋海面水温由于信风—冷水上翻增强 (减弱) 而降低 (升高)。

至于北太平洋西北部海面水温为何也出现长期的却与低纬 SST 距平符号相反的反应呢? 我们试作如下分析。Bjerknes^[3]、White^[4]先后指出赤道中—东太平洋海面水温与北太平洋中纬西风及阿留申低压

强度等有显著正相关联系, 即当赤道中-东太平洋海面水温偏高, 则受增强的 Hadley 环流能量输送的影响, 北太平洋中纬西风和阿留申低压也相应增强; 反之, 则偏弱. 而阿留申低压的加强在冬半年就会导致: (1) 海水表层强烈辐散, 深层冷水上翻加强; (2) 海面风速加强, 风成混合的加强进一步促使海洋上层垂直对流的加强; (3) 气旋激发冷空气不断南下, 增强了与海面感热和潜热的交换, 使海面水温进一步降低^[5]. 这样, SOI 偏弱 (强) 促使赤道中-东太平洋海温持续偏高 (低) 外, 还导致中北太平洋中纬阿留申低压加强 (减弱), 其下垫面海温偏低 (高), 中北太平洋的低纬海温经向梯度因此增大 (减弱). 我们还注意到后者又对中北太平洋的 Hadley 环流-SOI 产生正反馈影响, 这些作用过程可归纳如图 3.

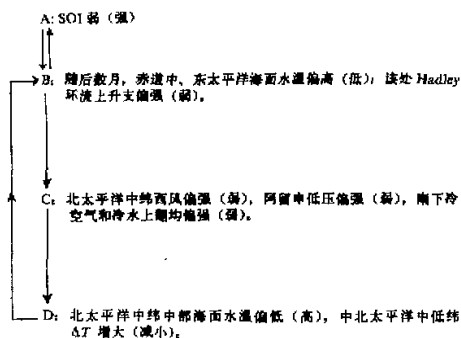


图 3 北太平洋中低纬海-气相互作用过程示意

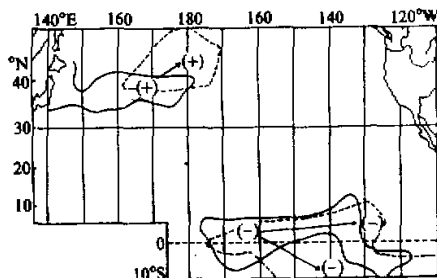


图 4 6 月 SOI 与随后各双月 (从 7—8 月到次年 1—2 月) 北太平洋海温场高相关 (达到 0.01 信度) 的时间演变
实线: 7—8 月高相关范围,
虚线: 次年 1—2 月高相关范围^[1]

正是这种北太平洋中低纬海-气相互作用及不断的正反馈作用^[2]才有可能使 6 月 SOI 的距平符号持续 8—9 个月分别影响到次年 1—2 月中北太平洋的中低纬海温距平及因此形成的经向海温梯度 (ΔT). 从图 4 可见在偏强 (弱) 的 6 月 SOI 后的冬季 (1—2 月) 中北太平洋中低纬 ($0-45^\circ\text{N}$) 海温经向梯度及对应的 Hadley 环流将趋向减弱 (增强).

三、年际遥联的后半期 (从冬到夏) 的研究

我们注意到无论是上年 6 月 SOI、上年夏季 SOI 或随后冬季 (1—2 月) 中北太平洋中低纬海温经向梯度 (ΔT) 都显示出对东亚盛夏季风环流的显著遥联影响, 这表现为盛夏 (7—8 月) 北半球 100hPa 月平均高度场有大范围的显著高相关区 (图 5 和表 2), 且图 5 上的高相关中心及最大相关区均在东亚中纬度, 正位于青藏高原东北部, 从表 2 和图 5 可见, 如此大范围的显著相关区及其位置在地理上的一致性, 表明所有上述

3 个前期因子分别具有后延约 0.5—1.2 年左右影响东亚季风高压的显著遥联作用。

通过上年 6 月 SOI (J) 和 ΔT 分别与随后 3—8 各月 100hPa 高度场显著相关区演变, 可看出这些前期因子在从冬到夏 100hPa 环流演变中的作用。可注意的是图 6a 和图 6b 很相似, 高相关中心具有相同的移动轨迹。3 月 100hPa 高度场与 SOI (J) 和 ΔT 的高相关中心均位于 10°N 、 $140^{\circ}\text{—}145^{\circ}\text{W}$ 处; 它们随后均向西北方移动, 5 月再次西北伸, 抵达鄂霍

表 2 7—8 月 100hPa 高度场与前期因子显著高相关区格点数所占百分率

前期因子	相关场主要符号及其百分率	格点相关值达到不同置信水平所占百分率		
		95%	99%	99.9%
上年 6 月 SOI	(-) 100	25	10	2
上年夏 SOI	(-) 100	44	12	3
ΔT	(+) 99	47	23	6

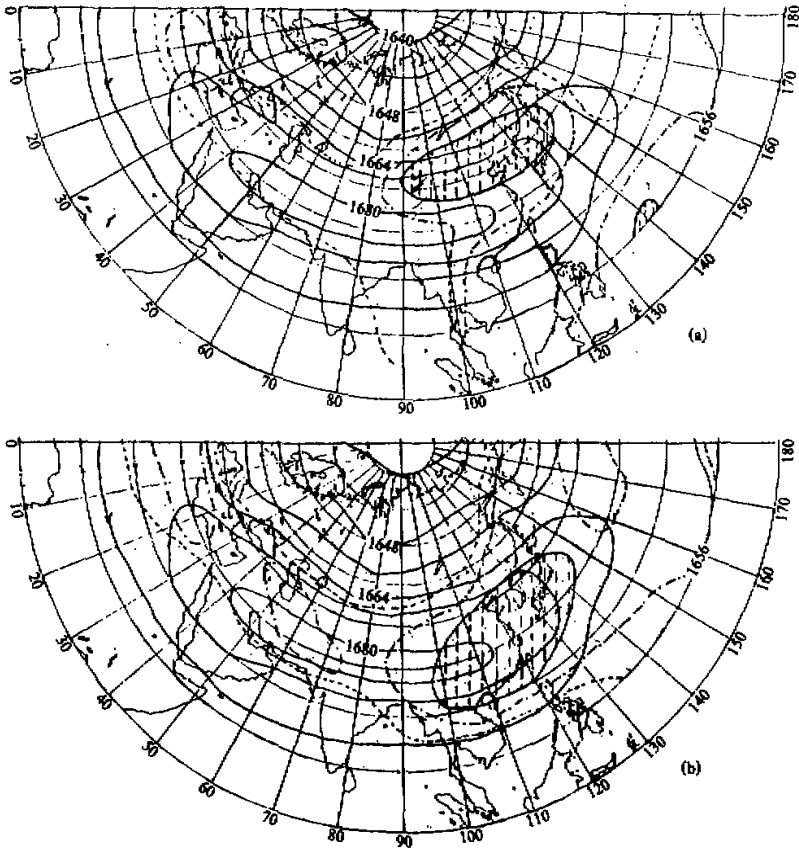


图 5 7—8 月 100hPa 高度场与上年 6 月 SOI (a) 及 ΔT (b) 的显著相关区分布

置信水平达到 95%、99%、和 99.9% 的高相关等值线分别用虚线、点划线和实线阴影区表示, 其它实线为盛夏多年平均 (1956—1980) 等高线

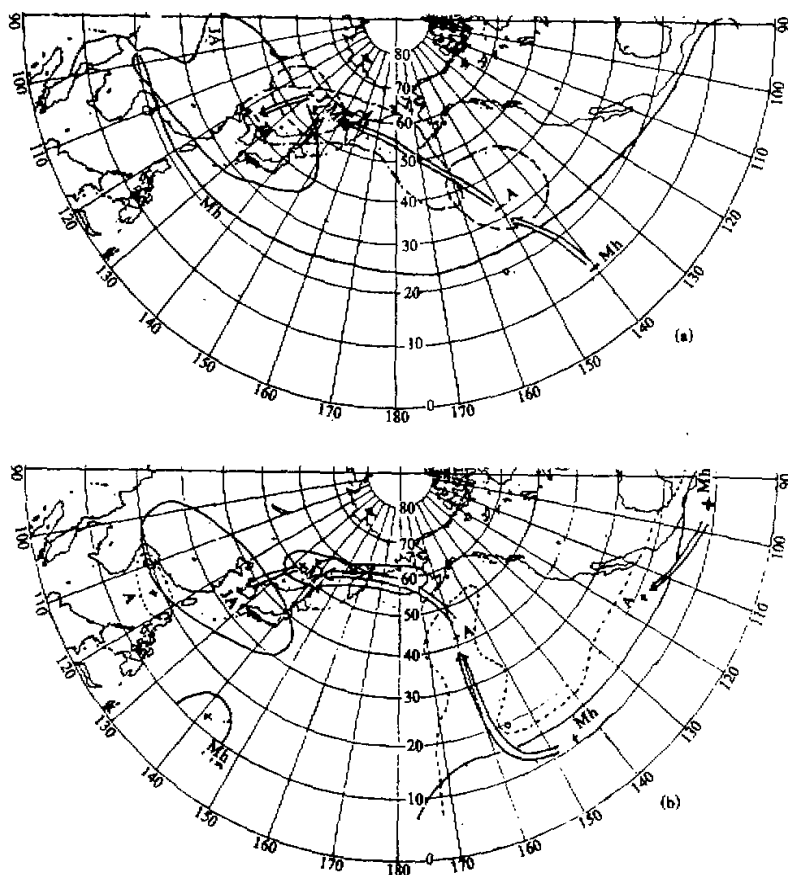


图 6 3—8 各月 100 hPa 高度场与下列因子最高相关区随时间演变的移动轨迹
(1) SOI (J) (a), (2) $\Delta T'$ (b) 各线是置信水平达到 99% 的高相关区外缘, 所注缩写字分别代表月份.
Mh: 3 月, A: 4 月, M: 5 月, J: 6 月, JA: 7—8 月. 箭矢为各月高相关中心的移动轨迹

茨克海区, 最后从东亚北部南移并于 7—8 月抵达并停留于我国东北—朝鲜一带, 从而对青藏高压东部和我国东部季风雨带位置, 江淮下游雨量多少起显著影响. 图 6a 和图 6b 上高相关中心移动轨迹的一致性进一步肯定了如下的见解: 上年 6 月 SOI 是通过调节随后冬季中太平洋中低纬海温经向梯度 (Hadley 环流强度) 从而影响到盛夏我国东部季风雨带位置和江淮下游旱涝趋势. 我们进一步计算了上述两个前期因子各自与月平均 500—100 hPa 厚度场的相关, 发现其高相关中心的移动轨迹和图 6 上的一样. 热带积雨云的潜热释放主要出现于对流层上部^[6], 因此源自 3 月 10°N , 140°W 处的 500—100 hPa 厚度场高相关中心的移动轨迹在相当程度上即反映了热带高空释放热量向西北方的移动趋势. 值得注意的是 Reid 等发现热带西太平洋高空气温距平也受到源自赤道 (135°W) 处海面水温距平的正相关影响, 这种热量距平以 0.8 m/s 的速度西

传^[7]。如按此速度传播,从图 6 上的 3 月 10°N、140°W 处高空热量距平输往盛夏东亚中纬 (40°N、120°E) 处,则需时 4.7 个月,这和从 3 月到盛夏 (7—8 月) 相隔 4—5 个月的时距十分一致。

下面进一步分析此种高空厚度 (热量) 距平西传的可能机理。图 6 上高相关中心的这种西移轨迹类似于在北半球出现的大尺度移动扰动的西传,后者也正出现于 3—8 月间^[8]。显示于位势高度时—空谱上的西移大尺度扰动,其在北半球的最大尺度波方差也是在对流层上层的 150—300 hPa 处达到最大^[9]。由于它有规律的出现及根据其时空尺度,可归类于 Rossby 型波^[9]。Branstator 也发现西传的行星尺度波 (主要是纬向的 1 波和 2 波) 至少在对流层上层和平流层可存在 4 个月^[10]。黄荣辉等应用两维涡度方程和热力动力方程讨论了球面上在副热带受强迫的行星波传播问题,在热带西太平洋受强迫的波一般均向北传播,但对于纬向 1—3 的波则先向极区传播,再穿过极区西传^[11]。

综上所述,有理由认为从热带中太平洋冬季 Hadley 环流上升支中释放出大量潜热在热带对流层高层可能激发出一系列行星波,这表现为 3 月热带中太平洋 100—500 hPa 厚度场距平会随行星波先输向中高纬,再逐步西传至东亚中纬,从而影响到盛夏 100 hPa 层青藏季风雨高压东北部的伸缩,由于大尺度系统的正压性,也就影响到 500 hPa 层西太平洋副高和我国东部季风雨带的南北位置以及江淮下游雨量的多寡。

四、结 论

上年 6 月 SOI 和盛夏我国东部季风雨带北伸程度、江淮下游旱涝趋势间存在显著的年际遥联,这是由热带海洋—大气环流间复合的相互作用形成的,它可分为两个发展阶段:

(1) 当 6 月 SOI 偏强 (弱), SOI 距平在仲春以后长期持续的特征会促使赤道中—东太平洋信风稳定增强 (减弱),从而形成上述海域冷水上翻偏强 (弱),海面水温持续偏低 (高);同时,赤道中太平洋偏低 (高) 的海温导致该处出现偏弱 (强) 的 Hadley 环流上升支及相应的能量输送,阿留申低压也趋向减弱 (增强);中北太平洋中纬海面水温由于南下冷空气偏弱 (增强) 和深层冷水上翻减弱 (增强) 而升高 (降低)。这样,在偏强 (弱) 的 6 月 SOI 后数月的中北太平洋中低纬 (0—45°N) 海温经向梯度将趋向减弱 (增强);这又促使已偏弱 (强) 的 Hadley 环流进一步减弱 (增强),从而对南方涛动距平产生正反馈影响。不断的正反馈作用使 6 月 SOI 特征能持续 8—9 个月之久,影响到随后冬季中太平洋中低纬海温经向梯度及对应的 Hadley 环流强度。

(2) 冬季热带中太平洋 Hadley 环流通过其上升支释放的潜热量能对大气环流产生长期的后延影响,这是由于源自赤道中太平洋的高空 500—100 hPa 厚度 (热量) 距平会伴随着所激发的向中高纬的行星波进一步缓慢西传,于盛夏时抵达东亚中纬,直接影响到青藏高原高压东北部的伸缩、500 hPa 层西太平洋副高和其北侧季风雨带的位置以及江淮下游的旱涝趋势。

这样,当 6 月 SOI 偏强 (弱),随后冬季中太平洋经向海温梯度及对应的 Hadley 环流即偏弱 (强),较少 (多) 释放的潜热量将随着行星波自热带中太平洋输向东亚中纬,盛夏 100 hPa 层青藏高原高压东北部将收缩 (扩展),500 hPa 层西太平洋副高及其北

侧我国东部季风雨带位置将偏南(北),盛夏江淮下游因此多(少)雨偏涝(旱)。

参 考 文 献

- [1] 徐 群, 1990, 上年6月南方涛动与江淮夏季降水趋势的隔年遥联, 海洋学报, 12, 1期, 100—106
- [2] Wright, P.B., 1985, The southern Oscillation: An ocean-atmosphere feedback system, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 66(4), 398—412.
- [3] Bjerknes, J., 1969, Atmospheric teleconnection from the Equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 97(3), 163—172.
- [4] White, W. B. and N.E. Clark, 1975, On the development of blocking ridge activity over the central north Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 32, 489—502.
- [5] Namias, J., 1976, Negative ocean-air feedback systems over the North Pacific in the transition from warm to cold seasons, *Mon. Wea. Rev.*, 104(9), 1107—1121.
- [6] Slingo, A. and J. M. Slingo, 1988, Response of a general circulation model to cloud long-wave radiative forcing, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 114, 1027—1062.
- [7] Reid, G. C., K. S. Gage and J. R. McAfee, 1989, The climatology of the western tropical Pacific: Analysis of the radiosonde data base, In: *Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE* (Noumea, New Caledonia, May 24—30, 1989), 741—746.
- [8] Madden, R.A. & P. Speth, 1989, The average behavior of large-scale westward traveling disturbances evident in the Northern Hemisphere geopotential heights, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3225—3239.
- [9] Speth, P. & R. A. Madden, 1983, Space-time spectral analysis of Northern Hemisphere geopotential heights, *J. Atmos. Sci.*, 40, 1086—1100.
- [10] Branstator, G., 1987, A striking example of the atmosphere's leading traveling pattern, *J. Atmos. Sci.*, 44, 2310—2323.
- [11] Huang Ronghui and Lu Li, 1989, Numerical simulation of the relationship between the anomaly of the subtropical High over East Asia and the convective activities in the western tropical Pacific, *Adv. Atmos. Sci.*, 6, 202—214.

The Interannual Teleconnection between the Southern Oscillation and the Northward Extent of High Summer Monsoon Rain Belts in the Eastern China

Xu Qun Shi Danping

(Jiangsu Meteorological Institute, Nanjing 210008)

Abstract

High positive correlation existed between the Southern Oscillation of June of the previous year and the rainfall in the central eastern China in high summer during recent 34 years. Through statistical calculation and analysis, it was found that this teleconnection is formed under a series of composite air-sea interactions in 15 months starting from the SOI of June of the previous year resulting in the modulated northward extension of next high summer monsoon rain belts in East China.

Key words: Southern oscillation; The lower reaches of Changjiang and Huaihe Rivers; Monsoon rains of high summer; Interannual teleconnection.