

冬季海温-春季副高-夏季旱涝的季度效应*

吴 波

(河北省邢台气象台)

提 要

本文通过冬季黑潮海域海温与亚洲中、南部环流各月参数相关计算和感热释放参数计算以及华北平原夏季旱涝的环流分析,指出:

1. 冬季黑潮海温在海气相互作用中的重要一点是对春季亚洲副高起加强作用;
2. 冬季黑潮海温感热释放直接影响春季副高脊线的连续演变,冬季海温-春季副高存在季度热效应;
3. 春季亚洲副高系统的调整直接影响华北平原夏季旱涝,春季副高一夏季华北旱涝存在季度相关效应。最后给出了应用十年效果良好的夏季降水预报方程。

一、引 言

通过海气相互作用过程中各种热交换过程,海洋将储存的部分热量传给大气,这个热量传输在一定程度上使某些大气环流系统发生有意义的变化而影响后期天气的演变。海洋热量的释放与大气环流系统之间的联系及其时滞效应是值得研究的。

影响华北汛期旱涝的基本大气环流系统是亚洲副热带高压(西太平洋副高及“青藏高压¹⁾)和西风带槽脊活动。同时研究指出,西北太平洋对大气加热最大海域出现在黑潮海域^[1,2]。为此,我们计算了黑潮海域冬季(12月—2月)海温及感热释放量与亚洲副热带高压及西风环流指数的相关,分析了上述天气系统与夏季旱涝的相关效应,得出了海洋-大气-旱涝的一些相互作用事实。

二、海温与副高的季度热效应

冬季海温释放热量传输给大气,大气接受热量后使其环流结构发生变化,由于大气内部热量的传输、积累及能量的转换到结构的调整需要一段时间,因此海温变化与环流变化之间必然出现一定的滞后性。有的文献指出,当副热带大气增暖时,对流层中上层等高度升高,副高加强,而副热带大气变冷时,高度降低,副高减弱,而且高度的变化通常比温度变化要落后2—3个月^[3]。文献[4]提到皮耶克尼斯观点,认为大气影响海洋是同时

*本文于1981年10月19日收到,1984年8月18日收到最后一次修改稿。

1) 指青藏高原区域500毫巴高度,用引号括之,以区别于100毫巴青藏高原高压,下同。

现象, 滞后性小, 而海洋影响大气是长期的关系, 具有明显的滞后性。为了寻找冬季海洋温度对大气结构影响的滞后时效及影响系统, 我们计算了冬季黑潮区域逐月平均海温距平¹⁾与西太平洋副高的强度指数、面积指数²⁾、“青藏高压”³⁾、西风指数⁴⁾及东亚副高面积指数($\geq 15^{\circ}N, 110-150^{\circ}E$)1—8月(1951—1974年)逐月相关系数及1—4月东亚大槽强度指数⁵⁾相关系数。分析各相关值分布(表1—表3), 得出下列几点:

表 1 冬季黑潮海温与西太平洋副高特征参数相关值

海 区	副 高 特 征 参 数	相 关 月 份								
		1	2	3	4	5	6	7	8	
黑 潮 海 区	前12 一年月	强度指数	0.285	0.061	-0.0	-0.011	0.269	0.138	0.450	0.300
		面积指数	0.334	0.120	0.007	0.084	0.258	0.131	0.122	0.260
	1 月	强度指数	0.355	0.250	0.041	0.138	0.445	0.125	0.348	0.253
		面积指数	0.411	0.270	0.127	0.275	0.333	0.161	0.080	0.095
	2 月	强度指数		0.433	0.402	0.381	0.461	0.146	0.221	0.226
		面积指数		0.442	0.394	0.490	0.428	0.190	0.120	0.103

表 2 冬季黑潮海温与东亚($\geq 15^{\circ}N, 110-150^{\circ}E$)副高面积指数相关值

相 关 月	1	2	3	4	5	6	7	8
前一年 12 月	0.404	0.038	0.238	0.294	0.538	0.439	0.313	0.445
1 月	0.454	0.292	0.326	0.447	0.559	0.510	0.310	0.206
2 月		0.521	0.513	0.608	0.528	0.296	0.251	0.285

表 3 冬季黑潮海温与“青藏高压”距平相关值

相 关 月	1	2	3	4	5	6	7	8
前一年 12 月	0.180	0.573	0.223	0.233	0.199	0.351	0.523	0.414
1 月	0.142	0.520	0.242	0.242	0.438	0.505	0.528	0.465
2 月		0.407	0.202	0.202	0.254	0.358	0.283	0.388

1) 取太平洋 $25^{\circ}N, 130-140^{\circ}E; 30^{\circ}N, 135-140^{\circ}E; 35^{\circ}N, 140-150^{\circ}E$ 八个点平均值表示。资料取自保定气象台油印的“西太平洋海温资料”(抄自中国科学院大气物理研究所)

2) “气象科技资料”1976年3期资料附刊 中央气象台长期组

3) 500mb 月平均图 $25-35^{\circ}N, 80-100^{\circ}E$ 网格点高度平均

4) 500mb 月平均图 $30-50^{\circ}N, 60-120^{\circ}E$ 区域环流指数

5) 东亚大槽强度指数 = $\frac{1}{\sum_{i=1}^4 H_i - (H_{\dots} - H_{\dots})} \times 10^4$

其中 $\sum_{i=1}^4 H_i - (H_{\dots} - H_{\dots})$ 同 2)

1. 冬季黑潮区域海温主要与后期副热带高压(包括“青藏高压”)存在相关而与西风指数及东亚大槽强度相关不明显(除 12—1 月海温对 1 月东亚大槽强度相关值 > 0.40 , 其余各相关值均在 0.40 以下, 表略)。

冬季海温对东亚副高的影响较大。从相关值分布看, 冬季各月海温与东亚副高面积指数之间的相关系数有 2—3 个月其信度均达到 0.01。

2. 冬季海温(特别 1—2 月)与春季环流相关较好。如对东亚副高, 相关最明显的时段是在 4—5 月份, 大部分相关值超过 0.5, 4 月相关值达 0.60 以上。

与“青藏高压”之间的相关以 2 月和 6—8 月明显, 尤以 2 月显著(后面将进行讨论)。我们计算了 2 月与 6—8 月各月“青藏高压”自相关, 各相关值分别为 0.45, 0.41, 0.48 ($n=29$), 均接近或超过 0.01 信度, 但 2 月与 3—5 月的各月自相关值仅为 0.24, 0.15 和 0.30, 这有可能表明冬季海温对夏季“青藏高压”的相关是由于“青藏高压”2 月与 6—8 月的自相关密切所致, 并不一定是海温热量输送影响的作用。

从以上结果来看, 冬季里黑潮海温对亚洲春季副热带高压系统调整起重要的季度热效应作用。

三、海温感热异常的计算和分析

海气相互作用有潜热输送和感热输送, 本文仅讨论感热输送的影响。

海气作用的总热流量计算式子在文献^[5]中有描述。海表通过湍流交换等作用, 海洋每月供给大气的感热, 由文献[1]用 Jacob 所给公式:

$$Q_s = 165 \times V (T_w - T_A) \quad (1)$$

式中 Q_s (卡/厘米²·月) 为感热, V (米/秒) 为海面风速, T_w (°C)、 T_A (°C) 为海面温度及海面空气温度。

现在计算感热异常指数。

ΔQ_s 为感热异常(距平)值, 令 $M = \frac{\Delta Q_s}{\bar{Q}_s}$ 为感热异常百分率, 其中 \bar{Q}_s 为多年感热平均。某月海洋供给大气的感热异常百分率为:

$$M = \frac{\Delta Q_s}{\bar{Q}_s} = \frac{165 \times V_i (T_{wi} - T_{Ai}) - \left[\sum_{i=1}^n 165 \times V_i (T_{wi} - T_{Ai}) / n \right]}{\sum_{i=1}^n 165 \times V_i (T_{wi} - T_{Ai}) / n} \quad (2)$$

这里, $i=1, 2, \dots, n$ 为年份序号。海面风速 V 通过计算求取。

在行星边界层以上, 风速可以近似用地转风代替, 在行星边界层内, 必须考虑涡动粘滞系数, 我们应用埃克曼(Ekman)螺旋解^[6]:

$$u = u_g (1 - e^{-\nu z} \cos \nu z) \quad (3)$$

$$V = u_g e^{-\nu z} \sin \nu z \quad (4)$$

式中 u_g 为地转西风, $\nu = (f/2k)^{1/2}$, k 为涡动粘滞系数。

$$u_s = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \approx -\frac{1}{f\rho} \frac{\Delta p}{\Delta y}$$

这里, $\Delta y = R \cdot \Delta \varphi$, R 为地球半径, φ 为纬度。又设空气密度 ρ 不变, 对某一确定的纬度, f 为一常数。令 $A = -1/f \cdot \rho \cdot \Delta \varphi = \text{常数}$, 经过简单运算, 得下列二式:

$$M_1 = (165 \times A \cdot \alpha \cdot \Delta P_i \cdot \Delta T_i - \bar{Q}_s) / \bar{Q}_s \tag{5}$$

$$M_2 = (165 \times A \cdot \beta \cdot \Delta p_i \Delta T_i - \bar{Q}'_s) / \bar{Q}_s \tag{6}$$

其中 $\alpha = 1 - e^{-\nu^2} \cos \nu z$

$$\beta = e^{-\nu^2} \sin z$$

$$\Delta T_i = T_{wi} - T_{Ai}$$

对计算中确定不变的纬度及空气薄层高度, α, β 为常数。

为讨论方便, 令 N 为所求取的感热异常指数

$$N_1 = M_1 + 1, \quad N_2 = M_2 + 1$$

$$N = (N_1 + N_2) / 2 \tag{7}$$

N 为冬季黑潮海温感热释放的区域平均异常指数。它将感热异常百分率 M 化作以“1”为定常值的一种参数, $N > 1$ 和 $N < 1$ 分别表示感热释放大于和小于常年平均值。 N 值越大(越小), 表示该年冬季感热释放越大(越小)。

T_A 为海面气温。现有海面气温资料¹⁾年代为 1969—1978 年。为了延长序列, 取与计算海域相近纬度, 温度与海面气温较接近的福州和厦门二站平均气温的借用序列, 与海面气温进行误差修订²⁾。修订后序列与海面气温序列经 F 检验样本总方差很接近, 通过 0.02 信度。这样, 用 1956—1975 年共 20 年 T_A 资料, 由(5)–(7)式计算出 N (表 4)。

表 4 冬季黑潮海域感热异常指数 N

年 月	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
前一年12月	1.86	0.64	0.55	1.20	3.82	2.03	0.57	0.66	0.35	2.35	0.60	1.09	0	0	0	0.53	0.54	0.25	0.84	
1月	1.18	0.62	1.12	0.77	0	0.39	2.09	9.92	0.32	0.86	0.41	1.10	1.91	1.20	0.35	0.34	0.91	0.31	0	0.61
2月	4.04	0.43	1.58	0.42	0	1.85	0.80	1.94	1.22	0.32	1.34	0.37	0.85	0	1.06	1.08	0.38	1.84	0.75	0.38

分析表 4 发现, 若满足下列任一条: 1) 从 12 月至 2 月, 若有二个月(或以上) $N > 1$ (其中一个月 $N > 1.20$); 2) 三个月中仅有一个月 $N \geq 1.20$ (其余二个月 $N < 1$), 但 N 值从 1 月到 2 月是上升的年份, 则华北平原较大范围内夏季降水大部都是偏多年, 如 1956, 1961, 1963, 1964, 1966, 1973 等年。

我们定义华北区域夏季 6—8 月降水指数 $R^{3)} \geq 1.40$ 为涝年, $R^* < 0.40$ 为早年, 则

1) 北京气象中心资料室存《十年全球地面气温资料》, 取 $20^\circ N, 140^\circ E; 30^\circ N, 130^\circ E, 140^\circ E, 40^\circ N, 140^\circ E, 150^\circ E$ 五点资料平均。

2) 误差订正方法为: 用 1969—1978 年资料, 求出海面气温和借用气温二个序列的平均差值, 然后用平均差值修订借用气温序列。

3) 华北区域取太原、石家庄、保定、邢台、临清、济南、安阳七站代表 $R^* = f + \frac{N_+ - N_-}{7}$, f 为 7 站 6—8 月降水百分率之平均值, N_+ 和 N_- 为各站 $f > 1.20$ 和 $f < 0.80$ 之站数。

表 4 显示, 涝年 1—2 月感热输送呈月际递增, 2 月 N 值均 >1.2 ; 反之 1—2 月感热输送小或月际变化明显递减年份, 华北容易出现大旱(如 1957, 1960, 1965, 1972 等年)。

考虑上面二条因素, 将 12—2 月 N 值进行综合参数化。

令 N^* 为综合参数值

$$N_i^* = \bar{N}_i + g_i + \delta_i \quad (8)$$

这里, \bar{N}_i 为 12—2 月 N 各年平均值, g_i 为 12—2 月三个月中 $N \geq 1.20$ 之月数与总月数 ($=3$) 之比值; δ_i 为月际变化趋势参数, 当 $N_{1月} > N_{2月}$, $\delta_i = -0.5$; $N_{1月} < N_{2月}$, $\delta_i = 0.5$ 。

按(8)式计算出 1956—1975 年冬季黑潮区域海温感热综合参数 N^* (表 5)

表 5 冬季黑潮海温感热综合参数 N^*

年	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
N^*	3.52	0.06	1.88	0.63	1.10	2.58	0.99	4.33	1.46	1.01	1.61	0.35	0.75	0.23	0.97	0.97	0.11	1.73	0.83	0.11

图 1 为冬季黑潮海温感热综合参数与华北平原 6—8 月降水指数曲线图^[7]。看出, 凡 $N^* > 1.2$ 年份有 7 年, 7 年降水指数 R^* 均 >1 ; 反之, $N^* < 1.2$ 年份 13 年, 12 年 $R^* \leq 1$, 1 年为 1.2, 而且有 75% 年份(15 年)曲线演变也很一致, N^* 与 R^* 相关值高达 0.71。

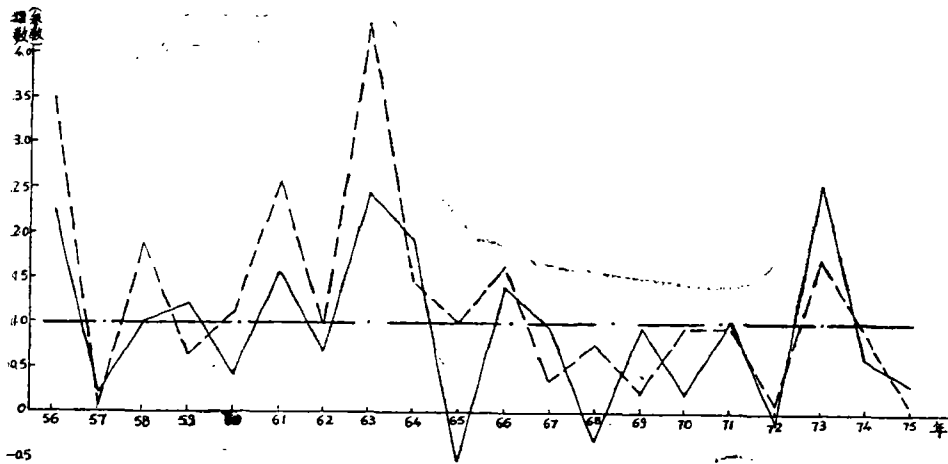


图 1 冬季黑潮海温感热综合参数(虚线)与华北平原 6—8 月降水指数(实线)曲线图

众所周知, 海温与旱涝, 必须通过大气环流起作用。通过各种计算和分析发现, 黑潮海温冬季感热释放与春季及初夏的旬副高脊线位置关系相当密切。感热综合参数 N^* 与 1956—1975 年 4—6 月旬副高脊线位置距平均值 >0 的旬数相关值达 0.53, 接近 0.01 信度, 而与这几旬的脊线位置累积值相关则达 0.71。现将这二个副高脊线指标同时考虑并参数化, 令

$$S_i = f_i \cdot f'_i \quad (9)$$

式中, S_i 为 4—6 月旬副高脊线综合参数; f_i 和 f'_i 分别为各年 4—6 月内各旬副高脊线位

置距平值 >0 之旬数百分率及逐旬副高脊线位置累积值之百分率。

图2为冬季海温感热综合参数 N^* 、春季副高脊线参数 S 及华北汛期降水指数 R^* 比较图。可以看出,若以“1.0”线为判别界线,则有80%年份 N^* 和 S 值之变化趋势是一致的,两者相关值为0.60,超过0.01信度。在分析 N^* 与“青藏高原”关系时,发现对春季“青藏高原”特别强的年份如1956,1960,1963,1966,1973等年贡献也相当突出。

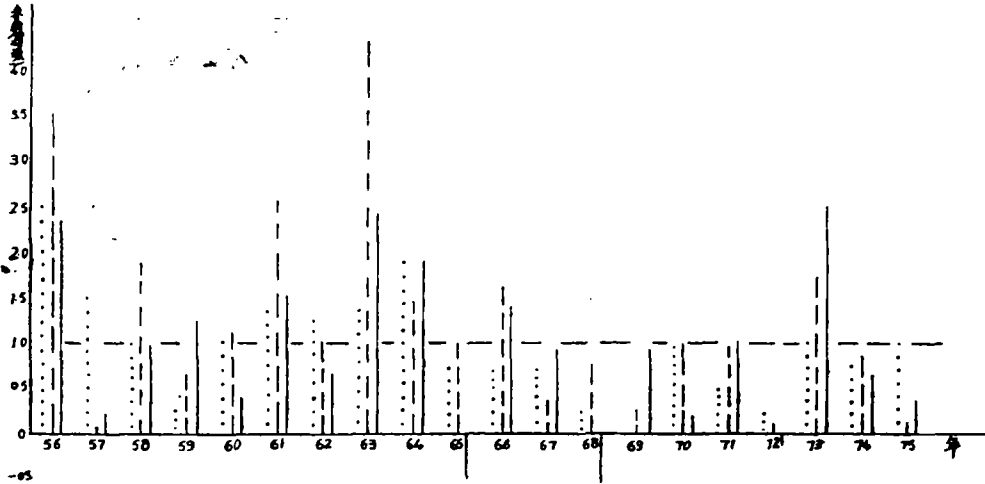


图2 冬季海温感热综合参数 N^* (断线)、春季副高脊线参数 S (点线)及夏季华北平原降水指数 R^* (实线)比较。

通过黑潮海域冬季海温感热释放计算和分析说明,冬季黑潮海温的感热释放(还有潜热释放,本文没有讨论)可能是影响春季西太平洋副热带高压强度的重要热源,特别是对春季至初夏副高脊线的连续演变起明显作用。冬季海温-春季副高存在季度热效应(可能海温持续性也有一定作用)。

在图2中我们同时给出了华北平原汛期降水指数 R^* 与春季副高脊线参数 S 进行比较,二者变化趋势大部分年份也是较一致的,即华北平原夏季旱涝的发生与春季西太平洋副高脊线的连续演变密切相关,相关值为0.59($n=26$),超过0.01信度。分析图2显示,冬季海温感热释放可能通过影响春季副高脊线活动而导致华北夏季旱涝的发生。

四、副高与旱涝的季度相关及预报方程^[9]

图3为500 mb与邢台地区夏季降水相关分布图。图中显示,从前一年8月至当年5月除一月在黄海区域有一较大相关区外,主要大片相关区集中在亚洲南部副高带区域,从时间上看,主要集中在2—5月。2月相关面积最大,处在青藏高原及其四周外延区域(后面将讨论)。从3—5月,相关区非常一致地稳定在 $20-25^{\circ}\text{N}$, $100-125^{\circ}\text{E}$ 区域。这个区域正处于春季东亚副高的北缘(如四月副高平均北界 18°N ,西伸 105°E),它的高度变化,意味着副高的北上西进或南退东移,相似于系统前部的变压趋势。我们曾计算了这个区域3—5月逐月高度,它们分别与3—5月东亚副高面积指数相关,相关值分别为0.69,

0.62, 0.57 (n=29)。可见，从6—8月相关分布看，春季副高与夏季旱涝相关效应是明显的。

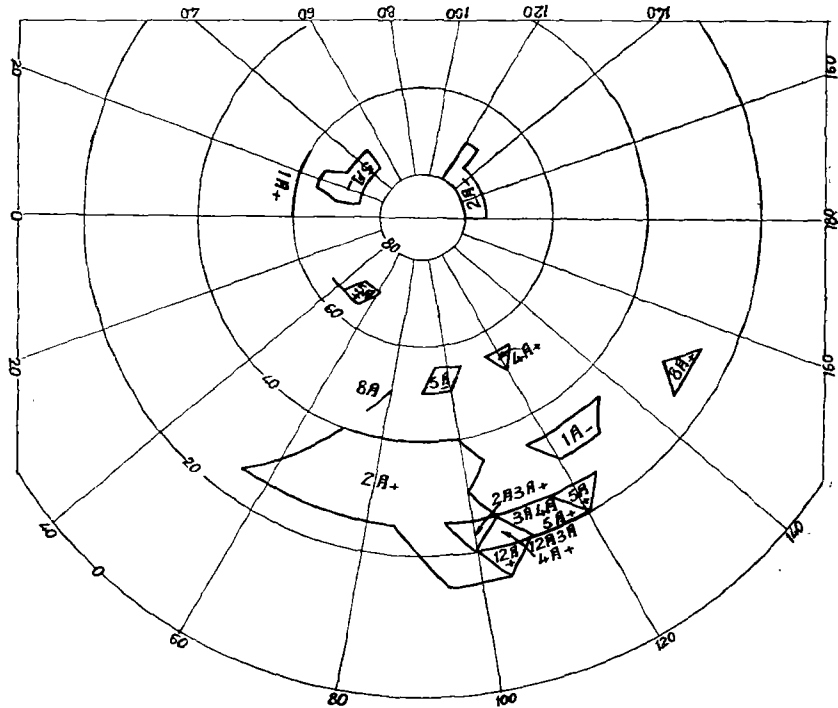


图 3 邢台地区夏季降水高空相关分布
(相关区内数字为相关月份)

图 4 为邢台地区 7 月降水前期相关区分布图。从 1 月至 4 月相关区有规律地西移北进，3—4 月停留在副高带位置上，5—6 月无明显相关，4 月相关值达最大。相关区的移动，似乎表明春季相关是冬季相关的延续和发展，它包含了冬季相关特征，是综合性关键性的相关。

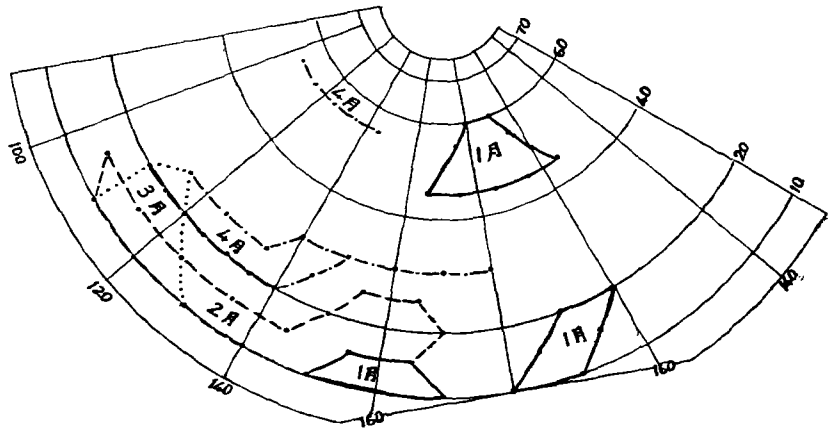


图 4 邢台 7 月降水相关区分布

初春 2—3 月“青藏高原”与夏季旱涝相关也反映了春季环流-夏季旱涝这一效应。取 500 mb 月平均图 30—35°N, 75—100°E 六点的高度和代表“青藏高原”, 作冬春历年逐月月际高度变化(简称“增高”)剖面图, 列出冬春逐月“青藏高原”变高表(表 6)

表 6 给出从 1951 年至 1977 年平均绝对增高(逐年各月增高的绝对值平均)和平均增高(逐年各月的增高平均)。看出, 绝对增高最大月份是在 3 月, 绝对增值达 15.1, 其次为 2 月, 绝对增值为 13.4, 说明 2 月至 3 月正是青藏高原上空环流发生激变的过渡期。但如果同时考虑逐年各月增高的正负值, 则 2 月和 3 月的平均增高(绝对值)变成冬春各月增高的最小月份。这种情况的出现可以用表 7 的数字作一些初步讨论。

表 6 “青藏高原”冬春逐月变高(1951—1977 年平均)

时 段	增 高	平 均 绝 对 增 高	平 均 增 高
12月—1月		11.5	1.2
1月—2月		13.4	0.1
2月—3月		15.1	0.3
3月—4月		11.2	1.2
4月—5月		6.9	-2.0

单位: 位势什米

表 7 把旱年(1952, 1957, 1965, 1968, 1972 年平均)和涝年(1953, 1954, 1956, 1963, 1964, 1973, 1976, 1977 年平均)分别统计逐月变高情况, 发现在 2 月和 3 月旱年和涝年的增高是相反的, 旱年 2 月大幅度负变高, 3 月大幅度正变高; 涝年正相反, 2 月大幅度正变高, 3 月大幅度负变高。2 月的这种贡献与前面分析的海温及感热释放与 2 月“青藏高原”的相关效应是相联系的, 与相关区的分布也是相吻合的。在整个冬春季节中, 旱涝年份平均变高差值绝对值的最大值出现在 2—3 月。上述分析表明, 2 月和 3 月“青藏高原”环流剧变, 是导致华北汛期旱涝发生的前期重要环流因子之一。“青藏高原”春季环流形态与夏季旱涝有着较好相关信息。

表 7 旱涝年份月平均变高(位势什米)

类 别	1	2	3	4	5
旱 年	1.0	-23.4	11.0	6.4	-1.8
涝 年	-4.7	13.0	-5.0	-3.7	-2.0
差	5.7	36.4	16.0	10.1	0.2

我们用前一年 9—11 月和 3—4 月东亚副高面积指数距平和为一因子, 2—3 月青藏高原区域 500 mb 六点高度距平和为第二因子, 用 1951—1971 年资料作邢台地区及华北平原汛期降水预报方程:

$$F_{\text{邢台}} = 0.86 x_1 + 1.02 x_2 + 100.92$$

$$F'_{\text{华北}} = 0.73 x_1 + 1.82 x_2 + 98.40$$

$$R_{6-8} = \bar{R}_{6-8} \times F/100$$

其中 F 为汛期降水百分率 $\times 10^2$ 。

图 5 为从 1972 年至 1981 年的预报和实况检验,可以看出,在这十年实际预报中,有九年预报基本正确,显示了预报因子的稳定性。表明,春季亚洲副高带环流因子与夏季旱涝相关之稳定是有其前期海温的热力效应做基础的。

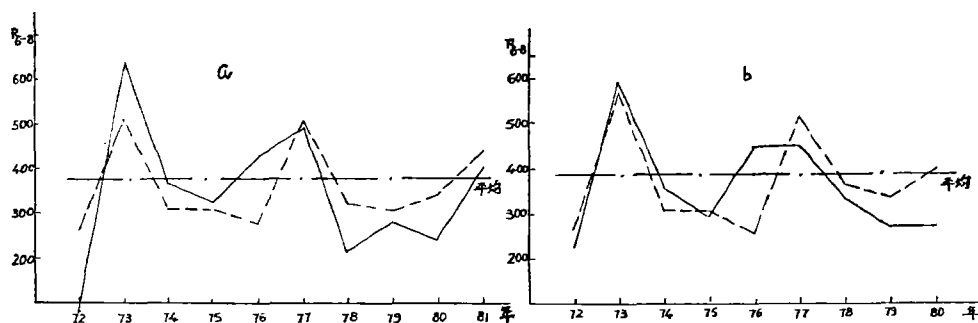


图 5 邢台及华北平原汛期降水十年预报和实况
(a—邢台 b—华北)

五、几点综合

1. 邢台(及华北平原)夏季旱涝与亚洲春季副热带高压的环流调整密切相关。春季亚洲副高与夏季华北平原降水存在季度相关效应。

2. 春季亚洲副热带高压的环流调整与冬季黑潮区域海温高低及其感热释放关系密切,即环流调整的热动力可能主要来自冬季海温的热释放,春季副高与冬季海温存在季度热效应;

3. 夏季旱涝的热力原因之一是冬季海温热源的异常。冬季黑潮海温热释放通过影响春季亚洲副热带高压系统的调整而对夏季旱涝发生影响。半年效应则可能是冬季海温与夏季降水之间存在某种内在联系。

本文仅讨论黑潮海域这一小范围海温变化对太平洋副高带系统的作用,也只讨论了感热输送作用,所以这一研究只是初步的,还有待进一步深入探讨。

参 考 文 献

- [1] 潘怡航, 冬春海洋加热场与两湖盆地汛期降水的初步分析, 中国科学院大气所集刊(6)号, 1978年。
- [2] 赵宗慈、王绍武, 大气与海洋相互作用的季节变化, 长期预报文集, 气象出版社, 1982年。
- [3] 符淙斌, 大气温度场对赤道海面温度变化的响应, 副热带高压的长期变化及其与长江下游汛期旱涝关系的初步研究, 第一辑, 1978.1。
- [4] 王绍武、赵宗慈、陈振华等, 冬半年海洋与大气的相互作用, 海洋学报, 2卷, 2期, 1980.2。
- [5] Гусев, М., и Другие, Теплообмен при мелкомасштабном взаимодействии между морем и атмосферой, Метеор и Гидр, 1976, No 8.
- [6] Holton, J. R., 动力气象学引论, 第六章 P61—69, 中国人民解放军空军气象学校训练部译, 黑龙江省气象台复印, 1978.11。
- [7] 吴波, 西太平洋副高演变规律及其与邢台夏季旱涝分析, 长期预报文集, 气象出版社, 1982年。
- [8] 吴波, 对长期天气预报中几个问题的看法, 气象, 1982年1期, 11—13页。
- [9] Мусаелян, Ш. А., Одномикро-статистической параметризация тепловой памяти океана, Метеор и Гидр, 1980, No 3.