

海洋加热场对副热带环流影响的数值模拟

葛孝贞 余志豪

(南京大学大气科学系)

提 要

本文采用二维纬向平均模式,研究西太平洋中纬度强洋流区通过感热、潜热的输送对西太平洋副热带高压(以下简称副高)季节移动的影响。结果表明:500 hPa上副高的季节移动对中纬度海洋加热场的响应存在2—3个月的滞后,进一步为江淮流域以及华北雨季的旱涝提供了预报依据。

一、引 言

海洋加热场对天气、气候的影响已被大量的研究工作所证实。尤其自60年代以来我国对海-气相互作用亦开展了愈来愈广泛、深入的研究,除揭露了大尺度海-气相互作用的一些事实外,还从不同角度探讨了海洋加热场对大气环流的影响以及海-气相互作用的机制,取得了许多有意义的结论。例如,许多研究结果指出:直接影响我国长江流域和东部地区夏季大范围旱、涝的西太平洋副热带高压的强、弱、西伸和维持的时间长短都与海洋加热场有着密切的关系^[1],一些工作还从实际资料相关普查发现,太平洋黑潮洋流区是影响环流变化的关键区^[2],所以本文采用二维纬向模式,纬度从10—50°N、120°E大致沿黑潮强洋流区的边缘,并主要着眼于太平洋上这支暖流区的加热场对环流变化的影响进行模拟试验,结果表明,海洋通过感热、潜热输送给大气的热量,由于其随季节不均匀分布的特征使得考虑了海洋感热、潜热输送的模拟试验与仅仅考虑太阳辐射的模拟试验^[3]相比,总的说来,500 hPa上环流的变化对中纬度黑潮区海洋加热场的响应存在2—3个月的滞后,若前期3至6月沿黑潮区为高放热区,则后期5至8月500 hPa上副热带高压位置偏南。这样,可以据前期中纬度黑潮区海洋加热场的强、弱来预报夏季副热带高压南、北位置的变化趋势,进一步为江淮流域以及华北雨季的旱涝提供可供参考的预报依据。

二、模式方程组及海洋加热的计算方案

1. 模式方程组

采用二维纬向平均模式,铅直坐标 $Z = -H \ln(p/p_0)$, 假定风、气压和温度场满足静力平衡和地转平衡,基本方程为:

1986年6月10日收到,9月10日收到修改稿。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v = F - G \quad (1)$$

$$f \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial \theta}{\partial y} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \left(H \frac{R\theta}{C_p H_0} + \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{w}{\varepsilon} = -P + Q \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} + e^{Hx/z_0} \frac{\partial}{\partial z} (e^{-Hx/z_0} w) = 0 \quad (4)$$

其中 P 、 G 分别表示涡动热输送散度及相对角动量涡度输送散度, 暂取为零; F 为小尺度摩擦耗散, 采用裴克参数化公式, Q 为非绝热加热项, $Q = Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_L$, 依次是小尺度涡动热扩散、太阳辐射、海-气感热输送以及潜热输送; θ 为温度偏差; 其余均为常用符号(所有量都已作无因次处理)。

利用热成风关系(2), 在纬向风方程(1)和热力学方程(3)中消去时间导数项, 即将确定径向流动 ϕ 的诊断方程:

$$A \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + 2B \frac{\partial^2 \phi}{\partial y \partial z} + C \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} + D \frac{\partial \phi}{\partial y} + E \frac{\partial \phi}{\partial z} = \tilde{F} \quad (5)$$

式中 A 、 B 、 C 、 D 、 E 及 $\tilde{F}$ 是由物理参数组成的各系数, 均为 (y, z) 的已知函数, 该二阶偏微分方程的求解及其边界条件的给定见文献 [3, 4], 方程(1)、(2)、(4)、(5)即组成模式的闭合方程组, 计算域为 $10^\circ\text{--}50^\circ\text{N}$, 垂直(z)方向取 $0\text{--}10\text{ km}$, 共分成 $40 \times 10 = 400$ 格点, $\Delta y = 1$ 纬距, $\Delta z = 1\text{ km}$, 积分时间步长 $\Delta t = 2.5d$, 积分步数 $N = 1\text{--}81$ (3—10月), 计算过程中分别输出考虑海洋加热 Q_3 和 Q_L 后每时步的 u 、 v 、 w 、 ϕ 、 θ 及 Q 等要素场的分布, 另外, 为了便于分析海洋加热场对环流的影响, 还输出各变化量 Δu 、 Δv 、 $\Delta \phi$ 、 Δw 和 $\Delta \theta$ 值, “ Δ ”表示考虑海洋加热对仅考虑太阳辐射加热所带来的改变(详见后面说明)。

2. 海洋加热场的计算方案

海洋和大气间的热通量, 基本上应取决于三个基本过程:

1) 辐射热交换 在本文讨论问题的时间尺度为月、季或更长时间的情况中, 海洋上空大气热平衡的变化部份, 主要是由感热和潜热交换变化的作用形成的, 而辐射热交换变化的影响, 一般仅仅在昼夜尺度的海-气热交换过程中有意义¹⁾, 本文模拟暂未考虑。

2) 感热交换 Q_s 它正比于海面 and 邻近空气层的温度差 ($T_s - T_A$), 采用半经验计算公式

$$Q_s(y, t) = \rho_0 c_p c_H u(y, t) [T_s(y, t) - T_A(y, t)] \quad (6)$$

其中 ρ_0 是近地面层的空气密度, u 、 T_A 分别为近地面层风速及气温, 本文均采用模式第二层的值进行计算, c_H 表示海面附近热交换系数, 并取¹⁾

$$c_H = \begin{cases} (0.75 + 0.1\Delta T) \times 10^{-3} & \Delta T = T_s - T_A > 0 \\ 0.1 \times (0.75 + 0.1\Delta T) \times 10^{-3} & \Delta T = T_s - T_A < 0 \end{cases} \quad (7)$$

1) 北京大学地球物理系 85 届毕业论文。

(6) 式中 T_s 为海面温度, 由实际海温资料^[7]模拟的海温分布计算公式^[2]取为

$$T_s = [\bar{T}_s + A_1(y/Y) \cos(Q_y t + \alpha_1) + A_2(y/Y) \cos(Q'_y t + \alpha_2)] \quad (8)$$

式中 $\bar{T}_s$ 是平均海温, Q_y 、 Q'_y 为年周期及半年周期角频率; A_1 、 A_2 为年周期及半年周期振幅分量; α_1 、 α_2 为初相位, 后两组数均已由实测资料定出。

3) 潜热交换 Q_L 它正比于海面的水汽蒸发量即 $(q_s - q_A)$ 。因为, 这部份水汽蒸发时从海水表面吸取热量, 以水汽形式潜在着, 一旦凝结, 再释放给大气热量。由于海面蒸发来的水汽, 一般只作为大气最低层的水汽源^[14], 故这部份凝结加热亦只在大气底层, 本模拟采用半经验计算公式

$$Q_L(y, t) = \rho_0 c_{gA}(y, t) L [q_s(y, t) - q_A(y, t)] \quad (9)$$

$$e_s(T) = 6.11 \exp[25.22 \times (1 - 273/T_s) \times (273/T_s)^{5.31}] \quad (10)$$

式中 q_A 为邻近海面空气比湿, 本文据 122°E 近海面实际水汽压分布资料^[16]取相应的模拟函数²⁾为

$$e_A = \cos \frac{2\pi}{10} (Q_y - \alpha_1) \left[4 \sin \frac{2\pi}{40} (y/Y - 28) + 11 \right] + (50 - y/Y) \quad (11)$$

式中 Q_y 为半年周期角频率, α_1 为经验常数, 取为 7.6, 由 (11) 式利用 Clausius-Clapeyron 公式计算出空气比湿 q_A (g/kg)。显然, 海-气间的潜热与感热交换量其加热高度一般就在大气低层, 其垂直分布本文近似采用如下二次分布:

$$Q_s(y, z, t) = [(p(z)/700)^2 - p(z)/700] \times Q_s(y, t) \quad (12)$$

$$Q_L(y, z, t) = [(p(z)/700)^2 - p(z)/700] \times Q_L(y, t) \quad (13)$$

由上式海洋感热、潜热只直接影响对流圈低层, 随高度递减至 700 hPa 已无影响。

三、计算结果的分析与讨论

1. 水汽压 e_A 的计算结果

图 1a 为根据文献 [6] 作出的 122°E、20—40°N, 3—10 月近海面空气水汽压 e_A 的时空分布图作为实际 e 平均分布, 表明水汽压自春至夏逐渐增大, 7 月中达最大值, 再逐渐减小。由图 1a 分布特征, 设计 e_A 的计算公式 (11), 计算结果如图 1b, 与实况图 1a 比较可见模拟结果基本反映了 e_A 场随季节、纬度变化的特征。

2. 感热、潜热之和 Q_{s+L} 的计算结果

感热输送的计算结果及其特征详见文献 [7], 从以下结果可以看到, 蒸发凝结潜热 Q_L 约为感热 Q_s 的十倍左右, 因此, Q_{s+L} 基本上能代表潜热时空分布的特征。

(1) 春季至初夏 ($N = 1-31$) 低纬 10°N 与中纬 30°N 为两个高放热中心, 20°N 附近为低放热中心, 即 3 至 6 月海洋对大气的加热最大海域出现在黑潮区, 该结果与文献 [8] 对 1962—1967 年 11 月—6 月北太平洋逐月的感热和潜热计算表明海洋对大气加热

1) 韦定英, 南京大学大气科学系 82 届毕业论文。

2) 葛明, 南京大学大气科学系 85 届毕业论文。

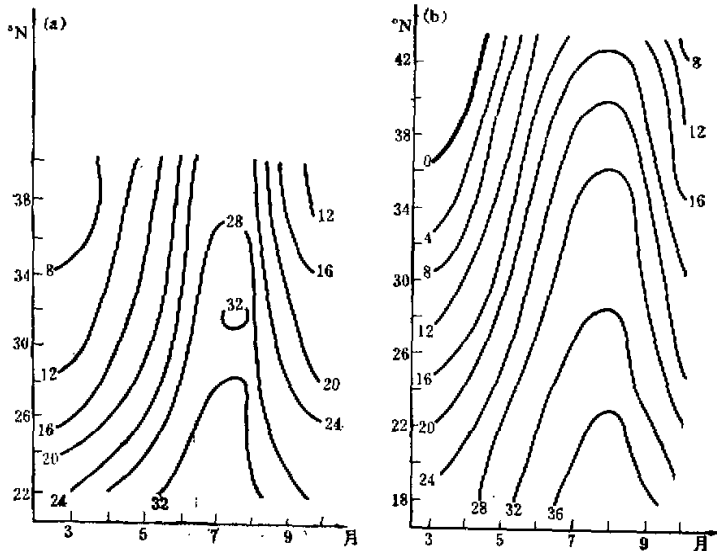


图 1 122°E, 20—40°N, 3—10 月近海面水汽压 e_A 分布
(a) e_A 实际分布(据资料 [7] 作出) (b) e_A 计算结果(据公式 (12) 计算).

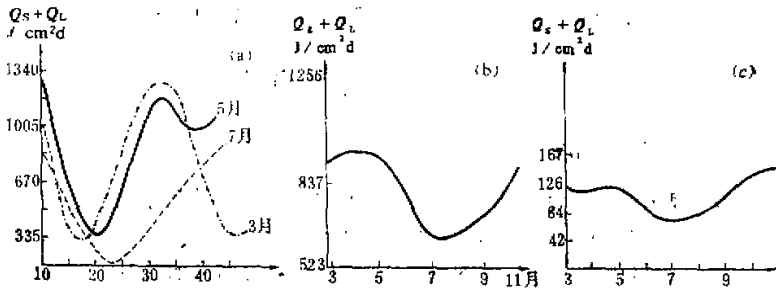


图 2 (a) 各月海面加热($Q_s + Q_L$)随纬度分布 (b) 海面总加热全域平均值的逐月变化
(c) 30—40°N 处海面加热的逐月变化

最大区域从 11 月—5 月均出现在黑潮区的结果相一致。随季节的推移夏季以后 30°N 附近的高放热中心消失而渐变为低放热中心, 高放热中心移至 48°N 以北, 图 2a。

(2) Q_{s+L} 在本文计算范围内 (10—50°N、122°E, 1—5 km) 累计总加热自春至夏 (3—7 月) 显著逐渐减小, 7 月份达最小值, 夏至秋 (7—10 月) 又逐渐增大图 2b。

(3) 中纬度(取 30—40°N) 海洋加热 Q_{s+L} 同样表征了自春至夏明显减小, 7 月份达最小, 夏至秋逐渐增大的季节变化特征, 图 2c。

(4) 本文计算 Q_{s+L} 的结果表明, 中纬度在夏季 (7 月份) 虽然达到最小值, 但仍然为正值, 这意味着中纬度 (122°E 附近) 海洋是一个热源

(5) 海气温差 ($T_s - T_A$) 与海气热交换感热 Q_s 和潜热 Q_L 之间都成正比关系。在近海面空气中由于涡动热交换强度和通量均依赖于风速 V , 据研究^[9]当 V 大于一个临界值 (大约为 20—25 m/s) 时就会产生与 $(T_s - T_A)$ 完全无关的附加输送量, 而当 V 小于临界值时用 (6)、(9) 式计算 Q_s 和 Q_L 还是正确的, 本文 V 是取模式第二层风速值代替, 其风速大小均在 25 m/s 以下, 故 Q_s 和 Q_L 与 $(T_s - T_A)$ 都成正比关系, 所以从计算结果可见其分布形势有相似之处。

3. 海洋加热场对流场的影响

为说明流场的变化, 本文春至夏 ($N = 1-41$) 取 $N = 31$ (6 月) 为例, 秋季 ($N = 51-81$) 取 $N = 81$ (10 月) 流场变化为例。

1) 春至夏 ($N = 31$)

图 3a 表示考虑海洋加热 Q_{s+L} 后的垂直运动 w 与仅考虑太阳辐射 Q_2 时的模拟结果相比, 垂直运动场的改变 $\Delta w = w_{Q_2+Q_{s+L}} - w_{Q_2}$, 与图 2a—2c 对照分析, 可见 3 至 6 月在 10°N 和 30°N 高放热区附近较暖的洋面上产生了上升气流, 改变了仅考虑太阳辐射的模拟^[3], 整个计算域皆为下沉气流所控制。依据流体连续性原理, 由 Q_{s+L} 所诱生的垂直运动必将引起南、北风场的改变 $\Delta v = v_{Q_2+Q_{s+L}} - v_{Q_2}$ (图 3b), 表明对流层中下层 4—6 km, $10-40^\circ\text{N}$ 南风有所增强 ($\Delta v > 0$)。图 3c 为 $\Delta \phi = \phi_{Q_2+Q_{s+L}} - \phi_{Q_2}$, 综合示出了该季节在海洋加热场的作用下所激发的径向环流圈变化, 图中双箭头表示与径向流函数 ϕ 的改变 $\Delta \phi$ 相应的南北风场和垂直速度场的改变方向, 图示说明强放热中心都有微弱的上升运动相匹配, 而且 35°N 以南, 对流层中下层南风有所增强 ($\Delta v > 0$), 在科氏力 ($f v$) 作用下使相应区域的西风有所增强 ($\Delta u = u_{Q_2+Q_{s+L}} - u_{Q_2} > 0$), 即纬向风场发生相应的改变 (图 3d), 由图可见 35°N 以南对流层中下层西风增强 ($\Delta u > 0$)。本模

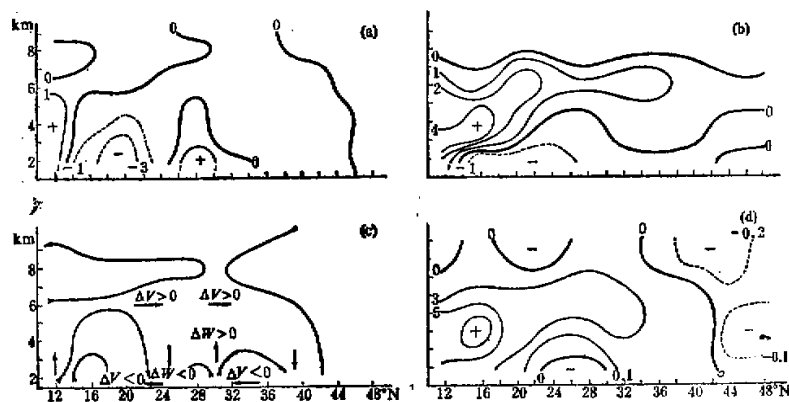


图 3 考虑海洋加热场后所模拟出的 6 月份流场变化

- (a) 6 月 ($N = 31$) $\Delta w = w_{Q_2+Q_{s+L}} - w_{Q_2}$ (b) 6 月 ($N = 31$) $\Delta v = v_{Q_2+Q_{s+L}} - v_{Q_2}$
 (c) 6 月 ($N = 31$) $\Delta \phi = \phi_{Q_2+Q_{s+L}} - \phi_{Q_2}$ (d) 6 月 ($N = 31$) $\Delta u = u_{Q_2+Q_{s+L}} - u_{Q_2}$

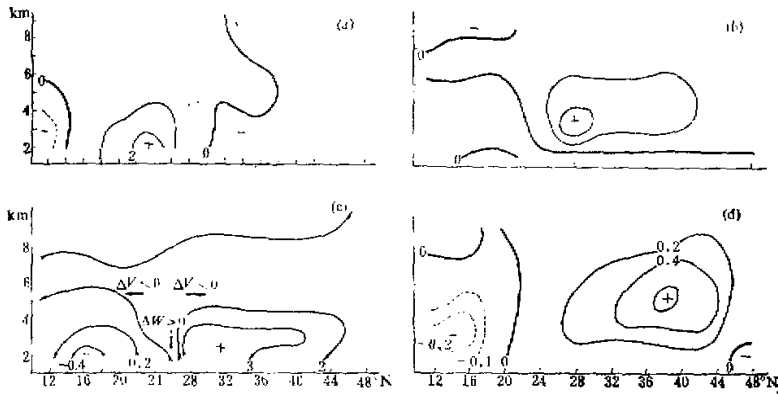


图 4 考虑海洋加热后所模拟出的 10 月份流场变化

- (a) 10 月 ($N=81$) $\Delta w = w_{Q_2+Q_5+Q_L} - w_{Q_2}$ (b) 10 月 ($N=81$) $\Delta v = v_{Q_2+Q_5+Q_L} - v_{Q_2}$
 (c) 10 月 ($N=81$) $\Delta u = u_{Q_2+Q_5+Q_L} - u_{Q_2}$ (d) 10 月 ($N=81$) $\Delta \psi = \psi_{Q_2+Q_5+Q_L} - \psi_{Q_2}$

拟采用 5 km 上东西风零线表示西太平洋副热带高压 500 hPa 上的脊线位置。所以,从以上考虑海洋加热后所模拟出的流场变化(图 3a—3d),可以说明在 5 km 高度上 35°N 以南西风环流有所增强,由于该季节仅考虑 Q_2 的副高脊线位置在 30°N 以南(见图 6),因此,考虑海洋加热场后,将使得副高位置偏南(见图 5)。

2) 秋季 ($N=81$)

Q_{S+L} 在 20°N 及 48°N 以北为高放热中心,与该加热分布相应,垂直运动 w 、南北风 v 、径向流场 ψ 以及纬向风场 u 都诱生出相匹配的变化,如图 4a—4d,表征了在该季节由于海洋加热场的影响而产生的流场的变化,变化最大中心在 38°N 附近,低纬东风增强 ($\Delta u < 0$), 26—30°N 变化极为微弱,所以,计算结果,9 月份以后与仅考虑太阳辐射的副高脊线模拟位置相比,基本相同(图 6)。

四、结 论

强洋流区是大气和海洋相互作用最活跃的地区,那里海洋对大气环流的作用最明显。黑潮就是太平洋上向大气提供能量最多的一支暖流,许多工作^[2,7,9]说明黑潮是影响环流变化的关键海域,本文计算了沿黑潮区 (25—35°N、122°E) 3 至 6 月向大气提供的感热、潜热输送,平均约为 921 J/cm²·d, 3 至 10 月平均向大气提供约 515 J/cm²·d, 另外,计算逐月感热、潜热输送表明,最大加热海域从 3 至 6 月都出现在黑潮区,而且以 3 月份最大(见图 2),与文献[8]结果基本一致。利用本模式,在仅考虑太阳辐射情况下的模拟结果^[3]与副热带高压脊线多年各月平均位置^[23]相比基本模拟了副高脊季节北移、北跳的主要特征(见图 6 中实线),本文在此基础上又考虑了海洋加热的作用,企图从两模拟结果的差别(见图 6)进一步分析关键海域的感热、潜热输送将会对环流产生怎样的影响,从而分析其与环流变化的关系。据模拟试验结果初步提出几点看法:

(1) 文献[10]据 $15^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}$ 、 140°E 附近海洋放出总热量与 $850\text{--}150\text{ hPa}$ 各层垂直速度的计算和相关分析指出, 海洋加热场对垂直运动的影响是从下上传递的, 影响强度随高度减弱, 影响时间随高度推迟, 500 hPa 上垂直速度推迟 4 个月。本文模拟结果表明, 海洋加热场首先激发出垂直运动, 通过热力、动力学过程导致整个流场的变化, 分析认为环流变化对中纬度黑潮区海洋加热场的响应存在 2—3 个月的滞后(见图 5)。

i) 前期 3—6 月沿黑潮区 (30°N 附近) 若为高放热区 (见图 2), 则后期 5—8 月 500 hPa 上副高偏南(图 5, 6)。

ii) 夏季 7—8 月沿黑潮区 (30°N 附近) 为低放热区(见图 3) 则 9 至 11 月副高位置少变或略偏北(图 5)。

iii) 据以上可知黑潮区海温对环流影响的主导作用春季 (3 月) 比夏季 (7 月) 显著。文献[1]指出暖洋流区海温的主导作用在冬季最明显与本模拟结果相似。

(2) 海洋积累加热对环流的影响

i) 前期 3—6 月海洋的积累加热多时 (图 2b), 未来 2—3 个月以后 (7—8 月) 副高

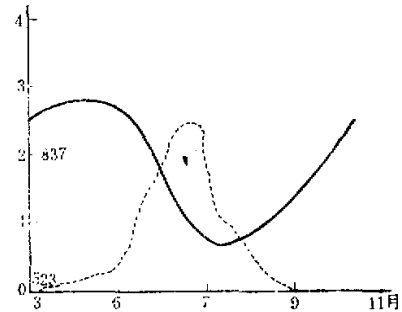


图 5 500 hPa 副高脊线对中纬度海洋加热场的响应滞后 2—3 个月示意图

粗实线: 中纬度积累加热随季节分布 ($Q_s + Q_L$, 单位: $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) 虚线: 增加考虑中纬度海洋加热与仅考虑太阳辐射加热模拟结果相比较副高脊线随季节分布 ($y_{Q_s} - y_{Q_s+Q_L}$, 单位: 纬距)

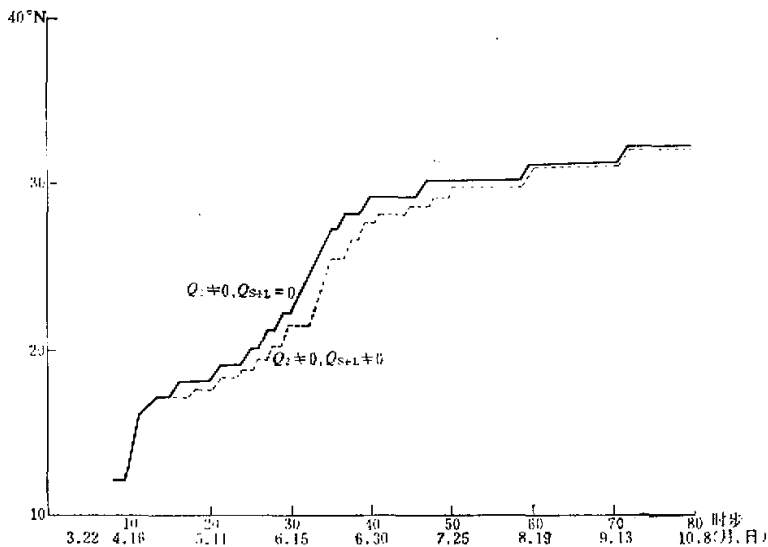


图 6 500 hPa 副高脊线位置的季节变化模拟曲线

实线: 表示不考虑海洋加热的廓线 虚线: 表示考虑海洋加热后的廓线。

偏南(图 6)。

ii) 7—8 月海洋积累加热少(图 2b) 未来 2—3 个月副高位置少变或略偏北(图 6)。

(3) 许多研究工作指出^[2], 太平洋的几个洋流区如黑潮、亲潮的海温对我国汛期特别对东部地区汛期降水的多寡影响比较显著, 并已成为旱涝预报广泛使用的指标, 太平洋中纬度及副热带洋流对我国旱涝的影响存在大约半年的韵律, 即冬季海温与汛期的旱涝相关明显。本模拟计算结果表明沿黑潮区(25—35°N, 122°E) 3 月向大气提供感热、潜热平均达 $921 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{d}$, 持续 2—3 个月, 到 7 月份, 西太平洋副热带高压脊线位置较平均位置(模拟结果 28—29°N) 偏南 2—3 纬度, 则由文献[11] 知将使江淮流域汛期偏涝。所以春季黑潮区海洋加热场的强、弱可以作为夏半年江淮流域汛期旱涝预报的指标, 加热强度愈强(弱)夏季西太平洋副热带高压位置偏南(稳定或北移)愈明显, 江淮流域夏季降水偏涝(正常或偏旱)。

最后应该说明海洋上空热力变性, 主要发生在地面至 500 hPa 高度的大气层。因此, 在研究海—气大尺度相互作用时 500 hPa 等压面的高度可以作为海洋对大气温压场整体影响而且具代表性特征的高度。本文在讨论问题时主要用 500 hPa 环流的变化(副高位置、强度的变化)来表征“关键海域”加热场对大气环流的影响, 此外, 本文海面温度是根据平均海温分布模拟成函数引入模式计算的, 所以海洋加热只是作为外加热源引入模式。实际上, 海洋通过感热、潜热的输送给大气提供运动的能量, 而大气通过内应力驱动海洋, 引起海水运动, 并通过云对辐射的调节使海温发生变化, 改变了的海温又影响大气运动, 海洋和大气应该是相互影响、相互作用的, 本文未考虑海—气间相互作用, 只考虑海洋加热对大气的的影响。此外, 许以平等^[13]通过相关普查指出, 秋冬季的黑潮暖流以及加里福尼海温是影响夏季西太平洋副高 588 线北界的主要因子, 而副高西伸脊点的位置却受秋、冬季赤道海温、西风漂流区海温及黑潮区海温的共同作用, 本文仅用大洋西部边缘加热模拟副高进退, 的确有很大的局限性, 因此, 本文所讨论的海洋加热对环流变化的影响, 只是很初步的工作, 有些考虑和处理方法是很粗糙的, 这些将有待进一步改进。

参 考 文 献

- [1] 邢如楠, 1982, 近年来我国大尺度海—气相互作用研究的进展, 中国气象学会一九八二年年会论文。
- [2] 王绍武、赵宗慈, 1982, 近十年来我国长期天气预报的进展, 气象科技 5。
- [3] Yu Zhihao (余志豪) and Ge Xiaozhen (葛孝贞) 1986, Numerical simulation of seasonal movement of subtropical high Ridge Line I, *ACTA Oceanological Sinica*, Vol. 5, No.1, p.32—45.
- [4] 葛孝贞、余志豪, 1984, 含 $\partial^2\psi/\partial x^2$, $|\partial y$ 项的二阶线性偏微分方程的椭圆型数值解, 数值天气预报文集, 气象出版社。
- [5] A. И. Урговнов, 1984, 海洋热状况和长期天气预报, 海洋出版社。
- [6] 中国科学院海洋研究所海洋气象组, 1977, 渤、黄、东海海面热平衡图集, 科学出版社。
- [7] 葛孝贞、余志豪, 1986, 海温变化与副高季节活动的数值模拟, 热带气象, 第一期。
- [8] 潘怡航, 1978, 冬春海洋加热场与两湖盆地汛期降水的初步分析, 中国科学院大气物理所集刊, 6 号, p.102—115。
- [9] 陈庭烈, 1978, 1972 年世界性天气异常的环境特征及其与海面水温的联系, 中国科学院大气物理所集刊, 6 号, p.87—101。
- [10] 陈明宣, 1981, 北太平洋加热场特征与副高活动, 气象科学技术报告 045 号, 气象科学研究院。
- [11] Yu Zhihao (余志豪) and Ge Xiaozhen (葛孝贞), 1986, Numerical simulated of seasonal movement of subtropical high ridge line II, *ACTA Oceanological Sinica*, Vol. 5, No.2 p. 183—194。

- [12] 黄土松, 汤明敏等, 1964, 副热带高压位置一年中南北变动的一些特征及其意义, 高等学校自然科学学报.
- [13] 许以平等, 1978, 1982. 用秋冬季太平洋海面温度预报夏季北太平洋副热带高压的特征. 中长期水文气象预报文集(第一集)(第二集)水利电力出版社.
- [14] G. J. 哈廷纳著, 1975, 数值天气预报 p.212. 科学出版社.

IRS88 于 8 月 18—24 日在法国 Lille 召开

每四年定期举行一次的国际辐射会议 (International Radiation Symposium, 简称 IRS) 于 8 月 18—24 日在法国 Lille 召开. IRS 是国际气象和大气物理协会的重要聚会之一. 出席这次会议的有来自苏、美、英等 24 个国家的近 250 名代表. 世界著名的大气辐射专家 K.Y. Kondratyev (苏)、R. M. Goody (美) 和 J. T. Houghton (英) 等都参加了这次会议. 参加这次会议的中国代表有九位, 其中五位分别来自大气物理所、兰州高原大气所和南京大学, 而另四位则分别来自于德国、美国和法国的中国出国留学生. 这也说明了目前出国留学生在国际学术交流活动中所起的作用.

在这次会议上交流的论文有 200 多篇. 论文的内容主要包括了以下四个方面: (1) 云和辐射; (2) 辐射和气候; (3) 基本辐射过程; (4) 遥感. 这些论文中的绝大多数是近四年来在大气辐射理论和观测分析方面研究的新结果. 这次会议由于苏联代表的参加在进一步促进东西双方大气辐射研究成果的交流方面有着一定的积极意义.

(朱迅供稿)