

黑潮区域表层水温变异特性及其对 大气环流响应的初步分析*

赵永平 张必成 顾伟浩 井立才

(中国科学院海洋研究所)

海洋和大气是一个不断相互作用的复杂的耦合系统,其相互作用的结果对长期天气过程的演变以及海洋环境的变化都有着重大的影响。从六十年代开始,这一研究课题就引起了海洋学家和气象学家的广泛重视。如 Bjerknes 指出,赤道海温及其相应的环流有准两年周期,表明了海表温度与中低纬度环流之间的关系;Namias^[1]指出,海表温度与海平面气压场的关系密切,可以用预报的海平面平均气压场的分布来预报下个月的海表温度。目前在数值模拟试验中,也将海气相互作用加以参数化考虑进去,提高了预报精度。本文拟以平均资料,准定量地分析黑潮地区表层水温的变异特性及其物理过程,并在此基础上探讨它与大气环流的关系。

文中的海表温度资料,1951—1962 年取自美国的北太平洋海面温度资料^[7],1963—1972 年取自日本的北太平洋气候表^[5,2],1973 年以后采用我国海洋局水文气象总台整理的资料,北半球 500 毫巴高度采用上海气象台整理的资料,热量平衡各分量的计算值取自西北太平洋海面热量平衡图集^[2]。

一、黑潮表层水温的季节变化特征及其作用因子

黑潮水温的变异不仅对东海和黄海的水文状况有显著影响,而且与我国长江流域汛期降水有密切的关系^[3]。因此,研究黑潮水温的变异特征具有一定的实用意义。

为表示大范围黑潮区域表层水温的变化趋势,我们取 20°N, 125°E; 20°N, 130°E; 25°N, 125°E; 25°N, 130°E; 30°N, 130°E; 30°N, 135°E 等六站的水温平均值为代表(以下将该海区简称为黑潮区域),将逐月多年平均值点绘如图 1。图中实线即黑潮表层水温的年变曲线,其主要特征是:2 月水温最低,为 21.9°C,8 月最高,为 28.8°C,5—10 月高于年平均值,11—4 月低于年平均值;3—7 月为升温期,9—1 月为降温期,变化曲线是一个振幅为 3.5°C,周期为 12 个月的正弦波。

Adem^[6] 在制作月平均海洋水温预报时,给出了影响水温变化的各项因子:

$$\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial t} = -\bar{V}_{ST} \cdot \nabla \bar{T}_s + K_{SH} \nabla^2 \bar{T}_s - \frac{\bar{W}}{\bar{h}} + \frac{1}{\rho_s C_s} \bar{h} [\bar{E}_s - \bar{G}_s - \bar{G}_z] \quad (1)$$

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 668 号。作者顾伟浩现在工作单位是上海航道局设计研究所。
本文承毛汉礼教授指导,管秉贤、任允武先生审阅并提出宝贵意见,特此志谢。

1) 参见中央气象局气象科技情报研究所,1974,气象科技资料增刊第一期。

2) 因水温资料来源不同,前后 12 年有系统误差,计算中进行了校正。

收稿日期:1980 年 9 月 16 日。

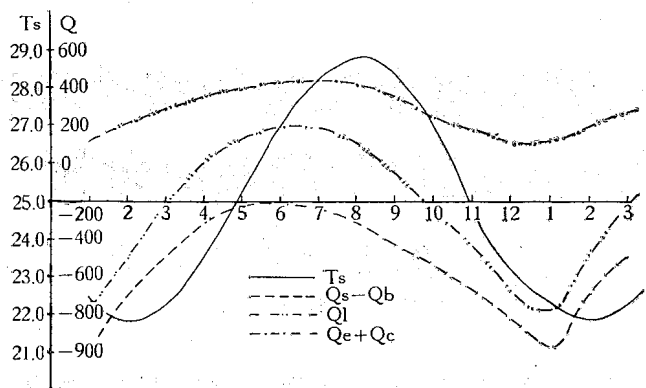


图1 黑潮区域表层水温及海面热量收支年变化图

式中 $\bar{h}$ 为均匀搅拌水深, $\bar{T}_s$ 为 $0-\bar{h}$ 的平均水温, $\bar{V}_{ST}$ 为此层中的平均流速, K_{SH} 为水平涡动扩散系数, $\bar{W}$ 为此层中的平均垂直速度, ρ_s 为水密度, C_s 为比热, $\bar{E}_s$ 为此层中吸收的太阳辐射能, $\bar{G}_s$ 为此层中的乱流感热输送, $\bar{G}_z$ 为此层中由蒸发所引起的热损失。右边第一项为海洋平流输热,第二项为水平扩散,第三项为垂直方向上向下给予温跃层的热量,第四项为海面热量收支值。黑潮表层水温的年变化及月变化与这些因子的作用有着密切的关系。

首先考虑黑潮表层水温年变化及其影响因子。根据西北太平洋海面热量平衡图集^[2],同样取 20°N , 125°E ; 20°N , 130°E ; 25°N , 125°E ; 25°N , 130°E ; 30°N , 130°E ; 30°N , 135°E 等六站点平均的海面热量平衡及其总和,其值见表1。由表1可知,本海区太阳入射辐射 Q_s ,全年为正,7月最大,12月最小;海面有效回辐射 Q_b 和蒸发潜热 Q_e ,全年为负,其绝对值以1月最大,6月最小;而海气之间的感热输送 Q_c ,1月最大,7月最小,夏季(6—8月)为正值,即海洋温度低于气温,海洋得热,其余季节相反,海洋失热。上述

表1 黑潮区域海面热量收支表(卡/厘米²·天)

类别 值 月	Q_s	Q_b	Q_e	Q_c	Q_L	$T_s (^{\circ}\text{C})$
1	283	-164	-718	-167	-766	22.5
2	355	-153	-551	-124	-473	21.9
3	422	-141	-429	-65	-212	22.3
4	472	-116	-279	-18	59	23.7
5	478	-101	-241	-11	125	25.4
6	495	-87	-221	5	192	26.8
7	522	-88	-261	7	180	28.3
8	503	-90	-300	3	116	28.8
9	474	-100	-418	-8	-52	28.3
10	389	-121	-500	-35	-287	27.1
11	324	-126	-544	-64	-410	24.6
12	251	-145	-655	-127	-676	23.2
年	414	-119	-428	-50	-184	25.2

四项之总和 Q_L , 4—8 月为正, 9—3 月为负, 冬季失热最多, 而夏季得热最多。上述四项因子中, 海洋得热主要靠太阳入辐射, 而感热的向下输送, 即使在夏季也很小。海洋失热主要是蒸发耗热, 海面有效回辐射及感热输送则相对地小。春夏两季, 热量收支总和 Q_L 为正值, 海洋得热, 水体温度升高, 秋冬两季相反, Q_L 值为负, 水温下降。由此可见, 黑潮表层水温的年变化不只是热量收支中某一个分量的单独作用, 而是取决于海面热量收支之总和。但由表 1 也可以看到, 海面热量收支的作用还不能完全与水体温度变化趋势一致。另外从全年平均而言, Q_L 值为负, 这意味着为保持年际水温为常值, 必须由海洋内部的热量输送来补充海面失热的亏损。

将表 1 中数值, 绘制在图 1 中, 图中点线为净辐射值 (太阳入辐射与海面有效回辐射之差), 断线为海洋与大气之间热量交换 (潜热与感热之和)。可以看出, 水温极值都落后于两者中绝对值最大值 1 个月, 落后于较小值 2 个月。从海面热量收支总和的年变曲线 (图中双点线) 可以看出, 8 月最高水温大致落后于热量收支总和的最大值 1.5 个月, 2 月最低水温落后于热量收支总和的最小值 1 个月。

影响水温变化滞后的原因较多, 为了了解其主要的物理过程, 可以简单地假定表层水温的变化服从热传导过程:

$$\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_s \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial z} \right)$$

假定涡动扩散系数不随深度改变, $K_s = \text{常数}$, 考虑海面及下边界条件为海洋表面热流量已知, 海洋深处水温有界; 并假定进入海面的热量是振幅为 Q_{L_0} 的简单正弦波。这样, 表层水温变化可化为下述定解问题:

$$\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 \bar{T}_s}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$z = 0, \quad \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial z} = \frac{Q_{L_0} \sin \sigma t}{\rho_s C_{ps} K_s} \quad (3)$$

$$z = \infty, \quad \bar{T}_s \text{ 有界} \quad (4)$$

其中, Q_{L_0} 为海面热量收支月平均对年平均的变幅; $\sigma = \frac{2\pi}{T}$, σ 为频率, T 为周期; ρ_s , C_{ps} 分别为海水的密度及比热。由上述定解问题可以解出满足扩散方程的周期性解:

$$\bar{T}_s(z, t) = \frac{Q_{L_0}}{\rho_s C_{ps} K_s} \sqrt{\frac{K_s}{\sigma}} e^{\sqrt{\frac{\sigma}{2K_s}} z} \sin \left[\sigma \left(t + \frac{\pi}{4\sigma} \right) + \sqrt{\frac{\sigma}{2K_s}} z \right] \quad (5)$$

当取 $t = 12$ 个月, ρ_s , C_{ps} 同前取值, $K_s = 10$ 厘米²/秒时, 在 $z = 0$ 处, 可算得海表水温的年变化较海面热量收支 Q_L 落后 1.5 个月, 这与 8 月最高水温落后于 Q_L 1.5 个月一致, 但比一月最低水温落后于 Q_L 1 个月多出了半个月, 这是因为定解方程中仅考虑了扩散作用, 而未计及密度梯度的作用。夏季海洋表层升温, 水温垂直分布为稳定层结, 抑制了湍流过程; 而冬季相反, 上层水温低, 由于浮力作用使得水体在垂直方向上剧烈混合, 这种作用的结果有可能使水温滞后时间缩短。当取 $K_s = 10$ 厘米²/秒, $Q_{L_0} = 450$ 卡/厘米²·天时, 可以算得 $z = 0$ 处水温变幅为 3.7℃, 这与实际水温变幅 3.5℃ 极接近。由此可见, 海面热量净收支对黑潮表层水温的年变化有着相当大的作用。

其次,分析黑潮表层水温的月际变化及其影响因子的贡献。假定均匀搅拌水深 $\bar{h}=100$ 米,可以近似计算月际水温变化需热 Q_T 值。

$$Q_T = \int_0^{\bar{h}} \rho_s C_{ps} \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial t} dz \simeq \rho_s C_{ps} \bar{h} \frac{\Delta \bar{T}_s}{\Delta t} \quad (6)$$

采用时空中心差分:

$$Q_T = \rho_s C_{ps} \bar{h} \frac{T_{i+1} - T_{i-1}}{t_{k+1} - t_{k-1}} \quad (7)$$

取 $\rho_s = 1$ 克/厘米³, $C_{ps} = 1$ 卡/克·度, $t_{k+1} - t_{k-1} = 60$ 天,逐月计算可得表 2,表中用 $\sum_1^3 Q$ 表示水体内部输热值。

表 2 影响水温变化因子的估算值 (卡/厘米²·天)

值 项 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
Q_T	-340	-33	300	517	(560)	483	333	0	-283	(-520)	-650	-460	0
Q_L	-967	-625	-343	48	116	206	263	150	-157	-495	-593	-877	-273
$\sum_1^3 Q$	627	592	643	469	444	277	70	-150	-126	(-25)	-57	417	273

水体变温需热 Q_T , 一般春夏为正, 春大于夏, 秋冬为负, 秋大于冬。这是因为春秋分别为海表温度的升温期和降温期, 水温变幅较大的缘故。可以注意到, Q_L 与 Q_T 的年变化不一致, 相位差达 3 个月, 这说明月际水温变化并不只是海面热量收支及海水对其响应的滞后作用所致, 水体内部的输热也有着重要的作用。水体内部输热的量值 $\sum_1^3 Q$, 可近似地用月际变温需热 Q_T 减去海面热量净收支 Q_L 而反推得到, 其特点是, 冬、春、夏三季水体内部输热的结果是给本海区带来热量, 而秋季却必须通过某种过程从本海区带走热量。

现根据实际资料^[2]讨论水体内部各输热过程对月际水温变异的作用。由(1)式可知, 水体内部输热主要有三项, 一是平流输热 (Q_v), 二是水平扩散输热 (Q_{KS}), 三是垂直向下输热。在估算各项数值之前, 先分析一下表层水温的水平及垂直分布状况。为简单起见, 取 29°N, 127.5°E 为中心, 经纬向各取 2 度纬距(约 220 公里)的正方形网点代表黑潮水温的水平分布, 读取各点逐月数值(见表 3), 应用中心差分格式:

$$|\nabla T| = \frac{1}{2H} [(T_{i+1,j} - T_{i-1,j})^2 + (T_{i,j+1} - T_{i,j-1})^2]^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

$$\alpha = \text{tg}^{-1} \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j-1}}{T_{i+1,j} - T_{i-1,j}} \quad (9)$$

H 为网距步长, 取为 220 公里, α 为温度梯度与 x 轴的夹角。

$$\nabla^2 T = \frac{1}{H^2} (T_{i+1,j} + T_{i-1,j} + T_{i,j+1} + T_{i,j-1} - 4T_{ij}) \quad (10)$$

表3 黑潮表层水温水平分布 (220×220 公里²)

值 项	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
T_{ij}		19.0	18.3	18.9	20.8	22.8	25.0	27.9	28.3	27.6	25.0	22.8	20.5
T_{i+1j}		19.7	18.7	19.1	21.2	23.1	25.0	27.9	28.3	27.7	25.2	23.0	20.8
T_{i-1j}		18.4	16.4	17.2	19.8	22.0	24.1	27.5	28.2	27.5	24.7	22.3	19.8
T_{ij+1}		16.8	15.8	16.1	17.6	20.1	22.7	26.8	28.2	27.5	24.6	22.0	19.1
T_{ij-1}		20.6	20.4	20.8	22.4	24.3	26.8	28.4	28.5	27.8	25.7	23.9	22.1

用上式计算得水温水平梯度和散度的数值见表4。为消去因读数不准而引起的误差,根据水温年变化的规律性进行校正,校正后的值见表5。校正的方法是将表4中数值点绘

表4 表层水温的水平梯度、散度及垂直温差

值 项	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$ \nabla T_s (\times 10^{-7})$		0.91	1.17	1.15	1.14	0.98	0.84	0.38	0.07	0.08	0.27	0.41	0.72
α		109	116	112	106	105	104	104	108	112	114	111	108
$\nabla^2 T_s(\times 10^{-14})$		-0.10	-0.39	-0.50	-0.45	-0.35	-0.29	-0.21	0	0.04	0.04	0	-0.04
$\Delta T_{100-200}(^{\circ}\text{C})$		4.2	3.5	3.2	3.2	2.3	4.5	4.5	4.9	5.4	5.1	4.4	4.4

表5 经校正后的表层水温水平梯度、散度、垂直温差和水体内部平流、扩散输热估算值
(卡/厘米²·天)

值 项	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$ \nabla T_s 10^{-7}$		0.91	(1.08)	1.15	1.14	0.98	0.84	(0.36)	(0.12)	0.08	0.22	0.41	(0.65)
α		109	116	112	106	105	104	104	108	112	114	111	108
Q_v		1400	(1703)	1854	1900	1809	1572	(711)	(321)	128	260	672	(1000)
$\nabla^2 T_s 10^{-14}$		-0.20	-0.37	-0.50	-0.45	-0.38	-0.29	-0.21	0	0.04	0.03	0	-0.09
Q_{KS}		-640	-1014	-1240	-1170	-910	-754	-300	0	104	78	0	-280
$\Delta T_{100-200}(^{\circ}\text{C})$		4.0	3.5	3.0	2.5	2.3	3.1	4.2	4.9	5.4	5.1	4.8	4.4

在图上,分析其年变化规律,将读数误差引起的计算偏差消去。由表5可知,黑潮表层水温的水平梯度值以春季为最大,极值在3月,秋季最小,极值在9月,冬季大于夏季;水平梯度的方向全年均为正北偏西20°左右,春夏稍小,秋冬稍大。水平温度散度的绝对值也是春季最大,秋季最小,冬大于夏。但冬、春、夏三季为负值,唯秋季为小的正值。另外,黑潮水温的垂直分布,我们用黑潮苏澳-与那国断面的多年(1914—1937年)平均资料,取水深大于200米的四个站点的100米与200米处的温差来代表。其结果也经过规律性校正,得到消去误差的近似值见表5;可以看到,100—200米水温差值是春季最小,秋季最大,夏季稍大于冬季,恰与水温的水平梯度及散度反相。

黑潮是一股强大的暖流,对月平均来说,可以近似地略去漂流及潮流对水体变温的影

响,假定大范围内黑潮的平均流向和流速终年不变,流速取为0.30米/秒,流向取为正东偏北 60° ,同时假定搅拌水深全年也不变,取 $\bar{h}=100$ 米,并取 $\rho_s=1$, $C_{ps}=1$, $K_{sH}=3\times 10^8$ (厘米²/秒)。根据(1)式和表5中数值,可以粗略估算得到水体内部平流输热及水平扩散输热的量级(表5),这些数值也经过规律性校正。由表可见,平流输热全年为正(即全年各月都给本海区带来大量的热量),春季最大,秋季最小,冬大于夏。水平扩散输热与平流项相位相反,春季失热最多,冬季次之,夏季再次之,而秋季由于水平温度散度为正值,通过水平扩散,反而给本海区带来少量的热量。垂直向下的热量输送,是由大范围的垂直涡流和温跃层附近的湍流扩散过程来实现的。据Adem^[6], $\bar{W}=W(T_s-T_B)$, T_B 为温跃层底的温度;因无可作参考的垂直速度,这里只能用黑潮上游水深100—200米平均水温差(表5中 $\Delta T_{100-200}$)代替 (T_s-T_B) 值作定性讨论。因为 $\Delta T_{100-200}>0$,故该项对水温变化的作用全年为负,即使得本海区上层水体失去热量,其位相完全与平流项相反,春季最小,秋季最大,夏大于冬。大洋中垂直流速很小,Wyrki^[9]曾假定 $W=-2\times 10^{-5}$ 厘米/秒,若取此值,则垂直方向上的热输送可以忽略。若令 $T_s-T_B=\Delta T_{100-200}$,则必须有接近 -1×10^{-3} 厘米/秒的垂直流速,垂直输热项对上层水温变化才能有较大的作用。

由表2和表5,可以初步解释黑潮区域表层水温月际变化的特性。冬季海面失热大于水体降温耗热,由于水体内部的输热过程给本海区带来热量,水体才不至于继续降温,这就是严冬期间海面大量失热而水温不再继续下降的原因。春季海面进入的热量小于海水升温需热,但由于水体内部大量输进热量,才使水体升温最快。夏季(6—7月)水温继续升高,所需热量是由海面进热与水体内部输热共同提供的,二者量级相当。8月及整个秋季,热量收支情况比较复杂,海面失热小于降温耗热,因此,必须由水体内部的输热过程从本海区带走热量,才能使秋季有较快的降温过程。秋季水体内部失热的原因可能是由于平流进热(秋季最小)的减少,从而使得垂直向下输热的作用(秋季最大)显著起来。然而,由于垂直速度不能确定,这一解释尚需进一步探讨。

这里需要说明的是,对黑潮区域流速、流向的假定是极为粗略的近似值。根据黑潮区域某些断面资料分析,黑潮在大范围内,除主轴外,还有逆流存在,流速在各季也有变化,流量似乎在春末和冬初有极大值。如果大范围内均有此现象的话,那么估算的平流值在春末冬初就稍偏低,夏末与隆冬则偏高。另外,对温跃层深度的假定也是粗糙的,冬半年尚可以,但夏半年温跃层的深度必小于100米,因此,计算的夏季水体变温需热以及水体内部的平流与水平扩散值就稍偏高。但从分析结果来看,用这些粗糙的假定来讨论水体变温的机制及影响水温变化各项因子的量级还是可以的。

综上所述,影响黑潮表层水温的因子有海面热量收支和水体内部的热量输送。两者对水体温度的变化有着重要的贡献。水温的年变化主要受海面热量收支总和的影响,而月际水温的变异则是海面及水体内部输热两者共同作用的结果。冬季水温月际变化主要受海面热量平衡的影响,春季海面热量收支值小于水体内部输进热量值,夏季两者都较小,而秋季海面热量收支又大于水体内部输热的作用。在海面热量收支中,冬季以蒸发失热为主,夏季以太阳入辐射为主,春季太阳辐射进热大于蒸发耗热,秋季相反。水体内部输热中,平流输热最大,终年为正;水平扩散输热次之,秋季为小的正值,其余季节为负值;

垂直向下的热量传送全年为负,春季最小,秋季最大,其量级及其对表层水温变化的贡献尚待进一步研究。

二、黑潮表层水温的非周期性变化及其对大气环流的响应

在讨论本海区表层水温的非周期性变化及其影响因子之前,首先看一下非周期性变化的一般状况。用逐年各月的平均水温减去相应月的多年平均值,得出滤去季节变化的非周期距平值。图2给出了1951年1月至1974年12月连续288个月的黑潮表层水温非周期性变化曲线。分析这些曲线,可以得出两个概念:一是变化量级小于 0.5°C 者占总数的73%,大于 0.5°C 者占27%,其中大于 1°C 者仅占3%。二是变化有明显的持续性,持续8个月以上者11次共114个月,占总月数的40%,持续4—7个月者13次共50个月,占总月数的17%,3个月以下的小摆动占43%。归佩兰^[4]在分析北太平洋海温时

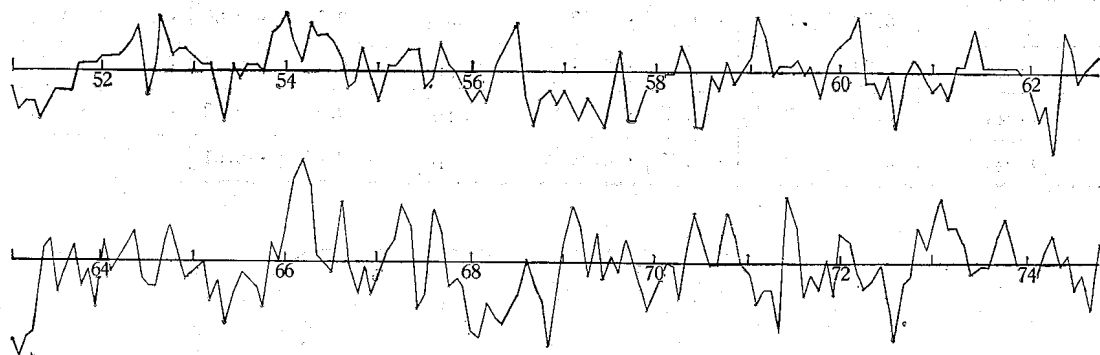


图2 黑潮区域表层水温非周期变化(1951.1—1974.12)

指出,海温距平型一旦建立,持续时间是相当长的,平均在10个月以上。黑潮水温的这种持续性似与太平洋水温距平型的建立有一定的联系。为了解各季水温的滞后现象,我们计算了1951—1974年1,4,7,10月的滞后相关,结果如表6。表中相关系数超过0.40,其信度达到0.05以上。由表可见,冬季与其后1—3个月有明显相关,而其它季节却无明显的规律。这与Namias(1972)^[3]所指出的北太平洋冬季水温有明显的持续性是一致的。此外,还可以看到,秋季与其后8个月,冬季与其后10个月,夏季与其后9个月都有较好相关(信度均超过0.05)。以上表明,冬季黑潮表层水温变异的持续性是显著的,而在其它季节不明显,同时也说明黑潮表层水温的长时间的持续变化无明显季节规律。

前节讨论了影响黑潮表层水温季节变化的四个因子,这些因子的季节变化,规定了表层水温的季节变化,而这些因子的非周期性变化,也似是引起水温非周期性变化的原因。正如前所述,在目前资料缺乏,特别是对海洋内部流系分布状况还不甚了解的情况下,要想直接用这四个因子的变化来讨论水温的变异,还是困难的。Namias^[8]指出,海洋是简单地从属于大气,但海洋温度异常一旦建立,往往可以维持很长时间,反过来强迫大气形成异常风场和异常天气型。本文仅就海表水温对大气环流的响应进行讨论。

采用上海气象台整理的1951—1974年逐月北半球500毫巴的高度资料($5^{\circ} \times 10^{\circ}$ 网距共504点),分别计算各月与黑潮水温的相关,假定高度为 H ,水温为 Y ,则相关系数用下式计算:

$$R_i = \frac{\sum_{j=1}^N (H_{ij} - \bar{H}_i) (Y_{ij} - \bar{Y}_i)}{\sqrt{\sum_{j=1}^N (H_{ij} - \bar{H}_i)^2 \sum_{j=1}^N (Y_{ij} - \bar{Y}_i)^2}}$$

表 6 1951—1974 年水温滞后相关表

项 \ 月 相 关 值	1	4	7	10	项 \ 月 相 关 值	1	4	7	10
$r_{i,i+1}$	0.81	0.38	0.12	0.37	$r_{i,i+7}$	0.01	0.30	-0.34	-0.25
$r_{i,i+2}$	0.67	-0.10	0.06	0.28	$r_{i,i+8}$	0.16	-0.02	-0.34	0.59
$r_{i,i+3}$	0.58	0.14	-0.10	-0.12	$r_{i,i+9}$	0.28	-0.09	-0.40	0.30
$r_{i,i+4}$	0.24	0.31	0.08	-0.31	$r_{i,i+10}$	0.57	-0.04	-0.38	-0.25
$r_{i,i+5}$	0.08	0.15	-0.17	-0.40	$r_{i,i+11}$	0.33	0.02	-0.10	-0.12
$r_{i,i+6}$	0.19	0.16	-0.34	-0.28	$r_{i,i+12}$	0.04	-0.01	-0.28	0.09

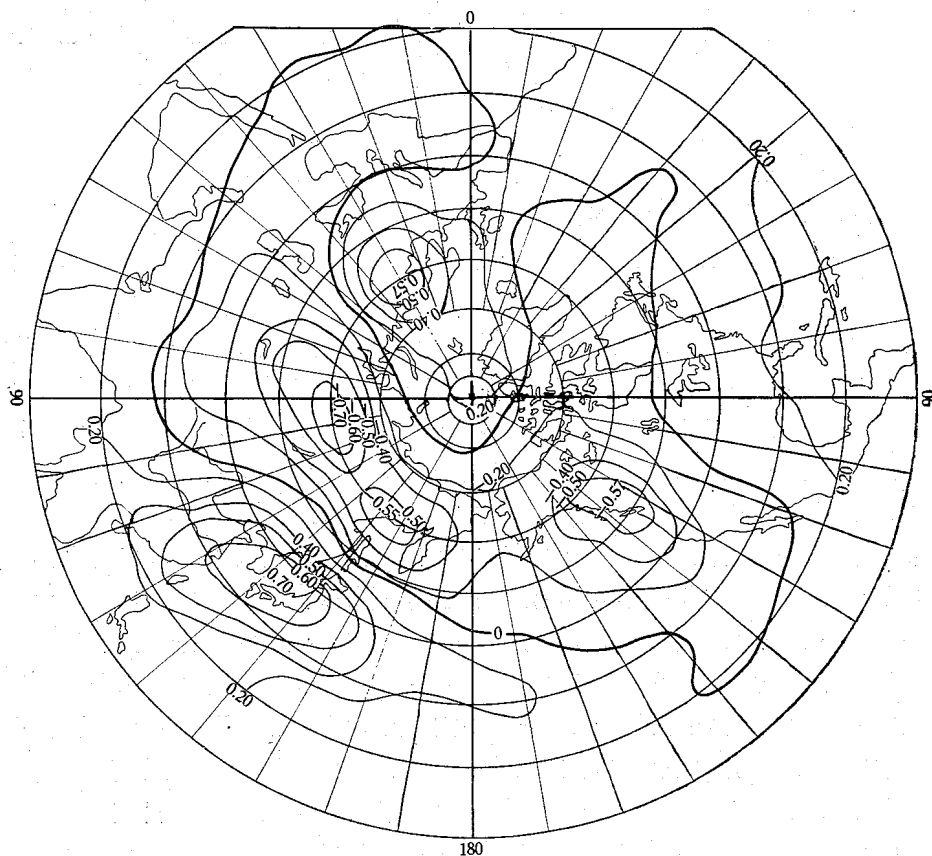


图 3 1 月黑潮区域表层水温与同期北半球 500 毫巴高度相关图

其中 i 为月数, j 为年数, $N = 24$ 。计算所得 1—12 月逐月相关场, $R \geq 0.34$ 时, 信度相当于 0.10, $R \geq 0.40$ 时, 信度为 0.05, $R \geq 0.50$ 时, 信度超过 0.01。为节省篇幅, 这里按四季来讨论。冬季 12—2 月的相关场分布形势基本相同, 以 1 月 (图 3) 为例来说明: 在西伯利亚中部和东部及北美西岸为信度超过 0.01 的负相关区, 在贝加尔湖西北附近, 相关系数达 -0.70 ; 在西太平洋为一大范围的正相关区, 东京附近相关系数达 0.70; 另一个正相关区在欧洲, 中心位置在列宁格勒, 最大值 0.57。

春季 3—5 月相关场总的分布形势与冬季相似。如 4 月的相关场 (图 4), 在西伯利亚中部和东部以及黑海附近为负值区, 中心值分别为 -0.39 , -0.39 , -0.47 ; 低纬区的正值区仍维持在太平洋西部的黑潮上空, 信度较冬季稍降, 相关系数为 0.62。与冬季不同的是, 从 3 月到 5 月东太平洋似有一个正值区自北向南移动, 量值也逐渐加大, 3 月为 0.39, 4 月为 0.44, 5 月为 0.53。

夏季 6, 7 月的相关性尚可, 但 8 月基本上没有达到信度要求的相关区, 图 5 为 7 月相关场。6, 7 月比较稳定的正相关区仍在太平洋西部的黑潮上空, 而负值区则在新疆北部; 另外, 在大西洋及北美大陆也各有一个有意义的正值相关区。

秋季 9—11 月, 稳定而且达到信度要求的正值相关区位于太平洋西部和中部, 图 6 为 10 月相关场, 中心值分别为 0.67 和 0.56; 负相关区在库页岛附近; 10 月极值为 -0.43 。

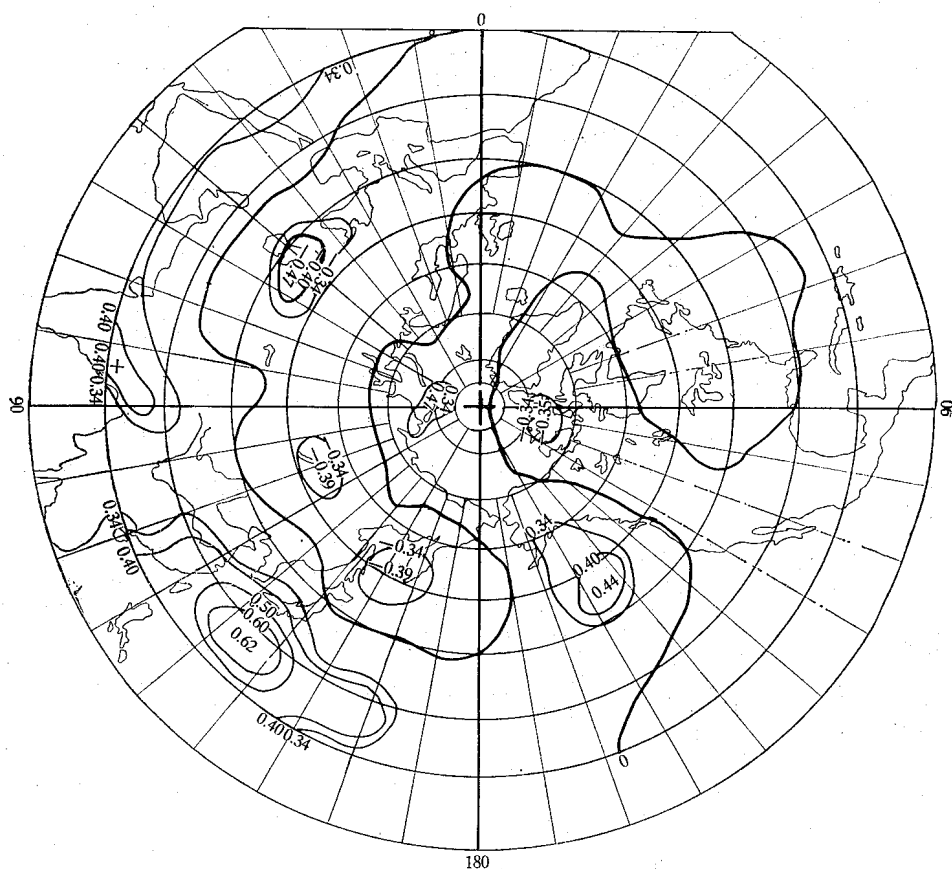


图 4 4 月黑潮区域表层水温与同期北半球 500 毫巴高度相关图

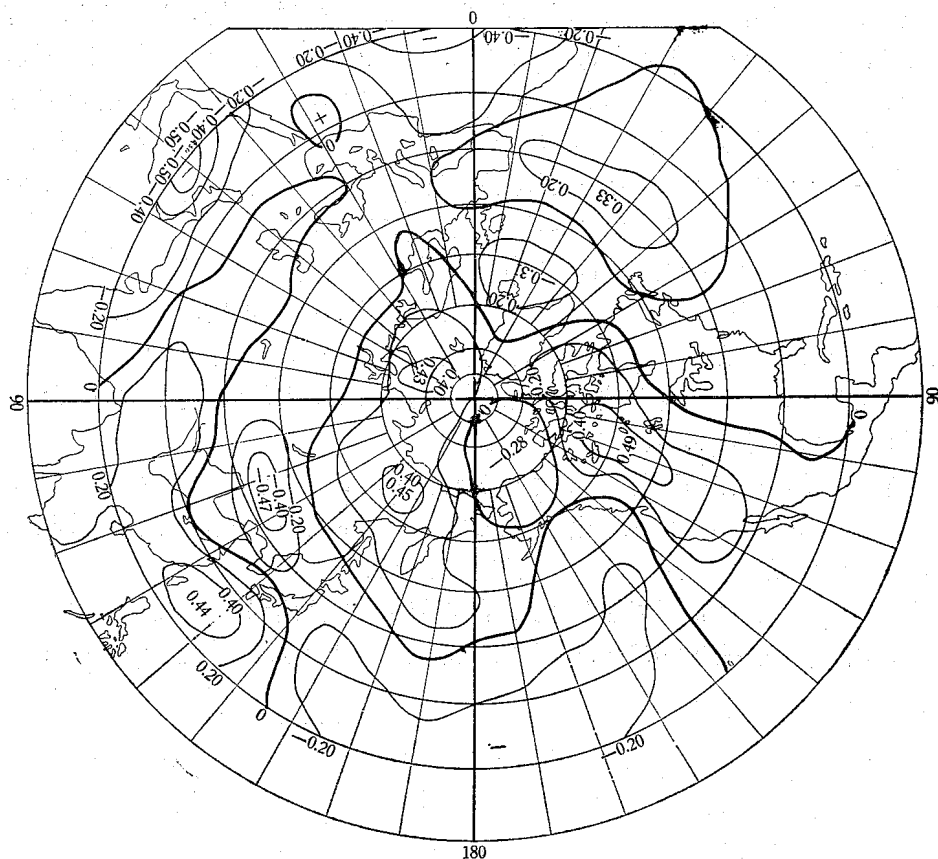


图5 7月黑潮区域表层水温与同期北半球500毫巴高度相关图

就相关场的季节变化看,冬季相关最好,信度高,相关区的位置稳定;夏季最差,以致8月没有达到信度要求的相关区存在;春、秋两季的相关状况介于冬、夏之间,秋稍优于春。将信度达0.05的全年各月的相关中心绘制如图7,可以明显地看到,就全年而言,对黑潮表层水温有影响的500毫巴相关场,负值区集中在三处,即贝加尔湖附近、鄂霍次克海和北美西岸;正值区有五个,北太平洋西部与中部各一个,北美大陆、苏联欧洲部分和大西洋各一个。其中影响大而又稳定的相关区为西伯利亚的中部与东部以及北太平洋西部的黑潮区上空。

如前节分析,大气环流对水温变化的影响,一是通过海面热量收支 Q_L 的变化而直接影响水温;二是大气环流的变异造成海洋环境的变化,进而改变水体内部的热状况,此为大气环流对水温变化的间接作用。这里着重考虑大气环流直接影响的物理过程。海面热量收支 Q_L 为太阳入射辐射 Q_s 、海面有效回辐射 Q_b 、海洋与大气之间潜热交换 Q_e 和感热交换 Q_c 之代数和,其中:

$$Q_s = Q_0(1 - KC)(1 - r)$$

$$Q_b = S\sigma\theta_a^4(a - b\sqrt{e_a})(1 - KC^2)$$

$$Q_e = K_e(e_w - e_a)V$$

$$Q_c = K_c(T_w - T_a)V$$

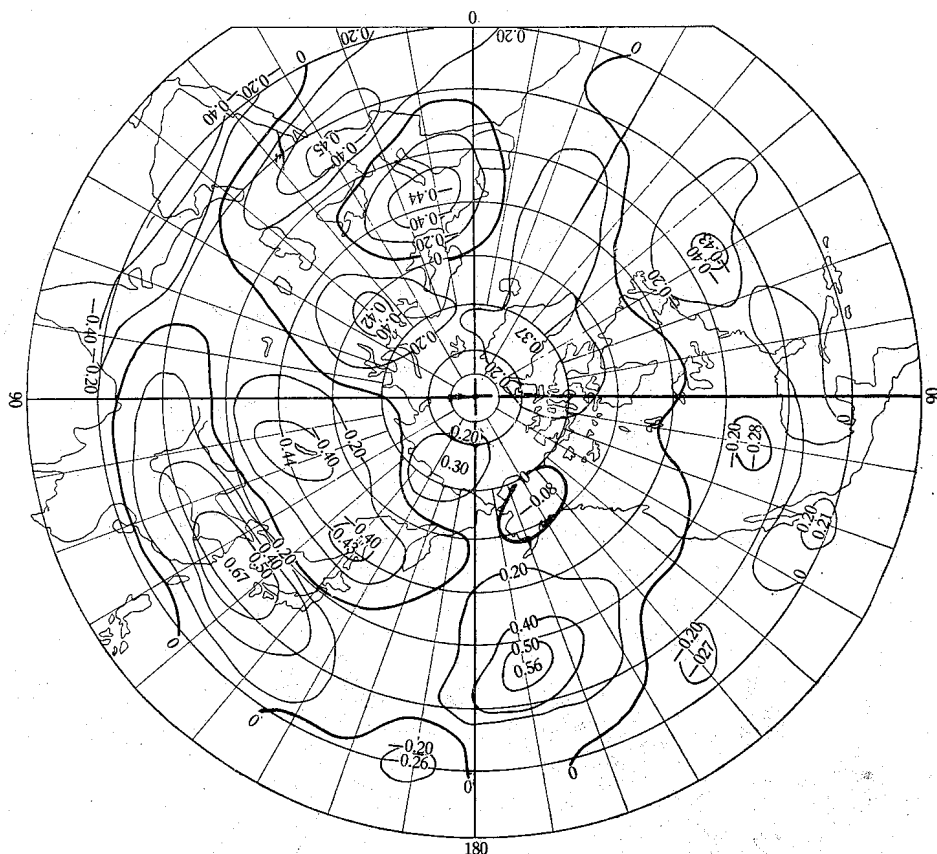


图6 10月黑潮区域表层水温与同期北半球500毫巴高度相关图

这里 C 为总云量, K 为云对总辐射的影响系数, r 为海面反射率, θ_a 为空气温度, e_a 为空气水汽压力, e_w 为水的饱和水汽压, V 为风速, K_e 和 K_c 分别为潜热和感热的湍流交换系数, σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数, S 是说明海表面的辐射和黑体辐射差异的系数, T_w 和 T_a 分别代表海表水温及气温。由上式可以看到,海面热量收支 Q_L 受云量、湿度、水温、气温及风速等气象水文要素的影响。冷空气越强,水气湿度差、水气温度差及风速也就越大,海气之间的热量交换越烈,海洋大量失热,导致水体显著降温;同时,冷空气所伴有的强烈气旋活动,辐合的风场产生的海面表层流场的辐散,会导致冷水上翻,也造成表层水温下降。冬半年,西伯利亚中部和东部都是位于500毫巴东亚大槽后部的冷平流范围,此处地面上正是西伯利亚冷高压和鄂霍次克海冷高压的位置所在。当这些地区500毫巴高度场为正距平时,表示槽后脊加强,促使槽后冷平流发展,地面上的冷高压就相应强大,冷空气造成的降水、降温、大风及海面水体的辐散,致使水温下降。反之,当槽后500毫巴高度场为负距平时,环流平直,冷空气就较弱,且位置偏北,则水体温度会较正常偏高。这种负相关区的存在,在夏季不显著,而在其余三季,特别是冬季表现得比较明显。Neumann¹⁾也曾指出,大气环流对海洋环流的影响以及所引起的水温变化夏季要比其它季节小。这与上述分析是一致的。

1) 参见中央气象局气象科技情报研究所, 1974, 气象科技资料增刊第一期。

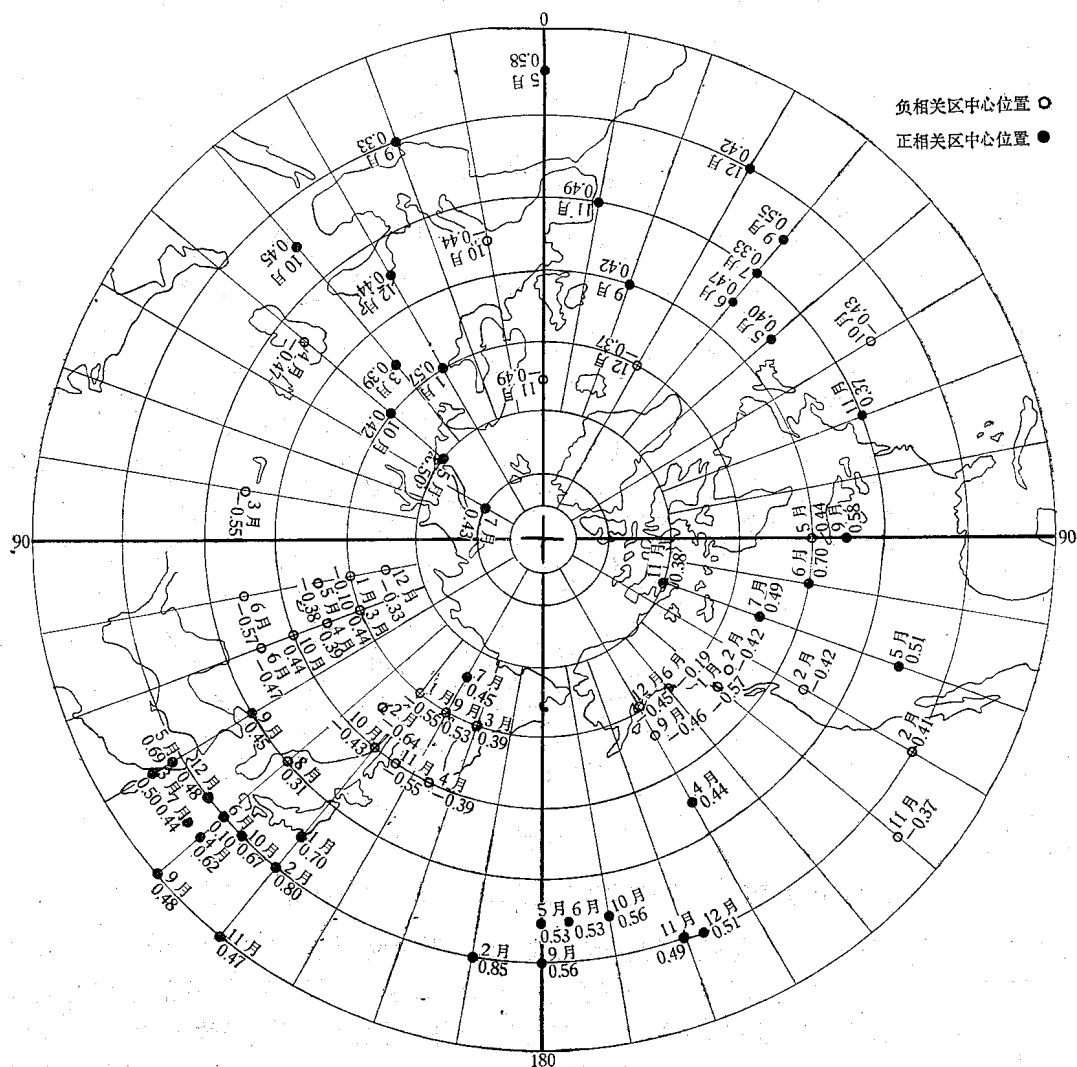


图7 1—12月黑潮地区表层水温与北半球500毫巴高度相关中心图

锋区位置是影响本海区水温变化的重要因子之一。黑潮区正处于极地气团与副热带气团之间的副热带锋区的位置。当锋区偏北,水体必受副热带暖气流的影响而呈正距平;锋区偏南,水温就受极地气团的冷空气的制约,水温变化必呈负距平。锋区位置的变化可以锋区附近500毫巴高度场的距平来表示,当本海区上空500毫巴为正距平时,表明锋区位置偏北,水温也为正距平,二者为正相关,反之亦然。这就是黑潮上空,即北太平洋西部500毫巴高度场几乎全年表现为与水温变化呈高信度正相关的原因。在北太平洋中部也存在一个正相关区,但它是与太平洋西部同时存在的一个大的正区的两个中心之一。可见,影响本海区水温变异的原因不只是副热带高压主体的强弱,更重要的是副热带高压西北边缘与极地气团交汇的锋区位置。事实上,用1954—1975年500毫巴副高面积指数与黑潮表层水温进行同期相关计算的结果表明,1月的相关系数为0.22,4月为0.05,7月为-0.10,10月为0.03,两者几乎无关。

除去有直接影响的环流系统外,北美东岸还有一个负相关区,北美大陆、大西洋以及苏联欧洲部分还有三个正相关区。这些遥相关的物理机制还不十分清楚,但似乎可从大气环流的调整中的上、下游效应得到启示。根据大气中“能量频散”现象,上游低压槽加深(负变高)时,紧邻它下游的高压脊会加强(正变高),本文指出的黑潮表层水温与乌拉尔山槽前的正相关关系可能就是这一频散现象的反映。

相关场的年变化与大气环流的年变化有密切的关系,这是因为环流的年变化改变了海面热量收支。由沿北纬 50° 500 毫巴平均槽脊位置和强度变化图^[3],可以看出,1—4月,11—12月在西风带上有三个强大的槽脊,而6—8月由原来的三大槽变为四个经向度小而平浅的小槽,5月和9—10月为二者的过渡。反映在相关场上,冬季相关信度高而稳定,夏季相关信度低、位置零散,春秋两季介于其间,但基本上与冬季相似。

根据以上分析,可以认为,在本海区,大气环流对海洋表层水温的影响以冬季最为明显,夏季影响甚小;主要影响的环流系统是东亚大槽及其槽底的锋区位置,其它地区的环流的影响似乎只是一种间接的作用。

三、小 结

黑潮表层水温的季节变化呈正弦波型,周期为12个月,振幅为 3.5°C ,2月最低,8月最高。影响黑潮月平均水温变化的因子为海面热量收支和水体内部热量输送。海面热量收支,春、夏为正,即海洋得热,其中以太阳入射辐射为主;秋冬为负,即海洋失热,其中以蒸发为主。水体内部热量输送,海洋热平流终年为正,给本海区带来大量的热量;水平扩散除秋季为小的正值外,其余季节均为负值;与下层的垂直热传送,终年为负;三者之和除秋季外均为正值,它与海面热量收支之差,决定了水体温度的季节变化。

黑潮水温非周期性变化的变幅小于 0.5°C 的占73%。大于 0.5°C 的占27%,其中仅3%大于 1°C 。大气环流对黑潮表层水温的非周期性变化有显著的影响,冬季的影响最大,春、秋次之,夏季最小。影响水温变化的主要环流系统是东亚大槽及其槽底锋区的位置。鉴于这种较好的相关,可以预期,至少在冬季,可用500毫巴高度的变化作为黑潮表层水温月趋势预报的指标。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院大气物理研究所所长组,1978。冬季太平洋海水温度异常对我国汛期降水的影响。大气物理研究所集刊6: 1—12。
- [2] 中国科学院海洋研究所气象组,1979。西北太平洋海面热量平衡图集。科学出版社,2—67页。
- [3] 北京大学地球物理系气象教研室,1976。天气分析及预报。科学出版社,第328页。
- [4] 归佩兰,1978。北太平洋海水表面温度特征及相应的大气环流型。大气物理研究所集刊6: 13—26。
- [5] 气象厅海洋气象部编,北太平洋海洋气候表,1963—1972。
- [6] Adem, J., 1970. On the prediction of mean monthly ocean temperature. *Tellus* 22(4): 410—430.
- [7] Eber, L. E., J. E. T. Saur and O. E. Sette, 1968. Monthly mean charts of sea surface temperature North Pacific Ocean (1949—1962). United States Department of the Interior, U. S. Fish and Wildlife Service Bureau of Commercial Fisheries Circular.
- [8] Namias, J., 1972. Empirical techniques applied to large-scale and long period air-sea interactions, a preliminary report. AD-743864.
- [9] Wyrtki, L., 1961. The thermohaline circulation in relation to the general circulation in the Oceans. *Deep sea Research* 8: 39—50.

THE CHARACTERISTICS OF SEASONAL VARIATION OF MEAN SEA SURFACE TEMPERATURE IN THE KUROSHIO REGION AND ITS RESPONSE TO ATMOSPHERIC CIRCULATION*

Zhao Yongping Zhang Bicheng Gu Weihao and Jing Licai

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

The paper quasi-quantitatively analysed the characteristics of seasonal variation of mean sea surface temperature (SST) in the kuroshio region and its physical processes. This study showed that not only the heat budget through the sea surface was possessed of an important influence for variation of SST, but also advective heat transfer, and horizontal diffusions inter water can't be neglected. The order of magnitude of heat transfer term was estimated respectively. Based on mentioned above the relationship between the asymmetrical variation of SST and atmospheric circulation was discussed. From the results of the above relationship, the atmospheric circulation in winter had significant effect on the asymmetrical variation of SST.

*Contribution No. 668 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.