

# 相似理论 在海洋上混合层深度预报中的应用

姜景忠

(国家海洋局第二海洋研究所)

## 摘 要

本文将相似理论应用于暖季混合层(温跃层)深度的预报,假设作用过程是非平流和非扩散的。所使用的参数是风、科氏参数、热膨胀系数和混合层内的热储量。在预报模式中应用了Kitaigorodskii的普遍函数概念。最终的预报模式主要包括两个方程。方程中的系数是由1975—1981年暖季东海的实测资料确定的。在东海的两个特点海域中进行的试验证明预报模式具有较好的适应性。

## 一、前 言

一般说来,从动力分析出发来建立海洋上层热结构的预报模式是困难的。因为,如果考虑所有的物理因子,那末新建的方程就非常复杂,以至无法求解;如果使用许多假设对方程加以简化,所得预报方程又往往失去实用价值。因此,许多作者借助于经验分析。但经验关系在时间和空间上都有较大的局限性。

解决这个问题的另一种可行的办法是采用相似理论方法。早在六十年代,苏联海洋学家S.A. Kitaigorodskii就曾将相似理论用于解决海洋上层的温度垂直分布问题[7,8],得出了反映海洋热结构的普遍函数。本文作者将相似理论应用于海洋上混合层(温跃层)深度的预报,并将所得模式在东海的两个海域中进行了试验,结果尚为满意。文中所有参数值都是用1975—1981年暖季东海的实测资料确定的。并且只考虑那些长期的,非平流和非扩散的过程。混合层深度指从海面至温跃层下界的深度,因此,文中的混合层深度与温跃层下界深度同义。

## 二、暖季影响混合层深度的物理参数

许多研究者认为,在增温期间,混合层深度随下列因素而变化[1,5—11];

- 1) 风;
- 2) 上层海水中的热含量;
- 3) 通过海气界面向下传递的热量;
- 4) 科氏效应;

5) 海洋上层水的辐散(聚);

6) 内波;

7) 平流。

在某一特定的海洋环境中, 上述诸因素的影响也各不相同, 在大多数情况下, 前四种因素是主要的, 后三种往往只影响过程的离散程度。

### 三、表征控制过程参数的选择

选择能确切表示物理过程的各种参数的辅助办法是写出描述该过程的有关运动方程, 并逐项加以验证。

本文用以进行验证的是东海的开阔海区。因此, 可以假设水体在无边的海洋中流动。设水流运动没有加速度, 则  $x-y$  平面的运动方程可写成:

$$0 = fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \quad (1)$$

$$0 = -fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \quad (2)$$

式中  $u$  和  $v$  是流速分量,  $\tau_{zx}$  和  $\tau_{zy}$  为海面风应力分量,  $f$  为科氏参数。界面风应力由下式求得:

$$\tau = \rho r \bar{w}^2 \quad (3)$$

式中  $\tau$  是海面应力,  $\bar{w}$  是平均风速,  $r$  是应力系数, 它是风速和测风高度的函数。此外, Ekman 曾指出, 风效应所影响的深度与科氏效应有关。因此, 还必须考虑科氏参数。

热结构的维持必须有热流。由于热层引起的温度变化方程为:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (K \frac{\partial T}{\partial z}) \quad (4)$$

式中  $\rho$  为海水密度,  $C_p$  为海水的比热,  $T$  为海水温度,  $K$  为热涡动传导系数,  $Z$  为深度。这表明, 局部的温度率乃是海水密度以及水层间温差的函数。负号表示传导热量随深度的增加而减少。

众所周知, 计算  $K$  值是困难的。但  $K$  依赖于水体的运动及其稳定性。因此, 这里将不直接计算  $K$  值, 而引进另一参数: 稳定度。稳定度可用海水热膨胀系数和水层间温差的组合来表示。

于是, 除混合层深度 (MLD) 外, 共有四个参数被引入预报模式:

1) 代表性风速 ( $W$ );

2) 科里奥利参数 ( $\Omega$ );

3) 海水的膨胀系数 ( $\beta$ );

4) 混合层中的热含量 ( $Q$ )。

### 四、参数值的计算方法

代表性风速 ( $W$ ):

由于风力是以应力形式出现的, 它成为解决问题的困难所在。因此, 必须避开线性的平均风力。为此而引入了“代表性风速”的概念。其定义为: 在预报前七十二小时至十二小时内

从八个以上风速记录中挑选出来的五个最大风速(从大到小)的平均值。

科里奥利参数( $\Omega$ ):

为了计算方便,我们用科氏参数的 $10^4$ 倍来表示

$$\Omega = f \times 10^4 = 2\omega \sin\phi \times 10^4 \quad (5)$$

式中 $\omega$ 为地球自转角速度, $\phi$ 为纬度。

混合层中的热含量( $Q$ ):

预报时刻混合层中的热含量由两部分组成,即预报前最近一次测量中获得的热含量 $Q_0$ 。和此后至预报时刻大气通过海—气界面向海水输送的净热量 $\Delta Q$ ,即

$$Q = Q_0 + \Delta Q \quad (6)$$

一般说来, $Q_0$ 不是直接测得的,但可通过实测温度廓线来计算。如图1所示,自海面至温跃层下界水柱的热含量为:

$$Q_0 = \rho \cdot C_p \cdot A \cdot 10^{-1} \quad (7)$$

正中面积 $A$ 以米 $\cdot^\circ\text{C}$ 表示, $Q_0$ 以千卡/厘米 $^2$ 表示。在求式中面积 $A$ 时必须以适当的公式来拟合温度廓线,作者采用三次样条函数。温跃层下界取在 $0.2^\circ\text{C}$ /米处。文中, $\Delta Q$ 从平均气候资料求得[3]。

热膨胀系数( $\beta$ ):

文中海水热膨胀系数 $\beta$ 值系根据Sverdrup[2]所提供的表内插而得,详见表1。由温、盐差异所产生的 $\beta$ 变化是很小的,所以 $\beta$ 值可用预报前最近的一次实测温、盐值来计算。

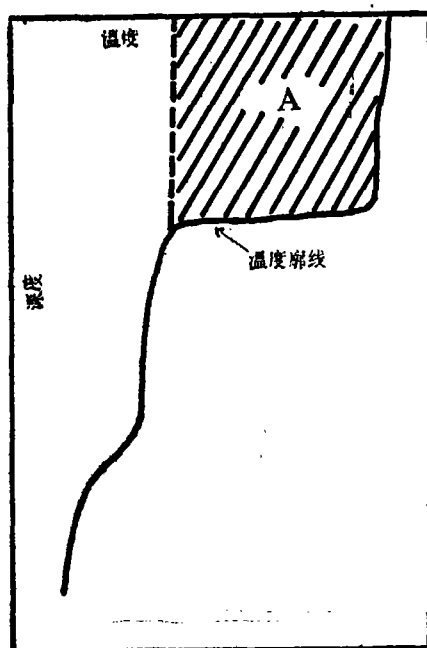


图1 用于计算 $Q_0$ 的面积 $A$ 的示意图

表1. 海水热膨胀系数 $\beta$ 值( $\times 10^6/^\circ\text{C}$ )

$S\%$	$T(^{\circ}\text{C})$	14	16	18	20	22	24	26	28	30
30.0		196	215	232	250	267	284	300	316	332
30.5		197	216	233	251	268	285	300	316	332
31.0		198	217	234	251	268	285	301	317	332
31.5		199	217	234	252	269	286	301	317	332
32.0		200	218	235	253	269	286	302	317	333
32.5		201	219	236	254	270	287	302	318	333
33.0		201	220	237	254	271	287	302	318	333
33.5		202	220	238	255	271	288	303	318	333
34.0		203	221	238	256	272	288	303	318	334
34.5		204	222	239	256	272	289	304	319	334
35.0		205	223	240	257	273	289	304	319	334

## 五、关于 $\pi$ 定理的有关知识<sup>[4]</sup>

### 1. $\pi$ 定理简述

$\pi$ 定理是用来对已知的一组参数确定其因次校正关系的一种方法。

设某物理现象包含 $n$ 个物理量, 用 $A_1 A_2 \cdots A_n$ 表示。取 $m$ 为这些物理所含的基本因次数, 这些物理量之间的物理方程或函数式为

$$f(A_1 A_2 \cdots A_n) = 0 \quad (8)$$

$\pi$ 定理表明, 上述关系可写成:

$$\phi(\pi_1 \pi_2 \cdots \pi_{n-m}) = 0 \quad (9)$$

式中每一个 $\pi$ 都是某几个 $A$ 的独立无因次数的乘积。于是, 若在某个特定问题中有 $n$ 个物理量(如速度、密度、温度、粘滞性等)以及 $m$ 个基本单位(如长度、质量和时间等), 则这些物理量可用含有 $(n-m)$ 个无因次数的形式来描述, 并以 $\pi_1, \pi_2 \cdots \pi_{n-m}$ 表示之。

### 2. 应用 $\pi$ 定理的基本步骤

1) 确定对合并所有参数所要求的无因次数 $\pi$ 的个数

$$\pi \text{ 的个数} = n - m$$

2) 依上述 $\pi$ 定理的叙述可知

$$\pi_1 = A_1^{x_1} A_2^{y_1} A_3^{z_1} \cdots A_{m+1} \quad (10)$$

式中 $A_1 A_2 \cdots A_m$ 必须包括所有的基本因次,  $x_1 y_1 z_1$ 为相应因次幂。

3) 将基本因次代入方程(10), 并使每个基本因次的幂等于零, 即

$$A_1^{x_1} A_2^{y_1} A_3^{z_1} \cdots A_{m+1} = L^0 M^0 T^0 \cdots \quad (11)$$

4) 解方程组(11), 求出 $m$ 个未知数 $x_1, y_1, z_1 \cdots$

5) 将 $x_1, y_1, z_1 \cdots$ 代入(10)式, 求出第一个无因次数 $\pi_1$ 。

6) 变 $A_{m+1}$ 为另一参数, 该参数必须不与已使用过的参数重复。重复步骤2—5, 依次求出所有的 $\pi$ 值。

## 六、预报模式

### 1. 普遍函数 $P(N)$

如上所述, 选用 $W, Q, \Omega, \beta$ 四个参数作为确定海区暖季形成和维持混合层有效过程的表征量。当把 $\pi$ 定理作用于这四个参数时, 结果如下:

$$\pi_1 = \frac{Q \Omega \beta}{W} \quad (12)$$

$$\pi_2 = \frac{H \Omega}{W} \quad (13)$$

为了使 $\pi_1, \pi_2$ 在数值上相等, 引进一对无因次系数 $P \sim N$ 。由于混合层深度与其它参数之间的关系是较复杂的, 所以系数 $P$ 和 $N$ 一般不是常数, 而是若干参数的函数。

在本文所讨论的问题中, 混合层深度可视为风速的递增函数, 因此,  $\pi_1, \pi_2, P$ 之间有如下简单形式:

$$\pi_2 = P \frac{1}{\pi_1} \quad (14)$$

把 $\pi_1, \pi_2$ 代入上式, 即得

$$P = H \frac{Q \beta \Omega^2}{W^2} \quad (15)$$

再应用一次 $\pi$ 定理, 可得另一个无因次数 $N$

$$N = \frac{Q \beta \Omega}{W} \quad (16)$$

用足够多的实测资料按(15)、(16)式确定 $P \sim N$ 数对的值并标绘成图, 则普遍函数 $P(N)$ 的形式可从图中确定。若所选择的物理参数能真实地反映客观物理过程, 则 $P \sim N$ 点绘图的散布面必然很小, 反之, 散布面就大。

## 2. 预报模式

当 $P(N)$ 的函数关系确定后, 便可用它来预报混合层深度, 由(15)式知, 混合层深度

$$MLD = P \frac{W^2}{Q \beta \Omega^2} \quad (17)$$

用前述方法确定 $W$ 、 $Q$ 、 $\beta$ 、 $\Omega$ 的值, 并根据 $P(N)$ 函数关系式, 便可求得预报时刻的混合层深度。

## 七、 预报方法的试验

### 1. 热结构类型和试验海域

本文考虑东海两类有代表性的热结构(图2)。I类广泛分布于东海陆架区域, 是夏季浅水域温度廓线的典型结构。这一类跃层是由于夏季表层增温后, 在上层形成强温跃层的结果, 属于季节性温跃层。其特点是混合层由较薄的上均匀层和强度很大但厚度较小的突变层构成。济州岛西南海域夏季水温垂直结构是这一类型的典型, 温跃层强度有时可达 $1.2^\circ\text{C}/\text{米}$ , 而混合层深度一般不大于35米, 因此, I类热结构就以济州岛西南为试验海域(图3)。

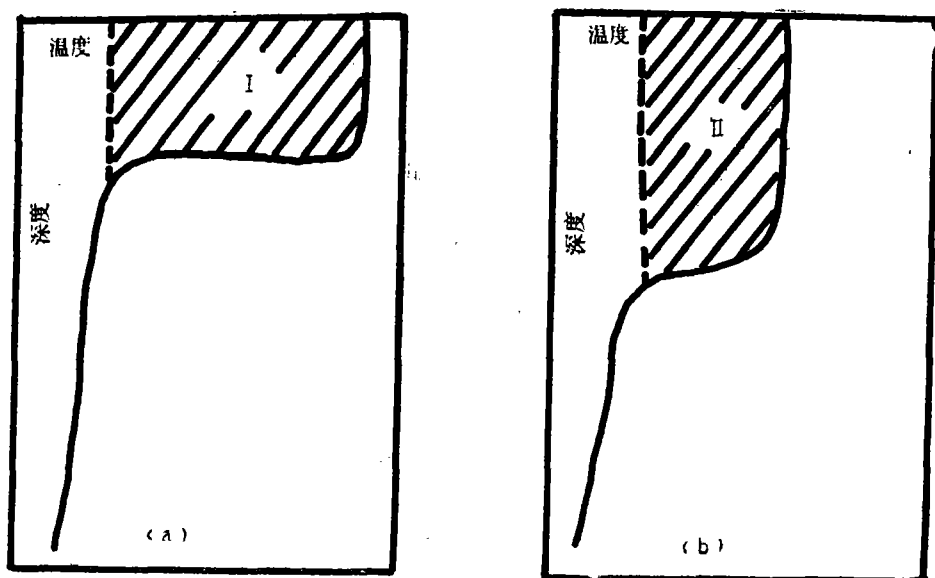


图2 暖季东海的两种典型热结构

Ⅱ类跃层是大陆架沿岸混合水(上层)和黑潮水(下层)互相叠致而形成的, 具有永久跃层的性质。其特点是上均匀层较厚, 跃层强度远不如Ⅰ类而混合层深度较大(多数大于50米)。主要分布于大陆架与黑潮及其分支的边缘。因此, 选黑潮及其分支的边缘作为试验海域(见图3)。

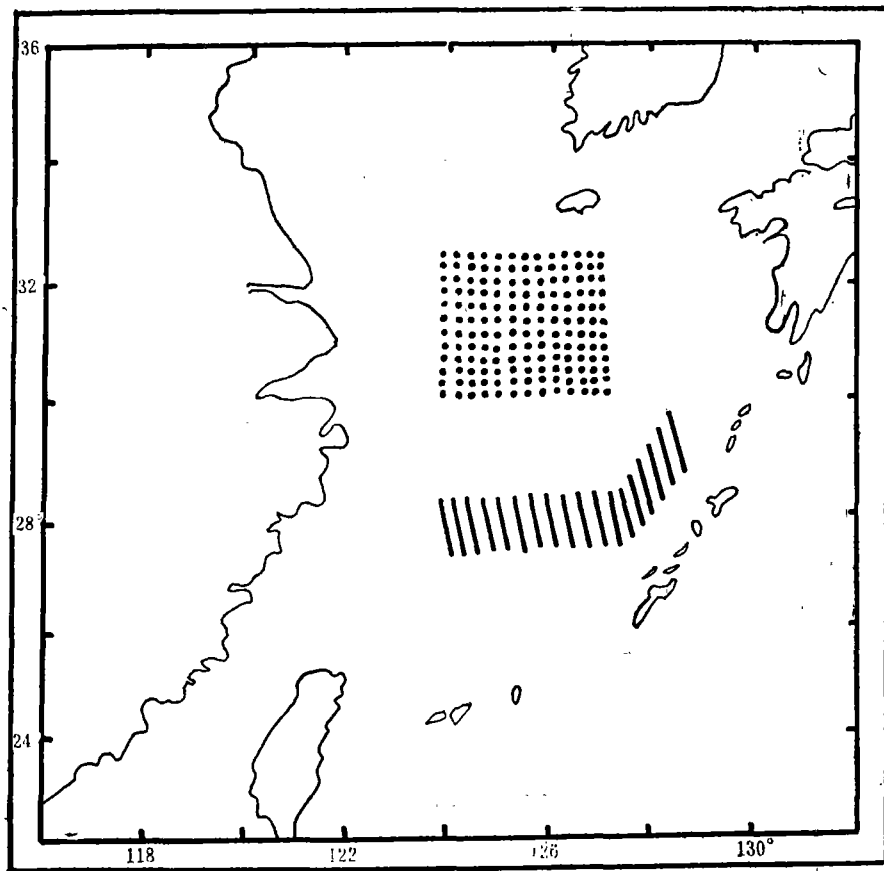


图3 试验海域(点区:Ⅰ类;斜线区:Ⅱ类)

## 2. 预报模式

### 模式Ⅰ

模式Ⅰ相对于Ⅰ类热结构, 是由1975—1981年6~8月间, 济州岛西南海域21个测站300多条实测温度廓线建立起来的。每个站至少是10次观测的平均值, 这样, 就可以大大减少内波的影响。按照前述方法求取各物理参数及P~N数对的值。点绘P~N图并施以最小二乘方拟合, 得最小乘方最佳拟合直线(图4)及P(N)方程如下

$$P = -4.12 \times 10^{-4} + 4.44N \quad (18)$$

以(18)式代入(17), 遂得该海域混合层深度的预报方程:

$$MLD = -4.12 \times 10^{-4} \left( \frac{W^2}{Q\Omega^2\beta} \right) + 4.44 \frac{W}{Q} \quad (19)$$

## 模式 I

模式 I 相对于 I 类热结构, 位于黑潮及其分支边缘。所使用的资料是1972—1981年夏季400余条实测水温廓线, 它们分属于27个测站。为消除内波的影响, 每一组P~N数对也是多次观测的平均值。同样以最小二乘方法来拟合P(N)点绘图(图5), 得P(N)方程为:

$$P = -3.97 \times 10^{-3} + 10.9N \quad (20)$$

以(20)代入(17), 即得 I 类热结构模式的混合层深度预报方程:

$$MLD = -3.97 \times 10^{-3} \left( \frac{W^2}{Q\Omega^2\beta} \right) + 10.9 \frac{W}{\Omega} \quad (21)$$

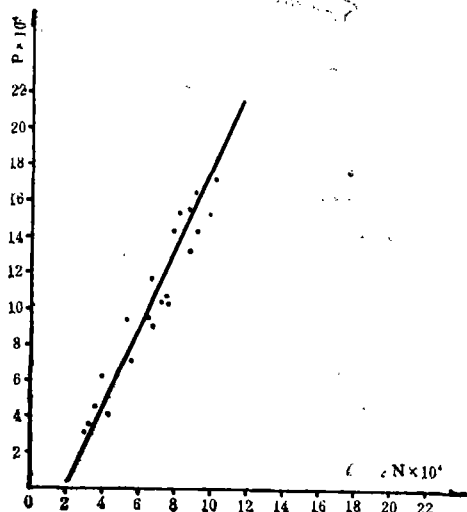


图4 P~N数对的最小二乘方拟合  
(I类)

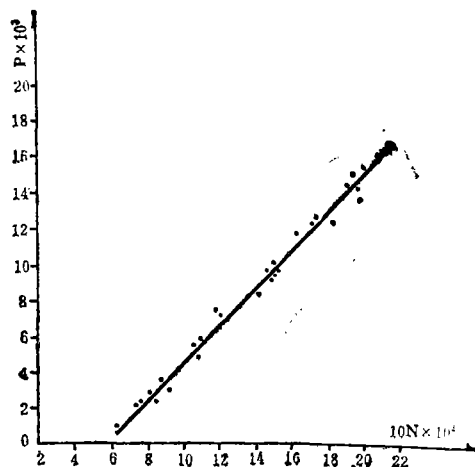


图5 P~N数对的最小二乘方拟合  
(I类)

## 八、 预报方程的检验

检验预报模式正确性的客观方法是利用该模式去进行数量足够多的预报, 然后考察其预报精度的统计结果。表2给出了检验的统计结果, 表中使用了24个站的独立资料(建立模式时未曾使用过的资料), 其中17个站属于模式 I, 7个站属于模式 II。模式 I 预报的是1979年8月6日的状况, 时效30天。模式 II 预报的是1979年8月21日的状态, 时效14天。

表2 独立资料检验的统计结果

模 式 类 别	I	II
实测混合层平均深度(米)	26.14	66.20
误差的算术平均值(米)	-3.14	5.04
误差的绝对平均值(米)	5.34	7.24
标准差(米)	5.63	6.35
一个标准差的百分比	65	57
二个标准差的百分比	94	71

## 九、讨 论

1. 本文的试验表明, 相似理论方法对于像东海这样水团复杂、难以求取其理论模式的海域, 为建立半理论、半经验的混合层预报模式提供了可行的途径。

2. 本文是在一特定海域中, 而不是像S.A. Kitaigorodskii那样, 在单站基础上建立模式, 因此, 其实用性更好些。

3. 由表2可以看出, 模式I的预报平均误差在5米左右; 模式II的预报平均误差在10米以内。可以认为, 本文所建立的预报模式是可取的。

4. 相对而言, 模式I优于模式II, 这是因为方程(17)是以Ekman理论为基础的, 所得模式更适用于Ekman层, 即季节温跃层的缘故。

5. 从理论上说, 模式适用于任何时间尺度的预报, 只要能准确地预报各参数的值。但该式只适用于气候的混合深度, 而异常天气的混合层深度与气候混合层深度可能偏离很大。因此, 就限制了模式的使用范围。

6. 在模式中, 风速是以二次项的形式出现的, 其影响预报结果甚大。需要指出的是: 由于在建立实际预报方程(19)和(21)式时, 所使用的实测风速多数在4.0米/秒—9.0米/秒(小于4.0米/秒者不用)之间, 因此, 当风速小于4.0米/秒或大于9.0米/秒时, 用(19)和(21)式就可能出现较大误差。

7. 出现误差的另一个原因是模式中设有考虑平流、辐散等的影响。特别在济州岛西南海域, 如能考虑表层水的辐散, 其结果将会更好。

8. 本文仅以增温期为例。

## 参 考 文 献

- [1] 柯劳斯, 大气和海洋的相互作用, 山东海洋学院水文气象专业译 1979, 200—211, 科学出版社。
- [2] 斯费德鲁普, 海洋(毛汉礼译)1958, 52—54, 科学出版社。
- [3] 中国科学院海洋研究所海洋气象组、中国科学院地理研究所海洋气象组, 1977, 渤、黄、东海海面热平衡图集, 科学出版社。
- [4] Hugo, B.F., et al, Mixing in Inland and Coastal waters, 23—29, Academic Press, 1979.
- [5] Mellor, G. L. and Duobin, P.A., J. Phys. Oceanogr. 5: 718—728, 1975.
- [6] Nihoul, C. J., ed., Marine Forecasting, 1—33, Elsevier Scientific Publishing Company, 1979.
- [7] Kitaigorodskii, S.A., Izv. Acad. of Science USSR, Geophysical ser. 3: 284—287 (English edition), 1960.
- [8] Kitaigorodskii, S.A. and Filushkin, B.N., Similarity Theory to the Analysis of the Observation in the Upper Ocean, Oceanological studies, 13 Zd-vol., „Nauka“, Moskva, 1964.
- [9] Kraus, E.B. and Turner, J.B., Tellus 19: 98—106, 1967.
- [10] Phillios, O.M., Entrainment chap. 7, In: E.B. Kraus ed. Modelling and prediction of the Upper Layer in the Ocean, 92—101, 1977.
- [11] Stevenson, J.W., J. Phys. Oceanogr. 9: 57—64, 1979.



## APPLICATION OF THE SIMILARITY THEORY TO FORECASTING THE UPPER MIXED LAYER DEPTH IN OCEANS

Jiang Jingzhong

(Second Institute of Oceanography, SOA)

### Abstract

In this paper, similarity theory is applied to the forecasting the depth of the mixed layer (thermocline) during warm season, on the assumption that the controlling processes are secular, non-advective and non-divergent. The concept of a universal function  $P(N)$  supposed by Kitaigorodskii is used in the forecasting model and the used parameters are wind, Coriolis parameter, thermal expansion coefficient and heat storage within the mixed layer. The resultant forecast model consists mainly of two equations. The constants in the equations are determined by the observed data for the East China Sea during the warm seasons, 1975-1981. The tests apparently indicate a better applicability of this forecast method in two specific sea regions of the East China Sea.