

东海黑潮水团的初步分析*

杨 天 鸿

(中国科学院海洋研究所)

本文根据 CSK 和 JMA 的 1302 个观测站次的实测资料¹⁾, 对九州和琉球群岛以西, 水深大于 200 米的东海黑潮区域内的水团进行分析。

研究海区²⁾的最大水深约 2719 米。1000 米等深线仅在冲绳岛和宫古岛之间海峡折入太平洋, 说明该海峡是研究海区和太平洋深层水交换的重要通道。1500 米等深线在研究海区的南部呈现封闭曲线, 反映出该海区水深大于 1500 米的深层水具有一定的“孤立性”。

须田皖次 (1930, 1931, 1938)^[13, 14, 25]、宇田道隆 (1930, 1941)^[11, 28]、安井善一 (1932)^[10]、肥沼宽一 (1938)^[17]、辻田時美 (1950)^[9]、永井正男 (1952)^[3]、赤松英雄 (1952)^[5, 6]、山野

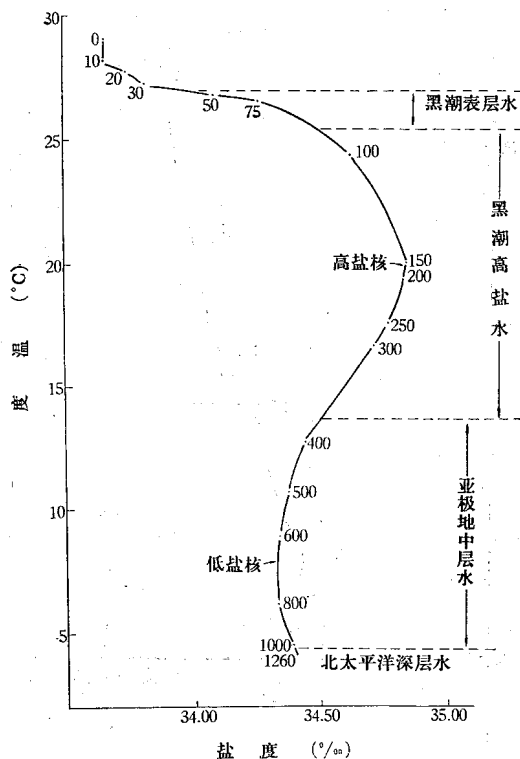


图 1 “长风丸”1965年 8 月 1 日 S-3 站 (25°01'N, 123°23'E) 的 T-S 曲线

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 667 号。

收稿日期: 1980 年 10 月 22 日。

1) 本文研究海区的地形, 所用资料以及原始水型指标等。请参见本集 165 页作者“东海黑潮水团温度和盐度的统计特征”一文。

省三(1952)^[4]、加藤威夫(1957, 1959)^[7,8]、毛汉礼等(1964)^[11]、A. M. Харченко (1968)^[32]、二谷颖男 (1972)^[23]、西田英男等 (1978)^[22]、佐原勉等 (1979)^[12] 和其他海洋学家都对研究海区的水团进行过一些研究,但都没有进行比较完整的分析。

一、T-S 曲线和 T-S 点聚图的初步分析

Helland-Hansen (1916)^[15] 首先提出,如果将某一海区次(表)层水以下的温度值与相应的盐度值绘成图解,所获得的曲线一般具有明确的形状,这一曲线称为 T-S 曲线,从此曲线可以看出该海区次(表)层以下水体的温-盐特征。根据 Helland-Hansen 这一建议,一个水团的定义是由一条 T-S 曲线来规定的,在某些特殊情况下,也可以从 T-S 图解中的某一单点(即根据某一个温度值和盐度值)来规定。

为了说明研究海区 T-S 曲线的形状,我们首先绘制了“长风丸”1965 年 8 月 1 日 S-3 站 (25°01'N, 123°23'E) 的 T-S 曲线(图 1)。从图 1 可看出,其曲线形状和肥沼宽一(1938)、须田皖次(1938)和毛汉礼等(1964)给出的曲线形状相似。如果对此曲线作一初步分析,即可看出,从表层到底层(即沿着温度坐标轴从高温到低温)的海水盐度分布是

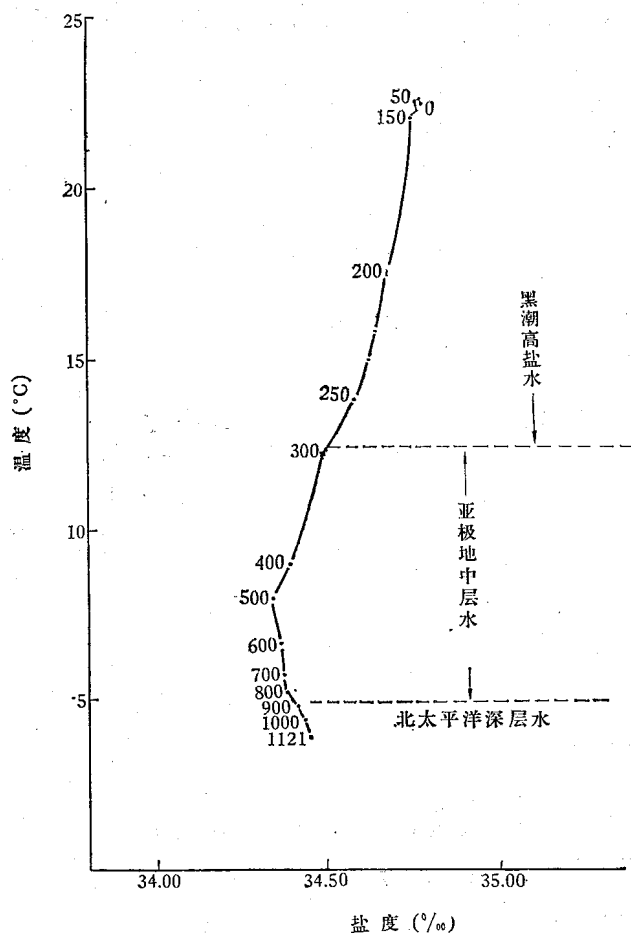


图2 “长风丸”1974年2月22日 Ch-0279站 (26°06'N, 125°22'E) 的 T-S 曲线图

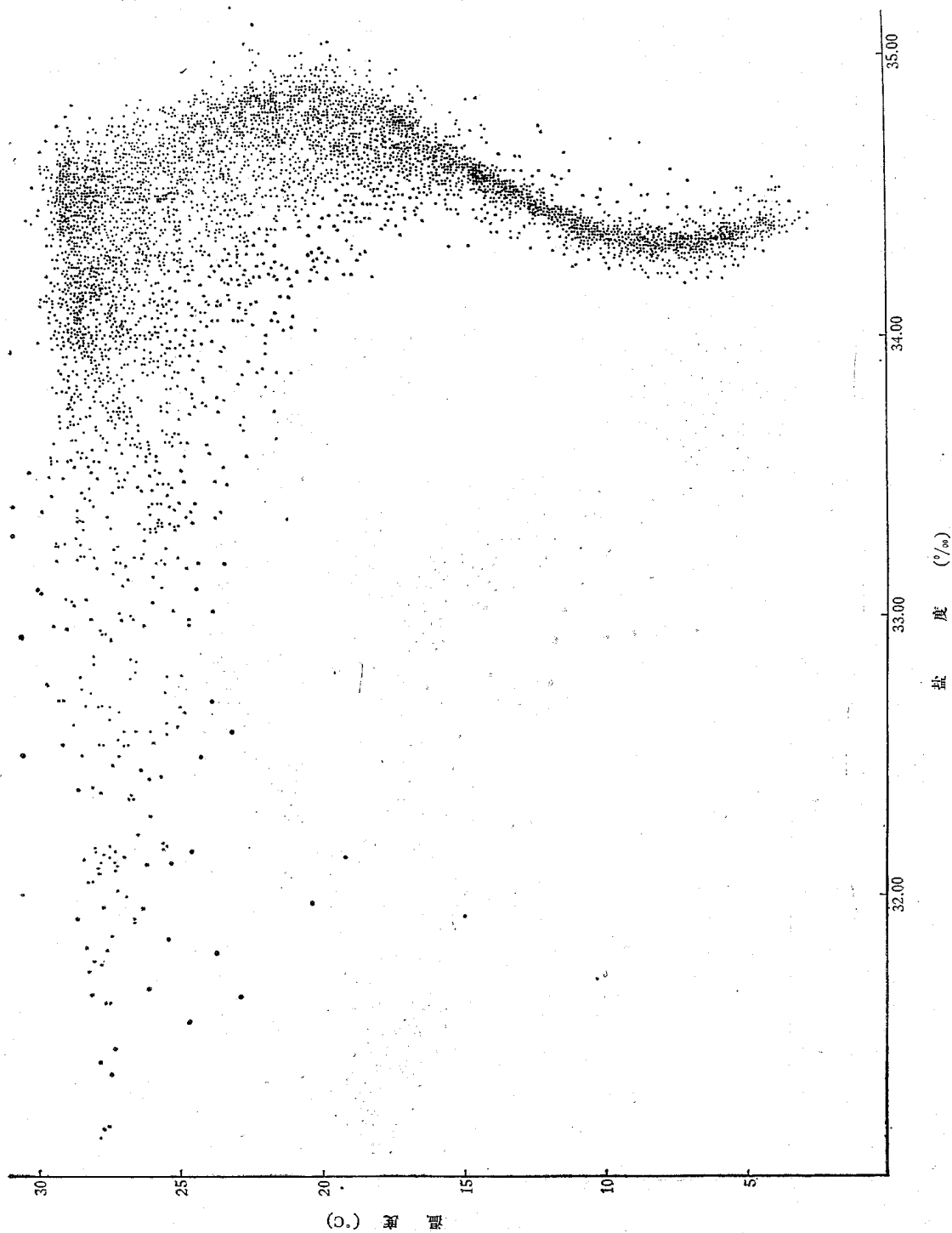


图3 研究海区内1302个观测站次的温-盐点聚图
(图中略去了盐度小于33‰的点)

表层低盐、次表层高盐、中层低盐和深层高盐。肥沼宽一(1938)、须田皖次(1938)和毛汉礼等(1964)曾经指出,在研究海区内夏季水团的垂直配置大体上呈四层结构,即:东海黑潮表层水(以下简称“黑潮表层水”,这与须田皖次(1938)和毛汉礼等(1964)对该水团的称呼相同);东海黑潮高盐水(以下简称“黑潮高盐水”,须田皖次(1938)称它为“黑潮固有水”,毛汉礼等(1964)称它为“黑潮次表层水”,二谷颖男(1972)称它为“热带水”);东海亚极地中层水(以下简称“亚极地中层水”,这与须田皖次(1938)对该水团的称呼相同,毛汉礼(1964)称它为“黑潮中层水”,二谷颖男(1972)称它为“中层水”);冲绳海槽深层水(须田皖次(1938)称它为“北太平洋深层水”,毛汉礼等(1964)称它为“黑潮下层水”)。

其次,我们绘制了“长风丸”1974年2月22日 Ch-0279 站 ($26^{\circ}06'N$, $125^{\circ}22'E$)

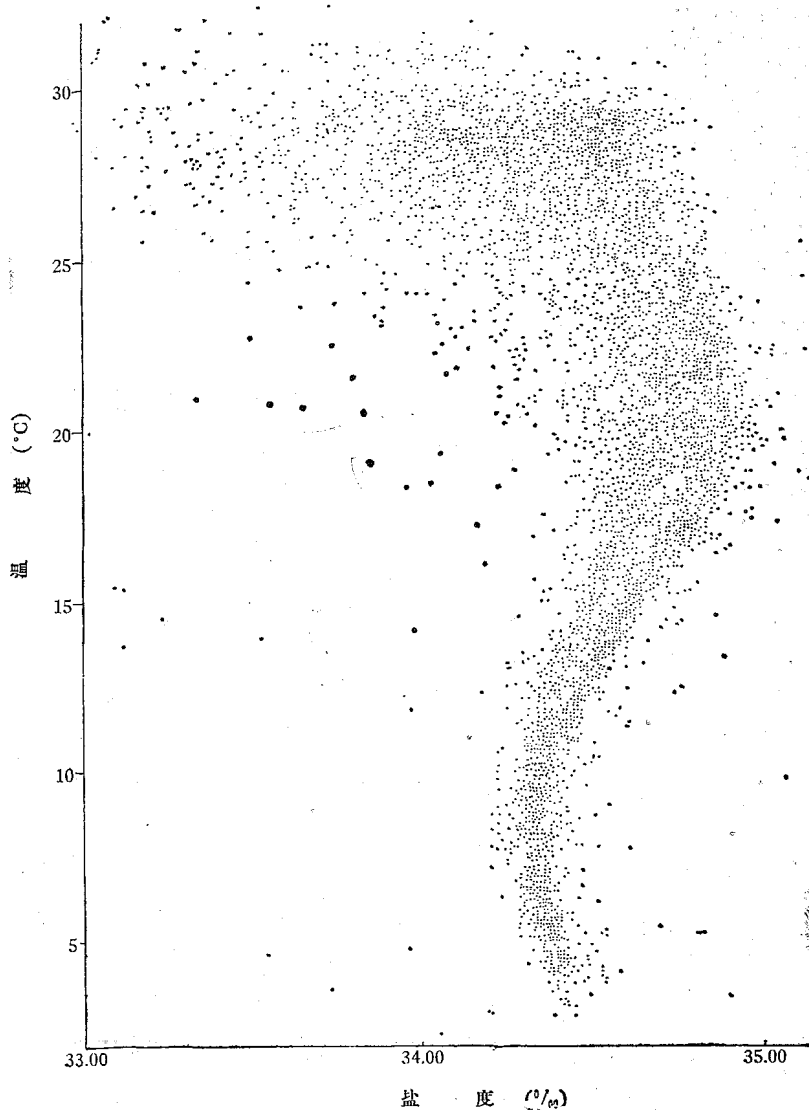


图4 研究海区7—9月460个观测站次的温-盐点聚图
(图中略去了盐度小于33‰的点)

的 T-S 曲线(图 2)。从图 2 可以看出,它大体上呈现三层结构,即:黑潮高盐水、亚极地中层水和冲绳海槽深层水。

我们取温度为纵坐标,盐度为横坐标,将上述 1302 个观测站次各层(指由各资料给定的标准水层)的温度值和盐度值点于相应的坐标位置上,从而得到图 3 所示的温-盐点聚图。

从图 3 可以看出,温度低于 15°C 的 T-S 点比较集中,形成一条窄带;而高于 15°C 的点比较分散,其中尤以高于 21°C 的点的散布面积为大。这充分说明研究海区中层水和深层水的温盐特征比较恒定,而表层水和次表层水的恒定性较差(这主要是由于陆架低盐水和黑潮高盐水的混合,以及显著的外界因素的影响),其中尤以表层水的保守性最差。佐原勉和半沢洋一(1979)在研究东海水系分布时,同样考虑到这一情况,他们对温度高于

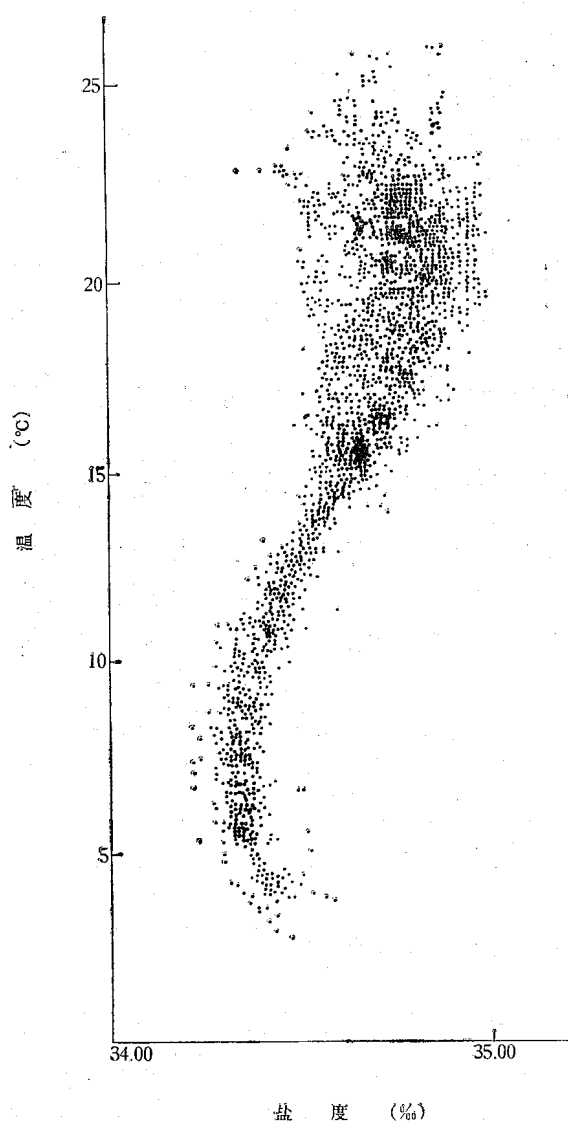


图 5 研究海区 1—3 月 294 个观测站次的温-盐点聚图

15°C 的 T-S 点,按其于陆架低盐水混合程度的不同,大体上分为五类,对温度低于 15°C 的 T-S 点基本上没有分类。

如果我们分别绘制冬季和夏季的温-盐点聚图(图 4, 5),则可看出,它们的主要差别在表层和次表层的高温部分,也就是说,在研究海区内陆架低盐水的影响以夏季最为显著。

二、水团边界的划定

自从 Helland-Hansen (1916)提出用 T-S 曲线方法研究水团以来,这一方法已被广泛采用,而且方法本身也获得了很大发展。Jacobsen (1927)^[16] 首先应用 T-S 图解方法研究两个水团的混合问题,引入了混合百分比的概念。之后,Штокман (1944)^[33] 扩展到三个水团的混合问题,引入了“混合三角形”的概念;Miller (1950)^[20] 又扩展到四个水团的混合问题,引入了“混合四边形”的概念。

从本文给出的温-盐点聚图(图 3)中可以看出,在研究海区内温度高于 15°C 的 T-S 点可以组成一个混合四边形;而温度低于 15°C 的 T-S 点,可以粗略地用 Jacobsen (1927)提出的两个水团混合的方法,来确定它们的边界。

本文不拟详细计算各水团混合百分比的数值,而着重于讨论它们之间的边界。例如,对于两个水团的原始水型为 $A(S_a, T_a)$ 和 $B(S_b, T_b)$ 的混合问题来说,我们取 $\left(\frac{S_a + S_b}{2}, \frac{T_a + T_b}{2}\right)$ 为其边界,即盐度在 S_a 和 $\frac{S_a + S_b}{2}$ (或温度在 T_a 和 $\frac{T_a + T_b}{2}$) 之间的水体属于 A 水团,而盐度在 S_b 和 $\frac{S_a + S_b}{2}$ (或温度在 T_b 和 $\frac{T_a + T_b}{2}$) 之间的水体属于 B 水团。

在研究海区内,若取亚极地中层水的原始水型为 $A(34.22\text{‰}, 7.60^\circ\text{C})$, 冲绳海槽深层水的原始水型为 $B(34.48\text{‰}, 3.71^\circ\text{C})$, 那末,它们的界面指标为 $34.35\text{‰}, 5.66^\circ\text{C}$; 为方便起见,我们近似地取 34.40‰ 等盐线作为它们的边界。又如,对于四个原始水型为 $A(S_a, T_a)$, $B(S_b, T_b)$, $C(S_c, T_c)$ 和 $D(S_d, T_d)$ 的“混合四边形”来说,我们取两对边的中点连线 $\overline{EG}$ 和 $\overline{FH}$ 作为水团之间的边界(见图 6),其中 $\overline{EG}$ 和 $\overline{FH}$ 线的交点为 O,那末,落在四边形 $AEOH$ 内的 T-S 点属于 A 水团,落在四边形 $BFOE$ 内的属于 B 水团,落在四边形 $CGOF$ 内的属于 C 水团,落在四边形 $DHOG$ 内的属于 D 水团。上述各点的坐标是, $E\left(\frac{S_a + S_b}{2}, \frac{T_a + T_b}{2}\right)$, $F\left(\frac{S_b + S_c}{2}, \frac{T_b + T_c}{2}\right)$, $G\left(\frac{S_c + S_d}{2}, \frac{T_c + T_d}{2}\right)$, $H\left(\frac{S_d + S_a}{2}, \frac{T_d + T_a}{2}\right)$, $O\left(\frac{S_a + S_b + S_c + S_d}{4}, \frac{T_a + T_b + T_c + T_d}{4}\right)$ 。这样的边界

一般为斜线边界。为了使用方便,我们进一步取这种斜线边界的平行于温度轴或盐度轴的中线作为水团的等值线边界。例如,在图 6 中,我们取平行于温度轴的 $\overline{IJ}$ 和 $\overline{MN}$ 代替 $\overline{EO}$ 和 $\overline{OG}$ 线,作为 A 水团和 B 水团,以及 C 水团和 D 水团之间的界面,这时 $\overline{IJ}$ 和 $\overline{MN}$ 线的盐度值分别为:

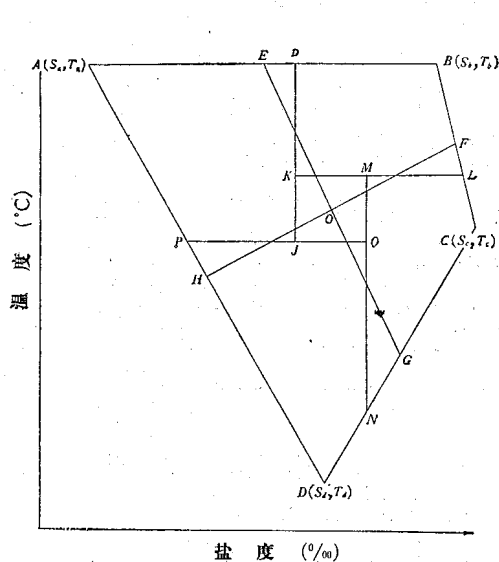


图6 “混合四边形”选取等值线边界示意图

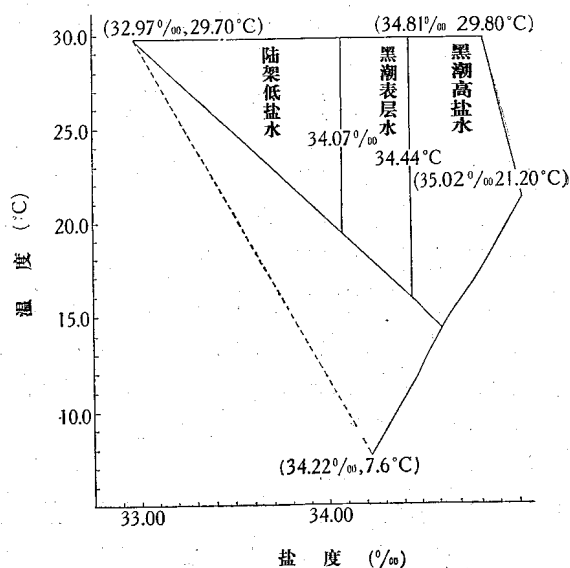


图7 在研究海区内“混合四边形”等盐线边界的选取图

$$S_{IJ} = \frac{3S_a + 3S_b + S_c + S_d}{8}, \quad (1)$$

$$S_{MN} = \frac{3S_c + 3S_d + S_a + S_b}{8}. \quad (2)$$

同样,用平行于盐度轴的 $\overline{KL}$ 和 $\overline{PQ}$ 线代替 $\overline{OF}$ 和 $\overline{HO}$ 线作为水团 B 和水团 C, 以及水团 A 和水团 D 之间的界面,这时 $\overline{KL}$ 和 $\overline{PQ}$ 线的温度值分别为:

$$T_{KL} = \frac{3T_b + 3T_c + T_a + T_d}{8}, \quad (3)$$

$$T_{PQ} = \frac{3T_a + 3T_d + T_b + T_c}{8}. \quad (4)$$

这样,落在四边形 $AIJP$ 内的 T-S 点属于 A 水团,落在四边形 $BLKI$ 内的属于 B 水团,落在四边形 $CNML$ 内的属于 C 水团,落在四边形 $DPQN$ 内的属于 D 水团。

在研究海区内,表层水的两个原始水型的 T-S 点为 $A(32.97\text{‰}, 29.70^\circ\text{C})$ 和 $B(34.81\text{‰}, 29.80^\circ\text{C})$, 高盐水原始水型的 T-S 点为 $C(35.02\text{‰}, 21.20^\circ\text{C})$, 亚极地中层水的原始水型的 T-S 点为 $D(34.22\text{‰}, 7.60^\circ\text{C})$ 。由此得到的水团等值线边界为 $S_{IJ} = 34.07\text{‰}$, $S_{MN} = 34.44\text{‰}$, $T_{KL} = 23.79^\circ\text{C}$, $T_{PQ} = 20.36^\circ\text{C}$ 。

在上述水团边界中, $T_{KL} = 23.79^\circ\text{C}$ 为 B 水团和 C 水团的界面,但是这个值在冬季大体上相当于研究海区的最高水温,在夏季大体上相当于温跃层处的温度,它和太阳辐射的关系比较密切,所以这里不取它作为水团的边界。同时, $T_{PQ} = 20.36^\circ\text{C}$ 为 A 水团和 D 水团的界面, D 水团系亚极地中层水,其原始水型的水体一般不直接参与 A 水团的混合,所以这里也不取它作为水团的边界。这样,为了使用简便,我们近似地取 34.00‰ (代替 $S_{IJ} = 34.07\text{‰}$) 和 34.50‰ (代替 $S_{MN} = 34.44\text{‰}$) 为研究海区内水团的等盐线边界

(见图 7), 34.00‰ 等盐线为黑潮表层水和陆架低盐水之间的边界, 34.50‰ 等盐线为黑潮表层水和黑潮高盐水的边界。

再如, 我们可应用 T-S 曲线的形状来确定各水团之间的边界, 在高盐核或低盐核处, $\frac{dS}{dT} = 0$, 而在它们的边界处, $\frac{dS}{dT}$ 的绝对值最大或 $\frac{d^2S}{dT^2} = 0$, 即在曲线拐点处。这样, 对于黑潮高盐水来说, 其 T-S 曲线呈反 C 形, 其上、下两端的平均位置约在盐度 34.50‰ 处。对于亚极地中层水来说, 其 T-S 曲线呈 C 形, 其下端点的平均位置约在盐度 34.40‰ 处。

顺便指出, 本文取 34.50‰ 等盐线作为黑潮高盐水的界面指标, 要稍大于加藤威夫 (1959) 用 75 米以上水层的平均氯度 19.00‰ (相当于盐度 34.33‰) 作为黑潮高盐水的界面指标, 但是要稍小于二谷颖男 (1972) 指出的 14°—16°C, 34.55—34.65‰, 平均为 15°C, 34.60‰ 的跃层水指标。

本文取盐度 34.00‰ 作为黑潮表层水的最低盐度指标, 与中尾彻 (1977)^[21] 研究 E 海区 (33°—30°N, 124°—128°E) 时给出的黑潮表层水的指标一致。

从上述分析可以看出, 本文是基于 T-S 点聚图的分布特征, 应用拟合几率密度曲线选择原始水型的温、盐指标¹⁾, 再用 (1) — (4) 式计算等值线边界指标 (实质上取略去第二位小数的近似值)。这样选取的数值, 可以减少一些主观性。

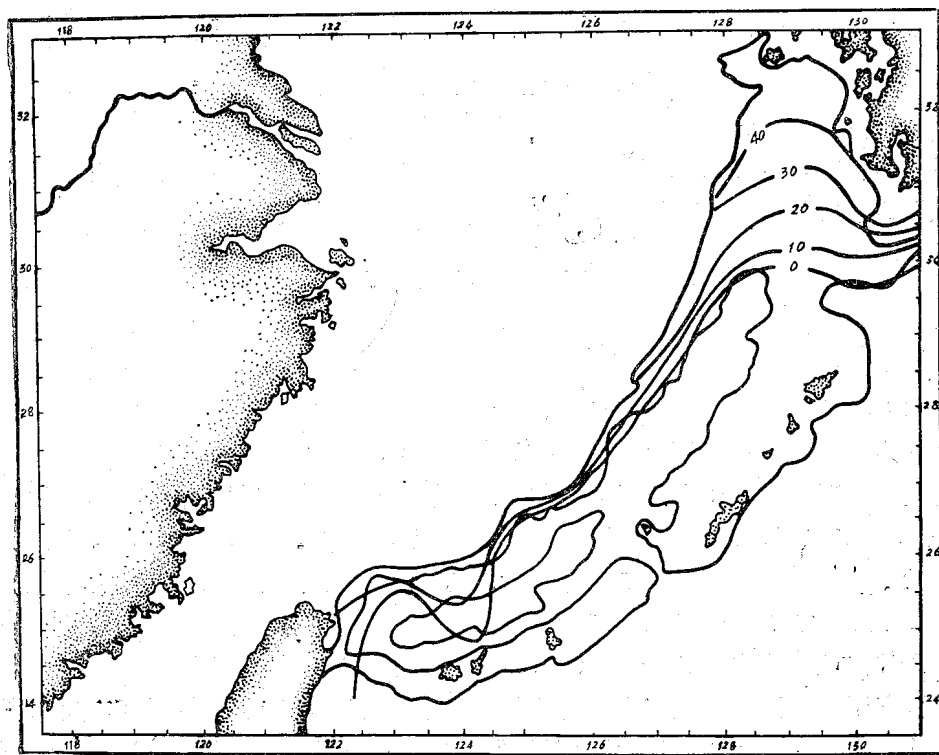


图 8 夏季盐度小于 34.00‰ 的低盐水的厚度分布图

1) 参见本集 165 页作者“东海黑潮水团的温盐统计特征”一文。

三、水团的空间配置

1. 黑潮表层水

黑潮高盐水从苏澳和与那国岛之间的水道进入东海后,必然与东海陆架低盐水发生混合和“顶托”作用。东海的冬季,由于黑潮势力强盛、陆架低盐水势力弱小,以及强烈的表层冷却产生的垂直对流作用,表层至100米层左右的水体的温度和盐度的分布几乎呈现垂直均匀状态;再加海面的蒸发作用有助于表层盐度的增高,黑潮高盐水就占据着整个研究海区的表层和次表层;从而使得混合变性水和“顶托”的位置处在研究海区以西的陆架海域内(见图20)。夏季,由于陆架低盐水势力强盛,向东、向南推移,再加太阳辐射使表层水温增高,较轻的混合变性水就覆盖于黑潮高盐水之上,而受太阳辐射较少的温跃层以下的混合变性水仍位于黑潮高盐水之西侧,整个混合变性水和“顶托”的位置向东、向南移到了研究海区之内(见图21)。我们把覆盖于黑潮高盐水之上和位于黑潮高盐水西侧,盐度在34.00—34.50‰的混合变性水叫做黑潮表层水¹⁾。Uda和Otsulo(1958)^[29]在研究黄海、东海海况时发现两个锋面结构,它们由黄海冷水、混合变性水和黑潮构成。本文提出的黑潮表层水,实质上相当于他们提出的陆架低盐水和黑潮高盐水的混合变性水。

还应当指出,夏季在研究海区30°N以北和200米等深线附近的表层,通常还存在着盐度小于34.00‰的陆架低盐水,其最大厚度一般不超过50米,分布趋势大体上是向浅

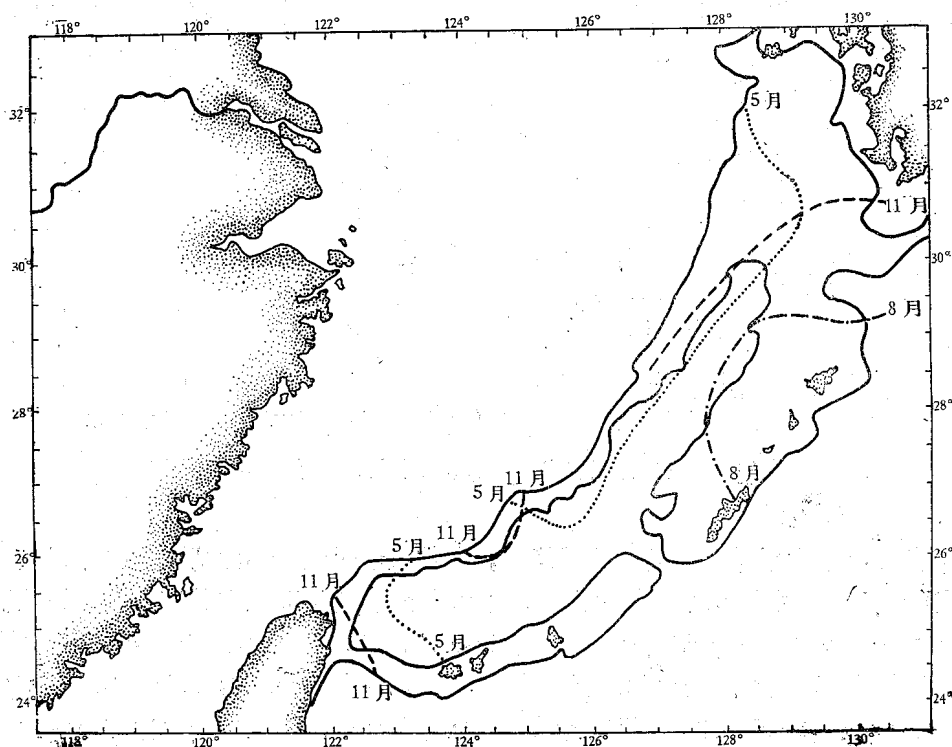


图9 5月、8月、11月黑潮表层水与黑潮高盐水之间界面在表层的位置分布图

1) 在研究东海陆架水团时,可以把夏季温跃层以下的黑潮高盐水和陆架低盐水之间的混合变性水,称为底层水。

水区域增厚(见图 8)。

在研究海区内黑潮表层水与黑潮高盐水之间的界面位置具有明显的季节变化(见图 9)。黑潮表层水通常在 5 月份开始出现于 $26^{\circ}30'N$ 至 $32^{\circ}00'N$ 之间的 200 米等深线附近海域,以及台湾东北的近岸海域内;8 月份占据着除了冲绳岛至奄美大岛的邻近海域以外的整个研究海区;11 月份仅存在于 $30^{\circ}N$ 以北海区,以及 $27^{\circ}-28^{\circ}N$, $28^{\circ}30'N$ 以北的 200 米等深线的邻近海域内,此后消失,通常于次年 5 月才再度进入研究海区。黑潮表层水的厚度一般不超过 75 米。

夏季,研究海区内黑潮表层水和黑潮高盐水之间的界面位置,通常在冲绳岛至奄美大岛的邻近海域内为 0 米(即海面),由此向西和南北两侧逐渐变深,它的最大深度一般不超过 100 米层(见图 10)。



图 10 夏季黑潮表层水和黑潮高盐水之间的界面深度分布图

2. 黑潮高盐水

黑潮起源于太平洋北赤道流的延续体,在其流动过程中必然携带着起源区域的某些水体向前运动,同时也必然与其周围水体发生混合交换,从而改变其原来水体的性质。根据肥沼宽一(1938)、Wyrtki (1961)^[30]、Matsudaira (1964)^[19] 和 Masuzawa (1964)^[18] 的研究,北太平洋亚热带高盐水起源于 $20^{\circ}-30^{\circ}N$, $160^{\circ}-180^{\circ}E$; $25^{\circ}N$, $165^{\circ}W$; $25^{\circ}N$, $180^{\circ}E$ 和 $22^{\circ}-26^{\circ}N$, $172^{\circ}E$ 附近海域,其盐度约为 35.5‰。这一水体在随着北赤道流向西流动的过程中,其盐度随离开源地距离的增长而降低;在吕宋和台湾东海海域其最大盐度约为 35.00‰。这里,我们根据 1967 年 1 月至 3 月 CSK 资料中,大体上沿着流动路径从 $149^{\circ}02'E$ 至东海的六个垂直于流轴的断面上的最高盐度测站的观测资料,作出

0—400 米层的 T-S 曲线, 来说明高盐水的这一变性过程 (见图 11)。从图中可以看出, 0—200 米层的盐度 (除 $21^{\circ}03'N$ 、 $149^{\circ}02'E$ 测站 0—150 米层以外) 都是随着流动方向向下游递减, 而 250 米层以下的 T-S 曲线 (除 $21^{\circ}03'N$ 、 $149^{\circ}02'E$ 测站的 T-S 曲线偏出稍远外) 都比较接近。

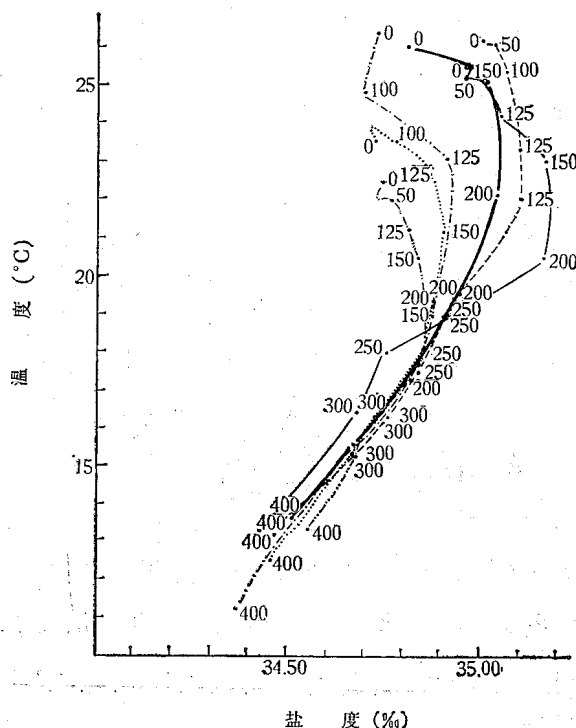


图 11 1967 年 1—3 月 6 个测站的 0—400 米层的温-盐曲线图

图例: ——044 ($21^{\circ}03'N$, $149^{\circ}02'E$), “Orlick”, 1967. 3. 6
 —— Ry3048 ($19^{\circ}00'N$, $137^{\circ}00'E$), “凌风丸”, 1967. 1. 16 —— Ry 3084 ($18^{\circ}00'N$, $130^{\circ}00'E$),
 “凌风丸”, 1967. 1. 31 - - - - Ry 3095 ($17^{\circ}59'N$, $123^{\circ}00'E$), “凌风丸”, 1967. 2. 11 Ry
 3089 ($23^{\circ}04'N$, $122^{\circ}27'E$), “凌风丸”, 1967. 2. 9 - - - - Y02 ($26^{\circ}31.7'N$, $126^{\circ}08.3'E$), “长
 风丸”, 1967. 2. 5

冬季黑潮高盐水的上界就是海面, 夏季的上界是图 10 所示的界面。

黑潮高盐水的下界是它和亚极地中层水的界面。这一界面的深度分布趋势是, 在 $29^{\circ}30'N$ 以南大体上东部深、西部浅; 在 $29^{\circ}30'N$ 以北大体上南部深、北部浅 (见图 12); 其最大深度一般不超过 500 米, 最小深度一般不小于 200 米。冬夏间的差别主要在于界面等深线的位置在夏季更接近浅水区域。

黑潮高盐水的厚度分布形势大体上如图 12, 13。但是夏季在研究海区北部呈现中间厚、两侧薄的分布趋势, 中间厚度大于 200 米, 最小厚度小于 100 米 (见图 13)。

3. 亚极地中层水

亚极地中层水起源于亚北极地海区, 其最低盐度在表层。这正如 Sverdrup (1946)^[2] 指出的, 在亚极地中层没有最低盐度层存在。Sverdrup (1946), Reid (1965)^[24] 和二谷颖男 (1972) 分别研究了在亚极地形成的北太平洋中层水, 流到西北太平洋构成亚热带中层环流的状况。本文应用 1967 年 1 月至 3 月沿着中层环流的 6 个测站的 CSK 观测资

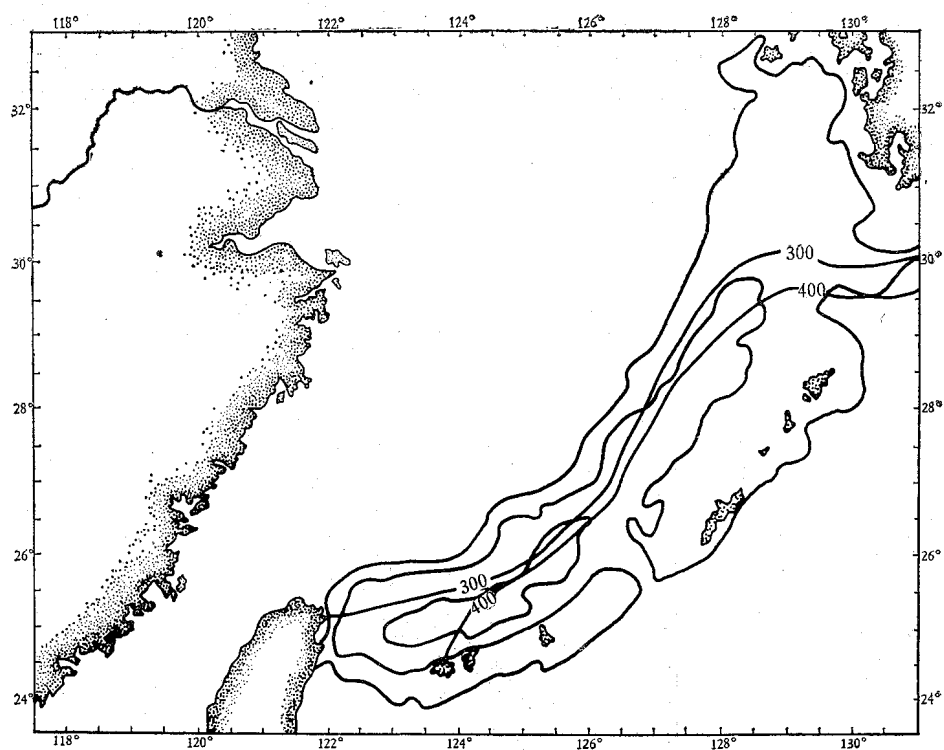


图 12 冬季黑潮高盐水和亚极地中层水之间的界面深度分布图

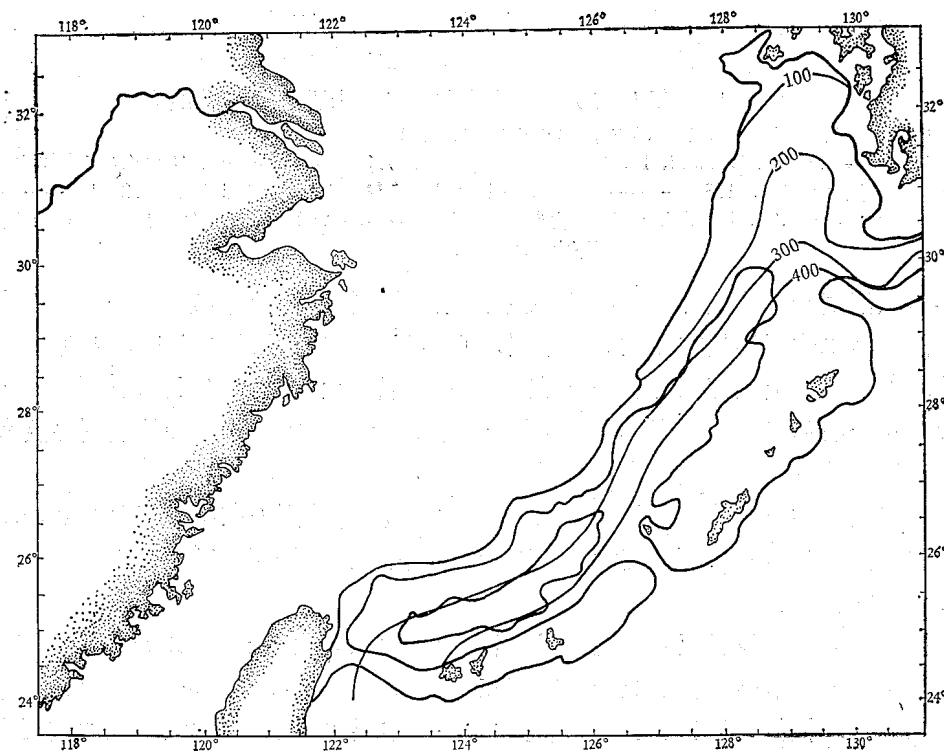


图 13 夏季黑潮高盐水的厚度分布图

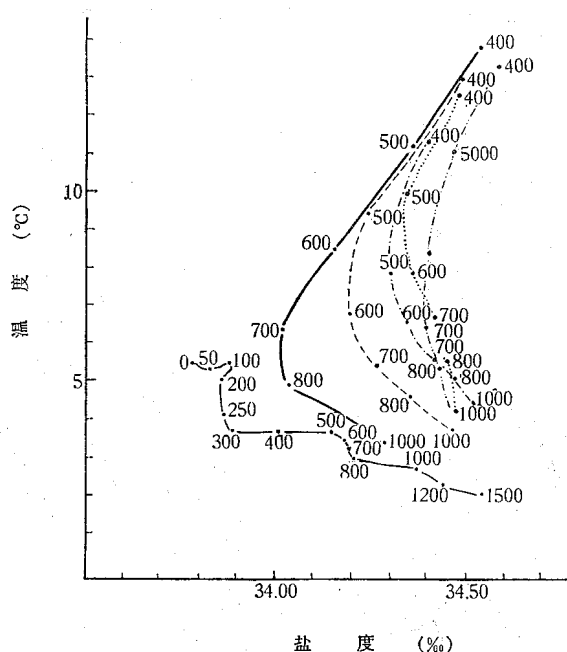


图 14 1967 年 1—3 月 6 个测站的 400—1000 米层的 T-S 曲线图

图例：—— 001 ($43^{\circ}00'N$, $155^{\circ}00'E$), “U. M. Schokalsky”, 1967. 2. 14 —— 053 ($30^{\circ}00'N$, $149^{\circ}06'E$), “Orlick”, 1967. 3. 10 —— Ry 3048 ($19^{\circ}00'N$, $137^{\circ}00'E$), “凌风丸”, 1967. 1. 16
 - - - - - Ry 3095 ($17^{\circ}59'N$, $123^{\circ}00'E$), “凌风丸”, 1967. 2. 11 Ry 3089 ($23^{\circ}04'N$, $122^{\circ}27'E$), “凌风丸”, 1967. 2. 9 Y02 ($26^{\circ}31.7'N$, $126^{\circ}08.3'E$), “长风丸”, 1967. 2. 5

料, 绘制 400—1000 米层的 T-S 曲线, 来说明这一水团从亚北极到东海的变性过程 (图 4)。从图中可以看出, 其中低盐核的盐度随着亚热带 (中层) 环流的向前移动而逐渐增高。

亚极地中层水的下界, 在研究海区内就是亚极地中层水和冲绳海槽深层水之间的界面。其深度大体上为 900—1000 米层 (见图 15)。亚极地中层水的厚度约为 400—600 米, 但在浅水区域内厚度迅速减小 (见图 16)。

Sverdrup 等 (1946) 在研究西北太平洋中层水和赤道中层水时给出了这两个中层水的 T-S 曲线变化范围 (见图 17)。而本文给出的东海亚极地中层水的 T-S 点, 除少数落入 Sverdrup 等 (1946) 给出的西北太平洋中层水的范围之外, 大部分则在上述两个中层水团的 T-S 曲线范围之间。但是它们接近西北太平洋中层水 (见图 17)。这说明, 在亚极地中层水随着亚热带 (中层) 环流进入东海的过程中, 还受到赤道中层水的影响, 使其变性, 但其性质接近于西北太平洋中层水。

4. 冲绳海槽深层水

冲绳海槽深层水通常位于水深大于 1000 米的区域内, 但是, 有时它与亚极地中层水之间的界面位置可达到 $31^{\circ}00'N$ 附近海区。

这一深层水的温、盐特征与西北太平洋深层水的温、盐特征不同, 历次观测到的 1500 米层以下的温度值均高于西北太平洋相应层次的温度值, 而盐度值均小于相应的盐度值; 从现有资料 (最深实测水层为 2070 米) 来看, 冲绳海槽深层水的温、盐值大体上相当于西

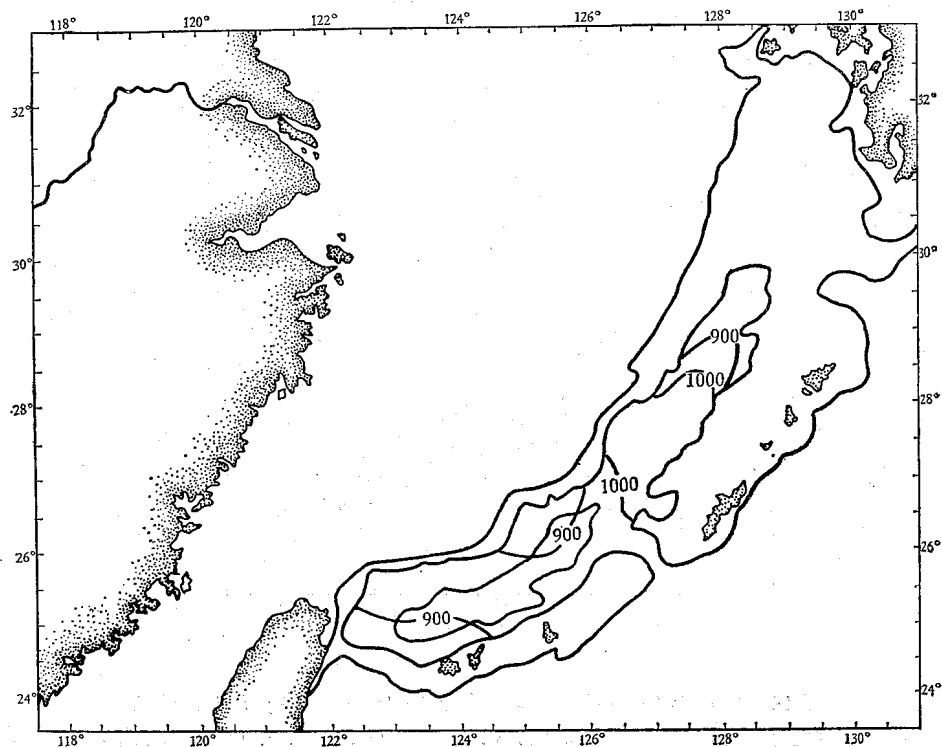


图 15 夏季亚极地中层水和北太平洋深层水之间的界面深度分布图

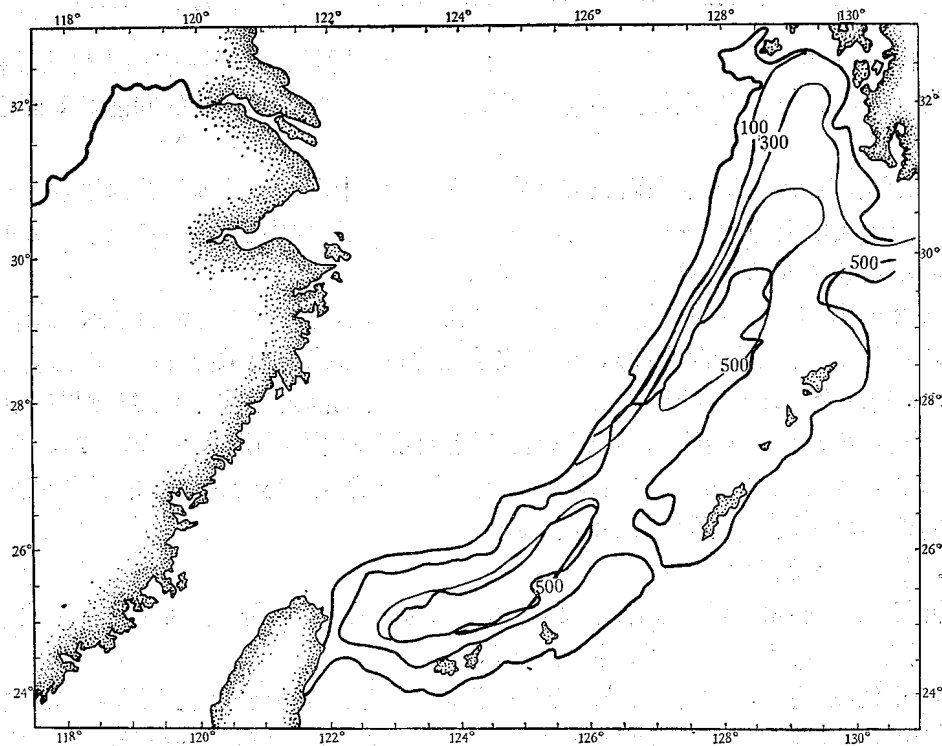


图 16 冬季亚极地中层水的厚度分布图

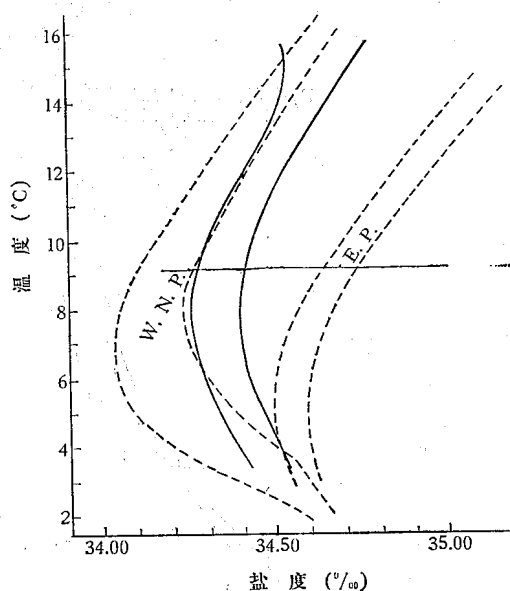


图 17 亚极地中层水的 T-S 曲线范围

(图中虚线系 Sverdrup 等 (1946) 的结果, W. N. P. 表示西北太平洋中层水, E. P. 表示太平洋赤道中层水, 实线代表我们的结果)。

北太平洋 1000—1200 米层的温、盐值。这充分反映了琉球群岛之间的海脊实际上阻碍了冲绳海槽深层水与西北太平洋深层水之间的直接交换; 从而说明了由地形特征造成的冲绳海槽深层水的“孤立性”。

我们将 1967 年 2 月 20 日“凌风丸”在北太平洋 Ry 3001 站 ($20^{\circ}10'N$, $124^{\circ}57'E$) 的观测资料绘制表层到 5000 米层的 T-S 曲线, 将 1973 年 2 月 6 日“长风丸”在东海 Ch-0085 站 ($25^{\circ}02'N$, $123^{\circ}41'E$) 的观测资料绘制表层到 2000 米层的 T-S 曲线, 比较两者也可看出 (见图 18), Ch-0085 站的 2000 米层的 T-S 点大体上在 Ry 3001 站的 1000 米—1200 米层的 T-S 线段之间。Jakahashi 等 (1967, 1968)^[26,27] 曾经指出, 1200 米层以下琉球海脊北面的温度比海脊南面的温度高 $1^{\circ}C$ 左右。冲绳海槽深层水与西北太平洋 1000—1200 米层的温、盐示性特征的一致性还说明, 冲绳岛与宫古岛之间的水道是冲绳海槽深层水的主要来源区域。

顺便指出, 深层水等温线的分布趋势 (见图 21) 表明, 海脊东侧出现下降流, 西侧出现上升流。这一方面表明了深层水的更新过程; 另一方面, Yoshida 和毛汉礼 (1957)^[31] 关于上升流的研究结果表明, 在有上升流出现的海区内, 海底以上的整个水体向北输送, 反之, 在有下降流出现的海区内, 海底以上的整个水体向南输送, 由此可以推测, 在冲绳海槽水深大于 1500 米的深层海域内可能存在一个反气旋型 (顺时针) 环流 (见图 19)。

5. 水团的断面配置

下面我们以两次实测断面资料为例, 进一步阐述研究海区内冬季和夏季的水团的垂直配置状况。

(1) 1973 年 2 月 PN 断面的水团垂直配置

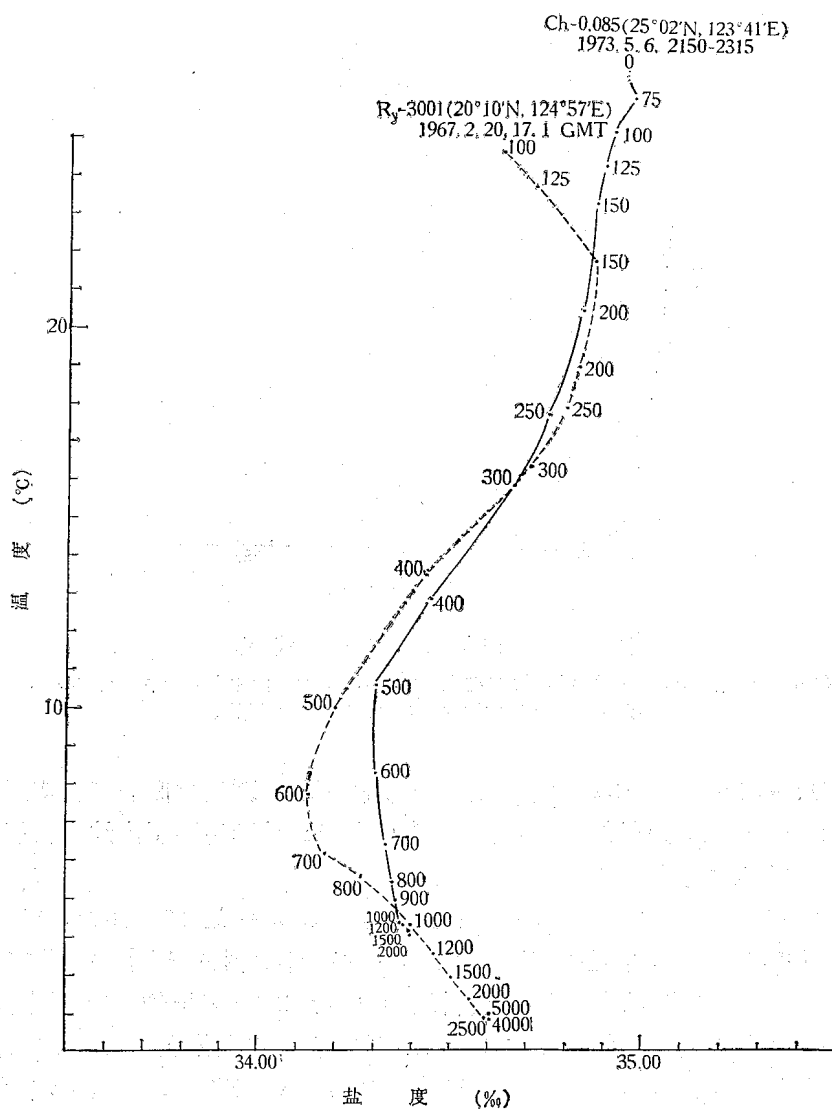


图 18 1967 年 2 月 Ry-3001 站 ($21^{\circ}10'N$, $124^{\circ}57'E$) 和 1973 年 2 月 Ch-0085 站 ($25^{\circ}02'N$, $123^{\circ}41'E$) 的 T-S 曲线图

1973 年 2 月 3 日至 4 日“长风丸”进行了 PN 断面的观测, 我们根据这次调查资料绘制了该断面的水团垂直配置图(图 20)。从图中可看出, 黑潮表层水位于研究海区以西的陆架上。在该断面水深大于 200 米的海域内, 从 0 米到 280—490 米层为黑潮高盐水, 该水团的厚度分布大体上呈现东部厚西部薄的趋势。在该断面, 除了在 PN_4 和 PN_5 站附近的表层有一个高盐中心外, 高盐核的位置在 PN_1 — PN_3 站的 200 米层; 暖中心的位置约在 PN_2 和 PN_3 站之间。

亚极地中层水位于 280—490 米层到 860—1000 米层, 其低盐核的位置约在 600—700 米层, 其厚度约为 400—600 米。

冲绳海槽深层水仅出现于西侧水深大于 860 米的深水区域内, 其最大观测水深为 1040 米, 相应的温度和盐度分别为 $4.11^{\circ}C$ 和 34.44‰ 。

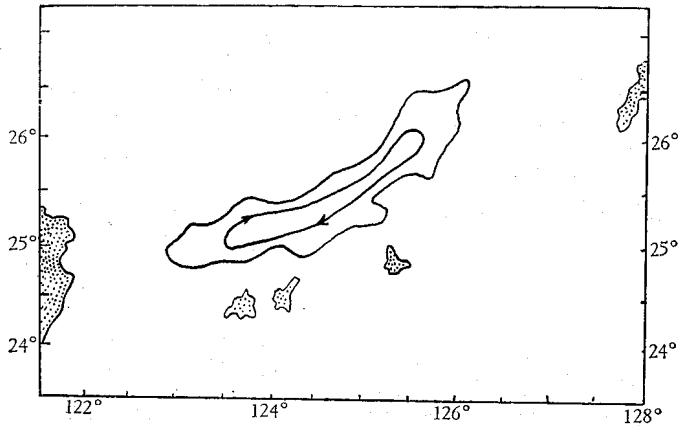


图 19 冲绳海槽深层水环流设想图

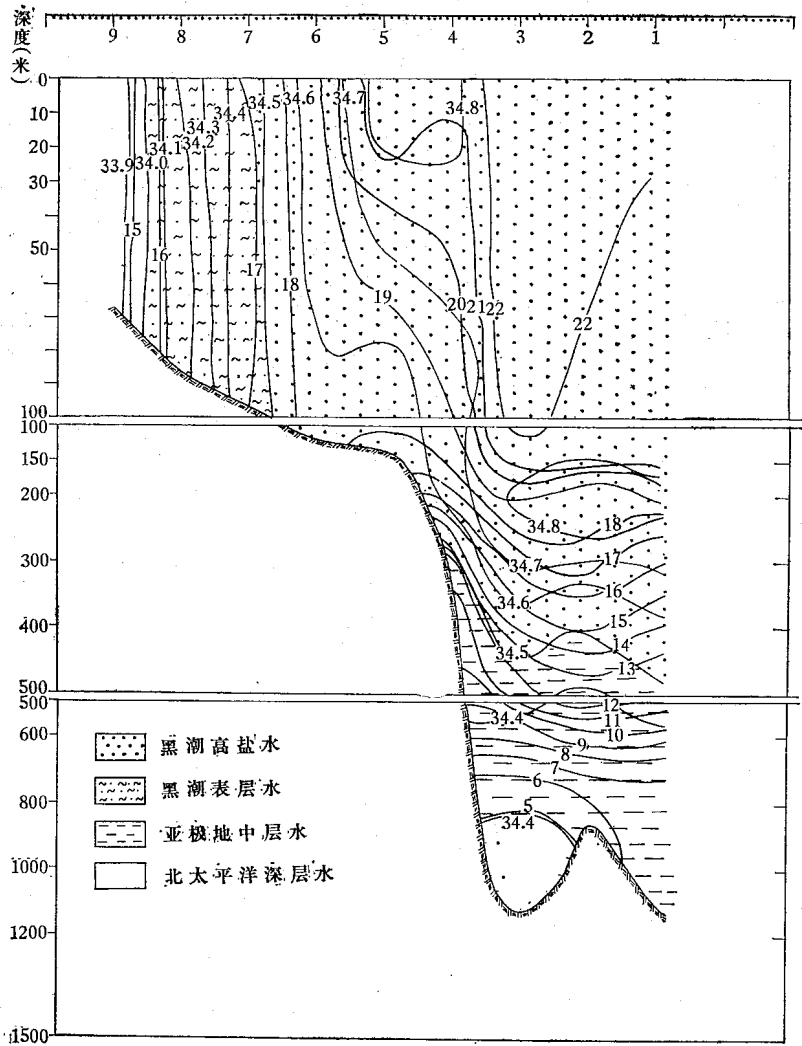


图 20 1973 年 2 月 PN 断面的水团的垂直配置图

(2) 1968 年 8 月 A 断面的水团垂直配置

1968 年 8 月 17 日至 18 日“耕洋丸”进行了 A 断面的观测, 我们根据这次调查资料绘制了该断面的水团垂直配置图(图 21)。从图中可看出, 在水深大于 200 米的海域内, 除 A₀₄ 站以西 0—10 米层为盐度小于 34.00‰ 的水体外, 其余海域 20—85 米层以上的表层都是盐度为 34.00‰—34.50‰ 的黑潮表层水。黑潮表层水和黑潮高盐水之间的界面, 大体上呈现东部浅、西部深的分布趋势。

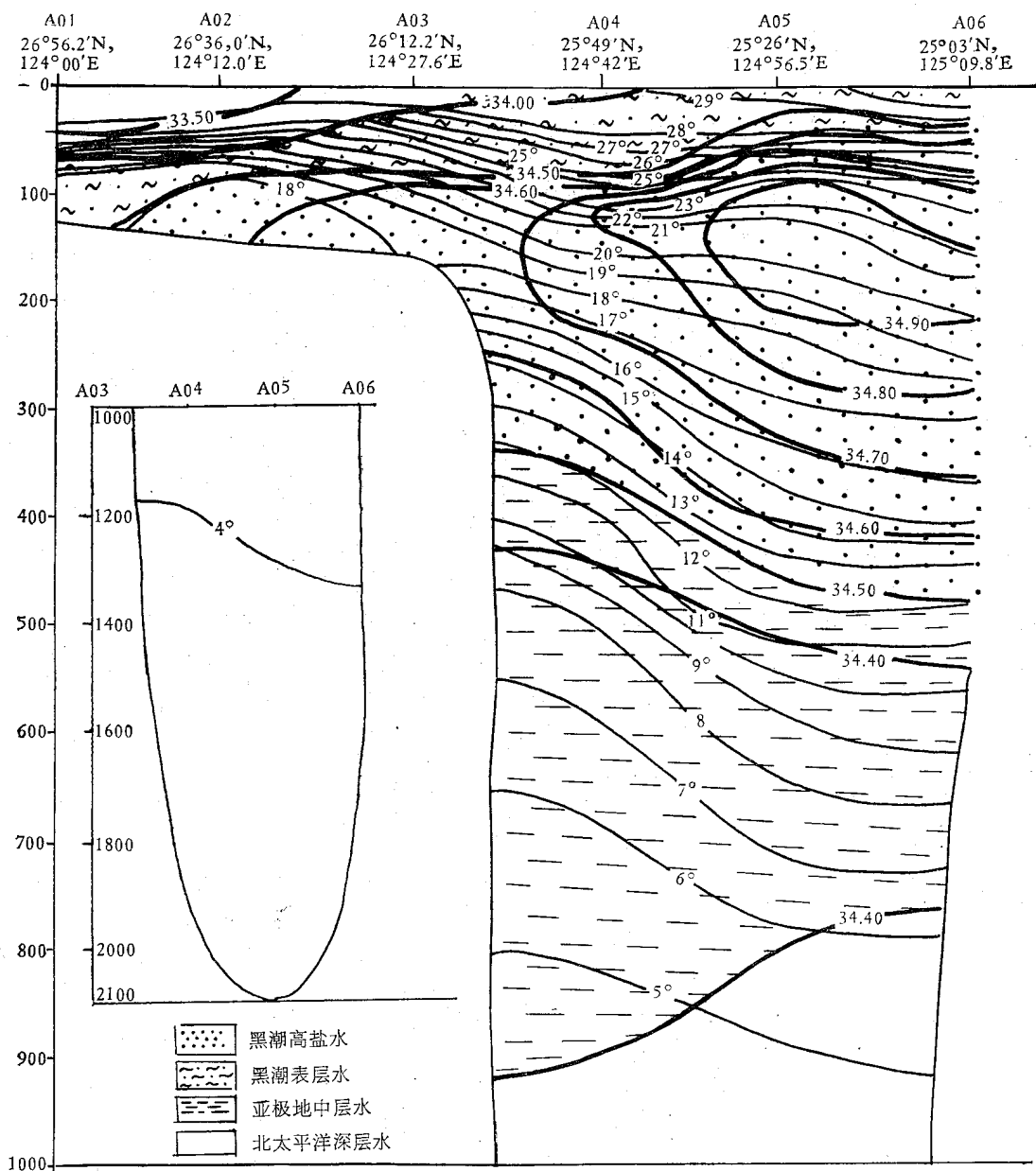


图 21 1968 年 8 月 A 断面的水团垂直配置图

黑潮高盐水位于 20—85 米层到 335—480 米层之间;其厚度分布大体上是东部厚、西部薄。其高盐核的位置约在 125 米层到 200 米层,大体上呈现西部浅、东部深的分布趋势。暖中心的位置在 A_{04} 站附近。黑潮高盐水和亚极地中层水之间的界面深度,大体上呈现西部浅、东部深的分布趋势。

亚极地中层水位于 335—480 米层到 760—920 米层之间;其低盐核的位置约在 550 米层—700 米层,其厚度分布呈现东部薄、西部厚的分布趋势。亚极地中层水和冲绳海槽深层水之间的界面深度,呈现东部浅、西部深的分布趋势。

冲绳海槽深层水位于 720 米层—920 米层以下,其温度随深度的增加而减小,盐度随深度的增加而增高。最大观测深度为 1552 米,其温度为 3.81°C ,盐度为 34.48‰ 。

四、结 论

在研究海区内,夏季水团的垂直配置通常为四层结构,即黑潮表层水、黑潮高盐水、亚极地中层水和冲绳海槽深层水。冬季水团的垂直配置为三层结构,即黑潮高盐水、亚极地中层水和冲绳海槽深层水。

1. 黑潮表层水是黑潮高盐水和陆架低盐水之间的混合变性水,冬季处于东海黑潮高盐水的西侧,随着其势力的增强,从 5 月份开始进入研究海区;8 月份最强,占据着大部分研究海区的表层;随着其势力的减弱,11 月份以后退出研究海区。黑潮表层水的厚度在研究海区内通常都小于 75 米,其最大深度有时可达 100 米层。

2. 黑潮高盐水的主体是亚热带高盐水,其下界深度一般都小于 500 米,厚度约 300—400 米。

3. 亚极地中层水的主体是西北太平洋中层水,其上界深度通常为 400—500 米,下界深度通常为 900—1000 米,厚度约 500—600 米。

4. 冲绳海槽深层水是西北太平洋水深为 1000—1200 米层的水体,在研究海区它位于 900—1000 米层以下的深水区域。冲绳和宫古之间的水道是它的重要起源区域。它主要以垂直对流方式进行深层水的更新,根据其垂直对流的方式,我们推知在水深大于 1500 米层的区域内可能存在一个反气旋型(顺时针)环流。关于这一深层水的详细状况,还有待于进一步研究。

参 考 文 献

- [1] 毛汉礼、任允武、万国铭,1964。应用 T-S 关系定量地分析浅海水团的初步研究。海洋与湖泊 6(1): 1—22。
- [2] 斯费德鲁普, H. U., M. W. 约翰逊, R. H. 佛莱明, 1946。海洋(毛汉礼译, 1958)。科学出版社, 120—124 页, 617—630 页。
- [3] 永井正男, 1952。T-S diagram による水系の分離。长崎海洋時報 2(2, 3): 92—100。
- [4] 山野省三, 1952。T-S diagram による水塊の尸重混合状態。长崎海洋時報 2(2, 3): 69—74。
- [5] 赤松英雄、山野省三, 1952。东海に於ける各水系の分布と混合。长崎海洋時報 2(2, 3): 74—84。
- [6] 赤松英雄, 1952。垂直安定度から見た各水系の分布と混合。长崎海洋時報 2(2, 3): 85—91。
- [7] 加藤威夫, 1957。夏季における東支那海の海況。研究時報 10(8): 693—697。
- [8] 加藤威夫, 1959。近年における冬季の東支那海の海況について。研究時報 11(9): 743—751。
- [9] 辻田时美, 1950。硅酸盐よりみたる支那東海の水塊。東海黄海の海況, 第 2 報, 第 11—22 页。
- [10] 安井善一, 1932。长崎—上海間水温塩分の年変化に就いて。海洋時報 4(1): 241—248。
- [11] 宇田道隆, 1941。1939 年 6, 7 月中国海方面の海況。水産試験場報告, 第 11 号: 39—97。
- [12] 佐原勉、半沢洋一, 1979。東シナ海の水系分布。海と空 54(4): 135—148。

- [13] 須田皖次, 1930. 黒潮系海水の組織と其の乱流状態に就いて(1). 海洋時報 2(3): 483—499.
- [14] 須田皖次, 1931. 黒潮系海水の組織と其の乱流状態に就いて(2). 海洋時報 3(1): 201—209.
- [15] Helland-Hansen, B., 1916. Nogen hydrografiske metoder. *Forh. Skandinaviiske Naturf. møtes* 357 (Christiania).
- [16] Jacobsen, J. P., 1927. Eine Graphische Methode zur Bestimmung des Vermischungs-koeffizienten im Meere. *Gerlands Beiträge Geophysik*, 16: 404.
- [17] Koenuma, K., 1938. On the hydrography of the southwestern part of the North Pacific Ocean and the Kuroshio. Part II. Characteristic water masses which are related to this region, and their mixtures, especially the water of the Kuroshio. *Mem. Imp. Mar. Obser. Kobe, Japan*. 6: 349—414.
- [18] Masuzawa, J., 1964. Flux and water characteristics of the Pacific North Equatorial Current. in "Studies on Oceanography" Univ. of Tokyos Press, Tokyos, p. 121—128.
- [19] Matsudaira, Y., 1964. The meaning of the high salinity region in the Ocean. *Ibid*, p. 85—88.
- [20] Miller, A. R., 1950. A study of mixing processes over the edge of the continental shelf. *J. Mar. Res.* 9(2): 145—160.
- [21] Nakas, T., 1977. Oceanic variability in relation to fisheries in East China Sea and the Yellow Sea. *J. Fac. Mar. Sci. Techno. Tokai Univ.*, Spec. No. Nov.: p. 190—367.
- [22] Nishid, H. and Y. Iwanaga, 1978. On the water mass characteristics in Autumn on the continental shelf of East China Sea. *Report of Hydrographic Researches*, No. 13: 37—57.
- [23] Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. in "Kuroshioits Physical Aspect" (Edited by H. Stommel and K. Yoshida, Chapter 5) Univer. Tokyo Press, p. 129—163.
- [24] Reid, J. L. Jr., 1965. Intermediate water of Pacific Ocean. *Johns. Hopkins Oceanog. Studies* 2: 85.
- [25] Suda, K., 1938. On the variation of the oceanographical state of the Kuroshio in the Original Region, Part I. *Geophysical Magazine* 11: 374—410.
- [26] Takahashi, T. and M. Chaen, 1967. Oceanic condition near the Ryukyu Islands in summer of 1965. *Mem. Fac. Fish. Kagashima. Univ.* 16: 63—75.
- [27] Takahashi, T. and M. Chaen, 1969. Oceanic condition near the Ryukyu Islands in spring and summer of 1966. *Ibid* 18: 99—114.
- [28] Uda, M., 1930. On some oceanographical researches of the sea-water of Kuroshio. *Records of Oceanographic Works in Japan* 2(2): 59—81.
- [29] Uda, M. and H. Otsubo, 1958. Fluctuations of hydrographic and fisheries condition in the Japan Sea and oceanic fronts in the East China Sea. *Tsushima Danryu Kaihatsu Chosa Konyu Hokoku, Japan Fisheries Agency*, Tokyo, 1: 501—539.
- [30] Wyrtki, K., 1961. Physical Oceanography of the Southeast Asian Water. Scientific Results of Marine Investigations of the South China Sea and Gulf of Thailand, 1959—1961. *Naga Report* 2: 195 pp.
- [31] Yoshida, K. and H. L. Mao, 1957. A Theory of upwelling of large horizontal extent. *Jour. Mar. Res.*, 16(1): 40—54.
- [32] Харченко, А. М., 1968. Течения и водные массивы Восточно-Китайского моря. *Океанология*, 8(1): 38—48.
- [33] Штокман, В. Б., 1964. Геометрические свойства ос-Кривых при смещении трёх водных масс в неограниченном море. *Докл. АН СССР* 43(4): 351—355.

A PRELIMINARY INVESTIGATION OF THE KUROSHIO WATERMASS IN THE EAST CHINA SEA*

Yang Tianhong

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

According to the shape of T-S curves, the Kuroshio Watermass of the East China Sea in the region studied in the summer time can be divided into four layers, i.e. four watermasses: (1) the Kuroshio Surface Water, (2) the Kuroshio High-Salinity Water, (3) the Subarctic Intermediate Water, and (4) the Okinawa Trough Deep Water. However, in winter, only three watermasses exist, that is to say, the Kuroshio Surface Water is absent.

The Kuroshio Surface Water is a mixed water of the Continental Water and the Kuroshio High-Salinity Water. It is situated on the west side of the Kuroshio High-Salinity Water. It starts to appear in the region studied in May, most powerful in August, and disappears from this region after November. The maximum thickness is generally less than 75 meters in summer.

The Kuroshio High-Salinity Water is the core of the Kuroshio Watermass, it consists mainly of the North Subtropical Water, with a salinity ranging about 34.50—35.02‰. This watermass is situated above the 500 metre level. There is a High-Salinity core in this layer, the salinity of which being higher than that of the water upper and lower layers. The depth of the core is generally about 150—200 metres; however in winter, in the north and west of this region the core is sometimes located at sea surface.

The main body of the Subarctic Intermediate Water is the North Pacific Intermediate Water formed in the Subarctic region. The upper and lower boundaries of this watermass are situated at depths about 400—500 and 900—1000 metres respectively. There is a core of low-salinity of about 34.32‰ in the water.

The Okinawa Trough Deep Water originates in the North Pacific Ocean where it is located between 1000 and 1200 metres, but below 1200 metres in this region.

*Contribution No. 667 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.