

# 北西 太平洋의 海洋 特性

崔 茂 雄\* · 權 憲 章\*\*

◀目 次▶	
1. 序 論	1) 水 溫
2. 調 查 觀 測 및 分 析 方 法	2) 鹽 分
3. 觀 測 海 域의 概 況	3) 容 存 酸 素
(1) 主 要 島 嶼 및 海 底 地 形	4) 密 度
(2) 海 洋 氣 象	5) 音 速
(3) 海 況	(2) 水 塊 分 析
4. 結 果 및 考 察	(3) 海 水의 循 環
(1) 海 水의 垂 直 分 布와 特 性	5. 結 論

## 1. 序 論

北西太平洋은 大洋의 海流에 크게 영향을 받을 뿐만 아니라 大陸의 氣象狀態에 따라 海洋 特性이 크게 變動될 수 있다. 특히 北西季節風과 北東貿易風에 의한 海洋의 水平, 垂直의 大循環作用의 結果로 形成되는 海流系와 水塊의 分布狀態, 각종 海洋成分의 構成比, 擴張範圍等 그 構造的 變化에 對한 研究의 重要性이 強調되어 오고 있다.

本 海域은 1950年代初부터 U.K., U.S.A., U.S.S.R.과 Japan등 여러나라에 의해 大洋探査가 활발히 進行되기 시작하였으며 1951年 10月에는 英國의 海洋探査船 Challenger號가 世界에서 가장 깊은 Challenger 海淵을 發見하기도 하였다.

1965년부터 1969년까지 약 5년 동안은 China, Hong Kong, Japan, Korea, Philippines, Singapore, Thailand, U.S.A., U.S.S.R.과 Vietnam등 C.S.K. 會員國이 結成되어 黑潮와 印집海域에 대한 共同調查를 실시 觀測蒐集된 資料를 相互交換은

물론 Seminar를 개최 討議하는 등 본 海洋에 대한 研究가 활발히 進行된 바 있다.<sup>1)</sup>

한편 I.O.C.는 1984년부터 1988년까지 5年 동안 이 海域에서의 海洋學의 構造的 變化를 調查하기 위하여 WESTPAC project를 樹立, 이미 3회에 걸쳐 調查觀測을 完了하였다.

필자는 1985年 2月 8일부터 3月 19일까지 實施된 同海域에서의 第二次 海洋探査에 참여하였으며 이때 蒐集된 一部 資料를 分析 檢討하여 北西太平洋의 海洋學의 特性을 살펴보고자 한다 (Fig. 1).

## 2. 調 查 觀 測 및 分 析 方 法

Fig. 1에서 보는 바와 같이 各層別 水溫과 鹽分은 주로 CTD System을 利用하여 平均距離 60Mile 간격으로 測定하였으며 表層水의 연속 觀測에는 XBT를 活用하여 CTD 觀測點사이의 15~30Mile 간격으로 施行하였다. 日本南쪽 해안의 黑潮通過 海域에서는 表層의 水溫과 鹽分의 構造

\* 建國大學校 地理學科 副教授(理學博士)

\*\* 建國大學校 附設 環境科學研究所 研究員

1) 1st C.S.K. Symposium, 1968, Honolulu and 2nd C.S.K. Symposium, 1970, Tokyo.

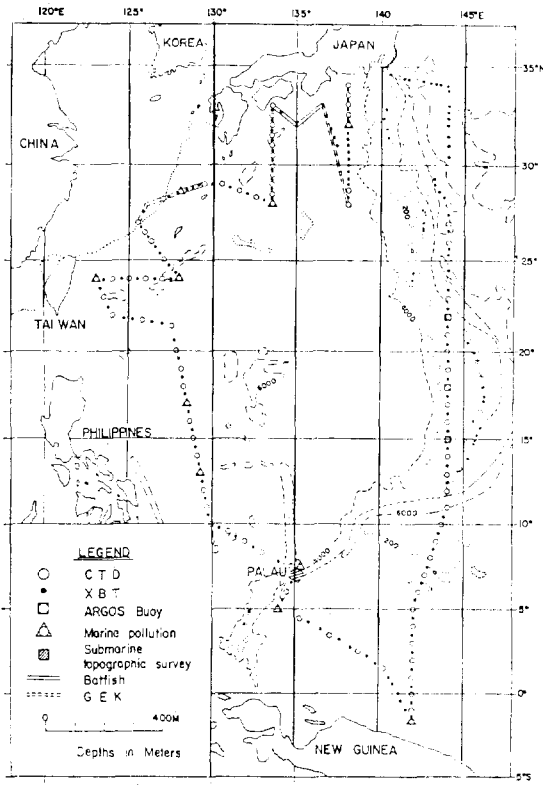


Fig. 1. Track line and hydrographic stations showing bottom contours, which was carried out under the WESTPAC project during February—March 1985.

를 세밀히測定하기 위해 Batfish를 투입하였다.

海流는 全觀測線上을 따라 Ship-Drift Current Meter에 의해 表層으로부터 50m, 100m, 150m 層의 流向과 流速을 測定하였고 Okinawa西側의 東支那海上과 日本南쪽 沿岸에서는 GEK를 投下하였다. 한편 海流의 進路를 더 精確히 파악하기 爲하여 熱帶反流域의 2個地點과 北赤道海流域의 1개 地點에 Argos Buoy를 각각 1개씩 放流하였다. 이 Buoy는 一年間 계속 信號를 發射하게 되고 그 信號가 人工衛星을 통해 N.O.A.A.에 受信되는데 이를 追跡함으로써 그 流路를 파악하게 된다.

海洋汚染調査를 目的으로 表層과 水溫躍層 直

下에서 海水 20l을 採水 하였으며 그의 波浪, 氣象, 重力, 地磁氣등을 觀測하였다.

모든 觀測値는 觀測始作과 동시에 觀測室에 장치된 computer에 의해 自動 分析 처리되었다.

### 3. 觀測海域의 概況

#### (1) 主要島嶼 및 海底地形

北西太平洋은 太平洋中에서도 北半球의 西側 亞細亞大陸의 東南側에 연하여 좁게 形成되어 있다(Fig. 1). 北쪽의 Kamchatka半島에서 비롯하여 日本, 臺灣, 필리핀, 세레베스와 뉴기니아 등 主要島嶼에 의해 둘러 쌓여 있으며 東쪽으로는 광대한 太平洋에 面해 있다. 한편 大陸 주변에는 오호츠크海, 東海, 東支那海 및 南支那海 등 附屬海가 位置하고 있다.

이 海域은 環太平洋帶의 中心部로 地震 및 火山活動이 활발한 곳으로 海底地形이 매우 복잡하게 형성 발달되어 있다.<sup>2)</sup> 主要 海底地形으로는 日本 列島에서 南으로 赤道에 이르기까지 연결된 Islands Arc를 따라 발달되어 있는 東西 Mariana 와 KyuShu-Palau Ridge등을 들 수 있으며 그 인접 海底에 형성된 Japan, Marina, yap, Palau, Philippines와 RyuKyu Trench는 빼놓을 수 없는 것이다.<sup>3)</sup>

대체적으로 大洋底의 水深은 4,000~6,000m이나 海溝에서는 7,500~10,000m 정도까지 이른다.

1951年 10月 英國의 海底探査船인 Challenger 號가 이 海域에서 測深한 결과 最大 測深値가 10,863m(11°19'N, 142°15'E)로 세계에서 가장 깊은 海淵으로 알려져 왔으나 1984年 2月 日本의 海洋觀測船인 Takuyo九가 同海淵에서 정밀 測深한 결과 10,924m(11°22.4'N, 142°35.5'E)로 Challenger號에 의해 관측된 값과는 61m의 차를 나타내고 있다.<sup>4)</sup>

#### (2) 海洋氣象

1933~63년까지 30年間 調查觀測한 同海域에

2) 小林和男, 1976, 活動的 大洋緣邊域, 海洋科學 8號, 海洋出版(株), pp. 22-28.

3) 奈須紀幸, 1975, フィリピン海の海底, 海洋科學 7號, 海洋出版(株), pp. 434~444.

4) 日本水路協會, 1984, 水路誌 Vol. 58, p. 27.

대한 氣象資料의 平均値를 보면<sup>5)</sup> 25°N線을 基準으로 하여 南北으로 뚜렷하게 그 分布狀態가 相反되고 있음을 알 수 있다. 中緯度帶에서는 大陸에서 海洋으로 北風~北西風이 우세하고 低緯度 赤道帶에서는 北東~東風이 우세하게 나타나고 있다.<sup>6)</sup>

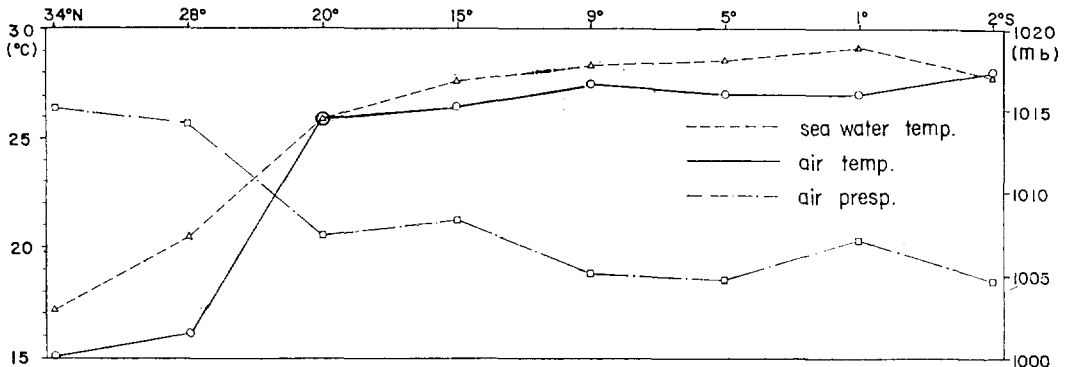
Table 1과 Fig. 2는 1985년도 Takuyo船上에서 觀測한 資料를 정리하여 분석한 것인데 이것을 보면 氣壓은 中緯度帶에서 赤道帶로 접근하면서 낮아져가고 反面 氣溫과 水溫은 점점 높아진다. 그러나 20°~28°N.사이의 海域에서는 이들의 變化幅이 크게 나타나는데 이것은 偏西風帶와 貿

易風帶의 接境海域인 回歸無風帶로 風力이 弱할 뿐만 아니라 風向도 一定치 않고 또한 中緯度 海域은 低緯度쪽보다 海洋氣象의 影響이 크므로 海水의 鉛直 對流作用이 깊고 활발하게 일어나기 때문이다.<sup>7)</sup> 水溫은 氣溫보다 더 높게 나타나며 더 安定되어 있음을 알 수 있다. Fig. 3은 1967~1969年 사이의 觀測值인데 이것과 비교해 보아도 너무도 이상하리 만큼 氣象條件이 變하지 않았음을 알 수 있다. 그러나 赤道를 넘어 南半球에서는 약간 낮아지는 경향이 나타나나 이는 New Guinea의 影響으로 본다.<sup>8)</sup>

**Table 1. General weather and ocean conditions along the approximately 144° E in February, 1985.**

Data	LAT.	Air Temp. (°C)	Seawater Temp. (°C)	Air Pres. (mbs.)	Wind Dir.	Wave Dir.	Swell	Current Dir.	Cloud Amt.	Weather Code
2. 9	34°N.	15.1	17.2	1,015.4	ESE	ESE	ESE	76°	10(100%)	☉
2. 11	28	16.1	20.4	1,014.4	NW	NW	WNW	149	4	☉
2. 14	20	25.9	25.9	1,007.4	WSW	WSW	SSE	170	3	☉
2. 15	15	26.4	27.6	1,008.4	NNE	NNE	NNW	219	7	☉
2. 17	9	27.5	28.3	1,005.1	ENE	ENE	ENE	181	3	☉
2. 18	5	27.0	28.5	1,004.6	ENE	ENE	ENE	272	9	☉
2. 19	1	27.0	29.1	1,007.0	WNW	WNW	WNW	337	8	☉
2. 20	2°S.	28.0	27.8	1,004.6	NNW	NNW	NW	51	9	☉

This table is constructed using the data obtained by Survey Vessel "Takuyo", 1985.



**Fig. 2. Comparison of air pressure, sea water temperature and air temperature in February 1985; Survey Vessel "Takuyo".**

5) Coast Guard, U.S.A., 1976, U.S. Pilot Chart.

6) A.N. Straler, 1973, *Introduction to Physical Geography*, 3<sup>rd</sup> edition, John Wiley and Sons.

7) 黒田一紀, 1972, 赤道海域における表面水の顯著存 低鹽分, 海と空 4號, 海洋氣象學會. pp. 34-35.

8) Hayashi, S., H. Takano, and A. Yamashita, 1970. Maritime meteorological Summary of the 1967, 1968 and 1969, *Oceanographical Magazine Vol. 22*, pp.95-123.

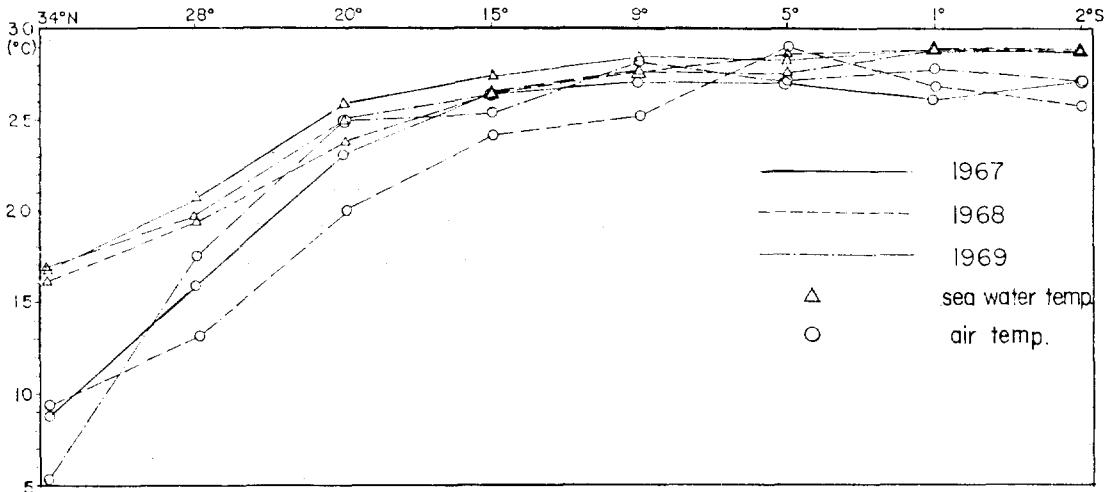


Fig. 3. Correlation between sea water temperature and air temperature along 137°E in January 1967, 1968 and 1969.

Data Source; Hayashi, S., H. Takano, and A. Yamashita, 1970, op. cit., pp.98-100.

### (3) 海況

北赤道海流은 10°~20°N 부근을<sup>9)</sup> 따라 西向하여 Philippines島부근에 이르면 南下하여 赤道反流가 되어 赤道에 平行하게 東進하는가 하면 다른 支流는 Philippines과 Taiwan 沿岸을 따라 移送되어 黑潮와 合流하여 日本 南岸을 따라 北東進하고 그 延長은 다시 南進하여 螺線型을 이루며 回轉을 계속하고 있다.<sup>10)</sup> 이 海流系는 同海域의 風系와 一致하고 있다.

大洋表層部의 水溫은 太陽으로 부터 供給받는 熱에 의해 形成되며 赤道에서 가장 強하고 中緯度쪽으로 갈수록 減少하고 있다. 대체적으로 同海域<sup>11)</sup>의 表層水溫(해수면하 100m)은 18°~26°C 정도로 中緯度에서 낮고 低緯度인 熱帶쪽으로 가면서 점점 높아지고 있다. 15°N 부근에서 26°C로 가장 높아지는 반면 大陸이나 島嶼周邊에서 비교적 낮게 分布를 나타내고 東支那海上의 大陸棚연변(17°C)과 Mindanao島(18°C)연안에서는

특히 낮은 水溫分布가 먼 海역까지 확산되어 있다. 이것은 연안 陸水의 영향인 것으로 생각된다.

鹽分度 역시 外洋과 赤道쪽에서 35.0~35.2‰ 정도로 높으며 中緯度와 沿岸쪽으로 가면서 낮아져 34.6~34.8‰에 이르고 있다. 이것은 海水의 表層 증발이 심한 海역에서는 높고 河川水의 流出이 많은 沿岸에서는 낮다는 것이 立證되고 있다.<sup>12)</sup>

容存酸素는 低緯度 赤道帶에서 35ml/l로 그 濃도가 낮으나 中緯度쪽으로 가면서 점점 높아져 30°N 부근에서는 5.0ml/l에 이르고 있다. 水溫과 鹽分이 낮은 沿岸 冷水域쪽이 暖流域쪽보다 높게 나타난다.

### 4. 結果 및 考察

Fig. 4는 1967年 1月~3月과 1985年 2月 9日~3月 19日까지 이 海역에서 觀測한 海洋資料를 정리하여 만든 測點分布圖이다.

海水의 特性을 究明하기 위해 測得한 資料를

9) Ocean Research Institute, Tokyo Univ., 1984, Studies on Ecosystem in Equatorial and Subequatorial Western Pacific Oceans, *Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH-79-4*, pp.1-5.

10) Kendall, T.R., 1969, Net transport in the Western Equatorial Pacific Oceans, *Journ, Geophys. Res.*, 74, pp. 1388-1396.

11) JODC. Japan 1967, *CSK Atlas, Vol. 4*, pp.9-11.

12) 李興宰, 1984, 黃海水塊과 循環에 관한 考察, 韓國海洋學會誌 19(2) pp.187-194.

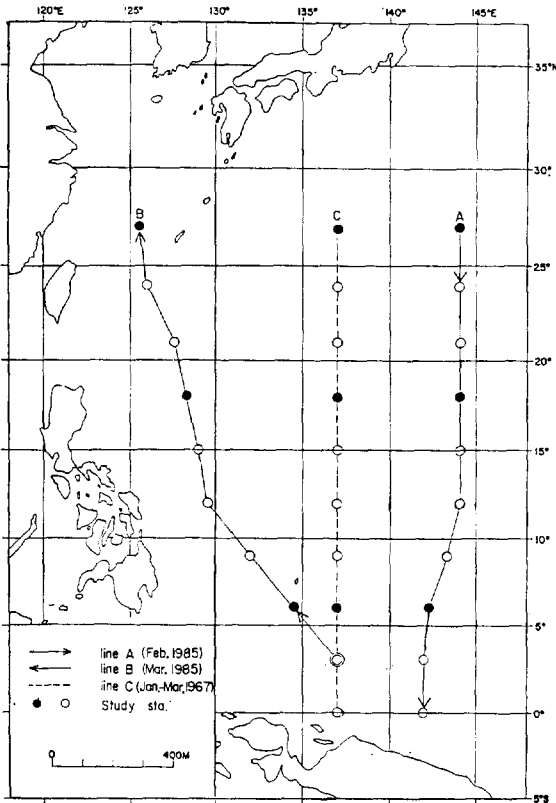


Fig. 4. Track lines carried out during January—March 1967 and February—March 1985.

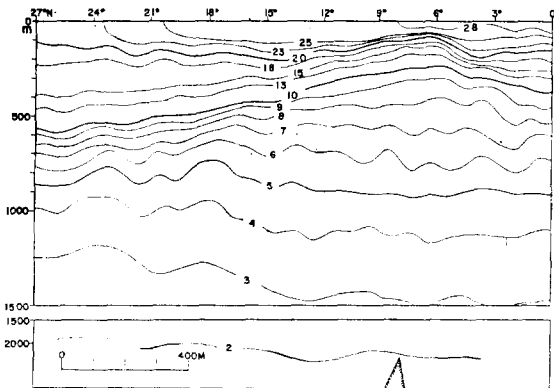


Fig. 5. Vertical section of temperature(°C) along line C

Data Source, JODC, Japan, 1967, CSK Atlas, Vol. 4, p.27.

分析하여 垂直分布圖과 T-S圖를 그렸으며 이를 各觀測線上을 따른 南北方向과 同一緯度線上의

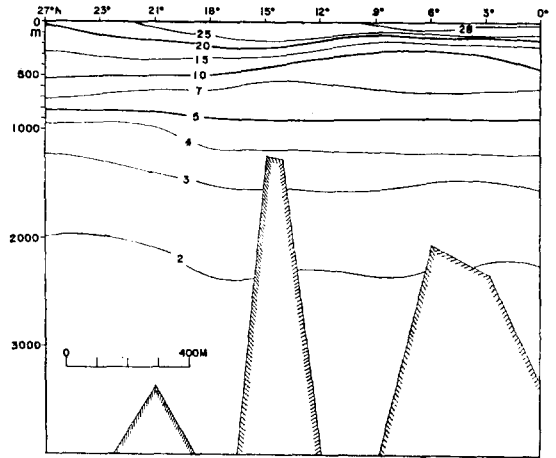


Fig. 6. Vertical section of temperature(°C) along line A.

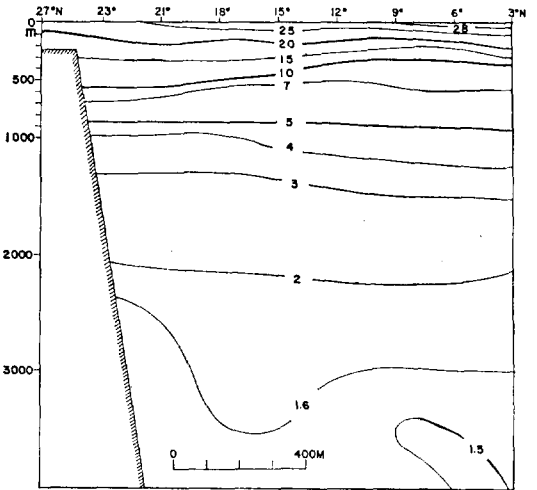


Fig. 7. Vertical section of temperature(°C) along line B.

東西方向으로 各各 比較해 보고자 한다.

### (1) 海水의 垂直分布와 特性

#### 1) 水溫

Fig. 5, 6, 7은 이 海域에 대한 南北方向의 垂直 水溫分布圖이다.

해양은 表面에 혼합층이 형성되고 그 下部에 躍層이 존재하며 주로 이層에서부터 水溫을 제한 여러 成分의 濃도가 下降하면서 增加하고 있는 경향이다.<sup>13)</sup> 表層의 水溫은 赤道쪽으로 갈수록 점점 높아져서 兩端의 水溫이 17.2°~29.1°C

13) 永田豊, 1977. 海洋의 境界層, 海洋科學 9號, 海洋出版(株). pp.31-37.

로 그 차가 11.9°C 정도 높게 일어나고 있다 (Table 1 참조).

赤道帶에서는 躍層下水深 約 800~900m<sup>14)</sup> 線上에 형성된 5°C 等溫線 사이에서 오히려 赤道 쪽으로 低水溫의 水塊가 두텁게 나타난다. 그 以深에서 海底面까지의 水溫은 점점 낮아지며 各緯度間의 等深線에 對한 差가 거의 없이 均一하게 赤道 쪽으로 약간 上昇하고 있다. 20°N 以上の 亞熱帶 海域에서는 海水面層 0~500m 層間에 10°~25°C의 水溫分布가 나타나고 一部 各層의 等溫線이 海水面과 交叉하고 있다. 20°N 以南의 熱帶에서는 0~300m 層間에 10°~29°C의 큰 水溫差를 보이고 있다.

특히 6°~10°N 부근의 赤道帶에서는 下層의 低水溫水가 表層으로 급격히 上昇되어 海水面下 300m 線에서 強力한 水溫躍層이 形成되었고 垂直傾斜度도 크다.<sup>15)</sup> 赤道表層에는 28°C 이상의 表層水가 덮여있다. 이것은 中緯度에서는 海洋氣象의 影響으로 表層水의 鉛直對流作用이 활발하나 赤道域은 無風帶이고 太陽幅射熱이 強하기 때문인 것 같다.

一般的으로 水溫의 變化는 흡수열의 量과, 熱傳導, 海流의 影響 및 海水의 沿直運動에 의해 이루어지며 熱수송은 海洋에서 大氣圈으로 低緯度에서 高緯度까지 氣流와 海水의 運動에 의해 이룩된다.<sup>16)</sup>

이 海域에 대한 水溫分布狀態를 以上과 같이 line A, B, C에 따라 比較하였으나 各緯線間 水溫分布上의 差異點을 찾을 수 없었고 더욱 約 20 年前의 資料와 대비하여도 變化의 差를 볼 수 없다.

## 2) 鹽 分

鹽分의 分布는 水溫變化와 밀접한 關係가 있음을 알 수 있다 (Fig. 8, 9, 10). 0~500m의 上層과 1,500m以深의 底層에서는 34.6~35.3‰의 高鹽分帶가 나타나며 500~1500m 사이의 中層에서는

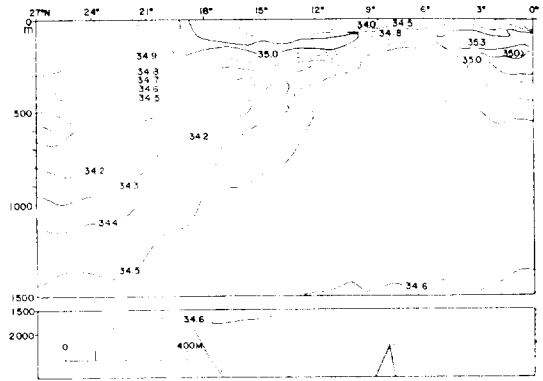


Fig. 8. Vertical section of salinity(‰) along line C.

Data Source; JODC, Japan, 1967, CSK Atlas, Vol. 4, p. 28.

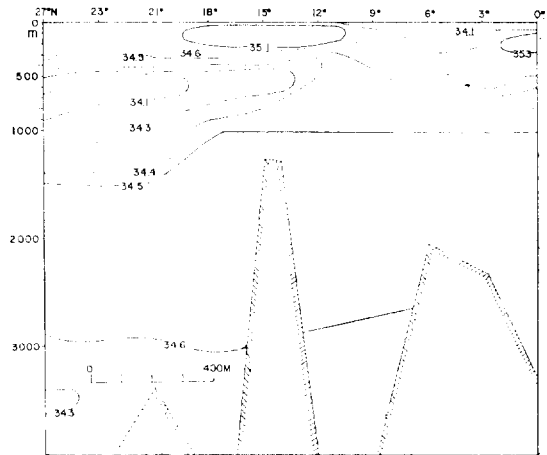


Fig. 9. Vertical section of salinity(‰) along line A.

34.1~34.5‰의 低鹽分帶가 형성되어 있다. 특히 20°N以南의 熱帶海域에서는 海水面下 100~300m 層 부근에 35.0‰以上の 高鹽分帶가 赤道 쪽으로 확산분포하여 北太平洋 熱帶水를 形成하고 있는데 오히려 그 表層에는 34.0~34.5‰의 低鹽分帶가 얇게 分布하여 赤道表層水의 特性을 나타내고 있다.<sup>17)</sup>

14) M.C. Manansala, 1970, Temperature-Salinity structure of the waters east of the Philippines, *Proc of the 2nd CSK Symposium, Tokyo*, pp. 47-54.

15) Ocean Research Institute, Tokyo Univ., 1984, op. cit., pp. 1-5.

16) A.M. Muromtsev, 1970, Heat and dynamical condition of the surface layer of the kuroshio and adjacent regions, *Proc. of the 2nd CSK Symposium, Tokyo*, pp. 2-9.

17) Ocean Research Institute, Tokyo Univ., 1984, op. cit., pp. 1-5.

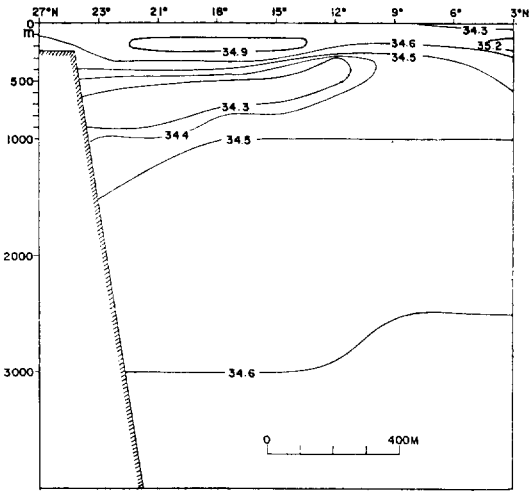


Fig. 10. Vertical section of salinity (‰) along line B.

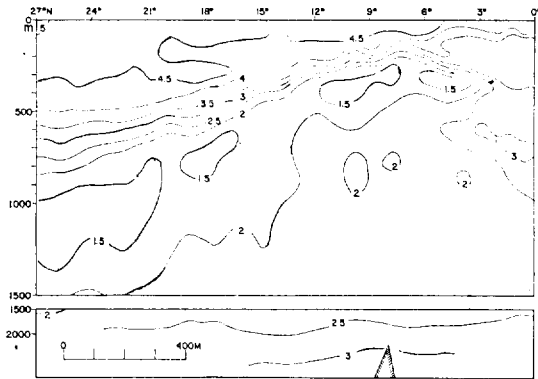


Fig. 11. Vertical section of dissolved oxygen content (ml/l) along line C.  
Data Source; JODC, Japan, 1967, CSK Atlas, Vol. 4, p. 29.

亞熱帶中層에서 10°N 부근까지 두텁게 형성되어 있는 低鹽分水層은 北太平洋 中層水가 北쪽에서 流入되어 있는듯 하며 外海보다는 沿海쪽이 多少 層厚가 얇고 더 南進擴張되고 있는 것 같다. 表層에서의 鹽分은 증발과 降水의 결과 以外에 低層水와의 混合에 의해서도 형성될 수 있는데 熱帶表層下의 高鹽分帶가 5°~10°N 사이에서 分散되어 있는 것은 바로 이 低鹽分 中層水의 上昇에 의한 것으로 思料된다.

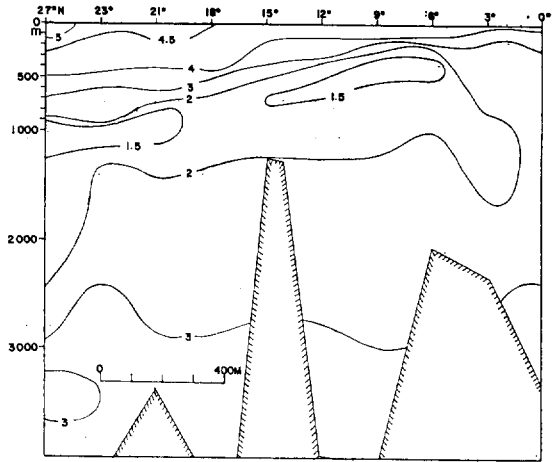


Fig. 12. Vertical section of dissolved oxygen content (ml/l) along line A.

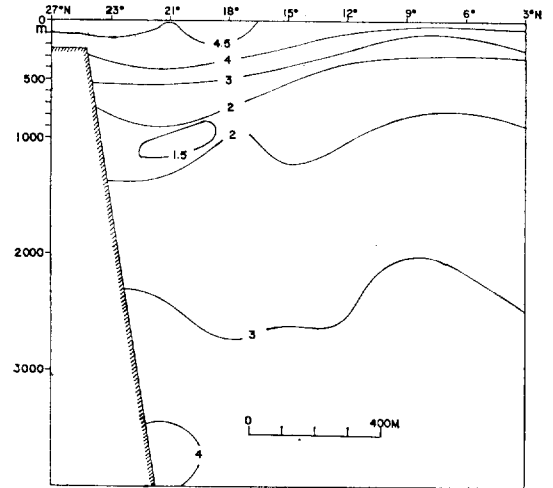


Fig. 13. Vertical section of dissolved oxygen content (ml/l) along line B.

鹽度는 陸水, 降水와 얼음의 영향으로 감소하고 증발에 의해 증가하나 海流系의 변동에 의해서도 크게 增減한다.<sup>18)</sup> 그러므로 沿岸이나 中緯度 海域에서는 表層鹽分의 변동이 크고 外洋과 赤道帶에서는 적다. 赤道帶의 表層에서 이와 같은 低鹽分層이 형성되는 것은 積亂雲의 發達에 의한 降水現象 때문이다.<sup>19)</sup>

### 3) 容存酸素

Fig. 11, 12, 13에서와 같이 용존산소는 水溫 및 鹽分의 特性和 연관되어 變化하고 있다. 용존산

18) Hayashi, S., H. Takano, and A. Yamashita, 197, op. cit., pp. 95-123.

19) 海洋氣象學會誌, 1971, 大氣と 海洋の 大循環의 數值實驗, 海と空, 2~3合併號, pp. 1-22.

소는 水平的으로 볼때 中緯度에서 赤道로 향해 감소하나 垂直的인 分布는 表層에서 底層으로 下降하면서 그 濃度가 점점 감소되다가 中層에서 극도로 낮아지고 다시 底層으로 갈수록 농도가 높아지는 경향을 보인다. 表層과 底層에서는 2~5ml/l에 이르고 海面下 800~1500m의 中層에서는 1.5~2.0ml/l 정도로 낮은 농도가 분포하고 있다. 특히 5°~10°N 사이의 赤道海域에서는 低酸素層의 核이 海面下 200~300m 層까지 上向分布하고 있다.

용존산소량의 最大值는 季節, 水溫躍層과 鹽分躍層이 强하게 나타나는 表層對流圈에서 形成되고 1.5ml/l 이하의 最少値는 北太平洋 中層水の 直下인 深層에 分布하고 있다.<sup>20)</sup> 水溫이나 鹽分の 分布와 마찬가지로 深層에서는 海底地形의 影響을 조금도 받지 않고 均一하게 分布하고 있다.<sup>21)</sup> 中層以深에서 底層으로 濃度가 점차 상승하고 있는 것은 南北半球의 收斂帶에서 침강한 寒冷底層水가 서서히 赤道쪽으로 流入되기 때문인 것으로 思料된다.

#### 4) 密度

海水의 密度는 水溫, 鹽分 및 壓力에 의해 결정되는데 이것은 대부분 海面에서 變化가 일어

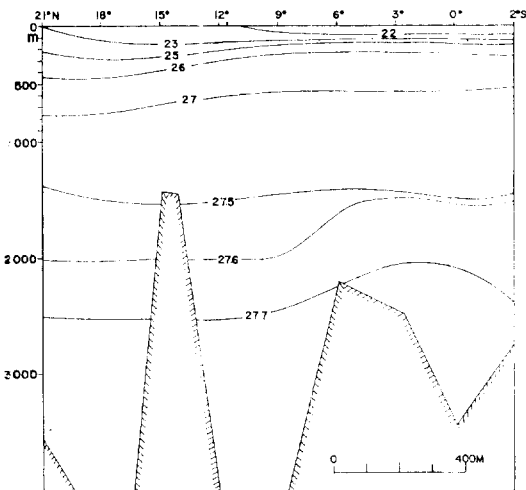


Fig. 14. Vertical section of sigma-t (cl/t) along line A.

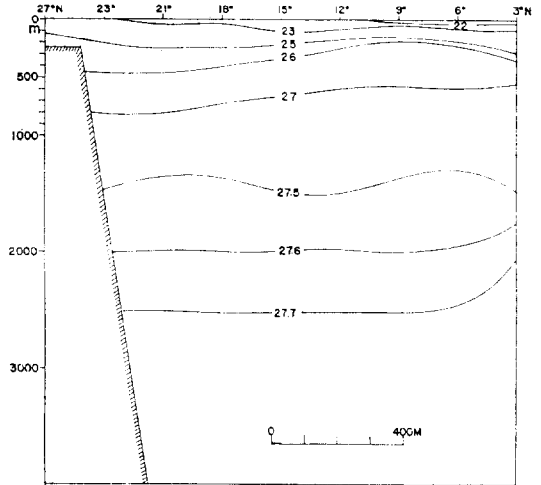


Fig. 15. Vertical section of sigma-t along line B.

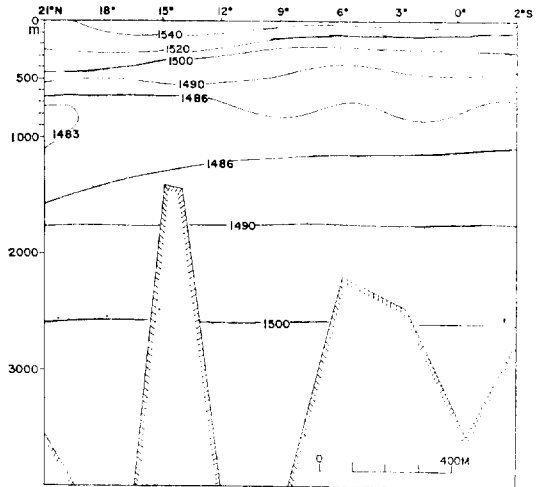


Fig. 16. Vertical section of sound velocity (m/sec) along line A.

난다. 그것은 太陽輻射, 冷却, 降水와 蒸發로 인해 水溫과 鹽分の 變化를 가져오기 때문이다.<sup>22)</sup>

Fig. 14, 15와 같이 外海와 沿岸에서는 分布狀態에 아무런 差異가 없다. 傾射度는 熱帶쪽이 赤道帶보다 약 200m 더 深層에서 完滿하게 나타나고 있으며 水深 1000m 以深에서는 日曆적으로 變化하고 하다. 密度는 다른 成分과는 달리 表層에서 낮고 下降하면서 급격히 높아지다가 躍

20) Ocean Research Institute, Tokyo Univ., 1984, op. cit., pp. 1-5.

21) 深澤理郎, 1979, 海山附近の 海流, 海洋科學 11(3)號, 海洋出版(株), pp. 214-225.

22) 永田豊, 1977. 前掲書 pp. 31-37.



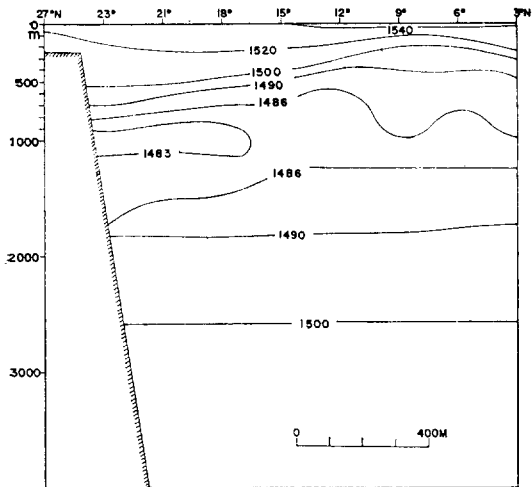


Fig. 17. Vertical section of sound velocity(m/sec) along line B.

層을 지난 다음에는 다시 서서히 높아진다.

5) 音速

水溫이 높은 熱帶表層에서는 1500~1540m/sec의 빠른 音速으로 그 傾度도 크게 나타났으나 水溫躍層에서 부터 감소하기 시작하여 水深 1000m層 부근에서 1483m/sec로 最少가 되고 그 以深의 深海 等溫層에서는 海面과 平行을 이루면서 다시 완만하게 상승하고 있다.

表層에서는 表面이 잔잔할때 日射에 의해 水溫이 상승하고 音速傾度도 커지나 水溫躍層에서 부터는 水溫이 깊이에 따라 감소하며 音速은 증가한다.<sup>23)</sup> 1000m부근에서는 水溫이 4°C가 되어 (Fig. 5, 6, 7 참조) 音速도 最少가 되고 그 以深의 深海 等溫層에서는 音速은 變하지 않으나 整水壓 때문에 깊이에 따라 증가한다.<sup>24)</sup>

音速은 水溫, 鹽分 및 壓力이 증가하면 上昇하는데 海面 表層에서는 水溫變化의 영향을 크게 받고 있지만 中, 深層에 이르면 이들의 변화가 적기 때문에 壓力이 크게 좌우된다. 中層에서의 音速最少層이 外海보다 沿岸쪽에서 더 南進하고 있는 것은 低鹽性 寒冷水인 北太平洋 中層水가 大陸沿邊에서 더 확장 발달하고 있기 때문이다 (Fig. 16, 17).

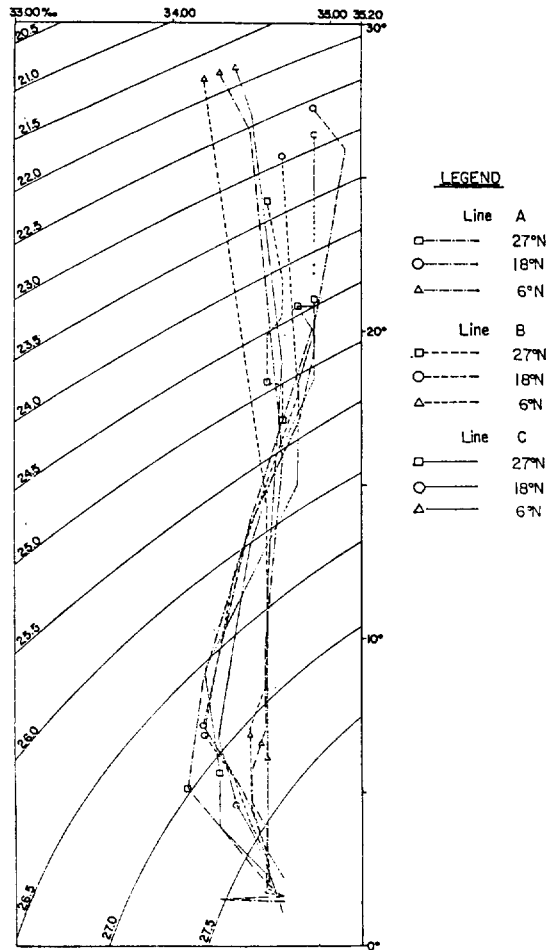


Fig. 18. T-S diagrams for 9 different stations in A, B and C lines

This diagram is constructed using the data taken during Feb.~Mar. 1967 and 1985.

(2) 水塊分析

6°N부근의 赤道帶에서는 表層의 水溫이 28°C 内外, 鹽分이 34.3‰程度로 高溫 低鹽이나 150~200m層 부근은 鹽分이 34.9‰程度로 表層보다 다소 높게 나타나면서 큰 變化를 보이지 않고 底層까지 거의 均一하게 分布하고 水溫만 下降하므로 水塊의 形成이 단조로운 것으로 사료된다 (Fig. 18, 19).

23) 永田豊, 1977, 前掲書, pp.31-37.

24) Von Arx, William S., 1962, *An Introduction to Physical Oceanography*, Addison-Wesley Publishing Comp.

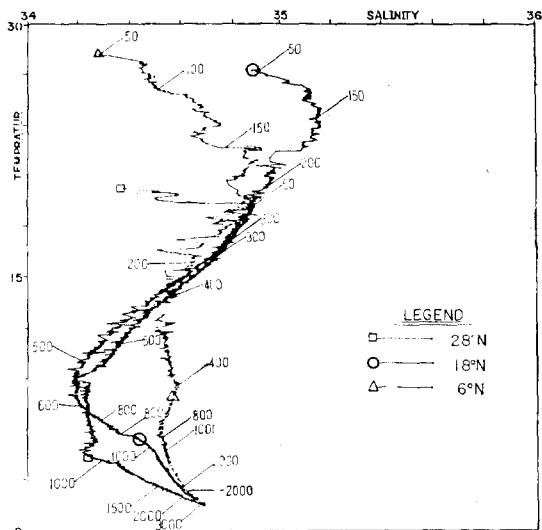


Fig. 19. T-S relations at 6°N, 18°N and 28°N along line A.  
Data Source; Computer color graphics on the Survey Vessel "Takuyo" Feb. 1985.

18°N 부근의 熱帶海域은 表層水溫이 26°C 內外 鹽分이 34.6~34.9‰이고 150m層 부근에서 35.3‰ 정도의 최고 염분도를 보이면서 급격히 하강하여 水深 600~800m層에서 水溫이 6°C 內外 鹽分 34.1‰로 最少鹽分도를 나타낸다. 그 以深에서는 鹽分도가 서서히 증가하고 있다.

27°N의 亞熱帶海域은 表層水溫이 熱帶보다 約 7°C 정도 낮게 나타날 뿐 垂直인 水塊分布는 비슷하게 형성되었다. 그러나 東支那海의 大陸棚端에서는 表層의 水溫이 높게 나타나 黑潮의 表層水임을 直感할 수 있다.<sup>25)</sup>

水塊는 水溫과 鹽分에 의해 決定된다. 密度가 높은 물이 비교적 낮은 쪽 밑으로 沈降하기 때문이다. 밀도만으로는 水塊를 判別할 수 없는데 이것은 두개의 水塊는 같은 밀도를 가질 수 있으나 水溫과 鹽分의 構成比는 다를 수 있기 때문이다. 水塊는 密度에 따라 層을 이루게 되는데 그 密度中 가장 높은 것이 가장 水深이 깊은 곳에 沈降하여 沈沈수를 形成하고 海盆의 대부분을

차지하고 있다. 深層水 위에 부상하는 表層水는 海水表面에 얇은 層의 水塊를 형성하고 있다. 그 밑의 中央水塊는 全海上에서 광범한 면적을 차지하고 있으며 매우 다양하고 염분의 濃度도 낮다<sup>26)</sup> (34.67‰). 北太平洋 中央水塊는 鹽分値가 34.1‰로 가장 낮고 水溫이 5°~6°C로 水深 800m 부근에 위치하며 赤道流가 이 水塊內에서 發生한다.<sup>27)</sup>

北太平洋 中層水는 底層水 보다 가벼우므로 中層수심까지만 沈降하며 또 이 水塊는 淺해상에 걸쳐 상당히 高緯度에서 형성되고 있다. 이 海域에서는 40°N부근에 대규모의 태평양 中層水塊가 발달되어 있는데 이는 中央水 밑에 형성되어

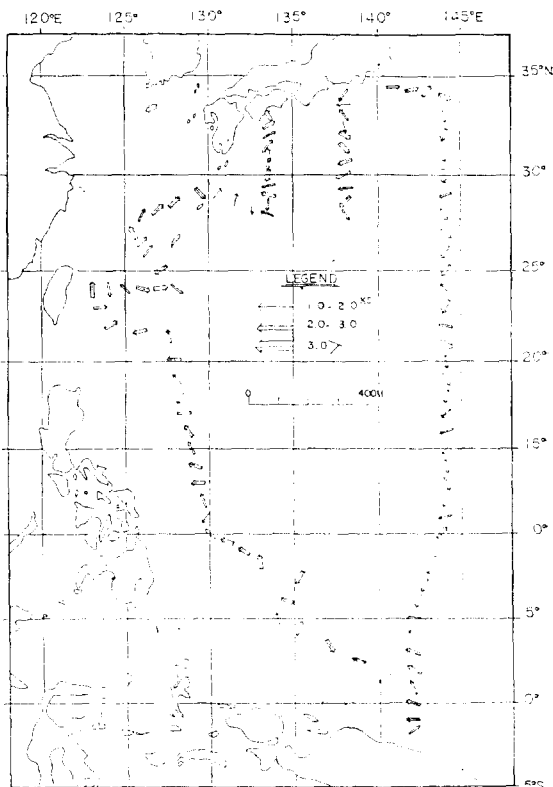


Fig. 20. Schematic current pattern at 50m depth based on oceanographic observations during February-March 1985.

25) 安希洙外, 1984, 冬夏節에 있어서 東支那海에 나타나는 水溫의 比較分析, J. of Korean ESES, Vol. 5(1), pp. 33-43.

26) Von arx, William S., 1962, op. cit.,

27) Tamczak, M., 1982, On the spreading and mixing of central water in the tropical areas of the oceans, *Ocean Modelling (in Press)*.

있다. 이것은 산소의 농도가 1.5ml/l로 극히 낮으며 1,000~1,200m 水深에서 형성되어 있다 (Fig. 11, 12, 13).

이것은 베링해가 매우 좁고 얕아서 北極海로부터 流入되는 寒流의 量이 미미하기 때문이다. 그러므로 海水는 보다 먼 水源地로부터 流入되었을 것이 分明하다. 비교적 용존산소의 농도가 낮기 때문이다. 북반구에서는 심층수와 저층수의 형성이 지형적인 영향을 직접 받고 있다. 南半球에서는 陸塊의 分布가 적어 海水가 各 大洋으로 향해 南에서 北으로 表層에서 底層으로 자유롭게 흐르고 있다.<sup>28)</sup> 世界 各 大洋의 저층에 형성된 저층수의 대부분은 南極에 원천을 두고 있다.

### (3) 海水의 循環

Fig. 20에서는 海流의 뚜렷한 方向을 거의 파악할 수 없을 정도로 모호하나 대체적으로 144°E 線上的 流向은 北西季節風과 北東貿易風系를 따라 南流하다가 15°N 부근에서 北赤道海流와 合流하여 西流한다.<sup>29)</sup> Philippines 부근에 이르러 일부는 남진하여 적도 반류가 되며<sup>30)</sup> 主流는 黑潮로 변하면서 臺灣沿岸을 거쳐 東支那海에 流入된다. 이곳에서 北太平洋 中央水와 黃海底層冷水 등의 잠입류와 大陸棚上的 底層에서 混合前線域을 형성하기도 하면서<sup>31)</sup> 日本南岸을 沿하여 北東進하여 太平洋 海流素에 合하고 있는 경향이다.

海洋表層수의 순환은 주로 풍력의 영향으로 일어나고 있으나 密度의 分布로 海水面의 경사를 유발시키는 중요한 原因이 된다. 이 두 要素가 매우 밀접하게 연관되어 兩者間에 평형을 이루려고 하는 과정에서 海수의 순환이 발생한다. 가장 效果的인 過程을 살펴보면 水溫과 鹽分의 變化와 관련되어 海水表面에서 일어나는 加熱과

冷却이다.

北赤道海流는 北東貿易風의 影響을 받아 두터운 海流層을 유지하며 서서히 西쪽으로 흐른다. 이것은 美國의 西海岸에서 始發하여 北西太平洋 沿岸에 접근하면 主流가 두갈래로 分岐된다. 한 支流는 赤道反流가 되고 다른 支流는 필리핀과 臺灣沿岸을 따라 北流하여 Kuroshio와 合流하게 된다.<sup>32)</sup>

한편 赤道直下 約 300m層에는 적도 攪류가 형성되어 서서히 東進하고 있다.<sup>33)</sup> 深層水의 沿直 循環의 原動力은 침강해 수대와 관계된다. 이것은 또 風力과 기타 要因에 의해 발생하는 表層水의 流動과 直結된다. 海水의 上下鉛直運動은 深層水의 循環作用의 基本이다. 이순환의 원인은 主躍層의 特性和 構造에 달려 있는데 이 躍層은 海水를 두개의 層으로 區分한다. 이것은 海水面의 加熱과 風力의 影響으로 형성된다.<sup>34)</sup> 즉 中層으로 부터 海水의 上部 流出을 일으킨다. 冬季의 海水寒冷이 底層水 形成의 主要因이다. 水溫과 鹽分의 分布로서도 海水의 流動을 추적할 수 있고 太平洋에서 底層水의 水源이 없다는 것은 용존산소량의 濃도가 희박한 것으로 알 수 있다.

## 5. 結 論

27°N~2°S까지의 海域에 대한 표층수온은 북쪽에서 적도쪽으로 갈수록 점점 높아져서 양단의 水溫差가 약 12°C 정도이며 800~900m層에 5°C의 等溫線이 형성되어 있다. 10°N를 중심으로 南北쪽에 水溫差가 큰데 이것은 中緯度에서는 해양기상의 影響으로 표층수의 연직대류작용이 활발하나 赤道는 무풍대이고 太陽복사열이 강하기 때문인 것으로 사료된다.

염분은 20°N이남의 低緯度 海역에서는 표층

28) CSIRO, Australia, 1983, Water masses in the thermocline of the western tropical pacific ocean, RNODC, Newsletter for WESTPAC. No. 2, p.106.

29) Ocean Research Institute, Tokyo Univ., 1984, op. cit., pp.1-5.

30) 黑田一紀, 1972, 前掲書, pp.31-37.

31) 朴庸向, 1985, 夏季 東支那海의 重要한 海洋學의 現象들, 韓國 海洋學會誌 20(1), pp.12-21.

32) Kendall T.R., 1969, op. cit., pp.1388~1396.

33) Ocean Research Institute, Tokyo Univ., 1984, op. cit., pp.1-5.

34) A.M. Muromtsev. 1970, op. cit., pp.2-9.

수심 100~300m層 부근에 35.0%이상의 고염분대가 형성되어 있는데 赤道帶 상층에는 34.2% 정도의 低鹽分帶가 분포하고 있다. 鹽分量은 陸水, 降水와 얼음의 영향으로 감소하고 증발에 의해 증가하지만 해류계의 변동에 의해 증감하는 경향도 있다. 본 해역에서 이러한 현상이 일어나는 것은 태양의 복사열에 의한 증발과 적란운의 탈달에 의한 降水現象의 反復때문이다.

酸素는 表層과 底層에서 2.1~5.1ml/l에 이르고 1500m의 中層에서는 1.2~2.0ml/l 정도로 낮은 分布를 보인다. 酸素는 대체로 水溫과 鹽分躍層이 일어나는 表層部에서 높고 중층에서는 빈

도가 낮으며 底層으로 내려갈수록 南北極海에서 유입되는 한류의 영향을 받아서 서서히 높아진다.

音速은 海水面下 1,000m부근에서 最少가 되고 그 以深의 深海 等溫層에서는 靜수압 때문에 깊이에 따라 증가한다.

해류는 144°E線에서는 北西季節風을 따라 南流하다가 15°N 부근에서 동북동풍의 영향을 받아 北赤道海流와 合流하여 西流하며 필리핀과 臺灣연안을 따라 北流한다. 그후 Kuroshio와 합해 일본연안을 따라 北東進하여 太平洋 海流系에 合流한다.

# Oceanographic Characteristics in the Western North Pacific Oceans

Moo Woong Choi\* · Heon Jang Kwon\*\*

## Summary

The variations of oceanographical structure in the Western North Pacific Oceans were investigated based upon the WESTPAC project of I.O.C., UNESCO.

The temperature difference between 27°N and the equator reaches about 12°C. The 5°C isotherm is located at depth of 800m, nearly parallel to the surface along the section. Temperature range in the upper layer is 10°—25°C to the north of 20°N while 10°~30°C to the south.

Salinity range is 34.6—35.3‰ in depths of 0~500m, 34.1~34.5‰ in 500~1500m and 34.6~34.7‰ below 1500m. High salinity water (>35.0‰) is found only in the thin surface layer of 100~300m near 15°N and 1°S. Mean-

while, low salinity appears in the intermediate layer.

Vertical distribution of dissolved oxygen is similar to that of salinity. The oxygen content is maximum in the surface layer with a value 2~5.0 ml/l, but minimum in the intermediate layer where the salinity minimum is located. Below the depth of 1500m, the content becomes slightly higher than that in the intermediate layer.

The southward surface current along 144°E turns its direction to the west around 15°N and then to the north. The north-eastward currents along the shelf slope of the East China Sea (the Kuroshio) seems to be basically the continuation of the northward currents off the Philippines. It is believed that the surface current system is closely related to the meteorological and hydrographic conditions.

---

*Geography*, Korean Geographical Society, No. 34, pp. 1~13, 1986.

\* Associate Professor, Department of Geography, Kon-Kuk University

\*\* The Institute of Environmental Science, Kon-Kuk University