

BSPE 00082 - 142 - 1

蔚山부근 海表面 冷水出現 : 湧昇의 理論모델

Appearance of Cold Water at the Sea Surface near Ulsan
: Theoretical model of upwelling

1987. 2.

韓國科學技術院
海洋研究所

提 出 文

科學技術處長官 貴下

本 報告書를 “蔚山부근 海表面 冷水出現 : 湧昇의 理論모델 ” 事業의 最終 報告
書로 提出합니다.

1987 年 2 月 28 日

韓國科學技術院 海洋研究所

研究責任者 : 卞 相 慶

要 約 文

I. 題 目

蔚山부근 海表面 冷水出現 : 湧昇의 理論모델

II. 研究開發의 目的

蔚山부근 海表面 冷水의 構造와 出現原因을 把握하고 그 湧昇에 카니즘을 糾明한다.

III. 研究開發 內容

1982 年과 1983 年 여름철 海洋觀測資料를 기본으로 韓國 南東海岸 특히 蔚山부근 海域에서 出現하는 表層冷水의 構造를 살피고, 二次元 三層構造의 湧昇理論모델을 提示하였다.

IV. 研究開發結果

夏季 蔚山부근 海域의 海洋學的 特性은 季節水溫躍層에 해당하는 上部 境界面과 對馬暖流水와 韓國海峽 底層冷水 사이의 下部 境界面으로 區分되는 三層構造를 나타낸다. 海岸에 平行한 南東風이 數日동안 持續되면 上部境界面の 上層에 해당하는 高溫의 表層水가 外海로 移動하고 溫度가 보다 낮은 中層의 海水가 海表面에 上昇 露出되면서 表層冷水가 出現하는 것으로 나타났다. 이에 따라 海表面에서는 두 層間의 境界面인 上部境界面이 나타나 海表面 前線을 이루고 이 期間동안 海岸에서의 海面높이는 減少되고 있었다.

Csanady(1982)에 의해提示된 三層構造의 湧昇모델에서 rigid lid假定에 의한 近似解를 쉽게 구하였다. 구해진 解는 三層의 密度(ρ_1, ρ_2, ρ_3)와 初期깊이(h_s, h_m, h_b)로 決定되는 Rossby 變形半徑(Rossby radius of deformation)들의 複合으로 表示될 수 있었다. 各層의 두께는 海表面 前線帶의 位置에서 크게 變化되고 있으며, 海岸부근에서 底層두께는 總水深 $\times \frac{h_b}{h_m + h_s}$ 로 表示되는 一定한 값을 나타내 水平한 下部境界面이 나타나고, 海表面 前線帶의 위치 $x_0 \sim \frac{I(h_m + h_b)}{f h_s(h_s + h_m + h_b)}$ (여기서 I는 : 바람의 量, f: Coriolis 常數)로써 表示될 수 있다.

한편 海表面 前線이 나타날 수 있는 最小 바람의 量 $I_{min} \sim f R_{t1} \frac{h_s(h_s + h_m)}{h_m}$ (여기서 R_{t1} : 上·中層間의 變形半徑)이고 그 크기는 蔚山 부근에서 約 27 m/s (風速 7 m/s 로써 3일정도 持續되었을때의 바람의 量)이다.

V. 活用に 關한 建議

海表面에서 冷水가 出現할때 海水의 溫度는 5°C以上 減少되고 이에 따라 짙은 海霧가 發生할 수 있다. 本 研究結果에서 보듯이 海表面 冷水의 出現範圍는 바람의 量에 따르기 때문에 湧昇現象의 豫報는 곧 바로 海霧의 發生豫報에 連結될 수 있다.

釜山-蔚山-浦項을 包含하는 韓國 南東地域은 大單位 臨海工業團地가 位置하고 있으며 工業團地에서 必要로 하는 原資材 및 製品들은 海岸을 따라 出入하는 船舶들에 크게 依存하고 있다. 짙은 海霧가 發生하면 船舶의 航海는 많은 支障을 받고 심한 경우는 運航을 中止하고 안개가 걷힐때까지 海上에서 기다려야 하는 實情이다.

湧昇現象의 豫報를 통해 이 海域에서 안개發生에 대한 豫報시스템을 驅逐한다면 그 效用價値는 船舶의 安全運航과 經濟的 運航에 매우 큰 寄與를 하리라. 믿는다. 안개發生의 情報를 利用하여 船長은 航路·出航時期·入航時期 등 여러가지를 決

定할 수 있을 것이다.

船舶의 安全運航은 海運業에서 뿐만 아니고 沿岸漁業과 韓國 南東地域의 工業團地를 守護해야 하는 軍作戰에도 매우 重要하리라 豫見된다.

또한 本 研究結果에 따르면 海岸의 表層海水가 前線帶 外海쪽으로 移動하고 中·下層의 海水는 反對로 沿岸쪽으로 移動하기 때문에 前線帶부근에서는 汚染物質이 集積될 可能性이 높으며 또한 沿岸쪽에서는 海底에 集積될 수 있음을 나타내고 있다.

SUMMARY

I. Title

Appearance of cold water at the sea surface near Ulsan:
Theoretical model of upwelling.

II. Objectives of the study

The purposes of the study are to reveal the structure of cold water at the surface, to study the causes of its appearance and to understand its mechanism by theoretical model.

III. Scope of the study

The oceanographical data gathered in summer 1982 and 1983 were used to study the structure of surface cold water appeared frequently at the southeast coast of Korea, especially near Ulsan area in summertime, and a theoretical upwelling model of two-dimension and 3-layer was considered.

IV. Results of the study

One of the most important hydrographical features in summertime is a 3-layered structure which is divided by the top interface corresponding to seasonal thermocline and the

lower interface located between the Tsushima Warm Current Water and the bottom cold water of the Korea Strait. When the southwest wind blows continuously for several days, the surface water of high temperature moves to offshore direction and the colder middle water moves upwards to the sea surface and replaces the surface water. At the sea surface, there is the appearance of a cold water and a front which is a continuation of the top interface. During the upwelling period, the elevation of sea surface was lowered.

A theoretical model of 'full' upwelling proposed by Csanady(1982) was studied and its solution can easily be obtained by applying a rigid lid condition. The solutions show a combination of Rossby radii of deformation which are determined by densities (ρ_1, ρ_2, ρ_3) and initial layer depths (h_t, h_m, h_b) of 3 layers. The layer depths (h_1, h_2, h_3) are varied much near the sea surface front (x_0). The bottom layer depth of h_3 near the coast has a constant value of total depth $x \frac{h_b}{h_m + h_b}$, which means the lower interface is horizontal. The location of surface front can be approximated to $x_0 \sim \frac{I (h_m + h_b)}{f h_t (h_t + h_m + h_b)}$ and the minimum wind impulse (I_{min}) which is necessary for the top interface to be surfaced at the coast can also be approximated to $I_{min} \sim f R i_1 \frac{h_t (h_t + h_m)}{h_m}$, where I: wind impulse, f: Coriolis

parameter, R_{11} : radius of deformation between top and middle layers. The minimum wind impulse near Ulsan area is approximately $27 \text{ m}^2/\text{s}$ corresponding to the wind of 7 m/s for 3 days.

V. Suggestions for use of the study

When a cold water is appeared at the sea surface, decrease in the sea temperature more than 5°C can cause dense sea fog. As seen in this study, the area of cold water is depending largely on the wind impulse. Therefore, a prediction of upwelling events is supposed to be directly connected to the prediction of sea fog.

In the southeastern part of Korea (Pusan-Ulsan-Pohang), the coastal large-scale industrial complex is situated and its necessary raw materials and products are transported by cargo boats going-in and - out along the coast. In the presence of dense sea fog, the sailing will not be safe. Sometimes the cargo boats should wait at sea without moving until the fog is faded away.

An establishment of the forecasting system for sea fog in this area by means of forecasting upwelling events will be very useful for cargo boats to sail safely and economically. With the information of sea fog, the captain will

decide the shipping route, the departing time from and the arrival time to the port, etc.

The safe sailing will be very important not only in shipping industry but in coastal fishery and military operation defending the industrial complex locating in the southeastern part of Korea.

According to this study, the surface water near the coast moves to the offshore direction out of the front and the water in the middle and bottom layers moves oppositely to the onshore direction. Therefore the pollutants might be accumulated near the front and the coastal bottom.

CONTENTS

List of figures	14
List of tables	16
Chapter I. Introduction	17
Chapter II. Characteristics of sea surface cold water near Ulsan	18
Section 1. Summer 1982-focussed on distribution of temperature, salinity and density, wind, sea surface elevation and sea surface temperature	18
Section 2. Summer 1983-focussed on distribution of temperature, salinity and density, wind, sea surface elevation and sea surface temperature	25
Section 3. Summer 1986-focussed on sea surface temperature	31
Chapter III. Theoretical model of upwelling in the ocean of 2-dimension and 3-layer	36
Section 1. Basic equations	36

Section 2. Solution of equation 41

Section 3. Application of solution to the
Ulsan area 49

Chapter IV. Discussion and conclusion 55

References 57

List of Figures

- Fig. 1. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in FRDA 208 observed on Aug. 4, 1982. 19
- Fig. 2. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in the southeast direction from Ulgi on Aug. 7-8, 1982 (after Byun and Chang, 1984). 20
- Fig. 3. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in the southeast direction from Ulgi on Aug. 10, 1982 by the Hydrographic Office of Korea. 21
- Fig. 4. Stick plot of wind observed at Pusan during July 15-Aug. 14, 1982. Wind direction is to blow toward from center. 22
- Fig. 5. Barometrically adjusted daily mean sea level at Ulsan and sea surface temperature at Ulgi for the period of July-Aug., 1982. 23
- Fig. 6. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in Ulgi-Kawazirimisaki section observed during July 24-25, 1983 (after Byun and Chang, 1987). 26
- Fig. 7. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density observed on Aug. 2, 1983. 27
- Fig. 8. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in FRDA 208 observed on Aug. 5, 1983. 29
- Fig. 9. Stick plot of wind observed at Pusan during July 10-Aug. 9, 1983. Wind direction is to blow toward from center. 30

Fig. 10.	Barometrically adjusted daily mean sea level at Ulsan and sea surface temperature at Ulgi for the period of July-Aug., 1983.	30
Fig. 11.	Location of shore station for sea surface and air temperatures in summer 1986.	33
Fig. 12.	Mean and deviation of (a) sea surface temperature and (b) air temperature for July-Sept., 1986.	34
Fig. 13.	Idealization of fully upwelled three-layer fluid in which top interface intersects sea surface.	36
Fig. 14.	Mass balance between three layers at $x=x_0$	47
Fig. 15.	Constants of (a) A and (b) C and (c) bottom layer depth h_3 at the coast as a function of the distance of surface front from the coast. The densities and equilibrium depths of each layer are shown in the text.	52
Fig. 16.	(a) Layer depths, (b) relative velocities and (c) displacements between 3 layers at $x_0 = 18.6\text{km}$	53

List of Tables

Table 1. Location of shore station for the sea surface and air temperatures during July-Sept., 1986.	32
--	----

第 1 章 緒 論

韓國南東海岸 특히 蔚山附近의 海表面에서 여름철에 자주 出現하는 冷水는 여러 차례 觀測報告되어 왔다. 여름철 韓國南東海域 海表面에 나타나는 冷水는 韓國海峽 中央에 비하여 5°C 이상 낮은 水溫을 보이며 海岸을 끼고 半月形態를 갖고 있다(海洋研究所, 1982, 1983, 1985). 이(1983)는 1973-1979年 사이 記錄된 海水面 높이, 沿岸 表層水溫, 바람사이의 관계로부터 夏季에 강한 南西風이 3일 이상 持續될때 海水面과 表層水溫이 減少되는 湧昇效果가 있음을 보였다.

海表面 冷水의 出現時期는 여름철에 優勢하지만 봄철에 南風이 持續되면 可能함도 알려져 있다(변과 승, 1984). 승(1984)은 韓國 東海岸의 海岸線 形態가 南風에 의한 湧昇現象이 出現할 수 있는 좋은 條件을 蔚山附近海域과 그외 地域에서도 提供하고 있음을 線型數置모델로써 보여주었다. 한편 海表面 冷水出現이 蔚山附近(蔚崎-甘浦海域)에서 주로 觀測 報告된 原因으로써 對馬暖流의 強化, 南風 系列의 바람 그리고 海底地形 등이 提示되고 있다(변과 승, 1984; 이아 나, 1985).

本 研究의 目的은 蔚山 附近海域에 出現하는 冷水와 바람과의 關係를 二次元의 解析的 모델을 통해 定量的으로 밝혀보고 出現하는 冷水가 海岸을 따라 移動하는지의 與否를 밝혀 追後 보다 發展된 理論모델의 展開에 도움을 주는데 있다.

이를 위해 1982年과 1983年에 觀測된 水溫·鹽分·密度의 垂直分布로부터 各段階別 海洋構造를 把握하고, 그 期間동안의 바람과 관련시켜 본 후, 海面높이 및 海表面 溫度에서는 어떤 變化가 나타나는지를 살펴보았다. 아울러 Csanady(1982)에 의해 提示된 二次元 三層構造의 湧昇모델을 rigid lid條件을 利用하여 解를 구한 후 蔚山附近에서 出現하는 表層冷水에 適用시켜 보았다. 또한 出現한 冷水가 海岸을 따라 移動하는지의 與否를 밝히기 위해 釜山에서 甘浦사이 9個 定點에서 1986年 7月부터 9月사이 12時間 間隔으로 海水溫度와 氣溫을 測定 分析하였다.

第2章 蔚山附近 海表面 冷水의 特徵

第1節 1982年 여름 - 水溫·鹽分·密度의 分布 및 바람,海面높이,表面水溫을 중심으로

1982年 여름철 沿岸附近에서 出現한 表層冷水의 特性을 把握하기 위해 1982年 8月 4日 國立水產振興院(FRDA)에서 蔚崎 南東方向으로 208선을 따라 觀測한 水溫·鹽分·密度의 垂直分布를 海岸으로부터 約 70 km까지 나타내면 Fig.1과 같다.

水溫·鹽分·密度의 垂直分布圖에서 水深 20~30 m 부근에 상부의 季節躍層이 形成되고 있고 이 季節躍層의 水深은 沿岸에서나 外海쪽으로 별다른 變化가 없이 水平한 形상을 보이고 있다. 海岸으로부터 約 50 km (정점 4) 이내에서 底層에 水溫과 鹽分이 낮고 密度가 높은 韓國海峽의 底層冷水가 中層을 形成하는 對馬暖流水와는 下部躍層으로써 뚜렷이 區分되고 있다.

Fig.2는 앞서보인 Fig.1보다 3~4日後 1982年 8月 7日과 8日사이 거의 같은 位置에서 觀測한 水溫·鹽分·密度의 垂直分布圖이다. 앞서보인 Fig.1에서는 上部躍層이 水平한 分布를 나타내었으나 3~4日後의 Fig.2에서는 沿岸으로부터 10~20 km 定點 1과 2 사이에서 海表面上으로 上昇하여 沿岸域에서는 中層의 海水가 海表面에 出現하므로써 海表面에 溫度가 約 5°C 정도 하강하였다. 下部境界面을 代表할 수 있는 10°C 等溫線은 海岸에서 20~30 m 더 上昇하였고 外部쪽으로 20 km 더 擴張되어 나타났고, 底層의 水溫은 約 4°C 더 下降되어 底層의 경우 3日 동안에 強化되고 있다.

Fig.3은 1982年 8月 10日에 水路局에서 觀測한 水溫·鹽分·密度의 垂直斷面圖이다. 앞의 Fig.2보다 2~3日 後에 觀測되었으나 全般的인 形狀은 서로 매우

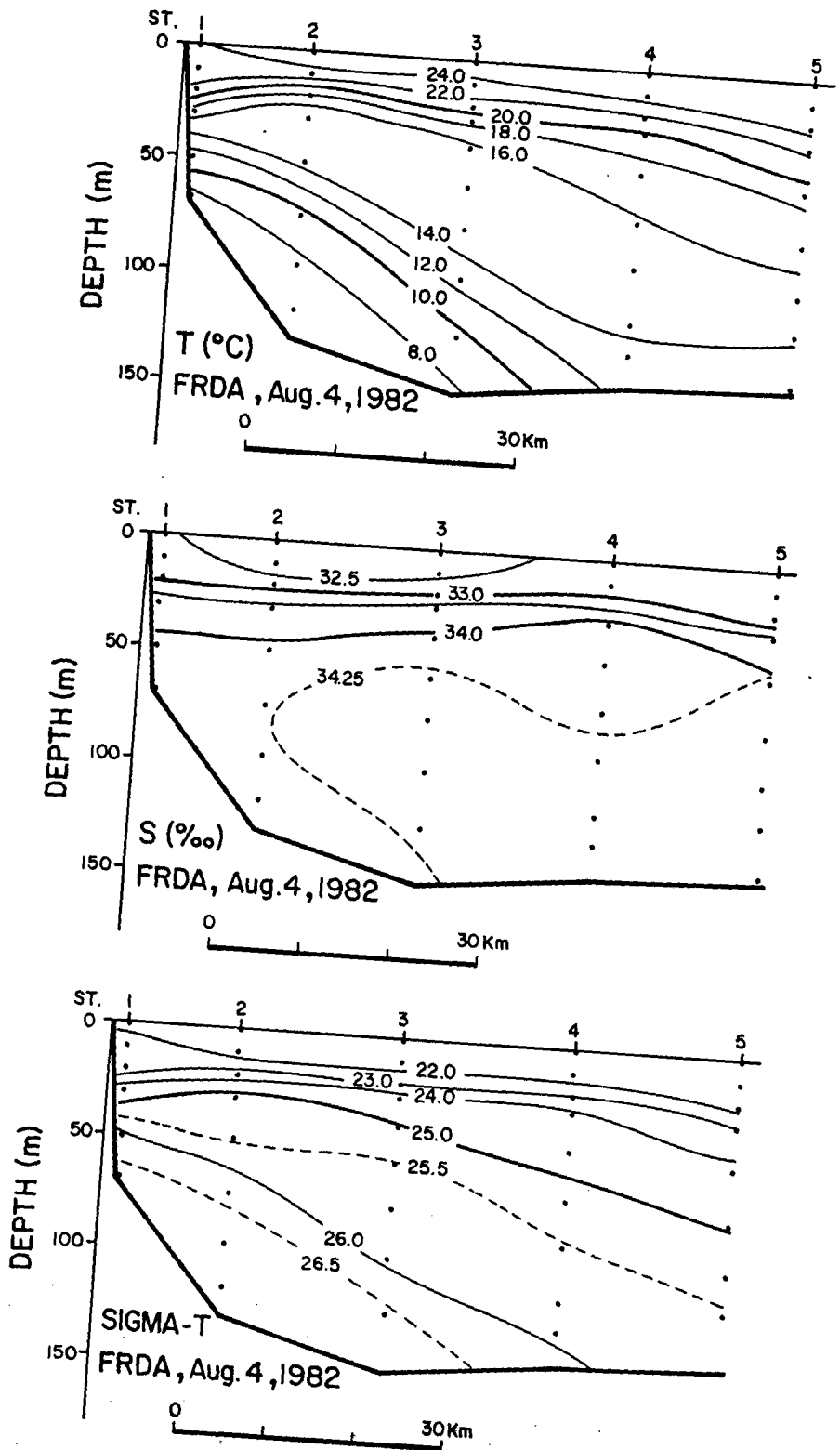


Fig. 1. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in FRDA 208 observed on Aug. 4, 1982.

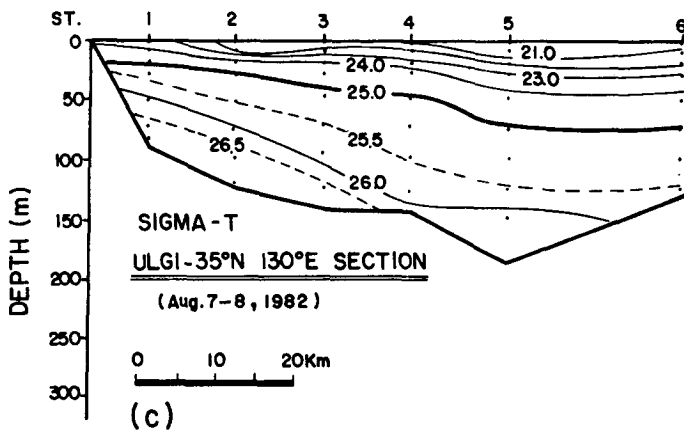
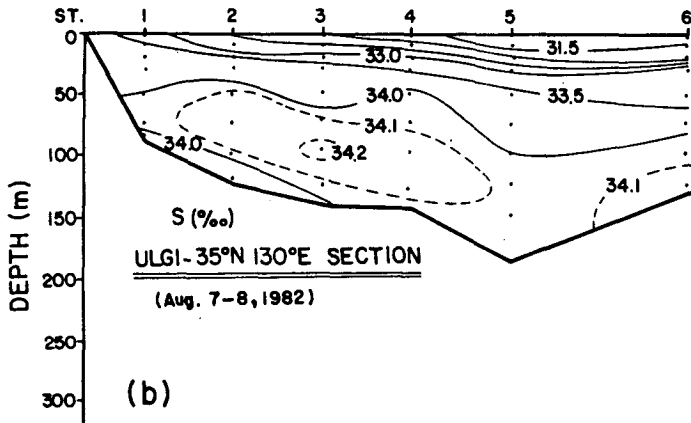
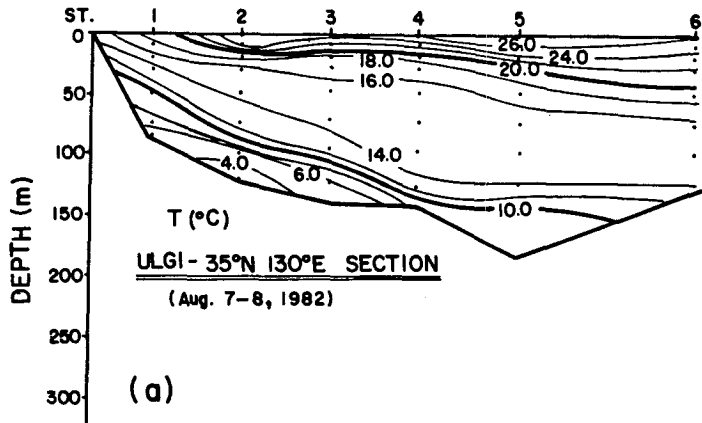


Fig. 2. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in the southeast direction from Ulgi on Aug. 7-8, 1982 (after Byun and Chang, 1984).

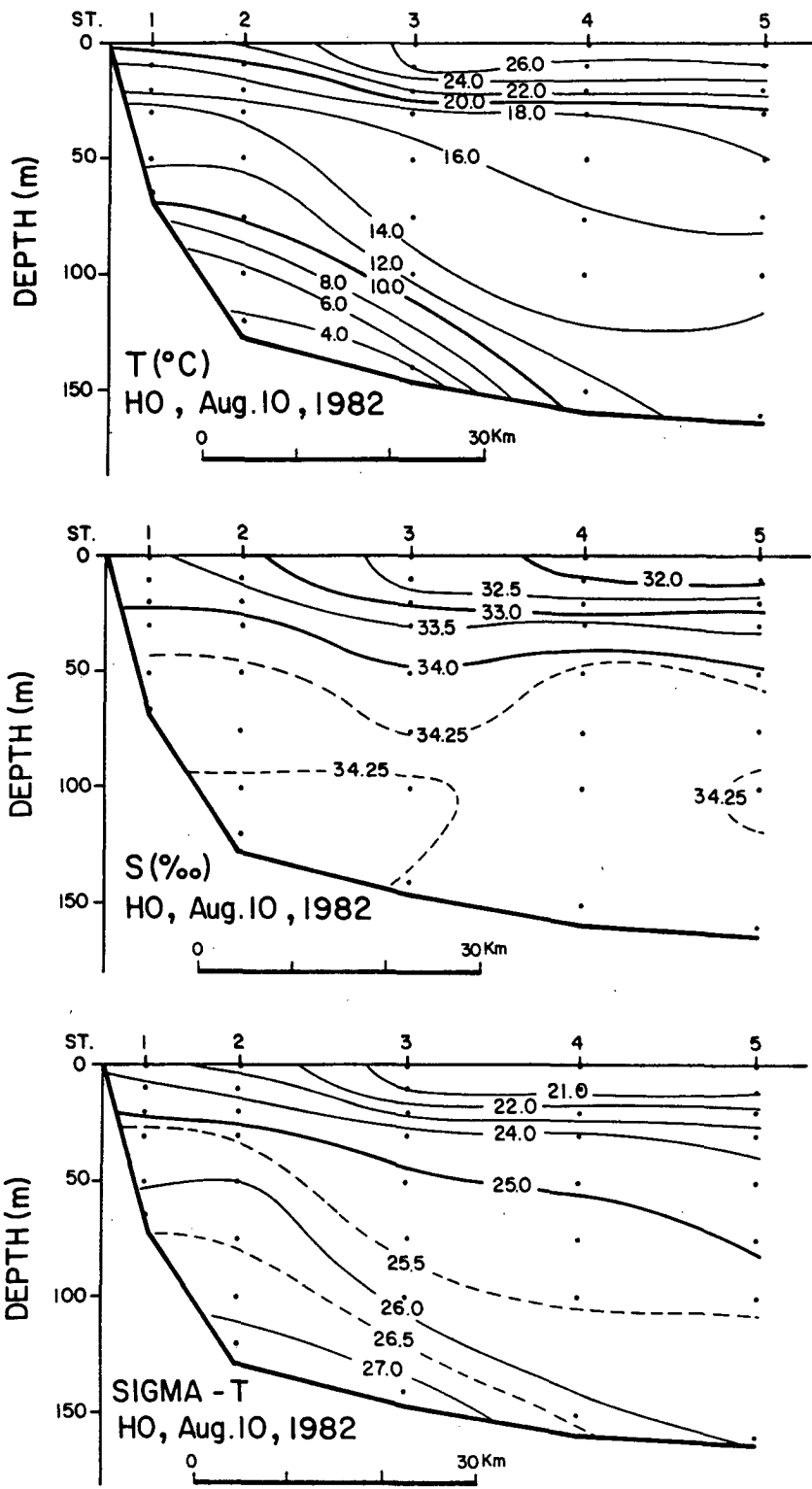


Fig. 3. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in the southeast direction from Ulgi on Aug. 10, 1982 by the Hydrographic Office of Korea.

類似하다. 海岸附近에서는 水溫이 2°C 정도 上昇되었으나 上部境界面이 海表面에 上昇되어 海岸에서 $15 \sim 30 \text{ km}$ 사이 定點 2와 3 사이에서 海表面 前線이 存在하고 外海쪽으로 감에 따라 上層의 水深은 $20 \sim 30 \text{ m}$ 에 거의 水平하게 나타나고 있다. Fig.2의 8月 7~8日에 觀測한 結果와 比較할때 精確한 海表面 前線帶의 位置 移動은 定點사이의 거리로 인해 判別키 어렵다. 海底와 10°C 等溫線이 만나는 水深은 Fig.2와 比較하였을때 沿岸쪽에서는 40 m 정도 下降하고 外海便에서는 20 km 정도 沿岸쪽으로 다시 移動되어 底層의 形狀이 다시 6日前의 Fig.1과 類似하게 나타나고 있다. 그러나 水溫 자체는 定點 2와 3 사이에서 4°C 以下가 계속 나타나고 있다.

앞서보인 2~3日間隔의 水溫·鹽分·密度分布 變化와 바람을 連關시켜 보기 위해 1982年 7月 15日부터 8月 14日까지 釜山測候所에서 觀測한 風速과 風向(중심에서 불어가는 방향)을 stick plot 으로 Fig.4에 나타내었다. Fig.4에서는 全般的으로 南西風이 優勢하게 나타나고 있다. 7月 29日부터 8月 1日 사이에는 北東風이 優勢하다가 8月 2日부터 10日 사이에는 風向이 바뀌어 南西風이 優勢하게 나타나고 있다. 앞서보인 水溫·鹽分·密度의 垂直斷面圖들(Fig.1-3)과 Fig.4를 서로 比較하면 海表面 冷水出現에 바람의 影響이 매우 큼을 알 수 있다. 南西

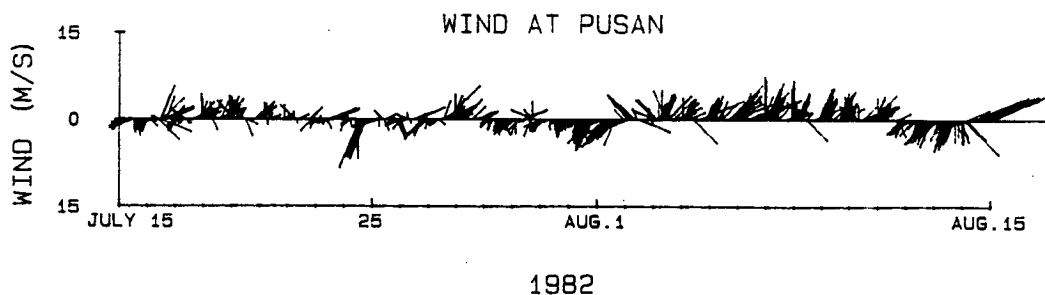


Fig. 4. Stick plot of wind observed at Pusan during July 15-Aug. 14, 1982. Wind direction is to blow toward from center.

風 期間의 初期인 8月 4日에는 Fig.1에서 나타난 바와같이 上部境界面이 海表面에 上昇되지 않고 水深 20~30 m에 水平으로 分布되어 있는데 이는 湧昇의 初期 段階에 該當하고 있는 것으로 생각된다.

그후 3~4日동안 南西風이 계속 불어주었고 이에 따라 上部境界面은 海表面으로 上昇되어 沿岸에서 10~20 km에 海表面 前線帶를 形成하고 동시에 底層의 勢力이 크게 增加되어 나타나고 있다.

그후 2~3日 동안에도 南西風이 계속 불었으나 海表面 前線帶의 位置는 큰 變化를 보이지 않았고 底層勢力이 減少된 形狀을 보여 주었다. 따라서 水溫·鹽分·密度의 資料로써는 Fig.3에 나타난 海表面 冷水가 湧昇現象의 成熟段階인지 또

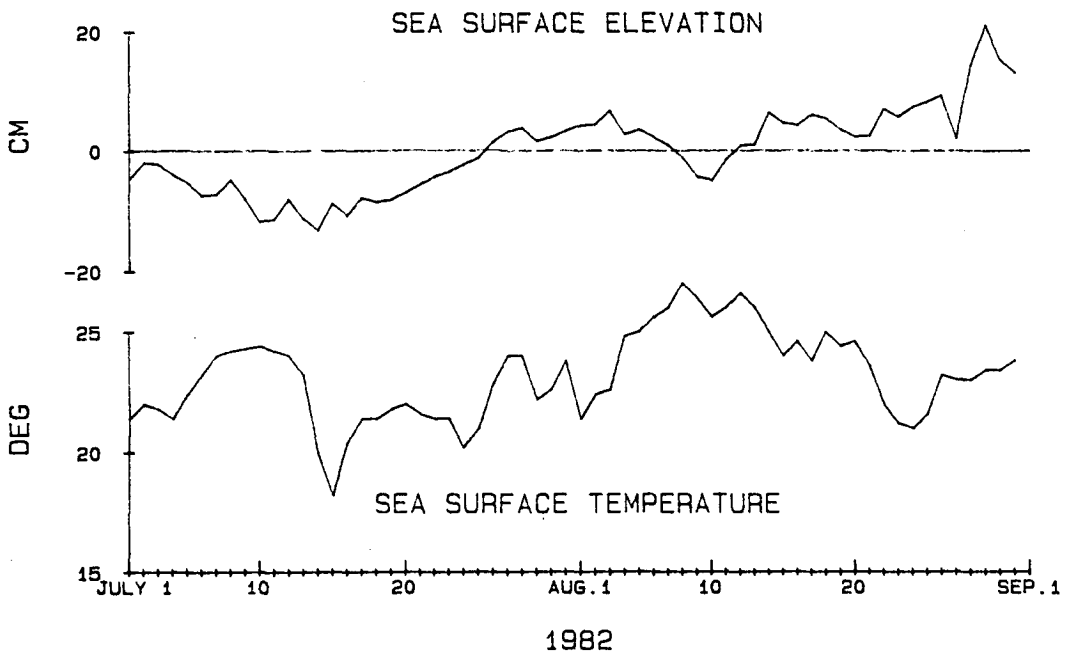


Fig. 5. Barometrically adjusted daily mean sea level at Ulsan and sea surface temperature at Ulgi for the period of July-Aug., 1982.

는 減少段階인지 判斷기 어려우나 南西風의 持續을 考慮하면 8月10日 觀測된 海洋構造는 成熟段階에 있다고 判斷된다.

8月10日의 海洋構造狀態가 成熟段階임을 알아보기 위해 蔚山의 日平均 海面 높이 變化와 蔚崎의 海表面 水溫을 Fig.5에 나타내었다. 海表面 높이는 作業의 簡便을 위해 蔚山에서 觀測된 日平均 海面에 蔚山測候所의 日平均 氣壓置로써 補正시켰기 때문에 長週期 分潮의 潮汐은 完全 除去되지 않았다.

海洋觀測이 實施된 期間동안 海表面 높이는 8月3日에서 8月10日사이 계속 減少되어 앞서보인 Fig.4에서의 南西風期間과 잘 一致되고, 8月10日까지 계속 하여 湧昇이 일어나고 있음을 나타내고 있다. 그러나 海表面 水溫은 逆으로 增加됨으로써 서로 一致되지 않으며 Fig.1-3에 나타난 가장 沿岸쪽의 定點에서 보다 2~10°C 높게 나타나고 있어 資料의 信憑性에 의문이 提起된다.

따라서 1982年8月初에 出現한 海表面 冷水는 既存의 沿岸 湧昇모델에서 提示된 바와같이 季節水溫躍層 上部에 있는 表層의 海水가 南西風에 의해 外海로 移動함에 따라 中層을 形成한 對馬暖流가 表層에 나타나 形成되었고 이때 海面은 下降되는 現象을 보여주고 있다. 이러한 湧昇現象이 나타나는데 기여하고 있는 바람應力을 定量的으로 計算하여 水溫·鹽分·密度의 分布 變化와 相關시키는데는 觀測場所 및 高度에 差異가 있어 용이하지는 않다. Fig.4에 보인 釜山測候所의 風向·風速計의 高度가 海拔 87m에 位置하고 있으나 海面높이 10m의 바람과 同一하다고 假定하고 또한 大氣狀態가 中立狀態(neutral state)라 假定하여 바람應力의 크기를 計算하여 보았다.

Large 와 Pond(1981)에 의해 提示된 摩擦係數

$$C_{DN} = \begin{cases} 1.2 \times 10^{-3} & , \quad 4 \leq W_{10} < 11 \text{ m/s} \\ 0.49 + 0.65 W_{10} & , \quad 11 \leq W_{10} < 25 \text{ m/s} \end{cases}$$

를 使用하여 바람應力을 時間 積분한 바람力積(wind impulse)은

$$I = \int \frac{\rho_a}{\rho_w} C_{DN} W_{10} |W_{10}| dt$$

으로 表示할 수 있다. 여기서 ρ_a, ρ_w 는 각각 空氣 및 海水의 密度이고 W_{10} 은 高度 10 m의 風速이다. $\rho_a/\rho_w \sim 10^{-3}$ 으로 하여 Fig.4 로 부터 1982 年 8 月 4 日 부터 7 日까지의 計算된 바람力積은 $I = 9.31 \text{ m}^2/\text{s}$ 로써 北으로부터 30° 方向으로 作用하였고 그후 7 일부터 10 일까지는 $I = 5.01 \text{ m}^2/\text{s}$, 方向은 33° 로 나타났다. 따라서 蔚崎 앞 海上 15 ~ 30 km 부근에 나타난 海表面 前線은 바람力積의 크기가 약 $14 \text{ m}^2/\text{s}$ 程度로 計算되었다.

第 2 節 1983 여름 - 水溫 · 鹽分 · 密度의 分布 및 바람, 海面높이, 表面水溫을 중심으로

1983 年의 경우 沿岸湧昇의 初期段階에 該當되는 水溫 · 鹽分 · 密度의 分布는 觀測되지 않았다. 1983 年 7 月 24 日과 25 日사이에 韓國海峽을 橫斷하여 蔚崎로부터 南東方向으로 Kawazirimisaki 사이의 CTD 斷面을 Fig.6 에 나타내었고, 韓國海岸附近의 定點觀測시간은 7 月 25 日이었다. 앞서 言及한 바와같이 이 단면 상에서도 季節躍層과 下部躍層으로써 3 개의 層으로 區分되어 있다. 沿岸에서 10 km에 位置한 定點 1 에서의 表層水溫은 18°C 以下로써 定點 2 附近에 강한 海表面 前線帶를 形成시키고 있다. 이 海表面 前線은 外海로 갈에 따라 季節躍層과 連結되어 水深 20 ~ 30 m 사이에 水平으로 存在하고 있다. 底層의 경우 沿岸에 가까운 海底附近에서 치우쳐 나타나고 있다.

Fig.6 보다 8 日後 1983 年 8 月 2 日에 定點 1 과 5 사이 沿岸部分을 反復한 水溫 · 鹽分 · 密度의 垂直斷面을 Fig.7 에 나타내었다. Fig.7 에서 8 日前과 比較할때 蔚崎 앞 海上 海表面(定點 1)에서 水溫이 2°C 程度 減少되었고 鹽分은 0.5 ‰ 程度 增加된 現象을 나타내고 있다. 앞서보인 Fig.6 에서는 定點 1 과 4 사이에 海表面에서 水深 約 20 m 까지 混合이 잘 이루어져 있는데 반하여 8 日後에 觀測된 結果는 成層이 나타나고 있다. 또한 20°C 의 等溫線이 海表面과 만나는 位置도

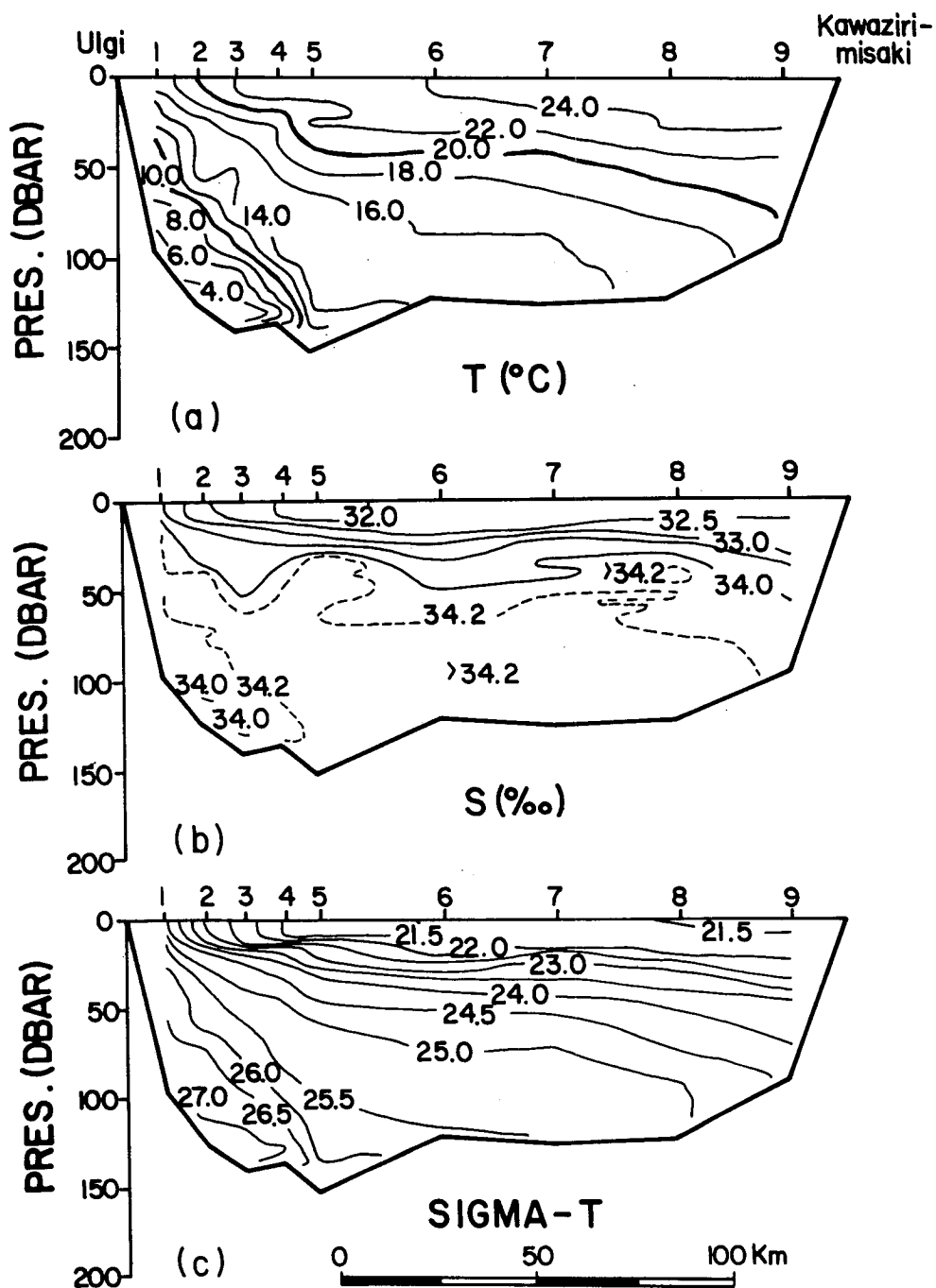


Fig. 6. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in Ulgi-Kawazirimisaki section observed during July 24-25, 1983 (after Byun and Chang, 1987).

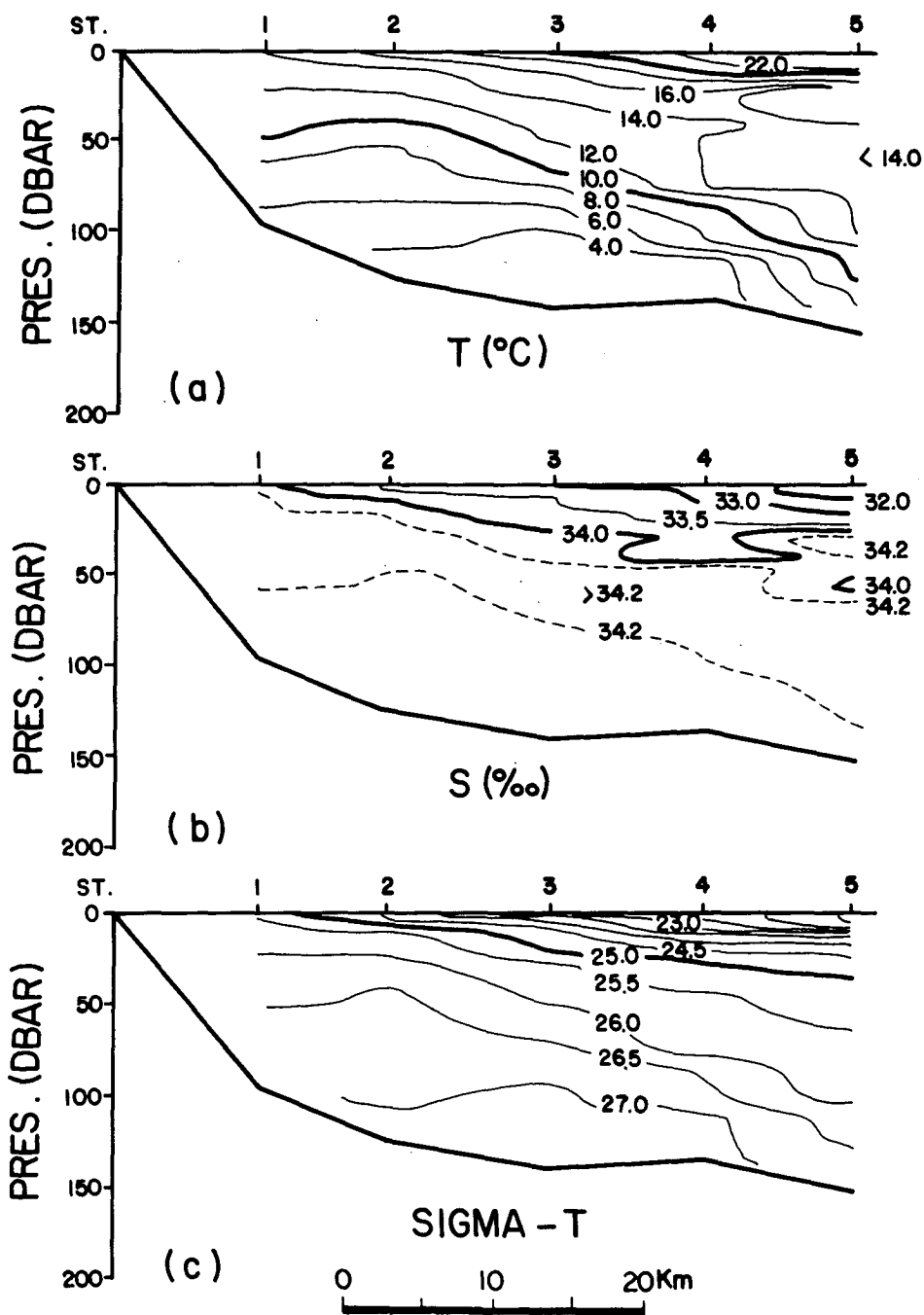


Fig. 7. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density observed on Aug. 2, 1983.

8日 동안 外海便으로 約 10 km 정도 移動하였음을 보여주고 있고 따라서 表層의 海水가 外海便으로 移動하고 中層의 海水가 表面으로 上昇하고 있음을 暗示한다. 密度 23.5를 上部境界面의 代表置로써 考慮할 때 上層의 두께는 8日 동안 減少된 것으로 나타났다. 底層의 경우 4℃ 以下의 海水가 차지하는 부분이 8日 동안에 더 擴張되었으며 定點 4의 경우 最底水溫이 1.5℃ 減少되었다. 그러나 10℃를 基準한 水溫躍層의 경우 거리에 따른 水深變化率($\Delta Z / \Delta X$)은 1/500 程度로 8日前과 거의 비슷하게 나타났다. 等溫線의 경우 沿岸에 가까운 定點 1과 2 사이에서 거의 水平을 維持하다가 外海쪽으로 감에 따라 水深이 급격히 增加되고 있음도 8日前의 觀測置와는 매우 다른 特徵이다.

Fig.7 보다 3日 後에 國立水產振興院에서 觀測한 蔚崎 南東方向의 水溫·鹽分·密度의 斷面을 Fig.8에 나타내었다. Fig.8의 定點位置는 앞서보인 Fig.6, 7과는 약간 다르나 斷面方向은 서로 같다. Fig.8에 나타난 形態는 Fig.7과 매우 類似하다. 海岸으로부터 約 50 km에 位置한 定點 4에서 等密度線 23.5가 水深 25 m 附近에서 나타나 비슷한 位置인 Fig.7의 定點 5에서 보다 10 m 정도 더 깊게 나타나고 11日前에 觀測한 Fig.6과 비슷한 水深이다. 等溫線 10℃의 水深은 定點 2에서 40 m 부근에 나타나고 있는데 이는 Fig.7과 비슷한 位置의 水深과 거의 같다. 定點간에 約 20 km의 거리가 있어 海表面 前線의 移動은 把握되지 못하고 있으나 Fig.6에 나타난 湧昇現象이 11일이 지난 8月 5日까지도 繼續되고 있으며 이 期間 동안 上層의 水深이 크게 變化되지 않음을 보여준다.

Fig.6-8에 보인 1983年 7月 24日부터 8月 5日사이의 湧昇에 의한 海洋構造變化와 바람을 連關시키기 위해 1983年 7月 10日부터 8月 9日사이 釜山測候所에서 觀測된 바람을 stickplot으로 Fig.9에 나타내었고, 바람의 力向은 中心에서 불어가는 方向으로 表示하였다. 7月 15日경부터 南西風의 바람이 優勢하여 8月 5日以後까지 繼續되었다. 따라서 Fig.6의 觀測以前에 南西風이 불기 始作하였고 7月

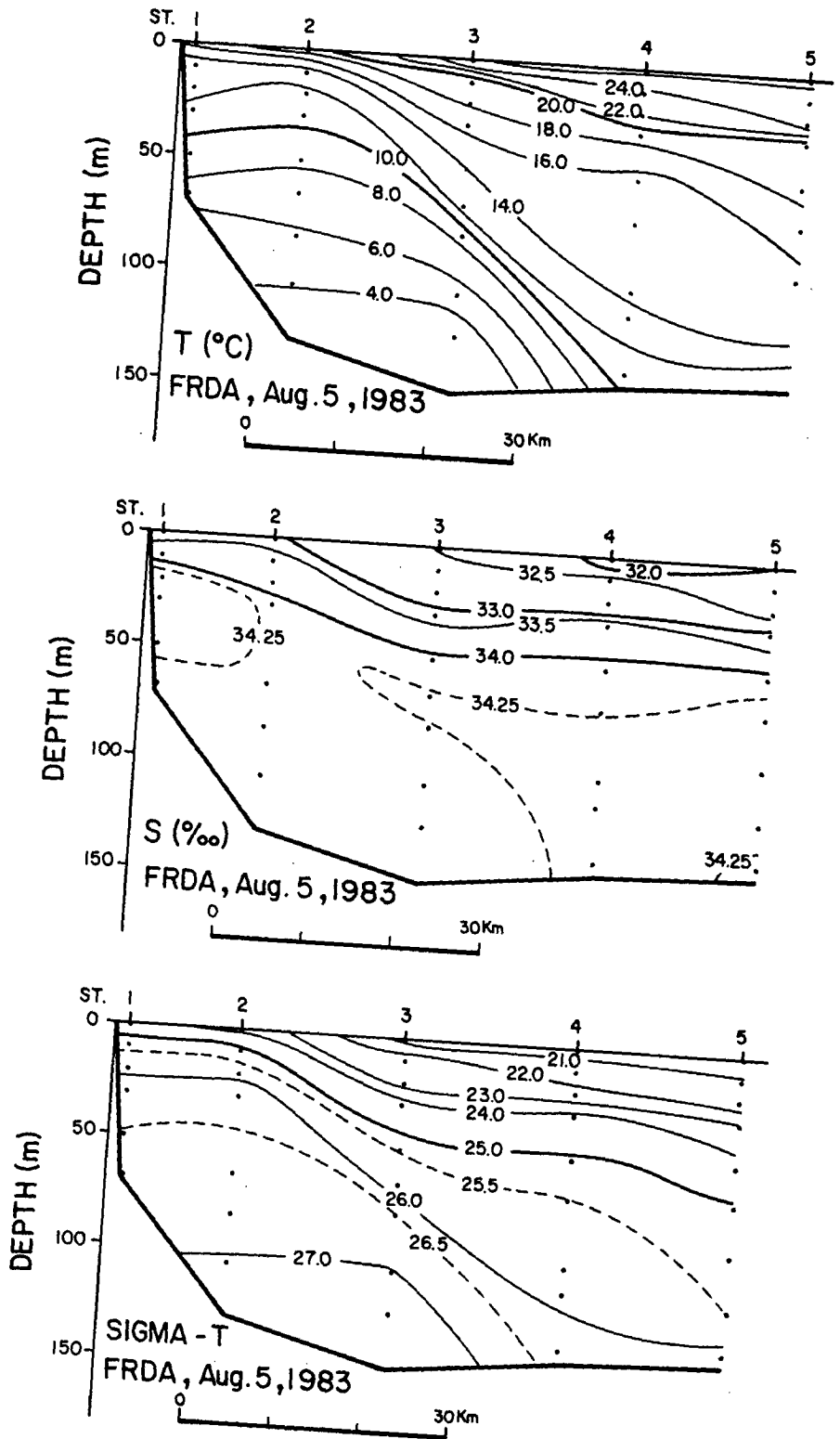


Fig. 8. Vertical distribution of (a) temperature, (b) salinity and (c) density in FRDA 208 observed on Aug. 5, 1983.

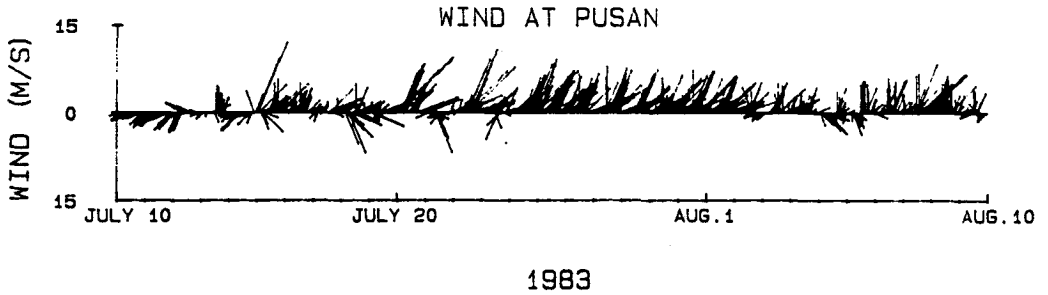


Fig. 9. Stick plot of wind observed at Pusan during July 10-Aug. 9, 1983. Wind direction is to blow toward from center.

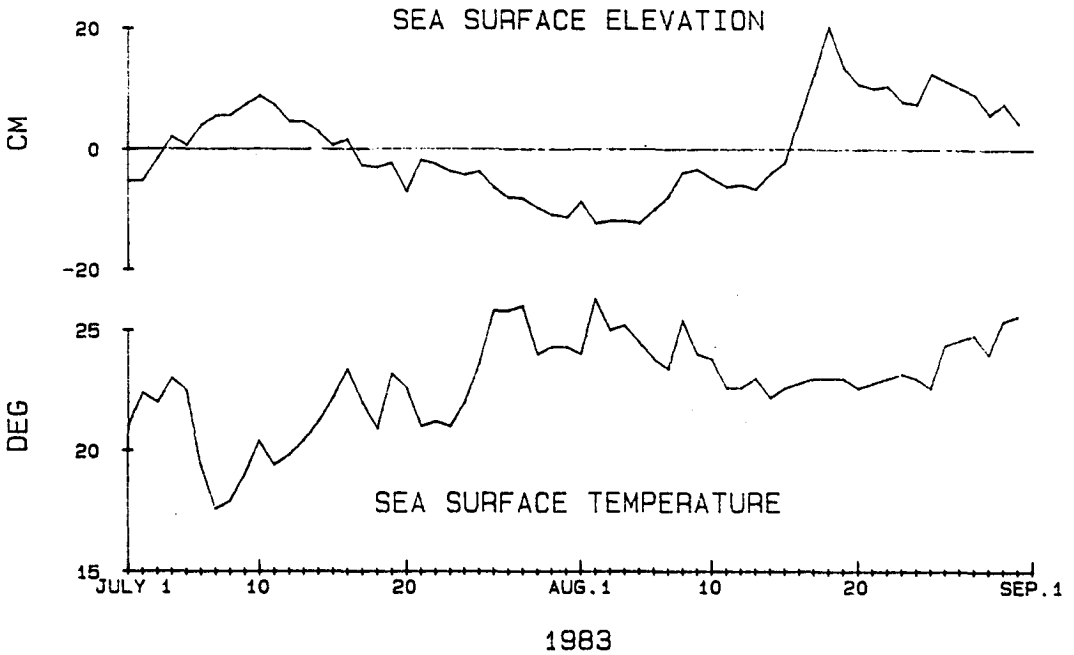


Fig. 10. Barometrically adjusted daily mean sea level at Ulsan and sea surface temperature at Ulgi for the period of July-Aug., 1983.

24日과 25日에는 이미湧昇效果가 水溫·鹽分·密度 分布에 나타났었음을 알 수 있다. Fig.7 과 8이 觀測된 時期인 8月2日과 5日에도 南西風이 持續되었고 따라서 海表面에 冷水가 出現하였음을 알 수 있다.

Fig.10은 1983年 7月1일부터 8月31日사이 蔚山에서 觀測된 日平均 海面높이와 蔚崎에서 觀測된 海表面 水溫을 나타낸 것이다. Fig.5와 같이 海面높이는 7月10日경에서 8月10日사이 約 20 cm정도 繼續 減少되고 있으며 이는 앞의 Fig.9에서 보인 南西風期間과 잘 一致하고 또한 Fig.6-8에 보였던 海表面 冷水出現과도 잘 一致하고 있다. 그러나 海表面 水溫은 海面높이 變化와 반대로 海面높이가 減少하였을때 增加되었으며 海岸에 가장 가까운 定點과 比較할때도 7~10℃ 높게 나타나고 있었다.

따라서 1983년 여름은 1982年과 마찬가지로 沿岸附近에서 表層冷水가 出現하였을때 南西風 期間이었고 海面의 높이는 낮아졌으나 海表面 水溫은 增加된 現象을 보였다. 1983年 여름 湧昇現象이 나타났을때 定量的으로 얼마만한 바람이 불었는가를 알기 위해 앞절에서 보인 바와같이 同一한 方法으로 Fig.9로부터 計算된 바람力積은 1983年 7月15일부터 7月24日까지 $I = 33.05 \text{ m}^2/\text{s}$ (方向 38°), 7月25일부터 8月1日까지 $I = 21.24 \text{ m}^2/\text{s}$ (方向 41°), 8月2일부터 8月4日까지 $I = 2.24 \text{ m}^2/\text{s}$ (方向 50°)로 나타났다. 따라서 7月15일부터 8月4日까지 바람力積이 $56 \text{ m}^2/\text{s}$ 였을때 水深 25 m附近的 上部 境界面으로 表示되는 水溫躍層이 海表面에 上昇하여 Fig.8의 定點2와 3사이 海岸으로부터 15~30 km에 海表面 水溫前線帶를 出現시키고 있는 것으로 나타났다.

第3節 1986年 여름 - 表面水溫을 중심으로

지금까지 1982年과 1983年の 資料로부터 海表面 冷水의 出現과 바람 및 海面

높이 변화사이에는 서로 밀접한 관련이 있음을 보였다. 海表面冷水가 出現할때 海岸을 따른 冷水의 移動力向을 把握하기 위해 1986年7月부터 9月사이 釜山과 甘浦사이에서 約 10 km거리를 두고 9개 定點을(Fig.11과 Table 1 참조) 選定하여 每日 2回 水溫과 氣溫을 觀測하였고 그 結果를 Fig.12에 나타내었다. 그림의 上部에 9개 定點들에서 觀測된 값들의 平均을 나타내었고. 각 定點에서는 이 平均置에 대한 偏差를 標示하였다. 水溫과 氣溫의 平均置는 全體적으로 年變化를 보여주고 있으나 南北方向으로 傳波되는 傾向을 전혀 보이지 않았다. 다만, 신암과 평동은 水溫과 氣溫 모두 좋은 相關關係를 보였으나 그 사이에 있는 온정에서는 다른 樣相을 보여 주었다.

Fig.12로부터 1986年 여름엔 海表面冷水가 出現하지 않았을 可能性이 매우 높으며, 또한 出現하였다 해도 南北方向의 海岸을 따라 移動하지는 않았을 것으로 생각된다. 1986年 여름에 冷水出現이 있었는지 與否는 다른 資料와 結付시켜 더 研究되어야 할 것이다.

Table 1. Location of shore station for the sea surface and air temperatures during July-Sept., 1986.

station name	location		distance (km)
	latitude(N)	longitude(E)	
Sinam	35°12'42"	129°13'31"	9
Onjeong	35°17'03"	129°15'38"	12
Pyungdong	35°21'08"	129°21'25"	15
Tongjin	35°28'47"	129°26'16"	12
Tangsa	35°34'44"	129°27'33"	4
Namjeongja	35°36'57"	129°27'09"	3
Sinmyung	35°38'21"	129°26'40"	11
Eupcheon	35°41'27"	129°28'38"	14
Gampo	35°48'47"	129°31'00"	

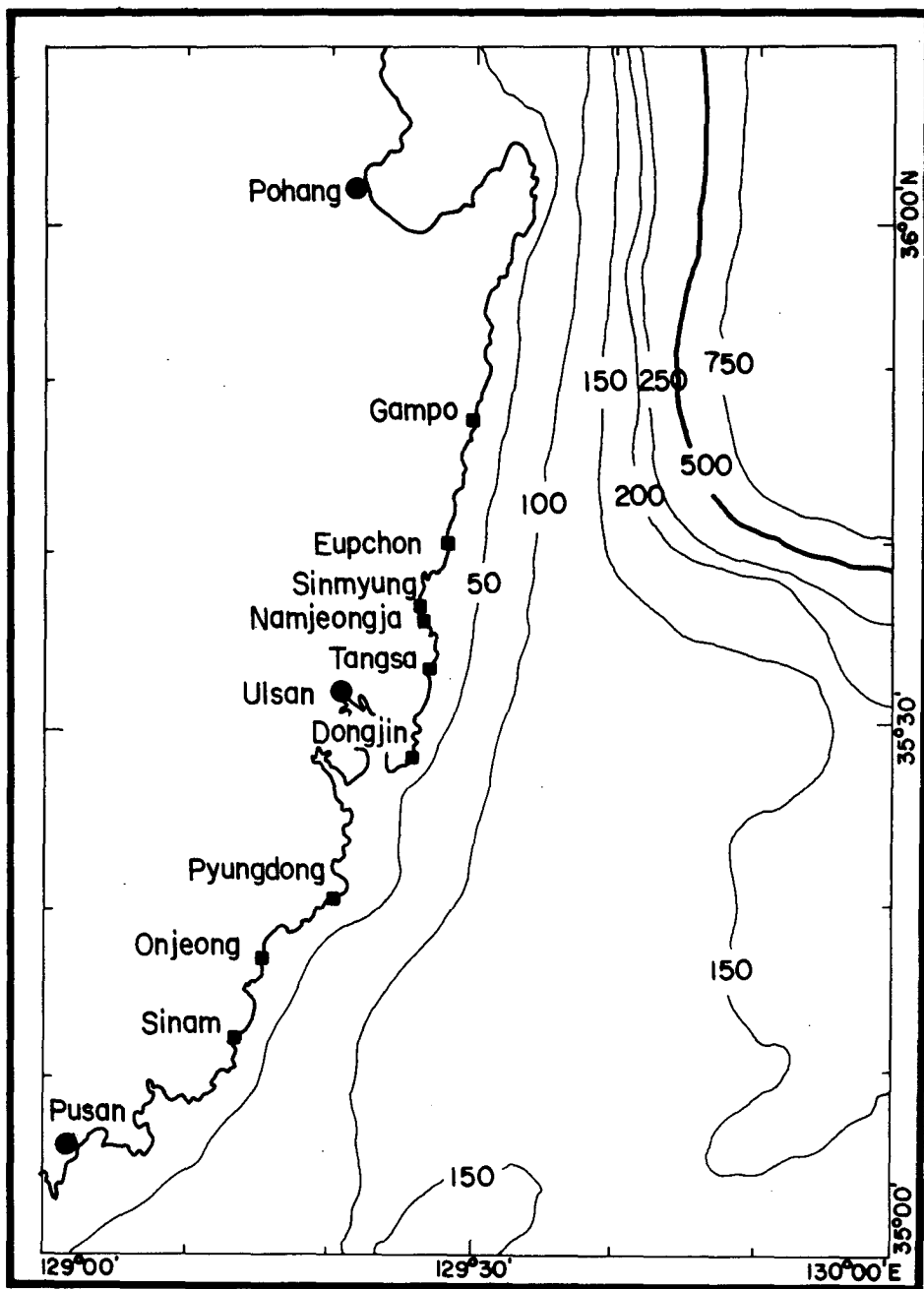
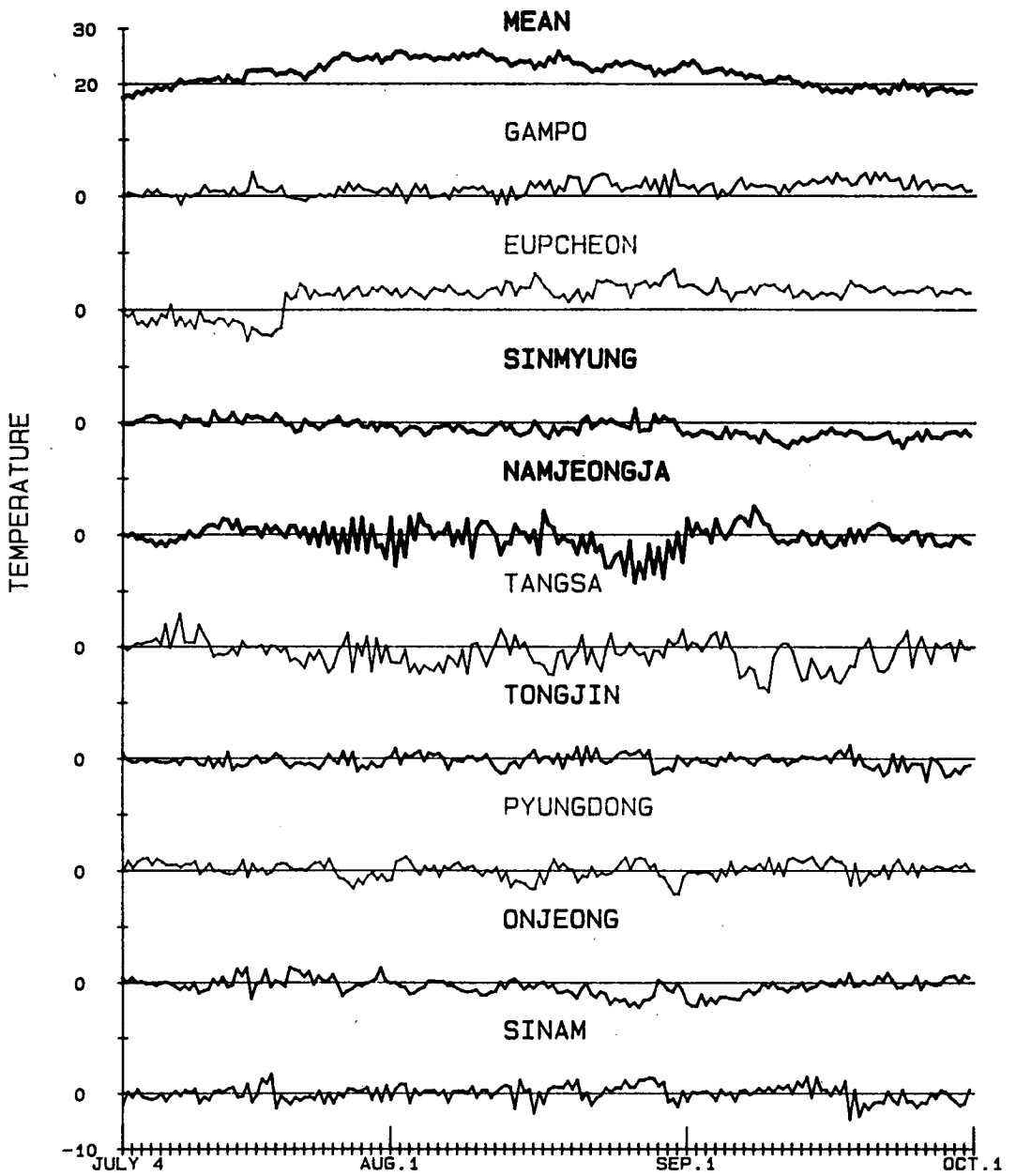


Fig. 11. Location of shore station for sea surface and air temperatures in summer 1986.



1986

(b)

第 3 章 二次元 三層構造의 海洋內에서 湧昇의 理論모델

第 1 節 方程式의 構成

해표면위로 바람이 불어갈 때 바람應力에 의해 海表面에 나타나는 冷水의 構造를 파악하기 위해 Csanady(1982)에 의해 제안된 海洋모델을 생각하여 보자.

海岸의 한쪽이 垂直된 벽으로 막혀있고 다른쪽은 無限하며 海底가 平坦한 3층구조의 2次元 ($x-z$ 면) 해양을 假想하자. 세층의 두께를 h_1, h_2, h_3 , 境界面의 變化된 높이를 ξ_1, ξ_2, ξ_3 , 密度를 ρ_1, ρ_2, ρ_3 , y 軸方向의 速度成分을 v_1, v_2, v_3 , x 軸方向의 速度成分을 u_1, u_2, u_3 라 하자. 또한 초기상태 각 층의 두께를

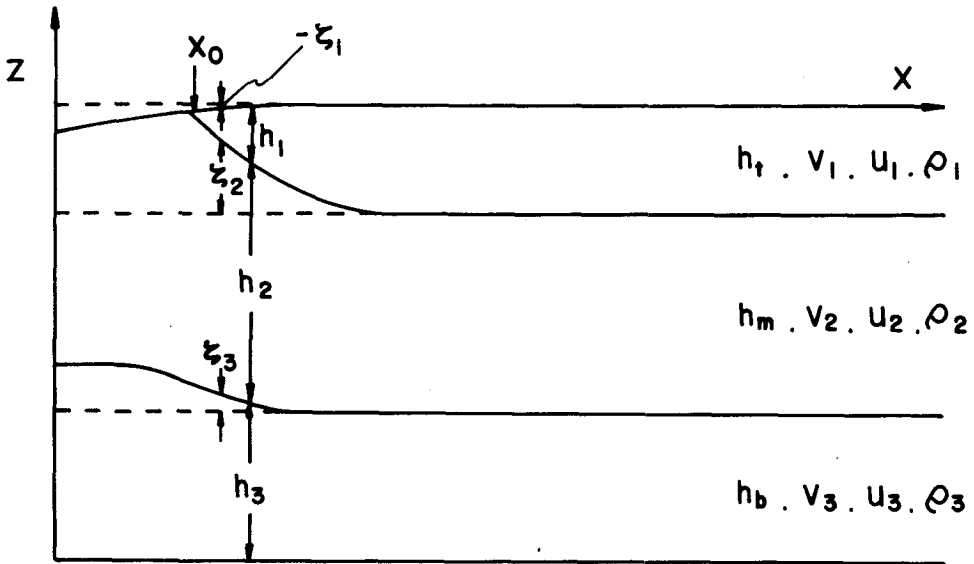


Fig. 13. Idealization of fully upwelled three-layer fluid in which top interface intersects sea surface.

h_f , h_m , h_b 라 하면 總水深 ($h_f + h_m + h_b$) 은 一定한 값으로 나타낼 수 있다 (Fig. 13). 바람의 方向은 y 軸과 平行하고, 海底面이나 각 층 사이의 摩擦이 없다고 假定하여 海表面에서의 바람應力만을 考慮하자. 한편 上層과 中層 사이의 上部境界面이 上昇하여 海岸에서 거리 x_0 에서 海表面과 만나고, 海岸線에서 아주 먼 곳에서는 境界面の 높이 變化가 없다고 假定하자.

壓力은 hydrostatic 이고, 바람에 의한 海水運動이 平衡狀態를 이룰때 흐름은 地衡的 平衡 (geostrophic balance) 을 갖는다고 假定하자.

各層의 水深 ($-z$) 에서 壓力은 다음과 같이 標示된다.

$$P_1 = \rho_1 g [(-z) + \xi_1] \dots\dots\dots (1a)$$

$$P_2 = \rho_1 g [\xi_1 + (h_f - \xi_2)] + \rho_2 g [(-z) - (h_f - \xi_2)] \dots\dots\dots (1b)$$

$$P_3 = \rho_1 g [\xi_1 + (h_f - \xi_2)] + \rho_2 g [\xi_2 + (h_m - \xi_3)] + \rho_3 g [(-z) - (h_f + h_m - \xi_2)] \dots\dots\dots (1c)$$

여기서 g 는 重力加速度이다. 윗式 (1) 로부터 x 方向의 壓力 傾度力은

$$P_{1x} = \rho_1 g \xi_{1x} \dots\dots\dots (2a)$$

$$P_{2x} = \rho_1 g \xi_{1x} + (\rho_2 - \rho_1) g \xi_{2x} \dots\dots\dots (2b)$$

$$P_{3x} = \rho_1 g \xi_{1x} + (\rho_2 - \rho_1) g \xi_{2x} + (\rho_3 - \rho_2) g \xi_{3x} \dots\dots\dots (2c)$$

으로 표시된다. 또한 境界面の 變化된 높이와 各層의 두께사이에는 다음의 관계가 성립된다.

$$\xi_1 = (h_1 + h_2 + h_3) - (h_f + h_m + h_b) \dots\dots\dots (3a)$$

$$\xi_2 = (h_2 + h_3) - (h_m + h_b) \dots\dots\dots (3b)$$

$$\xi_3 = h_3 - h_b \dots\dots\dots (3c)$$

式(3)을 式(2)에 代入하면

$$P_1 x = \rho_1 g(h_1 + h_2 + h_3)_x \dots\dots\dots (4a)$$

$$P_2 x = \rho_2 g(h_1 + h_2 + h_3)_x - (\rho_2 - \rho_1)gh_{1x} \dots\dots\dots (4b)$$

$$P_3 x = \rho_3 g(h_1 + h_2 + h_3)_x - (\rho_3 - \rho_2)g(h_1 + h_2)_x - (\rho_2 - \rho_1)gh_{1x} \dots\dots\dots (4c)$$

를 얻는다. 地衡流의 流速은 各層에서

$$v_1 = \frac{1}{\rho_1 f} P_1 x \dots\dots\dots (5a)$$

$$v_2 = \frac{1}{\rho_2 f} P_2 x \dots\dots\dots (5b)$$

$$v_3 = \frac{1}{\rho_3 f} P_3 x \dots\dots\dots (5c)$$

로 표시되며, 여기서 f 는 coriolis parameter이다.

式(5)에 式(4)를 代入하면 $x \geq x_0$ 에서 各層의 流速은

$$v_1 = \frac{g}{f} \frac{d}{dx} (h_1 + h_2 + h_3) \dots\dots\dots (6a)$$

$$v_2 = \frac{g}{f} \frac{d}{dx} (h_1 + h_2 + h_3 - \epsilon_1 h_1) \dots\dots\dots (6b)$$

$$v_3 = \frac{g}{f} \frac{d}{dx} (h_1 + h_2 + h_3 - \epsilon_2 (h_1 + h_2) - \epsilon_1 h_1) \dots\dots\dots (6c)$$

여기서 ϵ_1 은 上·中層사이 ϵ_2 은 中·下層 사이의 密度差로써

$$\epsilon_1 = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2, \quad \epsilon_2 = (\rho_3 - \rho_2) / \rho_3 \text{이다.}$$

한편 강한 바람이 海岸線과 平行하게 場所에 따른 變化가 없이 一定時間 持續

되다가 中斷되고 上層의 깊이가 變化하기 前에 바람의 力積 (impulse) 을 上層에 傳達시켰다고 假定하면, 各層에 대한 potential vorticity는 保存되고 다음과 같이 나타난다.

$$\frac{f + dv_1/dx}{h_1} = \frac{f}{h_f} \dots\dots\dots (7a)$$

$$\frac{f + dv_2/dx}{h_2} = \frac{f}{h_m} \dots\dots\dots (7b)$$

$$\frac{f + dv_3/dx}{h_3} = \frac{f}{h_b} \dots\dots\dots (7c)$$

海岸으로부터 無限히 먼곳에서는 密度面의 變化가 없다면 바람이 中止되었을 때 흐름도 나타나지 않을 것이다. 따라서 $x \rightarrow \infty$ 에서의 境界條件은 다음과 같이 標示된다.

$$h_1 = h_f \dots\dots\dots (8a)$$

$$h_2 = h_m \dots\dots\dots (8b)$$

$$h_3 = h_b \dots\dots\dots (8c)$$

$$v_1 = v_2 = v_3 = 0 \dots\dots\dots (8d)$$

$x \leq x_0$ 에서는 上層해수가 外海쪽으로 移動되어 中層과 下層만이 나타난다. 中層과 下層에 대한 地衡的 平衡 (geostrophic balance) 과 potential vorticity 保存으로부터 다음과 같은 式을 얻을 수 있다.

$$v_2 = \frac{g}{f} \frac{h}{dx} (h_2 + h_3) \dots\dots\dots (9a)$$

$$v_3 = \frac{g}{f} \frac{d}{dx} (h_2 + h_3 - \epsilon_2 h_2) \dots\dots\dots (9b)$$

$$\frac{f + dv_2/dx}{h_2} = \frac{f}{h_m} \dots\dots\dots (10a)$$

$$\frac{f + dv_3/dx}{h_3} = \frac{f}{h_b} \dots\dots\dots (10b)$$

海岸 ($x=0$)에서는 垂直한 速度 $u_2 = u_3 = 0$ 이며 따라서 해안에 平行한 흐름도 나타나지 않을 것이다.

$$v_2 = v_3 = 0 \dots\dots\dots (11)$$

$x = x_0$ 에서는 上部境界面이 海表面과 만나기 때문에 上層의 두께 h_1 은

$$h_1 = 0 \dots\dots\dots (12)$$

로 표시되고, $x = x_0$ 에서 양편의 中層과 下層의 두께 및 速度는 서로 같아야 할 것이다.

$$h_{2-} = h_{2+} \dots\dots\dots (13a)$$

$$h_{3-} = h_{3+} \dots\dots\dots (13b)$$

$$v_{2-} = v_{2+} \dots\dots\dots (13c)$$

$$v_{3-} = v_{3+} \dots\dots\dots (13d)$$

여기서 ' - ' 와 ' + ' 의 기호는 $x = x_0$ 에 隣接한 부근의 海岸쪽과 外海쪽의 값을 나타낸다.

지금까지는 바람에 의한 운동이 最終 平衡狀態에 到達하였을 때의 운동을 생각해 보았다. 한편 바람應力과 湧昇사이의 관계를 얻기 위해서 運動方程式을 記述하면,

$$\frac{dv_1}{dt} = -fu_1 + \left(\frac{\tau}{\rho_1}\right)/h_t \dots\dots\dots (14a)$$

$$\frac{dv_2}{dt} = -fu_2 \dots\dots\dots (14b)$$

$$\frac{dv_3}{dt} = -fu_3 \dots\dots\dots (14c)$$

으로 표시되며 上記의 式 (14)를 바람이 불기 시작하여 最終 平衡狀態의 地衡的 適應 (geostrophic adjustment)이 이루어질때까지의 시간에 대해 해수기둥 (water column)의 移動을 따라가면서 時間積分한 형태로 나타내면

$$v_1 = -f x_1 + \frac{I}{h_t} \dots\dots\dots (15a)$$

$$v_2 = -f x_2 \dots\dots\dots (15b)$$

$$v_3 = -f x_3 \dots\dots\dots (15c)$$

으로 표시되고, 여기서

$$x_1 = \int u_1 dt \dots\dots\dots (16a)$$

$$x_2 = \int u_2 dt \dots\dots\dots (16b)$$

$$x_3 = \int u_3 dt \dots\dots\dots (16c)$$

$$I = \int \left(\frac{\tau}{\rho_1} \right) dt \dots\dots\dots (16d)$$

을 나타낸다.

한편 上層에서 海岸에 있던 해수의 x 方向에 대한 移動은 最終 段階에서 $x = x_0$ 에 있을 것이다. 따라서 $x = x_0$ 에서 總 이동된 거리는 정확하게

$$x_1 = x_0 \dots\dots\dots (17)$$

이다.

第2節 方程式의 解

式 (6) 과 (7)의 6개 方程式에서는 變數가 6개이므로 解를 구할 수 있다. h_1 에 대해 整理하면 다음과 같은 6階 1次 微分方程式이 얻어지며

$$h_1^{(6)} - \frac{f}{g} \left[\frac{1}{\epsilon_1} \left(\frac{1}{h_t} + \frac{1}{h_m} \right) + \frac{1}{\epsilon_2} \left(\frac{1}{h_m} + \frac{1}{h_b} \right) \right] h_1^{(4)} + \frac{f^4 (h_t + h_m + h_b)}{g^2 \epsilon_1 \epsilon_2 h_t h_m h_b} h_1^{(2)} \dots\dots\dots (18)$$

$$-\frac{f^6}{g^3 \epsilon_1 \epsilon_2 h_t h_m h_b} h_1 = -\frac{f^6}{g^3 \epsilon_1 \epsilon_2 h_m h_b} \dots \dots \dots (18)$$

式(18)의 解는 쉽게 구하여지지 않는다.

그러나 式(6)과 (7)에서 v_1, v_2, v_3 를 消去한 후 h_1 에 대해 h_2 와 h_3 를 나타내 보면

$$h_2 = \frac{h_m}{h_t} h_1 - \frac{g \epsilon_1 h_m}{f^2} h_1^{(3)} \dots \dots \dots (19a)$$

$$h_3 = \frac{h_b}{h_t} h_1 - \frac{g h_b}{f^2} (\epsilon_1 + \epsilon_2 \frac{h_t + h_m}{h_t}) h_1^{(2)} + \frac{g^2 \epsilon_1 \epsilon_2 h_m h_b}{f^4} h_1^{(4)} (19b)$$

으로 표시되고 上記 두 式 (19a)와 (19b)를 서로 더한 후 兩邊에 $\frac{f^4}{g^2 h_m h_b} h_1$ 를 더하여 주면 다음과 같은 式을 얻을 수 있다.

$$\begin{aligned} & \epsilon_1 \epsilon_2 h_1^{(4)} - \frac{f^2}{g} \left[\left(\frac{1}{h_t} + \frac{1}{h_m} \right) \epsilon_2 + \left(\frac{1}{h_m} + \frac{1}{h_b} \right) \epsilon_1 \right] h_1^{(2)} \\ & + \frac{f^4 (h_t + h_m + h_b)}{g^2 h_t h_m h_b} h_1 = \frac{f^4}{g^2 h_m h_b} (h_1 + h_2 + h_3) \dots \dots \dots (20) \end{aligned}$$

海洋의 경우 海表面의 높이 變化는 總水深에 비해 아주 적기 때문에 無視하고, rigid lid 條件 ($h_t + h_m + h_b \simeq h_1 + h_2 + h_3$)을 式(20)에 適用시켜 近似解를 구할 수 있다. 실제의 경우 $\delta_1 \sim 10 \text{ cm}$, $h_1 + h_2 + h_3 \sim 100 \text{ m}$ 로 보면 구한 解는 0.1% 정도의 誤差를 나타낼 것이다. 式(20)은 特殊解로써 $h_{1,p} = h_t$ 를 갖고 그 特性方程式은 다음으로 표시되는 4개의 根 $\pm R_{m1}, \pm R_{m2}$ 를 갖는다.

$$\pm \frac{1}{R_{m1}} \equiv \frac{1}{2} \left(\frac{1}{R_{i1}^2} + \frac{1}{R_{i2}^2} \right) + \left[\left\{ \frac{1}{2} \left(\frac{1}{R_{i1}^2} + \frac{1}{R_{i2}^2} \right)^2 - \left(\frac{1}{R_{i3}^2} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \right] \dots (21a)$$

$$\pm \frac{1}{R_{m2}} \equiv \frac{1}{2} \left(\frac{1}{R_{i1}^2} + \frac{1}{R_{i2}^2} \right) - \left[\left\{ \frac{1}{2} \left(\frac{1}{R_{i1}^2} + \frac{1}{R_{i2}^2} \right)^2 - \left(\frac{1}{R_{i3}^2} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \right] \dots (21b)$$

여기서 R_{i1} , R_{i2} , R_{i3} 는 소위 Rossby 内部變形半徑 (Rossby internal radius of deformation)이라 일컬어지는 것으로, R_{i1} 은 上層과 中層, R_{i2} 는 中層과 下層, R_{i3} 는 上·中·下層 모두로써 구성되는 다음과 같은 값을 갖는다.

$$R_{i1} = \frac{1}{f} \left(\frac{g \epsilon_1 h_t h_m}{h_t + h_m} \right)^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (22a)$$

$$R_{i2} = \frac{1}{f} \left(\frac{g \epsilon_2 h_m h_b}{h_m + h_b} \right)^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (22b)$$

$$R_{i3} = \frac{1}{f} \left(\frac{g \epsilon_1 \epsilon_2 h_t h_m h_b}{h_t + h_m + h_b} \right)^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (22c)$$

式(20)의 一般解가 $x \rightarrow \infty$ 에서 無限히 커질수 없다는 式(8)의 條件을 이용하여 rigid lid 條件에서의 近似值로써 上層의 두께 h_1 은 다음과 같이 표시된다.

$$h_1 = h_t + Ah_t \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m1}}\right\} + Bh_t \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m2}}\right\} \dots\dots\dots (23a)$$

여기서 A와 B는 常數이며 이 一般解가 $x \geq x_0$ 에서 有效하도록 하기 위해 x 대신 $(x - x_0)$ 를 代入시켰다. 式(19a)와 (19b)에 式(23a)를 代入하면 中層과 下層의 두께 h_2 , h_3 는

$$\begin{aligned} h_2 = & h_m + Ah_m \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m1}}\right\} + Bh_m \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m2}}\right\} \\ & - (h_t + h_m)R_{i1}^2 \left[\frac{A}{R_{m1}^2} \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m1}}\right\} + \frac{B}{R_{m2}} \right. \\ & \left. \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m2}}\right\} \right] \dots\dots\dots (23b) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} h_3 = & h_b - A(h_t + h_m) \left\{ 1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m1}}\right)^2 \right\} \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m1}}\right\} \\ & - B(h_t + h_m) \left\{ 1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}}\right)^2 \right\} \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m2}}\right\} \dots\dots\dots (23c) \end{aligned}$$

로 나타내어진다. 따라서 h_1, h_2, h_3 는 常數 A, B 만 결정되면 구할 수 있다.

式(23a), (23b), (23c)에서 얻어진 解는 海 표면의 높이 변화를 무시한 rigid lid 條件을 사용하여 구한 近似解이기 때문에 各층에서의 流速의 絕對値는 얻을 수 없고 相對値만을 얻을 수 있다. 다시말하면 式(6a)와 (9a)로부터 $x \geq x_0$ 의 v_1 과 $x \leq x_0$ 의 v_2 가 '0' 으로 나타나기 때문에 式(13c)와 (13d)를 結合시켜 $x = x_0$ 에서

$$(v_2 - v_3)_- = (v_2 - v_3)_+$$

로 나타내어야 할 것이다. 式(23)를 式(6)에 代入하면 相代的 流速은

$$v_1 - v_2 = -f \frac{h_t + h_m}{h_m} R_{i1}^2 \left[\frac{A}{R_{m1}} \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m1}}\right\} + \frac{B}{R_{m2}} \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m2}}\right\} \right] \dots\dots\dots (24a)$$

$$v_2 - v_3 = -f \frac{h_t + h_m}{h_m} \frac{h_m + h_b}{h_b} R_{i2}^2 \left[\left\{1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m1}}\right)^2\right\} \frac{A}{R_{m1}} \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m1}}\right\} + \left\{1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}}\right)^2\right\} \frac{B}{R_{m2}} \exp\left\{-\frac{(x-x_0)}{R_{m2}}\right\} \right] \dots\dots\dots (24b)$$

으로 나타난다.

한편 海岸부근 $x \leq x_0$ 에서는 앞서 $x \geq x_0$ 에서의 경우와 같이 rigid lid 條件 ($h_m + h_b \approx h_2 + h_3$)에서의 近似解를 구하여 보자. 式(9)로부터 上層의 두께 h_3 는

$$h_3 = \frac{h_b}{h_m} h_2 - \frac{g \epsilon_2 h_b}{f^2} h_2 x x \dots\dots\dots (25a)$$

로 표시되는데 兩邊에 $-\frac{f^2}{g \epsilon_2 h_b} h_2$ 를 더하면

$$h_2 x x - \frac{f^2 (h_m + h_b)}{g \epsilon_2 h_m h_b} h_2 = -\frac{f^2}{g \epsilon_2 h_b} (h_2 + h_3) \dots\dots\dots (25b)$$

와 같이 나타난다. 만약 $h_m + h_b \approx h_2 + h_3$ 라면 上記 式(25b)는 特殊解

$h_{2p} = \frac{h_m}{h_m + h_b} (h_t + h_m + h_b)$ 를 갖고 그 一般解는

$$h_2 = \frac{h_m}{h_m + h_b} (h_t + h_m + h_b) + Ch_m \exp(-\frac{x}{R_{i2}}) + D h_m \exp(\frac{x}{R_{i2}}) \dots\dots (26a)$$

로 표시된다. 여기서 C와 D는 常數이다.

式(26a)를 式(25a)에 代入시키면 下層의 두께 h_3 는 다음과 같다.

$$h_3 = \frac{h_b}{h_m + h_b} (h_t + h_m + h_b) - Ch_m \exp(-\frac{x}{R_{i2}}) - D h_m \exp(\frac{x}{R_{i2}}) \dots\dots (26b)$$

式(26a)와 (26b)를 式(9a)와 (9b)에 代入시키면 $x \leq x_0$ 에서 相對的 流速 ($v_2 - v_3$)는

$$v_2 - v_3 = f \frac{h_m + h_b}{h_b} R_{i2} [-C \exp(-\frac{x}{R_{i2}}) + D \exp(\frac{x}{R_{i2}})] \dots\dots (27)$$

로 나타난다.

앞에서 나타난 常數 A, B, C, D를 決定하기 위하여 境界條件들을 이용한다.

式(12)을 (23a)에 適用시키면

$$B = -(A + 1) \dots\dots (28a)$$

이고 式(11)를 (27)에 適用시키면

$$D = C \dots\dots (28b)$$

이다. 式(13a)를 式(23a)와 (26a)에 適用시키면 A와 C의 관계를 다음과 같이 얻을 수 있다.

$$C = [\exp(\frac{x_0}{R_{i2}}) + \exp(-\frac{x_0}{R_{i2}})]^{-1} \frac{h_t + h_m}{h_m} \{ [(\frac{R_{i1}}{R_{m1}})^2 - (\frac{R_{i1}}{R_{m2}})^2] A$$

$$+ \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}} \right)^2 - \frac{h_m}{h_t + h_m} \frac{h_t + h_m + h_b}{h_m + h_b} \Big] \dots \dots \dots (28c)$$

$x = x_0$ 에서 $(v_2 - v_3)_- = (v_2 - v_3)_+$ 됨을 이용하여 式(24a)와 (27)로부터 또 하나의 A와 C의 關係式을 얻을 수 있다.

$$C = \left[\exp\left(\frac{x_0}{R_{i2}}\right) - \exp\left(-\frac{x_0}{R_{i2}}\right) \right]^{-1} \frac{h_t + h_m}{h_m} \left[\{R_{i1}^2 R_{i2} \left(\frac{1}{R_{m1}^3} - \frac{1}{R_{m2}^3}\right) - R_{i2} \left(\frac{1}{R_{m1}} - \frac{1}{R_{m2}}\right)\} A + \frac{R_{i2}}{R_{m2}} \left\{ 1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}}\right)^2 \right\} \right] \dots \dots \dots (28d)$$

상기 4개의 式(28a), (28b), (28c), (28d)로부터 우리는 A, B, C, D를 결정할 수 있다. 常數 A를 x_0 의 函數로 표시한다면

$$A = - \left[\frac{R_{i2}}{R_{m2}} \left\{ 1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}}\right)^2 \right\} + \frac{x_0}{R_{i2}} \left\{ \frac{h_m}{h_t + h_m} \frac{h_t + h_m + h_b}{h_m + h_b} - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}}\right)^2 \right\} \right] \times \left[R_{i2} \left\{ R_{i1}^2 \left(\frac{1}{R_{m1}^3} - \frac{1}{R_{m2}^3}\right) - \left(\frac{1}{R_{m1}} - \frac{1}{R_{m2}}\right) \right\} + \tanh\left(\frac{x_0}{R_{i2}}\right) \left\{ \left(\frac{R_{i1}}{R_{m1}}\right)^2 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}}\right)^2 \right\} \right]^{-1} \quad (29a)$$

으로 나타난다. 만약 $x_0 = 0$ 이면 式(29a)는

$$A = - \frac{1}{R_{m2}} \left\{ 1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}}\right)^2 \right\} \left\{ R_{i1}^2 \left(\frac{1}{R_{m1}^3} - \frac{1}{R_{m2}^3}\right) - \left(\frac{1}{R_{m1}} - \frac{1}{R_{m2}}\right) \right\}^{-1} \quad (29b)$$

으로 나타난다. $x_0 = 0$ 의 경우에 A의 값은 式(24b)로부터도 誘導될 수 있다. $x = x_0 = 0$ 에서는 $v_2 - v_3 = 0$ 이 되므로 式(24b)에서 右邊이 '0'이 되어야 할 것이다. 즉

$$\left\{ 1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m1}}\right)^2 \right\} \frac{A}{R_{m1}} + \left\{ 1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}}\right)^2 \right\} \frac{B}{R_{m2}} = 0$$

여기에 式(28a)의 A와 B와의 關係를 代入시키면 式(29b)와 똑같은 結果를

얻을 수 있다. 만약 $x_0 \ll R_{i2}$ 인 경우 $\tanh\left(\frac{x_0}{R_{i2}}\right) \simeq \frac{x_0}{R_{i2}}$ 이 되며 $x_0 \gg R_{i2}$ 인 경우 $\tanh\left(\frac{x_0}{R_{i2}}\right) \simeq 1$ 이 되기 때문에 윗 식(29a)에 代入하여 보다 간단한 關係式도 얻을 수 있다.

式(29a)는 A가 x_0 의 函數로써 나타났다. x_0 와 바람과의 關係를 보기 위해 運動方程式의 時間積分形態인 式(15)를 式(6)에 代入하면 各층사이 海水移動距離의 差異는

$$x_1 - x_2 = -\frac{g\epsilon_1}{f_2} \frac{dh_1}{dx} + \frac{I}{fh_t} \dots\dots\dots (30a)$$

$$x_1 - x_3 = -\frac{g}{f^2} \left[\epsilon_2 \frac{d}{dx}(h_1 + h_2) + \epsilon_1 \frac{dh_1}{dx} \right] + \frac{I}{fh_t} \dots\dots\dots (30b)$$

로 표시된다. 上層에서 海안에 있던 海水는 地衡的 適應(geostrophic adjustment)이 된 후에는 式(17)에서와 같이 外海쪽으로 x_0 의 位置로 移動하므로써 質量平衡(mass balance)이 이루어질 것이다(Fig. 14). 따라서 $x = x_0$ 에서 $\rho_1 \sim$

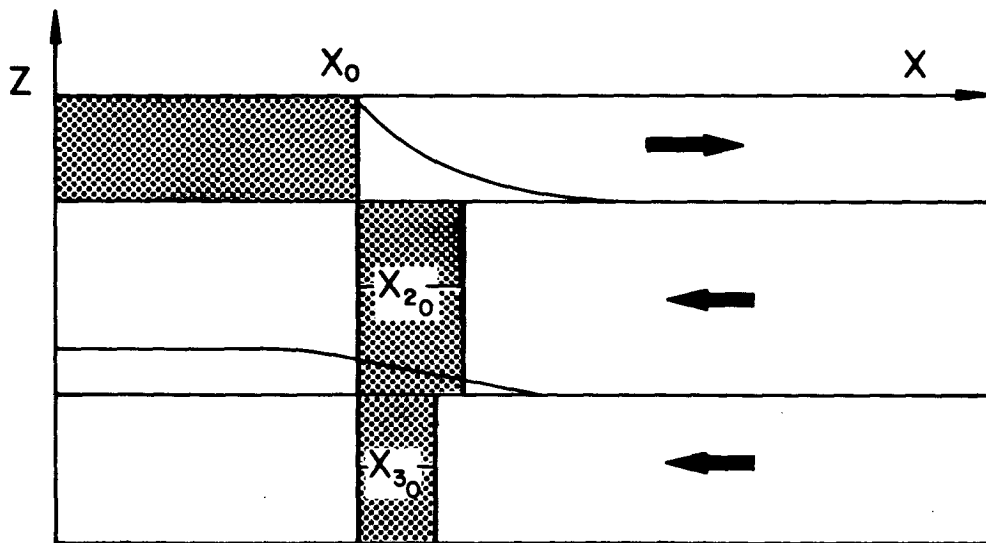


Fig. 14. Mass balance between three layers at $x=x_0$.

~ $\rho_2 \sim \rho_3$ 라 보면 體積사이에는 다음의 관계가 成立한다.

$$h_t x_0 + h_m x_2 + h_b x_3 = 0 \dots\dots\dots (30c)$$

式(17) 과 式(30a), (30b), (30c)의 4개의 式으로부터 x_0 와 바람과의 관계식이 다음과 같이 얻어진다.

$$\begin{aligned} x_0 = & \frac{h_t + h_m}{h_m} \frac{h_m + h_b}{h_t + h_m + h_b} \left[-A \left(\frac{1}{R_{m1}} - \frac{1}{R_{m2}} \right) \left\{ R_{i2}^2 \left(\left(\frac{R_{i1}}{R_{m1}} \right)^2 + \frac{R_{i1}^2}{R_{m1} R_{m2}} \right. \right. \right. \\ & \left. \left. \left. + \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}} \right)^2 - 1 \right) - R_{i1}^2 \right\} - \frac{1}{R_{m2}} \left\{ R_{i2}^2 \left(1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}} \right)^2 \right) + R_{i1}^2 \right\} \right] \\ & + \frac{I(h_m + h_b)}{f h_t (h_t + h_m + h_b)} \dots\dots\dots (31a) \end{aligned}$$

또한 x_0 에서 中層과 下層의 移動距離 x_{20}, x_{30} 는

$$\begin{aligned} x_{20} = & - \frac{h_t}{h_m + h_b} x_0 - \frac{h_t + h_m}{h_m} R_{i2}^2 \left[A \left\{ \frac{1}{R_{m1}} \left(\left(\frac{R_{i1}}{R_{m1}} \right)^2 - 1 \right) \right. \right. \\ & \left. \left. + \frac{1}{R_{m2}} \left(1 - \left(\frac{R_{i2}}{R_{m2}} \right)^2 \right) \right\} + \frac{1}{R_{m2}} \left\{ 1 - \left(\frac{R_{i2}}{R_{m2}} \right)^2 \right\} \right] \dots\dots\dots (31b) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} x_{30} = & - \frac{h_t}{h_m + h_b} x_0 + \frac{h_t + h_m}{h_b} R_{i2}^2 \left[A \left\{ \frac{1}{R_{m1}} \left(\left(\frac{R_{i1}}{R_{m1}} \right)^2 - 1 \right) \right. \right. \\ & \left. \left. + \frac{1}{R_{m2}} \left(1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}} \right)^2 \right) \right\} + \frac{1}{R_{m2}} \left\{ 1 - \left(\frac{R_{i1}}{R_{m2}} \right)^2 \right\} \right] \dots\dots\dots (31c) \end{aligned}$$

로 나타난다. 상기 式(31a), (31b), (31c)에서 x_0, x_{20}, x_{30} 는 A와 I의 函數로 주어진다. 만약 式(29a)와 式(31a)를 동시에 풀면 海表面상 前線帶 位置와 바람사이의 관계를 얻을 수 있다.

Csanady(1977. 1982)에 의해 提示된 바와같이 上部境界面이 海表面으로 上昇하여 海表面 前線帶가 出現할 수 있는 最小의 바람力積(minimum wind impulse, I_{min})은 $x_0 = 0$ 이 되는 경우이므로 (29b)를 (31a)에 代入하여

$$I_{min} = fR_{i1} \frac{h_t(h_t + h_m)}{h_m} \frac{R_{i1}}{R_{m2}} [1 + \{1 - (\frac{R_{i1}}{R_{m2}})^2\} \{(\frac{R_{i1}}{R_{m1}})^2 + \frac{R_{i1}^2}{R_{m1}R_{m2}} + (\frac{R_{i1}}{R_{m2}})^2 - 1\}^{-1}] \dots\dots\dots(32)$$

으로 표시된다. 다른방법으로 I_{min} 의 값을 구하고자 하면 式(30a)로부터, $x_0 = 0$ 에서는 $x_1 = x_2 = 0$ 이 되므로

$$\frac{I_{min}}{fh_t} = \frac{g\epsilon_1}{f^2} \frac{dh_1}{dx} \Big|_{x_0=0}$$

의 관계를 얻을 수 있고, 여기에 式(23a)로써 h_1 을 대신하고 式(28a)로써 B 를 消去한 후 式(29b)를 A 에 代入하면 式(32)와 똑같은 結果를 얻을 수 있다.

式(32)에서 괄호내의 값들은 거의 1에 가깝기 때문에 $I \simeq fR_{i1} \frac{h_t(h_t + h_m)}{h_m}$ 으로 나타나 이것은 底層의 경우가 생략된 上·中層만의 2層 構造 海洋에 해당된다.

第3節 蔚山부근 海域에 對한 解의 應用

앞절에서 誘導된 理論모델 結果를 실제 韓國 南東 海岸에 適用시키기 위해 앞장에서 보인 蔚崎—Kawazirimisaki 사이의 斷面 (Fig. 6)을 이용하였다. 여름철 海表面 冷水의 出現시 總 水深을 125 m로 택하고 각층의 密度와 두께를

$$\rho_1 \sim 1.0215 \text{ gr/cm}^3, \quad h_t \sim 25 \text{ m}$$

$$\rho_2 \sim 1.0255 \text{ gr/cm}^3, \quad h_m \sim 75 \text{ m}$$

$$\rho_3 \sim 1.0270 \text{ gr/cm}^3, \quad h_b \sim 25 \text{ m}$$

부근의 緯度를 35°N , 重力加速度 g 를 980 cm/s^2 로써 택하였다. 이때 각층사이

의 密度差는

$$\epsilon_1 = 3.900 \times 10^{-3}, \quad \epsilon_2 = 1.461 \times 10^{-3}$$

이며 内部變形半徑 (internal radius of deformation) 은

$$R_{i1} = 10.1 \text{ km}$$

$$R_{i2} = 6.2 \text{ km}$$

$$R_{i3} = 8.0 \text{ km}$$

그리고

$$R_{m1} = 6.1 \text{ km}$$

$$R_{m2} = 10.6 \text{ km}$$

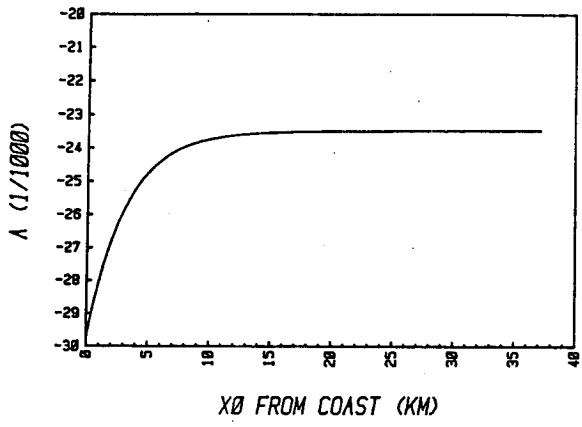
로 나타난다.

上部境界面이 海表面으로 上昇하여 海表面 前線帶가 海岸에 있을때 ($x_0 = 0$ 의 경우), A의 값은 式 (29b)로부터 $A = -0.02974$ 가 된다. 따라서 이에필요한 最少의 바람力積은 $I_{min} = 27.45 \text{ m}^2 / \text{s}$ 으로 나타나며 $\tau = 1 \text{ dyne} / \text{cm}^2$ (風速 약 $7 \text{ m} / \text{s}$ 에 해당)인 경우 76시간 (3.2일) 정도, 그리고 $\tau = 10 \text{ dyne} / \text{cm}^2$ (風速 약 $20 \text{ m} / \text{s}$ 에 해당)인 경우는 7.6시간정도 불었을때의 量에 해당된다. 이때 中層과 下層의 두께는 海岸에서 96.1 m , 28.9 m 로써 下層의 경우 3.9 m 더 增加된 결과를 보였다.

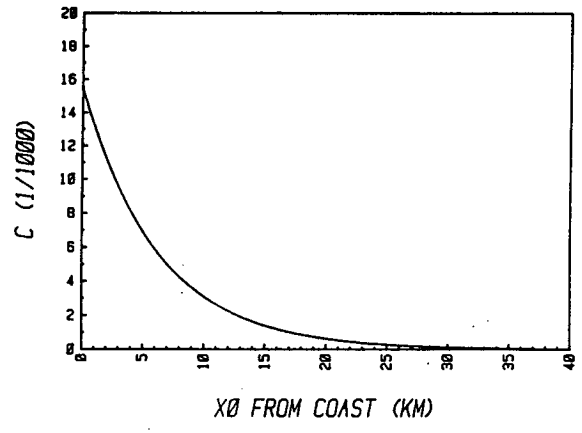
海表面 前線帶의 位置 (x_0)가 海안으로부터 멀어짐에 따른 常數 A, C와 海안에서 下層의 두께 h_3 를 Fig. 15에 나타내었다. x_0 가 增加함에 따라 A는 증가되어 -0.0235 에 接近하고 C는 減少하여 '0'으로 h_3 는 31.25 m 로 收斂한다. 만약 $C \rightarrow 0$ 이면 式 (28b)에서 $D \rightarrow 0$ 이며 따라서 式 (26b)로부터 $h_3 = \frac{h_b}{h_m + h_b} \times \text{總}$

水深으로 표시되는 一定한 값을 갖는다. 이것은 앞장에서 記述한 理論모델의 경우 바람만에 의해 海表面 前線帶가 外海쪽으로 無限히 移動함에 따라 下層의 두께 h_3 $= \frac{hb}{h_m + hb} \times \text{總水深}$ 으로 나타내어지는 값으로 接近하고 그 以上은 되지 않음을 의미한다. 그러나 실제의 경우 Fig. 6에서 보인 바와같이 海안부근에서 h_3 가 훨씬 增加되어 나타나 있는데 이는 바람에 의한 效果 이외에 다른 影響이 있음을 짐작할 수 있겠다.

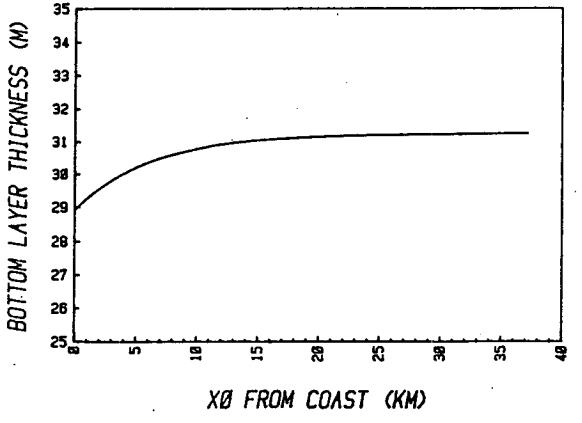
Fig. 16은 x_0 가 海岸으로부터 18.6 km ($3R_{i2}$ 에 해당) 떨어져 있을때 各層의 두께, 相對的 流速 및 相對的 移動距離를 나타낸다. $x_0 = 3R_{i2}$ 의 경우는 $I = 76.09 \text{ m}^2/\text{s}$ 로써 이 값은 風速 20 m/s로써 21시간 持續되었을 때의 量에 해당한다. 실제의 경우 Fig. 6과 비교할때 上層은 季節水溫躍層 上部의 形態와 비슷하게 나타나고 있으나 下層은 下部境界面과는 일치하지 않고 있다. h_1, h_3 는 x_0 로부터 10 km이내에서 급격히 변화하고 있으며, h_3 의 경우 海안부근에서는 h_{30} 에 近似한 값으로 水平한 形態를 보이고 있다. 한편 相對的 流速은 x_0 에서 上·下層간에 112 m/s 上·中層간에 109 cm/s로써 最大值를 보인다. 中·下層간에 速度는 x_0 에서 3 cm로써 上·中層간의 速度差와는 그 크기의 程度 (order of magnitude)에서 1/100에 해당되는데 이는 式 (24a), (24b)에서 $(v_1 - v_2)/(v_2 - v_3) \simeq (\frac{R_{i1}}{R_{i2}})^2 / 1 - (\frac{R_{i1}}{R_{m2}})^2 \sim 30$ 으로 나타나 쉽게 豫測할 수 있다. 또한 中·下層간에는 x_0 에서 4.3 km 外海쪽으로 떨어진곳 (海안에서 22.9 km)에서 最大值를 보이고 있다. 이것은 式 (24b)를 微分할때 '0'이 되는 곳의 x 가 x_0 와 一致하지 않음으로써 짐작할 수 있다. 相對的 移動距離는 x_0 에서 上·中層간에는 23.3 km, 上·下層간에는 22.9 km로써 上層의 海수가 外海편으로 18.6 km 移動하였고 中·下層은 각각 23.3 km, 22.9 km에 있던 海수가 海岸쪽으로 각각 4.7 km, 4.3 km 이동하여 x_0 에서 만났음을 의미한다. x 가 無限히 增加하면 上層의 海수는 소위 Ekman transport라 불리는 $\frac{I}{fh_s}$ 만큼 移動될 것이고 中·下層의 海수는 移動되지 않을 것이기 때문에 $\frac{I}{fh_s} = 36.4 \text{ km}$ 에 接近하고 있다.



(a)

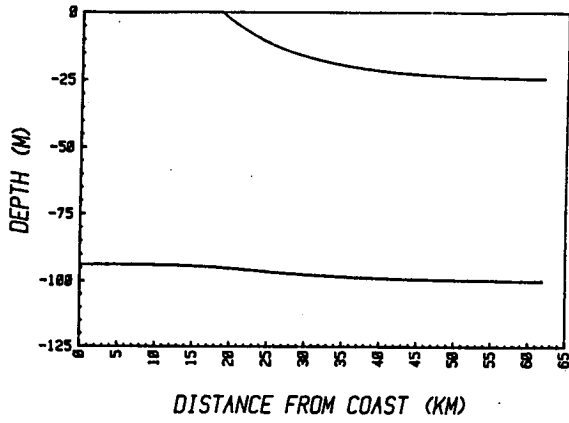


(b)

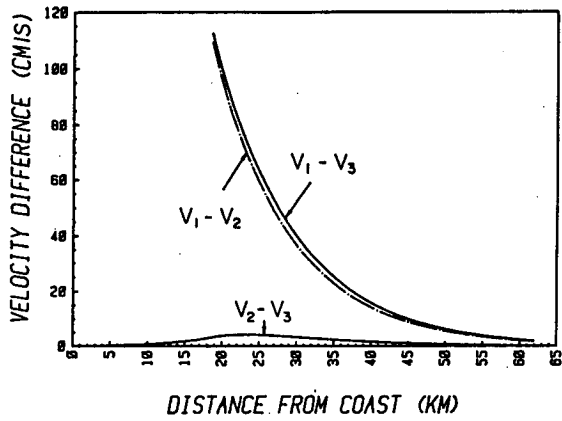


(c)

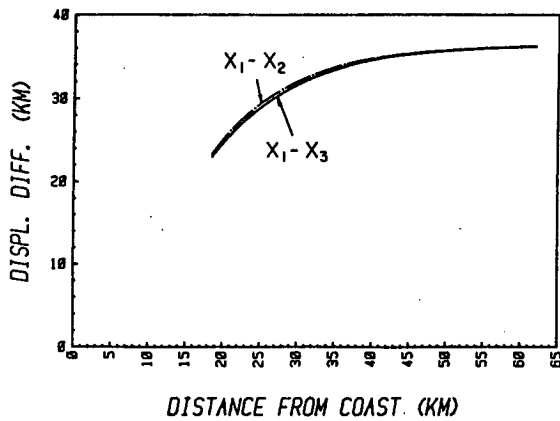
Fig. 15. Constants of (a) A and (b) C and (c) bottom layer depth h_3 at the coast as a function of the distance of surface front from the coast. The densities and equilibrium depths of each layer are shown in the text.



(a)



(b)



(c)

Fig. 16. (a) Layer depths, (b) relative velocities and (c) displacements between 3 layers at $x_0 = 18.6\text{km}$.

앞장에서 계산된 I_{min} 의 값 $27.45 \text{ m}^2/\text{s}$ 의 크기는 1982년 8월 4일에 觀測된 Fig. 1로부터 前線帶가 海表面에 上昇하여 10-20 km에 位置할 때 (Fig. 2) 계산된 $I = 9.31 \text{ m}^2/\text{s}$ 와 15-30 km에 位置할 때 (Fig. 3)의 $14 \text{ m}^2/\text{s}$ 보다 오히려 크게 나타났다. 그러나 1983년 7월 25일 觀測된 海岸에서 20 km 부근에 前線帶가 位置할 때 (Fig. 6)의 $I = 33.05 \text{ m}^2/\text{s}$ 보다 적게 나타나고 있고 1983년 8월 5일 (Fig. 8) 15-30 km에 位置할 때 $I = 56 \text{ m}^2/\text{s}$ 와 $x_0 = 18.6 \text{ km}$ 의 모델에서 구한 $I = 76.09 \text{ m}^2/\text{s}$ 와는 서로 잘 一致되고 있다.

第 4 章 討議 및 結論

韓國 南東 海岸 특히 蔚山부근에서 여름철에 자주 出現하는 表層冷水의 構造를 1982년과 1983년 資料를 土臺로 살펴 보았다. 여름철에 出現하는 頻도가 매우 높은 것은 表層이 太陽熱로 加熱되어 水深 25 m 附近에 季節水溫躍層을 形成하고 對馬暖流의 세기가 增加되며 (이, 1966; 1972) 여름철 風向은 南西風 系列이 優勢하기 (중양기상대, 1973) 때문인 것으로 생각된다. 여름철 韓國 南東海岸 附近의 海況은 上·下部 境界面으로 區分되는 3층構造를 갖고 있는데 上層의 高溫海水가 外海쪽으로 이동하고 이에 따라 中層의 對馬暖流水가 海안부근에서는 上昇하므로써 上層과 中層사이 上部境界面이 海表面으로 上昇하여 海表面 前線帶를 出現시키고 있다. 이러한 湧昇現象이 존재할때 바람의 方向은 海안과 거의 平行한 南西風이 優勢하게 持續되었으며 湧昇의 初期 및 發達·成熟단계에서 上部境界面に 해당하는 季節躍層의 깊이가 큰 變化를 나타내지 않았었다. 또한 湧昇現象이 지속되는 時期동안 海表面 높이는 계속 減少되었고, 底層의 세력이 強化되는 것으로 나타났다. 海表面 冷水의 出現에 直接的으로 寄與하는 바람의 양은 持續時間과 세기에 關係되고 있다.

1986년 海岸을 따라 觀測된 表面水溫分布로부터 1986년 夏季동안은 表層冷水의 海岸을 따른 어떤 移動도 觀測되지 못하였는데 이는 1986년 夏季에 湧昇現象이 전혀 나타나지 않았거나, 또는 만약 나타났다면 移動은 없었을 것으로 推測된다.

1982년과 1983년의 夏季資料를 기초로하여 3층構造를 갖는 海洋內에서 바람과 海表面 境界面の 位置를 關連시키는 Csanday (1982)의 二次元 湧昇모델을 考慮하고 rigid lid 假定을 이용하여 解를 구하였다. 구해진 解는 各層의 두께가 3층의 密度 (ρ_1, ρ_2, ρ_3) 및 初期 깊이 (h_t, h_m, h_b)로 결정되는 Rossby 變

形半徑 (Rossby radius of deformation) 들의 復合으로 標示되었다. 各層의 깊이 變化는 海表面 前線의 位置 (x_0) 附近에서 급격히 變化되고 海岸附近에서 下部境界面의 수심은 總水深 $\times \frac{h_m}{(h_m + h_b)}$ 으로 標示되는 一定한 값에 가까워 海表面과 平行된 형태를 갖는다. 海表面 前線의 位置는 $x_0 \sim \frac{I (h_m + h_b)}{f h_t (h_t + h_m + h_b)}$ 으로 標示되며 上部境界面이 海表面에 나타날 수 있는 最小의 바람은 上·中層만을 갖는 2층構造 海洋의 경우와 같은 $I_{min} \sim f Ri_1 \frac{h_t (h_t + h_m)}{h_m}$ 으로 標示될 수 있다. 蔚山附近에서 觀測된 資料를 기초로 하면 $I_{min} \sim 27 m^2/s$ 로 나타나고 上·下層間의 相對流速은 中·下層間의 相對流速보다 크기의 程度 (order of magnitude) 가 約 100 배로 나타났다.

上記의 모델結果와 1982 년과 1983 년의 海洋觀測結果는 서로 거의 一致되고 있어 海表面 冷水出現에 바람의 役割이 큼을 보인다. 그러나 下部境界面의 형태가 해양관측과 달라 蔚山附近의 冷水出現에 바람이 외의 效果도 있음을 暗示하고 있다. 이에따라 앞으로의 研究는 바람, 海流, 地形效果 등이 모두 包含되도록 하여야 하겠으며 表層冷水의 消滅過程 (移動, 混合, 加熱效果 등) 이 추후 더 研究되어야 하리라 믿는다.

參 考 文 獻

國立水產振興院. 1982-1983. 海洋調查年報

수로국. 1982. 수로기술연보

中央氣象臺. 1973. 韓國의 氣候

1982. 7. ~ 8. 氣象月報.

1983. 7. ~ 8. 氣象月報.

海洋研究所. 1982. 東海 海水 循環과 그 產業的 應用價置에 관한 研究,

BSPE 00042-62-1.

1983. 東海 海水 循環과 그 產業的 應用價置에 관한 研究,

BSPE 00051-75-1

1985. 韓國海峽에서 夏季海水特性과 潮汐運動.

BSPE 00055-86-7C.

Byun, S.-K. and Y.H. Seung. 1984. Description of current struc-

ture and coastal upwelling in the south-west Japan Sea-

summer 1981 and spring 1982. In: Ocean hydrodynamics

of the Japan and East China Seas (T. Ichiye, ed.).

Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 83-93.

Byun, S.-K, and S.-D. Chang. 1984. Two branches of Tsushima

Warm Current in the western channel of the Korea Strait.

J. Oceanol. Soc. Korea 19: 200-209.

1987. Dynamic Characteristics of
the Tsushima Warm Current in the Korea Strait. (Submitted

to J. Oceanogr. Soc. Japan)

Csanady, G.T. 1977. Intermittent 'full' upwelling in Lake Ontario.

J. Geophys. Res. 82: 397-419.

1982. On the structure of transient upwelling events. J. Phys. Oceanogr. 12: 84-96.

Large, W.G. and S. Pond. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. J. Phys. Oceanogr.

11: 324-336.

Lee, J.C. 1983. Variation of sea level and sea surface temperature associated with wind-induced upwelling in the southeast coast of Korea in summer. J. Oceanol. Soc. Korea

18: 149-160.

Lee, J.C. and J.Y. Na. 1985. Structure of upwelling off the southeast coast of Korea. J. Oceanol. Soc. Korea 20:

6-19.

Seung, Y.H. 1984. A numerical experiment of the effect of coastline geometry on the upwelling along the east coast of

Korea. J. Oceanol. Soc. Korea 19: 24-30.

Yi, S. 1966. Seasonal and secular variation and mean sea level in the Korea Strait. J. Oceanol. Soc. Korea 1: 7-13.

1972. Variations of oceanic condition and mean sea level in the Korea Strait. In the kuroshio (Stommel H. and K. Yoshida, ed.). Univ. Tokyo Press, Tokyo: 125-141.