

## 東海의 風成流算定 Computation of Wind-Driven Circulation in the East Sea

崔秉昊\* · 李昊俊\*

Byung Ho Choi\* and Ho Jun Lee\*

**要 旨**: 三次元 純壓模型을 使用하여 東海에서의 氣象學的으로 誘發된 흐름을 月別, 季節別 그리고 年平均에 대해 算定하였다. 計算된 純壓反應은 北緯 40° 以北의 領域에서 反時計方向의 大還流가 東韓灣 外側, 東海 中央部 및 시베리아 沿岸과 北海島 사이의 海域에 形成되었는데 여름을 除外한 全季節을 통하여 持續되었다. 이 結果는 既存의 海流系模式圖의 40°N 以北의 循環形態와 類似한 形態를 나타내었다.

**Abstract** □ A three-dimensional barotropic model is used to compute meteorologically-induced circulations in the East Sea for monthly, seasonal and annual basis. The computed barotropic responses have shown that in the upper part of the 40° North latitude, counterclockwise meso-scale eddies have been formed off Dong Han Man, middle part of the East Sea and sea area between the Siberian coast and Hokkaido throughout the year except summer season. These results are in good agreements with some of earlier schematic circulation diagram.

### 1. 序 論

東海의 海水循環에 대한 調査는 1910年代부터 시작되었다. 和田(1922)은 1913~1917년에 걸쳐 大規模로 海流瓶을 投入하여 海流調査를 實施하였으며, 宇田(1934)은 龍大한 一齊海洋調査를 水産關係機關의 協力하에 實施하여 海流系의 模式圖를 作成하였다. 그 이후 觀測된 海洋資料들에 의한 초기의 模式圖를 定性的으로 支持하는 研究들이 發表되었다. 이러한 오랜 研究에도 불구하고 大韓海峽을 통해 東海로 流入되는 對馬暖流에 대해서는 分岐機構와 더불어 蛇行機構가 역시 주장되고 있으나 充分한 海流觀測資料가 없어 자세한 메카니즘에 대한 설명을 못하는 실정이다. 近年의 調査에 의하면 東海 南西海域의 低閣分度와 相對적으로 높은 溶存酸素가 含有된 海水가 中層에 존재하는 것으로 보아 東海北部의 冷水塊가 東海沿岸을 따라 내려가 大韓海峽까지 미치고 있는 것이 發表되었다(Kim and Kim, 1983). 따라서 40°N 이북의 冷水의 循環에 관한 初期形態를 純壓過程(barotro-

pic process)에 의한 風成流의 觀點에서 考察할 必要가 있었다. 本 研究에서는 月別과 季節平均된 바람 場에 의한 東海의 表層 海水循環 形態를 3次元 數值 模型에 의해 算定하여 既存의 模式圖에 제시된 40° 以北의 循環形態와 比較, 檢討하고자 한다.

### 2. 東海의 海水循環의 模式圖

和田(1922)의 海流瓶에 의한 海流圖(Fig. 1)에는 東韓暖流가 相當히 北部域까지 뻗어 있으나 그 東側을 南下하여 對馬暖流의 主流를 이루고, 東海의 全域에 걸쳐 反時計方向의 大還流를 이룬다. 참고문헌, 西田(1930), 참고문헌 海流圖에도 和田의 海流圖와 같이 東韓暖流와 그의 反轉南流가 나타나 있다. 須田와 日高(1932)의 海流圖(Fig. 2)는 3分岐型의 海流系模式圖를 나타낸다. 實線 a-a', b-b' 및 c-c'가 각각 對馬暖流 제 1, 2, 3分岐를, 破선 A-A' 및 B-B'가 리만 寒流의 두 分岐를, 쇄선 P-P'가 極前線을, C<sub>2</sub>는 時計方向의 還流中心, C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, C<sub>3</sub>가 反時計方向의 還流中

\*成均館大學校 土木工學科 (Department of Civil Engineering, Sung Kyun Kwan University, Suwon Science Campus, Suwon, Korea)

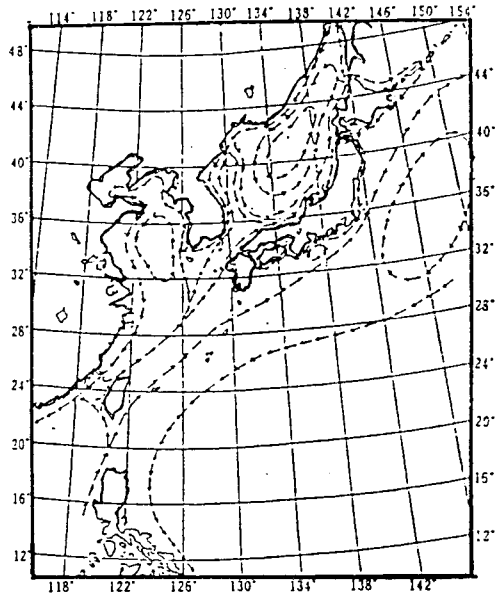


Fig. 1. 和田(1916)의 해류도.

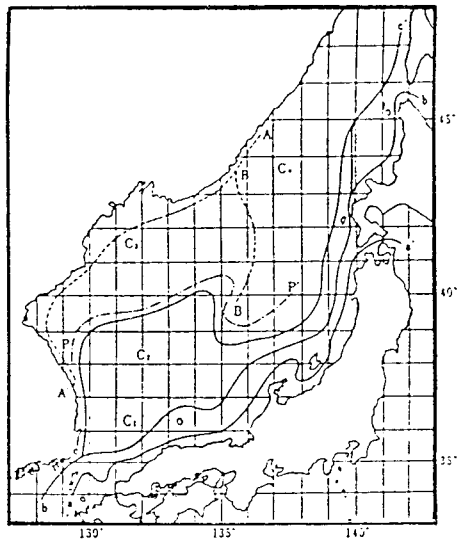


Fig. 2. 順田과 日高(1932)의 해류도.

心を 각각 나타낸다. 須田의 3분岐設에서는 東韓暖流가 反轉하지 않고 山陰의 外海를 右回하여 能登 北方으로 接近하고 있다. 宇田(1934)의 海流系模式圖(Fig. 3)에서는 1932年 6月 初의 觀測値에 基礎한 本州 沿岸을 따라 흐르는 對馬暖流와, 能登外海에 接近하지 않고 東海中央部를 西側에서 東側으로 橫斷하는 東韓暖流의 2分岐를 形成한다. 그 後 宇田(1952, 1958)는

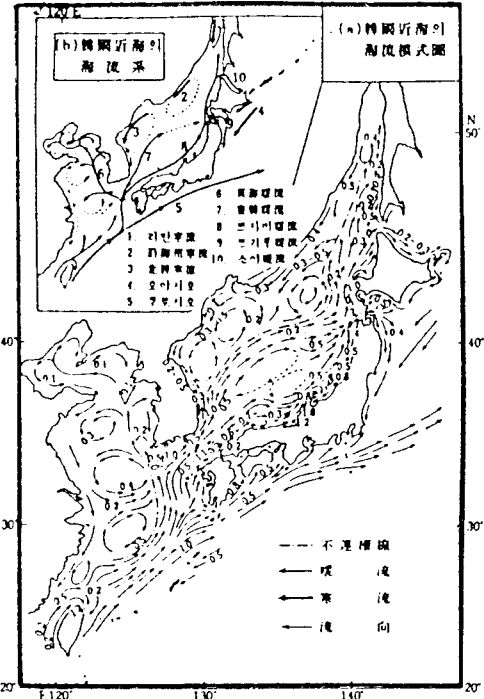


Fig. 3. 宇田(1934)의 해류도.

須田와 日高의 第2分岐附近의 循環에 相當하는 對馬暖流外緣의 第1前線, 第3分岐附近의 循環에 相當하는 東海寒流의 外緣의 第2前線이 主된 循環으로 東韓灣과 러시아 沿岸을 따라 反時計方向의 還流가 形成되고, 여름과 가을에는 이 外의 大陸附近의 沿岸水外緣에 第3前線, 本州側의 對馬暖流와 本州沿岸水의 境界를 나타내는 沿岸前線이 있다고 記述하고 있다. 宮田(1958)은 여름의 海流系와 水塊의 立體模式圖를 提示하였고 冷水域에 관한 研究報告書에는 第3分岐說에 대해서는 言及하지 않았다. 長沼(1973)의 3分岐說은 東海 全體에 걸쳐 보다 詳細한데, Fig. 4는 여름의 模式圖로 實線은 3盆岐의 流出을 나타낸다. 長沼의 海流圖와 日水研의 三分岐說의 特徵은 對馬暖流 各 盆岐와 그의 右側에 있는 暖水帶가 一體로, 各 分岐와 暖水帶의 시스템은 2系統의 冷水域의 連結로부터 分離된다는 점과 冷水域은 亞寒帶水域과 分離되어 막힌 形態로 되어 있으나 冷水域에서 3개의 커다란 反時計方向의 還流가 形成되고 있으며 冷水域 外側의 流動은 때때로 表示되어 있지 않다는 점이다. Fig. 5에 提示된 참고문헌의 表層水의 循環形態에서는 對馬暖流는 두 支流로 分離되는데 첫번째 支流는 日

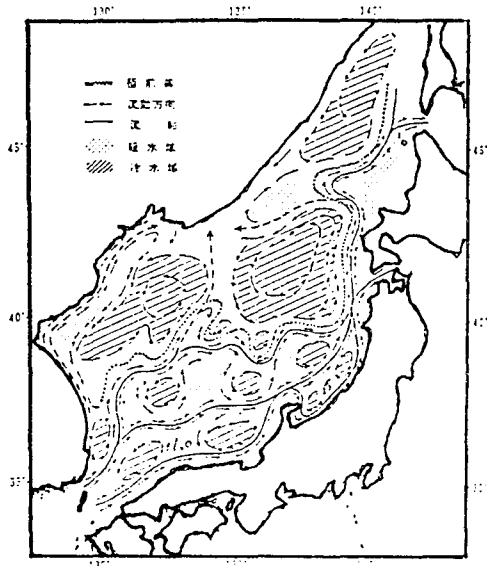


Fig. 4. 長沼(1973)의 해류도.

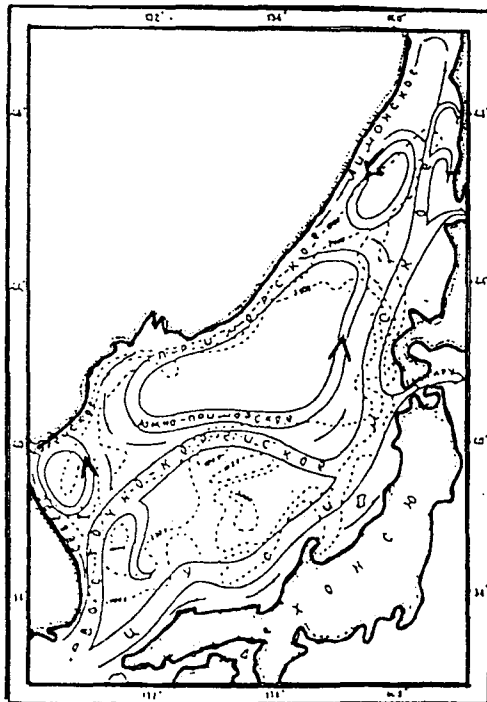


Fig. 5. Yarichin(1980)의 東海 表層水의 循環圖.

本沿岸을 向하고 두번째는 韓國 東海岸을 따르는 東韓暖流이다. 東韓暖流는 東海岸 約 38°N 附近에서 分離되어 反時計方向의 還流를 일으키며 極前線을

표 1. 海水面에서의 바람과 地形風의 關係

緯度	30°N	40°N	50°N	安定度( $t_{air}-t_{sea}$ )
기울기 a	0.38	0.47	0.54	
常數項 b	4.0	3.5	3.1	不安定( $\leq -2.7^{\circ}\text{C}$ )
	3.2	2.8	2.5	中立( $-0.2^{\circ}\text{C}$ )
	1.9	1.7	1.6	安定( $\geq 1.7^{\circ}\text{C}$ )

形成하여 東側으로 흐르고, 北緯 40°N 以北의 領域에 러시아 沿岸을 따라 巨大한 反時計方向 還流 및 사하린 西側에 또하나의 反時計方向의 還流가 提示된다.

### 3. 東海의 바람應力 分布

前回の 研究들에서 使用되어진 바람應力資料로는 Kim and Choi(1986), Han and Lee(1981), Katsuwada(1982), Hellerman(1967), Hellerman and Rosenstein(1983)의 것이 있지만 大部分의 이 資料들은 全世界的인 바람應力分布로서 東海에서의 適用에는 適合하지 않았다. Han and Lee(1981)의 바람應力資料는 그 空間的 分布에 있어서는 仔細하지만 東海에 있어서는 거의 均質한 바람應力場이다. 따라서 局部的으로 東韓灣과 44°N 附近의 시베리아 沿岸에 강한 바람應力(Kim and Choi, 1986)을 보이는 JMA(Japan Meteorological Agency)의 55年間(1881年~1935年)의 長期海面氣壓資料로부터 算定되어진 바람應力資料가 보다 實際에 가깝다고 思料되어 本 研究에서는 後者를 使用하였는데 이 바람應力資料의 導出方法은 다음과 같다.

JMA에 의해 提供된  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  格子上的 資料는  $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$  格子상에 內插되었다. 內插된 壓力勾配項으로부터 地形風은 잘 알려진 geostrophic equation을 使用하여 求解된다. 海水面에서의 바람은 算定되어진 地形風으로부터 다음의 經驗式(Hasse and Wagner, 1971)에 따라 구한다.

$$W = a Wg + b \tag{1}$$

여기서, W, Wg는 각각 表層에서의 風速, 地形風의 風速(m/sec)을, a, b는 緯도와 표 1에 나타나는 安定條件에 따른 常數이다. 最近의 研究에서는 a, b의 線形內插值를 표 1에서의 값으로부터 緯度  $1^{\circ}$ 間隔으로 使用하였다.

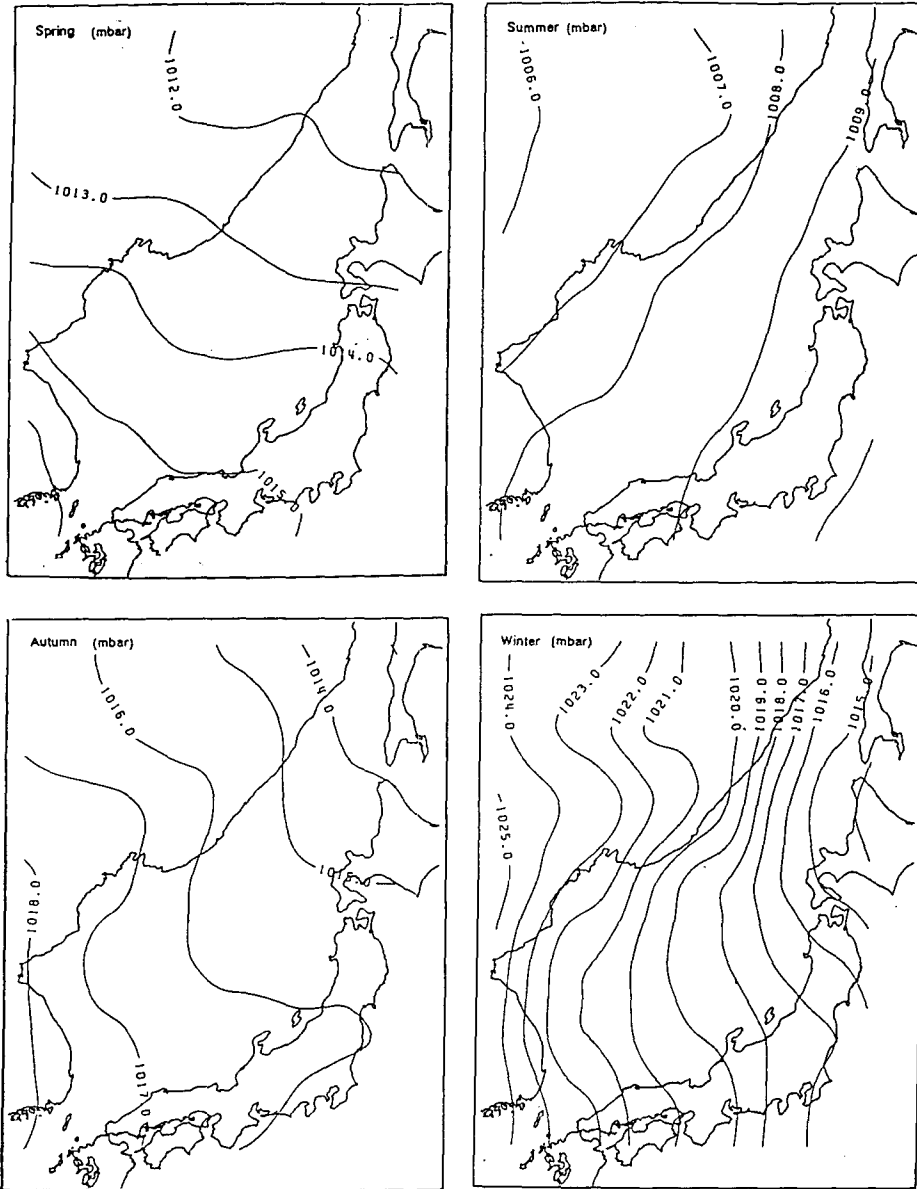


Fig. 6. JMA(1881-1935)의 계절별 해면압력분포

安定條件은 Hasse and Wagner(1971)의 規定에 따르는 大氣와 海水間의 溫度差에 의해 決定된다. 大氣와 海水間의 月 平均 溫度差는 JMA(1972)로부터 提供되었다. 大氣와 海水間의 溫度差의 空間的인 變化가 單一範圍를 넘어실 境遇 全體 研究對象地域에 대한 安定度는 每月別로 代表값을 취하였다. 이 때 不安定한 달은 1月, 2月, 3月, 11月, 12月, 年平均의

境遇였고, 나머지의 境遇는 中立이었다. 地形風으로부터의 表層에서의 바람의 角偏差는 約 20°로서 算定하였다.

바람應力은 다음 式에 따라 計算되어진다.

$$\tau = C_d \rho_a |W|W \tag{2}$$

여기서,  $\rho_a$ 는 大氣의 密度로 0.00125 g/cm<sup>3</sup>로 취하였

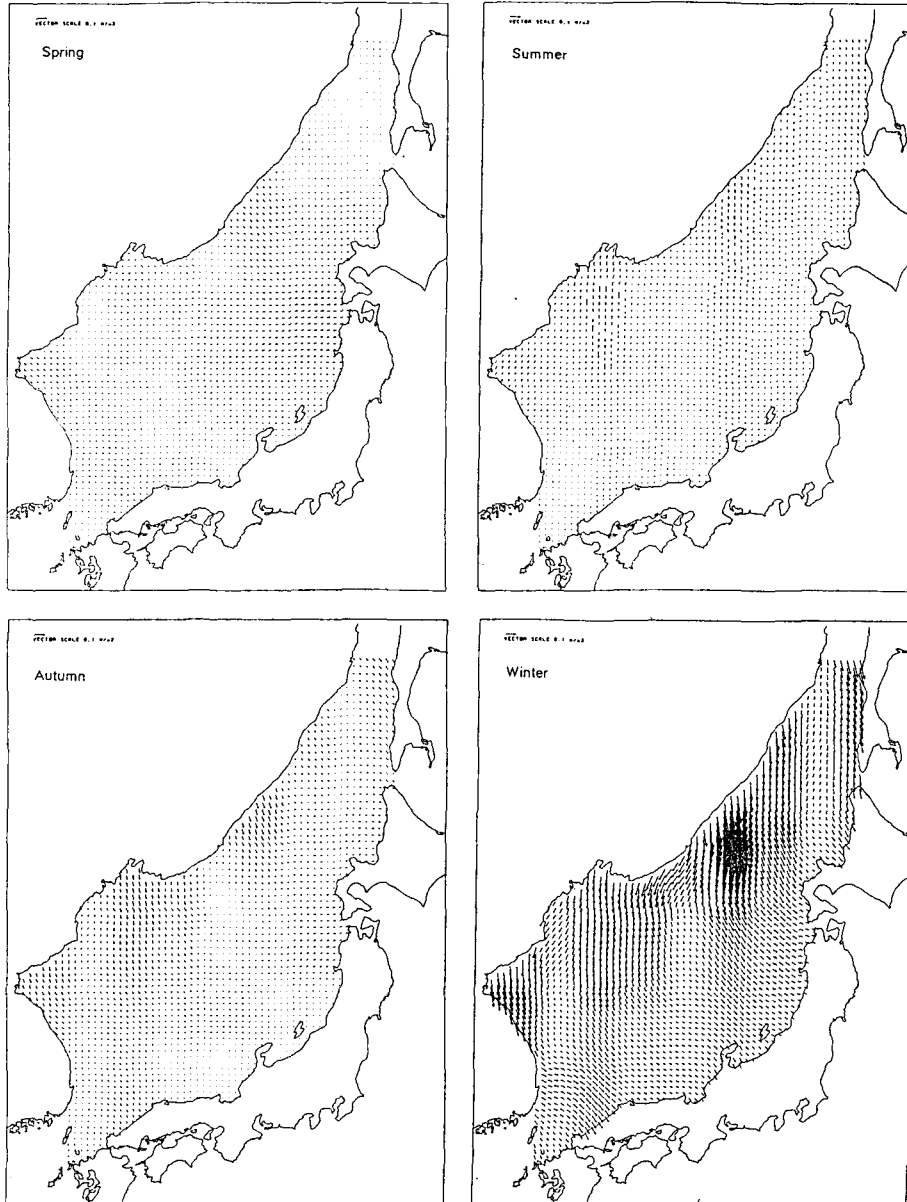


Fig. 7. 산정된 계절별 해면응력분포.

고,  $C_d$ 는 Heaps(1965)의 抗力係數이다. (2)식에 의해 구해진 바람應力으로부터 바람 應力 curl의 海面에 대한 垂直成分이 식 (3)에 의해 有限差分形態로 計算되었다.

$$\kappa \cdot \nabla \tau = -\frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial \tau_\phi}{\partial \lambda} - \frac{1}{R} \frac{\partial \tau_\lambda}{\partial \phi} + \frac{\tau_\lambda}{R} \tan \phi \quad (3)$$

여기서  $R$ 은 地球의 曲率半徑,  $\phi$ 는 緯度,  $\lambda$ 는 經度,  $\tau_\phi$ 는 바람應力の 緯度方向成分,  $\tau_\lambda$ 는 經度方向成分이다.

Fig. 6에는 本 研究에서 使用한 東海에서의 平均海面上 大氣壓에 대한 等壓線을 季節別로 提示하였다. 季節別 分布는 3, 4, 5月을 春, 6, 7, 8月을 夏, 9, 10, 11月을 秋, 12, 1, 2月을 冬로 하여 算術平均한

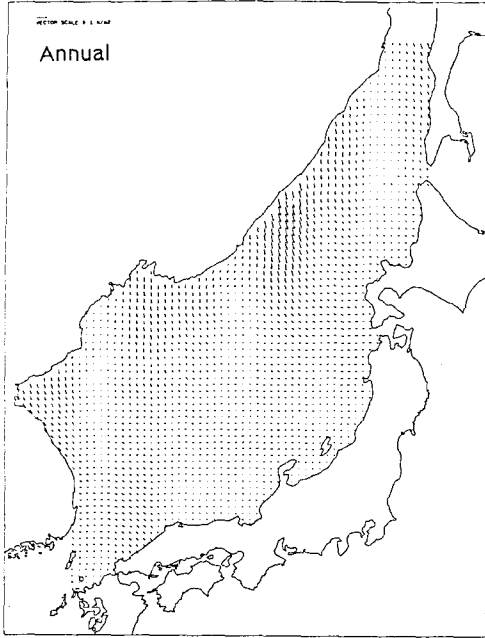


Fig. 8. 산정된 년평균 해면응력분포.

값으로 나타내었다. 전체적인 등압선의 樣相은 겨울철에 壓力勾配가 크게 나타나는데 東으로부터 西方向으로 氣壓이 減少하며 그 差異는 1月の 경우 약 11 mbar 정도이다. 여름철에 이르면서 壓力의 高低方向은 反對가 되어 東으로부터 西方向으로 氣壓이 增加하고 6월에 그 差異는 약 3 mbar로 나타난다. 이러한 壓力項으로부터 算定된 바람應力의 季節別分布는 Fig. 7 및 Fig. 8과 같다. 바람應力의 分布는 겨울철에 北西風이 優勢하고 여름철에 弱한 南東風이 發生하여 南北方向으로의 月別 風系의 變化가 나타난다. 여름철의 弱한 勢力의 南東系列의 바람은 9월에는 그 方向이 北西系列로 完全 變換하면서 그 應力의 크기가 점차 增加 하는데 겨울철에 접어들면서 東海 北部 45°N 附近에 특히 優勢한 應力分布가 나타나 그 크기는 約 3 dyne/cm<sup>2</sup>으로서 이러한 現象은 2월까지 持續된다. 여름철에 접어들면서 6월에는 北西系列의 바람은 다시 南風으로 變化되고, 그 크기는 約 0.2 dyne/cm<sup>2</sup> 以下로 이는 9월까지 持續된다. 韓國東海岸의 境遇 겨울철에 約 1.2 dyne/cm<sup>2</sup>의 크기로 北風이 發生한다. 식 (3)에 의해 算定된 바람應力 curl의 分布(Fig. 9 및 Fig. 10)를 살펴보면 겨울철에는 40°N 以北의 東韓灣과 러시아 沿岸 및 사하린과 北

海島 사이의 海域에 陽의 curl이 存在한다. 이러한 curl의 分布는 겨울철을 통해 持續되다가 여름에 접어들면서 陰의 curl이 支配적으로 나타나 7월에는 러시아 沿岸에 陰의 curl이 優勢하다. 이는 다시 11월에 접어들면서 겨울철의 分布로 되돌아가 東海 40°N 以北에 새개의 陽의 curl이 形成된다. 바람應力 curl의 年平均分布에서는 東韓灣과 러시아 沿岸 및 東海 北部域에 陽의 curl이 形成되고 大韓海峽 附近에 陰의 curl이 形成된다. 算定된 바람應力 curl의 分布를 Na 등(1992)에 의한 바람應力 curl의 分布와 比較하면 1月の 境遇 東韓灣 과 러시아 沿岸에 陽의 curl이 存在하여 全體적으로는 陽의 curl이 우세하여 類似한 樣相을 나타냈고, 그 크기는 Na 등(1992)의 값보다 약 5배 이상 큰데, 이는 本 模型에서 사용된 바람應力의 크기가 Na 등(1992)의 바람應力보다 더 크기 때문으로 사료된다.

#### 4 風成流 算定模型

非線形項, 水平方向의 剪斷 및 起潮力을 無視한 連續方程式과 運動方程式은 海水密度가 均一하다는 假定 下에 球面座標系上에서 아래와 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left( \frac{\partial}{\partial \chi} \int_0^h u \, dz + \frac{\partial}{\partial \phi} \int_0^h v \cos \phi \, dz \right) = 0 \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - f v = & -\frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \xi}{\partial \chi} - \frac{1}{\rho R \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \chi} \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left( N \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0 \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + f u = & -\frac{g}{R} \frac{\partial \xi}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho R} \frac{\partial P}{\partial \phi} \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left( N \frac{\partial v}{\partial z} \right) = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

- 이 때  $\chi, \phi$  = 각각 東經, 北緯
- $z$  = 靜水面下의 水深
- $t$  = 時間
- $\xi$  = 靜水面上의 水位
- $h$  = 水深
- $\rho$  = 海水의 密度
- $f$  = 轉向力 係數( $2\omega \sin \phi$ )

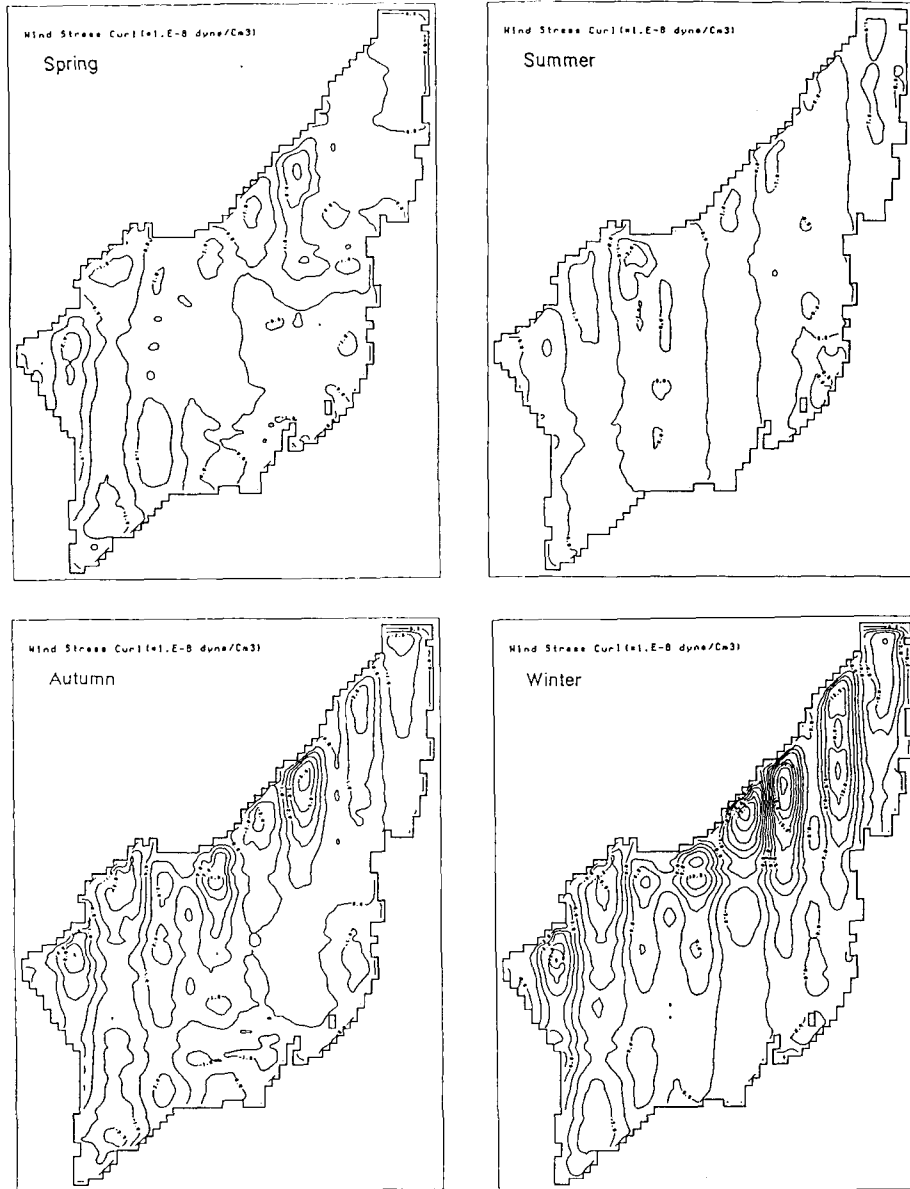


Fig. 9. 산정된 계절별 바람응력 curl 분포.

- g = 重力 加速度
- u, v = 水深 z에서의 東向, 北向 流速
- N = 垂直渦粘性係數
- P = 海面에서의 大氣壓

상기 (4), (5), (6)식에서  $\xi$ , u, v를 구하기 위해 海水面과 海底面에서의 境界條件이 明示되어야 한다.

$$-\rho \left( N \frac{\partial u}{\partial z} \right)_0 = F_s, \quad -\rho \left( N \frac{\partial v}{\partial z} \right)_0 = G_s, \quad (7)$$

여기서  $F_s, G_s$ 는 각각  $\chi, \phi$  方向으로 海水面에 作用하는 바람에 의한 應力이다. 添字 0는  $z=0$ 에서 規定함을 意味한다.

海底面( $z=h$ )에서는 아래와 같은 海底滑動條件이

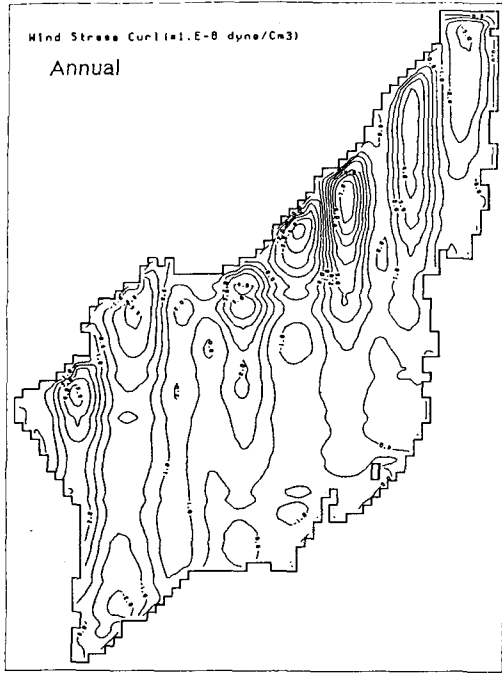


Fig. 10. 산정된 년평균 바람응력 curl 분포.

明示된다.

$$-\rho \left( N \frac{\partial u}{\partial z} \right)_h = k \rho u_h \sqrt{u_h^2 + v_h^2} \quad (8a)$$

$$-\rho \left( N \frac{\partial v}{\partial z} \right)_h = k \rho v_h \sqrt{u_h^2 + v_h^2} \quad (8b)$$

여기서,  $k$ 는海底摩擦係數이다.

두流速成分  $u, v$ 를水深從屬函數(basis function), 水平空間 그리고 時間從屬의인係數에 의해展開하면, 식 (4), (5), (6)의解는垂直方向에 대해 Galerkin method, 水平方向에 대해 有限差分格子를 사용하여 구할 수 있다. basis function의選擇에 있어, Davies와 Furnes(1980)은 흐름의水深에 따른變化를正確히再現시키기 위해 10개의 cosine 函數의展開로써充分하다고報告하였다. Choi and Suh(1992)도東中國海의氣象學的으로誘發된海水循環의算定에같은方法을適用하였다.

垂直渦粘性係數  $N$ 이水深方向座標  $z$ 에獨立의인特殊한境遇를考慮하였고,閉鎖境界를 따라垂直成分의流速은  $t \geq 0$ 에 대해 zero로規程하였다.模型의開放境界에 대해서放射條件을考慮하여模型内部의

流體運動을外部로放射시켰다. 이條件은水深平均流速의法線方向成分  $q$ 와總水位  $\xi$ 를使用하여 다음과같이 나타내어진다.

$$q = \frac{C}{h} (\xi - \xi_M) \quad (9)$$

여기서  $C = \sqrt{gh}$ 이고氣壓變動에 의한水位  $\xi_M$ 은 다음과 같다.

$$\xi_M(x, \phi, t) = \frac{\bar{P} - P(x, \phi, t)}{\rho g} \quad (10)$$

이 때  $\bar{P}$ 는平均大氣壓으로 1012 mbar를 취하고,  $P(x, \phi, t)$ 는時間  $t$ 일 때模型의開放境界  $x, \phi$ 점에서의水面에作用하는大氣壓이다.

本研究에서風成流算定模型을 위해使用된格子體系는地球曲率을考慮한球面座標系上的  $127.25^\circ E \sim 142.00^\circ E, 33.4^\circ N \sim 49.2^\circ N$ 의範圍에서緯度  $1/5^\circ$ , 經度  $1/4^\circ$  간격의 4860( $60 \times 81$ )개의格子로構成된다. 實際水深 및 200m, 400m, 800m의假想水深에 대한表層水の循環을算定한結果類似한結果를 나타내어바람應力의影響이 200m 以下の水深에서는無視될 수 있다고假定하고最大水深을 200m로制限하여垂直方向에 대한 흐름을算定하였다. 本論文에서는 우선表層에서의海水의循環만을提示하였다. 模型에 사용된入力資料로는模型内の各經緯度 위치에서의經緯度方向의壓力勾配, 바람應力 및開放境界에서의壓力이使用되었다. 使用된計算時間間隔은 60秒이고,算定된表層에서의 흐름은바람이 3日間持續된後의準定常狀態에서의結果이다. 模型算定에 있어서長期海面氣壓資料로부터의格子마다의 압력구배항이 미리 부여되어定常狀態에 이르는算定時間은 바람應力만을賦與하는境遇보다 훨씬 빨리平衡狀態에到達하는데 방 Bang等(韓國海洋研究所, 1992)의模型은準定常狀態에到達하는데約 20일이 소요되었다.

## 5. 模型의 結果 및 討議

東海에서의海水循環에關한近來의研究로 Yoon (1992)은바람應力, 溫度, 閤分을入力資料로東海의表層, 中層, 底層에서의循環을算定하였다. 이研究는實際地形에 대한水深을入力資料로經緯度方向에



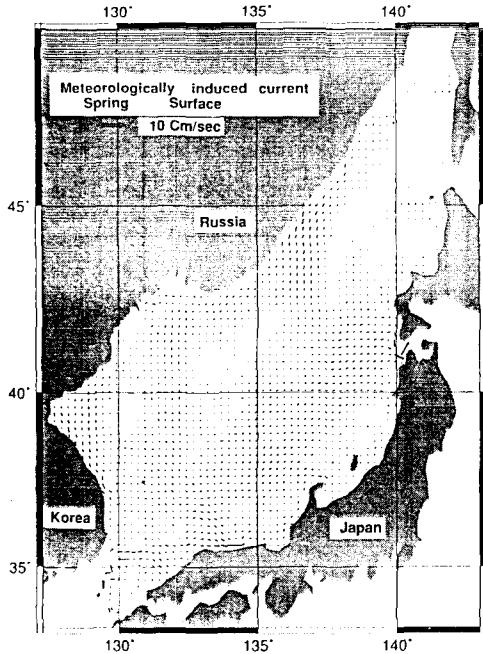


Fig. 11. 산정된 봄철 표층풍성류 분포.

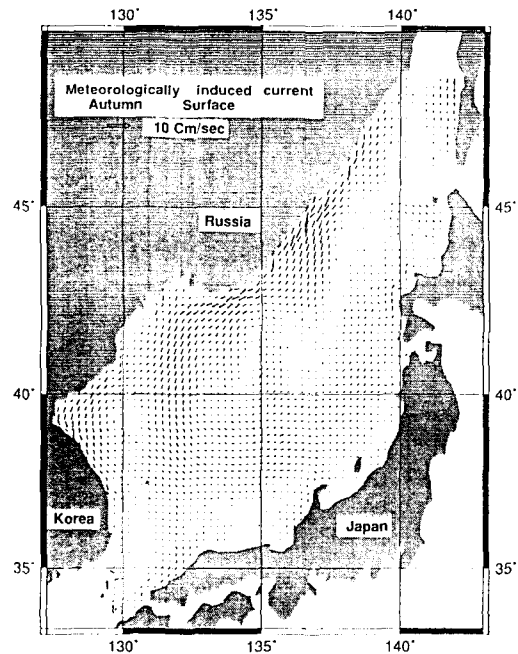


Fig. 13. 산정된 가을철 표층풍성류 분포.

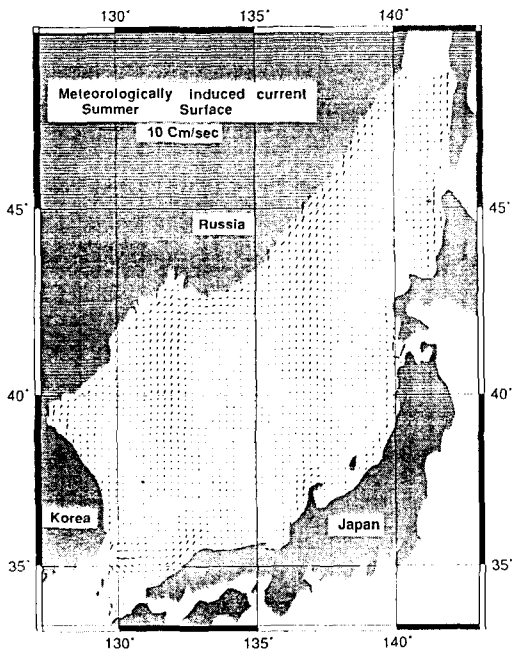


Fig. 12. 산정된 여름철 표층풍성류 분포.

(1992)의 10年間(1978~1987)의 氣象圖로부터 算定된 바람應力을 使用하였다. 그 結果로 40°N 附近에서 東韓亂流가 極前線을 形成하면서 東海岸으로부터 分離되어 Yarichin(1980)의 海流圖와 定性的으로 一致하였고, 리만 海流와 北韓寒流 역시 再現되었다.

本 模型에 의해 算定된 純壓程程에 의한 東海 表層의 海水循環形態가 季節別, 年平均에 대해 Fig. 11~15에 提示되었다. 나타난 結果는 바람應力의 크기에 比例하여 겨울철에 강한 흐름形態와 여름철의 弱한 흐름形態로 大別되는데, 季節別 循環形態에서는 여름을 除外한 세 季節을 통하여 東韓灣과 東海中部, 러시아 沿岸과 北海島 사이에 反時計 方向의 巨大한 還流가 形成되었다. 특히 11月과 2月 사이에는 그 勢力이 매우 强하게 나타나고 있다. 또, 러시아 沿岸을 따라 10 cm/sec 이상의 강한 흐름이 나타나 韓國 東海岸까지 持續되고 있다. 러시아 沿岸에서의 겨울철의 강한 還流는 봄에 그 勢力이 弱화되지만 全體的인 樣相은 겨울과 같아서 同一한 還流의 形態를 보이고 있다. 여름이 되면서 還流는 사라지고 沿岸을 따라 弱한 北東向의 흐름이 나타나고 있다. 가을철에 접어들면서 다시 還流가 形成되기 始作하고, 그 勢力이 强해지기 시작하여 겨울철이 되면서 강한 還流가 形

대해 1/3°의 解像度를, 垂直方向에 대해서는 19개의 斷面을 使用하였다. 入力된 바람應力資料는 Na 등

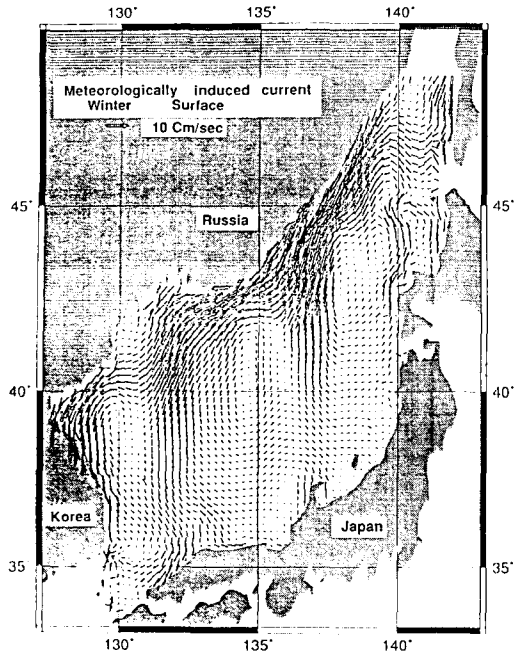


Fig. 14. 산정된 겨울철 표층풍성류 분포

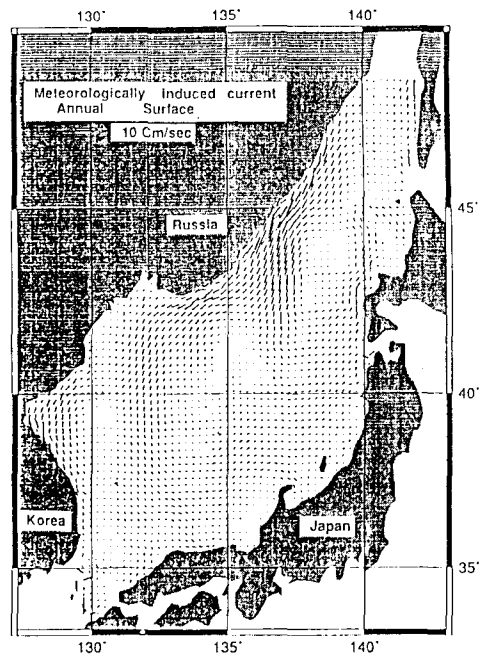
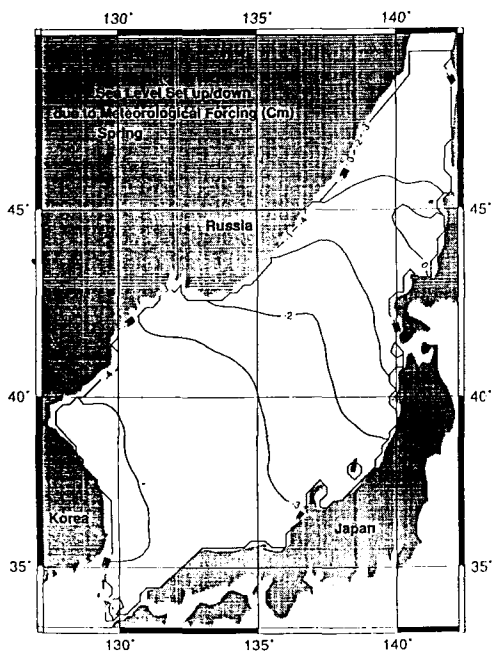
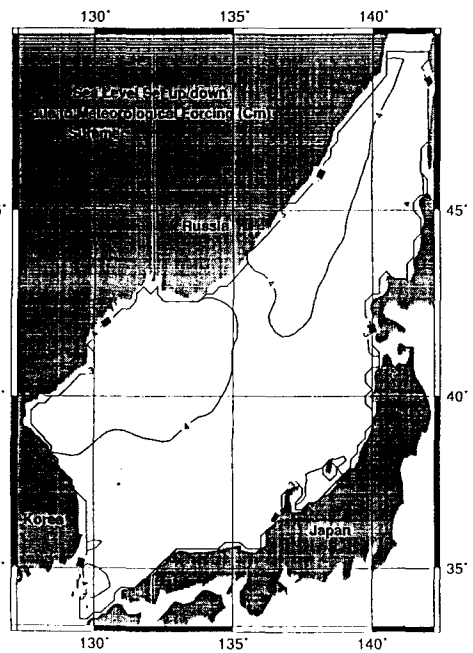


Fig. 15. 산정된 년평균 표층풍성류 분포



(a)



(b)

Fig. 16. 산정된 계절별 해수위 분포

成된다. 年平均資料에 의한 循環形態에서도 3개의 還流가 存在한다. 이 結果는 Yarichin(1980)의 東海表

層水의 循環에 대한 模式圖, 宇田(1934)의 海流圖 및 長沼(1973)의 海流圖와 類似한 結果를 보이고 있다.

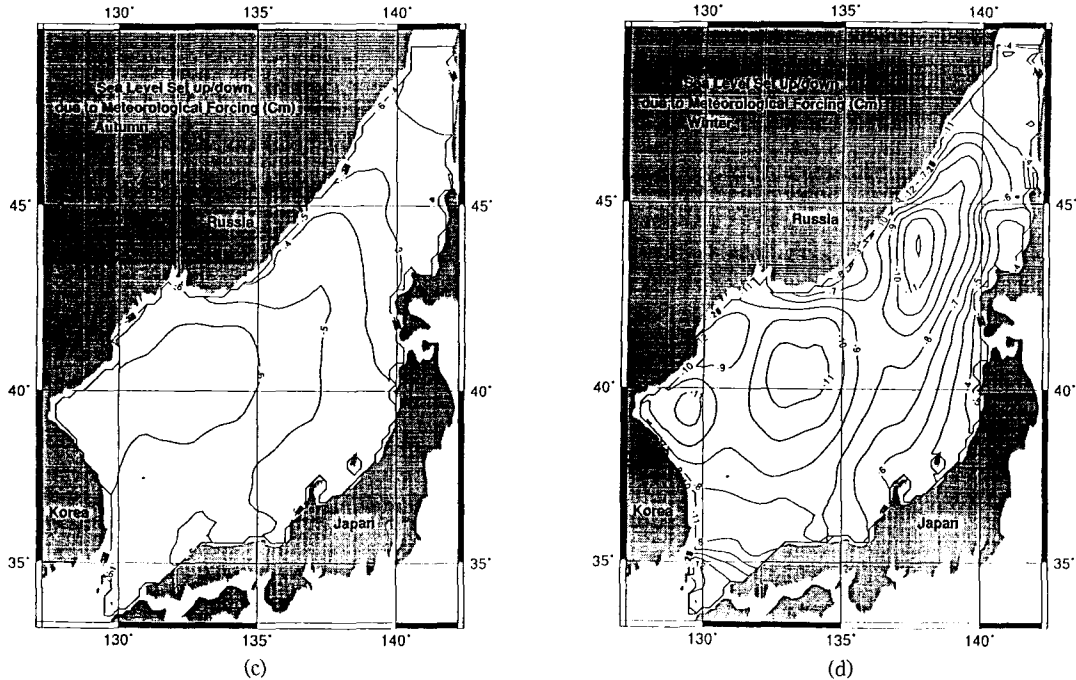


Fig. 16. Continued.

月別 算定結果에 있어서는 1월에 南西向의 흐름이 러시아,北韓,韓國 東海岸을 따라 가장 優勢하게 나타났고, 7월에 北東向의 흐름이 北韓 및 러시아 沿岸을 따라 우세하게 나타났다. Fig. 16은 算定된 季節別,年平均 海水位分布를 나타낸다. 季節別 海水位는 여름철을 제외한 全 季節을 통해 下降하는데 특히 겨울철에 還流가 나타나는 세지역의 海面은 약 11 cm가량 下降하여 最大值를 나타낸다. 또, 봄철에는 2~3 cm, 가을철에는 5~6 cm 下降하고, 여름철에 4 cm 정도 上昇한다.

### 6. 結 論

JMA의 壓力場으로부터 算出된 바람應力을 入力資料로 東海에서의 純壓過程에 의한 海水의 循環形態를 月別, 季節別, 年平均에 대해 算定하였다. 바람應力은 겨울철에 그 크기가 強하여 1月の 境遇 3 dyne/cm<sup>2</sup>의 크기로 北西風이 나타나고, 여름철에 그 크기가 弱化되어 0.2 dyne/cm<sup>2</sup> 以下の 南風이 나타난다. 陽(+)의 바람應力 curl에 대한 反應으로서의 cyclonic circulation이 模型에서 잘 再現되었으며 러시아(Siberia)

와 韓半島를 따라 南向하는 西岸境界流가 算定되었다. 算定된 結果로서 여름철을 除外한 모든 季節을 통하여 東韓灣, 東海中部 및 러시아 沿岸과 北海島 사이에 3개의 反時計方向의 還流가 形成되었고, 1월에 그 크기가 가장 優勢하였다. 年平均에 대한 風成流의 形態에 있어서는 既存의 Yarichin(Yoon(1992)의 발표에서 인용), 宇田(1934) 및 長沼(1973)의 海流模式圖에 類似한 形態를 나타내고 있어 密度差에 의한 影響을 無視한 純壓過程에 의한 40°N 以北의 冷水의 循環이 東海의 海流形成 및 循環形態에 크게 寄與하고 있음이 比較적 간단한 3次元 純壓模型의 算定結果로서 확인되었다. 이 海域의 자세한 共同海洋觀測이 計劃되고 있으므로 資料가 利用可能한 대로 더 複雜한 模型에 의한 研究가 遂行될 豫定이다.

### 參考文獻

金永義, 1991, 東海海水循環의 數值實驗研究, 서울大學校 理學博士學位論文.  
 宮田和夫, 1958, 日本海につける對馬暖流の特性の概要, 對馬暖流開發調查報告書 第1輯, pp. 147-152.  
 西田敬三, 1930, 北鮮近海海洋調査成績, 海洋調査要報, 4, pp. 18-40.

- 須田皖次, 日高孝次, 1932, 第二回 日本海南部海洋観測調査報告(I), 海洋時報 3(2): pp. 291-375.
- 宇田道隆, 1931, 日本近海海流圖, 水産試験場報告, 2: pp. 59-81.
- 宇田道隆, 1934, 日本海及びその隣接海域の海況, 水産試験場報告, 7: pp. 91-151.
- 宇田道隆, 1952, 日本海の海況變動について, 日本研創立三周年記念論文集, pp. 291-300.
- 宇田道隆, 1958, 日本海 海況と漁況變動の關係, 對馬暖流開發調査報告書 第1輯, pp. 501-535.
- 李錫祐, 1992, 韓國近海海象誌, pp. 95-106.
- 長沼光亮, 1973, 對馬暖流 第3分岐の存否に關ある論議について, 日本研連絡 ニュース No. 266, pp. 1-3.
- 川鍋安次 等, 1972, 日本海の海上氣象, 日本氣象廳技術報告 第80號.
- 韓國海洋研究所, 1992, 東海水循環 數値モデル 樹立研究, BSPE 00291-481-1.
- 和田雄治, 1922, 日本環海海流調査業績(自大正2年~同6年), 200 pp.
- Choi, B.H. and Suh, K.S., 1992. Computation of meteorologically-induced circulation on the East China Sea using a fine grid three-dimensional numerical model. *The Journal of the Korean Society of Coastal and Ocean Engineers*, Vol. 4, No. 1, pp. 45-88.
- Davies, A.M. and Furnes, G.K., 1980, Observed and computed  $M_2$  tidal currents in the North Sea, *Journal of Physical Oceanography*, 10: pp. 237-257.
- Greatbatch, R.J. and Goulding, A., 1989. Seasonal variations in a linear barotropic model of the North Atlantic driven by the Hellerman and Rosenstein wind stress field, *Journal of Physical Oceanography*, 19: pp. 572-595.
- Han, Y.J. and Lee, S.W., 1981. A new analysis of monthly mean wind stress over the global ocean, Climatic Research Institute Report No. 26, Oregon State University, 148 pp.
- Hasse, L. and Wagner, V., 1971. On the relationship between geostrophic and surface wind at sea, *Monthly Weather Review*, 99: pp. 255-260.
- Heaps, N.S., 1965. Storm surges on a continental shelf, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A257, pp. 351-383.
- Hellerman, S., 1967. An updated estimate of the wind stress on the world ocean, *Monthly Weather Review*, 95, pp. 607-626, with correction notice in *Monthly Weather Review*, 96: pp. 63-74, 1968.
- Hellerman, S. and Rosenstein, M., 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *Journal of Physical Oceanography*, 13: pp. 1093-1104.
- Japan Meteorological Agency, 1968. Normals of monthly mean sea level pressure for the northern and southern hemisphere, Technical Report, 61: 171 pp.
- Japan Meteorological Agency, 1972. Marine meteorological study of the Japan Sea, Technical Report of the Japan Meteorological Agency, 80: 116 pp.
- Katsuwada, K., 1982. New computation of wind stress over the North Pacific Ocean, *Journal of Oceanographic Society of Japan*, 38: pp. 59-171.
- Katsuwada, K. and Sakurai, K., 1982. Climatological maps of wind stress over the north Pacific Ocean, *Oceanographical Magazine*, 32: pp. 25-46.
- Kim, C.H. and Choi, B.H., 1986. Monthly wind stress and wind stress curl distributions in the Eastern Sea (Japan Sea), *Journal of Korean Association of Hydrological Science*, 19(3): pp. 239-248.
- Kim, C.H. and Kim, K., 1983. Characteristics and origin of the cold water mass along the east coast of Korea (in Korean), *J. Oceanol. Soc. Korea*, 18: pp. 73-78.
- Na, J.Y., Seo, J.W. and Han, S.K., 1992. Monthly-mean sea surface winds over the adjacent seas of Korea Peninsula, *J. Oceanogr. Soc. Korea*, 27: 1, pp. 1-10.
- Sekine, Y., 1986. Wind-driven circulation in the Japan Sea and its influence on the branching of the Tsushima Current, *Progress in Oceanography*, 17: pp. 287-312.
- Vandall, Jr. P.E., 1973. The calculation of wind stress from an, Jr. atmospheric pressure grid by computer, Bedford Institute of Oceanography.
- Yoon, J.H., 1992. The Oceanic Circulation of the Tonghae, '92 國內外韓國科學技術者學術會議 秋季 Workshop, 地球科學分科 Preprints, pp. 3-8.