

BSPE 00079-112-2

韓國 沿岸의 Storm Surge 豫報를
위한 基礎 研究

Prediction of Storm Surge for the Coastal
Waters of Korea

1986. 3.

연구기간 : 1985. 11~1986. 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 “韓國 연안의 Storm Surge 豫報를 위한 基礎研究” 事業의 報告書로 提出합니다.

1986 年 3 月 31 日

韓國科學技術院 海洋研究所

研究責任者：李 東 永（海洋環境工學室）

요 약 문

沿岸 地方에서 暴風에 의한 災害 防止를 위한 신속한 豫報와 沿岸 構造物의 工學的 設計를 위한 長期間의 異常 海面 發生 頻度の 統計資料를 設定하기 위해서는 氣象潮의 數值 計算은 매우 必要하다.

韓國 沿岸에서 適用하기 위해 淺海에서 氣象潮 數值 豫報의 여러 方法들이 調査 되었다. 특히 韓國 西海岸 같이 潮差가 크고 地形이 복잡한 곳에서의 氣象潮 豫報의 問題點들을 檢討하였다. 天文潮, 海面氣壓, 海上風 그리고 波浪에 의한 海面 變化와 氣象潮에 의한 沿岸의 파도등 氣象條件에 의한 異常 水位 豫報에 必要한 情報들의 推定 方法을 檢討하고 韓國近海의 氣象潮 計算에 쓰게 提議하였다.

ABSTRACT

Numerical simulation of storm surge is needed to support real time warning of potential disaster due to severe storm in the coastal area and to determine long term frequency occurrence of extraordinary water level for engineering design of the coastal structures.

Methods of numerical prediction of storm surges in shallow water are reviewed to apply to the coastal waters of Korea. The problems in storm surge prediction for the western coastal waters of Korea with large tidal range and complicated topography have been discussed. Methods of estimation of various information needed in the calculation of extraordinary water level such as the astronomical tide, the surface atmospheric pressure, the surface wind and the dynamic wave set-up are examined and proposed for the prediction of the storm surges in Korean coastal waters.

目 次

要約文	3
英文要約文	5
圖目次	9
第 1 章 序論	11
第 2 章 氣象潮의 推定	13
第 1 節 氣象潮 모델	13
第 2 節 氣象潮 모델의 數值해석	15
第 3 節 其他 여러가지 氣象潮 數值모델들	20
第 3 章 潮汐과 異常海面 變化	24
第 1 節 潮汐의 豫報	24
第 2 節 標準港이 아닌곳에서 潮汐豫報	25
第 3 節 潮汐과 氣象潮의 相互作用	29
第 4 節 觀測 資料에서 Surge 계산	30
第 5 節 韓國 沿岸의 潮汐	44
第 4 章 氣象潮 豫報를 위한 海面氣壓 및 바람 推定	51
第 1 節 海面氣壓 推定	51
第 2 節 氣象潮 계산을 위한 바람 推定	59
第 5 章 파랑과 氣象潮	62
第 1 節 파랑에 의한 Surf Zone 부근에서 海面 變化	62

第 2 節 氣象潮에 따른 海岸에서의 波高 推定	63
第 3 節 颱風에 의한 파랑 推定	64
第 6 章 要約 및 提言	70
參考文獻	73

List of Figures

Fig. 2.1	Wind drag coefficient, C_d , versus wind speed, W	16
Fig. 2.2	Bottom friction coefficients for various bottom conditions.	17
Fig. 2.3	Vertical configuration of a three-dimensional model (Simmon 1973).	22
Fig. 2.4	Example of grid transformation (Reid et al. 1977).	23
Fig. 3.1	Sine curve representing i -th tidal constituent.	25
Fig. 3.2	Comparison of estimated tide from the two adjacent primary tidal stations with the observed tide.	27
Fig. 3.3	Comparison of the calculated water level and measured one at five primary tidal stations in Korea (Choi 1984).	28
Fig. 3.4	Flow chart showing the procedure of water level prediction for the area with high tidal range.	30
Fig. 3.5	The observed tide, the calculated astronomical tide and storm surge defined as the difference between the observed and predicted tide during the passage of typhoon Agnes, 1981.	32
Fig. 3.6	The observed tide, the calculated astronomical tide and storm surge defined as the difference between the observed and predicted tide during the passage of typhoon Cecil, 1982.	35
Fig. 3.7	The observed tide, the calculated astronomical tide and storm surge defined as the difference between the observed and predicted tide during the passage of typhoon Brenda, 1985.	38
Fig. 3.8	Track of Typhoon Sarah, Agnes, Cecil and Branda.	41

Fig. 3.9	Example of storm surge estimation for the non-primary tidal station.	42
Fig. 3.10	Example of storm surge estimation for the non-primary tidal station using low pass filter.	43
Fig. 3.11	Plot of predicted hourly tide heights for January 1986 at several locations in Korea.	45
Fig. 3.12	Plot of observed tide heights for three eastern coastal stations.	47
Fig. 3.13	Example of harbor oscillation measured at Pohang.	49
Fig. 3.14	Diagrammatic sketch of group locked long wave.	50
Fig. 4.1	Smoothed pressure profiles of Florida hurricanes using observed pressure values (Schleomer, 1954). .	52
Fig. 4.2	Definition sketch of Northeast storm model (Stone & Webster Engineering Corps., 1978).	55
Fig. 4.3	Observed pressure field for the Northeaster (Stone & Webster Engineering Corps., 1978).	57
Fig. 4.4	Synthetic pressure field for the Northeaster (Stone & Webster Engineering Corps., 1978).	58
Fig. 4.5	Wind vector for Wilson's method.	61
Fig. 5.1	Wave height analysis concept for flood insurance studies (Bowers, 1981).	65
Fig. 5.2	Isolines of relative significant wave height for slow moving hurricane (Shore Protection Manual, 1984).	68

第 1 章 序 論

颱風 또는 溫帶性 低氣壓에 의한 暴風時 海洋—大氣間 境界面에서 많은 運動量의 교환이 이루어져 波浪과 海水流動을 일으키며 沿岸에서는 이에 따른 海水面의 上昇 혹은 下降을 誘發시킨다. 海面上昇 자체가 低地帶를 물에 잠기게 하여 여러 피해를 주게 되며 특히 海面上昇으로 인해 보통때는 도달하지 못하던 海岸線 부근까지 風波의 影響이 미치게 되어 여러 構造物의 破壞, 海岸線의 침식, 土砂의 이동 등 큰 피해를 입히게 된다.

이 두 現象 즉 異常海面高潮 (Storm Surge)와 여기에 동반하는 沿岸에서의 波浪을 정확히 豫報하는 System을 갖추는 것은 沿岸地域의 人命 및 財産의 보호는 물론 앞으로 이 地域의 開發을 計劃하는 데 꼭 필요한 과제이다. 특히 地帶가 낮고 地形이 복잡한 韓國 南西海岸에서 異常 海面上昇의 推定에 대한 基礎研究는 海難 災害 豫報를 위해서는 물론 沿岸構造物의 設計 등 沿岸工學 問題의 해결을 위해서도 반드시 必要的 것이다.

Storm Surge의 推定 方法으로는 간략화된 理論的 解法, 經驗—統計的 方法 그리고 數值 또는 水理實驗 方法 등으로 구분할 수 있다. 전자계산기가 一般化되어 가는 最近에는 복잡한 地形에 여러 관련현상들을 包括적으로 취급할 수 있는 數值 計算法이 널리 쓰여지고 있다.

本 研究는 韓國 沿岸의 颱風에 의한 異常高潮의 豫報를 위한 基礎 研究로 氣象 潮 數值計算에 관한 여러 問題들을 檢討하고 補完하며 颱風에 의한 異常海面變動의 推定에 必要的 여러 要素들의 推定 方法을 다루었다. 특히 天文潮 推定, 海面 氣壓과 海上風의 推定, 그리고 波浪에 의한 海面의 變動과 氣象潮에 의한 波浪 등 各種 모델들을 정리하여 韓國 近海에서 適用할 수 있게 함에 目的이 있다. 특히 韓國 西海岸과 같이 水深이 얇고 潮差가 크며 地形이 복잡한 地域에서의 氣象潮

推定에 力點을 두었다.

本 報告書에서 提議된 여러 모델들은 그 컴퓨터 프로그램을 韓國 沿岸에 맞게 設定 했는데 과거 80 年間의 颱風 資料를 利用한 이들의 計算 結果는 다음 機會에 發表하고자 한다.

第2章 氣象潮의 推定

第1節 氣象潮 (Storm Surge) 모델

現在까지 여러 種類의 Storm Surge Model 들이 나와있다. 이들 모델들은 대개 가鉛直積分한 두 運動方程式과 連續方程式을 적절한 境界條件을 주어 풀고 있다. 鉛直加速度는 무시되어 鉛直으로 靜力學的 水壓變化를 하게되고 結果的으로 바람應力, 大氣壓 그리고 海低 摩擦 등의 항들을 갖는 고전적인 鉛直積分한 長波方程式 (Long Wave Equation)이 된다. 鉛直積分을 통하여 3次元의 복잡한 問題가 2次元 問題로 簡略化 되어 3次元 모델에서 問題가 되는 鉛直運動量 擴散項의 計算이 간단하게 된다. 水面과 海低面에서의 摩擦項과 적절한 境界條件과 初期 條件을 주면 이 方程式들은 數值的으로 풀수 있게 된다.

一般的으로 氣象潮 (Storm Surge) 計算에 사용되는 전통적인 2次元 線形化한 모델의 基本 方程式은 다음과 같다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0 \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = -gh \frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{h}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} + \frac{\tau_{wx}}{\rho} - \frac{\tau_{bx}}{\rho} + f q_y \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} = -gh \frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{h}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial y} + \frac{\tau_{wy}}{\rho} - \frac{\tau_{by}}{\rho} - f q_x \quad (2.3)$$

여기서

x, y = 水平座標

t = 時間

η = 水平基準面에서 海水面의 變位

q_x, q_y = x와 y 방향으로 단위 幅當 海水 discharge 成分

h = 水深

g = 重力加速度

$\tau_{w x, y}$ = x와 y 방향으로 바람應力 成分

$\tau_{b x, y}$ = x와 y 방향으로 海底摩擦應力 成分

P_a = 大氣壓

f = Coriolis parameter = $2 \omega \sin \phi$

ω = 地球回轉 角速度

ϕ = 位度

海水面에서 바람의 應力은 一般的으로 風速 W 과 다음과 같이 관계된다.

$$\tau_{w x, y} = \rho C_D |W| W_{x, y} \quad (2.4)$$

여기서 C_d 는 바람의 應力係數(Drag coefficient)로 最近까지 여러 사람들에 의해 많이 研究되어 왔다. 널리 사용되는 것으로는 Van Dorn (1953)의 인공 호수에서 實驗結果로

$$K = \begin{cases} 1.1 \times 10^{-6} & W < W_{CR} \\ 1.1 \times 10^{-6} + 2.5 \times 10^{-6} \left(1 - \frac{W_{CR}}{W}\right)^2 & W \geq W_{CR} \end{cases} \quad (2.5)$$

여기서 $W_{CR} = 7m / sec$

$$K = C_d \frac{\rho_a}{\rho}$$

이와 비슷한 研究가 Heaps (1965), Smith (1975), Garratt (1977) 등 많이 되어 있으며 最近에는 Wu (1982)에 의하면

$$C_d = 0.8 \times 10^{-3} + 0.065 \times 10^{-3} W \quad (2.6)$$

여러 研究者들의 應力係數 Cd 의 값이 Fig.2.1 에 비교 되었다.

海低 Shear stress 成分들은 바람의 應力과 같이

$$\tau_{b\ x,y} = \rho \frac{f}{8} \frac{|q| q_{x,y}}{h^2} \quad (2.7)$$

$$|q| = \sqrt{q_x^2 + q_y^2}$$

여기서 f 는 Darcy-Weisbach 海低摩擦 常數로 水深, 海低 바닥 狀態 등에 따라 달라진다. Christensen 등 (1980) 의 研究 結果 f 의 값은 Fig.2.2 에 보여진다.

第 2 節 氣象潮 모델의 數值 解析

氣象潮 計算의 基本 方程式 (2.1), (2.2), (2.3) 은 다음과 같이 有限差分 形態로 나타낼 수 있다.

$$\eta_{i,j}^{K+1/2} = \eta_{i,j}^{K-1/2} - \Delta t \left[\frac{q_x^K}{\Delta X} - \frac{q_x^K}{\Delta X} + \frac{q_y^K}{\Delta y} - \frac{q_y^K}{\Delta y} \right] \quad (2.8)$$

$$q_{x,i,j}^{K+1} = \frac{1}{A_x^K} \left\{ q_{x,i,j}^K + \left[\frac{\tau_{w_x}}{\rho} - g\bar{h}_x \left(\frac{\eta_{i,j}^{K+1/2} - \eta_{i-1,j}^{K+1/2}}{\Delta X} \right) - \right. \right. \quad (2.9)$$

$$\left. \frac{\bar{h}_x}{\rho} \left(\frac{p_{i,j}^{K+1/2} - p_{i-1,j}^{K+1/2}}{\Delta X} \right) - \beta \bar{q}_{y,i,j}^K \right] \Delta t \left. \right\}$$

$$q_{y,i,j}^{K+1} = \frac{1}{A_y^K} \left\{ q_{y,i,j}^K + \left[\frac{\tau_{w_y}}{\rho} - g\bar{h}_y \left(\frac{\eta_{i,j}^{K+1/2} - \eta_{i,j-1}^{K+1/2}}{\Delta y} \right) - \right. \quad (2.10)$$

$$\left. \frac{\bar{h}_y}{\rho} \left(\frac{p_{i,j}^{K+1/2} - p_{i,j-1}^{K+1/2}}{\Delta y} \right) + \beta \bar{q}_{x,i,j}^K \right] \Delta t \left. \right\}$$

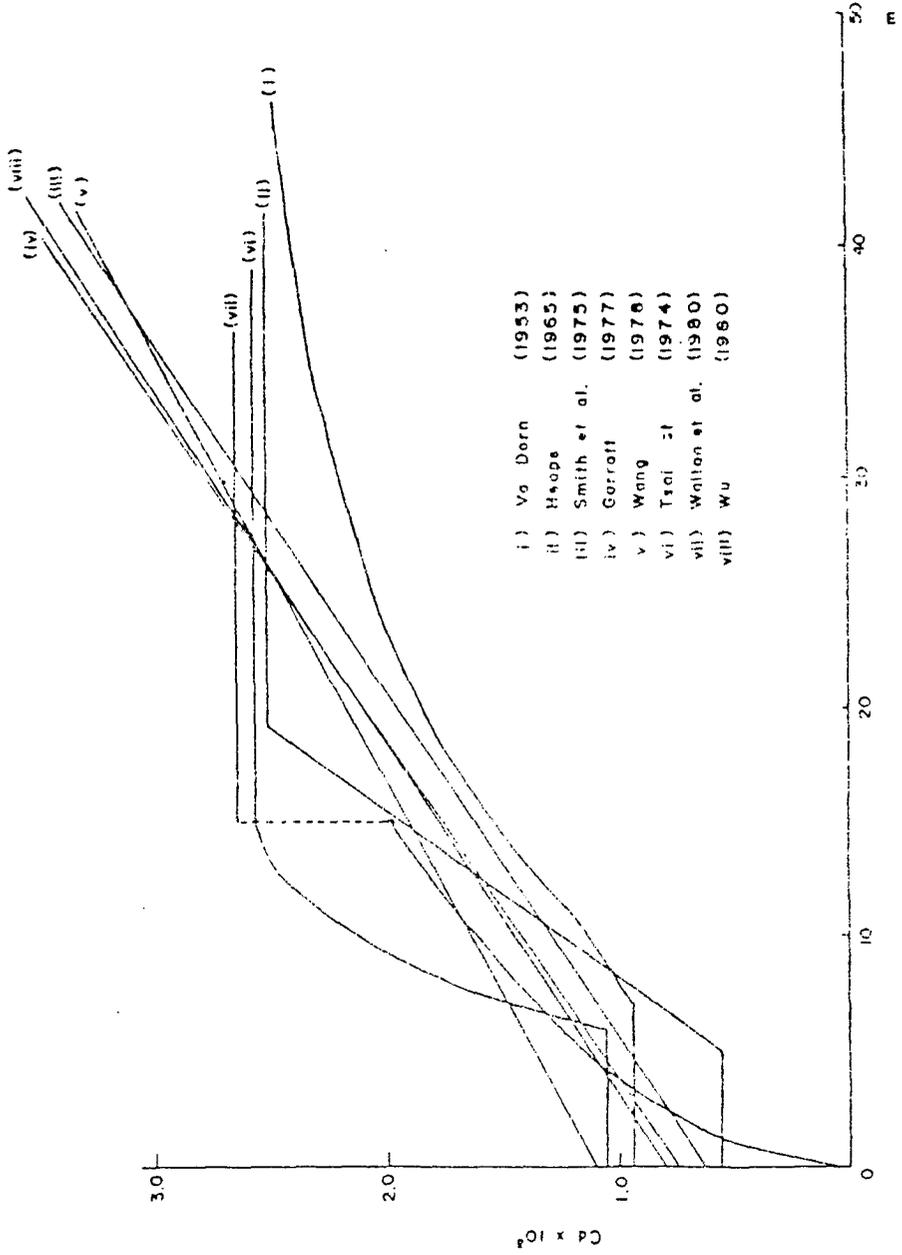


Fig. 2.1 Wind drag coefficient, C_d , versus wind speed, W .

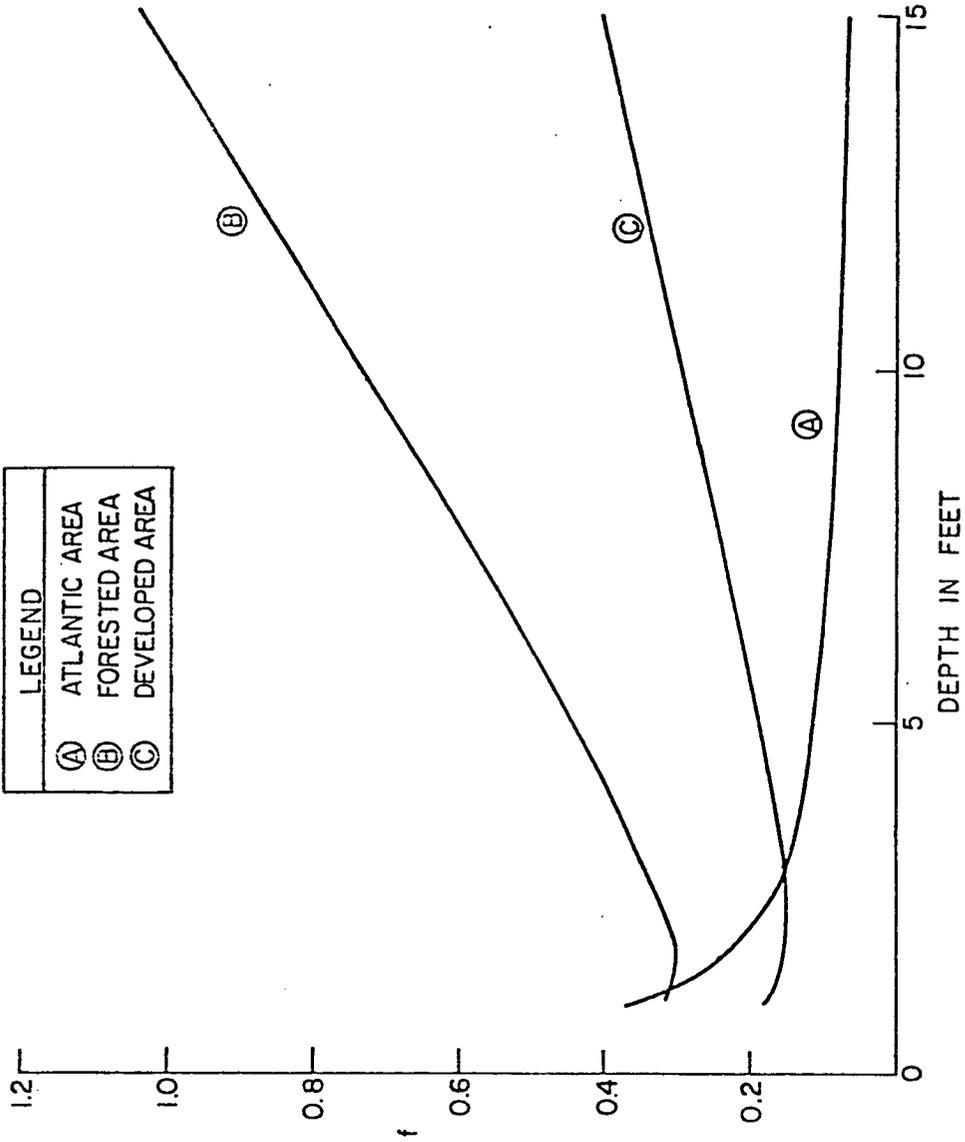


Fig. 2.2 Bottom friction coefficients for various bottom conditions.
(Christen, 1980)

여기서 k 자 첨자는 時間을 나타내고 첨자 i, j 는 水平 格子 位值 (x, y) 를 나타낸다.

여기서,

$$A_{x y}^k = 1 + \frac{pf |q^k|}{8(\bar{h}_{x,y})^2}$$

$$\bar{q}_{y, i, j}^k = \frac{1}{4} \left[q_{y, i, j}^k + q_{y, i, j+1}^k + q_{y, i-1, j}^k + q_{y, i-1, j+1}^k \right]$$

$$\bar{q}_{y, i, j}^k = \frac{1}{4} \left[q_{y, i, j}^k + q_{y, i+1, j}^k + q_{y, i, j-1}^k + q_{y, i+1, j-1}^k \right]$$

$$\bar{h}_x = \frac{1}{2} \left[h_{i, j}^{k+1/2} + h_{i-1, j}^{k+1/2} \right]$$

$$\bar{h}_y = \frac{1}{2} \left[h_{i, j}^{k+1/2} + h_{i, j-1}^{k+1/2} \right]$$

$$|q^k| = \sqrt{\left(\bar{q}_{x, i, j}^k \right)^2 + \left(\bar{q}_{y, i, j}^k \right)^2}$$

위의 有限差分形으로 된 基本 方程式을 풀기 위해서는 적절한 境界條件이 주어
 져야 한다. 陸地 境界條件이 沿岸에서의 氣象潮 모델에 큰 役割을 한다는 것이 잘
 알려져 있다. 大部分의 Shelf 모델에서는 海岸을 무한히 높은 벽으로 취급하고
 있다. 陸地 境界條件은 'No slip' 條件과 境界에 수직方向의 流速量이 없다는
 것 즉

$$q_x \cos \theta + q_y \sin \theta = 0 \quad (2.11)$$

여기서 θ 는 軸과 海岸線에 수직인 선과의 사잇각을 나타낸다. 이런 境界 條件

으로는 우리나라 西海岸과 같이 地帶가 낮은 곳에서는 적합하지 않다. 低地帶에서 overtopping 과 flooding 을 고려 해야한다.

제한된 區域의 모델에서의 氣象潮 計算의 外海 境界條件은 다음 두 方法으로 求할 수 있다.

- i) 颱風에 의한 外海에서 動力學的으로 일어나는 水位 變動을 무시하고 간단히 大氣壓 差에 의한 靜力學的인 水位로

$$\eta = \frac{(P_{\infty} - P_0)}{\rho g} \quad (2.12)$$

여기서 P_0 와 P_{∞} 는 각각 颱風 中心과 影響圈 바깥의 氣壓을 나타낸다.

정확한 天文潮 資料가 있으면 여기에 더해 주어 더 정확한 境界條件을 구할 수 있으나 보통 天文潮와 氣壓潮의 相互作用을 무시하고 氣象潮 成分만을 考慮 計算하는 경우가 많다. 또 外海 境界 格子에 단지 境界에 直角 成分의 流出 만으로 주어지고 바깥境界에서 流出은 連續 方程式을 만족 시키는 값으로 정한다.

- ii) 큰 地域을 먼저 計算하여 그 結果를 작은 地域 모델 外海 境界條件으로 이용할 수 있다. 이 方法은 상당히 費用이 많이 들고 또 경우에 따라서는 그 精密度에도 問題가 있다.

颱風에 관련된 水位 變化를 보통 Forerunner Surge, Hurricane Surge 그리고 Resurgence 로 세 가지 段階로 區分한다. Forerunner Surge 는 颱風의 도착전에 沿岸을 따라 漸次的인 水位 上昇으로 破壞的인 面에서는 Hurricane Surge 比較해 重要하지 않지만 이것은 局地 氣象潮 모델을 計算할 때 外海 境界條件으로 重要하며 보통 水位를 颱風 中心에서 相對的인 位值에 따른 大氣壓에 의한 靜力學的 Anomaly 와 같게 주는 方法은 颱風에 의한 深海에서 發生하는 Forerunner 와 같은 動力學的으로 생기는 水位 變動들 무시한 것이다. Reid 등 (1985) 은 멕시코만에서 Forerunner 의 推定을 위한 數值 모델을 開發하여 局地 氣象潮 모델의 境界條

件으로 사용할 수 있게 提議했다.

第3節 기타 여러 氣象潮 推定 모델들

一般的으로 간단한 線形化한 2次元 모델들을 利用하고 있으나 淺海의 氣象潮 推定에는 非線形 advection 항 즉式 (2.1) 과 (2.2)에 包含시켜야 할 때가 많다. Flather 등(1975)은 이 非線形 항을 包含한 氣象潮 推定 모델을 開發하였으며 다른 研究者들의 모델도 많이 나와있다.

Storm surge 計算을 넓은 地域에 대해서 행할 때는 전통적인 直交座標 보다 는 極座標를 사용하는게 더 적절하다. 海洋의 潮差과 Surge 는 長波 理論을 導入 하여 地球 球面 座標界 (Earth Spherical polar coordinate system)에서 다음과 같은 2次元 流体運動 方程式과 連續 方程式으로 서술 되어진다.

連續 方程式

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (dU) + \frac{\partial}{\partial \phi} (dV \cos \phi) \right\} = 0 \quad (2.13)$$

U成分 運動 方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} - 2\omega \sin \phi V + \frac{U}{R \cos \phi} \frac{\partial U}{\partial x} - \frac{UV}{R} \tan \phi + \frac{V}{R} \frac{\partial U}{\partial \phi} \\ = - \frac{kV(U^2 + V^2)^{1/2}}{d} - \frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{1}{\rho R \cos \phi} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{F^{(u)}}{\rho d} \end{aligned} \quad (2.14)$$

V成分 運動 方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + 2\omega \sin \phi U + \frac{V}{R} \frac{\partial V}{\partial \phi} + \frac{U^2 \tan \phi}{R} + \frac{U}{R \cos \phi} \frac{\partial V}{\partial x} \\ = - \frac{kV(U^2 + V^2)^{1/2}}{d} - \frac{g}{R} \frac{\partial \xi}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho R} \frac{\partial P_a}{\partial \phi} + \frac{G^{(v)}}{\rho d} \end{aligned} \quad (2.15)$$

여기서 x, ϕ 經度 및 位度

t 時間

ξ 平均海面으로 부터의 海水面 變化

h 平均海面으로 부터의 水深

d 總 水深

R 平均 地球半徑

ω 地球自轉 角速度

g 重力 加速度

$F^{(s)}, G^{(s)}$ x, ϕ 方向의 海面에서의 바람에 의한 剪段力

P_a 海面氣壓

U, V x, ϕ 方向의 鉛直 平均 流速 成分

K 海底 摩擦係數

ρ 海水 밀도

이 모델은 英國 氣象臺에서 氣象潮 豫報에 사용되고 있는데 자세한 컴퓨터 프로그램은 Proctor 등 (1983)에 의해 설명 되어있다.

鉛直 積分한 2次元 氣象潮 推定 모델은 實際 暴風時의 海水流動이 沿岸에서 表層과 低層이 다른것을 나타낼 수 없어 海底 摩擦를 구하는데 問題點이 있다. 원래의 3次元 方程式은 計算에 너무나 복잡하며 計算이 비싸고 鉛直 渦動 점성係數를 주는데도 問題가 있어 多層 모델 (Multi-layer Model) 특히 2層 모델 (2-Layer Model) 혹은 3層 모델 (3-Layer Model)이 많이 이용 된다. 多層 모델에서는 Fig. 2.3 에서와 같이 各層에서 鉛直으로 積分한 運動 方程式 및 連續 方程式이 利用된다.

긴 期間동안의 氣象潮의 統計處理를 위해 Simulation 할 때 2次元 모델도 計算이 너무 오래 걸려 一但 2次元 모델을 利用하여 補正한 1次元 모델이 利用되

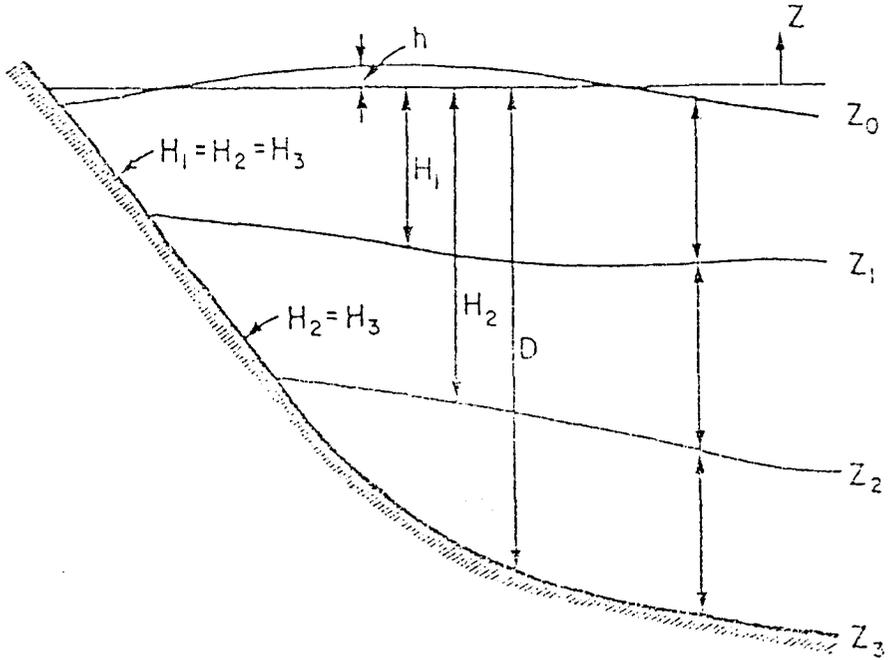


Fig. 2.3 Vertical configuration of a three-dimensional model (Simmon 1973).

기도 한다 (Dean 등, 1982).

복잡한 地形에서 Storm surge 를 效率的으로 計算하기 위해 Reid (1977) 는 Fig.2.4 에서 보는 바와 같이 變換된 Stretched 座標界를 利用했다. 이 경우 有限要素法을 사용하기도 한다. 有限要素法은 比較的 近來에 와서 氣象潮 推定에 사용 되었는데 복잡한 地形을 더 實際的으로 나타내는 長點이 있다. 또 沿岸의 重要한 部分에는 精密 計算을 위해 작은 grid 를 利用하고 外海에 갈수록 큰 grid 를 사용하는 可變 grid 간격을 사용하는 모델도 利用되기도 한다.

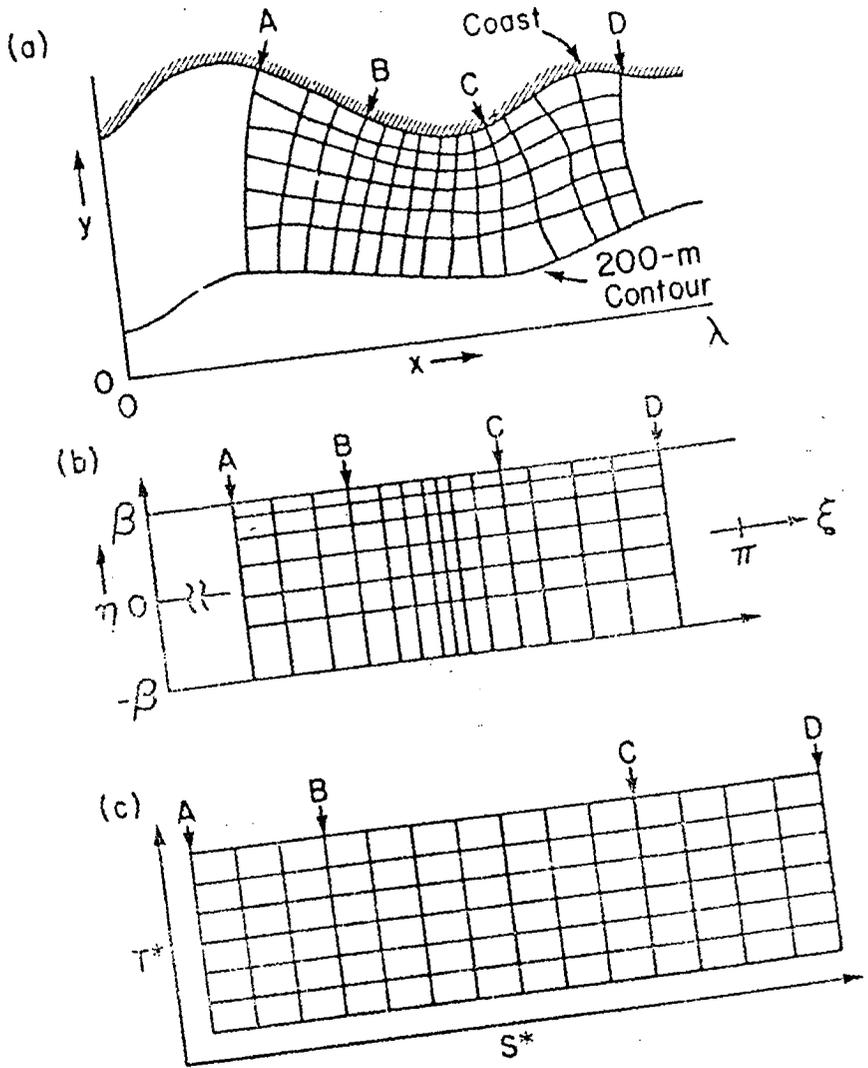


Fig. 2.4 Example of grid transformation
(Reid et al. 1977).

第3章 潮汐과 異常海面 變化

第1節 潮汐의 예보

潮汐은 自轉하는 지구에 작용하는 달, 태양과 다른 天體의 重力에 의해 생기는 週期的인 水位의 上昇과 下降을 말한다. 潮汐을 天文學的 理論과 流體力學的 理論으로 다른 두 見解로 理解할 수 있다. 첫째 方法은 起潮力에 根據를 두고 地表上의 固定點에서 潮汐을 時間의 函數로 나타낸다. 이로써 固定點에서 潮汐豫報를 할 수 있게 된다. 둘째 方法은 流體力學에 의해 潮汐을 自轉하는 地球의 海洋의 한 海水 運動의 形態로 研究한다.

어떤 지점에서 潮汐을 豫報하는 데에는 經驗的 즉 Non-harmonic 方法과 Thompson 과 Darwin 에 의해 開發된 Harmonic 方法이 있다. Harmonic 方法은 高潮, 低潮 뿐만 아니라 자세한 Time series 를 주며 semidiurnal tide 란 制限이 없기 때문에 一般的인 潮汐豫報에 주로 쓰인다.

調和理論에 의하여 天文潮 H_a 는

$$H_a = H_0 + \sum_{i=1}^N f_i H_i \cos [a_i t + (V_0 + U)_i - K_i] \quad (3.1)$$

여기서

H_0 : 平均海面

U_i, f_i : 振幅과 位上의 18.6년 變化를 考慮한 nodal factor

H_i : 分潮 i 의 振幅

a_i : 分潮 i 의 速度

V_0 : Greenwich 에서 $t = 0$ 에서의 平均分潮에 相應하는 位相

K_i : 分潮의 i 의 遲刻

정의의 一部分은 Fig.(3.1)에 도시되었다.

美國 N.O.S 에서 사용하는 컴퓨터 프로그램을 修正하여 韓國의 各 主要港의 潮汐豫報를 컴퓨터에서 Interactive 하게 할 수 있게 했다.

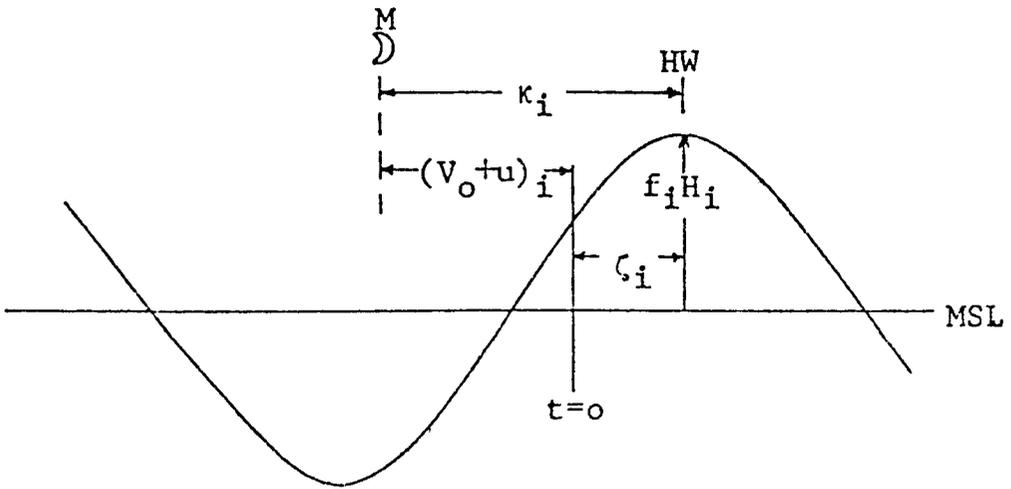


Fig. 3.1 Sine curve representing i -th tidal constituent.

第2節 標準港이 아닌곳에서의 潮汐예보

標準海 (Primary tidal station)에서는 長期間의 潮汐觀測으로 調和常數를 구할 수 있어서 潮汐豫報가 간단하나 標準港이 아닌 임의의 地點에서의 潮汐豫報는 問題가 있다. 이 때는 內插 혹은 外插에 의한 方法과 또 力學 理論에 의한 數值 모델로 구하는 두가지 方法을 생각할 수 있다.

1. 內挿法

바깥에 섬들이 없고 긴 바른 海岸線을 갖는 沿岸 地域에서나 海岸線이 바로 外海에 接해있는 地域에서는 地形的인 影響이 적어서 潮汐은 대체로 海洋性潮汐으로 看做할 수 있다. 이 경우 標準港에 가까운 지점의 潮汐은 隣接 標準港의 潮汐으로부터 內挿 혹은 外挿으로 구할 수 있다. 한 方法으로는 各 調和常數를 隣接 標準港으로부터 內挿 혹은 外挿하여 이로부터 天文潮를 計算하는 方法이고 다른 方法은 隣接 標準港의 天文潮로 부터 다음과 같이 潮高와 位相 즉 遲延時間의 補正을 통해 구하는 方法을 생각할 수 있다.

$$H(t) = \alpha H_p(t - \tau) + \beta \quad (3.2)$$

여기서

H_p 는 隣接 標準港의 天文潮이고

α 는 全般的인 潮高補正係數

τ 는 全般的인 遲延時間 補正係數

β 는 基準 水位

問題의 地域에 觀測資料가 있는 경우 位相補正 τ 는 두 天文潮 사이의 Cross correlation function

$$R(\tau) = \frac{1}{T} \int_0^T H(t) H_p(t - \tau) dt \quad (3.3)$$

를 最小로 만드는 τ 를 구할 수 있으며 潮高 補正係數 α 는 $H(t)$ 와 $H_p(t - \tau)$ 사이의 最小自乘法에 의해 구할 수 있다. 潮汐資料가 없는 곳에서는 두 標準港사이의 補正係數 α 와 τ 를 구한 다음 이것을 內挿하여 利用할 수도 있다. 韓國 沿岸에서 위의 두 方法으로 內挿하여 調和 常數가 없는 地點에서의 推定 天文潮와 觀測이 Fig.(3.2)에서 比較하였는데 海洋性 潮汐인 境遇 가까운 地域에서는 대체로 잘

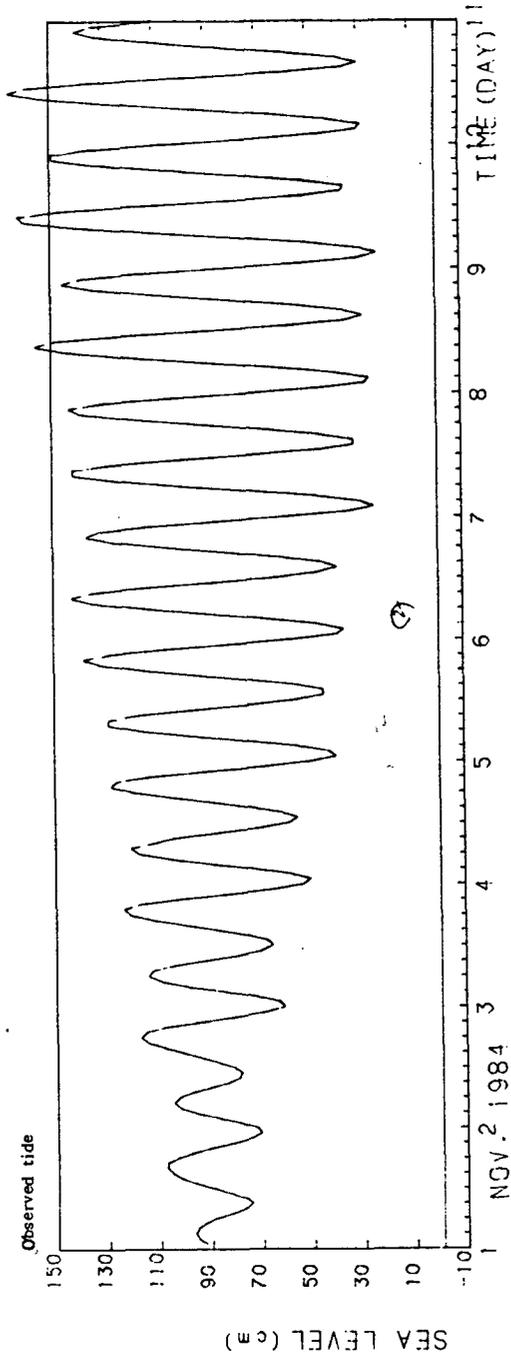
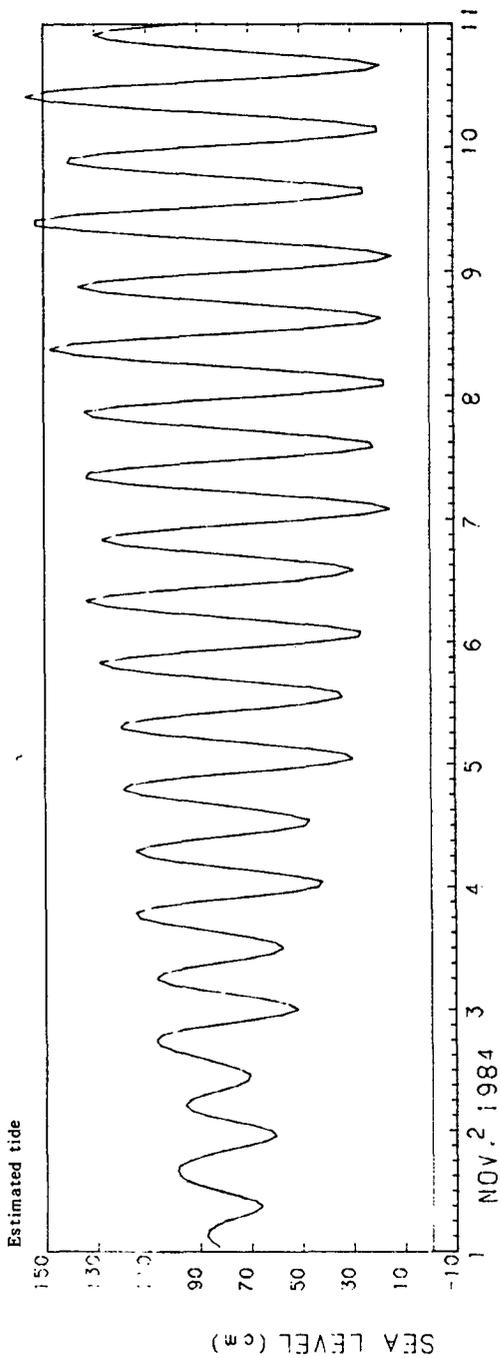


Fig. 3.2 Comparison of estimated tide from the two adjacent primary tidal stations with the observed tide.

맞음을 알 수 있으나 複雜한 地形인 境遇는 이 方法이 적합하지 않음을 알 수 있다.

2. Hydrodynamic 모델

앞의 第2節에서 言及한 鉛直積分한 運動方程式과 連續方程式을 適切한 境界條件을 주어 計算함으로써 各 地點에서 水位變動을 計算할 수 있다. 황해와 동지나해에 대해서는 催(1984) 등에 의해 球極座標系의 運動方程式을 利用한 數值實驗이 試圖되었다. Fig.(3.3)에서 催에 의해 計算된 우리나라 황해의 주요 港口에 해당하는 모델 格子點의 推定結果와 檢潮所의 觀測值를 比較한 것인데 대체로 좋은 結果를 보여 주고 있다. 더 자세한 結果를 얻기 위하여 外海 境界面에서의 精確한 境界條件이 必要하며 이 方法을 實用化하기 위해 더 많은 研究와 모델의 改善이 必要하다.

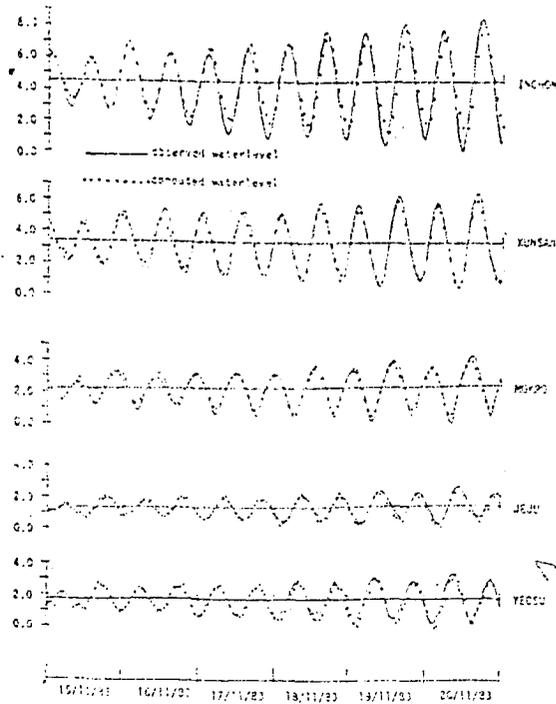


Fig. 3.3 Comparison of the calculated water level and measured one at five primary tidal stations in Korea (Choi 1984).

Reid 등(1981)은 제한된 區域의 모델의 外海 境界條件으로 潮汐資料를 提供하기 위해 沿岸의 潮汐 資料를 利用하여 潮汐 資料가 없는 장소에서의 潮汐을 計算하는 모델을 開發하였다. 이 모델은 멕시코만에서 天文潮의 重要 分潮의 振幅과 位相을 計算하기 위해 線形化한 鉛直으로 積分한 2次元 潮汐 方程式을 풀기 위해 有限差分法, time marching, implicit scheme 을 利用했다. 最小 自乘法에 의해 觀測値와 計算値 사이의 差異를 最小化 시키는 tuning 과정에 의해 必要한 地域의 潮汐을 구한다. 여기서 관심 區域에서 精度를 높이기 위해 隣接地域의 資料에 더 많은 比重을 두어 計算할 수 있다.

第 3 節 潮汐과 氣象潮의 相互作用과 問題

觀測된 水位에서 天文潮를 빼고 그 나머지를 氣象潮로 取扱하는 一般的인 方法은 潮汐과 氣象潮가 線形的으로 더해지고 非線形的의 相互作用이 없다는 假定에 根據를 둔다. 그러나 淺海에서 潮差가 커서 平均水深과 比較해 상당할 때에는 氣象潮와 天文潮의 相互作用은 無示될 수 없다. 一般的으로 低潮時의 Surge 가 高潮時의 Surge 에 비해 조금 增幅된다. 강한 海潮流가 있는 곳에서는 tidal current와 氣象潮의 相互作用도 重要하게 된다.

韓國의 西·南海岸과 같이 潮差가 크고 海潮流가 강한 곳에서는 天文潮와 氣象潮를 따로 計算하여 線形的으로 합치는데는 問題가 있다. 이 境遇에는 다음 두 가지로 接近할 수 있을 것이다.

- i) 氣象潮와 天文潮로 各各 獨立的으로 計算한 다음, 合成할 때 非線形 相互作用 影響의 補正을 하는 方法으로 이 補正을 위해서는 더 많은 解析的인, 數値實驗的인 研究와 觀測資料의 蓄積이 要求된다.
- ii) 局地 모델의 外海 境界에서는 相互作用이 적다는 假定에서 여기의 氣象潮는 大規模 모델(예를 들면 Heaps (1975)의 球極 座標系 모델) 結果로 구하

고 또 여기의 天文潮와 潮流는 Reid model 에 의해 沿岸 觀測資料로 이용하여 구한 다음, 非線形 2-D Model 을 이용하여 淺海 Storm Surge 를 구할 수 있다.

西海岸과 같은 潮差가 큰 地域에서 異常海面을 구하는 過程을 Fig.(3.4)에서 圖示되었다.

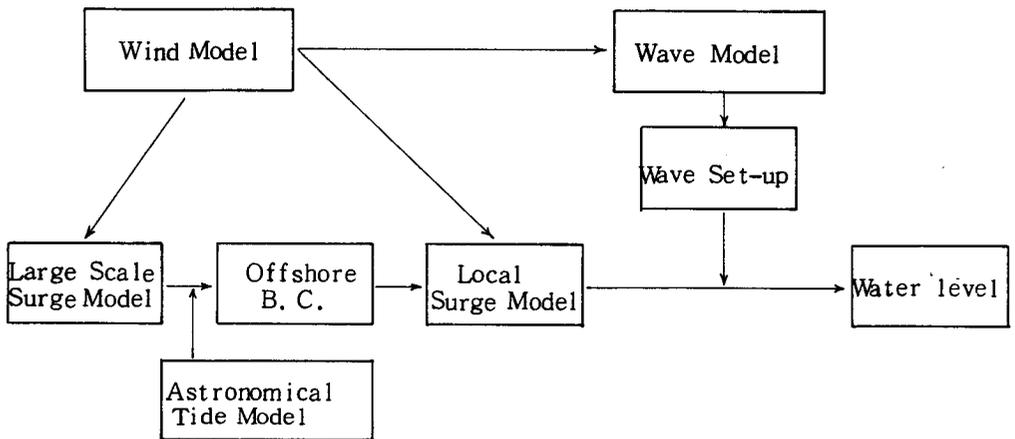


Fig. 3.4 Flow chart showing the procedure of water level prediction for the area with high tidal range.

第 4 節 觀測資料에서 Surge 計算

一般的으로 Surge 와 天文潮 사이의 相互作用이 적다는 假定下에서 Surge는 觀測된 總水位의 推定된 天文潮의 값과의 差異로 定義하고 計算한다. 여기서 天文潮 推定은 標準港에서는 調和常數를 利用한 豫報로 상당히 精確한 方法으로 天文潮를 推定할 수 있다.

Fig.(3.5)는 颱風 Agnes 때 檢潮所에서 觀測된 水位에서 天文潮로 빼고 氣象潮로 計算한것은 보여주며 Fig.(3.6), Fig.(3.7)은 各各 颱風 Cecil과 Brenda 때의 計算을 보여준다. Fig.(3.8)은 이 颱風들의 進로를 보여준다.

天文潮 計算을 위한 調和 常數가 없는 곳에서는 前 節에서 다룬 內插 혹은 外插에 의해 天文潮를 推定하여 觀測 資料로 부터 Surge를 計算할 수 있다. Fig.(3.9)는 潮汐의 調和 常數가 없는 場所에서 水壓式 波浪計에 나타난 水位로 부터 이 方法으로 Surge를 計算한 例이다.

天文潮의 推定이 쉽게 되지 않는 곳에서는 觀測된 資料에서 Low pass filter를 利用해서 比較的 큰 週波數의 天文潮 分潮를 Filter 해버림으로 간단히 氣象潮를 大略적으로 구할 수 있다. 이 方法에 의해 구한 氣象潮의 例는 Fig.(3.10)에서 보는 바와 같다. 이 方法에 있어서는 氣象潮와 天文潮가 같은 週波數帶에 걸쳐 있는 境遇가 상당히 있으므로 精確한 Surge를 구하기 어려운 境遇가 있다.

觀測된 水位나 推定된 天文潮를 빼는 方法은 天文潮와 氣象潮 사이의 相互作用은 無示함으로 相當한 오차를 보일수도 있다. 이 相互作用이 강한곳 위에서 計算된 차이에서 緩晩한 曲線을 그려(이 曲線위에 面積과 아래의 面積이 같게) 氣象潮를 구하기도 한다.

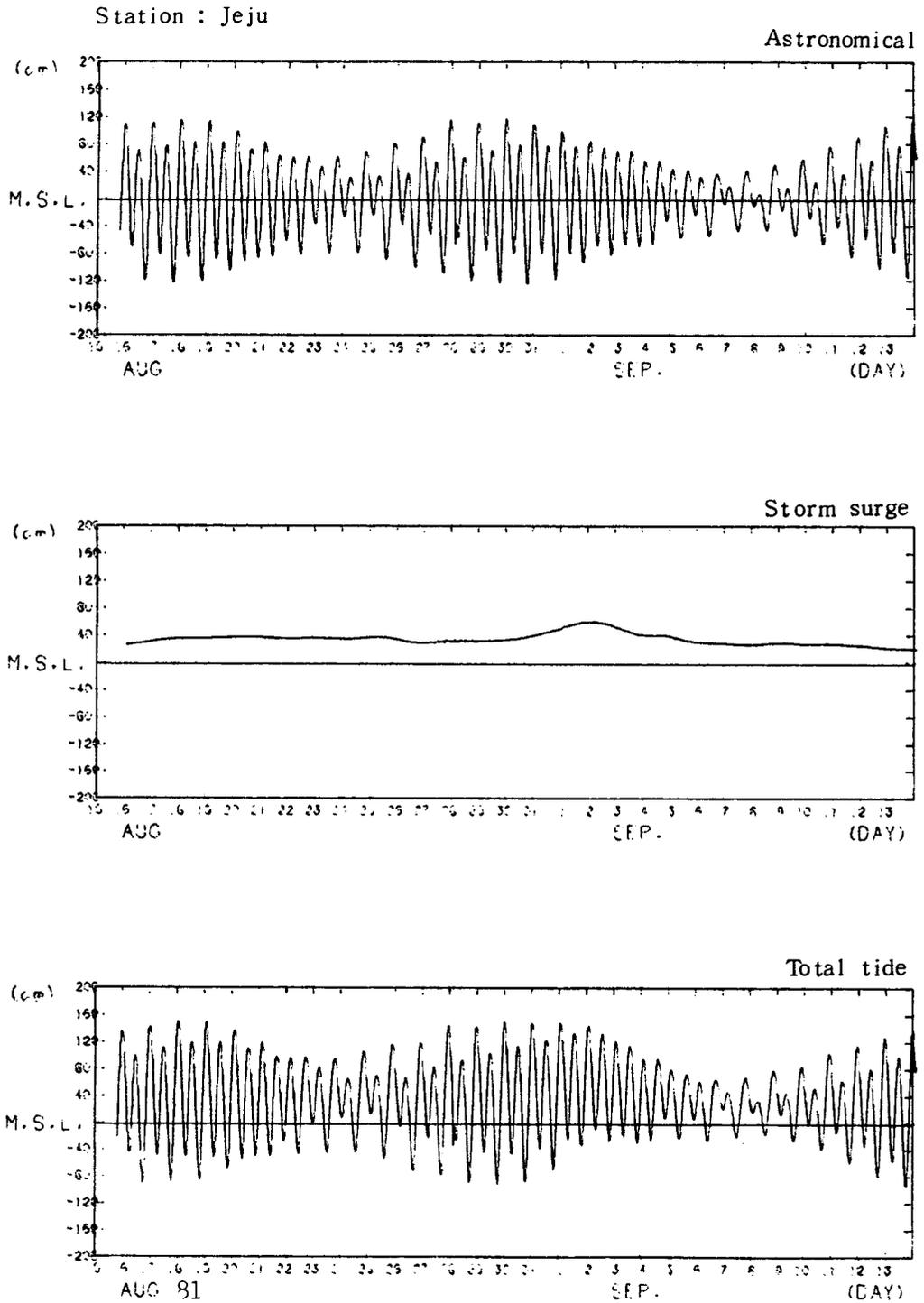
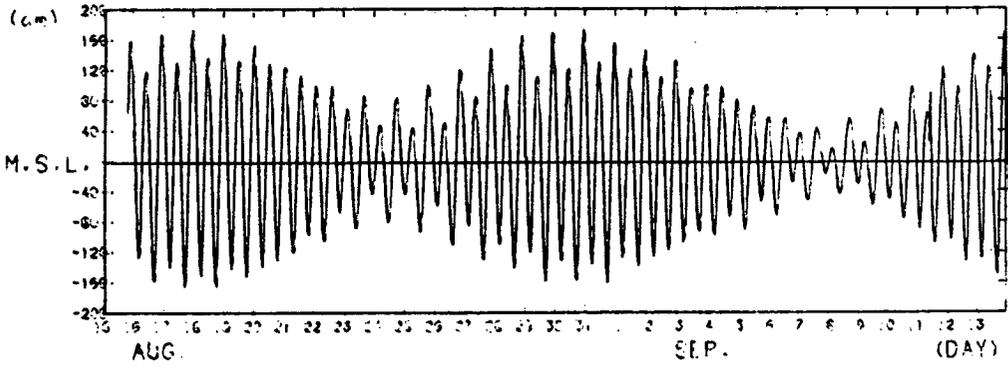


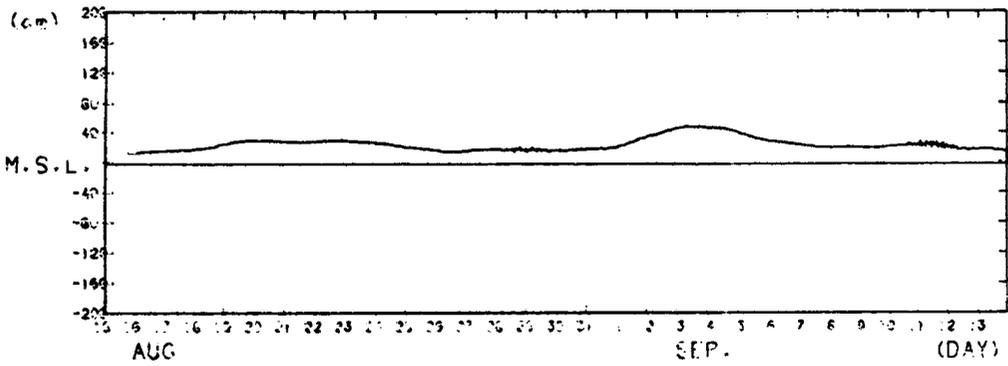
Fig. 3.5 The observed tide, the calculated astronomic tide and storm surge defined as the difference between the observed and predicted tide during the passage of typhoon Agnes, 1981.

Station : Yeosu

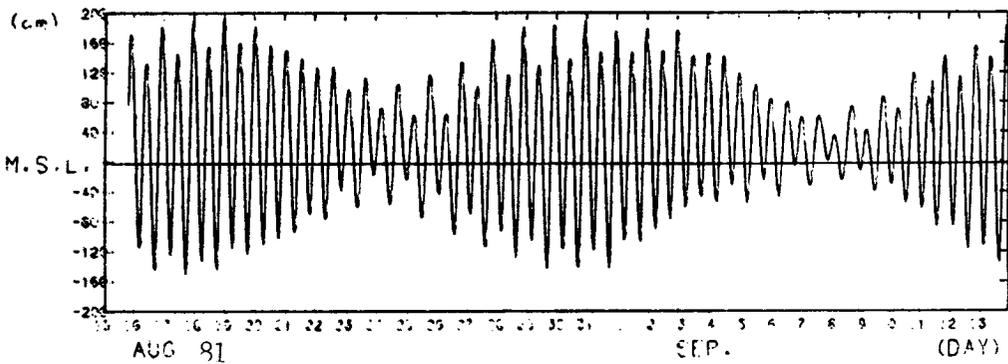
Astronomical



Storm surge

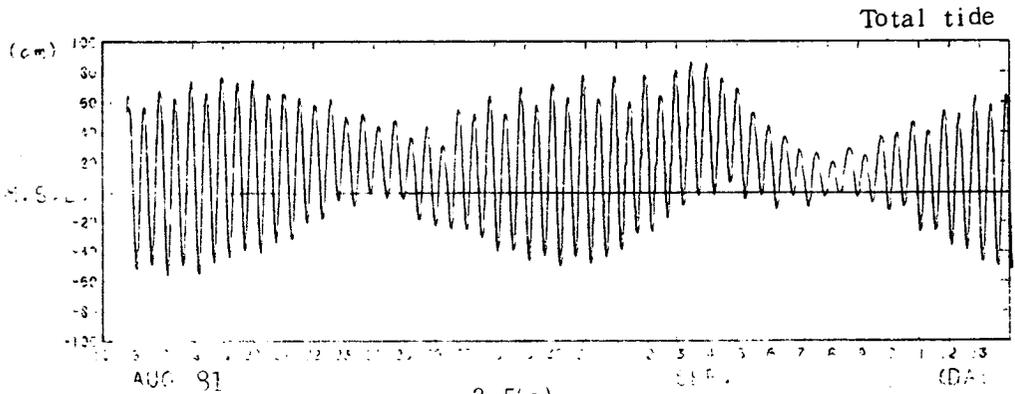
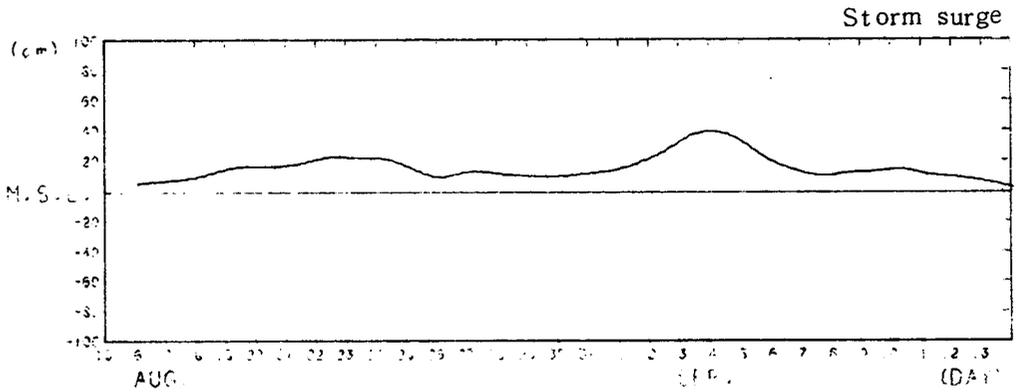
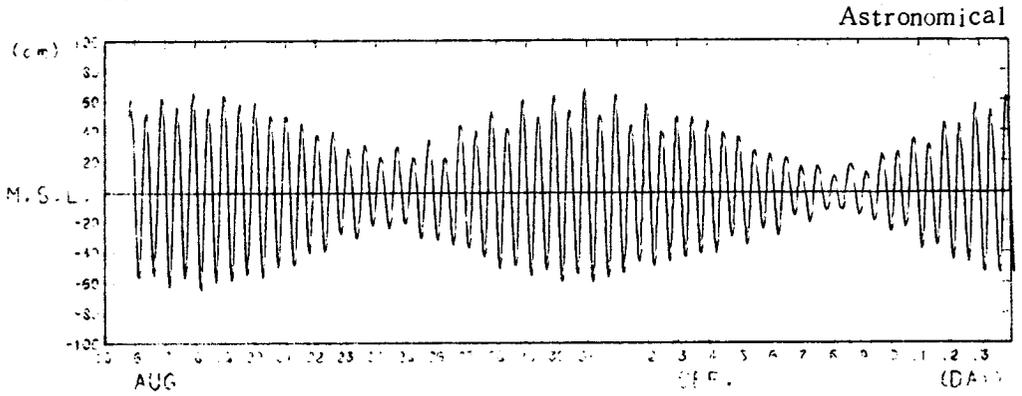


Total tide



3-5 (b)

Station : Busan



3-5(c)

Station : Jeju

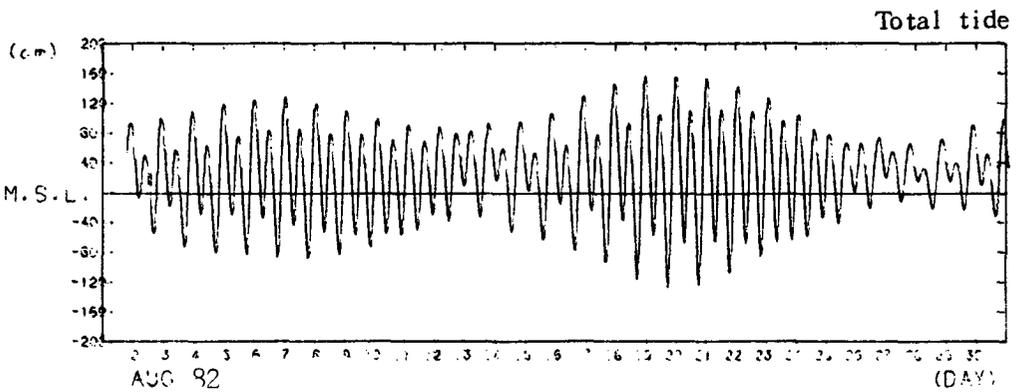
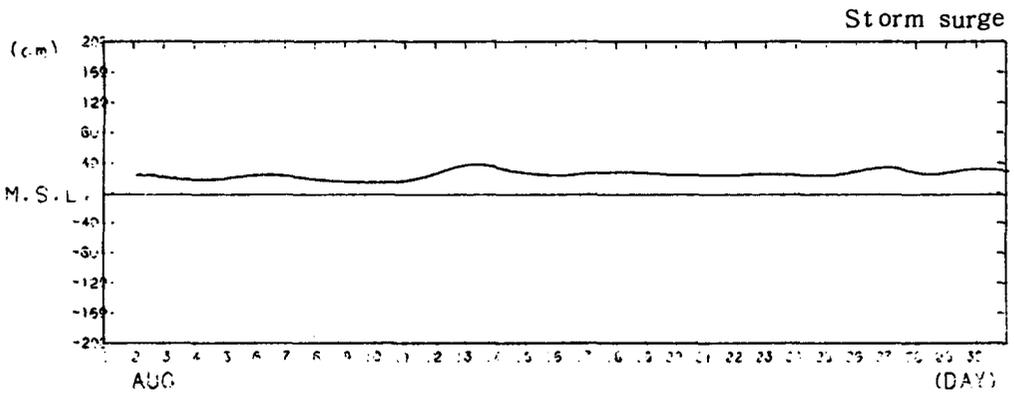
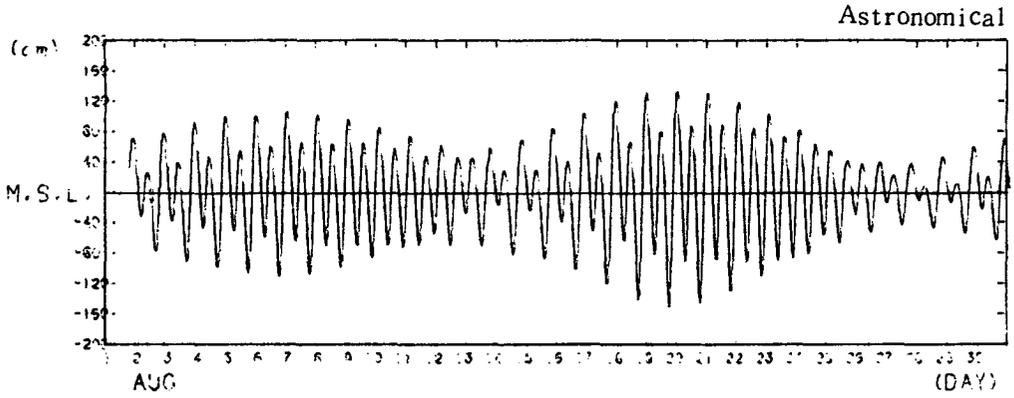
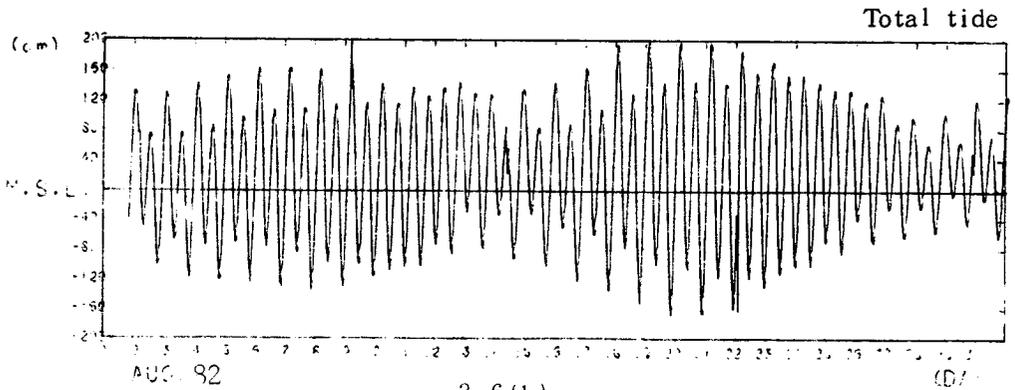
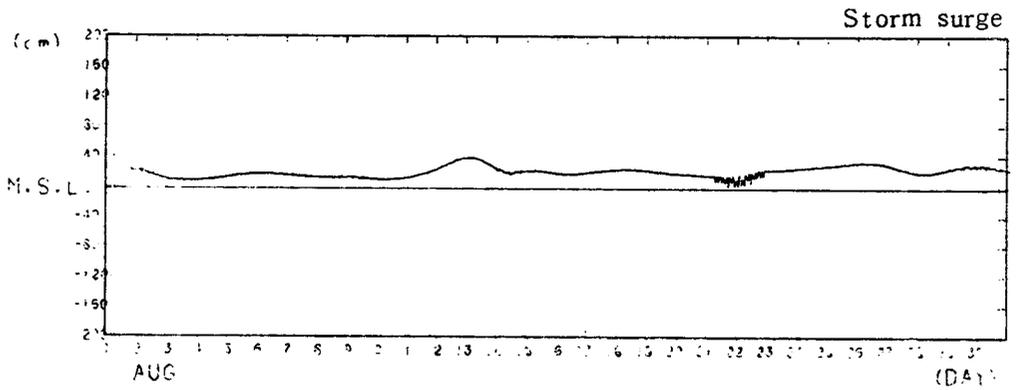
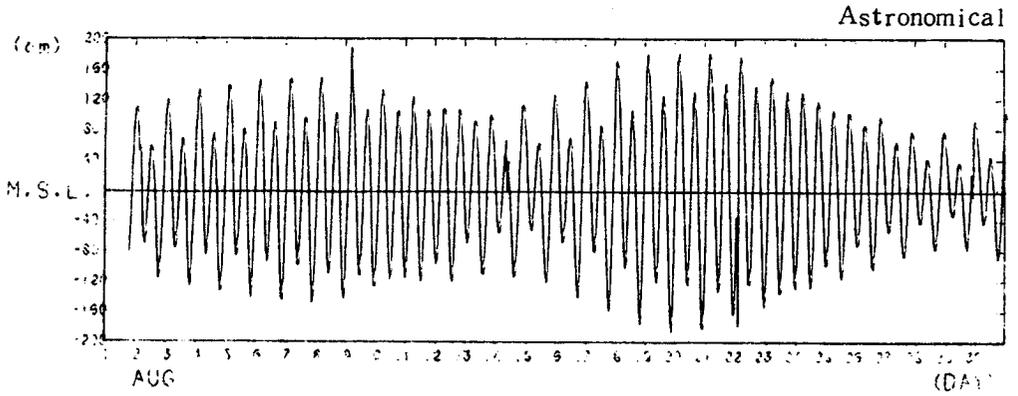


Fig. 3.6 The observed tide, the calculated astronomic tide and storm surge defined as the difference between the observed and predicted tide during the passage of typhoon Cecil, 1982.

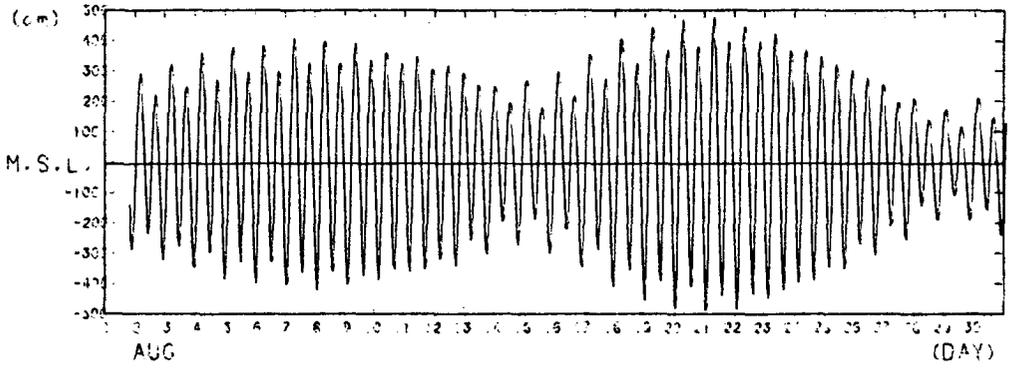
Station : Daehuksando



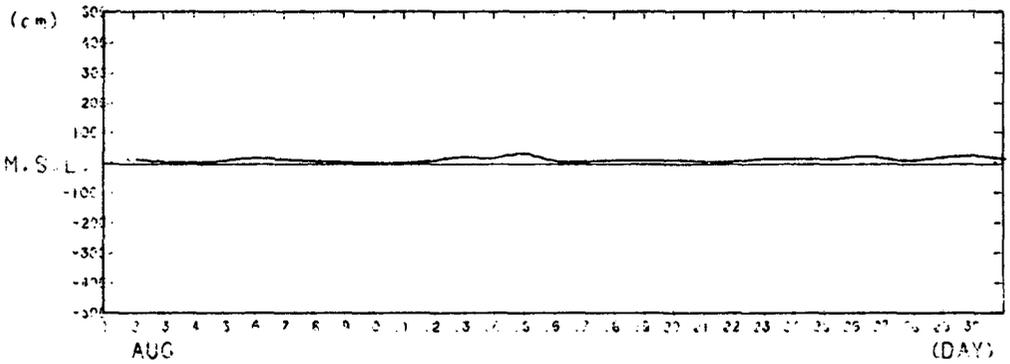
3-6 (b)

Station : Incheon

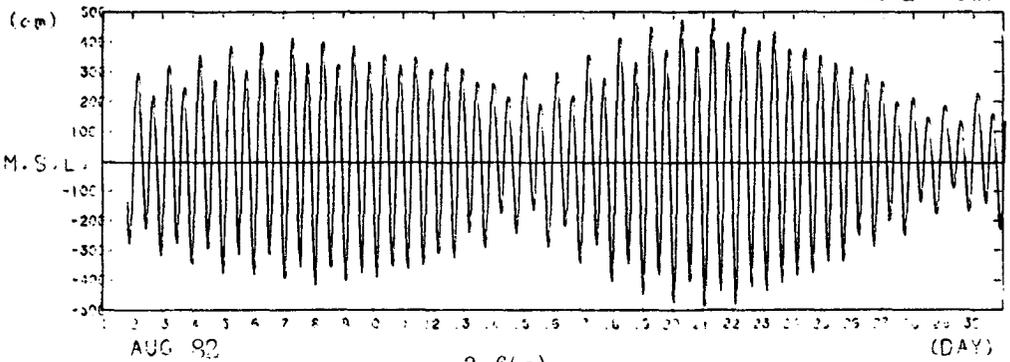
Astronomical



Storm surge



Total tide



3-6(c)

Station : Jeju

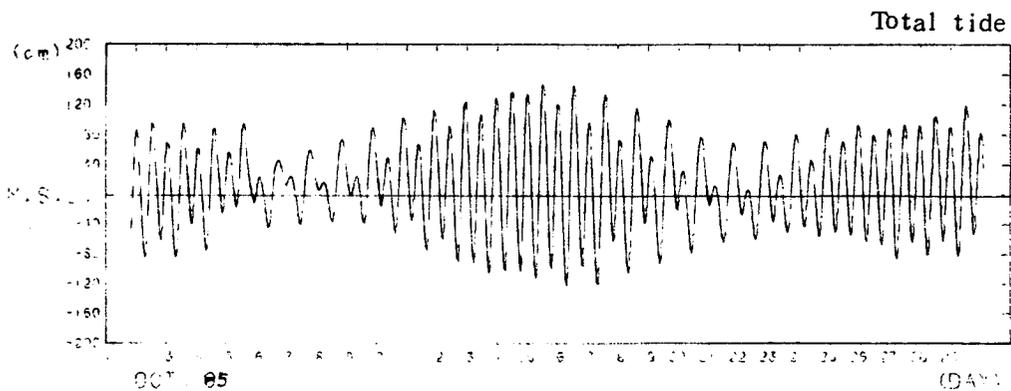
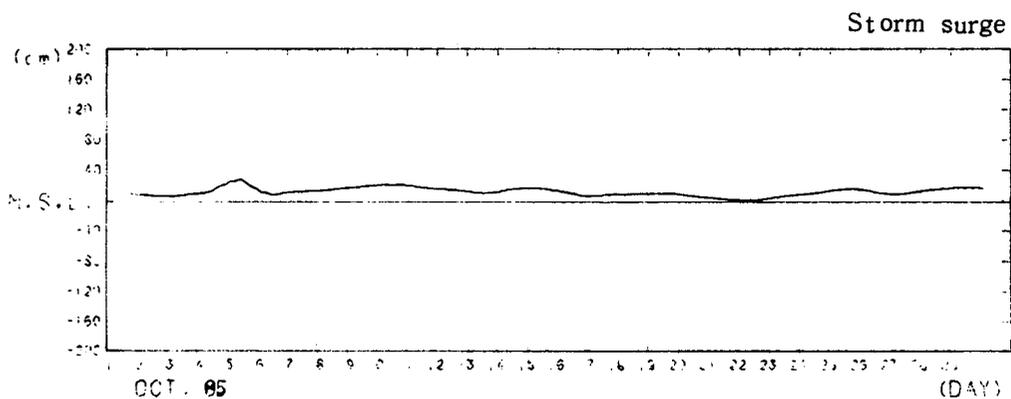
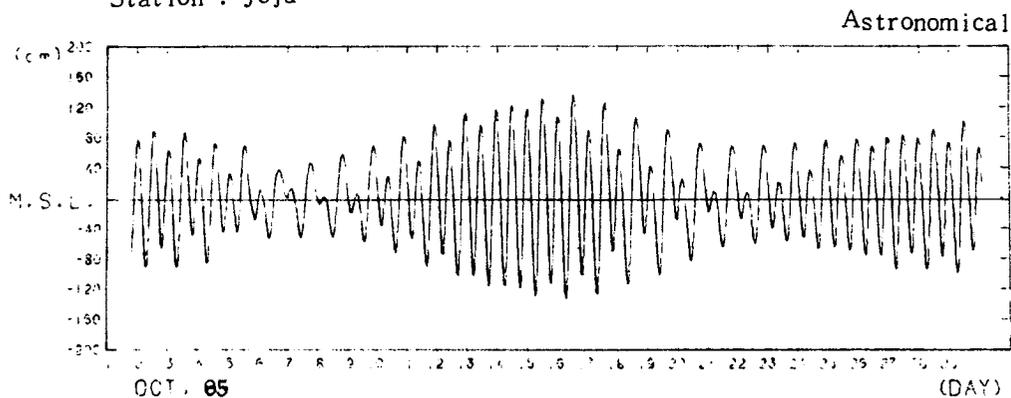
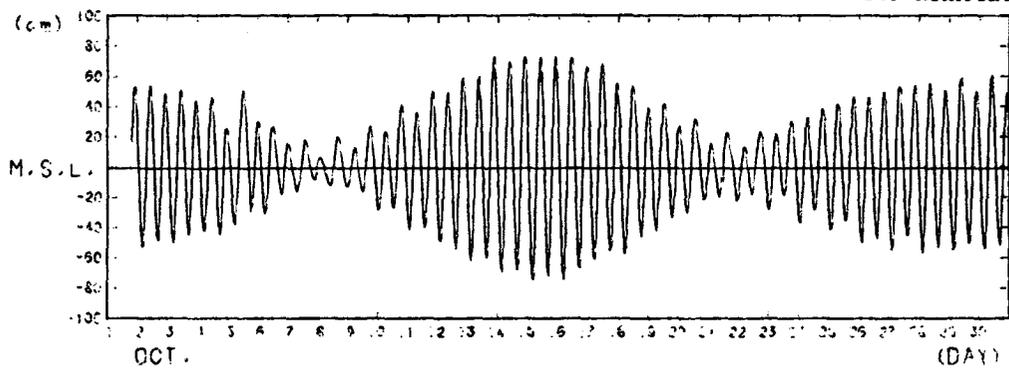


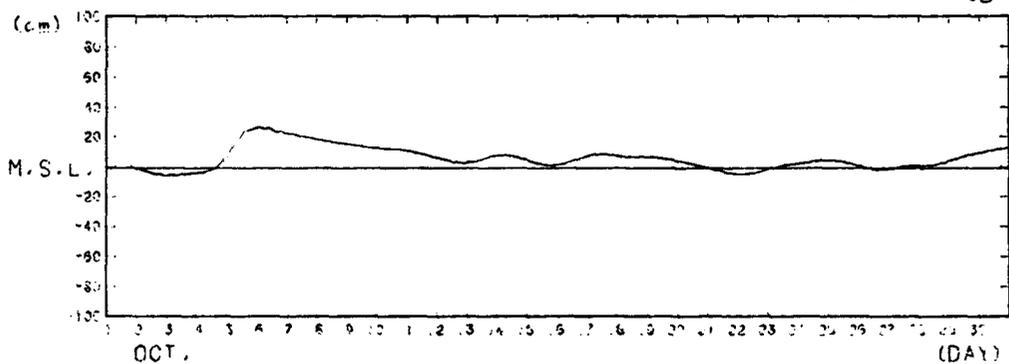
Fig. 3.7 The observed tide, the calculated astornomic tide and storm surge defined as the difference between the observed and predicted tide during the passage of typhoon Brenda, 1985.

Station : Busan

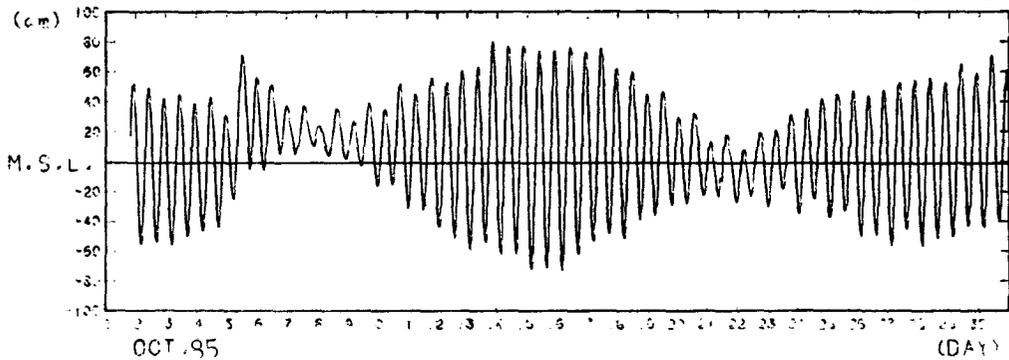
Astronomical



Storm surge



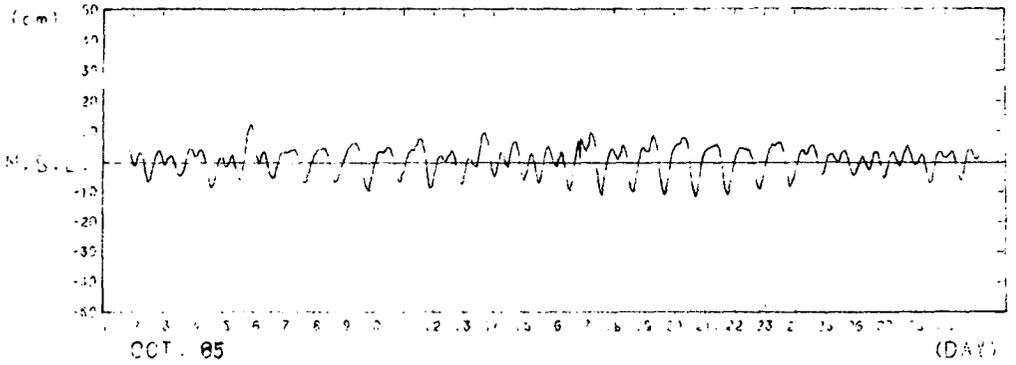
Total tide



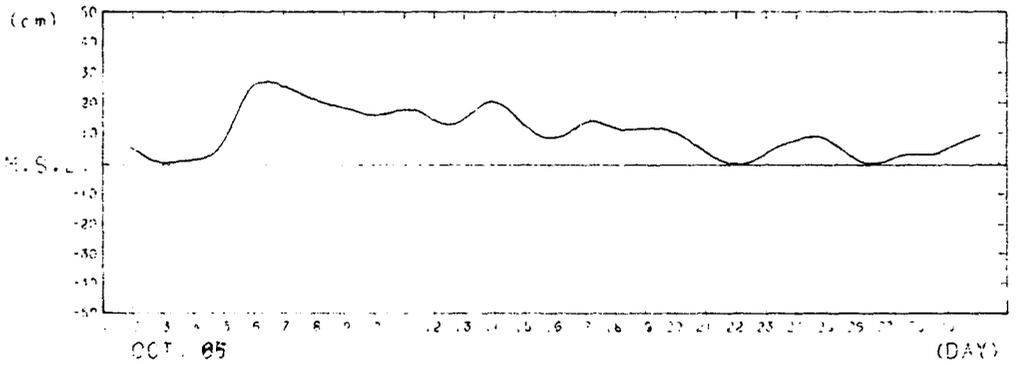
3-7(b)

Station : Pohang

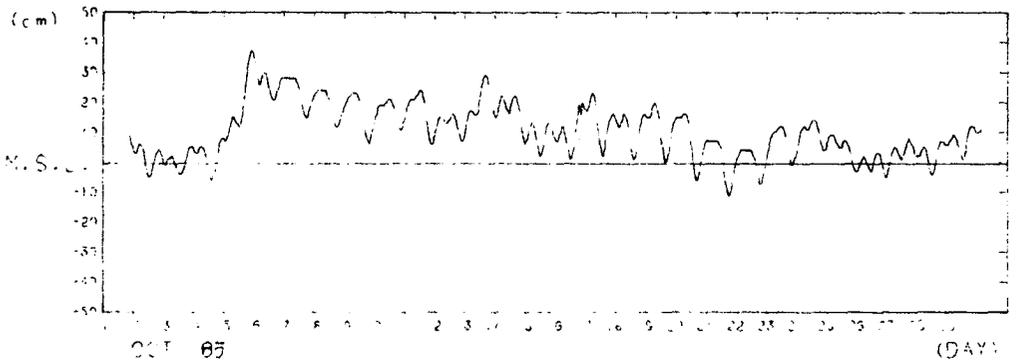
Astronomical



Storm surge



Total tide



3-7(c)

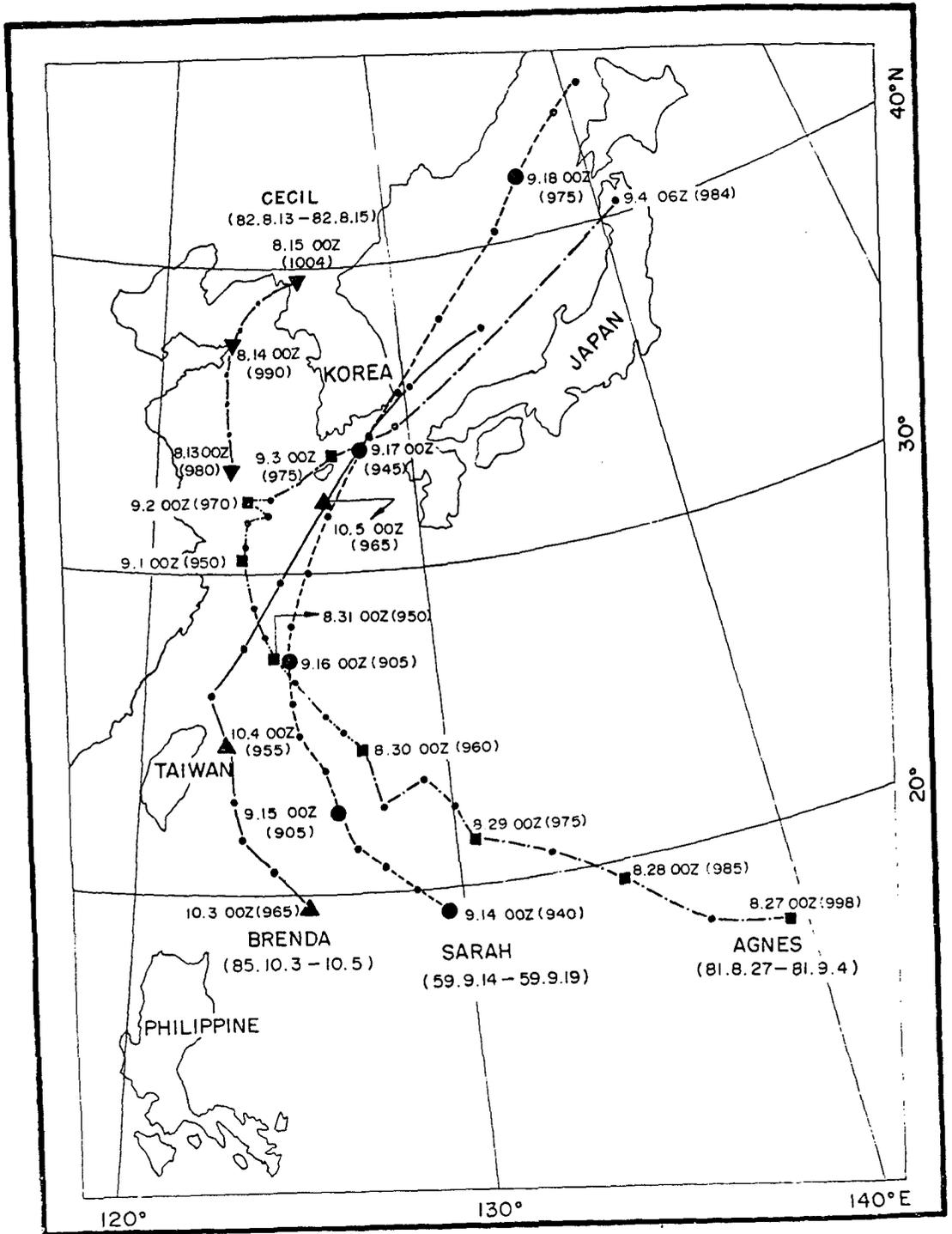


Fig. 3.8 Track of Typhoon Sarah, Agnes, Cecil and Branda.

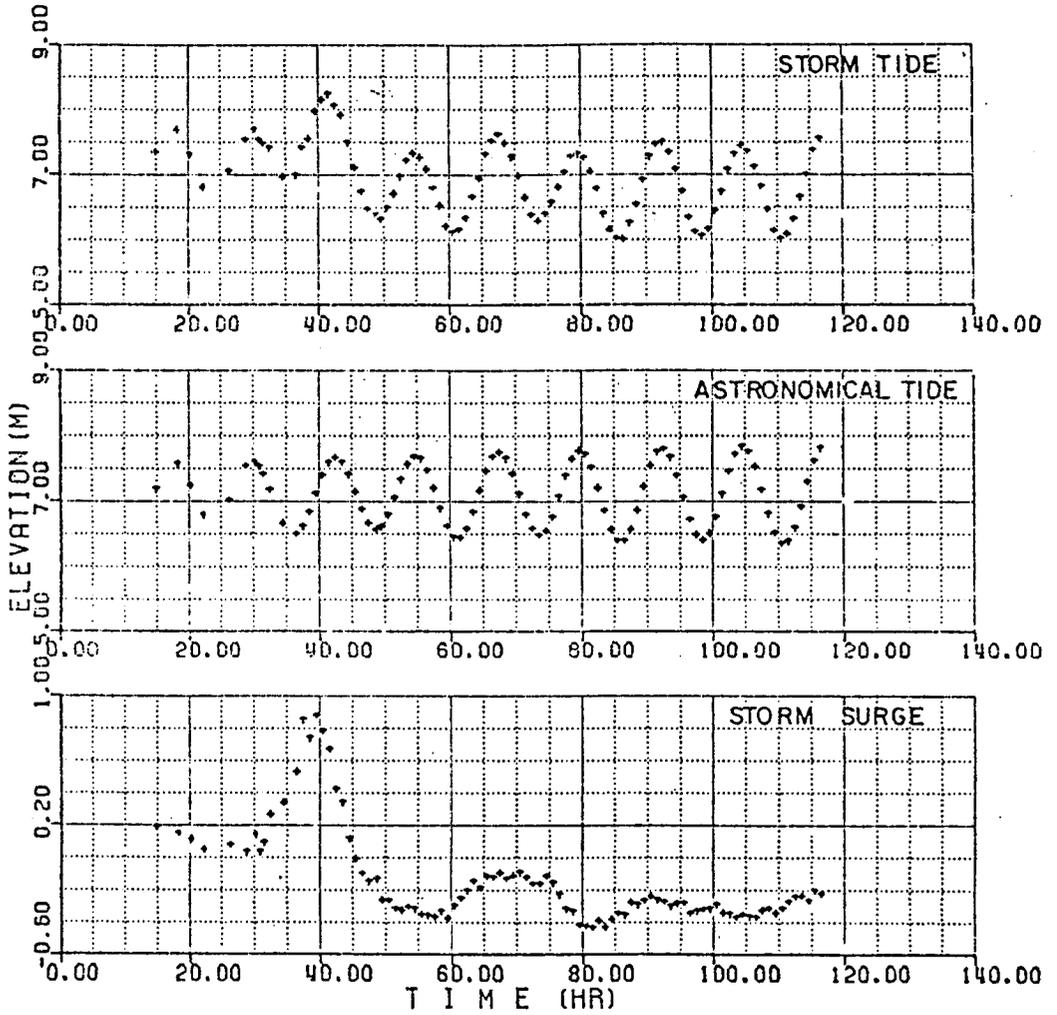


Fig. 3.9 Example of storm surge estimation for the non-primary tidal station.

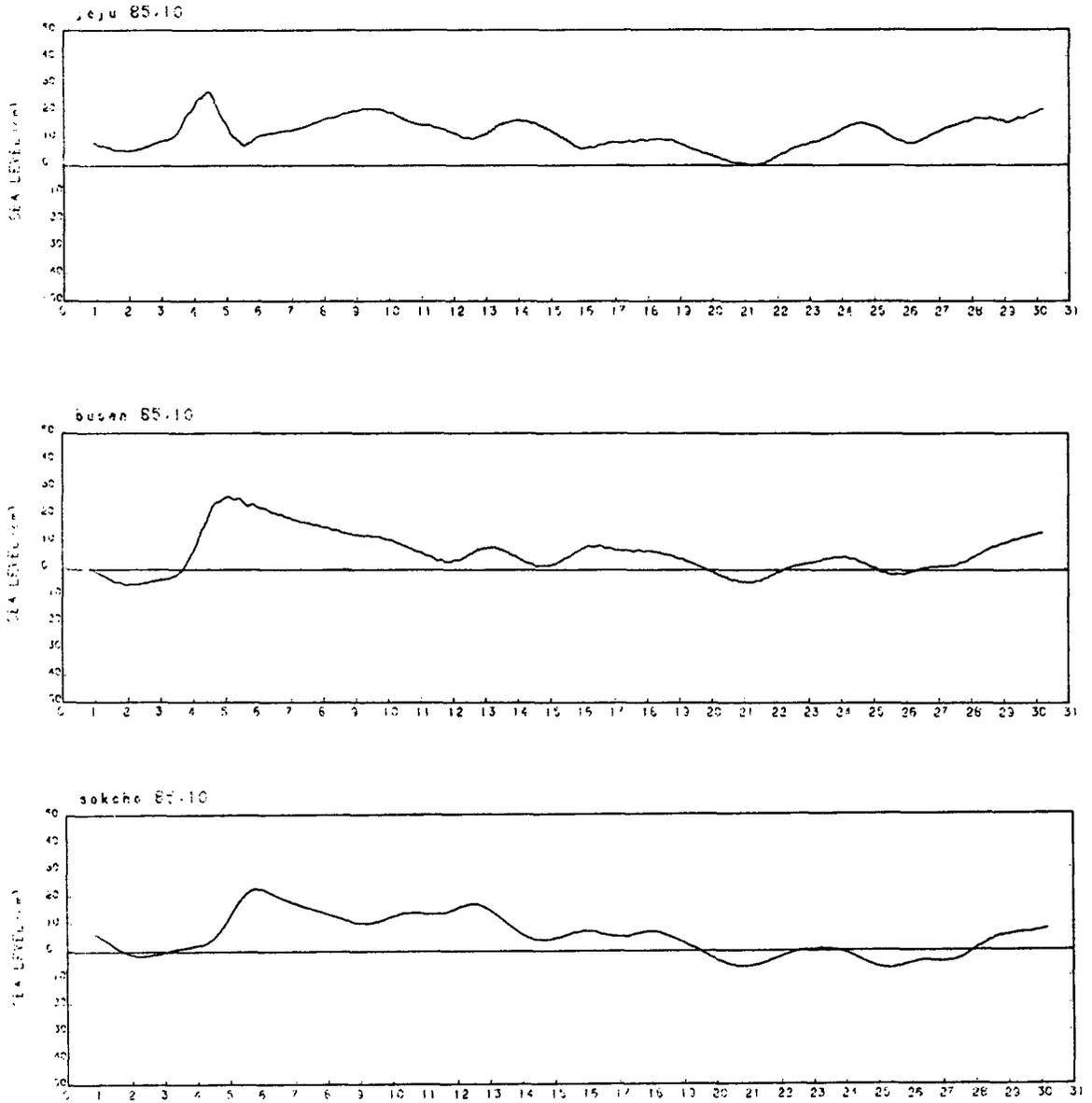


Fig. 3.10 Example of storm surge estimation for the non-primary tidal station using low pass filter.

第 5 節 韓 國 沿 岸 的 潮 汐

한 달 간의 推定된 潮汐이 Fig.(3.11)에서 서로 比較되었다. 이 그림에서 보는 바와 같이 韓 國 沿 岸 的 潮 汐은 高 潮와 低 潮가 번갈아 約 6.2時間 마다 일어나는 Semi-diurnal tide 로 일조부등의 지수로 사용되는 形態數

$$r = (K_2 + O_1) / (M_2 + S_2) \quad (3.8)$$

은 Table (3.1)에서 보는 바와 같다. 東 海 岸은 Fig.(3.12)에서 보는 바와 같이 북쪽으로 올라 갈수록 일조 부등이 강하여 1日 1回潮가 되는 경우도 있다.

水路局 潮汐表(1986)에서 서술된 韓 國 沿 岸 的 潮 汐 的 特性은 다음과 같다.

西 海 岸

一潮不等은 一般的으로 적으나, 潮差가 크므로 약간 큰 潮高의 不等을 볼 수가 있다. 平均海面은 2月에 가장 낮고 8月에 가장 높으며, 그 差는 約 0.5 m에 달한다. 大潮差는 西海岸 南部에서의 約 3.0 m부터 북쪽으로 올라감에 따라 增加하

Table 3.1 Parameter $r = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_1}$ for major coastal stations of Korea.

Station	r	Station	r
Incheon	0.17	Jeju	0.40
Kusan	0.20	Yeosu	0.22
Mokpo	0.31	Chungmu	0.21
Daehuksando	0.30	Gadukdo	0.15
Geomundo	0.31	Busan	0.10

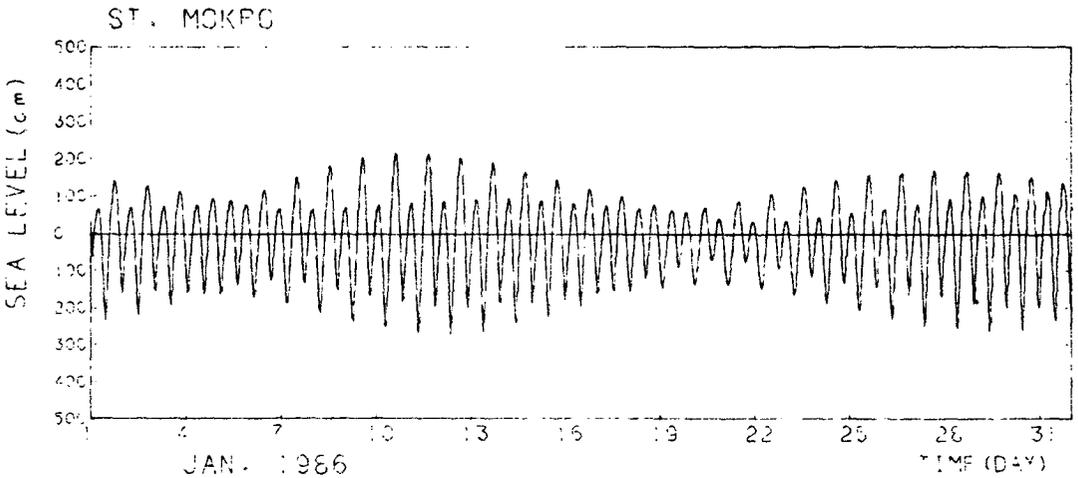
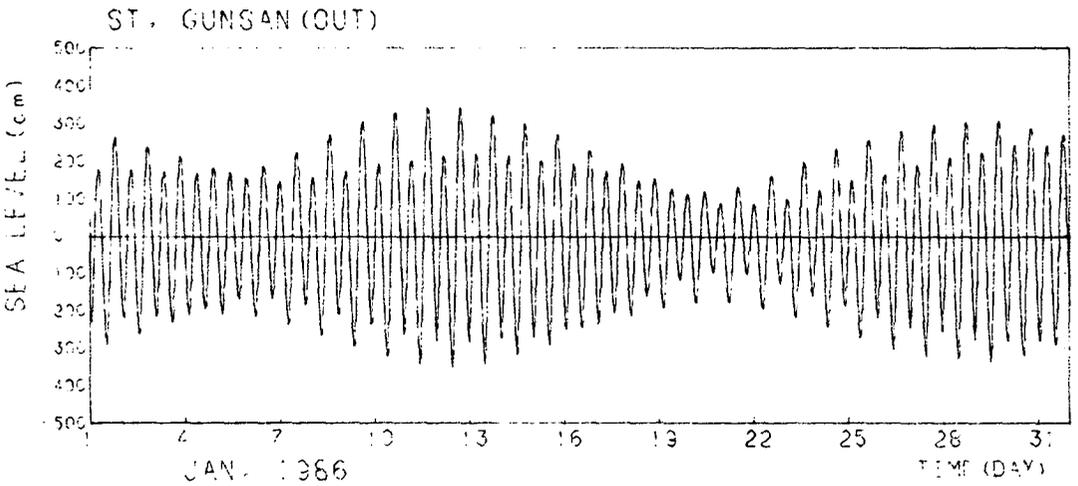
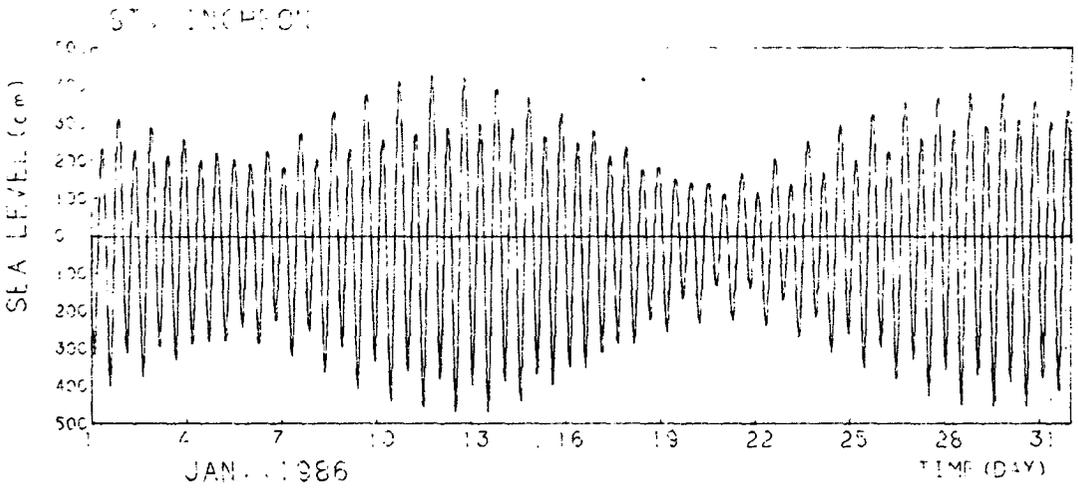
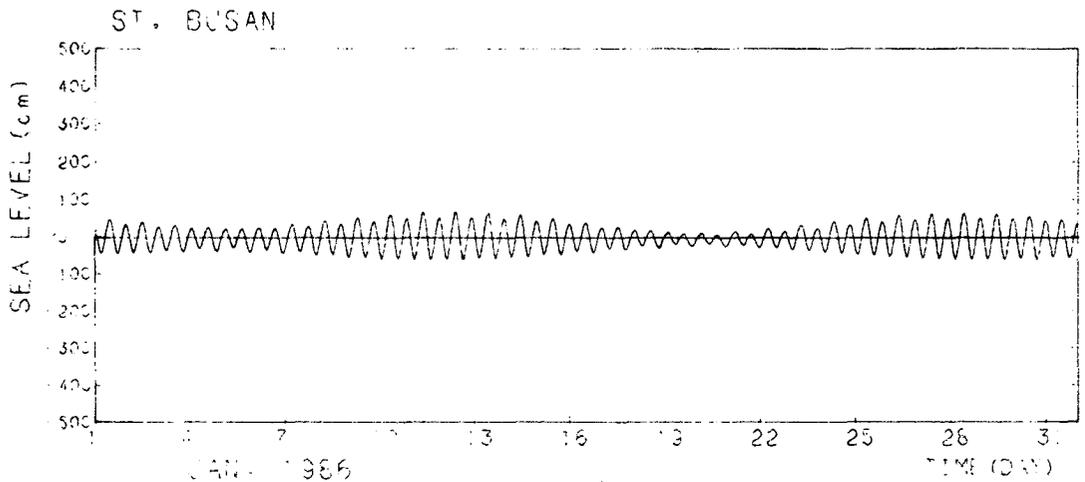
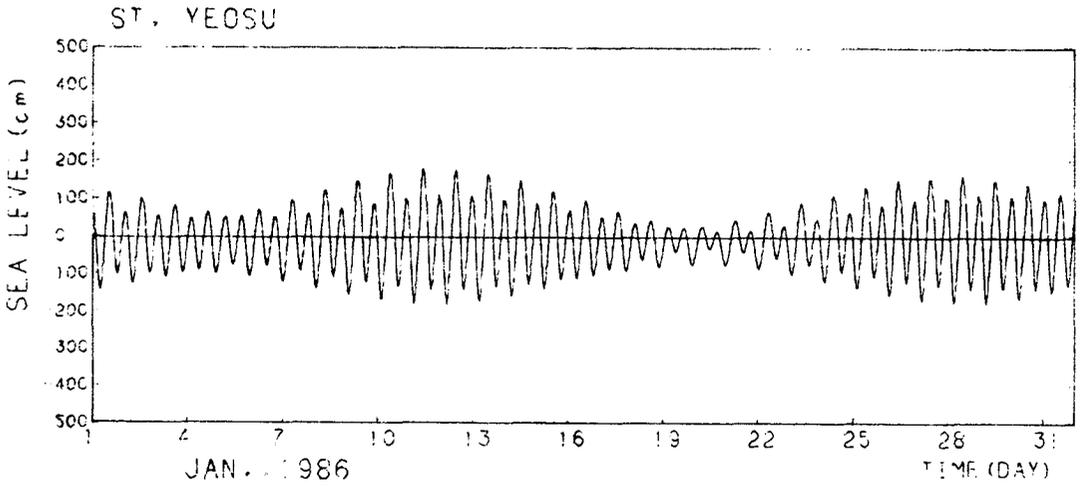
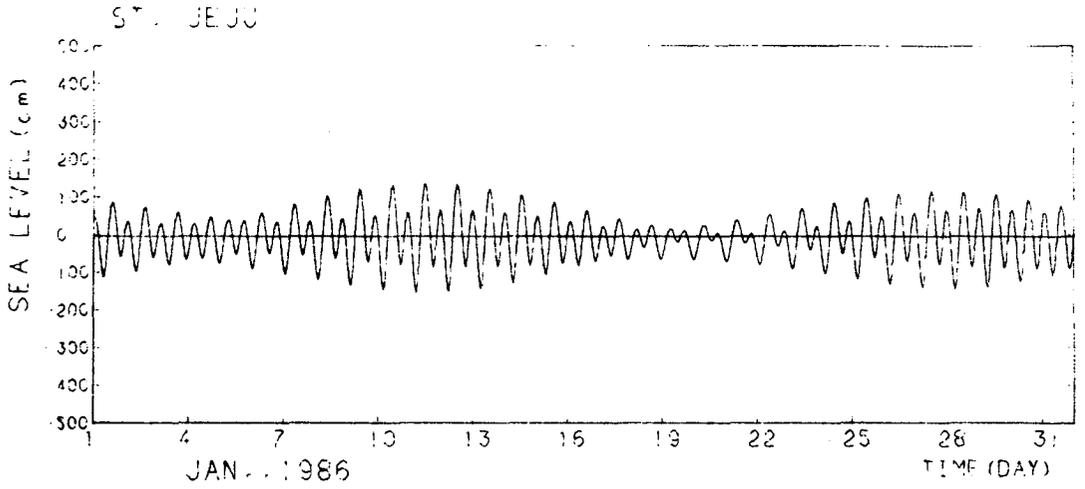


Fig. 3.11 Plot of predicted hourly tide heights for January 1986 at several locations in Korea.



3-11(b)

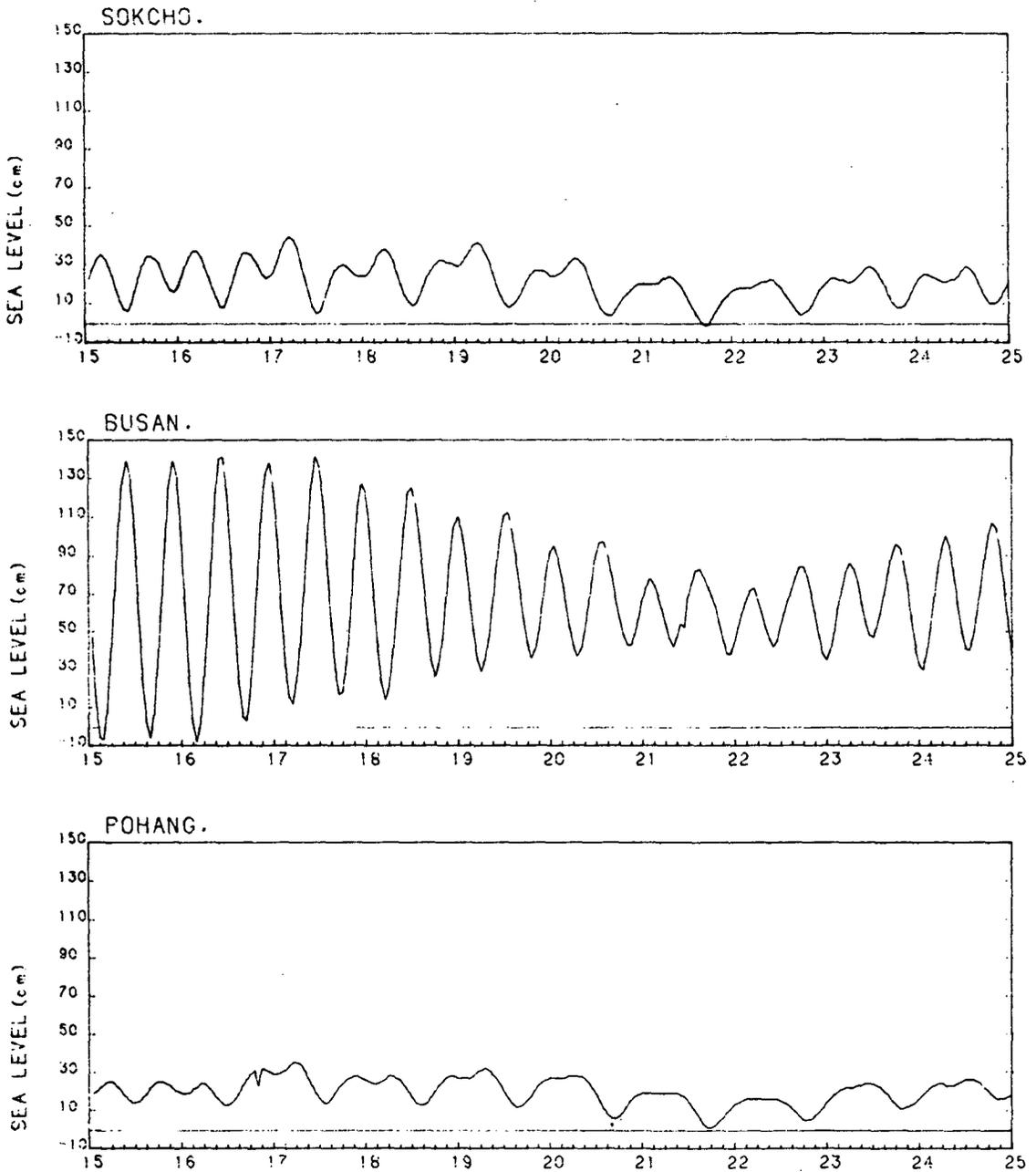


Fig. 3.12 Plot of observed tide heights for three eastern coastal stations.

여 군산 부근에서 約 8.0 m에 달한다. 여기서부터 북쪽으로는 減小하여 대청도 부근에서는 約 2.8 m가 되나 다시 增加하여 남포에서는 約 4.8 m, 압록강 入口에서는 約 4.2 m가 된다.

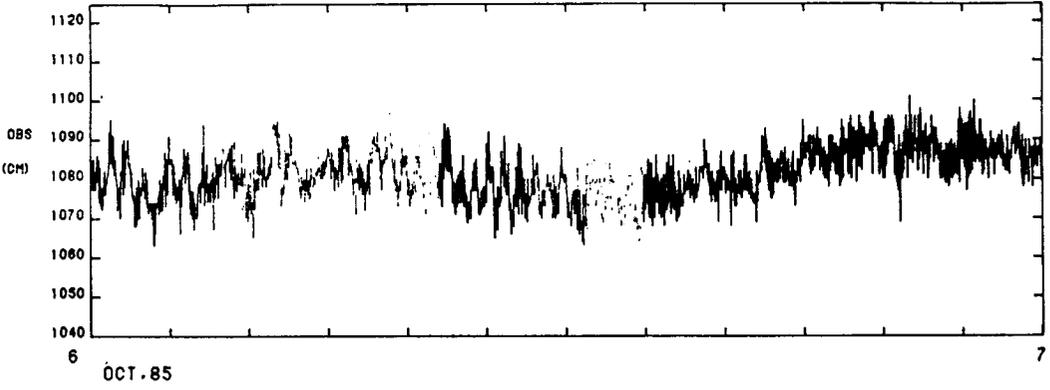
南 海 岸

一潮不等이 매우 적고 대개 規則的인 昇降을 한다. 大潮差는 부산의 1.2 m로부터 서쪽으로 감에 따라 增加하여 여수에서 3.0 m, 완도에서 3.1 m가 된다. 平均海面은 2월에 最低, 8월에 最高로 되어 그 차는 約 3.0 m에 달한다.

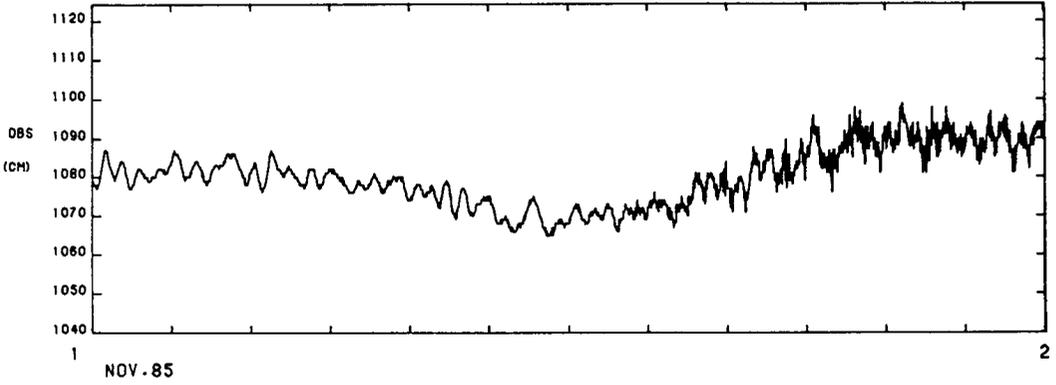
東 海 岸

東海岸의 潮汐은 매우 적어 潮差는 0.3 m內外에 不過하다. 日潮不等은 매우 顯著하여 1日 1회가 되는 수가 있다. 봄·가을철 朔望前後에는 대개 規值的으로 1日 2회의 高潮와 低潮가 있다. 大潮差는 감포 以北은 0.3 m以下이며, 울산에서 0.5 m, 고리에서 0.7 m, 부산에서 1.2 m로 남으로 갈수록 점차 增加한다. 平均海面은 3월이 가장 낮고 8월에 가장 높으며, 그 차는 約 0.3 m로서 여름철의 가장 높은 潮高와 거의 같은 높이로 되는 곳도 있다. 또한 어떤 港灣에는 海面의 副振動 現象이 있어 그 昇降이 潮汐에 의한 昇降보다 큰 境遇가 있다. Fig.(3.13)은 포항에서 水位 觀測의 例를 보여주는데 狀況에 따라 各各 다른 週波數의 副振動이 겹쳐 있음을 알 수 있다. 이 港의 副振動을 일으키는 힘으로는 波浪 train이 group을 이루어 접근할 때 Fig.(3.14)에서 보는 바와 같은 波浪 group에 묶인 長波 成分에 의한 港의 공명으로 인한것을 생각 할 수도 있다. 이를 豫報 할 수 있기 위해 各 氣象 條件에 따른 波浪의 grouping의 特性을 觀測資料로 부터 조사 해볼 必要가 있겠다.

TIME PLOT (ST. POHANG)



TIME PLOT (ST. POHANG)



TIME PLOT (ST. POHANG)

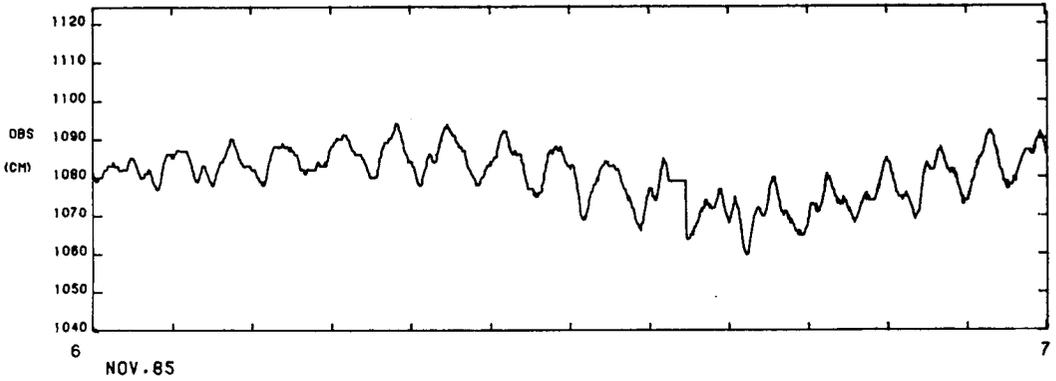


Fig. 3.13 Example of harbor oscillation measured at Pohang.

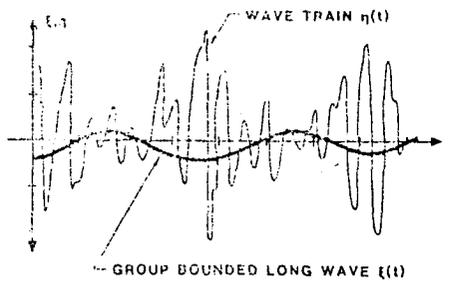


Fig. 3.14 Diagrammatic sketch of group locked long wave.

第4章 氣象潮豫報를 위한 海面氣壓 및 바람 推定

第1節 海面氣壓 推定

颱風에 의한 氣象潮의 신속한 計算을 위해 필요한 海面氣壓의 推定을 熱帶性 低氣壓과 溫帶性 低氣壓을 구분하여 할 수 있다.

1. 熱帶性 低氣壓(颱風)

颱風의 바람推定은 等壓線을 同心圓으로 看做하고 氣壓分布를 颱風의 몇개의 Parameter 들(中心氣壓, 最大風速帶 半徑, 外部氣壓, ...)로 모델하여 이로부터 解析의으로 구해내는 方法이 一般的으로 이용된다. 가장 널리 사용되는 颱風의 氣壓場 모델로는 Schloemer 가 Fig. (4.1)에서 보는 바와 같이 9개의 Florida hurricane 을 검토하여 대략적으로 颱風中心에서 半徑 r 떨어진 位置에서의 海面氣壓을 다음과 같이 나타낸다.

$$(P_r - P_o) / (P_\infty - P_o) = \text{Exp}[-R/r] \quad (4.1)$$

여기서 P_o = 颱風中心氣壓

P_r = 半徑 r 에서의 海面氣壓

P_∞ = 颱風 影響圈 밖에서의 海面氣壓

R = 最大風 半徑

이외도 여러 颱風 氣壓모델들이 제의되었다(Fujita 1962, Holland 1980, 등).

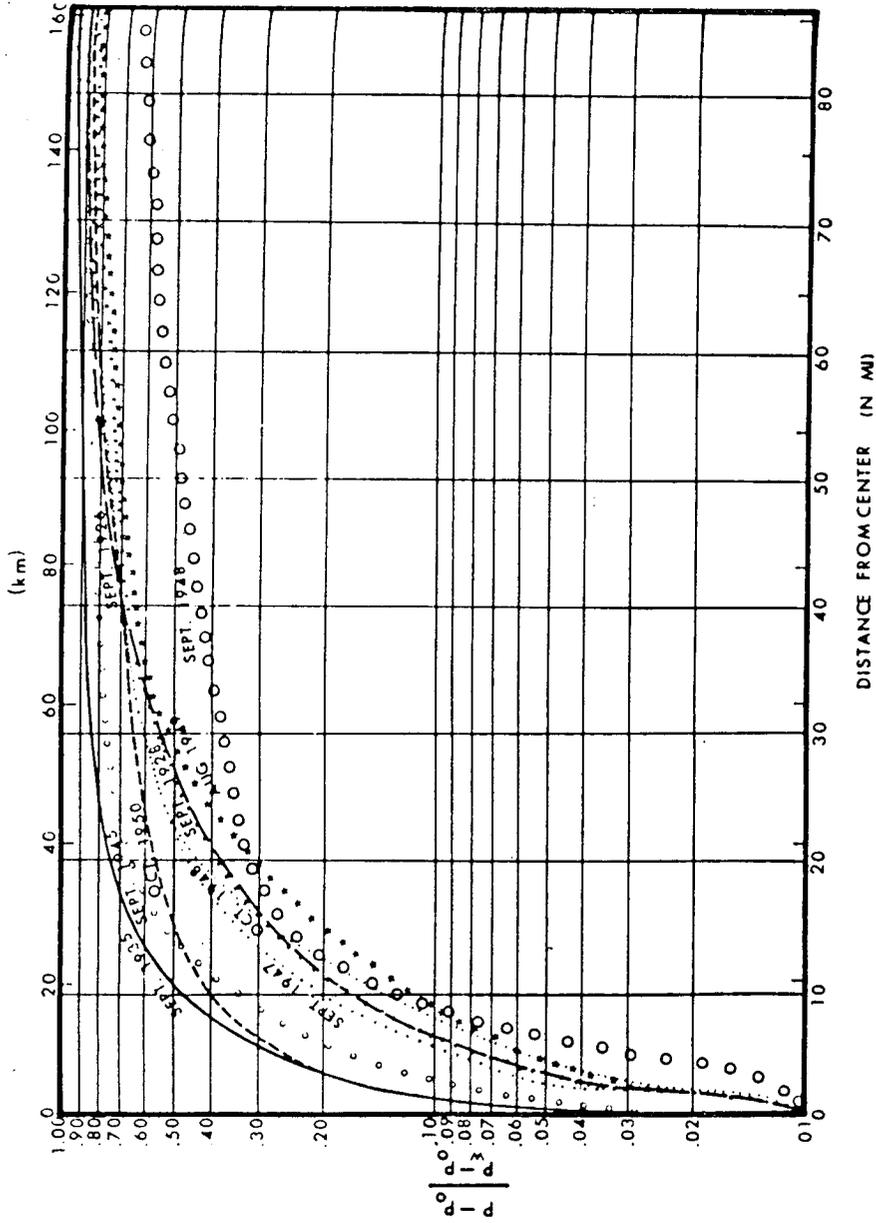


Fig. 4.1 Smoothed pressure profiles of Florida hurricanes using observed pressure values (Schlemer, 1954).

요약하면 대략적으로 두 종류의 모델로 정리된다(Bretschneider 등 1984) :

i) . Hydromet Model 이 그 중에 한 경우인 수정된 Rankin Vortex 모델

ii) . BRET MODEL-X, Fujita 모델 그리고 Jelenianski 모델들이 각각 特別한 경우인 一般 BRET 모델

이 두 모델의 海面氣壓의 數學的 形態는 다음과 같다.

$$(P_r - P_o) / (P_\infty - P_o) = A e^{-B \frac{R}{r}} \quad (4.2)$$

$$(P_r - P_o) / (P_\infty - P_o) = 1 - [1 + a \left(\frac{r}{R} \right)^2]^{-b} \quad (4.3)$$

여기서 A, B 그리고 a, b는 常數이다.

Bretschneider (1984)는 각 狀況에 따른 적절한 모델의 選定 基準으로 最大 風速帶에서 가상의 Coriolis 속도와 理論上의 Cyclostrophic 風速의 比를 나타내는 無次元 Rankin Vortex Number, N_c , 를 사용했다.

$$N_c = \frac{fR}{V_c} \quad (4.4)$$

여기서 f 는 Coriolis parameter 이고 V_c 는 最大 Cyclostrophic wind 를 나타낸다. $\Delta P_o = (P_\infty - P_o)$ 를 밀리바, R 을 해리, V_c 를 노트의 단위로 식(4.4)는

$$N_c = 0.522 R \sin(\phi) / (K \sqrt{\Delta P_o}) \quad (4.5)$$

여기서 ϕ 는 緯度, K 는 11.3에서 11.7 사이의 常數이다. Table (4.1)에 Bretschneider 가 提議한 颱風 모델의 選定 基準이 제시되어 있다.

Table 4.1. A SUGGESTED GUIDE FOR SELECTION OF MODEL
(Bretschneider 1984)

HYDROMET RANKIN VORTEX RODEL (Eq. 7)		
A = B = 1		0.0 < N < 0.05
A = B = 5/4 (approx. est.)		0.03 < N _{CR} < 0.08
BRET MODELS (Eq. 8)		
Fujita	(b = 1/2)	0.03 < N < 0.08
BRET-X	(b = 1)	0.06 < N < 0.15

2. 溫帶性 低氣壓

溫帶性 低氣壓은 모양, 氣壓分布 등이 不規則하여 颱風처럼 몇 개의 Parameter 로 모델하는 것은 不可能하다. 이를 위해서는 海面 大氣壓場을 天氣圖로부터 Digit 化하여 求解야 한다. 이것은 여러 複雜한 過程을 거쳐야함으로 실제 迅速한 推定에는 많은 人力과 努力이 必要하다. 正確度는 떨어지나 값싸게 迅速히 해양모델의 入力資料로 海面氣壓을 구하는 方法으로 溫帶性 低氣壓도 熱帶性 低氣壓과 같이 몇 개의 Parameter 로 Model 하는 方法을 試圖할 수 있다.

美國 北東海岸의 溫帶性 低氣壓의 境遇 Stone & Webster Engineering Corp. (1978)는 低氣壓內의 氣壓分布를 몇 개의 parameter 로 다음과 같이 모델하였다.

$$(P_r - P_o) / (P_p - P_o) = e^{-a \left(\frac{R_o}{r} - 1 \right)} \quad (4.6)$$

여기서 P_r = 中心에서 距離 r 에서의 氣壓

P_p = 低氣壓 周邊 氣壓

R_o = r 軸에서 角度 θ 인 點의 周邊氣壓

Fig. (4.2)은 低氣壓 모델을 보여준다. 常數 “a”는 經驗的으로 구했다.

$$a = 0.07254 + 0.03806 \theta - 0.1334 \theta^2 + 0.03862 \theta^3 - 0.002919 \theta^4 \quad (4.7)$$

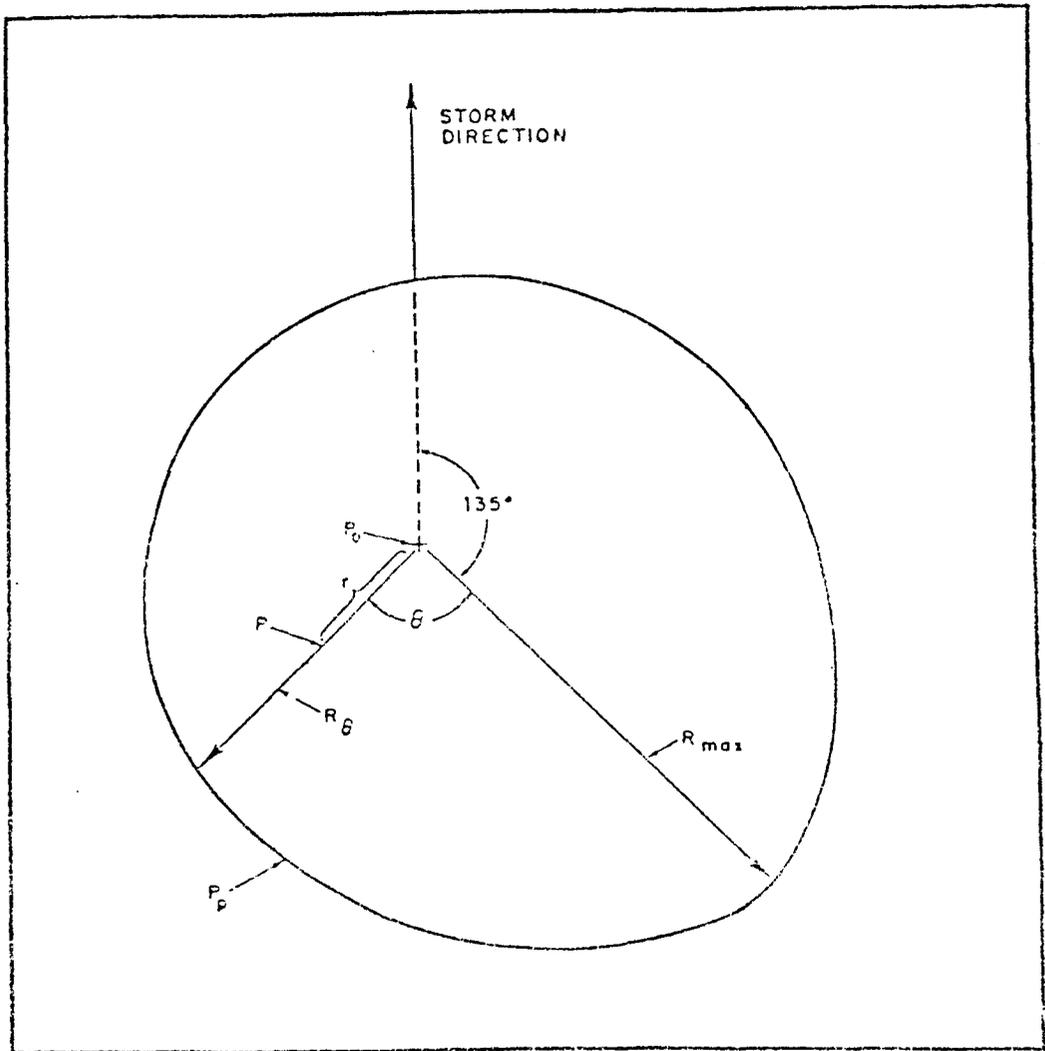


Fig. 4.2 Definition sketch of Northeast storm model (Stone & Webster Engineering Corps., 1978).

여기서 θ 는 低氣壓 進行 方向에서 부터 反時計方向의 角이다.

周邊 等壓線은 8 個의 資料에 의해 經驗的으로

$$R_0 / R_{max} = 1 - 0.3143 \theta + 0.05003 \theta^2 \quad (4.8)$$

여기서 R_{max} 는 長軸 方向의 最大距離이다.

角 θ 는 R_{max} 로부터 時計方向으로의 角을 나타낸다.

예로서 Fig. (4.3) 에서와 같이 觀測된 等壓線 패턴을 Fig. (4.4) 에서와 같이 모델했다. 한국 근해를 통과하는 溫帶性 低氣壓 경우도 여러 지상 천기도를 분석하여 이렇게 간단히 모델할 수 있을 것이다.

3. 冬季 大陸性 高氣壓

冬季 장출하는 시베리아 高氣壓은 氣象 시스템이 방대하여 황해같은 바다보다 훨씬 크다. 이런 경우 둘러싸인 沿岸觀測地로부터 각 格子點에 內插하여 구할 수도 있다. 이 方法은 매우 간편하여 컴퓨터로써 完全 自動化시킬 수 있다. 매 3시간마다 각 總觀 氣象觀測所로부터 觀測되는 氣壓資料가 自動으로 컴퓨터에 入力될 수 있으며 이 資料로서 各 格子點에 內插하여 구한 氣壓資料가 氣象潮 모델의 入力資料로 使用될 수 있다. 이는 단지 現況資料만이고 豫報로는 이 方法이 통하지 않는다.

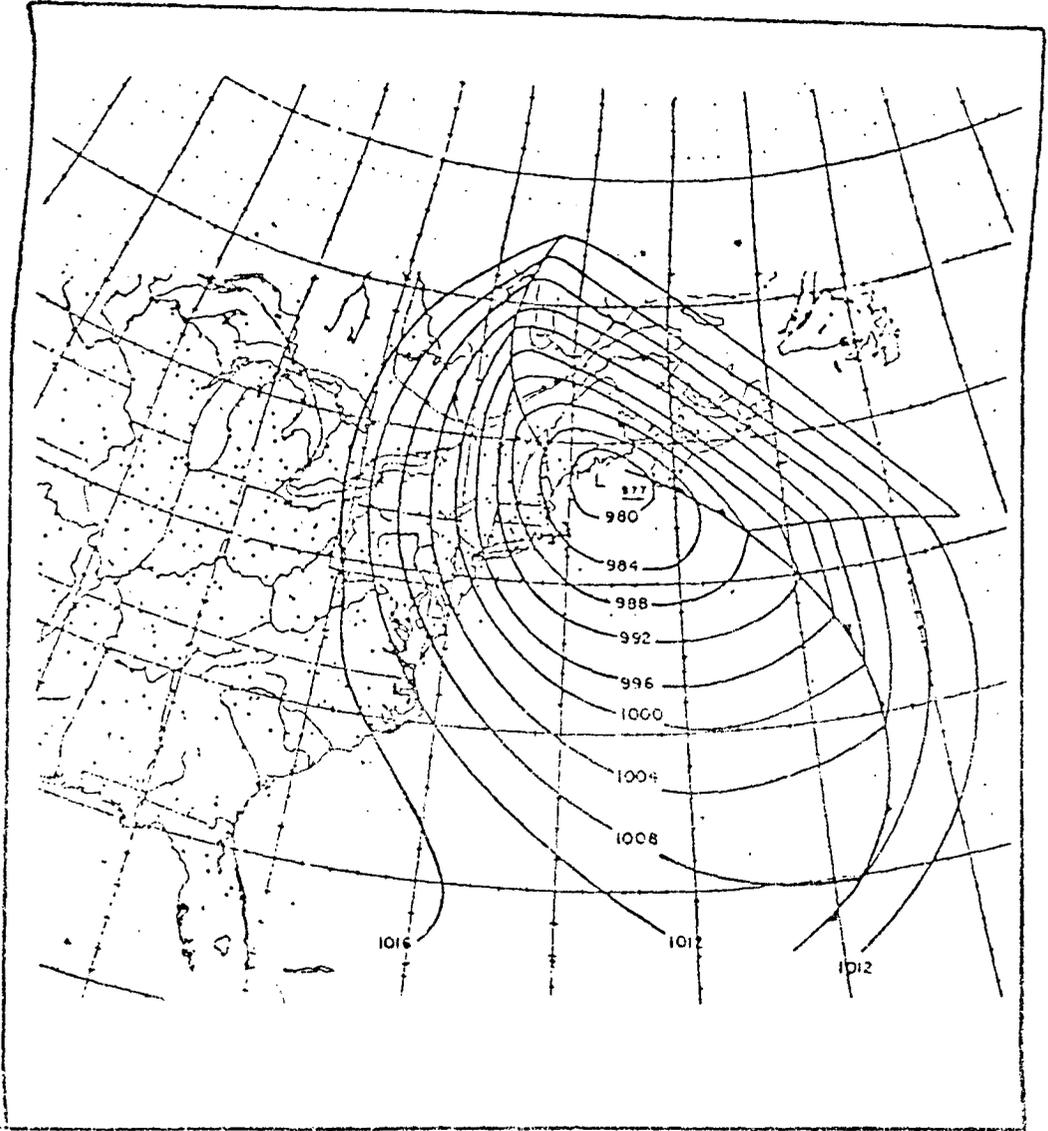


Fig. 4.3 Observed pressure field for the Northeaster (Stone & Webster Engineering Corps., 1978).

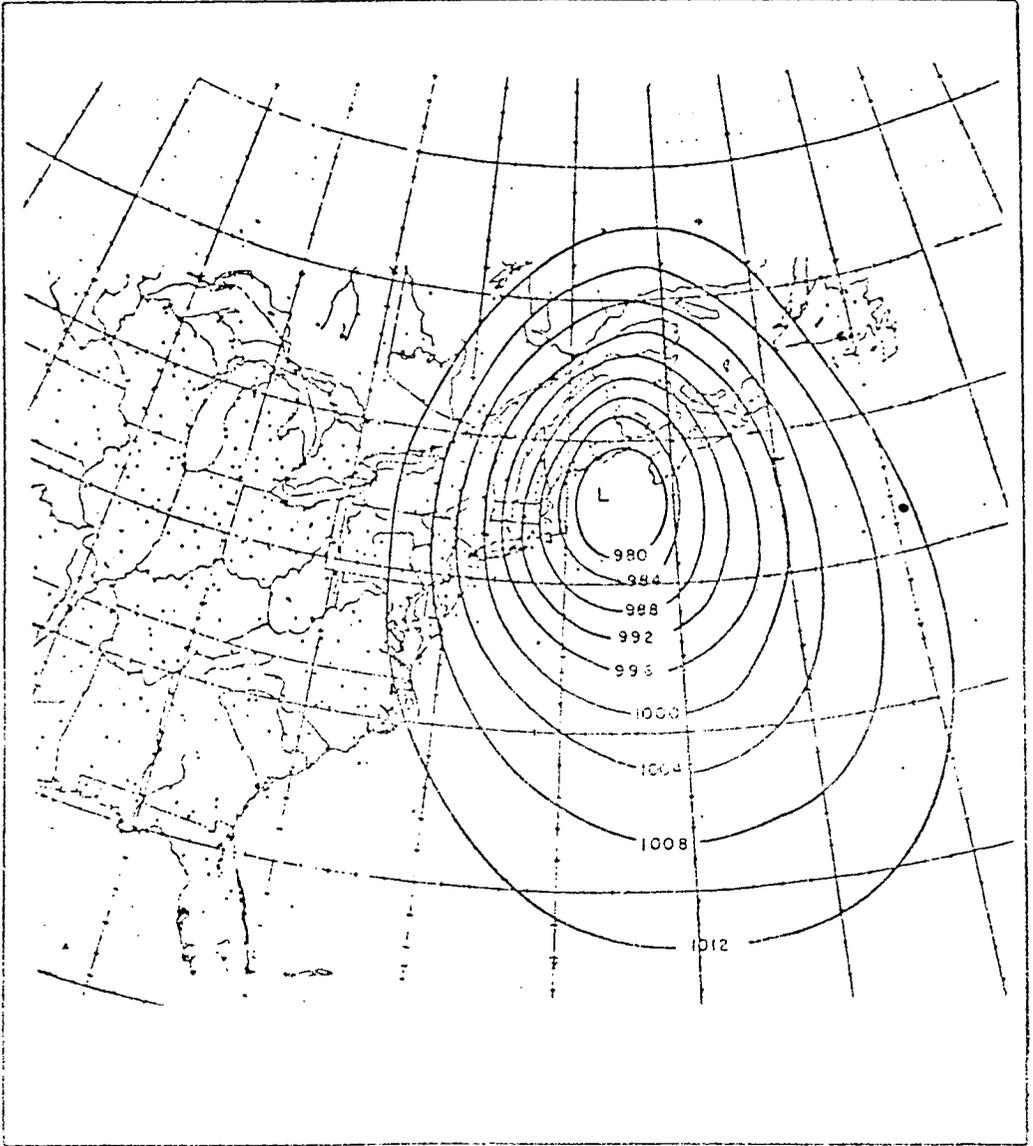


Fig. 4.4 Synthetic pressure field for the Northeaster (Stone & Webster Engineering Corps., 1978).

第2節 氣象潮 計算을 위한 바람 推定

颱風 特히 颱風時의 바람 推定에는 다음과 같은 세 가지의 方法으로 바람을 추정할 수 있다.

1) 氣壓은 매 6시간 간격의 地上 天氣圖를 Digitizer 를 이용하여 Digitize 한 氣壓資料로 부터 場所와 時間에 따라 內插하여 海上風 推定 모델 내의 각 格子點 마다 海面 氣壓을 구하거나 위의 절에서 言及한 方法에 의한 海面氣壓 推定으로 부터 간단히 地形風, W_g

$$W_g = \frac{1}{2\rho \sin \phi} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (4.9)$$

을 계산하여 海面 摩擦 影響을 考慮하기 위해 海面風 W_s 와의 간단한 經驗式

$$W_s = A W_g + B \quad (4.10)$$

을 간단히 使用하는 경우가 있다.

그러나 颱風과 같이 等壓線의 曲率이 크고 또 颱風이 빨리 움직여 非定常 狀態의 境遇 簡略化 하지 않은 運動 方程式을 數值的으로 풀어야 더욱 正確한 바람장을 얻을 수 있다. 이런 수치 모델로 Kang 등(1985)에 의해 한국에 소개된 KNMI 와 MPI 의 MAC7 海上風 推定 모델이 이용될 수 있다. US Army Corps of Engineers 는 Wave Hindcasting 에 사용하기 위해 海面 氣壓場과 下層 大氣 安定度 그리고 觀測된 바람으로 부터 모델의 格子點에 바람을 計算하는 모델을 開發하였다. 여기에 대해서는 Resio(1982)에 의해 說明되어 있다.

2) 海面 摩擦影響, 颱風移動 影響을 無視하고 單純化한 方程式에서 解析的으로 傾度風을 구하고 점차 무시된 影響을 補正해 주는 方法으로 簡單化한 運動 方程式은 極 座標系에서

$$\frac{U^2}{r} + fU = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (4.11)$$

여기서

$$U = -\frac{fr}{2} + \sqrt{\frac{fr}{2} + \left(\frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}\right)^2} \quad (4.12)$$

無視된 두 影響은 다음과 같이 단계적으로 보정한다.

- i) 海面 摩擦 影響은 위에서 구한 傾度風에서 간단히 補正 係數 C_1 를 適用해 구하며 方向 等壓線 接線 方向에서 颱風中心쪽으로 $20 \sim 30^\circ$ 의 偏向시킨다.

$$U_s = C_1 U_G$$

- ii) 颱風移動 影響은 위에서 구한 静止한 颱風때의 海面風 Vector 와 다음 Vector 의 疊으로 구한다.

$$\vec{U} = \vec{U}_s(r) + \vec{U}_{SM}(r) \quad (4.13)$$

여기서
$$\vec{U}_{SM} = \frac{Rr \vec{V}_f}{R^2 + r^2} \quad (4.14)$$

- 3) 摩擦力 R 만 無視한 움직이는 颱風의 flow의 運動 方程式 (Holmboe, 1945) 颱風進行速度가 V_f 일 때 다음과 같은 方程式을 얻을 수 있다 (Wilson, 1958)

$$\frac{U^2}{r} + \frac{UV_f}{r} \sin \theta + fU = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (4.15)$$

여기서 Fig. (4.5)에서 보는 바와 같이 다음과 같이 求해진다.

$$U = Uc \left[\sqrt{(G+1)} - G \right] \quad (4.16)$$

여기서

$$U_c = \sqrt{\frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad (4.17)$$

$$G = \frac{1}{2} \left(\frac{V_f \sin \theta}{U_c} + \frac{U_c}{U_g} \right) \quad (4.18)$$

$$U_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (4.19)$$

위에서 구한 바람에 常數 C_1 을 適用시켜 摩擦影響을 고려해 주어 海面風을 구한다.

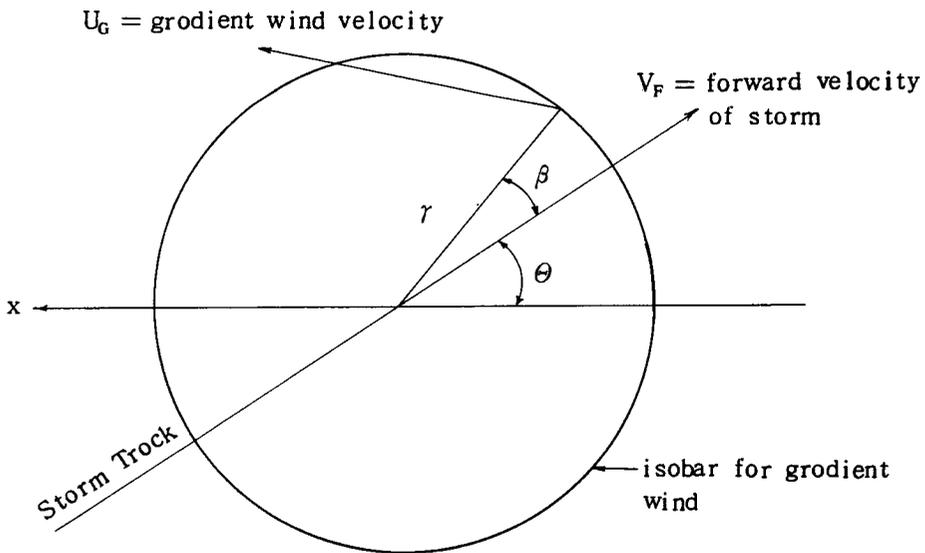


Fig. 4.5 Wind vector for Wilson's method.

第 5 章 파랑과 氣象潮

第 1 節 波浪에 의한 Surf zone 部近에서의 海面 變化

波浪이 海岸으로 傳播하면 場所에 따라 運動에너지 Flux가 變하게 되어 水位의 變化를 일으키게 된다. 간단한 경우, 波浪이 바로 海岸으로 進行해 갈 때 波浪에너지가 比較적 淸은 Surf zone 바깥에서는 set-down이 일어나고 Surf zone 안에서는 set-up이 일어난다. 이 影響은 實驗實에서 많이 研究되었고 (Saville, 1961; Bowen 등, 1968) 강한 暴風時 檢潮所 記錄에서도 그 重要性이 立證되었다. 波浪의 影響을 받지 않는 基準水位面에서 變位를 η 라고 할 때 Surf zone 바깥의 set-down 은 (Lonquet - Higgins, 1964)

$$\eta_d = -\frac{1}{8} H_0 k_0 \left(\frac{\text{Coth}^2 kh}{2 kh + \sinh 2kh} \right) \quad (5.1)$$

여기서 H_0 와 K_0 는 각각 深海에서의 波高와 波數이고 k 와 h 는 波數와 水深을 나타낸다.

Surf zone 안에서의 set-up 은

$$\bar{\eta}_u = \bar{\eta}_b - \frac{1}{\left(1 + \frac{8}{3\kappa^2}\right)} (h - h_b) \quad (5.2)$$

여기서 $\bar{\eta}_b$ 는 위의 式에서 최대 set - down 그리고 κ 는 碎波時 波高와 水深과의 比(≈ 0.78)이다.

더 一般的인 경우 wave set-up은 碎波 以外の 여러 原因에 의해 일어날 수 있다. 특히 net bottom shear stress가 wave set-up를 일으킬 수 있다. F를 單

位面積當 water column에 작용하는 平均 힘이라고 할 때 關係式은

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} = - \frac{1}{\rho g (h + \bar{\eta})} \left\{ \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - F(x) \right\} \quad (5.3)$$

여기서 S_{xx} 는 運動量 flux로 波浪이 海岸線으로 直角으로 傳播해 갈 때

$$S_{xx} = E \left[\frac{1}{2} + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right] \quad (5.4)$$

여기서 E 는 單位 面積當 平均 波浪에너지를 나타낸다.

Wave set-up에 關한 大部分의 知識은 規則波에 대해 開發되었다. 實際의 波浪은 不規則하며 group으로 일어나는 傾向이 있다. 解析的 研究(Lo, 1981)에 의하면 實際의 Wave train의 경우 定力學的 推定에서 얻어지는 것보다 약 50%정도 더 큰 “dynamic wave set-up”이 있음을 보였다. Surf zone을 통해서 最大 dynamic wave set-up: η'_{max} 는 大略的으로 力學的인 影響인 50%를 包含해서

$$\eta'_{max} = 0.22H_b \quad (5.5)$$

여기서 H_b 는 碎波波高로 深海波 波高 H_o 로부터 大略的으로 다음과 같이 구할 수 있다.

$$H_b = 0.94 H_o \quad (5.6)$$

颱風때 深海波高는 다음절에서와 같이 간단히 구하여 이용할 수 있다.

第 2 節 氣象潮에 따른 沿岸에서의 波高 推定

氣象潮가 水位를 上昇 시키면, 平時에는 到達하지 못하던 곳까지 波濤가 도달하게 되어 이 波濤에 의해 構造물이 破壞되고 沿岸 堆積物이 浸蝕되는 경우가 많다. 이 異常 海面 高潮에 따른 波浪의 推定은 重要한 實際的인 問題 中の 하나이다.

1979年 US Federal Insurance Administration(FIA)는 Storm Surge 와 같이 일어나는 波浪의 豫報로 水位, 모든 종류의 장애물, 바람의 Fetch의 影響 등을 고려한 波浪 推定法을 採擇하였다. Fig. 5.1은 이 경우 波高 計算의 주된 概念을 보여 주고 Table 5.1은 使用한 公式들을 보여 준다.

第3節 簡單한 颱風時的 波浪 推定 모델

1. Wilson 法

波浪과 海上風 觀測 資料로부터 實驗的으로 關係式을 만들어 有義波高를 推定하는 SMB 方法을 土臺로 Wilson은 颱風과 같은 風向·風速과 Fetch가 急變하는 경우에 適用할 수 있는 간단한 예보 方法을 제시했다.

修正된 다음 式들을 利用한다.

$$\frac{gH_s}{U^2} = 0.3 \left\{ 1 - \left[1 + 0.004 \left(gF/U^2 \right)^{\frac{1}{2}} \right]^{-2} \right\} \quad (5.7)$$

$$\frac{C_s}{U^2} = 1.37 \left\{ 1 - \left[1 + 0.008 \left(gF/U^2 \right)^{\frac{1}{3}} \right]^{-3} \right\} \quad (5.8)$$

여기서 H_s 와 C_s 는 有義波高와 波速度를, 그리고 F 는 fetch, U 는 風速을 나타낸다.

2. SPM 方法

천천히 움직이는 颱風에 대해서는 最大 風速點에서 深海 有義波高 H_o 와 週期 T_s 를 다음 식과 같이 간단히 구할 수 있다.

$$H_o = 5.03 \text{ Exp} \left(\frac{R \Delta P}{4700} \right) \left[1 + \frac{0.29 V_f}{\sqrt{U_R}} \right] \quad (5.9)$$

FIGURE 1. WAVE HEIGHT ANALYSIS CONCEPTS & EQUATIONS

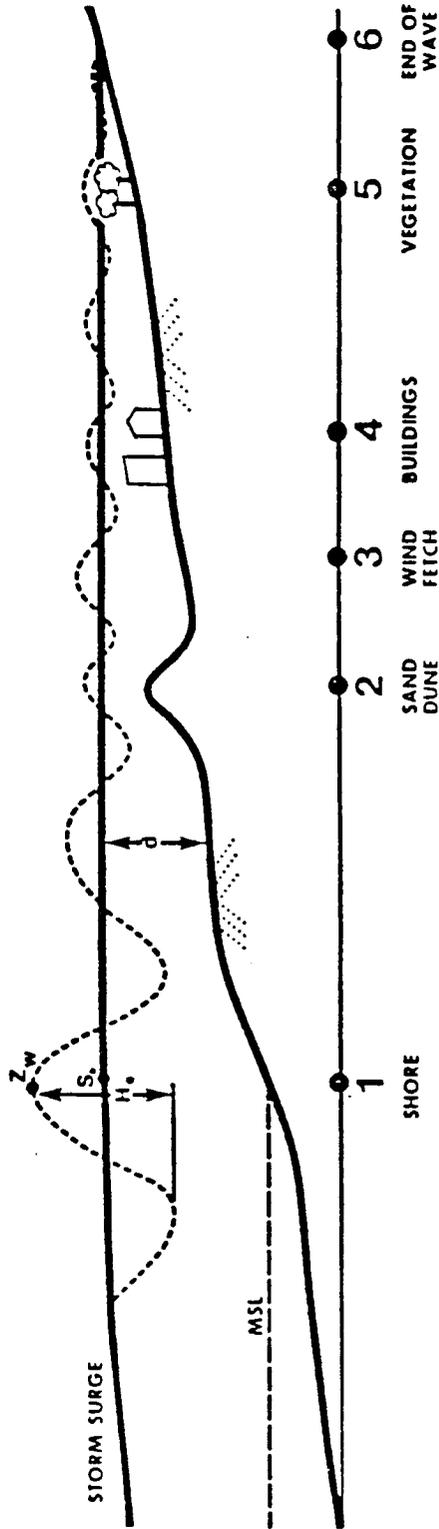


Fig. 5.1 Wave height analysis concept for flood insurance studies (Bowers, 1981).

Table 5.1 Equations for wave height calculation.

DEFINITIONS	EQUATIONS	COMPUTATION POINTS
d = depth of stillwater	Height of breaking wave	1
F* = overwater fetch factor	$H_b = .78d \cdot F^*$	
B = transmission coefficient	Height of transmitted wave	2, 4, 5
H _i = height of incident wave	$H_t = BH_i$	
G* = inland fetch factor	Height of regenerated wave	3
df = average depth throughout wind fetch	$H_f = G^*df$	
S* = elevation of storm surge	Elevation of wave crest	1, 2, 3, 4, 5, 6
H* = H _b , H _t , H _i , H _f	$Z_w = S^* + .7H^*$	

$$T_s = 8.6 \text{ EXP} \left(\frac{R \Delta P}{9400} \right) \left[1 + \frac{0.145 V_f}{\sqrt{U_R}} \right] \quad (5.10)$$

여기서 $U_R = 0.865 U_{\max} + 0.5 V_f$

颱風 中心에서 임의의 相對位置에서의 波浪은 다음 式으로 간단히 구할 수 있다.

$$H_s = H_o (U / U_{\max})^2 \quad (5.11)$$

그림표로 Fig. 5.2에서 比率을 求하여 計算할 수 있다.

이 모델은 아주 간단하여 豫報에 아주 簡便하게 使用할 수 있으나 우리나라 近海에 와서는 颱風이 比較的 빠른 速度로 進行함으로 상당한 誤差가 날 수 있으며 섬이나 海岸으로 fetch가 가리는 影響을 考慮하기 어렵다.

3. NOAA/SAIL Model

이 모델은 Hasselmann 등(1976)에 의해 제의된 Parametric 豫報方法을 Ross(1976)가 간단히 한 것이다. 이 모델은 生成 發達하는 경우에 適用할 수 있다. Ross는 颱風때의 波高를 主路 局地 바람과 바람장의 曲率로 決定되는 Fetch에 의해 여러 颱風때의 觀測 資料로부터 다음과 같은 實驗的 關係式을 求했다.

$$E' = 2.25 \times 10^{-7} R'^{0.45} \quad (5.12)$$

$$f' = 0.97 R'^{-0.21} \quad (5.13)$$

여기서

$$E' = E g / U^2$$

$$f' = U f m / g$$

$$R' = g R / U$$

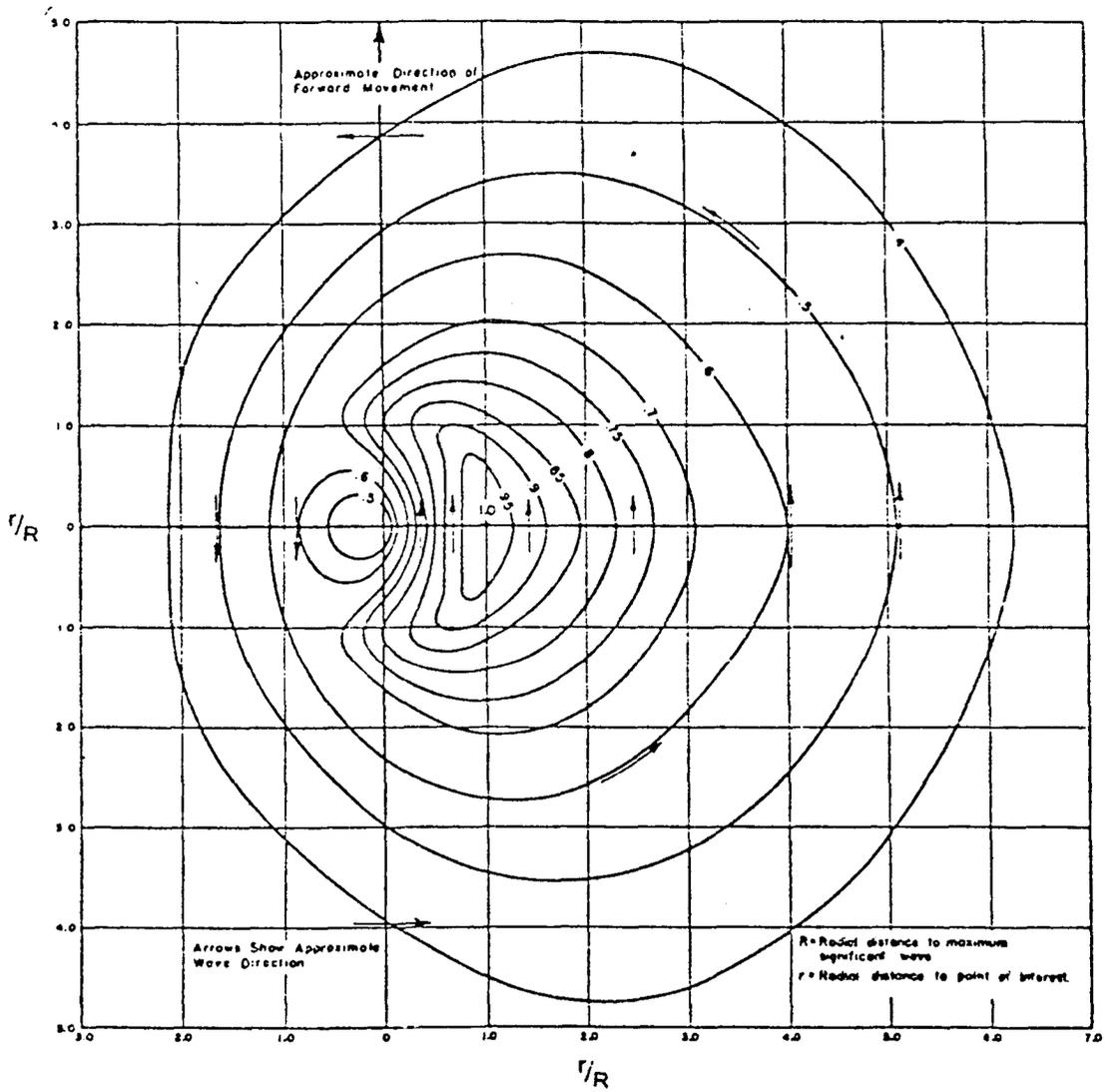


Fig. 5.2 Isolines of relative significant wave height for slow moving hurricane (Shore Protection Manual, 1984).

이 방법은 아주 간단하여 이용하는데 便利하나, 使用되는 常數들이 주로 멕시코灣의 Hurricane 에 의한 것으로, 우리나라 부근에서와 같이 颱風 移動 速度 등 特性이 조금 다른 경우는 이 地域에서의 觀測 資料로 補正해 주어야 한다.

Wilson , SPM , 그리고 NOAA/SAIL 의 세 가지 방법에 의한 간단한 波浪 推定은 颱風 Lee 때 어청도 觀測資料와 Brenda 때의 속초 및 북평항의 觀測 資料와 서로 比較하였다. SPM 모델은 천천히 움직이는 颱風에 관한 모델로 우리나라 부근의 빨리 움직이는 颱風에 대해서는 잘 맞지 않고 또 海岸線에 의한 Fetch 의 影響이 考慮되지 않아 좀 높게 나타나는 傾向이 있다. NOAA/SAIL 법도 Mexico灣에서 補正 된 것이므로 颱風의 移動 速度 등의 傾向이 다른 우리나라에 適用하기 위해서는 觀測資料와 다른 모델과의 比較로 補正이 必要하다. Wilson 법이 좋은 傾向을 보여주고 있다.

第6章 要約 및 提言

氣象潮 計算은 주로 鉛直으로 積分한 2次元 運動方程式과 連續方程式을 數值的으로 計算하여 求한다. 海底 摩擦項을 正確히 計算하기 위해 2層 혹은 3層의 多層 모델이 利用되기도 한다. 주로 直較 座標係가 使用되나, 廣範圍한 地域에서의 氣象潮 計算에는 球極座標係가 利用되며, 複雜한 地形에서는 可變 格子나 stretched 座標係등 發達된 모델들이 많이 나와 있다.

우리나라 南西海岸같이 比較的 水深이 얇고 潮差가 크며 地形이 複雜한 곳에서 異常高潮 計算은 매우 複雜하고 어렵다. 潮汐과 氣象潮의 相互 作用을 고려해 주기 위해, 局地 모델에서 外海 境界條件은 周邊 沿岸 檢潮資料를 利用하여 임의의 장소에서 天文潮를 구하는 Reid 등의 天文潮 모델에서 구한 潮汐에다 Heaps의 구극좌표계를 이용한 대규모 Storm surge model에서 구한 氣象潮로서 구할 수 있으며, 이를 利用하여 非線型項을 省略하지 않은 基本 方程式을 풀어 結果의 總水位를 計算할 수 있다. 陸地쪽의 境界 條件도 낮은 지대에서 overtopping이나 flooding을 고려해야 한다. 간단한 氣象潮 成分만 모델하여 沿岸에서 推定된 天文潮와의 相互作用 效果를 나중에 間接的으로 補完해 주는 간단한 방법에 대한 研究도 必要하다고 본다.

颱風時 迅速한 豫報를 위해 氣壓場 推定은 Bretschneider가 提議한 無次元 Rankin Vortex 수에 따른 颱風모델 選定을 하여 解析的으로 구할 수 있는데 觀測資料로서 韓國 近海에서 이들에 대한 檢定이 必要하다고 본다. 溫帶性 低氣壓도 迅速한 계산을 위해 여러개의 파라미터로 氣壓場을 나타내는 모델이 韓國 近海의 過去 重要한 暴風들에 대해 검정하여 예보에 使用할 수 있으나 Hindcasting에는 바

람의 天氣圖로부터 正確히 求해야 한다.

海上風은 모델된 氣壓場으로부터 運動方程式의 數值計算에 의한 方法, 海面 摩擦, 颱風進行등을 無視하고 解析的으로 구해 단계적으로 補完해 주는 方法 등으로 區分되는데 이들 方法들 서로와 또 觀測資料를 相互 比較檢討하여 사용되는 係數 등을 改善해 나가 더욱 正確한 海上風 推定이 氣象潮 計算에 아주 중요한 과제중 에 하나라고 생각된다.

沿岸에서 水位 變化에 한부분을 차지하는 wave set-up 을 계산하기 위해 간단한 颱風時의 波浪 推定法과 이것을 이용한 Dynamic wave set-up 추정과 또 Flooding 시의 波高 推定에 대해서도 言及했는데 이를 改善하기 위해 颱風 接近 段階別 wave group 의 特性에 대해서도 調査가 요구된다.

이렇게 여러 基本 資料를 推定하여 이로서 氣象을 數值的으로 계산할 수 있는데 이를 颱風 接近에 의한 災害 防止를 위한 신속한 豫報시스템으로 發展 시켜야 하며 또 過去 長期間의 颱風資料를 이용한 數值實驗을 통해 沿岸 開發이나 海岸 構造物 設計를 위한 異常 高潮 發生 頻度에 대한 統計資料의 推定에 實用化되게 하는 것이 重要한 課題라 생각한다. 여기서 논의된 여러 모델들은 1904年부터 現在 까지 정리된 韓國近海에 影響을 준 모든 颱風에 대해 適用하여 그 結果는 다음 기 회에 발표하고자 한다.

References

- Bowen, A. et al., 1969, "Wave Set-down and Set-up," Journal of Geoph. Res., Vol. 74.
- Butler, H., 1978, "Coastal Flood Simulation in Stretched Coordinates," Sixteenth International Conference on Coastal Engineering, ASCE.
- Committee on tidal Hudraulics, 1980, "Evaluation of Numerical Storm Surge Models," Technical Bulletin No. 21, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C
- Dean, R. G., and Chiu, T. Y., 1981, "Combined Total Storm Tide Frequency Analysis for Dade County, Florida," UFL/CUEL-81/005, Coastal and Oceanographic Engineering Department, University of Florida, Gainesville, Fl.
- Fujita, 1962, "Numerical Estimation of Sea Waves in a Typhoon Area," Meteorol. Res. Inst. (JMRI) Tokyo, Papers in Meteorol, and Geophys, Vol. 26, No. 4, 199-217.
- Godin, G., 1972, The Analysis of Tides, University of Toronto Press, Toronto and Buffalo.
- Harris, D. L., 1981, "Data Requirements for the Evaluation of Storm Surge Models," NUREC/CR-2555, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, D. C.

- Hasselmann, K. et al., 1976, "A Parametric Wave Prediction Model,"
J. of Physical Oceanography, Vol. 6.
- Holland, G. J., 1980, "An Analytical Model of the Wind and Pressure
Profiles in Hurricanes," Monthly Weather Review, 108, 1212-
1218.
- Howell, G., D. Lee and H. Wang. 1982, "Storm Surge Measurements and
Computations for Hurricane David," NUREG/CR-2860, US Nuclear
Regul. Comm., Washington, D.C.
- Longuet-Higgins, M. S., and R. W. Stewart, 1964, "Radiation Stresses
in Water Waves; A Physical Discussion with Application,"
Deep-Sea Res., Vol. I p.529-562.
- Myers, V. A., and Jordan, E. S., 1956, "Winds and Pressure over er
the Sea in the Hurricane of September 1938," Monthly Weather
Review, Vol. 84, pp.261-270.
- Pore, N. A., and Cummings, R. A., 1967, "A Fortran Program for the
Calculation of Hourly Values of Astronomical Tide and Time
and Height of High and Low Water," Technical Memorandum TDL-
6, U.S. Weather Bureau, Washington, D.C.
- Reid, R. et al., 1977, "Development of Surge II Program with appli-
cation to the Sabine-Calcasieu area for Hurricane Carls amd
design Hurricanes," Tech. Pap. No. 77-13, US Army Corps of
Engineers.

- Reid, R. O., and Whitaker, R. E. 1981 (Nov). "Numerical Model for Astronomical Tides in the Gulf of Mexico," Vol.1, Texas A & M University, College Station, Tex.
- Saville, T., 1961, "Experimental determination of wave set-up," Nat. Hurricane Res. Project Report No. 50, p. 242-252.
- Schlowmer, R. W., 1951, "Analysis and Synthesis of Hurricanes wind Patterns over Lake Okeechobee, Florida," Hydrometeorological Report No. 31, U.S. Weather Bureau.
- Schureman, P., 1941, "Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides, : Special Publication No. 98, U.S. Coast and Geodetic Survey, Washington, D.C., Revised Ed.
- U.S. Army Coastal Engineering Research Center, CE. 1977, "Shore Protection Manual," Fort Belvoir, Vs.
- Van Dorn, W. G. 1953, "Wind Stress on an Artificial Pond," Journal of Marine Research, Vol. 12, pp. 249-276.
- Wilson, B. 1961, "Deep water wave generation by moving wind systems," Proc. ASCE, Vol. 88, WW 3.