韓國海岸・海洋工學會誌
第4卷 第2號, pp. 121~129, 1992年 6月

西韓灣의 潮汐算定
Tidal Computations for Seohan Bay

李鍾贊* · 崔秉昊**
Jong Chan Lee* and Byung Ho Choi**

要 旨 : 黃海의 北東海域에 位置한 西韓灣의 潮汐現象을 再現시키기 위한 二次元 數値模型을 樹立하였다. 模型은 球面格子體系에서 緯度 1分, 經度 4/3分의 解像度로써 構成하였다. 첫段階로 4個 主分潮에 對한 潮汐分布를 算定하였으며, 計算結果는 既存의 沿岸觀測値와 比較하였다. M_2, S_2, K_1, O_1 分潮에 對한 潮汐圖와 潮汐殘差流, 潮汐 에너지 플럭스를 提示하였다.

Abstract □ A two-dimensional numerical tidal model is formulated to reproduce tides in the northeastern Yellow-Sea, Seohan Bay. The model was formulated on spherical grid system with mesh resolution of 1′ latitude by 4/3′ longitude. As a first step, tidal distribution of four major tidal constituents are computed and compared with coastal observation. Independent tidal charts for the M_2, S_2, K_1, and O_1 tides were presented. Residual tidal currents and tidal energy flux were also computed.

1. 序 論

黃海의 北東海域인 西韓灣은 京畿灣과 더불어 이 陸棚海에서 가장 큰 潮差와 强潮流의 높은 에너지 環境을 이루고 있다. 西韓灣으로 鴨祿江, 清川江 및 大同江이 流入되고 있으며, 西韓灣은 冬季의 季節風에 依한 높은 波浪과 强潮流 環境에서도 線形의 潮汐砂洲가 平行하게 뚜렷한 形狀으로 잘 發達되어 있는 海域으로 現世潮汐堆積學의 觀點에서 地質學者들의 關心이 있어 왔다(Off, 1963 ; Liu and Xia, 1985).

南北 交易에 따른 이 海域에서의 海運活動이 이 海域에서 重要할 것으로 豫想되므로 西韓灣 全域 및 主要港灣에의 接近水路의 潮汐情報는 航行에 있어 必須的인 것이나, 實際觀測 資料는 微微하여 當分間은 潮汐模型에 依한 結果에 依存할 것이다. 既存의 潮汐模型은 大體로 黃海 全域을 取扱하여 解像度 亦是 4 海里 以內로는 取扱하지 않고 있으므로 本 硏究에서는 相對的으로 細格子體系인 1 海里의 模型을 樹立하여 主分潮의 潮汐波及을 于先 調査하였는데, 窮極的으로는 實際的인 潮流豫報를 念頭에 둔 長期 硏究의 初步段階의 作業을 遂行하였다.

2. 潮汐 數値 模型

海水 密度가 一定하다는 假定下에 垂直 積分된, 非線形 移流 加速項을 包含하는 2次元 連續方程式과 運動方程式은 球面 座標界에서 다음과 같이 記述될 수 있다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\phi}\left\{\frac{\partial}{\partial\lambda}(Hu)+\frac{\partial}{\partial\phi}(Hv\cos\phi)\right\}=0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{u}{R\cos\phi}\frac{\partial u}{\partial\lambda}+\frac{v}{R}\frac{\partial u}{\partial\phi}-\frac{uv\tan\phi}{R}-\frac{g}{R\cos\phi}\frac{\partial \zeta}{\partial\lambda}+2\omega\sin\phi\, v-\frac{C_f u(u^2+v^2)^{1/2}}{H} \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{u}{R\cos\phi}\frac{\partial u}{\partial\lambda}+\frac{v}{R}\frac{\partial v}{\partial\phi}-\frac{u^2\tan\phi}{R}=-\frac{g}{R}\frac{\partial \zeta}{\partial\phi}+2\omega\sin\phi\, u-\frac{C_f v(u^2+v^2)^{1/2}}{H} \quad (3)$$

*韓國海洋硏究所 海洋環境工學硏究室(Ocean Environmental Engineering Labortory, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, 425-600, Korea)
**成均館大學校 土木工學科(Department of Civil Engineering, Sung Kyun Kwan University, Suwon 170, Korea)

여기서

t : 時間
λ, φ : 經度, 緯度
ζ : 靜止 海面上의 海面 水位
h : 靜止 海面下의 水深
H : 總 水深 (h+ζ)
R : 地球의 半徑
g : 重力 加速度
ω : 地球 回轉 角速度
C_f : 海底 摩擦 係數
u, v : 水深 平均된 λ, φ 方向의 流速 成分

式 (1)~(3)을 解析하기 위하여 有限差分法을 使用하여 數値解析하였으며, 差分化는 陰解法인 ADI(Alternating Direction Implicit)方法을 使用하였다. ADI 方法은 2次元 問題를 相應하는 2個의 1次元 問題로 置換하여 計算하는 것으로서, 時間積分을 (n)Δt에서 (n+1)Δt의 計算을 두 段階로 나누어서 計算한다. 即 (n) Δt에서 (n+1/2)Δt의 計算은 x(λ) 方向에 對하여 u와 ζ를 陰解法으로 v는 陽解法으로 表現하여 ζ, u, v를 計算하며, (n+1/2)Δt에서 (n+1)Δt의 計算은 y (φ) 方向에 對하여 v와 ζ를 陰解法으로 u는 陽解法으로 表現하여 ζ, u, v를 計算하는 것이다.

既存 ADI方法으로 널리 쓰이고 있는 Leendertse (1967) 方法은 위의 方法을 그대로 使用한 것이며, 以後 Leendertse(1971)는 時間 平均 槪念을 導入하여 위의 explicit 한 計算을 省略한 差分式을 使用하였다. 本 研究에 使用된 差分式은 Stelling(1984) 方法과 거의 같으며, 이 方法과 Leendertse 方法과의 差異點은 移流項의 差分化와 連續方程式을 iteration으로 計算한 점이다. 이 方法을 直角座標界 下에서 簡略히 記述하면 다음과 같다.

x-sweep (n→n+1/2)

$u^{[0]}=u^n$, $v^{[0]}=v^n$, $\lambda^{[0]}=\zeta^n$

For p=1, 2, q=1, 2, ⋯, Q :

$$(u^{[q]}-u^n)/(0.5\Delta t)+u^{[q]}u^n_{ox}+S_{oy}(\bar{v}^{n+1/2},\ u^n)-f\bar{v}^{n+1/2}+g\zeta^{[q]}_{ox}+C_f u^{[q]}[(\bar{v}^{n+1/2})^2+(u^n)^2]^{1/2}/H^n=0,\quad \text{at } i+1/2,\ j \tag{4}$$

$$(v^{[p]}-v^n)/(0.5\Delta t)+v^n v^{[p]}_{oy}+S_{+x}(\bar{u}^n,\ v^{[p]},\ \delta(p+p'))+fu^n+g\zeta^n_{oy}+C_f v^{[p]}[(\bar{v}^n)^2+(u^n)^2]^{1/2}/H^n=0,\quad \text{at } i,\ j+1/2 \tag{5}$$

$$(\zeta^{[q]}-\zeta^n)/(0.5\Delta t)+(hu^{[q]})_{ox}+\zeta^{[q-1]}u^{[q]}_{ox}+u^{[q]}\zeta^{[q-1]}_{ox}+(H^n v^n)_{oy}=0,\quad \text{at } i,\ j \tag{6}$$

$u^{n+1/2}=u^{[Q]}$, $v^{n+1/2}=v^{[2]}$, $\zeta^{n+1/2}=\zeta^{[Q]}$,

여기서

$S_{oy}(v^{n+1/2},\ u^n)=v(u_{j+2}+4u_{j+1}-4u_{j-1}-u_{j-2})/(12\Delta y)$, at i+1/2, j

$S_{+x}(u^n,\ v^{[p]},\ \delta)=$

$u(3v_i-4v_{i-1}+v_{i-2})^{[p-\delta]}/(2\Delta x)$ if $u_{i,\,j+1/2}>0$

$u(-3v_i+4v_{i+1}-v_{i+2})^{[p-1+\delta]}/(2\Delta x)$ if $u_{i,\,j+1/2}<0$

$\delta(p+p')=1/2[1+(-1)^{p+p'}]$

p′=0 if Σu^n>0(Σu denotes the sum of u over all grid points)

=1 if Σ u^n<0

$u_{ox}=(u_{i+1/2,\,j}-u_{i-1/2,\,j})/\Delta x$ at i, j

$\bar{u}_x=(u_{i+1/2,\,j}+u_{i-1/2,\,j})/2$ at i, j

$\bar{\bar{u}}=(u_{i+1/2,\,j}+u_{i-1/2,\,j}+u_{i,\,j-1/2}+u_{i,j+1/2})/4$ at i, j

計算順序는 式 (5)를 먼저 計算하며, p′의 定義에 따라 *u*의 主方向에 對하여 *v*를 行(column)으로 計算한다. 式 (5)로부터 $v^{n+1/2}$을 얻고, 이 값을 使用하여 式 (4)와 式 (6)을 풀게 되며, 이 境遇 u와 ζ는 서로 couple되어 Tri-diagonal matrix를 이루게 된다. 이 行列式은 Recursion 方法을 使用하여 計算할 수 있다 (Leendertse, 1971). Stelling(1984)은 連續方程式의 差分化로 式 (7)을 使用하였으며, u와 ζ에 對하여 各各의 Tri-diagonal matrix를 計算하였다.

$$(\zeta^{[q]}-\zeta^n)/(0.5\Delta t)+(hu^{[q]})_{ox}+\zeta^{[q-1]}u^{[q]}_{ox}+u^{[q-1]}\zeta^{[q]}_{ox}+(H^n v^n)_{oy}=0,\quad \text{at } i,\ j \tag{7}$$

y方向의 計算도 위와 類似하며, 이 境遇의 計算順序는 u에 對한 explicit한 過程을 먼저 計算한 후, implicitly couple된 v와 ζ를 計算한다. 境界 近處에서의 差分化 等에 關한 자세한 事項은 Stelling에 記述되어 있으므로 여기서는 省略하였다.

使用된 境界 條件으로는 陸地 境界에 있어서는 直角方向의 流速은 없는 것으로 假定하였으며 外海 開放境界에서는 時間에 따른 海面 水位가 주어진다. 基本式 (1)~(3)의 有限 差分形의 式은 Fig. 1에 提示된 有限 差分 格子 體系를 利用하여 西韓灣의 潮汐流動現象을 研究하기 爲하여 數値的으로 計算되었다. 使用된 球面 座標 格子 體系의 格子 間隔은 緯度上 1分,

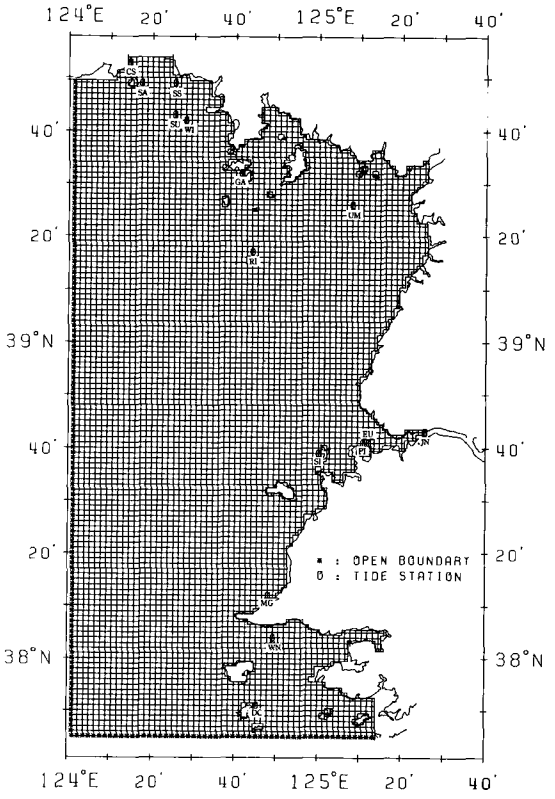

Fig. 1. Grid system for Seohan Bay.

經度上 4/3分으로 全體 領域은 (66×131)의 配列로 構成되었으며, 格子 間隔은 各各 北緯 39度에서 1,853 m, 1,920 m 이다. ADI 方法이므로 安定性에 對한 Δt의 制約은 CFL 安定條件보다 클 수 있으며, ADI 方法일지라도 큰 Courant 數를 使用할 境遇 物理現象에 附合되지 않는 結果를 招來할 수 있음이 言及되어 있으나(Benque 등, 1982), 日週潮에 對한 Courant 數는 約 3.5로써 Courant 數가 1보다 작은 結果와 거의 같았다. Fig. 1의 外海開放境界條件으로는 Nishida(1980)의 既存 潮汐圖, 崔(1980)의 模型 結果 및 Fang (1986)의 潮汐圖에서 類推한 潮位의 變化로 規定하였다. Nishida의 潮汐圖는 東經 135°를 基準으로 한 遲刻 κ를 使用한 것으로 推定되며, Fang의 潮汐圖는 Greenwich phase g(referred to 120°E)를 使用하였으며, 本 研究에서는 위의 潮汐圖들로부터 類推한 값을 g(referred to 135°E) 값으로 換算하여 使用하였다. 即 Greenwich 遲刻 g와 局地 遲刻 κ와의 關係式은 다음과 같다. $g=\kappa+jL-nS$. 여기서 j는 species number, L은 East Longitude, n은 分潮의 速度[degree/hour], S는 局地 標準時이다. 水深資料는 海圖 No. 317로부터 求하였으며, 平均海面下의 水深으로 換算되어 模型에 入力되었다. 一連의 外海境界値와 底面摩擦係數를 調節시키는 實驗을 通하여 算定値와 沿岸潮位觀測値가 서로 接近하도록 努力하였으며 海底摩擦係數 Cf는 $gn^2/h^{1/3}$으로 計算하였다. 여기서 n은 Manning 係數로 0.028의 값을 取하였으며 이 海域에서의 Cf값은 0.0046−0.0018을 갖는다. 模型에 依한 各 格子點에서의 ζ, u, v 計算은 t=0일 때 $\zeta=u=v=0$인 初期靜止狀態로부터 計算하였으며 分析된 結果는 4潮汐週期 後의 값을 利用하였다. 模型의 正確度는 M_2 分潮의 境遇 振幅은 5%, 遲刻은 10度 內의 誤差範圍를 갖는다.

3. 模型 結果

外海境界値와 底面摩擦係數를 調節하여 模型 算定値와 沿岸潮位觀測値가 서로 接近하도록 하는 實驗을 通하여 本 海域의 潮位 및 潮流場을 計算하였다.

3.1 M_2, M_4 潮汐

計算된 M_2 分潮의 等潮差(振幅)圖 및 等潮時(遲刻)圖는 Fig. 2와 같으며, 計算된 潮汐圖의 全般的인 形態는 前述한 潮汐圖와 거의 一致한다. 西韓灣 一帶의 15個 地點을 選擇하여 觀測된 振幅 및 位相(遲刻)과 計算値를 比較하였다. 比較에 使用된 沿岸觀測點의 位置는 Fig. 1에 圖示되어 있으며, 比較値는 觀測地點과 가장 가까운 곳의 값을 使用하였다. 表 1은 M_2 潮汐의 觀測된 振幅 및 遲刻과 計算된 값의 比較表로써, 觀測된 遲刻 κ값을 g(referred to 135°E)값으로 換算하였다. 計算된 값과 觀測된 값의 差異는 振幅의 境遇 5%, 遲刻의 境遇 10°이다.

Fig. 3(a), (b)는 計算된 最強 M_2 潮流의 漲·落潮流 벡터도이며, 3(c)는 潮流楕圓圖인 바 流速의 크기는 約 1 m/sec에 達하고 있다. Fang(1986)의 最強 M_2 潮流圖와 比較하여 볼 때 計算된 값이 약간 크게 나타났다. 西韓灣 一帶는 潮汐 砂洲가 發達된 곳으로 이곳의 堆積物 移動은 底面摩擦應力과 密接한 關聯이 있음이 崔(1983, 1986)에 依해 討議되었었다. 土砂移動과 密接한 關聯이 있는 最大 底面摩擦應力의 벡터 分布는 Fig. 4와 같다. 그림에서 보는 바와 같이 最大 底面摩擦應力은 複雜한 樣相을 보이고 있으며, 應力 벡터가 發散하는 事實은 崔(1986, 1988)에 依해 指摘

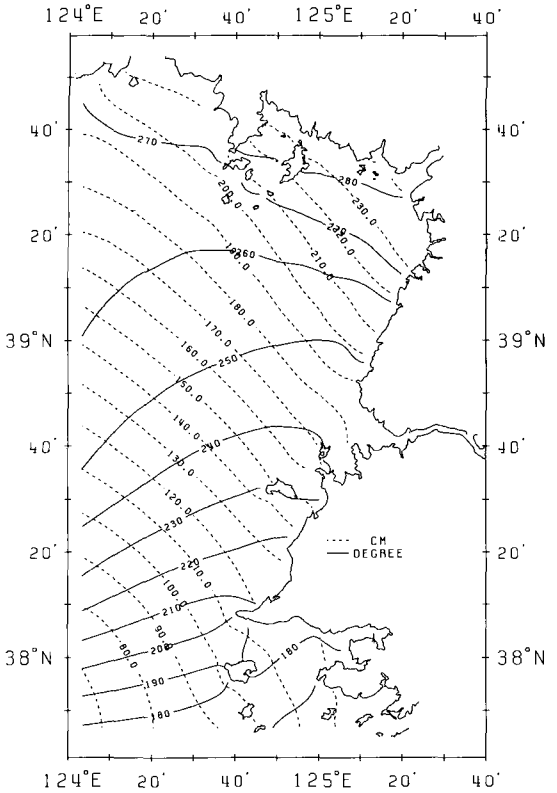

Fig. 2. Computed tidal chart for the M_2 tide.

된 바 있다. 西韓灣 一帶의 潮汐 殘差流(潮汐 週期에 對해 平均한 流速)는 Fig. 5와 같으며, 開放境界 近處의 殘差流를 除外하면 比較的 큰 殘差流는 Fig. 4의 最大 底面摩擦應力이 發散하는 곳에서 나타났다.

Fig. 6은 Fourier 分析에 依한 M_4 分潮의 振幅 및 遲刻의 等値線圖로써, 觀測된 값과의 比較는 이루어지지 않았다.

이러한 倍潮는 潮汐 方程式의 非線形性에 依해 생기므로 運動方程式의 各 項의 크기를 살펴보면 Fig. 7과 같다. Fig. 7의 숫자 1은 流速의 時間 變化率 項, 2는 水面 傾度力 項, 3은 移流項, 4는 偏向力 項, 5는 底面摩擦應力 項이며, 圖示된 地點의 位置는 위로부터 各各 (124°E, 39.5°N), 렵도, (124°E, 38°N), 몽금포이다. 그림에서 보는 바와 같이 移流項의 週期는 M_2 分潮 週期의 1/2로써, 이로 因하여 M_4 分潮가 派生되는 것을 알 수 있으며, 또한 移流項과 底面摩擦應力項의 크기가 M_4 分潮의 振幅과 關聯있음이 提示되고 있다.

Table 1. Comparison of observed and calculated amplitude H(cm) and phase g(degree referred to 135° E) for the M_2 tide

		Position		Calculated		Observed	
Station	Code	Lat.	Long.	H	g	H	g
조시구	CS	39°53′N	124°12′E	212	278	195	288
사레미	SA	39°48′N	124°16′E	209	277	212	275
多獅島	SS	39°48′N	124°25′E	211	276	215	275
水運島	SU	39°42′N	124°25′E	205	273	206	268
圓島	WI	39°41′N	124°27′E	206	273	205	265
假島	GA	39°31′N	124°40′E	202	269	208	267
雲霧島	UM	39°25′N	125°07′E	227	276	222	266
獵島	RI	39°16′N	124°43′E	193	260	192	258
南浦	JN	38°41′N	125°24′E	191	246	182	261
漁隱洞	EU	38°40′N	125°11′E	183	244	173	247
避島	PI	38°40′N	125°10′E	183	243	197	249
席島	SI	38°38′N	125°00′E	166	236	156	241
夢金浦	MG	38°11′N	124°47′E	123	212	112	213
月乃島	WN	38°03′N	124°49′E	113	184	106	172
大靑島	DC	37°50′N	124°43′E	101	174	99	168

3.2 S_2, K_1, O_1 分潮

計算된 各各의 獨立的인 分潮에 對한 等振幅圖 및 等潮時圖는 各各 Fig. 8, Fig. 9, Fig. 10과 같다. 計算에 使用된 Δt는 M_2의 境遇 74.5이며, S_2, K_1, O_1 分潮의 境遇는 各各 72.0, 143.6, 154.9이다.

K_1 分潮의 境遇 $\Delta t=35.9$를 使用한 結果와 $\Delta t=143.6$를 使用하여 얻은 結果는 거의 같았다. 日週潮인 K_1, O_1 分潮의 境遇 比較的 큰 Δt를 使用했음에도 計算結果가 安定的인 것은 本 海域의 境遇 日週潮의 振幅 및 位相의 gradient가 작기 때문인 것으로 判斷된다.

M_2 分潮와 같이, 觀測된 振幅 및 遲刻과 計算値를 比較하면 表 2와 같다. 計算된 潮汐圖에서 보는 바와 같이 S_2, K_1, O_1 分潮 振幅의 gradient는 M_2 分潮 振幅의 gradient 보다 작으며, 流速도 이에 準하여 작아진다.

4. 에너지 收支

에너지 式은 式 (1)에 $\rho g\zeta$, 식 (2)에 ρHu, 式 (3)에 ρHv를 곱하여 3個의 式을 合하면 얻을 수 있다(Proctor, 1990). 이 에너지 式을 벡터式으로 나타내면

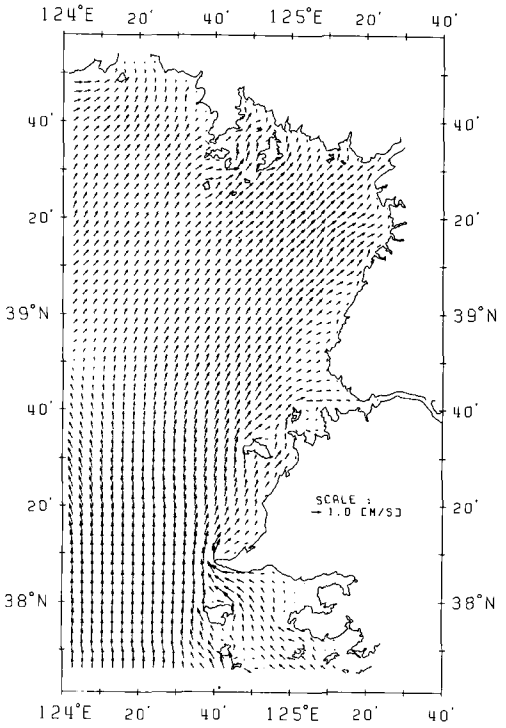

Fig. 3. (a) Computed maximum flood current for the M_2 tide.

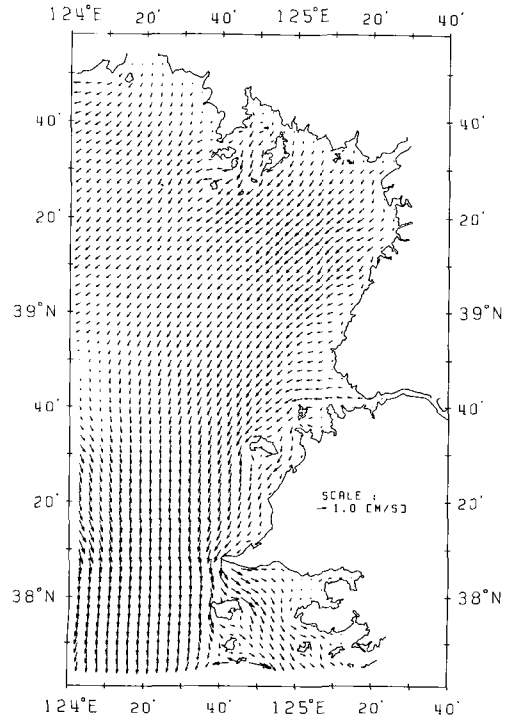

Fig. 3. (b) Computed maximum ebb current for the M_2 tide.

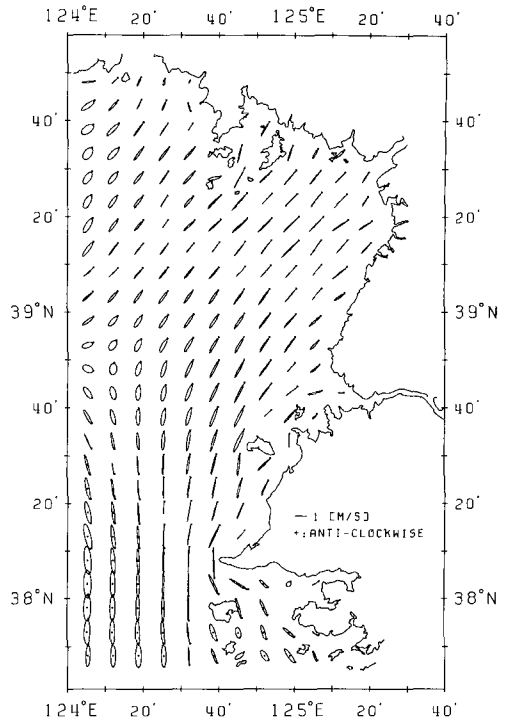

Fig. 3. (c) Computed tidal ellipses for the M_2 tide.

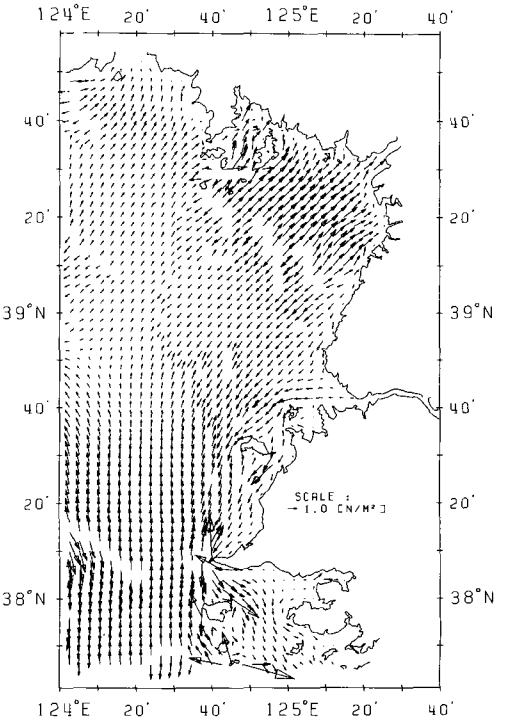

Fig. 4. Distribution of computed maximum bottom stress for M_2 tide.

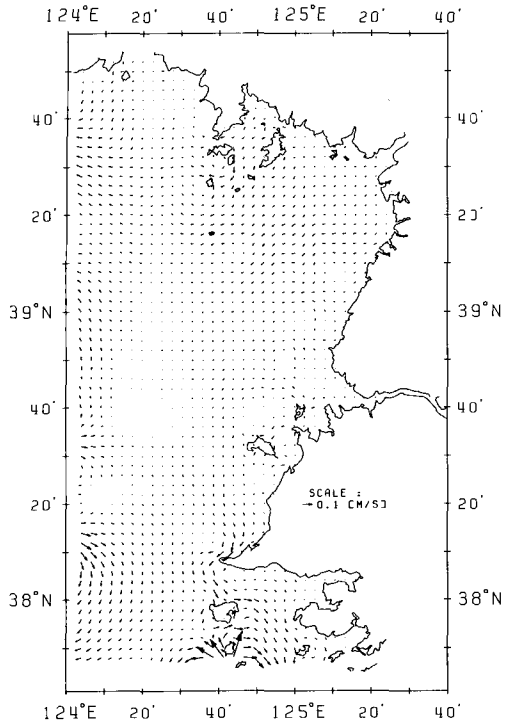

Fig. 5. Computed tidal residual current for the M_2 tide.

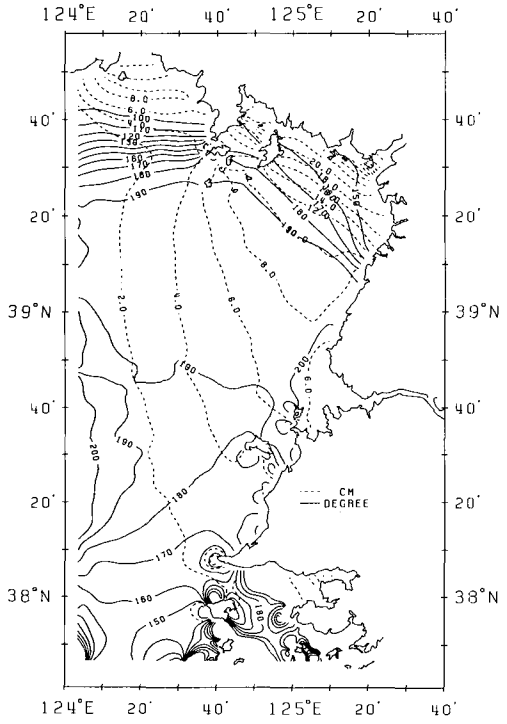

Fig. 6. Computed tidal chart for the M_4 tide.

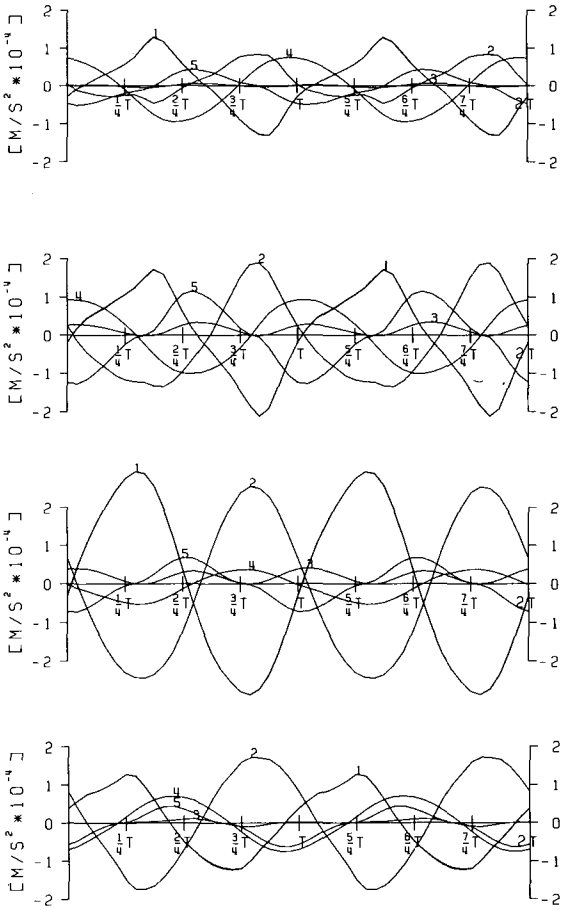

Fig. 7. Time plot of each term in equation of motion. (a) (124°E, 39.5°N) (b) 獵島 (c) (124°E, 38°N) (d) 夢金浦

$$\underset{(a)}{\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\rho H}{2}|\vec{q}|^2\right)}+\underset{(b)}{\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\rho g\zeta^2}{2}\right)}=$$
$$-\underset{(c)}{\rho\nabla\cdot(H|\vec{q}|^2q/2)}-\underset{(d)}{\rho g\nabla\cdot(H\zeta\vec{q})}-\underset{(e)}{\vec{\tau}_b\cdot\vec{q}} \quad (8)$$

여기서 q는 流速벡터로써 $\vec{q}=(u, v)$, $\vec{\tau}_b$는 底面 摩擦應力 벡터로써 本 境遇는 $\vec{\tau}_b=\rho C_f|\vec{q}|\vec{q}$와 같다.

式 (8)의 各 項은 다음과 같이 記述될 수 있다.

(a) Kinetic energy 의 時間 變化率 (DKE)

(b) Potential energy 의 時間 變化率 (DPE)

(c) 移流에 依한 에너지의 Divergence (ADV)

(d) Energy flux 의 Divergence (W)

(e) 底面摩擦에 依한 에너지 消散(dissipation) (F)

M_2 潮汐에 對한 에너지 收支(Energy budget), 即

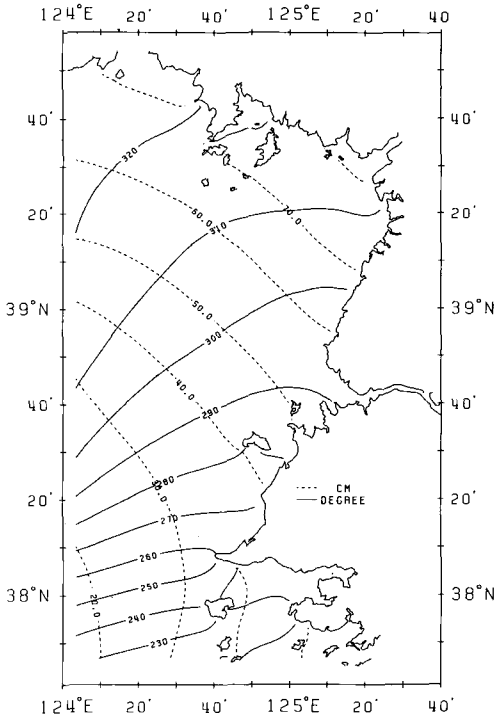

Fig. 8. Computed tidal chart for the S_2 tide.

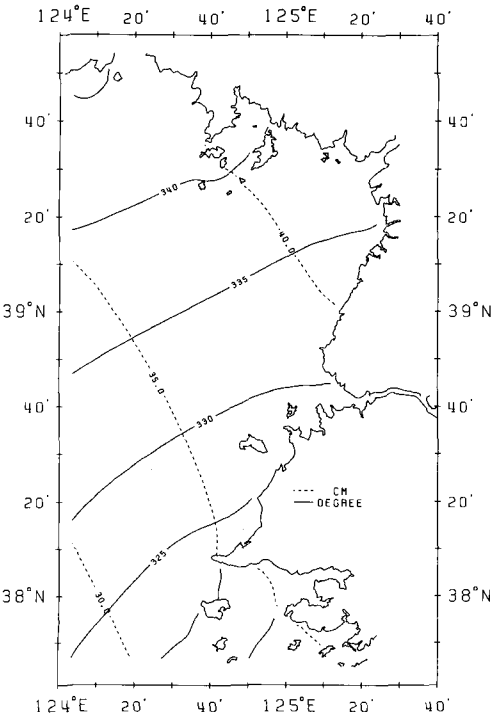

Fig. 9. Computed tidal chart for the K_1 tide.

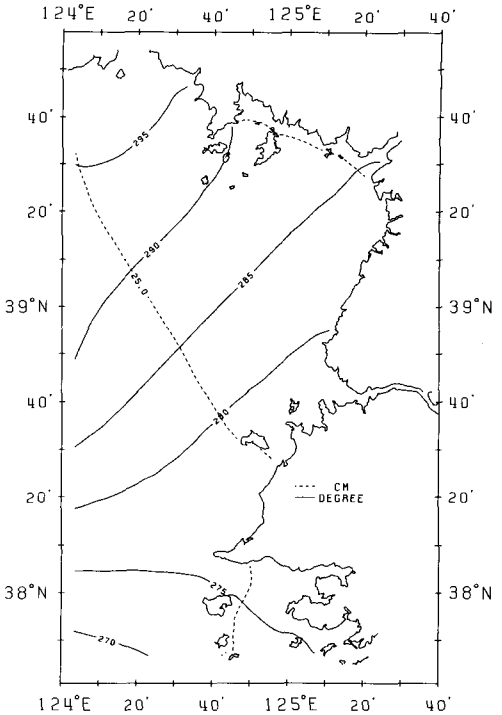

Fig. 10. Computed tidal chart for the O_1 tide.

Table 2. Comparison of observed and calculated amplitude H(cm) and phase g(degree referred to 135° E) for the S_2, K_1, O_1 tides

Station	S_2(cal)		S_2(obs)		K_1(cal)		K_1(obs)		O_1(cal)		O_1(obs)	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
조시구	72	326	57	352	39	345	37	355	29	298	28	309
사레미	71	326	73	325	39	345	39	346	29	298	27	305
多獅島	72	324	72	328	39	344	38	347	29	296	28	300
水運島	69	322	65	325	39	343	37	343	29	296	29	309
圓島	69	321	70	325	39	343	44	340	29	295	29	296
假島	66	316	68	322	39	341	42	346	29	291	27	303
雲霧島	76	313	76	320	41	337	48	352	29	286	30	304
獵島	61	309	70	314	39	337	40	341	28	288	28	296
南浦	57	291	60	315	40	330	37	344	27	279	25	298
漁隱洞	55	290	44	296	39	330	38	335	27	278	27	284
避島	55	290	53	308	39	330	41	338	27	278	31	294
席島	49	287	53	293	38	329	38	328	26	278	24	289
夢金浦	36	266	38	265	36	324	34	326	24	276	24	267
月乃島	40	237	35	232	35	318	39	328	25	276	26	275
大靑島	39	223	42	226	33	317	31	311	25	273	27	273

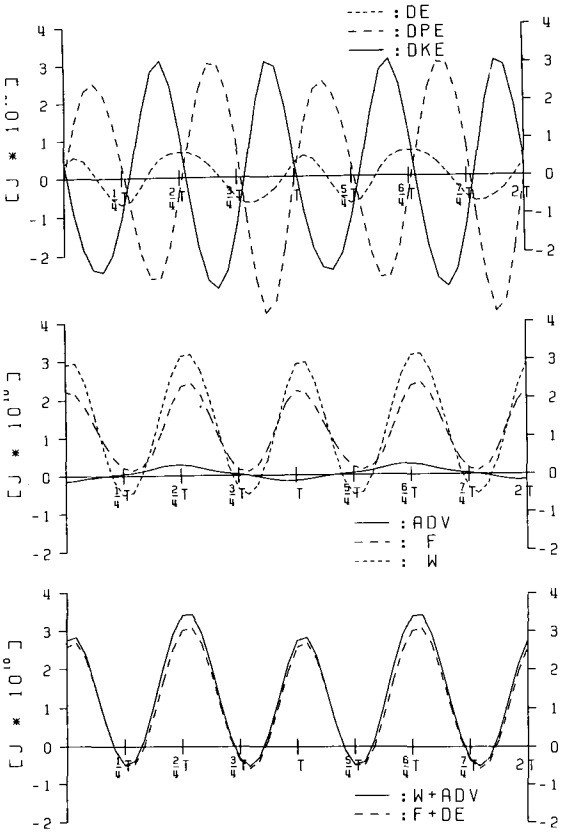

Fig. 11. Time plot of each term in energy equation.

Table 3. Summary of time-averaged energy budget. Uint= [Joule]

The rate of change of Kinetic Energy	−0.3596E+07
The rate of change of Potential Energy	−0.2748E+06
The rate of change of Total Energy	−0.3856E+07
The energy flux divergence (Work)	0.1243E+11
The divergence of advection	0.5067E+09
The energy dissipated by bottom friction	0.1136E+11

單位時間(Δt)에 對해 計算된 式 (8)의 各 項을 全體 領域에 對하여 積分하여 求한 값을 時間別로 圖示하면 Fig. 11과 같다. 그림에서 보는 바와 같이, 每 瞬間에 對한 에너지 收支에 있어서는 總에너지의 變化率이 많은 寄與를 하고 있으나, 潮汐 週期에 對해 平均한 에너지 收支를 보면 表 3과 같다.

表 3에서 알 수 있는 바와 같이 이 海域의 에너지 收支는 主로 開放境界面을 通한 에너지 플럭스와 底面 摩擦에 依한 에너지 消散에 依해 均衡을 이루고 있다.

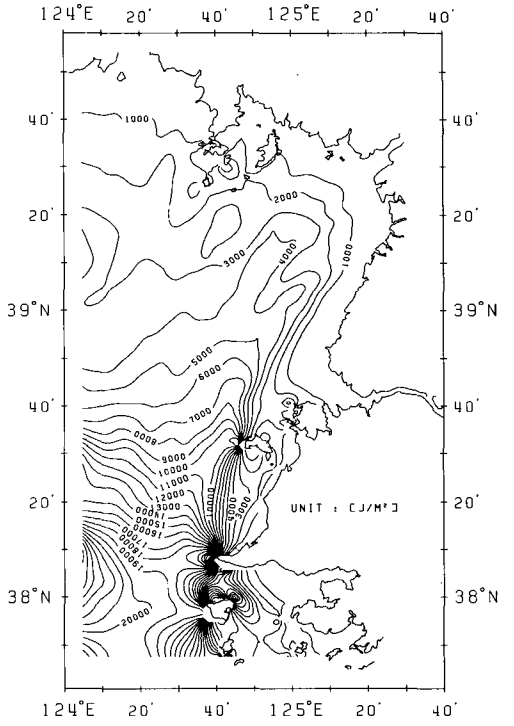

Fig. 12. Contour of time-averaged kinetic energy

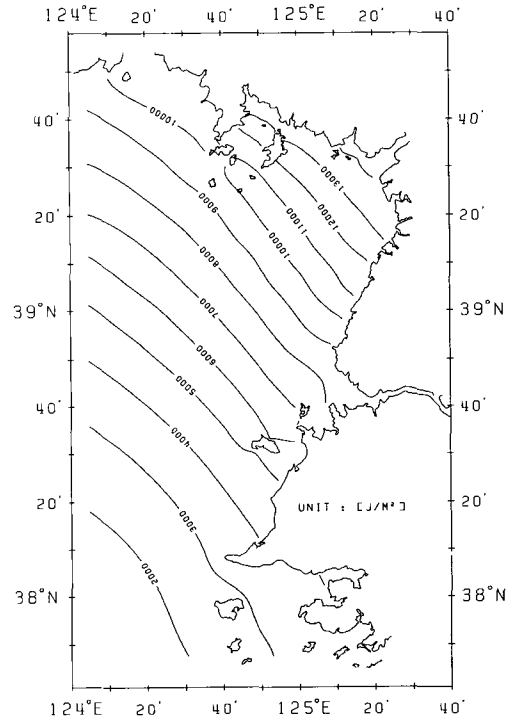

Fig. 13. Contour of time-averaged potential energy.

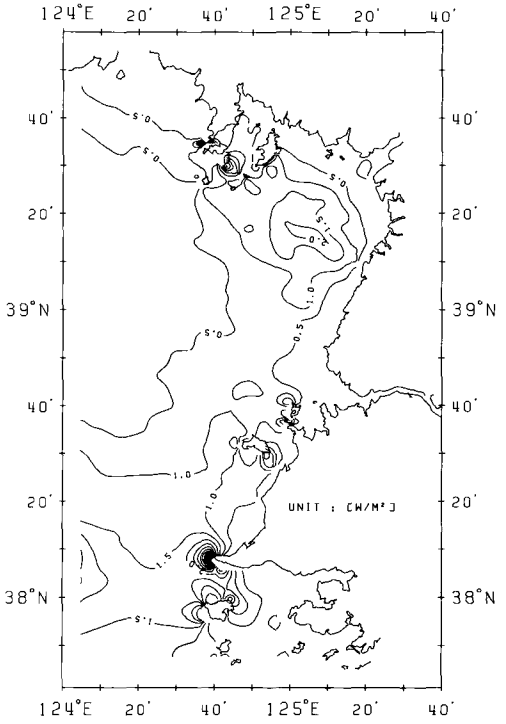

Fig. 14. Contour of time-averaged bottom dissipation.

底面 摩擦에 依한 에너지 消散보다 開放境界面을 通한 에너지 플럭스는 約 9% 程度 크게 計算되었으며, 이는 部分的으로는 開放境界에서의 比較的 큰 gradient 와 더불어 差分化에 依한 誤差에 依한 것으로 推定된다. 各 에너지 項의 空間分布를 보기위하여 計算된 M_2 分潮에 對한 mean kinetic energy, mean potential energy 및 bottom dissipation 의 等値線을 나타내면 各各 Fig. 12, Fig. 13, Fig. 14와 같다.

5. 結 論

黃海 東北部海域인 西韓灣의 M_2, S_2, K_1 및 O_1 潮汐의 波及現象을 調査하기 위해 數値模型을 樹立하였다. 開放境界의 入力潮汐이 既存의 潮汐圖로부터 推論한 것임을 勘案할 때 模型算定値와 沿岸觀測値들은 全般的으로 좋은 一致를 보였다. 이 海域의 平均的인 潮汐狀況을 代表하는 M_2 潮汐의 境遇 數値模型의 結果는 振幅 5%, 遲刻 10度內의 誤差範圍를 갖았으며, 最大流速은 1 m/sec에 達했다. S_2, K_1, O_1 潮汐의 境遇도 M_2 潮汐과 類似한 模型正確度를 보였다.

模型의 改善은 開放境界에 더 많은 分潮를 包含시킨 實時間 潮汐豫報가 可能토록 이루어져야 할 것이 提示되는데 黃海全域의 模型結果와 새로운 現場觀測을 補完的으로 利用하는 作業이 이 海域의 潮汐水理 및 이에 關聯된 物理過程의 糾明을 위한 共同調査의 形態로서 遂行되어야 할 것이다. 特히 沿岸域의 開發에 따른 西韓灣의 線形潮汐砂洲의 移動 및 變形에 對한 研究는 地質海洋學的 觀點만이 아닌 水路에서의 安全한 船舶 航行의 海洋工學的인 觀點에서도 매우 重要하다.

參考文獻

崔秉昊, 1983. 東支那海의 土砂移動 經路, 大韓土木學會論文集, 3(4), pp. 83-93.

Benque, J.P., Cunge, J.A., Feuillet, J.P., Haugel, A., and Holly, F.M., 1982. New method of tidal current computation, J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, ASCE 108(WW3), pp. 396-417.

Choi, B.H., 1980. A tidal model of the Yellow Sea and the Eastern China Sea, Korea Ocean Research and Development Institute Report 80-02.

Choi, B.H., 1986. Prediction of sand transport directions of the offshore tidal sand banks in the Yellow Sea, Proceedings 5th APD, IAHR, pp. 231-247.

Choi, B.H., 1988. A fine grid two-dimensional M_2 tidal model of the East China Sea, J. of Korean Association for Hydrological Science, **21**(2): 183-192.

Fang, G., 1986. Tides and tidal currents in the marginal seas adjacent to China, Chinese J. of Oceanology and Liminology, **4**(1), pp. 1-16.

Leendertse, J.J., 1967. Aspects of a computational model for long-period water-wave propagation, The Rand Corporation, Santa Monica, Calif., RM-5294-PR.

Leendertse, J.J. and Gritton, E.C., 1971. A water quality simulation model for well mixed estuarines and coastal seas: Vol. II, Computation Procedures, The Rand Corporation, New York, R-708-NYC.

Liu, Z. and Xia, D., 1985. A preliminary study of tidal current ridges, Chin. J. Oceanol. Limnol. **3**(1), pp. 118-133.

Nishida, H., 1980. Improved tidal charts for the western part of the north Pacific Ocean, Report of Hydrographic Researches, No.15: 55-70.

Off, T., 1963. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal current, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. **47**, pp. 324-337.

Proctor, R. and Wolf, J., 1990 An investigation of the storm surge of February 1, 1983 using numerical models, in Modeling Marine System, Vol.1 edited by Davies, A.M. pp. 43-72.

Stelling, G.S., 1984. On the construction of computational methods for shallow water flow problems, Rijkswaterstaat Communication, No. 35.