

2次元 및 3次元 動的複合潮汐模型에 의한 慶南海域의 潮汐算定 Computation of Tides for Off Kyungnam Coast with Dynamically Combined Two-Dimensional and Three-Dimensional Tidal Model

崔秉昊* · 禹承範*

Byung Ho Choi* and Seung Buhm Woo*

要 旨 : 한국경남해역의 2차원 및 3차원적 조류구조를 동적원리에 근거한 수치모형을 통하여 조사하였다. 2차원 수치모형을 이용하여 주 8개 분조($M_2, S_2, K_1, O_1, N_2, K_2, P_1, Q_1$)에 대한 조석체계를 계산하였다. 계산결과는 해안의 관측치와 비교하여 만족할만한 일치율을 보였다. 이러한 결과를 토대로 하여 매년 적조등으로 인해 심각한 오염이 발생되고 있는 진해만과 마산만의 3차원적 조석순환구조를 조사하기 위하여 기 수립된 2차원 모형과 내만의 3차원 모형을 연결시키도록 개선하였다. 그 방법으로 Davies(1980)가 제시한 2차원 수심적분 모형과 3차원 Galerkin-Spectral 모형과의 동적연결방법을 이용하였다. Davies의 연구에 추가하여 본 연구에서는 3차원 수치모형에 자승형마찰항과 비선형 이류항을 추가하였다. 3차원 모형에서 산정된 각 수심별 M_2 분조의 조류타원도는 KORDI(1990)가 수행한 수심별 조류관측치와 양호한 일치율을 보였다.

Abstract □ Two-dimensional and three-dimensional structures of tidal currents on southeastern waters of Korea off Kyungnam coast were investigated via a series of numerical models based on dynamic principles. With a two-dimensional tidal model, tidal regimes of major eight tidal constituents ($M_2, S_2, K_1, O_1, N_2, K_2, P_1, Q_1$) were computed. Model results showed that the computed results were in good agreement with coastal observations. On the basis of these results, the model was further improved to compute three-dimensional structure of tidal current in inner Jinhai and Masan Bay regions of the model area where severe pollutions occur due to red tide by combination of the previous two-dimensional model and inner three-dimensional model. For this work, three-dimensional Galerkin-Spectral model and two-dimensional depth-integrated model are dynamically combined by the method presented by Davies (1980). In addition to the previous work by Davies, the advective term and quadratic bottom friction term are included in present three-dimensional numerical model. The computed results of M_2 tidal current ellipses with respect to depth showed general agreements with those of current observations by KORDI (1990).

1. 緒 論

본 研究의 조석 모형 대상지역은 북위 $34^{\circ}52'00''$ - $35^{\circ}13'30''$ (41.6 km), 동경 $128^{\circ}21'30''$ - $129^{\circ}18'30''$ (85.5 km)에 이르는 海域(이하 慶南海域이라 칭함, Fig. 1 참조)으로서 鎭海灣과 馬山灣, 그리고 釜山 앞바다를 包含하고 있고 외해경계로서는 해운대 위를 통과하는 북측과 거제도를 통과하는 남측, 그리고 전내량을 취하고 있다. 이 해역은 해안선이 매우 복잡하고 등수심선이 해안선을 따라 거의 평행하게 발달되어 있

으며 특히 대상해역 동측의 부산 앞바다의 수심경사는 매우 급한 편이다.

최근 들어 이 지역은 거제도의 대규모 항만 건설 계획 등과 부산을 중심으로 한 인공섬 개발계획, 해상대교 건설 및 낙동강 하구역의 개발과 같은 종합적인 해양개발사업으로 인하여 관심이 고조되고 있다. 그러나 이 해역은 지형이 매우 복잡한 폐쇄성 내만으로서 해양오염 문제가 심각하여 진해만에서의 적조현상은 70년대 후반부터 거의 매년 발생되어 이 지역의 연안어장과 주위환경에 막대한 피해를 입히고

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

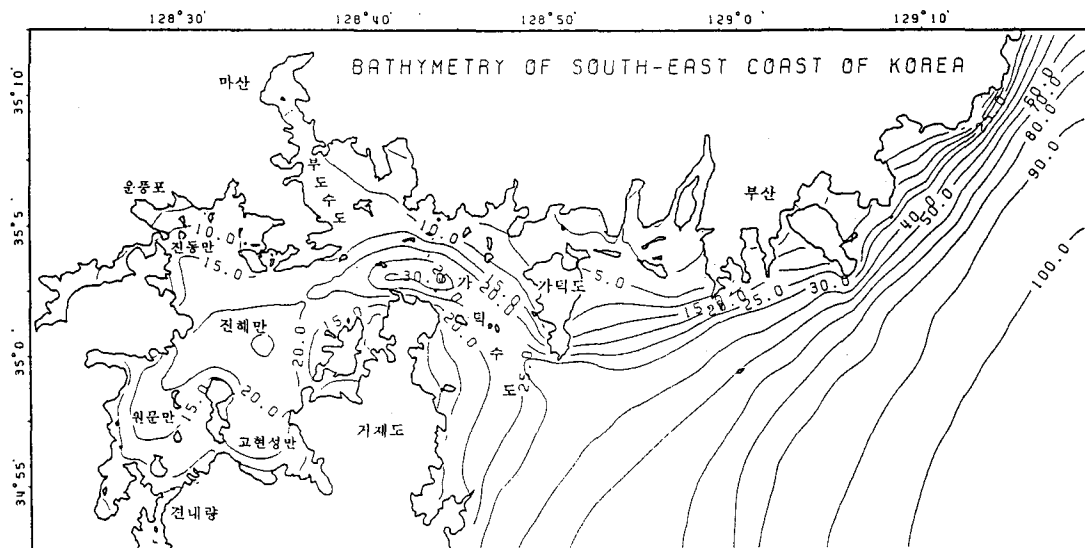


Fig. 1. Bathymetry of off Kyungnam coast with tidal observation point.

있으며, 또한 진해만 서부해역에 위치한 가조도, 원문만, 고현만 및 진동만등에서도 하계에 심한 수질 오염이 보고되고 있다(국립수산진흥원, 1989, 1990). 따라서 우리나라의 주요한 수산양식장 및 어장이 밀집되어 있는 이 지역의 해양자원을 보전, 관리하기 위한 근본적인 대책마련이 시급한 실정이다.

이러한 환경보전등의 문제를 해결하는데 필수적으로 요구되는 이 지역의 해수유동에 관한 연구는 80년대 초에서부터 지금까지 활발히 진행되어 마산진해만지역의 연구로서 水産振興院(1973)이 漂流板 및 定點 觀測에 의하여 表層流의 流動狀況을 조사하였고, 海洋研究所(이 등, 1980, 1983; 이 등, 1988; 김 등, 1989)는 진해만의 적조 및 오염 모니터링에 관한 연구에서 진해만 일대에서의 유동상황을 조사하였으며, 김 등(1986)은 마산만의 해수유동을, 김(1984)은 진해만의 해수교환에 대하여 연구하였고, 한(1989)은 진해 및 마산만의 조류유동과 확산특성에 대하여 연구하였다.

부산 근해역의 연구로서 김·이(1991)는 수영만의 해수유동, 유출수 및 부유물질 확산을 해석하였고, 김 등(1991)은 수영만의 해황 변동 특성에 대한 연구를 하였으며, 부산시(1990)는 부산항 신도시건설 기본계획의 환경영향평가가 보고서에서 부산항에 대한 해수유동특성을 조사하였다.

이처럼 기존의 연구의 대상은 주로 수영만, 마산만, 진해만 등의 특정한 내만에 집중되어 있어 내만의 영향과 외해와의 상호연관에 관한 연구가 미흡하고 아직까지도 한국 남동해역 전체에 대한 신뢰할 만한 조석도가 제시되지 못하고 있는 실정이다. 따라서 이 해역의 전반적인 해수유동과 각 내만과 외해와의 상호영향에 대한 정보를 얻기 위해서는 이 지역 전체를 포괄하는 넓은 범위의 연구가 필요하다고 할 수 있다. 최근, 박(1994)이 이 지역 전체를 포괄하는 연구범위에 대해 조석 및 조류의 수치실험을 하여 관측자료와 비교하였으나 조류의 현장관측기간이 약 1일 정도에 불과하여 관측자료와 수치모형과의 비교에는 무리가 있으며 각 분조에 대한 조석도는 제시하지 않았다.

본 연구에서는 이상과 같은 대상해역에 대하여 2차원 수심적분된 조석수치모형을 이용하여 주요 8개 분조(M_2 , S_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1 , K_2 , N_2)에 대한 조석도와 조류타원도를 제시하여 기존의 관측자료와 비교함으로써 그 신뢰성을 검토하였고, 가덕도와 거제도를 잇는 경계를 통해 3차원 spectral 수치모형과 既 수립된 2차원 수치모형을 동적으로 연결하여 보다 신뢰성있는 3차원 해수유동모형을 수립하여, 그 결과를 기존의 현장 관측자료와 비교함으로써 마산만, 진해만 등 내만의 3차원적 해수유동을 조사하였다.

2. 2次元 潮汐數值模型

2.1 지배방정식

이용된 數值模型은 有限差分(finite difference) 技法을 근거로 하여 偏向力(Coriolis force), 非線形 移流項 (advective term)과 차승형 마찰항(quadratic friction term)이 포함된 潮汐方程式의 解를 2次元 直交座標系上에서 求하는 것이며 支配方程式은 다음과 같다(Flather와 Heaps, 1975).

連續方程式(continuity equation):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (Hu) + \frac{\partial}{\partial y} (Hv) = 0 \quad (1)$$

水深平均된 運動方程式(depth-mean equation of motion):

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv + \frac{k_b u \sqrt{u^2 + v^2}}{H} \\ + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x} - \frac{F^{(S)}}{H} = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu + \frac{k_b v \sqrt{u^2 + v^2}}{H} \\ + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial y} - \frac{G^{(S)}}{H} = 0 \end{aligned} \quad (3)$$

여기서 각 기호는 다음과 같다.

- t : 시간
- ζ : 정지해수면上의 해면수위.
- h : 정지해수면下의 수심
- H : 총수심($H = h + \zeta$)
- f : Coriolis 계수(균일한 것으로 가정, $f = 2w \sin \phi$, ϕ : 위도)
- k_b : 해저마찰 계수($k_b = 0.0025 - 0.0035$)
- g : 중력가속도
- ρ : 해수밀도(균일한 것으로 가정)
- P_a : 해면기압

$F^{(S)}, G^{(S)}$: 해면에 미치는 바람응력의 x, y 성분

수심평균된 유속(depth-mean current) u, v 는 다음과 같이 정의된다.

$$u = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} u' dz, \quad v = \frac{1}{H} \int_{-h}^{\zeta} v' dz \quad (4)$$

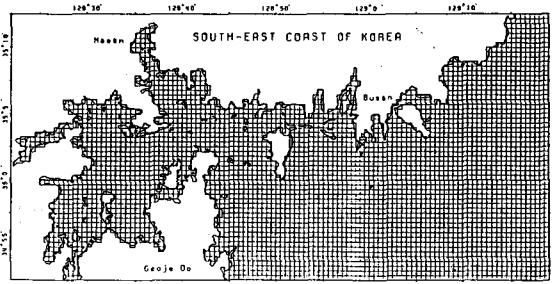


Fig. 2. Grid system of 2-dimensional tidal model.

여기서,

u', v' : 직교좌표 x, y 의 증가방향으로의 속도성분.

상기식에서 동압력 효과는 무시되고 정수역학적인 압력분포를 가지며 수심평균된 유속이 산정된다. 비선형 해저마찰항을 포함한 상기식 (1)-(3)은 이류항(advective term)의 경우 Roberts와 Weiss(1966)에 의해 제시된 angled-derivative scheme을 이용하여 수치해를 구하였다. 창, 낙조에 따라 노출 또는 침수되는 조간대 해역의 처리는 조수간만의 차가 심한 지역의 경우 매우 중요하다. 본 모형에서는 Flather와 Heaps(1975)에 의해 제시된 처리기법을 사용하는데, 이는 인접한 격자 요소간의 수심과 해수면의 높낮이에 근거하여 조간대의 노출을 판단함으로써 운동방정식의 계산 여부를 결정하는 것이다. 경계조건으로서 육지경계인 경우 경계에 직각인 방향의 유속은 없는 것으로 가정하였고 외해개방경계면의 경계조건은 시간에 따른 해면수위 및 유속성분의 변화로서 주어지는데 사실상 경계면에서의 유속성분의 입력이 불가능하므로 개방경계 격자요소의 조량교환은 연속방정식에 의해 개략화되었다.

본 數值模型에서는 상기의 지배방정식 (2), (3)에서 기상영향을 나타내는 해면용력항과 압력경사항을 제외시킴으로써 순수한 조석만을 산정하였고 산정된 조류는 해면경사에 의해 주로 발생하는 것으로 가정하였다.

2.2 수치 모형의 구성

기본식 (1)-(3)의 유한차분식은 Fig. 2에 제시된 慶南海域의 유한차분 격자체계를 이용하여 해수유동현상을 研究하기 위해 수치적으로 풀이되었는데 자세한 수치해석방법은 여러 문헌에 소개되어 있으므로(Choi,

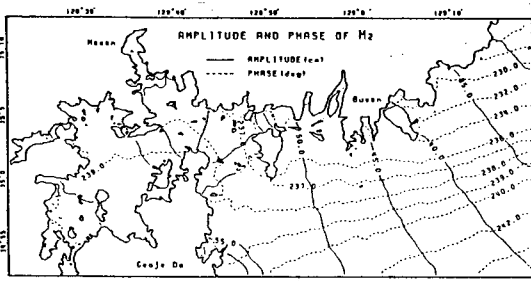


Fig. 3(a). Computed tidal chart of M_2 tide.

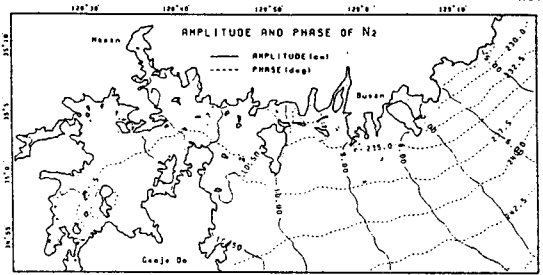


Fig. 3(e). Computed tidal chart of N_2 tide.

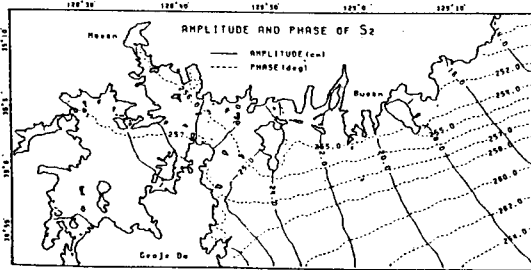


Fig. 3(b). Computed tidal chart of S_2 tide.

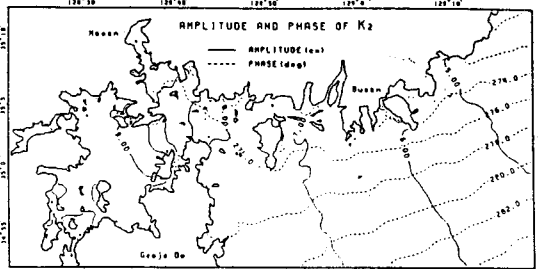


Fig. 3(f). Computed tidal chart of K_2 tide.

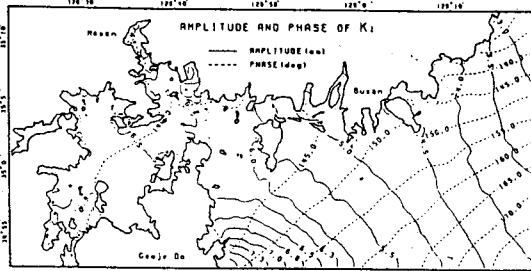


Fig. 3(c). Computed tidal chart of K_1 tide.

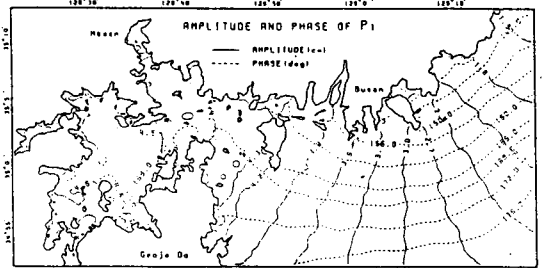


Fig. 3(g). Computed tidal chart of P_1 tide.

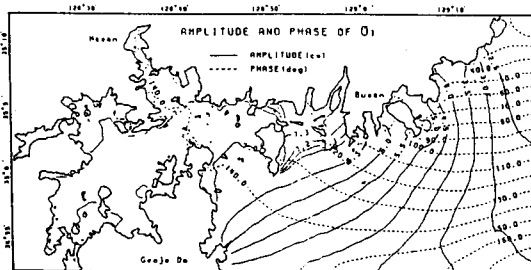


Fig. 3(d). Computed tidal chart of O_1 tide.

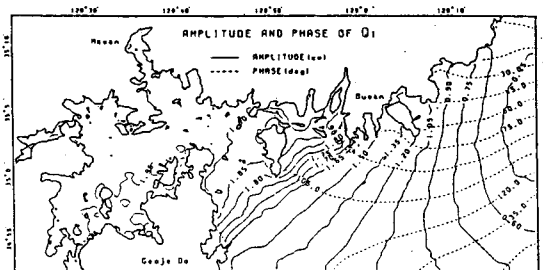


Fig. 3(h). Computed tidal chart of Q_1 tide.

1980) 본 研究에서는 이에 대한 언급은 생략하기로 한다. 본 모형에서는 북쪽 개방경계 부근에서 인접 격자 사이에서 수심차이가 많이 나는 지역을 부분적으로 수정하여 경사를 완만히 함으로써 계산의 안정성을 유도하였다.

수심자료는 교통부 수로국에서 발행한 해도를 참

고로 약최저저조면을 기준으로 한 수심에서 이 지역의 평균해면인 90 cm(釜山 65 cm, 加德島 95 cm, 견내량 115 cm)를 더한 값으로 결정되는데 평균수심을 기준으로 陰의 수심은 저조시 노출되는 조간대를 의미한다. 직각좌표계의 본 모형은 .격자간 간격 750m, 총 격자수 6384개(가로: 114개, 세로: 56개)로 구성되어

있고 CFL 안정조건을 고려한 Δt 는 M_2 모델은 8.28초, S_2 모델은 8초, K_1 모델은 7.81초, O_1 모델은 8.607초, N_2 모델은 8.43초, K_2 모델은 7.97초, P_1 모델은 8.022초, Q_1 모델은 8.96초로 하여 1주기당 총 time step은 반일주조인 경우 5400 step, 일주조인 경우 10800 step으로 하였다. 개방경계조건은 Odamaki(1989)의 조석도와 수로국의 조화분석자료 및 김(1994)의 조석도를 근거로 작성하였고 계산의 안정을 위하여 개방경계부근 약 5격자정도는 비선형 이류항을 포함하지 않고 유속을 계산하였다. 자승형 마찰항의 해저 마찰계수 k_b 는 총수심 $H(=h+\zeta)$ 가 10 cm 이하이면 0.0032, 15 cm 이하이면 0.0030, 20 cm 이하이면 0.0028, 그 이상은 0.0025로 하였고 총수심 H 가 10 cm 이하일 때는 H 를 10 cm로 규정하여 과도한 마찰력의 산정을 방지하였다. 모델에 의한 ζ , u , v 의 산정은 $t=0$ 일때 $u=v=0$ 인 초기정상상태로부터 출발하여 초기교란효과가 제거된 4번째 조석주기에서 계산된 ζ , u , v 을 이용하여 모델결과를 분석하였다.

2.3 각 분조의 조석산정

경남해역의 각 분조에 대한 등조시도, 등조차도와 조류타원도를 제시하고 그 결과를 Fig. 1에 표시되어 있는 조위관측지점에서 장기간 관측자료를 기초로 추출한 각 성분의 진폭, 지각과 비교함으로써 수립된 모형의 신빙성을 검증한다. 조류성분에 대한 관측치와의 비교 및 검증에 관해서는 3장에서 3차원 모형의 결과와 함께 제시하고자 한다.

Fig. 3(a)-Fig. 3(h)는 산정된 각 분조의 등조시도 및 등조차도를 나타내는데 본 모형에서 제시되고 있는 $135^\circ E$ 를 기준으로 한 M_2 분조의 조석도(Fig. 3(a))를 살펴보면 북측에서의 남측으로 내려갈수록 등조시선의 동서방향의 경사가 급해지고 있는데 이는 대상해역 동쪽에 무조점이 있음을 시사하고 있다. 등조시선은 진해 内灣으로 가면서 반시계 방향으로 치우치는 경향을 나타내고 있고 등조차선은 가덕수도를 따라가며 마산만보다 진해 内灣쪽으로 증가되는 경향이 뚜렷한데 이는 주 흐름이 진해만 쪽으로 유입되고 있는 관측사실과 잘 일치하며 진해 内灣과 마산만에서의 진폭의 증가는 미약하게 나타나고 있다. S_2 분조의 조석도(Fig. 3(b))를 보면 M_2 분조의 조석도와 형태가 거의 유사함을 알 수 있으며, 반일주조의 조석이 진해만 중앙수로를 통해 전파되고 있음을 잘 나타내고

있다. K_1 분조의 조석도(Fig. 3(c))에서는 조석의 전파가 진해 内灣으로 파급되지 않고 거의 대부분이 거제도 이남으로 전파해 가는 것을 볼 수 있다. 이는 진해 및 마산만에서 반일주조가 우세하다는 관측과 부합되며 内灣으로 파급되지 못하는 이유는 반일주조의 두배가 되는 일주조의 주기의 영향이 있는 것으로 생각된다. O_1 분조(Fig. 3(d)) 역시 일주조인 K_1 분조와 마찬가지로 내만으로의 파급은 미약하며 따라서 관측치의 크기도 진폭의 경우 5 cm 미만으로 나타나고 등조시선은 동측 개방경계에서 0° 에서 180° 까지 변한다. N_2 분조(Fig. 3(e)), K_2 분조(Fig. 3(f))의 조석도는 M_2 , S_2 분조의 조석도와 유사하며 진폭의 크기는 약 5-10 cm 정도이다. P_1 분조(Fig. 3(g))의 조석도는 다른 일주조 성분의 조석도와 달리 반일주조의 조석도와 유사한 형태를 나타내어 진해만에서의 조석전파가 다른 일주조성분에 비해 강하게 나타나고 있으나 진폭의 크기는 약 1-4 cm 정도로 다른 일주조 성분과 마찬가지로 작게 나타나고 있다. Q_1 분조(Fig. 3(h))의 조석도에서는 대상해역 동측에 있는 무조점의 영향이 나타나고 있고 진해내만으로의 조석전파는 미약하다.

Table 1은 Fig. 1에서 선정한 지점에서 관측치와 계산치의 진폭과 지각에 대한 각 분조에 대한 비교를 나타내고 있고, Fig. 4(a)-Fig. 4(h)는 그 비교값에 대한 오차를 나타내어 사선에서 벗어날수록 관측치와 계산치의 차이가 남을 의미한다. 지각의 비교는 국지 지각(κ)를 $135^\circ E$ 를 기준으로 하는 값으로 환산하여 모형결과와 비교하였다. M_2 분조의 관측치와 계산치의 비교(Fig. 4(a))를 보면 전반적으로 관측치와 진폭은 4-5 cm 이내로, 지각은 $5-7^\circ$ 이내로 잘 일치함을 보여준다. S_2 분조(Fig. 4(b))와 K_1 분조(Fig. 4(c))는 모두 관측치와 전반적으로 양호한 일치를 보이고 있다. O_1 분조(Fig. 4(d))의 비교는 다른 분조에 비해서 비교적 오차가 커서 진폭의 경우 최대 6 cm, 지각의 경우 30° 까지 차이가 나는데 이는 무조점의 위치가 가까운 곳에 있어 관측치와 일치를 보이기에 어려운 점이 있다고 생각된다. N_2 분조(Fig. 4(e))와 K_2 분조(Fig. 4(f))의 비교는 진폭과 지각 모두 관측치와 양호한 일치를 보이고 있고 P_1 분조(Fig. 4(g))의 경우도 비교적 관측치와 유사한 결과를 나타내고 있으나 Q_1 분조(Fig. 4(h))의 경우는 진폭과 지각 모두 과대하게 산정된 결과를 나타내고 있다.

Table 1a. Comparison between computed and observed amplitude and phase of the M₂, S₂, K₁, O₁ tide

STATION	CD	LAT.	LON.	M ₂		S ₂		K ₁		O ₁	
				AMP.(cm)	PHS.(deg)	AMP.(cm)	PHS.(deg)	AMP.(cm)	PHS.(deg)	AMP.(cm)	PHS.(deg)
				OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.
DAYBYUN	DB	35.2	129.2	29.0	223.6	14.0	245.5	3.0	78.8	2.0	5.7
MASAN	MS	45.2	128.5	65.0	240.3	30.8	283.2	7.0	138.2	4.8	137.1
MASANPO	MP	35.1	128.5	62.0	237.2	28.0	252.1	8.0	157.2	4.0	138.1
JINHAI	JH	35.1	128.6	61.8	238.4	28.5	258.3	8.1	148.3	4.3	135.2
BUSAN	BS	35.1	129.0	40.0	230.2	18.0	248.1	4.4	130.7	1.8	115.5
UNPUNGPO	UP	35.1	128.4	67.0	236.1	32.0	258.0	8.0	154.1	5.0	130.0
JAM DO	JD	35.0	128.7	46.5	248.7	28.4	258.5	8.7	141.4	3.8	112.3
DADAIPO	DP	35.0	128.9	44.6	231.1	21.8	248.8	8.0	147.8	1.8	138.5
GADUGDO	GD	35.0	128.8	56.7	237.8	28.3	258.8	8.0	148.4	4.3	134.3
SONGJINPO	NP	35.0	128.6	64.0	238.5	31.0	258.4	7.0	158.3	4.0	138.2
SONGPO	SP	34.9	128.5	63.9	238.2	30.8	258.1	8.2	137.2	4.0	148.0
GUNAYRYANG	GR	34.8	128.4	69.2	241.1	31.8	258.8	8.5	155.1	4.8	137.0
JANSENGPO	JP	34.8	128.7	57.1	237.6	27.3	228.4	7.7	148.3	4.8	131.2

Table 1b. Comparison between computed and observed amplitude and phase of the N₂, K₂, P₁, Q₁ tide

STATION	CD	LAT.	LON.	N ₂		K ₂		P ₁		Q ₁	
				AMP.(cm)	PHS.(deg)	AMP.(cm)	PHS.(deg)	AMP.(cm)	PHS.(deg)	AMP.(cm)	PHS.(deg)
				OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.	OBS.	CAL.
JINHAI	JH	35.1	128.6	12.0	238.0	8.0	275.0	2.0	181.0	0.8	117.0
BUSAN	BS	35.1	129.0	7.3	225.0	5.0	285.0	1.4	150.0	0.7	83.2
GADUGDO	GD	35.0	128.8	10.0	231.0	7.8	274.0	2.8	180.0	0.5	85.8

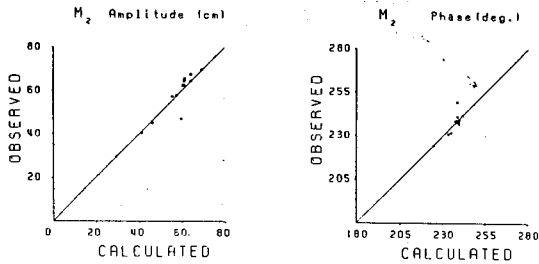


Fig. 4(a). Computed and observed amplitudes and phases of M_2 tide.

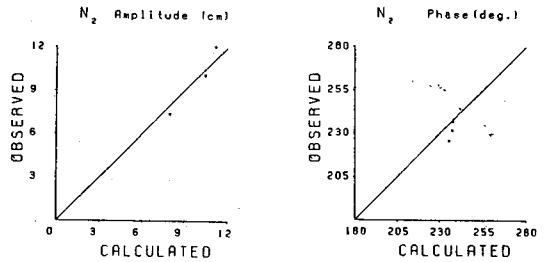


Fig. 4(e). Computed and observed amplitudes and phases of N_2 tide.

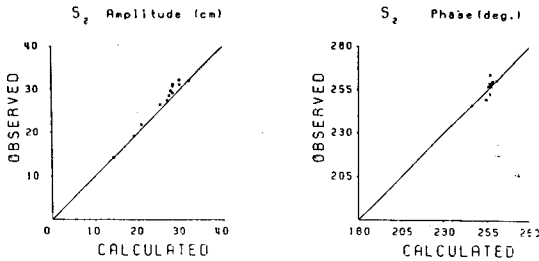


Fig. 4(b). Computed and observed amplitudes and phases of S_2 tide.

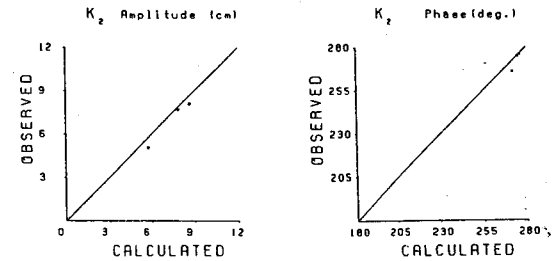


Fig. 4(f). Computed and observed amplitudes and phases of K_2 tide.

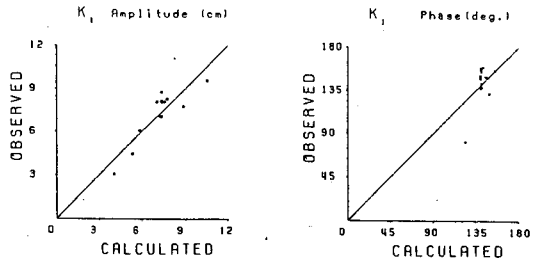


Fig. 4(c). Computed and observed amplitudes and phases of K_1 tide.

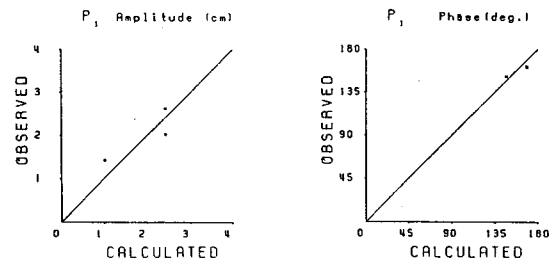


Fig. 4(g). Computed and observed amplitudes and phases of P_1 tide.

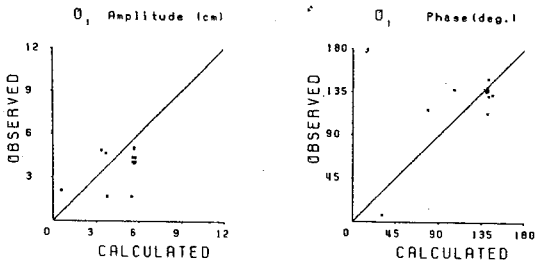


Fig. 4(d). Computed and observed amplitudes and phases of O_1 tide.

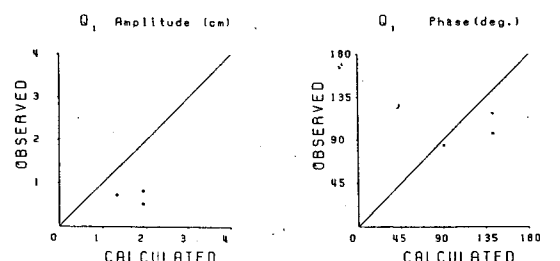


Fig. 4(h). Computed and observed amplitudes and phases of Q_1 tide.

조류의 주기적인 변동은 Fig. 5(a)-Fig. 5(h)에 제시된 조류타원도(tidal ellipse chart)에 의해 더 자세히 설명될 수 있는데 이 조류타원의 반장축과 반단축이

최강 및 최저 유속을 나타내며 장축의 배열방향이 조석(조류)의 파급방향을 나타낸다. M_2 분조(Fig. 5(a))의 조류타원도를 보면 부산 앞바다와 외해에서 북동

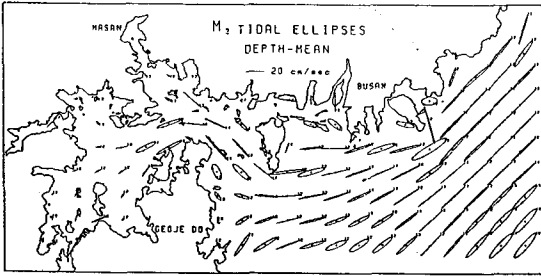


Fig. 5(a). Tidal current ellipses of M_2 tide.

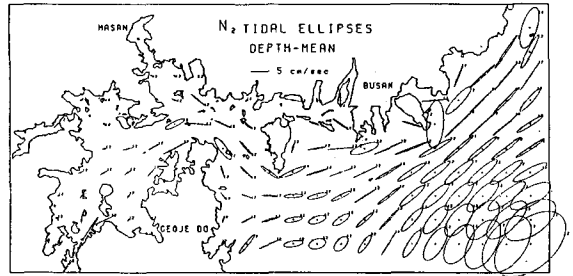


Fig. 5(e). Tidal current ellipses of N_2 tide.

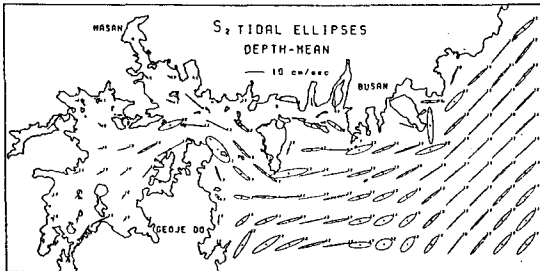


Fig. 5(b). Tidal current ellipses of S_2 tide.

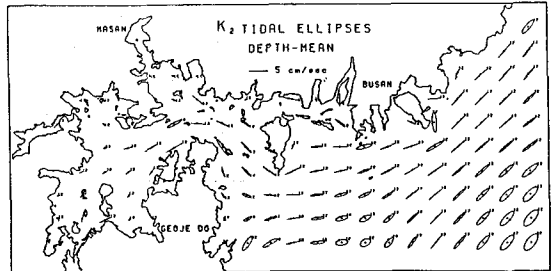


Fig. 5(f). Tidal current ellipses of K_2 tide.

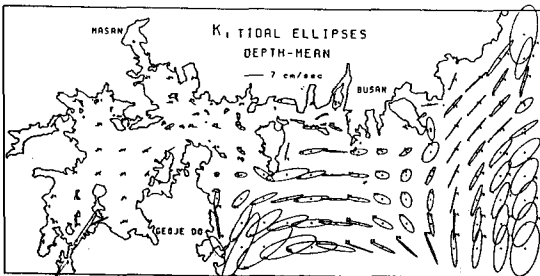


Fig. 5(c). Tidal current ellipses of K_1 tide.

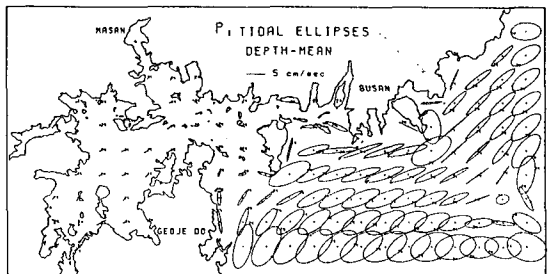


Fig. 5(g). Tidal current ellipses of P_1 tide.

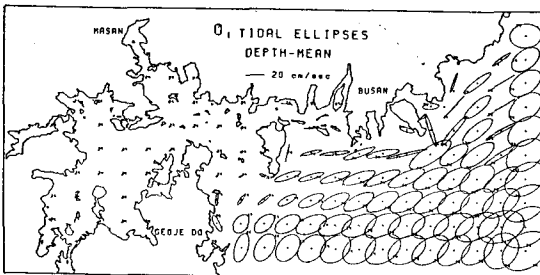


Fig. 5(d). Tidal current ellipses of O_1 tide.

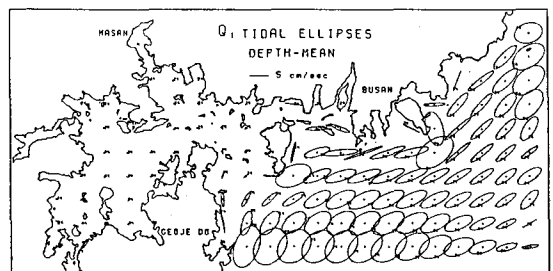


Fig. 5(h). Tidal current ellipses of Q_1 tide.

및 남서 방향의 강한 왕복성분의 유동형태가 보이며 가덕수도와 진해 内灣으로의 조석의 파급을 나타내는 장축의 방향이 잘 제시되어 있다. 가덕도 남측과 거제도 사이에서의 조류타원도는 거의 수평을 나타내어

동서방향의 왕복성만을 나타내고 있는데 이 부근을 중심으로 조류가 분기하여 가덕수도와 거제도 이남으로 조석의 파급이 일어남을 예상할 수 있다. S_2 분조의 조류타원도(Fig. 5(b)) 역시 M_2 분조와 비슷하

여 거제도 동편에서 두 갈래로 분기된 조석이 가덕수도와 거제도 이남으로 파급되는 있는 현상을 잘 나타내주고 있으며, K_1 분조의 조류타원도(Fig. 5(c))에서는 북동쪽에서 내려오던 조석이 부산 앞바다 남쪽으로 전파되고 있음과 거제도 앞바다에서도 강한 회전성의 유동형태가 제시되고 있음을 알 수 있다. O_1 분조(Fig. 5(d))에서는 외해에서 강한 회전성을 나타내며 유속도 커서 반장축의 크기가 부산 앞바다에서 약 20 cm/sec를 나타내는데 이러한 원인은 무조점이 대상해역 동편에 근접해 위치해 있어 위상변화의 폭이 큰 것에도 원인이 있다고 생각된다. N_2 분조(Fig. 5(e))의 경우는 가덕수도와 진해만 중앙수도에서는 조류타원의 형태가 M_2 분조나 S_2 분조의 경우와 유사하나 부산 앞바다 바깥쪽의 외해영역에서는 큰 회전성의 유동형태가 나타나고 있다. K_2 분조의 조류타원도(Fig. 5(f))는 대상해역 전체에 걸쳐 전반적으로 약한 왕복성분을 나타내고 있다. P_1 분조(Fig. 5(g))와 Q_1 분조(Fig. 5(h))의 조류타원도는 O_1 분조의 조류타원도와 유사한 형태를 나타내어 대상해역 전반에 걸쳐 강한 회전성분이 나타나고 있고 진해내만으로의 전파는 매우 미약하다.

3. 慶南海域의 2次元 및 3次元 조석모형의 동적 결합

3.1 조석수치모형

대부분의 연안해역의 해수유동은 난류성이며, 그 수치구조는 3차원 구조이다. 따라서 이러한 인위적 또는 자연적 영향에 의한 연직변화를 갖는 흐름특성을 예측하려면 계산의 안정성과 각 층간의 내부용력 및 개방경계면에서의 처리가 가능할 경우 3차원적 수치모형의 운용이 추천된다.

특히 폐쇄성 内灣에서는 취송순환등에 대한 2차원과 3차원적 순환구조가 현저히 다르다고 제시되고 있으므로(김 등, 1989) 진해 및 마산만과 같은 해역에서 3차원 해수유동모형의 적용은 유용하다고 할 수 있다.

기존의 이 지역에 대한 3차원 수치모형의 적용은 김 등(1989)이 3차원 multi-leveled 모델을 이용하여 M_2 분조의 조류와 바람에 의한 취송류순환을 조사하여 마산만 저층수의 정체성을 지적한 바 있고 김(1994)은 김 등(1994)에 의해 개발된 3차원 해수유동

수치모형을 이용하여 진해만의 조류 및 취송류를 조사하여 灣内の 흐름이 바람 및 하천 유출수에 의해 영향을 받으며 灣 입구의 수로보다 内灣에서 바람의 영향을 더 크게 받음을 제시하였다.

그러나 기존의 연구에서는 수치모형에서의 결과와 신뢰할 수 있을 만큼의 장기적이고 대상해역을 포괄하는 충분한 지점에 대한 현장관측치와의 비교가 미흡하고 거제도 북동쪽과 가덕도를 잇는 개방경계에서 직접 조위에 대한 경계조건만을 주었기 때문에 연직 유속변화를 갖는 3차원 수치모형의 경계조건으로서 문제점을 야기할 수 있다.

3차원 수치모형의 개방경계문제를 해결하는 하나의 방안으로서 신뢰성이 확인된 外域의 2차원 모형과 내역의 3차원 모형을 경계면을 통해 직접 연계하여 계산을 수행하는 동적 연결방법을 생각할 수 있다. 본 연구에서는 Davies(1980b)가 제안한 2차원 수심적분된 모형과 3차원 spectral 모형의 동적 연결방법을 따라 거제도 남단과 가덕도, 그리고 가덕도와 경상남도를 잇는 경계를 통해 이미 수립된 2차원 조석 수치모형과 자승형 마찰항과 이류항을 포함하는 3차원 Galerkin-Spectral 모형의 동적 연결을 취하고자 한다. 그리고 M_2 분조에 대한 3차원 모형의 산정결과를 한국해양연구소에서 1982-1983에 '진해만의 적조 및 오염 모니터링 시스템 개발을 위한 연구' 사업의 일환으로 장기간에 걸쳐 관측, 수집한 여러지점의 M_2 분조에 대한 조류관측치와 비교함으로써 모형의 신뢰도를 평가하고자 한다.

3.1.1 기본방정식

이류항을 포함하고 해수밀도가 균일하다는 가정하에 기조력 및 수평기압구배를 무시한 3차원 연속방정식과 운동방정식은 직교좌표계에서 다음과 같이 표시될 수 있다(Proudman, 1953).

連續方程式 :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-\zeta}^{\eta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-\zeta}^{\eta} v dz = 0 \quad (5)$$

運動方程式 :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - \gamma v \\ = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(N \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \gamma u$$

$$= -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(N \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (7)$$

$$w(z) = \frac{\partial}{\partial x} \int_z^h u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_z^h v dz \quad (8)$$

여기서,

- x, y : 평면상의 동향, 북향 직교좌표계
- z : 정지수면 下側방향을 陽의 값으로하는 연 직좌표
- t : 時間
- ζ : 평균海面상의 海水位
- h : 정지해수면
- g : 重力加速度
- u, v, w : 水深 Z 에서의 x, y, z 방향 流速成分
- γ : 편향력(Coriolis) 계수
- N : 연직운동량확산계수(coefficient of vertical eddy viscosity)

u, v, w, N 은 x, y, z, t 의 함수이고 총수심 h 는 x, y 에 따라, 해수면 변위 ζ 는 x, y, t 에 따라 변화한다. 상기식을 ζ, u, v, w 에 대해 풀기 위해서는 해수표면 및 해저에서의 경계조건이 필요하며 그것은 다음과 같다.

海水表面($Z = -\zeta$)에서 F_s 와 G_s 를 해수면상에서 바람응력의 x, y 방향 성분이라고 하면 경계조건은

$$-\rho \left(N \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{-\zeta} = F_s \quad (9a)$$

$$-\rho \left(N \frac{\partial v}{\partial z} \right)_{-\zeta} = G_s \quad (9b)$$

海底($z = h$)에서 해저면 마찰응력이 해저면 유속과 비선형관계를 갖는 경우를 고려할때 자승형 마찰법칙을 가정할 수 있으며, 경계조건은 다음과 같다. (F_B, G_B : 해저면 마찰응력의 x, y 방향 성분)

$$-\rho \left(N \frac{\partial u}{\partial z} \right)_h = F_B = k \rho u_h (u_h^2 + v_h^2)^{1/2} \quad (10a)$$

$$-\rho \left(N \frac{\partial v}{\partial z} \right)_h = G_B = k \rho v_h (u_h^2 + v_h^2)^{1/2} \quad (10b)$$

여기서 k 는 해저면 마찰계수이며 u_h, v_h 는 $z = h$ 에서의 x, y 방향 유속을 나타낸다.

식 (5)-(8)을 z 축 성분이 제거된 형태로 변환시키기 위하여 Heaps(1973), Davies(1980) 등이 제시한 Galerkin 기법을 적용한다. $u(x, y, z, t)$ 와 $v(x, y, z, t)$ 가 미분가능한 기저함수 $f_i(s)$ 와 계수 $u_i(x, y, t), v_i(x, y, t)$ 의 곱으로 전개될 수 있다고 가정하면

$$u(x, y, z, t) = \sum_{i=1}^M u_i(x, y, t) f_i(s) \quad (11)$$

$$v(x, y, z, t) = \sum_{i=1}^M v_i(x, y, t) f_i(s) \quad (12)$$

여기서 $s = (z + \zeta) / (h + \zeta)$ 는 무차원화된 z 축을 나타낸다. 식 (11), (12)를 식 (5)와 식 (8)에 대입하면

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \sum_{i=1}^M \left[\frac{\partial}{\partial x} u_i(h + \zeta) + \frac{\partial}{\partial y} v_i(h + \zeta) \right] \int_0^1 f_i ds = 0 \quad (13)$$

$$w = \sum_{i=1}^M \frac{\partial}{\partial x} [u_i q_i(h + \zeta)] + \sum_{i=1}^M \frac{\partial}{\partial y} [v_i q_i(h + \zeta)] \quad (14)$$

여기서,

$$q_i = \int_s^1 f_i ds \quad (15)$$

이다. 이제 운동방정식에 Galerkin 기법을 적용하면 식 (6), (7)에 함수 $f_k(s)$ 를 곱하고 $-\zeta$ 에서 h 까지 z 에 관하여 적분한뒤 N 을 포함하는 항을 부분적분하고 수면과 해저면에서의 경계조건을 대입하면 식 (6)의 경우 다음을 얻는다.

$$\sum_{i=1}^M \frac{\partial u_i}{\partial t} \int_0^1 f_i f_k ds + S u_{ijk} - \gamma \sum_{i=1}^M v_i \int_0^1 f_i f_k ds =$$

$$-g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \int_0^1 f_i f_k ds - \frac{k u_h (u_h^2 + v_h^2)^{1/2}}{(h + \zeta)} f_k(1) + \frac{F_s}{\rho(h + \zeta)} f_k(0)$$

$$- \frac{1}{(h + \zeta)^2} \sum_{i=1}^M u_i \int_0^1 N \frac{\partial f_i}{\partial s} \frac{\partial f_k}{\partial s} ds \quad (k = 1, 2, \dots, M) \quad (16)$$

여기서 $S u_{ijk}$ 는 이류항을 의미하며,

$$S u_{ijk} = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \left(u_i \frac{\partial u_j}{\partial x} + v_i \frac{\partial u_j}{\partial y} \right) \int_0^1 f_i f_j f_k ds +$$

$$\begin{aligned} & \sum_{i=1}^M u_i \frac{1}{(h+\zeta)} \frac{\partial \zeta}{\partial t} \int_0^1 (1-s) \frac{\partial f_i}{\partial s} f_k ds + \\ & \frac{1}{(h+\zeta)} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \left[u_j \frac{\partial}{\partial x} (h+\zeta) u_i \right. \\ & \left. + u_j \frac{\partial}{\partial y} (h+\zeta) v_i \right] \int_0^1 g_i \frac{\partial f_j}{\partial s} f_k ds \end{aligned} \quad (17)$$

식 (7)의 경우도 같은 방법을 적용한다.

기저함수 f_i 를 선택하는 방법은 여러가지가 있으나 Davies(1982)는 다음과 같은 기저함수를 선택하여 계산의 효율성을 높였다.

$$f_i = \cos \alpha_i s$$

여기서 $\alpha_i = (i-1)\pi$, $i=1,2,\dots,M$

해는 $(\partial \zeta / \partial x, \partial \zeta / \partial y)$ 의 수위경사항을 포함하는 것과 그렇지 않은 2개의 부분으로 나누어 질 수 있으며 따라서 식 (16)은

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial u_1}{\partial y} - \gamma v_1 \\ & = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{k u_h (u_h^2 + v_h^2)^{1/2}}{h+\zeta} + \frac{F_s}{\rho(h+\zeta)} \end{aligned} \quad (18)$$

그리고

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u_k}{\partial t} \int_0^1 f_k^2 ds + Su_{ijk} - \gamma v_k \int_0^1 f_k^2 ds = \\ & - \frac{k u_h (u_h^2 + v_h^2)^{1/2}}{h+\zeta} f_k(1) + \frac{F_s}{\rho(h+\zeta)} f_k(0) \\ & - \frac{1}{(h+\zeta)^2} \sum_{i=1}^M u_i \int_0^1 N \frac{\partial f_i}{\partial s} \frac{\partial f_k}{\partial s} ds \end{aligned} \quad (19)$$

$(k=2,3,\dots,M)$

이다. 첫번째 모드는 수심평균된 유속을 나타내고 식 (19)에서 수위(ζ)가 포함된 항이 없다는 것은 자유수면파가 기저함수의 모드가 2, 3, ..., M인 식에 영향을 주지 않는다는 것을 의미한다. 따라서 양해수치기법을 사용할 때 식 (19)의 time step은 CFL(Courant-Friedrichs-Lewy) 안정조건을 만족시키는 값보다 더 크게 줄 수 있다.

Owen(1980)은 이류항인 Su_{ijk} 을 독립적으로 계산할 수 있도록 식 (16)을 분리하는 방법을 제시하였는데 이류항만의 계산에서도 수위(ζ)를 포함한 항이 없기 때문에 time step은 CFL 조건보다 크게 줄 수 있게

된다. 따라서 식 (16)은

$$\begin{aligned} & \sum_{i=1}^M \frac{\partial u_i^k}{\partial t} \int_0^1 f_i f_k ds - \gamma \sum_{i=1}^M v_i^k \int_0^1 f_i f_k ds = \\ & -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \int_0^1 f_k ds - \frac{k u_h (u_h^2 + v_h^2)^{1/2}}{(h+\zeta)} f_k(1) \\ & + \frac{F_s}{\rho(h+\zeta)} f_k(0) - \frac{1}{(h+\zeta)^2} \sum_{i=1}^M u_i \int_0^1 N \frac{\partial f_i}{\partial s} \frac{\partial f_k}{\partial s} ds \end{aligned} \quad (20)$$

$(k=1,2,\dots,M)$

$$\sum_{i=1}^M \frac{\partial u_i^k}{\partial t} \int_0^1 f_i f_k ds + Su_{ijk} = 0 \quad (k=1,2,\dots,M) \quad (21)$$

그리고,

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = \frac{\partial u_i^k}{\partial t} + \frac{\partial u_i^a}{\partial t} \quad (i=1,2,\dots,M) \quad (22)$$

실제적으로 식 (20)을 매 time step(τ)마다 계산하고 n time step 후에 구해진 u_i^k 의 값을 이용하여 식 (21)에서 u_i^a 를 구하게 된다. 따라서

$$u_i^{t+n\tau} = (u_i^k)^{t+n\tau} + (u_i^a)^{t+n\tau} \quad (i=1,2,\dots,M) \quad (23)$$

이다. 수치해석 방법은 Davies(1980a)의 방법 및 Proctor(1987)의 수치해석 방법을 사용하였으며 자세한 언급은 생략한다. 2차원 계산 영역의 외해개방경계조건은 기수립된 2차원 모형과 마찬가지로 연속방정식에 의해 개략적으로 경계격자와의 조랑교환이 이루어지게 하였다.

3.1.2 2차원 모형과 3차원 모형의 동적 결합

Davies(1980b)는 비선형 이류항이 제거된 선형 마찰항을 포함하는 2차원 수심적분된 수치모형과 역시 비선형 이류항이 제거된, 선형 마찰항을 포함하는 3차원 spectral 모형을 동적으로 연결하여 일정수심의 정방향 격자체계에서 외력조건으로 일정한 바람응력이 작용할 때의 거동에 대해서 조사하였다. Davies는 동적으로 연결한 2D/3D 수치모형과 전 영역을 3차원으로 계산한 수치모형의 비교를 통해 두 모형의 결과가 허용가능한 차이를 가지며 관심지역만을 3차원으로 계산하고 그 외의 바깥지역을 2차원으로 계산하는 동적 연결 모형이 물리적 측면과 계산의 효율성의 측면에서 유용한 도구임을 제시하였다.

본 연구에서는 그의 연구에 부가하여 이류항과 자승형 마찰항을 포함하는 2차원 조석수치모형과 역시

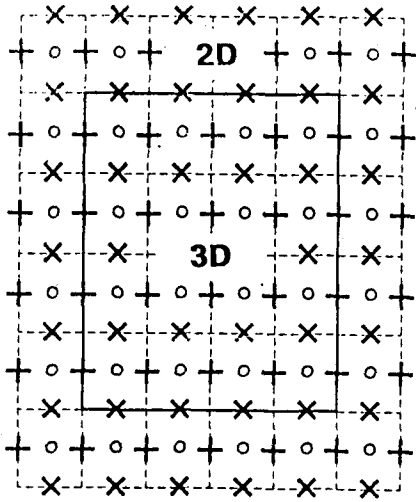


Fig. 6. Staggered grid system and linking boundary.

이류항과 자승형 마찰항을 포함하는 3차원 Galerkin-Spectral 모형을 동적으로 연결시키고, 외력조건으로서는 바람응력외에 2차원 계산영역의 개방경계부분에서 시간에 따른 조위의 변화를 주도록 하였다. 수립된 수치모형을 경남해역에 적용시켜 가덕도를 중심으로한 남측 및 서측 연결 경계를 통해 진해-마산만의 3차원적 해수유동을 조사하였다. 기 수립된 2차원 동수역학적 수치모형은 계산영역에 대하여 매 time step마다 이류항 등의 비선형항의 오차의 제거를 위하여 계산의 진행방향을 바꿔가며 하는 double sweep 방법을 취하고 있는데 3차원 spectral 모형과의 연결부분에서 그 영향이 고려되도록 하였다.

동적 연결방법에 대하여 기술하면 다음과 같다. 3.1. 1에서 기술한 기본방정식의 차분식들은 Fig. 6과 같은 staggered grid system에서 내역의 3차원 영역의 공통되는 격자를 포함한 외역의 2차원 영역에서 t 의 간격으로 시간이 진행함에 따라 ξ, u, v 를 계산하는데 사용된다. 먼저 2D 외역에서 수위와 수심평균유속을 구하는 2차원 방정식을 살펴보면 Fig. 7에서 알 수 있듯이 2D 영역에서 차분식을 풀기 위해서, 그리고 2D 영역과 3D영역의 경계에서 동쪽 및 서쪽 경계면의 경우 u 를, 북쪽 및 남쪽 경계면의 경우 v 를 알기 위해서는, 이 경계부근에 인접해 있는 3D 영역의 수위와 수심평균된 유속의 정보가 있어야 한다.

3D영역에서의 ξ 값은 식 (5)-(7)의 차분식을 풀므로써 구할 수 있다. 이 식들은 시간이 진행함에 따라

u_r 와 v_r 의 값을 구할 수 있으므로 2D영역과 3D영역의 경계부근에 인접한 유속계산점에서의 수심평균된 유속 \bar{u} 와 \bar{v} 는 다음식으로부터 구할 수 있다.

$$\bar{u}_i = \sum_{r=1}^m \phi_r u_{r,i} a_r \quad (24)$$

$$\bar{v}_i = \sum_{r=1}^m \phi_r v_{r,i} a_r \quad (25)$$

식 (24), (25)에서 구한 \bar{u}_i, \bar{v}_i 는 2D 방정식을 풀 때 사용되어진다.

다음으로 3D 방정식의 사용을 살펴보자. 3차원 기본방정식의 차분식을 이용하여 3D 영역에서 ξ, u_r, v_r 를 알기 위해서는 경계부근에 접한 2D 영역의 ξ 값과 2D 영역과 3D 영역의 경계에 있는 u, v 계산점에서의 u_r, v_r 를 사용하여야 한다.

2D 영역의 해수위변위는 2차원의 지배방정식들을 연계하여 계산함으로써 구할 수 있고 따라서 3D 영역과의 결합이 가능해진다. 그러나 구한값들은 두 지역의 경계를 따라서 수심평균된 유속, \bar{u}, \bar{v} 의 값들이다. 경계면 부근에서 구한 수심평균된 유속을 수심에 따라 분배해 줄 수 있는 명백한 방법은 없으며 따라서 eigenfunction과 u_r, v_r 를 구할 수도 없게 된다. 본 연구에서 경계면의 u_r, v_r 를 구하기 위해 사용된 방법은 경계면을 따라서 제 1모드의 값이 유속의 수심분포를 결정한다고 가정하는 것으로써 $u_r, v_r(r=2, 3, \dots, M)$ 을 0으로 하여 제 1모드의 값이 경계면을 통과하는 유속의 수심분포를 나타낸다고 생각한다.

따라서 이같은 가정하에 식 (25), (25)로부터 제 1모드의 유속은

$$u_{1,i} = \frac{\bar{u}}{\phi_1 a_1} \quad (26)$$

$$v_{1,i} = \frac{\bar{v}}{\phi_1 a_1} \quad (27)$$

여기서 $u_{r,i} = v_{r,i} = 0 (r=2, 3, \dots, M)$ 이 된다.

Heaps(1974)는 어느 특정점에서 transport를 결정할 때 제 1모드가 지배적임을 보였고 Davies(1980b)는 수치실험을 통하여 위의 가정이 3차원 계산영역에서 산정된 수심별 유속분포에 큰 영향을 미치지 않음을 확인하였다. 초기조건은 다음과 같다.

$\xi_i=0$: 2D, 3D 영역 전부

$\bar{u}_i=\bar{v}_i=0$: 2D 지역과 3D 지역과의 경계 부분

$u_{r,i}=v_{r,i}=0$ ($r=1,\dots,M$) : 3D 지역과 경계부분

육지경계에서는 법선방향의 수심평균유속은 0으로 한다. 각 지역에서의 ξ , 수심평균유속 \bar{u} , \bar{v} 와 u_r , v_r ($r=1,\dots,M$)을 구하기 위해 시간 t 에서 $t+\Delta t$ 로 가는 동안 다음과 같은 일련의 계산 과정을 거치게 된다.

① 2차원 연속방정식으로부터 2D 영역의 elevation $\xi_i(t+\Delta t)$ 를 계산.

② 3차원 연속방정식으로부터 3D 영역의 elevation $\xi_i(t+\Delta t)$ 를 계산.

③ u 에 대한 2차원 운동방정식으로부터 2D 영역과 동쪽, 서쪽 경계지점에서의 수심 평균유속 $\bar{u}_i(t+\Delta t)$ 를 계산

④ 식 (26)을 이용하여 단계 ③에서 구한 경계점에서의 $\bar{u}_i(t+\Delta t)$ 으로부터 $u_{1,i}$ 를 계산

⑤ u 에 대한 3차원 운동방정식으로부터 3D 영역의 $u_{1,i}(t+\Delta t)$ 를 계산

⑥ 식 (24)을 이용하여 경계의 북단과 남단에 인접한 3D 영역의 u point에서 수심 평균된 유속 $\bar{u}_i(t+\Delta t)$ 를 계산

⑦ v 에 대한 2차원 운동방정식으로부터 2D 영역과 북쪽, 남쪽 경계지점에서의 수심 평균유속 $\bar{v}_i(t+\Delta t)$ 를 계산

⑧ 식 (27)을 이용하여 단계 ⑦에서 구한 경계점에서의 $\bar{v}_i(t+\Delta t)$ 으로부터 $v_{1,i}$ 를 계산

⑨ v 에 대한 3차원 운동방정식으로부터 3D 영역의 $v_{1,i}(t+\Delta t)$ 를 계산

⑩ 식 (25)을 이용하여 경계의 동쪽과 서쪽에 인접한 3D 영역의 v point에서 수심 평균된 유속 $\bar{v}_i(t+\Delta t)$ 를 계산

①부터 ⑩까지의 단계를 반복함으로써 각 영역의 해 수면변위, 수심평균유속, 수심별 유속을 시간의 경과에 따라 구할 수 있다(Davies, 1980b).

본 연구에서는 상기의 연구에 부가하여 전 격자에 대하여 각 격자점의 특성을 나타내는 번호를 부여하여 0에서 8까지로 구성되는 location-map을 통하여 2차원 계산영역과 3차원 계산영역 그리고 연결경계부분이 정의되게 함으로써 location-map의 숫자만 바꿈으로써 경계의 위치와 2, 3차원의 계산영역을 손쉽게 변경할 수 있도록 하였다. 각 격자점마다의 특

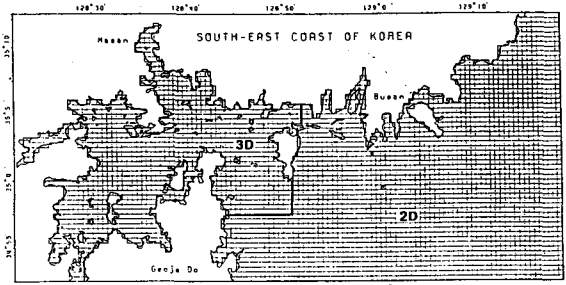


Fig. 7. Dynamical linking boundary between 2-D and 3-D computed area.

성은 ‘육지’, ‘2차원계산영역I’ (이류항 제외), ‘2차원계산영역II’ (이류항 포함), ‘3차원계산영역I’ (이류항 제외), ‘3차원계산영역II’ (이류항 포함), ‘동적연결경계I’ (꼭지점 제외), ‘동적연결경계II’ (꼭지점), ‘2차원 개방경계’, ‘3차원 개방경계’의 9가지로 구분된다.

외역의 2차원 계산영역의 개방경계는 전내량부분을 제외하고는 기 수립된 2차원 수치모형의 경우와 동일하게 주었고 전내량 개방경계부분은 3차원 수치모형의 개방경계조건을 적용하였다. 각 개방경계로부터 4개 격자 정도와 가덕도를 중심으로 하는 연결경계부분의 3개 격자 정도는 계산의 안정을 위하여 이류항의 계산을 하지 않도록 하였다.

3.2 M₂ 조석모형

관측치와의 비교를 통해 신뢰성을 확인한 2차원 수치모형에서의 M₂분조에 대한 개방경계조건을 북측, 동측 및 남측의 개방경계(2차원 계산영역)와 전내량 개방경계(3차원 계산영역)에 부여하고 Fig. 7에 제시된 연결경계를 통하여 진해 및 마산만 지역의 3차원 수치모형을 실험하였다. 연결경계는 서측인 경우 가덕도 상단의 얇은 수심을 갖는 부분과 가덕도 남단의 진해만의 해수 유출입이 가장 큰 부분을 선택하였고 남단인 경우는 2차원 모형결과에서 알 수 있듯이 y 축방향의 유속의 크기가 매우 적어지는 위치를 선택하였다.

본 연구에서는 2D영역과 3D영역 모두 자승형 마찰법칙을 적용하였으며 마찰용력계수는 0.0025를 양 지역에 동일하게 사용하였다. 격자해상도는 2차원 모형과 동일하게 주었고 mode수는 모형의 수해과정을 통해 충분한 갯수라고 판단된 5개로 선택하였다. 연

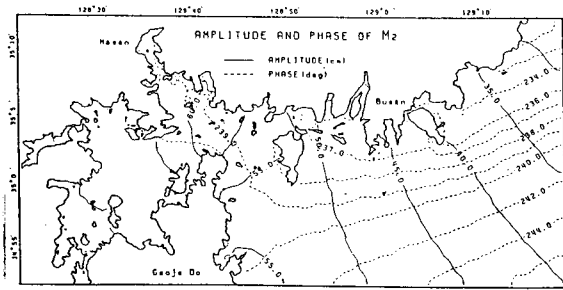


Fig. 8. Computed tidal chart of M_2 tide (2D/3D linking model).

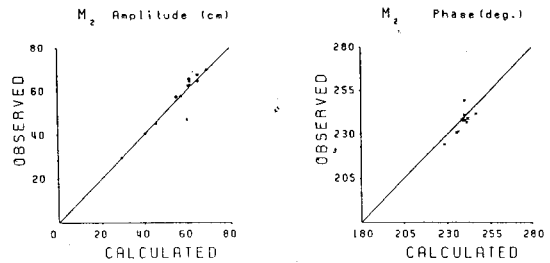


Fig. 9. Computed and observed amplitudes and phases of M_2 Tide (2D/3D) linking model).

직와점성계수 N 은 수심에 걸쳐 일정한 값으로 하였으며 기저함수는 연직와점성계수가 수심의 함수가 아니라는 가정하에 cosine 함수로 채택하였다.

본 연구에서는 우선 2D/3D 모형의 동적연결에 중점을 두었기 때문에 해저마찰계수, 와점성계수 등 3D 모형에 포함되는 여러 변수들에 대한 적절한 선정과정은 이루어지지 못하였는데 앞으로 이 부분에 대한 개선이 필요할 것으로 사료된다.

Fig. 8은 동적 연결을 이용하여 마산 및 진해만 지역을 3차원으로 계산한 M_2 분조의 조석도를 나타내고 있다. 진해만 중앙수로를 따라 내만으로 진입할수록 조석진폭이 커지고 있음과 위상의 늦어짐이 2차원 모형의 조석도와 거의 유사함을 알 수 있다.

Fig. 9는 Fig. 1에서 선정한 지점에서의 진폭과 지각에 대한 관측치와 동적 연결모형에서 산정한 결과와의 비교를 나타내고 있다. 2차원모형과 비교할 때 지각이 늦어짐에 따른 오차가 보이고 있으나 허용할 수 있을 정도의 오차라고 생각되며 진폭의 경우는 오차 3-4 cm 정도로 관측치와 양호한 일치율을 보이고 있다.

Fig. 10(a)-Fig. 10(c)은 태음 0시일 때의 산정된 3차원 모형결과의 표, 중, 저층의 유속분포를 나타내고 있다. 상층인 경우의 유속벡터의 분포가 다소 부드럽지 못하게 나타나고 있는데 이는 이 부근의 수심이 급변하여 수심경사에 민감한 이류형의 효과로 인한 것으로 생각된다. 연결경계 부근의 유속은 2차원 모형과 거의 유사하고 저도와 잠도 남부를 잇는 조류수로에 강한 흐름이 보이고 있는 점또한 2차원 모형결과와 유사하다. 그러나 중층과 저층의 유속분포도를 보면 거제도 북측의 주 조류수로흐름은 마산만의 중, 저층과 부도-잠도 사이의 얇은 수심으로 인하여 거의

단절되어 있음을 알 수 있으며, 따라서 특히 저층에서 마산만과 조류수로와의 해수의 교환은 매우 저조할 것으로 판단된다.

Fig. 11(a)-Fig. 11(c)는 태음 6시일 때의 창조시의 수심별 유속분포를 나타낸다. 낙조시의 흐름과 유사하게 연결경계 부근과 주수로를 따르는 강한 유속의 분포를 제시하고 있다. 창조시의 흐름도 중, 저층의 유속의 분포가 마산만과 단절되어 있음을 알 수 있는데, 특히 저층의 경우 창조시의 흐름에 비해 낙조시의 흐름이 가덕수도와 진해 주수로에 걸쳐 더 우세함을 잘 나타내주고 있으며 이는 이 지역의 관측 결과와도 일치한다.

Fig. 12(a)-Fig. 12(c)는 산정된 3차원모형의 전반적인 조류타원도를 나타내고 있다. 2차원 모형의 조류타원도보다 표층, 중층, 저층에 대하여 전반적으로 반장축의 크기가 더 크며 회전성이 더 강함을 알 수 있고 장축의 파급방향은 수심에 큰 변화없이 2차원 모형의 방향과 거의 유사하게 나타나고 있어 수심에 따른 변화가 거의 나타나지 않고 있으며, 이는 이 지역의 평균 수심이 15-25 m의 얇은 천해임을 감안할 때 장과인 조석의 2차원적특징을 잘 나타내 준다고 할 수 있다. 수심별 조류의 형태를 보면 표층과 중층의 경우 크기와 방향이 거의 유사한 반면 저층의 경우는 조류타원의 장단축의 크기가 모두 줄어들어 유속의 감소와 더불어 왕복성이 강해짐을 알 수 있다.

Fig. 13(a)-Fig. 13(c)은 수심별 반장축도를 나타내며 가덕수도와 진해만의 주수로를 통해 조석이 파급되고 있음이 잘 나타나고 있다. 2차원 모형의 반장축도에서 주수로에서의 크기가 평균 약 12 cm/sec인데 3차원 모형에서는 이 지역에서 표층 15 cm/sec, 중층 12 cm/sec, 저층 10 cm/sec로 제시되고 있음을 알 수

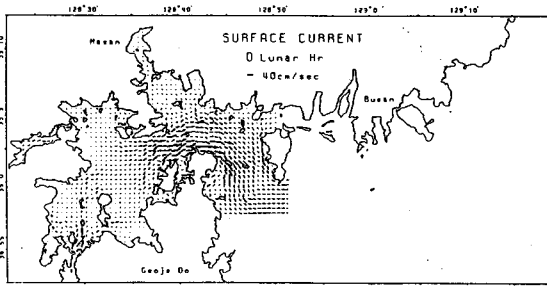


Fig. 10(a). Tidal current at 0 lunar hour (surface).

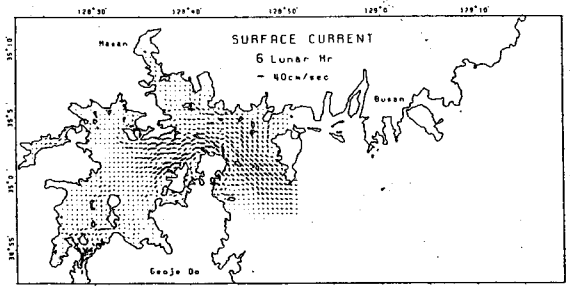


Fig. 11(a). Tidal current at 6 lunar hour (surface).

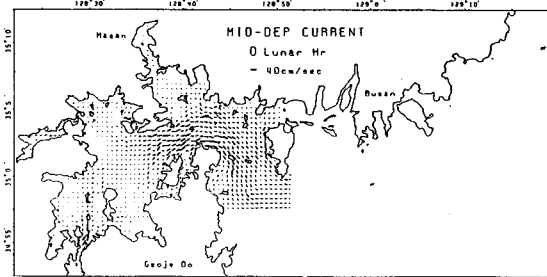


Fig. 10(b). Tidal current at 0 lunar hour (mid-depth).

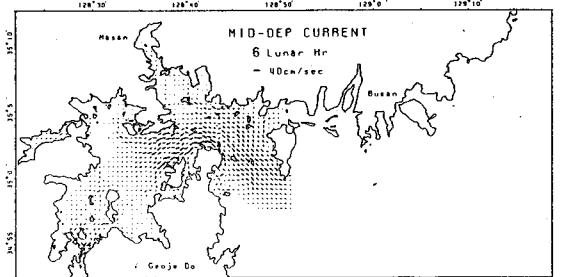


Fig. 11(b). Tidal current at 6 lunar hour (mid-depth).

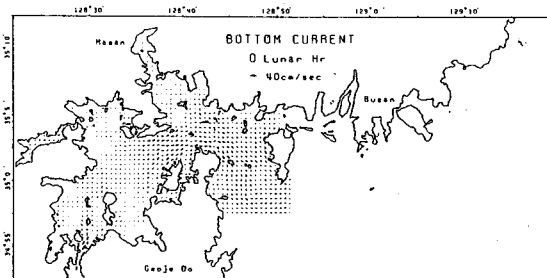


Fig. 10(c). Tidal current at 0 lunar hour (bottom).

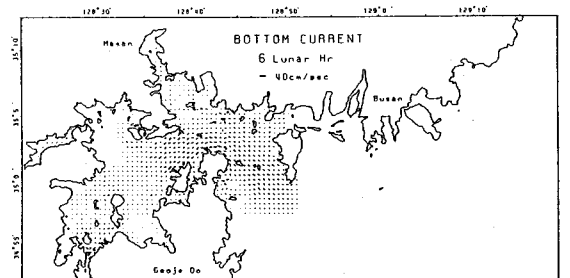


Fig. 11(c). Tidal current at 6 lunar hour (bottom).

있다. 표층과 중층의 반장축도에서는 뚜렷한 차이는 보이지 않으며 마산내만과 진해내만으로 약 2.5 cm/sec의 크기의 반장축이 있음으로 보아 표, 중층에서는 이 지역과 해수의 교환이 일어날 것으로 예상되나 저층의 경우는 부도 부근을 중심으로 반장축의 크기가 거의 0에 가까와 마산내만과의 해수의 교환이 특히 저층에서는 어려울 것이라고 판단된다.

Fig. 14(a)-Fig. 14(c)은 3차원 모형의 항류도인데 내만에서 전반적으로 불규칙적이고 크기가 작은 항류의 분포를 나타내고 있는데 가덕수도에서 반시계방향의 와류가 제시되고 있다. 2차원 모형의 조류타원도를 보면 거제도 서쪽의 남측 연결경계를 중심으로 조석파가 좌우로 갈라져 가덕수도와 거제도 남단의 두 갈래로 나누어지고 있음을 알 수 있는데 이 분기점

에서 동서방향만의 조석잔차류가 남게되고 이것이 이 지역의 반시계방향의 와류를 제시할 수 있는 원인이 될 수 있다고 사료된다. 그러나 본 연구에서 수립된 2차원 수치모형에서는 이 부근에서 매우 미약한 항류가 제시될 뿐 와류가 형성되지 않고 있는데, 3차원 모형의 연결경계부근에서 이류항을 계산하지 않아 유속의 감소로 인하여 와류의 형성이 과장되게 나타날 수도 있다고 생각된다.

3.3 관측조류분석 및 모형결과와의 비교

관측자료는 한국해양연구소에서 1980년에서 1983까지 4년간 계속사업으로 수행된 “진해만의 적조 및 오염 모니터링 시스템 개발을 위한 연구” 사업에서 관측 수집된 시계열 성격의 조류 등의 자료중 주4개

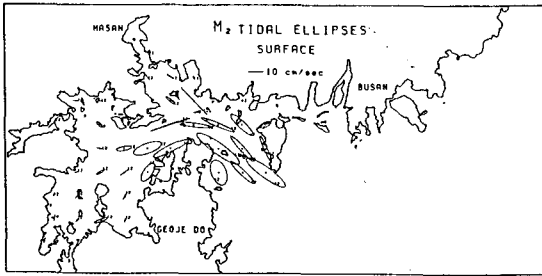


Fig. 12(a). Tidal current ellipses of M_2 tide (surface).

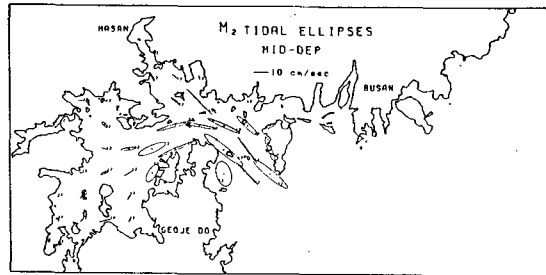


Fig. 12(b). Tidal current ellipses of M_2 tide (mid-depth).

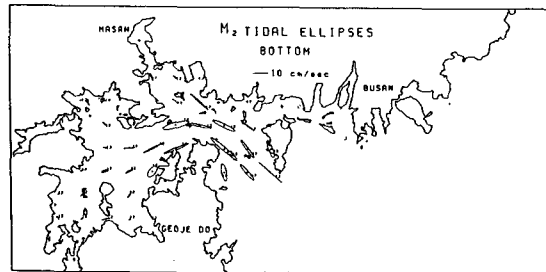


Fig. 12(c). Tidal current ellipses of M_2 tide (bottom).

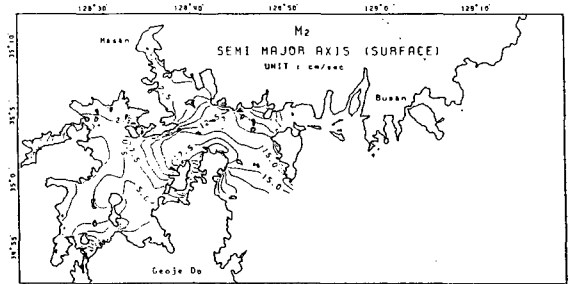


Fig. 13(a). Semi-major axis of M_2 tidal current (surface).

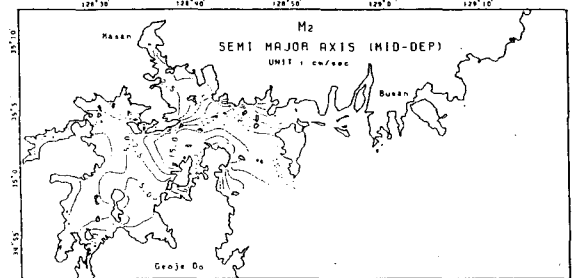


Fig. 13(b). Semi-major axis of M_2 tidal current (mid-depth).

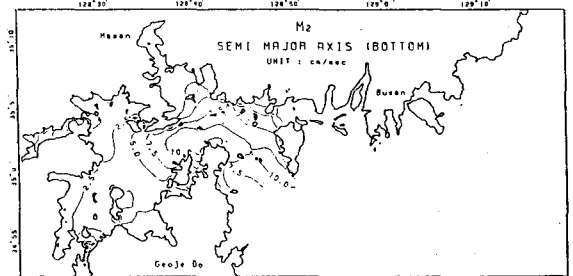


Fig. 13(c). Semi-major axis of M_2 tidal current (bottom).

분조를 추출할 수 있을 정도의 장기적인 관측을 수행한 1982년과 1983년에 관측자료를 근간으로 한다. 조류의 관측에 사용된 장비는 Aanderaa Recording Current Meter로서 model은 RCM-4이다. 이 기기는 관측치를 내장된 자기테이프에 자동기록하며 current speed는 rotor의 회전수로, current direction은 내장 compass로, 수심은 수압으로 계산한다. 관측위치는 Fig. 15에 표시하였다.

Table 2는 관측지점의 위치와 수심, 그리고 관측 기간을 나타낸다. 관측지점의 수심은 표층, 중층, 저층의 세가지로 구분되었으며 관측치와의 비교는 각 층별로 이루어졌다. 관측자료의 분석은 source data를 매시간 간격으로 추출한 뒤 주요 분조(M_2 , S_2 , K_1 , O_1)에 대한 amplitude와 phase를 TIRA(Tidal Institute

Recursive Analysis) program을 이용하여 구하였다. Phase는 source data의 분석을 통해 얻은 국지시각(κ)를 동경 $135^\circ E$ 기준으로 환산한 값으로 환산하여 상기 기술한 수치모형에서 구한 값들과 비교하였다. Table 3-Table 6은 각 관측위치와 수심에 따른 M_2 분조의 관측치와 계산치의 진폭과 위상을 나타낸다. 계산치는 수심적분된 2차원 모델과 각 관측위치의 수심에 따른 3차원 모델의 결과를 함께 제시하였다. 각 지점별 및 수심별 조류타원도는 위에서 분석한 자료를 토대로 작성하여 Fig. 16(a)-Fig. 16(i)에 제시하였다. 2차원 수심적분된 수치모형과 3차원 spectral 모형은 관측치와 전반적인 일치율을 보이고 있으나, 2

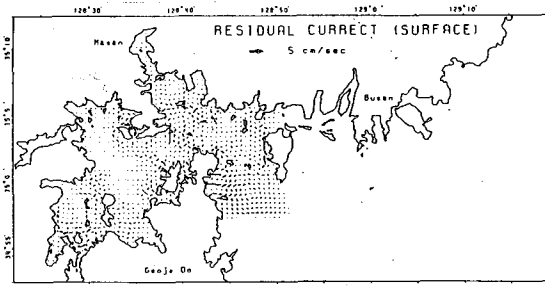


Fig. 14(a). Residual current of M_2 tide (surface).

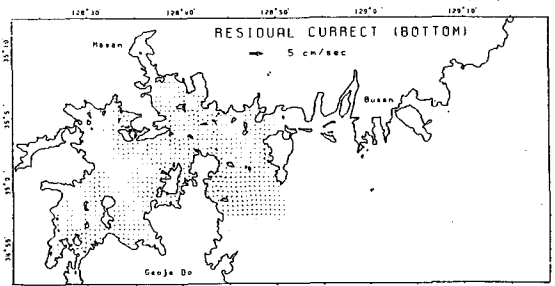


Fig. 14(c). Residual current of M_2 tide (bottom).

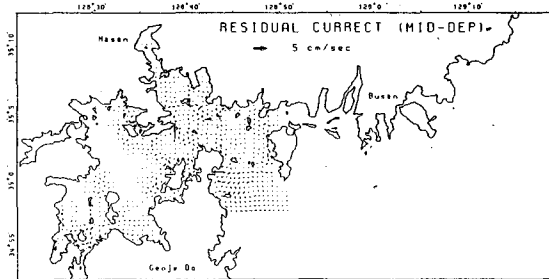


Fig. 14(b). Residual current of M_2 tide (mid-depth).

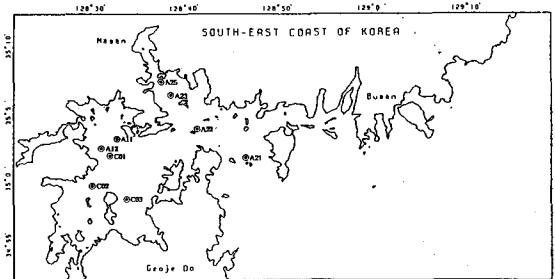


Fig. 15. Tidal current observation point (KORDI, 1982, 1983).

Table 2. Metadata of observation point (KORDI, 1993)

Station		Observation			
Code	Position	Depth(m)	Period	Interval(min)	Layer
A11	35 01 28 N 128 30 44 E	2	82.3. 8-82.3.26	5	Surface
		16	82.3. 8-82.3.26	5	Bottom
A12	35 02 23 N 128 32 46 E	4	82.3. 8-82.3.26	5	Surface
		13	82.3. 8-82.3.26	5	Bottom
A21	35 02 00 N 128 46 00 E	10	82.5.17-82.8.17	5	Surface
		20	82.5.17-82.8.17	10	Bottom
A22	35 03 50 N 128 41 06 E	17	82.5.16-82.6.15	5	Bottom
A23	35 06 00 N 128 37 48 E	5	82.5.17-82.8.17	10	Surface
		9	82.5.17-82.8.16	10	Bottom
A25	35 08 00 N 128 36 28 E	1	82.5.23-82.8.17	10	Surface
		11	82.5.17-82.8.16	5	Mid-Dep.
		23	82.7.16-82.8.17	5	Bottom
C01	35 10 55 N 128 31 40 E	3	83.2.20-83.3.30	10	Surface
		13	83.2.20-83.3.30	10	Bottom
C02	34 59 00 N 128 30 15 E	7	83.2.20-83.3.30	10	Surface
		20	83.2.20-83.3.30	10	Bottom
C03	34 58 15 N 128 33 30 E	20	83.2.20-83.3.30	10	Bottom

Table 3. Comparison between calculation and observation for M₂ tidal Current (surface)

point	u				v			
	Amp.(cm/sec)		Phase (deg)		Amp.(cm/sec)		Phase (deg)	
	obs.	cal	obs.	cal.	obs.	cal.	obs.	cal.
A25	5.0	4.9	342.8	328.3	10.0	8.7	164.6	143.0
A23	3.5	3.9	352.9	320.9	4.0	3.1	204.2	119.2
A11	4.0	6.6	330.6	331.9	2.0	3.2	135.0	180.0
A12	11.5	3.7	349.6	317.2	4.6	1.9	212.9	138.0
C01	8.6	6.8	347.5	325.9	0.2	0.4	315.5	298.2
A21	12.0	21.2	317.7	338.4	11.9	23.6	166.0	153.2
C02	7.9	7.9	350.6	359.2	5.9	7.4	349.4	354.8

Table 4. Comparison between calculation and observation for M₂ tidal current (mid-depth)

point	u				v			
	Amp.(cm/sec)		Phase (deg)		Amp.(cm/sec)		Phase (deg)	
	obs.	cal	obs.	cal.	obs.	cal.	obs.	cal.
	obs.	cal	obs.	cal.	obs.	cal.	obs.	cal.
A25	3.2	3.4	345.5	329.1	8.4	8.3	157.0	142.2

Table 5. Comparison between calculation and observation for M₂ tidal current (bottom)

point	u				v			
	Amp.(cm/sec)		Phase (deg)		Amp.(cm/sec)		Phase (deg)	
	obs.	cal	obs.	cal.	obs.	cal.	obs.	cal.
A25	4.2	1.5	322.2	320.0	10.0	5.5	135.5	129.5
A23	2.8	2.9	173.9	307.5	2.6	2.7	15.5	113.1
A22	44.6	16.7	338.3	310.0	20.2	5.5	179.8	94.4
A11	3.2	4.8	347.1	313.5	0.1	3.8	231.3	124.1
A12	9.1	3.0	341.2	310.6	3.1	1.9	138.5	120.5
C01	6.8	6.8	344.6	311.0	1.8	1.4	134.6	110.9
A21	18.8	11.7	344.7	324.8	12.9	16.4	156.6	124.0
C02	7.1	6.7	339.8	313.4	4.7	4.9	353.1	324.3
C03	3.9	4.8	329.8	310.6	1.9	4.3	344.1	319.8

Table 6. Comparison between calculation and observation for M₂ tidal current (2-dimension)

Point	u		v	
	Amp (cm/sec)	Phase (deg)	Amp (cm/sec)	Phase (deg)
A25	4.9	334.5	7.2	159.2
A23	3.9	324.6	3.2	150.0
A22	22.5	332.7	3.8	159.2
A11	6.7	343.0	3.7	165.0
A12	4.2	331.7	1.9	154.2
C01	8.9	335.4	1.0	147.7
A21	17.8	332.5	20.9	159.6
C02	7.0	329.8	5.5	342.2
C03	5.0	323.0	5.1	332.8

차원 수치모형의 결과는 3차원의 모형결과보다 더 강한 왕복성 흐름을 나타내고 있다. 3차원 모형의 결과는 수심별 유속의 약화와 회전성의 크기를 나타내는 면에서 2차원 모형보다 양호한 결과를 나타내고 있으나, 가덕수도의 주흐름방향에 따른 강한 유속의 재현은 만족스럽지 못하게 나타나고 있다. 하층에 대한 유속의 크기는 관측치가 계산치보다 전반적으로 강한 경향을 나타내고 있는데, 이는 여러가지의 원인이 있겠지만 관측치가 바닥에서 어느 정도 위에 위치한 값인 반면 계산치는 바닥의 해저마찰유속을 나타내기 때문인 것에도 원인이 있다고 생각된다.

Fig. 17(a)-Fig. 17(f)는 산정된 조류타원도를 각 관

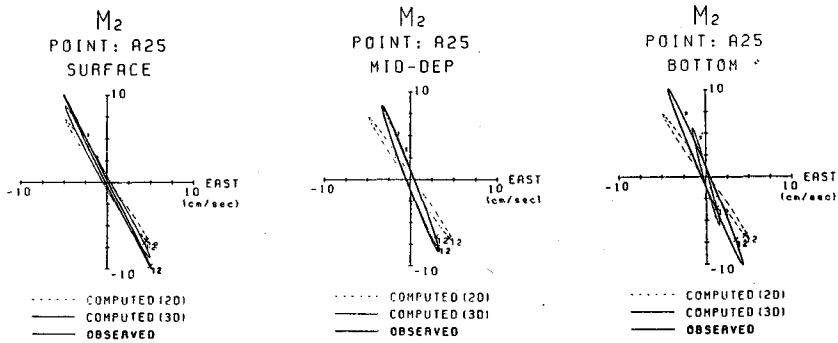


Fig. 16(a). Tidal current ellipses of M_2 tide at A25 point (surface, mid-depth, bottom).

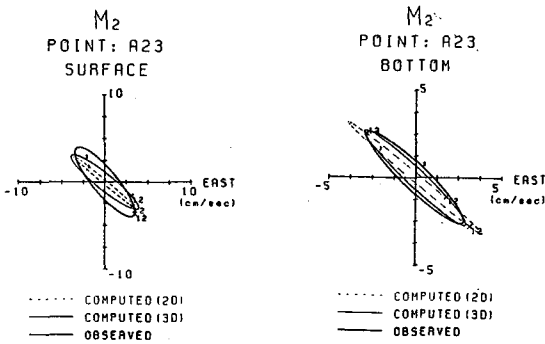


Fig. 16(b). Tidal current ellipses of M_2 tide at A23 point (surface, bottom).

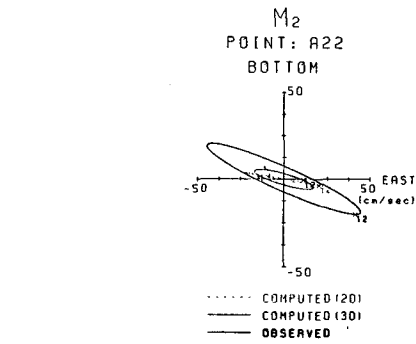


Fig. 16(c). Tidal current ellipses of M_2 tide at A22 point (bottom).

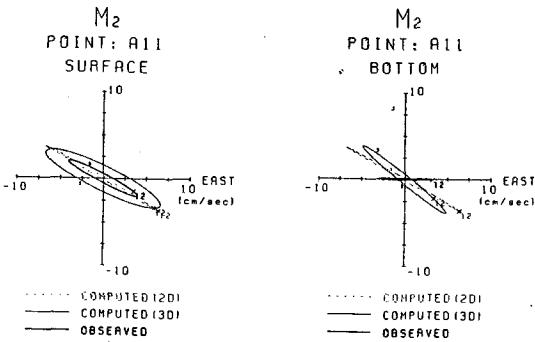


Fig. 16(d). Tidal current ellipses of M_2 tide at A11 point (surface, bottom).

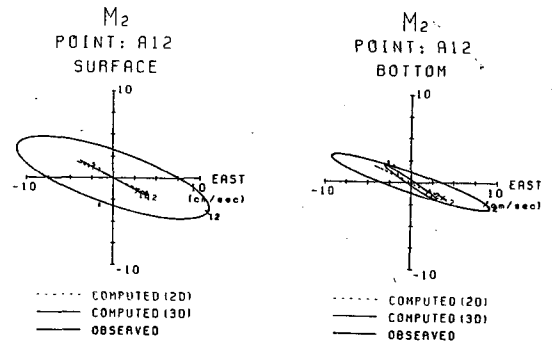


Fig. 16(e). Tidal current ellipses of M_2 tide at A12 point (surface, bottom).

측지점에 그린 것으로서 전반적인 관측치와 계산치의 형태를 제시하고 있다. 관측에 의한 조류타원도와 3차원 수치모형에 의한 조류타원도는 주축의 방향은 양호하게 일치하고 있으나 크기면에 있어서는 표층과 저층의 경우 차이가 발생하고 있다. 가덕수도에서의 관측치가 표층인 경우 장축이 약 10 cm/sec인데 오

히려 저층의 장축의 길이가 약 20 cm/sec로 나타나고 있다. 계산치의 경우는 표층이 약 20 cm/sec, 그리고 저층이 약 10 cm/sec로 산정되었다. 이러한 불일치는 표층의 유속이 바람 및 기상등의 조건으로 인해 많은 영향을 받았고 저층유속의 관측이 해저면에서의 유속을 측정된 것이 아니고 해저면에서 어느정도 떨어진

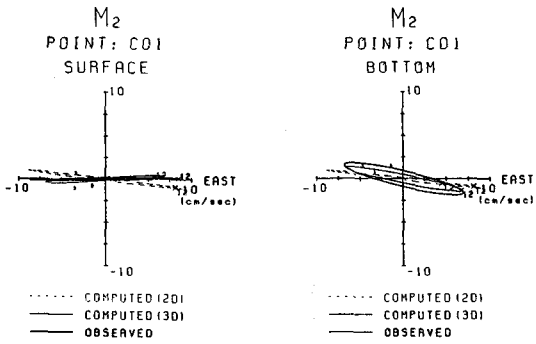


Fig. 16(f). Tidal current ellipses of M_2 tide at C01 point (surface, bottom).

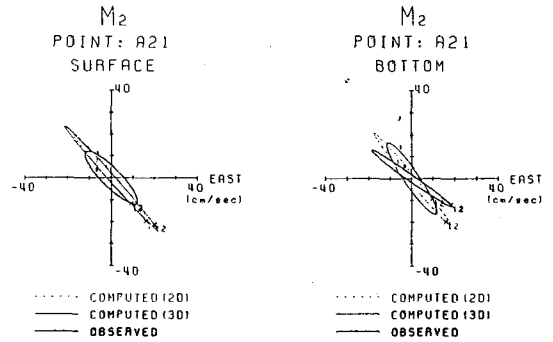


Fig. 16(g). Tidal current ellipses of M_2 tide at A21 point (surface, bottom).

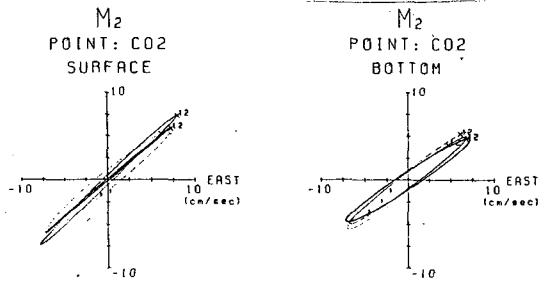


Fig. 16(h). Tidal current ellipses of M_2 tide at C02 point (surface, bottom).

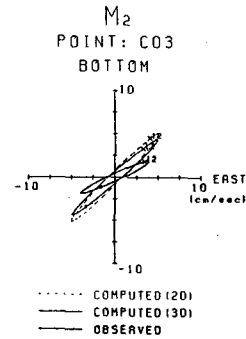


Fig. 16(i). Tidal current ellipses of M_2 tide at C03 point (bottom).

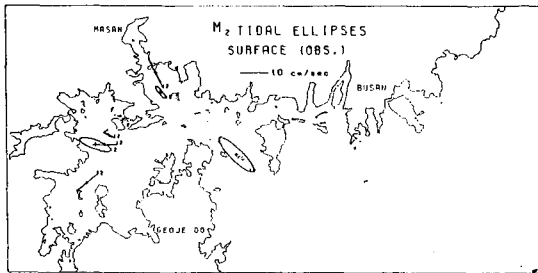


Fig. 17(a). Observed tidal current ellipses of M_2 tide (surface).

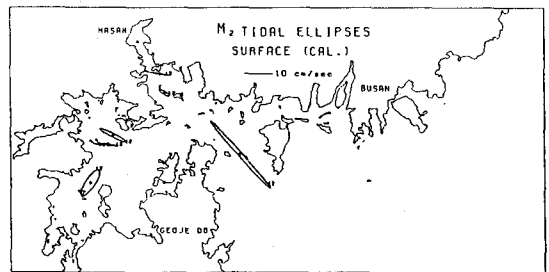


Fig. 17(b). Calculated tidal current ellipses of M_2 tide (surface).

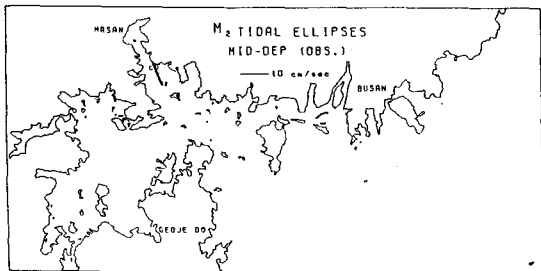


Fig. 17(c). Observed tidal current ellipses of M_2 tide (mid-depth).

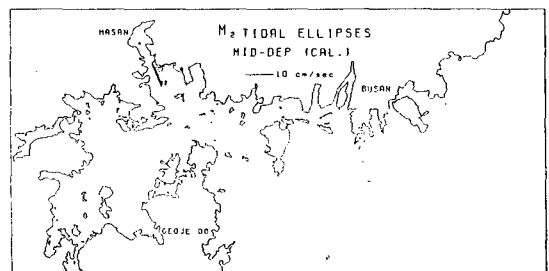


Fig. 17(d). Calculated tidal current ellipses of M_2 tide (mid-depth).

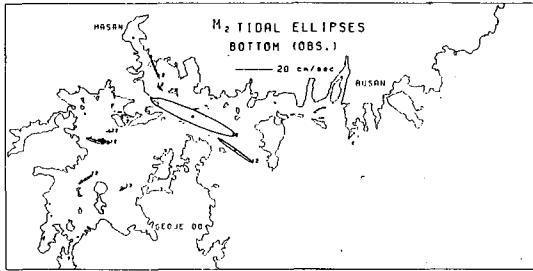


Fig. 17(e). Observed tidal current ellipses of M_2 tide (bottom).

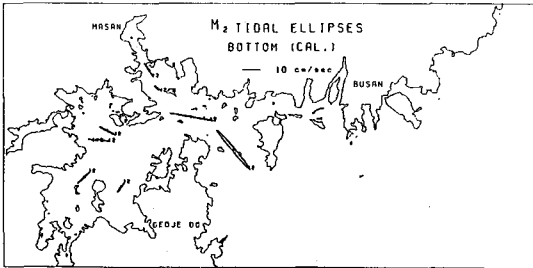


Fig. 17(f). Calculated tidal current ellipses of M_2 tide (bottom).

곳(4-5 m)에서 관측한 것이기 때문에 거의 중층에 가까운 유속을 측정할 뿐인 반면 수치모형에서는 표층인 경우 바람 등의 외력조건들을 고려하지 않았고 저층인 경우 해저면의 유속을 산정하였기 때문이라고 사료된다.

전체적으로 주축의 방향 및 왕복성의 정도가 표층보다는 저층에서 더 양호한 일치를 보이고 있는데 이는 최장 관측기간이 3개월인 점을 감안할 때 표층에서 바람 및 기상 등의 영향을 충분히 제거하지 못한 채 M_2 분조의 조류성분을 추출한 점도 원인의 하나라고 생각된다.

4. 結論 및 討議

경남해역의 2차원 조석모형을 수립하여 현 조석상황을 대표할 수 있는 M_2 , S_2 , K_1 , O_1 , N_2 , K_2 , P_1 , Q_1 의 8개 주요분조에 대한 조석도, 조류타원도 등을 제시하였다. 반장축도인 형태로 보아 진해 및 마산만으로의 파급은 일주조보다 반일주조가 월등히 우세함을 알 수 있었고 조류타원의 형태는 반일주조의 경우 전반적으로 왕복성이 강하며 일주조인 경우는 대상해역의 외해에서 회전성이 더 크게 나타남을 알 수

있었다. 또한 M_2 분조의 유향분포도는 이 지역에서 관측된 창조류보다 낙조류가 더 우세하다는 현상을 잘 재현하였다. 수립된 모형의 신뢰도를 알기 위해 산정된 각 분조의 결과를 기존의 관측치와 비교하였는데 차이는 진폭의 경우 4-5 cm, 지각의 경우 무조점의 위치가 대상해역과 근접해 있다고 생각되는 O_1 , Q_1 일주조의 최대 10° - 25° 의 차이를 제외하면 나머지 분조는 전 지역에 걸쳐 5° 이내로 관측치와 양호한 일치를 보였다. 이로써 경남해역의 실시간 조석예보 수치모형을 수립할 수 있는 기본적인 근간을 마련하였다고 생각된다.

Davies(1980b)가 제안한 2차원 및 3차원 동적연결 방법을 이용하여 거제도, 가덕도와 경남을 잇는 연결경계를 통해 마산-진해만의 3차원 수치모형을 수립하였다. 본 연구에서는 Davies(1980b)의 방법에 부가하여 2차원 및 3차원의 각 계산영역에서 자승형 마찰법칙을 이용하였고 Davies와 Owen(1979)과 Davies(1980a)의 Galerkin 방법을 이용한 비선형 이류향의 산정도 고려하였다. 신뢰성이 확인된 2차원 모형과 동적으로 연결함으로써 3차원 모형에서 야기될 수 있는 개방경계문제를 해결하는데 어느 정도 도움이 되었다고 사료된다. M_2 분조의 산정결과 기 수립된 2차원 모형과 진폭과 지각 모두 거의 차이가 나지 않았고, 2차원 모형에서는 파악하기 힘든 마산만내 저층수의 정체성, 수심별 조류 파급 방향 및 유속의 분포등을 알 수 있었으며 가덕수도에서의 반시계방향 와류가 제시되었다. 모형의 산정결과는 해양연구소(1982, 83)에서 관측, 수집한 여러지점의 M_2 분조의 조류관측치와 비교하였는데 수심적분된 2차원 모형의 강한 왕복성에 비해 수심별 유속의 감소와 회전성이 강해진 조류타원을 제시하여 관측치와 더 유사함을 알 수 있었다.

參考文獻

- 강관수, 1994. 유사변환기법을 이용한 3차원 해수유동수치모형, 서울대학교 박사학위논문.
국립수산진흥원, 1973. '연안어장 환경조사 사업보고' 제 17호.
국립수산진흥원, 1989. 한국연안어장 보전을 위한 환경오염 조사연구, 제84호 사업보고, pp. 347.
국립수산진흥원, 1990. 연안양식어장 환경용량 산정에 관한 연구, 과기처 특정연구보고, pp. 95.
김경환, 1994. 대한해협의 해류예측에 관한연구, 성균관대

- 학교 석사학위논문.
- 김동선, 조규대, 이병걸, 1991. 수영만 해화의 계절적 변동 특성, *한국어업기술학회지*, 27(2), pp. 105-119.
- 김중화, 1984. 진해만의 해수교란, 부산수산대학 수산학 석사학위논문.
- 김중화, 장선덕, 김삼곤, 1986. 마산만의 해수유동에 관하여 한국수산학회지, 19(3), pp. 274-280.
- 김차겸, 1994. 진해만 조류 및 취송류의 3차원 수치모형실험, *한국해양학회지*, 29(2), pp. 95-106.
- 김차겸, 이종섭, 1991. 하구에서 two-level 모델에 의한 해수유동 및 확산에 관한 수치실험, *한국수산학회지*, 24(1), pp. 59-69.
- 김차겸, 장선덕, 이종섭, 1994. 진해만 종류의 2차원 수리 및 수치 모델링, *한국해양학회지*, 29(2), pp. 83-94.
- 김창식, 이종찬, 정태성, 강시환, 1989. 3차원 해수유동모델의 적용, *Ocean Research*, 11(1): pp. 45-55.
- 박명원, 1994. 한국남안동부해역 조석, 조류의 수치모형실험, 부산수산대학교 석사학위논문.
- 부산시, 1990. 해상신도시건설 기본계획 연구용역 환경영향평가보고서, pp. 151-397.
- 소재인, 1992. 취송류재현을 위한 3차원 스펙트랄모델 개발, 인하대 이학석사학위논문.
- 이광우, 남기수, 광희상등, 1983. 적조및 오염 모니터링 연구, 鎭海灣-해양연구소 보고서 BSPE:00048-80-7.
- 이광우, 남기수, 허형택 등, 1980. 鎭海灣의 적조및 오염 모니터링 시스템 개발을 위한 기초연구, 한국 과학기술연구소 부설 해양개발연구소 연구보고서, BSPE:00022-43-7.
- 이동수, 이수형, 강시환, 최승민 등, 1988. 연안환경보전기술 개발연구, 해양연구소 보고서 BSPG00057-184-4.
- 최병호, 1981. 경기만의 조석 계산, *Bulletin of KORDI*, 3: pp.13-21.
- 최병호, 1983. 경기만의 3차원 유동해석 모델, *한국해양학회지*, 18(1), pp.10-20.
- 최병호, 1984. 3차원수치모델을 이용한 동지나해의 정상균일풍의 응력에 의한 해류의 산정, *한국해양학회지*, 19(1), pp.45-78.
- 최병호, 1983. 동지나해의 조석 및 해일 수치모델, *한국수문학회지*, 16(4), pp. 231-245.
- 한국해양연구소 1993. 진해만 해양관측자료집(I, II).
- 한성대, 1989. 진해 마산만의 조류유동과 확산특성, 성균관대학교 수공학 박사학위논문.
- Choi, B.H., 1980. A tidal model of the Yellow Sea and Eastern China Sea, *KORDI Report 80-2*, pp70.
- Davies, A.M., 1980a. Application of the Galerkin method to the formulation of a three-dimensional nonlinear hydrodynamic numerical method, *Appl. Math. Modelling*, 4. Aug, pp. 245-256.
- Davies, A.M., 1980b. Numerical sea model with two-dimensional and three-dimensional regions dynamically connected, *Deutsche Hydrographisch Zeitschrift, Jahrgang 33, Heft 1 (Sonderdruck)*
- Davies A.M. and Owen, A., 1979. Three-dimensional numerical sea model using Galerkin method with a polynomial basis set, *Appl. Math. Modelling*, 3, pp. 421-427.
- Flather, R.A. and Heaps, N.S., 1975. Tidal computation for Morecambe bay, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 42: pp. 489-517.
- Foreman, M.G.G., 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction, *Pacific Marine Science Report 77-10*, Institute of Ocean Science, British Columbia, pp. 101.
- Foreman, M.G.G., and Henry, R.F., 1979. Tidal analysis based on high and low water observations, *Pacific Marine Science Report 79-15*, Institute of Ocean Science, British Columbia, pp. 39-52.
- Heaps, N.S., 1973. Three-dimensional numerical model of the Irish Sea, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 35, pp. 99-120.
- Heaps, N.S., 1974. Development of a three-dimensional numerical model of the Irish sea, *Rapp. P.-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer*, 167: pp. 147-162.
- Kim, C., Lee J. and Chang S., 1993. Development of three-dimensional baroclinic hydrodynamic model and flow patterns of Suyoung Bay, *J. Oceanol. Soc. Korea*, 28, pp. 86-100.
- Odumaki, M., 1989. Tides and tidal currents in the Tusima strait, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 45, pp. 65-82.
- Owen, A., 1980. A three-dimensional model of the Bristol Channel, *J. Phys. Oceanogr.* 10, pp. 1290-1302.
- Proctor, R., 1987. A three-dimensional numerical model of the eastern Irish Sea, *Numerical Modeling: Applications to Marine Systems* (ed. J. Noye), Elsevier Science Publishers.
- Proudman, J. 1953. *Dynamic oceanography*, Methuen, London, pp. 409.
- Roberts, K.V. and Weiss, N.O., 1966. Convective difference schemes, *Maths. Comput.*, 20, 272-299.