

# 세계자체계에 의한 전지구 해양 조석 산정 Tidal Computation of the Global Ocean using Fine-grid Numerical Model

최병호\* · 서경석\*\*

Choi, Byung-Ho\* · Suh, Kyung-Suk\*\*

## 요 旨

전지구 해양의 조석 분포를 파악하기 위해 1/3°의 분해능을 갖는 2차원 수치모형을 수립하여 반일분조(M<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>) 및 일분조(K<sub>1</sub>, O<sub>1</sub>, P<sub>1</sub>, Q<sub>1</sub>)의 조석도를 작성하였다. 수립된 1/3° 수치모형은 기존 수치모형에서 낮은 분해능으로 인하여 평가하지 못하였던 천해역 및 육붕해에서의 조석현상을 평가하는데 적용되었다. 작성된 조석도는 기존의 수치모형 및 위성 고도계 자료로부터 작성된 조석도와 또, 심해의 일부 지역에서 관측된 조화상수와 상호 비교하였다. 세계자망에 의해 계산된 전지구 해양의 조석도는 위성을 통해 관측된 순간 해면 자료로부터 조석성분을 제거하여 시간에 따라 변화하지 않는 해면변위를 산정하는데 있어 유용한 자료로 이용될 수 있다.

## ABSTRACT

A two-dimensional numerical tidal model with 1/3° resolution has been established to investigate the distribution of semidiurnal constituents(M<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>) and diurnal constituents(K<sub>1</sub>, O<sub>1</sub>, P<sub>1</sub>, Q<sub>1</sub>) of the global ocean. The 1/3° numerical model has been applied to the computation of detailed tidal distributions in the marginal seas and the shelf seas. Tidal characteristics in shallow areas could be hardly resolved with the existing global chart due to the low resolution. Computed tidal charts obtained by 1/3° numerical model have been compared with the existing global charts and the altimetry-derived tidal charts. Computed harmonic constants have also been compared with the pelagic tidal observations. The results obtained with fine-grid numerical model can be used to determine the time-independent sea surface topography by removing the tidal components from the altimetry-derived sea surface height.

## 1. 서 론

달-태양-지구 체계의 인력에 의해 발생하는 해양 조석은 해수면의 주기적인 승강운동으로서 고체 지구상에서 지구의 응력 및 중력장의 교란을 야기하는 변동하중을 의미한다. 해양조석에 대한 연구는 심해 및 천해역에서 정확한 조석예보를 위해서 뿐만 아니라 신뢰성 있는 해면변위(sea surface topography)를 추정하기 위해서 필요하다. 시간에 따라 변화하지 않는 해면변위는 위성에서 관측한 순간 해면변위에서 해양조석, 지구조석, 기상 및 장기간의 해면변화 등의 변동성분들을 제

거함으로써 구할 수 있는데 이러한 정확한 해면변위 산정을 위해 육붕해를 포함하는 전지구 해양에 대한 정확한 조석특성이 파악되어야 한다. 조석의 특성은 조석도(tidal chart)를 제시함으로써 효과적으로 조석분포를 알 수 있는데 조석도를 작성하는 방법에는 해양에서 관측된 조석자료를 내·외삽법에 의해 작성하는 경험적 방법과 비선형의 동수력학적 방정식을 수치기법에 의해 해석하는 방법이 있다. 근년에는 컴퓨터의 발전에 따라 동수력학적 방정식을 수치모형에 의해 전지구 해양에 대해 보다 세밀한 분해능을 갖는 격자체계에서 조석현상을 규명하려는 연구가 활발히 진행되어 오고 있다.

본 연구는 전지구 해양에 대한 조석특성을 파악하기 위해 동수력학적 방정식을 수치기법에 의해 해석하여

\* 성균관대학교 공과대학 토목공학과 교수

\*\* 한국원자력연구소 환경시스템해석실 선임연구원

보다 자세한 해양 조석도를 작성하는데 있고 특히 세밀한 분해능을 갖는 격자망에 의해 육붕해 및 천해역에서의 조석현상을 대양조석과 동시에 평가하는데 있다. 또한, 위성을 통해 전지구 해양에 관측된 순간 해면 자료로부터 조석성분을 제거하여 시간에 따라 변화하지 않는 해면변위를 산정하는데 있어 좀더 세밀한 분해능에 의한 수치모형에 의해 조석자료를 제공하는 데도 그 목적이 있다. 이를 위해 전지구 해양에 대해 1/3°의 격자망을 갖는 수치모형을 수립하여 반일분조(semidiurnal constituents : M<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>) 및 일분조(diurnal constituents : K<sub>1</sub>, O<sub>1</sub>, P<sub>1</sub>, Q<sub>1</sub>)의 해양조석의 주 8개 분조에 대해 계산을 수행하였고 현재까지 표준 해양 조석도로 알려져 있는 Schwiderski<sup>1)</sup>의 1° 해양 조석도에서 상대적으로 낮은 분해능으로 인해 명확히 제시되지 못했던 육붕해 및 천해역에서의 조석특성을 1/3° 수치모형에 의해 평가하여 보았다.

## 2. 동수력학적 모형

해양조석에 대한 지배방정식은 지구의 곡률 및 편향력을 고려하여 구면좌표계상에서 수립되었으며 비선형 마찰항, 제 1 및 2 기조력 등을 포함한 수심 적분된 방정식으로 그 형태는 다음과 같다.<sup>2)</sup>

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \Phi} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (Hu) + \frac{\partial}{\partial \Phi} (Hv \cos \Phi) \right\} = 0 \quad (2-1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2w \sin \Phi v + \frac{g}{R \cos \Phi} \frac{\partial}{\partial x} (\alpha \zeta - \beta \zeta_0) + \frac{k_b u \sqrt{u^2 + v^2}}{H} = 0 \quad (2-2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2w \sin \Phi u + \frac{g}{R} \frac{\partial}{\partial \Phi} (\alpha \zeta - \beta \zeta_0) + \frac{k_b v \sqrt{u^2 + v^2}}{H} = 0 \quad (2-3)$$

여기서, t=시간, x, Φ=경도 및 위도, ζ=정수면상의 수위, h=정지해면하의 수심, H=h+ζ=총수심, R=지구의 곡률반경, w=지구의 회전 각속도, g=중력 가속도, k<sub>b</sub>=해저 마찰계수, α=제 2 기조력 계수, β=제 1 기조력 계수(=1+k-h, love number), ζ<sub>0</sub>=평형조석에 의한 기조력이고 u, v=x, Φ 방향의 수심 평균 유속으로서 다음과 같다.

$$u = \frac{1}{h + \zeta} \int_{-h}^{\zeta} u'(z) dz \quad (2-4)$$

$$v = \frac{1}{h + \zeta} \int_{-h}^{\zeta} v'(z) dz \quad (2-5)$$

모형에 있어 해양조석을 발생시키는 외력은 기조력으로 제 1 기조력(primary tide-generating force)은 평형조석에 의해 유도된 기조력에 고체지구의 탄성적 반응을 나타내며 제 2 기조력(secondary tide-generating force)은 해양조석의 부하에 따라 해양 수피에 중력 포텐셜이 발생하고 고체지구를 물기둥의 무게에 기인하는 부하만큼 변형시키는 것이다.<sup>3)</sup> 제 1 기조력의 평형조석 ζ<sub>0</sub>는 반일분조와 일분조에 대해 각각 다음 식과 같다.<sup>4,5)</sup>

$$\zeta_0 = K \cos^2 \phi \cos(\sigma + 2\chi) : \text{반일분조} \quad (2-6)$$

$$\zeta_0 = K \sin^2 \phi \cos(\sigma + \chi) : \text{일분조} \quad (2-7)$$

위 식에 나타난 상수 K 및 frequency(σ)는 각 분조에 대해 표 1과 같다.<sup>1)</sup>

위의 연속 및 운동 방정식을 풀기 위한 초기조건은 전체 계산영역에서 시간이 0일 때 수위 및 유속성분을 0으로 두었고 경계조건은 육지경계의 법선방향(normal) 흐름성분을 0으로 두었다. 본 연구의 수치모형에서 유한차분 격자체계는 분해능이 높은 1/3°×1/3° 체계로 구성하였고 모형을 운영하기 위한 입력자료로 수심, 기조력 및 해저 마찰계수 등이 있는데 수심은 NOAA에서 제공하는 5분 간격으로 전지구 해양에 대해 작성된 DBDB5(Digital Bathymetric Data Base 5 minutes)자료를 이용하였다. 기조력은 반일분조 및 일분조에 대해 각각 식 (2-6) 및 식 (2-7)에 의해 매 시간마다 변화하는 시간의 함수로 처리하여 모형에 입력하였다. 기조력은 제 1 및 2 기조력을 동시에 고려하여 제 1 기조력 계수 β(=1+k-h: love number)는 0.69로 제 2 기조력 계수 α는 0.9로 8개 분조에 대해 전 계산영역에서 동일하게 취

표 1. 8개 분조의 상수 K 값 및 frequency

Tidal constituent	K(m)	Frequency(10 <sup>-4</sup> /sec)
M <sub>2</sub>	0.242334	1.40519
S <sub>2</sub>	0.113033	1.45444
K <sub>2</sub>	0.030704	1.45842
N <sub>2</sub>	0.046398	1.37880
K <sub>1</sub>	0.141565	0.72921
O <sub>1</sub>	0.100514	0.67598
P <sub>1</sub>	0.046843	0.72523
Q <sub>1</sub>	0.019256	0.64959

하였다. 해저 마찰계수는 대부분의 전지구 해양 조석 수치모형에서 0.002~0.003의 범위 내에서 이용하고 있는데<sup>6,8)</sup> 본 연구에서는 해저 마찰계수 값을 8개 분조에 대해 전 계산영역에서 동일하게 0.0025로 취하였다. 식 (2-1)~(2-3)을 풀어 시간에 따른 수위 및 유속을 구하기 위한 수치기법으로는 양해 유한차분법을 이용하였는데 계산영역에 대해 구성된 격자망에서 격자의 중앙지점에서 수위가 또 격자의 좌우면에서 x방향 유속(u)과 격자의 상하면에서 y방향 유속(v)이 계산된다.<sup>3)</sup> 양해 유한차분법의 특성상 필요한 안정조건은 CFL(Courant-Friedrichs-Lewy)조건을 이용하여  $\Delta t$ 를 6초로 취하여 시간  $t=0$ 일 때 계산의 전 영역에서 수위 및 유속성분이 0인 초기정지 상태에서부터 출발하여 수치해가 수렴하는 10번째 조석주기까지 계산을 수행하였다. 계산영역의 경도는 Greenwich 0°에서부터 완전히 360° 회전하는 것으로 위도는 북위 90°N에서 남위 90°S까지 전 지구를 고려하였다.

### 3. 모형의 산정결과

전지구 해양에 대한 수치모형 실험은 1/3°의 등간격 격자망으로 구성된 수치모형을 이용하여 반일분조인  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$ 와 일분조인  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$  분조들의 총 8개 분조에 대해 각각 수행되었다. 수치모형에 의해 계산된 10번째 조석주기에서 조위를 출력하여 Fourier 분석을 통해 해양 조석도를 작성하였다. Fourier 분석에

의해 구해진  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_2$ ,  $N_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$  분조의 진폭과 위상에 대한 조석도를 그림 1~8에 나타내었다. 이들 그림에서 실선은 Greenwich를 기준으로 제시한 등조시선도로써 단위는 도(degree)이고 점선은 등진폭선도로써 단위는 센티미터(centimeter)이다.

그림 1에 제시된  $M_2$  분조의 무조점(amphidromic point)의 위치를 살펴보면 동아시아해의 일본 남동쪽과 오세아니아 대륙의 남쪽 부분만을 제외하고는 Schwiderski<sup>11)</sup>의  $M_2$  조석도와 거의 같은 지점에서 무조점들이 재현된다. 또한 최근의 위성 고도계 자료 분석을 통하여 작성한 조석도<sup>9,10)</sup>와 비교해 보면 오세아니아 대륙의 남쪽과 파푸아뉴기니섬 북쪽을 제외하고는 전반적으로 무조점의 위치가 잘 일치하고 있다. 관측자료를 기준으로 작성한 중앙 태평양의  $M_2$  조석도<sup>11)</sup>와 비교해 보면 파푸아뉴기니섬 북쪽의 한 개의 무조점을 제외하고는 무조점의 수, 위치, 위상값들이 잘 일치하고 있다. 인도양에서 관측자료를 기준으로 작성한  $M_2$  조석도<sup>12)</sup>와 1/3° 모형의 결과를 비교해 보면 아라비아해와 벵갈만에서 무조점의 위치가 잘 일치하고 있음을 알 수 있다. 한편, Schwiderski<sup>11)</sup>의 1° 모형에서 제시하지 못했던 우리나라의 황해 및 동해, 북유럽의 북해, 페르시아만, 홍해, 아라프라해, 허드슨만, 베핀만, 파타고니아해 등의 육붕해에서의 무조점들이 본 연구의 1/3° 모형에서는 잘 재현되고 있다.  $M_2$  분조의 등진폭선의 분포를 살펴보면 조석파가 우리나라의 황해, 남중국해, 오호츠크해, 아라프라해, 북유럽의 북해, 페르시아만, 뉴질랜드섬

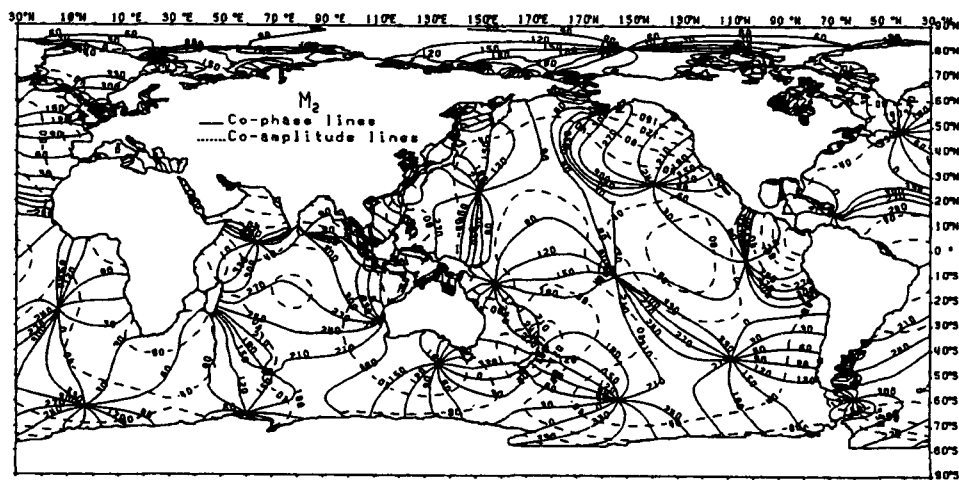


그림 1. 1/3° 수치모형에 의해 계산된  $M_2$  조석도(실선 : 등조시선, 단위, degree; 점선 : 등진폭선, 단위, cm)

연안, 허드슨만, 로렌스만, 베링해 부근, 북미 대륙의 태평양 연안, 남미 대륙의 파타고니아 육붕해 등에서 진폭이 확대되고 있다. 수심이 상대적으로 얇은 이 해역들에서 조석 에너지가 많이 소산(dissipation)될 것이라고 일차적으로 추론할 수 있다. 그림 1의  $M_2$  분조의 등조시선도에서 동아시아해 일본 남동쪽 및 오세아니아 대륙의 남쪽 부분의 무조점 체계가 관측자료를 수치 모형에 반영하는 동수력학적 내삽법을 이용한 Schwiderski<sup>1)</sup>의 조석도와 위성 고도계자료의 분석을 통해 작성한 조석도<sup>9,10)</sup>와 다르게 나타나는 이유로는 일차적으로 이 해역의 복잡한 수심지형에 기인하는 것으로 생각된다.<sup>3)</sup> 따라서 동아시아해역 및 오세아니아 대륙 남쪽의 무조점 체계를 보다 자세히 규명하기 위해서는 위성 고도계 궤도(along satellite track)를 따라 관측된 조석자료와 이 해역에서 tidal gauge에 의한 보다 광범위하고도 지속적인 조석 관측이 필요하며 복잡한 수심지형을 모형에 좀더 실제적으로 반영할 수 있는 분해능이 높은 수치모형의 운영이 필요할 것으로 생각된다.

그림 2에 제시된  $S_2$  분조의 조석도를 살펴보면  $M_2$  분조의 조석도에서 나타난 무조점의 위치와 비슷한 지점들에서 무조점들이 나타나고 있는데 태평양에서는  $S_2$  분조의 무조점들이 더 많이 재현되고 있다.  $S_2$  분조의 무조점 체계를 Schwiderski<sup>1)</sup>의  $S_2$  조석도와 비교해 보면 동아시아해의 일본 남동쪽과 오세아니아 대륙의 남동쪽 부분만을 제외하고는 무조점의 위치 및 위상값이 전반적으로 잘 일치하고 있다. 관측자료를 기준으로 작

성한 중앙 태평양의  $S_2$  조석도<sup>11)</sup>와 비교해 보면 파푸아 뉴기섬 북쪽의 한 개의 무조점과 북위 25° N, 서경 168° W의 무조점만을 제외하고는 무조점의 수, 위치, 위상값들이 잘 일치하고 있다. 인도양에서 관측자료를 기준으로 작성한  $S_2$  조석도<sup>12)</sup> 비교해 보면 아라비아해에서의 무조점의 위치가 잘 일치하고 있지만 벵갈만에서는 본 모형에서 계산한 무조점이 약간 서쪽으로 이동되어 나타난다. 그림 2에 나타난  $S_2$ 의 등진폭선도의 분포를 살펴보면  $M_2$  분조의 결과와 유사하게 조석파가 황해, 남중국해, 오호츠크해, 아라프라해, 북해, 페르시아만, 허드슨만, 로렌스만, 베링해 부근, 남미 대륙의 파타고니아 육붕해 등에서 진폭이 확대되고 있다.

그림 3에 제시된  $K_2$  분조의 무조점의 위치를 살펴보면 전반적으로  $S_2$  분조의 조석도와 유사한 형태를 나타내고 있다. Schwiderski<sup>1)</sup>의  $K_2$  조석도와 비교해 보면 베링해의 남단, 마다카스카르섬의 남쪽 부분만을 제외하고는 무조점의 위치 및 위상값이 전반적으로 잘 일치하고 있다. 그림 3 나타난  $K_2$ 의 등진폭선도의 분포를 살펴보면 조석파가 황해, 남중국해, 오호츠크해, 아라프라해, 북해, 허드슨만, 로렌스만, 베링해 부근, 남미 대륙의 파타고니아 육붕해 등에서 진폭의 확대가 발생하고 있으나 다른 반일분조( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ )에 비해 확대되는 크기가 상대적으로 적다. 그림 4에 제시된  $N_2$  분조의 무조점의 위치를 살펴보면 전반적으로  $M_2$  분조의 조석도와 유사한 형태를 나타내고 있다. Schwiderski<sup>1)</sup>의  $N_2$  조석도와 비교해 보면 동아시아해의 일본 남동쪽과 마

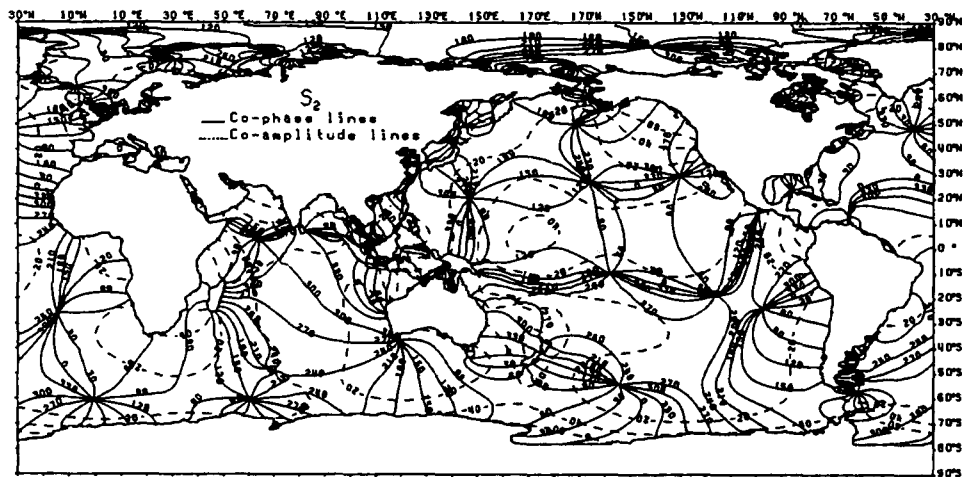


그림 2. 1/3° 수치모형에 의해 계산된  $S_2$  조석도(실선 : 등조시선, 단위, degree; 점선 : 등진폭선, 단위, cm)

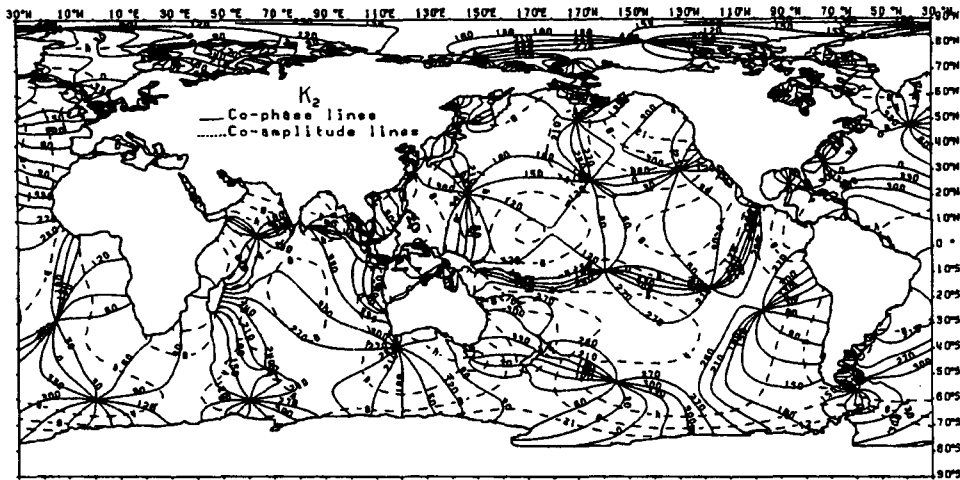


그림 3.  $1/3^\circ$  수치모형에 의해 계산된  $K_2$  조석도(실선 : 등조시선, 단위, degree; 점선 : 등진폭선, 단위, cm)

다카스카르섬의 남쪽 부분만을 제외하고는 무조점의 위치 및 위상값이 전반적으로 잘 일치하고 있다. 관측 자료를 기준으로 작성한 중앙 태평양의  $N_2$  조석도<sup>11)</sup>와 비교해 보면 파푸아뉴기니 북쪽의 한 개의 무조점이 북쪽으로 더 이동되어 나타나는 것을 제외하고는 무조점의 수, 위치, 위상값들이 잘 일치하고 있다. 인도양에서 관측자료를 기준으로 작성한  $N_2$  조석도<sup>12)</sup>와 비교해 보면 아라비아해와 벵갈만에서 계산결과의 무조점의 위치가 서쪽으로 좀더 이동되어 나타나고 있다. 그림 4에 나타난  $N_2$ 의 등진폭선의 분포를 살펴보면 황해, 남중국해, 오호츠크해, 아라프라해, 북해, 허드슨만, 로렌스

만, 베링해 부근, 남미 대륙의 파타고니아 육붕해 등에서  $M_2$ ,  $S_2$  분조와 유사한 형태로 진폭의 확대가 발생하고 있다.

그림 5에 제시된  $K_1$  분조의 조석도를 살펴보면 반일 분조의 조석도에서 나타난 무조점의 위치와는 다른 양상을 보이고 있는데 태평양 중앙, 인도양의 스리랑카섬 남쪽, 남대서양의 아프리카 대륙 서쪽, 북대서양의 북미 대륙 동쪽에 각기 한 개의 무조점들이 나타난다. Schwiderski<sup>11)</sup>의  $K_1$  조석도와 비교해 보면 마다카스카르섬 남동쪽 부분만을 제외하고는 무조점의 위치가 전반적으로 잘 일치하고 있고 대서양의 경우는 북대서양 및

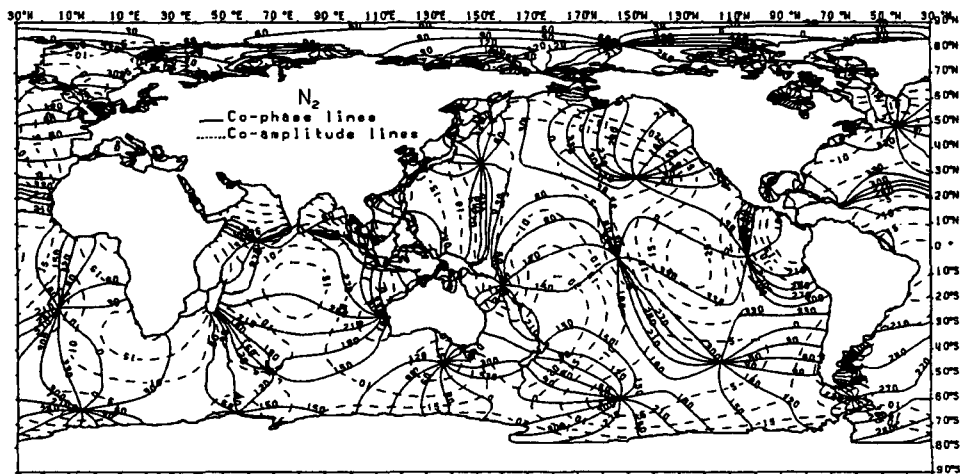


그림 4.  $1/3^\circ$  수치모형에 의해 계산된  $N_2$  조석도(실선 : 등조시선, 단위, degree; 점선 : 등진폭선, 단위, cm)

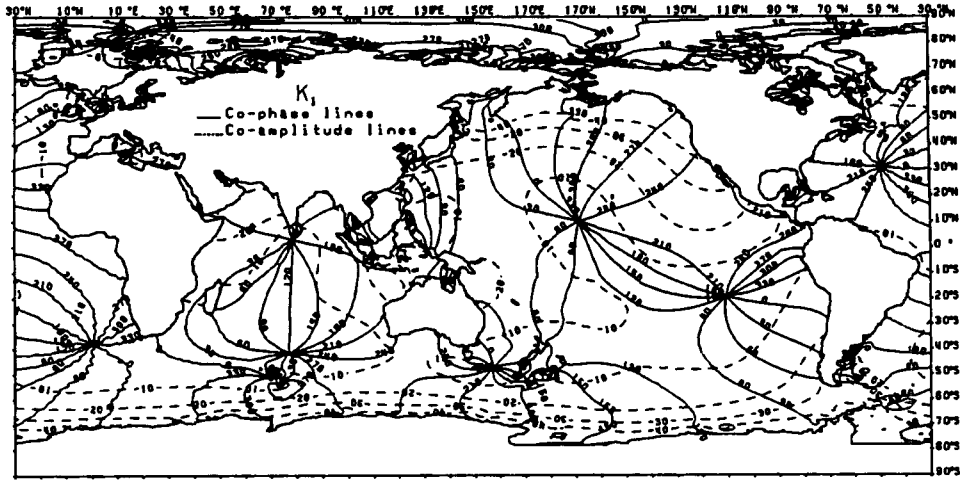


그림 5.  $1/3^\circ$  수치모형에 의해 계산된  $K_1$  조석도(실선 : 등조시선, 단위, degree; 점선 : 등진폭선, 단위, cm)

남대서양에서 한 개의 무조점이 Schwiderski<sup>11)</sup>의 조석도에서 나타난 위치와 유사하게 재현되고 있다. 관측자료를 기준으로 작성한 중앙 태평양의  $K_1$  조석도<sup>11)</sup>와 비교해 보면 남위  $15^\circ S$ , 서경  $159^\circ W$ 의 무조점만을 제외하고는 무조점의 위치와 위상값들이 잘 일치하고 있다. 인도양에서 관측자료를 기준으로 작성한  $K_1$  조석도<sup>12)</sup>와 비교해 보면 인도 대륙 남쪽의 무조점의 위치가 관측 조석도보다 약간 위쪽으로 이동되어 나타난다. 계산된  $K_1$  분조의 등진폭선을 살펴보면 심해 조석파가 육붕해로 전파되어 오면서  $M_2$ ,  $S_2$  분조의 결과와는 다르게 캄차카 반도와 북미 대륙의 태평양 연안을 따라 진

폭이 상대적으로 크게 확대되고 오세아니아 대륙의 북쪽 아라프라해, 뉴질랜드섬 연안 등에서는 상대적으로 크게 확대되지는 않는다. 황해, 남중국해, 북해, 남미 대륙의 파타고니아 육붕해 등에서도 진폭의 확대가 발생하고 있다. 특히 베링해 부근에서  $K_1$  분조의 진폭이 상대적으로 확대되는 것이 반일분조와 비교해서 특징적이다.

그림 6에 제시된  $O_1$  분조의 무조점의 위치를 살펴보면 인도양의 스리랑카섬 남쪽과 대서양의 아프리카 대륙 남서쪽을 제외하고는 무조점의 위치가  $K_1$  분조의 조석도와 유사히 나타난다. Schwiderski<sup>11)</sup>의  $O_1$  분조의 조

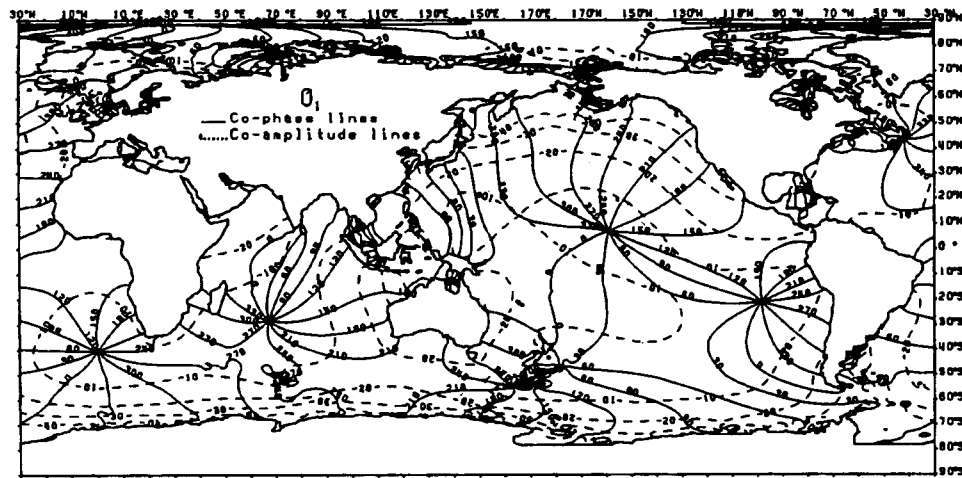


그림 6.  $1/3^\circ$  수치모형에 의해 계산된  $O_1$  조석도(실선 : 등조시선, 단위, degree; 점선 : 등진폭선, 단위, cm)

석도와 비교해 보면 북미 대륙의 남서쪽에서 한 개의 무조점이 재현되지 않고 있다. 또, 인도양의 스리랑카섬 남쪽에서도 무조점이 재현되지 않고 있으며 마다카스카르섬 주변에서는 무조점이 약간 이동되어 나타난다. 대서양의 경우는 북대서양 및 남대서양에서 한 개의 무조점이 Schwiderski<sup>11)</sup>의 조석도에서 나타난 위치와 유사하게 재현되고 있다. 중앙 태평양의 관측자료를 기준으로 작성한  $O_1$  조석도<sup>11)</sup>와 비교해 보면 무조점의 위치는 일치하고 있지만 위상값이 약간씩 다르게 나타난다. 인도양에서 관측자료를 기준으로 작성한  $O_1$  조석도<sup>12)</sup> 비교해 보면 스리랑카섬 남쪽의 무조점이 본 모형의 결과에서는 나타나지 않고 있다. 계산된  $O_1$  분조의 등진폭선도의 분포를 살펴보면 북해, 페르시아만, 베링해 부근, 남미 대륙의 파타고니아 육붕해 등에서 진폭이 확대되고 있는데 특히 베링해 부근에서  $K_1$  분조와 마찬가지로 진폭이 상대적으로 확대되는 것이 반일분조와 비교해서 특징적이다.  $K_1$ ,  $O_1$  분조의 진폭이 베링해 부근 및 북미 대륙 연안을 따라 상대적으로 확대되는 것은 Platzman<sup>13,14)</sup>이 제시한 바와 같이 태평양에서 일본조의 조석파가 북동쪽을 향해 진행함에 따라 캄차카 반도와 북미 대륙의 태평양 연안의 복잡한 연안경계 및 낮은 수심분포에 기인하는 것으로 생각된다.

그림 7에 제시된  $P_1$  분조의 무조점의 위치를 살펴보면 태평양의 중앙, 스리랑카섬 남단, 인도양의 중앙 남단, 남미 대륙의 서쪽 및 아프리카 대륙의 남서쪽에서 한 개의 무조점들이 나타나고 있다. Schwiderski<sup>11)</sup>의  $P_1$

조석도와 비교해 보면 중앙 태평양에서 두개의 무조점과 아프리카 대륙의 남단에서 한 개의 무조점이 본 계산결과에서는 나타나고 있지 않다. 계산된  $P_1$  분조의 등진폭선도의 분포를 살펴보면 황해, 남중국해, 북해, 페르시아만, 베링해 부근, 남미 대륙의 파타고니아 육붕해 등에서 진폭이 확대되고 있는데 특히 베링해 부근에서  $K_1$ ,  $Q_1$  분조와 마찬가지로 진폭이 상대적으로 확대되고 있다.

그림 8에 제시된  $Q_1$  분조의 무조점의 위치를 살펴보면 태평양의 중앙, 인도양의 중앙 남단 및 아프리카 대륙의 남서쪽에서 한 개의 무조점들이 나타나고 있고 뉴질랜드섬 주변과 인도양의 남단에서 두개 이상의 무조점들이 나타나고 있다. Schwiderski<sup>11)</sup>의  $Q_1$  조석도와 비교해 보면 중앙 태평양에서 한 개의 무조점이 나타나고 있지 않다. 계산된  $Q_1$  분조의 등진폭선도의 분포를 살펴보면 북해, 북미 대륙의 연안선, 베링해 부근, 남미 대륙의 파타고니아 육붕해 등에서 진폭이 확대되고 있지만 계산된 8개 분조중  $Q_1$  분조의 진폭이 제일 작게 나타나고 있다.

$1/3^\circ$  모형의 계산결과를 검증하기 위해 전지구 해양의 일부 지점에서 관측된 조화상수와 상호 비교하였다.  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$  분조의 관측값은 Cartwright와 Ray<sup>9)</sup>가 위성 고도계자료 해석의 정확성을 평가하기 위해 사용한 심해 관측자료(pelagic data)로 이들 관측지점의 위치를 그림 9에 나타내었다.  $K_2$ ,  $N_2$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$  분조의 관측값은 IHO(International Hydrographic Organization)의

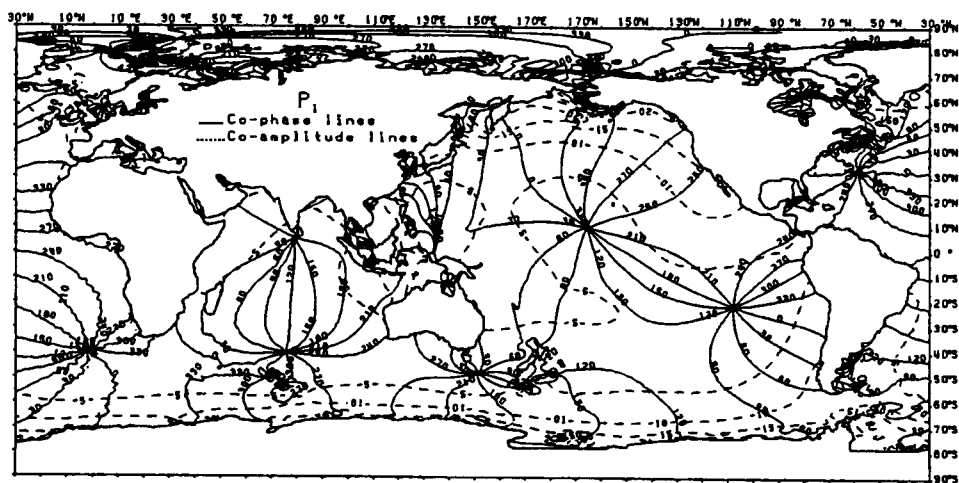


그림 7.  $1/3^\circ$  수치모형에 의해 계산된  $P_1$  조석도(실선 : 등조시선, 단위, degree; 점선 : 등진폭선, 단위, cm)

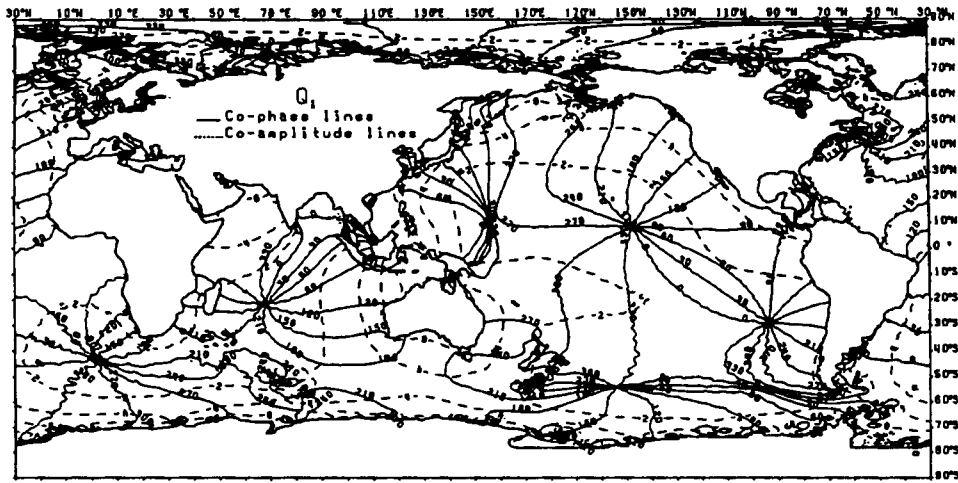


그림 8.  $1/3$  수치모형에 의해 계산된  $Q_1$  조석도(실선 : 등조시선, 단위, degree; 점선 : 등진폭선, 단위, cm)

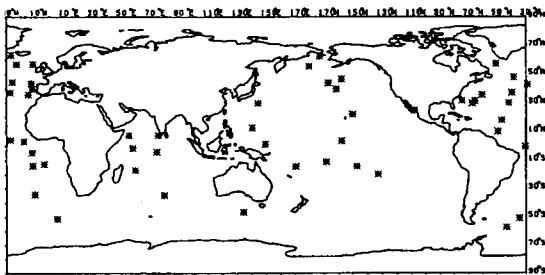


그림 9. 심해 관측자료의 위치<sup>9)</sup>

관측자료로 Cartwright와 Ray<sup>9)</sup>가 이용한 심해 관측자료의 위치에 유사히 해당하는 지점에서의 관측값들이다. 이들 8개 분조의 관측된 조화상수와 계산된 조화상수와의 비교를 그림 10~17에 나타내었는데 전반적으로 계산된 진폭 및 위상값이 관측값과 잘 일치하고 있다. 그림 10~17에서 계산된 진폭값이 관측값에 비해 큰 값을 혹은 적은 값을 보이고 있는 경우가 있는데 이는 일

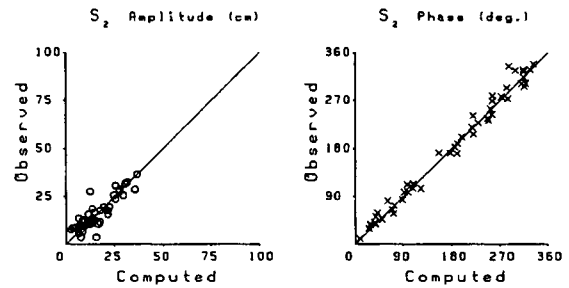


그림 11.  $S_2$  분조의 관측 및 계산된 조화상수의 비교

차적으로 입력된 수심자료와 해저 마찰계수에 의한 영향으로 생각된다. 모형에 입력된 수심이 실제 수심보다 적게 반영된 경우에 진폭값은 관측값에 비해 크게 계산되었고, 반대로 실제 수심보다 크게 반영된 경우에 진폭값은 관측값에 비해 적게 산정된 것으로 생각된다. 또한 해저 마찰계수도 해역마다 다른 값을 갖고 있는데 해역별로 관측자료에 근거한 마찰계수 값이 정확히 제

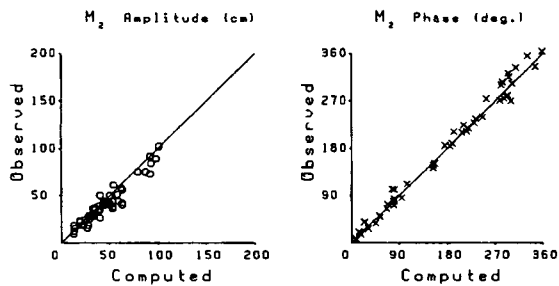


그림 10.  $M_2$  분조의 관측 및 계산된 조화상수의 비교

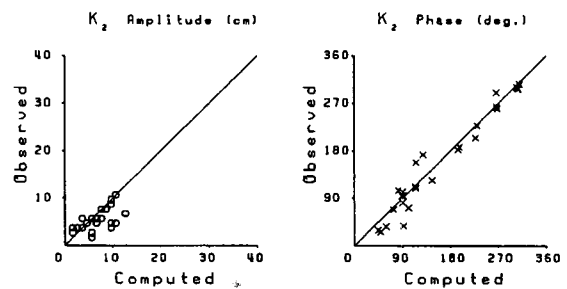


그림 12.  $K_2$  분조의 관측 및 계산된 조화상수의 비교



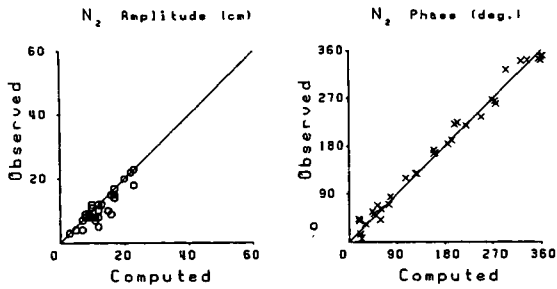


그림 13. N<sub>2</sub> 분조의 관측 및 계산된 조화상수의 비교

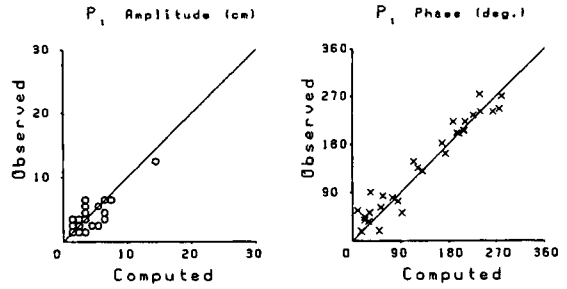


그림 16. P<sub>1</sub> 분조의 관측 및 계산된 조화상수의 비교

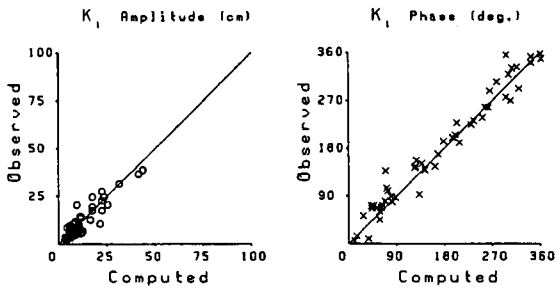


그림 14. K<sub>1</sub> 분조의 관측 및 계산된 조화상수의 비교

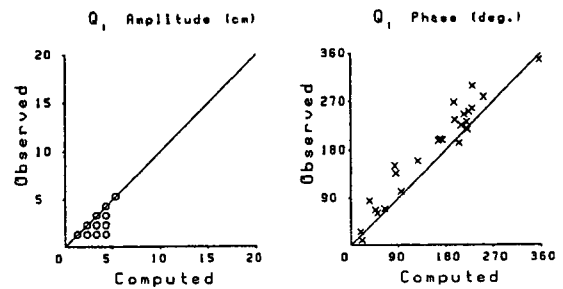


그림 17. Q<sub>1</sub> 분조의 관측 및 계산된 조화상수의 비교

시되어 있지 않아 동일한 마찰계수 값을 이용하였기 때문에 차이를 보이고 있는 것으로 생각된다.

8개 분조의 관측값과 1/3° 모형의 계산값의 조화상수에 대해 RMS(Root Mean Square)의 차를 구하여 다른 연구결과<sup>1,8,10,15-17)</sup>에서 구한 RMS와 비교하여 표 2에 나타내었다. RMS를 구하는 식은 다음과 같으며, 이는 관측값과 계산값의 오차정도를 표시하는 것이다.

$$RMS = \sqrt{\sum(\text{관측값} - \text{계산값})^2 / \text{비교지점수}} \quad (1)$$

Cartwright와 Ray<sup>15)</sup>는 Geosat의 분석자료의 검증용 위하여 심해 관측자료와 Geosat 분석의 계산결과의 RMS를 다음과 같은 방법으로 계산하였다. 즉 진폭과

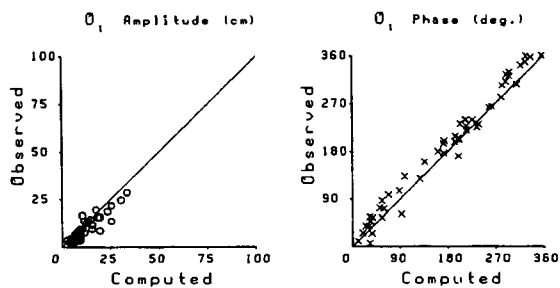


그림 15. O<sub>1</sub> 분조의 관측 및 계산된 조화상수의 비교

위상을  $h_1 = H \cos G$ ,  $h_2 = H \sin G$  (여기서 H는 진폭, G는 Greenwich 위상의 두개의 식으로 분리하여 다음과 같은 식을 이용하였다.

$$RMS = \sqrt{\sum(h_{1\text{관측값}} - h_{1\text{계산값}})^2 + \sum(h_{2\text{관측값}} - h_{2\text{계산값}})^2 / \text{비교지점수}} \quad (2)$$

Geosat은 1985년부터 1990년까지 전지구 해양의 해수위, 파고 및 풍속 등을 관측한 위성으로 궤도 반경이 800 km이고 17일의 반복주기로 62개의 완전한 지상 궤도를 형성하여 자료 수집이 이루어 졌다. Cartwright와 Ray<sup>15)</sup>는 Geosat ERM(Exact Repeat Mission)의 GDRs(Geophysical Data Records)의 자료를 이용하여 전지구 해양에 대해 일분조와 반일분조의 분포를 추정하였는데 그 방법을 간략히 설명하면 다음과 같다. 위성 고도계자료에서 위성궤도 반경 오차 및 body tide를 제거하여 임의 시각 및 임의 위치에서 geocentric 해수위를 산정한 후 이를 response 방법<sup>16)</sup>에 의해 실수부 X(w)와 허수부 Y(w)의 admittance로 표시하여 각 분조의 주파수(w)별로 다음 식에 의해 X(w)와 Y(w)를 계산하였다.

$$X(w) = H_1 / (-1)^m L, \quad Y(w) = H_2 / (-1)^m L \quad (3)$$

표 2. 8개 분조의 Root Mean Square (단위 : cm)

	M <sub>2</sub>	S <sub>2</sub>	K <sub>1</sub>	O <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	Q <sub>1</sub>
Schwiderski <sup>1)</sup>	4.10	1.86	1.76	1.49				
Cartwright and Ray <sup>15)</sup>	3.86	2.67	1.96	1.34				
Schrama and Ray <sup>10)</sup>	2.63	1.73	1.52	1.32				
Ma et al <sup>16)</sup>	2.7	1.7	1.7	1.3				
Le Provost et al <sup>6)</sup>	3.36	1.86	1.41	1.34				
Egbert et al <sup>17)</sup>	3.01	2.11	1.55	1.23				
1/3 deg. model in this study	7.8	5.4	5.7	4.4	2.2	2.6	1.6	1.3

여기서, H<sub>1</sub>=HcosG, H<sub>2</sub>=HsinG이며, H는 진폭, G는 위상, m은 tide species, w는 분조의 주파수, L은 기조력 상수이다.

표 2에서 본 연구의 1/3° 모형의 RMS가 비록 다른 결과들의 RMS에 비하여 다소 큰 값을 나타내지만 다른 연구결과<sup>1,8,10,15-17)</sup>들은 위성 고도계의 관측값을 기준으로 하여 작성한 조석도이거나 관측값을 수치모형에 반영하는 기법을 이용한 모형이고 본 연구의 1/3° 모형은 순수히 수치모형에 의한 결과이다. 따라서 순수히 수치모형만을 이용하여 조석도를 작성한 본 연구의 1/3° 모형의 결과는 다른 수치모형<sup>2,6,7,18,19)</sup>의 결과에 비하여 어느 정도 좋은 계산값을 갖는 것으로 생각된다.

#### 4. 결 론

전지구 해양의 조석특성을 파악하기 위해 북위 90°N에서 남위 90°S까지의 전지구 해양을 포함하는 1/3°의 분해능을 갖는 조석 수치모형을 수립하여 반일분조인 M<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> 및 일분조인 K<sub>1</sub>, O<sub>1</sub>, P<sub>1</sub>, Q<sub>1</sub> 분조의 조석도를 작성하였다. 계산된 수치모형의 검증에 위해 Schwiderski<sup>1)</sup>의 해양 조석도, 위성 고도계 자료의 분석을 통해 작성된 조석도,<sup>9,10)</sup> 일부 해역에서의 관측 조석도<sup>11,12)</sup> 및 심해 관측조화상수<sup>9)</sup>와 비교를 수행한 바 진폭, 위상 및 무조점의 위치가 어느 정도 일치하고 있었다. 기존의 낮은 분해능으로 인해 충분히 재현하지 못했던 천해역과 육붕해에서의 조석특성이 1/3° 모형에서 무조점 위치와 진폭의 확대 등 뚜렷한 육붕해의 조석특성으로 일차적으로 제시되었으며 1/3° 수치모형으로 심해 및 천해역의 조석현상을 동시에 평가할 수 있음을 제시하였다. 본 연구의 결과는 일차적으로 위성고도계

해면 관측자료로부터 조석성분을 제거하여 시간에 따라 변화하지 않는 해면변위 산정에 있어 기초자료로 이용될 수 있을 것이다. 앞으로 수치해의 정확도 향상을 위해 신뢰성 있는 수심자료의 이용과 일부 천해역 및 육붕해에서 적절한 마찰계수의 선정 및 컴퓨팅 파워가 좀더 향상되면 조석 관측자료를 수치모형에 반영하면서 질량보존을 만족하는 자료 합성기법의 도입이 필요할 것으로 생각된다.

#### 참고문헌

- Schwiderski, E.W., Global Ocean Tides, Part I: A Detailed Hydrodynamical Interpolation Model, Naval Surface Weapon Center, NSWC/DL TR-3866, 1978.
- Foreman, M.G.G., Benett, A.F., Egbert, G.D. and Hagelberg, C., "The Removal of Tidal Elevations from Satellite Altimeter Measurements," Proceedings of IX International Conference on Computational Methods in Water Resources, Denver, Colorado, USA, 1992.
- 서경석, 최병호, "전지구 해양의 M<sub>2</sub> 조석 수치모형," 한국해양학회지, 제 8 권, 제 2 호, 1996, pp. 161-173.
- Schureman, P., Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides, U.S. Dept. of Commerce Coast and Geodetic Survey, 98, 1976.
- Pingree, R.D. and Griffiths, D.K., "Tidal Friction for Semidiurnal Tides," Continental Shelf Research, Vol. 7, No. 10, 1987, pp. 1181-1209.
- Zahel, W., "A Global Hydrodynamical-Numerical 1°-Model of the Ocean Tides; the Oscillation System of the M<sub>2</sub>-Tide and its Distribution of Energy Dissipation," Ann. Geophys., Vol. 33, 1977, pp. 31-40.
- Krohn, J., A Global Ocean Tide Model for the M<sub>2</sub>-Tide with Refined Grid-Resolution in Shelf-Areas, Erschienen im Eigenverlag des Instituts für Meereskunde, Hamburg Univ., 1984, pp. 79-209.
- Le Provost, C., Genco, M.L. and Lyard, F., "Spectroscopy of the World Ocean Tides from a Finite Element Hydrodynamic Model," Jour. of Geophys. Res., Vol. 99, No. C12, 1994, pp. 24777-24797.
- Cartwright, D.E. and Ray, R.D., "Ocean Tides from Geosat Altimetry," Jour. Geophys. Res., Vol. 95, No. C3, 1990, pp. 3069-3090.
- Schrama, E.J.O. and Ray, R.D., "A Preliminary Tidal Analysis of TOPEX/POSEIDON Altimetry," Jour. of Geophys. Res., Vol. 99, No. C12, 1994, pp. 24799-24808.

11. Luther, D.S. and Wunsch, C., "Tidal Charts of the Central Pacific Ocean," *Jour. of Physical Oceanography*, Vol. 5, 1974, pp. 222-230.
12. McCammon, C. and Wunsch, C., "Tidal Charts of the Indian Ocean North of 15°S," *Jour. of Geophy. Res.*, Vol. 82, No. 37, 1977, pp. 5993-5998.
13. Platzman, G.W., Curtis, G.A., Hansen, K.S. and Slater, R.D., "Normal Modes of the World Ocean. Part II : Description of Modes in the Period Range 8 to 80 Hours," *Jour. of Phys. Oceano.*, Vol. 11, 1981, pp. 579- 603.
14. Platzman, G.W., "Normal Modes of the World Ocean. Part IV : Synthesis of Diurnal and Semidiurnal Tides," *Jour. of Phys. Oceano.*, Vol. 14, 1984, pp. 1532-1550.
15. Cartwright, D.E. and Ray, R.D., "Energetics of Global Ocean Tides from Geosat Altimetry," *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 96, No. C9, 1991, pp. 16897-16912.
16. Ma, X.C., Shum, C.K., Eanes, R.J. and Tapley, B.D., "Determination of Ocean Tides from the first year of TOPEX/POSEIDON Altimetry Measurements," *Jour. of Geophy. Res.*, Vol. 99, No. C12, 1994, pp. 24809-24820.
17. Egbert, G.D., Bennett, A.F. and Foreman, M.G.G., "TOPEX/POSEIDON Tides Estimated using Global Inverse Model," *Jour. of Geophy. Res.*, Vol. 99, No. C12, 1994, pp. 24821-24852.
18. Accad, Y. and Pekeris, C.L., "Solution of the Tidal Equations for the  $M_2$  and  $S_2$  Tides in the World Ocean from a Knowledge of the Tidal Potential Alone," *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser.*, Vol. A290, 1978, pp. 235-266.
19. Gotlib, V.Y. and Kagan, B.A., "Numerical Simulation of Tides in the World Oceans : 2. Experiments of the Sensitivity of the Solution to Choice of the Shelf Effect Parameterization and to Variations in Shelf Parameters," *Dtsh. Hydro. Zeit*, Vol. 35, 1982, pp. 1-14.