

## Topex/Poseidon 고도계 자료를 이용한 북동 아시아 해역의 조석 산정

이종찬\* · 김창식 · Koji Matsumoto<sup>1</sup> · Masatsugu Ooe<sup>1</sup>

한국해양연구원 연안·항만 공학연구본부  
<sup>1</sup>일본 Mizusawa 국립천문대

### Computation of Tides in the Northeast Asian Sea by Blending the Topex/Poseidon Altimeter Data

JONG CHAN LEE\*, CHANG SHIK KIM, KOJI MATSUMOTO<sup>1</sup> AND MASATSUGU OOE<sup>1</sup>

*Korea Ocean Research & Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Ansan 425-744, Korea*  
*<sup>1</sup>Division of Earth Rotation, National Astronomical Observatory, Mizusawa 023-0861, Japan*

Topex/Poseidon(T/P) 고도계 자료를 조석 수치 모델에 혼합하여 북동 아시아 해역의  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$  분조를  $5' \times 5'$  분해능으로 계산하여, 북동 아시아의 조석을 산정하였다. Blending 방법에 사용되는 가중 인자 값에 대한 모델 반응을 검토하기 위해  $M_2$  분조만을 고려한 수치 실험이 수행되었으며, 수치 실험을 통해 T/P 자료를 정확히 재현 하되 혼합함으로써 발생하는 잡음을 줄이기 위해 가중 인자 값은 수심의 평방근에 반비례하도록 설정하였다. T/P 자료에서 구한  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$  분조를 동시에 혼합한 수치 모델 결과는 연구 해역 내의 모든 T/P 궤도 자료와 비교되었다. 진폭 오차와 지각 오차의 평균은 거의 0으로 나타났다. 진폭 오차의 표준 편차는 2 cm 내외였으며, 지각 오차의 표준 편차는  $10^\circ$  보다 작았다. T/P 자료를 혼합한 모델 결과는 특히 얇은 수심( $h < 250$  m)의 T/P 궤도 자료와 거의 일치하는 것으로 나타났다. 그러나 T/P 자료만으로부터 계산된 진폭과 지각은 깊은 수심 해역에 대해서는 불합리한 공간 변화를 보이는 반면, 이들 자료를 동화시킨 모델 결과는 T/P 자료와는 차이를 보이나 합리적인 진폭과 지각의 공간 분포를 보였다. 한편 T/P 자료를 혼합한 모델 결과는 자료 동화에 사용하지 않은 연안 관측 자료와도 비교적 잘 일치하였다.

Tidal computations of  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  and  $O_1$  constituents in the northeast Asian sea are presented by blending the Topex/Poseidon (T/P) altimeter data into a hydrodynamic model with  $5' \times 5'$  resolution. A series of sensitivity experiments on a weighting factor, which is the control parameter in the blending method, are carried out using  $M_2$  constituent. The weighting factor is set to be in inverse proportion to the square root of water depth to reduce noises which could occur in data-assimilative model by blending T/P data. Model results obtained by blending the T/P-derived  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  and  $O_1$  constituents simultaneously are compared with all T/P-track tidal data; Average values of amplitude and phase errors are close to zero. Standard deviations of amplitude and phase errors are approximately 2 cm and less than 10 degrees respectively. The data-assimilative model results show a quite good agreement with T/P-derived tidal data, particularly in shallow water region ( $h < 250$  m). In deep water regions, T/P-derived tidal data show unreasonable spatial variations in amplitude and phase. The data-assimilative model results differ from T/P-derived data, but are improved to show reasonable spatial variations in amplitude and phase. In addition, the T/P-blended model results are in good agreement with coastal tide gauge data which are not blended into the model.

### 서 론

한국 주변 해역에 대한 조석 연구는 Choi and Fang(1993)에 기술된 바와 같이 황해 및 동중국해를 대상으로 많은 연구가 수행되었고, 현재는 주로 수치 모델을 이용한 결과가 주종을 이루고

있다. 기존의 경험적인 조석도 및 제한된 연안 관측 자료와 비교한 수치 모델로 관측 자료가 없는 곳, 특히 해양의 중앙부에서의 결과를 해석하는 것은 주관적이기 쉽다. 이러한 관측 자료의 공간 제한성은 위성 고도계 자료를 이용함으로써 어느 정도 극복할 수 있다.

이 연구에서는 Topex/Poseidon(T/P) 자료를 북동 아시아 해역의 조석 산정을 위해 수치 모델에 혼합(blending)하였다. T/P 위성은 1992년 8월부터 9.9156일 주기로 북위 66도에서 남위 66도에

\*Corresponding author: jcleee@kordi.re.kr

이르기까지 거의 전지구에 대하여 고도 자료를 제공하고 있으며, T/P 고도계 자료를 이용한 여러 개의 전지구 조석 모델(단순히 T/P 자료를 분석한 경우와 이들 자료를 수치 모델에 혼합한 경우 등)이 발표되었고, 이들 전지구 모델을 상호 비교하기에 이르렀다 (Andersen 등, 1995). 대양에서는 조석의 공간 변화가 상당히 평활하다는 가정이 어느 정도 타당하나, 한국 주변 해역 특히 황해 및 동중국해의 경우에는 이러한 가정을 적용하기 어렵다. 연안 근처의 조석은 공간적으로 상당히 변할 수 있다는 사실을 고려하여 최근 Yanagi 등(1997)은 황해 및 동중국해에 대해 T/P 궤도를 따라  $5' \times 5'$ 의 분해능으로 고도계 자료를 분석한 결과를 제시하였다.

Blending 기법은 연안 관측 자료 또는 위성 자료에 의한 조화상수로부터 합성한 조위를 수치 모델에 사용하는 방법으로, 조화상수로부터 합성한 조위와 수치 모델로 계산한 조위를 미리 정해진 가중 인자를 이용하여 가중 평균한 후, 이 값을 매순간 또는 특정 시간 간격으로 수치 모델에 혼합하는 방법이다. Blending 방법을 연안 조석 계산에 사용한 연구에는 이와 정(1996) 및 Blain(1997)의 연구가 있다. 이와 정(1996)은 연안 관측 자료를 이용하여 황해 및 동중국해의  $M_2$  조석을 계산하였다. 전지구 조석 모델과는 달리 국지 조석 모델의 경우는 개방 경계의 입력값 및 모델 입력 변수(가중인자 또는 저면 마찰력의 처리)에 따라 다른 결과가 나타날 수 있으며 자료 동화에 사용되는 관측 자료의 개수가 적으면 적을수록 모델 입력변수의 영향은 크다고 하였다. 한편 Blain(1997)은 황해 및 동중국해에 대해 어떠한 위치의 자료가 조석 모델의 반응에 가장 큰 영향을 주는지 살펴보기 위하여 연안 관측 자료를 사용하였다. 관측 자료를 수심과 지역에 따라 분류하여 어떠한 자료를 동화하였을 때 모델의 반응이 가장 크게 향상되는지 살펴보았으며, 수심 10m에서 200m사이의 육봉 자료를 혼합하였을 때 황해 및 동중국해의 전반적인 조석 현상을 가장 잘 재현한다고 하였다.

위성 고도계는 정해진 준거 타원체(reference ellipsoid)와 위성 궤도와의 거리를 측정하기 때문에, 고도계 자료에서 시간에 따라 변하는 해저면(정확히는 geoid)을 기준으로 한 거리를 계산하기 위해서는 부하 조석(load tide)의 보정이 필요하다. 본 연구에서는 부하 조석에 대해 간략히 설명한 후 기존 연구에서 부하 조석을 어떻게 수치 모델에 반영하였나 하는 문제도 검토하였다. 실제 제시되는 결과는 T/P 고도계 자료를 수치 모델에 동화시킨 수치 결과이며, 연구된 해역은  $110^\circ\text{E}-165^\circ\text{E}$ ,  $20^\circ\text{N}-65^\circ\text{N}$  내의 북동 아시아 해역으로, 경·위도 방향 모두 5분 격자의 유한 차분 모델을 사용하였다.

수행된 모든 수치 실험은 T/P 고도계 자료로부터 얻은  $5' \times 5'$  궤도 자료 전부를 매순간 수치 모델에 혼합한 결과로써, 우선  $M_2$  분조만을 고려하여 가중 인자에 대한 모델 반응과 모델의 개방 경계 입력값 변화에 대한 모델 반응을 검토하였다. 특히 공간적으로 상당한 변화를 보였던 T/P 자료와 진폭이 작아 분석 결과의 신뢰성이 떨어지는 자료를 수치 모델에 혼합하기 위하여 가중 인자 값을 어떻게 선정할 것인가 하는 문제를 살펴보았다. 이와 함께  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$  분조를 동시에 고려하여 얻은 30일간의 시계열 자료 분석 결과를 T/P 자료에서 계산한 조화상수 및 576개의 연안 관측 자료와 비교하여 수치 모델 결과에 대한 객관적인 평가가 이루어지도록 하였다.

## 기본방정식

조석 운동을 지배하는 수심 적분된 연속방정식과 운동방정식은 구면좌표계에서는 다음과 같이 표현된다.

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

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \phi} - 2\Omega \sin \phi v = -\frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial (\zeta - \alpha \eta - \zeta_L)}{\partial \lambda} + \frac{\tau_\lambda^w - \tau_\lambda^b}{\rho H} + F_\lambda \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \phi} + 2\Omega \sin \phi u = -\frac{g}{R} \frac{\partial (\zeta - \alpha \eta - \zeta_L)}{\partial \phi} + \frac{\tau_\phi^w - \tau_\phi^b}{\rho H} + F_\phi \quad (3)$$

여기서  $t$ 는 시간,  $\lambda$ 는 경도,  $\phi$ 는 위도,  $u$ ,  $v$ 는 각각  $\lambda$ ,  $\phi$  방향의 수심 평균된 유속,  $R$ 은 지구 반경,  $\Omega$ 는 지구의 회전각속도,  $g$ 는 중력 가속도,  $\zeta$ 는 해수면 변위,  $\alpha$ 는 평형 조석( $\eta$ )의 수정인자로 Love 수의 조합으로 분조에 따라 다른 값을 갖기도 하나 (Wahr, 1981) 여기서는 분조에 관계없이 일정한 값 0.69를 사용하였다. 한편  $\zeta_L$ 은 부하 조석,  $h$ 는 평균해면하 수심,  $H$ 는 순간 총수심( $=h+\zeta$ ),  $\tau^w$ 와  $\tau^b$ 는 각각 바람 응력과 저면 마찰 응력,  $\rho$ 는 해수밀도(일정하다고 가정),  $F_\lambda$ ,  $F_\phi$ 는 각각  $\lambda$ ,  $\phi$  방향의 수평 운동량 확산항으로 수평 확산계수는 Smagorinsky 방법을 사용하여 계산하였다.

북동 아시아 해역의 조석을 계산하기 위하여  $110^\circ\text{E}-165^\circ\text{E}$ ,  $20^\circ\text{N}-65^\circ\text{N}$  내의 해역을 대상으로 경·위도 방향 모두 5분 격자를 사용한 유한 차분 모델을 수립하였다. 수심 자료는 ETOPO5 수심 자료를 사용하였으며 (Fig. 1), 최소 수심은 10m로 설정하였다. 개방 경계의 조위는 식 (4)와 같이 조화상수로부터 합성된 조위로 부여하였고, 바람응력은 무시하였으며, 저면마찰응력은 유속의 제곱에

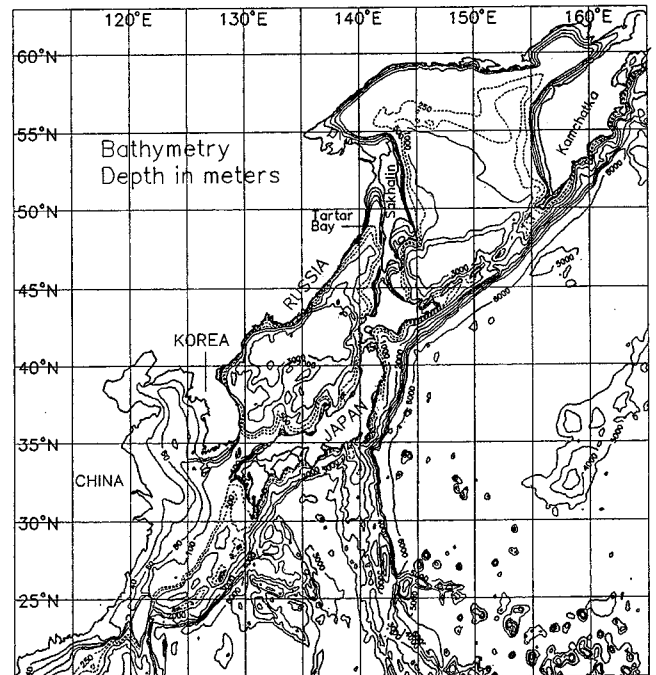


Fig. 1. Bathymetry of the northeast Asian Sea.

비례하는 2차의 지면 마찰식을 사용하였다. 개방 경계의 조화상수는 전지구 조석 모델의 결과(Matsumoto 등, 1995)를 선형 내삽하여 사용하였다.

$$\zeta = \sum_{i=1}^4 f_i A_i(\lambda, \phi) \cos(\omega_i t - P_i(\lambda, \phi) + \chi_i) \quad (4)$$

여기서 밀침자  $f_i$ 는 분조를 의미하며,  $A_i(\lambda, \phi)$ 와  $P_i(\lambda, \phi)$ 는 각각 진폭과 지각,  $f_i$ 는 마디 인수(nodal factor),  $\chi_i$ 는 천문 인수(astronomical arguments),  $\omega_i$ 는 분조의 각속도로 본 연구에서는  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$  4개 분조를 고려하였다.  $f_i$ 와  $\chi_i$ 는 시간의 함수로 계산되는데, 실제의 수치 계산에서는 모든 분조에 대해서 1과 0으로 설정하였다.

### 기조력 및 Load tide

기조력의 포텐셜  $q$ 는 다음과 같이 표현되는데,

$$q = g(\eta + \eta') \quad (5)$$

여기서  $g\eta$ 는 1차 기조력(primary astronomical tide-generating potential)이며,  $g\eta'$ 은 2차 기조력으로  $g\eta$ 에 대한 고체 지구의 변형( $g\eta^s$ , deformation of solid earth), 대양 조석의 인력( $g\eta^o$ , self-attraction of the ocean tide) 및 대양 부하에 따른 지구의 반응( $g\eta^l$ , Earth's response to the oceanic load)에 의해 유발된다. 즉

$$g\eta' = g(\eta^s + \eta^o + \eta^l) \quad (6)$$

한편, 해표면( $\hat{\zeta}$ , ocean surface)은 순수 해양 조석( $\zeta$ , pure ocean tidal height, 연속방정식에서 구하고자 하는 변수이다)과 해저면의 조석( $\zeta^b$ , ocean bottom tidal height)의 합으로 표현되며,

$$\hat{\zeta} = \zeta + \zeta^b = \zeta + \zeta^s + \zeta^l \quad (7)$$

여기서  $\zeta^s$ 는 지구 조석(Earth's deformational response to the primary potential,  $\eta$ ),  $\zeta^l$ 는 radial loading tide(Earth's deformational response to the oceanic load)이다.

고체 지구의 변형을 나타내는  $\eta^s$ 와  $\zeta^s$ 는 1차 기조력( $\eta$ )과 Love 수를 이용하여 간단히 표현할 수 있으며(Munk and MacDonald, 1960),  $\eta^s = k_2 \eta$ ,  $\zeta^s = h_2 \eta$ 로 나타낼 수 있다. 여기서 Love 수  $k_2$ ,  $h_2$ 는 주파수에 따라 다른 값을 가질 수 있으며(Wahr, 1981), 특히 여러 분조를 계산하는 모델의 경우에는 주파수에 관계없이 단순히  $k_2 = 0.302$ ,  $h_2 = 0.609$ 의 값을 사용하기도 한다(Kantha, 1995).

운동방정식에는( $q - g\hat{\zeta}$ )의 경사율(gradient)이 사용되는데, ( $q - g\hat{\zeta}$ )를 정리하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned} q - g\hat{\zeta} &= g(\eta + \eta^s + \eta^o + \eta^l) - g(\zeta + \zeta^s + \zeta^l) \\ &= g\{(\eta + \eta^s + \zeta^s) - \zeta + (\eta^o + \eta^l + \zeta^l)\} \\ &= g(\alpha\eta - \zeta + \zeta^l) \end{aligned} \quad (8)$$

위의 1차 기조력  $\eta$ 는 지구와 달의 질량과 거리로부터 위·경도의 함수로 다음과 같이 쉽게 표현된다(Schwiderski, 1980).

$$\eta = \begin{cases} K \cos^2(\phi) \cos(\omega t + 2\lambda + \chi), & \text{반일주조} \\ K \sin(2\phi) \cos(\omega t + \lambda + \chi), & \text{일주조} \end{cases} \quad (9)$$

여기서  $K$ 는 각 분조에 대한 평형 조석의 진폭을 나타내며,  $M_2$ ,  $S_2$ ,

$K_1$  및  $O_1$ 에 대한 값은 각각 0.2423, 0.1130, 0.1415 및 0.1005 m이다.

한편 대양 조석의 부하(load)에 대한 영향을 나타내는  $\zeta^l$ 의 계산은 정확한 해양의 조석 분포를 미리 알아야 가능하며, 이 계산에는 해양 조석( $\zeta$ )을 구면 조화 분해함에 따른 상당한 계산이 요구된다. 또한 정확한 해양 조석( $\zeta$ )의 분포를 얻기 위해서는  $\zeta^l$ 의 값이 요구되므로, 이들을 계산하기 위해서는 반복법이 사용된다. T/P 자료에는 지구 조석과 부하 조석에 대한 정보도 함께 포함되어 있는데, 특히 부하 조석의 경우는 수치 모델에 의한 값이 제공됨에 유의해야 한다. 전지구 모델에 대한 부하 조석의 영향은 Matsumoto 등(2000)에 기술되어 있다. T/P 고도계 자료에서 조석 정보를 어떻게 추출하는가 하는 문제와는 달리 조석 정보를 어떻게 제거할 것인가 하는 문제는 윤 등(2000)에 기술되어 있다.

Accad와 Pekeris(1978)는 수치 모델을 이용하여 반복법으로  $\zeta^l$ 을 계산하였으며, 그 결과  $\zeta^l$ 은  $\zeta$ 의 약 10%에 해당한다고 하였다. 이후 많은 수치 모델에서는 이 결과를 이용하여( $\zeta - \zeta^l$ ) =  $\beta\zeta$ 의 관계식을 사용하여 부하 조석을 고려하였다. 초기에는  $\beta = 0.9$ 라는 값을 많이 사용하여 전지구 조석을 수치실험 하였다(Schwiderski, 1980; Matsumoto 등, 1995). 한편 Ray and Sanchez(1989)는 반일주조에 대해서는  $\beta = 0.953$ , 일주조에 대해서는  $\beta = 0.940$ 의 값을 제시하였으며, Kantha(1995)는  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$  4개 분조에 대해 이들의 평균값인  $\beta = 0.946$ 을 사용하여 전지구 조석을 계산하였다.

이러한 선형관계식은 부하 조석의 위상이 극지의 대양 조석과 같은 위상이라는 가정이 필요한데, 이러한 가정은 위상 변화가 심한 무조점 근처에서는 적절하지 않을 수 있다. 부하 조석의 위상이 조석의 위상과 같다는 가정보다도 선형의 관계식을 연안 조석에 그대로 적용하는 것이 타당한지는 의문이다. Kantha(1995)가 제시한 바와 같이, 황해 및 동중국해의  $M_2$  분조에 대한 부하 조석의 진폭은 최대 4 cm로 나타나 관측된  $M_2$  진폭의 10%(또는 5%)와는 많은 차이를 보이고 있다. 이 연구에서는 부하 조석을 고려하기 위해서 위의 선형 관계식 대신 Matsumoto 등(1995)의 전지구 조석 모델에서 계산한 부하 조석을 입력으로 사용하였다. Fig. 2는 북동 아시아 해역의  $M_2$  분조에 대한 부하 조석을 나타낸 것이다. 여기서 지각은 Greenwich 자오선을 기준으로 한 값으로, 이후 제시되는 모든 지각은 Greenwich 지각을 나타낸다. 이 부하 조석과 수치 모델에서 계산한 조석(Fig. 5참고)의 진폭비는 평균적으로 9%에 달하였으며, 지각차의 평균은 1° 보다 작았다. 그러나 진폭비의 표준편차는 5%정도로 비교적 크며, 지각차의 표준편차는 100° 이상을 보여 공간적으로 상당한 차이가 있음을 알 수 있다. 한편 수심이 250 m 보다 얇은 해역의 진폭비와 위상차는 각각 4%와 43°로 나타나 계산된 조석과 부하 조석의 위상은 연안으로 갈수록 많은 차이가 남을 알 수 있다. 250 m 보다 깊은 해역의 진폭비와 위상차는 각각 10.2%와 -9.2°(부하 조석의 위상이 계산된 조석보다 9.2° 크다)로 나타났다.

### 자료동화기법(Blending method)

본 연구에서는 T/P 고도계 궤도 자료로부터 추출한  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$  4개 분조의 조화 상수를 수치 모델에 혼합하여 향상된 수치 모델 결과를 얻도록 하였다. Fig. 3은 T/P 자료로부터 조화 상

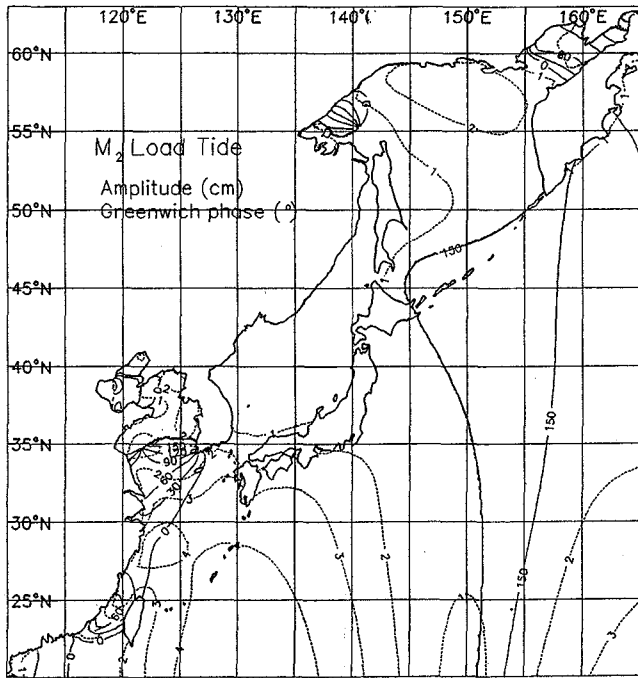


Fig. 2.  $M_2$  load tide derived from global ocean tide model after Matsumoto *et al.*(1995)(Amplitude in cm and Greenwich phase in degree).

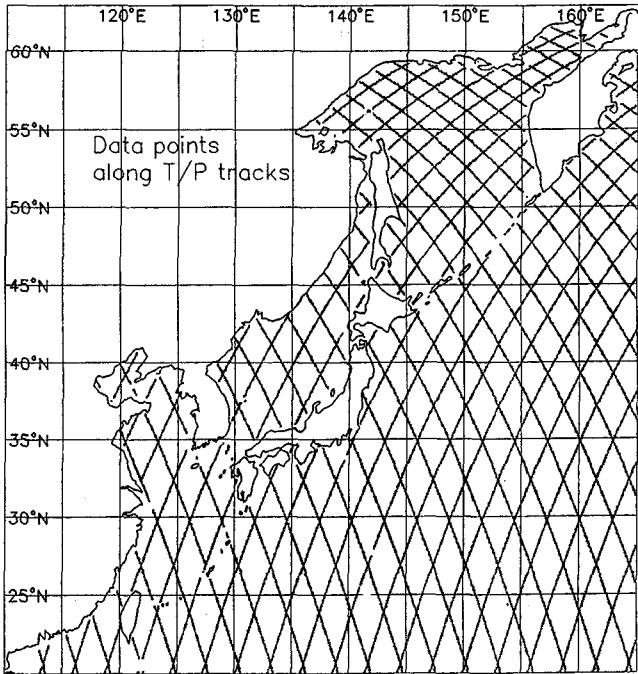


Fig. 3. Altimeter data points along T/P tracks in  $5' \times 5'$  resolution. The T/P-derived tidal data are blended into numerical model.

수를 추출한 지점의 위치로 나타낸다. 이들 조화 상수는 다음과 같은 과정을 거쳐 얻는다. 대상 해역에 대한 T/P 위성의 궤적을 따라 1" 간격(공간상 약 6.2 km)으로 추출한 자료 중 나쁜 자료를 배제한 후, MGDRB(Merged Geophysical Data Records generation B)에서 제공하는 지구물리학적 보정 절차(electromagnetic

bias correction, ionospheric correction, dry and wet tropospheric correction 등)를 거친 해수위로 환산하고, 이들 해수위를 궤도를 따라 저주파 필터로 비조석 성분의 공간 변화를 제거하였으며, 이러한 과정을 거친 해수위를  $5' \times 5'$ 의 격자에 공간 평균하여 각 격자에 대한 해수위 시계열을 얻었다. 각 궤도를 따라 저주파 필터를 사용하였기 때문에 T/P 자료에 내재된 내부 조석파는 제거되었다. 이러한 보정은 매 cycle마다 수행되었는데, 분석에 사용된 T/P 자료는 9-198 주기(cycle)에 대한 자료로 약 5년간의 자료이다. 보정된 시계열 해수위 자료로부터 조화 상수를 구하기 위해 response method(Munk and Cartwright, 1966)을 적용하였다. 자세한 분석 방법은 Matsumoto 등(2000)에 기술되어 있으며, 이 연구에서 사용된 조화상수는 Matsumoto 등(2000)과 동일하다. 이와는 달리 Yanagi 등(1997)은 조화 분해 방법을 적용하여 T/P 자료로부터  $5' \times 5'$  분해능으로 황해 및 동중국해의 조화 상수를 구하였다.

Blending은 식 (10)과 같이 매시간 간격 또는 미리 설정된 특정 시간 간격마다 가중 평균된 조위( $\zeta_m$ )를 수치모델에 의해 계산된 조위( $\zeta_c$ ) 대신 계산에 사용하는 방법이다.

$$\zeta_m = \gamma \zeta_c + (1 - \gamma) \zeta_o \quad (10)$$

여기서  $\zeta_m$ 은 새로 계산된(가중 평균된) 조위,  $\zeta_c$ 은 T/P 자료로부터 산출한 조화상수를 이용하여 계산된 조위( $\zeta_o = A_o \cos(\omega t - P_o)$ , 여기서  $A_o$ ,  $P_o$ 는 각각 T/P 자료로부터 산출한 진폭 및 지각을 나타내며, 이후 밀침자  $\omega$ 는 관측값,  $c$ 는 계산값을 나타낸다),  $\zeta_c$ 은 수치 모델에 의해 계산된 조위를 나타내며,  $\gamma$ 는 가중인자(weighting factor)로 0과 1 사이의 값을 갖는다.  $\gamma = 0.0$ 일 경우는 T/P 자료가 계산에 사용되지 않음을 의미하며,  $\zeta = 1.0$ 일 경우(direct insertion method)는 계산된 조위가 T/P 자료로 구한 조위로 대체됨을 의미한다. 이 연구에서는 매 계산 시간 간격마다 T/P 자료를 수치 모델에 혼합하였다.

Blending 방법을 적용한 전지구 조석 모델에 사용된 가중 인자 값을 살펴보면 다음과 같다. Schwiderski(1980)는 전지구 수치 모델에 연안 관측값을 수치 모델에 의한 계산 조위 대신 사용하였으며( $\gamma = 1.0$ ), Kantha(1995)는  $1/5^\circ$  분해능의 전지구 조석 모델에 T/P 고도계 자료( $\gamma = 0.95$ )와 연안 관측 자료( $\gamma = 0.9$ )를 사용하였으며, Matsumoto 등(1995)은  $1/2^\circ$  분해능의 전지구 조석 모델에 T/P 고도계 자료를 blending 하였는데, 가중 인자  $\gamma$ 값은  $M_2$ 에 대해서는 0.5,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$ 에 대해서는 0.4의 값을 사용하였는데, 이 값들은 T/P 자료의 질에 따라 공간적으로 약간 변하도록 설정하였다. 참고로 Kantha(1995)의 전지구 조석 모델에 사용된 T/P 고도계 자료는  $1^\circ \times 1^\circ$ 의 분해능으로 분석된 자료로써 T/P의 교차점 값만을 추출하여 사용하였다. 한편 Matsumoto 등(1995)은  $1/2^\circ \times 1/2^\circ$  격자에서 분석된 T/P 자료를 사용하였다. 최근 Matsumoto 등(2000)은 북동 아시아의 조석을 계산하는데 blending 방법을 적용하였는데, 연구에 사용된 가중 인자  $\gamma$ 값은  $M_2$ 에 대해서는 0.5,  $S_2$ 에 대해서는 0.4,  $K_1$  및  $O_1$ 에 대해서는 0.25의 값을 사용하였다. 특히 가중 인자를 분조에 따라 다르게 정의하는 방법은 여러 분조를 동시에 계산하는 것이 아니라 개별적인 분조를 외력으로 정의한 후 개별적으로 계산한 결과로써, 이러한 방법을 적용하기 위해서는 사용되는 기본 방정식의 선형화가 선행되어야 하는데 실제의 계산은 비선형 방정식을 사용하였다.

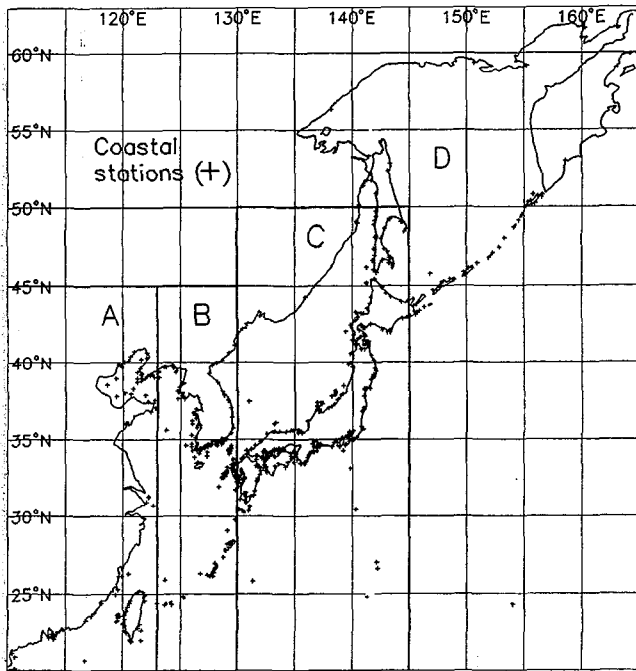


Fig. 4. Coastal tidal stations where the observed tidal data (576 data sets) are compared with T/P-blended numerical model results.

앞에서 언급한 바와 같이, 연안 조석 계산에 blending 방법을 적용한 연구에서도 가중 인자의 선정은 연구자에 따라 다르게 설정되었다. Blending 방법은 적용하기 쉬운 장점이 있는 반면, 가중 인자의 선택에 어려움이 있다. 가중 인자  $\gamma$  값이 1에 가까울수록 T/P 자료를 동화시킨 최종 결과는 수치모델의 정확성에 관계없이 T/P 자료를 내삽한 결과에 수렴한다. 한편  $\gamma$  값이 0에 가까울수록 모델 결과는 수치 모델의 입력 값들(예로, 개방경계 값, 저면 마찰 계수, 수심)에 따라 결정된다. 이 연구에서는 Fig. 3에서 알 수 있는 바와 같이 공간상 상당히 많은 T/P 자료를 자료 동화에 사용한 점과 함께 수치 모델에 의한 조위의 영향이 T/P 자료에서 얻은 조위의 영향보다 작지 않도록 가중인자의 최대값을 0.5로 제한하였다. 또한 깊은 수심 해역에 대한 T/P 분석 결과가 경우 에 따라서는 불합리한 공간 분포를 보이기도 하였는데(Fig. 8참

고), 이러한 영향을 고려하여 가중인자의 값을 수심에 따라 변화하도록 다음과 같이 설정하였다.

$$\gamma = 5.0 / \sqrt{\max(100.0, h)} \quad (11)$$

따라서 수심이 100 m 이하인 연안 근처에서는  $\gamma=0.5$ , 수심이 2,500 m 보다 깊은 곳에서는  $\gamma=0.1$  이하의 값을 갖도록 하였다. 이는 T/P 고도계 자료의 정확성이 5 cm 정도인 점과 함께 자료 샘플링 기간이 약 10일인 점을 감안하여 설정하였는데, 이에 대한 논의는 수치 실험 결과에서 기술한다. 일반적으로 조차가 작은 해역에 대한 T/P 분석 결과는 신뢰성에 낮은 것으로 판단된다. 이러한 문제점을 해결하기 위해 기존 연구에서는  $1^\circ \times 1^\circ$ 의 낮은 공간 분해능을 설정하고 이러한 격자내의 T/P 자료를 공간적으로 평균하여, 분석된 결과는 공간 변화가 상당히 완화된 것으로 생각된다.

### 결과 분석 및 토의

#### T/P 자료와의 비교

$M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$  4개 분조를 동시에 고려한 수치 실험에 앞서 가중 인자에 대한 모델 반응 및 개방 경계 값에 대한 모델 반응을 살펴보기 위해  $M_2$  분조만을 독립적으로 고려한 수치 실험을 수행하였다. 독립적으로  $M_2$ 만을 계산하는 수치 실험의 저면 마찰 계수는 황해 및 동중국해 조석 재현에 많이 사용된 0.0025로 고정하였다(이와 정, 1996). Blending 방법을 적용하지 않았을 경우의 결과는 개방 경계의 입력값에 따라 민감하게 반응함을 알 수 있었다. 따라서 blending 방법을 적용하였을 때에는 모델이 개방 경계 값에 대해 어떻게 반응하는지 살펴보기 위한 수치 실험도 수행되었다.

수치 실험은 T/P 자료를 동화시키지 않은 경우( $\gamma=0.0$ ), 공간적으로 일정한 값( $\gamma=0.1$ 과  $0.5$ )을 사용한 경우, 가중 인자를 식 (11)로 계산한 경우 및 가중 인자를 식 (11)로 계산하되 개방 경계의 진폭을 모두 10 cm 더한 경우와 위상값에  $10^\circ$ 를 더한 경우로 나누어 수행하였다. 제시되는 값은 모델 결과와 T/P 고도계 자료와의 진폭 오차, 지각 오차 및 조위의 벡터 오차를 평균과 표준 편차로 나타내었다. 여기서 오차는 계산값에서 T/P 자료의 값을 뺀 값으로 정의하였으며, 조위의 벡터 오차는  $\sqrt{A_m^2 + A_s^2 - 2A_m A_s \cos(P_m - P_s)}$ 로 정의되었다.

Table 1. Influence of weighting factors on the  $M_2$  tide computations (Referenced with T/P-derived tidal constituents).

Experiment		$A_m$	$A_s$	$P_m$	$P_s$	$D_m$	$D_s$
$\gamma=0.0$	h<250 m	1.15	15.01	-10.33	29.38	25.85	17.80
	h>250 m	0.80	3.50	-3.53	13.51	3.87	5.32
$\gamma=0.1$	h<250 m	0.14	3.48	-0.02	8.90	3.83	3.95
	h>250 m	-0.08	1.44	-0.32	5.48	1.64	1.12
$\gamma=0.5$	h<250 m	-0.04	1.03	0.21	4.42	1.17	0.97
	h>250 m	-0.03	0.92	-0.09	3.82	1.05	0.75
eq. (11)	h<250 m	0.02	1.12	0.32	4.90	1.26	1.02
	h>250 m	-0.13	1.38	-0.31	5.43	1.58	1.13

$A_m, A_s$ : averaged value and standard deviation for amplitude error (cm)  
 $P_m, P_s$ : averaged value and standard deviation for phase error (degree)  
 $D_m, D_s$ : averaged value and standard deviation for vector difference (cm)

Table 1은 가중 인자 값에 대한 모델 반응을 검토한 결과로, 수심 250 m보다 얇은 해역(2,431개 지점)과 깊은 해역(11,979개 지점)으로 구분하여 제시하였다. T/P 자료를 자료동화하지 않은 경우는 특히 얇은 수심 해역에서 T/P 자료와 많은 차이를 보이고 있다. 이러한 차이는 저면 마찰 계수를 조정하여도 크게 개선되지 않았는데, 특히 진폭과 지각의 표준 편차 값이 감소하지 않았다. 가중 인자 값으로 0.1을 사용한 결과는 T/P 자료에 상당히 부합하는 결과를 보이나, 얇은 수심에 대한 지각의 표준 편차는 약  $9.0^\circ$ 로 비교적 크게 나타났다. 가중 인자 값을 증가시키수록 T/P 자료와 모델 결과와의 차이는 감소하는데, 본 연구에서는 가중 인자 값이 0.5보다 크지 않도록 설정하였다.  $\gamma=0.5$ 를 사용한 결과는 전 해역에서 T/P 자료와 모델 결과의 조위 벡터차가 1 cm 내외로 감소하였다.

한편 가중 인자 값으로 모든 점에 대해 0.1 또는 0.5의 값을 사용한 결과는 T/P 궤도를 따라 (즉, 자료동화에 사용된 점을 따라) 상당한 잡음이 발생하였는데, 이러한 잡음은 깊은 수심 해역에서 뚜렷하게 나타났다. 이러한 잡음을 줄이기 위하여 깊은 해역에 대해서는 식 (11)로 계산한 작은 가중인자 값을 사용하였다. 즉 깊은 해역의 조위는 T/P 자료의 영향보다 동수역학 방정식에 의해 계산되는 조위의 영향이 지배적이 되도록 가중인자를 설정하였다. 가중 인자 값이 클수록 T/P 자료의 영향이 모델 결과에 지배적이지만, 잡음이 발생하는 원인은 T/P 자료를 분석하여 얻은 진폭 및 지각의 공간 변화가 상당하였기 때문이다. 이에 대한 구체적인 논의는 4개 분조를 동시에 고려한 수치 실험에서 기술하기로 한다.

가중 인자를 식 (11)로 계산하여 T/P 자료를 혼합한 모델 결과는 자료 동화에 사용된 T/P 자료와 거의 같게 나타났다. 구체적으로 진폭 오차와 지각 오차는 무시할 수 있을 정도로 작음을 알 수 있으며, 조위의 벡터차도 상당히 작게 나타나 진폭과 지각의 차가 동시에 매우 작음을 알 수 있다. 연안 근처와 깊은 해역의 가중인자 값들은 상당히 다름에도 불구하고 계산된 진폭, 지각 및 조위의 벡터차에 대한 평균과 표준편차는 거의 같게 나타났는데, 이는 깊은 수심에 대한 모델 결과( $\gamma=0.0$ )가 T/P 자료와 커다란 차이를 보이지 않았기 때문이다(Fig. 5와 6참고).

한편 자료 동화 기법을 적용하지 않는 수치 모델의 경우는 모델 입력변수에 따라 상당히 다른 결과가 나오기도 하는데, 여기서는 가중 인자를 식 (11)로 계산하여 T/P 자료를 혼합하되 개방 경계 값을 변화시킨 경우를 살펴보았다(결과 생략). 개방경계의 모든 진폭을 10 cm 증가시켰을 경우에는, 깊은 수심에서의 진폭 오차의 평균이 약 5.5 cm로 나타났으나 얇은 수심에 대한 진폭 오차의 평균은 원래의 개방 경계 값을 사용하여 얻은 결과와 거의 같게 나타나 개방 경계에서 멀어질수록 T/P 자료로 수렴하는 것을 알 수 있다. 개방 경계의 모든 지각을  $10^\circ$  증가시킨 영향도 깊은 수심에서의 지각에는 분명하게 나타나나 연안 근처에서는 무시할 수 있는 것으로 나타났다.

위에서 살펴본 바와 같이, 공간적으로 많은 T/P 궤도 자료를 자료 동화하는 수치 실험에서는 모델 입력변수보다 동화되는 자료의 영향이 더욱 큰 것으로 판단된다. 비록 Fig. 2에서 제시한 부하 조석을 입력으로 고려하였지만 현재와 같이 많은 자료를 혼합하는 경우에는 이러한 입력에 대한 모델 반응을 충분히 파악하기 어려운 점이 있다. 제시하지는 않았지만 T/P 고도계 자료를 혼합

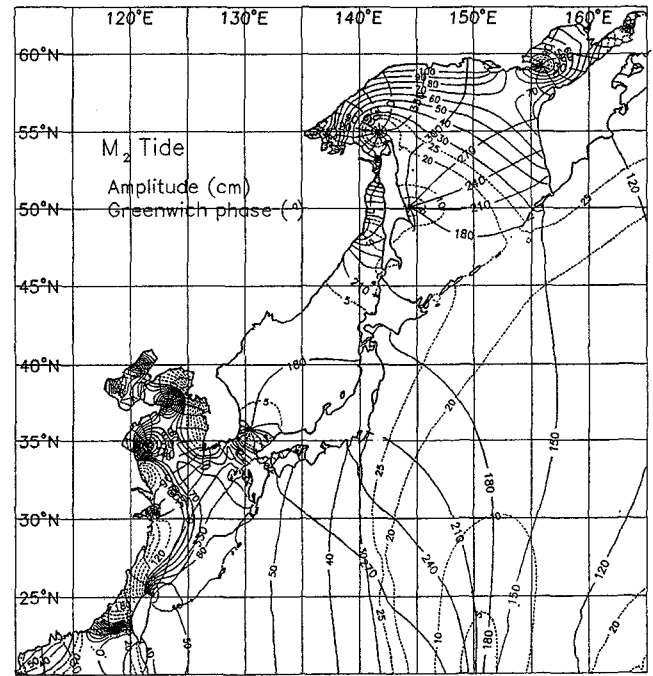


Fig. 5.  $M_2$  tidal chart calculated by T/P-blended model. Contour intervals of dotted line are 5 cm and 20 cm. Solid line interval is 10 cm. Greenwich phase is presented by solid line with 30 degree interval.

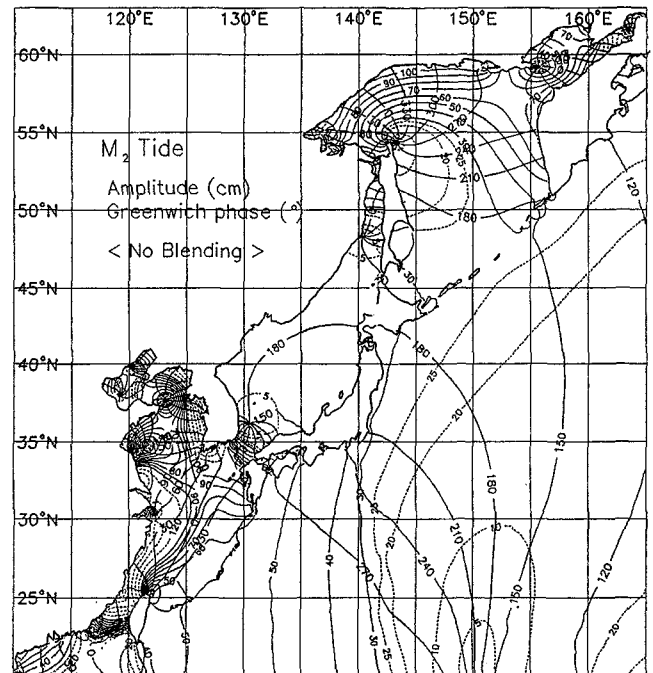


Fig. 6.  $M_2$  tidal chart calculated without blending of T/P data. Contour intervals of dotted line are 5 cm and 20 cm. Solid line interval is 10 cm. Greenwich phase is presented by solid line with 30 degree interval.

한 결과는 부하 조석을 고려하거나 무시하여도 거의 변화가 없었다. 즉 부하 조석을 고려하더라도 T/P 자료를 혼합한 현재의 결과에서 부하 조석의 영향을 파악하는 것은 쉽지 않은데, 이는 모델의 최종 결과가 자료 동화에 사용되는 T/P 자료에 많은 영향을 받

기 때문이다. 그러나 T/P 자료를 자료동화하지 않고 부하 조석을 고려한 결과에 부하 조석을 무시한 결과를 빼서 얻은 결과는 입력으로 사용한 부하 조석에 비해 상당히 큰 차이가 있었다. 이러한 부하 조석의 영향을 정확히 파악하기 위해서는 동수역학 수치 모델만으로 관측된 연안 조석과 T/P 자료에서 얻은 조석을 정확히 재현할 수 있는 모델 입력변수의 선정이 선행되어야 한다. 이 연구에서와 같이 넓은 해역에 대한 수치 모델 실험에서 관측된 조석을 정확히 재현하는 모델 입력변수의 선정은 현실적으로 쉽지 않으며, 이러한 모델 입력변수의 불확실성을 보완하는 방법의 하나로써 blending 방법을 적용하였다. 저면 마찰 계수의 변화에 따른 영향도 상당히 작게 나타났는데, 이와 정(1996)에서는 58개의 연안 관측 자료만을 혼합함으로써 모델 결과는 모델 입력변수(저면마찰계수)에 따라 차이를 보인 반면 현재와 같이 T/P 궤도 자료(14,410개 자료)를 전부 사용한 결과는 모델 입력변수에 비교적 영향이 작았다.

대상 해역을 T/P 궤도를 따라 약  $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ 의 마름모꼴 해역으로 세분하고 각각의 세분된 해역에 T/P 자료를 개방경계 값으로 정의한 수치 실험을 생각하면, 각각의 세분된 해역의 조위는 모델의 수심 또는 저면 마찰력과 같은 모델 입력변수의 영향보다는 개방경계 값의 영향이 지배적일 것으로 판단된다. 따라서 비록 가중인자가 1보다 상당히 작기는 하여도 T/P 궤도를 따라 고도계 자료를 혼합함으로써 모델 반응은 모델 입력변수보다는 자료 동화에 사용된 조위의 영향이 매우 클 것으로 유추할 수 있다. 특히 현재 사용된 모델의 격자가  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 임을 감안하면(즉 세밀 격자에 비해 상대적으로 혼합하는 자료의 비율이 클수록) 모델의 최종 결과는 T/P 자료의 영향이 클 것으로 생각된다.

이후로는  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$  4개 분조를 동시에 고려한 수치 실험의 결과를 살펴보았다. 사용된 가중 인자는 식 (11)로 계산하였으며, 공간적으로 다른 값을 갖는다. T/P 자료를 자료 동화한 결과는,  $M_2$  분조에 대한 독립적인 수치 실험에서 알 수 있는 바와 같이, 저면 마찰계수에 의한 영향이 매우 적으나, 여러 분조를 동시에 고려하고 2차의 저면 마찰식을 사용할 경우는  $M_2$  분조만을 고려한 2차의 저면 마찰계수보다는 작은 값을 사용하는 것이 타당하다(Bower *et al.*, 1991). 여기서는 2차의 저면 마찰계수로 0.0020을 사용하였다. 수치 실험은 4개 분조 조위를 합성하여 개방 경계 값으로 부여하고, 각각의 1차 기조력 및 부하 조석을 입력으로 40

일간 계산하였다. 제시되는 결과는 1시간 간격으로 저장된 30일 간의 시계열 자료를 조화 분해한 값들이다.

T/P 자료를 자료동화한 모델 결과와 T/P 자료에서 추출한 조화 상수와의 차이를 각 분조별로 살펴보면 Table 2와 같다. 여기서도 250 m 수심보다 깊은 해역과 얇은 해역으로 구분하여 살펴보았다. 가중인자가 1(즉 계산된 조위 대신 T/P 자료를 합성한 조위로 대체하는 경우)이 아닌 경우에는 T/P 자료를 혼합한 수치 모델 결과도 T/P 자료와 차이가 날 수 있다. 이러한 차이는 가중 인자가 작을수록 또는 자료 동화하지 않은 수치 모델의 결과가 나쁠수록 커지게 된다. 이외는 달리, 수치 모델이 정확하고 관측 자료가 부정확할 경우, 부정확한 관측 자료를 자료 동화한 모델 결과는 오히려 나빠지게 된다. 따라서 여기서 제시하는 모델 결과와 T/P 자료와의 차이는 상대적인 차이로 보아야 한다.

$M_2$ 의 경우, 단일 분조 결과와 4개 분조를 동시에 고려한 결과와는 거의 차이가 나타나지 않았으며 T/P 자료와 거의 일치하는 것을 알 수 있다.  $S_2$ 의 경우를 살펴보면, 진폭은 T/P 자료와 거의 일치하는 것으로 나타났으나, 지각의 경우는 T/P 자료와 약간 큰 차이를 보였으며, 특히 깊은 수심 해역에 대한 지각의 표준 편차가 약  $12^{\circ}$ 로 연안 근처 해역에 대한 지각의 표준 편차보다 크게 나타났다. 이러한 결과는 T/P 고도계 자료의 정확도가 약 5 cm 내외인 점을 감안하며 진폭이 작은 지점에서의 T/P 고도계 분석 자료의 질이 낮기 때문으로 판단된다. 제시하지는 않았지만, T/P 자료를 내삽한  $S_2$  지각의 공간 분포는 수치 모델로 계산한 값보다 큰 변화를 보였다(내삽된 T/P의  $S_2$  자료는 공간적으로 매끄럽지 않았다).

T/P 자료와 이를 자료 동화한 모델 결과와 가장 큰 차이를 보인 경우는  $K_1$  분조로써, 특히 깊은 수심에 대한 조위 벡터차의 평균이 약 3 cm에 달하며 표준편차도 약 2.4 cm로 나타났다. 깊은 수심에 대한  $K_1$  진폭이 30 cm 이하인 점과 지각의 공간 변화가 작음을 감안하면  $K_1$  분조에 대한 조위의 벡터차는 상대적으로 큰 값이다. 이러한 차이가 발생한 이유는 T/P 자료의  $K_1$  진폭 및 지각의 공간 변화가 상당히 큰 반면 수치 모델에서 계산된  $K_1$  진폭과 지각의 공간 변화는 작기 때문이다(T/P 자료를 내삽하여 얻은  $K_1$  진폭의 공간 분포는 Fig. 8과 같다). 분석된 T/P 자료의 공간 변화가 큰 것은  $K_1$  분조의 앨리어싱 주기(aliasing period)가 약 173.2 일인 것과 밀접한 관련이 있다. 즉  $K_1$  분조는 일년에 약 2

**Table 2.** Comparison of T/P-blended model results with T/P-derived tidal constituents.

Constituents		$A_m$	$A_s$	$P_m$	$P_s$	$D_m$	$D_s$
$M_2$	h<250 m	0.02	1.32	0.29	4.93	1.48	1.26
	h>250 m	-0.12	1.39	-0.23	5.43	1.58	1.13
$S_2$	h<250 m	-0.06	0.85	-0.15	7.65	1.00	0.74
	h>250 m	-0.24	1.20	-0.88	11.84	1.35	1.02
$K_1$	h<250 m	0.00	1.27	0.04	4.47	1.38	1.03
	h>250 m	-0.40	2.66	0.22	10.17	2.97	2.37
$O_1$	h<250 m	0.00	0.99	0.05	2.79	1.12	0.83
	h>250 m	-0.22	1.38	0.33	5.87	1.56	1.11

$A_m$ ,  $A_s$ : averaged value and standard deviation for amplitude error (cm)

$P_m$ ,  $P_s$ : averaged value and standard deviation for phase error (degree)

$D_m$ ,  $D_s$ : averaged value and standard deviation for vector difference (cm)

번의 신호만이 포함되므로 T/P 고도계 자료에서 구한  $K_1$  분조는 다른 분조에 비해 그 정확도가 떨어짐을 알 수 있다.  $O_1$  분조의 오차 특성은  $K_1$  분조 보다는  $M_2$ ,  $S_2$  분조와 유사하게 나타났는데,  $O_1$  분조의 진폭이 작음에도 불구하고 엘리어싱 주기가 약 45.7 일로 고려된 4개 분조 중 가장 짧아, 비교적 안정적인 T/P 자료 분석이 가능한 것으로 판단된다.

### 연안 관측 자료와의 비교

여기서는 연안 관측 자료와 T/P 자료를 자료 동화한 모델 결과를 비교하였다. 비교에 사용된 자료는 International Hydrographic Office database(IHO, 1979)이며, 관측점의 위치와 가장 가까운 모델 격자의 값을 관측 자료와 비교하였다. 한편 관측 자료의 질은 관측 위치에 따라 다른데, 수년간 관측된 자료를 분석한 것과 불과 1개월 이내의 자료를 분석한 값들이 섞여 있다. 여기서는 대상 해역을 경도상  $123^\circ\text{E}$  보다 서쪽에 있는 지역은 A(중국 연안),  $123^\circ\text{E} - 130^\circ\text{E}$  지역은 B(한국 연안),  $130^\circ\text{E} - 145^\circ\text{E}$ 이며 북위  $50^\circ\text{N}$  이남 지역은 C(일본 연안), 이외의 지역은 D(오호츠크해 연안)로 분류하여 제시하였다. 일차적으로 수치 모델의  $M_2$  결과와 상당한 차이를 보이는 약 80개의 자료는 배제하였고, 이렇게 선택된 A, B, C 및 D 지역의 자료 개수는 각각 93, 132, 295 및 56개로 전부 576개에 달한다. 이들 연안 관측점의 위치는 Fig. 4와 같다.

Table 3은 4개 분조에 대한 연안 관측 자료와 모델 결과를 비교한 것으로, Table 3의 마지막 열은 관측 진폭을 각 지역에 대해 평균한 값을 나타낸다. 관측 자료에 제시된 시각을 Greenwich 자오선을 기준으로 한 시각으로 환산한 후 모델 결과와 비교하였다. 우선 관측 자료를 살펴보면, 반일주조의 경우는 B 지역의 진폭이 가장 크게 나타났으며, 일주조의 경우는 D 지역이 가장 큰 것

로 나타났다. A지역의 관측 자료는 모델 결과와 가장 많은 차이를 보여, A 지역의 관측 자료는 T/P 고도계 자료와는 많은 차이가 있을 것으로 추정된다. 특히 시각에 대한 편차가 심하게 나타났는데, 시각의 기준이 되는 표준 시각이 다를 가능성도 있는 것으로 추정된다(중국 자료임에도  $135^\circ\text{E}$ 를 기준 시각으로 한 자료가 상당하였다).

최근 Lefevre 등(2000)은 황해 및 동중국해에 대한 조석 수치 실험을 통하여, 개방 경계의 위치 및 입력이 수치 모델 결과에 매우 중요함을 언급하였다. 이와 함께 모델 결과를 향상시키기 위해서는 수심 자료 또는 저면 마찰 계수의 조정이 매우 중요함을 수치 실험을 통해 제시하였는데, 이러한 모델 입력변수의 선정 및 조정이 객관적으로 수행될 수 있는지는 불확실하다. 불확실한 모델 입력변수의 영향을 줄이는 하나의 대안으로 자료 동화 기법을 활용할 수 있겠다. 여기서는 Lefevre 등(2000)이 각종 모델 입력 변수를 조정하여 약 190개의 관측 자료와 비교한 결과와 본 연구 결과를 살펴보았다. 참고로 Lefevre 등(2000)의 관측 자료는 본 연구의 A, B 해역에 국한되어 있으며, 비교에 사용된 관측 자료의 개수가 비슷하며, 연안에서의 모델 분해능은 5 km인 유한 요소법을 사용하여 얻은 결과이다. Lefevre 등(2000)이 제시한  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$ 에 대한 RMS(root mean square value) 값은 각각 15.8, 13.2, 5.1, 3.8 cm로, 이 값들은 본 연구의 A 지역에 대한 값보다는 작으나 B 지역의 값보다는 큰 값이다(Lefevre 등(2000)이 제시한 RMS 값은 Table 3의  $D_m$ 과 같은 의미이다). A, B 두 지역에 평균한 본 연구 결과의  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$ 에 대한 RMS 값은 각각 12.9, 6.7, 4.5, 3.6 cm로 Lefevre 등(2000)의 결과와 거의 같게 나타났다.

T/P 고도계 자료를 자료 동화한 모델 결과는 모든 분조에 대하여 연안 관측 자료와 약간의 차이를 보였는데, 특히 진폭 오차, 지

**Table 3.** Comparison of T/P-blended model results with tidal data observed at coastal stations.

Constituent and regions		$A_m$	$A_s$	$P_m$	$P_s$	$D_m$	$D_s$	$\bar{A}$
$M_2$	A	1.64	8.41	-7.42	14.29	17.37	19.41	74.54
	B	2.59	5.94	0.03	6.02	9.72	9.89	89.76
	C	2.94	6.92	-0.08	7.56	7.16	10.57	40.73
	D	1.31	6.27	-4.24	11.26	5.79	6.90	33.42
$S_2$	A	1.93	6.01	-10.35	25.99	7.88	10.44	22.70
	B	0.82	3.70	-0.69	15.23	5.84	6.16	35.56
	C	1.14	2.91	-4.90	13.56	3.60	5.56	17.47
	D	1.09	3.12	-6.36	28.30	3.23	3.30	12.10
$K_1$	A	0.70	4.99	-4.05	21.57	6.35	6.97	25.89
	B	-1.05	3.76	-2.69	15.86	3.12	2.90	22.24
	C	-0.40	2.01	-1.51	13.30	2.51	2.51	18.76
	D	0.14	4.94	-3.33	13.75	8.01	11.64	31.84
$O_1$	A	-0.15	3.75	-5.34	12.81	4.61	3.76	20.69
	B	-1.42	2.74	1.25	7.03	2.88	2.34	16.57
	C	-0.20	1.64	-0.17	17.20	2.15	2.03	15.02
	D	1.20	4.15	2.84	18.61	5.40	4.15	24.22

$A_m$ ,  $A_s$ : averaged value and standard deviation for amplitude error (cm)

$P_m$ ,  $P_s$ : averaged value and standard deviation for phase error (degree)

$D_m$ ,  $D_s$ : averaged value and standard deviation for vector difference (cm)

$\bar{A}$ : denotes tidal amplitudes (cm) averaged over each region



각 오차 및 조위의 벡터차에 대한 표준편차 값이 크게 나타났다. 이러한 차이는 부분적으로 연안 관측 지점을 현재의 모델 격자로 정확히 재현할 수 없는 한계에도 기인하겠지만, 보다 근본적으로는 T/P 자료에서 분석된 값과 연안 관측 자료의 값이 서로 다르기 때문인 것으로 추정된다. 일례로 자료 동화에 사용된 T/P 자료 중 2개는 연안 관측 자료와(모델 격자 내에서) 동일한 위치였는데, 황해 중부에 위치한 지점에서의 T/P 자료와 연안 관측 자료는 거의 같은 조화 상수 값을 보인 반면 발해만에 위치한 지점에서의 T/P 자료와 연안 관측 자료는 상당한 차이를 보였다(구체적으로 발해만에 위치한 지점의 연안 관측 자료(T/P 고도계 자료)의  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$ 에 대한 진폭은 각각 22.0(38.2), 7.0(16.9), 23.0(19.5), 17.0(14.9) cm 이었으며, Greenwich 자오선을 기준으로 한 지각은 각각 67(95), 122(175), 26(49), 0(3)도로 나타났다).

### $M_2$ , $S_2$ , $K_1$ 및 $O_1$ 조석도

여기서는 T/P 고도계 자료를 자료 동화한 수치 모델의 결과로부터 구한 조석도와 기존 조석도와의 차이를 중점으로 살펴보았다. 제시되는 모든 조석도의 진폭은 25 cm 이하의 경우는 5 cm 간격으로, 100 cm 이상인 경우는 20 cm 간격으로 점선을 사용하여 제시하였으며, 이외의 값은 10 cm 간격으로 실선을 사용하여 제시하였다. 지각은 Greenwich 자오선을 기준으로 한 값으로, 동경 135°를 기준으로 한 값을 얻기 위해서는 제시된 값에서  $M_2$ 의 경우는 약 260°,  $K_1$ 의 경우는 약 135°를 더하면 된다.

Fig. 5는  $M_2$  분조에 대한 조석도이다. 계산된 조석도의 결과는 북위 30도에서부터 제주도 서쪽까지 70 cm 등진폭선이 혀 모양으로 분포하는 양상을 보인 반면, 기존 수치 모델 결과(Choi, 1980; 이와 정, 1996; Kang 등, 1998)는 이와는 다르게 80 cm 이상으로 나타났으며, T/P 자료를 자료 동화하지 않은 결과(Fig. 6)도 연안 관측 값에 비해 상당히 크게 나타났다. 한편 연안 자료를 자료 동화한 이와 정(1996)의 결과는 80 cm의 등진폭선이 제주도에 걸쳐 나타난 반면, Blain(1997)의 결과는 60 cm의 등진폭선이 황해 중부로부터 제주도 서쪽까지 확장하는 분포를 보였다. 수치 모델링의 경우 제주도 근처의  $M_2$  조석이 관측된 값보다 크게 계산되는 경향이 있는데, 이에 대한 모델 입력자료들에 대한 연구가 요구된다.

계산된 결과에는 동해 북부(Tartar 해협 근처)의 무조점이 소련 연안에 치우쳐 탈무조점의 형태를 보인 반면, 연안 관측 자료를 이용하여 경험적으로 구한 Nishida(1980)와 Odamaki(1989)의 조석도에는 무조점으로 분명하게 나타나 있다. 동해 북부의 무조점은 기조력을 무시한 경우는 소련 연안쪽에 치우친 탈무조점의 형태로 나타난 반면 기조력을 고려하므로 재현한 결과(Kang 등, 1991; 최와 고, 1994)에서 알 수 있는 바와 같이 매우 미묘하게 외력에 반응하는데, 기조력을 포함한 본 계산 결과에 무조점이 나타났지 않은 이유는 불분명하다. 그러나 T/P 자료의 정확도가 5 cm 내외임을 감안하면,  $M_2$  진폭이 5 cm 내외인 동해 중부의 T/P 자료는 신뢰성이 떨어질 것으로 판단되며, 이러한 자료를 수치 계산에 자료 동화함으로써 동해 북부의 무조점이 왜곡되어 나타나지 않았나 추측된다. Fig. 6에서 알 수 있는 바와 같이 T/P 자료를 사용하지 않은 계산 결과( $\gamma=0.0$ )에는 동해 북부에 무조점이 나타났으나 소련 연안쪽에 치우쳐 재현되었다.

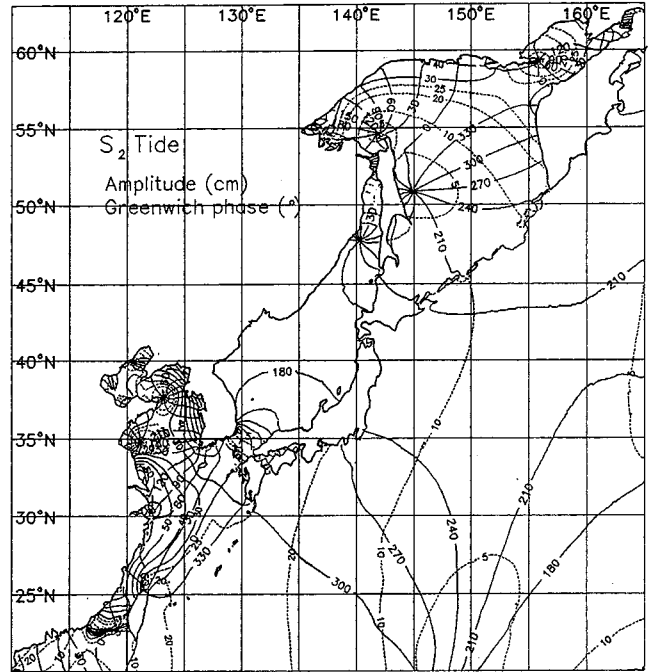


Fig. 7.  $S_2$  tidal chart calculated by T/P-blended model. Contour intervals of dotted line are 5 cm and 20 cm. Solid line interval is 10 cm. Greenwich phase is presented by solid line with 30 degree interval.

호호츠크 해역에는 3개의 무조점이 재현되었는데, 사할린 섬 동쪽에 위치한 무조점의 위치는 Nishida(1980)의 조석도에 비해 연안쪽(서쪽)으로 치우쳐 나타났고 사할린 섬 북쪽의 무조점은 Nishida(1980)의 조석도에 비해 북쪽으로 치우쳐 나타났다. 한편 Kowalik and Polyakov(1998)의 수치 모델 결과는 사할린 섬의 끝부분(143°E, 54.5°N)에 1개만이 나타났고, 최와 고(1994)의 결과는 Kowalik and Polyakov(1998)의 결과보다 동쪽으로 치우쳐 1개만이 나타났다. T/P 자료를 자료 동화하지 않은 수치 모델의 결과(Fig. 6)도 기존 모델의 결과와 비슷하게 사할린 섬 끝부분에 1개만이 나타났는데, 기조력의 포함 여부, 저면 마찰 계수의 변화 등에도 사할린 섬 근처의 2개 무조점은 재현되지 않았다.

$S_2$  분조에 대한 결과를 살펴보면 Fig. 7과 같다. 계산된  $S_2$  분조의 공간 분포는 대체로  $M_2$  분조와 유사한 양상을 보이고 있다. 계산된 결과는 25 cm의 등진폭선이 타이완 북단과 큐슈 남단에 걸쳐 분포하는 것으로 나타난 반면 Nishida(1980)의 조석도는 30 cm로 나타났다. Nishida(1980)의 조석도에 분명하게 나타난 대한 해협 중앙 부분의 무조점이 계산 결과에는 한국 연안으로 치우쳐 나타났으며, 동해 북부의 무조점은 Nishida(1980)의 결과와 거의 같은 위치에 재현되었다. 호호츠크 해역에는  $M_2$ 의 경우와 마찬가지로 3개의 무조점이 나타났고, T/P 자료를 자료 동화한 결과와 Nishida(1980)의 결과에 재현된 사할린 섬 근처의 2개 무조점은 기존 수치 모델의 결과(Kowalik and Polyakov, 1998; 최와 고, 1994)에는 1개만 나타났다.

Fig. 8은 자료 동화에 사용된  $K_1$  자료의 진폭만을 공간적으로 내삽하여 제시한 것으로,  $K_1$  진폭은 상당한 공간 변화를 보이고 있다. 특히 이러한 경향은 T/P 자료의  $M_2$ ,  $S_2$  및  $O_1$  분조에서도

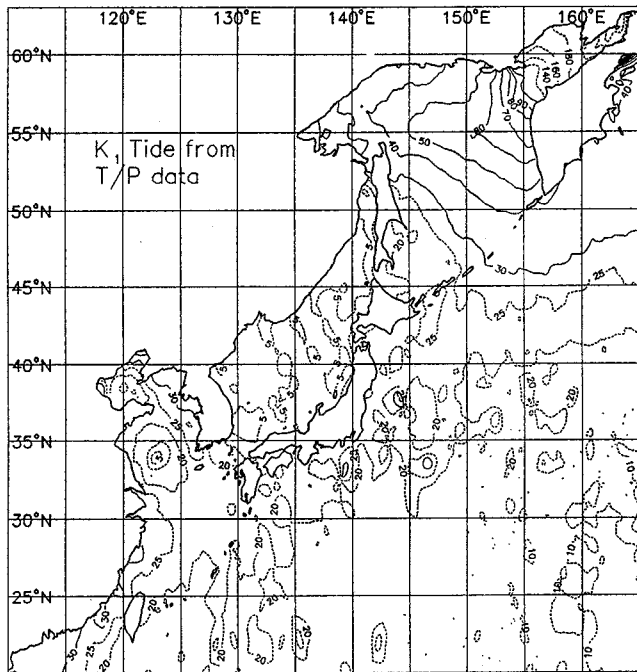


Fig. 8.  $K_1$  co-amplitude lines interpolated from T/P-derived tidal data.

나타났으나  $K_1$  분조에서 가장 크게 나타났는데, 이러한 결과는  $K_1$  분조의 엘리어싱 주기와 크게 관련이 있을 것으로 판단된다. 즉  $K_1$  분조의 엘리어싱 주기는 약 173.2 일로써 엘리어싱 주기가 짧은 다른 분조에 비해  $K_1$  분조의 정확도가 떨어지는 것으로 생각된다. 이와 같이 공간 변화가 심한 자료를 자료 동화할 경우 가중 인자의 값을 크게 하면 할수록 원래의 자료와 유사한(공간적으로 변화가 심한) 결과를 얻게 되며, 따라서 본 연구에서는 이러한 자료의 가중 인자 값을 식 (11)과 같이 수심에 따라 변화하도록 하여, 깊은 수심의 수치 모델 결과는 동화되는 자료보다는 동수역학 방정식에 의해 계산된 조위의 비중이 크도록 하였다. 제시되지 않았지만 T/P 자료의  $K_1$  분조 지각을 공간적으로 내삽한 경우는 진폭보다 훨씬 심한 공간 변화를 보여, 작은 진폭에 대한 지각의 정확도(안정성)는 상당히 떨어지는 것으로 나타났다. 한편,  $M_2$  분조 실험에서 언급한 바와 같이, 이러한 자료를 수치 모델에 혼합하면, 가중 인자 값이 클수록 매시간 간격마다 T/P 궤도를 따라 연속방정식을 많이 왜곡하는 결과가 된다. 천해의 경우는 큰 저면 마찰로 인하여 이러한 교란이 소산되는 것으로 판단되나, 수심이 깊은 곳에서는 T/P 자료가 혼합됨에 따라 그 영향이 잡음 형태로 분석 결과에 남아 있었다.

T/P 자료를 수치 모델에 혼합하여 계산된  $K_1$  분조의 등진폭과 등조시선은 Fig. 9와 같다. T/P 자료를 내삽한 결과와는 달리 T/P 자료를 동화시킨 모델 결과는 공간 변화가 상당히 작게 나타났다. 그럼에도 불구하고 깊은 수심의 등진폭선과 등조시선에 부분적으로 요철의 형태를 하고 있는데, 이는 T/P 자료를 혼합함으로써 생기는 교란(T/P 자료로부터 합성한 조위와 수치 모델에서 계산하는 조위를 가중 평균하여 사용함으로써 연속 방정식을 왜곡시키며, 따라서 이로 인해 발생하는 교란)이 깊은 수심의 해역에서는 소산되지 않기 때문이다. 특히 이러한 교란의 영향은 동해 내의

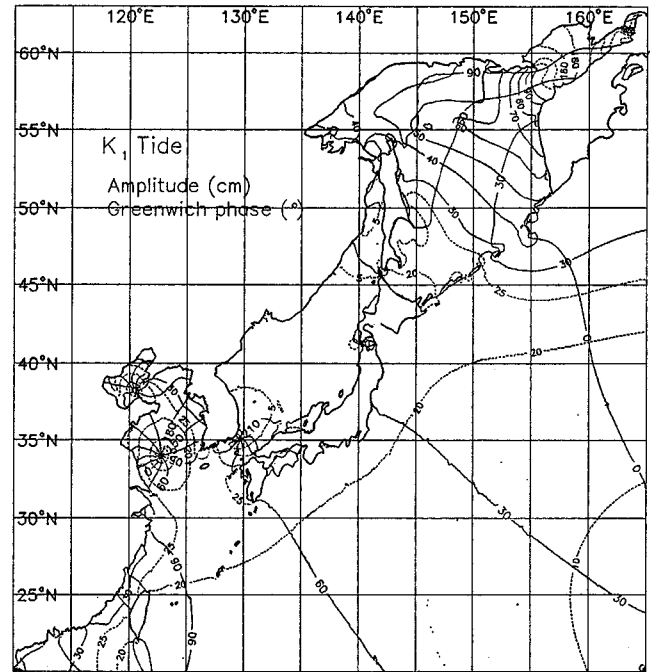


Fig. 9.  $K_1$  tidal chart calculated by T/P-blended model. Contour intervals of dotted line are 5 cm and 20 cm. Solid line interval is 10 cm. Greenwich phase is presented by solid line with 30 degree interval.

5 cm 등진폭선에서 잘 나타나 있으며, 저면 마찰력을 증가시키거나 수평 확산계수를 증가시킨 수치 실험에도 이러한 교란의 영향은 여전히 남아 있었다.

계산된  $K_1$  조석도는 황해 내부에 2개의 무조점이 나타나는데, 이는 Nishida(1980)의 조석도와 일치하며, 대한 해협 근처의 무조점은 Nishida(1980)의 조석도에서 제시된 위치보다는 한국 연안쪽으로 치우쳐 나타났는데, 이는 새로운 자료를 수집하여 작성한 Odamaki (1989)의  $K_1$  조석도에 더 근접함을 알 수 있다. 그러나 진폭이 작은 동해의 T/P 자료(따라서 T/P 분석 결과의 신뢰도가 떨어진다)를 혼합하여 구한 해협 근처의 무조점은 그 정확도가 떨어진다고 생각된다. 오후츠크 해역의  $K_1$  분조는 지역에 따라  $M_2$  분조보다 큰 진폭을 보이기도 하는데, 특히 Pensinsky 만에서의  $K_1$  분조는  $M_2$  분조보다 훨씬 큰 값을 보이고 있다. 계산된 오후츠크해의 진폭 및 지각의 공간 분포는 대체로 Kowalik and Polyakov (1998)의 결과와 같은 것으로 나타났다. 그러나 본 연구에서 계산된 Pensinsky 만의 최심부에 대한 진폭은 Kowalik and Polyakov (1998)의 결과보다는 작게 나타났는데, 수심 영향이라 판단되나 정확한 원인은 파악되지 않았다.  $O_1$  분조는 진폭의 절대값이  $K_1$  분조에 비해 작음을 제외하고는 전반적으로  $K_1$  분조의 같은 공간 분포를 보였다(Fig. 10).

## 요약 및 토의

본 연구에서는 T/P 고도계 자료를 수치 모델에 혼합하는 기법을 적용하여, 북동 아시아 해역의  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  및  $O_1$  분조를 계산하였다. 계산된 결과는 T/P 고도계 자료와 연안 관측 자료와 비교

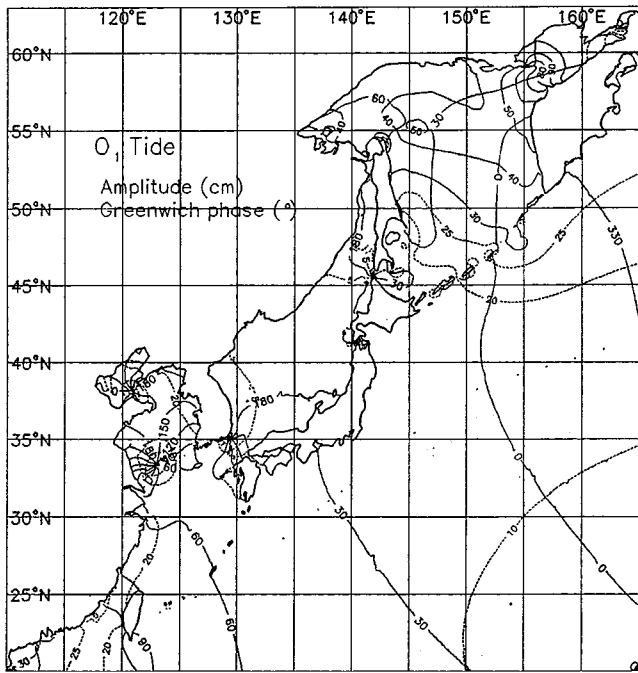


Fig. 10. O<sub>1</sub> tidal chart calculated by T/P-blended model. Contour intervals of dotted line are 5 cm and 20 cm. Solid line interval is 10 cm. Greenwich phase is presented by solid line with 30 degree interval.

되었다. T/P 자료와의 비교 결과는 모든 분조에 대해 진폭과 지각은 2 cm와 10° 정도의 편차를 보였다. 한편 계산 결과는 연안 관측 자료와는 약간의 편차를 보였는데 특히 지각의 경우 많은 차이가 있었다. T/P 자료를 혼합함으로써 수치 모델의 해상도 제한성, 저면마찰계수 및 개방경계값의 불확실성 등으로 발생한다고 판단되는 수치 모델의 오차를 상당히 줄일 수 있었다고 판단되며, 특히 자료 동화되는 자료의 질에 따라 가중 인자의 값을 달리함으로써 T/P 자료에 나타난 심한 공간 변화를 완화시킬 수 있었다.

본 연구에서 인용한 연구 결과들도 관측 자료와 비교를 통하여 그 결과의 타당성을 검토하였으나, 비교에 사용된 자료의 수가 본 연구에서 사용된 자료에 비해서는 상당히 적으며, 자료 동화에 사용된 자료의 개수가 적을수록 수치 모델의 결과는 개방 경계의 위치 및 입력값에 따라 민감하게 변할 수 있다. 본 연구에서는 T/P 고도계 궤도 자료를 전부 자료 동화함으로써 개방 경계의 입력 값에 덜 민감한 결과를 얻을 수 있었다.

자료 동화 기법으로 간단한 blending 방법이 사용되었는데, 이 기법을 사용할 경우는 연속 방정식의 왜곡이 발생할 수 있다. 또한 많은 자료를 혼합함으로써 모델의 입력변수에 대한 민감도 분석이 어려운데, 이러한 단점을 극복하기 위해서는 수학적으로 잘 정의된 자료 동화 기법(예로, adjoint method)을 활용하는 연구가 요구된다. 특히 모델 입력변수(예로, 수심, 개방경계 값, 저면마찰계수)를 최적화 기법을 통해 추정할 수 있는 adjoint method의 적용 연구가 요구되며, 이러한 자료 동화 기법을 적용하기 위해서는 많은 관측 자료가 필요한데, T/P 자료를 공간적으로 내삽하여 사용하는 것보다 본 연구의 결과를 관측 자료 대신 활용하는 것도 하나의 대안이 될 수 있다. T/P 자료를 자료 동화하지 않은 수치

모델 실험의 결과는 T/P 자료와 상당한 차이가 있어, 부하 조석, 1차 기조력 및 저면 마찰계수의 영향 등을 정확히 평가하기 어려웠다. 많은 관측 자료를 근거로 하여 최적의 모델 입력변수를 구한 후, 이러한 모델 입력변수의 영향을 정확히 검토하는 연구가 요구된다.

T/P 고도계 자료는 현재도 생산되고 있으며, 시간이 지남에 따라 분석되는 자료의 길이가 증가하여 T/P의 자료 획득 주기가 약 10일인 단점을 극복할 수 있을 것이며, 보다 안정적인 조화 상수를 얻을 수 있을 것으로 판단된다. 현재 T/P 자료를 분석하기 위해서는 지상의 고정된 임의 격자점에 대해 T/P 자료를 공간적으로 내삽하여 사용하고 있는데, 공간 변화가 적은 안정적인 조화 상수를 얻기 위해서는 대상 해역의 조석 특성을 파악하는 것이 필요하다. 특히 T/P 고도계 자료의 정확성은 5 cm 내의 정도임으로 조석 신호가 미약한 동해와 같은 해역에서는 T/P 자료와 조석 모델에 의한 결과를 혼합하여 분석하는 것도 하나의 방법일 수 있을 것으로 생각된다.

### 감사의 글

본 연구는 한국해양연구원 기관고유사업(PE00785-4) 및 과학기술부의 민군 사업인 “체계 운용을 위한 가상 해양환경 분석 기술”의 일환으로 수행되었습니다. 본 연구에 사용된 T/P 자료를 입수할 수 있도록 일본 미즈사와 국립 천문대에서 외국 방문 연구 지원 사업의 기회를 준 한국과학재단에 감사드립니다.

### 참고문헌

- 윤용훈, 오임상, 김기현, 박용향, 2000. 동아시아 주변해역에서의 TOPEX/POSEIDON 고도 자료와 현장 해수면 자료의 비교. 한국해양학회지, 5: 267-275.
- 이종찬, 정경태, 1996. 자료합성법을 이용한 황해 및 동중국해의 M<sub>2</sub> 조석 산정. 해양연구, 18: 13-24.
- 최병호, 고진석, 1994. 동아시아 해역의 조석 모형. 한국해양·해양공학회지, 6: 94-108.
- Accad, Y. and C.L. Pekeris, 1978. Solution of the tidal equations for the M<sub>2</sub> and S<sub>2</sub> tides in the world oceans from a knowledge of the tidal potential alone. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A: 235-266.
- Andersen, O.B., P.L. Woodworth and R.A. Flather, 1995. Intercomparison of recent tide models. *J. Geophys. Res.*, 100: 25,261-25,282.
- Blain, C.A., 1997. Development of a data sampling strategy for semiencllosed seas using a shallow-water model. *J. Atmos. Oceanic Techn.*, 14: 1157-1173.
- Bowers, D.G., T.P. Rippeth and J.H. Simpson, 1991. Tidal friction in a sea with two equal semidiurnal tidal constituents. *Cont. Shelf Res.*, 11: 203-209.
- Choi, B.H., 1980. A tidal model of the Yellow Sea and the Eastern China Sea. Korea Ocean Research and Development Institute Rep. 80-02.
- Choi, B.H. and Fang, G., 1993. A review of tidal models for the East China and Yellow Seas. *J. Korean Soc. Coastal and Ocean Engr.*, 5: 151-171.

- IHO, 1979. Tidal constituent bank station catalogue.
- Kang, S.K., Lee, S.R. and Yum, K.D., 1991. Tidal computation of the East China Sea, the Yellow Sea and the East Sea. in K. Takano ed., *Oceanography of Asian Marginal Seas. Elsevier*: 25–48.
- Kang, S.K., Lee, S.R. and Lie H.J., 1998. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas. *Cont. Shelf Res.*, **18**: 739–772.
- Kantha, L.H., 1995. Barotropic tides in the global oceans from a non-linear tidal model assimilating altimetric tides: 1. Model Description and Results. *J. Geophys. Res.*, **100**: 25,283–25,308.
- Kowalik, Z. and I. Polyakov, 1998. Tides in the Sea of Okhotsk, *J. Phys. Oceanogr.*, **28**: 1389–1409.
- Lefevre, F., C.Le Provost and F.H. Lyard, 2000. How can we improve a global ocean tide model at a regional scale? A test on the Yellow Sea and the East China Sea. *J. Geophys. Res.*, **105**: 8,707–8,725
- Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe. 2000. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimetry data into hydrodynamical model: A Global Model and a Regional Model around Japan, *J. Oceanography*, **55**: 567–581.
- Matsumoto, K., M. Ooe and T. Sato, 1995. Ocean tide model obtained from TOPEX/POSEIDON altimetry data. *J. Geophys. Res.*, **100**: 25,319–25,330.
- Munk, W.H. and D.E. Cartwright. 1966. Tidal spectroscopy and prediction. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 533–581.
- Munk, W.H. and D.E.J. MacDonald, 1960. The rotation of the Earth. *Cambridge Univ. Press*, New York.
- Nishida, H., 1980. Improved tidal charts for the western part of the north Pacific Ocean. *Rep. Hydro. Res.*, **15**: 55–70.
- Odamaki, M., 1989. Co-Oscillating and independent tides of the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **45**: 217–232.
- Ray, R.D. and B.V. Sanchez, 1989. Radial deformation of the earth by oceanic tide loading. *NASA Tech. Memo*. 51 pp
- Schwiderski, E.W., 1980. On charting global ocean tides. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, **18**: 243–268.
- Wahr, J.M. 1981. Body tides on an elliptical, rotating, elastic oceanless Earth, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*: 677–703.
- Yanagi, T., A. Morimoto and K. Ichikawa. 1997. Co-tidal and Co-range charts for the East China Sea and the Yellow Sea derived from satellite altimetric data. *J. Oceanography*, **53**: 303–309.

---

2000년 12월 13일 원고접수

2001년 1월 31일 수정본 채택

담당편집위원: 이재학