

황해와 동중국해에서 해수면의 장주기 변화와 대륙붕파

방 익 찬
제주대학교 해양학과

Long-period Sea Level Variations and Continental Shelf Waves in the Yellow Sea and the East China Sea

Ig-Chan Pang

Department of Oceanography, Cheju National University, Cheju-do 690-756, Korea

The analysis of long-period sea level variations with tidal record data in the Yellow Sea, the East China Sea, and the East Sea shows that about half of the variations is due to atmospheric causes and the rest half seems to be due to the water movements. The sea level variation by water movements is the largest in the coasts along the Tsushima Current and becomes smaller in the coasts which is less affected by the current. It suggests that sea level variation is related with the Tsushima Current. To analyze sea level variations qualitatively, the theory of continental shelf waves is developed over the bottom topography of the Yellow Sea and the East China Sea. The dispersion relation is derived and the reflected free waves is solved for incident forced waves in the Korea Strait. The application of the theory to the sea level variations shows that the long period Kuroshio variation propagate to the Korea Strait as forced waves. The wave continuously propagates to the East Sea through the eastern channel, but reflects in the western channel due to bottom topography. The reflected waves propagate southwestward along the East China Sea as free waves and determine the sea levels with forced waves.

Key words : sea level variation, long-period waves, continental shelf waves, Yellow Sea, East China Sea

서 론

북태평양 주변해의 해수면변화에 대한 연구는 Nomitsu and Okamoto (1926)에 의해 시작된 이래 오랫동안 다루어지지 않다가 근래에 몇 편의 논문이 발표되었다 (Tomizawa *et al.*, 1984 ; Oh *et al.*, 1993 ; Pang and Oh, 1994). 그 중 Pang and Oh(1994)은 해수면의 장주기변화에 대한 연구를 통해 이 해역에서 계절변화 이상의 장주기변화가 대마해류의 영향이 있는 동중국해, 동해의 일본연안, 황해 해역에서는 비슷한 형태를 보이며 그 밖의 해역에서는 다른 형태가 나타나는 것을 보였다. 대마해류의 영향이 거의 없는 러시아해역이나 동해 연안의 해역에서는 대마해류역과는 전혀 다른 형태가 나타나며 일본연안의 쿠로시오해류역에서는

대마해류역의 형태 외에 다른 형태가 합쳐진 형태로 나타났다. 그러나 동중국해에 연한 쿠로시오해류역에서는 대마해류역의 형태와 비슷한 형태를 보였다. 이것은 해수면의 장주기변화가 해수순환의 변화와 관계가 있음을 알 수 있으며 특히 대마해류의 장주기변화, 더 나아가 쿠로시오해류의 장주기변화와 관계가 있다는 것을 의미한다.

해수면의 장주기변화가 황해와 동중국해역에서 비슷한 형태를 보인다는 것은 이 해역에 나타나는 해수순환의 계절변화들이 개별적인 역학에 의해서가 아니라 하나의 역학에 의해 발생할지 모른다는 생각(Pang *et al.*, 1992)을 뒷받침해 준다. 이 해역의 해수순환에서 중요한 특징으로 나타나는 해수순환의 계절변화에는 대마해류의 계절변화(Yi, 1966 ; Toba *et al.*, 1982 ; Isobe, 1994)와 함께 황해

방 의 찬

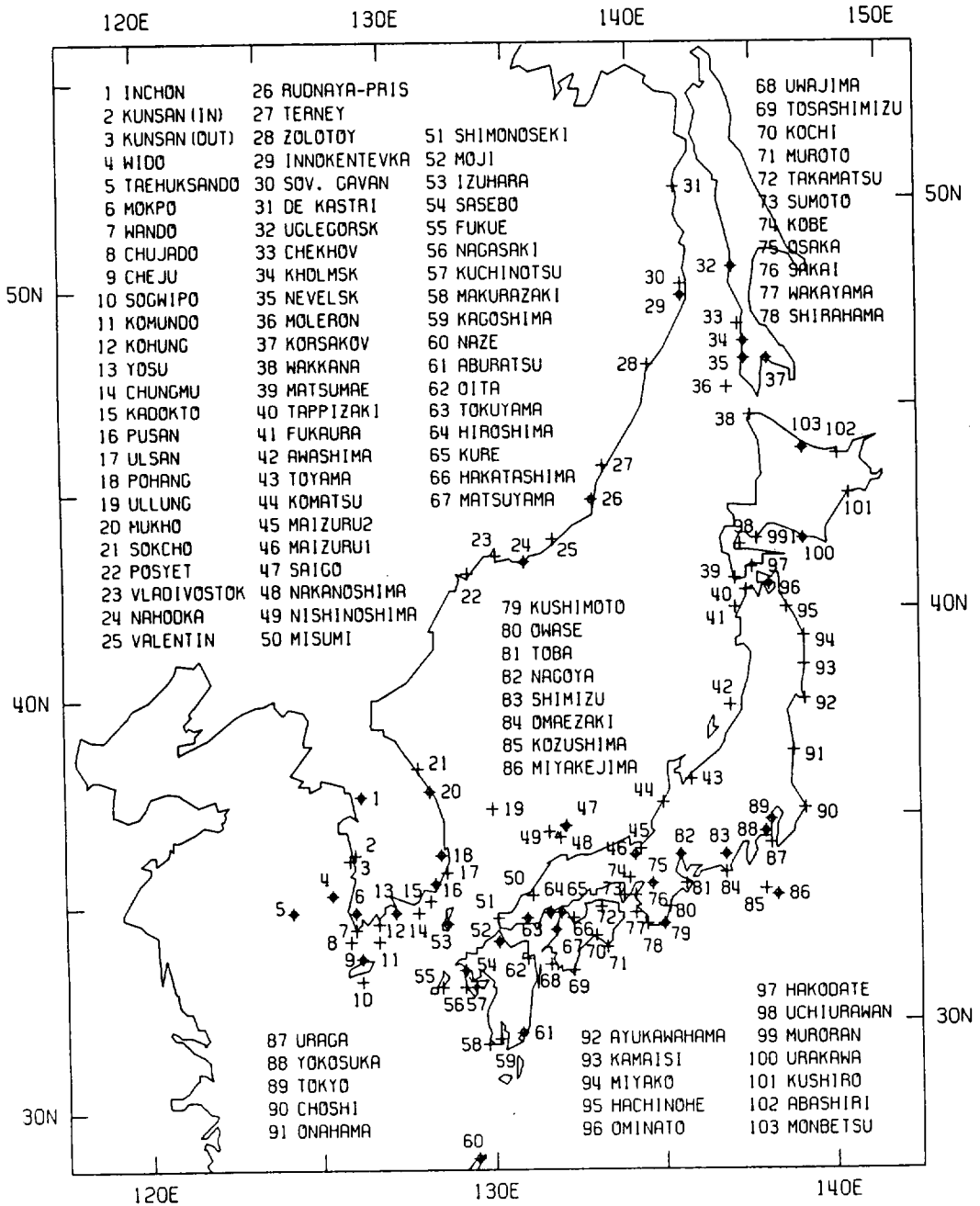


Fig. 1. Location of tidal stations. Stations for spectral analysis are marked with small circle.

저층냉수의 남하(Asoaka and Moriyasu, 1966 ; Nakao, 1977 ; Lie, 1984 ; Park, 1985, 1986 ; Kim et al., 1991 ; Yoon et al., 1991 ; Pang et al., 1992), 황해난류수의 북상(Uda, 1934 ; Byun et al., 1988 ;

Pang et al., 1992), 양자강연안수의 유입(Yu et al., 1983 ; Beardley and Limeburner, 1983 ; Zhao et al., 1983 ; Kim, 1986 ; Pang et al., 1992) 등이 있다. 이와같은 해수순환의 변화들이 쿠로시오해류

의 변화에 의해 발생한다면 그들을 연결시킬 수 있는 역학이 필요하다.

이러한 역학을 위해 이 논문에서는 황해와 동중국해 상의 대륙붕과의 이론을 전개시켜 보았다. 쿠로시오해류의 변화는 장주기파동으로 이 해역에 전파될 것이며 파동의 전파로 인해 해수순환의 변화가 발생할 수 있기 때문이다. 해수면의 장주기변화가 황해와 동중국해의 전 해역에 전파될 수 있다면 각 해역의 순환이 하나의 역학에 의해 발생한다는 생각은 더욱 설득력을 갖게 된다. 이 논문에서는 대륙붕과의 이론을 전개하기에 앞서 우선 기상の影響은 해수면의 장주기변화에 어느 정도 영향을 미치는지를 알아 보았으며, 다음에 쿠로시오해류의 변화에 의해 생성되는 파동이 동중국해에서 어떻게 전파되는지를 정성적으로 살펴 보았다.

해수면변화에 대한 기상의 영향

자료분석에 사용된 해수면자료는 우리나라에서 21개, 일본에서 66개, 러시아에서 16개의 총 103개 조위관측점에서 수집된 월평균 해수면자료로서 관측점의 위치는 Fig. 1에 나타나 있다. 관측된 기간

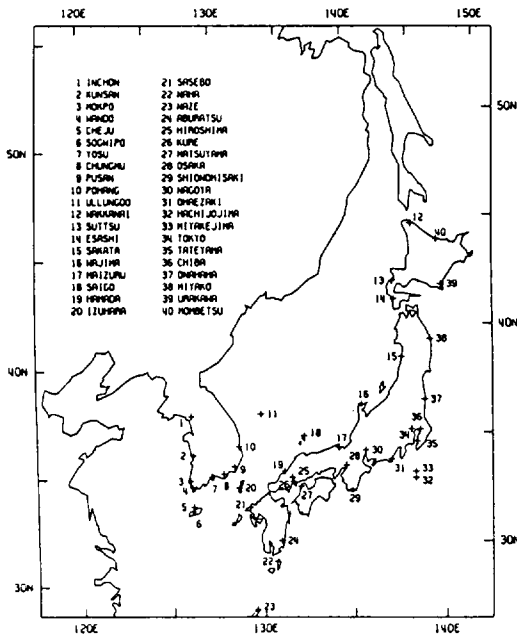


Fig. 2. Location of meteorological stations (no data in Russia).

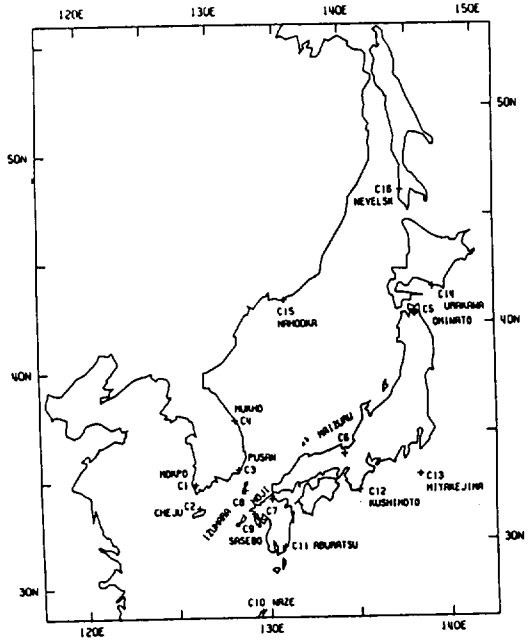


Fig. 3. 16 tidal stations for analysis with meteorological data. Corresponding meteorological stations are shown in Fig.4. A common data period from 1965 to 1985 is used.

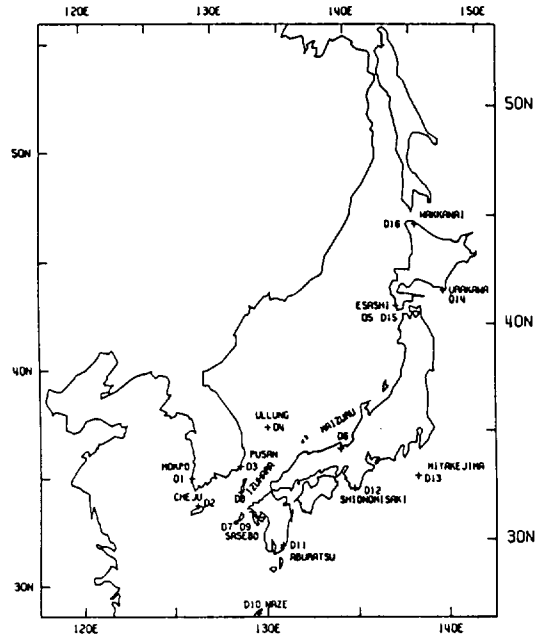


Fig. 4. Meteorological stations for analysis with tidal data. D1 to D16 correspond to C1 to C16 in Fig.3.

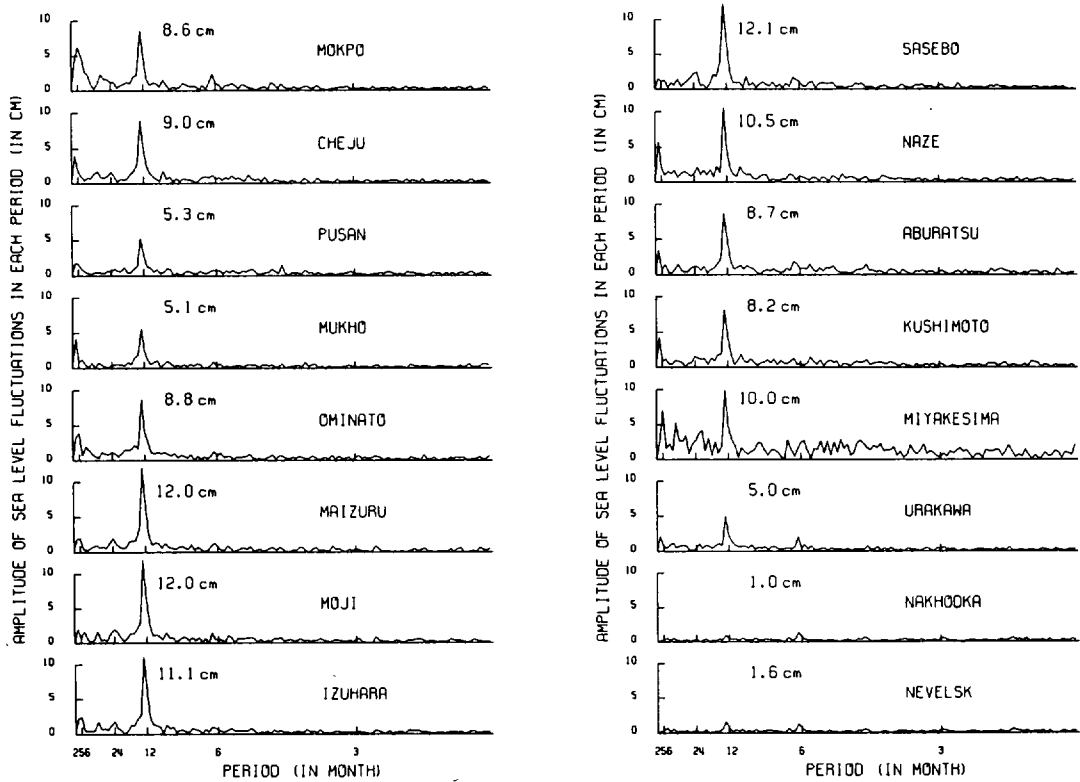


Fig. 5. Spectrum of barometrically corrected sea level variations from each mean sea level. Spectral energy is converted to amplitude in cm. Listed values are the amplitudes of seasonal variation.

은 가장 긴 것이 1960년부터 1991년까지 32년간이다. 기상자료는 우리나라에서 11개와 일본에서 29개의 총 40개에서 수집된 월평균 기압, 기온, 풍속 자료이며 관측점의 위치는 Fig. 2에 나타나 있다. 관측된 기간은 가장 긴 것이 1961년부터 1992년까지로 역시 32년간이다. 이 자료를 모두 보이는 것은 복잡하기 때문에 이 논문은 Fig. 3에 보이는 16개의 관측점(C1-C16)의 해수면자료와 그에 대응하는 관측점들의 기상자료를 중심으로 분석하였다. Fig. 4는 Fig. 3의 해수면 관측점들에 대응하는 기상관측점(D1-D16)들로 기상자료가 없는 경우가 가까운 지점이거나 같은 위도의 기상자료를 대응시켰다.

모든 자료는 평균값이 제거되었으며 그 결과 Fourier Spectral Analysis에서 저주파의 성분이 약화되어 나타난다. Fourier Spectral Analysis와 Correlation을 위해 공통의 자료기간을 택했으며 16개 관측점의 해수면자료와 기상자료의 공통기

간은 1965년부터 1985년이다. Fourier Spectral Analysis 결과에서 Spectrum Energy는 각 자료가 갖는 단위의 진폭으로 환산되었다. 그 이유는 Spectrum Energy 단위가 자료의 단위와 달라 그 에너지가 어느 정도의 진폭을 갖는지 파악하기 어렵기 때문이다. Cross Correlation 분석에서는 상관계수 1은 그 기상요인에 의해 해수면변화가 모두 결정되는 것을 의미하도록 환산하여 기여도계수가 되도록 하였다. 상관계수는 주기와 위상이 같을 경우 진폭에는 관계없이 1이 되기 때문에 분석된 요인에 의해 어느 정도 영향을 받았는지는 알기 어렵기 때문이다.

기압에 의해 보정(barometric correction)된 해수면 변화의 스펙트럼분석 결과들은 Fig. 5에 나타난 바와같이 해수면변화의 계절변화가 러시아 해역을 제외하고는 전 해역에서 뚜렷하다. 계절변화의 진폭은 대마해류의 중심역(Sasebo, Izuhara, Moji, Maizuru)에서 가장 큰 반면 (11.0 cm 이상),

황해와 동중국해에서 해수면의 장주기 변화와 대륙붕과

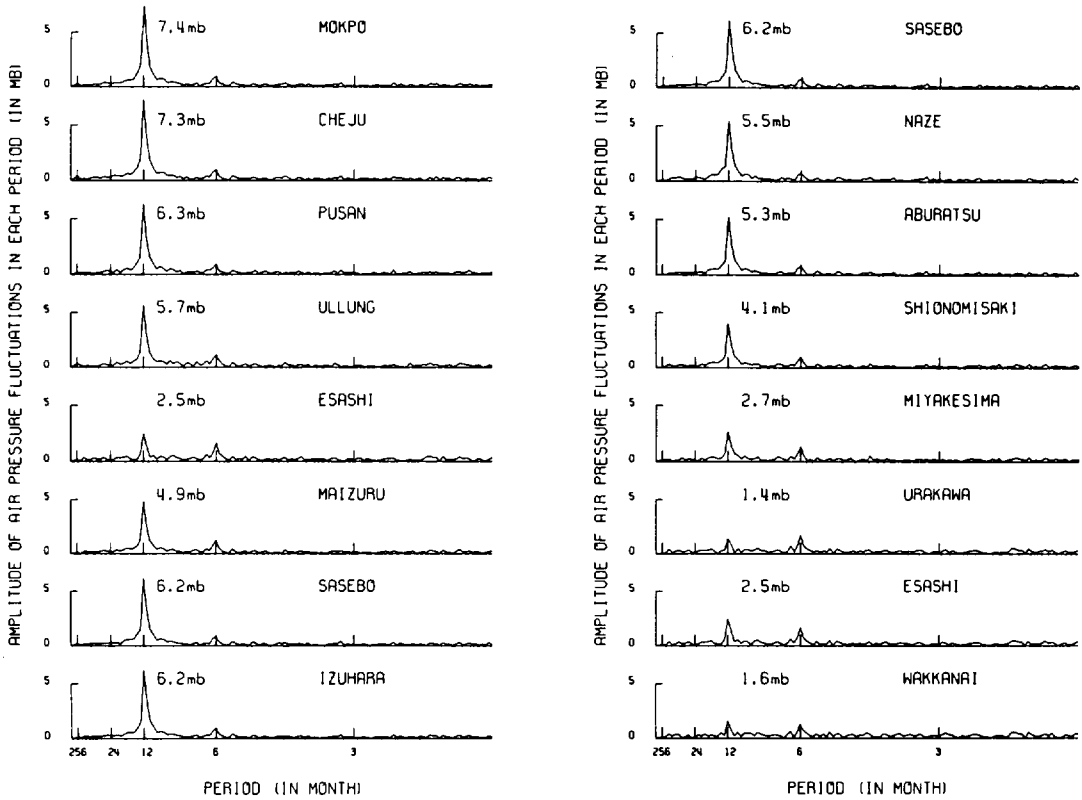


Fig. 6. Spectrum of air pressure variations from each mean pressure level. Spectral energy is converted to amplitude in mb. Listed values are the amplitudes of seasonal variation.

대마해류의 중심에서 떨어져 있거나 하류(Cheju, Mokpo, Ominato)에서는 중심해역보다 작아지며 (8.6~9.0 cm), 대마해류역에 속하지 않으나 인접한 해역(Pusan, Mukho, Urakawa)에서는 약 5.0 cm 정도, 대마해류의 영향을 전혀 받지 않는 Nahodka와 Nevelsk에서는 1.0~1.6 cm로 아주 작게 나타난다. 이것은 계절변화가 대마해류역에서 크고 대마해류의 영향에서 멀어질수록 작아지는 것을 보여준다.

Fig. 6은 해면기압 변화의 스펙트럼 분석결과이며 해면기압도 계절변화가 뚜렷함을 보여준다. 계절변화의 크기는 우리나라에서 가장 크고 다음이 큐슈 부근해역, 태평양 연안해역, 러시아 해역 순으로 작아진다. Fig. 5의 해수면변화에는 해면기압의 효과가 이미 보정되었기 때문에 기압변화에 의한 해수면변화는 포함되어 있지 않다. 그러나 관측된 해수면 변화에는 기압변화에 의한 해수면변화가 포함되어 있으며 그 비율은 대마해류의 중심역

인 Sasebo, Izuhara, Moji, Maizuru에서는 29~36 %, 대마해류의 중심에서 떨어져 있거나 하류인 Cheju, Mokpo에서는 약 45 %, 대마해류역에 인접한 Pusan, Mukho에서는 약 54 %, 대마해류의 영향을 전혀 받지 않는 Nahodka에서는 71 %로 나타난다. 이 비율은 일반적으로 러시아 해역이 높고 다음이 우리나라 해역이며 일본 해역에서는 낮은 편이다. 특히 태평양에 가까운 Miyakesima에서는 21 %에 불과하다. 전 해역에 걸친 평균값은 39 %로 기압이 해수면변화에 주는 영향은 조사해역 평균으로 약 40 % 정도다.

Fig. 7은 기온변화의 스펙트럼 분석결과들이다. 기온의 변화에도 계절변화가 다른 주기의 변화보다 압도적이나, 기온의 계절변화는 다른 해역보다 러시아 해안에서 오히려 더 크다. 기온이 해수면변화에 어느 정도 영향을 미칠 수 있는지를 살펴보는 데 있어, 기온자료로 직접 해수면변화에 대한 영향을 계산하는 데는 한계가 있으므로 여기서는

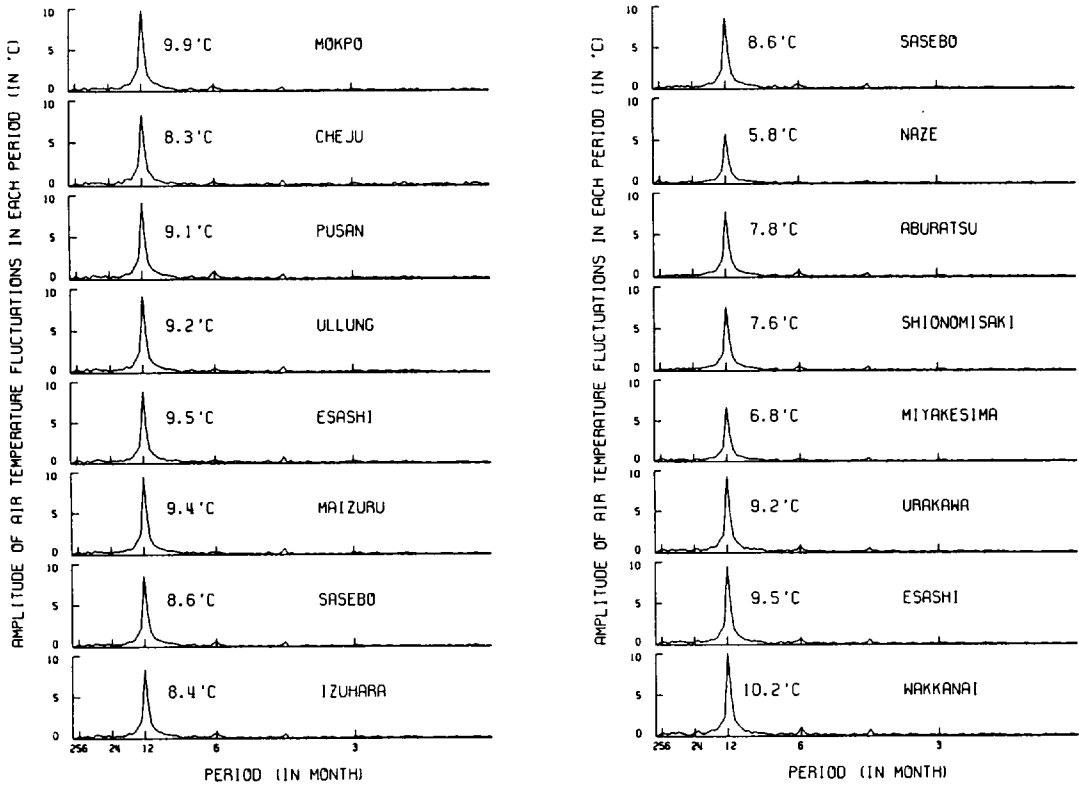


Fig. 7. Spectrum of air temperature variations from each mean temperature level. Spectral energy is converted to amplitude in $^{\circ}\text{C}$. Listed values are the amplitudes of seasonal variation.

기온이 해수면변화에 미칠 수 있는 영향의 최대값을 계산해 보았다. 기온이 영향을 줄 수 있는 최대값을 구하기 위해 기온의 변화가 전 수심에 걸쳐 해수의 수온을 기온만큼 변화시킨다고 가정하였으며, 그리고 수심은 조위자료가 관측된 해안의 수심이 10 m는 넘지 않을 것이기 때문에 최대한도로 10 m를 사용하였다. Fig. 8은 이와같이 계산한 결과 기온변화가 해수면변화에 영향을 미치는 기여도를 구한 것이다. 기여도계수 1은 해수면변화가 기온의 변화에 의해서만 결정되는 것을 의미한다. 계절변화의 기여도는 러시아 해역에서는 상당히 높은 값을 보이지만 그 이외의 해역에서는 0.2 이하이다. 해수면변화와 기온변화에 모두 계절주기의 변화가 뚜렷하며 그 이외의 주기에는 변화가 약한데도 불구하고 계절변화 이외의 주기에 오히려 기여도가 높게 나타나는 이유는 다른 주기의 변화는 작기 때문에 그 변화가 기온의 변화에 의해 발생할 수 있기 때문이다. 다시말해 뚜렷하게 나타

나는 계절변화 이외의 주기변화에는 기여도가 별 의미를 갖지 못한다. 이 결과는 수온의 변화가 해수면의 변화의 거의 대부분을 설명하는 것으로 보고한 Nomitsu and Okamoto (1926)의 연구결과와 다르다. 그 이유는 그들은 수온변화의 수심을 500 m까지로 본 반면 이 논문에서는 조위자료가 해변에서 관측되었으므로 최대수심을 10 m로 보았기 때문이다. 해수면변화에 영향을 주는 수심을 외해의 상층부 전체로 본 이유는 외해의 해수면이 수온에 의해 상승하면 해변의 해수면도 상승할 수밖에 없다고 생각했기 때문일 것이다. 그러나 러시아 해역의 자료를 보면 이러한 생각은 잘못되었다는 것을 알 수 있다. 러시아 해역의 기온변화는 다른 해역과 비슷한 정도로 계절변화를 하고 있으며, 일본기상청에서 발행한 10일 평균의 수온자료를 보면 수온의 변화는 러시아 해역이 다른 해역에 비해 오히려 크게 계절변화를 하고 있다. 그러나 러시아 해역의 해수면변화는 다른 해역에 비해 거

황해와 동중국해에서 해수면의 장주기 변화와 대륙붕과

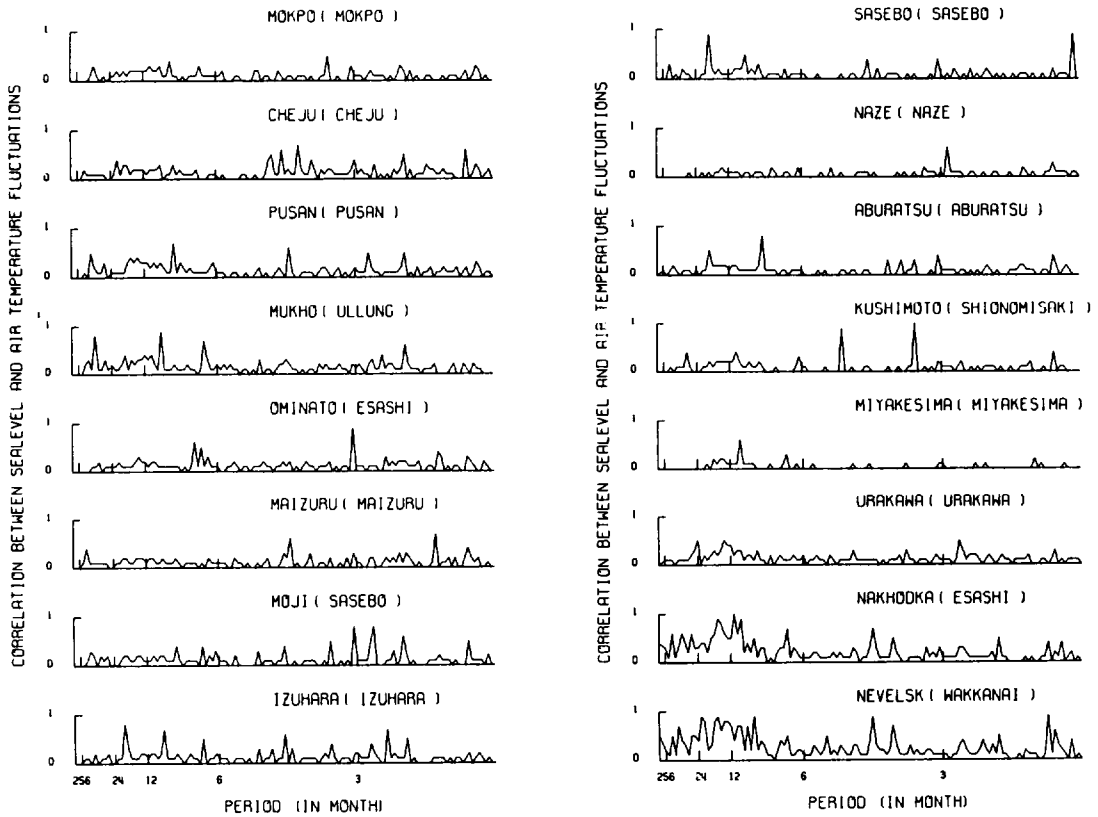


Fig. 8. Contributions of air temperature to sea level variation. Unity means that sea level variation is totally determined by air temperature.

의 계절변화를 하지 않고 있는데 이것은 수온의 변화가 수심이 얇은 해안의 해수면 변화에는 큰 영향을 주지 않고 있다는 것을 보여준다.

Fig. 9은 풍속변화의 스펙트럼 분석결과들이다. Miyakesima, Urakawa, Esashi 등의 태평양쪽의 연안에서는 겨울철의 풍속이 여름철의 풍속보다 뚜렷하게 강하며, Mokpo나 Cheju 연안에서도 이러한 경향이 있기 때문에 계절변화가 나타난다. 그러나 대부분의 해역에서는 계절에 따른 풍속의 변화를 찾아보기 힘들다. 이 해역은 계절풍지대이므로 풍속보다는 풍향에서 뚜렷할 것으로 보이지만 불행히도 풍향의 자료를 얻지 못했다. 풍속은 우리나라 해역에서는 3~5 m/sec이고 대마해류 해역에서는 조금 작은 2~3 m/sec인데 비해 태평양연안에서는 3~10 m/sec 정도로 크다. 풍속이 해수면 변화에 미치는 영향은 파악하기 매우 어렵다. 그 효과는 풍속, 바람의 지속시간, 바람이 부는 면적의

바람의 요소와 지형 등 여러 요인에 의해 달라져 일정한 법칙을 얻을 수 없기 때문이다. 넓은 외해에서는 바람에 의한 해류가 쉽게 다른 해역으로 흐르거나 바람이 다른 방향으로 불어 실제적으로 바람에 의한 해수면의 변화는 기대하기 힘들다. 여기서는 바람의 효과가 최대한도로 나타날 수 있는 경우로 조위를 관측한 주변 해역에 같은 방향으로 바람이 불었을 때 해수면이 변화될 수 있는 가능한 값을 계산하여 보았다. 사용된 식은 다음의 식으로 Nomitsu and Okamoto (1926)가 사용한 것과 같다. 바람에 의한 해수면의 변화, 바람에 의해 해수면이 변하는 거리, 평균수심, 풍속, 바람과 해안선의 각도를 각각 ξ, L, H, W, θ 라면 $\xi = 0.000000763 (L/H)W^2 \sin^2 \theta$ 로서, L 과 H 는 각각 100 km와 50 m, θ 는 최대값을 얻기 위해 90도를 사용하여 해수면변화에 대한 풍속의 기여도를 구한 결과가 Fig. 10이다. 여기서도 기여도계수 1은 해수면변

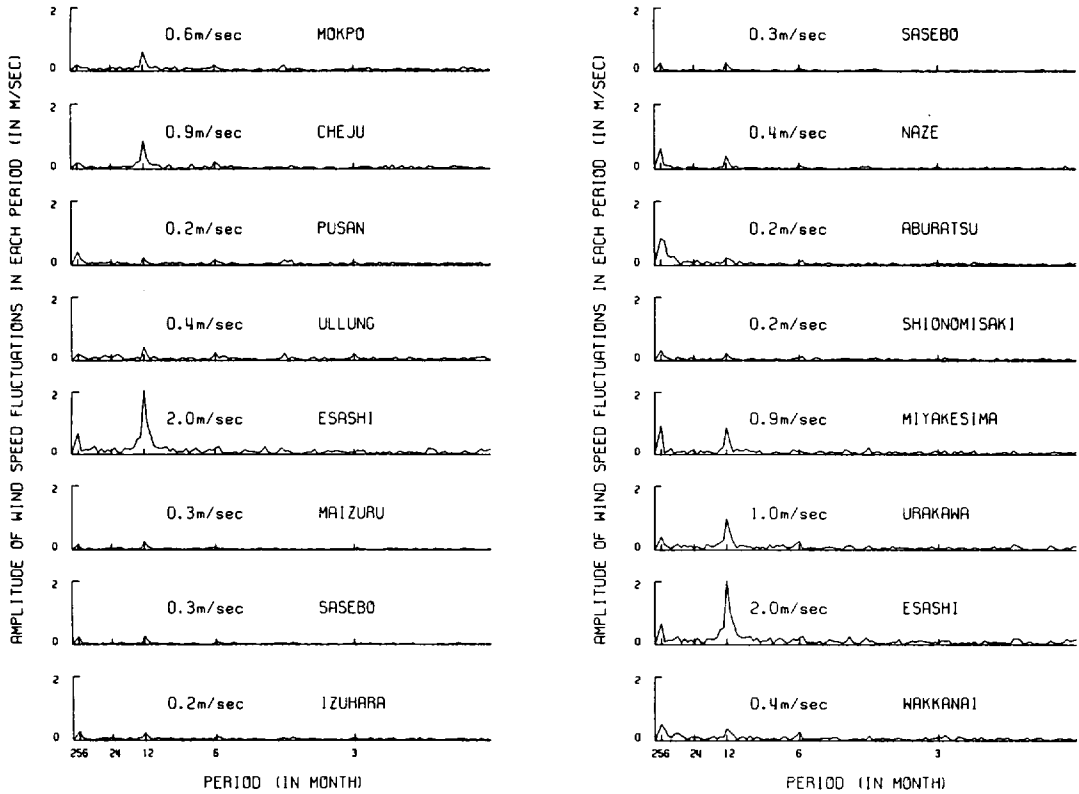


Fig. 9. Spectrum of wind speed variations from each mean wind speed level. Spectral energy is converted to amplitude in m/sec. Listed values are the amplitudes of seasonal variation.

화(Residual Variation)가 모두 풍속의 변화에 의해서만 결정되는 값으로 만들었다. 풍속의 기여도는 러시아 해역에서만 약간 나타날 뿐 그 외의 해역에서는 무시할 정도로 작아 바람에 의해 해수면이 거의 변화하지 않음을 보여준다.

해역 전체의 평균으로 볼 때 기상의 효과는 대략 실제 해수면변화의 약 50% 정도를 설명해 주며, 나머지 50% 정도는 해양자체의 원인에 의하여 발생하는 것으로 볼 수 있다. 대마해류역에서는 해양의 원인에 의한 변화가 가장 커 기상의 효과는 20~30%로 작아지는 반면, 대마해류의 영향을 받지 않는 러시아 해역에서는 해양의 원인에 의한 변화가 작아 기상의 효과가 주요 부분을 차지한다. 이러한 분포는 해양의 주요 원인이 대마해류와 관련된 장주기 변화임을 의미하는 것으로 볼 수 있다.

대륙붕파에 의한 해수면변화

이상의 연구결과는 황해와 동중국해에서 해류의 변화에 의한 해수면변화가 중요함을 보여준다. 이러한 해수면의 장주기변화는 결국 황해와 동중국해의 대륙붕지형 위에서 대륙붕파로 전파될 것이다. 그러나 아직까지는 동중국해 대륙붕의 장주기 파동에는 관심을 갖지 못했었다. 그 이유는 해수순환을 파악하기도 쉽지 않은 상황에서 파동의 역할에까지 관심을 갖는 것이 시기상조인 점도 있으나, 대마해류의 기원을 동중국해 외부의 역할에서 찾아온 경향으로 인해 동중국해의 역학이 소외된 점이 더 큰 이유일 것이다. 대마해류를 발생시키는 힘으로는 대한해협과 Tsugaru해협 사이의 해수면 차이(Minato and Kimura, 1980)와 Reynolds Stress(Ichiye, 1984) 등이 제시되어 왔으나 모두 외부의 요인들이었다. 그러나 Pang *et al.*(1993)의

황해와 동중국해에서 해수면의 장주기 변화와 대륙붕과

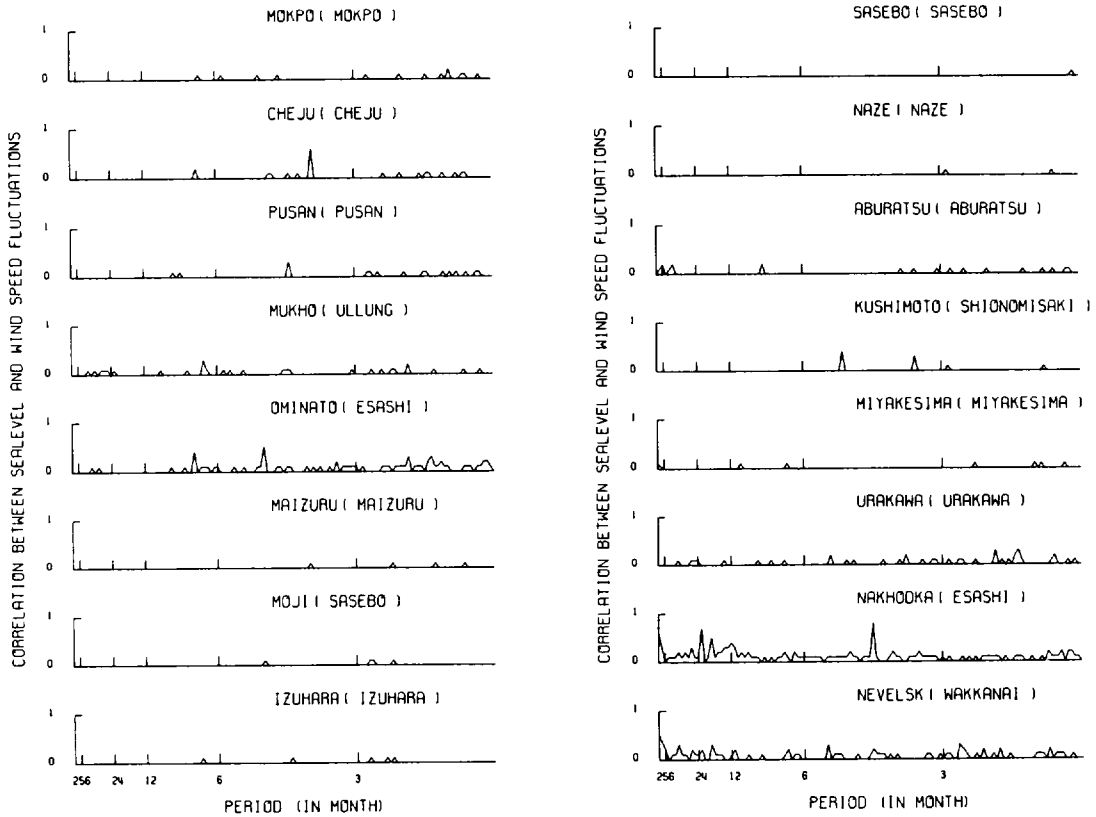


Fig. 10. Contributions of wind to sea level variation. Unity means that sea level variation is totally determined by wind.

연구결과와 이 논문의 연구결과는 동중국해 대륙붕의 역할에 보다 많은 연구가 이루어져야 함을 보여준다. 이 논문에서는 동중국해 대륙붕에서 발생될 수 있는 장주기파에 대한 정량적인 연구에 앞서 정성적인 연구를 시도해 보았다. 이 논문에서 장주기파동은 쿠로시오해류의 변화에 의한 것으로 주었으며, 쿠로시오해류의 변화는 해류형태의 변화나 lateral stress에 의한 것이 아니라 수송량(volume stress)의 변화로 주었다. 수송량이 변화하더라도 평형상태를 이룬 후에는 해류형태가 변하지 않으며 평형상태가 아니더라도 장주기파동이 뚜렷하지 않은 심해를 흐르는 쿠로시오의 해류형태는 거의 영향을 받지 않는다. 그러나 쿠로시오해류의 수송량변화에 의해 발생하는 해수면의 변화는 대륙붕상에서는 대륙붕과를 형성하여 대마해류에는 영향을 미칠 것이다. 장주기파동은 해수면변화의 분석에서 나타나듯 계절변화 이상의 주기를

갖는 파동을 의미한다. 동중국해에서 장주기파동이 중요한 이유는 대륙붕의 폭이 넓기 때문이다. 대륙붕의 폭이 클 때는 수평 수렴 발산효과(horizontal divergence effect)가 중요해지며 대륙붕상의 해수운동에 중요한 영향을 미친다.

태평양과 접하고 있는 대륙붕단은 150~200 m의 등수심선을 따라 남서-북동 방향으로 분포한다. 이에비해 해안선은 대륙붕단과 평행하지 않고 중앙부의 해안선이 황해방면으로 넓어진다. 황해방면으로 넓어진 지형을 세밀하게 분석하면 황해에는 두개의 대륙붕(double shelf)으로 이루어져 있다. 그러나 두 개의 대륙붕으로 해석할 경우 정성적인 해석이 복잡해지기 때문에 여기서는 동중국해의 해저지형을 중앙의 폭이 넓어진 하나의 대륙붕으로 해석하였다. 이러한 해석은 대륙붕상의 파동역학에 정성적인 차이를 주지는 않는다. 왜냐하면 황해에서 서해안을 따라 복진한 파가 발해만

을 돌아 중국해안을 따라 남진하는 파동의 진행은 해안선이 굽은 하나의 대륙붕을 파동이 진행하는 것과 같기 때문이다. 해안선에 수직인 방향과 평행한 방향을 각각 x, y 축으로 하고, 해수면과 수직인 방향을 z 축으로 하였다. x, y, z 축은 각각 해안에서 외해로, 대만해협에서 대한해협으로, 해수면에서 수직 위로 향하는 방향을 양의 방향으로 정하였으며, $x=0$ 은 대륙붕과 심해의 접점, $x=-B$ 는 해안 경계조건이 적용되는 지점, $y=0$ 은 대륙붕과 대만이 만나는 점, $y=L$ 은 대한해협, $z=0$ 은 해수면을 각각 표시한다. 이러한 좌표축에서 Boussinesq Approximation이 적용되며 정지해 있는 기본상태(Basic State)에 작은 교란(perturbation)이 생길 때 유체는 다음의 운동방정식을 만족한다.

$$\begin{aligned} u_t - fv &= -p_x + X, & (1) \\ v_t + fu &= -p_y + Y, & (2) \\ p_z &= -g\rho'/\rho_0, & (3) \\ u_x + v_y + w_z &= 0 & (4) \\ \rho'_t &= \rho_0 N^2 w/g & (5) \end{aligned}$$

여기서 좌표축은 위에서 설정한 것과 같으며 t 는 시간이다. u, v, w 는 각각 x, y, z 방향의 유속이며, g 는 중력가속도, ρ_0 와 ρ' 은 각각 해수의 평균밀도와 교란된 해수밀도이며, p 는 교란된 압력으로 ρ_0 로 나뉘어진 값이다. X, Y, f, N 은 각각 x, y 방향의 ρ_0 로 나뉘어진 와류운동력(turbulent stress), 코리올리 변수(Coriolis parameter), 부력주파수(buoyancy frequency)이다. 쿠로시오해류의 변화에 의해 발생하는 대륙붕과는 장파 장주기파이기 때문에 다음과 같은 근사식(approximation)을 사용할 수 있다 (Gill and Schumann, 1974).

$$\frac{\partial}{\partial t} \ll f, \quad \frac{\partial}{\partial y} \ll \frac{\partial}{\partial x} \quad (6)$$

이 근사에 의해 (1), (2), (5)식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$v = \frac{p_x}{f} \quad (7)$$

$$u = -\frac{p_{xt}}{f} - \frac{p_y}{f} + \frac{Y_x}{f} \quad (8)$$

$$w = \frac{-p_{xz}}{N^2} \quad (9)$$

(7), (8), (9)식은 (4)식과 더불어 다음과 같은 방정식(vorticity equation)을 유도한다.

$$p_{xt} + f^2 \left(\frac{p_x}{N^2} \right)_z = (Y_x)_z$$

표층과 해저 경계층(Ekman layer)을 제외한 마찰이 무시되는 내부(interior)에서는 이 방정식은 다음과 같이 변형되며

$$p_{xx} + f^2 \left(\frac{p_x}{N^2} \right)_z = 0 \quad (10)$$

이 방정식의 경계조건은 다음과 같다.

$$p_{1x} + \frac{r p_{1x}}{h} + f p_{1y} = f \tau'_x \quad \text{at } x = -B \quad (11)$$

$$p_1 = p_2 \quad \text{at } x = 0 \quad (12)$$

$$p_{1x} + f p_{1y} = p_{2x} + f p_{2y} \quad \text{at } x = 0 \quad (13)$$

$$p_2 \rightarrow 0 \quad \text{at } x \rightarrow \infty \quad (14)$$

$$f^2 \frac{p_x}{N^2} + h_x (p_{1x} + f p_{1y}) + (r p_x)_x - h_x r p_{xx} = 0 \quad \text{at } z = -h \quad (15)$$

$$w = -\frac{p_x}{N^2} = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad (16)$$

여기서 τ'_x 는 해수표면에서의 y 방향 운동학적 응력(kinematic stress at surface, that is, wind stress divided by ρ_0), r 은 해저마찰계수로서 τ'_x 를 해저에서의 y 방향 운동학적 응력(kinematic stress at surface)이라 할 때 $\tau'_x = r v$ 로 쓰여진다. $x = -B$ (y)의 위치는 수심이 Ekman층 두께(δ)의 3배에 해당하는 곳이다. 즉 (11)식의 의미는 $x = -B$ (y)에서 해안선에 직각인 방향의 흐름은 전수심에 걸쳐 적분할 때 0이라는 의미이다. (12)와 (13)은 대륙붕과 심해의 경계($x=0$)에서 해수면과 해안선과 직각방향의 유속이 각각 연속이라는 의미이다. (15)는 Romea와 Allen(1984)에 의해 구해진 해저경계조건이며 (16)은 'rigid lid' approximation을 의미한다.

쿠로시오해류의 변화에 의한 파동이 $\exp(iy + iwt)$ 의 형태를 가진다고 설정하면 파동에 의한 변화는 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$p(x, y, z, t) = F(x, z) \exp(iy + iwt) \quad (17)$$

여기서 $F(x, z)$ 는 다음의 식을 만족하여야 한다.

$$f^2 \left(\frac{F_x}{N^2} \right)_z + F_{xx} = 0 \quad (18)$$

$$\left(1 - \frac{ri}{hw}\right) F_{1x} + \frac{f}{w} F_1 = 0 \quad \text{at } x = -B \quad (19)$$

$$F_1 = F_2 \quad \text{at } x = 0 \quad (20)$$

$$F_{1x} + \frac{f}{w} F_1 = F_{2x} + \frac{f}{w} F_2 \quad \text{at } x = 0 \quad (21)$$

$$F_z \rightarrow 0 \quad \text{as } x \rightarrow \infty \quad (22)$$

$$F_z + \frac{N^2}{f^2} h_x (F_x + \frac{f}{w} F) + (\frac{-i}{w}) ([rF_x]_x + ih_x \frac{r}{w} F_x) \frac{N^2}{f^2} = 0 \quad \text{at } z = -h \quad (23)$$

$$F_z = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad (24)$$

차수정리(scaling)를 위해 수심의 대표값을 D , 해저경사도를 s 라 하면 수평거리는 $\frac{D}{s}$ 로 나타낼 수 있다. 그러면 (18)~(24)식은 다음과 같이 변형된다.

$$(\frac{F_z}{N^2})_z + \varepsilon^2 F_{xx} = 0 \quad (25)$$

$$(1 - \frac{ri}{h}) F_{1x} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F_1 = 0 \quad \text{at } x = -B \quad (26)$$

$$F_1 = F_2 \quad \text{at } x = 0 \quad (27)$$

$$F_{1x} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F_1 = F_{2x} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F_2 \quad \text{at } x = 0 \quad (28)$$

$$F_2 \rightarrow 0 \quad \text{as } x \rightarrow \infty \quad (29)$$

$$F_z + \varepsilon^2 N^2 [h_x (F_x + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F) - i(rF_x)_x + irh_x F_{xx}] = 0 \quad \text{at } z = -h \quad (30)$$

$$F_z = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad (31)$$

여기서 $\varepsilon^2 = \frac{N^2 s^2}{f^2}$ 를 $F(x, z)$ 의 차수로 다음과 같이 분리할 수 있다.

$$F(x, z) = F^{(0)}(x, z) + \varepsilon^2 F^{(1)}(x, z) + \dots$$

이 때 가장 낮은 차수의 식은 다음과 같다.

$$(\frac{F_z^{(0)}}{N^2})_z = 0 \quad (32)$$

$$(1 - \frac{ri}{h}) F_{1x}^{(0)} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F_1^{(0)} = 0 \quad \text{at } x = -B \quad (33)$$

$$F_1^{(0)} = F_2^{(0)} \quad \text{at } x = 0 \quad (34)$$

$$F_{1x}^{(0)} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F_1^{(0)} = F_{2x}^{(0)} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F_2^{(0)} \quad \text{at } x = 0 \quad (35)$$

$$F_2^{(0)} \rightarrow 0 \quad \text{at } x \rightarrow \infty \quad (36)$$

$$F_z^{(0)} = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad (37)$$

$$F_z^{(0)} = 0 \quad \text{at } z = -h \quad (38)$$

(32)식과 (37), (38)식은 $F^{(0)}$ 가 z 에 독립적이라는 것은 보여준다. $F^{(0)}$ 가 만족하는 경계조건은 (33)~(36)이다. ε^2 차수의 식은 각각 다음과 같이 된다.

$$(\frac{F_z^{(1)}}{N^2})_z + F_{xx}^{(0)} = 0 \quad (39)$$

$$(1 - \frac{ri}{h}) F_{1x}^{(1)} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F_1^{(1)} = 0 \quad \text{at } x = -B \quad (40)$$

$$F_1^{(1)} = F_2^{(1)} \quad \text{at } x = 0 \quad (41)$$

$$F_{1x}^{(1)} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F_1^{(1)} = F_{2x}^{(1)} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F_2^{(1)} \quad \text{at } x = 0 \quad (42)$$

$$F_2^{(1)} \rightarrow 0 \quad \text{at } x \rightarrow \infty \quad (43)$$

$$F_z^{(1)} = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad (44)$$

$$\frac{F_z^{(1)}}{N^2} + h_x (F_x^{(0)} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F^{(0)}) - i(rF_x^{(0)})_x + irh_x F_{xx}^{(0)} = 0 \quad \text{at } z = -h \quad (45)$$

대륙붕에서의 운동을 지배하는 방정식(field equation)은 (44)식과 (45)식을 이용하여 (39)식을 해저($z = -h$)에서 표면($z = 0$)까지 수직적으로 적분하여 다음과 같이 구해진다.

$$hF_{xx}^{(0)} - i(rF_x^{(0)})_x + h_x (F_x^{(0)} + \frac{D}{s} \frac{f}{w} F^{(0)}) = 0 \quad (46)$$

(34)~(37)의 경계조건과 함께 (46)식은 다음 조건일때 대륙붕상의 장주기파를 나타낸다.

$$\varepsilon^2 = \frac{N^2 s^2}{f^2} < 1 \quad (47)$$

순압인 경우 frictionless eigenfunction $G(x) \equiv F^{(0)}(x, z)$ 의 방정식과 경계조건은 대륙붕에서 $H = H_0 \exp(2bx)$, 심해에서 $H = H_0$ 로 표시되는 지수함수적인 해저지형일 때 (46)식과 (33)~(36)식으로부터 다음과 같이 정리된다.

$$G_{1xx} + 2bG_{1x} + \frac{2bf}{c}G_1 = 0 \quad -B \leq x \leq 0 \quad (48)$$

$$G_{2xx} - \lambda^2 G_2 = 0 \quad 0 \leq x \quad (49)$$

$$G_{1x} + \frac{f}{c}G_1 = 0 \quad \text{at } x = -B \quad (50)$$

$$G_1 = G_2 \quad \text{at } x = 0 \quad (51)$$

$$G_{1x} + \frac{f}{c}G_1 = G_{2x} + \frac{f}{c}G_2 \quad \text{at } x = 0 \quad (52)$$

$$G_2 \rightarrow 0 \quad \text{at } x \rightarrow \infty \quad (53)$$

여기서 $c = \frac{w}{l}$ 이다. $\lambda^2 = \frac{f}{gH_0}$ 는 해저가 평평한 심해에서는 수렴·발산효과(divergence effect)를 사용한 결과이다.

이 계의 자유파 분산관계(dispersion relation)는 $n = \sqrt{b^2 - \frac{2bf}{c} + l^2}$ 일 때 다음과 같다.

$$\tanh(nB) = -\frac{n}{b - \frac{cl^2}{f}} \quad (54)$$

장파일 경우(long wave limit) l^2 는 다른 항에 비해 매우 작아지므로 윗식은

$$n = \sqrt{b^2 - \frac{2bf}{c}} \text{ 일 때 } \tanh(nB) = -\frac{n}{b}$$

가 된다. n 이 실수 일 때 윗식은 해가 없으므로 (trivial solution), n 은 허수이어야 한다. $n = im$

(m 은 실수)이라 할 때 $m = \sqrt{\frac{2bf}{c} - b^2}$ 이며

$$i \tan(mB) = -i \frac{m}{b} \text{ 이므로 } \tan(mB) = -\frac{m}{b}$$

이 때 $\frac{2bf}{c} - b^2 > 0$ 이고 $b > 0$ 와 $f > 0$ 이므로 $c > 0$ 이어

야 한다. 이것은 파동의 정의에 의해 $-y$ 방향으로 파가 진행하는 것을 나타낸다. 즉 동중국해 대륙붕에서 장주기 자유파는 대마해류의 방향을 거슬러 남서방향으로 진행한다.

쿠로시오해류의 변화는 쿠로시오해류가 동중국해와 만나는 대만 주변해역에 가장 먼저 전달되며 그 후 쿠로시오해류를 따라 $+y$ 방향으로 진행한다. 그러므로 그 Forcing은 $\tau' = \tau_0 \exp[i(l y - \omega t)]$ 로 표시될 수 있다. 이 때 강제파의 파동함수(wave function)는 $\phi_1 = A \exp[i(l y - \omega t)]$ 로 표시되며 (A 는 임의의 상수), 마찰을 무시한 경우 강제파의 파동방정식(wave equation)은 다음과 같다.

$$-\frac{1}{c} \phi_1 + \phi_1 = b \tau' \quad (55)$$

여기서 c 는 자유파의 파속이다. 이 방정식은 ϕ_1 에 대해 다음과 같이 변형된다.

$$\frac{i\omega}{c} \phi_1 + i l \phi_1 = b \tau_0 \exp[i(l y - \omega t)] \quad (56)$$

그러므로

$$\phi_1 = \frac{b \tau_0 \exp[i(l y - \omega t)]}{\frac{i\omega}{c} + i l} \quad (57)$$

이것은 동중국해에 전파된 파동이 대한해협으로 전파되는 강제파의 파동함수이며 자유파의 전파와 반대방향이다. 강제파로 전파된 파동이 대한해협에서 완전히 반사될 경우 대한해협($y=L$)에서 $\phi = 0$ 이 된다. 강제파의 파동함수만으로는 이 조건을 만족시킬 수 없으며 이 조건을 만족하기 위해서는 자유파의 해가 합쳐져야 가능하다. 강제파의 파동함수(ϕ_1)와 자유파의 파동함수(ϕ_2)가 합쳐진 파동함수를 ϕ 라 할 때

$$\phi = \phi_1 + \phi_2 = 0 \text{ at } y=L \quad (58)$$

그런데 자유파의 파속은 $c > 0$ 이므로 $\phi_2 = B \exp$

$[i(l y + \omega t)]$ 로 표시된다(요기서 B 는 임의의 상수). 윗식에 강제파에 파동함수(ϕ_1)를 대입하면

$$\phi_2 = \frac{b \tau_0 \exp[i(l y + \omega t)]}{\frac{i\omega}{c} + i l} \quad (59)$$

의 자유파를 얻을 수 있다. 이것은 쿠로시오해류의 변화에 의해 생성된 강제파가 $y=L$ 즉 대한해협에서 자유파를 생성시키는 것을 보여준다. 즉, 동중국해에서 대한해협으로 북동방향으로 전파된 강제파는 대한해협에서 반사되어 남서방향으로 전파되는 자유파를 생성시키게 된다.

그러나 실제로는 동중국해에서 전파된 강제파가 대한해협에서 완전히 반사되지는 않고 일부만이 반사될 것이다. 동수도의 대륙붕이 폭넓게 일본연안으로 연결되어 있을 뿐만 아니라 동해의 일본연안 대륙붕의 방향은 장주기파동이 자유파로 대한해협에서 Tsugaru해협으로 전파될 수 있는 방향이기 때문에 대한해협에 전파된 파동은 일본연안을 따라 비교적 쉽게 동해로 전파될 수 있다. Moji와 Maizuru의 해수면변화의 형태가 같고 계절변화의 진폭이 12.0 cm로 거의 비슷하게 나타나는 것은 동수도에서 파동이 계속 전파되었다는 것을 보여준다. 한편 대한해협에서 우리나라 연안쪽은 동해로 연결되는 대륙붕의 폭이 좁으며 동해안 대륙붕의 방향은 자유파가 남하하도록 되어 있어 동중국해에서 대한해협으로 전파되어 온 파동이 동해안의 대륙붕으로 전파되기 어렵다. 이러한 조건으로 인해 대한해협의 서수도에서는 대부분의 파동이 반사하는 것으로 보인다. 파동의 반사는 입사되는 강제파와 반사되는 반사파가 합쳐져 파동이 약화되는 것이므로 파동에너지가 약화된 정도로 반사율을 알 수 있다. Pusan의 해수면변화의 계절변화 진폭은 우선 5.3 cm로 Moji의 반 이하이며 해수면변화의 형태가 Mukho의 해수면변화의 형태와 비슷하고 대마해류역의 해수면변화 형태와는 달라 동중국해에서 전파되어 온 파동의 에너지는 Pusan에서 거의 반사된 것을 알 수 있다. 반사된 파동은 자유파로 동중국해 대륙붕을 따라 남서방향으로 진행하며 황해와 동중국해의 해수면에 영향을 줄 것이다. Cheju와 Mokpo의 해수면변화 형태가 대마해류역(Sasebo, Moji, Izuhara, Maizuru)의 해수면변화 형태와는 기본적으로 같지만 약간 다른 형태를 보이는 것은 반사된 자유파의 영향으로 생각된다.

결 론

황해와 동중국해 그리고 동해에서 해수면의 장주기변화를 연구하기 위해 우리나라, 일본, 러시아 주변해역에서 관측된 조위관측자료를 분석한 결과 해수면의 장주기 변화에 미치는 기상의 영향은 전해역 평균으로는 약 반 정도이다. 가장 큰 영향을 미치는 요인은 기압이며 다음은 기온과 기압 순으로 영향이 작아진다. 기압의 영향은 우리나라와 러시아 해역에서는 약 50 % 정도로 높았으며 쿠로시오해류와 대마해류 해역에서는 20~40 % 로 낮아 전해역 평균으로는 40 % 정도의 영향이다. 우리나라 해역에서는 다른 해역에 비해 기압의 변화가 가장 커 기압의 영향이 크며 러시아 해역에서는 기압의 변화는 작으나 해양의 요인에 의한 해수면 변화가 가장 작아 상대적으로 기압의 영향이 크게 나타나는 반면, 쿠로시오해류역이나 대마해류역에서는 해양의 요인에 의한 해수면변화가 크기 때문에 기압의 영향이 작게 나타난다. 해수면변화에 미칠 수 있는 최대한의 기온영향은 러시아 해역에서는 상당히 높지만 나머지 해역에서는 20 % 이하로 나타나며, 실제로는 약 10 % 정도로 보인다. 풍속의 영향은 러시아 해역에서만 약간 나타날 뿐 그 외의 해역에서는 무시할 정도로 작다. 기압, 기온, 풍속에 의한 기상효과는 해역에 따라 다르나 전해역 평균으로 볼 때 대략 해수면변화의 약 반 정도만을 설명해 주기 때문에 나머지 반은 해양의 원인에 의하여 발생한다고 볼 수 있다. 대마해류역이 다른 해역에 비해 기압변화나 기온변화가 크지 않은데도 해수면변화가 가장 큰 것은 이 해역의 해수면변화가 대마해류와 관계되는 해수순환에 의해 영향을 받는다는 것을 암시한다.

황해와 동중국해에서 해수순환의 계절변화에 따른 해수면변화는 결국 대륙붕상의 장주기파동 즉 대륙붕파로 나타나게 되는데 동중국해에서 대륙붕파를 발생시키는 요인 중 바람은 이상의 결과와 같이 작기 때문에 가장 큰 요인은 쿠로시오해류의 변화일 것이다. 동중국해의 대륙붕의 방향으로 볼 때 대륙붕파는 자유파일 때 북동에서 남서 방향으로 진행하기 때문에 쿠로시오해류의 변화에 의해 대만 주변해역에 주어진 파동은 대한해협으로 전파될 때 자유파로는 전파될 수는 없으며 강제파로 전파된다. 대한해협의 동수도에서는 대륙붕이 일본연안을 따라 폭넓게 동해로 계속 연결되며 일본

연안의 대륙붕 방향도 대륙붕파가 자유파로 Tsugaru 해협으로 계속 전파될 수 있는 방향이기 때문에 동수도의 파동은 동해로 쉽게 전파된다. 반면에 서수도에서는 동해연안으로 연결되는 대륙붕의 폭이 좁으며 동해연안의 대륙붕 방향이 자유파가 대한해협으로 남하하는 방향이기 때문에 서수도의 파동은 동해로 계속 전파되기 힘들며 반사하게 된다. 파동의 반사는 입사되는 강제파와 반사되는 반사파가 합쳐져 파동이 약화되는 것이므로 파동에너지가 약화된 정도로 반사된 정도를 알 수 있는데 서수도의 해수면변화에는 대마해류역의 변화는 약화되고 동해안에서 전파되어 온 변화가 나타나 대한해협으로 전파된 장주기파동은 서수도에서 대부분 반사되는 것을 알 수 있다. 서수도에서 반사된 파동은 자유파로 동중국해의 대륙붕을 따라 남서 방향으로 진행하며 우리나라와 중국 해안의 해수면에 영향을 주어 우리나라 연안의 해수면변화의 형태가 일본연안의 해수면변화의 형태와 약간 다른 형태를 포함하게 만든다.

요 약

해수면 관측자료로부터 해수면의 장주기변화를 분석해 본 결과 황해, 동중국해, 동해 해역에서 기상의 효과는 전반적으로 해수면변화의 반 정도를 설명해 주며 나머지 반은 해수운동에 의한 것으로 보인다. 해수운동에 의하여 발생하는 해수면변화는 대마해류역에서 가장 크며 대마해류의 영향을 적게 받는 곳일수록 작아져 해수면변화가 대마해류와 관계있음을 보여준다. 장주기 해수면변화를 정성적으로 분석해 보기 위해 황해와 동중국해의 해저지형에 의해 형성되는 대륙붕파의 이론을 전개하여 분산관계를 구하였으며, 대한해협에서 강제파가 반사에 의해 자유파를 형성시키는 해를 구하였다. 전개된 대륙붕파 이론을 해수면변화에 적용시켜 본 결과 쿠로시오해류의 변화에 의해 동중국해에 가해진 파동은 강제파로 대한해협으로 전파되며 대한해협에 이르러 일본연안의 파동은 동해로 계속 전파되는 반면, 우리나라 연안의 파동은 해저지형에 의해 반사하게 된다. 반사된 파동은 자유파로 동중국해 대륙붕을 따라 남서방향으로 진행하며 북동방향으로 진행하는 강제파와 더불어 동중국해의 해수면변화를 결정하게 된다.

사 사

이 연구는 1993~1995년 학술진흥재단 지방대
육성 연구비(과제명: 동중국해 대륙붕의 해저지
형에 의한 대마난류의 기원)에 의해 수행되었음.

참 고 문 헌

- Asaoka, O. and S. Moriyasu, 1966. On the circulation in the East China Sea and the Yellow Sea in winter (Preliminary Report). *Oceanogr. Mag.*, 18(1~2), pp 73~81.
- Beardsley, R. C. and R. Limeburner. 1983. Structure of the Changjiang river plume in the East China Sea during June 1980: Sedimentation on the continental shelf with special reference to the East China Sea. *Acta*, editor, *Oceanologica Sinica*. China Ocean Press, Beijing, pp 243~260.
- Byun, S. K. and K. I. Chang. 1988. Tsushima Current water at entrance of the Korea strait in autumn. *Prog. Oceanogr.*, 21, 295~296.
- Gill, A. E. and E. H. Schumann. 1974. The generation of long shelf waves by the wind. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 83~90.
- Ichiye, T. 1984. Some problems of circulation and hydrography of the Japan Sea and Tsushima Current. In: *Ocean hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, T. Ichiye, editor, Elsevier, New York, pp 15~54.
- Isobe, A., 1994. Seasonal variability of the barotropic and baroclinic motion in the Tsushima-Korea strait. *J. Oceanography*. 50, 223~238.
- Kim, I. O., 1986. A study on coastal waters of the China continent appeared in the neighbouring seas of Cheju Island. MS thesis, Cheju National Univ.
- Kim, K., H. K. Rho and S.H. Lee, 1991. Water masses and circulation around Cheju-Do in Summer. *J. Oceanog. Soc. Korea*, 26(3), 262~277.
- Lie, H. J., 1984. A Note on water masses and general circulation in the Yellow Sea (Hwanghae). *J. Oceanog. Soc., Korea*, 19, 187~194.
- Minato, S. and R. Kimura, 1980. Volume transport of the western boundary current penetrating into a marginal sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 36, 185~195.
- Nakao, T., 1977. Oceanic variability in relation to fisheries in the East China Sea and the Yellow Sea. *J. Fac. Mar. Sci. Technol., Tokai Univ. Spec. No. Nov.*, pp 199~366.
- Nomitsu, T. and M. Okamoto, 1926. The causes of the annual variation of the mean sea level along the Japanese coast. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. A.*, 10(8), 125~161.
- Oh, I. S., A. B. Rabinovich, M.S.Park, and R.N. Mansurov. 1993. Seasonal sea level oscillations in the East Sea (Sea of Japan), *J. Oceanolo. Soc. of Korea*, 28(1), 1~16.
- Pang, I. C., H. K. Rho, and T. H. Kim., 1992. Seasonal variations of water mass distributions and their causes in the Yellow Sea, the East China Sea, and the adjacent seas of Cheju Island. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 25(2), 151~163.
- , T. H. Kim, T Matsuno, and H. K. Rho, 1993. On the origin of the Tsushima Current (I): Barotropic Case. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 26(6), 580~593.
- , and I. S. Oh, 1994. Long-period sea level variations around Korea, Japan, and Russia. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 27(6), 733~753.
- Park, Y. H., 1985. Some important summer oceanographic phenomena in the East China Sea. *J. Oceanog. Soc. Korea*, 21, 12~21.
- . 1986. A simple theoretical model for the up-wind flow in the southern Yellow Sea. *J. Oceanog. Soc. Korea*, 21, 203~210.
- Romea, R. D., and J. S. Allen, 1984. The effect of friction and topography on coastal internal Kelvin waves at low latitudes. *Tellus*, 36A, pp 384~400.

- Toba, Y., K. Tomizawa, Y. Kurasawa, and K. Hanawa. 1982. Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current System and its possible cause. *La Mer*, 20, 41~51.
- Tomizawa, K., K. Hanawa, Y. Kurasawa, and Y. Toba. 1984. Variability of monthly mean sea level and its regional features around Japan and Korea. *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*. Elsevier, pp 273~285.
- Uda M. 1934. The results of simultaneous oceanological investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. *JIFES*, 5, pp 57~190.
- Yi, S. U., 1966. Seasonal and secular variations of the water volume transport across the Korea strait. *J. Oceano. Soc. Korea*, 1, 8~13.
- Yoon, Y. H., Y. H. Park, and J. H. Bong. 1991. Enlightenment of the characteristics of the Yellow Sea Bottom Cold Water and its southward extension. *J. Korean Earth Science Society*, 12(1), 25~37.
- Yu, H., D. Zheng, and J. Jiang. 1983. Basic hydrographic characteristics of the studied area. Sedimentation on the continental shelf with special reference to the East China Sea. Acta, editor, *Oceanologica. Sinica*. China Ocean Oress, Beijing, 270~279.
- Zhao, J., R. Qiao, R. Dong, J. Zhang, and S. Yu. 1983. An analysis of current conditions in the investigation area of the East China Sea : Sedimentation on the continental shelf with special reference to the East China Sea. Acta, editor, *Oceanologica. Sinica*. China Ocean Oress, Beijing, pp 288~301.