

인공위성 해수면온도 3-D 최적 내삽 합성장 생산 방법과 한계점

박경애^{1,*} · 김영호²

¹서울대학교 지구과학교육과/해양연구소, 151-742, 서울특별시 관악구 신림동 관악로 599

²한국해양연구원, 426-744, 경기도 안산시 상록구 사2동 1270

A Methodology for 3-D Optimally-Interpolated Satellite Sea Surface Temperature Field and Limitation

Kyung-Ae Park^{1,*} and Young-Ho Kim²

¹Department of Earth Science Education/Research Institute of Oceanography,
Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

²Korea Ocean Research Development Institute, Gyeonggi 426-744, Korea

Abstract: Three-dimensional (3-D) optimally-interpolated sea surface temperature (SST) field was produced by using AQUA/AMSR-E satellite data, and its limitations were described by comparing the temporal average of sea surface temperatures. The 3-D OI (Optimum Interpolation) SST showed a small error of less than 0.05°C in the central North Pacific, but yielded large errors of greater than 0.4°C at the coastal area where the satellite microwave data were not available. OI SST composite around pixels with no observation due to heavy rainfall or cloudy pixels had estimation errors of 0.1-0.15°C. Comparison with temporal means showed a tendency that overall OI SSTs were underestimated around heavy cloudy pixels and smoothed out by reducing the magnitude of SST fronts. In the low-latitude areas near the equator, OI SST field produced discontinuity, originated from the window size for the OI procedure. This was mainly caused by differences in the spatial scale of oceanic features. Internal Rossby deformation radius, as a measure of spatial scale, showed dominant latitudinal variations with O(1) difference in the North Pacific. This study suggests that OI SST methodology should consider latitudinally-varying size of window and the characteristics of spatial scales of oceanic phenomena with substantial dependency on latitude and vertical structure of density.

Keywords: sea surface temperature, optimum interpolation, spatial scale

요 약: AQUA/AMSR-E 인공위성 자료를 활용하여 3차원 최적내삽 해수면온도 합성장을 생산하였고 시간평균장과 비교하여 문제점과 한계점을 기술하였다. 3-D SST 합성장은 북태평양 중앙부에서 전체적으로 0.05°C 이하의 작은 오차를 보였으나, 위성 결측이 있는 연안에서는 0.4°C 이상의 비교적 큰 오차를 유발하였다. 강한 강수나 구름으로 인한 결측이 있는 부분에서는 0.1-0.15°C에 달하는 오차를 보였다. 시간평균장과 비교한 결과, 구름 부근의 화소에서는 해수면온도를 낮게 계산하는 경향이 있었으며, 해수면온도의 공간적 구배를 감소시키는 평활화가 전체적으로 나타났다. 적도 부근 저위도에서 OI SST는 실제 해수면온도에는 없는 불연속성을 만드는 경향이 있었고, 이는 OI 과정에서 사용한 윈도우의 크기와 해양 현상의 수평 규모가 위도에 따라 변화하는데서 기인하였다. 현상의 공간 규모의 척도인 로스비 내부 변형 반경은 북태평양에서 O(1) 정도로 위도에 따른 공간적 변화가 큰 것으로 나타났다. 본 연구는 SST 합성장 생산 과정에 위도와 해수의 수직적 밀도 구조와 밀접한 관련이 있는 해양 현상의 수평적 규모의 시공간적 변동 특성을 고려해야 함을 제시한다.

주요어: 해수면온도, 최적 내삽, 수평 규모

*Corresponding author: kapark@snu.ac.kr

Tel: 82-2-880-7780

Fax: 82-2-874-3289

서 론

해수면온도(Sea Surface Temperature; SST)는 최근의 기후 변화를 이해하는 가장 중요한 해양·대기변수 중의 하나이다. SST를 관측하는 대표적인 인공위성 센서에는 NOAA/AVHRR(National Oceanic and Atmospheric Administration/Advanced Very High Resolution Radiometer), AQUA/AMSR-E(Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System) 등이 있다. 대부분 극궤도 위성 관측자료로 해수면온도를 산출하면 넓은 해역에 구름으로 인하여 관측이 되지 않는 결측 영역이 존재한다. 극초단파 센서는 구름의 영향을 거의 받지 않고 SST를 관측할 수 있지만(Wentz et al., 2000), 이 자료 또한 위성의 주사폭(scanning width)이 일정하게 정해져 있어서 적도 부근에서는 하루 동안 한번도 관측되지 않는 해역이 존재한다.

최근 SST 자료의 활용은 크게 두 가지로 나누어 볼 수 있다. 첫째는 기후 예측의 정확도를 향상하기 위하여 실시간으로 관측된 해수면온도를 가공하지 않고, 각 화소(pixel)에서 관측한 자료 그대로 해양-대기 수치 모델의 자료동화(data assimilation) 과정에 입력하여 활용하는 것이다. 위성 SST 외에도 해양조사선에서 관측한 수온 자료, 인공위성 표층 부이자료, 또는 중심층 부이자료 등 다양한 수온 관측 자료들을 같이 수치 모델에 입력하여 해양·대기 예측모델의 정확도를 향상시키고 있다. 둘째는 수집된 인공위성 SST 자료를 이용하여 일정 시간마다 합성하여 해수면온도 평균장을 생산하여 해양순환모델 혹은 해양-대기결합모델에 활용하는 것이다.

위성 주사폭의 제한, 구름으로 인한 결측, 위성마다 다른 공간 해상도 등의 문제 때문에 적외선과 극초단파 센서 자료, 극궤도와 정지궤도 위성이 관측한 SST 등 가능한 많은 자료를 종합적으로 활용하여 해수면온도장의 시계열 자료를 생산할 필요성이 증대되고 있다. 이미 NASA(National Aeronautics and Space Administration), NOAA, ESA(European Space Agency) 등 많은 기관에서 합성된 형태의 해수면온도 자료를 사용자들에게 배포하고 있다. 이러한 해수면온도 합성장 자료는 시간해상력, 공간해상력 등이 다양하여 사용자가 연구 목적에 적절한 해수면온도장을 선택하고 활용하고 있다.

일반적으로 해수면온도 합성장은 주어진 영역 내의

자료를 이용하여, 시공간적으로 산출 오차를 최소화하도록 내삽하여 생산되고 있다. 인공위성 자료에 활용하는 이러한 방법들은 초기에는 해양 관측 자료를 활용하여 기후평균장(climatology)을 만드는데 사용되었다(Bretherton et al., 1976; Reynolds and Smith, 1994). 이후 위성자료에 활용되기 시작하여, 최근에는 NOAA/AVHRR 자료, 정지 위성 자료, 그리고 극초단파 자료 등 서로 다른 시간적 해상력과 공간적 해상력을 가진 다중 인공위성 자료를 활용하여 SST 합성장을 만들기 시작하였다(예, Guan and Kawamura, 2004). 특정 영역의 해수면온도 분포를 알기 위하여 사용하는 대부분의 방법들은 여러 번의 인공위성 관측 자료 중에서 그 영역에 속하는 자료를 수집하여 객관적인 방법으로 최적 내삽(OI; Optimum Interpolation)한다. 이 과정에서 내삽하려는 영역 즉 윈도우(window)의 크기를 정하게 되는데, 대부분의 연구에서 이 윈도우의 크기를 전체 연구 영역에 대하여 고정하여 사용하고 있다. 본 연구의 목적은 2차원 해수면온도장의 시계열 자료를 이용하여 해수면온도 합성장을 생산하고, 사용한 방법에 따른 문제점과 한계점을 조사하는데 있다.

자료 및 방법

인공위성 자료

해수면온도를 산출할 때 가장 빈번하게 활용되고 있는 위성 자료는 극궤도위성 NOAA의 AVHRR 관측 자료이다. AVHRR은 적외선 센서를 활용하여 해수면온도를 산출하기 때문에 구름이 있을 경우 해수면온도를 관측할 수 없다. 권운과 같은 얇은 구름이 있을 경우 이를 완벽하게 제거하는데 실패할 수 있으며, 이 경우 구름으로 인한 오차가 산출된 해수면온도 영상에 그대로 남아 있을 가능성이 크다. 이렇게 오차가 크게 포함된 해수면온도를 활용하여 합성장을 산출할 경우 SST 산출 오차가 더 크게 증폭될 수 있어서 SST 합성장 생산으로 인한 오차의 특성을 보기에 적절하지 않다. 본 연구는 합성장 생산 기술을 적용하고 방법에 따른 한계점을 조사하는데 목적을 두고 있으므로, 구름에 의한 오염이 거의 없는 극초단파(microwave) 영역의 해수면온도 자료를 선택하였다. 2003년 12월 1일부터 15일까지의 AQUA/AMSR-E가 관측한 낮과 밤 해수면온도 영상 자료를 수집하여 합성장을 만드는데 이용하였다. 연구 영역은 0-60°N,

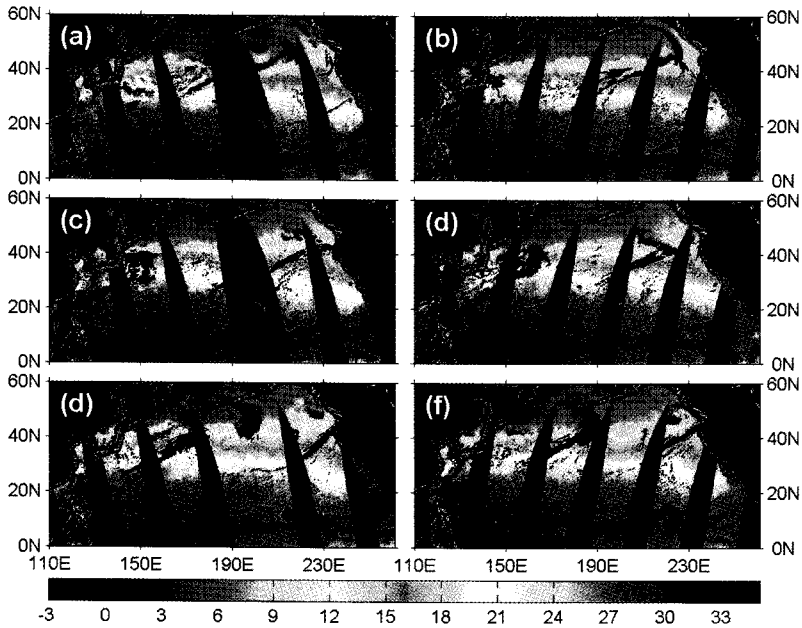


Fig. 1. Sea surface temperature (°C) images for ascending and descending passes of AQUA/AMSR-E for 3 days from 11-13 December, 2003. Each pass corresponds to (a) 11d 06h, (b) 11d 18h, (c) 12d 06h, (d) 12d 18h, (e) 13d 06h, and (f) 13d 18h, December 2003.

110-260°E까지 북태평양 전체 해역으로 정하였다.

Fig. 1은 3일 동안 AMSR-E의 주간(daytime) 관측과 야간 관측 자료를 활용하여 산출한 북태평양의 해수면온도 영상을 나타낸다. 위성 주사폭의 제한으로 인하여 0-20°N 사이에는 한번도 관측되지 않은 부분이 상당히 넓게 나타났다. 반면에 50°N 이상의 고위도에서는 하루 동안에도 여러 번의 관측이 이루어졌다. 주사폭 내에서도 겹게 나타난 부분은 두꺼운 구름이나 강우로 인해 제거한 영역을 나타낸다. 극초단파 센서라 하더라도 모든 구름과 강우에 투명한 것은 아니기 때문에 관측되지 않은 영역이 상당 부분 발생하였고, 극초단파 센서의 특성상 육지 가까이의 연안에서는 관측이 이루어지지 않았다. 전체적인 북태평양의 해수면온도는 저위도에 30°C 가까운 고온이 분포하고, 반면에 고위도 영역에서는 -1°C 정도의 영하의 온도가 분포하고 있다. 이 해수면온도 자료들을 3차원 해수면온도 합성장 생산 과정에 활용하였다.

해수면온도 시간평균

해수면온도 합성장을 만드는 데는 여러 가지 방법을 사용할 수 있으나, 그 중에서 가장 간단한 시간평균 방법과 최근에 와서 많이 활용되고 있는 최적 내삽

OI 기법이 있다. 시간 평균 방법에는 단순 평균 방법 외에 자료에 가중치(weight)를 주어 평균을 산출하는 가중평균(weighted average) 방법도 있다. 이 방법은 어떤 주어진 시점의 해수면온도를 잘 표현한다는 점에서 전체 자료 기간 동안 시계열 해수면온도를 평균한 시간 평균과는 약간 다른 물리적 의미를 가지고 있다. 본 연구에서는 3차원 OI 기법의 문제점과 원인을 고찰하는데 목적이 있으므로, 간단한 시간평균장과 3차원 OI 방법을 사용하여 얻은 평균장을 상호 비교하였다.

우선 주어진 화소의 시계열 자료를 이용하여 시간에 대하여 평균을 구하는 방법은 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$SST(i,j) = \frac{1}{N_k} \sum_{k=1}^{N_k} SST_k(i,j) \tag{1}$$

여기서 N_k 는 평균하고자 하는 시공간 영역 내에 존재하는 모든 해수면온도 자료의 개수이다. 위성의 궤도와 주사 영역에 따라서 N_k 는 각 화소마다 다른 값을 지니므로 위도와 경도의 함수로 표현된다.

3-D OI 방법

OI 방법에도 다양한 방법들이 있으나(예, Bretherton

et al., 1976), 본 연구에서는 Carter and Robinson (1987)의 방법을 채택하였다. 어떤 위치 r 에서 관측한 해수면온도 ϕ_r 은 실제 값 θ_r 과 임의의 잡음 오차 (noise error) e_r 의 합으로 Carter and Robinson(1987)의 표기법을 따라 식 (2)와 같이 표현할 수 있다.

$$\phi_r = \theta_r + e_r \quad (2)$$

여기서 θ 의 최소자승 최적 평가자(least-square optimal estimator)는 다음과 같이 표현할 수 있다 (Clancy, 1983).

$$\hat{\theta}_x = \sum_{r=1}^n B_{xr} \left[\sum_{s=1}^n A_{rs}^{-1} \phi_s \right] \quad (3)$$

이 추정치의 오차 분산은 아래와 같이 쓸 수 있으며,

$$E[(\hat{\theta}_x - \theta_x)^2] = B_{xx} - \sum_{r,s=1}^n B_{xr} A_{rs}^{-1} B_{xs} \quad (4)$$

여기서 m 은 관측치의 개수를 나타내고,

$$\begin{aligned} A_{rs} &= E[\phi_r \phi_s] = C(x_r - x_s) + \varepsilon^2 \delta_{rs} \\ B_{xr} &= C(x - x_r) \end{aligned} \quad (5)$$

그리고 C 는 ϕ 에 대한 상관(correlation)을 나타낸다. 상관함수는 다음과 같은 형태를 가진다.

$$C(r) = C(\Delta x, \Delta y, \Delta T) \quad (6)$$

만약 C_0 가 관측 벡터들 사이의 자기상관(auto-correlation)이고, C_{x0} 는 관측치와 계산치 사이의 교차상관(cross correlation)이라고 하면 식 (7)과 같이 표현할 수 있고,

$$\begin{aligned} C_0 &= A_{00} \\ C_{x0} &= A_{x0} \end{aligned} \quad (7)$$

위 식들을 더 일반화된 형태로 식 (8)와 (9)와 같이 쓸 수 있다.

$$\theta = C_{x0} C_0^{-1} \phi \quad (8)$$

$$C_e = C_x - C_{x0} C_0^{-1} C_{x0}^T \quad (9)$$

여기서 C 는 식 (10)과 같이 계산하였다.

$$\begin{aligned} C(r) &= (1-r^2)e^{-(r^2/2)} \\ r^2 &= \left(\frac{\Delta d_x}{L_x}\right)^2 + \left(\frac{\Delta d_y}{L_y}\right)^2 + \left(\frac{\Delta t}{L_t}\right)^2 \end{aligned} \quad (10)$$

식 (10)에서 Δd_x 와 Δd_y 는 SST 계산치와 관측치 사이

의 동서방향과 남북방향의 거리이고, Δt 는 계산치와 관측치 사이의 시간 차이이다. 합성하고자 하는 화소 주변의 자료에 OI 방법을 사용할 때, 일정 시간 규모 L_t 와 공간 규모 L_x, L_y 를 설정해 주어야 한다. 각 규모는 각 방향으로의 해양 현상의 규모(decorrelation scale)에 해당한다. 본 연구에서는 동서, 남북방향의 공간 규모를 180 km로 일정하게 주었고, 시간 규모는 15일로 주었다. 합성하고자 하는 화소 주변에 있는 동서, 남북 방향으로 각각 8개씩의 화소를 주었으며, 3일 합성장을 생산하므로 시간적으로는 중심 화소 시각을 중심으로 ± 1.5 일의 자료를 선택하도록 하였다. 이런 조건 하에서 내삽할 시공간 윈도우 영역을 전체 북태평양에서 이동하면서 합성장을 생산하였다.

결 과

해수면온도 시간 평균장

3일 동안에 관측된 AQUA/AMSR-E 자료를 이용하여 산출한 시간 평균장을 Fig. 2a에 나타내었다. 사용한 자료가 구름에 거의 영향을 받지 않는 극초단파 센서이기 때문에 대부분의 공간 영역에 대하여 해수면온도를 얻을 수 있었으나, 위성 주사폭의 바깥 부분에 위치하여 주어진 기간 동안 한번도 위성 관측이 이루어지지 않은 영역에서는 SST를 산출할 수 없었다. Fig. 2b는 각 평균 기간동안 각 화소에서 평균 과정에 활용된 해수면온도 자료 개수를 나타낸다. 중위도의 대부분의 화소가 2-4회 정도로 관측되고 있고, 고위도에서는 6회의 관측이 이루어졌다. 10°N 이하의 저위도 영역에서는 3회 이하의 자료 수를 나타내었다. 심한 강우나 두꺼운 구름과 같이 대기 상태가 극한 상황에 있었을 것으로 추정되는 결측 영역은 동서로 넓게 분포하고 있다.

극초단파는 구름의 영향을 거의 받지 않아서 3일 평균을 하더라도 상대적으로 좋은 합성장을 얻을 수 있지만, NOAA 위성과 같이 대부분의 적외선 센서가 탑재된 극궤도 위성은 한 달 자료를 모두 활용한다고 하더라도 해양 해역을 모두 관측할 수 없는 부분이 생긴다. 따라서 이러한 결측 부분을 주변에 있는 시공간적 관측치를 이용하여 객관적으로 내삽하여 계산할 필요가 있다. 3차원 합성장은 이러한 결측 부분에 대해서도 산출 오차를 최소화하면서 시공간적으로 새로운 해수면온도를 산출하여 보충할 수 있다.

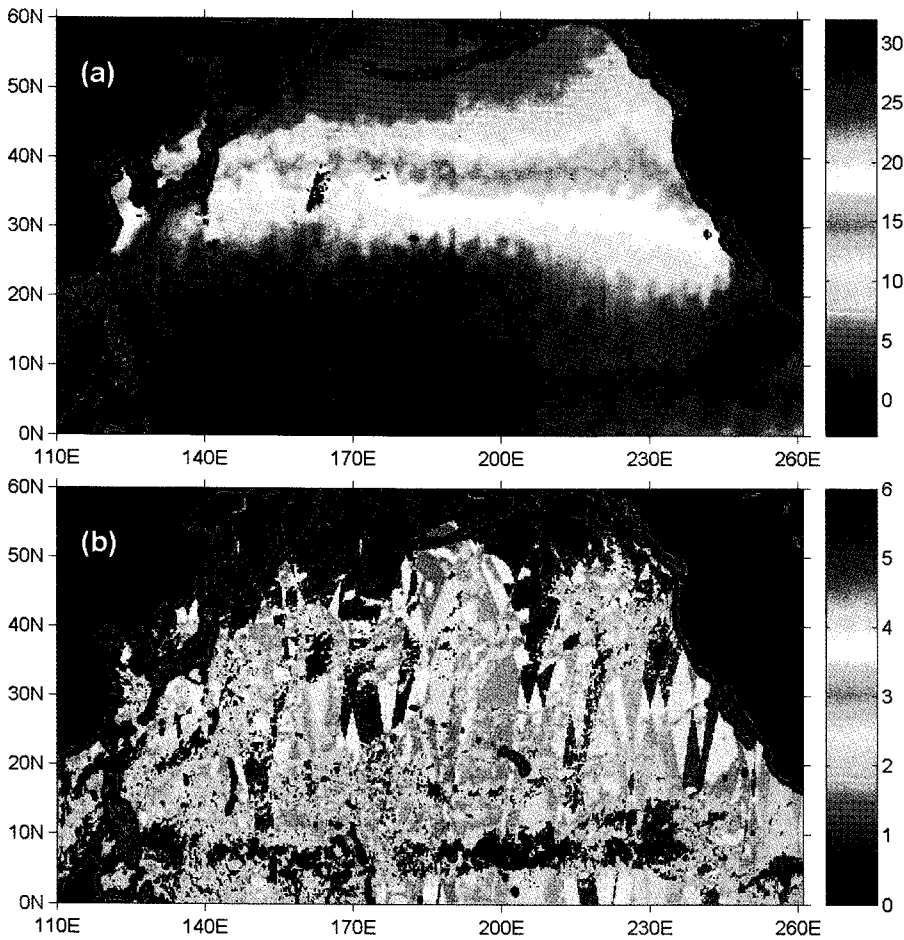


Fig. 2. (a) Temporal mean of sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) in the North Pacific and (b) the number of sea surface temperature data were used in average procedure. AQUA/AMSR-E SST data for 3 days (11-13 December, 2003) were used.

해수면온도 OI 합성장

Fig. 3a는 식 (8)과 같이 OI 방법을 사용하여 구한 해수면온도 합성장(θ)이다. 이러한 합성장은 자료가 없는 곳에서 오차를 최소화하여 가상적으로 만들어낸 장이고, 각 화소에서 예상되는 오차는 Fig. 3b에 제시하였다. 북태평양 중앙부에서는 전체적으로 0.1°C 이내의 오차를 보이지만, 대륙과 연안으로 갈수록 오차는 급격히 증가하여 0.3°C 이상의 상대적으로 큰 오차를 나타내었다(Fig. 3b). 이는 육지와 해안선 가까이에서는 극초단파 센서로 해양 관측을 할 수 없기 때문이다. 큰 윈도우를 사용하였으므로 주변 화소들의 SST를 이용하여 산출하여서 큰 오차를 유발한 것으로 판단된다. 즉 연안에서 발견된 큰 오차는 결국 화소에 기인한 것으로 간주할 수 있다. 그리고 Fig. 2a에서 볼 수 있었던듯이 $5\text{-}10^{\circ}\text{N}$ 범위의 저위도

해역에 SST가 없었던 화소에서 주변 화소에 비해 상대적으로 큰 $0.05\text{-}0.15^{\circ}\text{C}$ 정도의 오차가 나타났다. 이런 부분을 제외하면 태평양 전체에 대한 OI 방법 자체에 의한 오차는 0.05°C 이내로써 비교적 작은 오차가 나타났다고 볼 수 있다. 따라서 전체적인 오차 측면에서 볼 때 사용한 OI 방법은 합성장 생산에 안정적인 것으로 판단된다.

SST 합성장의 공간 스펙트럼

Figs. 2a와 3a의 결과를 비교해 보면 OI 합성장은 장점과 단점을 동시에 가지는 것으로 나타났다. 자료가 없는 부분에서는 최소의 오차를 가지도록 내삽하여 모두 채울 수 있는 이점이 있으나, 단순평균장에서 볼 수 있었던 크고 작은 소용돌이 구조가 공간적으로 평활화(smoothing)되는 경향이 있는 단점도 가

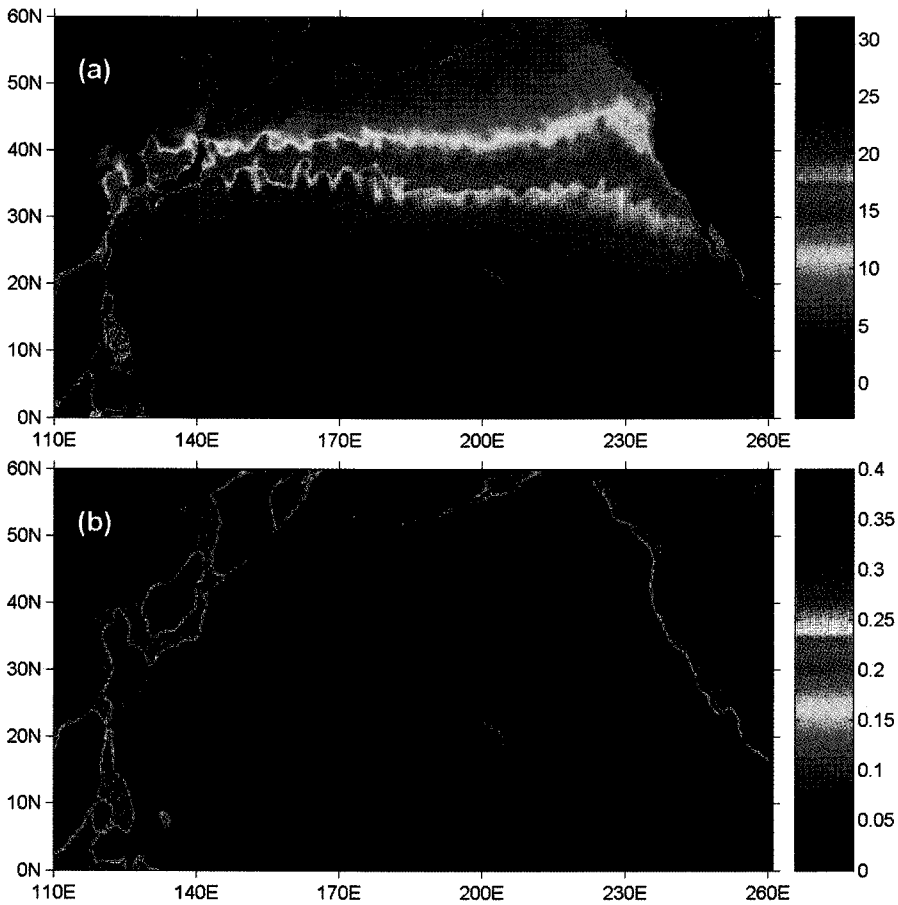


Fig. 3. (a) 3-D optimally interpolated sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) of 3-day AQUA/AMSR-E data (11-13 December, 2003) and (b) SST error ($^{\circ}\text{C}$) distribution associated with the OI procedure.

지고 있었다. 두 수온장의 차이점을 좀 더 정량적으로 조사하기 위하여 각 수온장에 대한 2차원 공간스펙트럼(two-dimensional spatial spectra)를 계산하여 Fig. 4에 나타내었다. SST 시간 평균장의 에너지($\log SST_{mean}$)는 $10 \text{ cycles}/10^3 \text{ km}$ 영역에 상대적으로 많은 에너지($>10^{3.50} \text{ C}^2/\text{km}^2$)가 분포하고 있고(Fig. 4a), 반면에 SST OI 합성장은 $5 \text{ cycles}/10^3 \text{ km}$ 영역에 에너지가 집중적으로 분포해 있다. 시간 평균장은 $15 \text{ cycles}/10^3 \text{ km}$ 이상의 고주파수(high wavenumber) 영역에도 에너지가 골고루 분포하고 있으나, SST OI 합성장의 경우는 대부분 저주파수(low wavenumber) 영역에 분포하고 있다.

두 에너지 스펙트럼의 차이를 나타낸 Fig. 4c는 대부분의 파수 공간에서 양의 값을 보이고 있다. 시간 평균장(SST_{mean})과 OI 합성장(SST_{oi})에 로그를 취한 후 두 값의 차($\log SST_{mean} - \log SST_{oi}$)를 구하였기 때문에

원래 에너지는 OI 합성장 에너지에 대한 시간 평균장 에너지의 비($\log[SST_{mean}/SST_{oi}]$)를 표현한다. 대부분의 파수 영역에서 시간 평균장이 OI 합성장보다 더 큰 에너지를 가지고 있는 것으로 나타났다. 로그를 취한 상태에서 1 이상이므로 실제로 $10 \text{ cycles}/10^3 \text{ km}$ 이상의 고주파수에서 10배 이상의 에너지 차이가 발생했음을 보여준다. 그러나 $3 \text{ cycles}/10^3 \text{ km}$ 이하의 저주파수 영역에서는 오히려 OI 합성장이 $10^{0.2} - 10^{0.3}$ 배, 즉 약 1.5배에서 2배 정도로 더 큰 에너지를 가지고 있었다. 이는 OI 과정에서 고주파수 즉 작은 규모의 해양현상들의 에너지가 대략 10배 정도로 약화되었고, 반면에 이렇게 약화된 에너지는 더 큰 규모의 해양현상으로 에너지가 전달되었음을 의미한다. 다시 말하면 OI 과정을 통하여 전체적으로 평활화가 이루어진 것으로 판단된다.

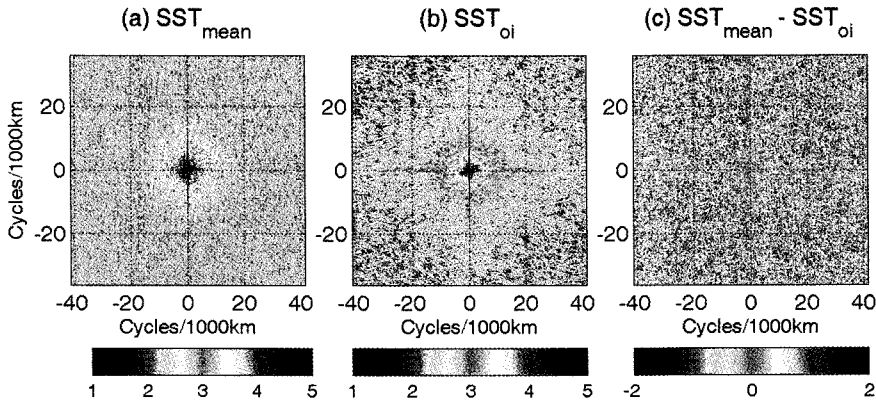


Fig. 4. Two-dimensional spatial spectra of (a) SST temporal mean (log SST_{mean}), (b) optimally-interpolated SST (log SST_{oi}), and (c) spectrum energy difference between (a) and (b), log $SST_{mean} - \log SST_{oi}$.

SST 합성장의 공간구배

두 합성장의 비교를 위하여 구배연산자(gradient operator)를 이용하여 해수면온도의 공간구배도(spatial gradient map)를 계산하여 Fig. 5에 제시하였다. 열전선 분포는 식 (11)을 활용하여 구하였다.

$$|\nabla SST_{i,j}| = \sqrt{\left(\frac{SST_{i+1,j} - SST_{i,j}}{\Delta X}\right)^2 + \left(\frac{SST_{i+1,j} - SST_{i,j}}{\Delta Y}\right)^2} \quad (11)$$

여기서 ΔX , ΔY 는 각각 경도방향과 위도방향의 거리이고, i, j 는 X, Y 방향으로 화소의 위치이다.

Fig. 5a는 시간 평균장으로부터 산출한 북태평양의 열전선의 분포를 나타낸다. 주변 화소에 비해 뚜렷이 구별되는 수온 구배는 0.03-1.0°C/km 정도이다. 동해에서 강한 수온 구배가 출현하는데, 북한과 러시아 경계에서 남동쪽으로 동해 중앙부로 뻗는 북서극전선대(northwest branch of the subpolar front, Park et al., 2004)에서 0.1°C/km 이상의 구배가 나타났다. 일본 동쪽 40°N 부근에서 쿠로시오 해류와 오야시오 해류가 만나 이루는 전선대가 잘 표현되어 있고, 북태평양 전체에 존재하는 크고 작은 소용돌이, 해류 주변의 수온의 구배가 적절히 표현되어 있다.

반면에 OI 합성장으로부터 산출한 열전선대(Fig. 5b)는 전선대의 중심 위치는 표현하고 있으나 전체적으로 수온구배가 감소하였다. 예를 들면, 시간 평균장에서 일본 동쪽에 나타난 0.08°C/km의 구배는 OI 과정에서 약화되어 OI 합성장에서 0.05°C/km로 감소하였다. 반면에 주변에 비해 큰 구배를 보이는 전선대의 폭은 OI 합성장에서 증가하였다. 즉 OI 과정을

통하여 전선은 약화되고, 공간적 크기는 증가하는 공간 평활화(spatial smoothing)가 이루어졌다고 할 수 있다.

또 한 가지 문제점은 5-20°N 저위도 부근의 수온 구배 분포에서 찾아 볼 수 있다. 해수면온도의 공간적 변화가 저위도에서는 상대적으로 작기 때문에 큰 전선대는 존재하지 않는다. 이로 인해 OI 합성장에도 뚜렷한 전선대는 발견되지 않았다. 그런데 Fig. 5b에서 붉은 실선으로 나타난 부분을 확대한 Fig. 5c를 자세히 보면, 저위도에서 일정한 격자 형태의 열전선이 나타나 있음을 볼 수 있다. 또한 구름이 있었던 화소 주변에서는 이러한 공간적 구배가 더욱 뚜렷이 나타난다. 이는 실제 자연 현상이 아니고, OI 과정의 문제로 발생하는 해수면온도의 불연속성 때문이다. 객관적 내삽을 하기 위하여 사용한 윈도우의 크기와 일정한 수평운동 규모를 고정하여 사용하였기 때문에 나타난 결과로 판단된다. 해수면온도의 구배가 주위에 비해 큰 화소가 동서방향 혹은 남북방향으로 나타난다는 것은 윈도우의 효과를 보여주는 증거가 될 수 있다. 크기는 0.01-0.02°C/km로 작지만, 사용 목적에 따라서는 매우 큰 오차로 작용할 수 있다.

시간 평균장과의 차

OI 합성장에서 단순 시간평균장을 뺀 두 합성장의 차이($SST_{mean} - SST_{oi}$)를 Fig. 6에 나타냈다. 전체적으로 -1°C와 1°C 사이에 존재하는데 30-45°N 사이의 중위도 해역에서는 양과 음의 값이 공간적으로 빈번하게 교차하고 있다. 특히 쿠로시오 해역에서는 음의 값이 상대적으로 많이 나타나서 OI 합성장이 시간 평균장

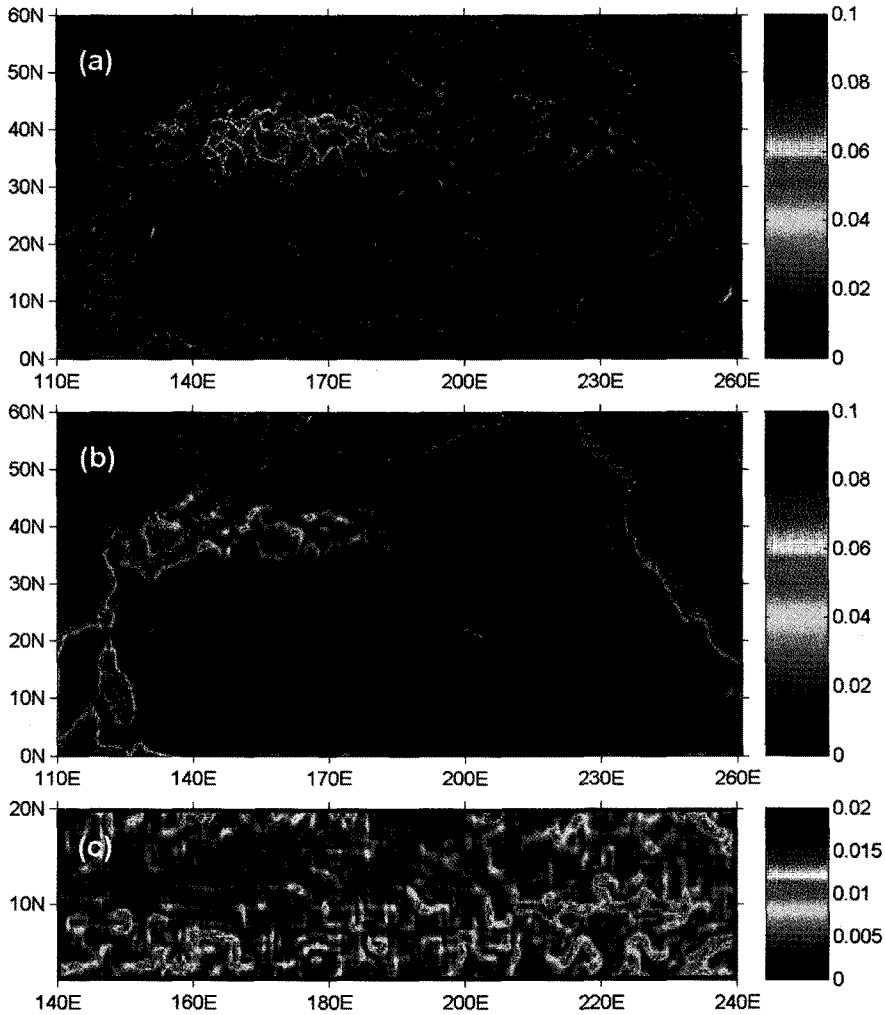


Fig. 5. Magnitude ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) of two-dimensional gradient of sea surface temperature distribution from (a) temporal average and (b) OI procedure of AQUA/AMSR-E SST for 3 days (11-13 December, 2003), and (c) enlarged gradient map for the red-line box in (b).

에 비해 해수면온도를 낮게 산출하고 있음을 유추할 수 있다. 동해에서도 양과 음이 교차하는 공간적인 차이가 크게 나타나 있다. 일반적으로 중위도 영역의 태평양에는 크고 작은 해양 소용돌이(eddy)들이 출현하고, 태평양의 서쪽은 강한 서안 경계류인 쿠로시오 해류와 한류가 만나서 시간적으로 공간적으로 변동성이 심한 해역이다. 이렇게 해황이 복잡한 해역에서 SST OI 과정이 이루어지면 공간적 평활화 과정으로 인하여 실제 바다온도와 차이가 큰 해수면온도장을 생산할 수 있다.

5-10°N에 구름이 있는 화소 주변에서는 두 수온장의 차이가 -0.2°C 에서 -0.8°C 사이로 대부분 음의

값이다. 즉 구름으로 인한 위성 결측 화소에서는 OI 합성장이 실제 해수면온도 보다 낮게 계산하고 있음을 확인할 수 있다.

평활화의 원인

Fig. 5a에서 본 바와 같이 중위도 및 고위도에서는 저위도에서 발견되었던 격자상의 SST 공간 구배가 큰 오차가 발견되지 않았다. 이러한 사실로 미루어 볼 때 산출된 해수면온도장이 위도에 따른 의존성을 가질 것으로 유추된다. 일반적으로 해양에 존재하는 소용돌이의 공간 크기(spatial scale)는 각 해역의 수직적 특성과 관련이 있다. Stammer(1997)는 소용돌

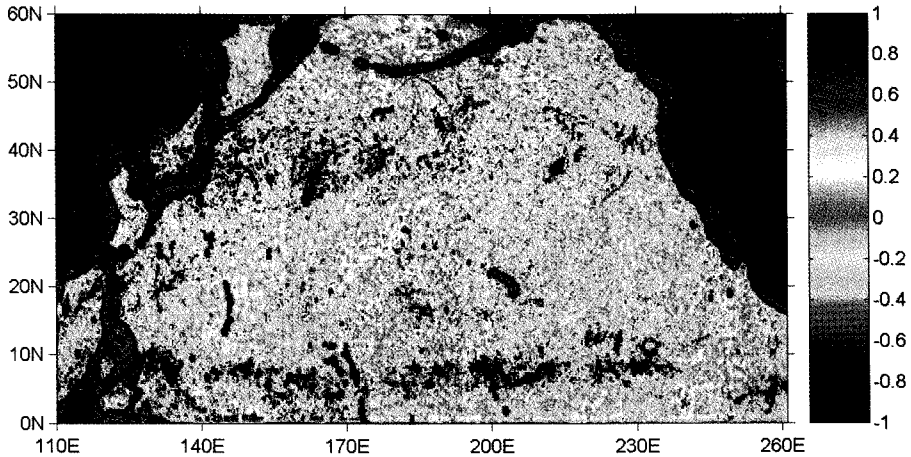


Fig. 6. Difference of 3-D OI SST from temporal mean of SST ($^{\circ}\text{C}$), $SST_{mom} - SST_{of}$.

이의 특징적 공간 규모는 위도에 반비례하며 내부변형 반경에 4배 정도의 크기라고 밝혔고, Park et al. (2007)은 동해에서 극전선 이북과 이남을 비교했을 때 2-4배 정도의 차이가 있다고 하였다. 대략적인 Rossby 내부 변형반경은 식 (12)와 같이 계산할 수 있다.

$$R_D = \frac{\sqrt{g'H}}{f}, \quad g' = \frac{\Delta\rho}{\rho}g \quad (12)$$

여기서 f 는 $2\Omega\sin\phi$ 이고, Ω 는 지구자전 각속도, ϕ 는 위도, ρ 는 밀도이고, H 는 수심, g 는 중력가속도이다. Chelton et al.(1998)의 결과를 이용하여 위도에 따른 Rossby 변형 반경의 변화를 Fig. 7에 나타내었다.

식 (12)에서 보는 바와 같이 이론적인 로스비 변형 반경은 기본적으로 위도와 역상관의 관계에 있다. Fig. 7a는 적도 가까이에서 240 km가 넘는 큰 반경을 보이고, 중위도로 감에 따라 급격하게 줄어들어 30°N에서 40 km 정도가 되었음을 잘 나타내고 있다. 더 북쪽으로 가 50°N에서는 크기가 더욱 감소하여 20 km 보다 작은 반경을 가졌다. 이러한 반경은 중위도에서 적도로 감에 따라 기하급수적으로 증가하는 것으로 나타났다. Fig. 7b는 위도에 따라서 지수함수적으로 증가하고 감소하는 양상을 보여준다. 실제 해양 현상은 이 변형 반경의 수 배 정도의 크기로 출현하기 때문에 인공위성이 관측한 해수면온도 영상에서는 변형반경보다 훨씬 큰 규모의 해양 현상이 관측될 것이다.

Fig. 7b에서 제시한 바와 같이 Rossby 변형 반경이

일정하지 않다는 사실을 고려하지 않고, 동일한 원도우의 크기와 동일한 decorrelation scale을 저위도에서 고위도까지 모두 적용하였기 때문에 여러 가지 문제점이 발생한 것으로 판단된다. 우선 적도 가까이 위도에서는 실제 현상이 크기 때문에 사용한 decorrelation scale로도 해양 현상을 재현할 수 있으나, 고위도로 갈수록 실제 현상보다 크기는 10배 정도 큰 원도우를 사용하여 내삽에 활용하였기 때문에 공간적으로 변동이 심한 자세한 해양 구조들이 사라지게 되는 것으로 사료된다. 반대로 저위도에서는 현상이 더 크기 때문에 작은 원도우 크기, 수평운동 규모로 인하여 SST의 불연속성이 발생한 것으로 추정된다. 이러한 문제를 해결하려면 수평운동 규모를 위도와 극지역 해역의 특성을 고려한 함수로 주어야 한다. 그런데 국외의 대부분의 기관에서는 전구의 해수면온도 OI 합성장을 만들 때 동일한 값을 사용하고 있다.

특히 동해의 경우 해양의 수직적 특성이 극전선 이남과 이북에서 급격하게 차이가 나고, 같은 위도대의 태평양에 비해 계절적인 변동이 매우 크다(Park et al., 2007). 동해 북부는 여름철에 해수면이 가열되어 수직적으로 매우 안정적인 수온의 구조를 보이나, 겨울철에는 해수면에서 바닥까지 수온이 거의 같아지게 되거나 오히려 표면의 온도가 대기 냉각으로 인하여 떨어져서 계절에 따른 Rossby 변형 반경의 크기 변화가 심한 곳이다. 동해를 이층 해양으로 간단히 가정하고 계산한 결과에 의하면, Rossby 내부변형 반경은 겨울철 극전선 이북 해역에서 수 km로 산출된 바 있다(Park et al., 2007). 해양 표면에 해수면은

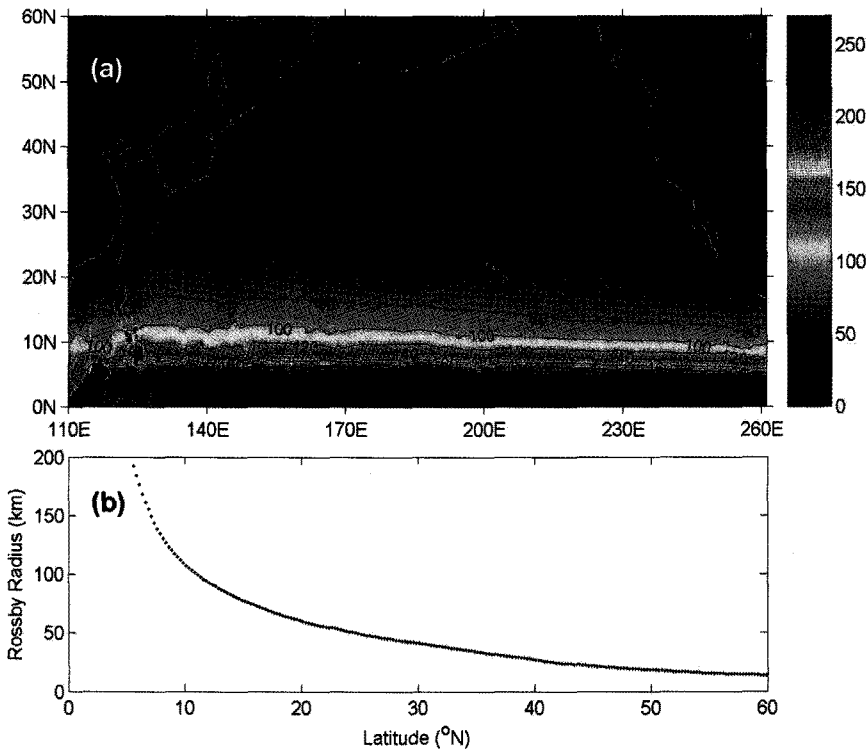


Fig. 7. (a) Distribution of internal Rossby deformation radius (km) and (b) latitudinal variation of the internal Rossby deformation radius. The radius data were obtained from Chelton et al. (1998).

도장에 나타나는 소용돌이의 경우 이러한 로스비 변형반경의 수 배의 크기로 나타나서 공간규모가 수십 십 km에 불과하다. 따라서 이러한 극지 해양의 특성은 큰 수평 규모를 사용한 3-D OI 합성장에서는 반영되기 어렵고, 산출된 SST는 사용한 윈도우 영역 내에서 평활화되어 Fig. 3a와 같이 실제 작은 규모의 해양현상은 사라지게 될 가능성이 크다. 반면에 저위도에서는 사용한 수평규모가 발생할 수 있는 해양현상의 규모가 보다 작아서 사용한 윈도우의 가장자리에서 또 다른 불연속 문제가 발생하는 것으로 사료된다.

요약 및 결론

인공위성에서 관측한 해수면온도 자료는 기후변화 및 지구온난화 연구, 그리고 해양-대기 수치모델에서 기초 입력자료로서 매우 중요하게 다루어지고 있다. 본 연구는 해수면온도 합성장을 생산하는 여러 가지 기법 중 3-D OI 기법을 도입하여 AQUA/AMSR-E 극초단파 자료를 이용하여 해수면온도 합성장을 산출

하고, 합성장에서 발생할 수 있는 문제점과 원인을 조사하였다.

3-D 합성장은 북태평양 중양부에서 0.05°C 이하의 작은 산출 오차를 보였으나, 자료 결측이 있는 연안에서는 0.4°C가 넘는 오차가 발생하였고, 5-10°N 부근의 결측 화소 근처에서는 0.1-0.15°C에 해당하는 오차를 나타내었다. 시간 평균장과 비교한 결과, 3-D OI SST 합성장은 두꺼운 구름 분포나 강한 강수로 인하여 극초단파 센서가 관측할 수 없었던 결측 영역에서는 해수면온도를 비교적 낮게 계산하는 경향이 있었다. 구름이 없고 관측 횟수가 높은 해역에서는 0.1°C 내의 비교적 높은 정확도를 유지하고 있었다. 그러나 OI SST는 전체적으로 해수면온도의 공간적 구배를 감소시키는 평활화 현상을 유발하였다. 특히 해양 열전선이 분포하는 쿠로시오 해류 주변에서는 시간 평균장과 비교한 편차가 양과 음의 값이 빈번히 교차하여 공간적으로 큰 차이를 나타내었다. 위성 자료가 누락된 화소 주변에서는 3-D OI 합성장이 시간 평균에 비해 -0.4°C 정도로 낮게 계산되는 경향이 있었다.

일반적으로 합성장 생산에 동일한 크기의 윈도우와 수평 운동규모를 사용하고 있으나, 해양 현상은 지구 자전의 영향으로 위도에 따른 변화가 크다. Rossby 내부 변형 반경을 조사해 본 결과, 저위도에서는 200 km 이상의 반경을 가지고 고위도에서는 20 km 정도로 태평양에서 10배 이상의 차이를 보였다. 동해 북부나 고위도 태평양은 내부변형반경이 수-수십 km에 불과하여 실제 발생할 수 있는 해양의 소용돌이 규모는 수십 km 정도이다. 따라서 모든 위도에 대해 동일한 수평운동규모와 윈도우를 적용할 경우 심각한 문제를 유발할 수 있다. 중위도 및 고위도 해역에서 저위도에 사용하였던 윈도우와 수평운동규모를 동일하게 사용할 경우 작은 수평규모 운동은 모두 평균되거나 평활화되어 본 연구의 SST 합성장에 표현되지 않았다. 또한 적도 부근의 저위도에서는 현상의 크기가 사용한 윈도우 크기보다 커서 윈도우 가장자리에서 불연속이 발생하였다. 이러한 불연속은 이차원 수온 구배 영상에서 격자 모양의 열전선대를 생산하는 경향이 있었다.

따라서 앞으로 3-D OI 해수면온도장을 산출할 때에는 실제 해양에서 나타낼 수 있는 해양 현상의 수평적 규모 및 시간적 규모에 대한 분석이 뒤따라야 할 것이다. 이런 분석을 바탕으로 궁극적으로 윈도우와 수평운동 규모 및 시간 규모를 시공간적으로 변동하도록 OI 과정을 구성하여, 연구 해역의 특성을 고려한 최적화된 SST 합성장을 산출하여야 할 것이다.

사 사

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2008-4210)의 지원으로 수행되었습니다. 논문을 세밀히 심사해주신 윤희주 교수님, 서영상 박사님, 양우현 편집위원님께 감사드립니다.

참고문헌

- Bretherton, F., Davis R., and Fandry C., 1976, A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Research*, 23, 559-582.
- Carter, E.F. and Robinson, A.R., 1987, Analysis models for the estimation of oceanic fields. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 4, 49-74.
- Clancy, R.M., 1983, The effect of error correlations on objective analysis of ocean thermal structure. *Deep Sea Research*, 30, 985-1002.
- Chelton, D.B., deSzoeke, R.A., Schlax, M.G., Naggar, K.El, and Siwertz, N., 1998, Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 433-460.
- Guan, L. and Kawamura H., 2004, Merging satellite infrared and microwave SSTs: Methodology and evaluation of the new SST. *Journal of Oceanography*, 60, 905-912.
- Park, K.-A., Chung, J.Y., and Kim, K., 2004, Sea surface temperature fronts in the East (Japan) Sea and temporal variations. *Geophysical Research Letters*, 31, L07304, doi:10.1029/2004GL019424.
- Park, K.-A., Ullman D.S., Kim K., Chung J.Y., and Kim K.-R., 2007, Spatial and temporal variability of satellite-observed Subpolar Front in the East/Japan Sea. *Deep-Sea Research*, 54, 454-470.
- Reynolds, R.W. and Smith T.M., 1994, Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 7, 929-949.
- Stammer, D., 1997, Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1743-1769.
- Wentz, F.J., Gentemann, C., Smith, D., and Chelton, D., 2000, Satellite measurements of sea surface temperature through clouds. *Science*, 288, 847-850.

2009년 2월 4일 접수
2009년 3월 18일 수정원고 접수
2009년 3월 23일 채택