

인공위성 해수면온도 3-D 최적 내삽 합성장 생산 방법과 한계점

박 경 애

서울대학교 지구과학교육과/해양연구소, kapark@snu.ac.kr

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

Kyung-Ae Park

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 $0.1\sim 0.15^{\circ}\text{C}$ 에 달하는 오차를 보였다. 시간평균장과 비교한 결과, 구름 부근의 화소에서는 해수면온도를 낮게 계산하는 경향이 있었으며, 해수면온도의 공간적 구배를 감소시키는 평활화가 전체적으로 나타났다. 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 과정

에 위도와 해수의 수직적 밀도 구조와 밀접한 관련이 있는 해양 현상의 수평적 규모의 시공간적 변동 특성을 고려해야 함을 제시한다.

1. 서론

해수면온도(Sea Surface Temperature; SST)는 최근의 기후 변화를 이해하는 가장 중요한 해양·대기변수 중의 하나이다. 대부분 극궤도 위성의 해수면온도 영상에는 넓은 해역에 구름으로 인하여 관측이 되지 않는 결측 영역이 존재한다. 극초단파 센서 또한 구름의 영향을 거의 받지 않지만(Wentz et al., 2000) 여전히 다양한 요인으로 결측 화소들이 생긴다. 이들 화소들은 객관적 내삽을 통하여 해양순환모델 혹은 해양-대기결합모델의 초기 입력 자료로 활용할 수 있다. 특정 영역의 해수면온도 분포를 알기 위하여 사용하는 대부분의 방법들은 여러 번의 인공위성 관측 자료 중에서 그 영역에 속하는 자료를 수집하여 객관적인 방법으로 내삽(OI;

Optimum Interpolation) 한다. 본 연구의 목적은 기존의 연구들과 같이 2차원 해수면온도장의 시계열 자료를 이용하여 해수면온도 합성장을 생산하고, 사용한 방법에 따른 문제점과 한계점을 조사하는데 있다.

2. 연구 자료

인공위성 자료

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, 110~260°E까지 북태평양 전체 해역으로 정하였다.

3-D OI 방법

단순 시간평균은 (1)과 같이 계산된다.

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

OI 방법에도 다양한 방법들이 있으나 (e.g. Brtherton 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 식 (2)와 같이 표현할 수 있다.

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

만약 오차가 장소 s 에서 관측된 다른 해수면온도와 참값(True field)과 상관이 없다고 한다면 식 (3)과 같이 쓸 수 있다.

$$\begin{aligned} E[e_r \phi_s] &= 0, \\ E[e_r e_s] &= \epsilon^2 \delta_{rs} \end{aligned} \quad (3)$$

여기서 ϵ^2 는 오차 분산(Error Variance)이며, 균질성(Homogeneity)을 가정하였기 때문에 ϵ 는 위치에 의존하지 않고, θ 의 최소화승 최적 평가자(Least-square Optimal Estimator)는 다음과 같이 표현할 수 있다(Clancy, 1983).

$$\hat{\theta}_x = \sum_{r=1}^n B_{xr} \left[\sum_{s=1}^n A_{rs}^{-1} \phi_s \right] \quad (4)$$

이 추정치의 오차 분산은 아래와 같이 쓸 수 있으며,

$$E[(\hat{\theta}_x - \theta_x)^2] = B_{xx} - \sum_{r,s=1}^n B_{xr} A_{rs}^{-1} B_{xs} \quad (5)$$

여기서 n 은 관측치의 개수를 나타내고,

$$\begin{aligned} A_{rs} &= E[\phi_r \phi_s] = C(x_r - x_s) + \epsilon^2 \delta_{rs}, \\ B_{xr} &= C(x - x_r) \end{aligned} \quad (6)$$

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

$$C(r) = C(\Delta x, \Delta y, \Delta T) \quad (7)$$

만약 C_θ 가 관측 벡터들 사이의 자기상관 (Autocorrelation)이고, $C_{x\theta}$ 는 관측치와 계산치 사이의 교차상관(Cross Correlation) 이라고 하면 식 (8)과 같이 표현할 수 있고,

$$\begin{aligned} C_\theta &= A_{\theta\theta} \\ C_{x\theta} &= A_{x\theta} \end{aligned} \quad (8)$$

위 식들을 더 일반화된 형태로 식 (9)와 (10)과 같이 쓸 수 있다.

$$\hat{\theta} = C_{x\theta} C_\theta^{-1} \phi \quad (9)$$

$$C_c = C_x - C_{x\theta} C_\theta^{-1} C_{x\theta}^T \quad (10)$$

여기서 C 는 식 (11)과 같이 계산하였다.

$$\begin{aligned} C(r) &= (1 - r^2) e^{(-r^2/2)} \\ r^2 &= \left(\frac{\Delta d_x}{L_x}\right)^2 + \left(\frac{\Delta d_y}{L_y}\right)^2 + \left(\frac{\Delta t}{L_t}\right)^2 \end{aligned} \quad (11)$$

식 (11)에서 Δd_x 와 Δd_y 는 SST 계산치와 관측치 사이의 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 주었다.

3. 연구 결과

해수면온도 시간 평균장

3일 동안에 관측된 AQUA/AMSR-E 자

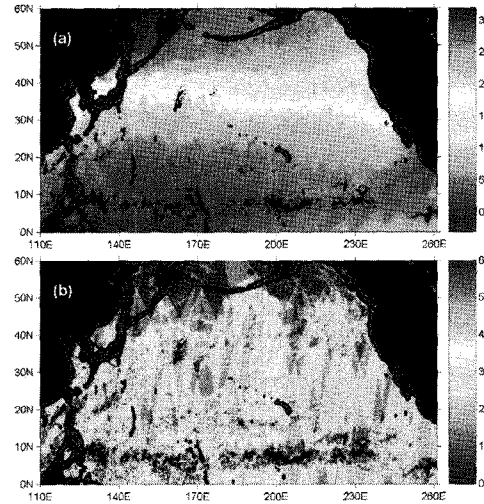


Fig. 1. (a) Temporal mean of sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) in the North Pacific and (b) the number of sea surface temperature data used in average procedure.

료를 이용하여 산출한 시간 평균장을 Fig. 1a에 나타내었다. Fig. 1b는 각 평균 기간 동안 각 화소에서 평균 과정에 활용된 해수면온도 자료 개수를 나타낸다. 중위도의 대부분의 화소가 2~4회 정도, 고위도에서는 6회의 관측이 이루어졌다. 10 $^{\circ}\text{N}$ 이하의 저위도 영역에서는 3회 이하의 자료 수를 나타내었다. 심한 경우나 두꺼운 구름과 같이 대기 상태가 극한 상황에 있었을 것으로 추정되는 결측 영역은 동서로 넓게 분포하고 있다. 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.

해수면온도 OI 합성장

Fig. 2a는 OI 방법을 사용하여 구한 해

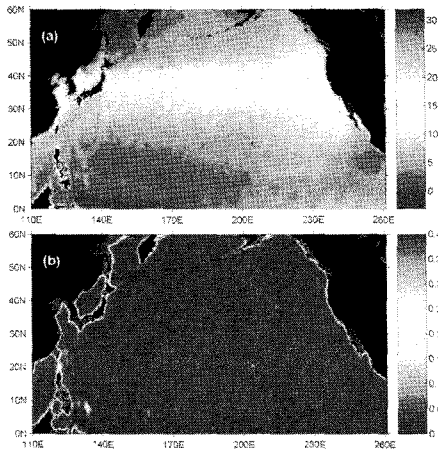


Fig. 2. (a) 3-D optimally interpolated sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) using 3-day AQUA/AMSR-E data and (b) SST error ($^{\circ}\text{C}$) distribution associated with the OI procedure.

수면온도 합성장($\hat{\theta}$)이다. 이러한 합성장은 자료가 없는 곳에서 오차를 최소화하여 가상적으로 만들어낸 장이고, 각 화소에서 예상되는 오차의 정도를 Fig. 2b와 같이 제시할 수 있다. 북태평양 중앙부에서 전체적으로 0.1°C 이내의 오차를 보이지만, 대륙과 연안으로 갈수록 오차는 급격히 증가하여 0.3°C 이상의 상대적으로 큰 오차를 나타내었다 (Fig. 2b). 이는 육지와 해안선 가까이에서는 극초단파 센서가 해양 관측을 할 수 없기 때문이다. $5\sim 10^{\circ}\text{N}$ 범위의 저위도 해역에 SST가 없었던 화소에서 주변 화소에 비해 상대적으로 큰 오차가 $0.05\sim 0.15^{\circ}\text{C}$ 정도로 나타났다. 이런 부분을 제외하면 태평양 전체에 대한 OI 방법 자체에 의한 오차는 0.05°C 이내의 비교적 작은 오차가 나타났다고 볼 수 있다.

SST 합성장의 공간 스펙트럼

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 cycles/1000km 영역에 상대적으로 많은 에너지($>10^{3.5}\text{C}^2/\text{km}^2$)가 분포하고 있고(Fig. 3a), 반면에 SST OI 합성장은 5 cycles/1000km 영역에 에너지가 집중적으로 분포해 있다. 시간 평균장은 15 cycles/1000km 이상의 고주파수(high wavenumber) 영역에도 에너지가 골고루 분포하고 있으나, SST OI 합성장의 경우는 대부분 저주파수(low wavenumber) 영역에 분포하고 있다.

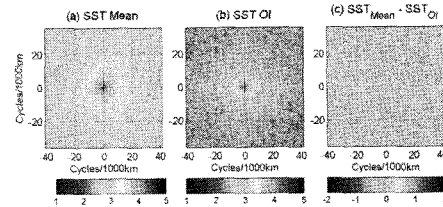


Fig. 3. Two-dimensional spatial spectra of (a) SST temporal mean, (b) optimally-interpolated SST, and (c) spectrum energy difference between (a) and (b).

두 에너지 스펙트럼의 차이를 나타낸 Fig. 3c는 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

cycles/1000km 이상의 고주파수에서 10배 이상의 에너지 차이가 발생했음을 보여준다. 그러나 3 cycles/1000km 이하의 저주파수 영역에서는 오히려 OI 합성장이 $10^{0.2} \sim 10^{0.3}$ 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.

SST 합성장의 공간구배

두 합성장의 비교를 위하여 구배연산자(Gradient Operator)를 이용하여 해수면온도의 공간구배도(spatial gradient map)를 계산하여 Fig. 4에 제시하였다. Fig. 5a는 시간 평균장으로부터 산출한 북태평양의 열전선의 분포를 나타낸다. OI 합성장으로부터 산출한 열전선대(Fig. 4b)는 전선대의 중심 위치는 표현하고 있으나 전체적으로 수온구배가 감소하였다. 예를 들

면, 시간 평균장에서 일본 동쪽에 나타난 $0.08^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 의 구배는 OI 과정에서 약화되어 OI 합성장에서 $0.05^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 로 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.

그런데 Fig. 4b에서 볼 수 있듯이 적도에서 15°N 사이의 저위도를 자세히 보면 일정한 격자 형태의 열전선이 나타나고 구름이 있었던 화소 주변에서는 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 $0.01 \sim 0.02^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 로 작지만, 사용 목적에 따라서는 매우 큰 오차로 작용할 수 있다.

평활화의 원인

Fig. 4a에서 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. 대략적인 Rossby 내부

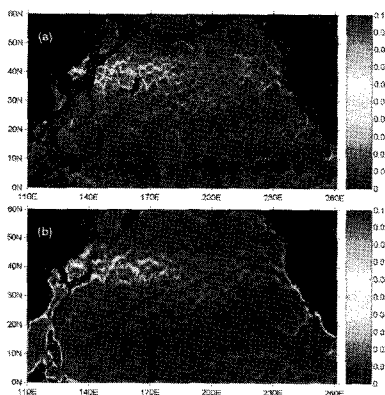


Fig. 4. (a) Magnitude ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) of two-dimensional gradient of sea surface temperature distribution from (a) temporal average and (b) OI procedure.

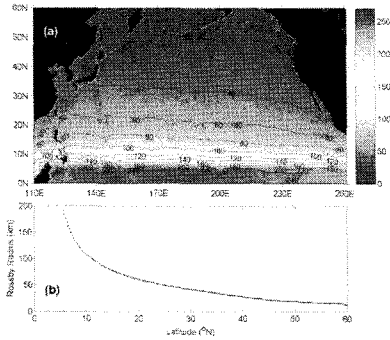


Fig. 5. (a) Distribution of internal Rossby deformation radius (km) and (b) latitudinal variation of the internal Rossby deformation radius. The radius data were obtained from Chelton et al.(1998).

변형반경은 식 (12)과 같이 계산할 수 있다.

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

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. 5에 나타내었다.

이론적인 로스비 변형반경은 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. 이러한 반경은 더 북쪽으로 가면서 감소하여 50°N에서는 20 km 보다 작은 반경을 가졌다. 이러한 반경은 중위도에서 적도로 감에 따라 기하급수적으로 증가하는 것으로 나타났다. Fig. 5b는 위도에 따라서 지수함수적으로 증가하고 감소하는 양상을 보여준다. 실제 해양 현상은 이 변형 반경의 수 배 정

도의 크기로 출현하기 때문에 인공위성이 관측한 해수면온도 영상에서는 변형반경보다 훨씬 큰 규모의 해양 현상이 관측될 것이다.

Fig. 5b의 Rossby 변형 반경이 일정하지 않다는 사실을 고려하지 않고, 동일한 윈도우의 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 윈도우를 사용하여 내삽에 활용하였기 때문에 공간적으로 변동이 심한 자세한 해양 구조들이 사라지게 되는 것으로 사료된다. 반대로 저위도에서는 현상이 더 크기 때문에 작은 윈도우 크기, 수평운동 규모로 인하여 SST의 불연속성이 발생한 것으로 추정된다. 이러한 문제를 해결하려면 수평운동 규모(L_x, L_y)를 위도와 극지적 해역의 특성을 고려한 함수로 주어야 한다.

4. 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 산출하고, 합성장에서 발생할 수 있는 문제점과 원인을 조사하였다.

3-D 합성장은 북태평양 중앙부에서

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 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. 해양 현상은 위도에 대한 함수이다. 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.

5. 사 사

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업 (CATER 2008-4210)의 지원으로 일부 수행되었고, 정지위성 CMDPS의 지원으로도 일부 수행되었습니다.

6. 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., deSzoeko, 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.
- Reynolds, R.W. and Smith T.M., 1994, Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 7, 929-949.
- Wentz, F.J., Gentemann, C., Smith, D., and Chelton, D., 2000, Satellite measurements of sea surface temperature through clouds. *Science*, 288, 847-850.